

Interface Atmosphère Océan

Hubert Branger



Plan:

- Avant propos: Mon Parcours, Mon Laboratoire
- Quelques phénomènes physiques et mécaniques d'interaction et de rétroaction dans la colonne air/eau

(en particulier à l'interface air/mer)

Classes Prépa → quelques exemples de mise en équation, de résolution, ...

En laboratoire → on peut étudier certains processus qu'on ne peut pas mesurer techniquement en site naturel ...



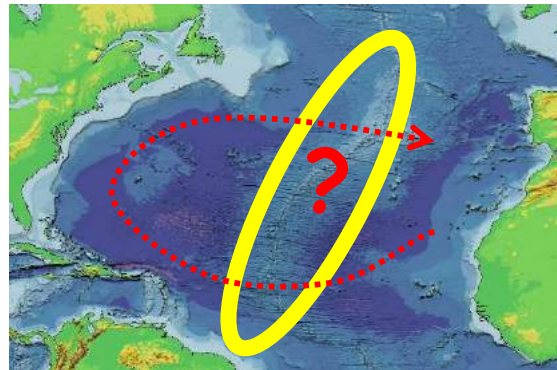
Mon parcours:

- . Classes Prépa, Ecole ENSIMAG Grenoble
- . Master et Thèse de Doctorat avec Christian Le Provost

→ marées dans la mer Celtique



→ Effet de la dorsale Medio-Atlantique sur la circulation Atlantique



Mon parcours:

- Scientifique du contingent (Mécanique statistique sur les ondes de surface)
- Année de césure
- Plusieurs post-doc pour le CNES (Mécanique des fluides en apesanteur)
- Société Privée Syminex
 - plateformes pétrolières: suivi des structures après tempêtes
 - micro météo
 - acoustique sous-marine (militaire)
 - traitement temps réel d'informations de capteurs (marine)
- CNRS
 - Institut de Mécanique Statistique de la turbulence
 - Institut de Recherche sur les Phénomènes Hors Equilibre
 - (Interactions ondes électromagnétiques - ondes de surface
 - Interactions air-mer
 - Interaction mer- structures flottantes

Mon Labo:



Mécanique des fluides, physique, géophysique, physique des interfaces, combustion

55 permanents, 30 doctorants

Secteurs concernés:

aéronautique, spatial, transports, énergie, environnement, ingénierie, science de la vie

Axe 1: Bio-mécanique et Bio-physique

- Mécanique des fluides dans les tissus mous
- Mécanique des fluides dans les capillaires
- Mécanique du corps humain
- Dynamique des cellules, des vésicules, propulsion ciliaire, flagellaire,

Axe 2: processus industriels (écoulements, matériaux)

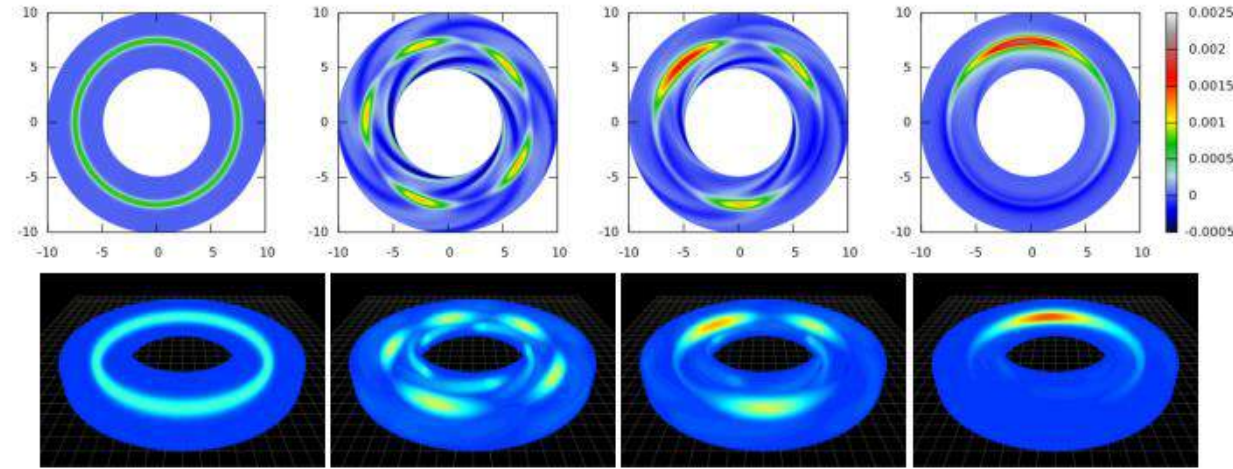
- Aérodynamique
- Rotors (hélicoptères, éoliennes)
- Jets hyperbares
- Propagation de flamme, combustion dans les moteurs de fusées
- Atomisation de liquides
- fragmentation de solides
- Interaction fluide/matériaux déformables

Axe 3: Environnement, milieux naturels, univers

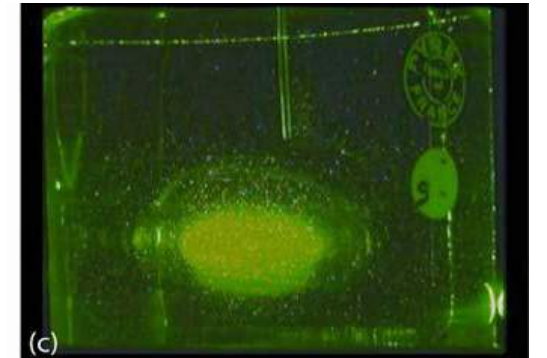
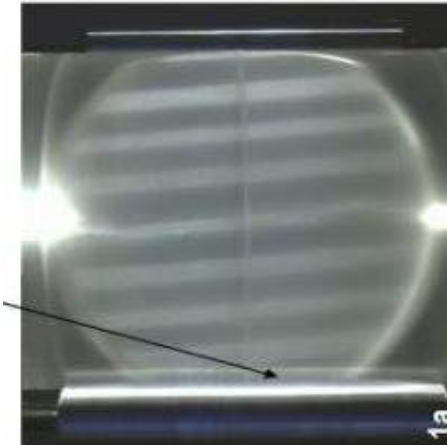
- Dynamique des anneaux protoplanétaires
- Dynamique d'atmosphères planétaires
- Dynamique du noyau terrestre
- Dynamique des tourbillons stratifiés (tornades, meddies, ...)
- Interactions air/mer
- Interactions vagues/structures offshore
- Transport sédimentaire, Transports de polluants

Quelques illustrations

Formation de planètes à partir de disques protoplanétaires (Richard et al 2015)

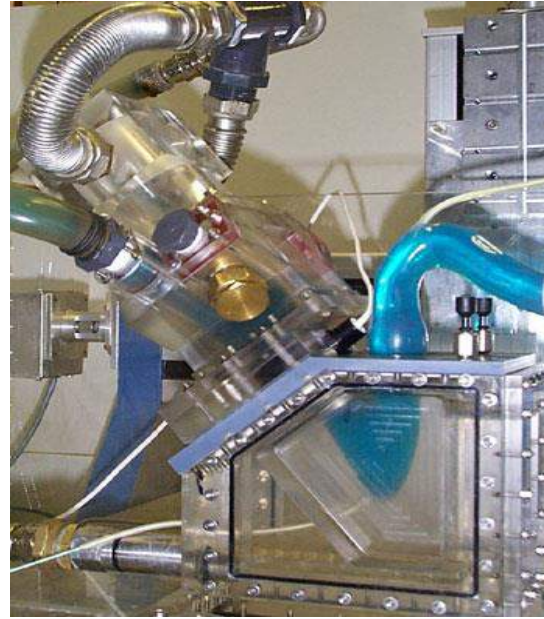


Création en labo des bandes et de la tache rouge de Jupiter (Legal et al 1014)



Quelques illustrations

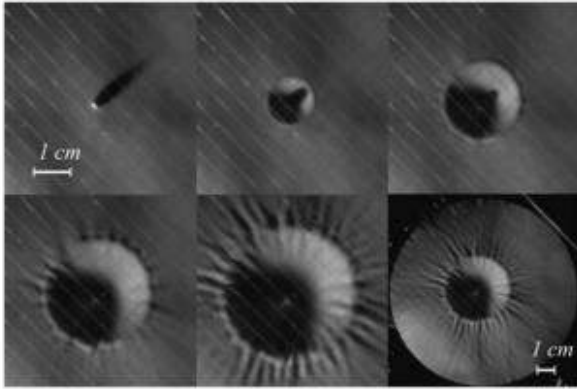
Cœur artificiel en matériau souple transparent
(Deplano et al 2008)



Comportement d'éoliennes flottantes
Lacaze, Branger et al 2015



Quelques illustrations



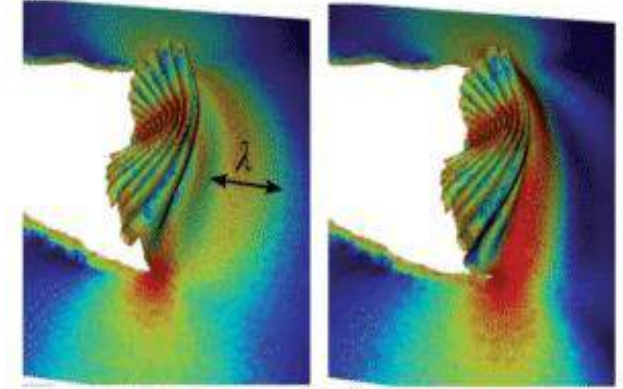
Impact d'une bille sur une surface souple



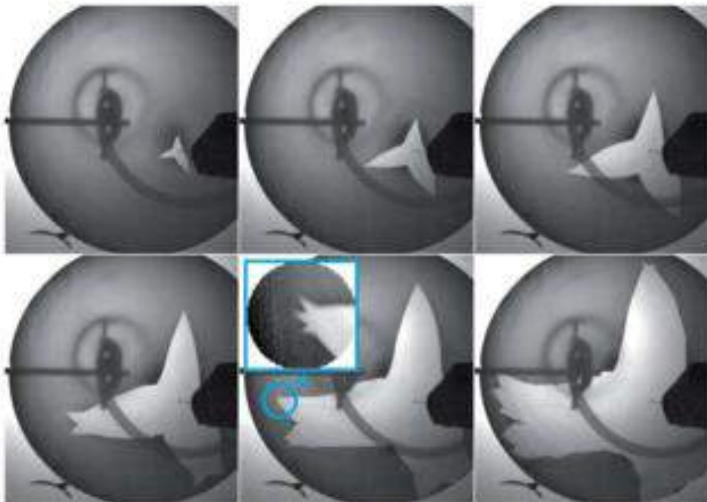
Dynamique d'un élastique



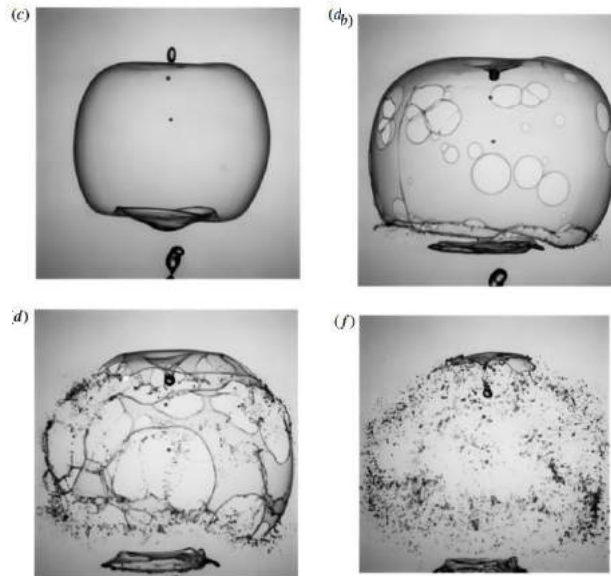
Chute d'un ruban dans l'air



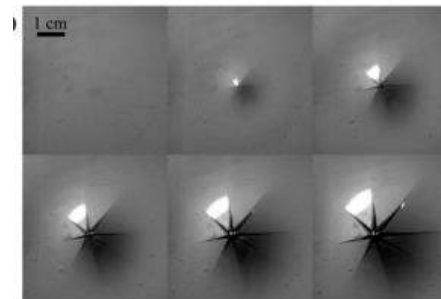
Déchirure d'un tissu



Crevaison d'un ballon



Eclatement d'une bulle de savon

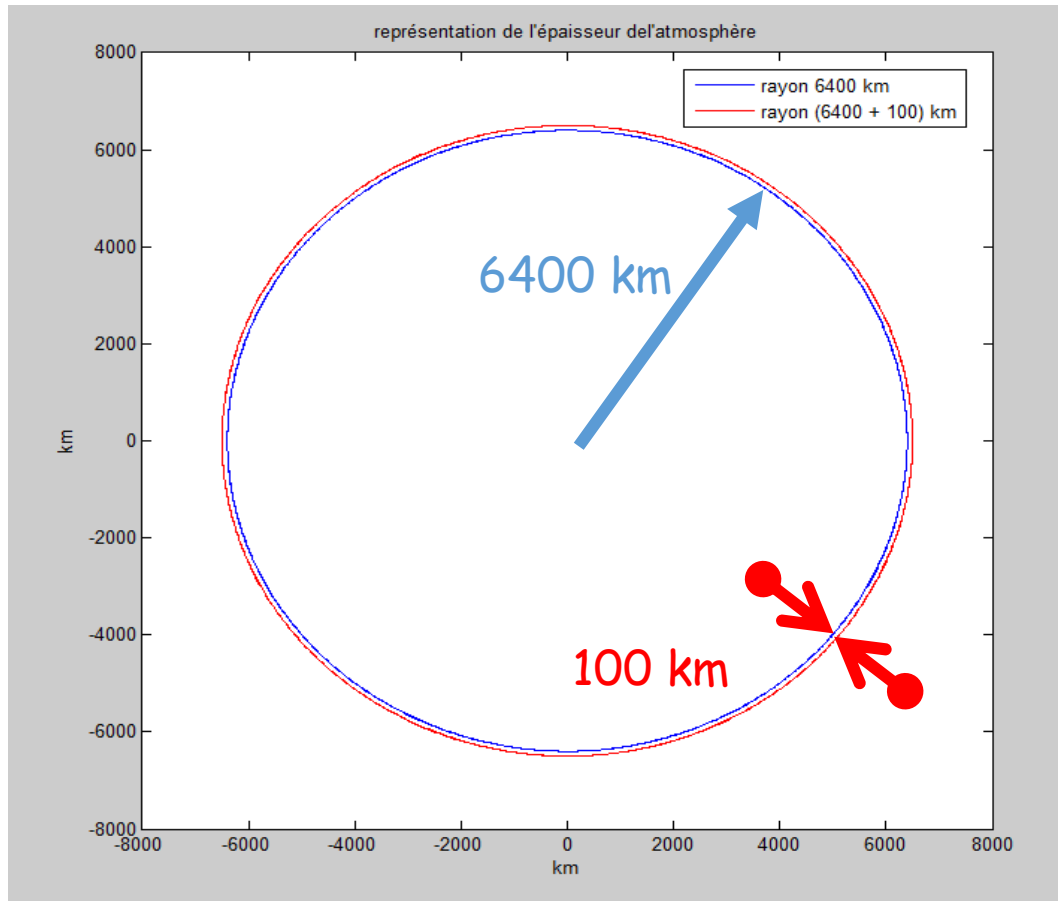


Chocs sur parois cassantes

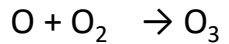
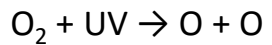
Interface océan/atmosphère :

1) l'atmosphère

L'atmosphère est comme une peau de pomme

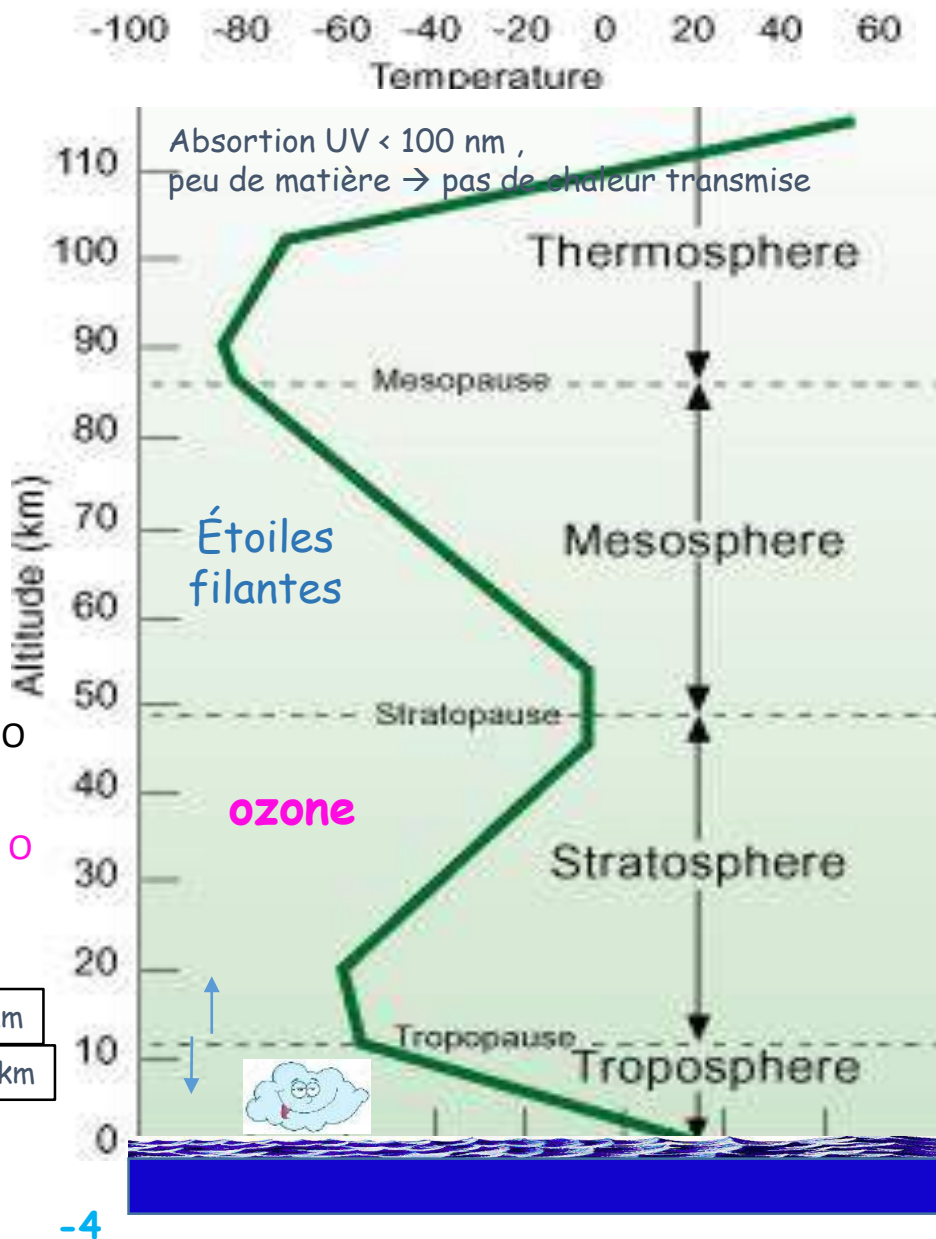


Lever de soleil vue de la station internationale: c'est l'Ozone qui donne la couleur bleue à l'atmosphère



(zone équatoriale) 16 km

(zone polaire hiver) 8 km



Atmosphère : 100 km

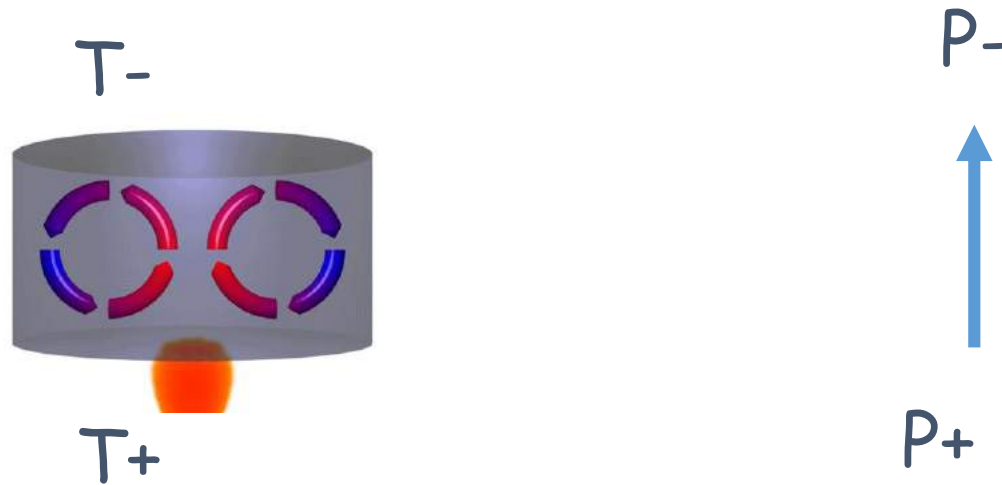


Troposphère = 1/10 Atmosphère

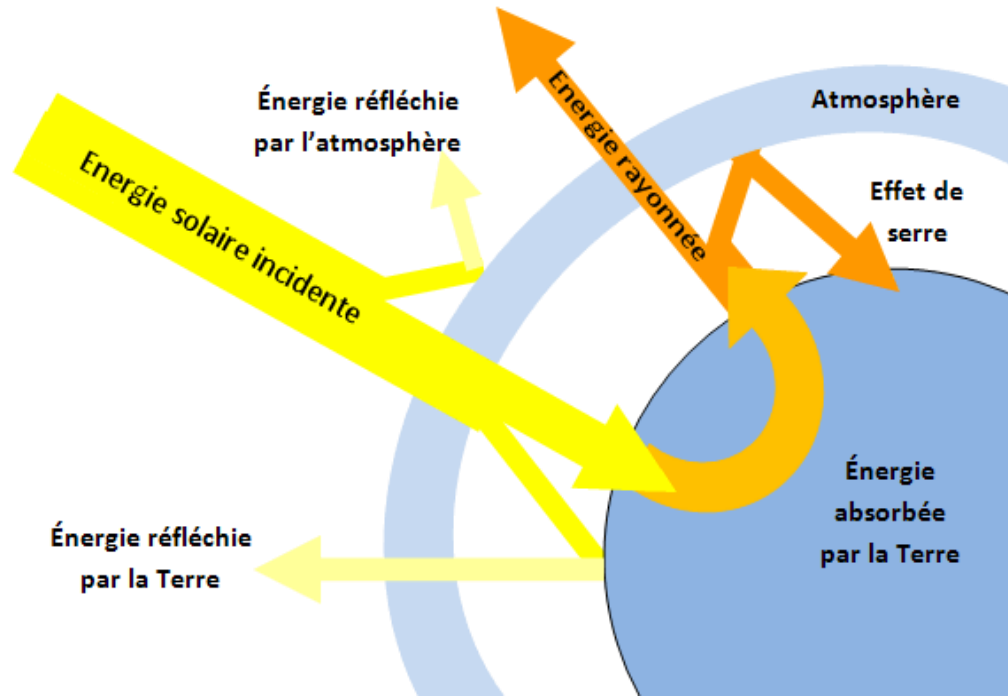
-4

Troposphère: qu'est ce qui va faire bouger les masses d'air ?

→ Les gradients Thermiques, les gradients de Pression atmosphérique

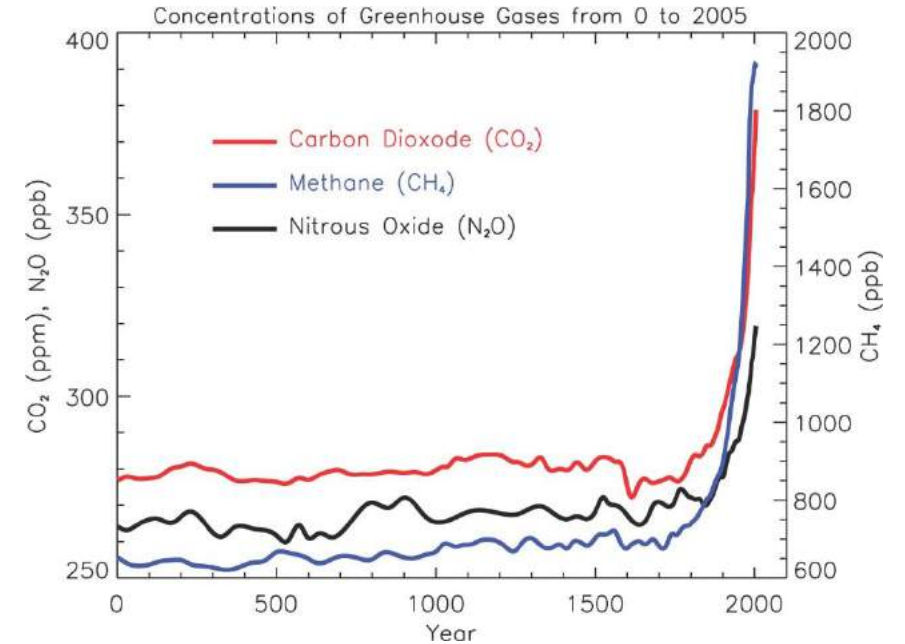


Bilan thermique:
 Les gaz à effet de serre (CO_2 par exemple)
 bloquent une partie du rayonnement thermique
 réémis par la terre
 → réchauffement

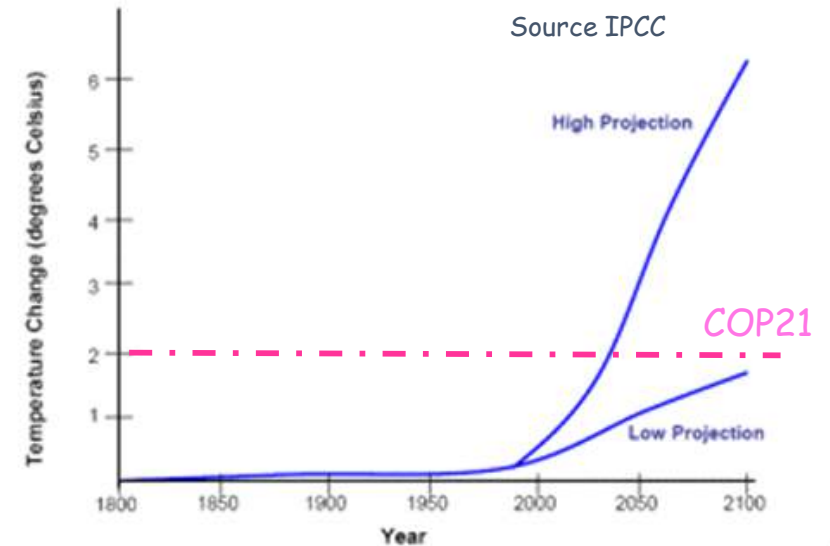


Accroissement du CO_2 , NO_2 , CH_4

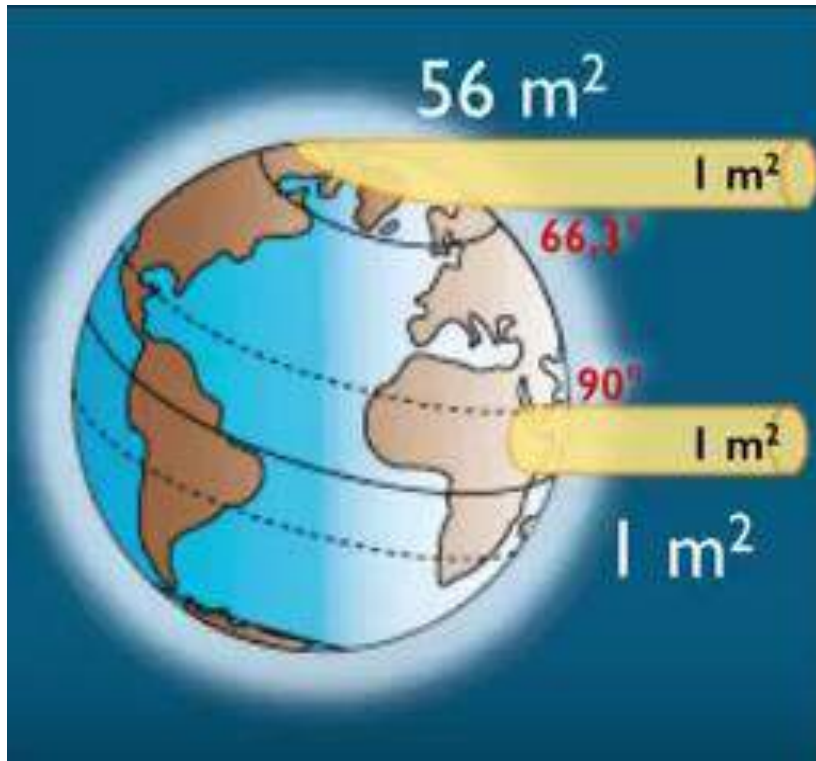
CO_2 , NO_2



CH_4

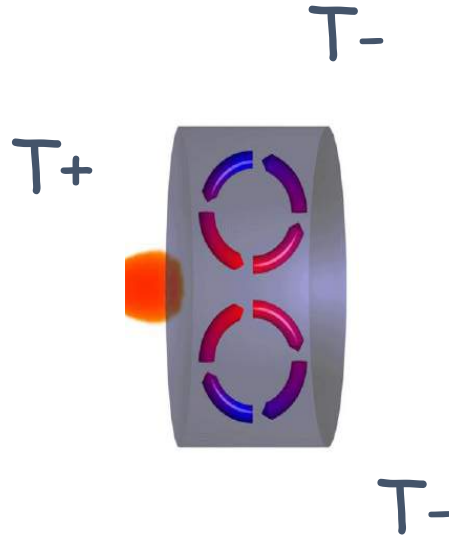
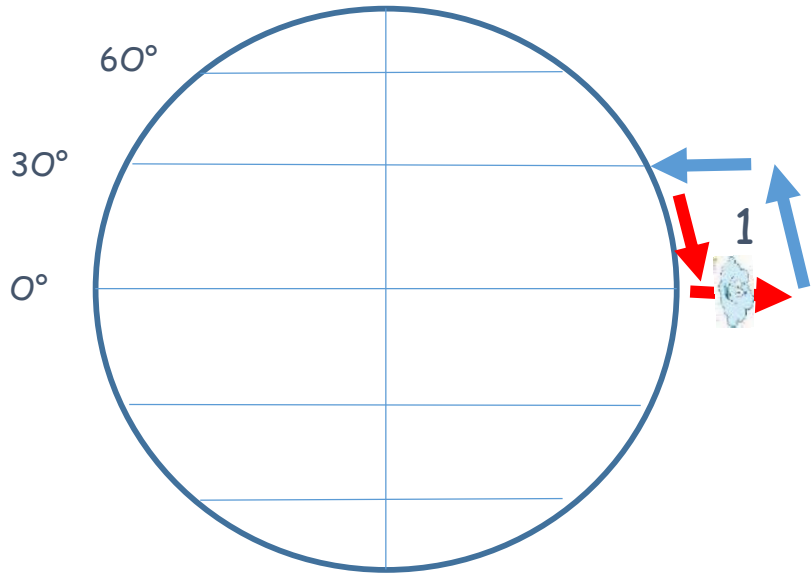


1) La thermique:

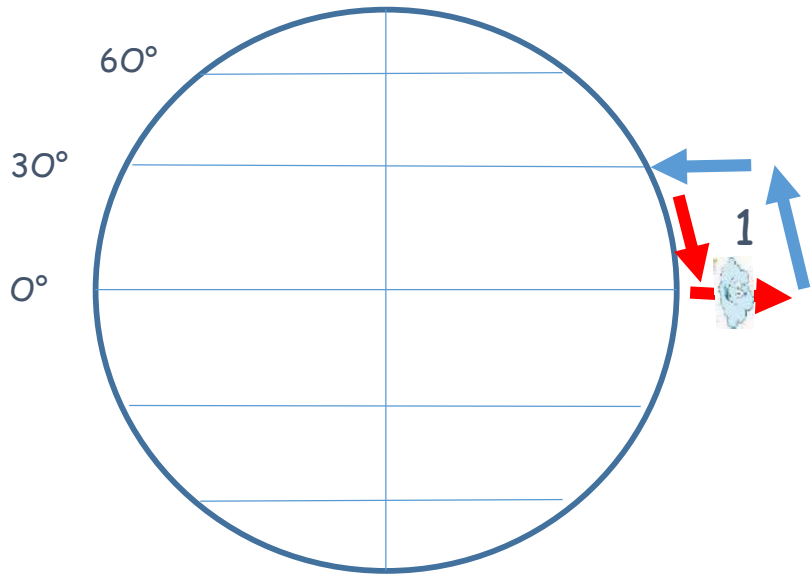


Système terre soleil: chauffage différentiel

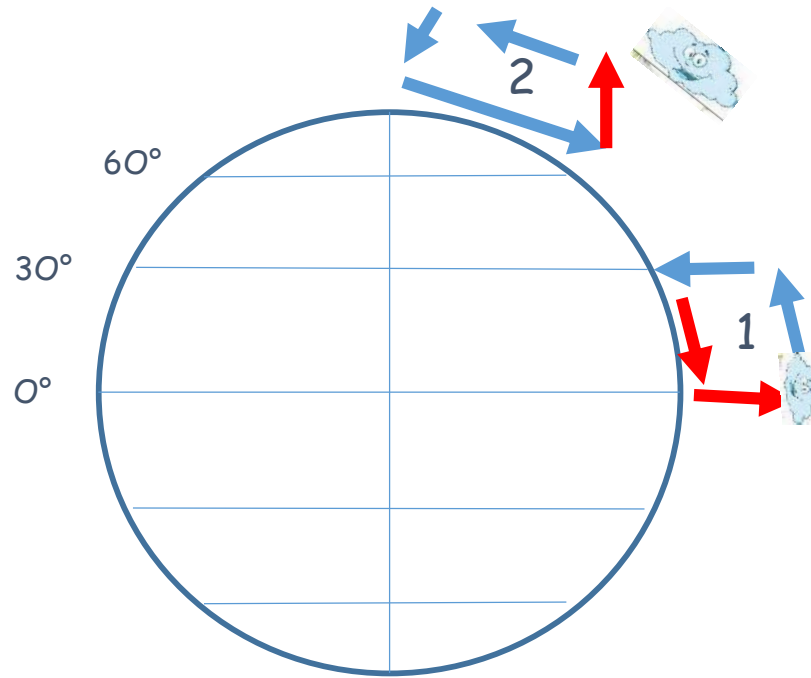
Chauffage différentiel → cellules de convection



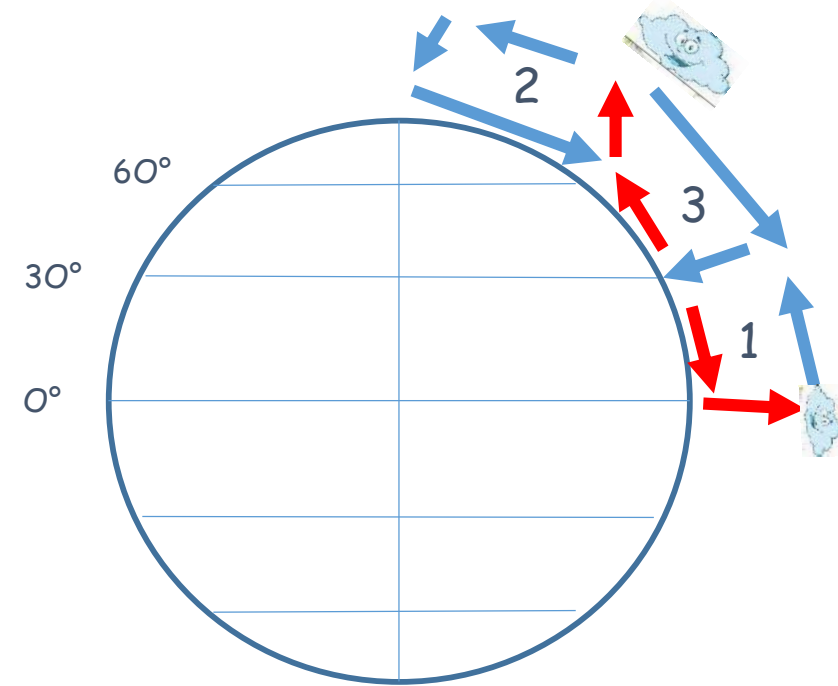
A l'équateur l'air chaud monte,
puis va vers les pôles,
puis se refroidit et redescend vers 30°
→ cellule de **Hadley**



