

Cours de Météorologie



SOMMAIRE

1. De l'observation à la prévision
2. L'atmosphère
3. La température
4. La pression
5. Le vent
6. L'humidité
7. Les nuages
8. Circulation générale et masses d'air
9. Les perturbations
10. Météorologie tropicale
11. La mer et les vagues
12. Océanographie
13. Prévision et routage

Chapitre 1 : De l'observation à la prévision

1- Introduction

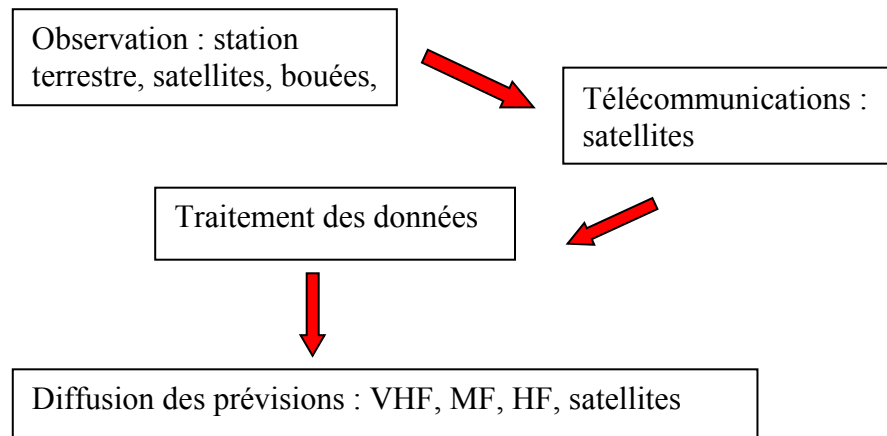
a) Historique

14 novembre 1854, durant la guerre de Crimée une violente tempête provoque le naufrage de 40 navires et fait 400 morts.

L'astronome le Verrier démontre que la tempête était prévisible depuis deux jours.

Mise en place d'un réseau météo : observation et télégraphe.

b) aujourd'hui



2- L'OMM : l'organisation météorologique mondiale

WMO en anglais. Née en 1950 elle fait partie de l'ONU. Elle est constituée de 161 états membres.

VMM : veille météo mondiale : née en 1963, a pour rôle de recueillir les observations, transmettre les données, et élaborer la diffusion via les centres météo mondiaux et régionaux.

Trois composantes :

- système mondiale d'observation : sur terre, sur mer, dans l'atmosphère et dans l'espace.
- Système mondiale de télécommunication : échange rapide des données puis analyse et prévisions
- Système mondial de traitement des données : réseau de centres informatisés de traitements des données.

3- L'observation météo

- 9500 stations terrestres dont 10% sont équipées de ballons sondes qui atteignent les 30 km d'altitude et de radar terrestres. Mesure de la pression, température, humidité, vent, précipitations, nébulosité, temps présent ...



Exemple de ballon sonde



- 7000 navires faisant route mais rarement équipés de ballons. La prévision se fait avec l'observation et les instruments de bases de météo (baromètre, psychromètre, anémomètre, thermomètre...)
- des centaines de plates-formes et des bouées ancrées et dérivantes



Bouée Marisonde : mesure la pression, le vent, la température et se positionne par système ARGOS

Bouée Houlographe



- quelques avions équipés de radar Doppler ou autre pour effectuer des sondages verticaux dans les perturbations

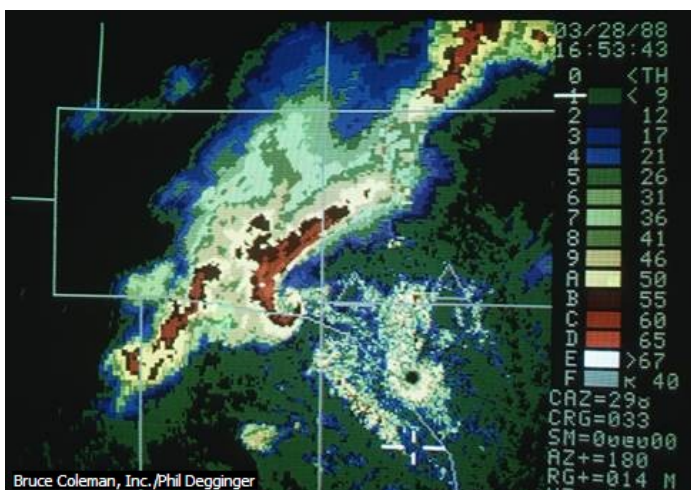
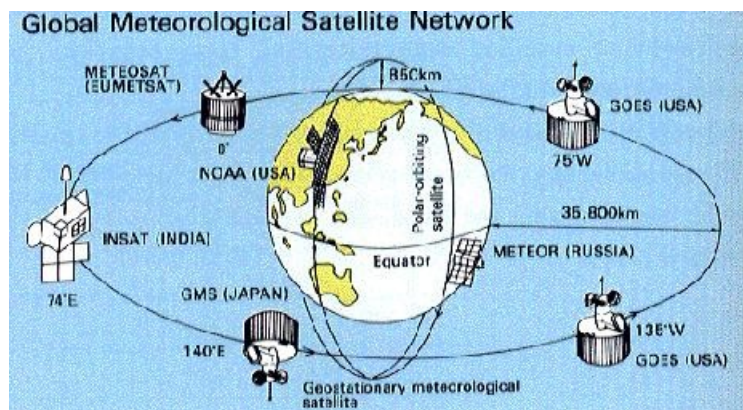


Image d'un radar Doppler embarqué a bord d'un avion.

- 6 satellites géostationnaires : bonne couverture des zones habitées plus mer et déserts. Cadence de une image toutes les 30 minutes. Ils sont équipés de radiomètres mesurant l'énergie de rayonnement émis par la surface (terre, mer, nuages), servent aussi de relais télécoms
- 3 satellites en orbite circumpolaires : double balayage complet de la terre en 24 heures
- satellites ERS (European Remote Sensing) : orbite basse (800km) mesure altimétrique et mesures de vagues. Font partis de l'agence spatiale européenne, observent la terre et en particulier l'atmosphère et les océans.



Satellite météo européen en orbite polaire lancé en octobre 2006 de type MetOp



Exemple d'image satellite utilisée pour la prévision météo

3- Les réseaux de surfaces

Réseau synoptique international (observation atmosphérique)

- messages d'observation codés SYNOP ou SHIP
- observation toutes les trois heures pour le réseau principal (en France 120 stations réparties sur tous les départements) et intermédiaire (pour les plus petites stations départementales)
- à terre stations et sémaphores, en mer personnel embarqué et automatisations des navires français en cours par Météo France
- observation de surface en mer reste importante : 70% de la surface du globe est de l'eau
- observation océanographique par des navires spécialisés : profils de température (BATHY) ou de salinité (TESAC)

4- Système mondial de télécommunication (SMT)

Maillage entre centre météo mondiaux et régionaux afin de :

- transmettre rapidement l'information issus des stations (terrestres et navires)
- fonction du développement des communications (INMARSAT)

Exemples de centre mondiaux : Blacknell, Washington, Toulouse et beaucoup de station régionales

5- Traitement de l'information

Essentiellement par super calculateurs en trois étapes :

- collecte et rassemblement des données
- analyse : c'est la détermination à partir des observations l'état de l'atmosphère à un instant donné. Tracé manuel des isobares puis analyse par prévisionniste toutes les trois heures pour le France et l'Europe ; analyse globale vers les services de prévision toutes les 6 heures ; analyse poussée de la surface par les satellites entrée dans le modèle numérique afin de le recalculer sur la réalité (pression, température, humidité, vent) toutes les douze heures.
- Diffusion des données

En France, modèle numérique ARPEGE alimenté deux fois par jours permet de faire une prévision de 6 à 72 heures. Au delà c'est le centre européen de Reading qui fait les prévisions.

6- Diffusion des données

Les bulletins sont diffusés selon 4 zones :

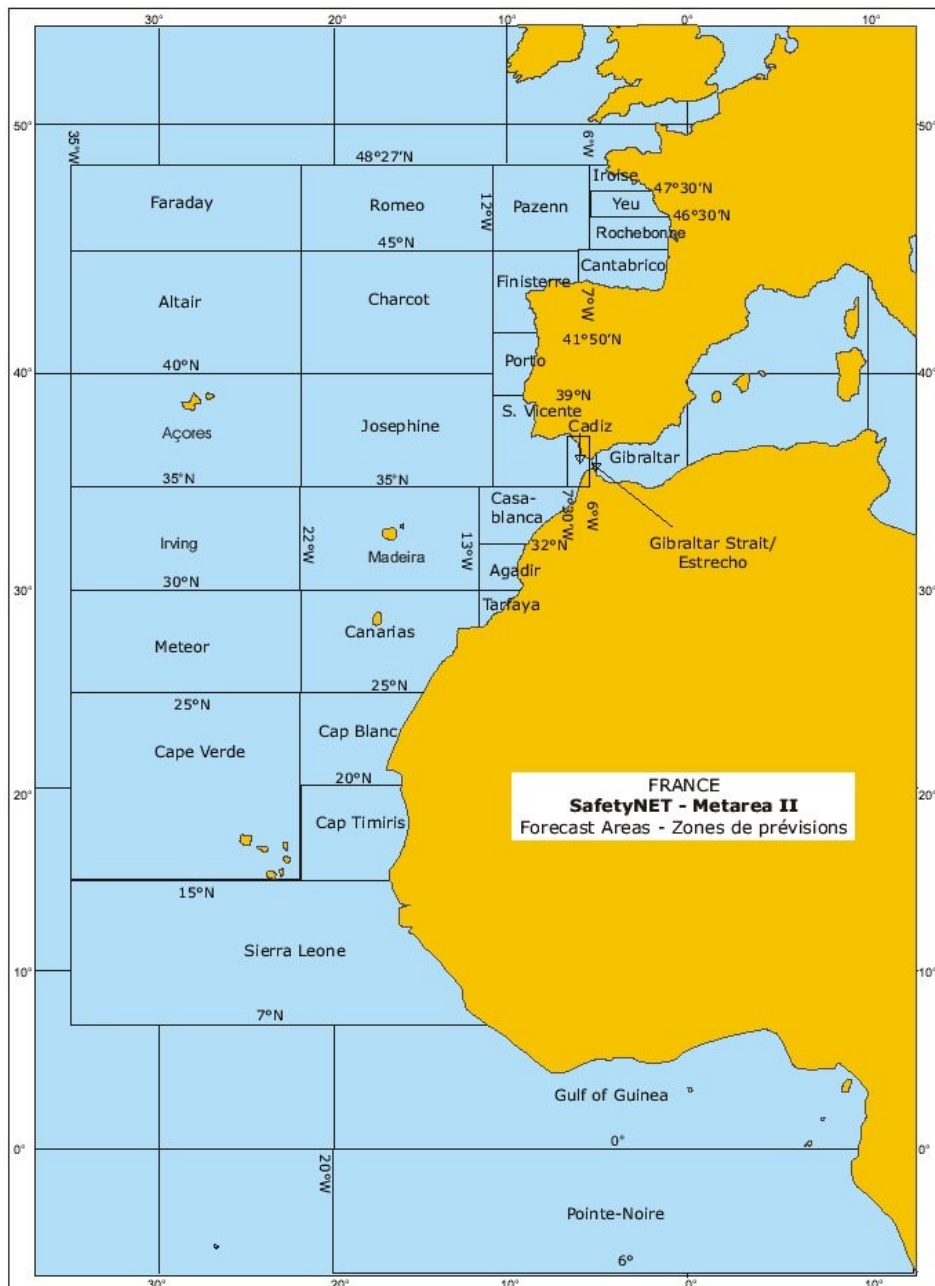
- **Rivage** : zone de 2 milles plus plan d'eau intérieurs côtiers. Plutôt orienté grand public et loisir nautiques de bord de plage. Ne font pas partis de la mission de sécurité.
- **Côte** : bandes des 20 milles sur le littoral métropolitain
- **Large** : bande des 200 milles, bulletins rédigés selon un zonage par le service central de

prévision marine de Toulouse. Il englobe le domaine côtier.

- **Grand large** : domaine de la haute mer. Les responsabilités sont partagées entre différents pays dans le cadre du SMDSM. La France s'occupe de la METAREA II (duproche atlantique jusqu'au golfe de guinée), ainsi que sur les zones couvrant la traversée de l'atlantique.

Deux types de bulletins météo :

- Bulletins réguliers : rédigés deux à trois fois par jour et comportent : origine, intitulé, date, description de la situation météo générale et de son évolution, une prévision par zone pour les 24h à venir (avec détail du vent, état de la mer, temps significatif, visibilité), la tendance ultérieure (annonce d'évènements dangereux notamment), observation des sémaphores et marées prévu pour les côtiers.
- Bulletins irréguliers : ce sont des AVIS, émis quelque soit l'heure, dès l'instant où un phénomène météo dangereux pour la navigation est observé ou prévu (avis de vent fort de 7 à 12 B (BMS = bulletins météorologiques spéciaux), avis de forte houle, avis de visibilité réduite, avis de surcôte). Valable pour 24h, émis avec un délai suffisant avec forte probabilité, et si le phénomène perdure au-delà des 24h, un nouvel avis est émis. Si le phénomène s'annule, un avis d'annulation doit être émis.



Délimitation de la zone Metarea II

Forme des BMS : Valables 24 heures, ils sont renouvelables et modifiables. Ils contiennent les informations suivantes : origine du bulletin, type de bulletins, numéro (classés de 0 à 99 puis retour à 0), la date, référence éventuelle du BMS précédent ou d'une autre région, nature de l'avis, indication du phénomène générateur (position, déplacement, évolution) et les zones menacées avec les bulletins de vent correspondants.

La diffusion se fait via différents moyens selon la zone :

Zone côtière : Avec la VHF par les CROSS toutes les trois heures, BMS toutes les 3 minutes
Monaco radio et Jersey radio

Zone Large : Avec MF par les CROSS deux ou trois fois par jour et BMS toutes les 2 heures
Monaco radio
France Inter et France info une fois par jour à heures fixe
BBC quatre fois par jour
Navtex toutes les 4 heures avec impression.

Zone grand-large : France info, Monaco radio et RFI une fois par jour
INMARSAT C à 9H et 21H UTC
FLEET NET
SAFETY NET

Chapitre 2 : L'atmosphère

1- Généralités

Définition : Enveloppe gazeuse qui recouvre la terre jusqu'à environ 130km mais pas de rupture dans la raréfaction de l'air, très dense près du sol.

Composition :

Air sec : -78% d'azote

-20% d'oxygène

-1% d'argon

-0,03% de CO₂ (rôle dans l'effet de serre)

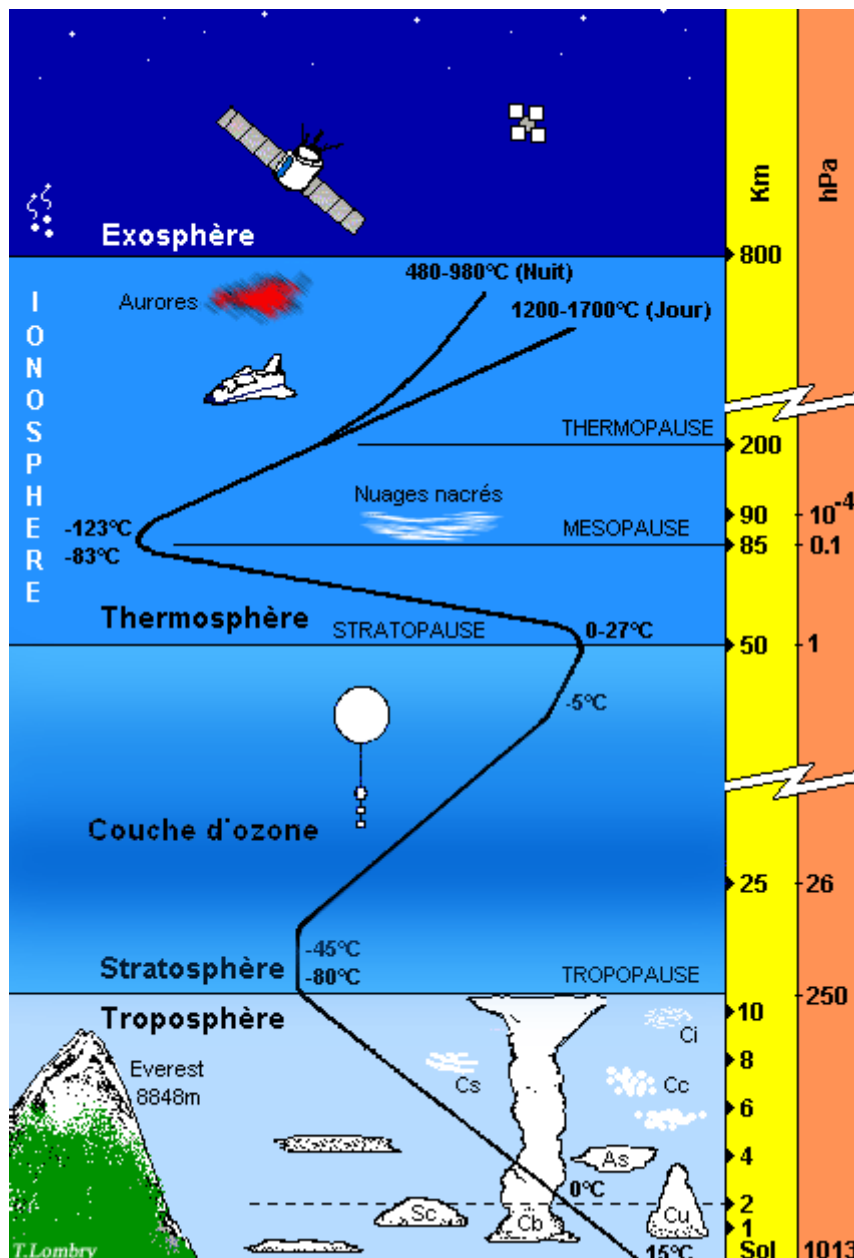
-0,000006% d'ozone (entre 15 et 45 km, filtre UV, polluant au sol)

Vapeur d'eau : évaporation 'eau, sublimation de la glace, transpiration des végétaux et animaux.

Régulateur thermique

Particules : débris végétaux, rejets industriels, sels marins, noyaux de condensation de l'eau (nuages)

2- Coupe de l'atmosphère



3- Couches atmosphériques

Masse atmosphérique : 99% entre 0 et 30 km ; 50% entre 0 et 5,5 km

Troposphère :

- épaisseur varie entre 6km aux pôles et 17 km à l'équateur. Le niveau de la tropopause monte en été et varie selon les saisons
- sensible au rayonnement terrestre (sol plus chaud que air)
- contient 75% de la masse de l'atmosphère et la totalité de la vapeur d'eau
- lieu des phénomènes météorologiques

Stratosphère :

- peu de gaz sauf ozone
- pas de vapeur d'eau
- température augmente du à la une réaction photochimique pour la production d'ozone (réaction exothermique)
- inversion de température : blocage des mouvements des nuages (cf. forme d'enclume des cumulo-nimbus)

Mésosphère :

- diminution des réactions photochimiques
- gradient de température négatif et forte variation jour/nuit (variation nyctémérale)
- parcouru par vent violents (déplacement rapide de particules) mais peu d'air donc peu de particules

Thermosphère :

- UV : ionisation des particules d'air $O_2 = O^+ + O^+ + \text{ions}$ – donc réaction exothermique
- Contient ionosphère
- Forte ionisation des gaz par rayonnement solaire : lieu des aurores boréales ou australes
- Profil de température ascendant jusqu'à 1000°C

Exosphère (magnétosphère)

- densité très faible, un peu de H (hydrogène) et de He (hélium)

4- Notion d'échelle météo

	Echelle de temps	echelle d'Espace horizontale	echelle d'Espace verticale
Circulation générale (climatologie, écoulement moyen de l'air)	Mois ou année	1000km	10km
Synoptique (analyse et prévision, étude d'une perturbation)	De un a quelques jours	1000 km	Quelques km
Méso échelle (analyse et prévision)	Quelques dizaines d'heures	100 km	Sol (convection organisée, vents spéciaux, fronts)
Aérologique (analyse verticale)	Quelques heures	1 km	100 à 1000 m (nuages)

5- Caractéristiques de l'atmosphère

Quatre paramètres : T (température de l'air), P (pression atmosphérique), U (humidité de l'air), déplacement horizontal ou vertical des masses d'air (direction et vitesse du vent)

Météo= étude du liens entre ces paramètres et de leurs conséquences

Chapitre 3 : La température

1- Généralités

Résultante des échanges d'énergie entre les corps qui ont lieu dans l'atmosphère. Paramètre majeur en météo. Conditionne la pression et influence l'humidité : l'air chaud contient plus de vapeur que l'air froid

Différentes échelles : -Celsius (°C): glace fondante à 0°C, eau bouillante à 1013hPa à 100°C

- Kelvin (°K): 0°K= -273,15°C c'est le zéro absolu

- Fahrenheit (°F): °F = $\frac{9}{5} \times \theta \text{ } ^\circ\text{C} + 32$

5

2- Mesure et instruments

- Norme de mesure : sous abris (à terre) pour éviter le rayonnement du soleil et du sol, bonne ventilation (psychromètre à crécelle (mesure température air sec et air humide , au vent de la passerelle)

- Instruments : premier thermomètre fabriqué par Galilée en 1641

Aujourd'hui : à mercure ou à alcool (dilatation d'un liquide)

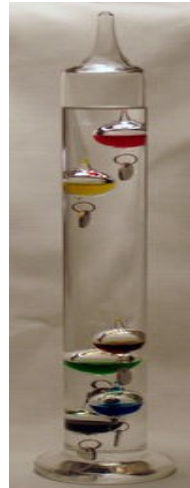
à infrarouge (par rayonnement)

Thermographe (déformation d'un bilame + enregistrement)

Thermosonde (variation résistivité d'un métal en fonction de θ)



1



2



3

- 1- Psychromètre à crécelle
- 2- Thermomètre de Galilée
- 3- Thermomètre à mercure
- 4- Thermographe
- 5- Thermosonde



4

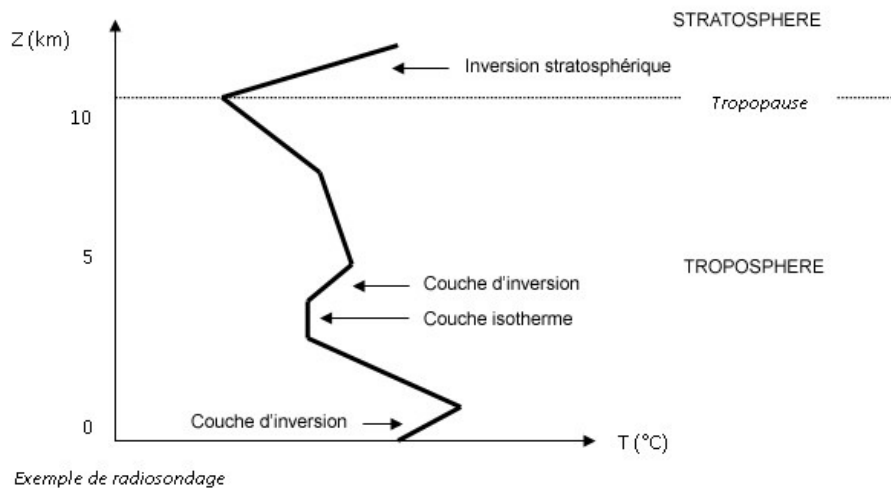


5

3- Variation de température

a) selon l'espace

- Suivant l'horizontale : selon la nature du sol et l'ensoleillement,
Selon la latitude, le relief, la présence d'un océan
Discontinuité en présence de perturbations
Champs de température : par analyse des surfaces isothermes pour mettre en évidence les phénomènes de givrage (entre 0°C et -10°C). Utile en aéronautique.
- Suivant la verticale : permet de définir la structure de l'atmosphère par radiosondage, avion, satellites.

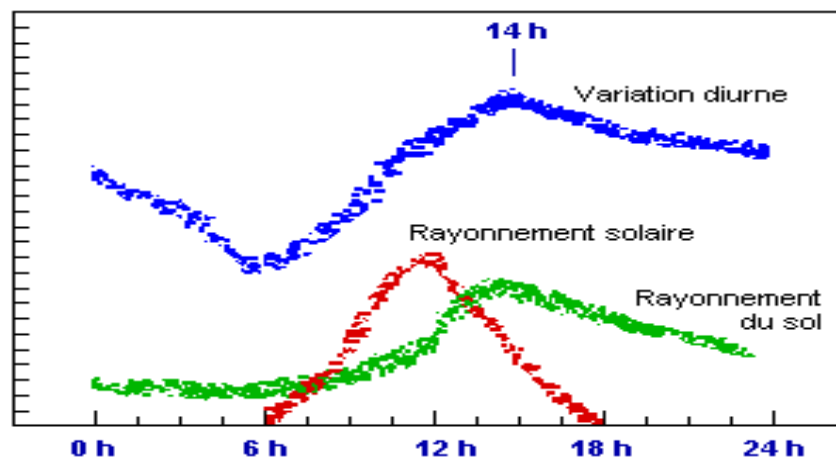


Dans la troposphère : la variation de la température selon l'altitude n'est pas linéaire, on perd environ 1°C tous les 100 m (température air sec). La couche d'inversion est due au sol ou mer froids (phénomènes d'upwelling). La température plus élevée en altitude permet la formation de brouillard et du phénomène de duct dans la propagation des ondes radar.

b) selon le temps

La température est plus fluctuante que la pression. Les valeurs les plus extrêmes mesurées sous abris sont de $+58^{\circ}\text{C}$ en Libye et -78°C en Sibérie.

Elle subit une variation saisonnière en fonction de la durée d'ensoleillement et une variation diurne. La variation diurne est plus forte en l'absence de nuage (moindre perte par rayonnement), plus importante en altitude et plus sensible à terre qu'en mer. Elle peut même être inversée en cas de perturbation (changement de masse d'air). Elle est minimum au lever du soleil et maximum en début d'après midi. Cette variation est de l'ordre de 2 à 6°C en hiver et de 8 à 10°C en été.



Chapitre 4 : La pression

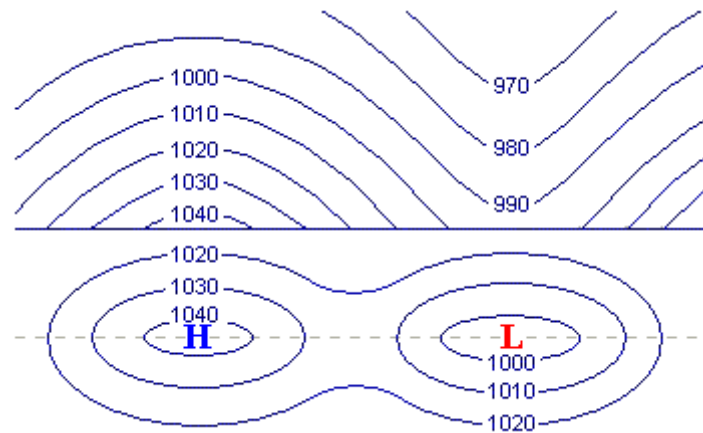
1- Généralités

Définition : poids de la colonne d'air par unité de surface en un point donné ($P = \frac{mg}{S}$). Rôle important en météo elle permet de déduire les vents.

Prévision météo: beaucoup à partir de la pression et des variations de pression

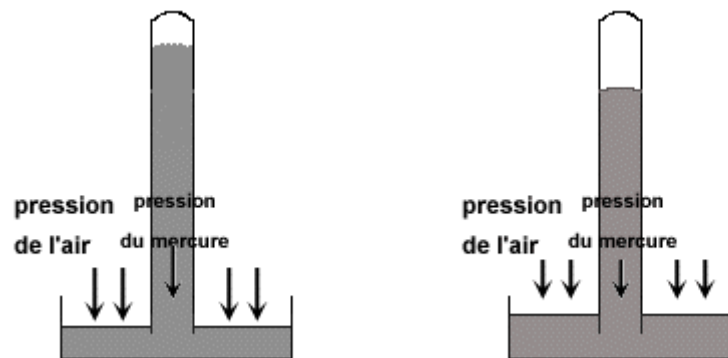
Analyse du champ de pression à différentes altitudes

Observation des variations de pression pour voir l'évolution de la météo

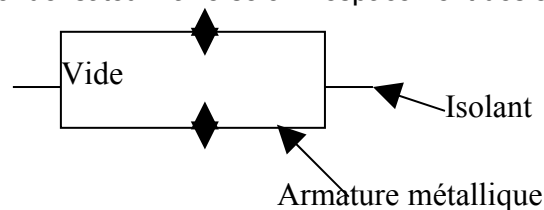


2- Mesure et instruments

- Premier baromètre : Torricelli (italien) en 1643
- Baromètre à mercure : poids de l'air équivaut à celui d'une colonne de mercure de 76cm de hauteur d'après la formule $P = \rho gh$



- Baromètre anéroïde : Lucien Vidie (français) 1805-1866. Baromètre équipé de capsule de Vidie sous vide qui se dilates. Mesure la différence de pression entre l'intérieur et l'extérieur.
- Barographe : empilement de capsule de Vidie, permet l'enregistrement
- Barographe électronique : capacité d'un condensateur varie selon l'espacement des électrodes (épaisseur diélectrique) :



Unité : Pascal (Pa) = 1 Newton par cm^2 . On utilise plus souvent l'hectopascal. Autrefois on utilisait le millibar (= 1CM de mercure = 1 hPa). Pression normale : 1013,25 hPa = 760 mm mercure

- 1- Torricelli et son premier baromètre
- 2- Baromètre à mercure
- 3- Baromètre anéroïde
- 4- Barographe
- 5- Barographe électronique



1



2



3



4

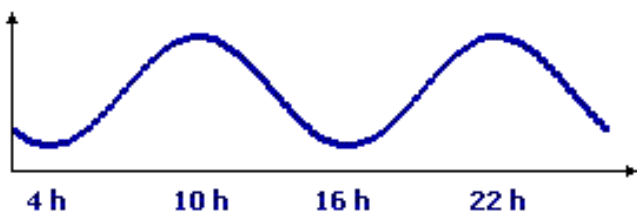


5

3- Variation de pression

a) dans le temps

- Marée barométrique : variation journalière de pression en l'absence de perturbation. Pression maximum entre 8h et 10h et pression minimum entre 16h et 18h. Cette marée est due au réchauffement de l'air qui monte qui provoque une chute de pression en surface, puis la température diminue, l'air descend et la pression augmente. Cette variation est relativement peu importante et plus marquée en cas de perturbation. Elle est plus sensible aux basses altitudes.



Marée barométrique ou variation diurne de la pression

- Tendence barométrique : analyse sur trois heures permet de prévoir le passage d'une perturbation

- chute de 4 à 5 hPa en trois heures : coup de vent force 8 beaufort
- chute de 3 hPa par heure : tempête force 10 beaufort
- Chute de 5 hPa par heure : violente tempête

Quelques chiffres : en zone tempérée la pression est comprise entre 950 hPa et 1050 hPa.

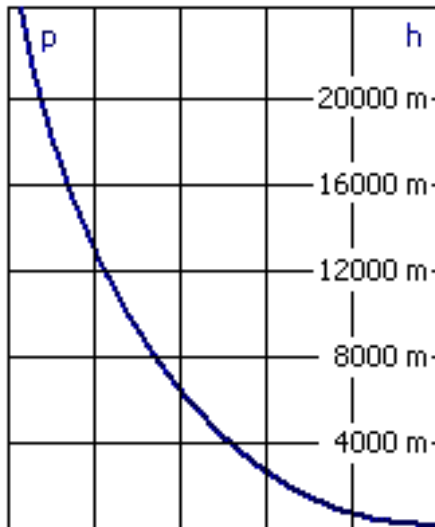
Records : pression min : 867 hPa lors d'un cyclone tropical aux philippines le 14/10/1970

Pression max : 1083 hPa lors d'un anticyclone en Sibérie le 31/12/1968

Analogie pression/température : lorsque la température augment l'air monte et la pression diminue mais plus lentement, et inversement.

b) variation spatiale

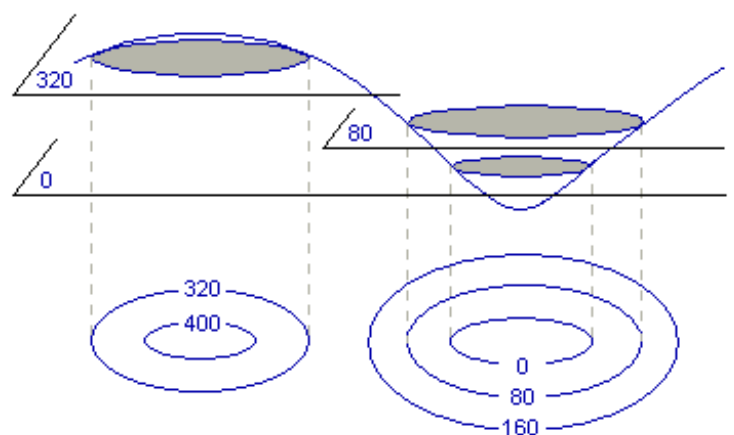
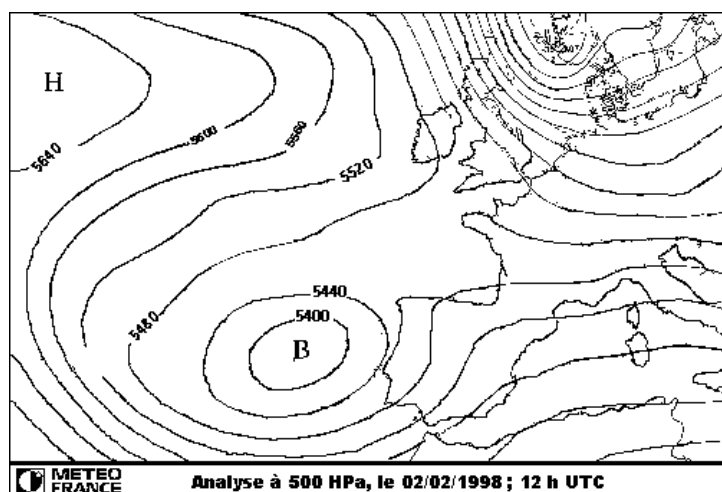
- verticalement : la pression diminue avec l'altitude selon une loi logarithmique.



Carte isobare (mb)	Hauteur moyenne (MSL)	
	Pieds	Mètres
1000	400	120
850	5000	1500
700	10000	3000
500	18000	5500
400	23500	7200
300	30000	9000
250	34000	10000
200	39000	12000
100	53000	16000
50	67500	20500
30	78000	24000
10	102000	30800

Une chute de pression provoque une baisse de température et la formation de nuages.

- horizontalement : capitale en météo, car c'est le champ de pression qui influent principalement sur le vent. Etude de variation de pression à une altitude constante : surface isobare, ou étude de la topographie : isohypse ou lignes de pression, généralement la ligne de 500 hPa.



Les valeurs indiquées sont celles des hauteurs pour une valeur de pression de 500 hPa

Anticyclone (A) ou High (H): système d'isobare fermée dont la valeur croît vers l'intérieur. Induit des vents tournant dans le sens horaire dans l'hémisphère nord orientés vers l'extérieur. Synonyme de beau temps parfois de brume.

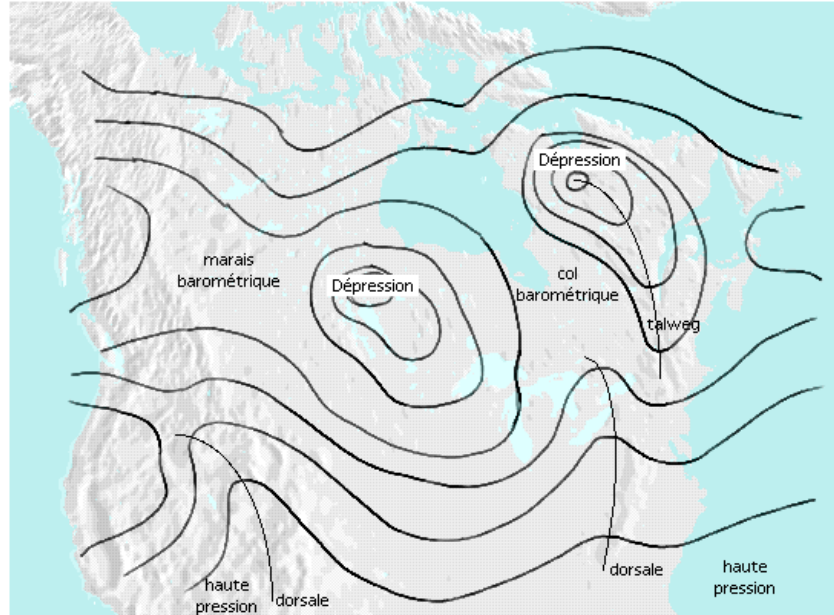
Dépression (D) ou Low (L) : système d'isobare fermée dont la valeur décroît vers l'intérieur. Induit des vents tournants dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère nord, orientés vers l'intérieur. Synonyme de mauvais temps donc de perturbation.

Dorsale : excroissance de hautes pressions. A son approche les vents reviennent. Zone de transition entre les perturbations.

Thalweg : excroissance de basse pression. A son passage, les vents tournent. Souvent à proximité d'un front et correspond souvent à des précipitations suivies d'un changement de masse d'air.

Col : région de croisement dorsale/dépression et thalweg/anticyclone

Marais barométrique : région où les isobares sont mal organisées



4- Pression et météo

Anticyclone : beau temps, vent faible, ciel peu nuageux, brume possible en début ou fin de journée

Dépression : mauvais temps, vent fort, nuages et pluies

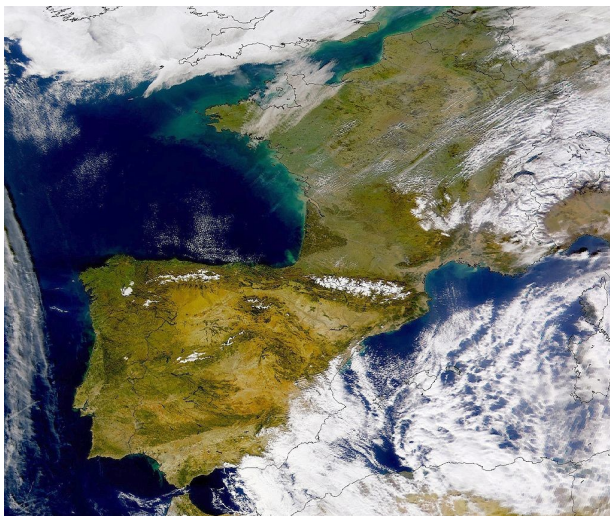
Dorsale : ciel peu nuageux mais brume

Thalweg : annonce de la perturbation. Pluies et changement de temps, vent fort de direction variable

Marais : rare en mer, vent variable ou faible, brouillard

Col : pas de vent

A gauche un anticyclone sur la France et l'Espagne, à droite une dépression sur l'Irlande



Chapitre 5 : Le vent

1- Généralités

Mouvement horizontal de particules d'air : vent synoptique. Très important pour la prévision de l'état de la mer, les routages

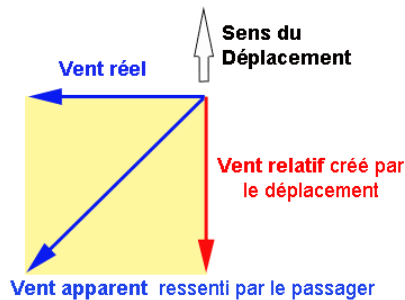
Cause : différence de pression entre deux lieux

Caractéristiques : -direction (girouette) : vent vient du

-force (anémomètre) : vent mollit/fraîchit

-vent moyen : moyenne des rafales sur 10 minutes

A bord on mesure le vent apparent.



$$V_{\text{réel}} = V_{\text{apparent}} - V_{\text{relatif}}$$

$$V_{\text{réel}} = V_{\text{apparent}} + V_{\text{navire}}$$

2- Echelle de Beaufort

Formule de Beaufort :

$$Beaufort \approx \sqrt[3]{\frac{v^2}{9}}$$

Degré Beaufort	Terme descriptif	Vitesse moyenne en nœuds	Vitesse moyenne en km/h	Observations en mer	Observations sur terre
0	Calme	< 1	< 1	La mer est comme un miroir.	On ne sent pas de vent ; la fumée s'élève verticalement.
1	Très légère brise	de 1 à 3	De 1 à 5	Quelques rides en écaille de poisson, mais sans aucune écume.	On sent très peu le vent ; sa direction est révélée par la fumée qu'il entraîne, mais non par les girouettes.
2	Légère brise	de 4 à 6	de 6 à 11	Vaguelettes courtes aux crêtes d'apparence vitreuse, ne déferlant pas.	Le vent est perçu au visage ; les feuilles frémissent, les girouettes tournent.
3	Petite brise	de 7 à 10	de 12 à 19	Très petites vagues (environ 60 cm de haut) ; les crêtes commencent à déferler, les moutons apparaissent.	Les drapeaux légers se déploient ; les feuilles et les rameaux sont sans cesse agités.
4	Jolie brise	de 11 à 16	de 20 à 28	Petites vagues s'allongeant, moutons nombreux.	Le vent soulève la poussière, les feuilles et les morceaux de papier, il agite les petites branches ; les cheveux sont dérangés, les vêtements claquent.
5	Bonne brise	de 17 à 21	de 29 à 38	Vagues modérées (2 m de haut), nettement allongées ; beaucoup de moutons ; embruns.	Les yeux sont gênés par les matières dans l'air ; les arbustes en feuilles commencent à se balancer ; des vaguelettes se forment sur les plans d'eau.
6	Vent frais	de 22 à 27	de 39 à 49	Des lames se forment, les crêtes d'écume blanche s'étendent ; davantage d'embruns.	Les manches sont gonflées par les côtés, l'utilisation des parapluies devient difficile ; les grandes branches sont agitées, les fils des lignes électriques font entendre un sifflement.
7	Grand frais	de 28 à 33	de 50 à 61	La mer grossit en lames déferlantes ; l'écume commence à être soufflée en traînées dans le lit du vent.	La marche contre le vent devient pénible ; les arbres sont agités en entier.
8	Coup de vent	de 34 à 40	de 62 à 74	Les lames atteignent une hauteur de l'ordre de 5 m ; tourbillons d'écume à la crête de lames, traînées d'écume.	La marche contre le vent est très difficile ; le vent casse des rameaux.
9	Fort coup de vent	de 41 à 47	de 75 à 88	Grosses lames déferlant en rouleaux, tourbillons d'embruns arrachés aux lames, nettes traînées d'écume ; visibilité réduite par les embruns.	Les enfants sont renversés ; le vent arrache les tuyaux de cheminées et endommage les toitures.
10	Tempête	de 48 à 55	de 89 à 102	Très grosses lames déferlantes (9 m de haut) ; écume en larges bancs formant des traînées blanches ; visibilité réduite par les embruns.	(Rarement observé à terre.) Les adultes sont renversés ; les arbres sont déracinés, les habitations subissent d'importants dommages.
11	Violente tempête	de 56 à 63	de 103 à 117	Lames déferlantes d'une hauteur exceptionnelle ; mer couverte d'écume blanche ; visibilité réduite.	(Très rarement observé à terre.) Ravages étendus.
12	Ouragan	64 et plus	118 et plus	Lames déferlantes énormes (les creux atteignent 14 m), mer entièrement blanche ; air plein d'écume et d'embruns ; visibilité très réduite.	(En principe, degré non utilisé.) Ravages désastreux : violence et destruction.

3- Equation du mouvement

Forces en présence : Pression, Coriolis, Frottements, Centrifuge

$$\vec{F}_p + \vec{F}_f + \vec{F}_{\text{cent}} + \vec{F}_{\text{Cor}} = 0$$

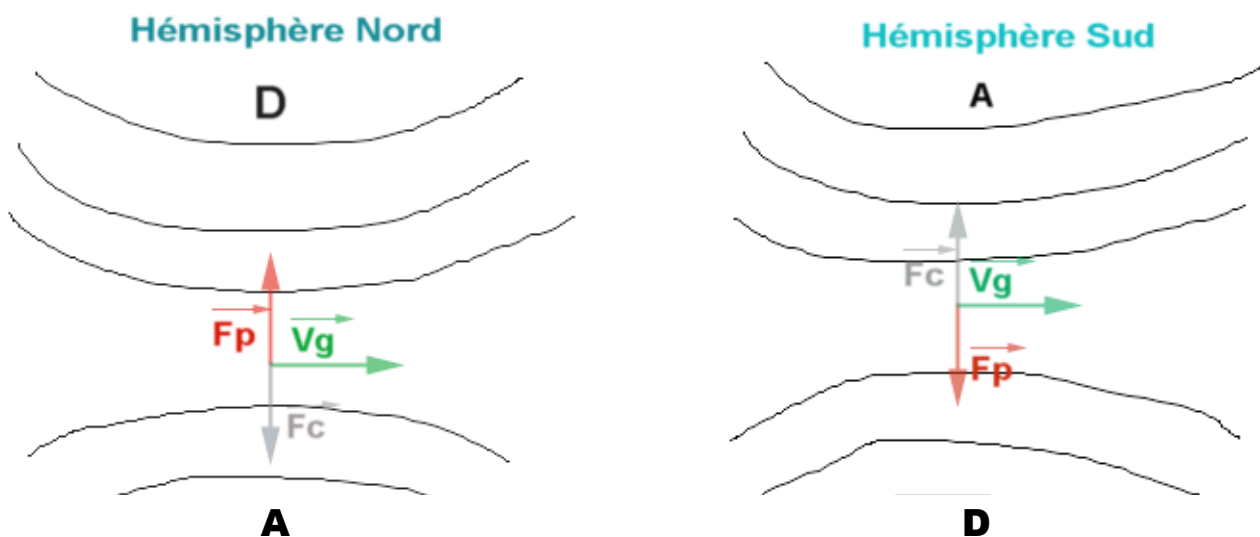
En Hauteur (vent géostrophique):

En éliminant la force centrifuge car déplacement horizontal et la force de frottement car elle n'existe pas en altitude on obtient la formule du vent géostrophique :

$$V = \frac{\text{Gradient } P^\circ}{2 \omega \rho \sin \varphi}$$

ω = vitesse de rotation de la terre
 ρ = masse volumique de l'air
 φ = latitude

En hémisphère nord, la force de Coriolis dévie les particules vers la droite, dans l'hémisphère sud Coriolis dévie les particules vers la gauche.