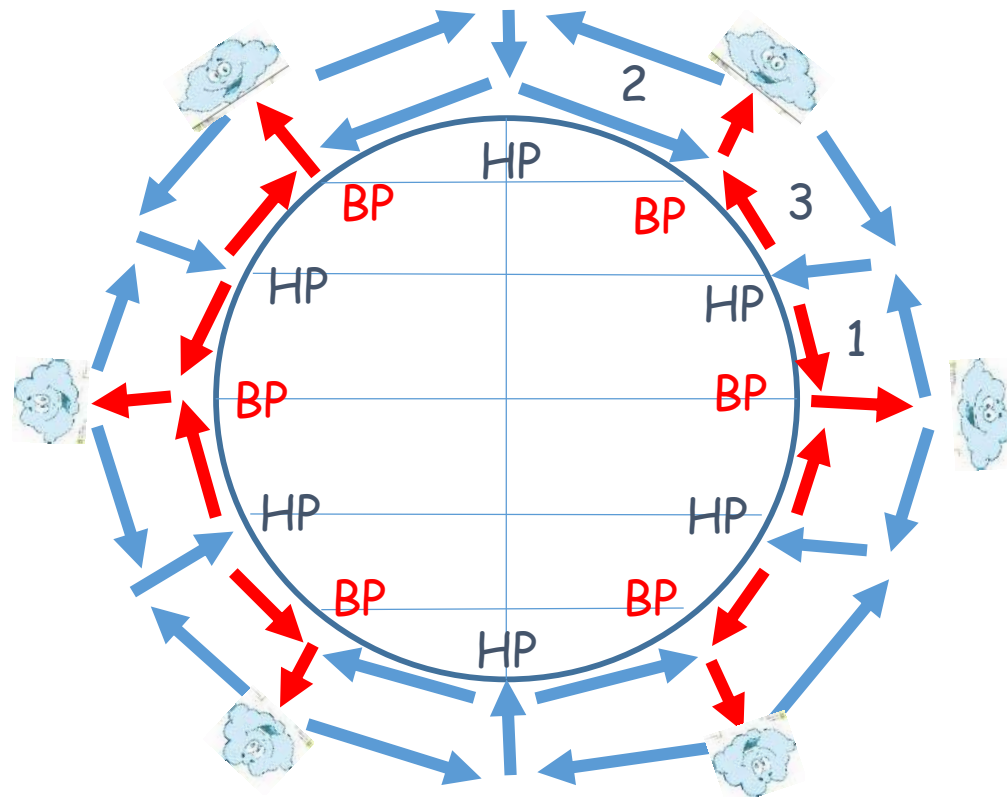
A l'équateur l'air chaud monte,
 puis va vers les pôles,
 puis se refroidit et redescend vers 30°
 → cellule de **Hadley**



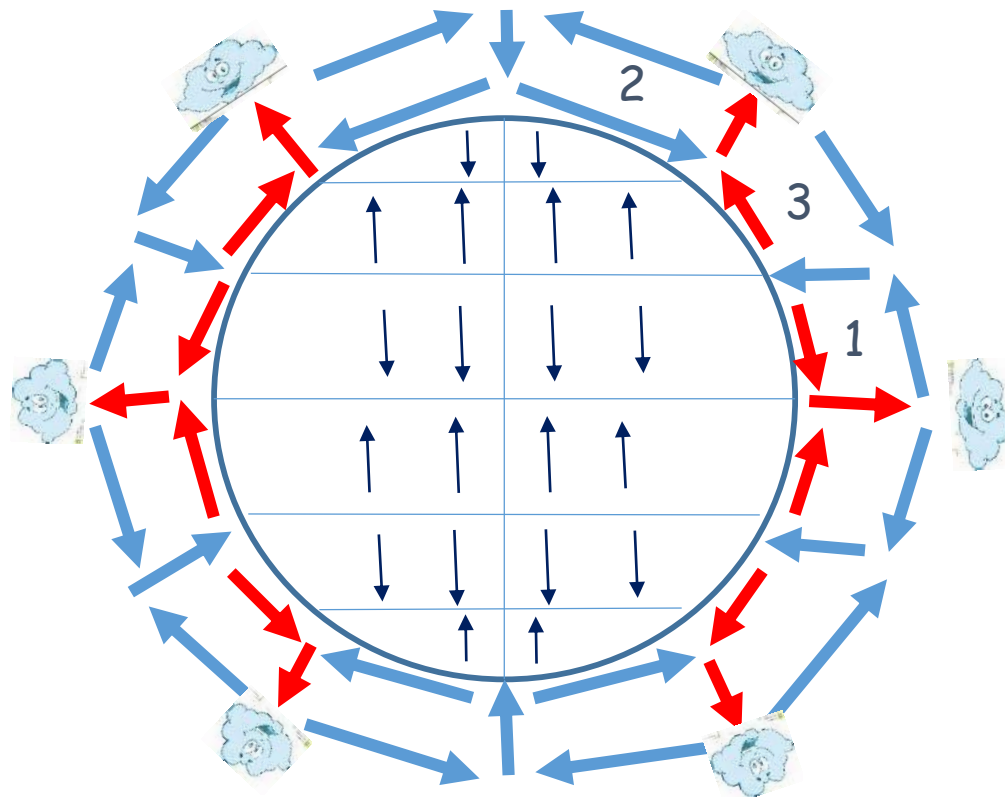
L'air froid des pôles descend,
 se déplace vers l'équateur, s'échauffe,
 Et vers 60° s'élève et repart vers les pôles
 → Cellule **polaire**



Par entraînement,
 une troisième cellule se forme
 → Cellule de **Ferrel**



→ Tout un système convectif



→ Mais les vents correspondant ne sont pas dirigés

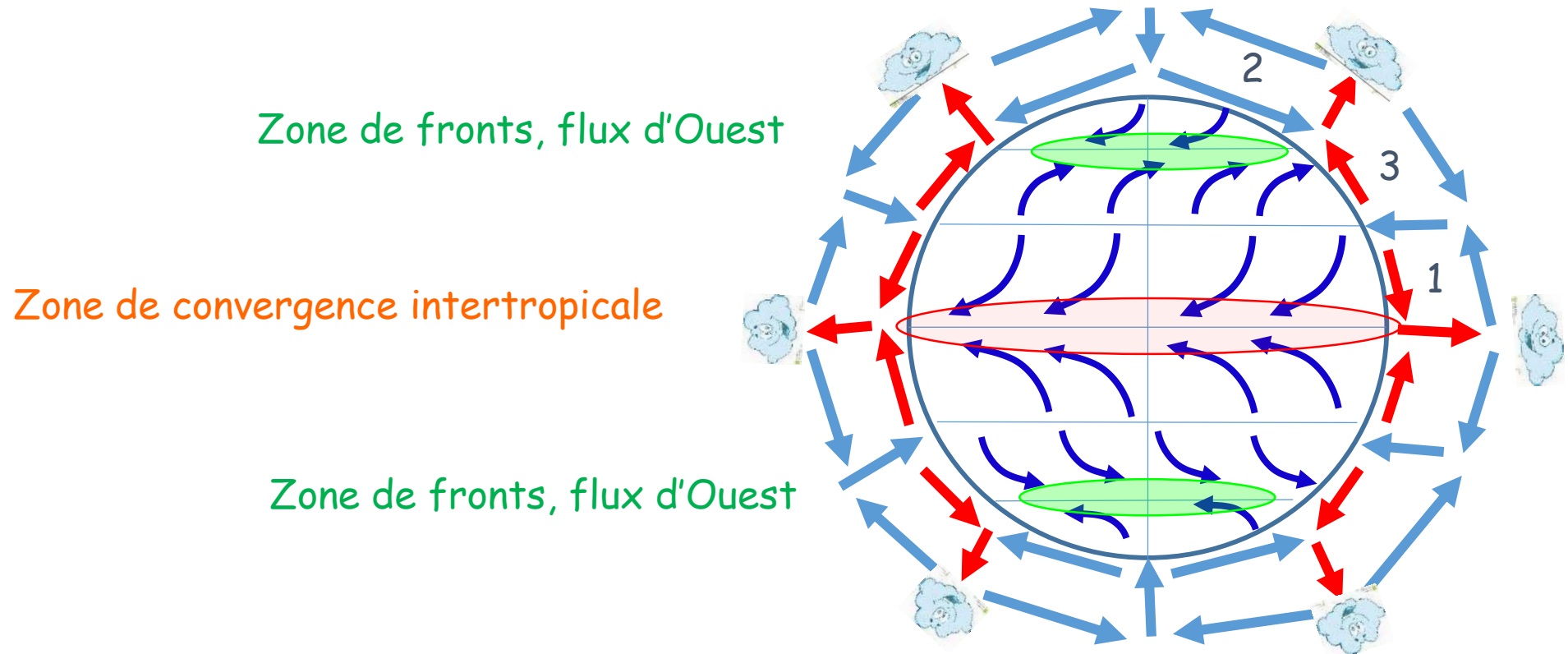
→ **Coriolis**

Nord



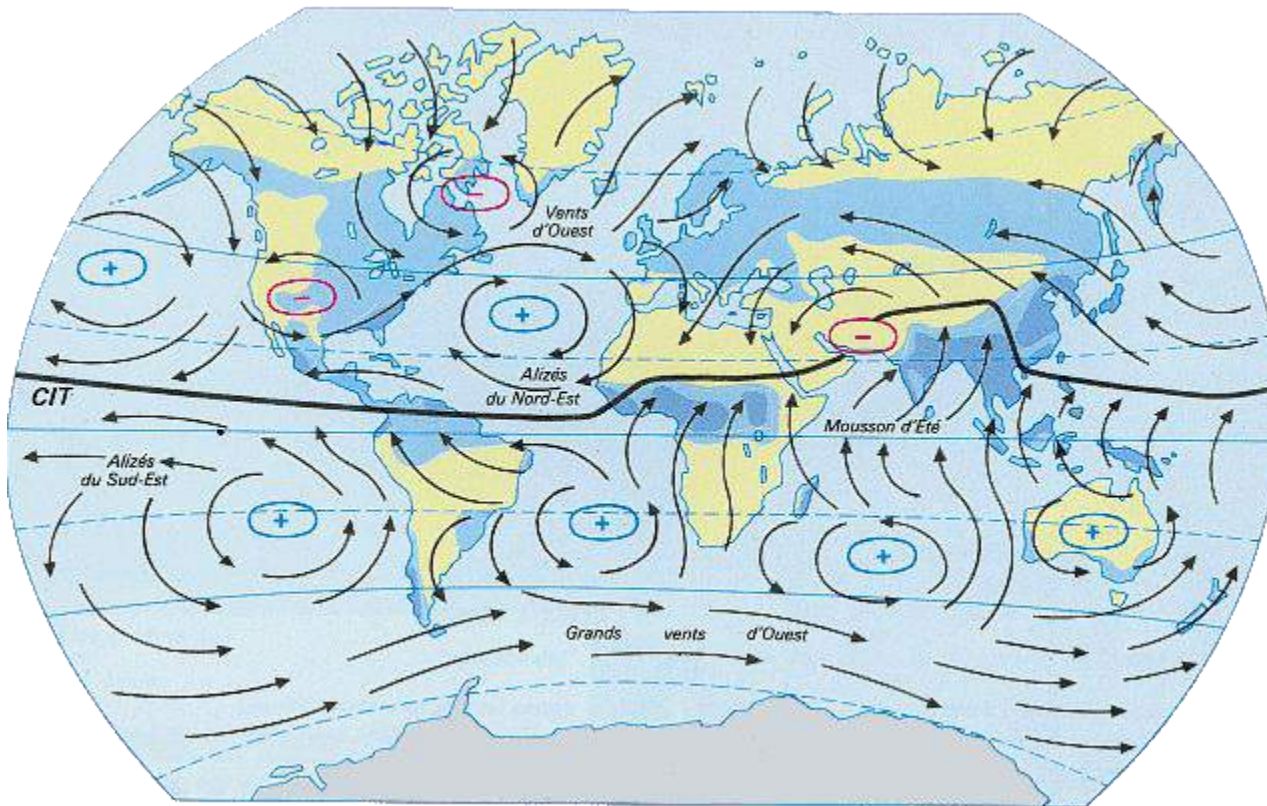
Sud

Rotation de la terre (Coriolis) : les trajectoires des vents sont déviés.

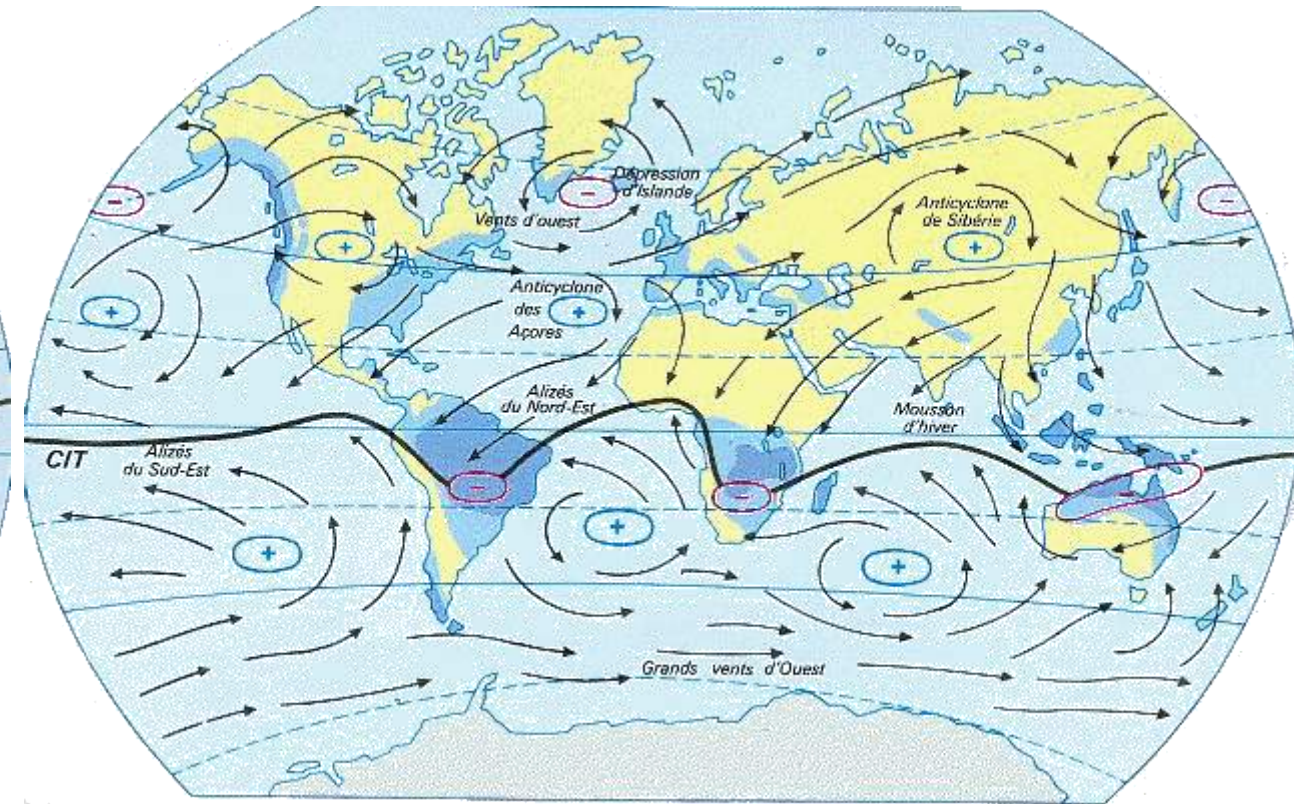


Chauffage différentiel: l'équateur « météorologique » varie suivant les saisons → Fluctuation de la zone de convergence intertropicale

Été boréal

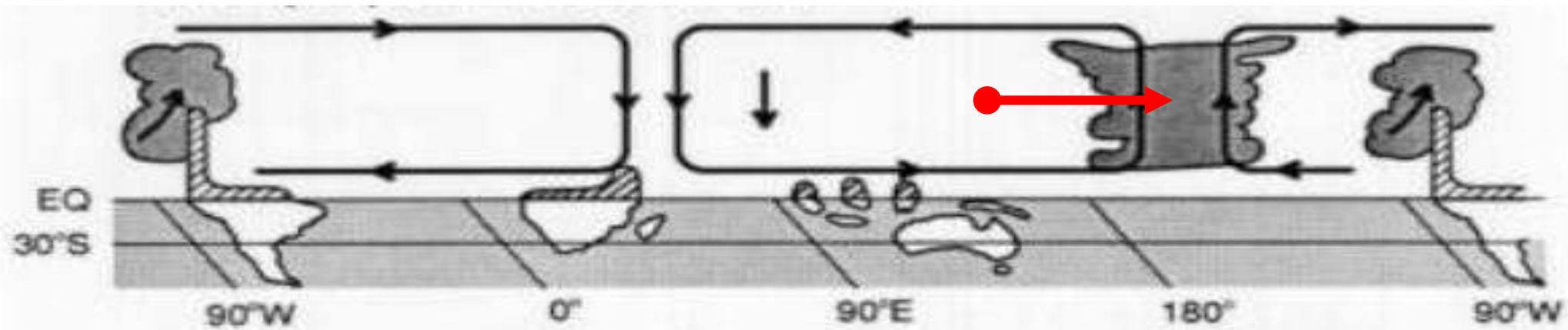
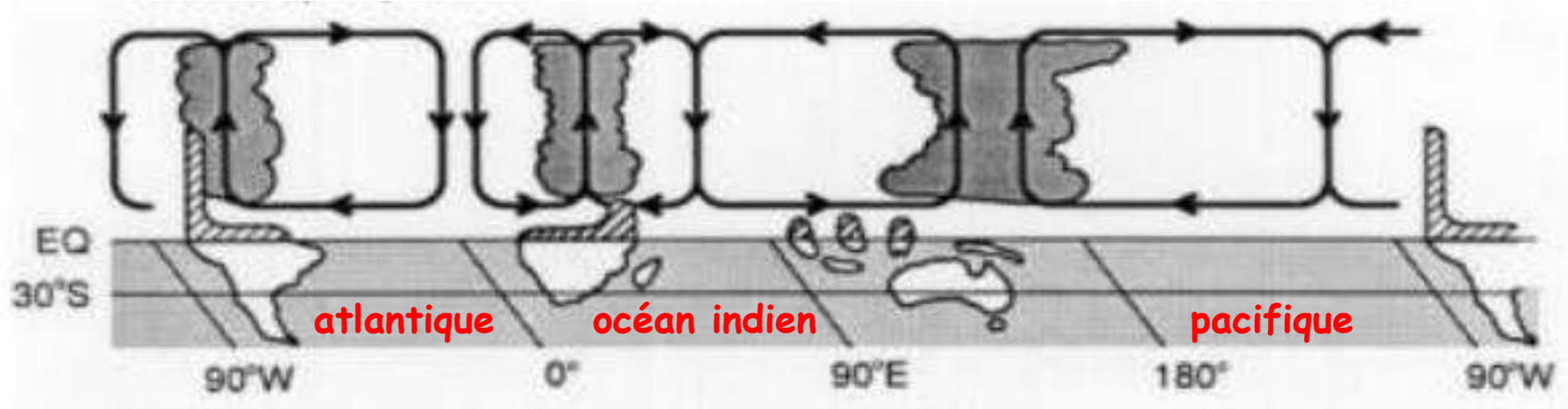


Hiver boréal



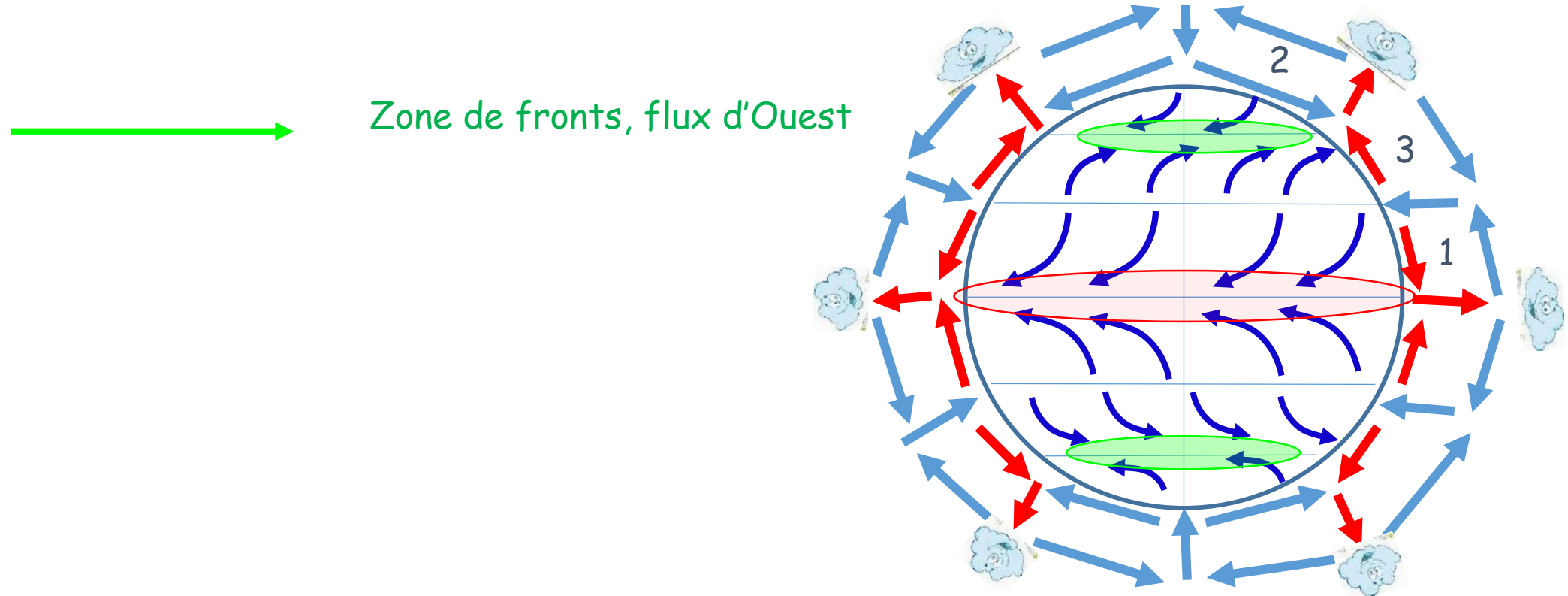
Il existe aussi des cellules de convection orientées EST-OUEST
(cellules de Walker)

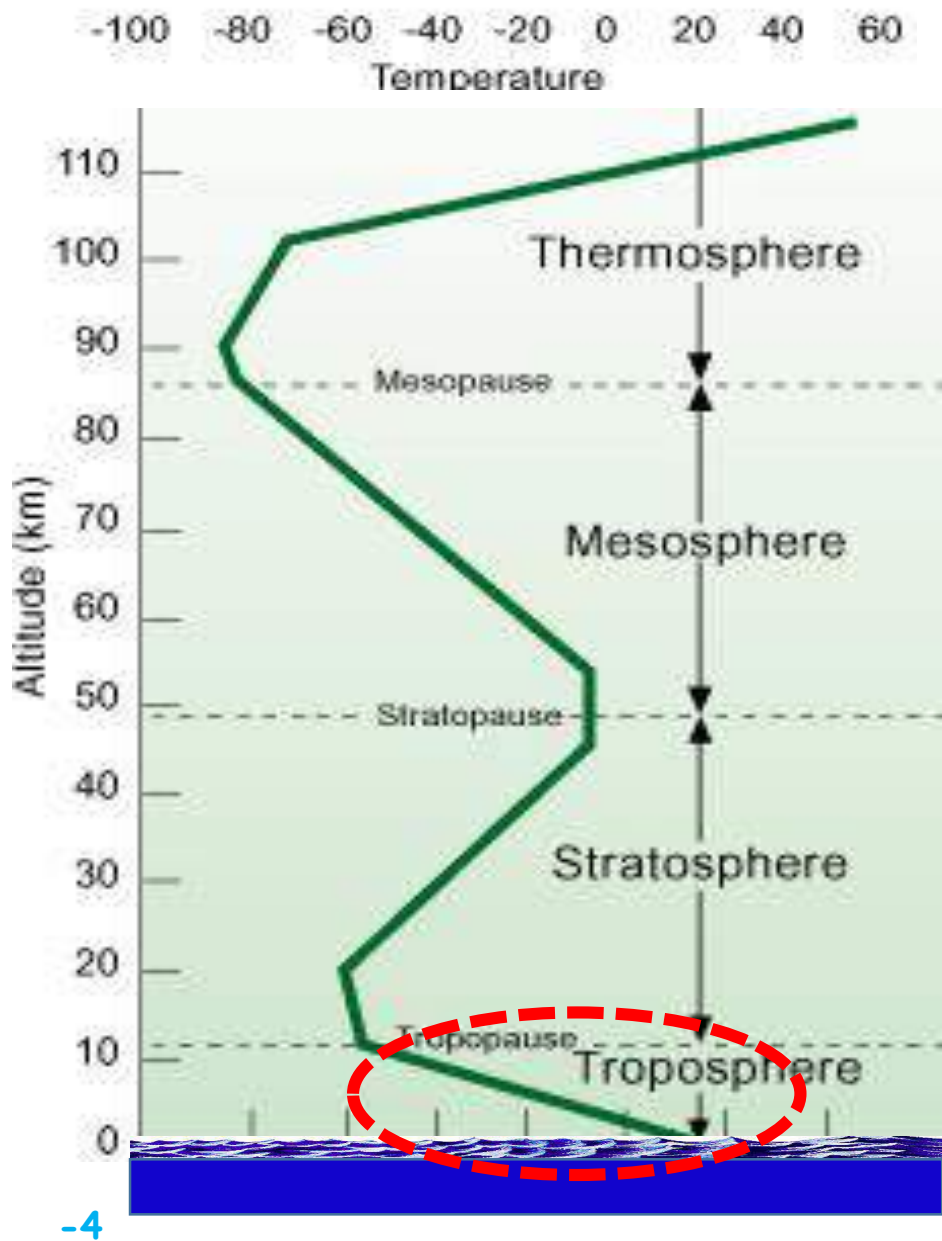
(Les masses continentales n'ont pas la même réponse thermique que les océans)



Une anomalie de l'oscillation Madden-Julian peut être précurseur d'un événement El Niño

Rotation de la terre (Coriolis) : les trajectoires des vents sont déviés.



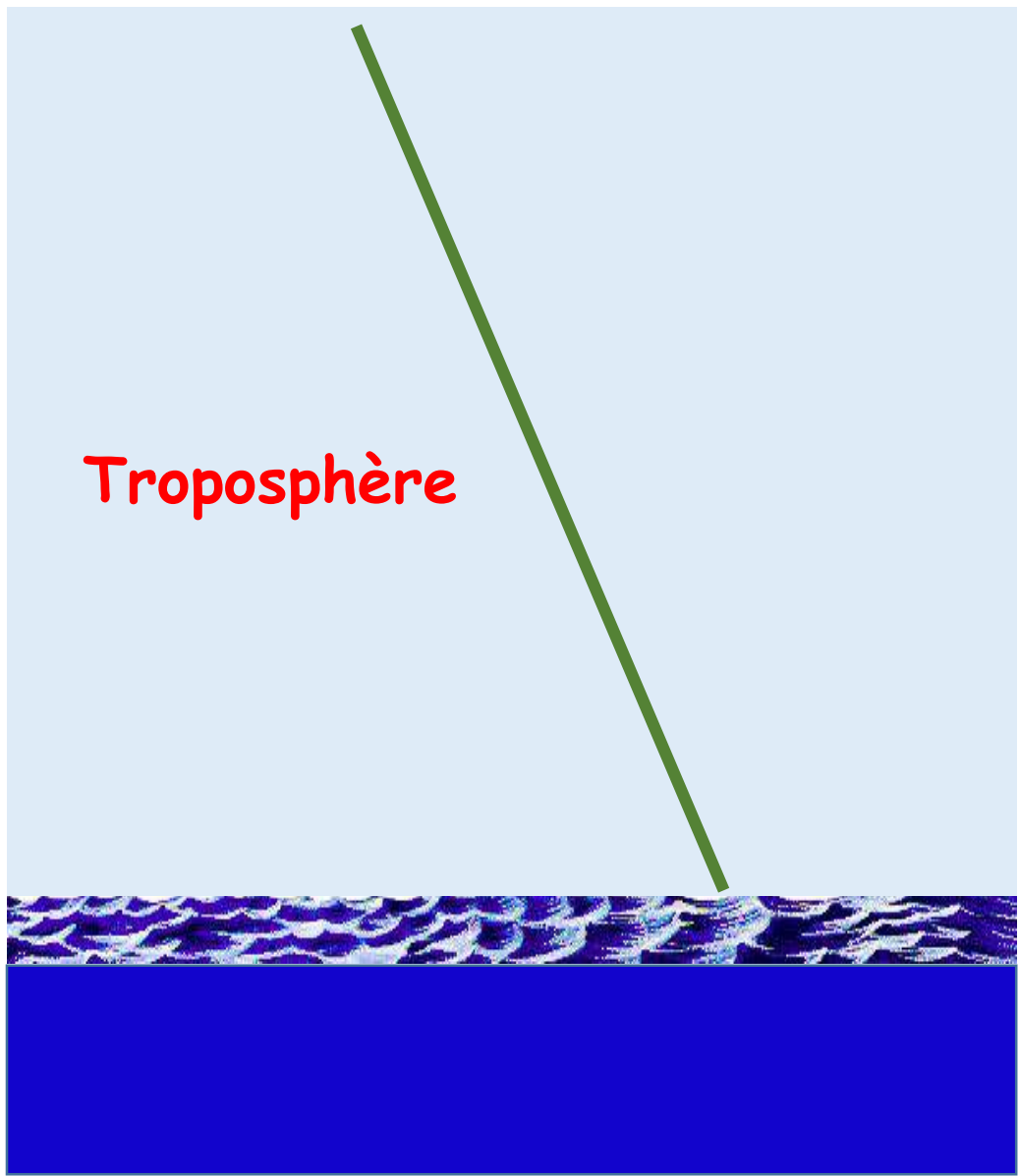


Atmosphère : 100 km

Troposphère
= 1/10
Atmosphère

12
km

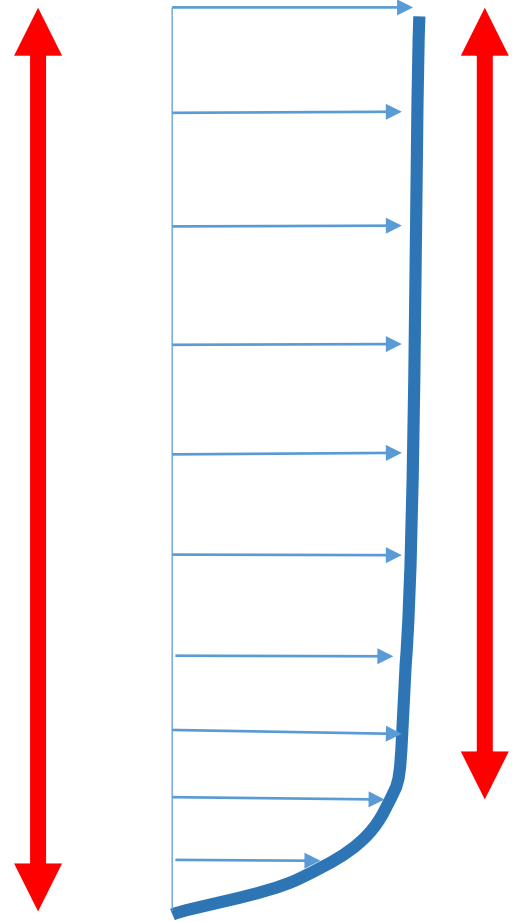
-100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60
Temperature



Troposphère

0

Profil du vent

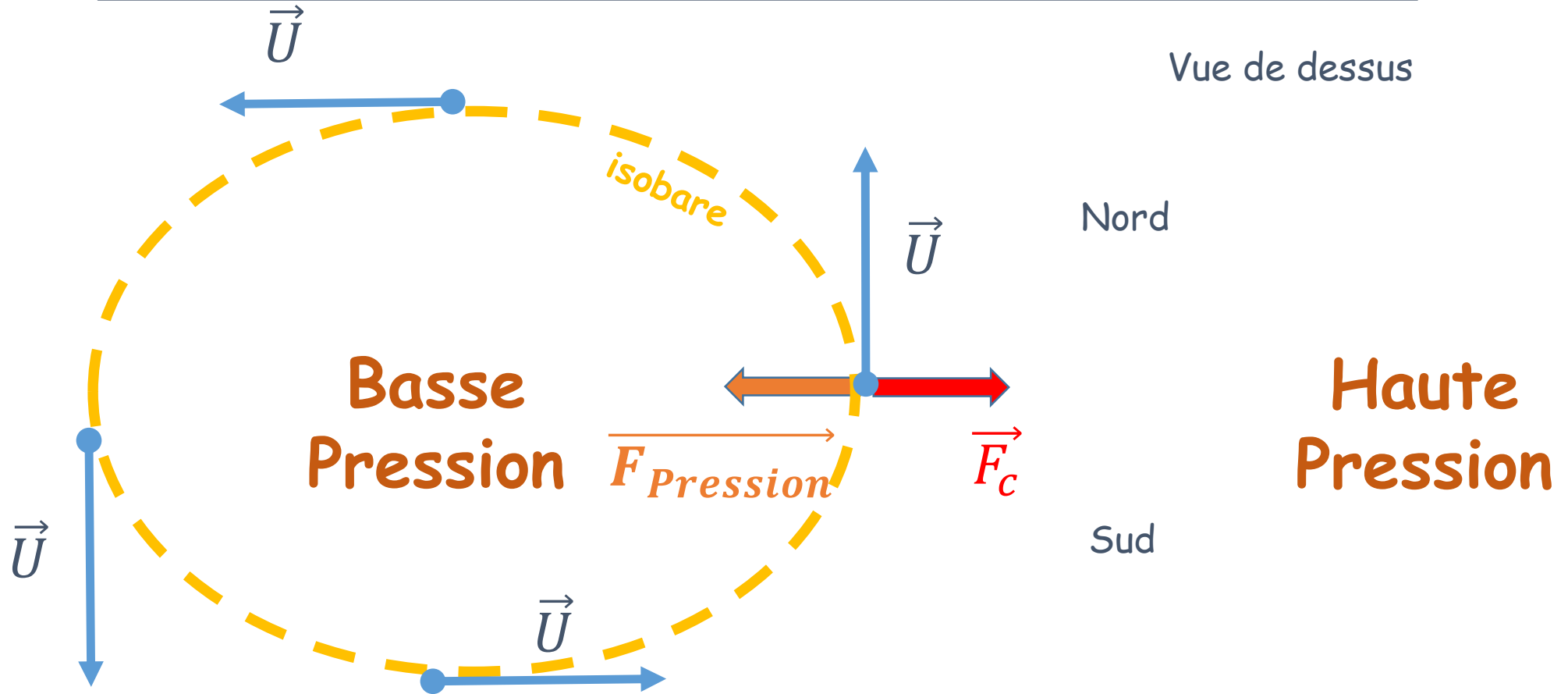


90% de la troposphère
est en
**équilibre
géostrophique**

Troposphère
= 1/10
Atmosphère

Écoulement géostrophique: c'est quoi ? :

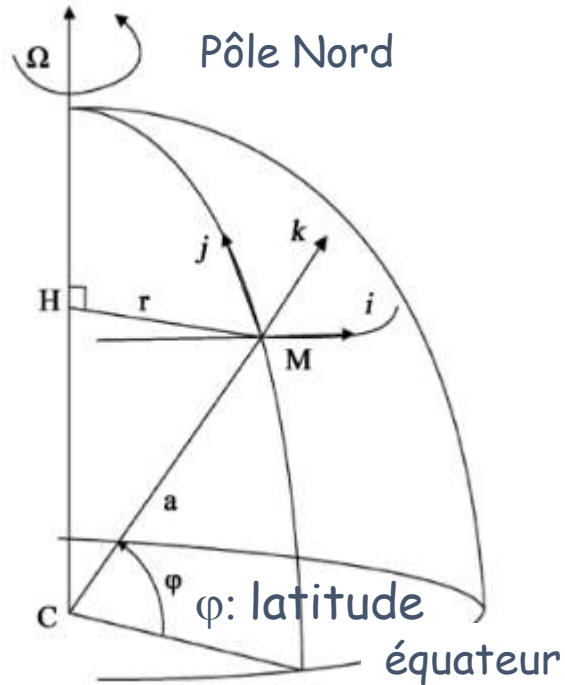
Force de Coriolis = Force gradient de pression