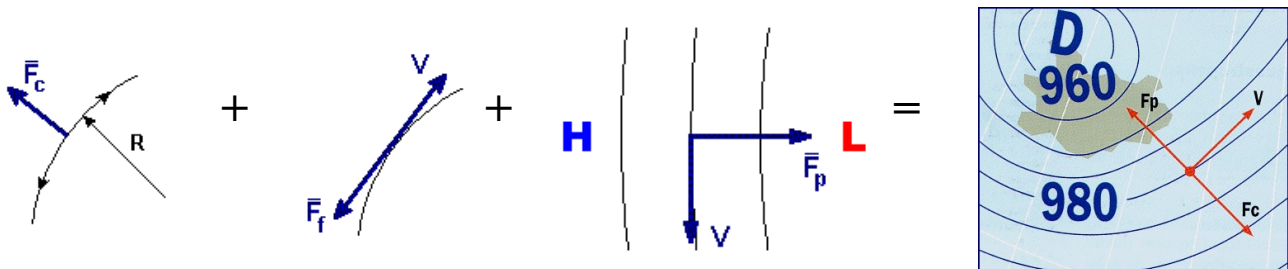
Règle de Buys-Ballot :

Le vent s'écoule dans l'hémisphère nord en laissant les dépressions sur la gauche en étant parallèle aux isobares, plus le gradient de pression est fort et les isobares sont resserrées, plus le vent est fort.

Au sol (vent réel):

$$\vec{F}_p + \vec{F}_f + \vec{F}_{\text{cent}} + \vec{F}_{\text{Cor}} = 0$$

On élimine encore la force centrifuge mais on garde la force de frottement.



Près du sol, le vent a tendance à rentrer dans les dépressions et à sortir des anticyclones.

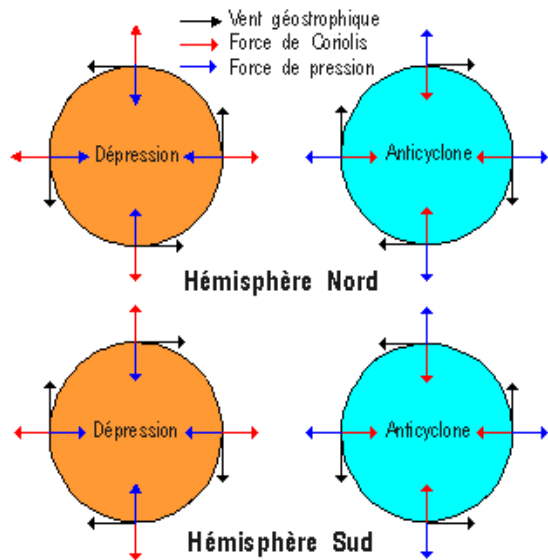
Vent réel (avec frottements): 0,7 x vent géostrophique en mer

0,5 x vent géostrophique à terre

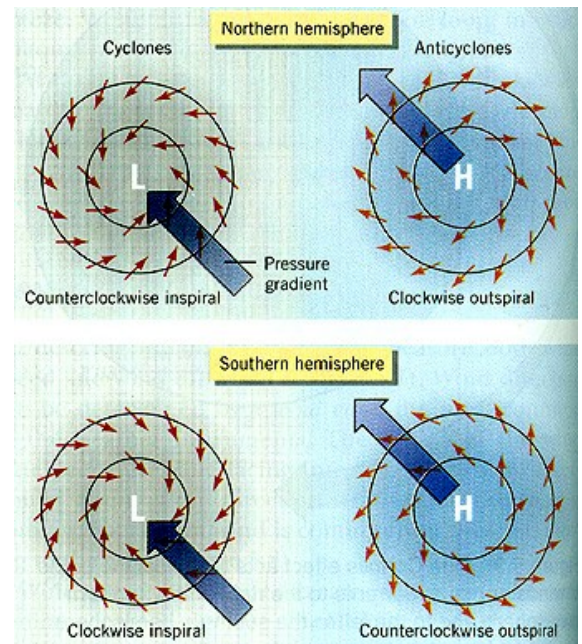
L'unité utilisée a terre est le m/s ou le km/h, en mer on utilise le nœud= un mille par heure avec un mille= 1852 m.

Bilan :

Sans frottements :

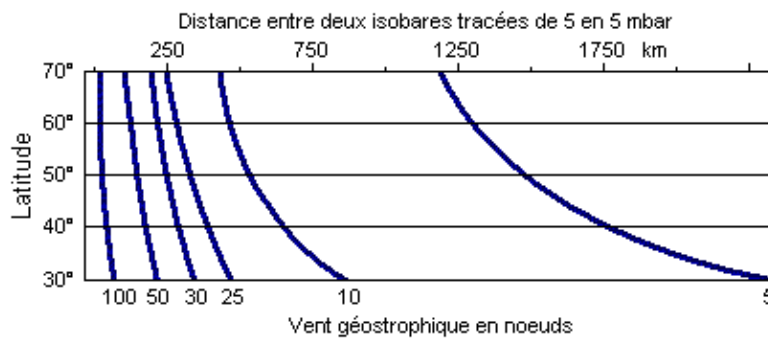


Avec frottements :



4-Détermination de la force du vent

a) écartement des isobares



Distance pour une variation de 10hpa en degré de latitude	9°	7°	5°	4°	3°	2,5°	2	1,5°	1,25°	1°
Force du vent en Beaufort	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

Si $\phi < 45^\circ$: on majore le vent de +1B

Si $\phi > 45^\circ$: on minore le vent de -1B

b) courbure des isobares

Si il existe une forte courbure autour d'un anticyclone : on majore le vent de +1B voir +2B

Si il existe une forte courbure autour d'une dépression : on minore le vent de -1B

c) stabilité de l'atmosphère

Si il existe peu de brassage verticaux = stabilité : si température air supérieur à la température mer

$T_{air} - T_{mer} = 1 \text{ à } 3^\circ\text{C}$: minorer le vent de 1B

$T_{\text{air}} - T_{\text{mer}} > 4^{\circ}\text{C}$: minorer le vent de 2B

Si il existe beaucoup de brassage verticaux = instabilité : si température de l'air inférieure à la température mer.

$T_{\text{mer}} - T_{\text{air}} = 2 \text{ à } 3^{\circ}\text{C}$: majorer le vent de 1B

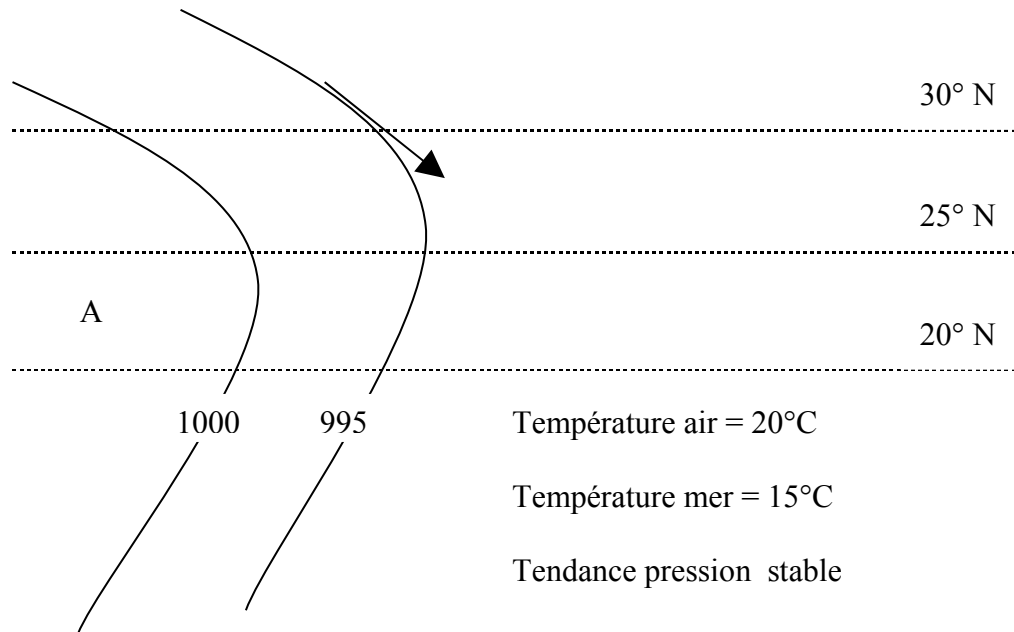
$T_{\text{mer}} - T_{\text{air}} > 4^{\circ}\text{C}$: majorer le vent de 2B

d) tendance

Si on passe d'une hausse à une baisse : majorer le vent de 1B

Si on passe d'une baisse à une hausse : minorer le vent de 1B

Exemple : donner la force du vent d'après les éléments isobariques suivants



+ 2 B : 5° d'écart entre isobares de différence de 5hpa donc 10° pour 10hpa

- 2 B : $T_{\text{air}} - T_{\text{mer}} > 4^{\circ}\text{C}$

+ 1 B : Car $\phi < 45^{\circ}$

+ 1 B : Forte courbure isobarique autour de l'anticyclone
2 B et vent de NNW

e) représentation du vent

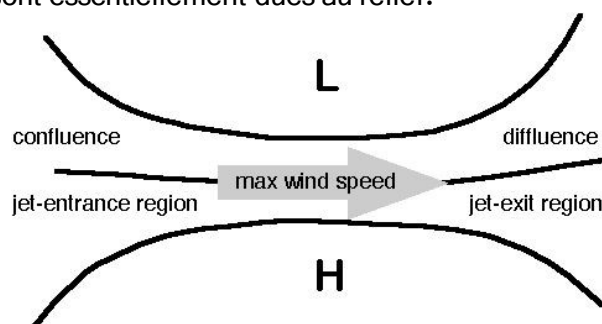
Cartes champs de vent	Cartes cotières	Force et direction correspondantes
		Vent faible de direction variable
		Vent d'Ouest de 5 noeuds
		Vent de Sud de 10 noeuds
		Vent de Sud-Ouest de 25 noeuds
		Vent de Nord-Ouest de 50 noeuds
		Vent de Nord de 65 noeuds

5- Confluence et diffluence

Confluence : resserrement des lignes de courant du vent le vent se renforce.

Diffluence : phénomène inverse le vent faiblit.

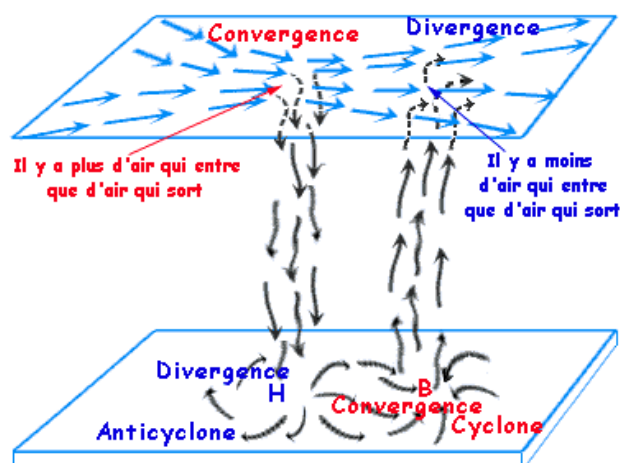
La confluence et la diffluence sont essentiellement dues au relief.



6- convergence et divergence

Convergence : la quantité d'air entrant dans une zone est supérieure à celle qui en sort. Un mouvement ascendant de l'air se crée ainsi qu'un refroidissement de l'air et des précipitations éventuelles.

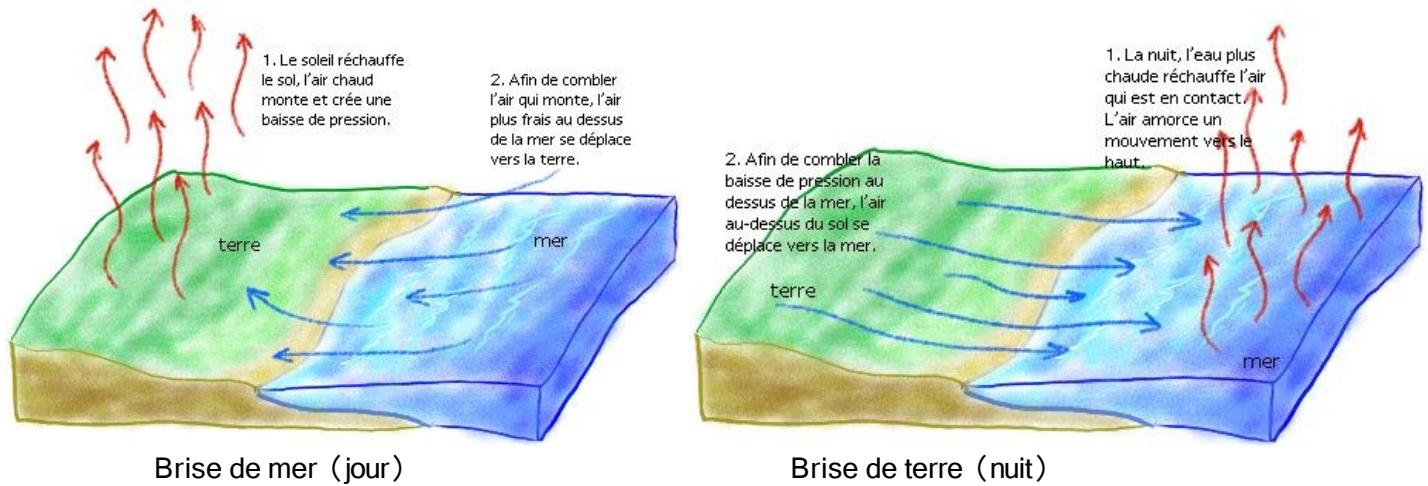
Divergence : mouvement d'affaissement de l'air. L'air se réchauffe et s'assèche, les nuages se dissipent.



7 - les brises

Brise de mer : le jour le sol se réchauffe plus vite que la mer, la chaleur se propage dans les basses couches de l'atmosphère : création d'un courant ascendant qui aspire l'air du large.

Brise de terre : la nuit, le sol refroidit plus vite que la mer, l'air plus lourds s'écoule vers la mer : création d'un courant descendant qui refoule l'air vers le large.



Front de brise : zone de convergence entre la brise de terre et la brise de mer. Se forme au large le matin et se rapproche du rivage le soir. C'est une zone de calme

8-Vents locaux

Vent soufflant régulièrement sur une région donnée

a) Vent catabatique

Vent descendant, soudain et fort, dû au refroidissement de la surface de la pente

Mistral : vent violent de N/NW soufflant de la vallée du Rhône vers la méditerranée. Il peut parfois atteindre la Tunisie.

Tramontane : souffle sur le golfe du Lyon

Vendavales : vent de SW, fort et rafales soufflant sur la côte est de l'Espagne et le détroit de Gibraltar

Williwaws : très violentes et soudaines rafales dévalant des versants de la terre de feu.

b) Vent anabatique

Vent ascendant dû au réchauffement de la surface de la pente.

Alizés : vents réguliers qui soufflent sur la région des tropiques à l'équateur de NE ou SE selon l'hémisphère

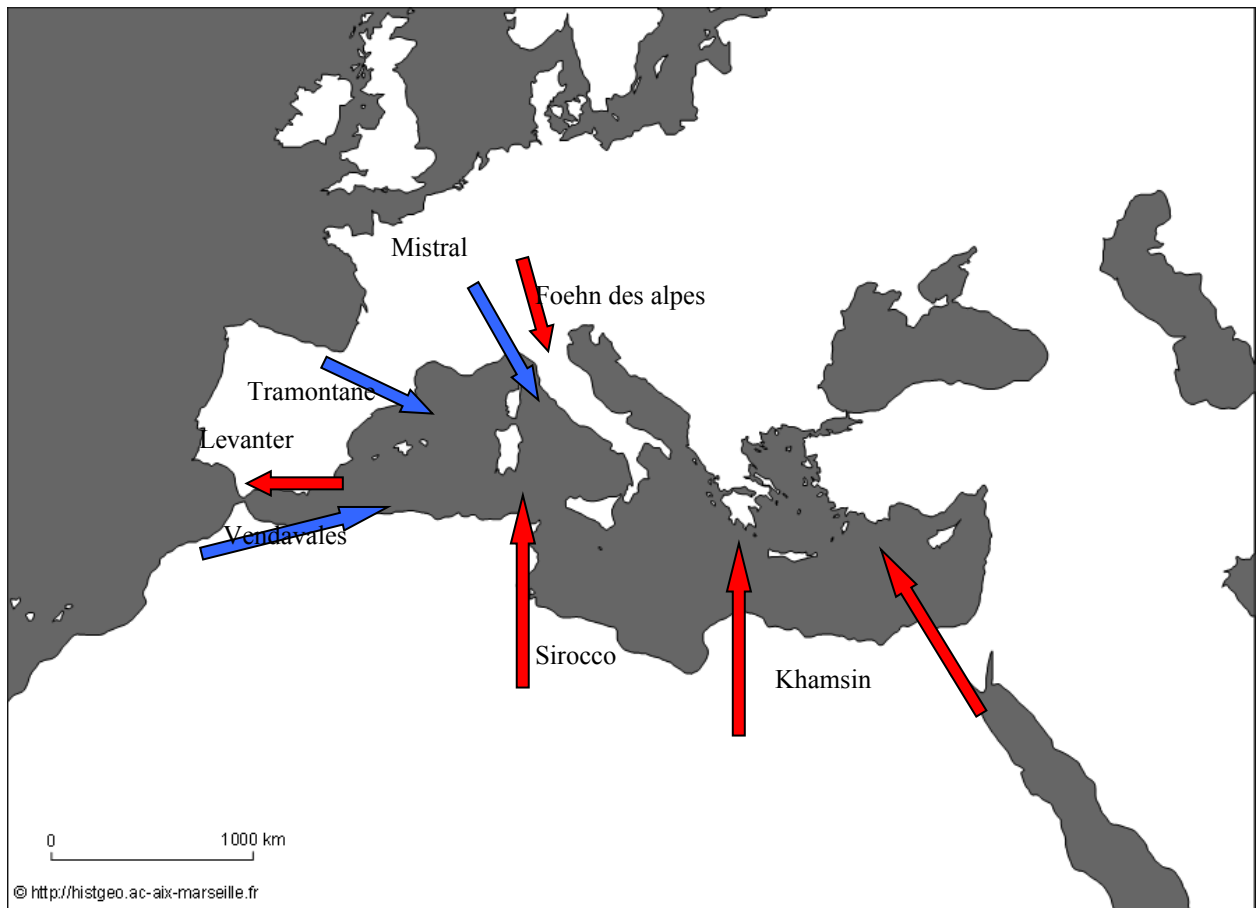
Khamsin : vent chaud et sec soufflant de l'Egypte vers le bassin méditerranéen, chargé de poussière de sable

Sirocco : vent de sud chaud et sec venant du Sahara

Levanter : vent d'est humide et doux soufflant sur le détroit de Gibraltar et la mer d'Alboran

Föhn : vent chaud et sec sous le vent d'une montagne accompagné de pluies.

Synthèse des vents soufflant en méditerranée



Chapitre 6 : L'humidité

1- Définitions

C'est la teneur de vapeur d'eau dans l'air. Elle se situe dans les 20 premiers kilomètres de l'atmosphère et détermine ou influence les phénomènes météo.

Loi de Dalton : $P_{atm} = P_a + e$

P_a = pression partielle d'air sec

e = pression partielle de vapeur d'eau

Les changements d'état de l'eau mettent en jeu des quantités d'énergie importantes au niveau de l'atmosphère sous forme de chaleur latente (chaleur nécessaire au changement d'état à température fixe). Par exemple, il y a un transfert qui se fait des latitudes tropicales où il y a évaporation de l'eau et les latitudes plus élevées où il y a condensation.

Trois états de l'eau :



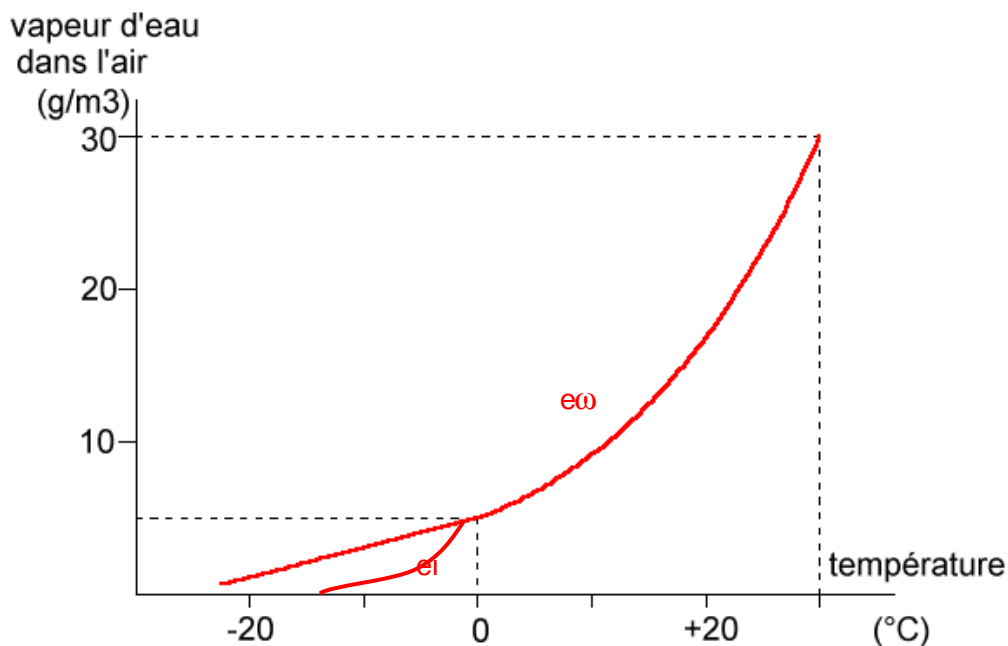
2- Tension de vapeur saturante e_w

Pression à laquelle il existe un équilibre entre phases gazeuse et liquide (e_w) ou solide (e_i)

Pression partielle < valeur limite : $e < e_w$

e_w croît avec la température : air chaud peut contenir plus d'humidité que l'air froid

Pour $T < 0$: $e_i < e_w$: condensation de l'eau plus facile que liquéfaction



3- Evaporation, condensation, surfusion

Evaporation : phénomène d'agitation thermique des molécules d'eau qui leur permet de s'arracher au liquide et de monter dans l'atmosphère.

Facteurs favorisant l'évaporation :

- Température : agitation moléculaire de l'eau augmente
- Faible pression : l'air appuie moins fort sur la surface de l'eau
- Humidité relative faible : l'air n'est pas saturé en vapeur d'eau
- Vent fort : renouvellement de la couche d'air proche de l'eau saturée en vapeur d'eau par air sec
- Taille de la surface : nombre de molécules mobiles plus important

Condensation : le phénomène se produit quand il y a de la vapeur d'eau et des noyaux de condensation. Si la température est supérieure à 0°C c'est de la liquéfaction, si elle est inférieure à 0°C c'est de la condensation. Cas de la sursaturation de l'air : l'eau reste en phase vapeur au lieu d'être en phase liquide ou solide selon la température à cause d'un manque de support. Si la température baisse le nombre de molécules qui se condensent est supérieur au nombre de molécules qui s'évaporent. Il y a formation d'une gouttelette d'eau ou d'un cristal de glace. C'est ce qui crée l'apparition de nuages ou de traînée d'avions (millions de gouttelettes).

Surfusion : l'eau reste liquide à une température supérieure à 0 car il n'y a pas de noyau de condensation.

Conséquences : apparition de pluies verglaçantes, embruns givrants. Ces derniers sont favorisés par l'état de la mer, le vent, une température basse générée par des masses d'air froid continental. Très dangereux pour la stabilité du navire, plusieurs dizaines de cm par jour selon la température de l'air et de l'eau et la force du vent. Se trouvent le plus souvent en atlantique nord et vers terre-neuve.

4- Caractéristiques de l'air humide

$$\text{humidité relative} = \frac{P_{vap}}{P_{sat}(T)} \times 100\%$$

A humidité absolue constante, l'humidité est plus grande si la température est faible.

Point de rosée : t_d , température à laquelle la vapeur d'eau contenue dans l'air se condense à pression constante.

Température extrême du point de rosée : 20°C par nuit chaude en été, -25°C journée froide en hiver.

5- Conséquences du point de rosé

Suintement du navire : la température de la coque devient supérieure à la température de rosée de l'air de la cale
conséquence : liquéfaction et ruissellement dans la cale. Apparaît lorsque le navire va d'une zone chaude vers une zone de navigation plus froide. Il faut ventiler la cale par injection d'air sec.

Suintement de la cargaison : la température de rosée de l'air de la cale devient supérieur à la température de la cargaison. Apparaît lorsqu'on navigue d'une zone froide vers une zone chaude. Il faut injecter de l'air froid dans la cale pour faire descendre le point de rosé.

En conclusion il faut ventiler les cales dès que le point de rosé de l'air extérieure est inférieur à celui de l'air de la cale.

6- Variation de l'humidité

Dans l'espace, U croît avec la présence d'eau (mer, plan d'eau, forêt, nuages ...)

Dans le temps U varie à l'inverse de la température. Elle est maximum en fin de nuit et minimum en milieu d'après midi.



7- Mesure de l'humidité

Hygromètre à cheveux : un cheveu s'allonge de 2% lorsque l'humidité varie de 0 à 100%

Psychromètre : thermomètre sec et thermomètre humide (température plus basse à cause de l'évaporation). U est ensuite donnée grâce à des abaques.

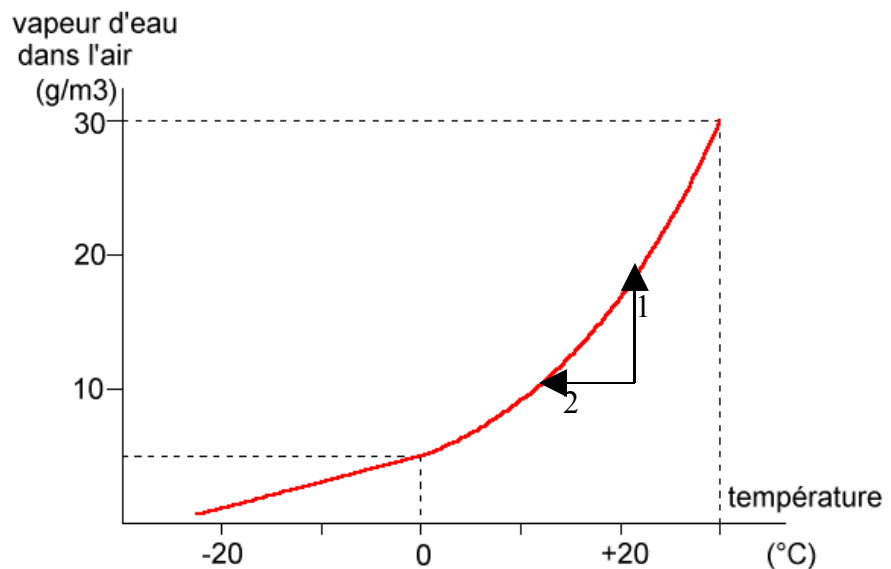
Hygromètre capacitif : variation de la capacité d'un condensateur dont le diélectrique est hydrophile.

8- Brouillard

Suspension dans l'air de petites gouttelettes d'eau réduisant la visibilité à moins de 1km. Contrairement au nuage le brouillard touche le sol.

Causes : soit un refroidissement isobare jusqu'à la température de rosée c'est le brouillard d'advection soit un apport de vapeur d'eau c'est le brouillard d'évaporation.

- 1 - apport de vapeur d'eau
- 2 - refroidissement isobare



Brouillard d'advection : Arrivée d'une masse d'air chaude et humide sur une mer froide dont la température est supérieure à la température de rosée de la masse d'air : condensation dans la tranche d'air près des surfaces.

Caractéristique : 90% des brouillards marins, rarement dense (visibilité supérieure à 100m) mais tenaces, leur épaisseur verticale est de plusieurs centaines de mètres, dissipation par changement de masse d'air.

Zones : banc de terre-neuve, en été air chaud et humide au dessus des courants froids du labrador, zone d'upwelling temporaires ou permanents comme le Portugal, nord de l'anticyclone des Açores.

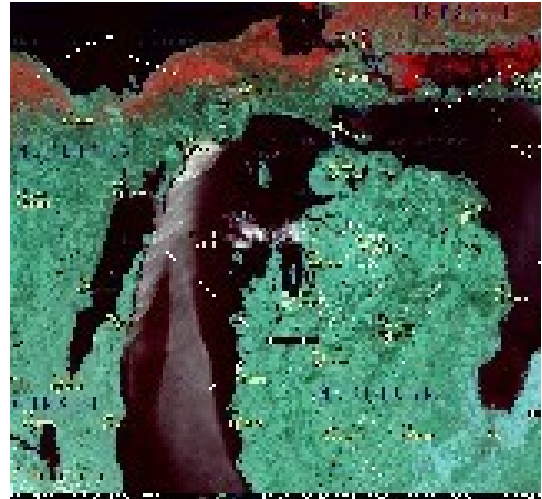


Image satellite d'un brouillard d'advection en Amérique du nord.



Brouillard de rayonnement : Refroidissement nocturne de la surface terrestre en dessous de la température de rosée de l'atmosphère.

Caractéristiques : plus dense en fin de nuit associé aux conditions anticycloniques. En hiver peut durer plusieurs jours. Dissipation par la base en fin de matinée sous l'action du rayonnement solaire qui réchauffe le sol et formation de nuages bas. Ne se rencontre pas en mer.



Brouillard d'évaporation : Masse d'air froid surmonte une surface chaude et humide. Si la différence thermique est importante (10°C), on a un flux de vapeur du sol qui monte vers l'air froid où elle se condense.

Caractéristiques : amplitude limitée, souvent en bacs, ne colle pas à la mer ; épaisseur verticale inférieure à 50 m, dissipation par accentuation de la turbulence verticale.

Zones : mer polaires et manche en hiver



Brouillard de mélange : deux masses d'air non saturées différentes (chaude et humide/froide et sèche) deviennent saturées par un brassage important, condensation de l'eau, température augmente ce qui ne permet plus la condensation (effet s'oppose à la cause).

Phénomène assez théorique : mélange de particules contrastées, surtout observé dans la formation des brouillards d'évaporation.

Brouillard de détente : il est dû à l'abaissement de la température par baisse de pression atmosphérique. C'est le cas lorsqu'une masse d'air gravit une pente. Le vent peut être faible ou modéré mais peu turbulent.

Il est très exceptionnel près des côtes.

Chapitre 7 : Les nuages

1- Généralités

C'est un ensemble visible de particules d'eau liquide ou solide en suspension dans l'atmosphère et ne touchant généralement pas le sol.

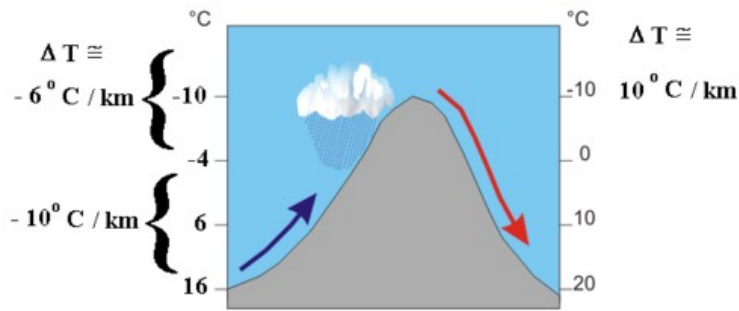
Composition : Air sec, vapeur d'eau, eau liquide (T inférieure ou supérieure à 0°C), particules solides (cristaux de glace, poussière, sels)

Formation : phénomène de liquéfaction ou condensation suite à une refroidissement causé par :

- Rayonnement : formation de stratus (bas) suite au rayonnement de la partie supérieure d'une couche de brume.
- Conduction : contact d'un sol froid : brouillard puis stratus si il existe des turbulences.
- Mélange : air chaud humide + air froid sec, les deux non saturés peuvent donner de l'air saturé.
- Turbulences : couche d'air humide monte en altitude ce qui la refroidit.
- Détente : cause principale de formation de nuage par refroidissement suite à une ascendance de l'air.

L'ascendance de l'air peut être due :

- Au relief : le vent rencontre une barrière montagneuse exemple du Foehn



Principe du Foehn

- Aux masses d'air : l'air froid joue le même rôle que la barrière montagneuse, formation de nuages frontaux de type altostratus et nimbostratus
- A la convection de l'air : l'air froid arrive sur une surface chaude, de grosses bulles d'air réchauffées montent en altitude où elles refroidissent. Formation de nuages élevés de type cumulonimbus.

2- Observation des nuages

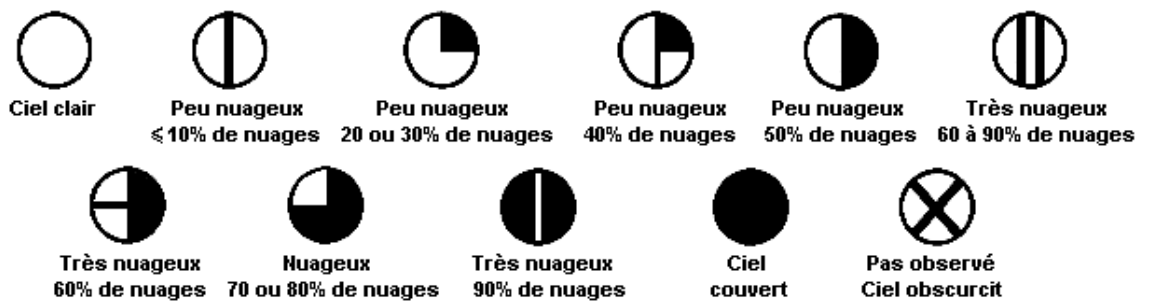
Nébulosité : fraction en octa ou en dixième du ciel couverte pas les nuages.

Nébulosité en octa

				
Ciel clair	Peu nuageux 1/8 de nuages	Peu nuageux 2/8 de nuages	Peu Nuageux 3/8 de nuages	Moyen. nuageux 4/8 de nuages

				
Nuageux 5/8 de nuages	Très nuageux 6/8 de nuages	Très nuageux 7/8 de nuages	Ciel couvert 8/8 de nuages	Pas observé Ciel obscurcit

Nébulosité en dixième



L'observation se fait par satellite au dessus des nuages.

Mesure de l'altitude des nuages par télémètre (Moins de 1500m) ou observation visuelle ; radiosondage ou avions pour des altitudes élevées.

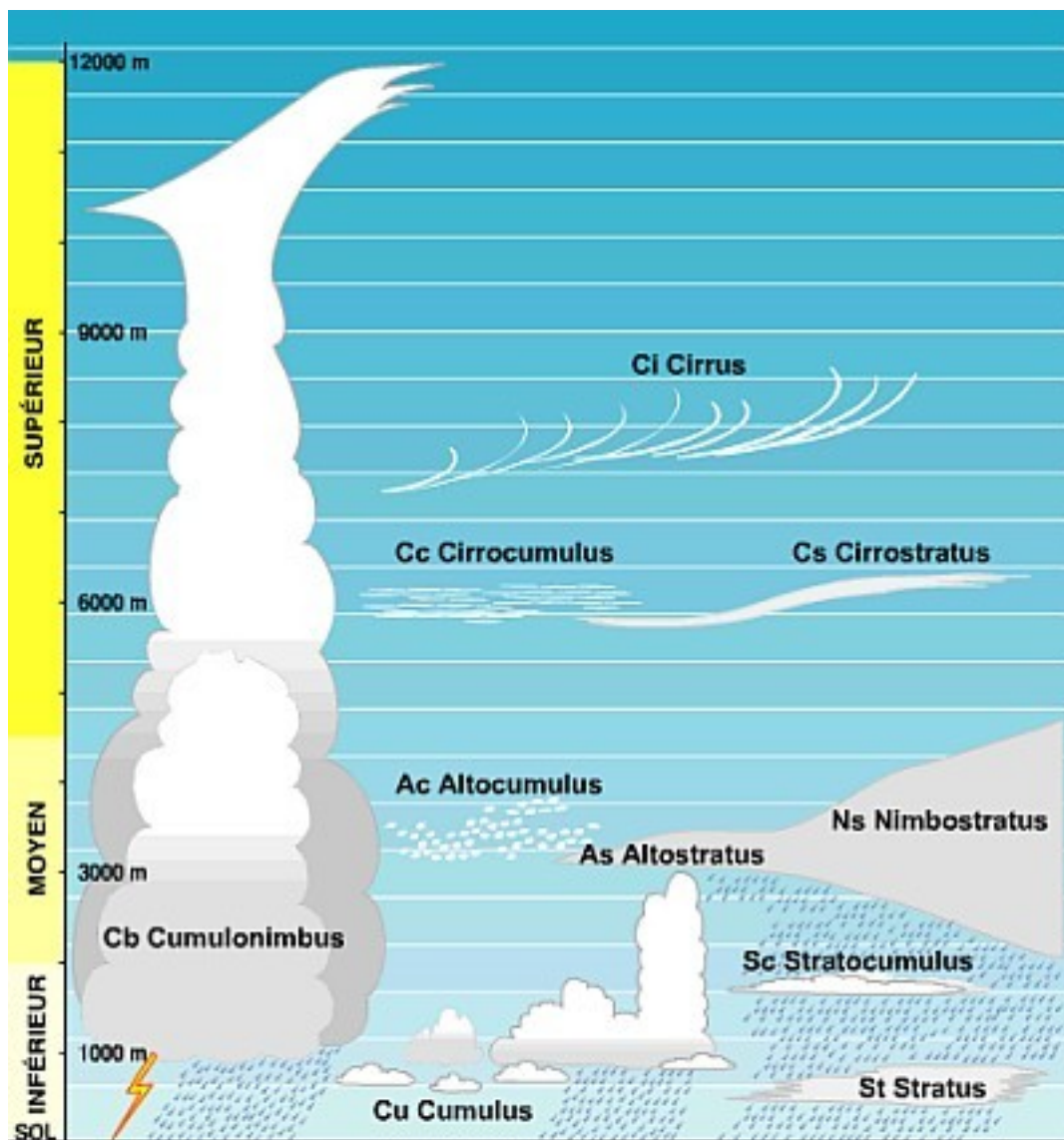
Mesure de la direction et la vitesse de déplacement par miroir néphoscopique.

3- Catégories de nuages

Il existe deux catégories de développement de nuages:

- Développement horizontal : forme en voile (cirrostratus, altostratus, nimbostratus, stratus) ou divisée (cirrus ou cirrocumulus, altocumulus, stratocumulus)
- Développement vertical : base nette, chargés de particules instables (cumulus, cumulonimbus)

Développement selon trois étages : inférieur (strat-/nimbo-), moyen (alto-) et supérieur (Cirro-)



4- Classification en genre et espèces

Quatre genres :

- Cirrus (Ci),Cirrocumulus (Cc),Cirrostratus (Cs)
- Altocumulus (Ac),Altostratus (As)
- Stratocumulus (Sc),Nimbostratus (Ns),Stratus (St)
- Cumulus (Cu),Cumulonimbus (Cb)

Huit espèces :

- Castellanus (Cas): en forme de tour ou de château
- Lenticularis (Len): en forme de lentille
- Fractus (Fra): déchiré, fracturé
- Humilis (Hum): petite taille
- Médiocris (Med): taille moyenne
- Congestus (Con): accumulé, amoncelé
- Calvus (Cal): chauve, dénudé
- Capillatus (Cap): chevelu

Description des nuages :

Nom	Description	Hydrométéore
Cirrus (Ci)	Nuages détachés sous forme de délicats filaments blancs composés de bancs ou d'étroites bandes blanches ou en majeure partie blanche. Ces nuages ont un aspect fibreux (chevelu), un éclat soyeux ou les deux	Annonce la perturbation à grande distance (24h à 48h)
Cirrocumulus (Cc)	Banc, nappe ou couche mince de nuages blancs sans ombre propre composés de très petits éléments en forme de granules, de rides, etc., soudés ou non et disposés plus ou moins régulièrement; la plupart des éléments ont une largeur apparente de moins d'un doigt tenu à longueur de bras	Pas de précipitations, la perturbation se rapproche
Cirrostratus (Cs)	Voile nuageux transparent et blanchâtre, d'aspect fibreux (chevelu) ou lisse, couvrant le ciel en totalité ou en partie et donnant le plus généralement lieu à des phénomènes de halo	Tête d'une perturbation, pas de précipitations
Altocumulus (Ac)	Banc, nappe ou couche de nuages blancs et gris ayant généralement des ombres propres et composés de lamelles, de galets, de rouleaux, etc., d'aspect parfois partiellement fibreux ou flou, soudés ou non. La plupart des petits éléments ont une largeur apparente comprise entre un et trois doigts tenus à longueur de bras	Possibilité de perturbation
Altostratus (As)	Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou bleuâtre, d'aspect strié, fibreux ou en uniforme couvrant entièrement ou partiellement le ciel et présentant des parties suffisamment minces pour laisser transparaître le Soleil, du moins vaguement, comme au travers d'un verre dépoli. Il ne présente pas de phénomène de halo	Perturbation, juste avant le front chaud, peu de mouvements verticaux
Nimbostratus (Ns)	Couche nuageuse grise, souvent foncée dont l'aspect est rendu flou par des chutes de pluie plus ou moins continues, qui, dans la plupart des cas atteignent le sol. Il masque complètement le Soleil sur toute son étendue. Sous sa base on retrouve fréquemment des nuages bas, déchiquetés, soudés ou non avec elle ainsi que des précipitations	Pluie, neige, grésil
Stratocumulus (Sc)	Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtre, ou les deux à la fois, ayant presque toujours des parties foncées, formées de dalles, de galets, de rouleaux, etc., d'aspect non fibreux, soudés ou non; la plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente de plus de trois doigts tenus à longueur de bras	Peu d'hydrométéore : pluie, bruine. Ciel de traîne donc fin de perturbation. Peuvent exister en dehors d'une perturbation
Stratus (St)	Couche nuageuse, généralement grise, à base assez uniforme pouvant donner lieu à de la bruine, des cristaux de glace ou de la neige en grains. Lorsque le soleil est visible à travers ces nuages, on distingue facilement son contour. Il se présente parfois en bandes déchiquetées	existe en dehors des perturbations (enhiver = anticyclone), autant que dans une perturbation

Cumulus (Cu)	Nuages détachés, normalement denses et aux contours bien délimités, se développant verticalement sous forme de mamelons, de dômes et de tours, dont la partie supérieure bourgeonnante a souvent l'aspect d'un chou-fleur. Les parties du nuage éclairées par le soleil sont d'un blanc éclatant; la base est relativement foncée et horizontale	Matin : humilis, midi : médiocris, soir : congestus. Soient ils se résorbe soit averses
Cumulonimbus (Cb)	Nuage dense à extension verticale considérable en forme de montagne ou de tour immense. Sa partie supérieure est presque toujours aplatie; celle-ci prend la forme d'une enlume ou d'un panache. Sous sa base, souvent très foncée, on retrouve fréquemment des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle ainsi que des précipitations	Mouvements verticaux intenses, peuvent être isolés, sièges de phénomènes violents (orage, tornade, trombe). Vent cisailants jusqu'à 200km/h
Nuages Nacrés (Noctiluques)	Se voient de nuit. Ils se forment à très haute altitude et continuent de briller après le coucher du soleil	



Cirrus



Cirrocumulus



Cirrostratus



Alto cumulus



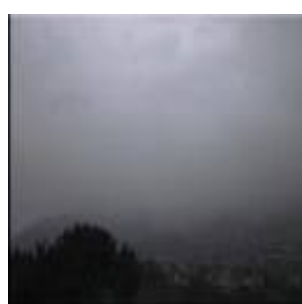
Altostratus



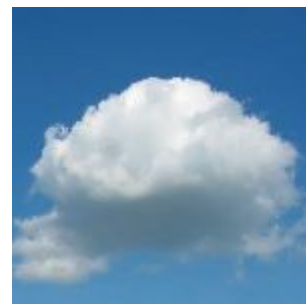
Nimbostratus



Stratocumulus



Stratus



Cumulus



Cumulonimbus

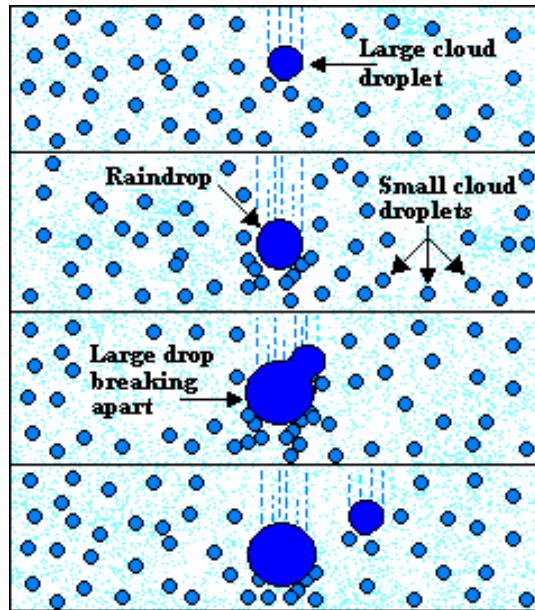
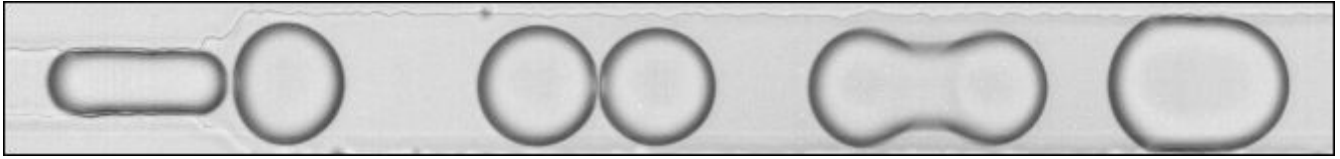


Nuage nacré

5- Précipitations

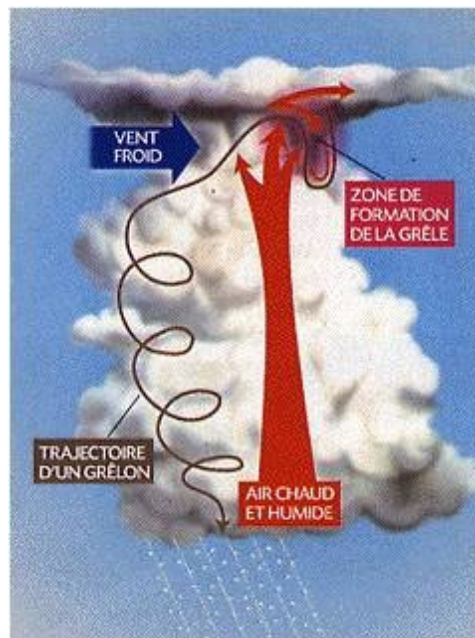
a) Mécanisme de formation

La coalescence (agglutination) : Formation d'une goutte d'eau par collision de gouttelettes sous l'effet des turbulences de l'air.