→ Le vent suit les isobares

Equilibre géostrophique en équation:

Repère « météorologique »



\vec{i} : horizontal dirigé vers l'Est

\vec{j} : horizontal dirigé vers le Nord

\vec{k} : vertical dirigé vers le haut

$\vec{U} = \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix}$: vecteur vent

Equilibre géostrophique en équation:

On revient à la 2^{ème} loi de Newton: $\frac{d(m \vec{u})}{dt} = \sum_i \vec{F}_i \rightarrow m \vec{\gamma} = \sum_i \vec{F}_i$

Par unité de Volume: $\frac{m}{V} \vec{\gamma} = \rho_{air} \vec{\gamma} = \sum_i \frac{\vec{F}_i}{V}$

A l'équilibre: $\rho_{air} \vec{\gamma} = 0 = \frac{\overrightarrow{F_{pression}}}{V} + \frac{\overrightarrow{F_{Coriolis}}}{V} + \frac{\overrightarrow{F_{gravité}}}{V}$

Unité ($\rho_{air} \vec{\gamma}$): $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$

Pression: $\frac{\overrightarrow{F_{pression}}}{V} = -\overrightarrow{grad}(P) = -\vec{\nabla}(P)$

Unité ($\overrightarrow{grad}(P)$): $\text{Pa m}^{-1} = \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$

Coriolis: $\frac{\overrightarrow{F_{Coriolis}}}{V} = \frac{-2 m \vec{\Omega} \wedge \vec{U}}{V} = -2 \rho_{air} \vec{\Omega} \wedge \vec{U}$

Unité ($-2\rho_{air}\vec{\Omega} \wedge \vec{U}$): $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$

$\vec{\Omega}$: vitesse angulaire de rotation de la terre

Gravité: $\frac{\overrightarrow{F_{gravité}}}{V} = \frac{m \vec{g}}{V} = \rho_{air} \vec{g}$

Unité ($\vec{\gamma}(P)$): $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$

Finalemment:
$$-\vec{\nabla}(P) - 2 \rho_{air} \vec{\Omega} \wedge \vec{U} + \rho_{air} \vec{g} = \vec{0}$$

Projection sur le plan horizontal:

$$\vec{k} \wedge (-\vec{\nabla}(P) - 2 \rho_{air} \vec{\Omega} \wedge \vec{U} + \cancel{\rho_{air} \vec{g}}) = \vec{0}$$

$$\vec{\Omega} \wedge \overrightarrow{U_{g\acute{e}ostrophique}} = \frac{1}{2 \rho_{air}} \vec{k} \wedge \vec{\nabla}(P)$$

Par construction géométrique:

$$\overrightarrow{U_{g\acute{e}ostrophique}} = \frac{1}{2 \rho_{air} f} \vec{k} \wedge \vec{\nabla}(P)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \overrightarrow{U_{g\acute{e}ostrophique}} \perp \vec{\nabla}(P) \\ \overrightarrow{U_{g\acute{e}ostrophique}} // \overrightarrow{isobares} \end{array} \right.$$

$$f = \sin(\varphi) \frac{2\pi}{24 * 3600} = \begin{array}{l} \text{Param\^etre de Coriolis} \\ \text{Vitesse de pivotement instantanée au point consid er e} \end{array}$$

φ est la latitude

Dans le repère:

$$\vec{i} = \overrightarrow{ox} \text{ (Est)}$$
$$\vec{j} = \overrightarrow{oy} \text{ (Nord)}$$

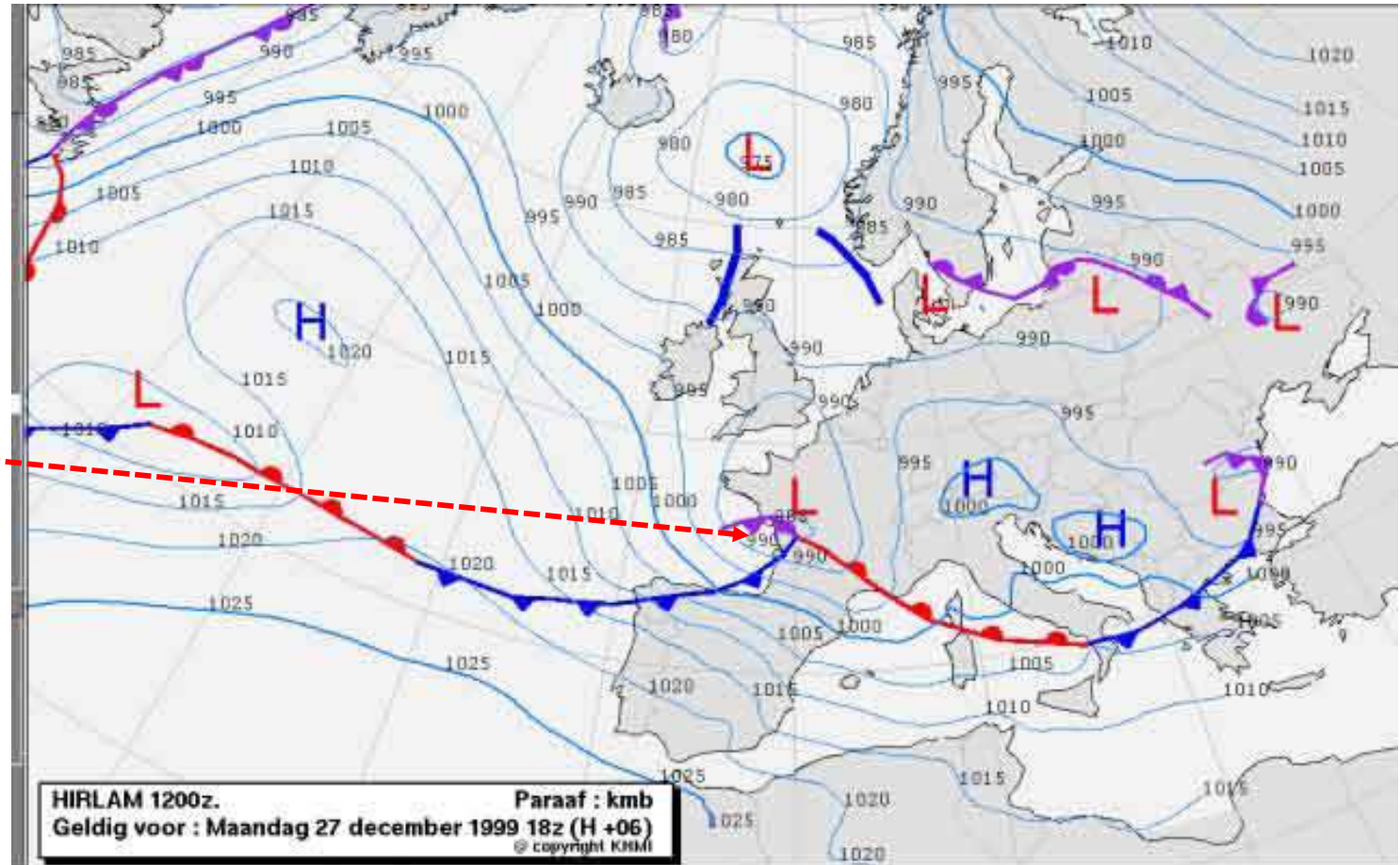
$$u_{\text{geostrophique}} = - \frac{1}{\rho f} \frac{\partial P}{\partial y}$$
$$v_{\text{geostrophique}} = + \frac{1}{\rho f} \frac{\partial P}{\partial x}$$

Les écarts entre les isobares donnent directement la vitesse du vent

Tempête de
Décembre 1999

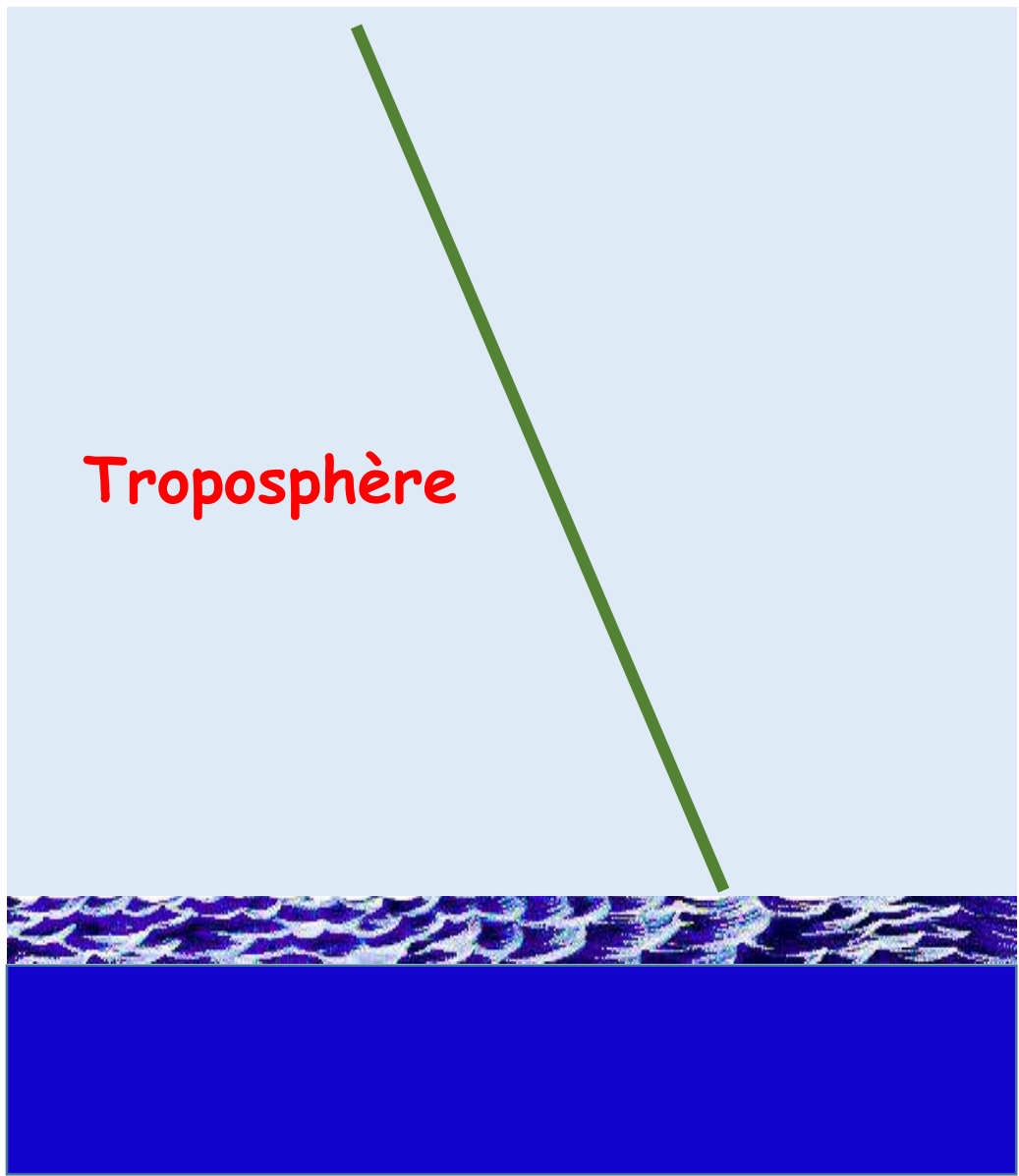
$$\|\vec{V}(P)\| = \frac{5 \text{ hPa}}{200 \text{ km}}$$

$$\Rightarrow \overrightarrow{U}_{\text{géostrophique}} = 100 \text{ km/h}$$

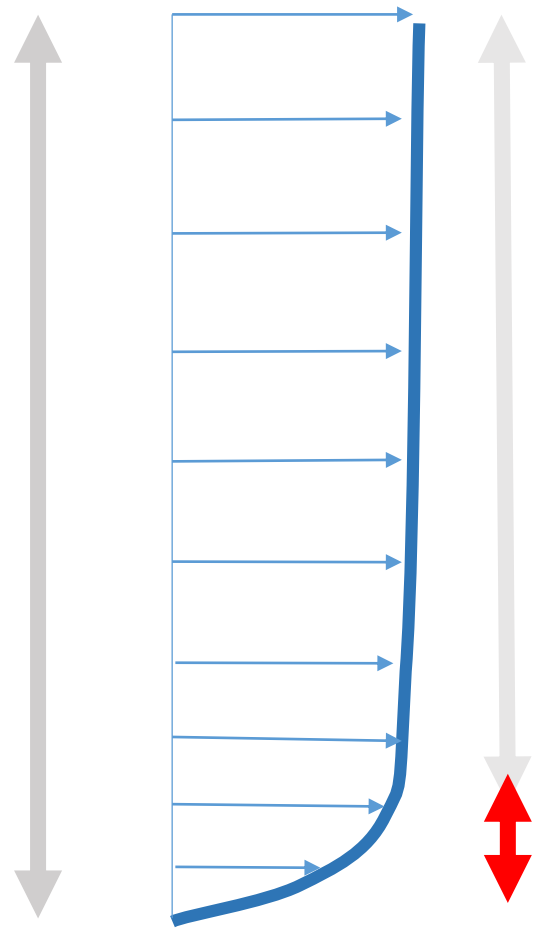


12
km

-100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60
Temperature



Profil du vent

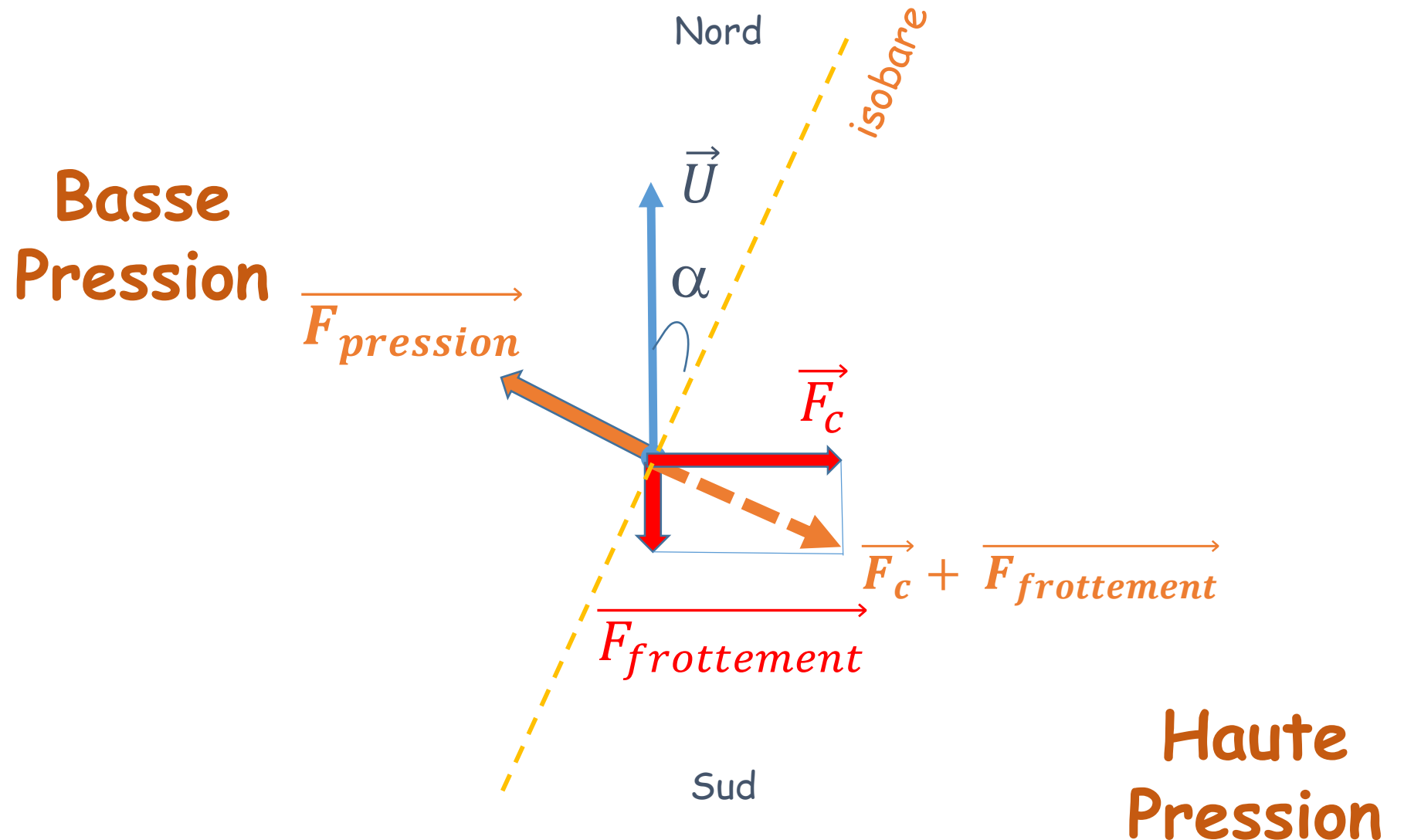


90% de la troposphère
est en
équilibre
géostrophique

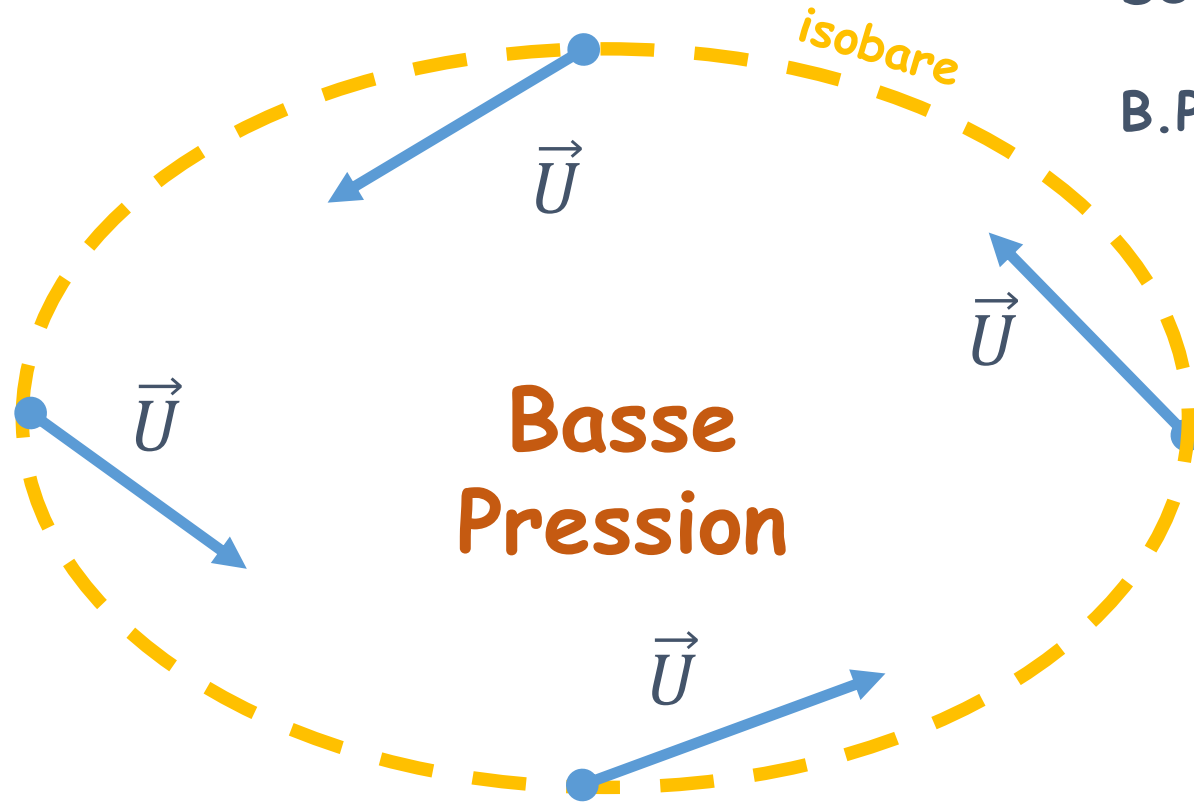
9% de la troposphère
est en
spirale d'Ekman

Troposphère
= 1/10
Atmosphère

Ekman: Coriolis + Frottement = Gradient de Pression

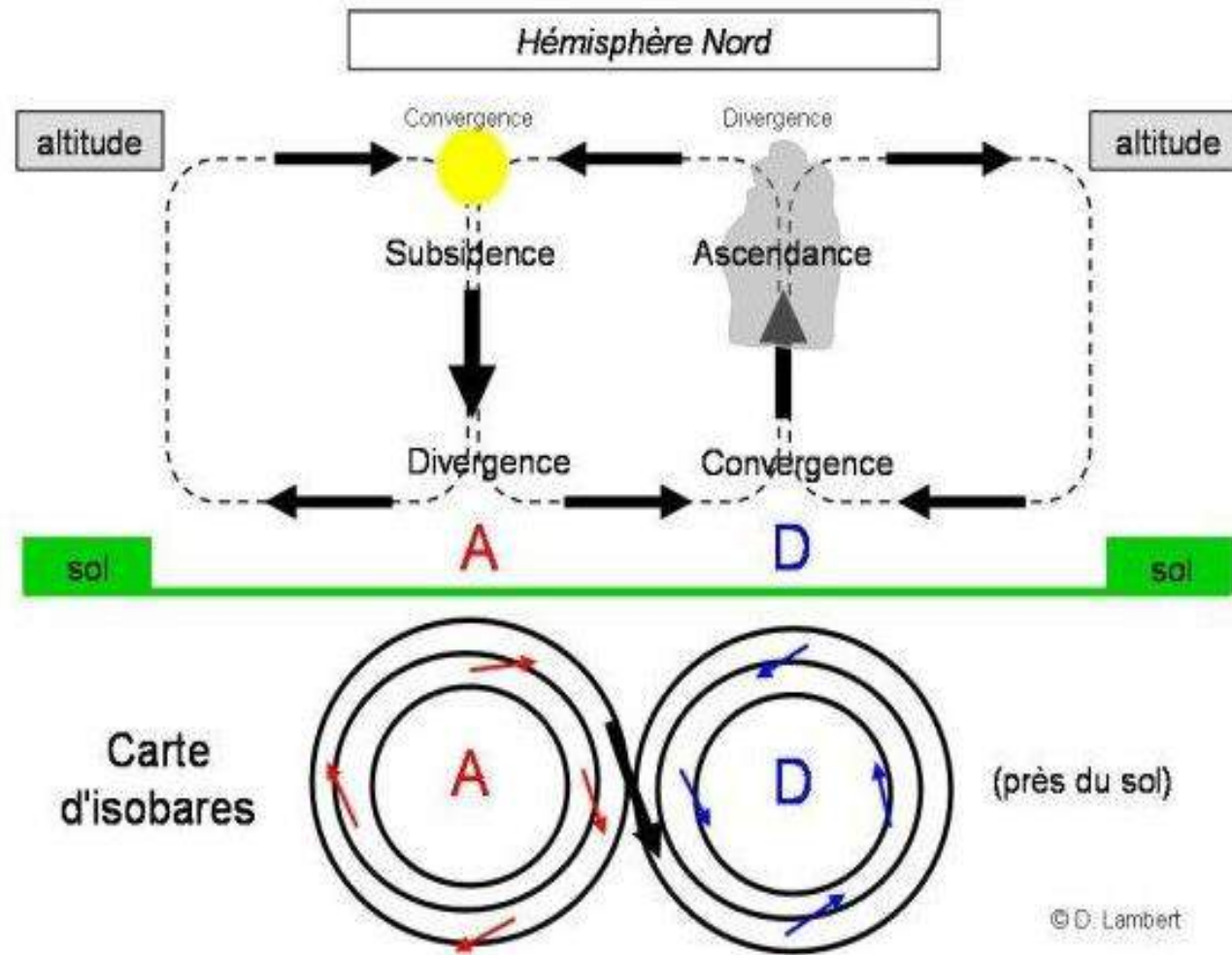


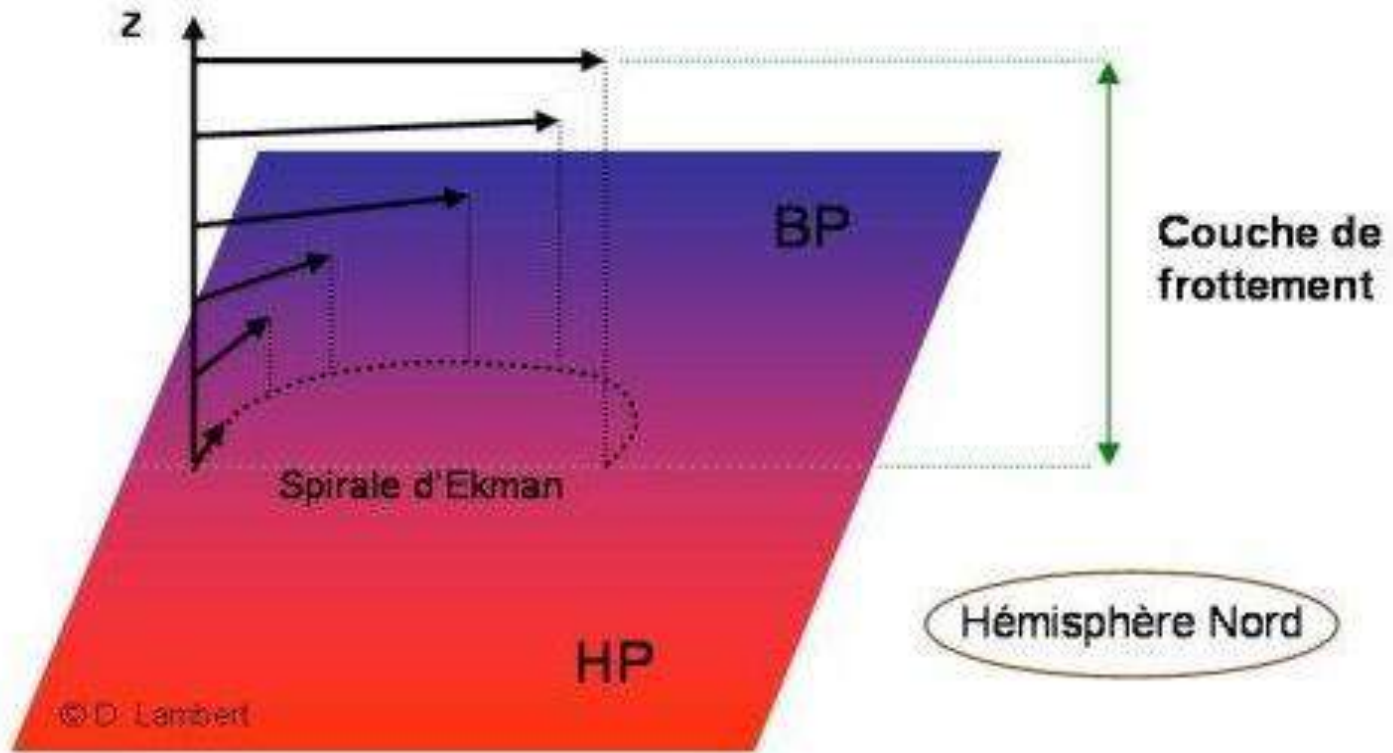
Ekman: Coriolis + Friction = Pressure Gradient



Déviatoin de la direction du vent

B.P. = Zone de convergence des vents

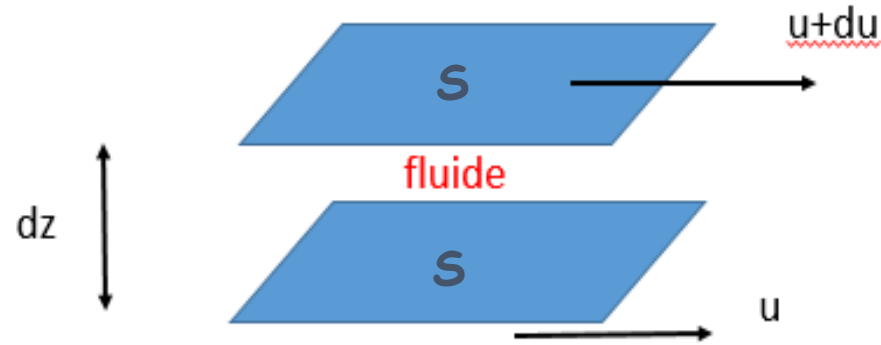




Spirale D'Ekman dans l'air

Spirale d'Ekman en équations:

Écoulement fluide d'épaisseur dz de vitesse u



A cause du frottement: Force à appliquer pour que le haut de la couche d'air aille à une vitesse $u+du$

$$\vec{F} = \mu_{air} S \frac{d\vec{u}}{dz} = \rho_{air} \nu_{air} S \frac{d\vec{u}}{dz}$$

μ_{air} : viscosité dynamique

ν_{air} : viscosité cinématique

$$\frac{\vec{F}}{V} = \rho_{air} \nu_{air} \frac{S}{S dz} \frac{d\vec{u}}{dz} = \rho_{air} \nu_{air} \frac{d^2\vec{u}}{dz^2}$$

Dimension $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$

En réalité, la turbulence à l'intérieur de la couche va freiner l'écoulement (c.f. tenseurs de Reynolds)

$$\frac{\vec{F}}{V} = \rho_{air} \nu_T \frac{d^2\vec{u}}{dz^2}$$

ν_T : coefficient de viscosité turbulente

L'équation devient:

$$\vec{k} \wedge (-\vec{\nabla}(P) - 2 \rho_{air} \vec{\Omega} \wedge \vec{U} - \rho_{air} v_T \frac{d^2 \vec{U}}{dz^2}) = \vec{0}$$

Dans le repère:

$$\begin{aligned} \vec{i} &= \vec{ox} \text{ (Est)} \\ \vec{j} &= \vec{oy} \text{ (Nord)} \end{aligned}$$

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial x} &= \rho f v + \rho v_T \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial P}{\partial y} &= -\rho f u + \rho v_T \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \right.$$

On sait que: $\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial x} &= \rho f V_g \\ \frac{\partial P}{\partial y} &= -\rho f U_g \end{aligned} \right.$

$$\left\{ \begin{aligned} \rho f (v - V_g) + \rho v_T \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} &= 0 \\ \rho f (u - U_g) + \rho v_T \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} &= 0 \end{aligned} \right.$$

Équation différentielle du 2^{ème} ordre: il faut 2 conditions aux limites

$$z = 0 \Rightarrow u = v = 0$$

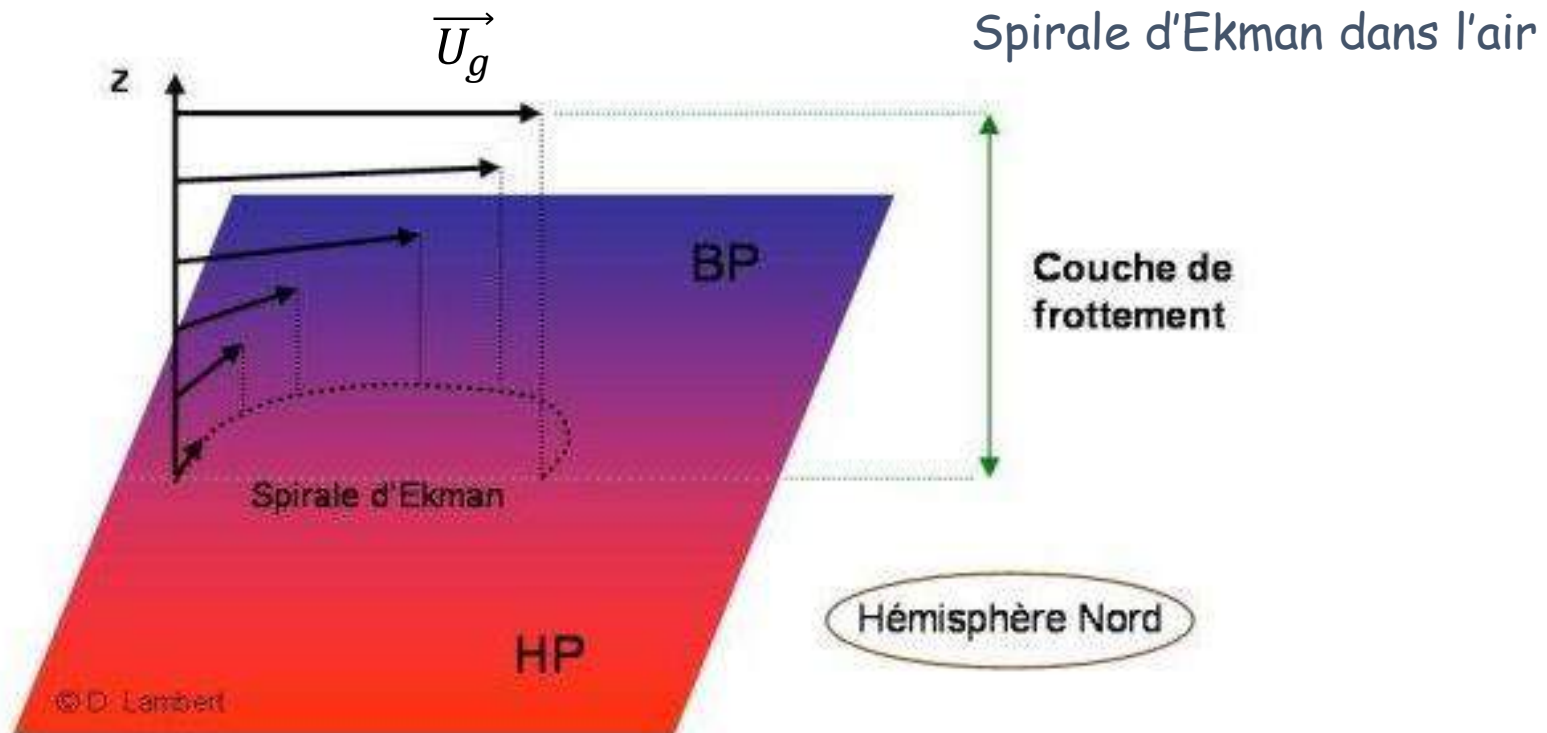
$$z = \infty \Rightarrow u = U_g, v = V_g$$

$$\left\{ \begin{array}{ll} \rho f (v - V_g) + \rho v_T \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 & z = 0 \Rightarrow u = v = 0 \quad (\vec{U} = \vec{0}) \\ \rho f (u - U_g) + \rho v_T \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0 & z = \infty \Rightarrow u = U_g, v = V_g \quad (\vec{U} = \vec{U}_g) \end{array} \right.$$

On fait un changement de repère: $\left\{ \begin{array}{l} \vec{o}\vec{x}: \text{dirigé comme } \vec{U}_g \\ \vec{o}\vec{y}: \text{dirigé à droite de } \vec{o}\vec{x} \\ \vec{o}\vec{z}: \text{dirigé verticalement vers le haut} \end{array} \right.$