Le transfert : gouttelettes chaudes s'évaporent puis condensation sur une goutte froide, elles peuvent tomber dans le nuage et augmenter en taille.

L'effet Bergeron : dans un nuage, il y a coexistence de gouttelettes surfondues ($+0^{\circ}\text{C}$ à -6 à -30°C) et cristaux de glace en partie supérieure. La condensation de la vapeur d'eau sur les cristaux (transfert rapide) entraîne la formation de cristaux de neige qui chutent sous leur poids : précipitations sous forme de pluie, grêle, grésil ou neige selon les conditions.

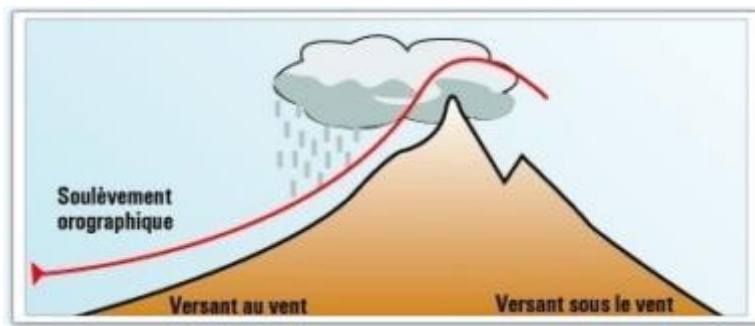


b) Type de formation

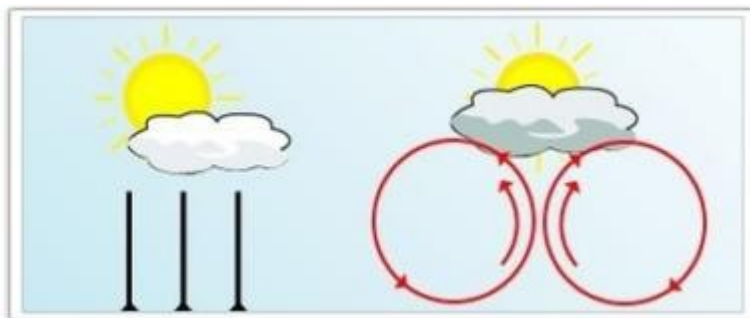
Soulèvement frontal : dans une perturbation en mouvement, l'air chaud est soulevé à l'avant par une masse d'air froid antérieur (front chaud). L'air froid postérieur, généralement plus dynamique, rejette l'air chaud en altitude (front froid). Le long des fronts se forment les nuages.



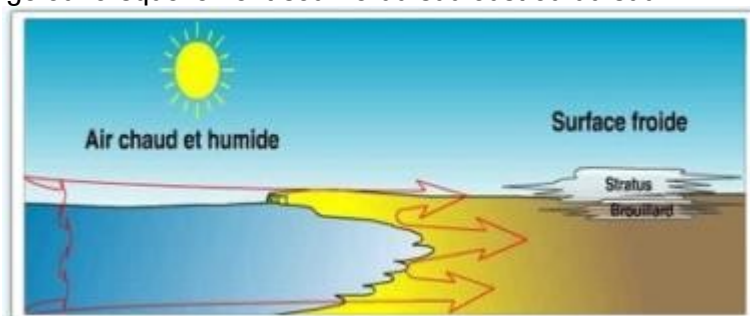
Soulèvement orographique : le relief oblige la masse d'air à s'élever sur sa face au vent. La masse d'air s'élevant, sa température s'abaisse et peut atteindre le seuil de saturation. Un nuage se forme alors sur le versant au vent et se dissipe sur le versant sous le vent.



Convection : le réchauffement du sol se communique à l'air qui se met à monter et se refroidit (détente). Les nuages apparaissent d'autant plus facilement qu'il y a de l'air froid en altitude. Les bases de tels nuages sont horizontales, leur sommet évolue en fonction de la température. Ils sont fréquents en été sur terre et l'hiver sur mer.



Refroidissement par la base : ce mécanisme conduit à la formation de nuages bas ou brouillard. Il est fréquent l'hiver à l'approche d'une masse d'air douce et humide venant de l'atlantique. On l'observe l'été en mer lorsque les eaux froides baignent le rivage ou lorsque le vent souffle du sud ouest ou du sud.



c) Types de précipitations

Stratiformes : Couvre une grande étendue, dure longtemps mais faible intensité. Associé aux nuages de type Stratus. Hydrométéore : bruine, crachin, neige, grésil.

Convective : Couvre des petites surfaces, ne dure pas longtemps mais intense. Due à l'instabilité convective de l'air. Associé aux nuages de type Cumulus. Hydrométéore : Pluie d'orage, averse, grain, grêle ...

d) Formes de précipitations

Pluie : chute de gouttes selon leur poids. Vitesse croît avec la taille mais limitée à cause de la friction de l'air (jusqu'à 30km/h)

Bruine : idem pluie mais gouttes plus petites et collées ensemble qui tombent lentement. Fait baisser la visibilité

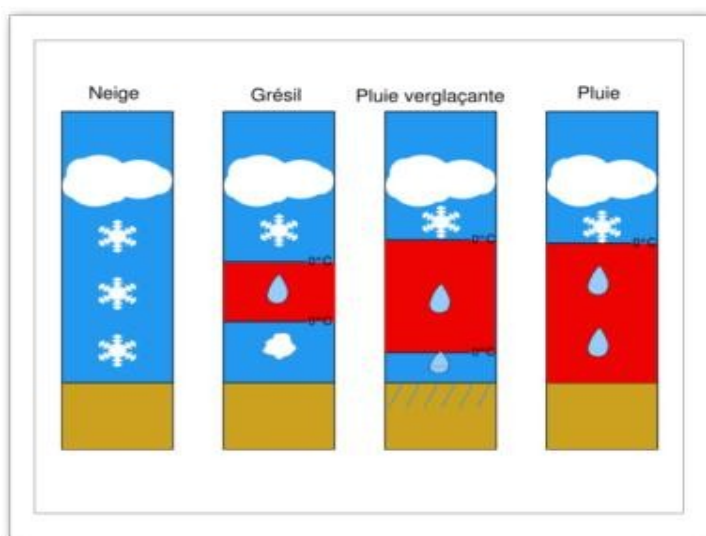
Grêle : courant ascendant et descendant dans un Cb. Cristal de glace grossit et s'entoure d'une plaque de glace au sommet du nuage puis chute sous son poids. De la taille d'un poids à celle d'une balle de baseball. Vitesse au sol jusqu'à 150 km/h. Structure en pelure d'oignon (plusieurs couches superposées).



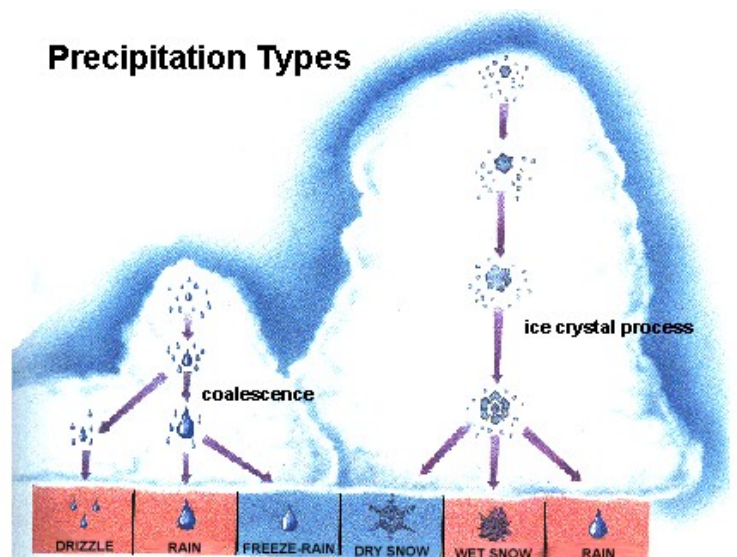
Grésil : noyau liquide mais enveloppe gelée (enhiver)

Pluies verglaçante : durant leur chute, les gouttes traversent une couche à température négative, au contact du sol à température positive, elles gèlent. Formation d'une pellicule de glace transparente et cassante.

Neige : amas de minuscules cristaux de glace qui s'agglutinent en tombant. Cela donne des flocons de formes différentes suivant la température et les couches d'air traversée durant la formation (hexagones, aiguilles...)



Precipitation Types



e) Précipitations particulières

Grain : variation brutale des directions et forces du vent et rafales. Souvent accompagné d'averses (pluie grêle ou neige). A l'origine du phénomène une forte instabilité de l'air (Cb), arrivée d'air froid sur mer chaude. Détection au radar (ligne de grain), baisse de pression (dépression locale), vent jusqu'à 10B

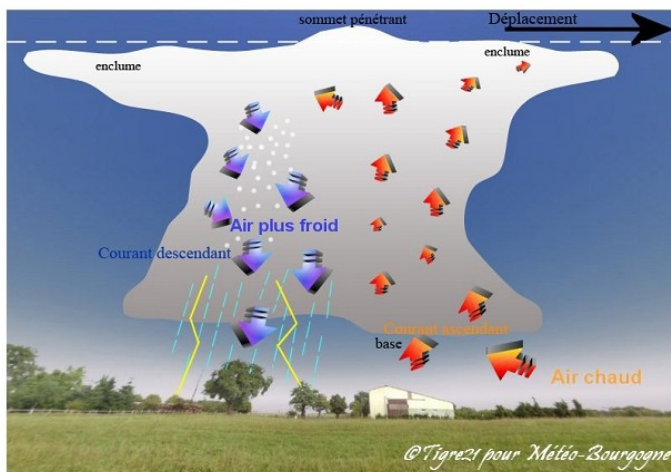
Orage : Formation de Cb ou Ac. Air très instable. Deux origines différentes : thermique et dynamique. Thermique : échauffement d'air froid par sol chaud ; dynamique : soulèvement de l'air dû au relief ou environs de front, différence de charge électrique (+au sommet, -à la base)

On peut y trouver des averses qui ne touchent pas le sol (VIRGAS), ou qui touchent le sol. Décharge électrique dans les nuages où entre les nuages provoquent du tonnerre et des éclairs.

Eclair : manifestation lumineuse qui accompagne une décharge brusque d'électricité atmosphérique. Elle peut jaillir d'un nuage ou se produire au sein d'un nuage ou plus rarement d'édifices élevés ou d'une montagne.

Tonnerre : Bruit sec ou roulement sourd qui accompagne un éclair. Lorsque l'éclair se produit, l'atmosphère est subitement réchauffée le long de son trajet. Cet échauffement se traduit par une augmentation brusque de pression et la production d'ondes sonores.

Pour les marins : feu de St Elme



Origine Thermique



Origine dynamique

Trombe (mer)/tomade (terre) : tourbillon de vent très intense se formant sous un Cb et visible sous la forme d'un entonnoir. Quand la température de la mer devient supérieure à celle de l'air, un mouvement tourbillonnaire du vent se crée à la base d'un Cb et accélère. Rotation et mouvement d'ascendance entraîne la formation d'un tuba qui progresse vers la mer se rétractant (vent accélère). Lorsque le tuba touche la mer il y a formation d'un buisson puis d'une gaine qui aspire l'eau vers les nuages. La gaine peut mesurer jusqu'à 400 m de hauteur pour 20 à 30 m de diamètre. Buisson peut faire jusqu'à 100m de hauteur. Les vents sont analogues à ceux d'un cyclone tropical. SA durée est de l'ordre de la dizaine de minutes.



Trombe



Tornado

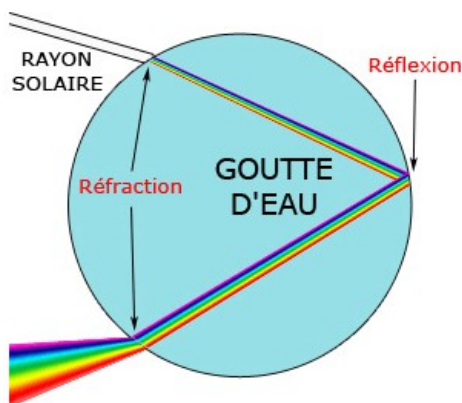


F0	F1	F2	F3	F4	F5
Domages légers	Domages modérés	Domages importants	Domages sévères	Domages dévastateurs	Domages incroyables
Vitesse du vent 60 à 110 km/h	Vitesse du vent 120 à 170 km/h	Vitesse du vent 180 à 250 km/h	Vitesse du vent 260 à 330 km/h	Vitesse du vent 340 à 410 km/h	Vitesse du vent 420 à 510 km/h
Détail des dommages Antennes TV tordues, petites branches cassées, caravanes déplacées.	Détail des dommages Caravanes renversées, arbres arrachés, dépendances soufflées.	Détail des dommages Toitures soulevées, objets légers transformés en projectiles, structures légères brisées.	Détail des dommages Murs de maisons renversés, arbres cassés dans les forêts, projectiles de grandes dimensions.	Détail des dommages Maisons bien construites rasées, gros projectiles, quelques arbres emportés par le vent.	Détail des dommages Fortes structures envolées, arbres emportés par le vent, projectiles à grande vitesse.

6- Phénomènes optiques remarquables

a) Arc en ciel

Fréquents sous les grains. Réfraction et réflexion des rayons lumineux dans les gouttes de pluies selon un angle d'incidence variable. Séparation du spectre de lumière blanche formant un arc allant du rouge au violet. Se voit dos au soleil.



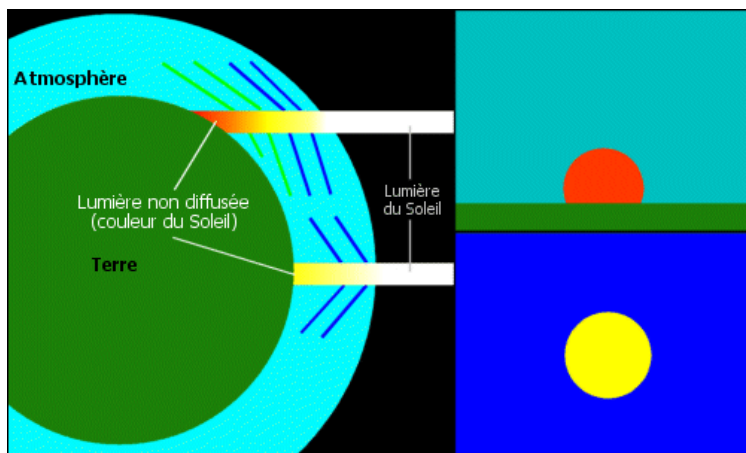
b) Halo/Parhélie

Halo : grand anneau circulaire lumineux, de faible coloration entourant le soleil ou la lune. Réfraction de la lumière dans les nuages composés de cristaux de glace.
Parhélie : tache très brillante sur le bord du halo.



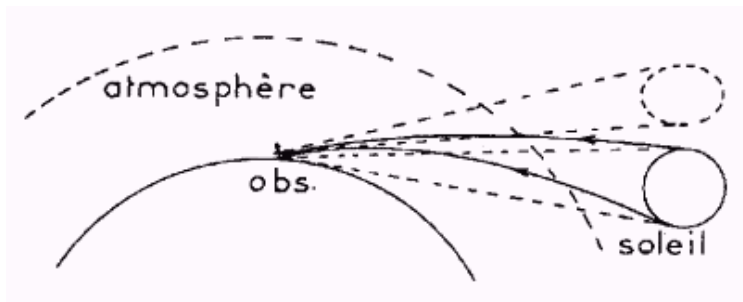
c) Rayon vert

Apparaît quelques minutes après le coucher du soleil si l'atmosphère est très sèche et l'horizon bien dégagé. Eclatant vert émeraude suivi d'un bref éclat bleu. Plus favorisé avec un anticyclone car la pression de l'air est plus stable. Le vert puis le bleu sont les couleurs les plus déviées lors de la diffraction de la lumière blanche. Ce sont donc les dernière couleur que l'on peut voir après le coucher du soleil. Localisation en mer et aux hautes latitudes car le coucher du soleil dure plus longtemps.

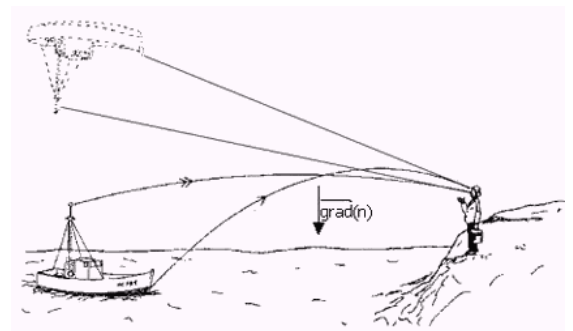


d) Mirage

Dus à la courbure des rayons lumineux traversant les couches d'air dont l'indice de réfraction varie très fortement avec l'altitude. Rapproches les objets au delà de l'horizon (forte variation de densité de l'air)
Duct : inversion de température de l'air, réflexions des images comme sur un miroir quand l'air chaud du continent vient sur la mer.



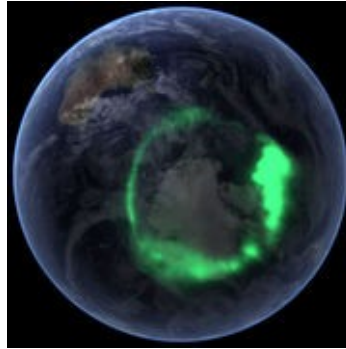
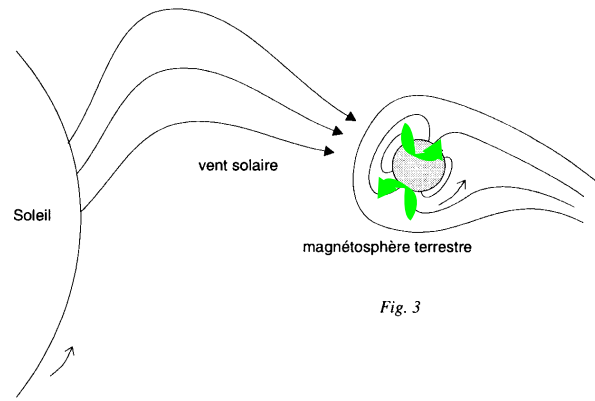
Mirage



Duct

e) Aurore polaire

Dues à l'interaction du vent solaire sur les particules d'oxygène et d'azote dans la haute atmosphère (au-delà de 100 km) et se dirigent vers les pôles magnétiques. Aspect de banc elliptique centré sur le pôle magnétique. Couleur en fonction de l'altitude des molécules ionisées selon l'énergie des particules solaires



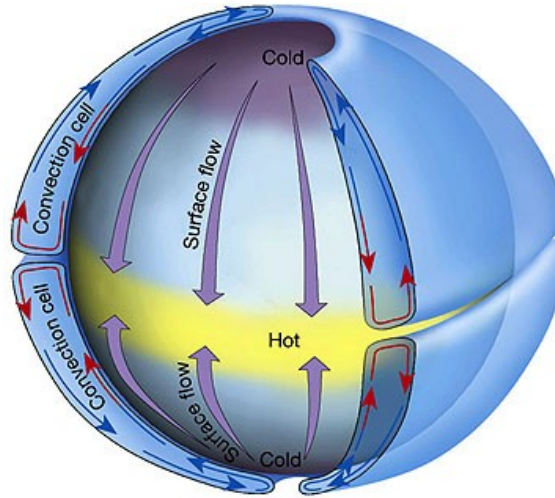
f) Feu de saint-Elme

Décharge électrique lumineuse dans l'atmosphère. Cette décharge, plus ou moins continue émane soit d'objets élevés situés à la surface du globe, soit d'aéronef en vol. Ce phénomène peut s'observer lorsque le champ électrique au voisinage des objets devient intense. Se manifeste sous forme de panache ou d'aigrettes violettes ou vertes nettement visibles la nuit.

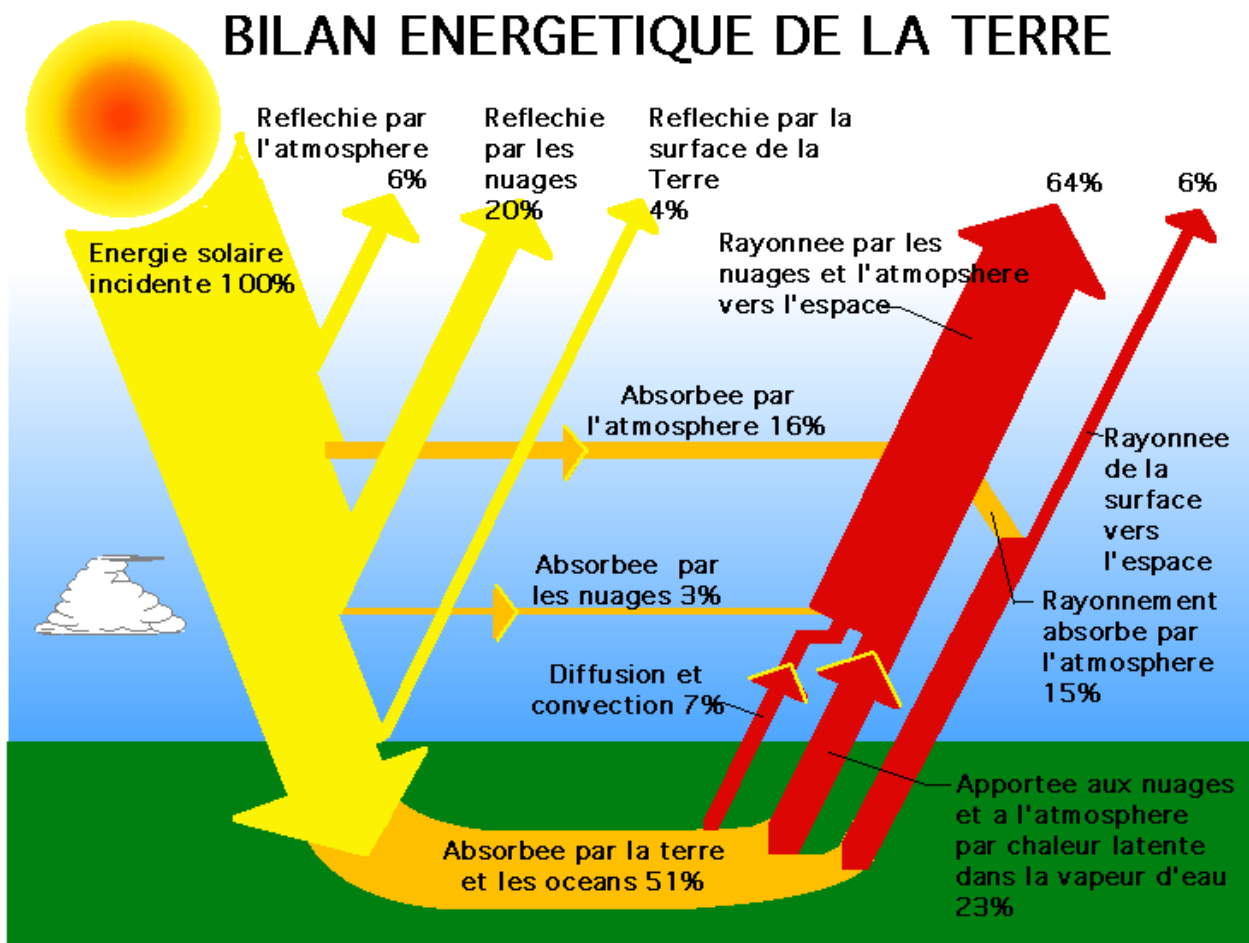
Chapitre 8 : Circulation générale et masse d'air

1- Bilan énergétique

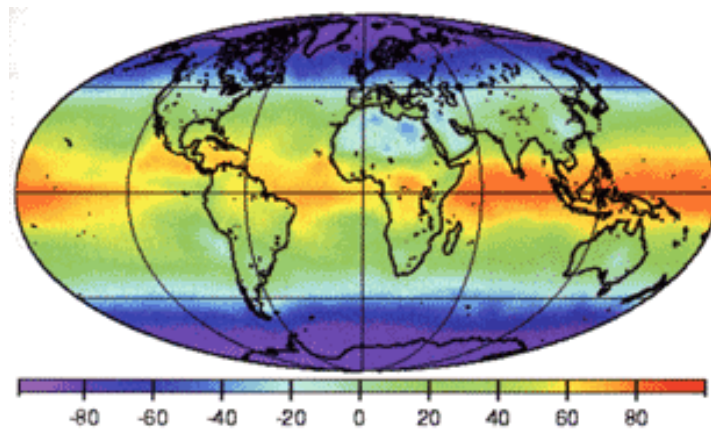
L'atmosphère est une machine thermodynamique dont le moteur est le soleil échangeant de la chaleur entre l'équateur et les pôles à travers l'atmosphère et le sol.



Les échanges de chaleur de l'océan avec l'atmosphère se font en premier lieu par rayonnement : l'océan reçoit de la lumière du soleil et émet un rayonnement infrarouge. Ces échanges se font également par conduction, par exemple lorsqu'un courant chaud circule sous une masse d'air froid, et sous forme de chaleur latente : l'évaporation de l'eau prend de la chaleur à l'océan et la libère dans l'atmosphère lors de la condensation de la vapeur d'eau. Aux hautes latitudes, il restitue de la chaleur à l'atmosphère. Ils peuvent également se faire par absorption de l'énergie solaire par l'atmosphère (ozone, vapeur d'eau) et par les nuages.



Le bilan énergétique terrestre est la différence entre l'énergie reçue par la Terre (rayonnement solaire) et l'énergie renvoyée (rayonnement solaire réfléchi + rayonnement terrestre infrarouge). Cette inégalité du bilan énergétique explique en partie la répartition zonale des températures à la surface de la Terre et donc la répartition des climats selon la latitude : chauds en zones intertropicales, froids en zones polaires. Ce déséquilibre est compensé par le cycle de l'eau (évaporation) et l'échange de chaleur par convection.



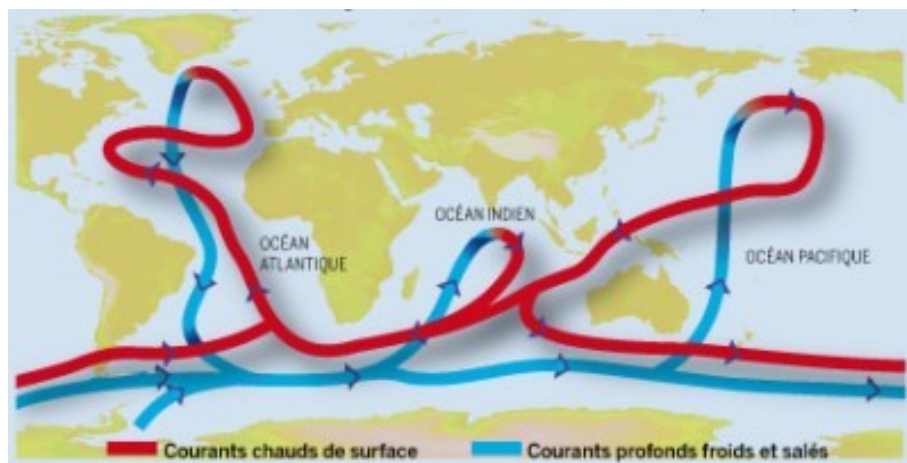
Bilan énergétique terrestre : la chaleur est concentrée sur l'équateur, là où le rayonnement solaire est le plus important

2- Courants marins et aériens

Les courants de surface (0,1 à 0,5 m/s) sont entraînés par l'action des vents ; les courants profonds, beaucoup plus lents, sont dus aux différences de densité de l'eau de mer, réglées par les températures et les salinités. Tous ces courants sont, lors de leurs déplacements, déviés par la rotation du globe (force de Coriolis).

L'océan reçoit beaucoup de chaleur sous les tropiques. De là, les courants de surface transportent les eaux chaudes vers les hautes latitudes, où la chaleur est restituée à l'atmosphère. Ensuite, l'eau, refroidie et donc plus lourde, plonge en profondeur et repart vers les tropiques, emportée par la circulation profonde (eau profonde nord atlantique par exemple).

Les masses d'eau océaniques tempèrent ainsi les rigueurs des régions froides et modèrent la température des régions chaudes.



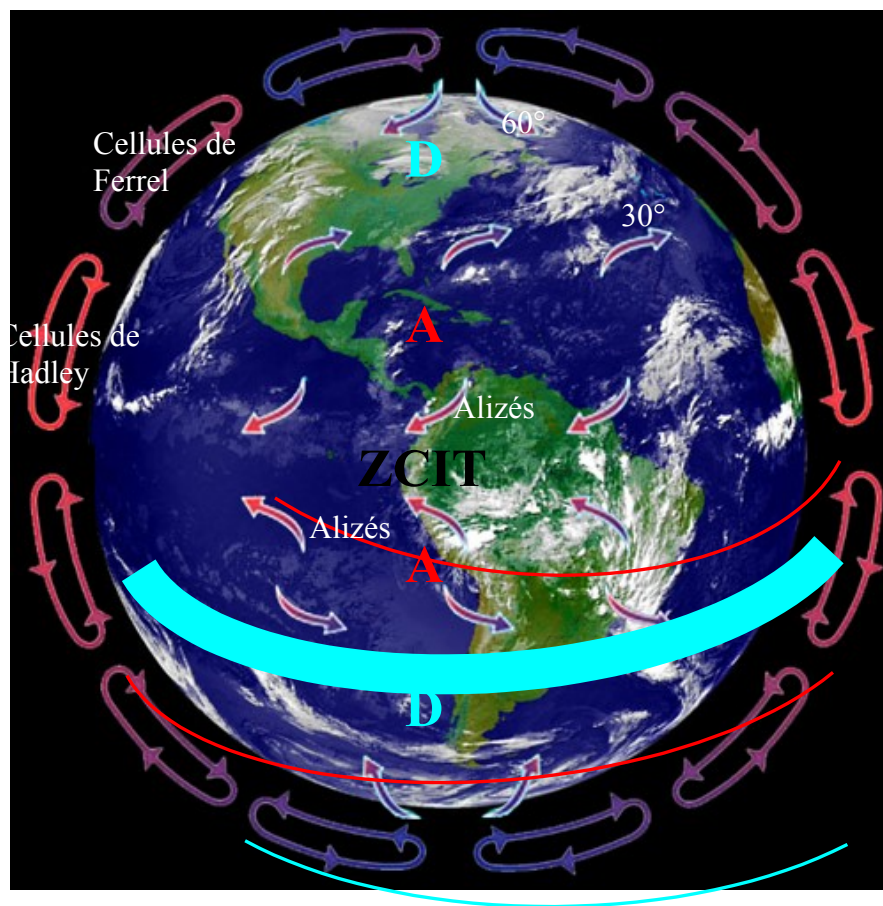
3- Circulation en surface

Anticyclone polaire : air très froid de 3 à 4 km d'épaisseur dont la pression est assez élevée, de l'ordre de 1020 hPa.

Ceinture dépressionnaire du 60° : mélange d'air froid issu du pôle et d'air chaud.

Ceinture anticyclonique du 30° : mouvement ascendant de l'air résultant des mouvements ascendants entre l'équateur et le 60°.

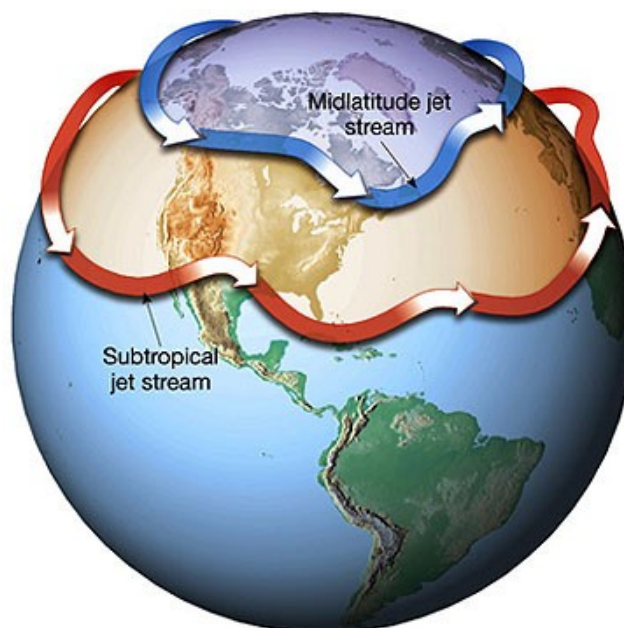
ZCIT (zone de convergence intertropicale) : dépression équatoriale où se produit un échauffement de l'air et autour de laquelle converge les alizés. C'est un mouvement ascendant de basse pression (1010 hPa).



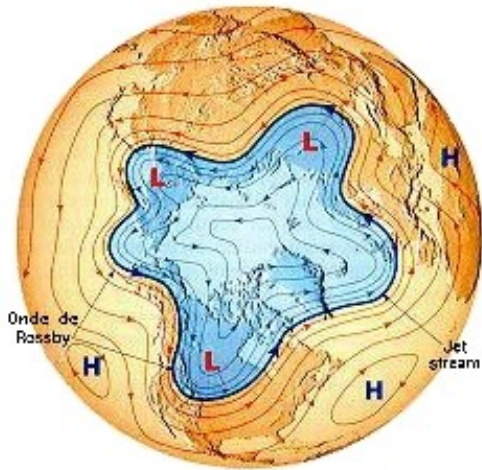
4- Circulation en altitude

Courant jet (jetstream) : flux d'air rapide et confiné circulant entre 6 et 15 km d'altitude, juste au dessous de la tropopause. Les courants jet s'étirent sur plusieurs milliers de km de longueur, quelques centaines de large et seulement quelques km d'épaisseur.

Courant jet subtropical : flux d'ouest très stable soufflant entre 100 et 350 km/h entre les cellules de Ferrel et Hadley



Courant jet polaire (onde de Rossby) : entre les cellules de Ferrel et polaires. Flux d'ouest très instable en position et surtout en direction (variation jusqu'à 180°). Ses variations sinusoïdales engendrent les perturbations aux latitudes moyennes.



5- Circulation générale réelle

La présence des continents à une influence thermique qui casse la circulation générale selon les saisons. On trouve des dépressions thermiques sur les continents chaud (Sahara), l'air chaud monte et la pression diminue, et des anticyclones thermiques au niveau des continents froids (Sibérie), l'air froid stagne, la pression augmente. Le décalage qui existe entre l'équateur géographique et l'équateur thermique du à l'influence solaire selon les saisons, entraîne des phénomènes comme la mousson en océan Indien.



Les barrières montagneuses créent des ondes de relief.

Le rythme des saisons fait progresser le courant équatorial vers le nord pendant l'été boréal et inversement en hiver.

6- Masses d'air

a) Généralités

Correspond à un volume d'air ayant les mêmes caractéristiques homogènes de température et d'humidité et évoluant sur une zone. Les masses d'air peuvent être continentale, maritime, chaudes ou froides. Elles étaient anciennement classées selon leur origine géographique en deux groupes : air arctique (air froid et peu humide descendant des pôles) et air équatorial (air chaud et humide remontant vers les pôles depuis la zone de convergence des Alizés = ZCIT).

Aujourd'hui, la classification se fait selon 6 catégories distinctes selon les profils verticaux des températures de la masse d'air.

- Air arctique : air stable très froid et assez peu humide autour des pôles qui a tendance à s'écouler vers des latitudes plus basses. Ciel clair ou nuages stratiforme ou brouillard.

- Air polaire maritime : réchauffement et humidification à la base. Air instable et écoulement irrégulier avec formation de nuages à développement vertical. Se rencontre dans les flux de NW en atlantique
- Air polaire continental : réchauffement et humidification par la base, instabilité le tout plus accentué que air polaire maritime. Se rencontre dans les flux de NE ou E en Europe en hiver.
- Air tropical maritime : vient des latitudes voisines des 30° et se déplace vers des régions plus froide. Emmagasine de l'humidité au contact des mers chaudes. Se rencontre dans les flux de SW en atlantique.
- Air tropical continental : air devenant sec et subsidiant car il circule au dessus des continents. Si il arrive sur la mer il deviendra très instable. Se rencontre par exemple au niveau du continent africain.
- Air équatorial : air instable très chaud et humide au niveau de la convergence des Alizés (ZCIT). Air ascendant d'où présence de nuage convectifs.

Type	Caractéristiques à la source à l'arrivée		Nuages	Précipitations	Turbulence	Visibilité	Givrage	Notes
Arctique	Stable, froide, sèche	Masse froide. Réchauffement par la base.	Cu et Cb.	Averses de grêle, grésil, neige, pluie. Orages	Très forte.	Très bonne sauf dans les précipitations (> 50 km)	Sévère.	-
Polaire maritime	Stable, froide, sèche (sauf à la base)	Masse froide en été. Réchauffement progressif. Très long trajet sur la mer. Instable, froide, très humide. Masse chaude en hiver sur le continent.	Cu et Cb. Nuages stratiformes en hiver	Idem que Arctique; orages moins fréquents	Forte.	Bonne sauf dans les précipitations (> 20 km)	Sévère.	60% de l'intensité de la masse d'air Arctique
Polaire continental	Stable, très chaude, très sèche	En hiver: instable, très froide, très sèche. En été: très stable, très sèche.	Quelques rares Cumulus de beau temps	Aucune.	Très forte en été. Forte en hiver.	Bonne.	Nul.	Beau temps.
Tropical maritime	Stable, chaude, humide à la base	Masse chaude. Refroidissement par la base. Chaude, stable, très humide. En été, parfois masse froide (après-midi).	Sur mer: brouillard Sur terre: stratus bas. Eclaircies ou cumulus en été	Bruine. Aiguilles de glace (hiver)	Minime (selon relief et vitesse de déplacement).	Médiocre.	Modéré en général. Sévère dans les nuages frontaux.	Beau temps sous régime anticyclonique.
Tropical continental	Stable, très sèche, très chaude En méditerranée: humide, conditionnellement instable	Effet de Foehn dans les montagnes, stable, sèche. En Europe occid.: stable, chaude, sèche.	Bancs de Sc et Ac.	Aucune.	Modérée à faible	Moyenne (7-8 km).	Parfois modéré dans les Sc et Ac.	Entre mai et octobre.

b) Stabilité des masses d'air

18°

15°

12°

15°

25°

15°

25°

25°

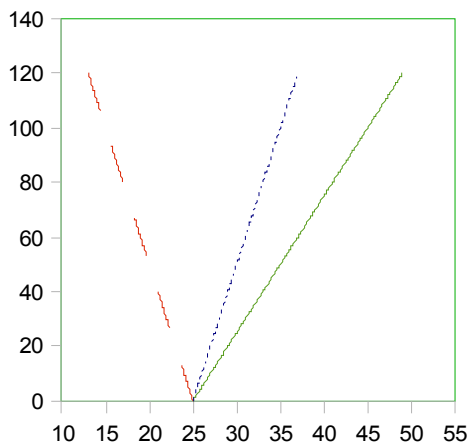
La particule subie une détente adiabatique en s'élevant. Lorsqu'elle arrive en hauteur la température extérieure est supérieure à celle de la particule. L'ascension se stoppe, l'air est dit STABLE

La particule subie une détente adiabatique en s'élevant. Lorsqu'elle arrive en hauteur la température extérieure est inférieure à celle de la particule. Celle-ci continue de s'élever, l'air est dit INSTABLE

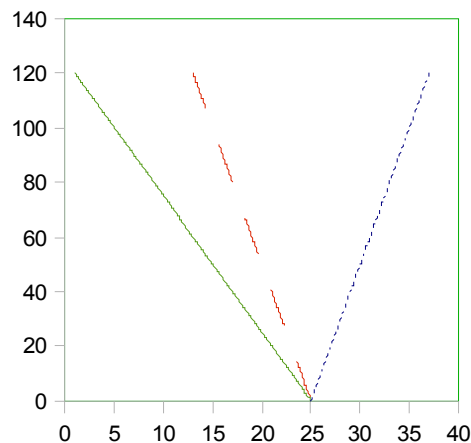
Pour connaître la stabilité d'une masse d'air, il suffit de comparer la température d'une particule soulevée par adiabatisation et la température de l'air ambiant.

c) Diagramme

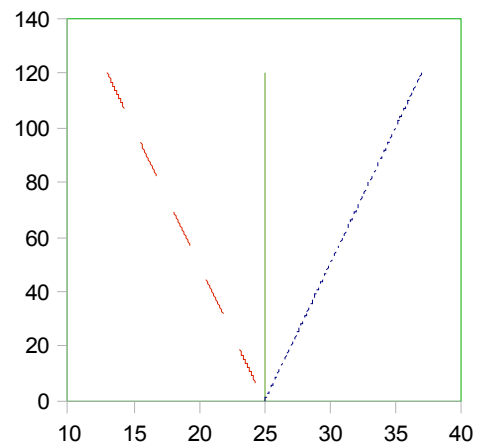
--- Température saturée
— Température air ambiant
--- Température sèche



1- Equilibre stable



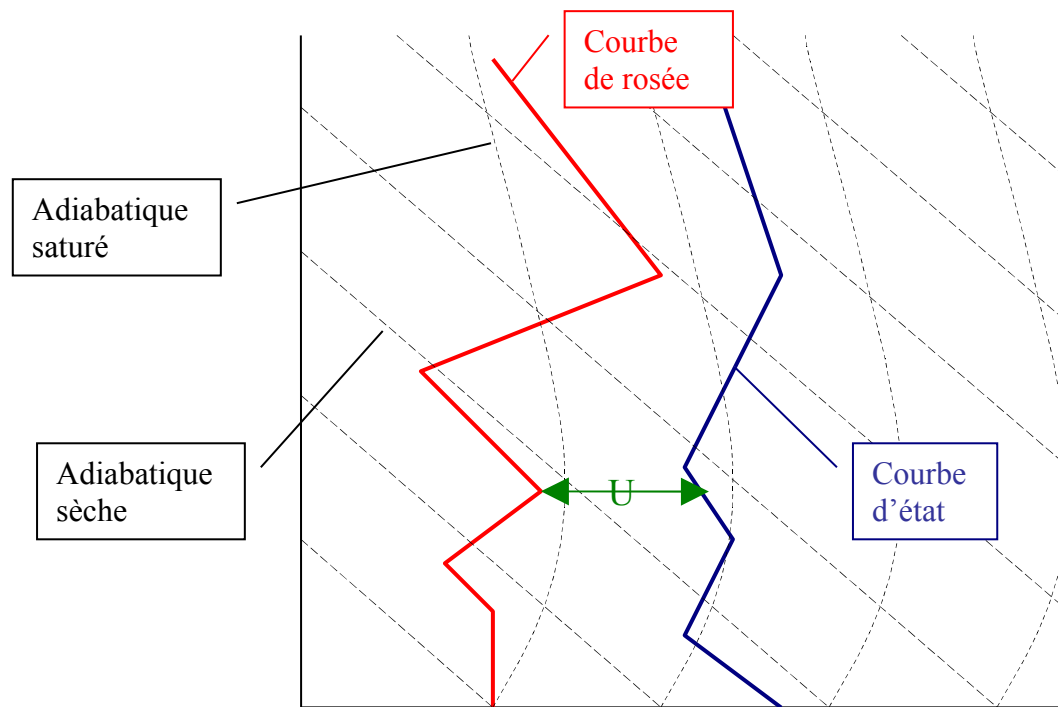
2- Equilibre instable



3- Equilibre stable ou instable

- 1- la particule soulevée est plus froide que l'air ambiant : équilibre stable
- 2- la particule soulevée est plus chaude que l'air ambiant : équilibre instable
- 3- La particule soulevée est plus chaude que air saturé et plus froide que l'air sec : équilibre stable ou instable selon l'humidité ambiante.

Diagramme réel :



Si la courbure va vers la gauche : l'air est instable

Si la courbure va vers la droite : l'air est stable

Plus la courbe d'état tend vers la courbe de rosée, plus il y a d'humidité dans l'air.

d) Evolution des masses d'air

La trajectoire des masses d'air résulte des mouvements verticaux ascendant et descendant de l'air. La stabilité de l'air est déterminante dans la nature des mouvements verticaux de l'air. Ces mouvements peuvent être mécaniques c'est-à-dire dus au relief ou thermique c'est-à-dire dus à une ascendance d'air chaud au-dessus d'une masse d'air froid. L'évolution des masses d'air dépend également de la nature du sol (terre, mer, ...).

Effet de convergence : c'est un refroidissement et une humidification de l'air

Effet de divergence : c'est un réchauffement et un assèchement de l'air

Refroidissement par la base : la température des basses couches baisse, l'air est stable

Réchauffement par la base : l'air froid est en contact avec une surface plus chaude, l'air devient instable, la convection apparaît, la masse d'air est dite convective.

Chapitre 9 : Les perturbations

1- Généralités

Une perturbation est une zone de conflit entre deux masses d'air chaude et froide. Le mélange difficile de ces deux masses d'air induit la naissance de mouvements verticaux, des nuages et des précipitations. Ces masses d'air sont dues aux échanges thermiques entre les pôles et l'équateur.

La naissance d'une perturbation est due aux ondulations et aux variations du courant jet qui créent des tourbillons en altitude : c'est l'anomalie de la tropopause. Une dépression se creuse alors au sol et un front, qui est la surface inclinée entre deux masses d'air différentes, apparaît.

LA NAISSANCE D'UNE TEMPÊTE

Ce schéma décrit le milieu nécessaire à la formation et à la croissance des dépressions, dans un cadre simplifié. Le premier élément est la présence du courant-jet qui est un tube de vent fort. Le courant-jet n'agit pas sur la situation en tant que tel (sauf à ses extrémités), il symbolise et marque la présence d'un réservoir d'énergie potentielle thermique qu'un moteur atmosphérique pourrait convertir en vent, en tempête.

La notion de **rail des dépressions**, le long duquel prennent naissance et évoluent les tempêtes, est récente. Elle est appelée à remplacer, en le précisant, le concept de front polaire. De ce fait, la naissance d'une tempête peut se réaliser de la façon suivante :

Existence d'un contraste thermique horizontal sur l'épaisseur de la troposphère (8 à 9 km), lié notamment au courant-jet (jet-stream) : ce contraste constitue une énergie potentiellement convertible en vent par un « moteur atmosphérique » [schéma 1].

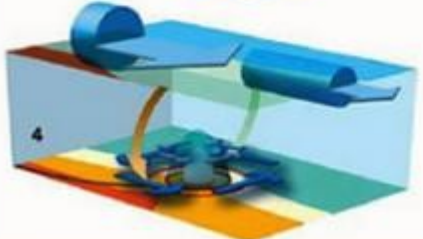
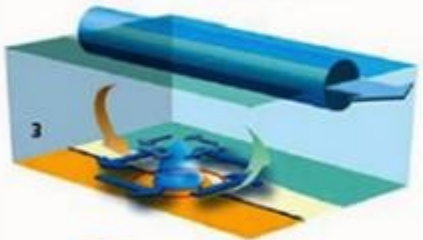
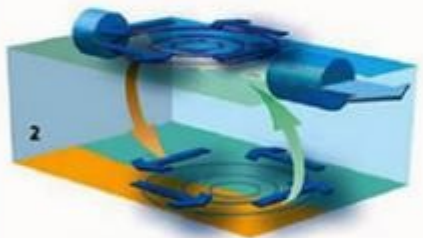
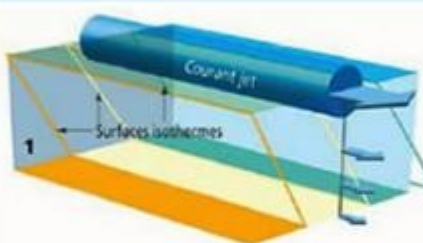
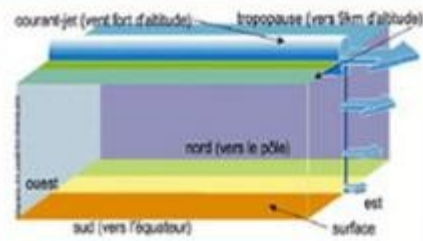
Existence de deux petits tourbillons dans le rail, l'un en surface et l'autre en altitude, situés de façon légèrement décalée dans l'espace l'un par rapport à l'autre : cette configuration favorise la croissance de la tempête avec une « fabrication » de vent. L'énergie thermique associée au courant-jet est également transformée en vent, au moyen de circulations d'air verticales [schéma 2].

Progression vers l'est du système dépressionnaire par interaction avec le courant-jet, d'autant plus rapidement que celui-ci est fort [schéma 3].

Explosion de la dépression en tempête, au bout du Rail : la dépression se vide de son air, la pression baisse brutalement, le vent accélère avec force [schéma 4].

Formation de petits « courant-jets » à un ou deux kilomètres du sol, à l'origine de la formation de nouvelles structures : les fronts atmosphériques, au sein desquels se concentrent les effets des dépressions (vents les plus forts, maximum de pluie, etc.).

Peu après l'explosion, la progression vers l'est est terminée, la structure se simplifie. C'est la fin de la tempête.



source : Météo France

2- Définitions

Frontogénèse : formation d'un front

Frontolyse : disparition d'un front

Front froid : surface en avant de l'air chaud qui pousse l'air froid devant lui et passe au dessus

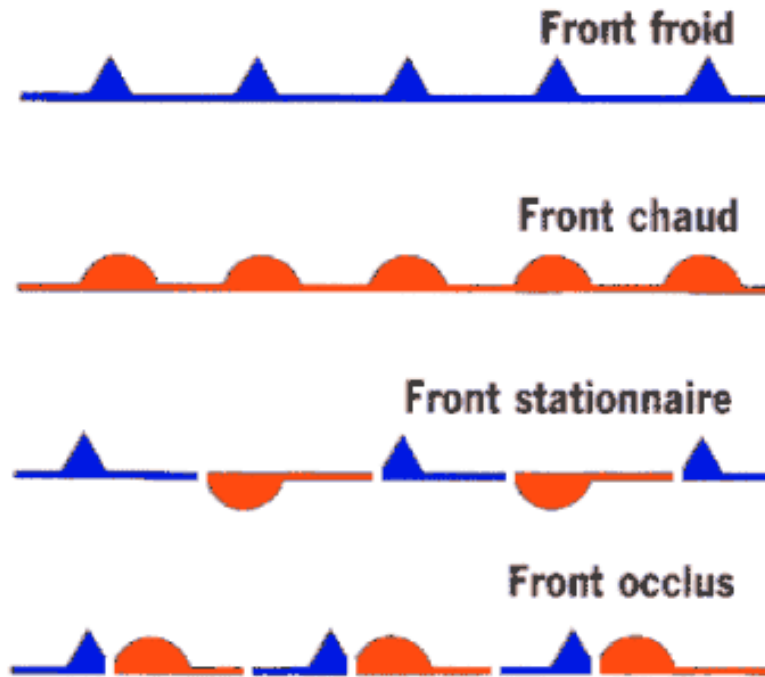
Front chaud : surface en avant de l'air froid et qui pousse l'air chaud et passe sous lui

Occlusion : à un certain stade d'une perturbation, le front froid peut rattraper le front chaud, c'est-à-dire que tout l'air chaud est rejeté en altitude. L'occlusion est la projection verticale en surface de la ligne où se rencontrent les trois masses d'air.

Front stationnaire : c'est un front chaud qui persiste et ne bouge pas beaucoup.

Ondulation : nouvelle poussée d'air chaud, d'où ralentissement du front froid et si elle est suffisante, création d'une nouvelle perturbation liée avec creusement d'une dépression secondaire.

Front secondaire : dans une masse d'air froid qui arrive (air froid postérieur) peut arriver de l'air encore plus froid, avec une différence de température suffisante pour qu'il y ait conflit (activité nuageuse voire pluvieuse). A la limite de ces deux zones d'air froid, on parle de front froid secondaire.

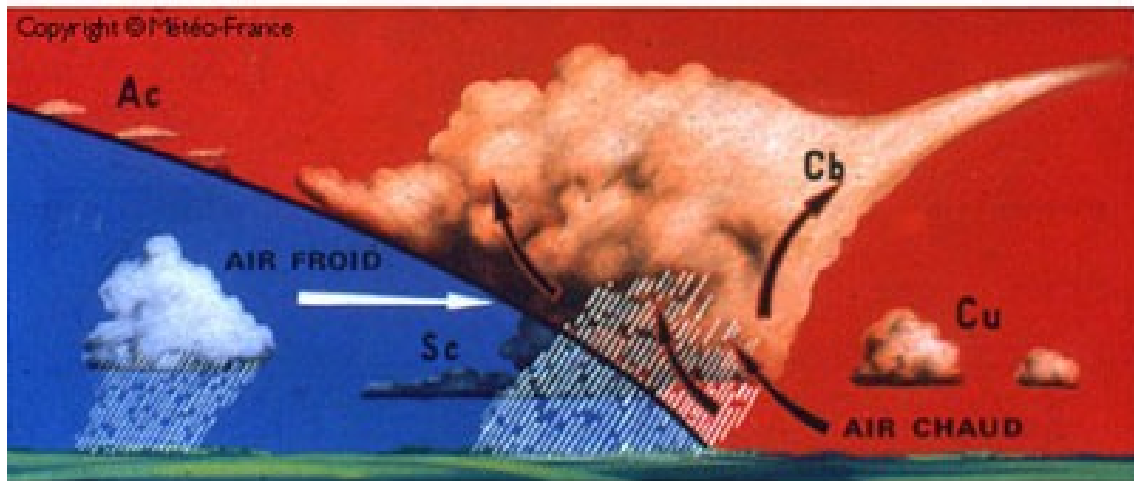


3- Caractéristiques des fronts

Le caractère froid ou chaud d'un front dépend de son sens de déplacement et de la température des masses d'air situées de part et d'autre de cette limite.

a) front froid

Coupe d'un front froid



sens du déplacement du front

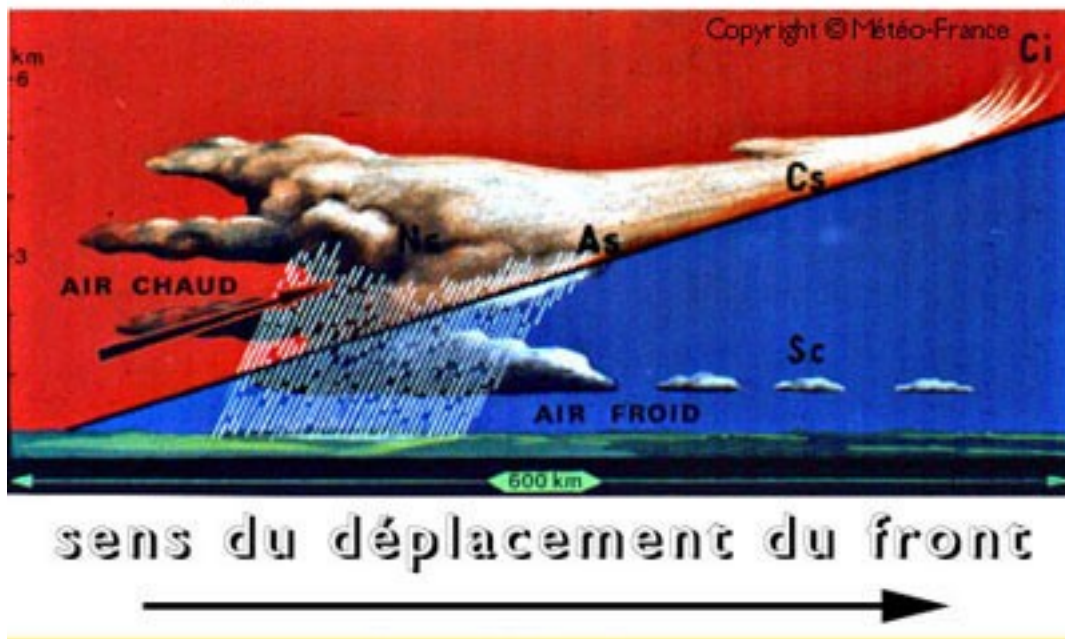


Déplacement plus rapide en hiver qu'en été (vitesse moyenne de 40 km/h)

FRONT FROID	AVANT LE FRONT	PENDANT LE FRONT	APRES LE FRONT
PRESSION	Baisse	Augmente brusquement	Augmente légèrement
TEMPERATURE	Baisse sensible	Baisse rapidement	Baisse ou stable
VENT	Sud-ouest, O, frais et fort	Tourne à O ou NO, froid, rafale, possibilité de tempête.	NO ou N, parfois forts, frais et faiblit par la suite
VISIBILITE	Assez bonne	Mauvaise	Bonne
NEBULOSITE	Ci, Accumulation de Cb	St, Cu, Sc, Cb	Cu
TEMPS et précipitations	Nuages menaçants	Ciel très couvert. Nuages rapides Averses, orages	Ciel de traîne ; temps instable Averses

b) front chaud

Coupe d'un front chaud



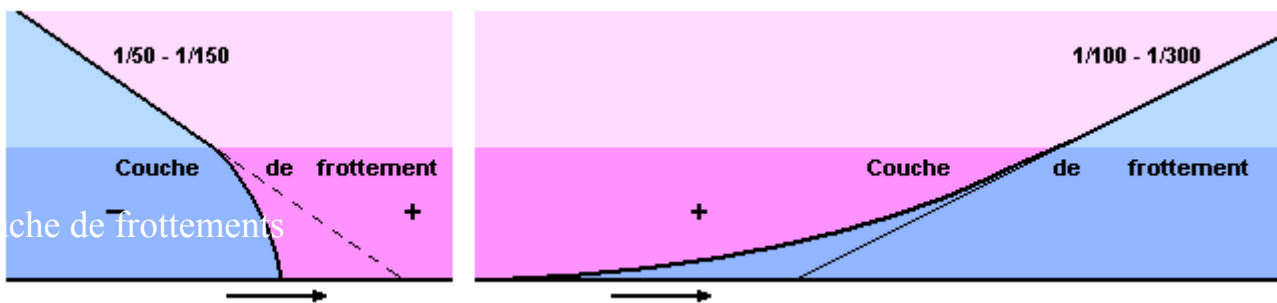
sens du déplacement du front



Déplacement plus lent que front froid (vitesse moyenne de 25 km/h)

FRONT CHAUD	AVANT LE FRONT	PENDANT LE FRONT	APRES LE FRONT
PRESSION	Chute rapidement	Chute lentement	Reste stationnaire ou baisse
TEMPERATURE	Reste stationnaire ou augmente légèrement	Augmente lentement	Reste stationnaire
VENT	Sud ou SO en forcissant	Tourne au SO	Légers changements de directions
VISIBILITE	De plus en plus mauvaise	Mauvaise	Faible en s'améliorant progressivement
NEBULOSITE	Ci, Cs, As, Ns	As, Ns	St, Sc
TEMPS et précipitations	Ciel très gris Pluies légères continues	Couche nuageuse épaisse avec de petits nuages gris se déplaçant très vite Bruine intermittente, averses	Pluie qui vont en faiblissant avec quelques éclaircies. Bruine intermittente

c) pente de la surface frontale



Sur le front froid, la pente est plus accentuée car il existe des frottements aux sol (front froid pousse), sur le front chaud il y a moins de pente car il se soulève par rapport au front froid.

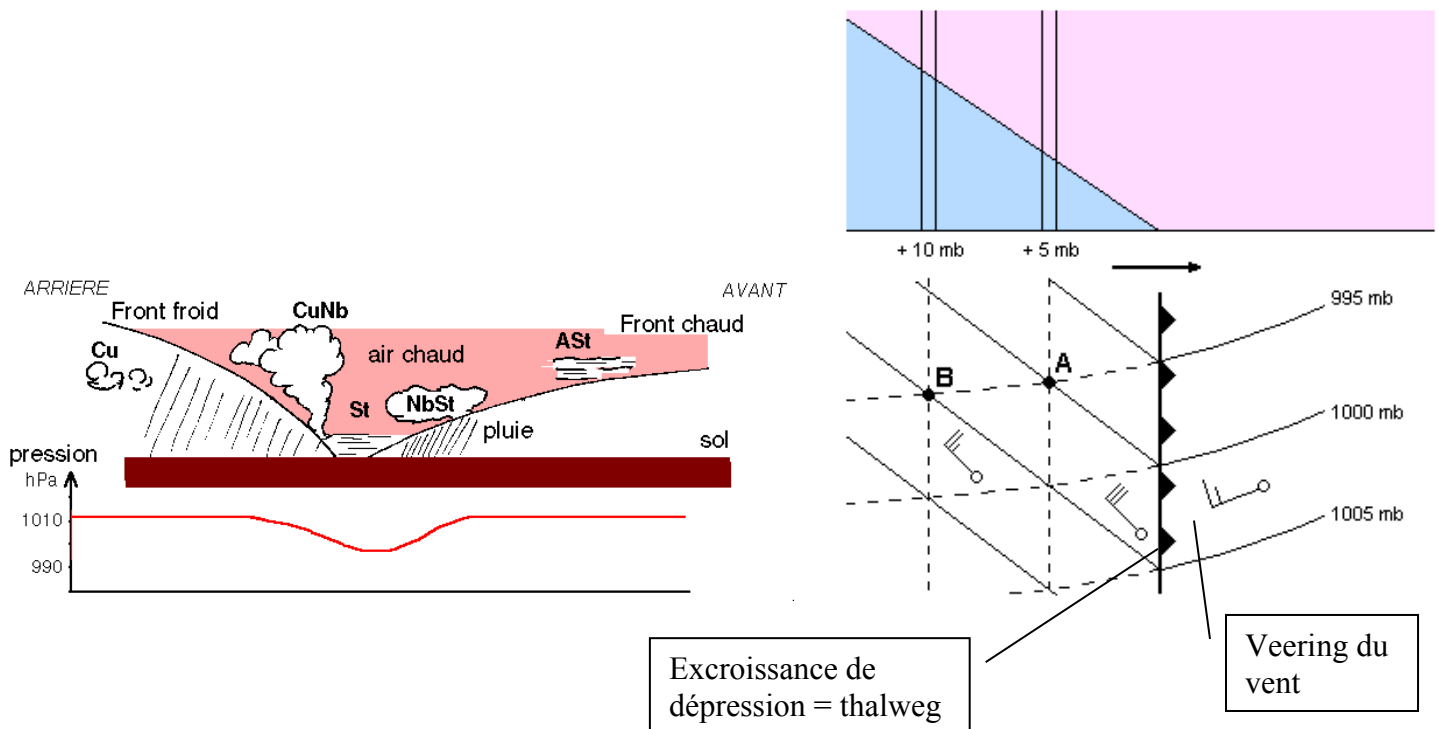
Au niveau de la surface frontale, il existe une discontinuité de l'air. La surface frontale est une zone de transition de faible épaisseur entre l'air froid et l'air chaud.

Aux niveau de ces surfaces frontales, des nuages se forment du au soulèvement de l'air chaud au dessus de l'air froid

d) champ barique et front

Au passage du front, la densité de l'air varie il en résulte une variation de pression. Les conséquences de cette variation sont une cassures des isobares dirigées vers les hautes pression, un front selon l'axe du thalweg et un vent qui tourne avec une vitesse variable.

Lors du passage du front froid la pression forme un crochet. La pression a tendance a chuter dans le front chaud et a remonter dans le front froid après avoir fait un crochet.



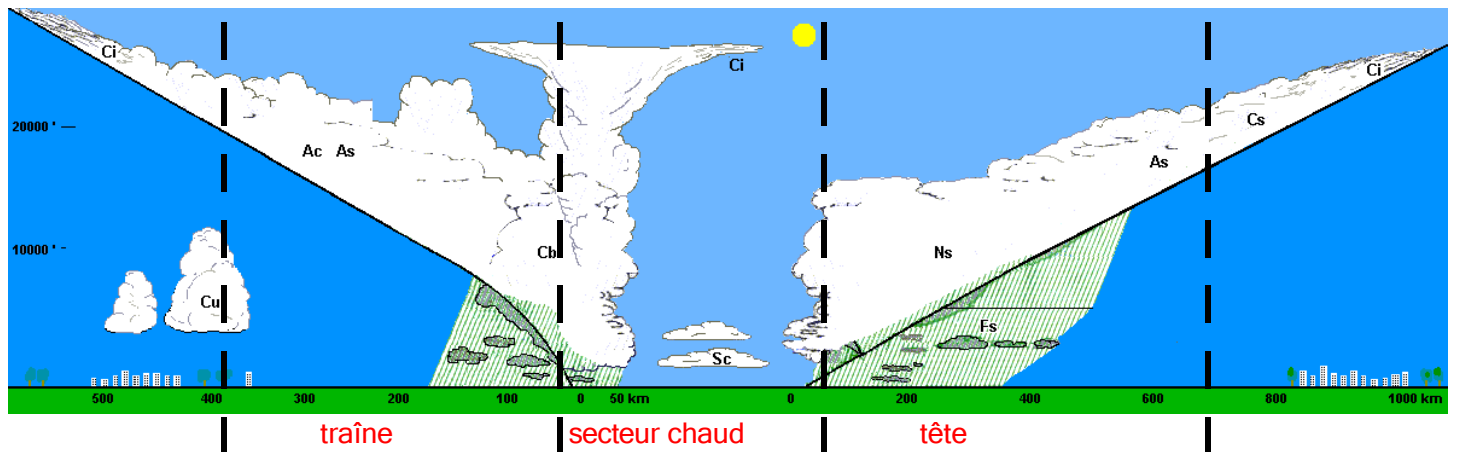
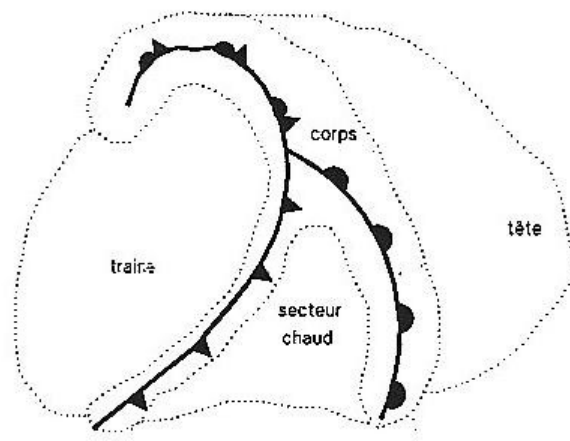
4- Structure et coupe d'une perturbation

Secteur froid antérieur : Ci, As et Ns. Précipitations peuvent débuter 100 km avant le front.

Secteur chaud : ciel très couvert St et précipitations importantes

Secteur froid postérieur : ciel se dégage.

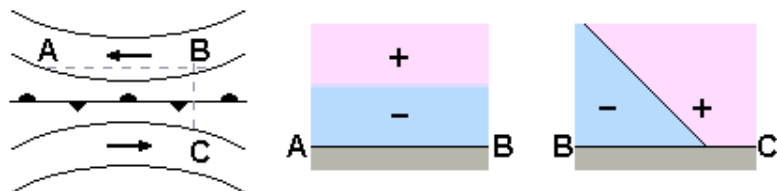
Pour une perturbation donnée, certains éléments apparaissent plus ou moins atténués.



5- Naissance, vie et mort d'une perturbation

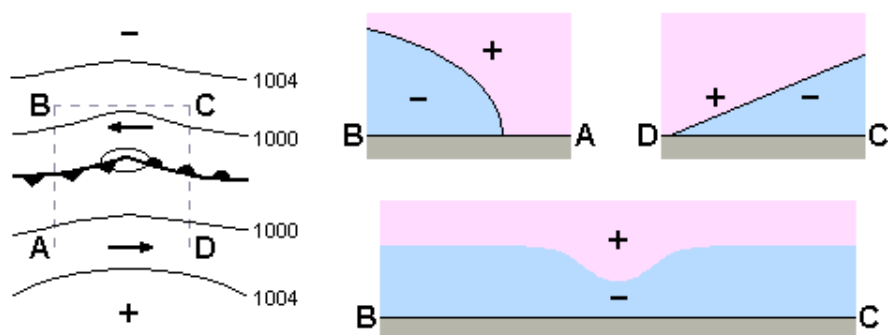
a) Naissance

Front quasi stationnaire dans la région des basses pressions coincée entre deux zones.



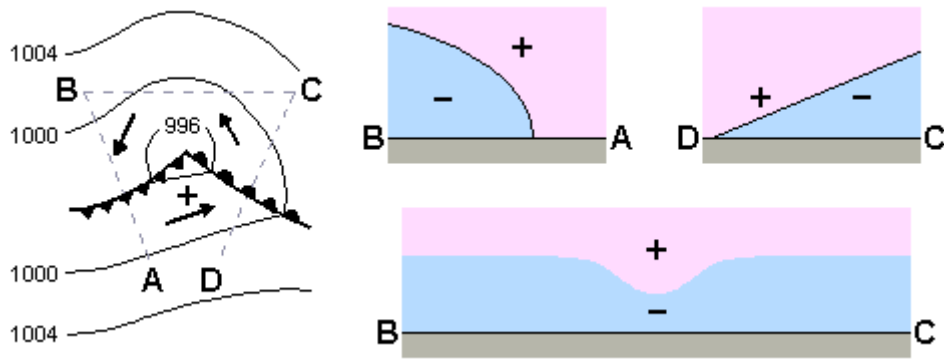
b) Ondulation

Ondulation du front avec l'influence du jet stream notamment et apparition d'une petite dépression sur le front stationnaire. Les trajectoires de l'air chaud et de l'air froid s'incurvent autour d'une petite basse pression.



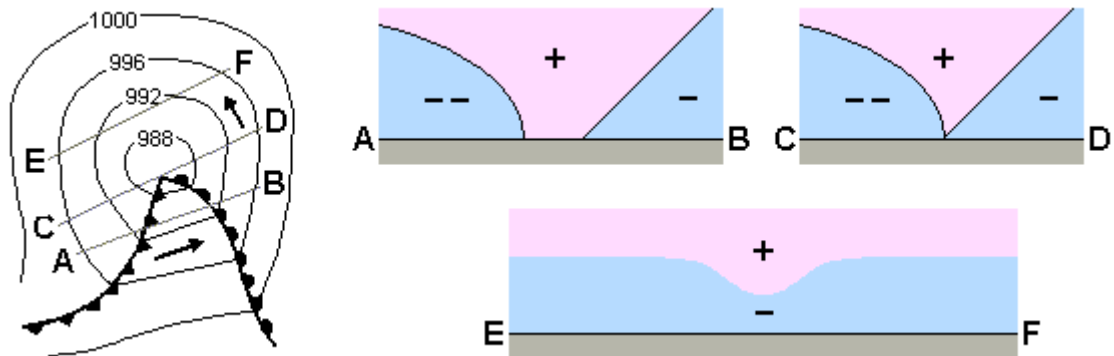
c) Amplification

L'ondulation s'amplifie et la zone de basse pression se creuse



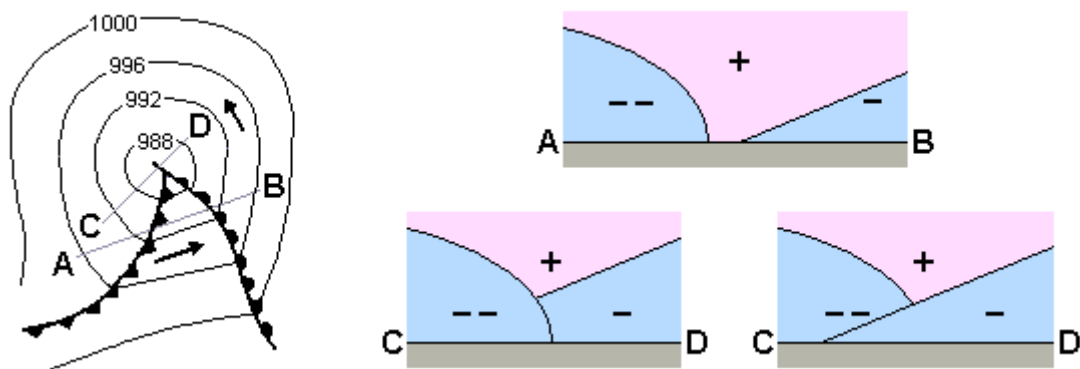
d) Maturité

La perturbation arrive à maturité.



e) début de l'occlusion

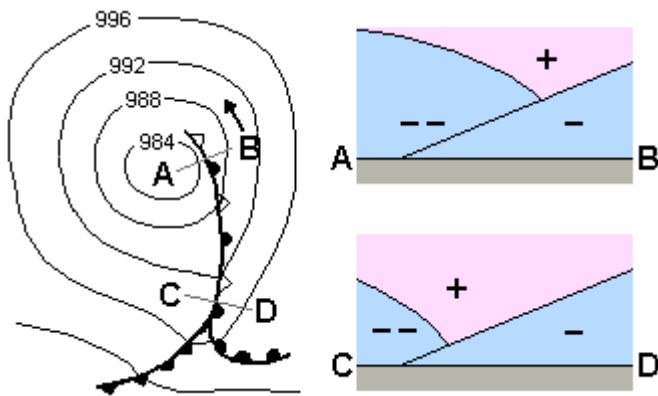
Le front froid rejoint le front chaud, l'air chaud est rejeté en altitude. Début de l'occlusion à caractère de front froid si l'air postérieur est plus froid que l'air froid antérieur, à caractère de front chaud si l'air froid postérieur est plus chaud que l'air froid antérieur.



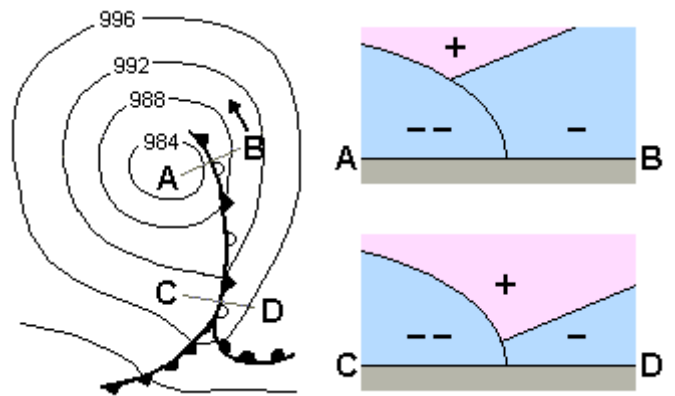
f) occlusion

L'occlusion se produit et s'enroule autour de la basse pression. Les surfaces frontales des fronts froids se rejoignent et la dépression commence à se combler. L'air chaud est rejeté en altitude au niveau de l'occlusion. Les précipitations sont plus importantes et irrégulières à l'avant du front dans une occlusion de front chaud. Le temps est très chaud à l'arrière du front.

Les précipitations sont plus dispersées sur zone et large amélioration après le passage du front. La zone postérieure est instable. Le passage de la perturbation est plus lent.



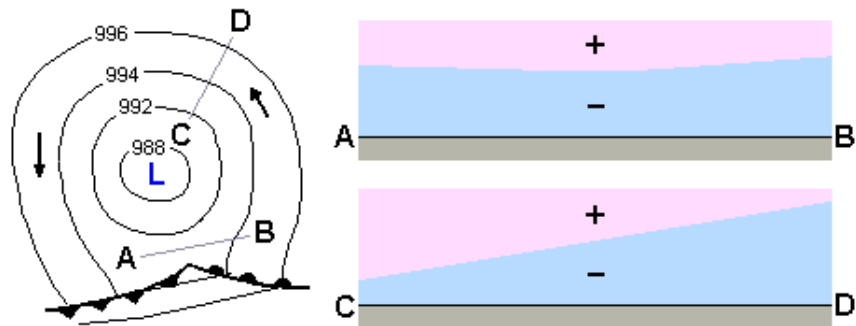
Occlusion de front chaud



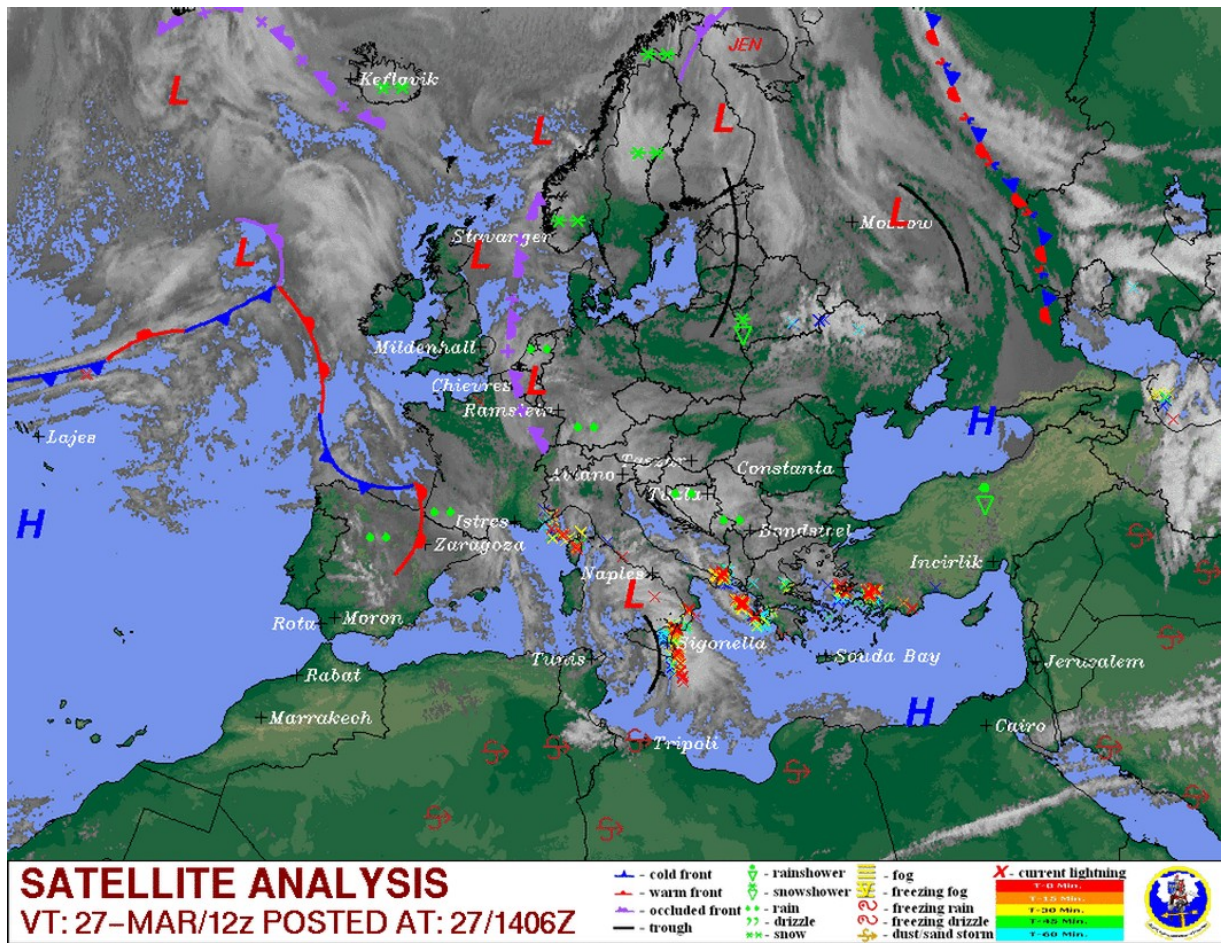
Occlusion de front froid

g) mort

L'occlusion disparaît et le front quasi stationnaire initial se reforme. La masse d'air inférieure est un mélange d'air froid et chaud.



6- Exemple de carte



Chapitre 10 : Météorologie tropicale

1- Généralités

La météorologie tropicale est sensiblement différente de celle des régions tempérées. On entre dans son domaine lorsque l'on quitte la zone des vents d'ouest et que l'on entre dans la zone des alizés.

C'est une zone excédentaire en énergie, d'où la nécessité d'un transfert vers les latitudes plus élevées. 40% de ce transfert se fait via les courants marins, et 60% se fait dans l'atmosphère sous forme de chaleur sensible (réchauffement à la surface) ou latente (enrichissement en vapeur d'eau puis libération d'énergie lors de la condensation).

Cette circulation atmosphérique des basses vers les hautes latitudes se fait schématiquement suivant les cellules de Hadley : l'air chaud équatorial s'élève et se dirige vers les tropiques où il s'affaisse avant de repartir vers le nord dans les perturbations des zones tempérées.

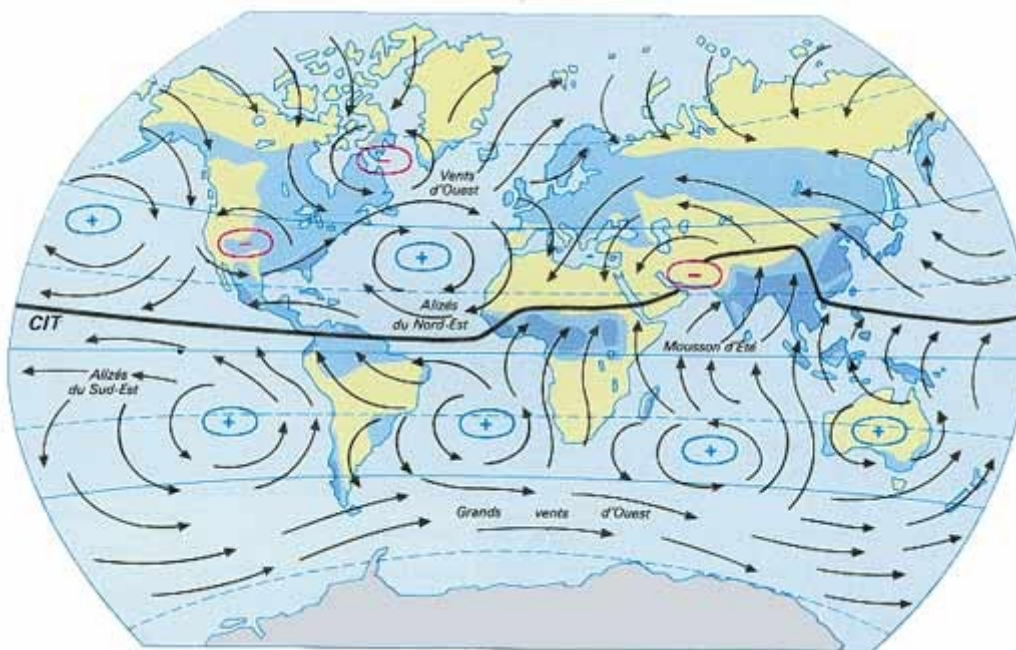
Normalement, il existe une ceinture dépressionnaire à l'équateur et des anticyclones vers les tropiques en liaison avec les mouvements verticaux des cellules de Hadley, mais la position fluctue au cours de l'année. Au dessus des océans et des vastes forêts les variations sont plutôt faibles mais si on a une opposition terre mer les variations deviennent fortes : le régime des alizés et de mousson alternent.

C'est ainsi qu'on définit la limite entre les deux circulations distinctes : l'équateur météorologique ou ZCIT (appelée FIT au sud de l'Afrique).

2- Grandes lignes météo

La force de Coriolis tend vers zéro quand on s'approche de l'équateur. La relation entre le vent et la pression change donc et la règle de Buys-Ballot n'est plus valable : les vents ne suivent plus forcément les isobares, c'est pourquoi on trace plutôt des lignes de flux.

La variation diurne de la pression est beaucoup plus marquée (marée barométrique). L'activité n'est pas continue mais le potentiel est toujours très fort.



3- Configuration isobarique et ZCIT

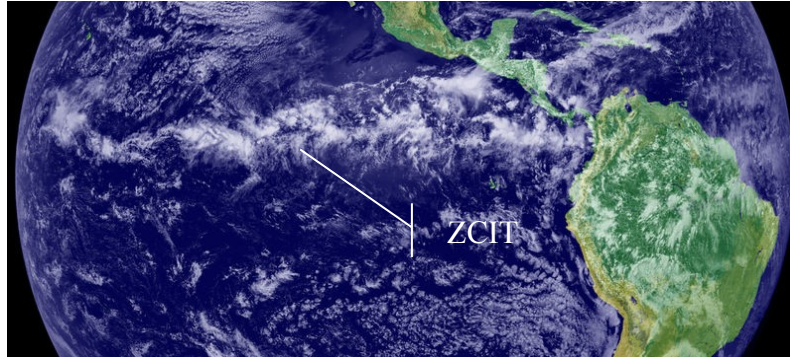
Duct : Anticyclone de part et d'autre de l'équateur : régime des alizés (flux d'est)

Bridge : dépression de part et d'autre de l'équateur : contre alizés (plus rare)

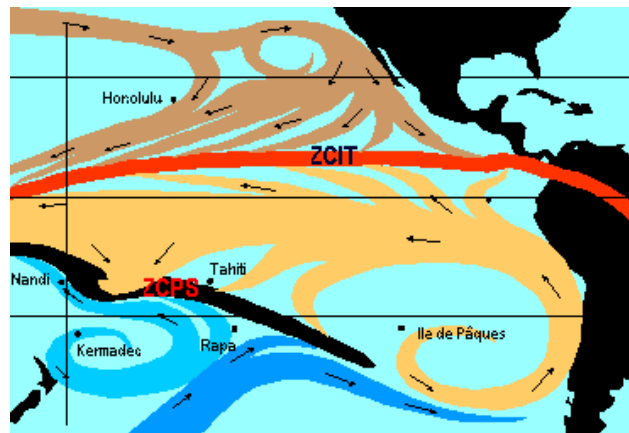
Drift : gradient de pression trans-équatorial : les alizés deviennent des vents de NE au nord et de NW au sud.

Zone de convergence intertropicale : C'est une bande nuageuse de plusieurs milliers de km de long, très stable ou se forment les cyclones tropicaux.

Les masses d'air équatoriales (chaudes, humides et instables), tropicales maritime (chaudes humides et stables) et tropicales continentales (chauds sèches et stables) sont de toute façons instables à la base et donc si les conditions sont requises, comme la tropopause est très élevée, les Cb peuvent monter très haut (18 km) et contenir beaucoup de vapeur d'eau d'où la forte libération d'énergie lors de la condensation.



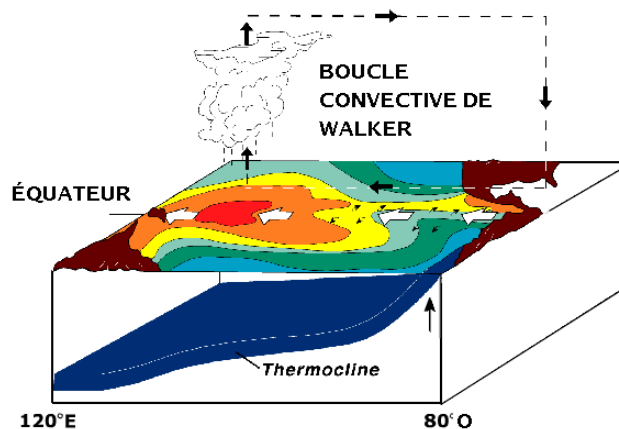
Le schéma général est variable : il existe plusieurs zones de convergences : ZCIT et ZCPS (pacific sud), FIT en Afrique.



4- Une anomalie : El Niño

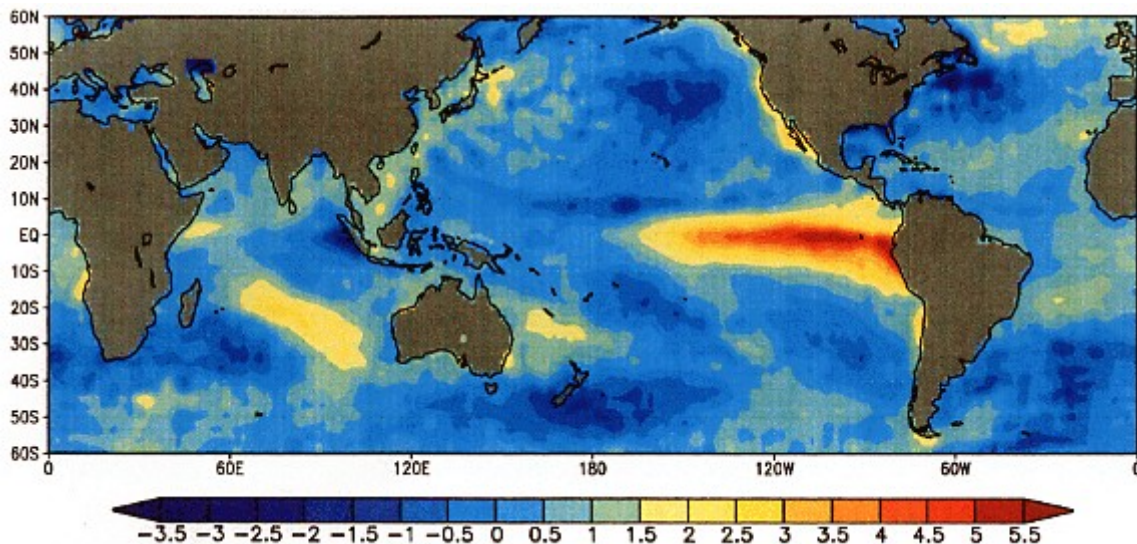
a) situation normale : la Niña

Boucle convective de Walker : Le régime des alizés déplace l'eau vers l'ouest du pacifique. La thermocline, alimentée en eau froide venant de l'antarctique (courant de Humbolt), remonte du côté est du pacifique. Cette convection apporte de l'air froid sur l'Amérique (hivers plus froids et ouragans en atlantique). L'eau plus froide favorise le développement du plancton ce qui donne des eaux poissonneuses.

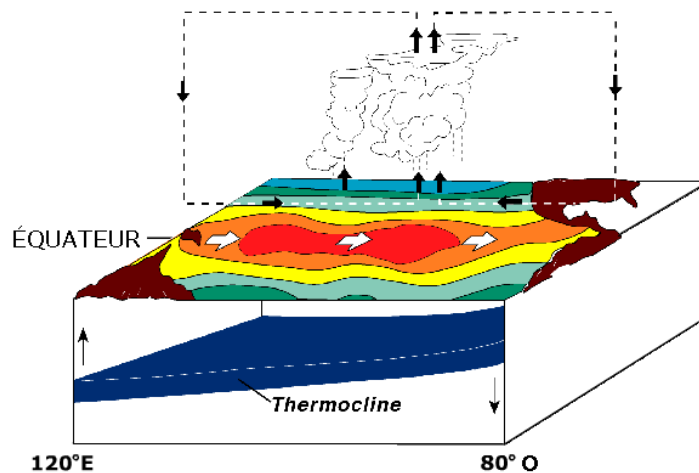


b) situation dégradée : el Niño

Origine : dérèglement de la circulation habituelle dans le pacifique, ce qui génère un courant marin chaud vers les côtes péruviennes aux alentours de Noël. Apparaît une ou deux fois par décennie et dure environ 18 mois.



Baisse de l'activité convective dans le pacifique ouest du a une circulation d'ouest en altitude qui baisse, les alizés en surface faiblissent et l'eau chaude empilée dans le pacifique ouest dévale vers l'Amérique du sud. La position de l'équateur thermique est alors très sud (au niveau du Pérou), ce qui entraîne des pluies diluviennes en Amérique du sud. Le vent de SE se renforce également dans cette région. Le phénomène d'upwelling (remontée de la thermocline froide) se bloque ce qui entraîne une baisse du taux de plancton et donc la mort du poisson. Sur l'atlantique les vents sont plus forts mais ils bloquent la dégénérescence des orages et ouragans. Des températures anormales sont enregistrées en Australie et en Afrique du sud.