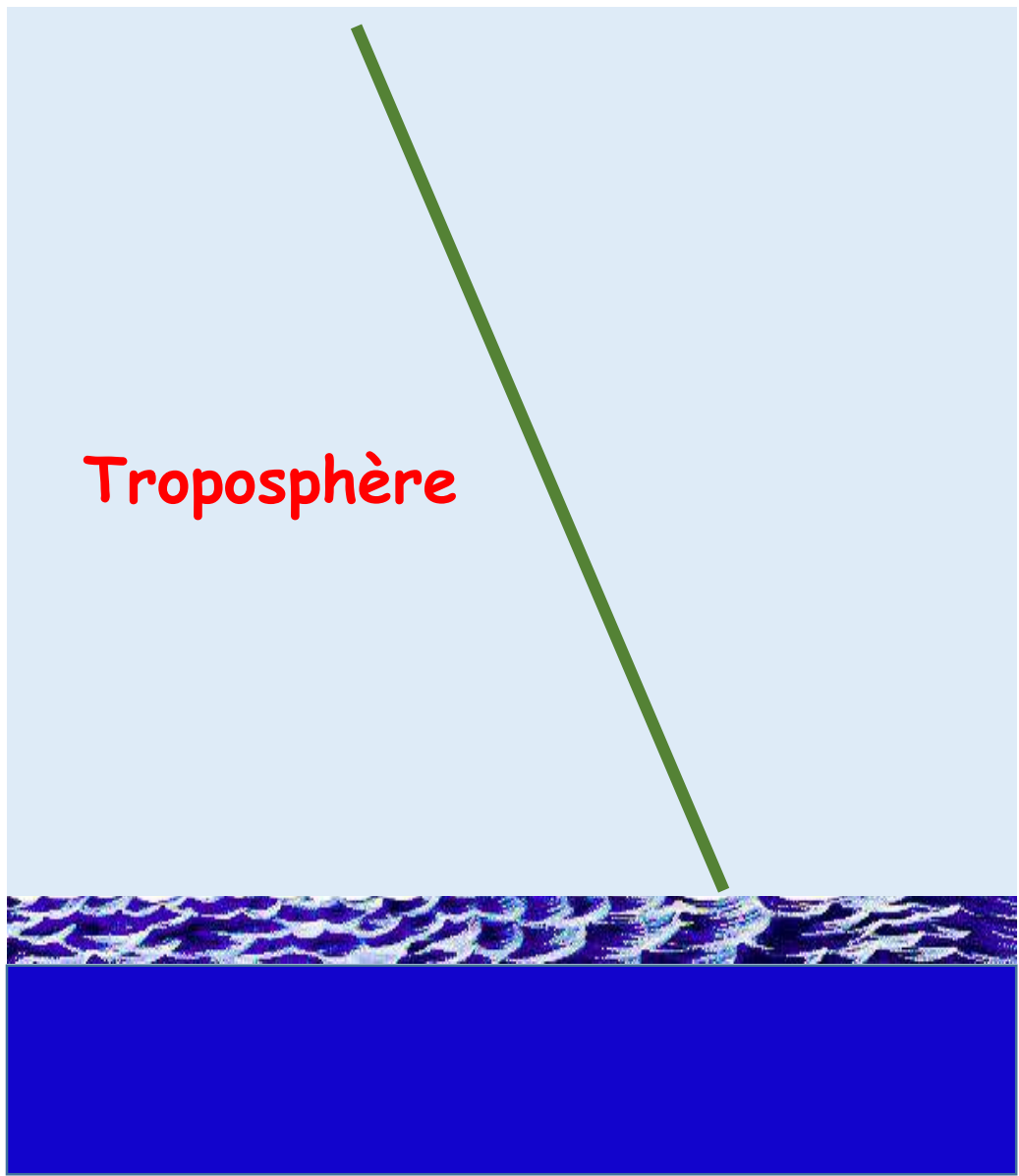
Dans ce repère: $\left\{ \begin{array}{l} u(z) = \|\vec{U}_g\| \left(1 - e^{-\frac{z}{L_E}} \cos(z/L_E) \right) \\ v(z) = \|\vec{U}_g\| \left(e^{-\frac{z}{L_E}} \sin(z/L_E) \right) \end{array} \right.$

$$L_E = \sqrt{\frac{2 v_T}{f}} \quad \text{Longueur d'Ekman}$$

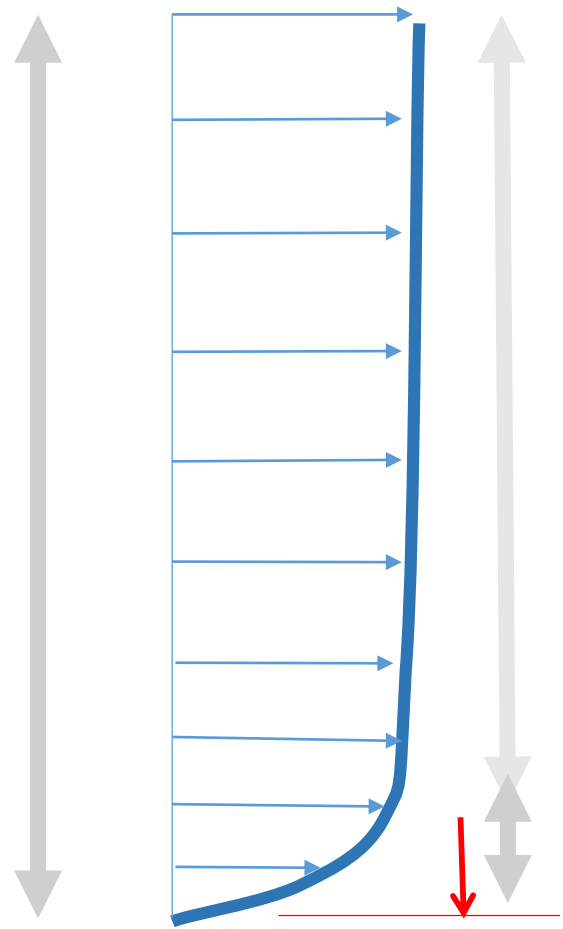


12
km

-100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60
Temperature



Profil du vent



90% de la troposphère est en
équilibre
géostrophique

9% de la troposphère est en
spirale d'Ekman

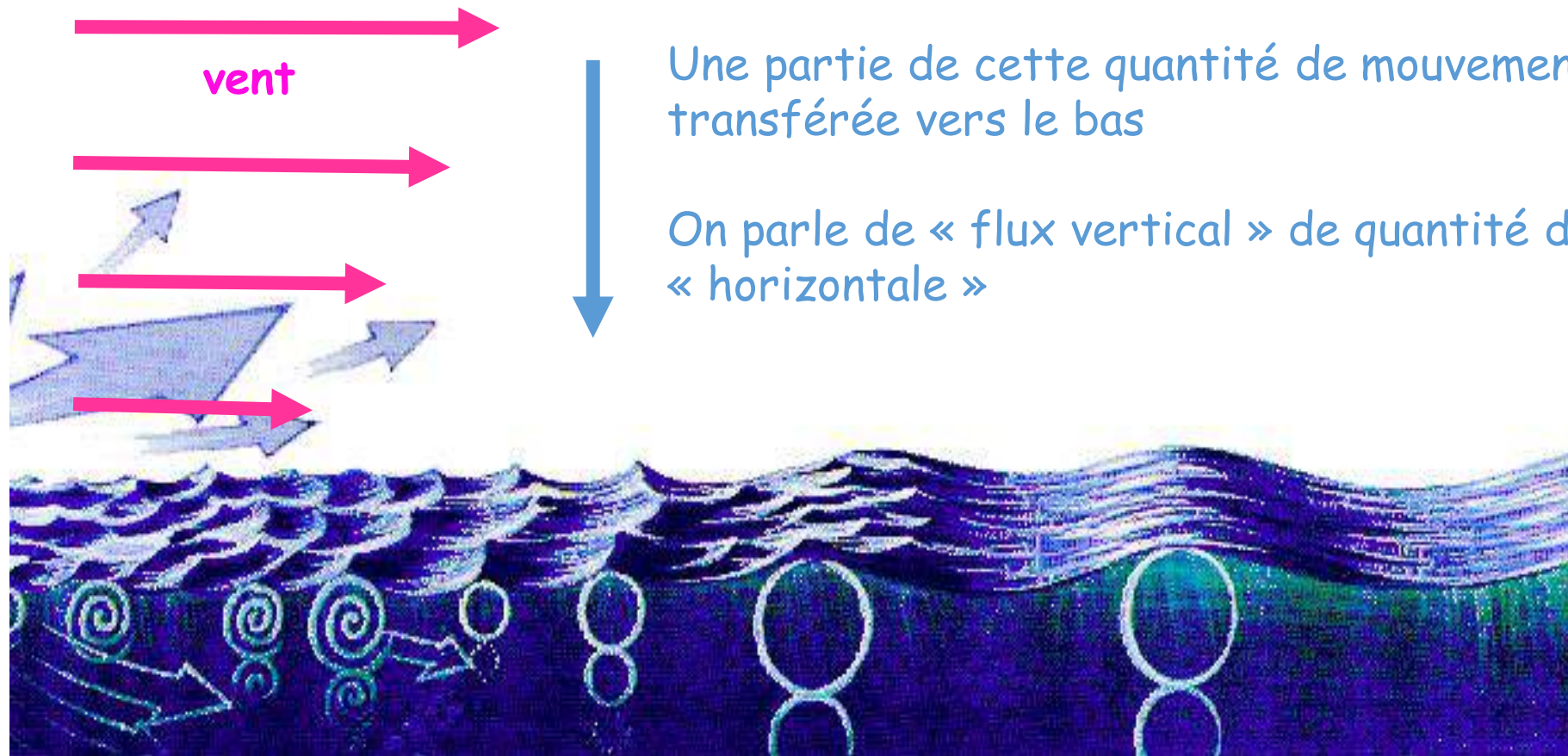
1% restant est en
**couche à flux
constant**

Troposphère =
1/10 Atmosphère

C'est quoi une couche à flux constant ?

Cela fait appel à la notion de transfert de quantité de mouvement:

Le vent qui souffle sur la mer induit un transport très important de quantité de mouvement: $\vec{q} = m \vec{U}$



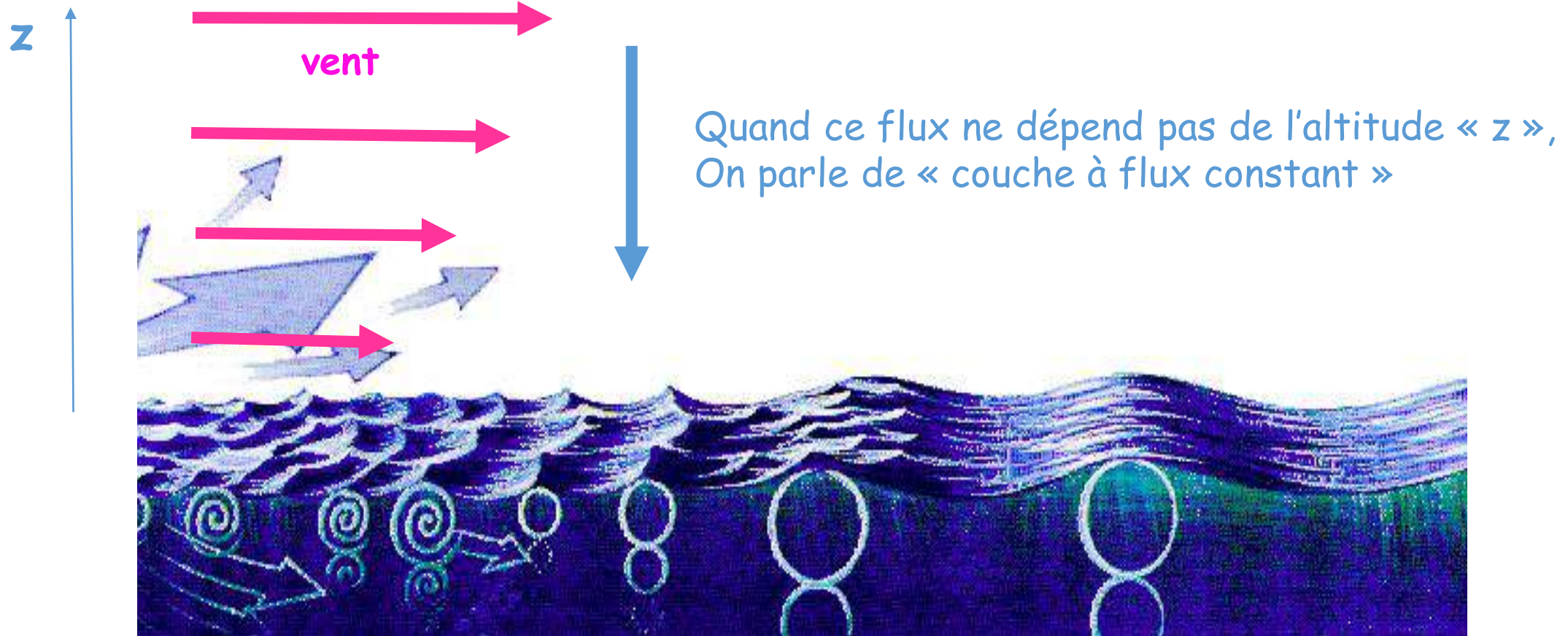
Une partie de cette quantité de mouvement est transférée vers le bas

On parle de « flux vertical » de quantité de mouvement « horizontale »

C'est quoi une couche à flux constant ?

Cela fait appel à la notion de transfert de quantité de mouvement:

Le vent qui souffle sur la mer induit un transport très important de quantité de mouvement: $\vec{q} = m \vec{U}$



Expression de ce flux vertical de quantité de mouvement: on se place dans un repère

\vec{ox} : dirigé comme \vec{U}
 \vec{oy} : à gauche \perp à \vec{U}
 \vec{oz} : vertical vers le haut

Quantité de mouvement: $q = m u$ Par unité de volume: $q/V = \rho_{air} u$

Pendant le temps dt , cette quantité se déplace verticalement de la distance : $w * dt$

Le transport est la valeur fois la distance : $\rho_{air} u w dt$

Dans le cadre d'un transport, le flux est la valeur par unité de de temps: $\rho_{air} u w$

Le flux vertical de quantité de mouvement horizontal est statistiquement :

$$\tau = \rho_{air} \overline{u w}$$

↑
Tenseur de Reynolds

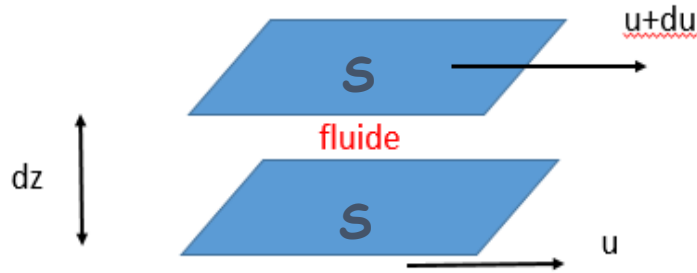
Unité: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2} = \text{Pa}$ c'est l'équivalent d'une contrainte
(on dit aussi une tension, ou une traînée)

Cette valeur est négative: le flux est dirigé vers le bas

Il y a aussi un transport de quantité de mouvement vers le bas par cisaillement visqueux

On peut reprendre le raisonnement sur les forces visqueuses ...

et on peut montrer que le flux vertical de quantité de mouvement est dans ce cas:



$$\vec{F} = \mu_{air} S \frac{d\vec{u}}{dz} = \rho_{air} \nu_{air} S \frac{d\vec{u}}{dz}$$

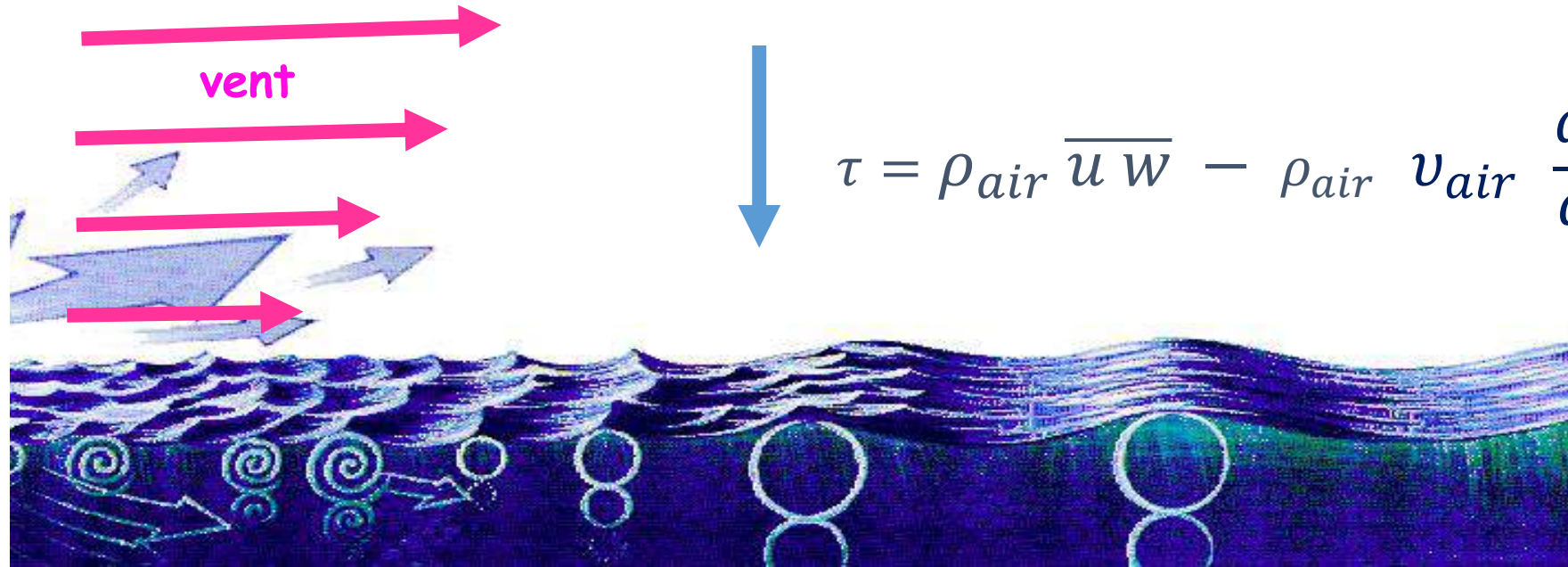
$$\vec{\tau} \approx \frac{\vec{F}}{S_{air}} = \rho_{air} \nu_{air} \frac{d\vec{u}}{dz}$$

Unité: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2} = \text{Pa}$

$$\tau_{visqueux} = -\rho_{air} \nu_{air} \frac{du}{dz}$$

Finalement

z



$$\tau = \rho_{air} \overline{u w} - \rho_{air} v_{air} \frac{du}{dz}$$

En théorie de la turbulence sur paroi rugueuse : $\frac{d\tau}{dz} \approx \frac{dP}{dx}$

Ici , les échelles spatiales sont petites ($\sim 100\text{m}$) $\frac{dP}{dx} \approx 0 \Rightarrow \frac{d\tau}{dz} \approx 0 \Rightarrow \tau(z) = \text{constante}$

D'où la notion de « couche à flux constant »

La quantité du transfert vertical ne dépend pas de l'altitude

On définit la **vitesse de frottement** par :

$$\tau(z) = \text{constante} = -\rho_{\text{air}} u^*{}^2$$

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_{\text{air}}}}$$

τ est constant. En théorie de la turbulence, (Kolmogorov 1941), τ est modélisé de la façon suivante:

$$\tau(z) = cste = -\rho_{air} u^{*2} = -\rho_{air} \overline{u'w'} = -\rho_{air} v_{Turb} \frac{du}{dz}$$

avec $v_{Turb} = l^2 \frac{du}{dz}$ et

l est la longueur de mélange: $l = \kappa z$ avec κ : Constante de Karman (0.41)

Il vient: $\tau = -\rho_{air} u^{*2} = -\rho_{air} \kappa^2 z^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \rightarrow \boxed{\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u^*}{\kappa} \frac{1}{z}}$ Conditions aux limites $u(z_0) = 0$

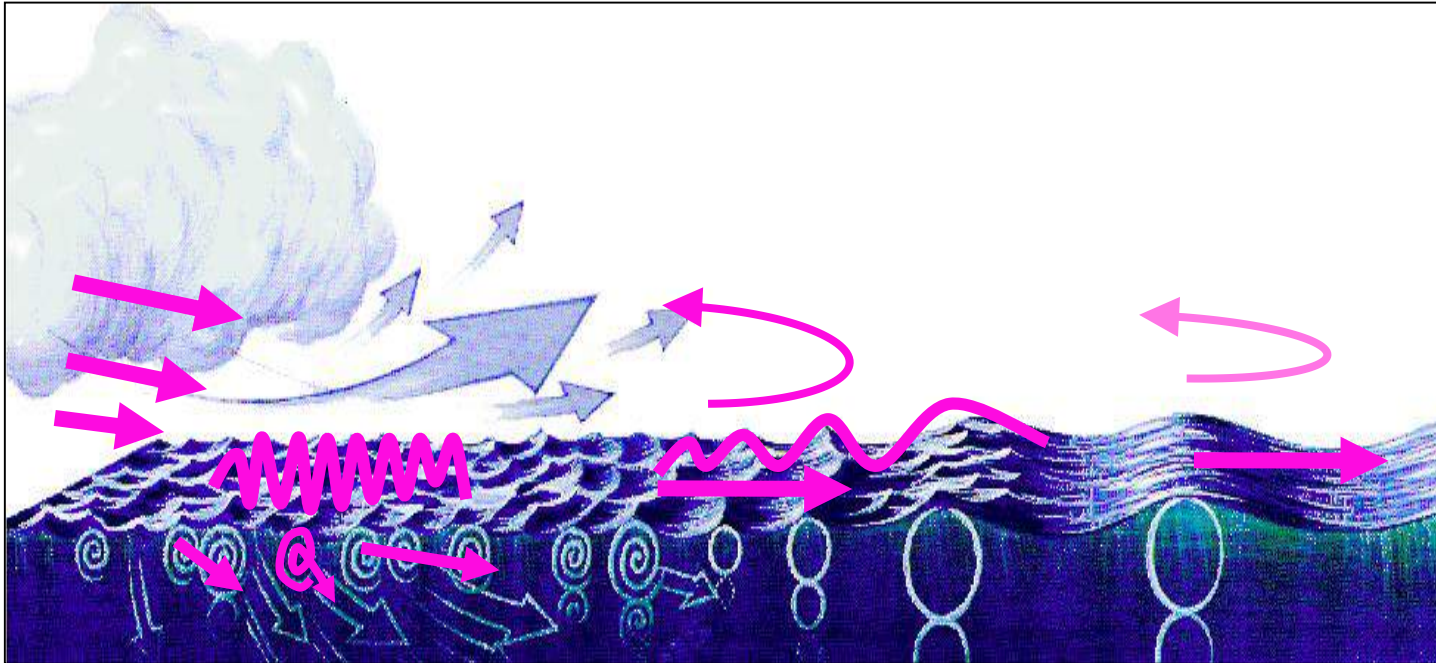
$$\rightarrow u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

Le profil du vent au dessus de la mer est logarithmique

z_0 est la hauteur de rugosité dynamique: $u(z_0)=0$

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

u^* et z_0 sont des paramètres fondamentaux du couplage air/mer



En mer: en routine, on ne sait pas mesurer u^* et z_0

On passe par des lois empiriques

On modélise le coefficient de frottement C_{d10}

$$C_{d10} = \frac{u^{*2}}{U_{z=10m}^2} = \frac{\rho_{air} u^{*2}}{\rho_{air} U_{z=10m}^2} = \frac{\text{Pression de cisaillement}}{\text{Pression dynamique}_{z=10m}}$$

Paramétrisation $C_{d10} = a + bU_{10}$

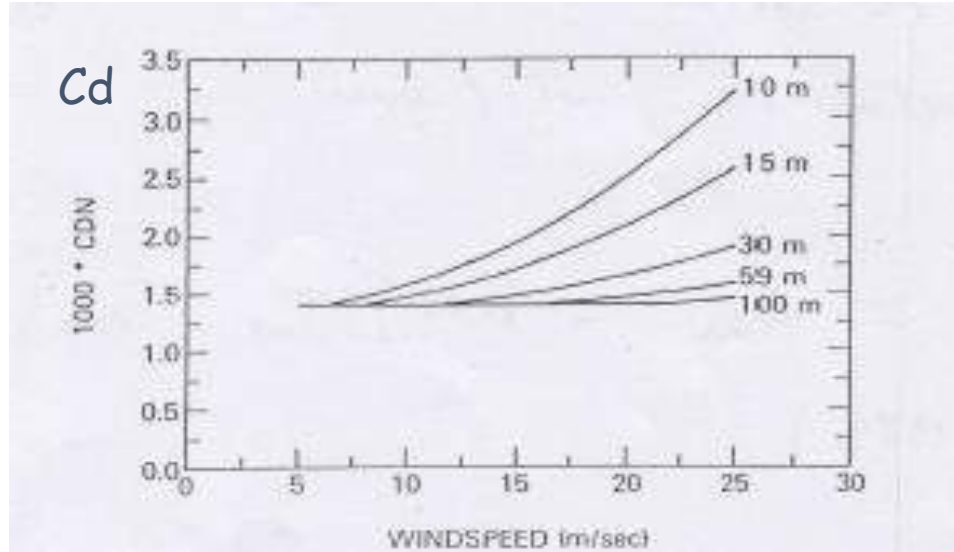


Table 1 — Surface layer measurements of C_{DW}

Source	Windspeeds (m/sec)	$10^3 C_{DW}$	Scat (%)	N	[Method]	Platform
Ooernaert et al (1987)	5 — 25	.58 + .085 U	20	116	ec	tower North Sea
Geernaert et al (1986)	5 — 21	.43 + .097 U	12	186	ec	mast North Sea
Graf, et al (1984)	7 — 17	1.09 + .094 U	—	145	wp	mast Lake Geneva
Donelan (1982)	4 — 17	.37 + .137 U	28	120	ec	tower Lake Ontario
Large & Pond (1981)	5 — 19	.46 + .069 U	28	120	ec	tower Atlantic
Large & Pond (1981)	4 — 10	1.14	16	590	diss	tower/ship open ocean
Smith (1980)	10 — 26	.44 + .063 U	16	1001	diss	tower open ocean
Smith (1980)	6 — 22	.61 + .063 U	25	120	ec	tower Atlantic
Kruegermeyer et al. (1978)	3 — 8	1.30	30	394	wp	buoy North Sea
Khalis & Businger (1977)	3 — 12	1.42	22	12	diss	ship open ocean
Smith & Banks (1975)	2.5 — 21	.63 + .066 U	30	111	ec	mast Atlantic
Hedegaard (1975)	3 — 14	.64 + .14 U	30	80	ec	mast Kattegat
Kondo (1975)	3 — 16	1.2 + .025 U	15	—	waves	tower Pacific coast
Davidson (1974)	6 — 11.5	1.44	7	114	ec	FLIP buoy open ocean
Wseringa (1974)	4.5 — 15	0.6 U	20	126	ec	tower Lake Fievo
Denman & Miyake (1973)	4 — 18	0.86 + .058 U	17	70	diss	ship open ocean
Kinigorodskii et al (1973)	3 — 11	0.9 to 1.6	>	29	ec	tower Caspian Sea
Hicks (1972)	4 — 10	0.5 U ^{0.5}	25	75	ec	tower Bass Strait
Paribon, et al. (1972)	2 — 8	1.32	25	19	wp	buoy open ocean
Sheppard, et al. (1972)	2.5 — 16	.36 + .1 U	20	235	wp	tower Lough Neagh
DeLeonibus (1971)	4.5 — 14	1.14	30	78	ec	Bermuda tower Atlantic Ocean
Pond, et al. (1971)	4 — 8	1.52	20	20	ec	FLIP buoy open ocean
Brooks & Kruegermeyer (1970)	3 — 13	1.18 + .016 U	15	152	wp	buoy North Sea
Hasse (1970)	3 — 11	1.21	20	18	ec	buoy North Sea
Mysko, et al. (1970)	4 — 9	1.09	20	8	ec	UBC site on Spanish Bank
Ruggles (1970)	4 — 9	1.13	20	8	wp	mast Buzzards Bay
Hoerber (1969)	2.5 — 10	1.6	50	276	wp	buoy open ocean
Hoerber (1969)	3.5 — 12	1.23	20	787	wp	buoy open ocean
Weiler & Burling (1967)	2 — 10.5	1.31	30	10	ec	UBC mast on Spanish Bank
Zubkovskii & Kravchenko (1967)	2.5 — 4.5	0.90	75	6	wp	buoy Black Sea
	3 — 9	0.72 + .12 U	15	43	ec	buoy Black Sea

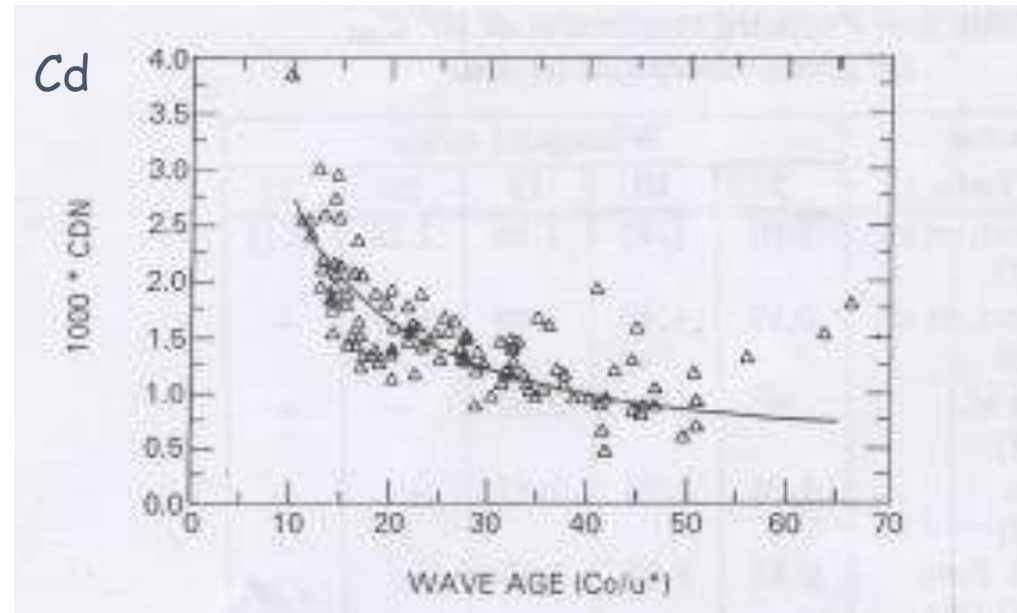
Le couplage existe bien car le C_d varie par exemple :

Avec la profondeur de l'eau ! (Young et al 2005)



Vitesse du vent à 10m

Avec l'âge des vagues (Donelan et al 1999)



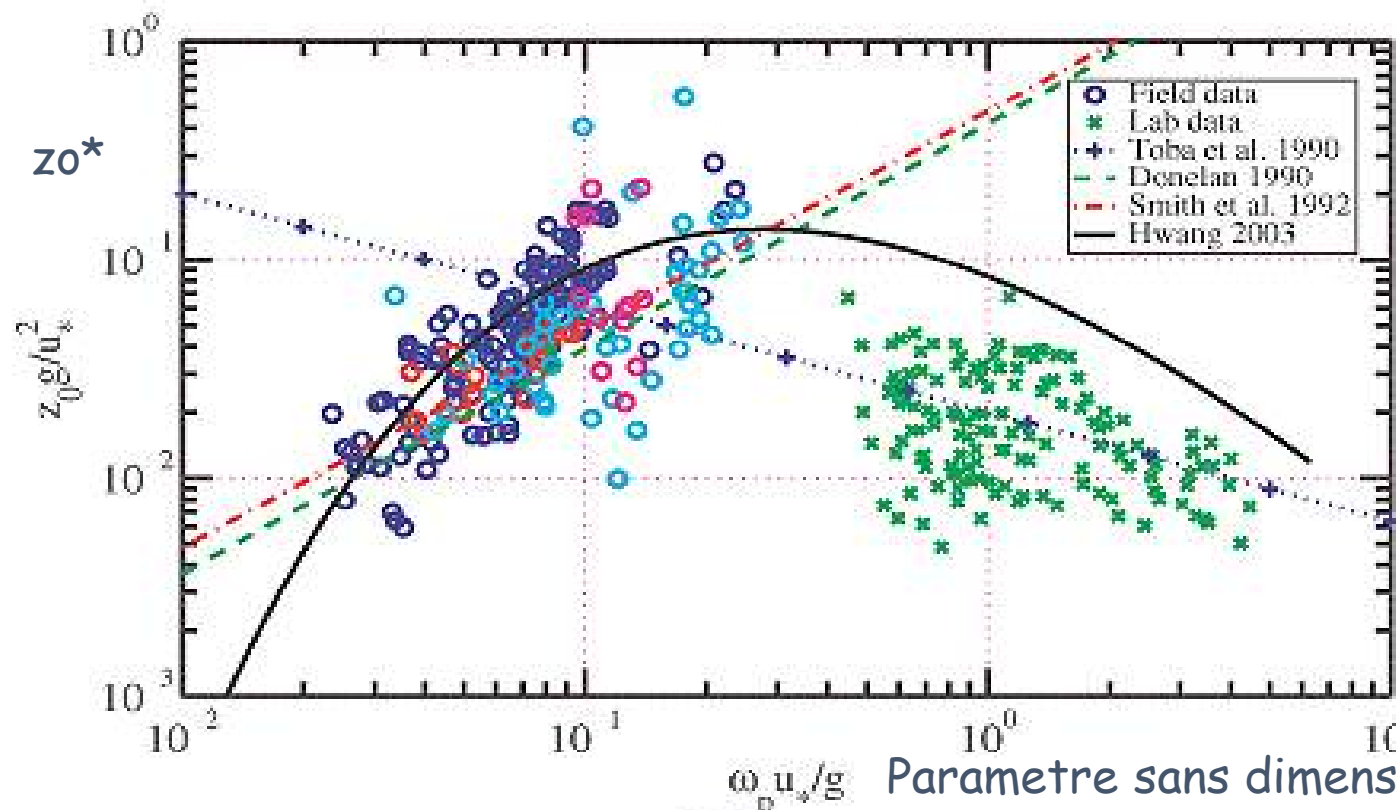
Vitesse des vagues/ vitesse du vent

Il varie avec le Fetch, avec la cambrure moyenne des vagues,
→ nouvelles paramétrisations: Fabrice Ardhuin 2012, 2015

Avoir une valeur de **zo** est un problème toujours ouvert.

Généralement on essaie de paramétriser le paramètre sans dimension: $z_0^* = \frac{g z_0}{u_*^2}$

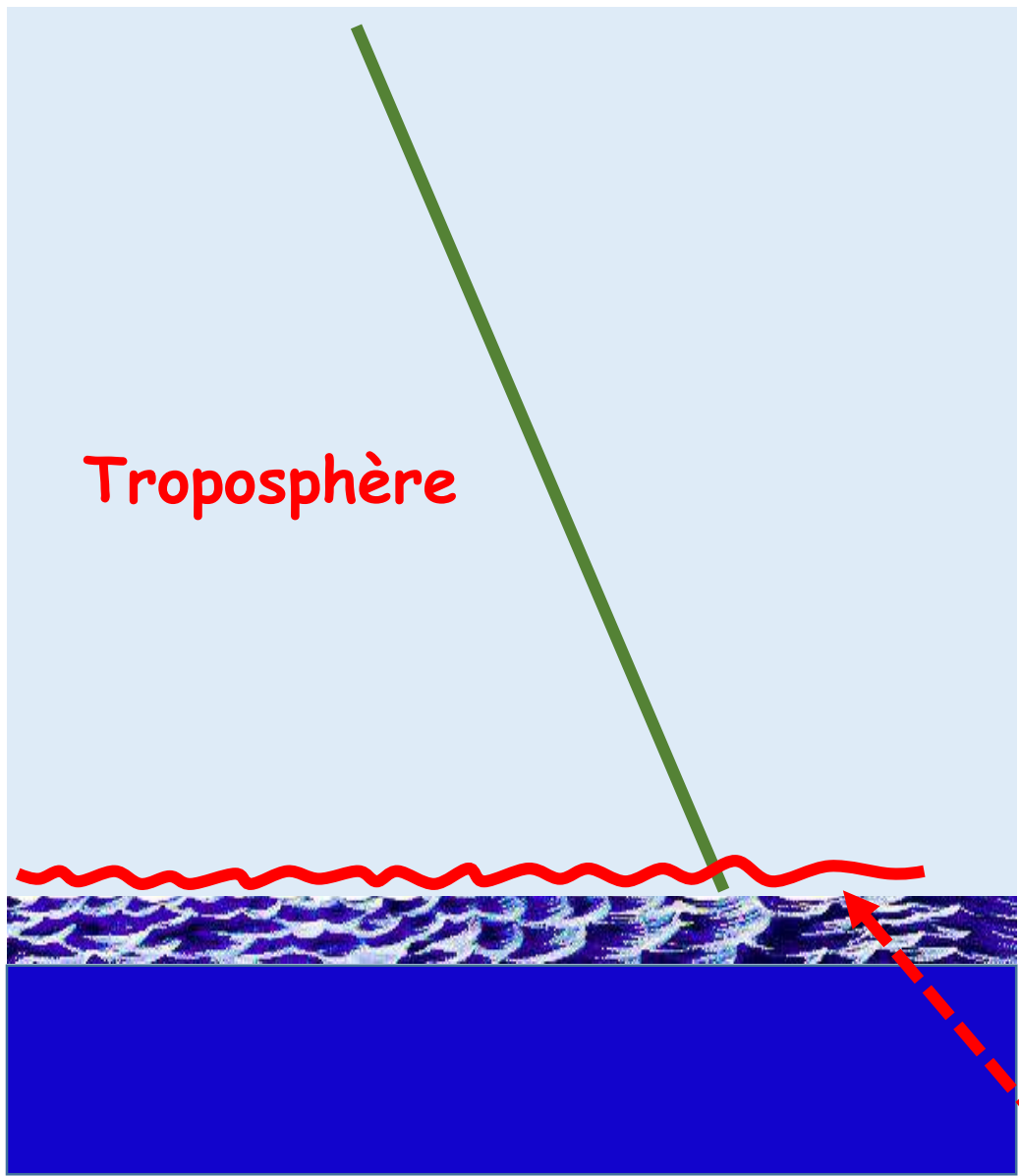
Author(s)	$z_0^* = \frac{z_0}{H_s}$	$\frac{z_0}{H_s}$
Charnock (1955)	$z_0^* = \beta_*$ $\beta_* = 0.0185$ (Wu 1980) 0.035 (Kitaigorodskii and Volkov 1965) 0.0144 (Garraff 1977) 0.0192 (Geernaert et al. 1986)	$\frac{z_0}{H_s} = 1.10\beta_* \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{3/2}$
Kitaigorodskii (1968)	$z_0^* = A^2 \int_0^\infty F(k) \exp\left(-\frac{2kc}{u_*}\right) dk$ $c = c(k)$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.013 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{3/2} \Phi(x_0)$
Kitaigorodskii with $F(\omega) = \beta g^2 \omega^{-3}$ $\beta = 0.012$	$z_0^* = 0.012\Phi(x_0)$ $\Phi(x_0) = \left[1 - e^{-x_0} \left(1 + x_0 + \frac{x_0^2}{2} + \frac{x_0^3}{6}\right)\right]^{1/2}$ $x_0 = 2\kappa c_p u_*$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.015 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{3/2} \Phi(x_0)$
Kitaigorodskii with $F(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-4}$ $\alpha = 0.062$	$z_0^* = 0.014\Phi(x_0)$ $\Phi(x_0) = \left[1 - e^{-x_0} \left(1 + x_0 + \frac{x_0^2}{2} + \frac{x_0^3}{6}\right)\right]^{1/2}$ $x_0 = 2\kappa c_p u_*$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.075 \exp\left(-\kappa \frac{c_p}{u_*}\right)$
Kitaigorodskii (1970)	$z_0^* = 0.068 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{-3/2} \exp\left(-\kappa \frac{c_p}{u_*}\right)$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.159 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^2 = \frac{1}{2\pi} \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^2$
Hsu (1974)	$z_0^* = 0.144 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{1/2}$	$\frac{z_0}{H_s} = 1.10\Omega \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{1/2}$
Toba and Koga (1986)	$z_0^* = \Omega \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{-1}$ $\Omega = 0.025$ (Toba and Koga 1986) 0.015 (Toba et al. 1990)	$\frac{z_0}{H_s} = 0.06x_0^{-2} \Phi(x_0)$
Huang et al. (1986)	$z_0^* = 0.085 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{1/2} \Phi(x_0)$ $\Phi(x_0) = \left[1 - e^{-x_0} \left(1 + x_0 + \frac{x_0^2}{2} + \frac{x_0^3}{6}\right)\right]^{1/2}$ $x_0 = 2\kappa c_p / u_*$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.53 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{5/2}$
Geernaert, Larsen and Hansen (1987)	$z_0^* = \frac{10g}{u_*^2} \exp\left(-3.65 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{1/3}\right)$ $C_D = 0.012 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{2/3}$	
Masuda and Kusaba (1987)	$z_0^* = 0.0129 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{1.10}$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.0142 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{2.60}$
Donelan (1990) Field	$z_0^* = 0.42 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{1.03}$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.46 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{2.53}$
Donelan (1990) Lah	$z_0^* = 0.047 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{0.68}$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.051 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{2.18}$
Toba et al. (1990) [TIKEJ]	$z_0^* = 0.020 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{1/2}$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.022 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)$
Mast, Kraan and Oost (1991)	$z_0^* = 0.8 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.88 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{5/2}$
Nordeng (1991)	$z_0^* = 0.11 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)^{3/4} \Phi(x_0)$ $\Phi(x_0) = \left[1 - e^{-x_0} \left(1 + x_0 + \frac{x_0^2}{2} + \frac{x_0^3}{6}\right)\right]^{1/2}$ $x_0 = 2\kappa c_p / u_*$	$\frac{z_0}{H_s} = 0.073x_0^{-9/4} \Phi(x_0)$
Smith et al. (1992)	$z_0^* = 0.48 \left(\frac{u_*}{c_p}\right)$	



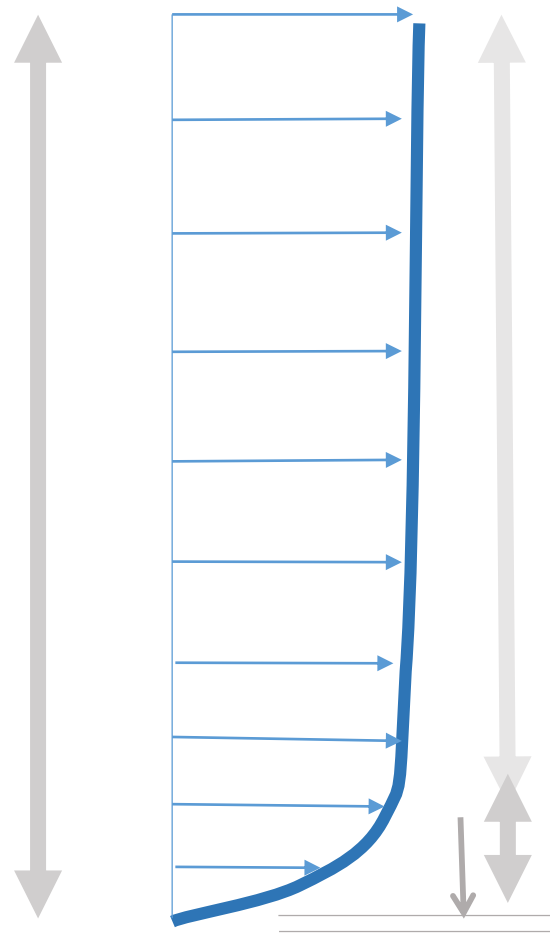
(c) Parametre sans dimension comprenant la fréquence des vagues

12 km

-100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60
Temperature



Profil du vent



90% de la troposphère est en équilibre géostrophique

9% de la troposphère est en spirale d'Ekman

1% restant est en couche à flux constant

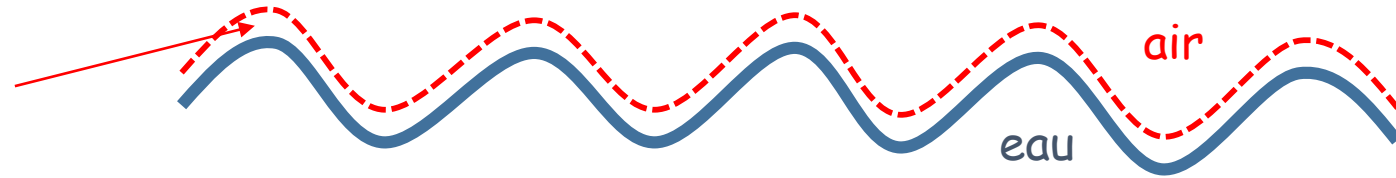
Troposphère = 1/10 Atmosphère

À moins de 1 cm de la surface des vagues

→ Sous-couche visqueuse

Dans cette couche, le flux vertical de quantité de mouvement est :

$$\tau = - \rho_{air} \nu_{air} \frac{du}{dz}$$



Ce flux est constant et est égal à $\tau = - \rho_{air} u^{*2}$

On a donc: $\rho_{air} \nu_{air} \frac{du}{dz} = \rho_{air} u^{*2}$ donc

$$\frac{du}{dz} = \frac{u^{*2}}{\nu_{air}}$$

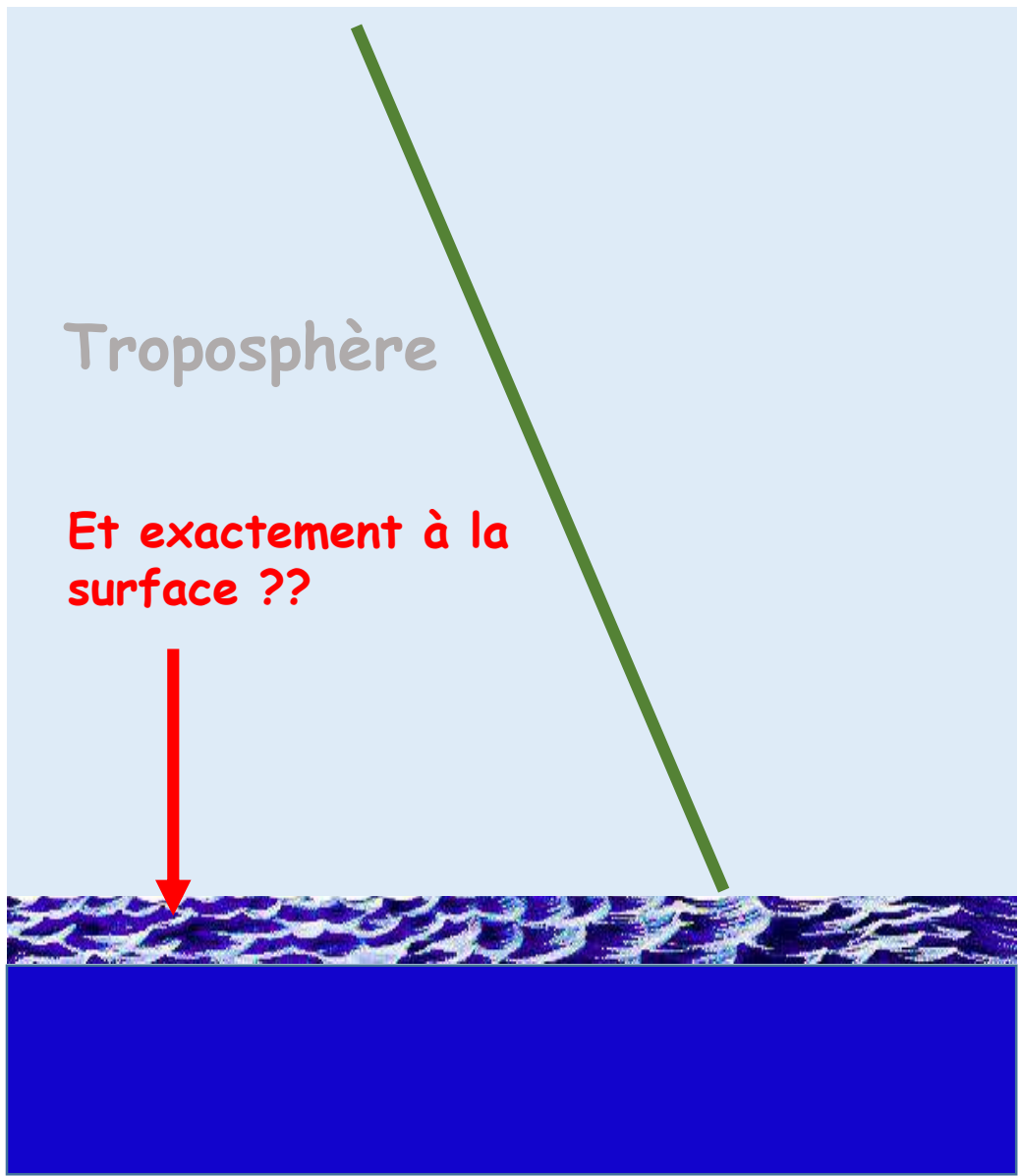
donc

$$u(z) = \frac{u^{*2}}{\nu_{air}} z$$

Le profil de vitesse de vent est **linéaire** au niveau de la surface de l'eau
(cela n'a jamais été vérifié en mer)

12 km

-100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60
Temperature

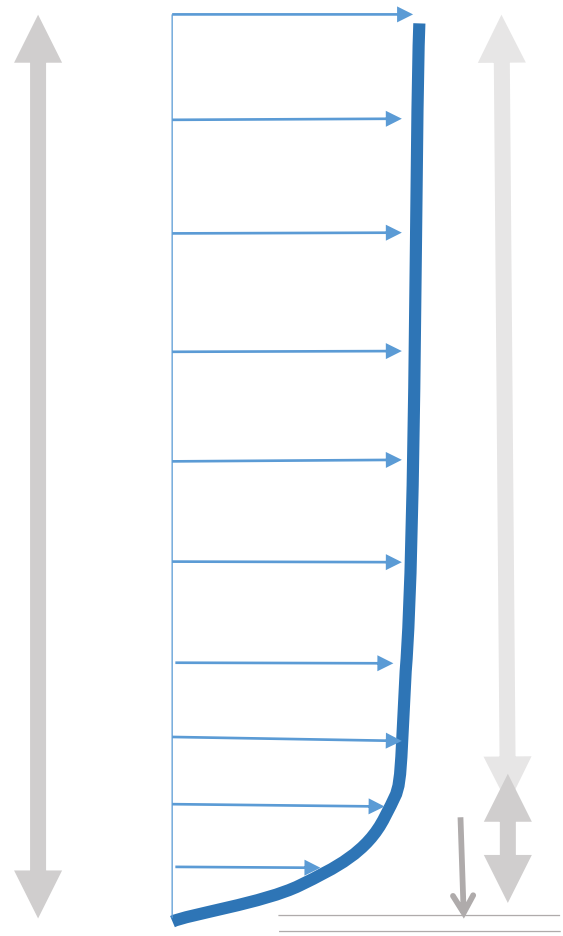


Troposphère

Et exactement à la surface ??

0

Profil du vent



90% de la troposphère est en équilibre géostrophique

9% de la troposphère est en spirale d'Ekman

1% restant est en couche à flux constant

Troposphère = 1/10 Atmosphère

À moins de 1 cm de la surface des vagues

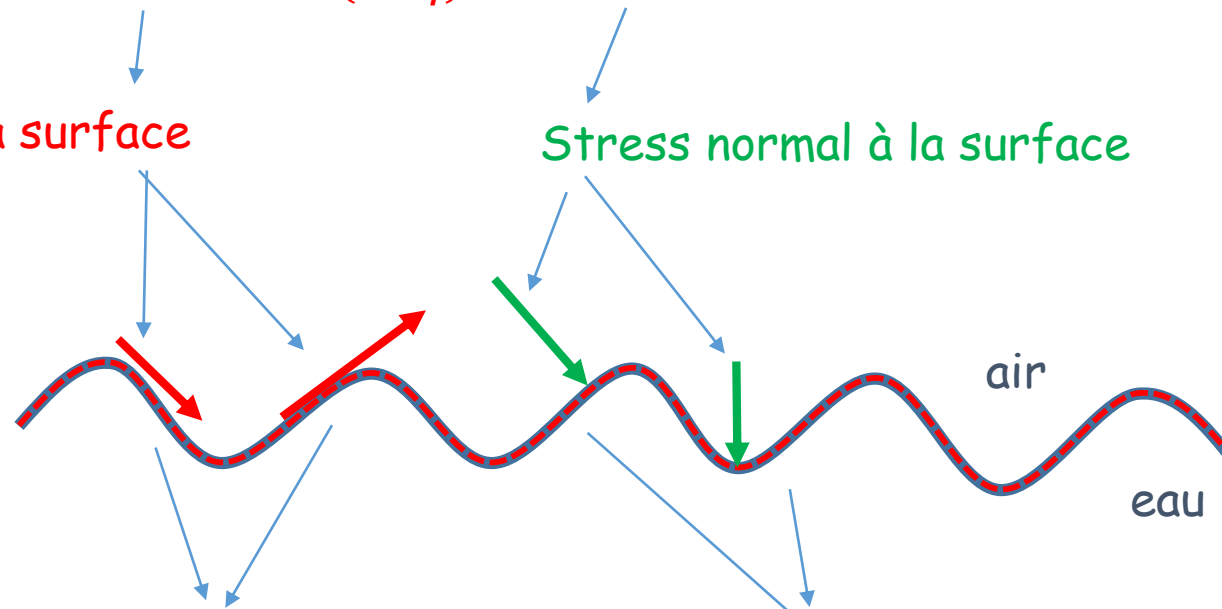
→ Sous-couche visqueuse

Exactement à la surface: théorie de Deardorf 1967
à partir des Equations de Naviers Stokes dans l'air et dans l'eau :

$$\tau_{(z=\eta)} = \rho v_{air} \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)_{(z=\eta)} + \overline{P' \frac{\partial \eta}{\partial x}} = \rho_{air} u^{*2} \quad \text{Unité : Pa}$$

Stress tangentiel à la surface

Stress normal à la surface



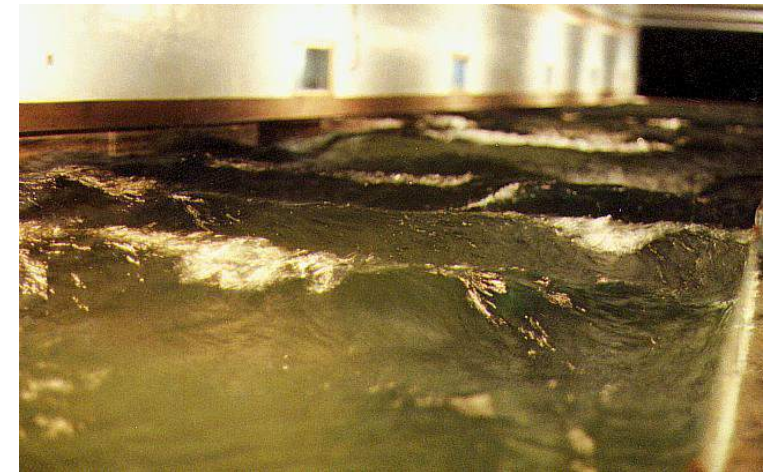
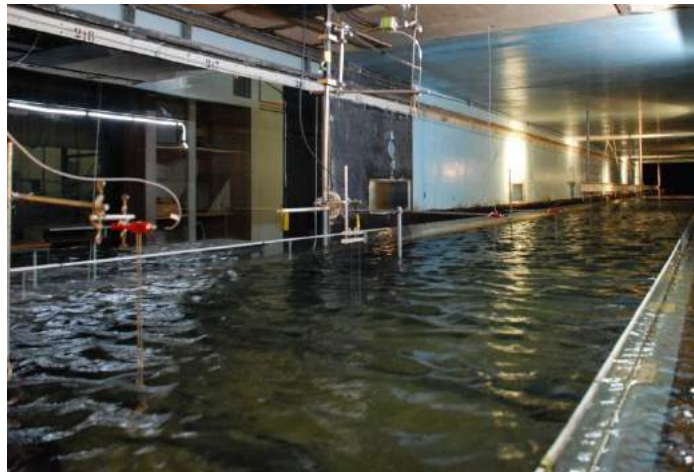
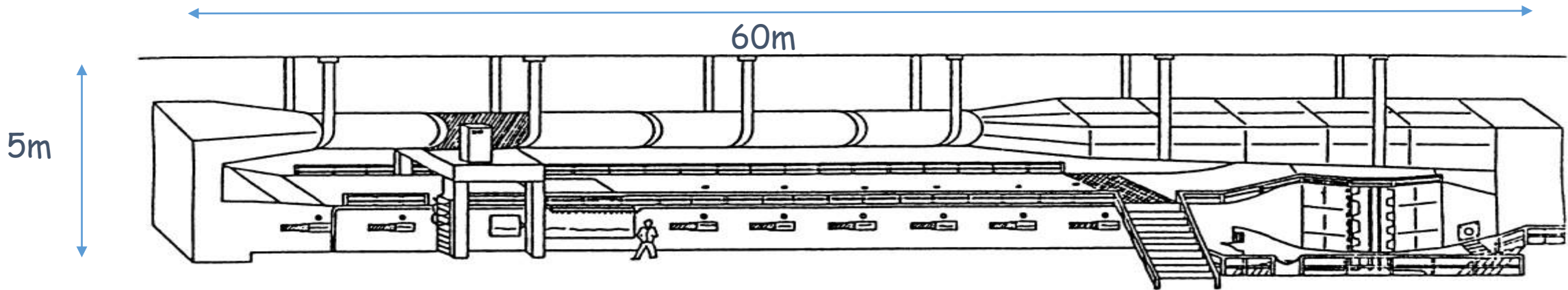
Formation du courant superficiel

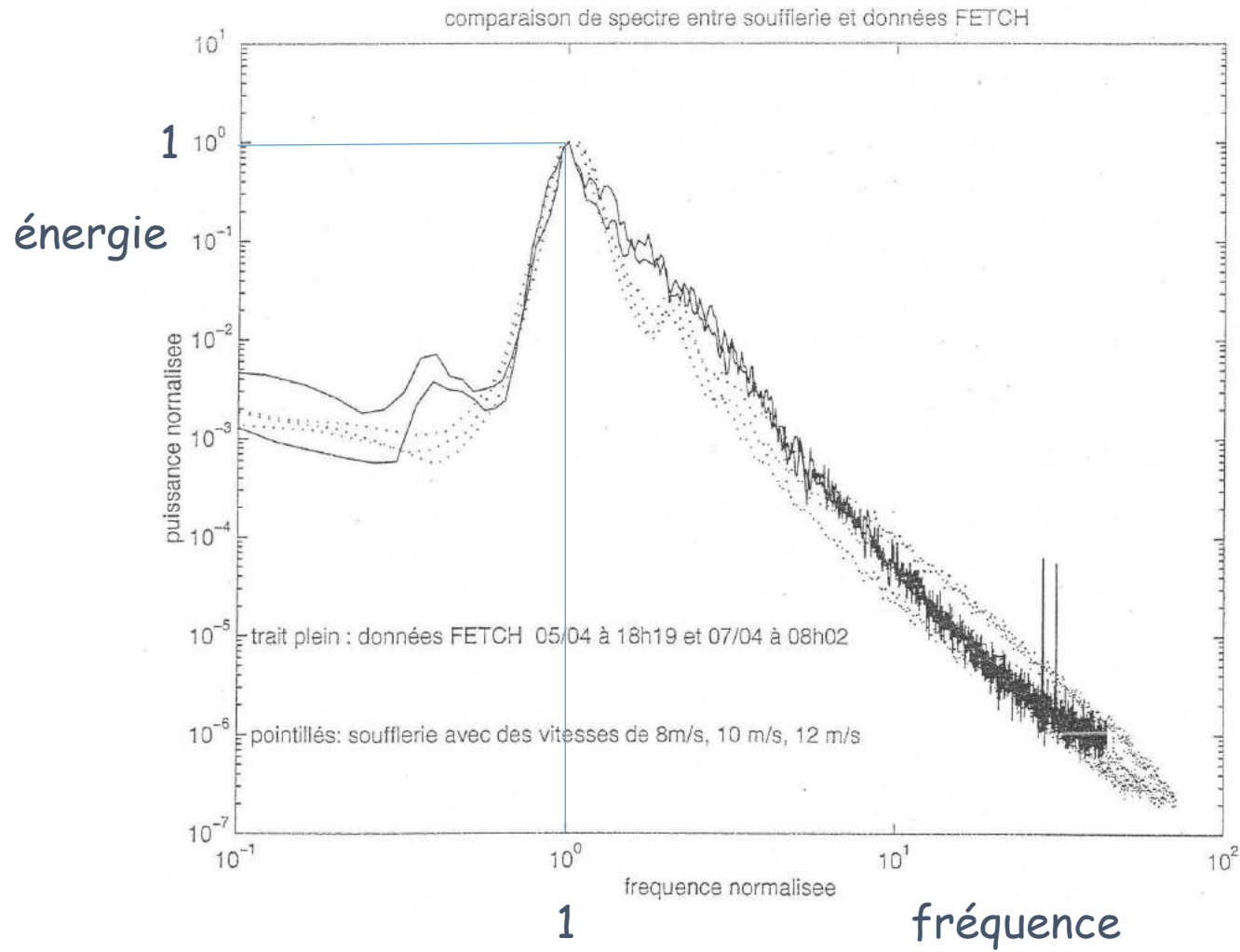
Amplification et formation des vagues

Problème majeur: ces deux termes n'ont jamais été mesurés en mer ...

Au laboratoire, en soufflerie de simulation air/mer, on recrée

- vagues de même forme spectrale
- la même turbulence et les mêmes couches limites qu'en site naturel.





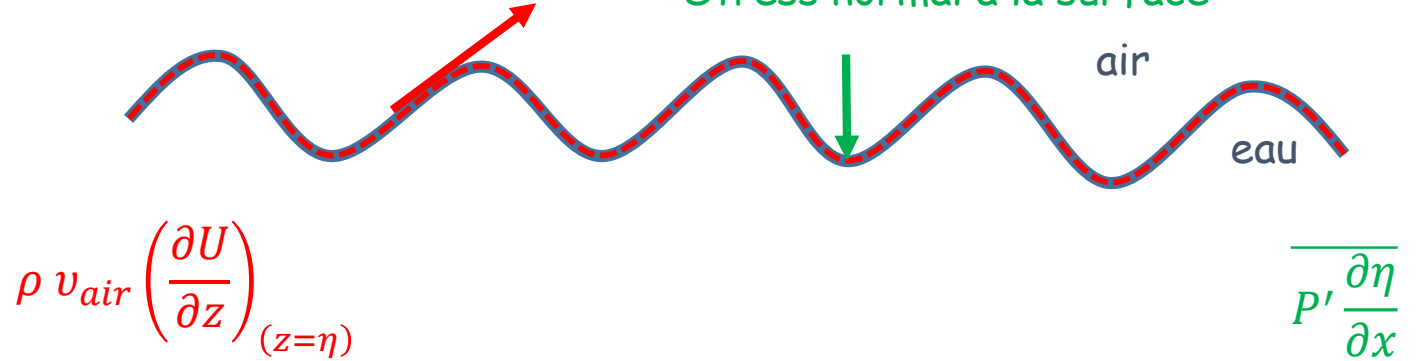
Densité spectrale
d'énergie des vagues

Dans l'air on a aussi: profils de vent logarithmiques, couche à flux constant, ...

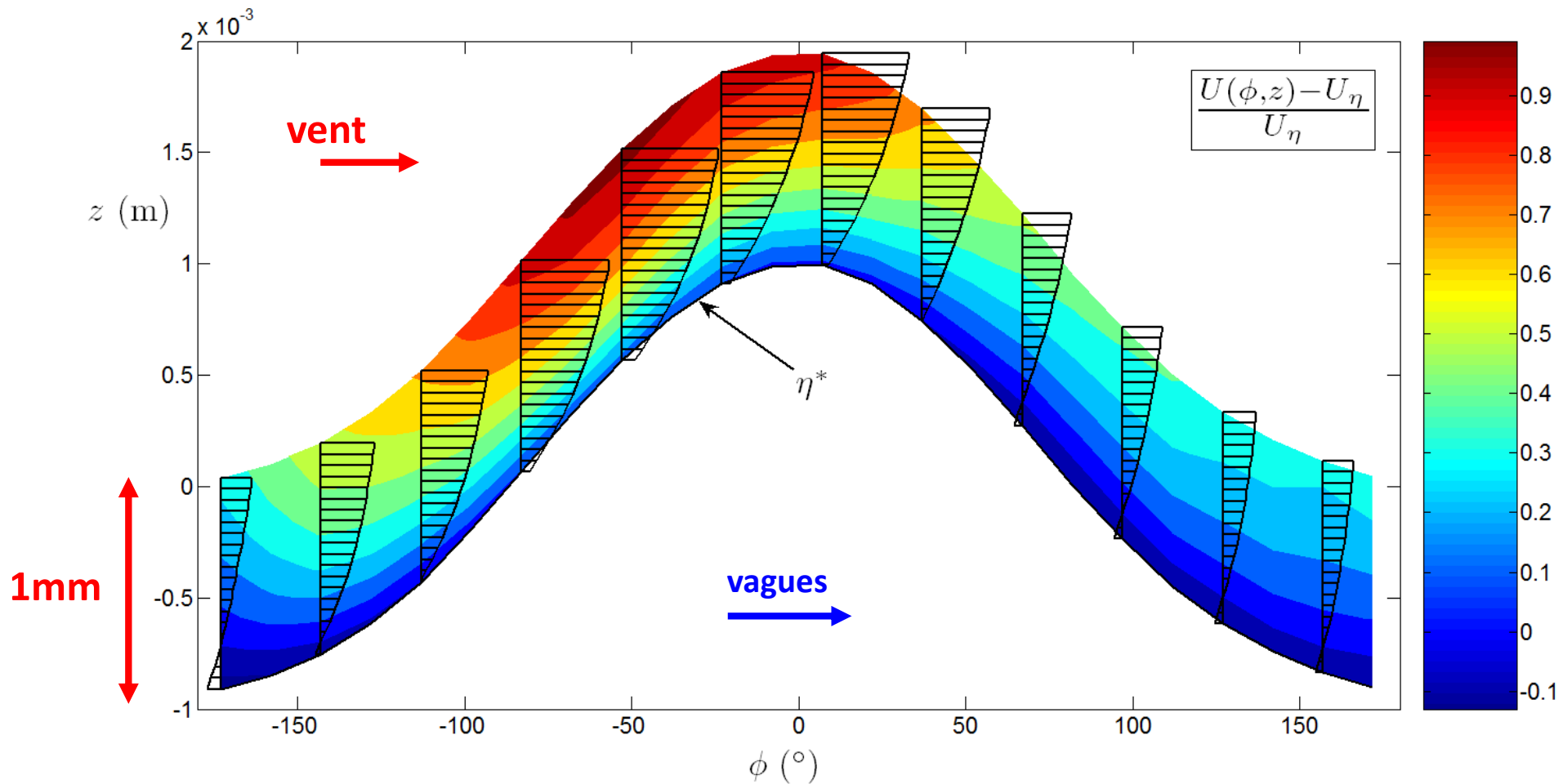
On a donc pu mesurer ces deux grandeurs

Stress tangentiel à la surface

Stress normal à la surface



Profil de vent moyennés en phase avec les vagues

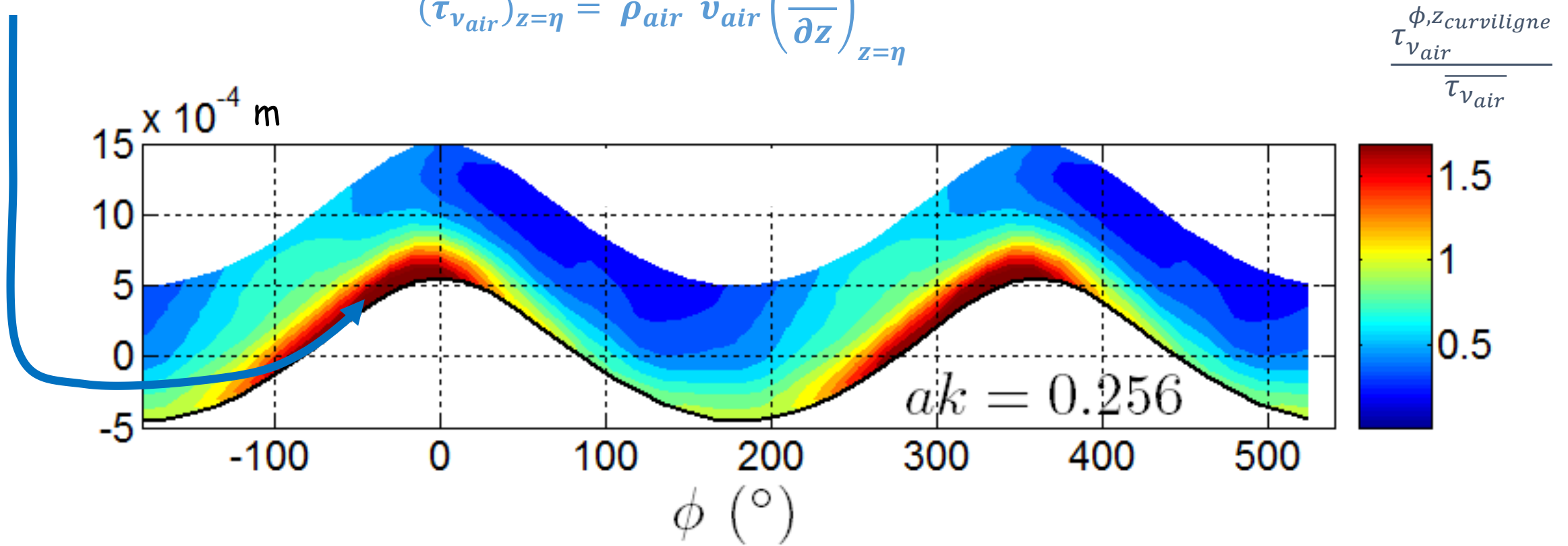


Grare and Branger (2007), (2013)

Mesure du stress visqueux

A la surface

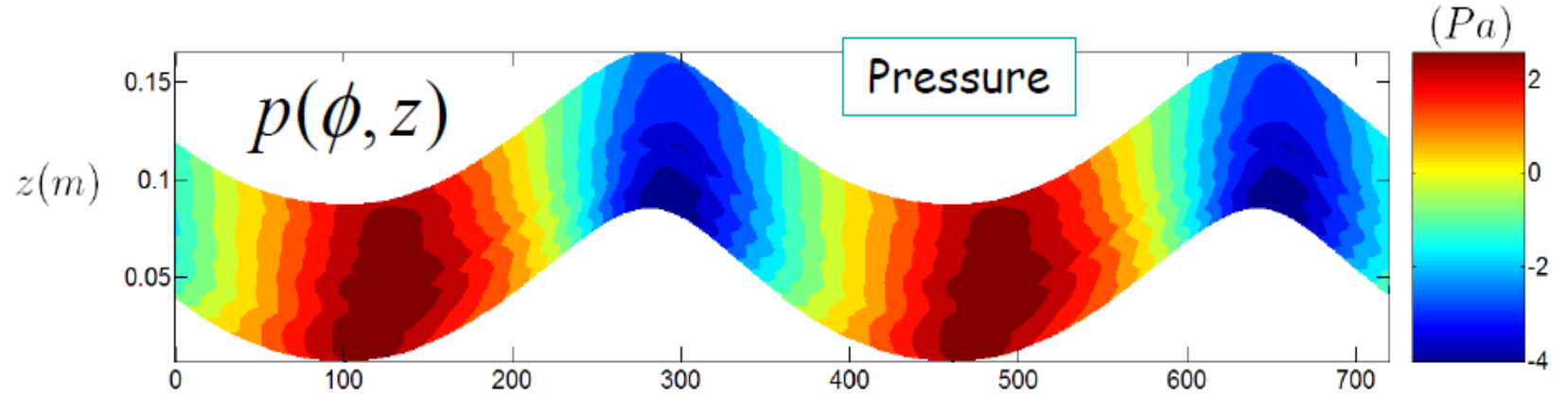
$$(\tau_{v_{air}})_{z=\eta} = \rho_{air} v_{air} \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)_{z=\eta}$$