5- Perturbations tropicales

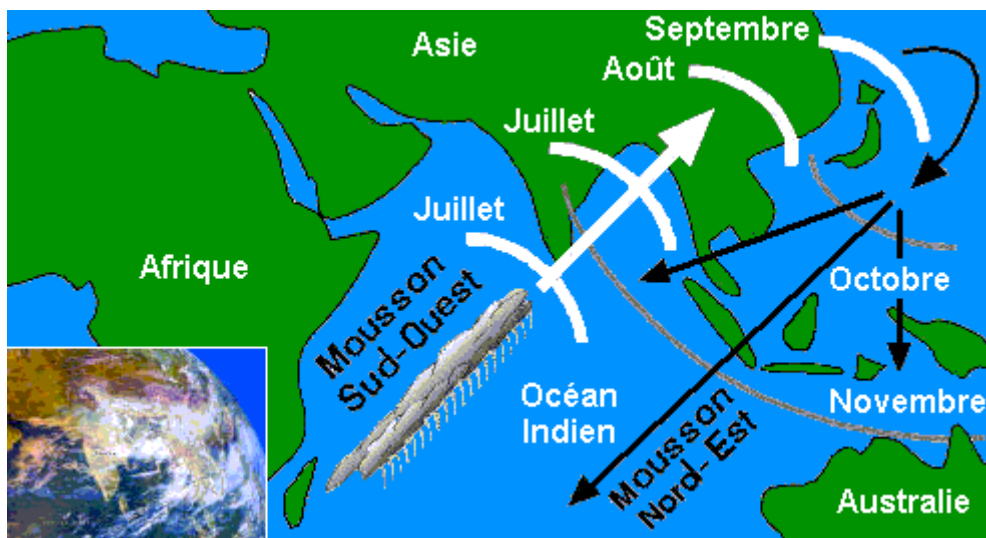
En hiver les fronts froids descendent assez bas, l'air froid perd ses caractéristiques, mais les changements de flux et de champs barométriques peuvent créer des phénomènes assez violents tel que les orages.

L'onde de flux des alizés est généralement en onde d'est elle implique localement une convergence dans l'axe du thalweg qui se propage d'est en ouest et une formation de lignes de grains associée. Générateur de cyclones tropicaux.

Les tornades qui se retrouvent aux USA.

Les anticyclones des Açores et Sibériens (au dessus du lac Baïkal, air expulsé très sec et froid quand il se réchauffe, création d'une masse d'air sans nuages).

Les moussons d'hiver et d'été en inde et en Afrique. En été air équatorial très chaud et humide créer une instabilité convective en hiver c'est l'inverse.



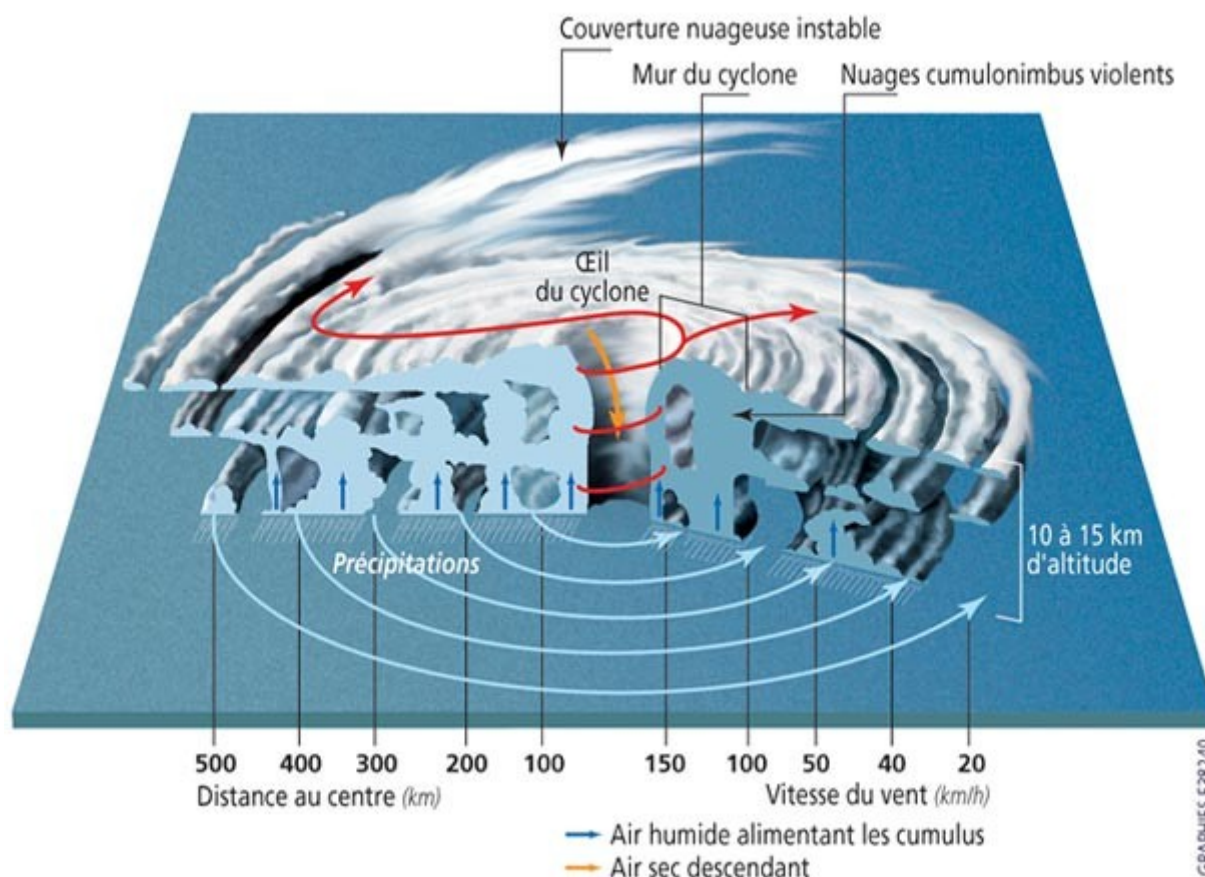
6- Cyclones tropicaux

a) Généralités

Les cyclones portent différents noms selon les pays, Hurricane en Atlantique, willy-willies en Australie, Baguio aux philippines, typhons en extrême orient ...

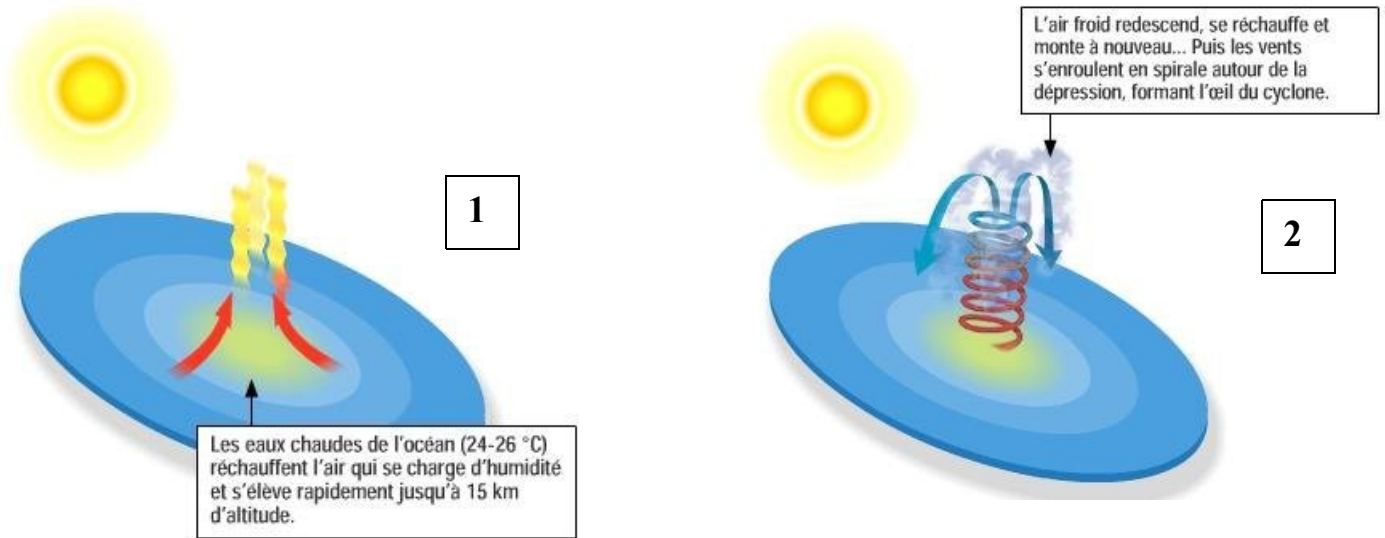
C'est une dépression à isobare circulaire cintrée sur un œil dont l'axe est vertical et qui s'atténue avec l'altitude, et a centre chaud (l'air afflux vers le centre et se réchauffe au contact de l'eau)

Ils font de 300 à 600 milles nautiques d'envergure, avec des enroulements de Cb, Cu, Sc autour du centre dépressionnaire. L'œil au centre de diamètre 10 à 20 milles nautiques est une zone calme sans nuage. Atour se trouve un amas nuageux de Cb et Ns matérialisant un mur, d'un diamètre de 50 à 100 mn. La vitesse de déplacement est assez faible (5 à 15 nds) et augment un peu lorsque le cyclone dévie vers des latitudes plus hautes. Leur énergie est puisée dans l'évaporation de l'eau et la pression au centre est de 850 à 950 Hpa, la variation de cette dernière est très impressionnante.



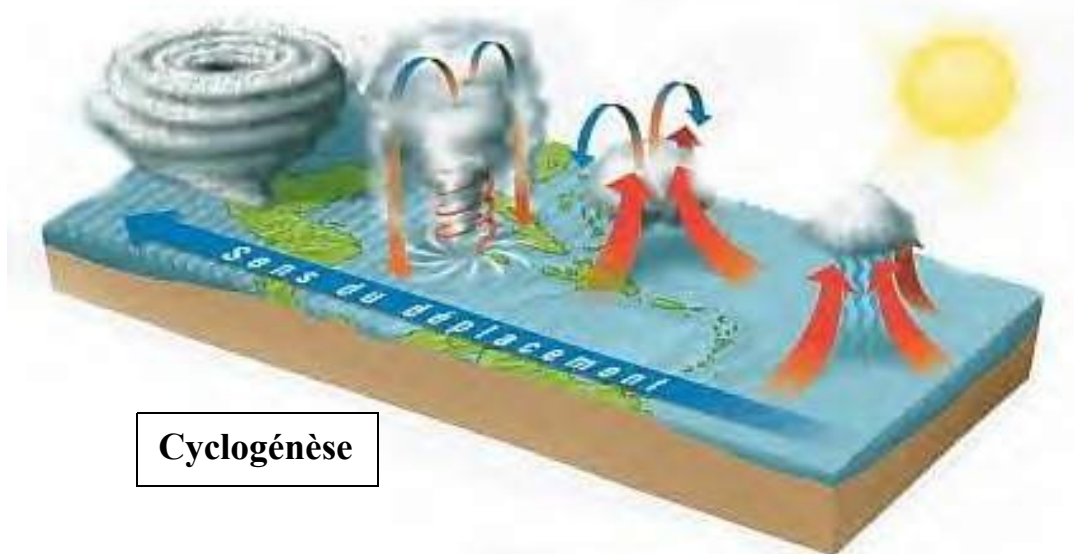
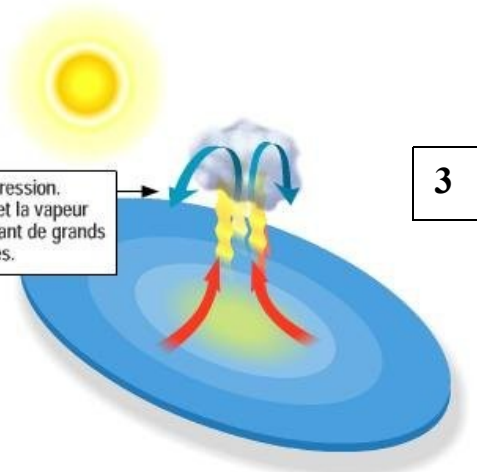
b) conditions de formation

- La température de l'océan doit être supérieure à 26°C dans les 50 premiers mètres.
- L'atmosphère tropicale chaude et humide (air ascendant) et donc convectivement instable. La genèse des cyclones est donc privilégiée aux abords de l'équateur.
- Il doit y avoir absence de cisaillement vertical pour ne pas contrarier la formation du tourbillon. Vents au sol et en altitude voisins en force et direction.
- La latitude doit être supérieure à 5° pour que la force de Coriolis soit suffisante pour créer l'enroulement.
- Présence d'un anticyclone en altitude pour permettre l'évacuation par divergence vers l'extérieur de l'air ascendant.



► Les cyclones

Cet appel d'air crée une dépression. L'air se refroidi en montant et la vapeur d'eau se condense, constituant de grands nuages générateurs de pluies.

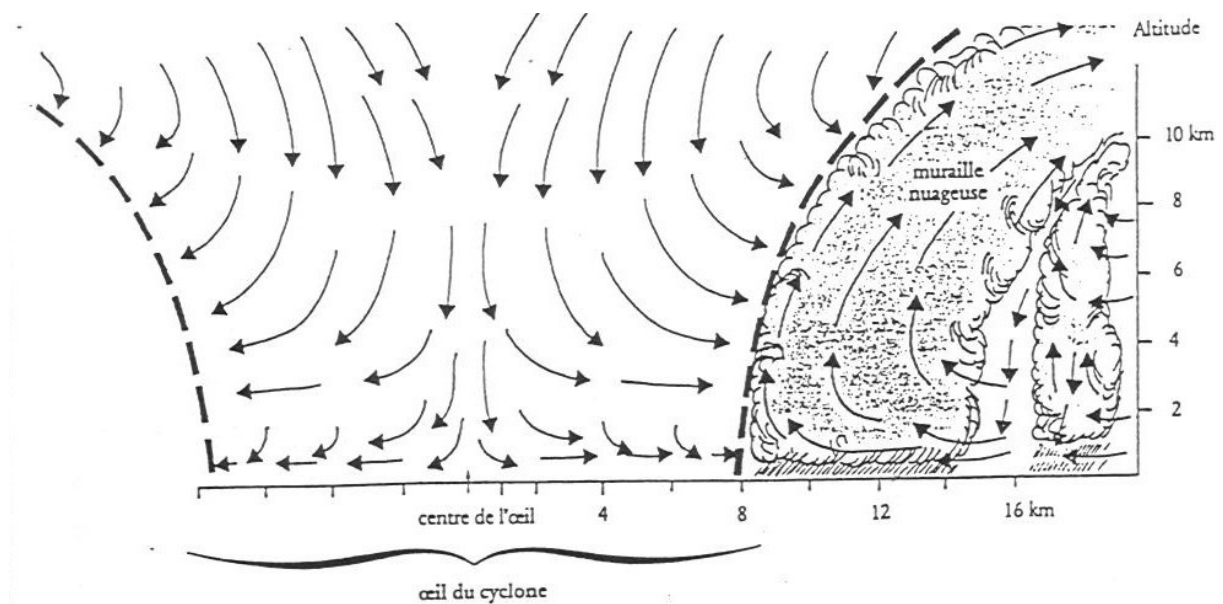


Des pressions relativement basses et une convergence dans les basses couches ou amas nuageux de la ZCIT sont responsables du déclenchement du phénomène. La circulation cyclonique s'installe, renforce la convection dans les Cb qui elle-même renforce les conditions d'humidité dans les basses couches.



S'étant formés dans entre 5° et 15° de latitude, ils sont pris dans le flux d'est avant de bifurquer vers les latitudes plus hautes (25°) et d'être repris dans le flux d'ouest. Ceci explique les trajectoires des cyclones.

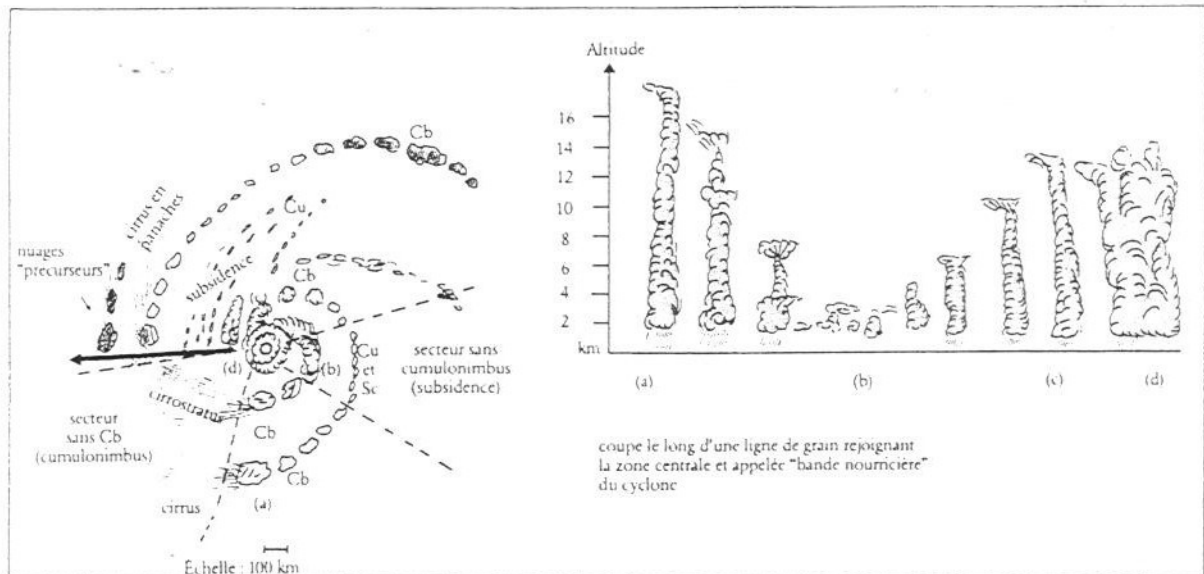
Le cyclone s'auto alimente grâce à l'eau et la chaleur de l'eau de mer. L'œil est une zone d'air descendant d'environ 15 km de diamètre ou il n'y a pas de vent mais beaucoup de mer. Il existe une zone subsidente importante dans l'œil (air limpide) et un affaissement de l'air en altitude.



c) nuages caractéristiques

Les nuages s'organisent en ligne de grains convergents suivant une spirale vers la zone de nuage centrale plus compacte.

Le diamètre varie de 100 à 200 km et peut contenir plus de 100 Cb selon la taille du cyclone. Une zone subsidente se situe autour de la partie centrale. On trouve une ou deux courbes de Cb très en avant du cyclone (entre 100 et 600 km). Il se peut qu'une autre courbe de Cb très actifs arrive avant les précédentes. On peut également trouver des secteurs vides de nuages en avant du cyclone.



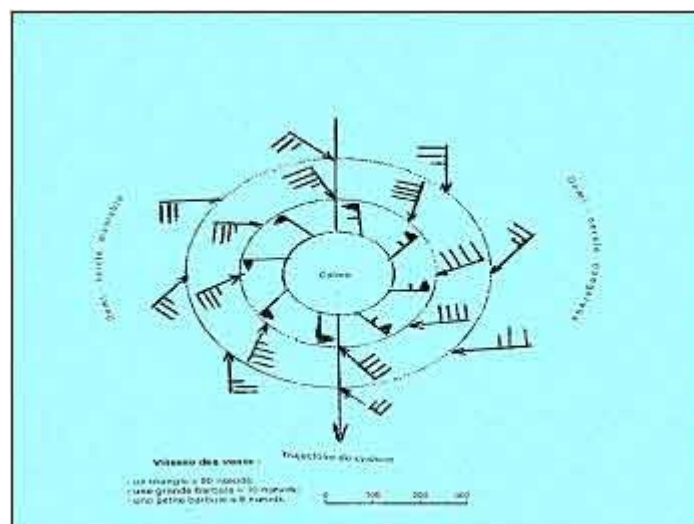
Système nuageux du cyclone tropical. La flèche indique le déplacement du centre du cyclone.

d) pluies caractéristiques

Elles sont presque toujours très importantes, de 500 à 800 mm par jours, d'avantage si la chaîne nuageuse entraîne un soulèvement de l'air. Record à Cuba en 1963 et 1966 où les précipitations ont atteint les 2 mètres en 24 heures. En conséquence l'eau de mer est très diluée au voisinage des îles ce qui entraîne la mort du poisson, la température de l'eau de mer diminue car refroidie par le cyclone (1 à 2°C) quand celui-ci arrache l'énergie à l'océan pour s'autoalimenter. L'eau douce du littoral se retrouve parfois salée par l'eau de mer transportée par les trombes ou raz de marées de tempête ce qui entraîne la mort du poisson d'eau douce.

e) vents caractéristiques

L'angle entre le vent et les isobares est important en périphérie du cyclone et nul en bordure de l'œil où la vitesse est maximale. Dans l'œil le vent est nul.



Les cyclones sont classés selon l'intensité du vent en trois catégories :

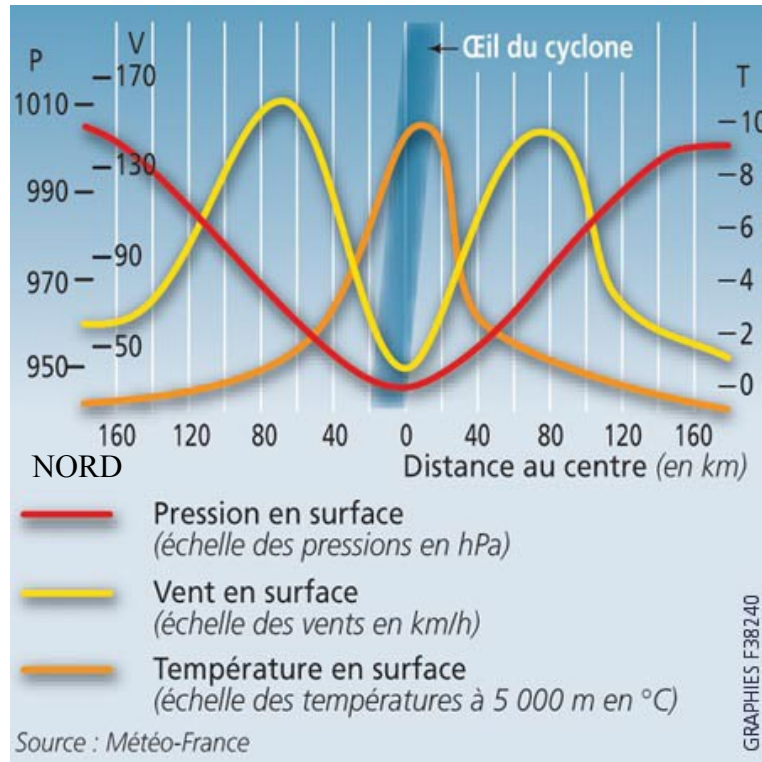
- dépression tropicale : jusqu'à 8B

- Tempête tropicale : entre 8B et 12B (64nds)
- Cyclone : au-delà de 12B. Les grand cyclones (super typhons) se rencontre plutôt a la fin de l'été lorsque la température de l'eau est maximale.

Les dégâts causés par un cyclone sont proportionnels à la vitesse au carré du cyclone.

Les cyclones sont baptisés dans l'ordre de l'alphabet. Jusqu'en 1978 ils portaient des prénoms féminins, depuis prénom féminin et prénom masculin sont alternés.

Il existe une dissymétrie de la vitesse du vent dans le cyclone : il est plus fort dans le nord en hémisphère nord et dans le sud en hémisphère sud, c'est le demi-cercle dangereux.



La classification des cyclones se fait principalement selon l'échelle de Saffir-Simpson en fonction de la pression, la vitesse des vents et les dégâts causés mais les américains utilisent l'échelle de Dvorak en fonction de la vitesse des vents et de la pression seulement.

Echelle de Saffir-Simpson

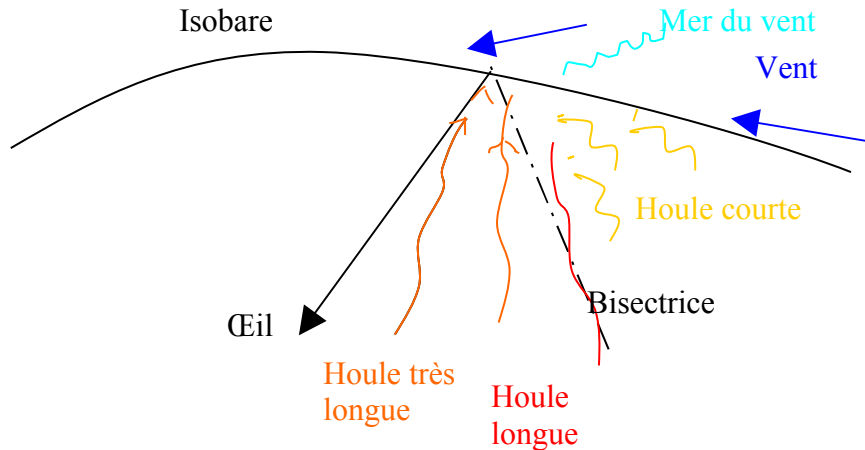
Force	Pression hPa	Vent km/h	Marée coeff.	Dégâts
1	> 980	118-152	1,2-1,6	Faibles
2	965-980	153-176	1,7-2,5	Moyens
3	945-964	177-208	2,6-3,7	Considérables
4	920-944	209-248	3,8-5,4	Extrêmes
5	< 920	> 248	> 5,4	Catastrophiques

Niveau	Vent maximal sur 10 min			Pression centrale	
	m/s	Noeud	km/h	Atlantique	Pacifique
1	< 13	< 25	< 45		
1,5	13	25	45		
2	15	30	55	1 009	1 000
2,5	18	35	65	1 005	996
3	23	45	83	1 000	991
3,5	28	55	101	994	984
4	33	65	119	987	975
4,5	39	77	137	979	965
5	45	89	165	970	954
5,5	52	102	189	960	942
6	58	115	213	948	927
6,5	65	127	234	935	912
7	72	140	259	921	898
7,5	79	154	285	906	879
8	85	167	306	890	858

f) mer et vagues caractéristiques

La zone de violente tempête étant géographiquement limitée, le fetch est court, les vagues échappent donc à l'action du vent avant de s'être pleinement développées et leur hauteur reste souvent inférieure à 10m. Cependant, les grands cyclones dont les vents dépassent les 130 nœuds avec des fetchs plus importants peuvent engendrer des vagues beaucoup plus importantes, de l'ordre de 20 à 30m.

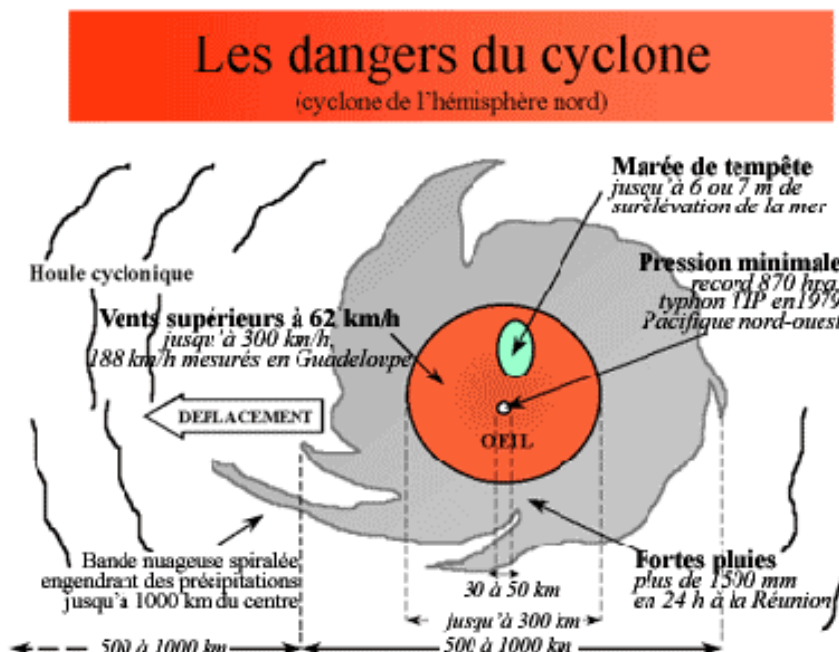
La direction de la houle se fait selon une bissectrice entre la direction du vent et un vecteur orienté vers le centre du cyclone en faisant face au vent. Elle arrive de tribord en hémisphère nord et de bâbord en hémisphère sud. La houle est constituée de plusieurs longueurs d'ondes et est très difficile à observer surtout à cause de la mer et du vent.



Marée de tempête : elle consiste en une élévation du niveau de l'eau, indécélable au large mais qui se manifeste sur le littoral par une élévation de plusieurs mètres au dessus du niveau normal. On trouve deux causes à ce phénomène : la baisse de pression qui entraîne une montée d'eau par aspiration et les vents qui provoquent un courant de dérive qui entraîne une accumulation d'eau le long d'une partie du littoral.

Ce phénomène est plus marqué dans le demi cercle dangereux et provoque des dégâts importants : les vagues arrivent violemment sur les côtes et remontent vers les rivières, inondation de l'arrière pays déjà noyé par des pluies diluviennes.

Pour les marins il vaut mieux gagner le large plutôt que de rester au port.



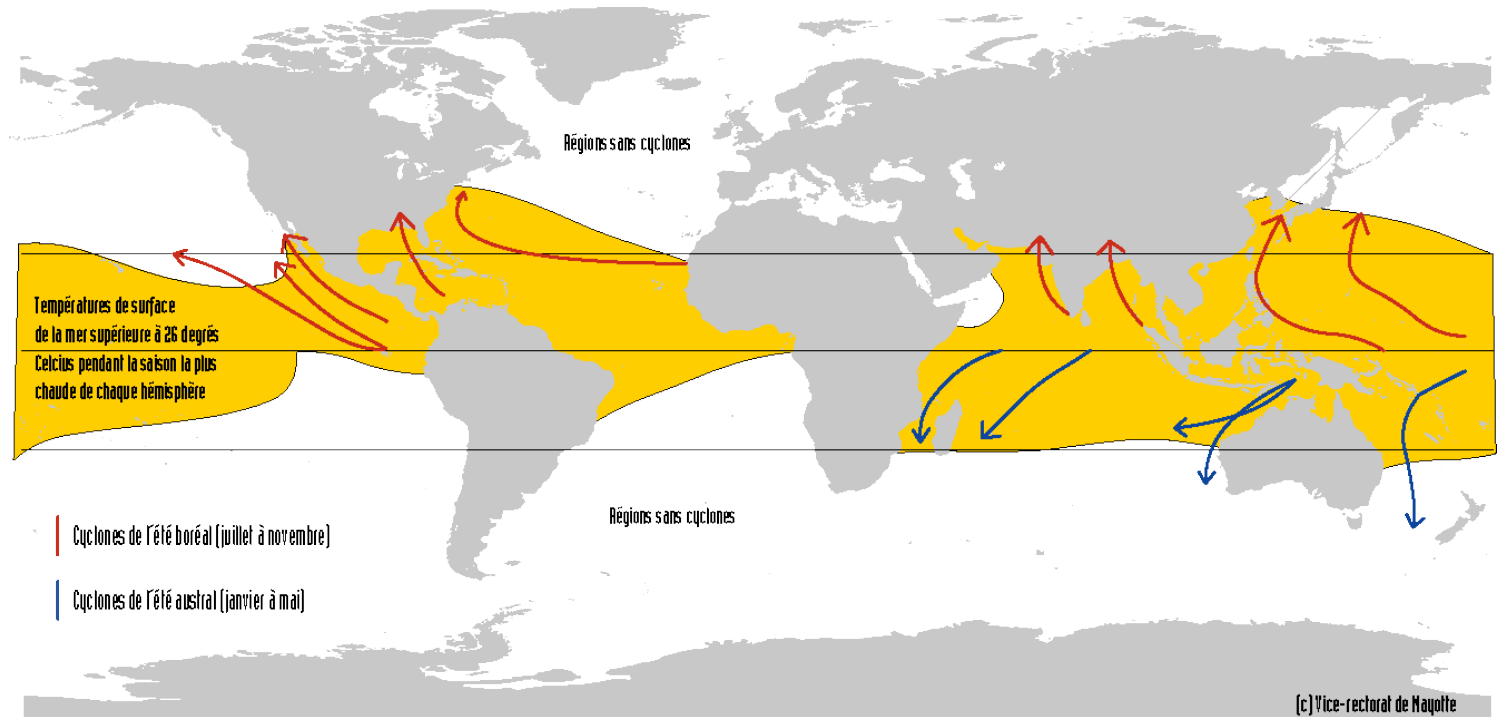
g) zone cyclonique

Atlantique nord et pacifique nord est : fin août début septembre
 Pacifique sud ouest : se forment à l'ouest de l'île de paques de janvier à mars
 Golf du Bengale : formés entre Ceylan et Adaman de mai à janvier
 Océan indien sud : se forment au voisinage des îles Cocos et Keeling de novembre à mai
 Mer d'Oman : plutôt rare
 NW du pacifique : zone la plus meurtrières
 Régions sans cyclones : Atlantique nord et sud, Pacifiques sud est.

Route habituelle : WNW en hémisphère nord, WSW en hémisphère sud.

Vitesse entre 5 et 50 nds

Durée de vie de une semaine à un mois.



h) signes précurseurs

Houle : vitesse de propagation supérieure à celle du cyclone. Si elle est longue, le cyclone est lointain, si elle est variable, le cyclone est en éloignement ou ils y a présence de plusieurs cyclones.

Pression : anormalement élevée et le ciel est limpide : le cyclone est lointain. Si on observe une baisse lente qui estompé la marée barométrique, le cyclone est en rapprochement.

Nuages : Bande de Cirrus dont la direction indique celle du cyclone la veille. Air chaud et calme, ciel de feu au lever et coucher du soleil.

Animaux : les oiseaux de mer fuient vers l'intérieur des terres

Bruits : profond gémissement annonce l'ouragan. Perceptible par certains animaux : les méduses fuient vers le large et les crustacés quittent le rivage.

i) Facteur d'affaiblissement

Réduction de la source de chaleur et d'humidité à cause du passage au dessus de la terre ou d'une mer froide mais attention à la réactivation possible si c'est trop bref comme souvent au Mexique.

De l'air sec et froid est transporté à l'intérieur du système diminuant ainsi la convection

L'anticyclone d'altitude est remplacé par une circulation cyclonique.

j) parade contre le cyclone

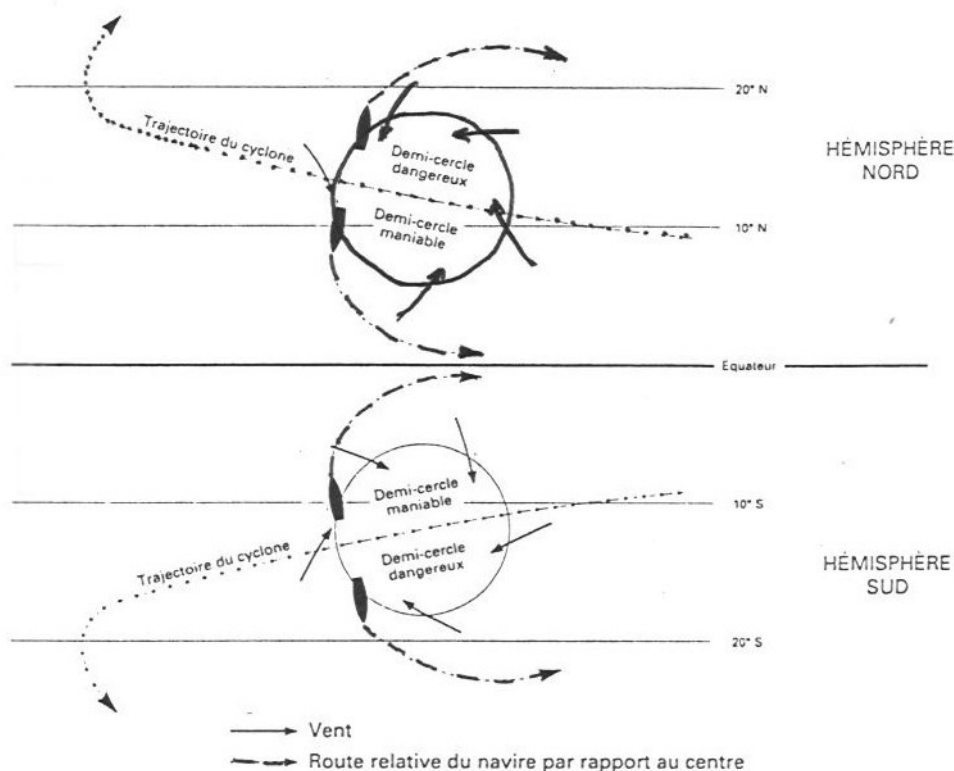
Les cyclones sont encore très difficiles à modéliser. Par contre les progrès de l'imagerie satellite permettent de mieux les suivre et d'accroître ainsi nos connaissances climatologiques. La responsabilité de la diffusion des alertes est répartie entre différents centres qui émettent des avis de cyclones sur leur zones.

Mêmes si les prévisions restent difficiles à faire, le fait que le déplacement d'un cyclone soit plutôt lent permet de se dérouter pour éviter les environs de l'œil du cyclone, lieu où les vents sont les plus forts et les plus variables en force et en direction. Les conditions de mer associées font qu'il ne faut surtout pas rester au mouillage et qu'il existe des zones à éviter telles que la marée de tempête et le demi cercle dangereux.

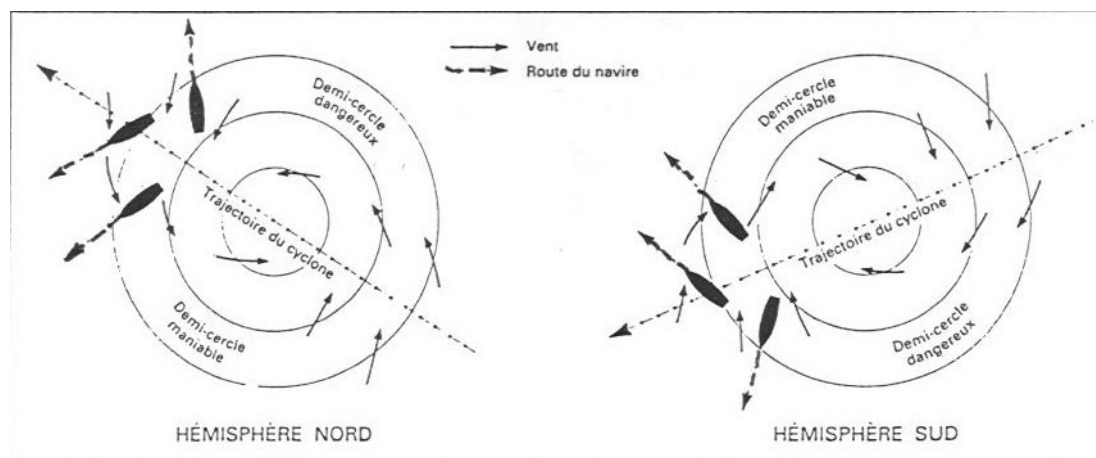
Manœuvre de fuite : elle est plus facile dans le demi cercle maniable mais permet d'éviter l'œil du cyclone. En hémisphère nord, si le vent vient de la gauche (backing), on est dans le demi cercle maniable il faut fuir vers le large tribord amure. Si le vent vient de la droite (veering), on est dans le demi cercle dangereux il faut alors remonter au plus près tribord amure

En hémisphère sud, si le vent vient de la gauche (backing), on est dans le demi cercle dangereux, il faut remonter au plus près bâbord amure. Si le vent vient de droite, on est dans le demi cercle maniable, il faut fuir vers le large bâbord amure.

Manœuvre d'un navire au voisinage d'un cyclone



Manœuvre d'un navire pris dans un cyclone



Chapitre 11 : La mer et les vagues

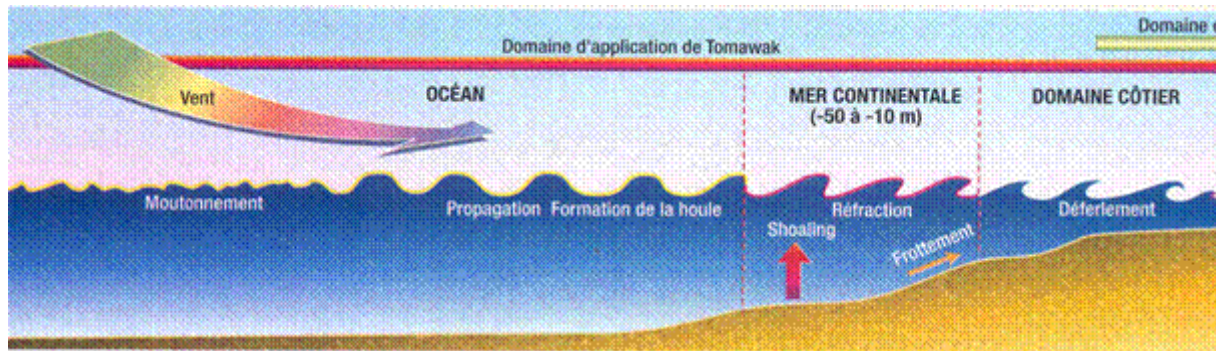
1- Définitions

Mer du vent : C'est le système de vague créé sur place par l'action du vent actuel. Sa direction est sensiblement la même que celle du vent. Son aspect est souvent chaotique et haché du au caractère turbulent.

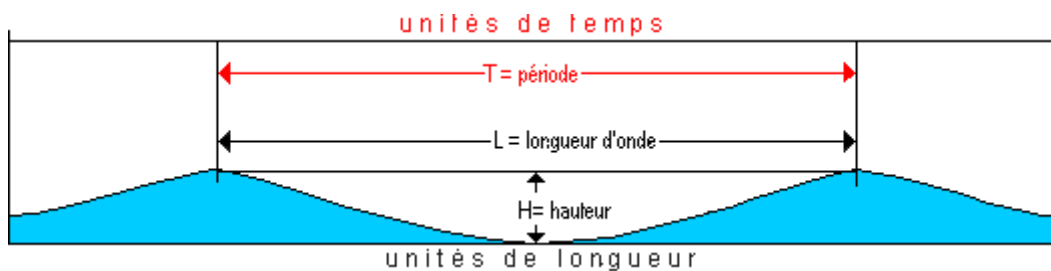
Houle : c'est une onde résultante de l'action du vent passé ou soufflant plus loin. Seules les vagues les plus longues se transforment en houle. Aspect est plutôt ordonné (intervalles réguliers, direction déterminée, crêtes longues et lisses)

Fetch : dimension de la zone génératrice où se sont formées les vagues.

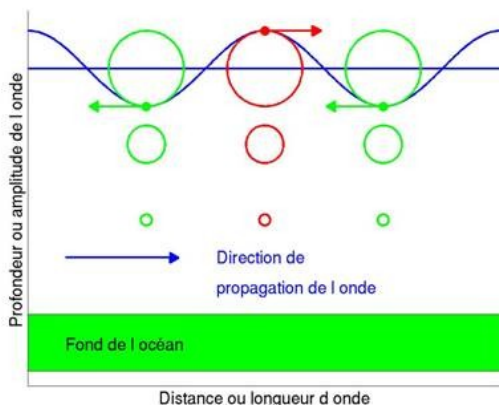
Mer croisée : lorsque la mer du vent et la houle n'ont pas les mêmes directions.



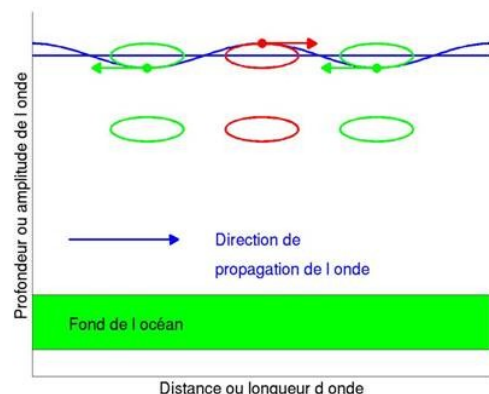
Etat de la mer : superposition d'ondes multiples engendrées par le vent. Les ondes sont caractérisées par leur longueur L , leur célérité C , leur hauteur H et leur période T



Mouvement orbital : chaque particule d'eau effectue un mouvement circulaire dont le diamètre est égal à la hauteur de la vague. Selon la profondeur le mouvement sera plus ou moins ovalisé.



Onde courte en eau profonde



Onde longue en eau peu profonde

La vitesse de groupe : calculée en fonction de l'énergie cinétique (mouvement orbital) et de l'énergie potentielle (dénivellation du niveau de l'eau) et permet de prévoir l'arrivée des vagues en connaissant le vent au loin.

$$V_g = \frac{1}{2} C$$

2- Relations simples en eau profondes

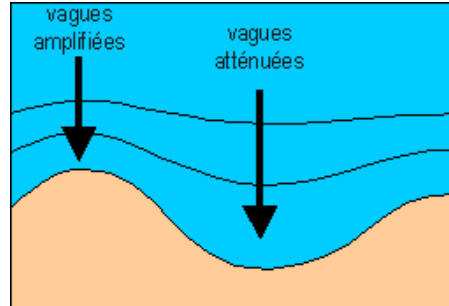
Célérité : $C = 1,25 \times L^{1/2}$

Période : $T = 0,8 \times L^{1/2}$

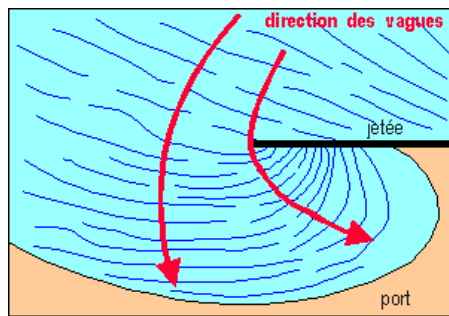
Longueur : $L = 1,56 \times T^2$

3- Réfraction et diffraction

Réfraction de la houle : c'est le changement de direction de propagation qui est dû à l'apparition de haut fond dont la direction diffère de celle de la propagation. Les lignes de crête tendent à devenir parallèles aux isobathes.



La diffraction de la houle : c'est le changement de direction de propagation sous le vent d'un obstacle en eau profonde. Il arrive qu'une jetée se présentant sous un certain angle par rapport à la houle ne soit pas un abri idéal car les trains de vagues changent de direction après l'obstacle et pénètrent dans la zone théoriquement protégée. L'amortissement reste néanmoins plus rapide.



4- Réflexion et célérité

La réflexion des vagues : les vagues sont réfléchies par un obstacle selon les règles de l'optique. Si un obstacle est perpendiculaire, la réflexion est diamétralement opposée et un clapotis se forme. Si ce dernier devient fort il prend le nom de ressac. Si les vagues frappent obliquement l'obstacle, la réflexion se fait selon l'angle de symétrie. Elle se fait d'autant mieux que les longueurs d'onde sont élevées et que la cambrure est faible. Lorsqu'elle n'est pas possible il y a déferlement.