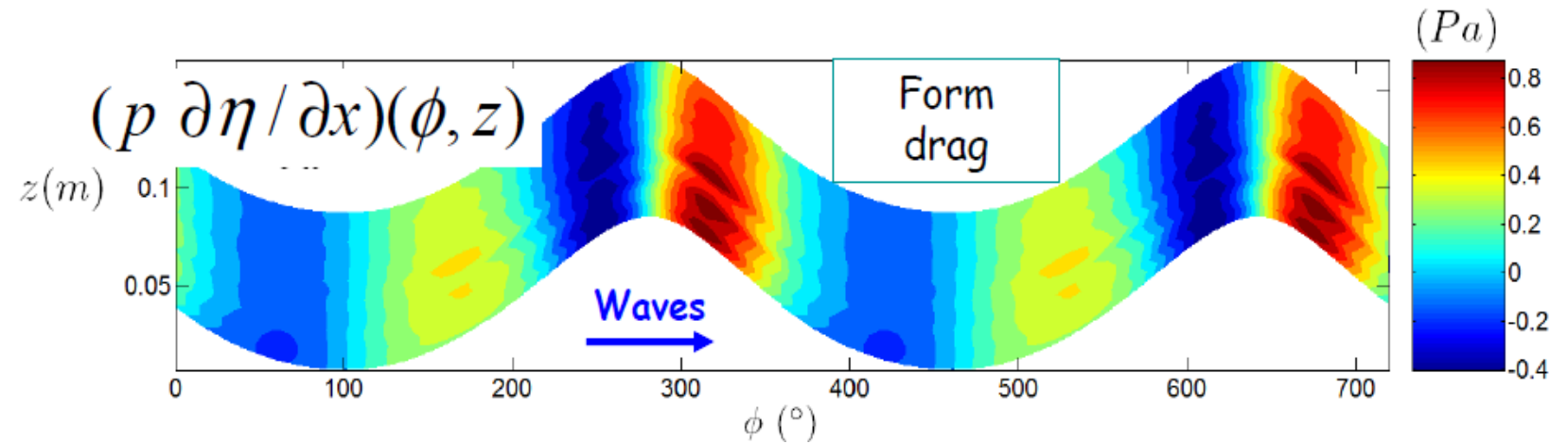
Mesure de la trainee de forme :

Wind
→

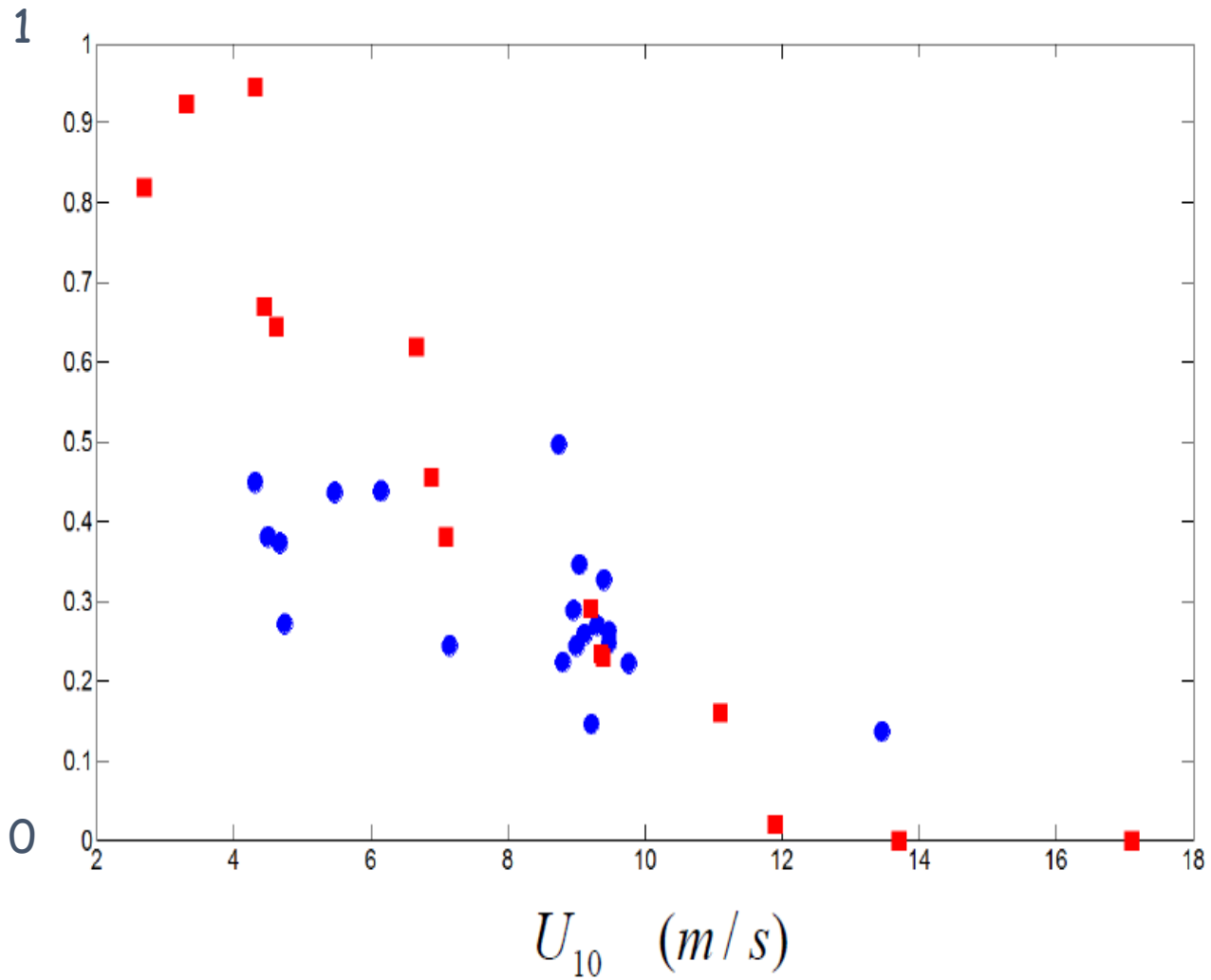
Fluctuations Pression statique



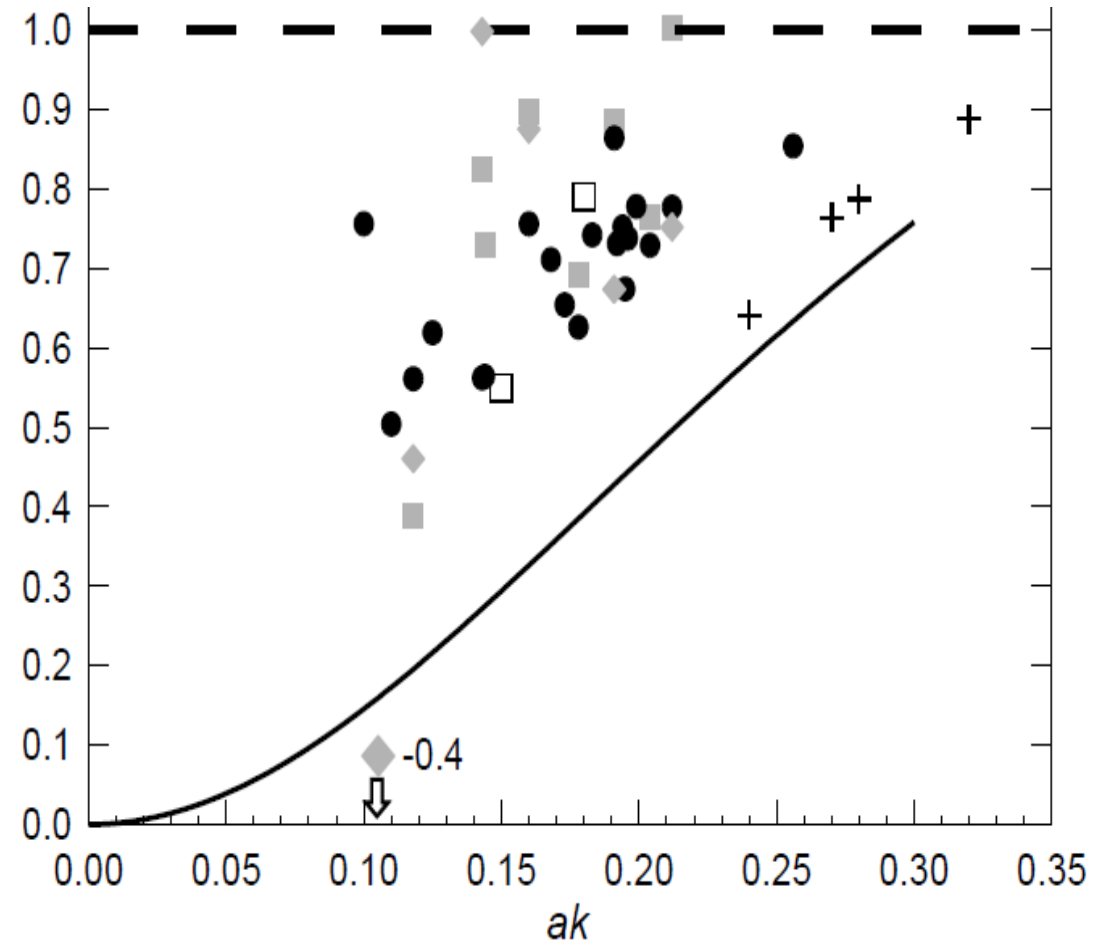
Trainée de forme



$\tau_{visqueuse}(z=\eta) / \tau_{total}$

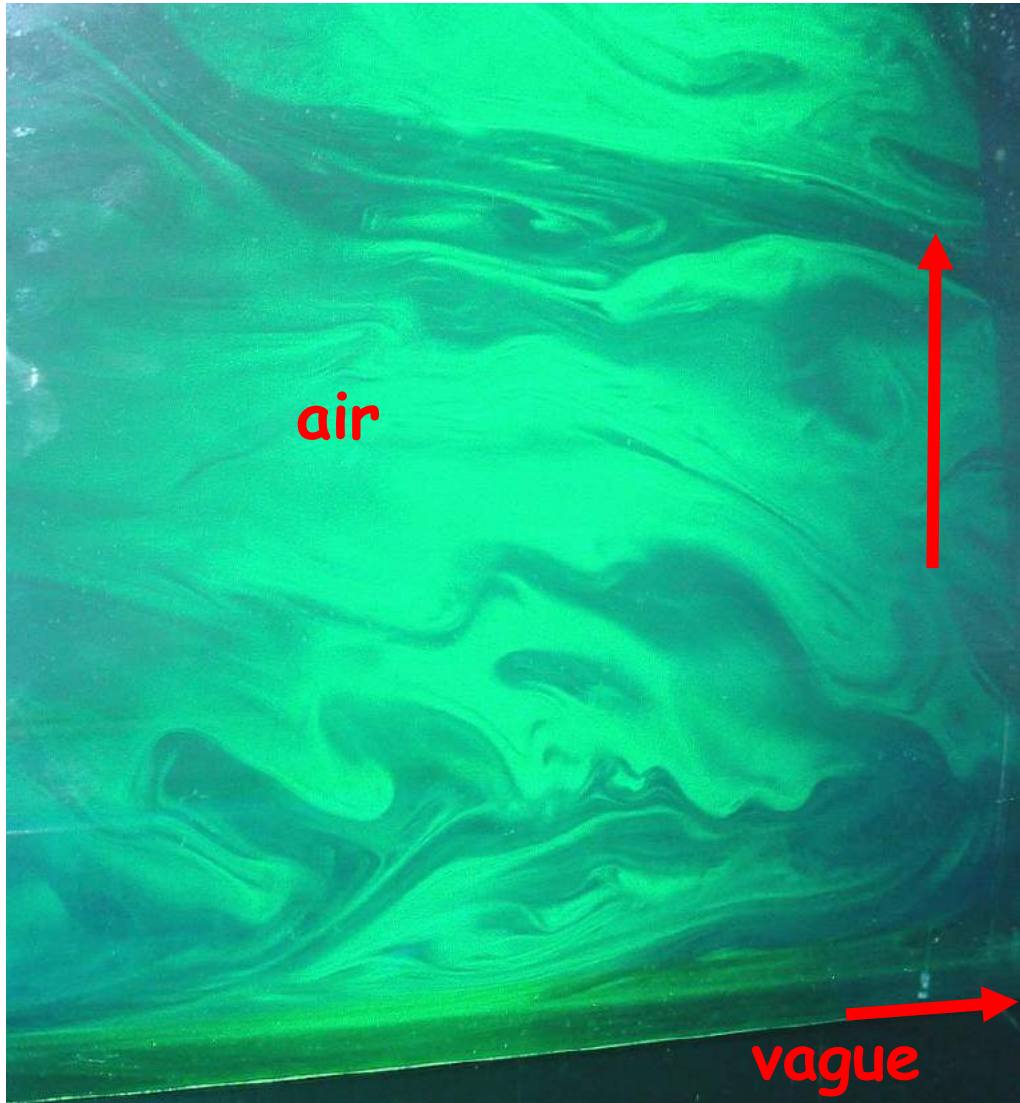


$\tau_{traînée de forme} / \tau_{total}$



Grare, Branger (2013)

Les perturbations peuvent remonter
relativement haut, relativement rapidement

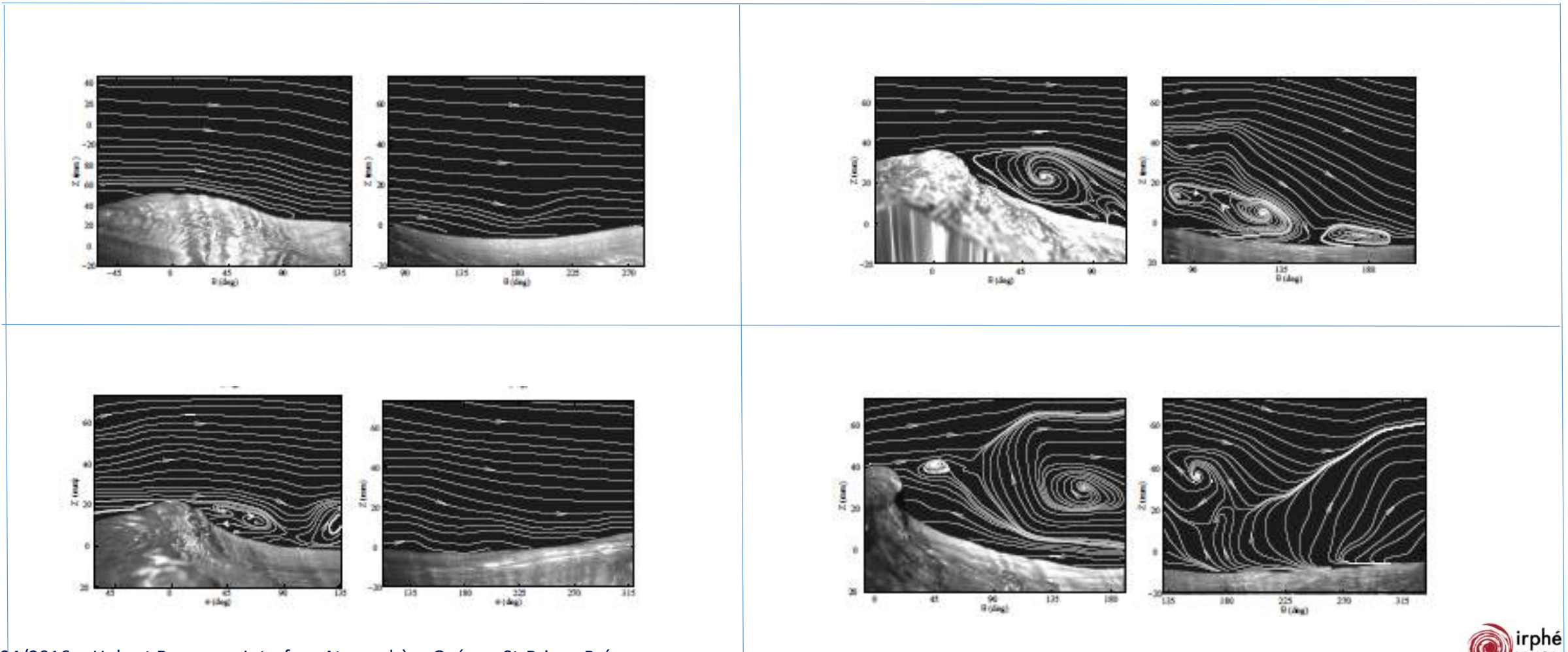


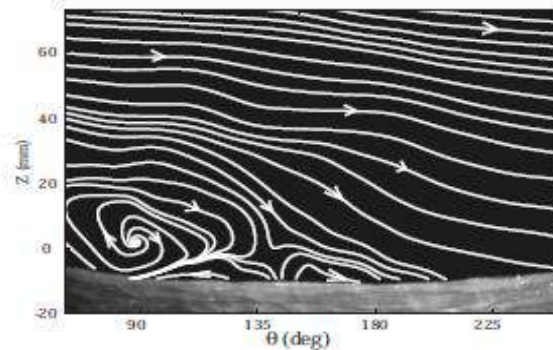
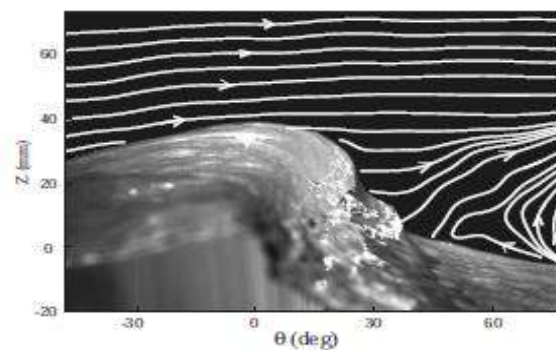
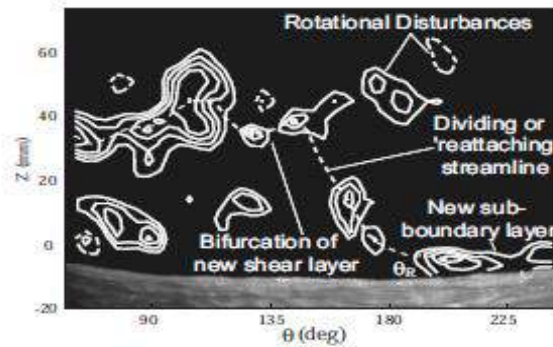
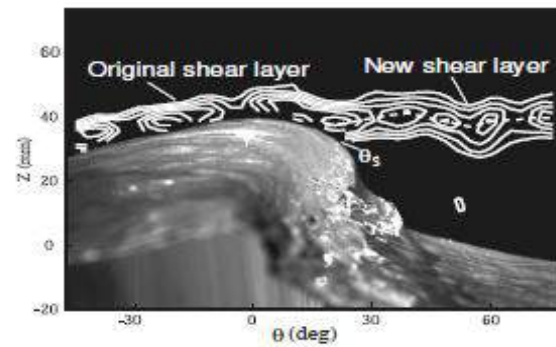
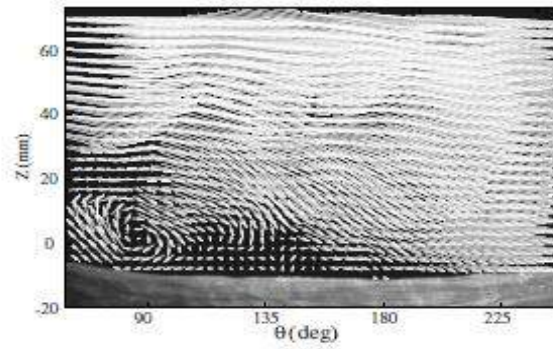
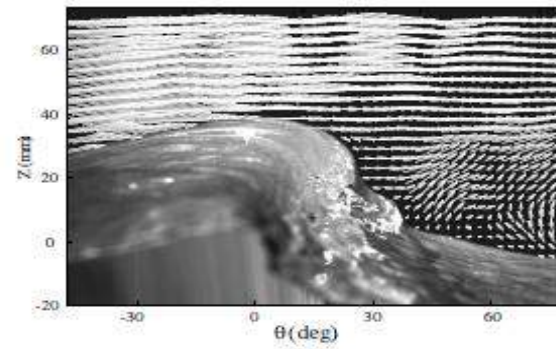
C'est un processus de dissipation d'énergie
de la vague

(Ardhuin 2014-2015)

En présence de vent : Au laboratoire, on a quantifié les modifications de ligne de courant par les vagues

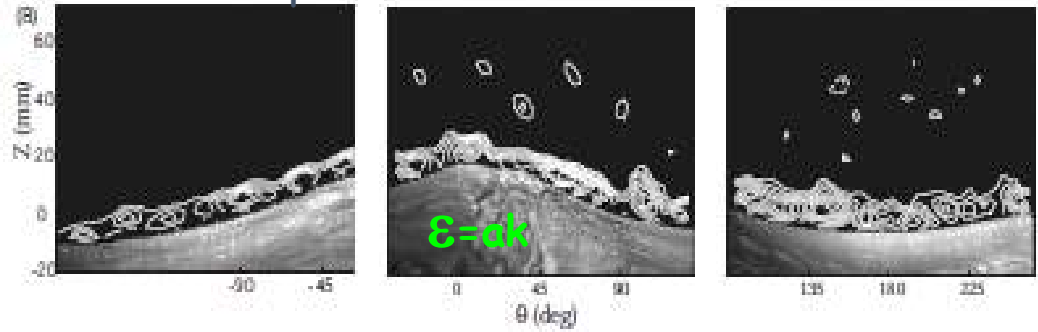
(Particle Image Velocimetry: Reul and Branger, Phys Fluid, 1999, Reul and Branger, BLM, 2008)



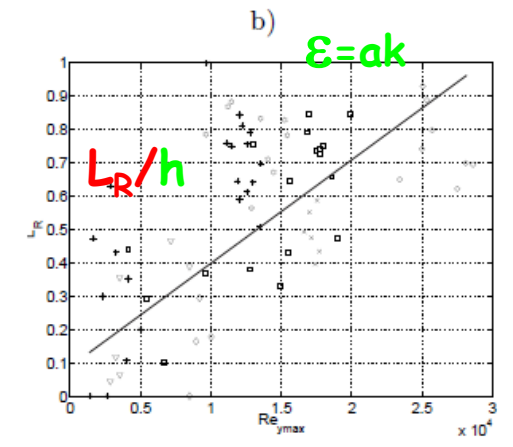
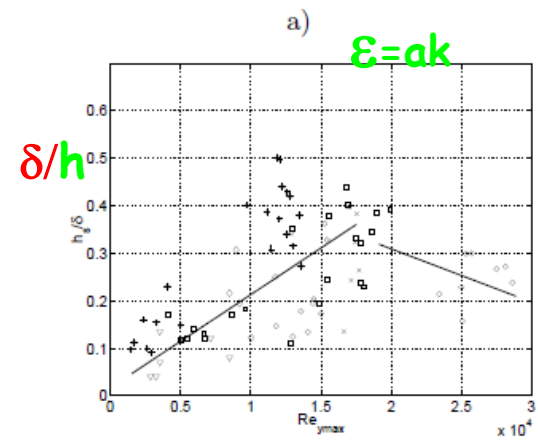
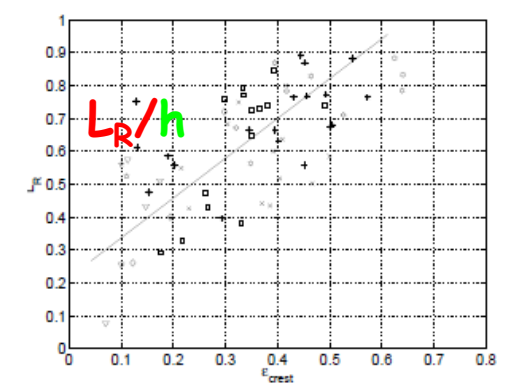
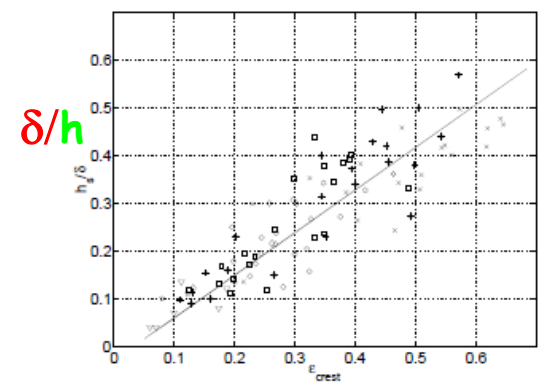
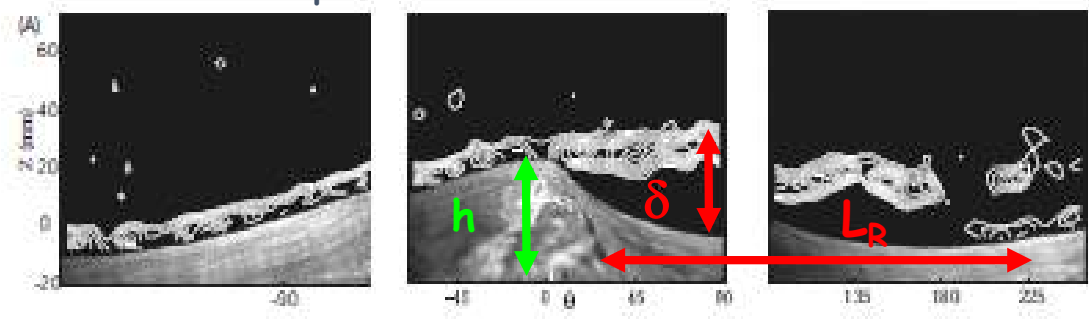


Etude détaillée des mécanismes de séparation de flux d'air sur les vagues

No air-separation



With air-separation

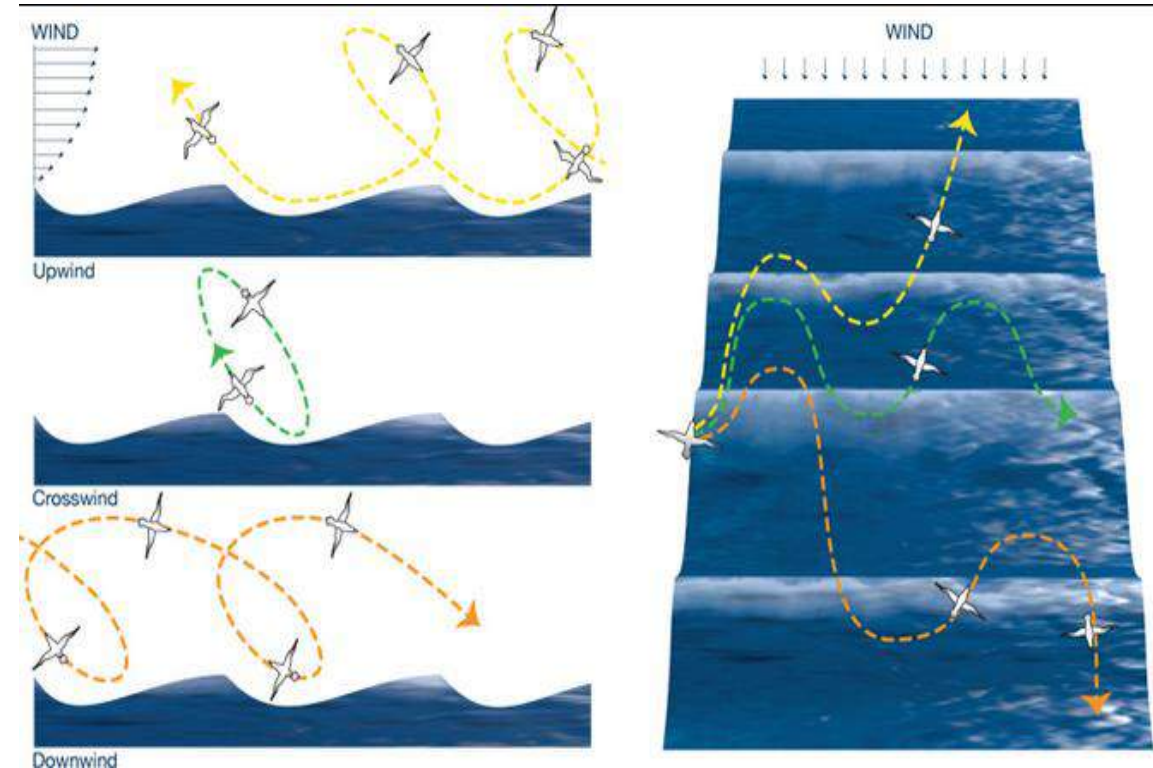
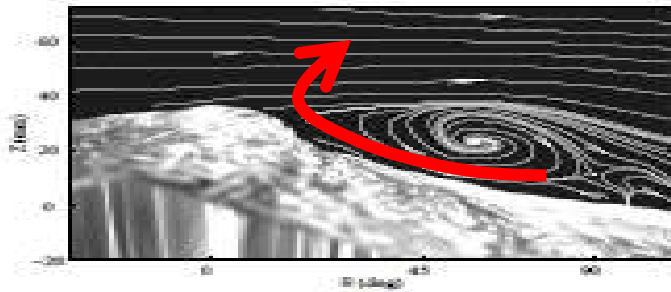


→ Relation entre les tailles de séparation, la vitesse du vent, les paramètres géométriques des vagues R_e

→ Modeles récents de prédiction d'états de mer appliquent, ou s'inspirent de ces résultats.

Kudryatsev et al (2014)
Ardhuin & Roland (2013)

Nos études en laboratoire ont inspiré des études récentes dans d'autres domaines:



<https://www.whoi.edu/oceanus/v2/article/images.do?id=92409>

- P.L. Richardson, Prog. Oceano. (2011): "How do albatrosses fly around the world without flapping their wings?"
- G. Sachs et al, P.L.O.S (2012) "Flying at No Mechanical Energy Cost: Disclosing the Secret of Wandering Albatrosses"



Les vagues: C'est un problème difficile à résoudre :

- Équations différentielles non-linéaires
- Une des conditions aux limites s'applique à l'interface, ... qui est une inconnue du problème

Navier Stokes à surface libre

- un bilan de masse,
- un bilan de quantité de mouvement,
- un bilan d'énergie
- l'interface est définie par une équation d'équilibre de la pression

→ Même à l'équilibre, il n'y a pas de solutions exactes.

→ Il n'existe que des solutions approchées.

Navier-Stokes: La non linéarité vient principalement de la dérivée totale:

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} = \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) \vec{u} = \frac{1}{m} \sum_i \vec{F}_i$$

↑
Accélération
temporelle

↑
Accélération
convective

Si au départ on a une onde simple, la non-linéarité crée directement l'existence de la première harmonique

$$u = a \sin(kx - \omega t) \quad \text{alors} \quad (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) u = a^2 k \sin(kx - \omega t) \cos(kx - \omega t) = \frac{1}{2} a^2 k \sin(2(kx - \omega t))$$

Quelques illustrations dans le cadre des classes prépa:



Les vagues sont des ondes qui dépendent de l'espace et du temps : $\eta(\vec{x}, t) = a(\vec{x}, t) \sin(\varphi(\vec{x}, t))$

La pulsation ω est définie par : $\omega = -\frac{\partial \varphi}{\partial t}$

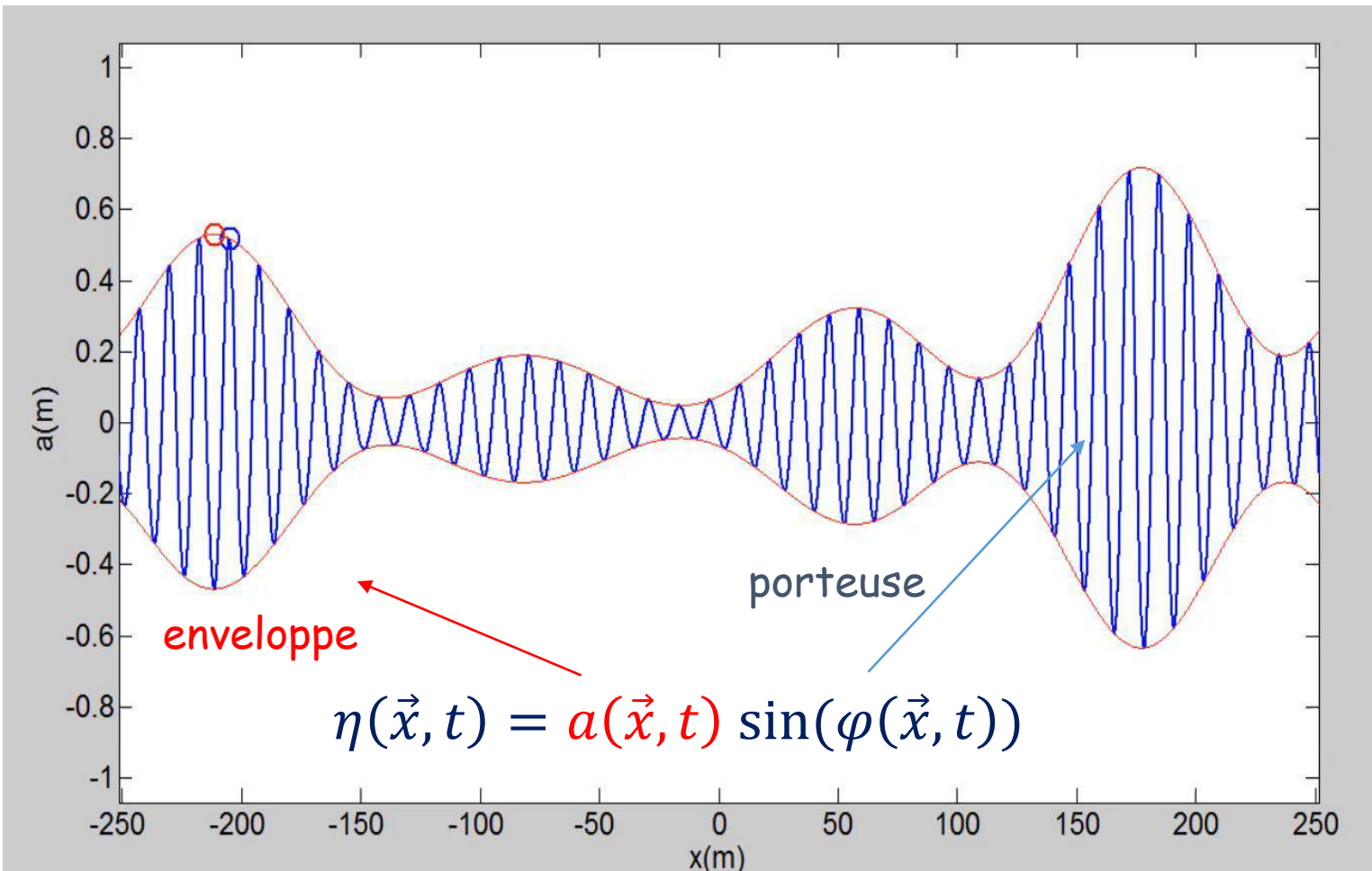
Le vecteur d'onde est défini par : $\vec{k} = \vec{\nabla} \varphi$

Fréquence: $f = \omega / 2\pi$ Période: $T = 1/f$

Longueur d'onde: $L = 2\pi / \|\vec{k}\|$

Loi de conservation dans l'espace temps: $\frac{\partial \vec{k}}{\partial t} + \vec{\nabla} \omega = \vec{0}$

enveloppe porteuse

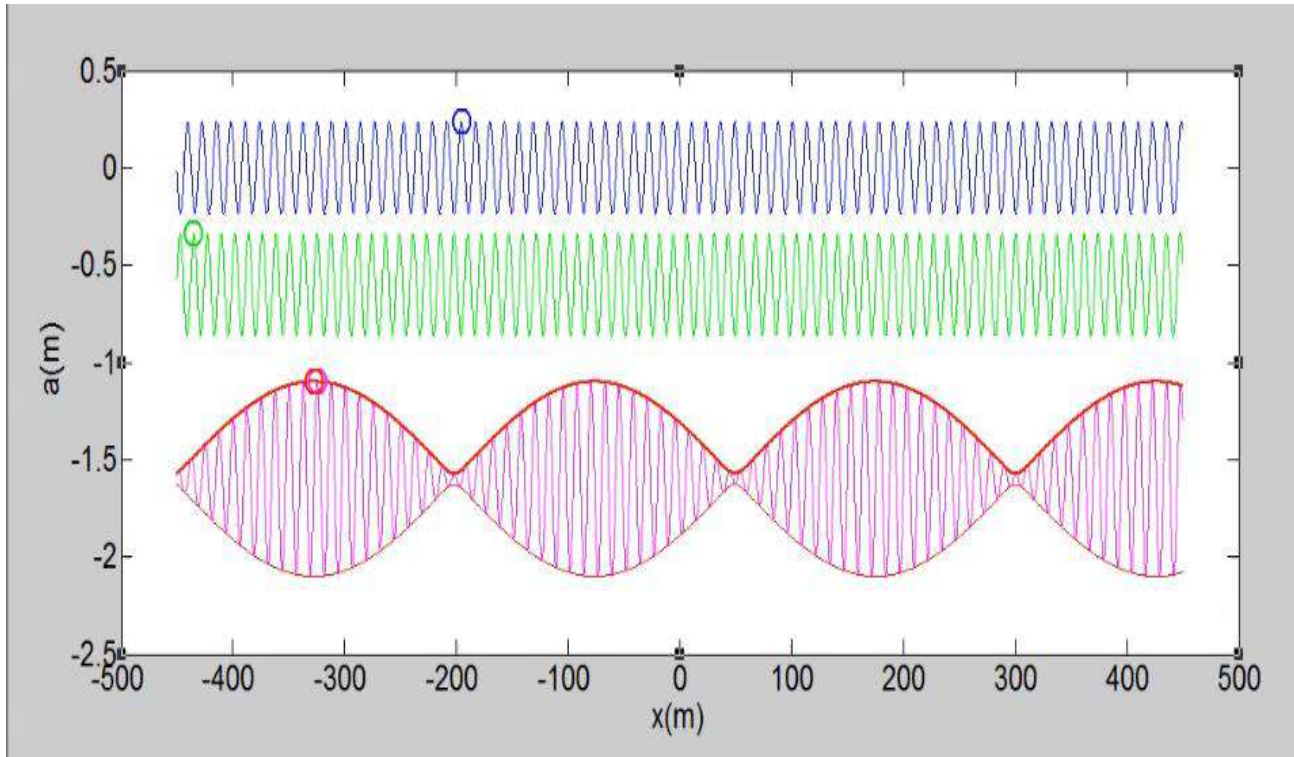


$$c = \frac{\omega}{k} = \frac{L}{T} = \text{vitesse de phase}$$

$$C_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \text{vitesse de groupe}$$

D'où vient cette notion de vitesse de groupe ?