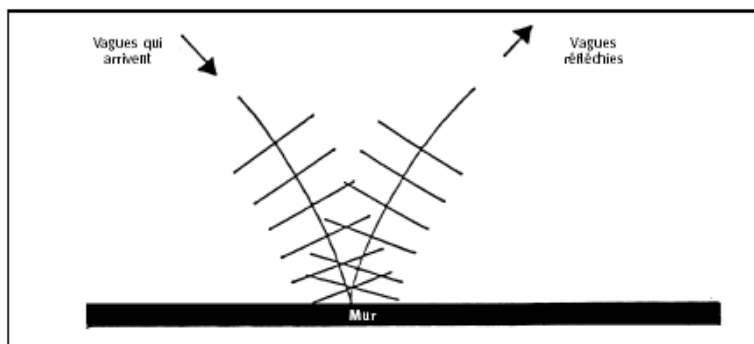
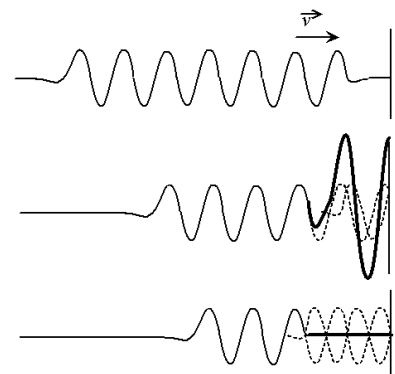


Figure 8.1 : Réflexion



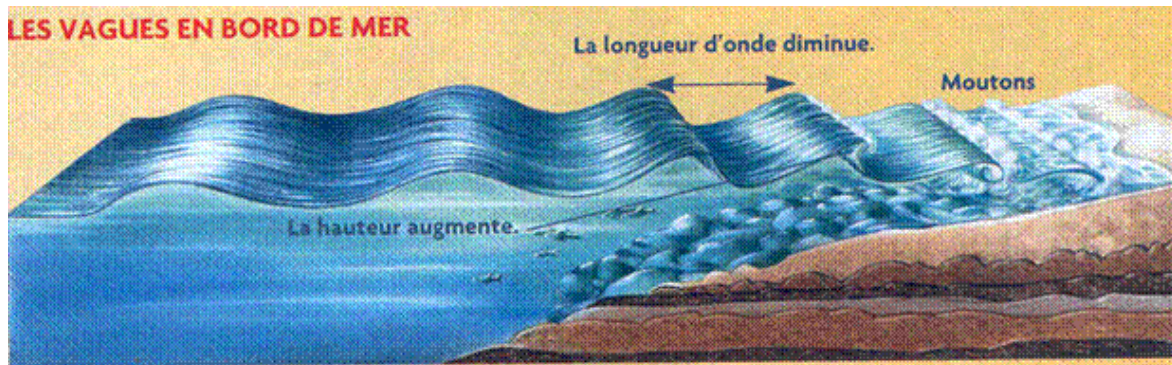
La célérité varie en fonction de la profondeur :

En eau peu profonde : $c = \sqrt{g h}$

En eau profonde : $c = \sqrt{\frac{g \lambda}{2\pi}}$

En eau profonde, le milieu est dispersif, la célérité et la vitesse de groupe dépendent de L . Les ondes les plus longues sont les plus rapides. Il y a dispersion angulaire et longitudinale de l'énergie, d'où une répartition qui se fait sur une étendue plus vaste.

En eau peu profonde, le milieu est non dispersif, la célérité et la vitesse de groupe sont égales, H augmente et L diminue d'où une cambrure qui augmente de façon importante.



5- Vitesse du vent et des vagues

La mer du vent dépend de la vitesse du vent, de la durée de l'action du vent et de la longueur de la zone génératrice : le fetch.

Période dominante des vagues créées : environ $\propto V$ pour un fetch assez vaste et une durée suffisamment longue (au large plus de 2h)

Valeur limite : $V/3,7$, atteinte si le vent souffle longtemps sur un fetch illimité (fully arisen sea)

6- Hauteur des vagues et état de la mer

La hauteur significative est la hauteur moyenne des vagues les mieux formées. L'observation de la hauteur des vagues est très subjective et variable suivant la taille du navire. L'idéal est d'avoir une bouée ou un instrument de mesure spécifique. Il existe plusieurs types de mesure de la hauteur des vagues :

- $H_{\frac{1}{3}}$: hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes elle donne la hauteur de référence.
- $H_{\frac{1}{10}}$: hauteur moyenne du dixième des vagues les plus hautes.
- Hauteur probable de la vague la plus haute d'un échantillon de N vagues : $H_p = H_{\frac{1}{3}} \times (1.5 \times \ln N)^{\frac{1}{3}}$
- Calculs des hauteurs : se fait en fonction du vent, de sa durée et du fetch à partir d'abaques.

FORCE	TERMES DESCRIPTIFS	HAUTEUR MOYENNE EN M
0	Calme	0
1	Ridée	0 – 0,1
2	Belle	0,1 – 0,5
3	Peu agitée	0,5 – 1,25
4	Agitée	1,25 – 2,5
5	Forte	2,5 – 4
6	Très forte	4 – 6
7	Grosse	6 – 9
8	Très grosse	9 – 14
9	Enorme	14 et plus

Echelle de l'état de la mer

Description de la houle : – Hauteur : petite (moins de 2m)
Modérée (de 2m à 4m)

Grande (plus de 4m)

- Longueur : Courte (moins de 100m et inférieure à 8s)
Moyenne (de 100m à 200m et 8 à 12s)
Longue (plus de 200m et supérieure à 12s)

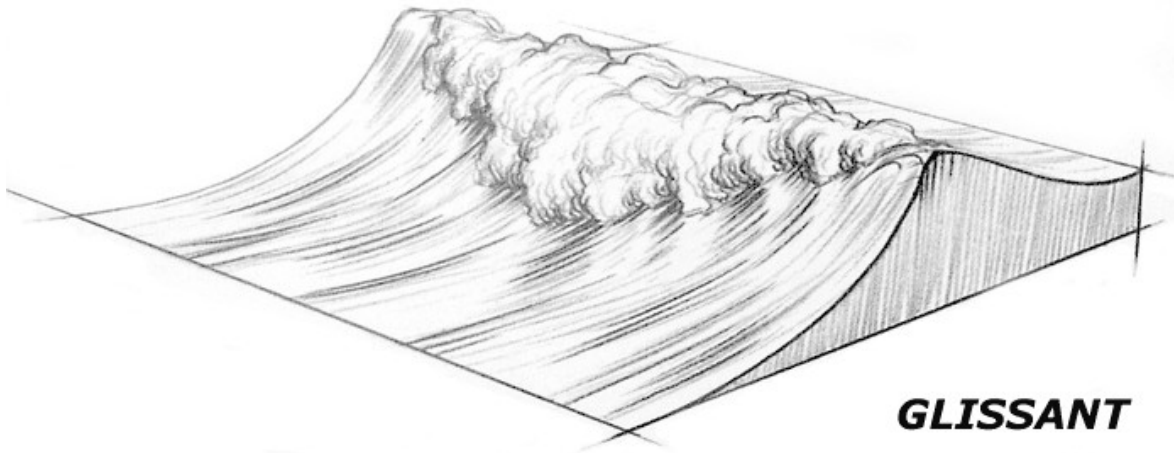
7- Le déferlement

Les particules d'eau au sommet d'une crête se déplacent plus vite que la vague elle-même et se détachent donc. Il en résulte un affaissement partiel de la crête. Dès que l'escarpement devient supérieur ou égal à 0,08 (valeur critique), il y a déferlement.

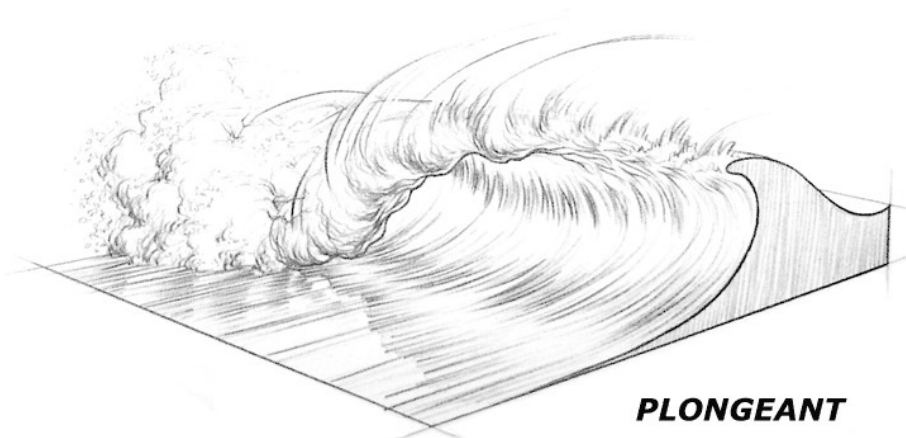
Outre la cambrure qui augmente, la vitesse de propagation diminue, d'où la partie arrière de la vague qui a tendance à rattraper l'avant et à la faire basculer. La vague qui déferle est appelée brisant (breaker). Il se localise parfois d'une manière permanente dans certaines zones on parle alors de barre (barre d'Étel ou sur les plages africaines).

Le déferlement se produit donc lorsque la vague devient instable par freinage sur le fond et si la cambrure devient trop forte. En eau peu profonde, il se produit quand H/D (hauteur crête creux sur profondeur) est voisin de 1,5. Il existe trois types de déferlement : plongeant, à déversement, à gonflement.

-le déferlement glissant (*spilling*) qui ressemble au moutonnement observé en grande profondeur, la vague s'écroule progressivement sur sa face avant :



-le déferlement plongeant (*plunging*) sur des pentes un peu plus fortes, la vague forme alors des rouleaux, bien connus des surfeurs



-le déferlement gonflant (*surging*), caractéristique des houles longues et des plages très pentues, correspond à une augmentation très importante de la hauteur par shoaling jusqu'à un écroulement brutal formant un front d'onde.

Synthèse des différents types de déferlements

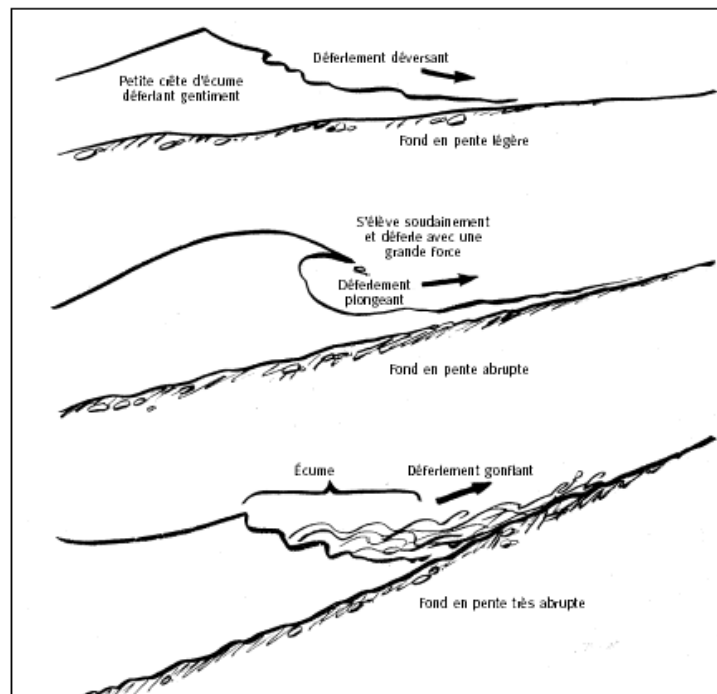
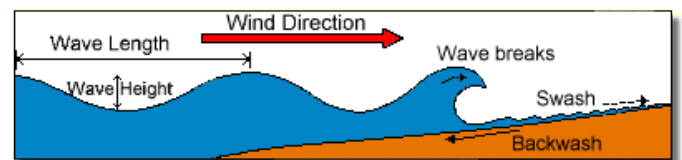
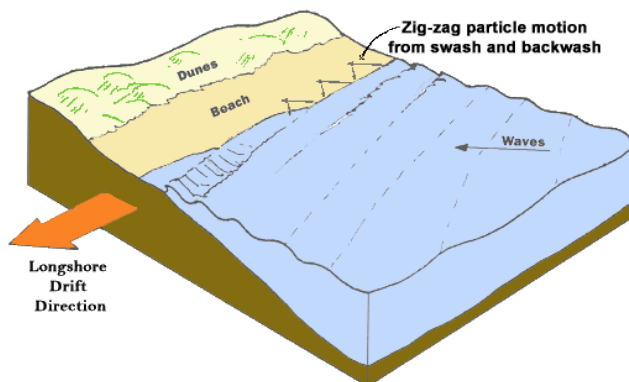


Figure 8.4 : Déferlements

Le swash est un phénomène complexe qui apparaît après que la vague se soit brisée. Il est caractérisé par un mouvement violent turbulent de l'eau en avant qui occasionne une montée d'eau brutale et tourbillonnaire au rivage que l'on nomme uprush. Il se produit ensuite un retrait de l'eau dans un mouvement plutôt laminaire nommé backwash. Ce phénomène interfère avec l'arrivée d'autres vagues.



Le mascaret est créé par l'interaction de la marée montante avec le courant d'un fleuve. Il est favorisé si l'estuaire est en forme de large entonnoir, en pente douce et possède une forte pente à l'embouchure.



8- Influence du courant

Vent contre courant : la vague se creuse (hauteur augmente longueur diminue)

Vent avec courant : la hauteur diminue et la longueur augmente.

Si le courant fait un certain angle avec la direction de déplacement des vagues, il y a un phénomène de réfraction et donc modification de la propagation.

Le courant de marée est un courant marin engendré par les marées. Sa force et sa direction évoluent avec le moment de la marée. Il est notable près des côtes bordant les mers influencées par la marée. Le courant de marée est plus marqué lorsque la topographie de la côte et des fonds impose aux eaux sous l'influence de la marée de transiter dans une zone resserrée : il peut alors constituer une gêne ou un danger pour la navigation des bateaux. Ces phénomènes sont importants pour la navigation.

Chapitre 12 : Océanographie

1- Généralité

L'océanographie physique, c'est l'étude des mouvements dans les océans, à toutes les échelles, des courants océaniques, jusqu'aux vagues en passant par les courants côtiers et les courants de marée. Cela englobe l'étude de la distribution de chaleur dans les océans et l'étude des interactions océan atmosphère, soit en tant que moteurs des différents mouvements, soit pour déterminer le rôle joué par l'océan dans le climat de la terre.

L'étude de la circulation océanique nécessite des connaissances dans plusieurs domaines :

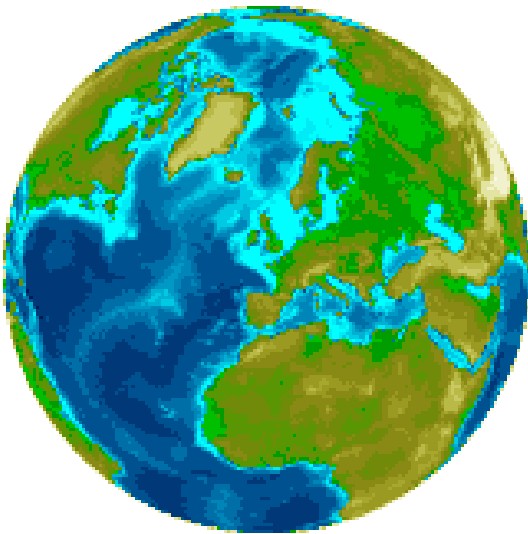
- géographie (par exemple profondeur de certains seuils, particularité d'un champ de vent et de ses variations saisonnières) ;
- propriétés physiques de l'eau de mer et distribution de ces propriétés (température, salinité déterminent la densité et leur variation occasionne des mouvements verticaux) ;
- dynamique des fluides (relation entre mouvement des océans et actions mécaniques).

2- Répartition des mers

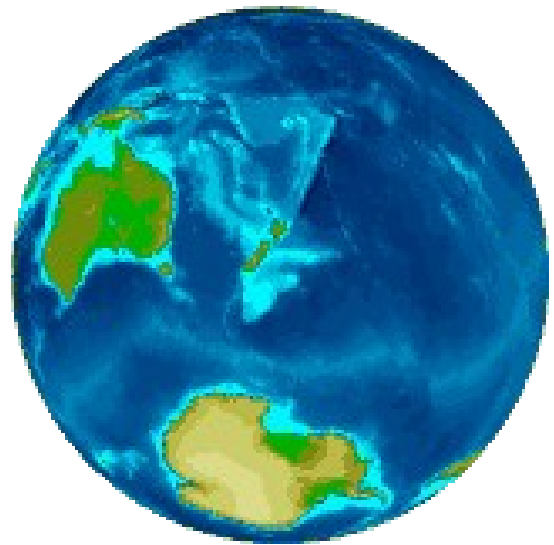
La surface de la terre est occupée à 71% par des océans. Il y a 2,45 fois plus de mer que de terre.

La répartition des terres et des mers est inégale et singulière. Cette répartition est antipodale, l'océan glacial arctique s'oppose au continent antarctique et la masse continentale Eurasie + Afrique s'oppose à l'océan Pacifique. En fait, toute saillie qui émerge au dessus de la surface des océans a 19 chances sur 20 d'avoir un creux pour point diamétralement opposé.

Les masses terrestres sont en grande partie concentrées dans l'hémisphère nord. Hémisphère nord : 61% de mer, hémisphère sud : 81 % de mer. Cette disparité dans la répartition devient encore plus évidente si l'on place la Terre sur un axe NS passant par l'Ouest de la France vers l'embouchure de la Vilaine et le Sud Est de la Nouvelle-Zélande. On a alors un hémisphère continental qui comprend 80% de la masse terrestre globale.



Hémisphère continental



Hémisphère maritime

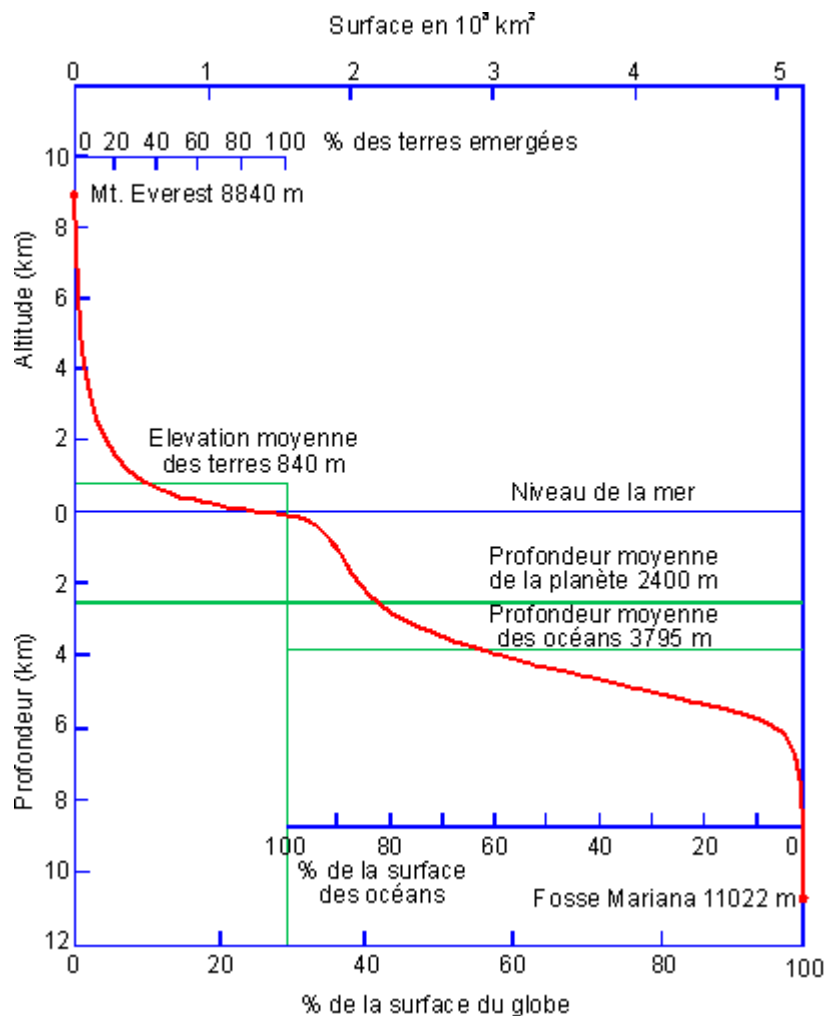
3- Profondeur et altitudes

La hauteur de la surface terrestre est comprise entre une altitude de 8848 m (Everest) et une profondeur de 11022 m (fosse de Mariana au Nord-Ouest de l'océan Pacifique).

La profondeur moyenne des océans est d'environ 3800 m. L'altitude moyenne des terres émergées est de 840 m.

La distribution des terres et des mers à différentes élévations est présentée sur une courbe dite hypsographique.

La profondeur moyenne des océans est proche de 4 km. Cela peut paraître beaucoup. C'est peu si l'on compare cette valeur aux dimensions de la planète ($1/1675^{\text{ème}}$ du rayon du globe). Tous les phénomènes océaniques ont lieu dans une mince pellicule de l'écorce terrestre. Il faudra s'en souvenir lorsque nous étudierons des coupes des océans pour lesquelles les échelles verticales sont énormément dilatées.



4- Bassin océanique

On identifie à partir des continents 4 zones:

- Le rivage
- Le plateau continental
- La zone de pente ou talus continental
- Les grands fonds

Le rivage : bande de terre le long des côtes qui a subi l'effet des océans ; le niveau de la mer a varié d'environ 100 m dans le passé suivant les variations du climat (fonte des glaciers et dilatation thermique des océans). Les plages sont délimitées par les niveaux des hautes et basses mers.

Le plateau continental : il s'étend au delà du rivage avec une pente voisine de 1 pour 500, jusqu'à la zone de pente délimitée par une cassure très nette. Les dimensions moyennes sont : 65 km de large, 200 m de profondeur. Le plateau continental peut être inexistant en zone de montagne (Andes) ou beaucoup plus important (600 à 800 km sur la zone sibérienne du bassin polaire). C'est la zone d'activité humaine et c'est là que la vie sous marine est la plus développée.

La zone de pente ou talus continental : pente plus accentuée que celle du plateau continental (3 à 6%). Se raccorde aux grandes profondeurs du bassin océanique (200 à 4000 m). Le plateau et le talus constituent le socle continental. C'est le trait le plus important du relief du globe (3500 m de hauteur moyenne et 350 000 km de long). Il marque la discontinuité entre la croûte continentale et la croûte océanique.

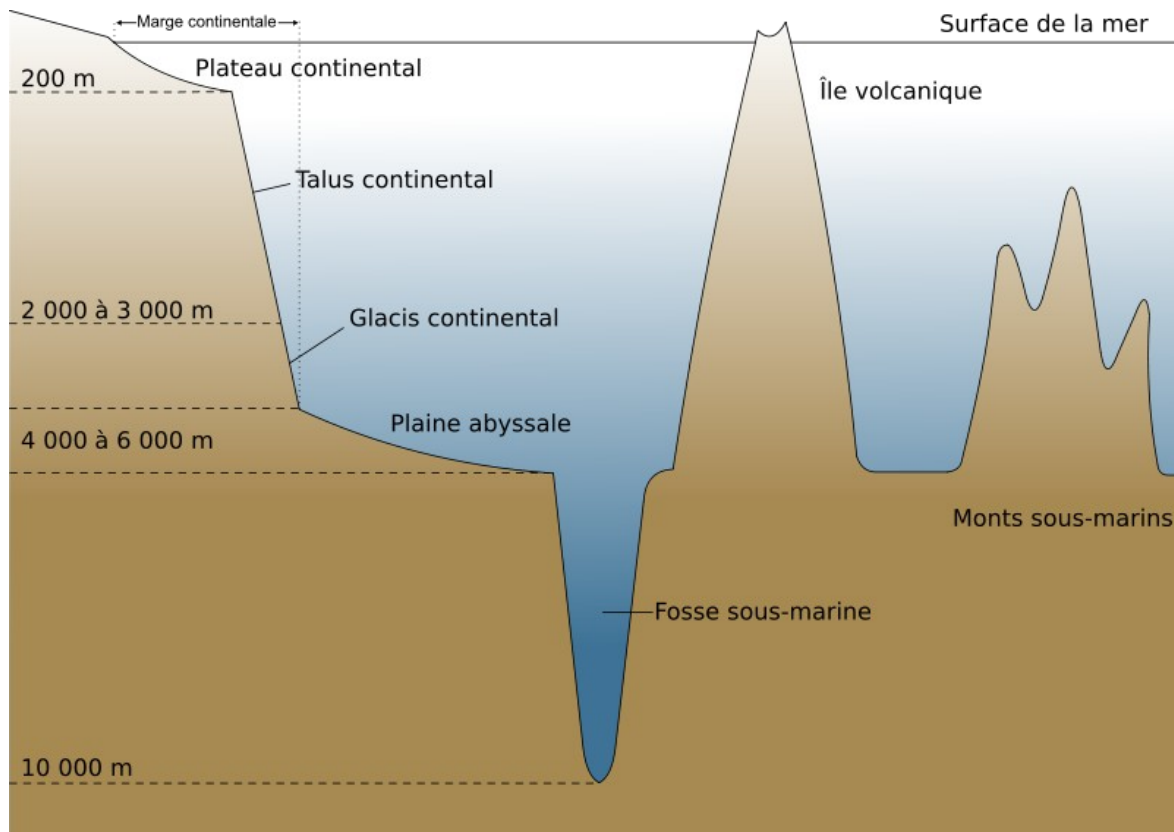
Les grands fonds ou plaine abyssale : relativement réguliers, d'une profondeur comprise entre 3000 et 6000 m, ils représentent 76% de la surface des océans. La topographie est variée avec des plaines, des montagnes et des vallées comme sur la surface terrestre.

Certains reliefs majeurs sont à signaler :

Le système de dorsale séparant tous les océans en bassins : ce relief s'élève de 1000 à 3000 m au dessus du fond et peut atteindre 400 km de large. Il est séparé en son milieu par un rift de 20 à 50 km de large (profondeur 1000 à 3000 m par rapport à la dorsale).

De véritables montagnes individuelles sont dispersées sur les grands fonds océaniques. Certaines émergent donnant naissance à des îles.

Les plus grandes profondeurs sont atteintes dans des fosses océaniques. Il y en a 26 dans tous les océans : 3 dans l'Atlantique, 1 dans l'Océan Indien, 22 dans le Pacifique.



5- Eau de mer

L'océan est une mince pellicule à la surface de la terre. Il aurait une importance géophysique secondaire s'il n'était constitué d'eau à l'état liquide. C'est la grande particularité de notre planète.

Sous ses trois états l'eau libre se répartit de la façon suivante :

97%	dans les océans
~3%	eau terrestre superficielle : cours d'eau, lac, glacier, islandes
0,001%	vapeur d'eau dans l'atmosphère

L'océan est stratifié, c'est-à-dire constitué de couches horizontales successives de caractéristiques différentes.

Les variations horizontales des propriétés de l'eau sont beaucoup plus faibles que les variations verticales. Elles sont essentiellement fonction de la latitude (variations zonales), on distingue différentes zones :

- la zone équatoriale, de part et d'autre de l'équateur,
- les zones tropicales, au voisinage des tropiques (23,5° Nord ou Sud),
- les zones subtropicales, aux latitudes supérieures à celles des tropiques,
- les grandes latitudes,
- les zones polaires.

Les mécanismes qui modifient la température ou la salinité de l'eau en un lieu sont :

- le rayonnement solaire,
- l'évaporation et les précipitations (et très localement l'apport des fleuves),
- les mouvements d'eau.

a) Structure

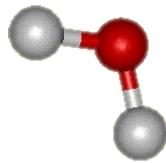
L'eau, si on la compare à d'autres corps de composition analogue, possède des caractéristiques anormales. Considérons les corps dont les molécules sont constituées de deux atomes d'hydrogène et d'un élément du groupe

16 de la table périodique (colonne dont fait partie l'oxygène). Les températures de fusion et d'ébullition de ces corps forment une série régulière (à cause des forces d'attraction de Van der Waals qui augmente en même temps que la masse moléculaire). L'eau fait exception à cette règle, comme le montre le tableau suivant.

Elément	Symbole	Masse atomique	Molécule	Point de fusion °C	Point ébullition °C
Tellure	Te	127,60	H ₂ Te	-53	-5
Sélénium	Se	78,96	H ₂ Se	-65	-45
Soufre	S	32,066	H ₂ S	-83	-63
Oxygène	O	15,9994	H ₂ O	0 au lieu de -110	+100 au lieu de -80

La particularité de l'eau provient de sa structure moléculaire. Dans une molécule d'eau, un atome d'oxygène est lié à deux atomes d'hydrogène par des liaisons de covalence mettant en jeu un doublet d'électrons. L'angle O-H-O est voisin de 105°. La molécule est électriquement neutre mais est polarisée. En effet, la densité d'électrons est plus grande près du noyau d'oxygène que près des noyaux d'hydrogène.

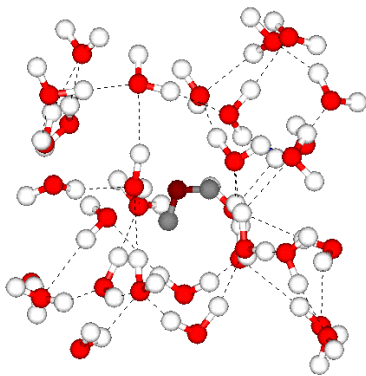
Lorsque deux molécules d'eau sont en présence, elles ont tendance à s'unir par une liaison électrostatique entre un noyau d'hydrogène chargé positivement et le nuage électronique entourant le noyau d'oxygène. Cette liaison dite "liaison hydrogène" a tendance à réaliser l'alignement H-O-H.



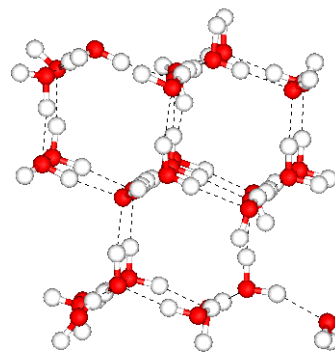
Molécule d'eau (H₂O)

A 20°C les molécules d'eau s'assemblent en moyenne par 6. Cet assemblage de molécule justifie le changement de propriété de l'eau, qui se comporte comme un polymère.

Dans la glace, toutes les molécules d'eau sont liées et forment une structure tétraédrique assez lâche. La fusion de la glace entraîne un tassement des molécules.



Assemblage d'une molécule d'eau



Assemblage d'une molécule de glace

Les principales conséquences de la structure de la molécule d'eau sont les suivantes :

L'eau est le seul composé naturel qui existe sous les 3 états dans les conditions rencontrées à la surface de la terre. L'état liquide étant le plus fréquent. Le changement d'état se fait en rompant des liaisons hydrogène. Pour cela il faut fournir une énergie importante, ce qui explique les valeurs élevées de chaleurs latentes de fusion et de vaporisation de l'eau.

L'eau a une constante diélectrique élevée. L'eau est le milieu naturel où le plus grand nombre de substances (minérales, organiques, à l'état gazeux, liquides ou solides) peuvent se dissoudre et entrer en réaction. La conductivité électrique de l'eau pure est relativement faible, mais celle de l'eau de mer est à mi-chemin entre celle

de l'eau pure et du cuivre. A 20°C , la résistance de l'eau de mer salée à 3,5% sur une distance de 1,3 km est équivalente à celle d'1 mm d'eau pure.

b) Propriétés

La congélation de l'eau s'accompagne d'une augmentation de volume d'environ 10%. Ceci est dû à la structure tétraédrique de la glace, qui n'est pas le moyen le moins encombrant pour empiler des molécules. Les conséquences géophysiques sont importantes : La glace flotte. C'est important pour la vie dans les lacs. La glace reste en surface et agit comme un isolant, empêchant l'eau de geler de la surface jusqu'au fond. La densité de l'eau liquide diminue rapidement lorsqu'on s'approche du point de congélation. La température de congélation décroît avec la pression. En conséquence, la fusion a lieu à la base des glaciers, ce qui facilite leur déplacement.

La liaison hydrogène disparaît lorsque la pression augmente, la glace devient alors plastique. C'est pourquoi les glaces de l'Antarctique et de l'Arctique s'écoulent vers la mer, créant des icebergs à leurs extrémités. Sans ce mécanisme, toute l'eau du globe finirait dans les régions polaires.

L'eau est peu compressible (comme tous les liquides). Mais si l'eau était rigoureusement incompressible, le niveau de la surface des océans serait plus élevé de 30 m. De plus le coefficient de compressibilité présente une anomalie, il diminue quand la température s'élève et passe par un minimum aux environ de 50°C .

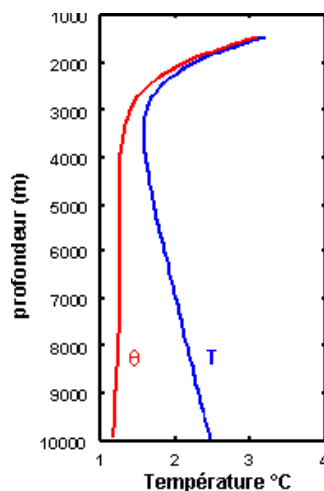
c) Température

La température des océans varie de $-1,9^{\circ}\text{C}$ à 30°C . $\theta = -1,9^{\circ}\text{C}$ est la température de congélation de l'eau de mer à une salinité de 35. $\theta = 30^{\circ}\text{C}$ est obtenue en certain point de la surface des océans par rayonnement solaire et sous l'action de l'atmosphère.

A 4000 m de profondeur elle varie entre 0 et $2,5^{\circ}\text{C}$. En Méditerranée (à 2000 m) elle varie de 13 à $13,5^{\circ}\text{C}$. Il existe une variation adiabatique de la température avec la pression.

Considérons une masse d'eau à $S=35$, $T=5^{\circ}\text{C}$ à la surface. On la descend à 4000 m en supposant qu'elle n'échange pas de chaleur avec les masses d'eau avoisinantes (adiabatique). Cette masse d'eau subit le travail de la pression (compression adiabatique). Ce travail est transformé en chaleur cédée à la masse d'eau. A l'arrivée la température de cette masse d'eau est de $5,45^{\circ}\text{C}$.

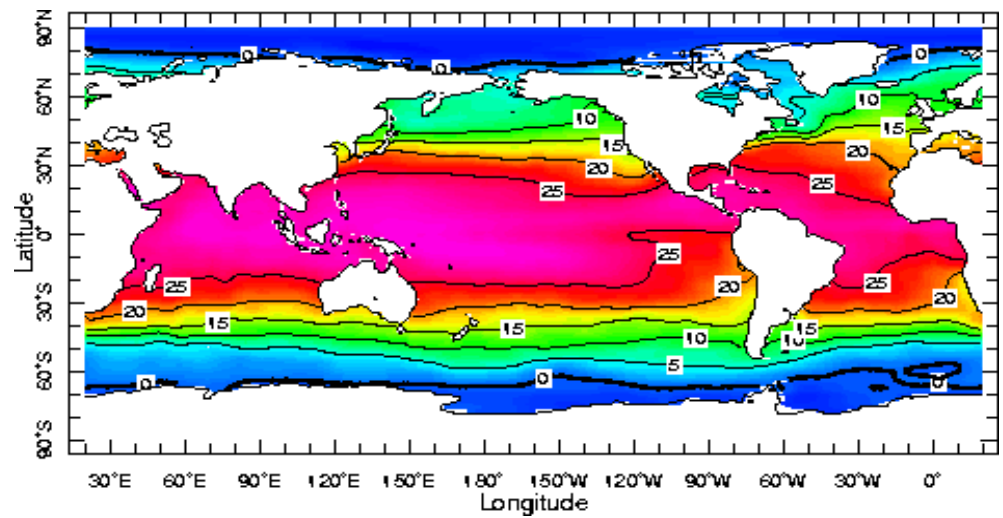
Inversement, la dilatation s'accompagne d'un refroidissement. Une masse d'eau à 5°C à 4000 m aura une température de $4,56^{\circ}\text{C}$ à la surface. Pour le dernier exemple, la température de 5°C à 4000 m est la température in situ (mesurée au thermomètre à 4000 m), et la température de $4,56^{\circ}\text{C}$ est la température potentielle (mesurée lorsqu'on ramène un échantillon à la surface).



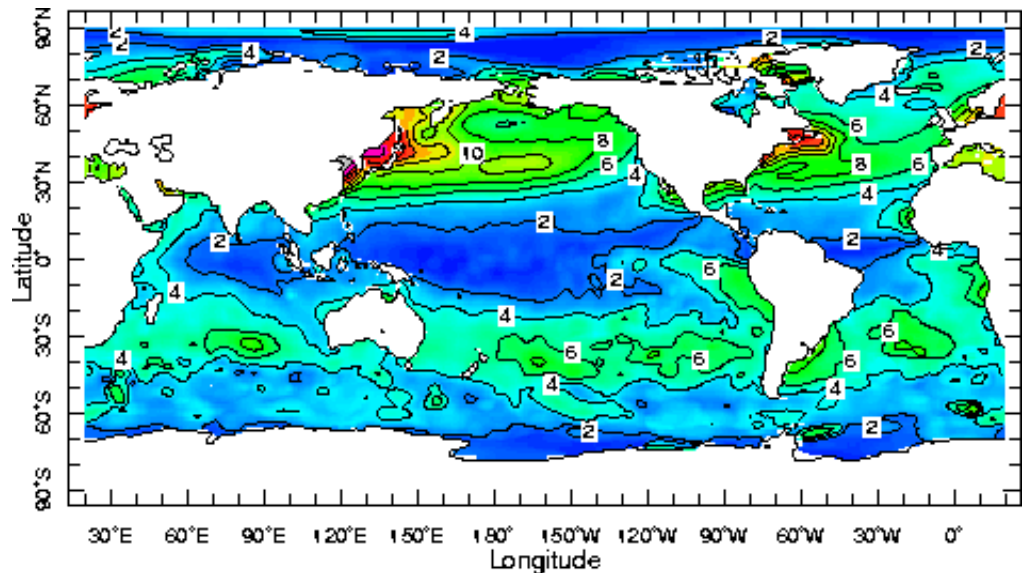
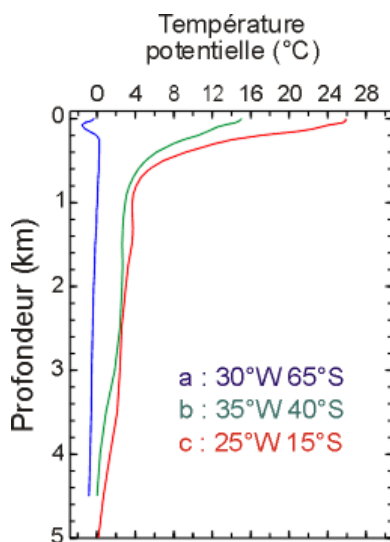
La répartition des températures en surface est sensiblement zonale (fonction uniquement de la latitude) sauf près des côtes où les courants sont méridiens (Nord-Sud ou Sud-Nord). Le long de certaines côtes Est des océans, on peut observer localement des températures très faibles, dues à un phénomène de remontée d'eau froide provenant d'une profondeur de quelques centaines de mètres. Ce phénomène baptisé upwelling est abordé dans la suite du cours.

La température de l'océan (loin des côtes) décroît régulièrement de 28°C près de l'équateur, à presque -2°C aux hautes latitudes. Cette distribution correspond assez bien à la distribution de rayonnement solaire à la surface.

Température en surface de l'eau



Les variations annuelles de la température de surface sont relativement faibles, de l'ordre de 2°C à l'équateur, 8°C à 40° de latitude, quasi-nulles dans les régions polaires. Près des côtes, on peut observer des variations de l'ordre de 15°C . Ces variations sont essentiellement dues aux variations saisonnières du rayonnement solaire à la surface, elles sont plus importantes près des grandes masses continentales de l'hémisphère nord. Les variations journalières de la température de surface sont au large inférieures à $0,3^{\circ}\text{C}$, elles peuvent atteindre 2 à 3°C en eau très peu profonde.

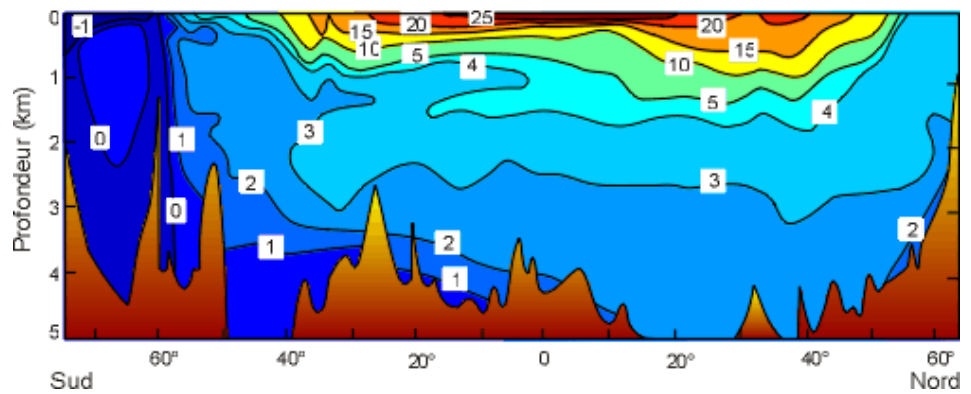


Variation annuelle de température

Evolution de la température en profondeur :

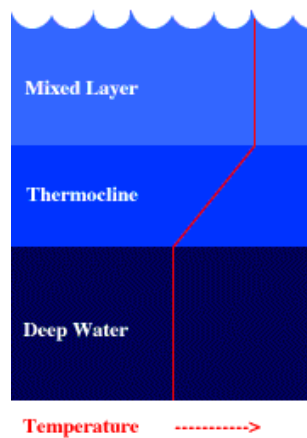
La figure suivante représente la distribution moyenne de la température sur une coupe de l'océan Atlantique Ouest. Cette figure illustre bien le confinement des températures élevées dans la partie supérieure de l'océan. Au delà de 1000 m de profondeur la température est relativement homogène. Les fortes variations (verticales et horizontales) de la température sont observées dans la couche supérieure de l'océan.

Variation de la température selon la profondeur



On met en évidence trois couches différentes dans l'océan :

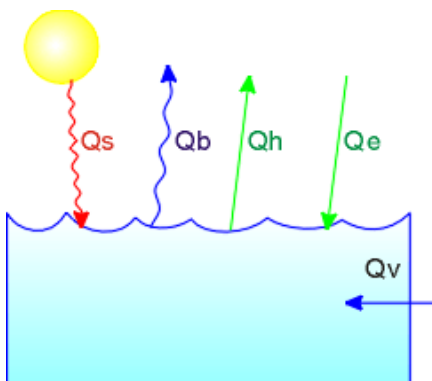
- La couche de surface (ou couche de mélange) de 50 à 200 m d'épaisseur où les températures sont à peu près celle de la surface,
- La couche thermocline de 200 à 1000 m d'épaisseur, dans laquelle la température décroît rapidement en fonction de la profondeur (sauf aux grandes latitudes où la température de surface est voisine de celle du fond),
- La zone profonde, qui s'étend jusqu'au fond, caractérisée par des températures faibles et homogènes.



d) Bilan thermique des océans

Le système océan-atmosphère est une énorme machine thermique fonctionnant à l'énergie solaire. La chaleur est redistribuée à la surface de la planète par les mouvements de l'atmosphère (les vents) et des océans (circulation océanique). La température des océans varie dans l'espace et dans le temps mais nous supposons qu'en moyenne, la température d'un lieu ne varie pas sur une grande échelle de temps (plusieurs années).

Si on isole une masse d'eau, on peut considérer les flux de chaleur entrants (>0) ou sortants (<0):



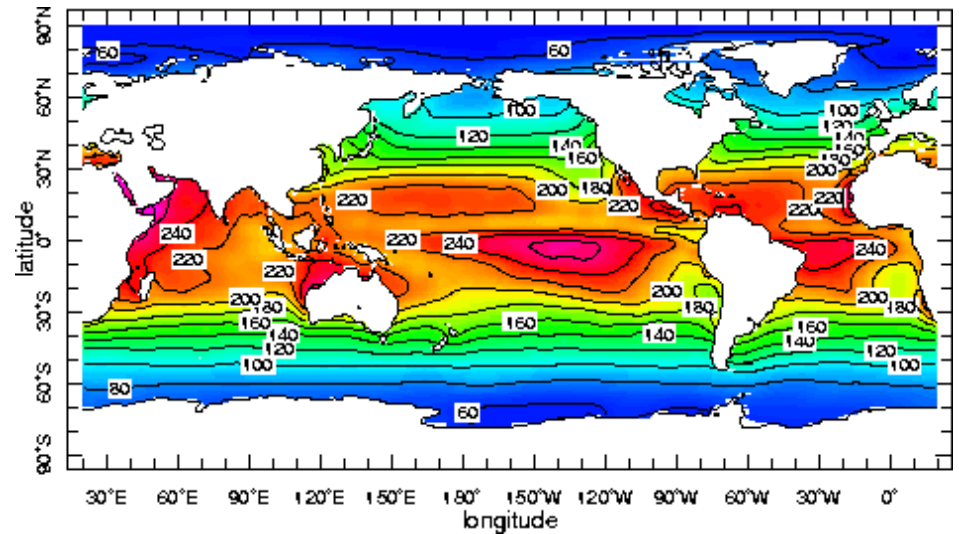
- Q_s : flux de chaleur par rayonnement solaire,
- Q_b : flux de chaleur radiatif de grande longueur d'onde,
- Q_h : flux de chaleur par conduction,
- Q_e : flux de chaleur par évaporation /condensation,
- Q_v : flux de chaleur par transport d'eau.

Flux de chaleur du au rayonnementsolaire Q_s :

Le rayonnement solaire absorbé par la surface des océans est la principale source d'énergie des océans. Près de 99% de cette énergie est contenue dans l'intervalle des courtes longueurs d'ondes de 0,3 à 3 μm . Q_s représente la quantité d'énergie solaire qui après avoir traversé l'atmosphère pénètre dans l'océan.

L'albédo sur les océans dépend de l'incidence du soleil (jusqu'à 15% quand le soleil est bas sur horizon) et diminue lorsque la mer est agitée. La glace et la neige augmentent considérablement la réflexion (jusqu'à 85% sur de la neige fraîche). La figure suivante représente la le flux de rayonnement solaire au niveau de la mer. Les écarts entre cette répartition et une répartition zonale (comme on pourrait s'y attendre) est due la répartition inégale de la couverture nuageuse sous l'influence des climats continentaux et des courants océaniques.

Rayonnement solaire au niveau de l'eau



Flux de chaleur radiatif de grande longueur d'onde Q_b :

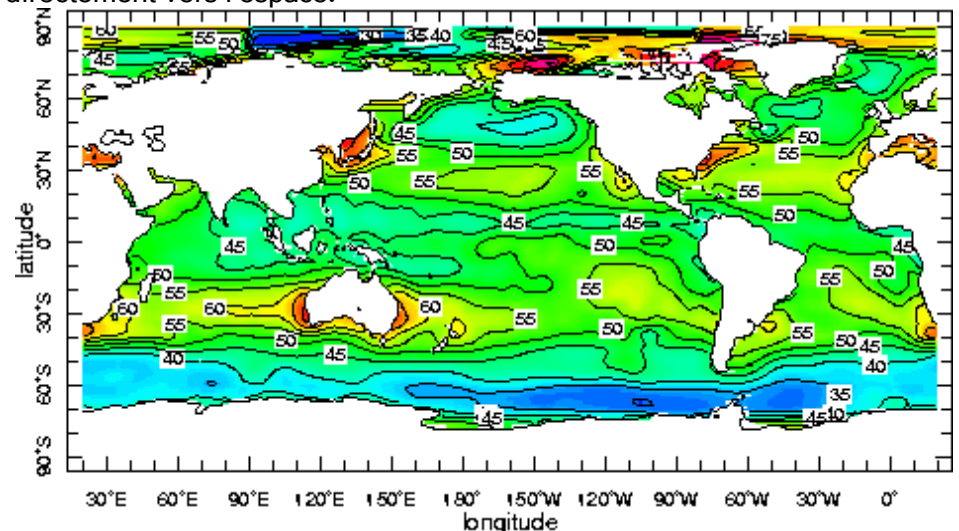
Ce flux est la différence entre le flux de chaleur rayonné par la surface de la mer en direction de l'atmosphère et le flux de chaleur rayonné par l'atmosphère vers la mer.

Une partie de la chaleur emmagasinée par l'atmosphère et la mer est restituée sous forme de rayonnement.

L'intensité d'énergie rayonnée par l'atmosphère va dépendre fortement de sa composition, en particulier de son humidité et de la couverture nuageuse (gouttelettes d'eau). Par contre le flux de chaleur rayonné par les océans ne dépend que de la température dont les variations relatives (en Kelvin) sont faibles. De plus lorsque la température des océans est élevée, l'humidité et la couverture nuageuse de l'atmosphère sont en général importantes, les deux flux (rayonnés par l'atmosphère et par la mer) ont tendance à s'équilibrer ce qui explique les faibles variations (régionales et saisonnières) du flux radiatif de grande longueur d'onde.

Globalement le flux radiatif de grande longueur d'onde entraîne un refroidissement des océans qui cèdent ainsi un tiers de l'énergie reçue par rayonnement solaire. Une faible part de cette énergie est absorbée par l'atmosphère (effet de serre), la plus grande part est rayonnée directement vers l'espace.

Flux de chaleur aux grandes longueurs d'ondes.



Flux de chaleur par conduction et convection Q_h :

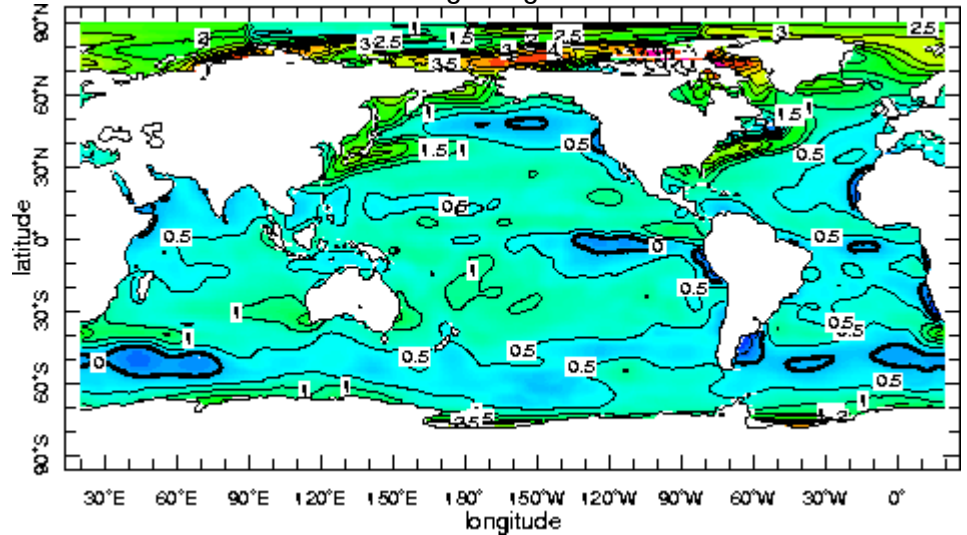
La mer échange de la chaleur avec l'atmosphère par contact. La chaleur cédée (ou reçue) par la mer est fonction du gradient vertical de température dans l'air.

Quand l'océan est plus chaud que l'air, l'air en contact avec l'océan se réchauffe et monte. On a un phénomène de convection naturelle qui entretient le renouvellement de l'air et donc les échanges de chaleur. Dans le cas contraire l'air refroidit reste à la surface les échanges de chaleur se font alors plus lentement à l'échelle moléculaire. Il y a

donc une dissymétrie dans les échanges de chaleur : l'océan cède plus facilement de la chaleur par convection qu'il n'en gagne par conduction.

En moyenne (annuelle) l'océan est plus chaud que l'air, les écarts de température étant généralement assez faibles (de l'ordre de 0,8°C aux tropiques) sauf près de certaines côtes et dans les régions glaciaires.

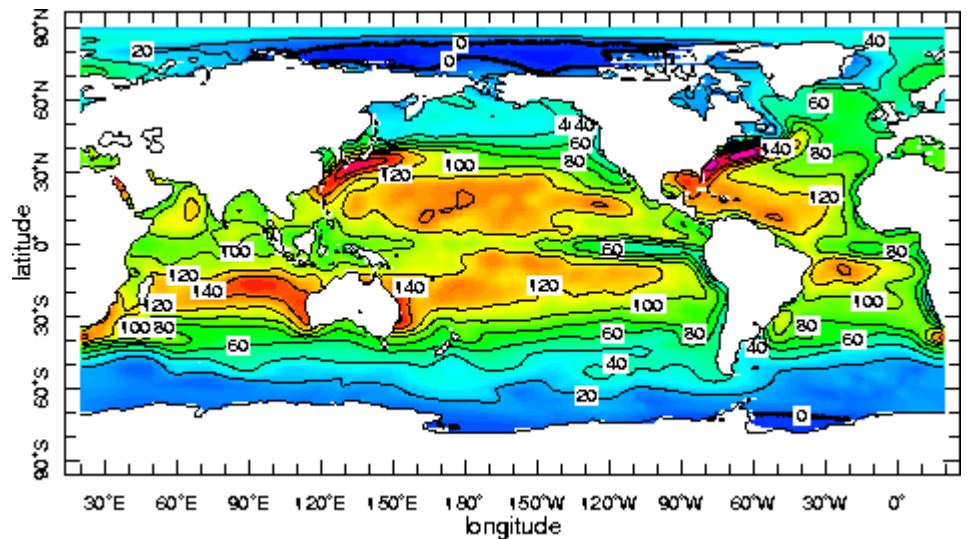
Différence de température mer-air en °C



Flux de chaleur latente Q_e :

C'est le flux de chaleur dû à l'évaporation. Pour que l'évaporation se produise, il faut que l'océan fournisse une quantité de chaleur : c'est la chaleur latente de vaporisation. Le flux de chaleur dû à l'évaporation est la première cause de refroidissement des océans. Ce flux est particulièrement important dans les zones subtropicales et au dessus des courants chauds comme le Gulf Stream.

Flux de chaleur dû à l'évaporation



Bilan et flux de chaleur par transport d'eau :

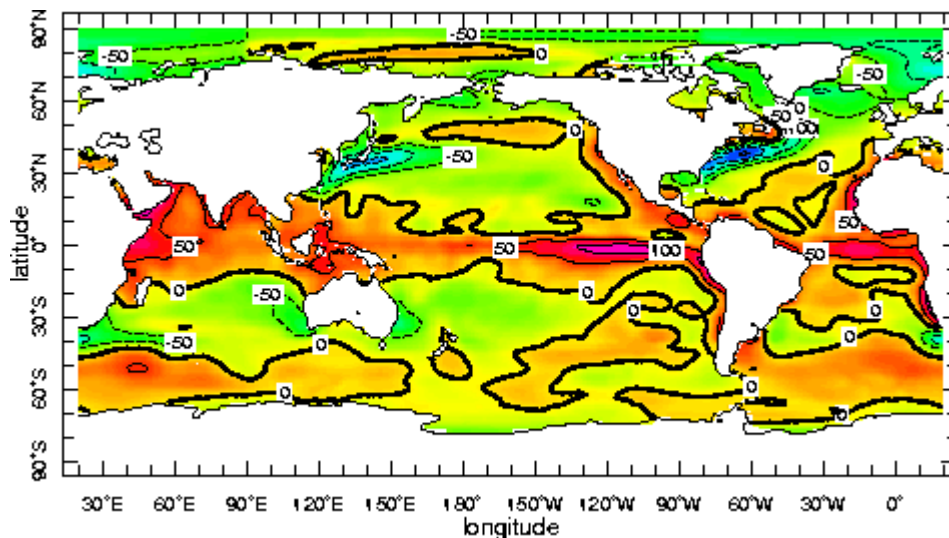
Il est possible d'estimer le flux total de chaleur reçue par une région de l'océan :

$$Q_t = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e$$

La tendance générale est que l'océan se réchauffe à l'équateur et perd de la chaleur aux grandes latitudes. La redistribution de chaleur se fait par transport d'eau sous forme d'un mouvement convectif (plongée des eaux les plus denses) et le bilan local est équilibré par le flux de chaleur par transport d'eau Q_v .

C'est dans les régions à fort courants que l'on observe les plus fortes pertes de chaleur, au niveau du Gulf Stream (côte Est des Etats Unis) ou du Kuro Shivo (Sud du Japon), compensant ainsi un fort apport par transport d'eau. Le rôle des transports d'eau en profondeur est fondamental dans le bilan thermique de la planète. Ainsi, si l'on considère l'Antarctique, la première cause de refroidissement du continent est le rayonnement de grande longueur d'onde Q_b , la première cause de réchauffement est le flux de chaleur par transport d'eau Q_v dû au mouvement en profondeur, d'eau en provenance de l'Atlantique Nord.

Flux de chaleur total reçu par
l'océan



e) Salinité

Définition théorique : La salinité est la quantité totale des résidus solides (en grammes) contenu dans 1 kg d'eau de mer, quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacé par le chlore et que toute la matière organique a été oxydée.

Cette définition a été revue quand de nouvelles techniques permettant de déterminer la salinité à partir de mesure de conductivité, température et pression, furent développées. Depuis 1978 l'échelle pratique de salinité définit la salinité en fonction de sa conductivité à une température de 15°C et à pression atmosphérique. Une valeur de K égale à 1 correspond par définition à une salinité pratique égale à 35 (sans unité).

C'est le caractère essentiel de l'eau de mer. L'océan contient en moyenne 35 grammes de sel par kilo d'eau de mer. Si on considère le volume total de l'océan (1370 millions de km cube) cela représente 48 millions de milliards de tonnes de sel, soit 95 tonnes par m² sur le globe entier, ou 320 tonnes par m² sur les parties émergées.

La présence de sel dans l'eau modifie certaines propriétés (densité, compressibilité, point de congélation, température du maximum de densité). D'autres (viscosité, absorption de la lumière) ne sont pas influencées de manière significative. Enfin certaines sont essentiellement déterminées par la quantité de sel dans l'eau (conductivité, pression osmotique).

Le chlorure de sodium (NaCl) n'est qu'un des très nombreux sels composant la solution. On a décelé dans l'eau de mer 60 des 92 corps simples existant à l'état naturel. Certains n'ont peut-être pas encore été découverts, car ils existeraient en trop faible quantité. En effet certains corps ne sont décelables qu'après avoir été concentrés par des organismes marins.

Le PH de cette solution est voisin de 8,2 (légèrement alcalin). Les gaz dissous sont constitués à 64% d'azote et 34% d'oxygène. Les concentrations diminuent quand la température et la salinité augmentent. La proportion de sel est 60 fois plus forte dans la mer que dans l'air (1,8% au lieu de 0,03%). L'océan apparaît donc comme un régulateur de la teneur en sel de l'atmosphère.

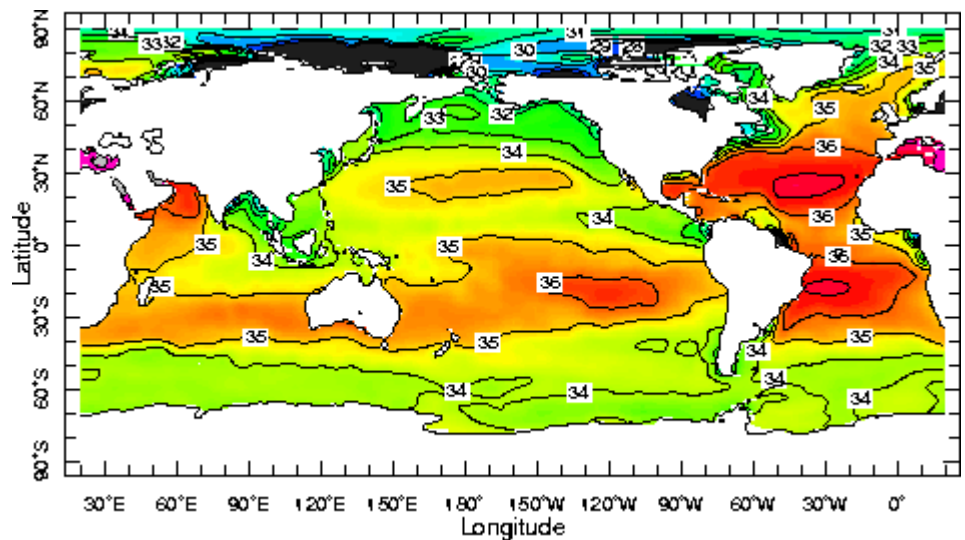
La concentration totale peut varier d'un endroit à l'autre et d'une profondeur à l'autre. Il existe des processus continus pour concentrer et dissoudre l'eau de mer en certaines régions.

La répartition de la salinité en surface est moins zonale que celle des températures. Le caractère zonal de la distribution de température est dû au fait que la température de surface est liée à l'ensoleillement, qui dépend fortement de la latitude. Le premier facteur qui détermine la salinité est le bilan évaporation - précipitation qui est moins zonal que l'ensoleillement (forte influence des climats continentaux). Ainsi, les effets de la très forte évaporation au niveau des anticyclones subtropicaux (comme l'anticyclone des Açores) apparaissent nettement dans la distribution de salinité

de surface. Inversement, les précipitations abondantes de la région équatoriale font que la salinité est faible au voisinage de l'équateur. D'autres phénomènes ont des effets visibles, comme l'apport des grands fleuves, en particulier dans l'océan atlantique, qui reçoit les eaux des plus grands fleuves de la planète (Amazone, Niger, Congo).

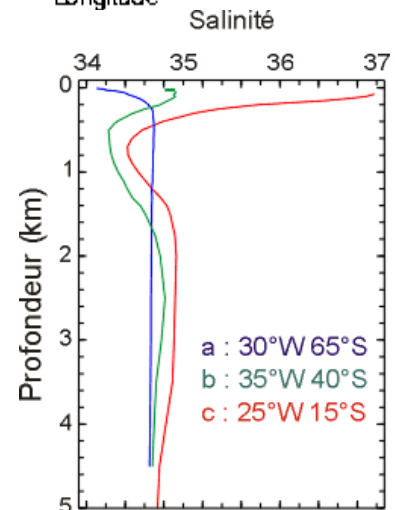
Les variations annuelles de la salinité des océans sont faibles, sauf localement, dans les régions ayant un climat alternant de fortes précipitations et une période sèche (exemple : les moussons de l'océan Indien).

Salinité en surface de l'eau

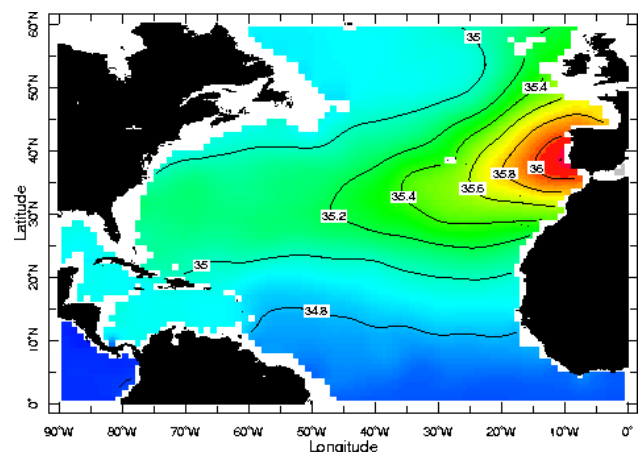
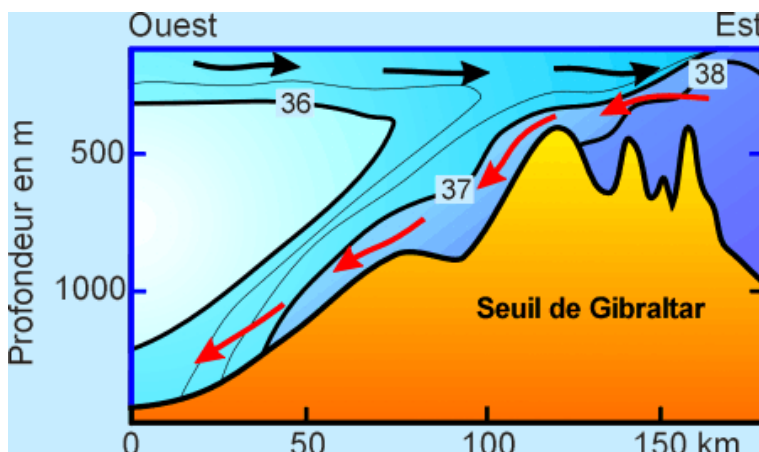


Evolution de la salinité avec la profondeur :

Les variations de la salinité dans tout l'océan sont relativement faibles, elles ont donc moins d'effet sur la densité que la distribution des températures. Alors que la température est en général décroissante de la surface jusqu'au fond, la salinité peut suivre n'importe quelle évolution. Dans les régions équatoriales, tropicales et subtropicales, on observe un minimum de salinité à une profondeur comprise entre 600 et 1000 m, aux grandes latitudes, la salinité est faible en surface et croît avec la profondeur.



Prenons l'exemple de la mer Méditerranée qui est un bassin de concentration. En effet, en Méditerranée les apports d'eau douce (précipitations et rivières) sont inférieurs à l'évaporation. La conservation de la masse (ou du volume) d'eau nous indique qu'il doit y avoir un apport d'eau douce en provenance de l'océan Atlantique. La conservation du sel conduit à un départ de sel vers l'Atlantique. Ces échanges d'eau douce et de sel se font au niveau du détroit de Gibraltar grâce à des mouvements d'eau inverses en surface et en profondeur. Les échanges au niveau du seuil sont très importants et vont modifier de façon notable la distribution des salinités dans l'océan Atlantique à des profondeurs voisines de 1000 mètres.



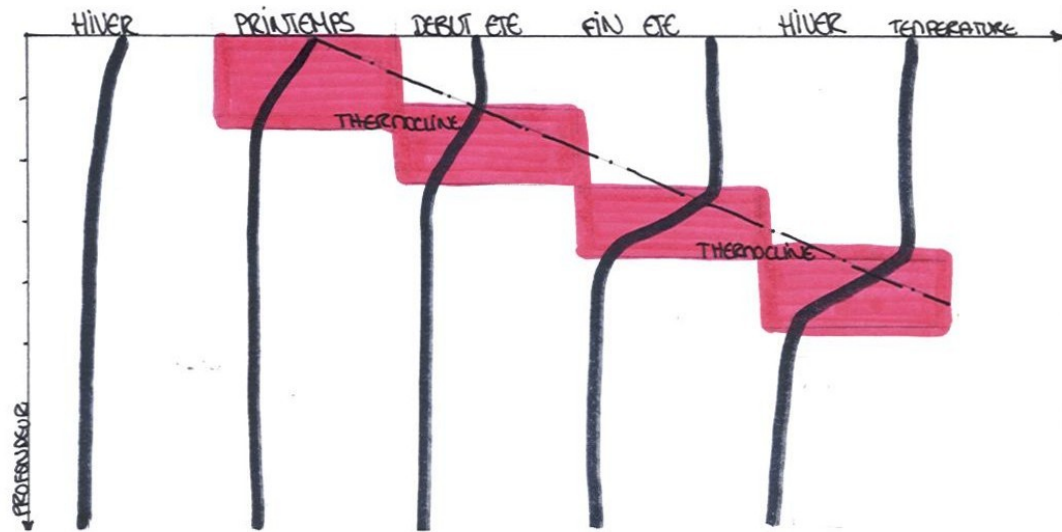
Salinité en atlantique nord à 1000m

f) Variation de la thermocline

La thermocline varie selon la latitude mais également suivant d'autres paramètres.

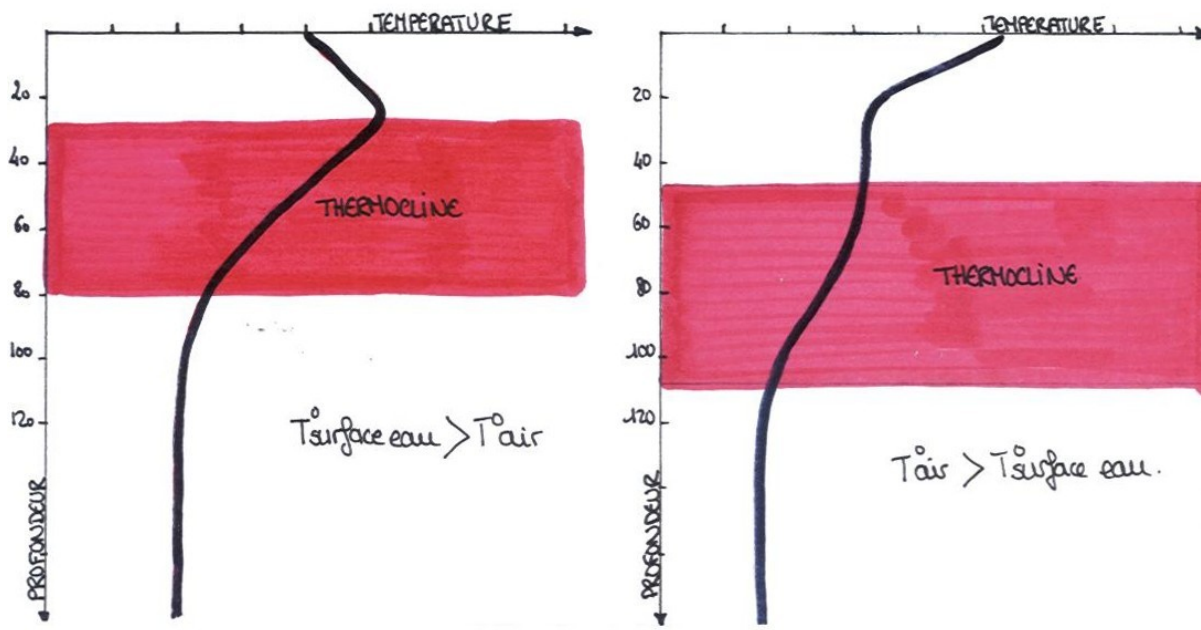
Variation saisonnière : Tout au long de l'année, on a en un lieu donné une évolution saisonnière de la thermocline. En hiver elle est à peu près inexistante. Elle commence à se constituer au printemps. En été avec le réchauffement

de la couche superficielle, la thermocline continue de s'enfoncer et en automne elle atteint sa profondeur maximale. Au retour des vents forts, elle va disparaître rapidement à cause fort brassage.



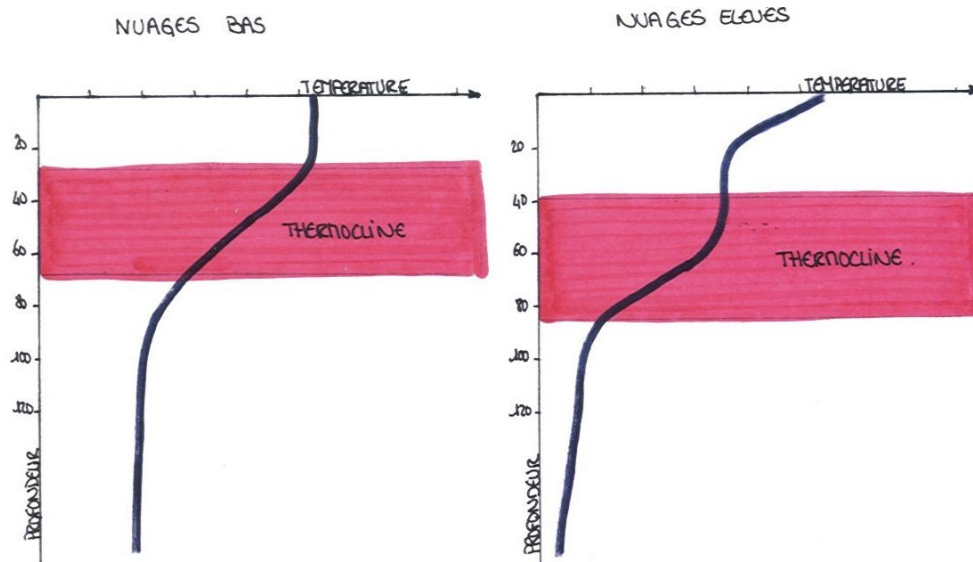
Variation saisonnière de la thermocline

Température de l'air : La différence thermique entre l'air et l'océan superficiel est à l'origine d'un certain nombre de profils caractéristique. Si la température superficielle de l'eau (température de surface de mer) est supérieure à celle de l'air, le processus d'évaporation se déclenche, ce qui entraîne un refroidissement de la couche de surface. On assiste alors à une décroissance de la température avec la profondeur entre la surface et la thermocline. Si la température de surface est inférieure à celle de l'air, le processus de condensation apparaît, ce qui entraîne un réchauffement de la couche superficielle de l'eau. Il apparaît alors un décroissance de la température entre la surface et la thermocline.



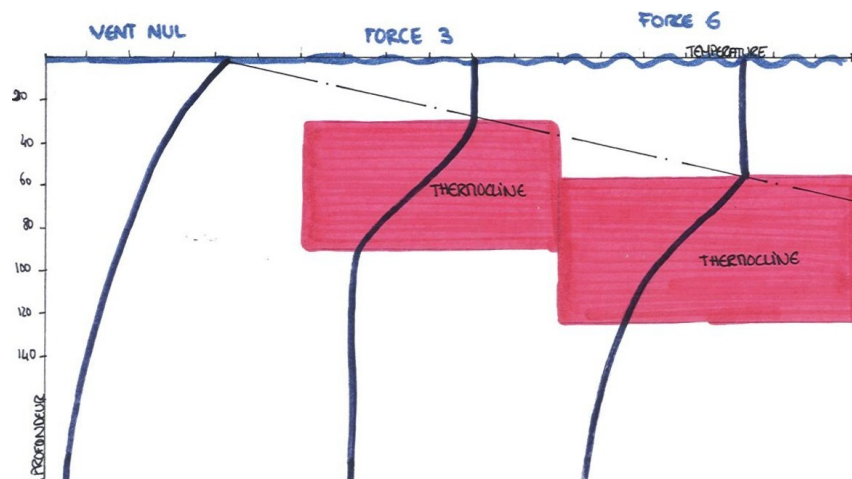
Variation de la thermocline avec la température de l'air

Nébulosité : La présence de nuages, qui interceptent partiellement ou totalement le rayonnement solaire direct a également une influence sur le profil thermique de la couche superficielle. Les nuages bas favorisent la structure homothermique de la surface de la mer. Les nuages élevés ou épars favorisent le réchauffement des eaux superficielles dû au rayonnement direct solaire.

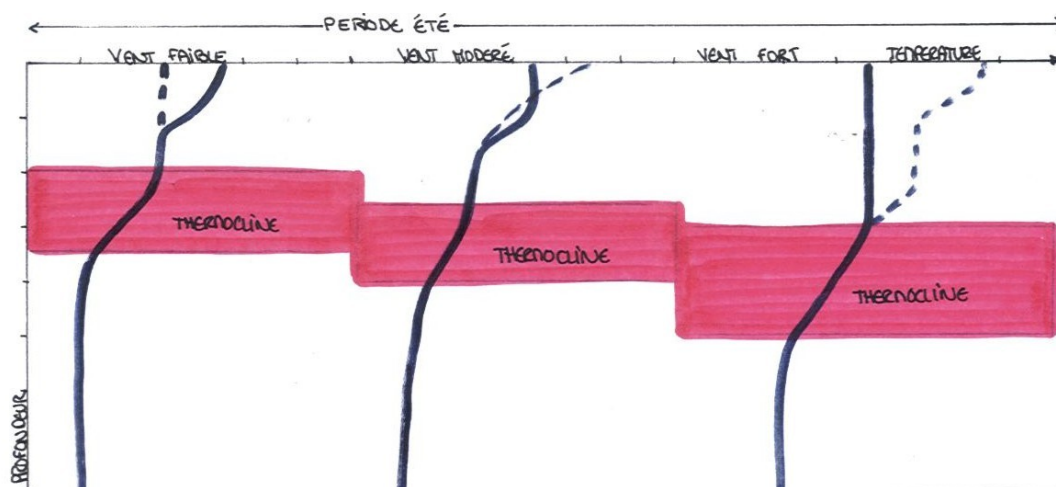


Variation de la thermocline avec la nébulosité

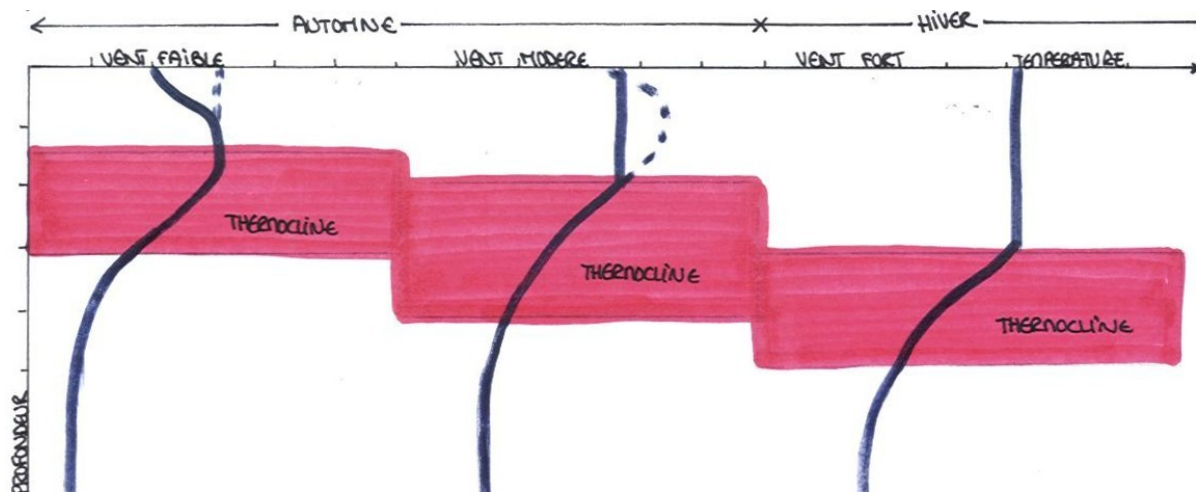
Vent : il provoque le brassage des couches superficielles. Plus ce vent est important, plus la thermocline s'enfonce. Il a plus ou moins d'influence sur cet enfouissement selon les saisons.



Variation de la thermocline avec le vent

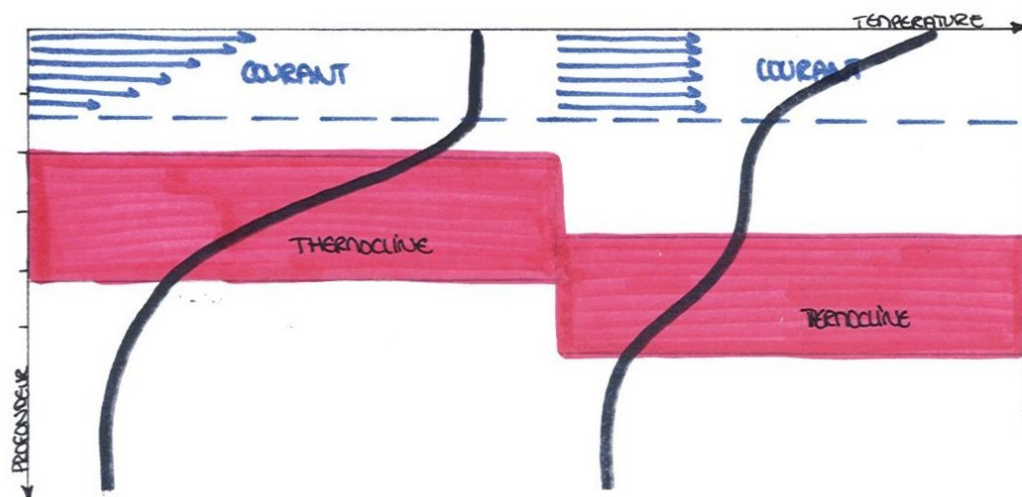


Variation de la thermocline en fonction du vent en été



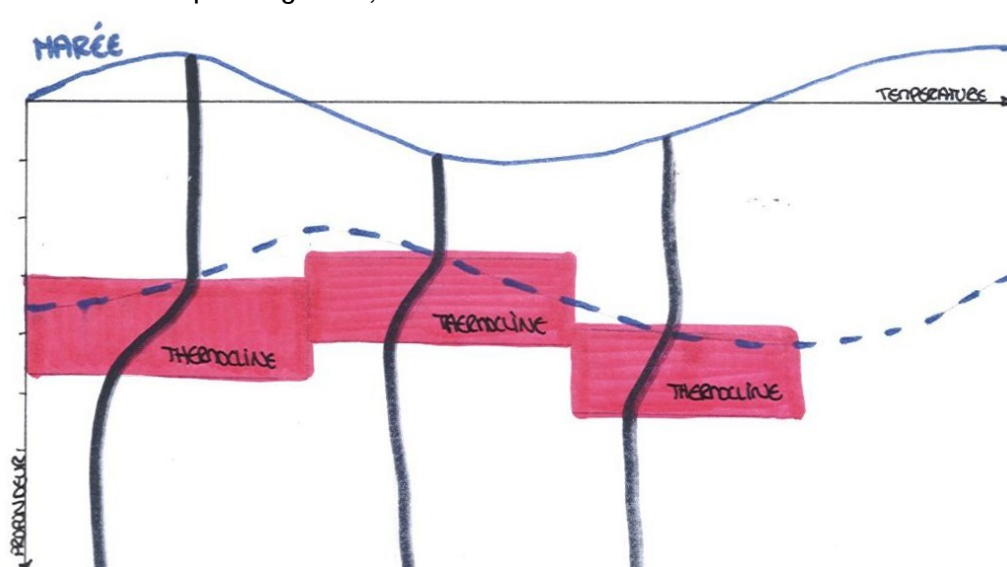
Variation de la thermocline en fonction du vent en automne et en hiver

Courants : Dans le cas où le courant de dérive est variable avec la profondeur, le profil thermique est isothermique (température constante). La profondeur d'immersion de la thermocline a tendance à diminuer mais ce schéma n'est pas toujours vérifié, notamment dans la zone du golf stream. C'est un phénomène très complexe.



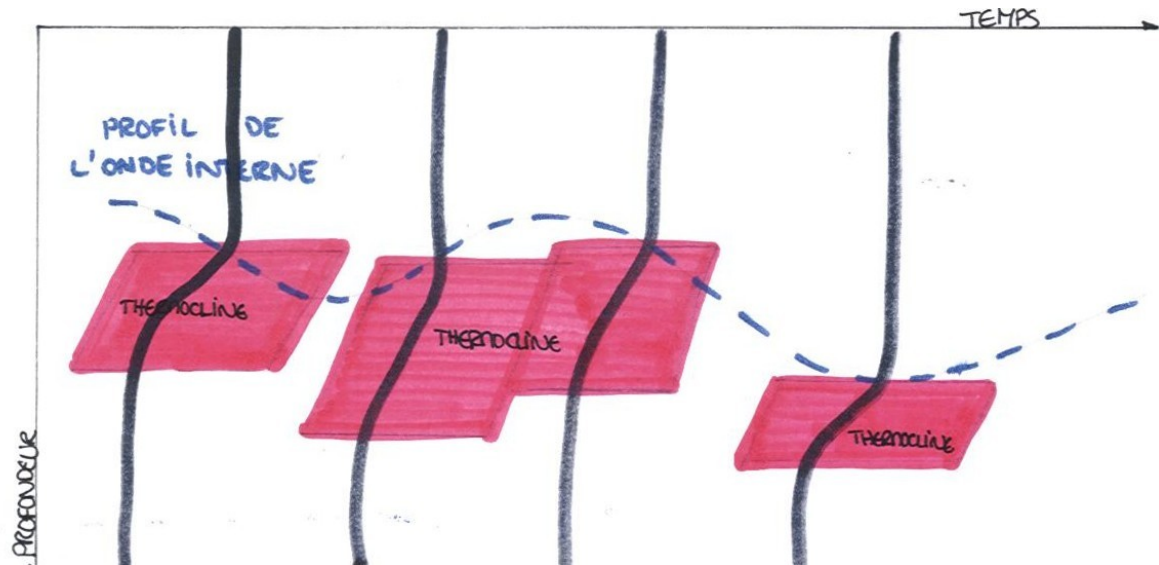
Variation de la thermocline avec le courant

La marée : A cause des courants qu'elle génère, la marée a une influence sur l'immersion de la thermocline.



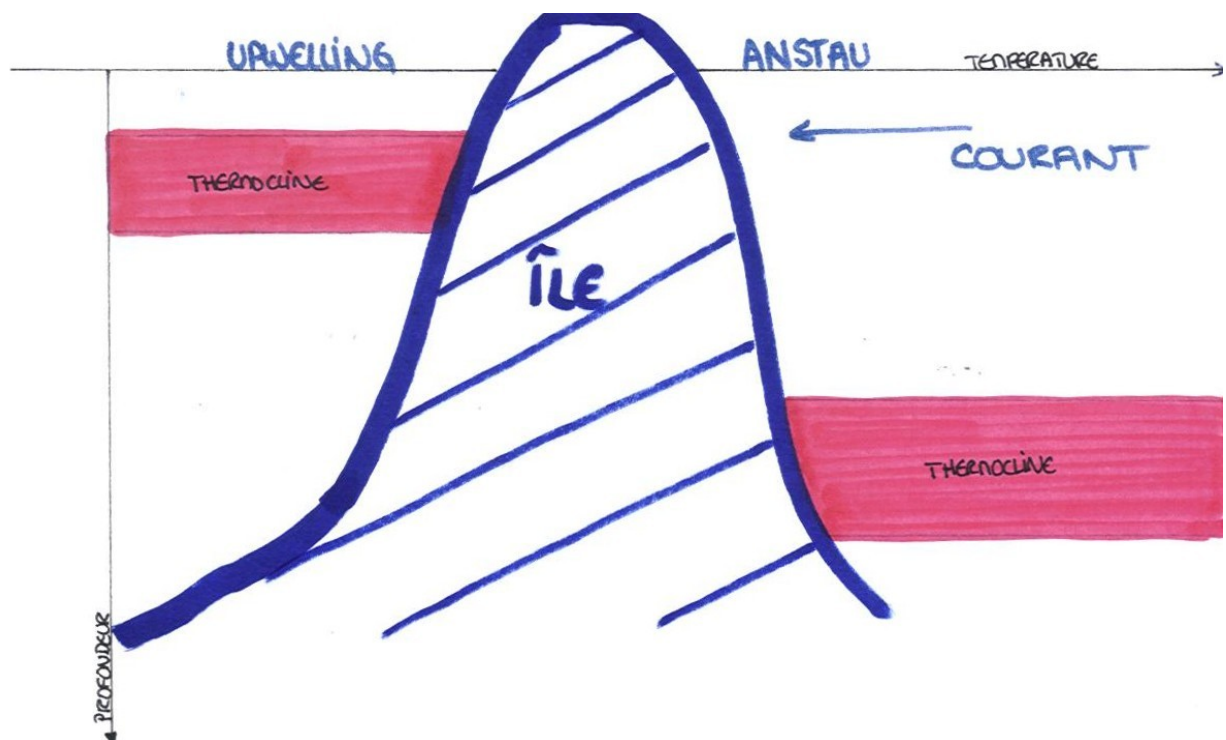
Variation de la thermocline avec la marée

Les ondes internes : Ce sont des oscillations très lentes qui se produisent au sein de l'océan. Sous l'effet de ces ondes, la profondeur d'immersion de la thermocline varie de manière alternative. Malheureusement il n'existe pas de méthode de prévision de l'amplitude et de la phase de ces variations verticales mais il semble qu'au travers d'observations et d'enregistrements, la thermocline évoluera verticalement entre 3 et 6 mètres. De plus le passage en un lieu donné d'une onde interne se traduit à une profondeur déterminée par une variation de température et donc de salinité.



Variation de la thermocline avec les ondes internes

Effet des îles : Une île ou une groupe d'île modifie la répartition thermique en créant des phénomènes liés à des perturbations qu'apporte un obstacle dans la circulation océanique : il y a un phénomène d'upwelling sous le vent et un phénomène d'anstau au vent de l'île. Dans le premier cas, la thermocline a tendance à remonter en même temps que l'eau froide profonde. Dans le second cas, le courant butte sur l'obstacle, ce qui a tendance à faire plonger l'eau superficielle plus chaude en profondeur. La profondeur d'immersion de la thermocline augmente.



Variation de la thermocline due à la présence d'une île

Température et salinité sont des paramètres très importants : ils permettent d'identifier une masse d'eau particulière et avec la pression ils permettent de déterminer la densité.

La densité est le paramètre fondamental pour l'étude de la dynamique des océans. De faibles variations horizontales de densité (causées par exemple par des différences de rayonnement solaire) peuvent produire des courants importants.

En toute rigueur densité = $\frac{\text{masse 1m d'eau de mer}}{\text{masse 1m d'eau distillée à } 4^{\circ} \text{ C}}$

En océanographie, on la confond avec la masse volumique :

$\rho = \text{masse d'un m}^3 \text{ d'eau de mer (unité kg/m}^3) = 1000 \times \text{densité}$

La masse volumique ρ de l'eau de mer dépend de la salinité S , de la température T et de la pression p . La relation $\rho = \rho(S, T, p)$ est l'équation d'état de l'eau de mer. La masse volumique de l'eau de mer varie dans tout l'océan entre 1020 kg/m^3 et 1070 kg/m^3 .

On définit la densité potentielle σ_{θ} qui est la densité d'un échantillon à la température potentielle.

Pour comparer deux masses d'eau à différentes profondeurs, on ne tient pas compte des effets de la pression sur la densité. Lorsque les profondeurs sont relativement faibles on utilise la densité

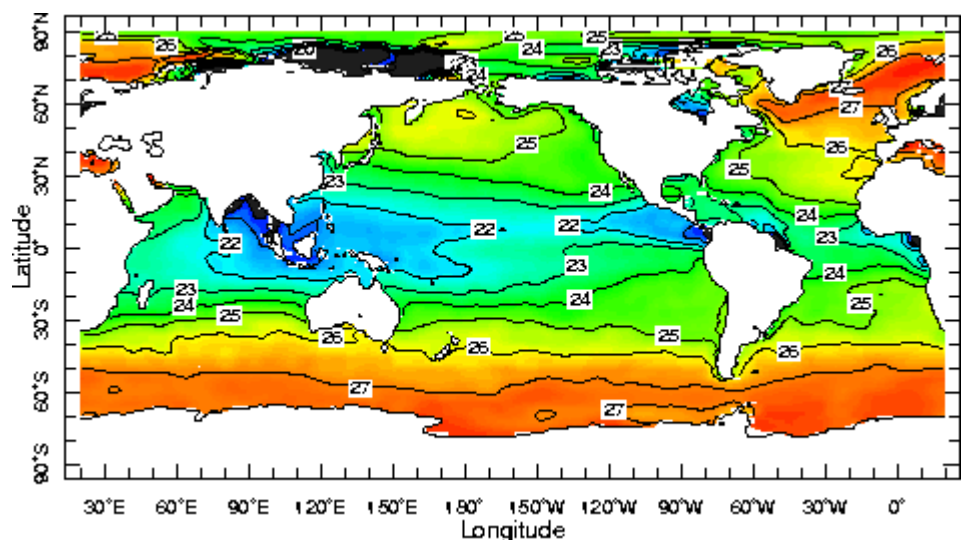
$\sigma_t = \rho(S, T, 0)$. Si les effets de la pression sur la température sont à prendre en compte (grandes profondeurs) on utilise la densité potentielle σ_{θ} calculée à partir de la température potentielle.

La densité est fonction de la température et de la salinité. Dans la majorité des situations la densité suit les évolutions de la température, dans quelques cas particuliers, lorsque les variations de salinité sont très importantes, la densité peut évoluer différemment de la température.

La densité à la surface de l'océan suit une répartition zonale, comme la température dont elle dépend fortement. Les plus grandes variations horizontales de densité sont observées dans des régions côtières, elles sont dues dans ce cas aux variations de salinité, faible salinité dans l'océan Arctique, forte salinité en Méditerranée ou en mer rouge. Hormis ces cas particuliers, la densité croît de l'équateur jusqu'aux grandes latitudes. Les plus grandes valeurs de densité sont obtenues dans l'hémisphère Sud. Cela est dû à la dissymétrie du climat océanique, elle-même due à la répartition des masses continentales.