Si on somme deux ondes de caractéristiques voisines:



$$\eta(x, t) =$$

$$a \sin((k - \delta k)x - (\omega - \delta \omega)t)$$

+

$$a \sin((k + \delta k)x - (\omega + \delta \omega)t)$$

=

$$2 a \cos(\delta k x - \delta \omega t) * \sin(k x - \omega t)$$

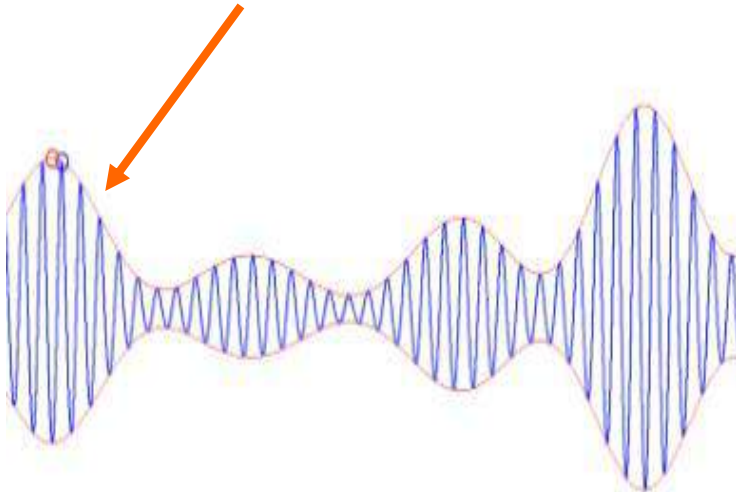
La courbe rouge est une onde de célérité:

$$C_g = \frac{\delta \omega}{\delta k}$$

On utilise aussi beaucoup la transformée de Hilbert:

→ Enveloppe des vagues,
détermination de la dynamique des groupes

$\| \eta(t) + i H(t) \|$ est l'enveloppe du groupe de vagues



$$H(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\eta(\tau)}{t - \tau} d\tau$$

Il y a une valeur singulière en $\tau=t$,
si η est une onde, alors
 $H(t)$ est une onde en quadrature de phase

Pour l'étude de la propagation des vagues, on utilise beaucoup :

La transformée de Fourier:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \eta(t) e^{-i \omega t} dt$$

$$F(\vec{k}, \omega) = \iiint_{-\infty}^{+\infty} \eta(\vec{x}, t) e^{-i(\vec{k} \cdot \vec{x} - \omega t)} d\vec{x} dt$$

→ Énergie des vagues fréquence par fréquence $E(\omega) = \|F(\omega)\|^2$

→ Prévion des états de mer

On modélise la prévision de « l'Action » (moment cinétique par unité de volume)

$$Action(f) = \frac{E(f)}{f} \quad \rightarrow \quad \frac{\partial Action(f)}{\partial t} + C_g \frac{\partial Action(f)}{\partial x} = \sum \text{moments des forces}$$

Propriété importante: les vagues sont des **ondes dispersives**

(il existe une relation entre la pulsation ω et le nombre d'onde k)

$\omega^2 = g k$ → Relation de dispersion des vagues longues en eau profonde

Plus généralement:
$$\left(\omega - \vec{k} \cdot \vec{U}_{eau} \right)^2 = \left(g k + \frac{T_s k^3}{\rho_{eau}} \right) (1 + (ak)^2) \tanh(kd)$$

U_{eau} : courant

T_s : tension superficielle

ak : cambrure de la vague

d : profondeur

Propriété intéressante des vagues:

l'enveloppe des vagues suit l'équation **l'équation non linéaire de Schrödinger**

$$i \left(\frac{\partial a}{\partial t} + c_g \frac{\partial a}{\partial x} \right) + \alpha \frac{\partial^2 a}{\partial x^2} + \beta |a|^2 a = 0$$

α est le paramètre caractérisant la dispersion:

$$\alpha = 2 \frac{\partial c_g}{\partial k} = 2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial k^2}$$

β est le paramètre caractérisant la non linéarité :

$$\beta = - \frac{\partial^2 \omega}{\partial |a|^2}$$

l'équation l'équation non linéaire de Schrödinger:
$$i \left(\frac{\partial a}{\partial t} + c_g \frac{\partial a}{\partial x} \right) + \alpha \frac{\partial^2 a}{\partial x^2} + \beta |a|^2 a = 0$$

est utilisée pour décrire l'évolutions des enveloppes des ondes dans les milieux dispersifs:

- Optique non linéaire (fibre optique)
- Plasmas (gaz ioniques)
- Condensats de Bose-Einstein
(accumulation de particules élémentaires dans l'état quantique de plus basse énergie)
(supraconducteurs, superfluides, ...)
- Les vagues

→ Par analogie avec l'optique non-linéaire, on est ainsi arrivé à expliquer la formation des **vagues scélérates** par instabilités modulationnelles, instabilités qui sont intrinsèques à l'équation non linéaire de Schrödinger.

En utilisant les changement de variable suivant:

$$\left\{ \begin{array}{l} X = x - c_g t \\ T = -\alpha t \\ q = \sqrt{\frac{\pm\beta}{2\alpha}} a \end{array} \right. \quad \beta \text{ peut être positif ou négatif}$$

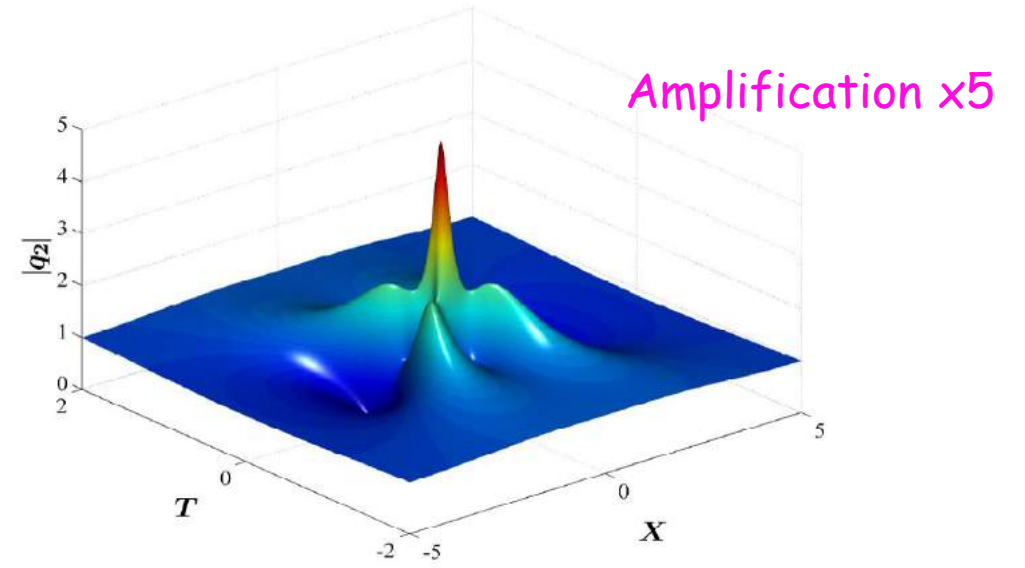
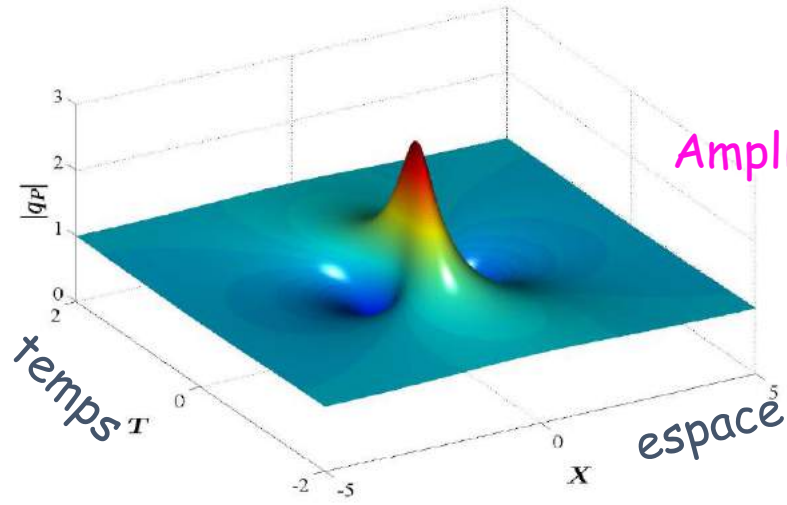
L'équation devient:
$$i \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} \pm 2 |q|^2 = 0$$

→ On peut trouver des familles de solutions, dont certaines évoluent en amplitude extrême (**rogue wave**)

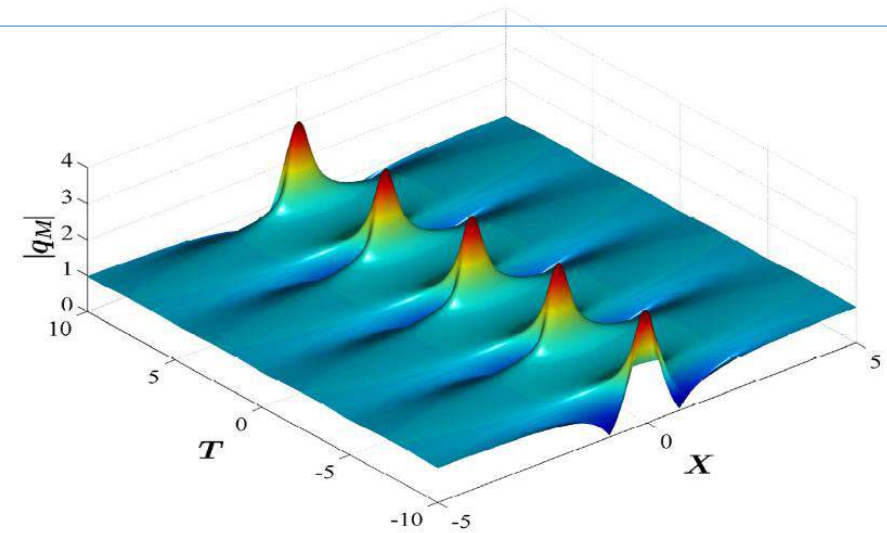
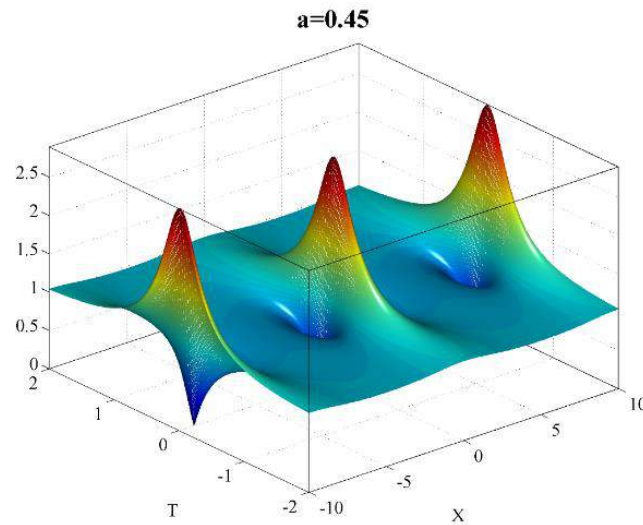
En mer, c'est impossible à vérifier: En laboratoire toute cette théorie est vérifiée

Familles de solutions

Diagramme espace/temps



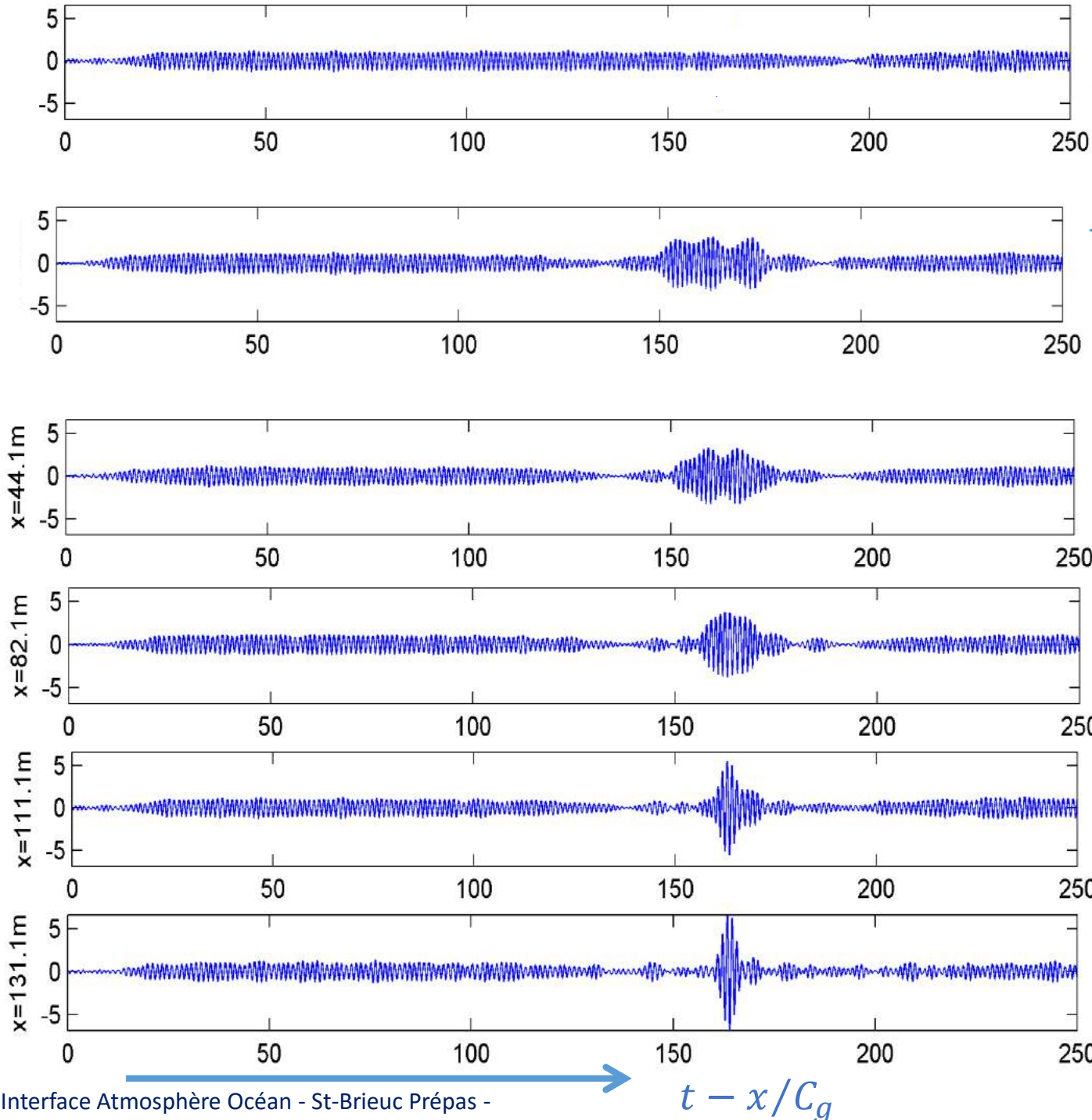
« Vague, ou onde optique, ou autre types d'onde qui vient de nulle part et qui disparaît sans laisser de traces »



Solitons pulsés

X=44 m

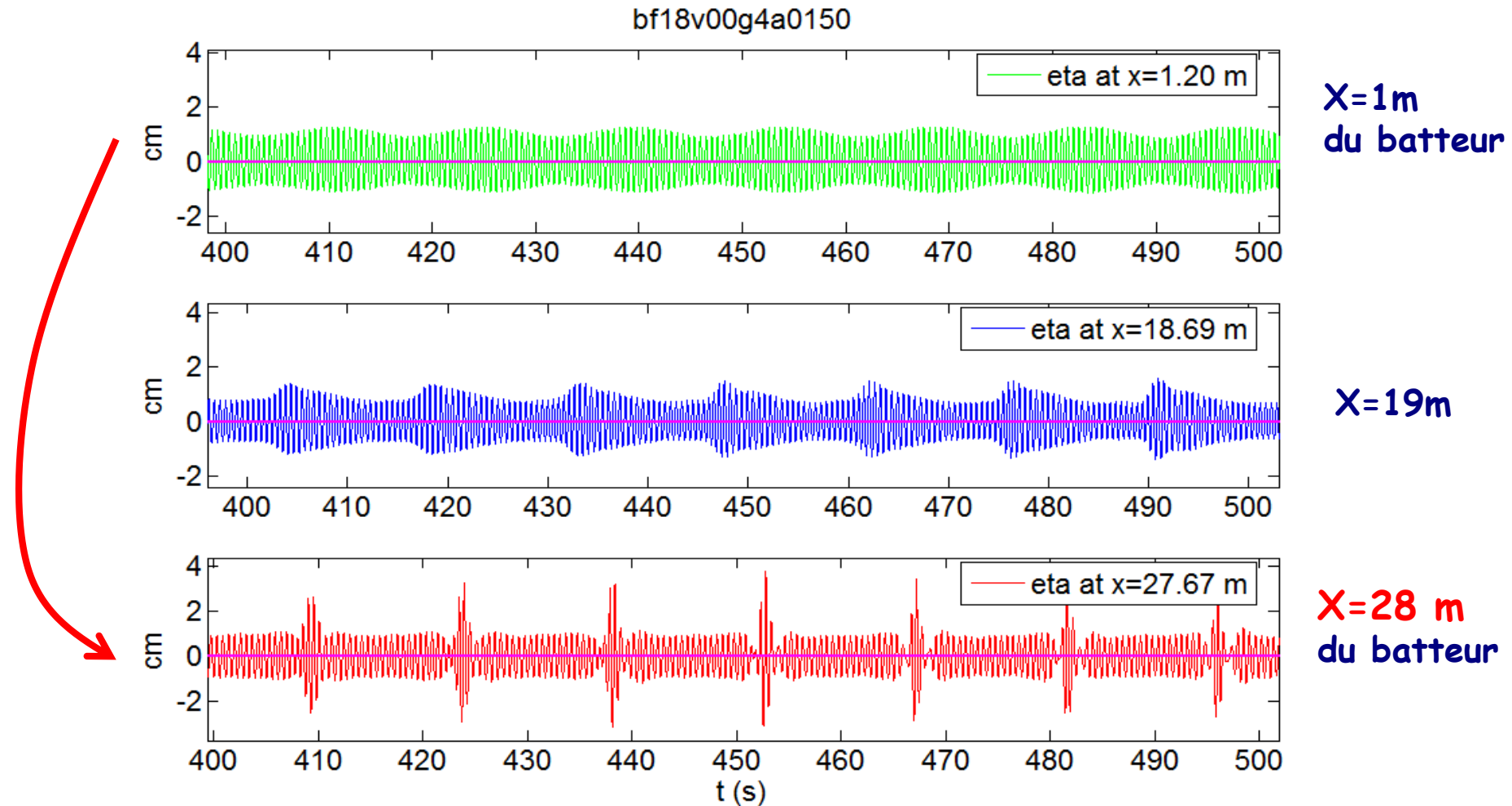
X=131 m



Dans un bassin de 200m, on arrive a générer une vague 5 fois plus haute que les autres

Super rogue wave
Amplification factor: 5

Vagues scélérates périodiques les solitons pulsés (Breathers)



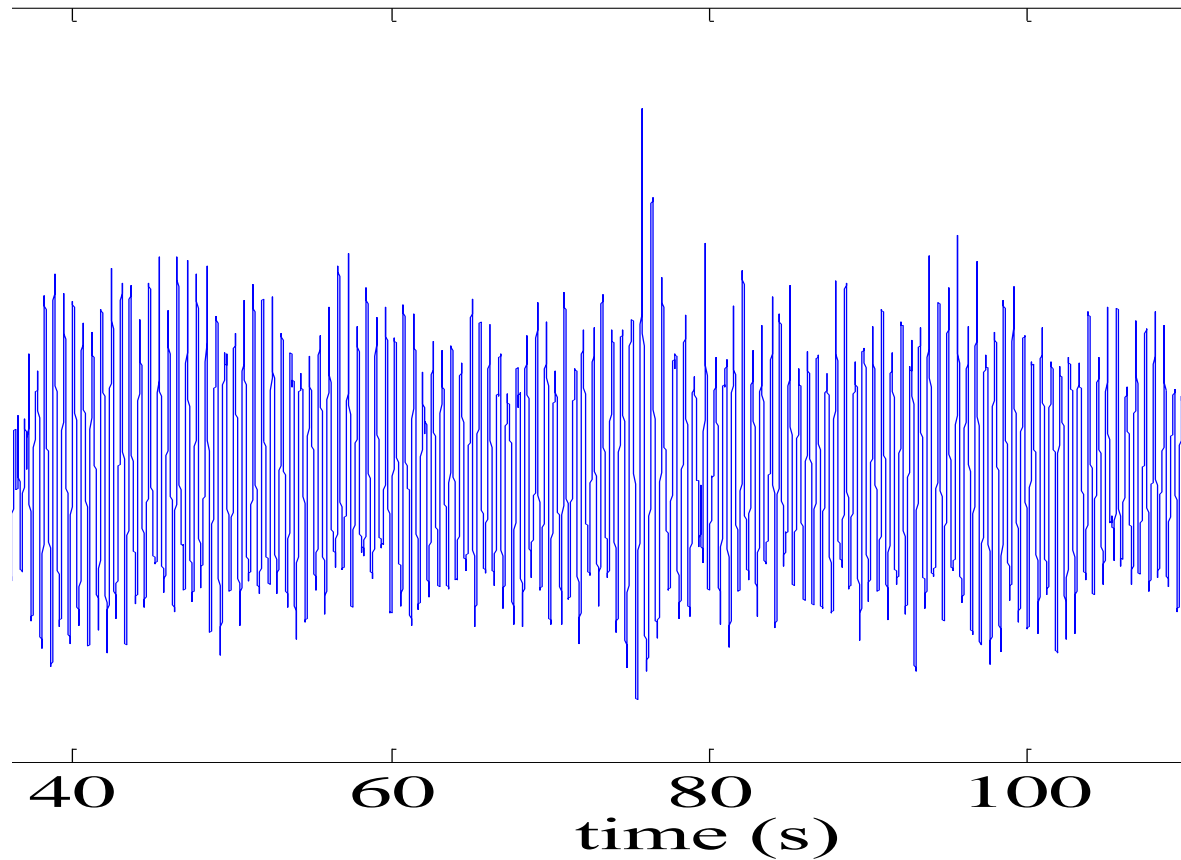
Au bout de seulement
56 longueurs d'onde

→ Amplification par 3 de façon périodique

Vague scélarate au milieu d'un champ de vagues de vent aléatoires

Soufflerie air/eau

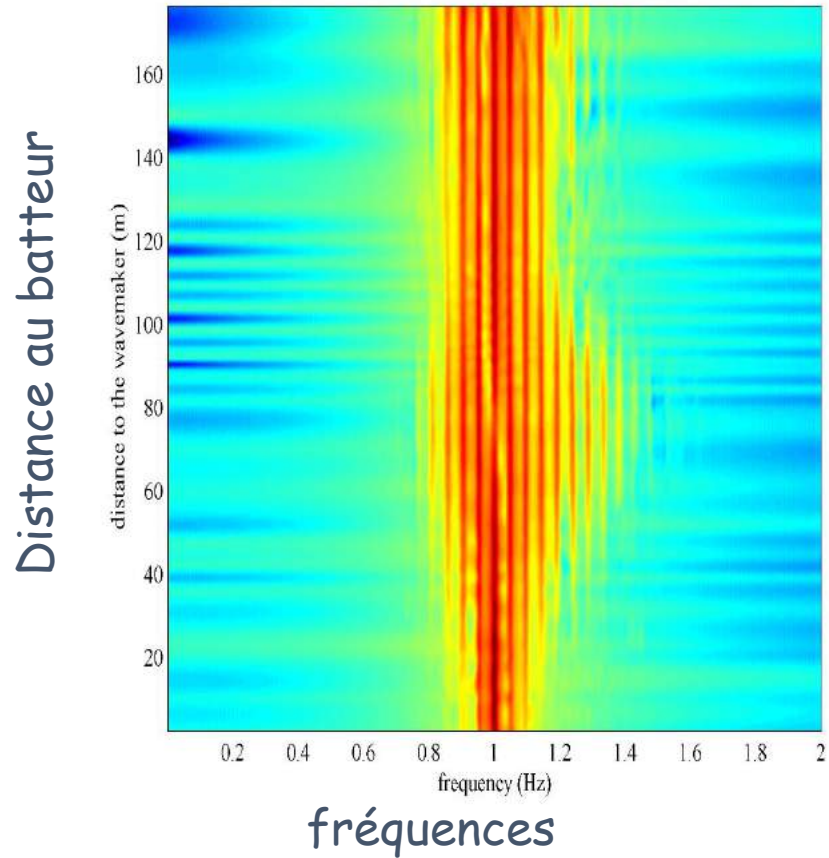
wind: $U=9$ m/s



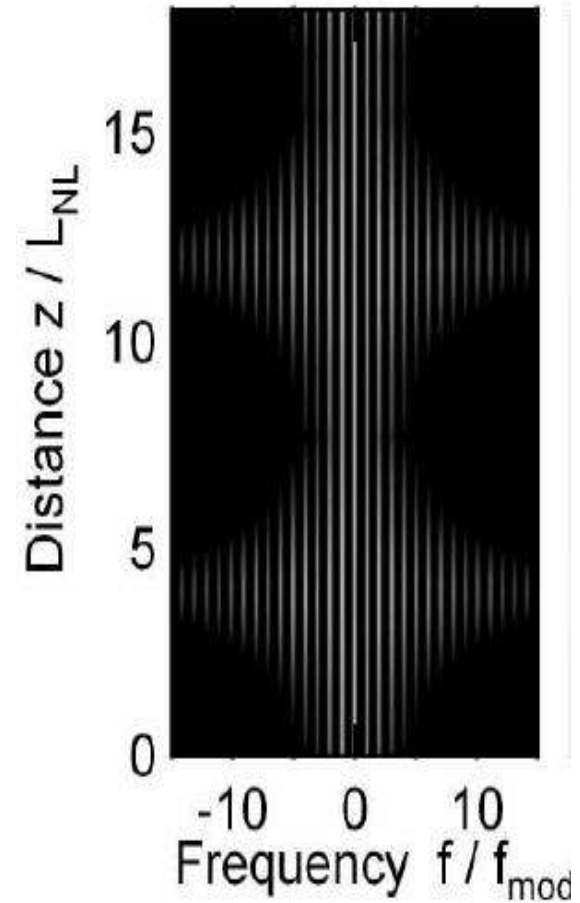
Chabchoub, Branger et al 2013

Analogie avec l'optique non linéaire: représentation espace/fréquence

Vagues solitons pulsés

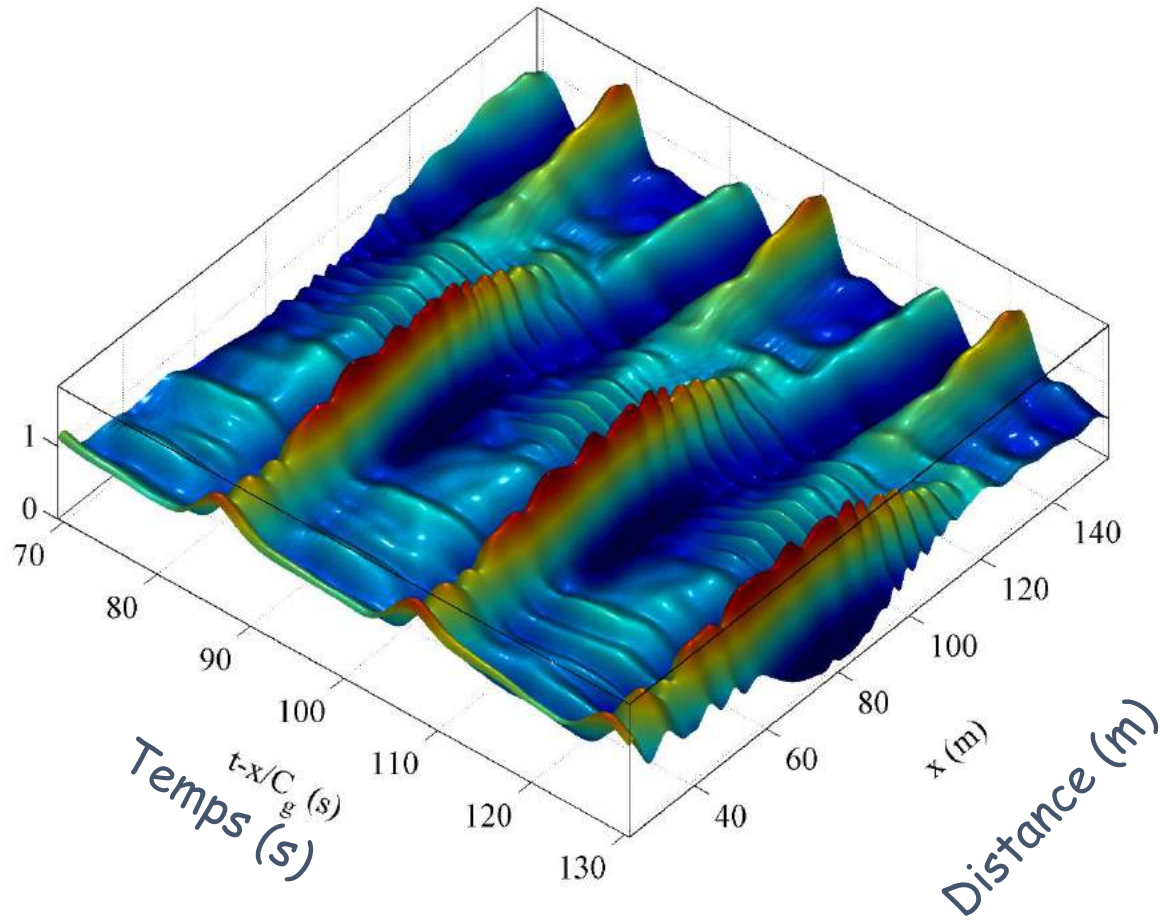


Optique solitons pulsés
(Dudley et al 2009)

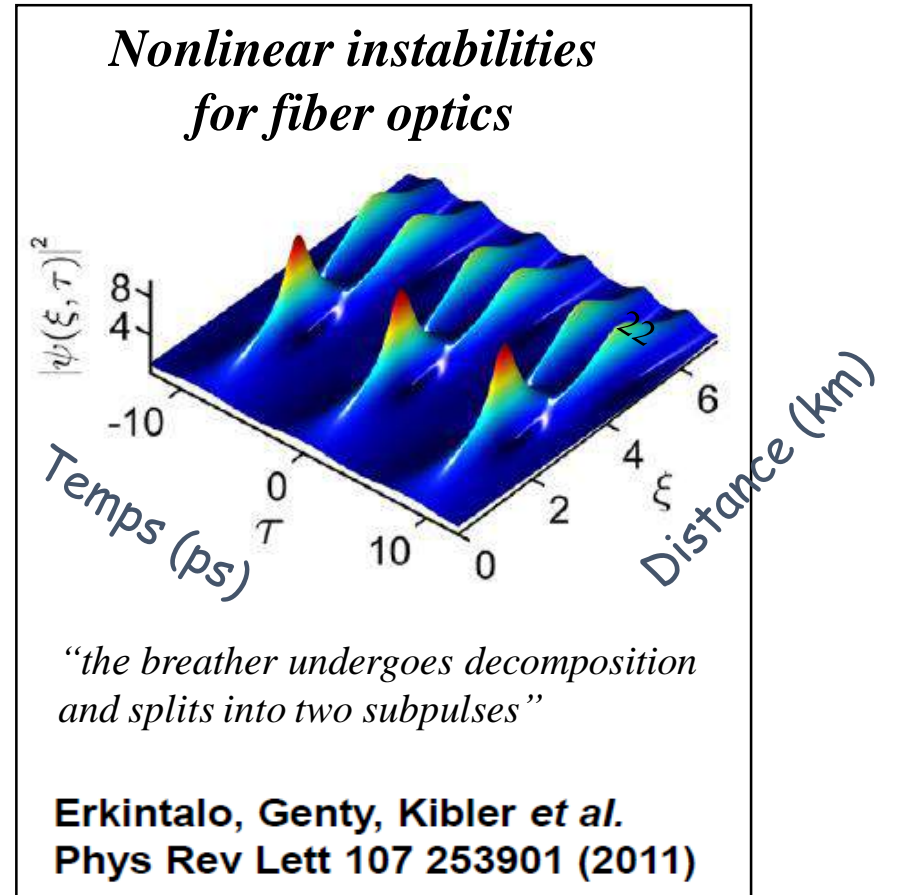


Fission de vagues scélérates

Diagramme espace/temps, référentiel se déplaçant à la vitesse de groupe



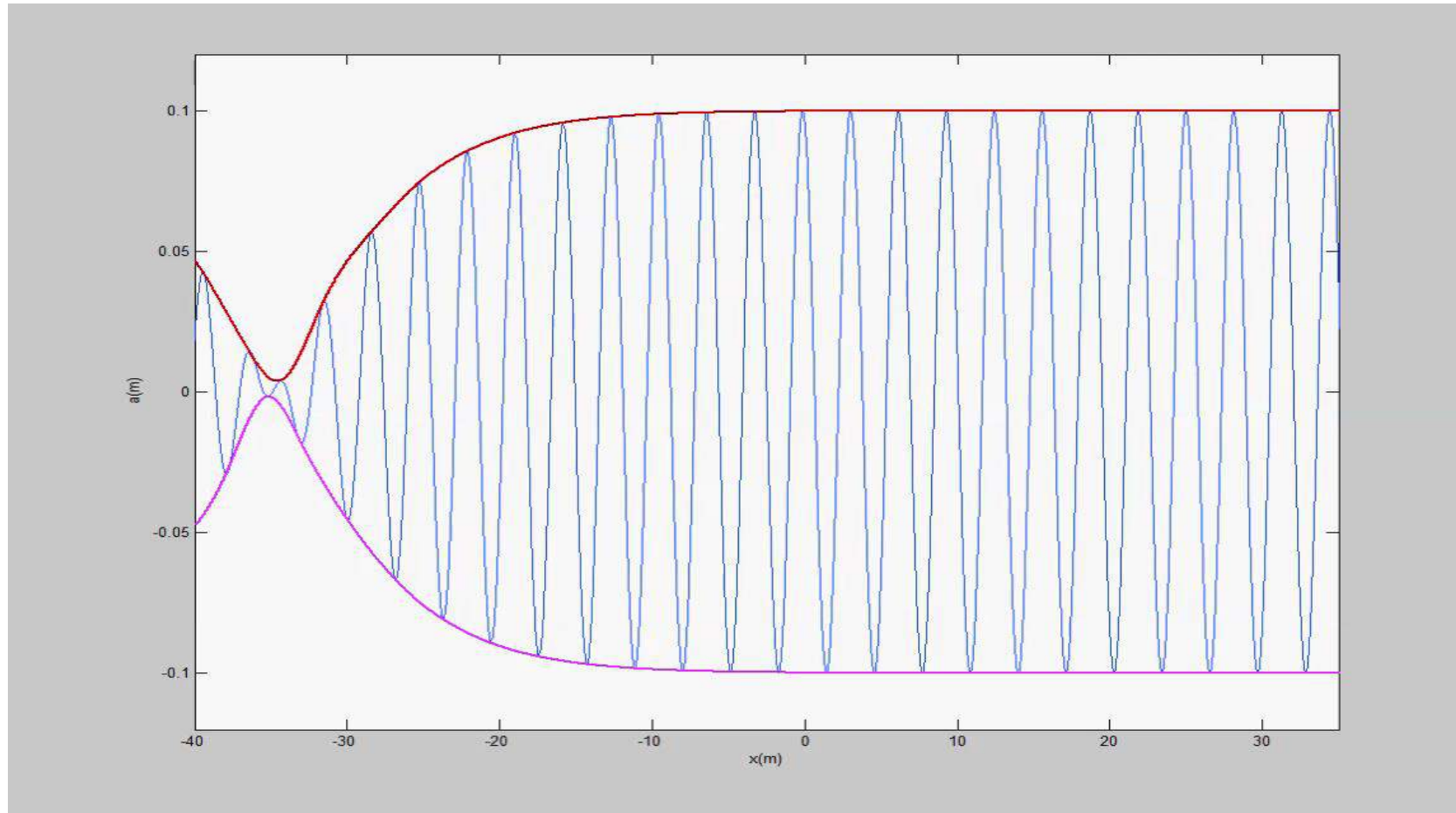
vagues
(bassin de Taiwan)



optique

Kimmoun, Branger et al: nature phys. Reports (2016) (en révision)