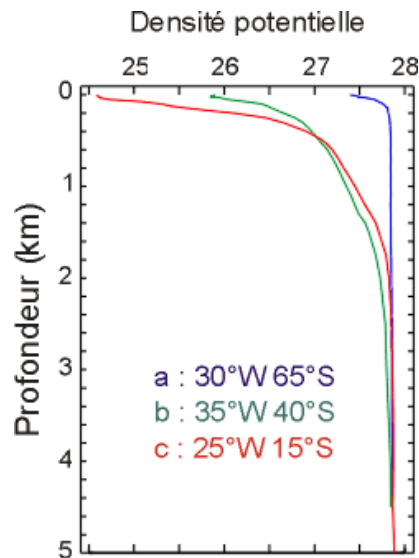
Les régions où la densité en surface est importante sont particulièrement intéressantes pour l'étude des mouvements des océans : C'est dans ces régions que vont se former, par refroidissement ou par évaporation (augmentation de salinité + refroidissement) des masses d'eau denses qui vont amorcer les mouvements verticaux des océans.

Densité en surface

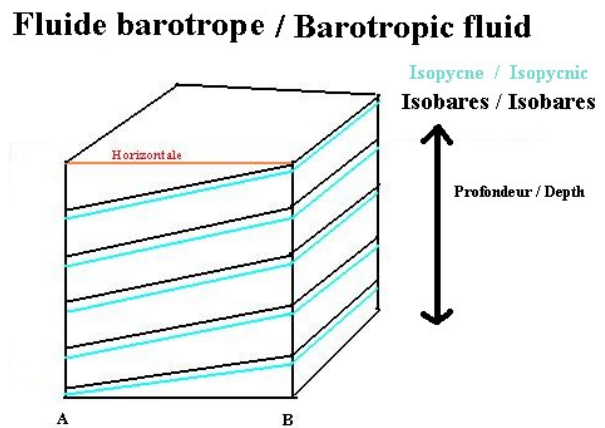
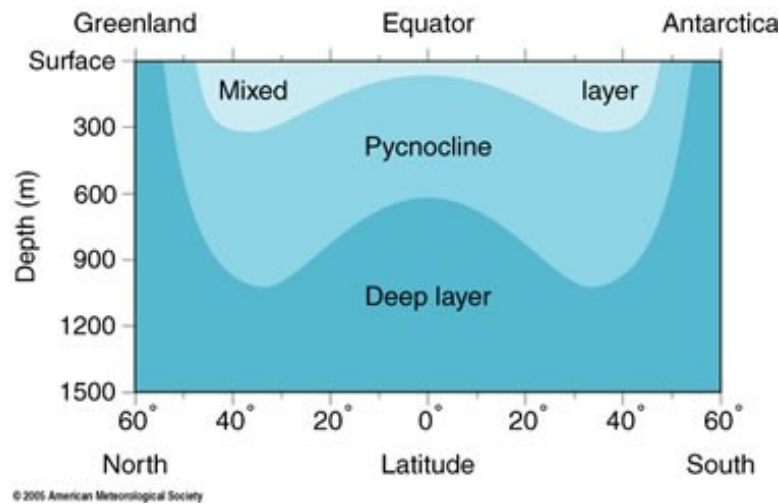


Evolution de la densité avec la profondeur :

La densité augmente avec la profondeur, les eaux les plus denses se trouvant naturellement au fond des océans. L'évolution de la densité avec la profondeur n'est toutefois pas uniforme. Dans les régions équatoriales et tropicales, il existe une couche d'eau près de la surface de densité presque constante, puis une couche dans laquelle la densité croît très rapidement avec la profondeur. Cette couche dite pycnocline correspond en général à la thermocline.



Aux profondeurs plus importantes la densité potentielle évolue lentement pour atteindre une valeur voisine de 27,9 au fond des océans, quelque soit la latitude. Aux grandes latitudes la densité de surface dépasse 27, l'évolution verticale est donc faible et la pycnocline est moins facile à distinguer. Une forte pycnocline constitue une barrière difficilement franchissable, s'opposant à la diffusion verticale des caractéristiques de l'eau de mer. Les mouvements d'eau dans l'océan n'ont donc pas lieu suivant la verticale mais suivant les surfaces d'égales densités. Ainsi si en surface on augmente la densité de l'eau (par évaporation ou par refroidissement), cette eau va s'enfoncer en suivant les surfaces isopycnes. C'est le cas des eaux de Méditerranée très salées qui vont se déverser dans l'océan Atlantique et progresser vers l'ouest en s'enfonçant jusqu'à une profondeur de 2000 m. Le même phénomène s'observe en Antarctique, les eaux de surface très froides se déplacent vers le nord en s'enfonçant progressivement.

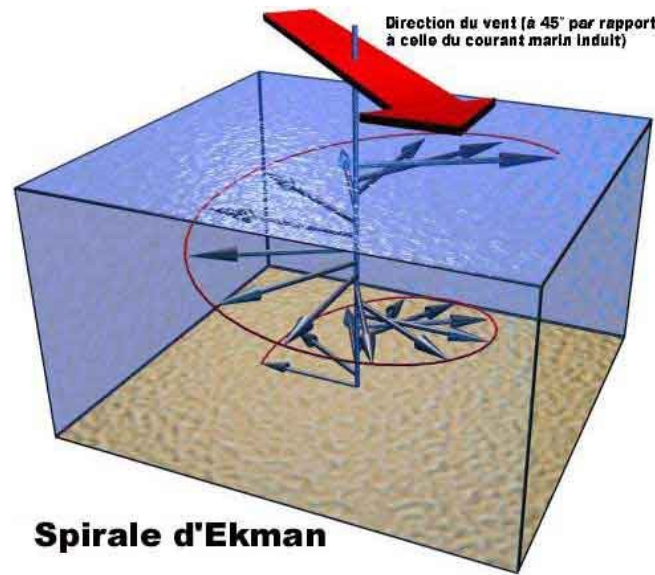


6- Courants

a) courants de dérive

C'est le résultat de l'action du vent sur la surface. Si celui-ci est régulier (comme pour les alizés), les particules d'eau sont entraînées.

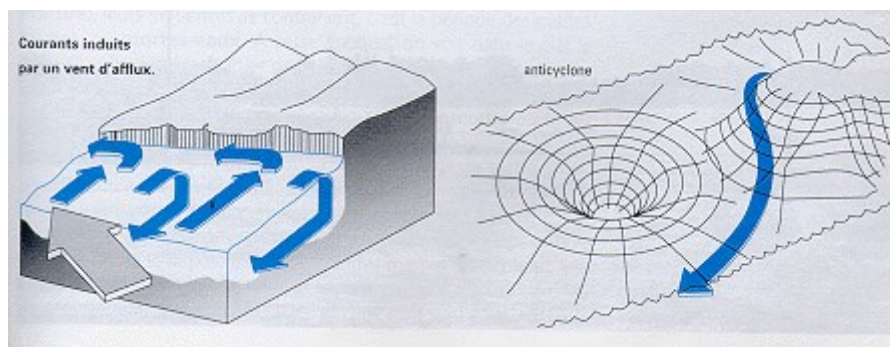
En eau profonde, la théorie d'Eckman permet de dire que le courant de surface fait un angle de 45° à droite du vent et que au fur et à mesure que l'on descend en profondeur, il décrit une spirale, jusqu'à s'annuler quand sa direction devient opposée à celle du vent. Lorsque la thermocline est nette et peu profonde, l'angle du courant de dérive en surface est supérieur à 45° , et il se fait moins sentir en profondeur. Dans les eaux transitaires (100 à 200m de profondeur), la déviation en surface est inférieure à 45° , et les variations en profondeur moins marquées. En eaux peu profondes, la déviation est faible.



b) courants de pente

L'action des vents dominants peut faire varier le niveau de la mer en certains endroits, d'où la création d'une pente. L'océan étant considéré comme homogène et barotrope, l'inclinaison des isobares provoque des forces horizontales de pression, et donc de courant dont la direction est perpendiculaire et à droite de la pente descendante. Lorsque la profondeur est faible, à cause des frottements, le courant tend à se rapprocher de la direction de la pente. Puisque le vent n'est jamais nul, il faut toujours considérer simultanément le courant de pente et celui de dérive, et le courant réel est toujours la combinaison des deux.

Lors du passage d'une profonde dépression le niveau de la mer remonte, ce qui crée un courant de pente d'autant plus marqué que la dépression est creuse et qu'elle se déplace lentement. Mais comme elle engendre aussi des vents forts, le courant de dérive prend rapidement le dessus.



c) courants de marées

Ce ne sont pas les plus répandus, mais ce sont les plus rapides d'où leur importance pour la navigation et la pêche. Il peut être dû aux géographies locales (présence de haut-fond, rétrécissement en entrée de rade, de baie ou chenal). Ou alors la différence de marée entre deux points proches de la côte est importante d'où création d'un fort gradient et d'un courant en conséquence (exemple du courant du Raz Blanchard, accentué en plus par l'effet de canalisation entre les bassins occidental et oriental).

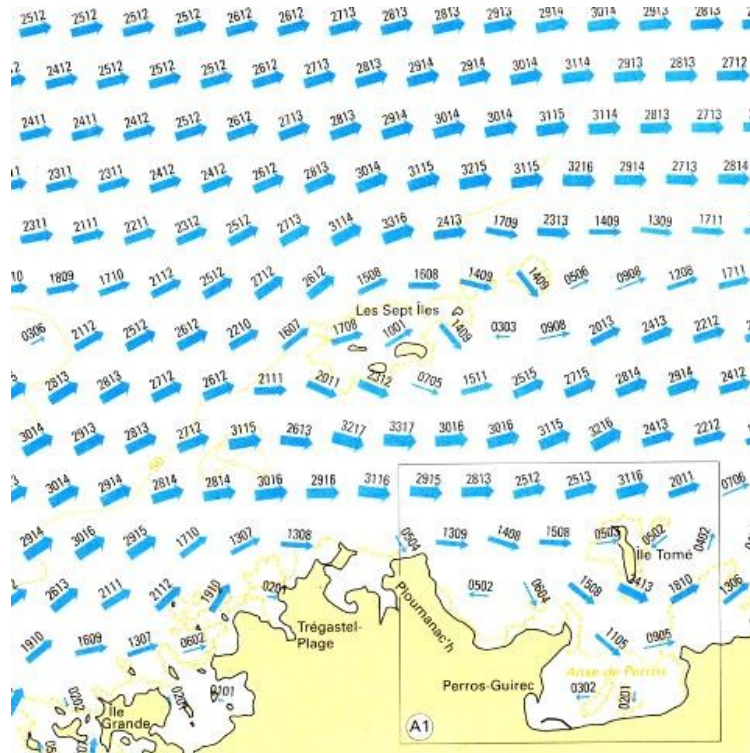
Ils sont en général réversibles (avec l'inversion des marées). Près du rivage ou dans les goulets et les passes, ils prennent des directions opposées, avec un maximum de vitesse au milieu de l'écoulement et un minimum à la

renverse : le courant est alternatif. En circulation libre, les directions successives du courant forment une étoile à branche plus ou moins régulières (vitesse maxi pour deux directions opposées) : le courant est rotatif. S'il se combine avec un courant de dérive, il y aura une direction privilégiée et un déséquilibre de durée d'un sens d'écoulement.

La vitesse varie avec la profondeur : dans les eaux vraiment peu profondes (20m), elle est à peu près constante. Entre 20 et 100m elle croît jusqu'à 6m puis reprend à peu près sa vitesse de surface jusque 12 à 15m et décroît ensuite jusqu'au fond. Pour les fonds supérieurs à 100m, le phénomène est très complexe.

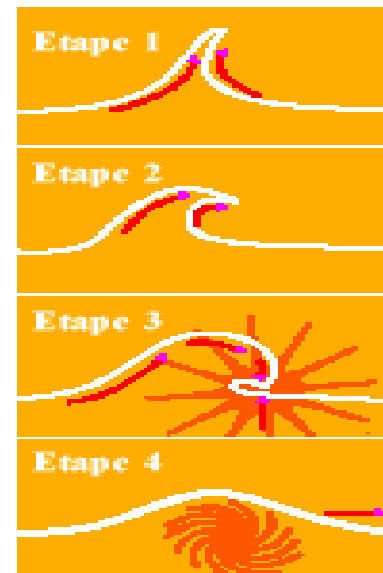
Lorsque le courant de marée rencontre un haut fond, la mer est plutôt lisse en amont et agitée en aval (avec des vagues d'autant moins cambrées que la profondeur est grande).

Courant de marée des côtes d'Armor

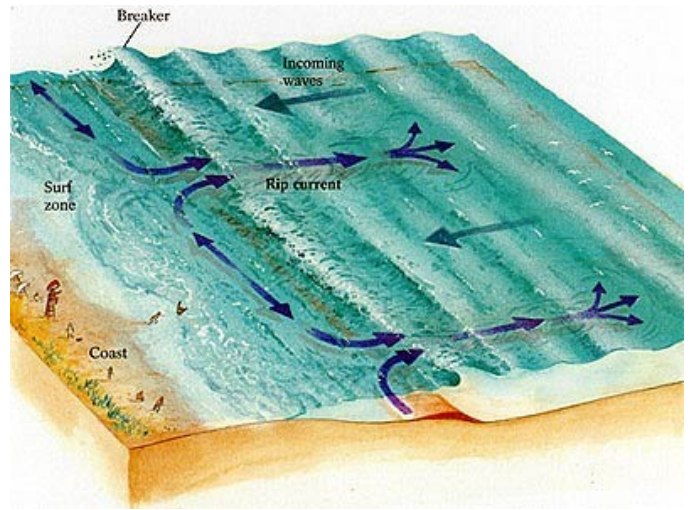


d) courants dus aux vagues

La dérive littorale est la composante parallèle au rivage du déplacement des particules lors de la montée des eaux due au déferlement. Sa vitesse est fonction d'un certain nombre de facteurs (période, hauteur et angle de vagues, pente du fond, importance du déferlement) et peut atteindre jusqu'à trois nœuds. Le mouvement d'eau superficiel à la côte du au déferlement induit, s'il y a une dérive littorale importante, un contre-courant de fond qui se dirige vers le large : c'est l'undertow.



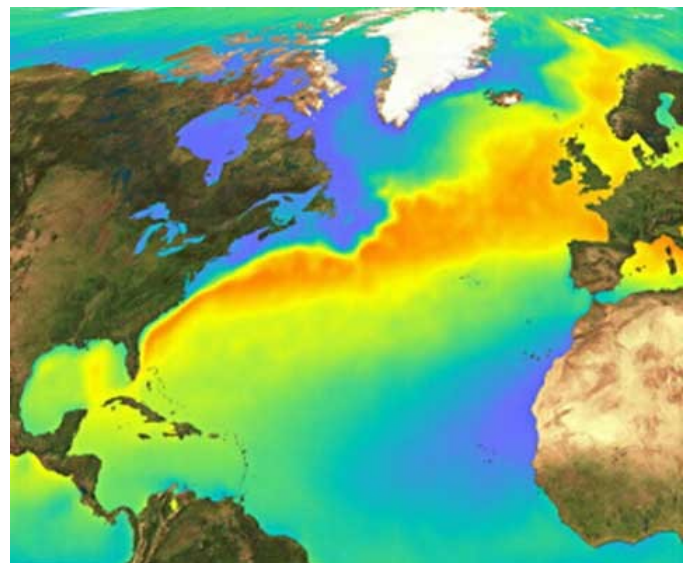
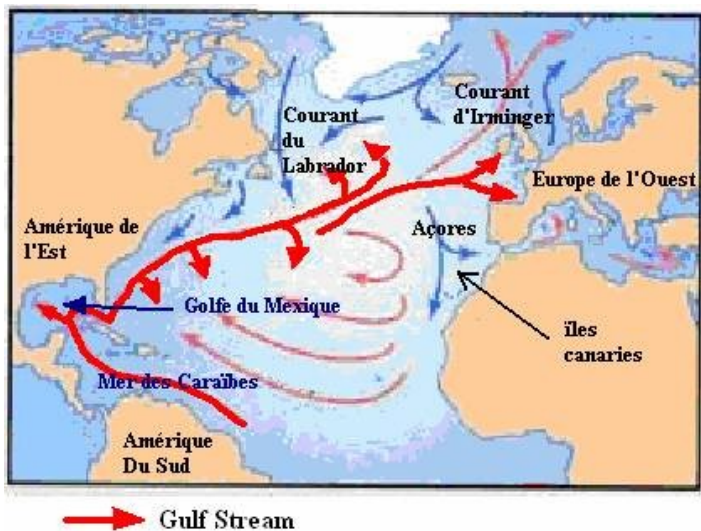
Le retour de l'eau de déferlement vers le large se fait d'autres fois généralement en présence de deux dérives littorales, perpendiculairement au rivage mais sur toute l'épaisseur de la masse d'eau : ce sont les Rip current qui n'ont pas plus de 25m de large, s'étendent au maximum jusqu'à 300m au large et neutralisent souvent le déferlement.



7- Circulation océanique

Aux basses latitudes, la force de Coriolis est faible. La circulation océanique est influencée par les Alizés. C'est un flux général d'ouest qui crée une élévation de la hauteur de la mer sur la côte est des continents. Ce flux alimente le Gulf Stream en Atlantique ouest et le Kuroshio dans le Pacifique ouest. Le retour de ce courant se fait par contre-courant sous marin le long de l'équateur selon le sens de la pente. Le sens de rotation se fait vers la droite en hémisphère nord et vers la gauche en hémisphère sud.

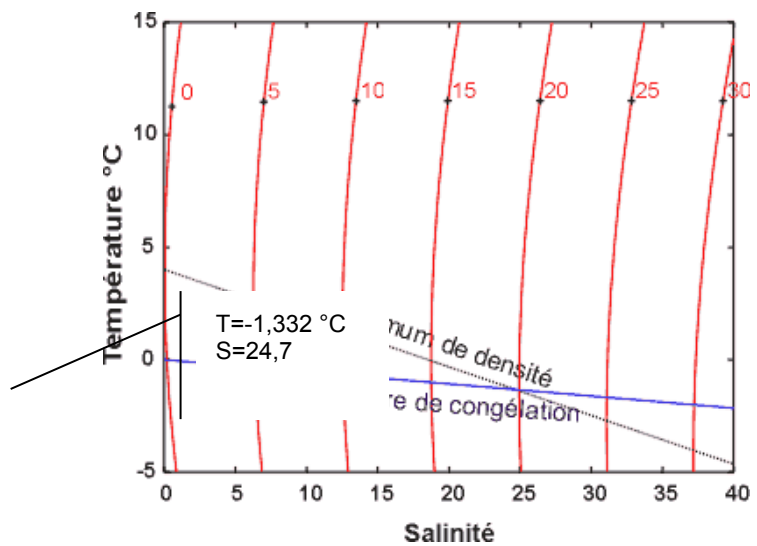
Exemple du Gulf Stream : Il est issu de la fusion des courants de Floride, de Cuba et nord équatorial. Il remonte le long de la côte est Américaine puis dévie vers l'ouest direction l'Europe lorsqu'il rencontre le courant froid polaire du Labrador.



Autres courants importants :

- Atlantique Sud : courant du Brésil vers le Sud et courant du Bengale vers le nord qui forment une boucle.
- Pacifique Nord : circulation voisine de celle de l'atlantique nord avec le Kouroshio qui se prolonge par dérive dans le pacifique nord et l'Oyoshivo qui vient de la mer de Béring puis converge vers le sud.
- Pacifique sud : courant est australien et courant de Humbolt le long des côtes péruviennes.
- Océan indien : Séparation du courant équatorial sud devant Madagascar.

Maximum de densité en fonction de la salinité. Les courbes graduées de 0 à 30 représentent la densité σ .



La salinité des océans est de l'ordre de 35. Le refroidissement de l'eau de mer s'accompagne donc d'une augmentation de densité jusqu'au changement d'état, contrairement au refroidissement de l'eau douce. Ceci explique en partie pourquoi la glace se forme plus facilement sur un lac qu'en mer. Sur un lac, les eaux les plus froides restent en surface et vont donc geler dès que la température devient négative. En mer les eaux refroidies en surface "plongent" et sont remplacées par de l'eau plus chaude. Pour créer une banquise il faut donc un refroidissement brutal.

Signalons que le changement d'état s'accompagne d'une dilatation, la glace est moins dense que l'eau et que la congélation va séparer l'eau pure des sels. Avant d'en étudier les conséquences, voyons ce que donne en laboratoire la congélation d'une cuvette d'eau de mer à $S=35$ lorsqu'on abaisse progressivement la température :

à $-1,91 \text{ °C}$ apparition du premier cristal de glace (eau pure) ce qui accroît la salinité de l'eau environnante. Pour voir apparaître un deuxième cristal il faut donc diminuer la température.

Lorsque la température diminue on a de plus en plus de glace dans une saumure de plus en plus dense.

En mer les conditions ne sont pas aussi idéales :

- la surface est agitée (vagues)
- la température ne s'abaisse pas de façon régulière et continue
- le froid n'agit que sur la surface.

La glace qui se forme au cours des hivers arctique et antarctique se distingue donc de la glace créée en laboratoire. La glace reste en surface alors que la saumure s'enfonce pour être remplacée par de l'eau plus chaude et moins salée. Il se crée une eau très dense (très salée et très froide) qui va s'enfoncer très profondément. Lorsque la glace atteint une épaisseur de 2 à 3 m, elle forme un écran protecteur qui isole l'océan.

Cette glace est inhomogène, sous l'action des vagues et des oscillations de température, elle va renfermer des poches d'air et des poches de saumure ou de sel. Elle va ensuite vieillir, être lavée par la neige et devenir de plus en plus dense. On obtient des glaces de densités variables (0,86 à 0,92) et de compositions variables (salinité de 0 à 10), riche en sulfates.

La fonte de la glace donne naissance à des eaux de surfaces peu salées et froides (riches en sulfates).

9- Autres ondes

a) les marées

L'onde marée est une onde de très grande longueur (plus de 500km) qui se propage à grande vitesse (300km/h) au large. Cette onde ralentit et s'amplifie aux abords des côtes.

Les lignes cotidales sont les lignes qui réunissent les points où la marée a lieu au même moment en différents endroits.

Les lignes d'isomarnage sont les lignes qui relient les points où le marnage est le même en différents endroits.

Les points amphidromiques sont des points où le marnage est nul.



Onde marée en Manche

b) la seiche

Ce sont des ondulations périodiques du niveau de la mer de (de quelques minutes à plus d'une heure), plutôt observées dans des espaces assez fermés (zones portuaires, baies ...). Elles sont dues à des ondes stationnaires qui apparaissent et entrent en résonance. Leur longueur d'onde est de une ou deux fois la longueur du bassin. Elles peuvent être dues aux arrivées successives des groupes de fortes vagues à une période adéquate, à une variation de pression atmosphérique, à l'action des vents forts ou encore à des phénomènes de réflexion et de réfraction.

Il en découle parfois des courants horizontaux importants. Ces phénomènes sont gênants car il peuvent entraîner une rupture des amares.

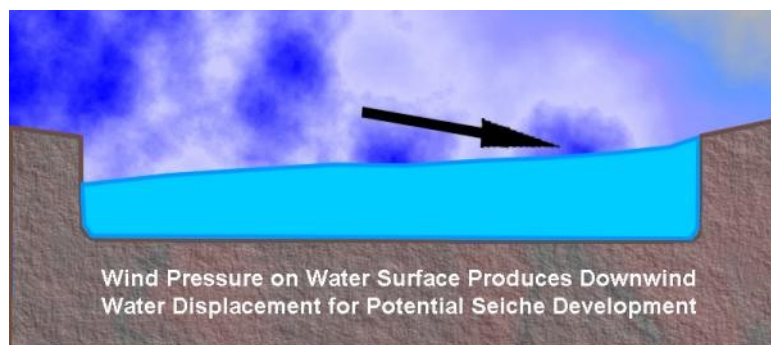
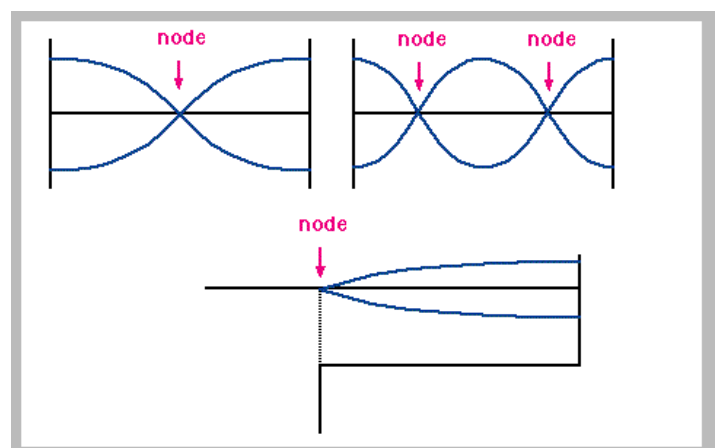


Schéma de la seiche

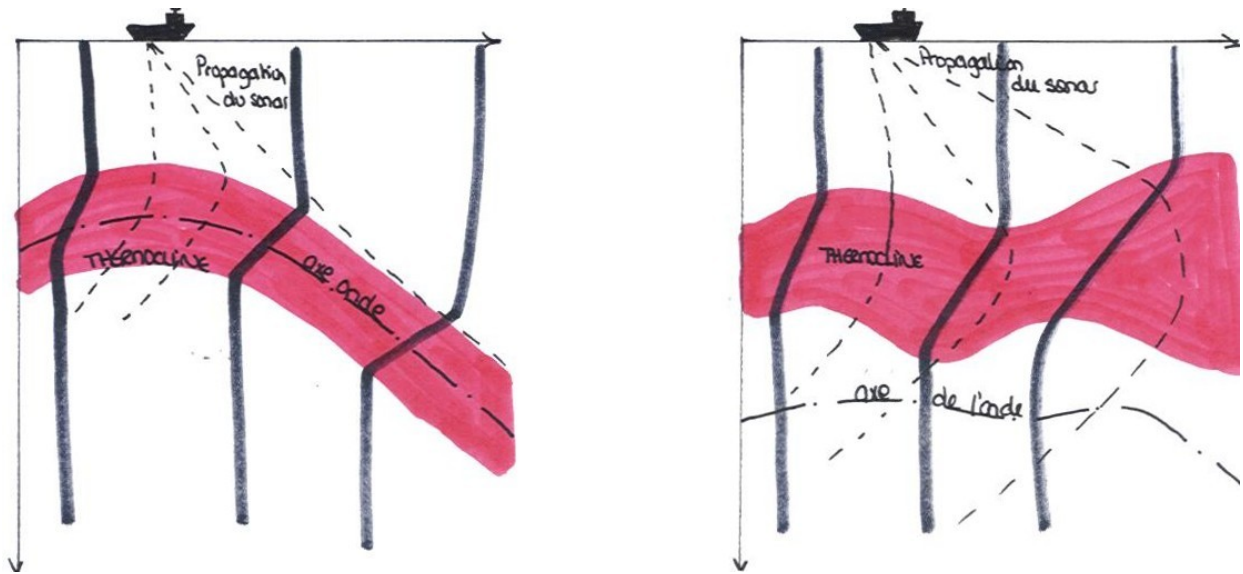


caractéristique de l'onde de la seiche

c) ondes internes

Elles se propagent en profondeur (période de quelques heures à quelques jours) et sont détectable grâce au profils de températures et/ou salinité. Elles présentent une dissymétrie (creux étroits et crêtes larges) et font varier le niveau de la surface. Leur formation serait liée à la marée.

Elles sont importantes pour la navigation sous-marine et la pêche, notamment à cause des variations engendrées sur la thermocline et de l'effet sur la propagation des ondes du sonar.



Variation de la thermocline due aux ondes internes et propagation des ondes sonar

Elles ont également une incidence sur la navigation de surface à cause des phénomènes de stratification de la masses d'eau, principalement dans les détroits ou fjord en présence d'eau froide et de salinité différentes, avec accumulation d'eau peu salée au niveau de la quille.

Ondes internes dans le détroit de Gibraltar



d) tsunami

En japonais cela signifie vague portuaire, également appelé raz-de-marée. Un tsunami est la conséquence d'une secousse sismique ou d'un éboulement sous marin, il n'est donc pas créé par le vent.

Quelques vagues de grande longueur d'onde (150 à 300 km) et de grande vitesse, peu dangereuse au large s'amplifient quand elles arrivent sur la côte (jusqu'à 50m de hauteur).

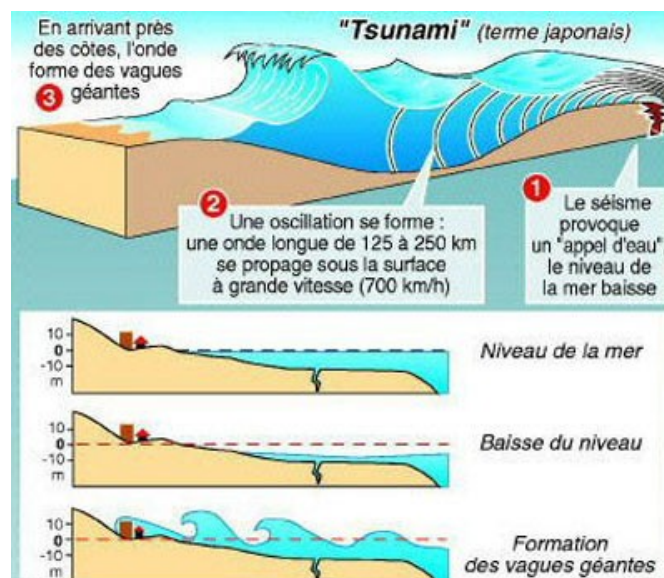
A l'arrivée sur la côte, on observe un retrait important et rapide de l'eau dû à l'appel d'eau provoqué par le séisme, puis plusieurs vagues de forte amplitude balayent la côte pendant plusieurs heures voir plusieurs jours.

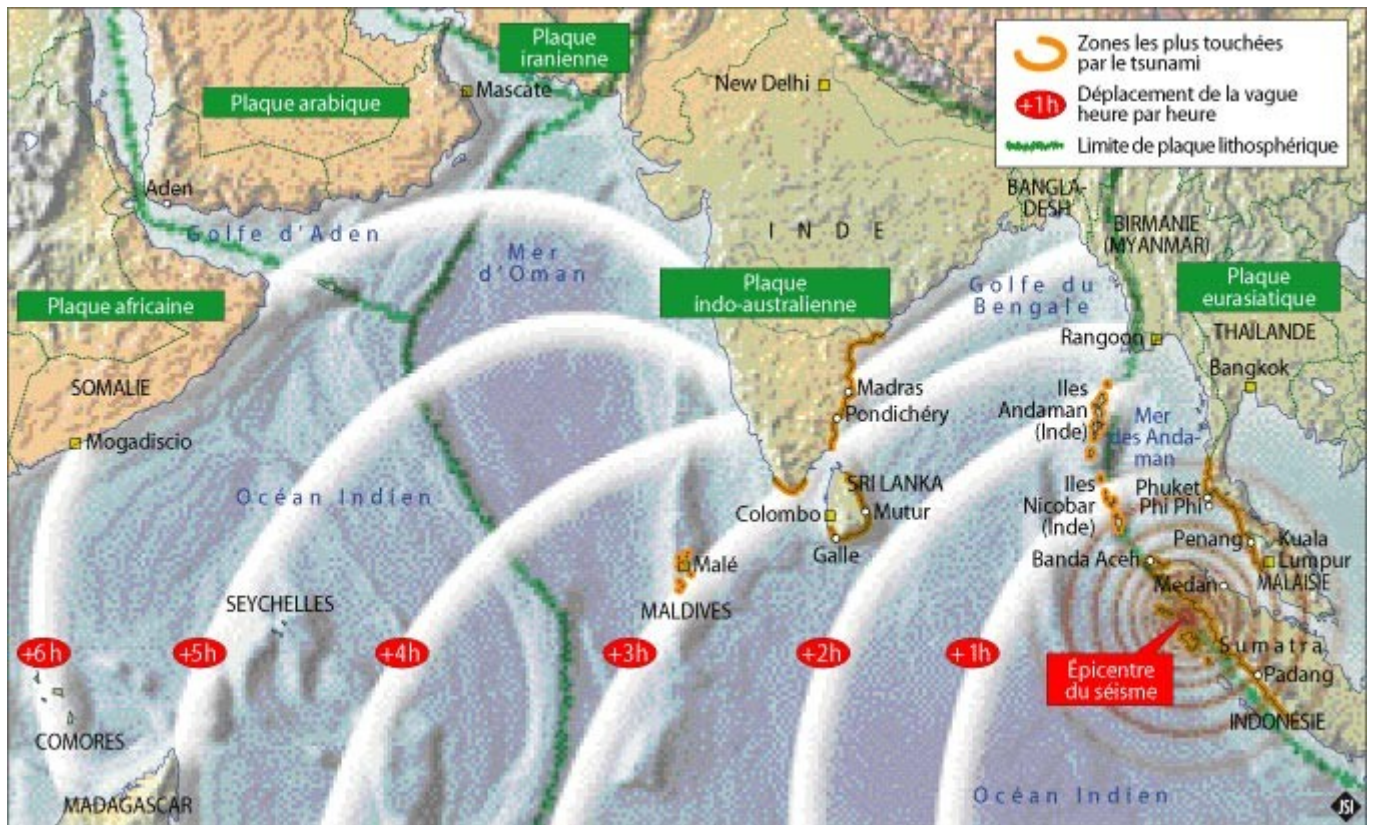
La vitesse est tellement élevée que l'alerte est possible mais l'évacuation illusoire près de l'épicentre. La rapidité du déplacement d'un tsunami et le peu de temps laissé à l'évacuation explique le nombre élevé de victimes.

Exemples de tsunami réputés :

- au 18^e siècle avant JC, l'éruption d'un volcan sur l'île grecque de Santorin provoque un tsunami dont on pense qu'il est la cause de la disparition de la civilisation minoenne en Crète
- 1755 : un tsunami à Lisbonne fait 90 000 victimes et détruit la ville à 85%
- 1782 : 40 000 morts en Asie du sud est
- 26/12/2004 : un tremblement de terre de magnitude 9 sur l'échelle de Richter au large de Sumatra à soulever le plancher océanique. Le tsunami a atteint les côtes du golfe du Bengale mais également celle de la Somalie et du Kenya à 6000km de l'épicentre. Bilan 300 000 victimes. L'onde sismique s'est déplacée à 40 000 km/h, l'onde du tsunami à 800 km/h.

Principe de formation d'un Tsunami





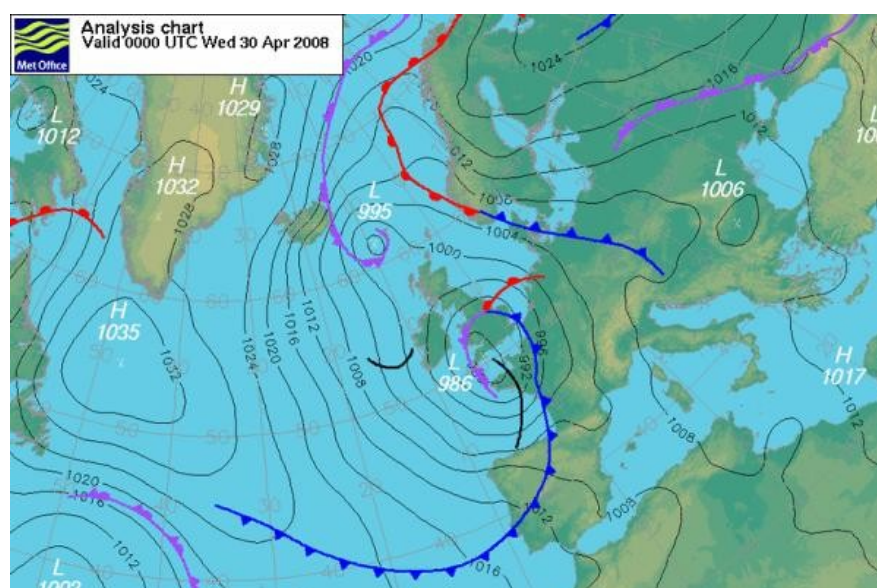
Zone de propagation du tsunami de Sumatra du 26 décembre 2004

Chapitre 13: Prévision et routage

1- Prévision individuelle

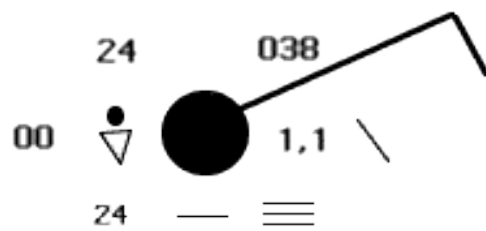
Elle se fait grâce à plusieurs moyens à notre disposition :

- Lectures des cartes météo isobariques et des cartes pointées d'observation synoptique (listes des symboles dans le SH95)
- Analyse de la situation en traçant les fronts, dorsales et thalwegs ce qui permet d'obtenir le vent en temps réel.



- Prévision de l'évolution c'est à dire du mouvement des masses d'air à partir des cartes d'altitude à 500 hPa (désuet pour météo France) ou en analysant les tendances

- Observations personnelles locales (aspect du ciel, variation de pression ou de température ...)



		Ch		
	TT	Cm	PPP	
VV	ww	N	PP	a
	TdTd	Ce	w	

- **Cm** : Type de nuage moyen
- **Ch** : Types de nuages élevé
- **Ce** : Type de nuage bas
- **N** : Nébulosité du ciel
- **PPP** : Pression atmosphérique indiquée en millibars mais seulement les trois derniers chiffres sont présentés : une pression de 1002,1 sera présentée 021 alors qu'une pression à 1021,1 sera présentée 211.
- **PP** : Variation de pression depuis la dernière observation (en millibars).
- **a** : Représentation graphique de la variation de pression.
- **ww** : Temps qu'il fait au moment de l'observation.
- **w** : Temps passé dans la dernière heure au moment de l'observation.
- **vv** : Visibilité (en kilomètre).
- **TdTd** : Point de rosée en degré celcius.
- **TT** : température de l'air.

2- Prévision numérique

Un modèle est une représentation mathématique de l'atmosphère : à partir des observations on constitue un maillage en trois dimensions.

En France on utilise le modèle ARPEGE complété par le modèle ALADIN pour une meilleure précision sur le pays voir les régions.

La prévision est d'autant plus fine et précise que le maillage est faible. La prévision mondiale se fait pour 5 jours avec le modèle français.

Le modèle se voit attribué les valeurs des paramètres principaux (Humidité, température, pression, vents en 3D) à chacun de ses nœuds (croisement des coins de cellules) et résout mathématiquement 7 équations thermodynamiques régissant l'interaction de ces paramètres entre eux. Les calculs étant faits, des cartes sont éditées par le modèle puis analysées par un météorologiste.

Exemple du modèle ARPEGE :

Caractéristiques : - mailles vont de 30km à 300km de large (maillage plus fin sur la France)

- 24 niveaux d'altitude

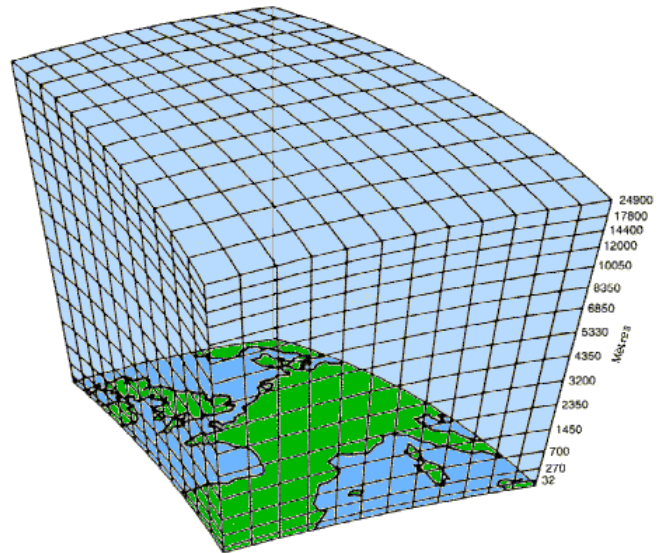
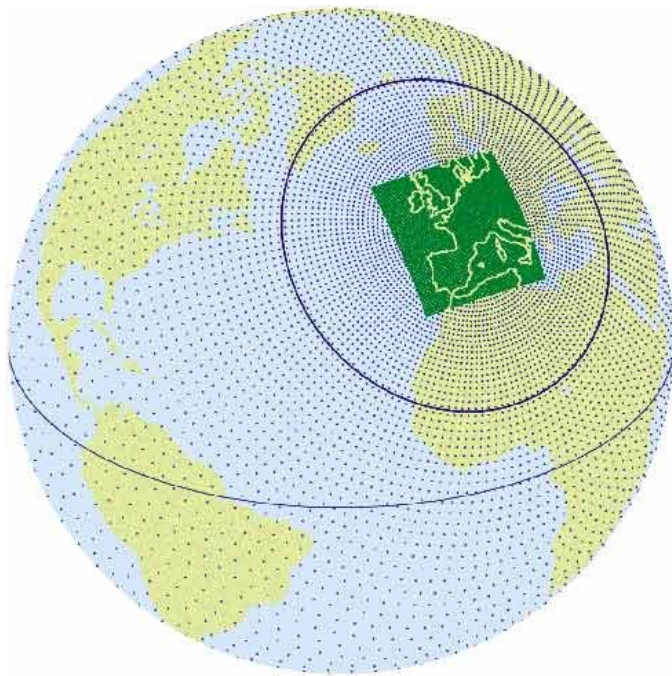
- Un calcul de mise à jour toutes les trois minutes

- Échéance maximum : 72 heures

Déroulement des opérations : 00h00 : réceptions des informations du monde entier

03h00 : début de l'analyse automatique après que les données aient été triées et vérifiées.

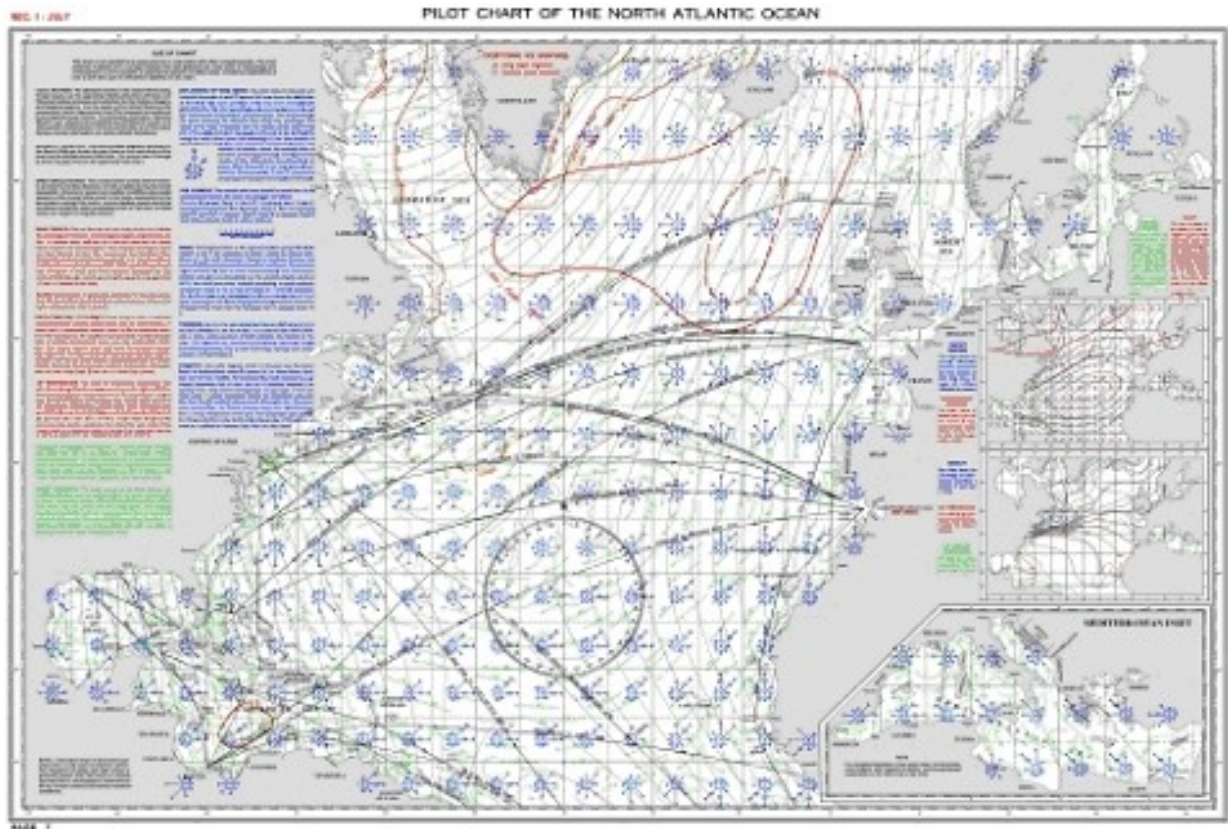
05h00 : sortie des cartes par le modèle et analyse par les prévisionnistes.



3- Routage

C'est un conseil de route pour choisir la meilleure route à suivre en tenant compte des conditions météorologiques. Un itinéraire idéal est établi à l'aide de cartes climatiques, des instructions nautiques et des données météorologiques.

Les cartes climatiques fournissent des informations statistiques météorologiques sur la météo et l'océanographie sur des trajets prédéterminés selon les mois de l'année (force moyenne et direction moyenne du vent, brume, trajectoire des tempêtes, isobares, isothermes, glaces...). Ce sont les Pilot Charts du NIMA (National imagery and mapping agency), les Routing and Meteorological charts de l'UKHO ou encore le cdrom Naviclim de MétéoFrance.



Il existe deux méthodes de routage, qui permettent de réduire la durée de la traversée, les accidents et dommages liés au mauvais temps et la consommation de carburant (environ 12 % d'économie). Le but étant d'éviter les fortes mers, les mouvements de tangage qui cassent l'erre et fragilise l'arrimage de la cargaison ainsi que la structure du navire et augment la consommation de carburant.

Soit le routage est fait à terre puis les calculs sont transmis au navire. Cette méthode à l'avantage d'avoir une puissance de calcul plus importante et d'alléger la charge de travail des officiers, cependant le commandant reste toujours le maître des décisions à bord et sera toujours tenu pour responsable en cas d'avarie ou d'accident.

Soit le routage est fait a bord, le commandant ayant toutes les données en main pour prendre la décision de la meilleure route. Le problème restera le temps passé sur la prévision par les officiers.

On établie des courbe et des modèles de prévision de réponse du navire en fonction de l'état de la mer.