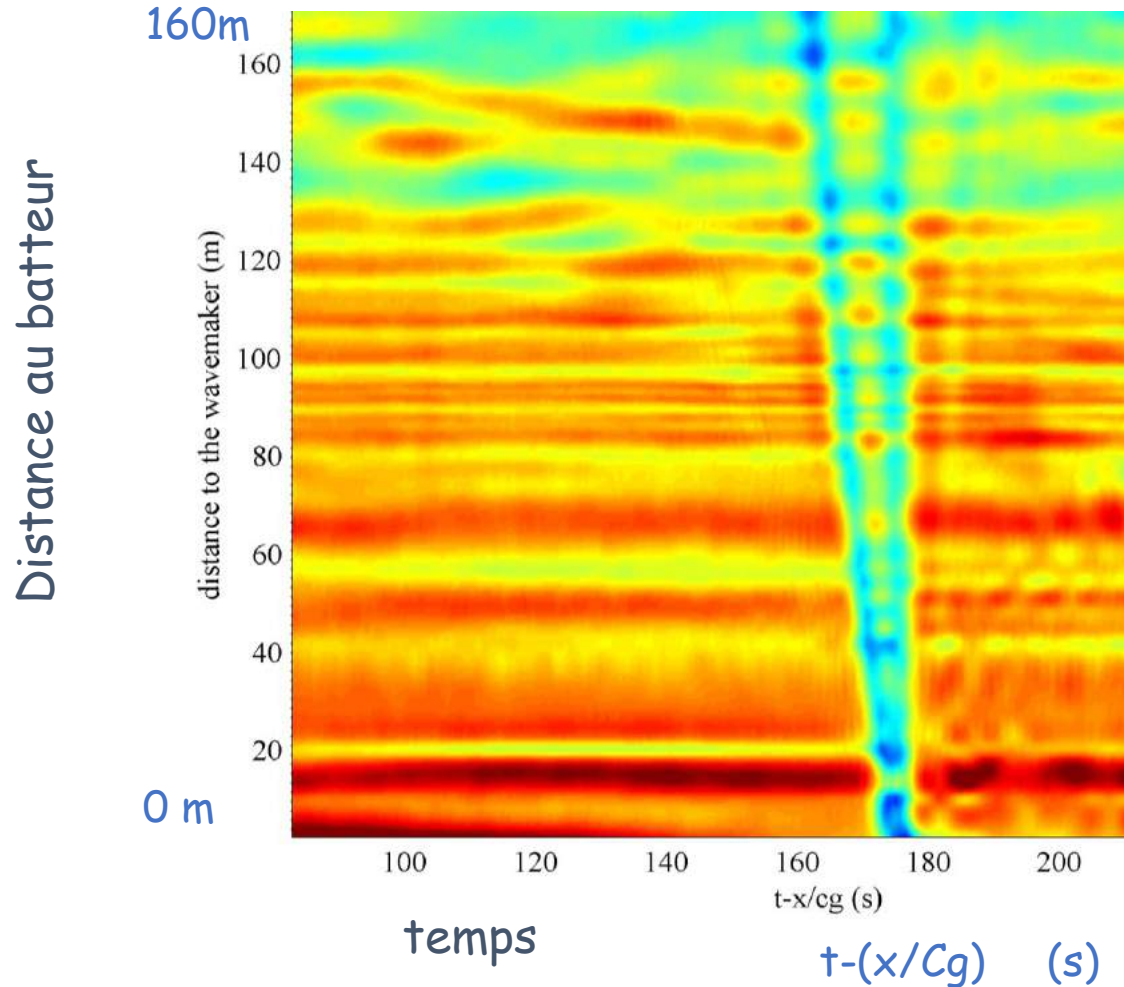
Analogie avec l'optique: les solitons noirs (extinction lumineuse)



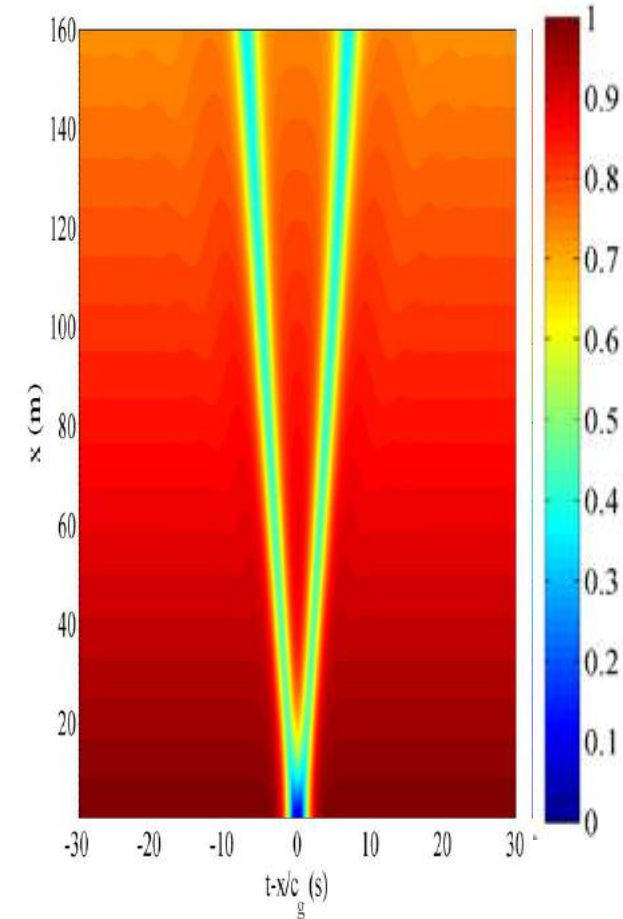
vagues

Chabchoub, Branger et al. Phys Rev Letters (2013)

Vagues

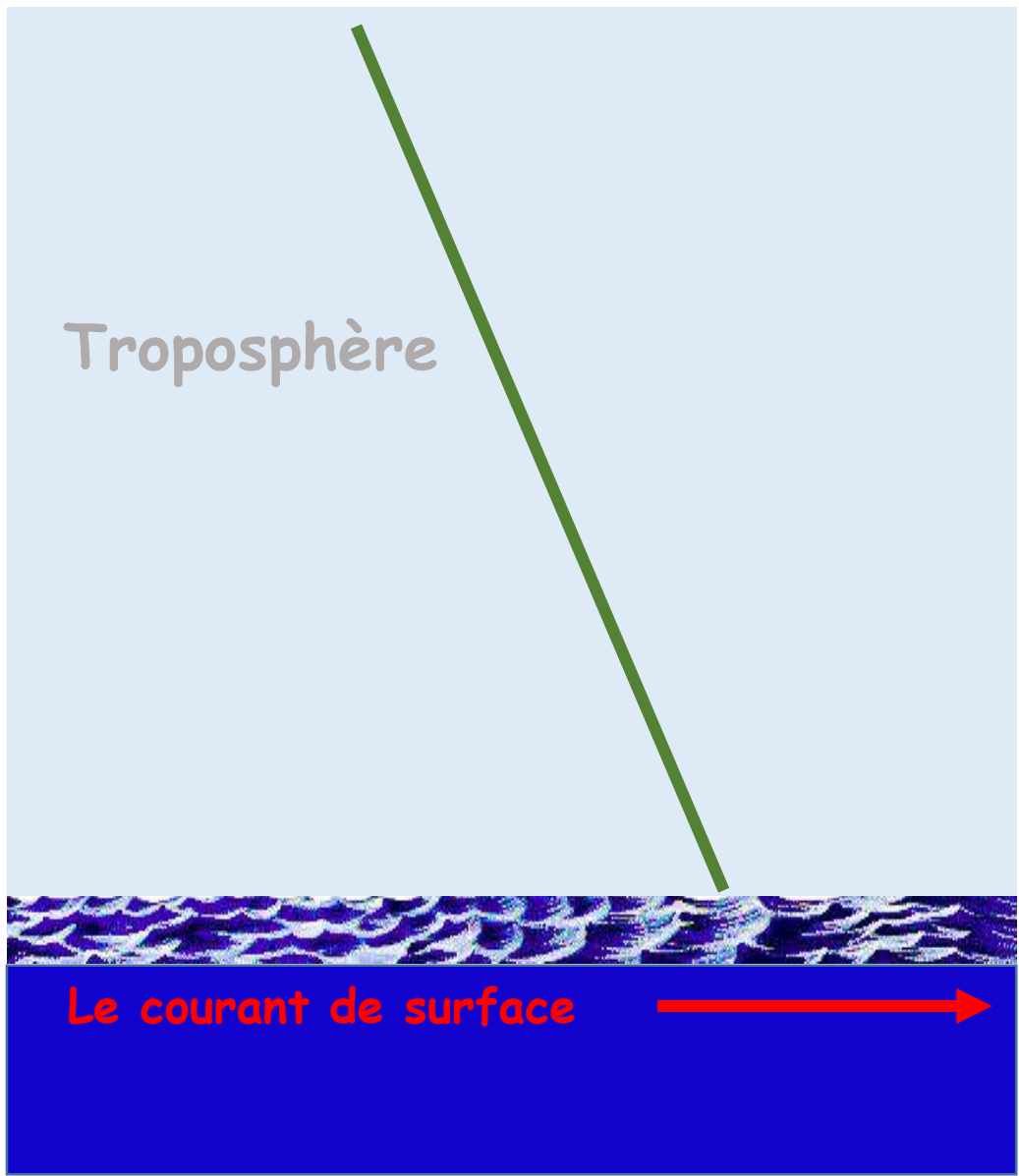


Théorie à partir optique non linéaire

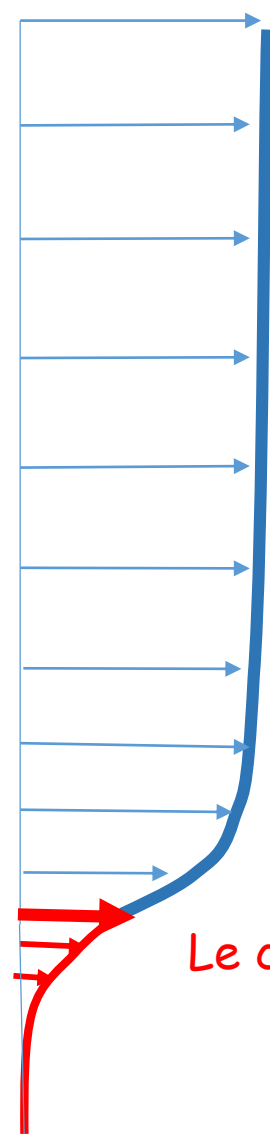


12
km

-100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60
Temperature



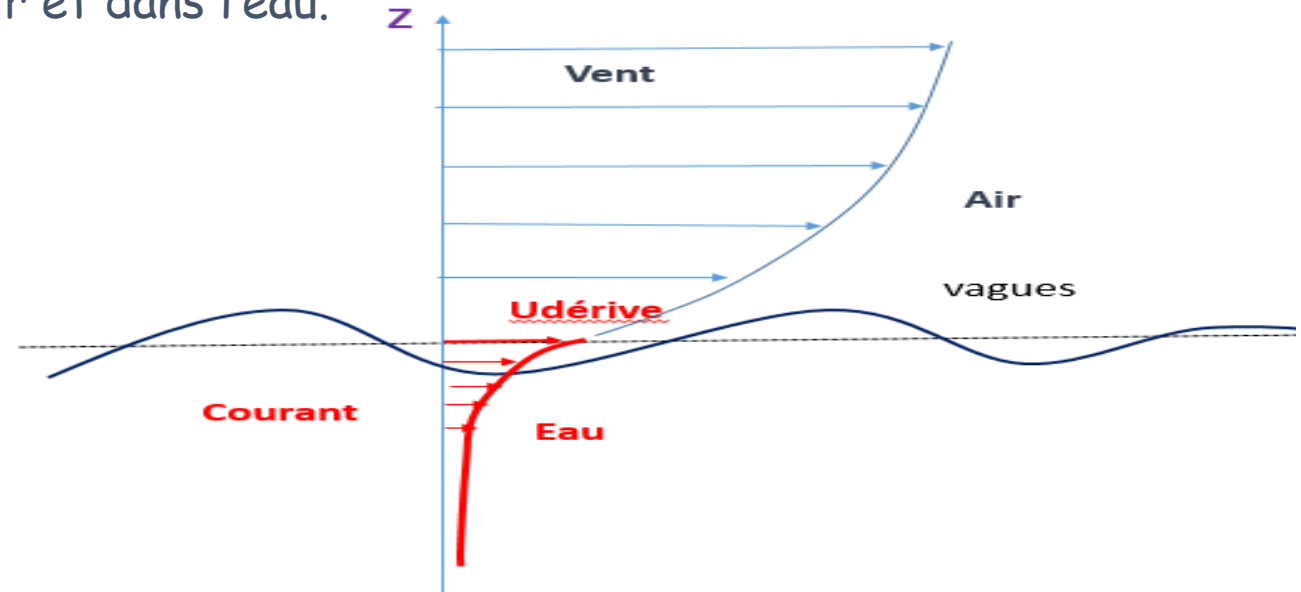
Profil du vent



Le courant à la surface de la mer

A l'interface air/eau, il y a

- 1) statistiquement continuité des vitesses dans l'air et dans l'eau.
- 2) le flux de quantité de mouvement se conserve



$$\tau = \rho_{air} u_{air}^*{}^2 = \rho_{air} \sqrt{-u'_{air} w'_{air}} = \rho_{eau} \sqrt{-u'_{eau} w'_{eau}} = \rho_{eau} w_{eau}^*{}^2$$

Dans l'air: $u(z) = U_{dérive} + \frac{u^*}{\kappa} \ln(z/z_0)$

dans l'eau: $u(z) = U_{dérive} - \frac{w^*}{\kappa} \ln(-z/z_0)$

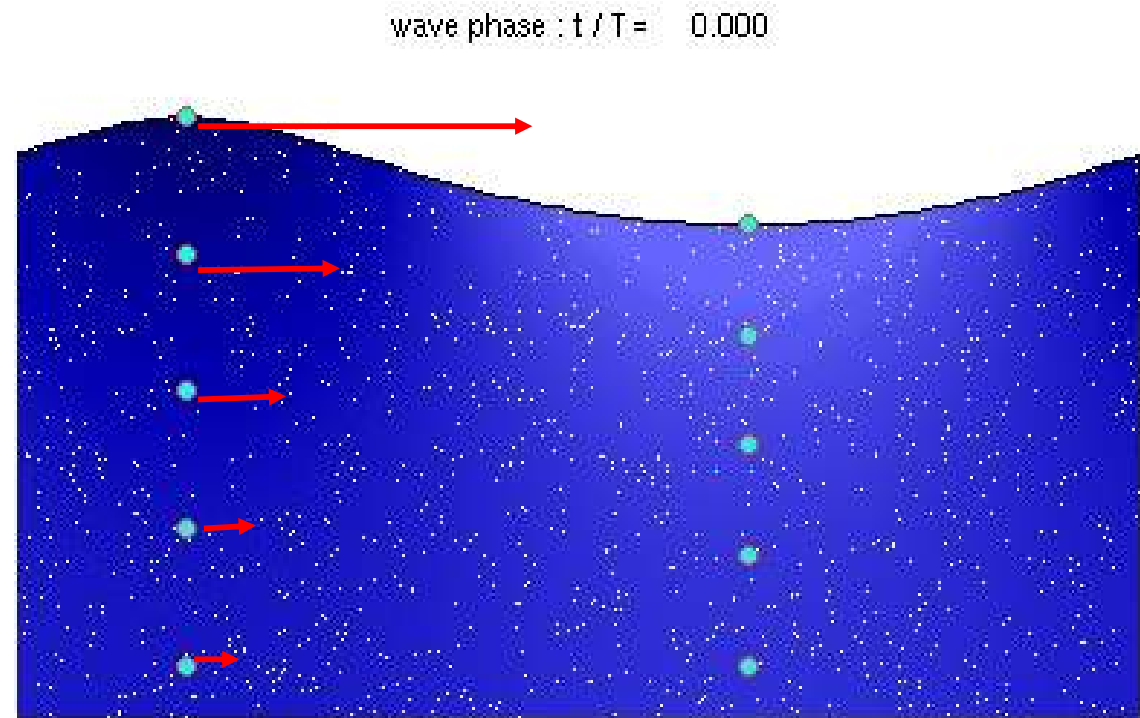
$$U_{dérive} = \frac{\sqrt{\frac{\rho_{air}}{\rho_{eau}}} u_{air}(z) + u_{eau}(-z)}{1 + \sqrt{\frac{\rho_{air}}{\rho_{eau}}}}$$

Courant orbital induit par les vagues: le courant de dérive de Stokes

$$U_{Stokes}(z) = (ak)^2 c e^{2kz}$$

cambrure

Célérité de la vague



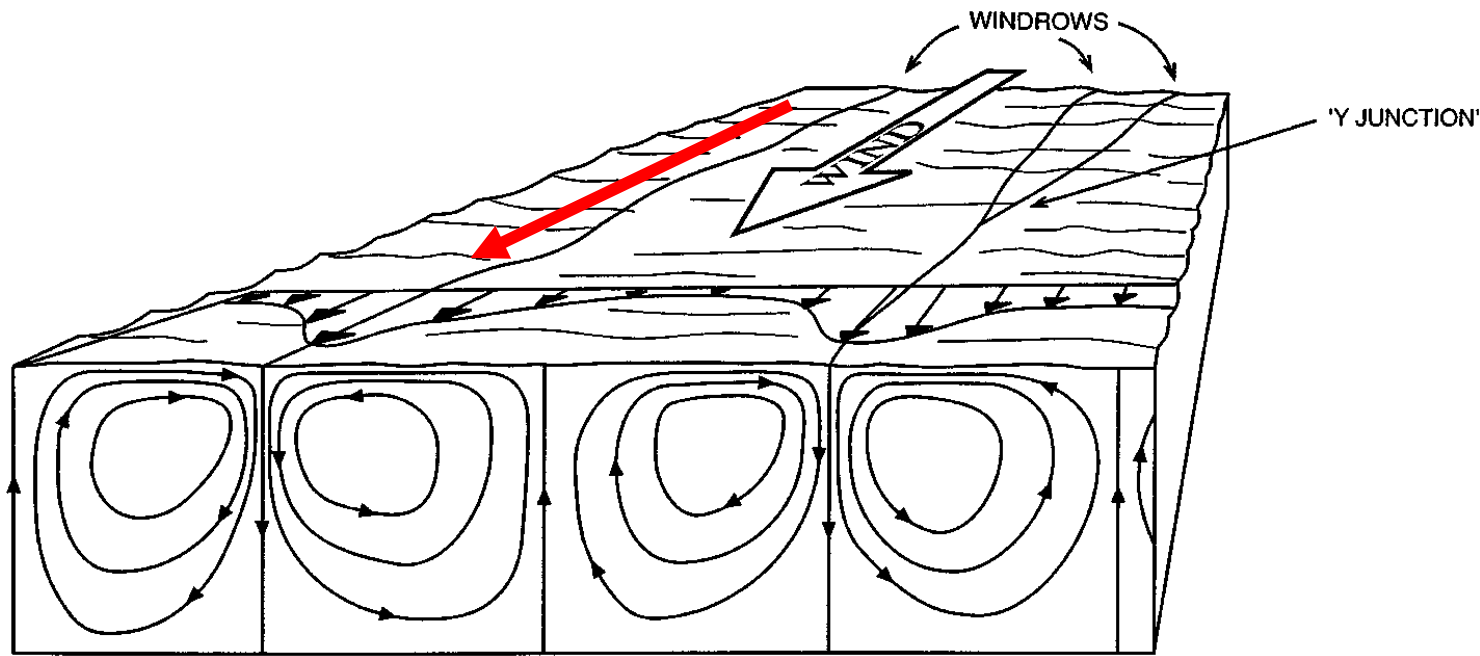
Source wiki

Circulations de Langmuir dues au vent et aux vagues :

Interactions entre

a) la vorticité (rotationnel de la vitesse) dans l'eau induite par le cisaillement du vent à la surface

b) Les déformations des lignes de vorticité induit par le courant orbital des vagues

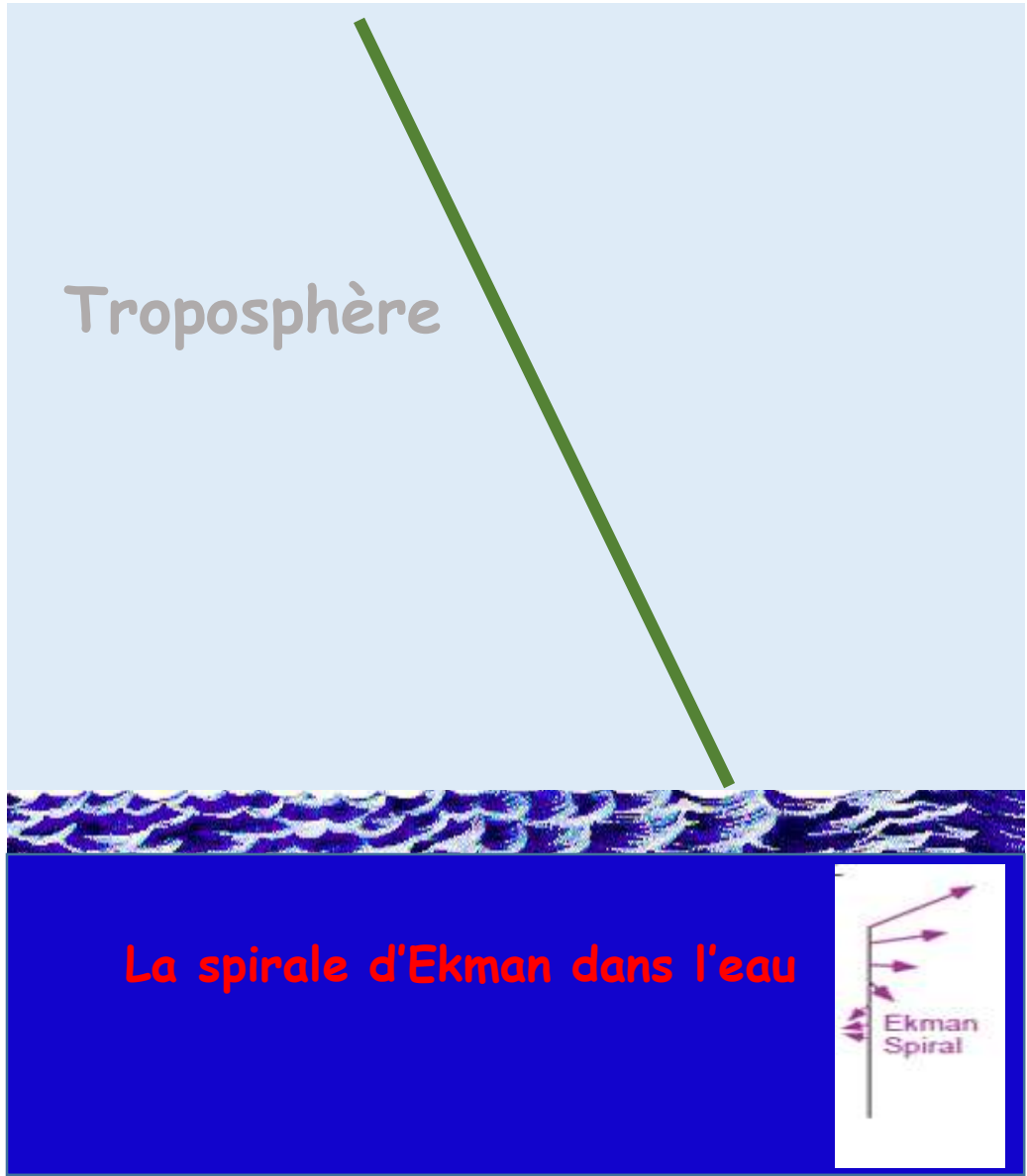


Thorpe 2004

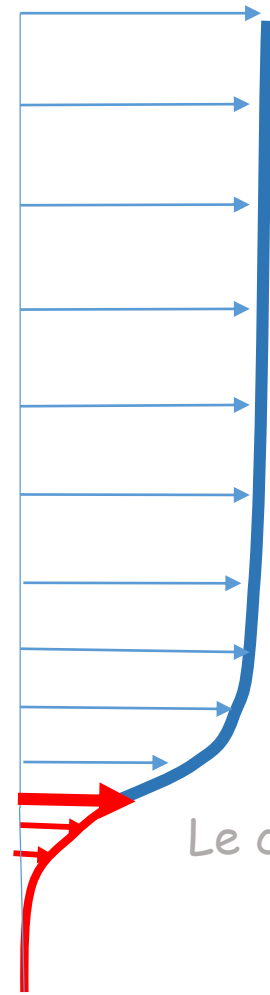
→ Bandes blanches d'écume dans le lit du vent,
(wind streaks)

12
km

-100 -80 -60 -40 -20 0 20 40 60
Temperature



Profil du vent



Le courant à la surface de la mer

Spirale d'Ekman dans l'eau:

ce sont les mêmes équations que dans l'air,

$$\begin{aligned} f v + \nu_{Turbulent} \frac{d^2 u}{dz^2} &= \vec{0} \\ -f u + \nu_{Turbulent} \frac{d^2 v}{dz^2} &= \vec{0} \end{aligned}$$

Mais les conditions aux limites changent:

Au fond: $z = -\infty \rightarrow \vec{U} = \vec{0}$

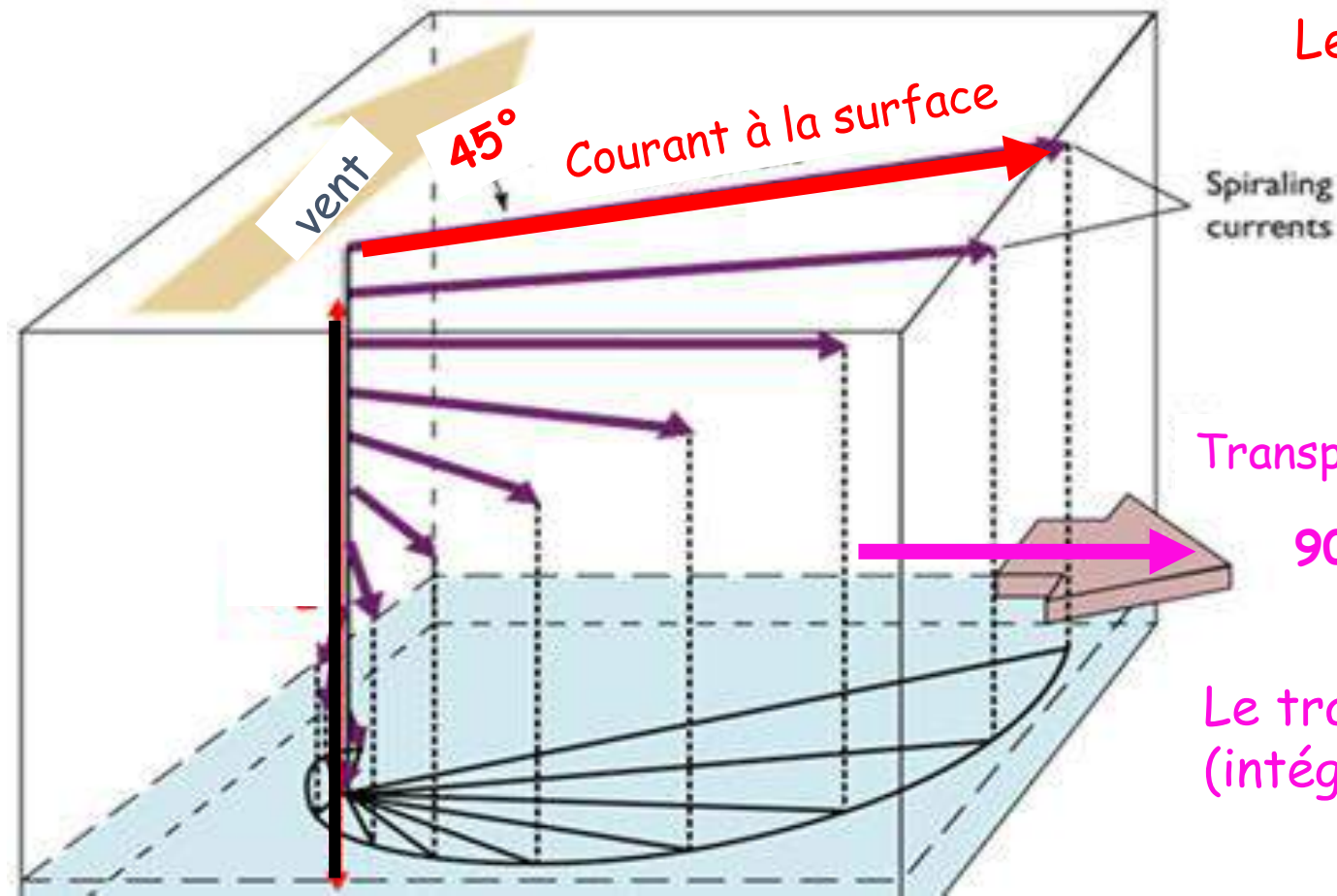
À la surface: $z = 0 \rightarrow \rho_{eau} \nu_{Turbulent} \frac{d\vec{U}}{dz} = \overrightarrow{\tau_{tension\ du\ vent\ en\ surface}}$

$$\left\{ \begin{aligned} u(z) &= V_o e^{\frac{z}{L_E}} \sin\left(\frac{\pi}{4} - \frac{z}{L_E}\right) \\ v(z) &= V_o e^{\frac{z}{L_E}} \cos\left(\frac{\pi}{4} - \frac{z}{L_E}\right) \\ f &= \sin(\varphi) \frac{2\pi}{24 * 3600} = \begin{array}{l} \text{Paramètre de Coriolis} \\ \text{Vitesse de pivotement instantanée au point considéré} \end{array} \end{aligned} \right.$$

$$L_E = \sqrt{\frac{2 \nu_T}{f}} \quad \text{Longueur d'Ekman}$$

$$V_o = \frac{\tau}{\rho_{eau} \sqrt{f \nu_T}}$$

Spirale d'Ekman dans l'eau sans l'hémisphère Nord



Le courant de surface est à 45° du vent

Transport de masse

90°

Le transport moyen est à 90° du vent
(intégration du courant sur la verticale)

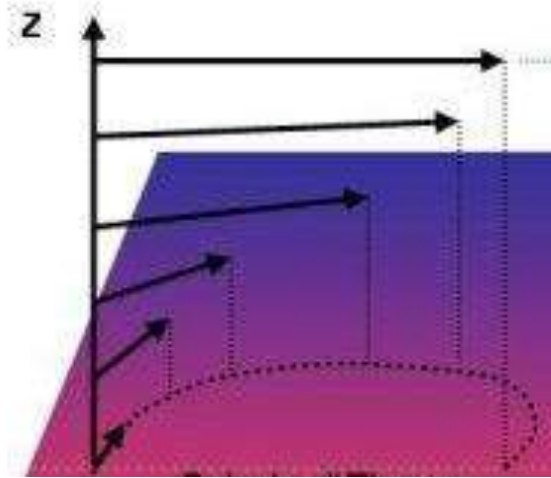
Profondeur typique d'Ekman: ~ 30 m - 40m (Price et al. 2005)

Torsion typique: à 2m sous la surface l'angle est de 39° du vent (Lund et al. 2015)

Remarque importante:

spirale d'Ekman dans l'eau: **sens inversé** par rapport à la spirale d'Ekman dans l'air !!

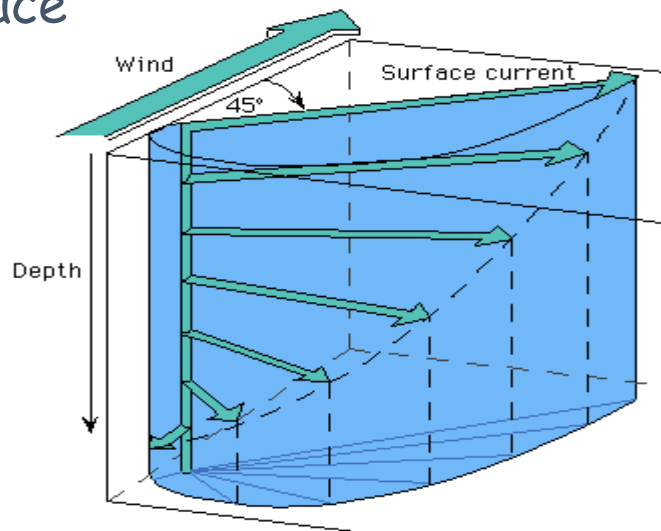
air



En descendant la spirale tourne « **à gauche** »

interface

eau



En descendant la spirale tourne « **à droite** »

Hémisphère Nord

Conséquence très importante (inversée par rapport à l'air):

Un courant cyclonique
est divergent



Un courant anti-cyclonique
est convergent



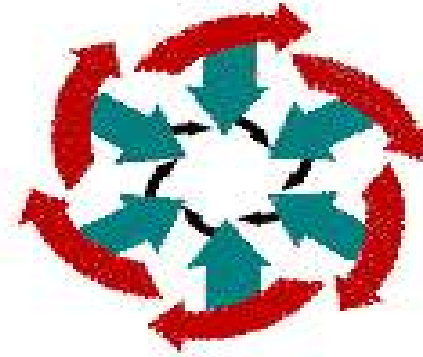
Dessin wiki

Courant cyclonique

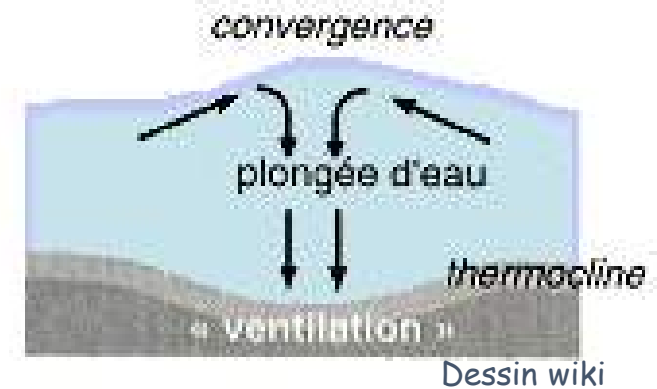
Vue de dessus



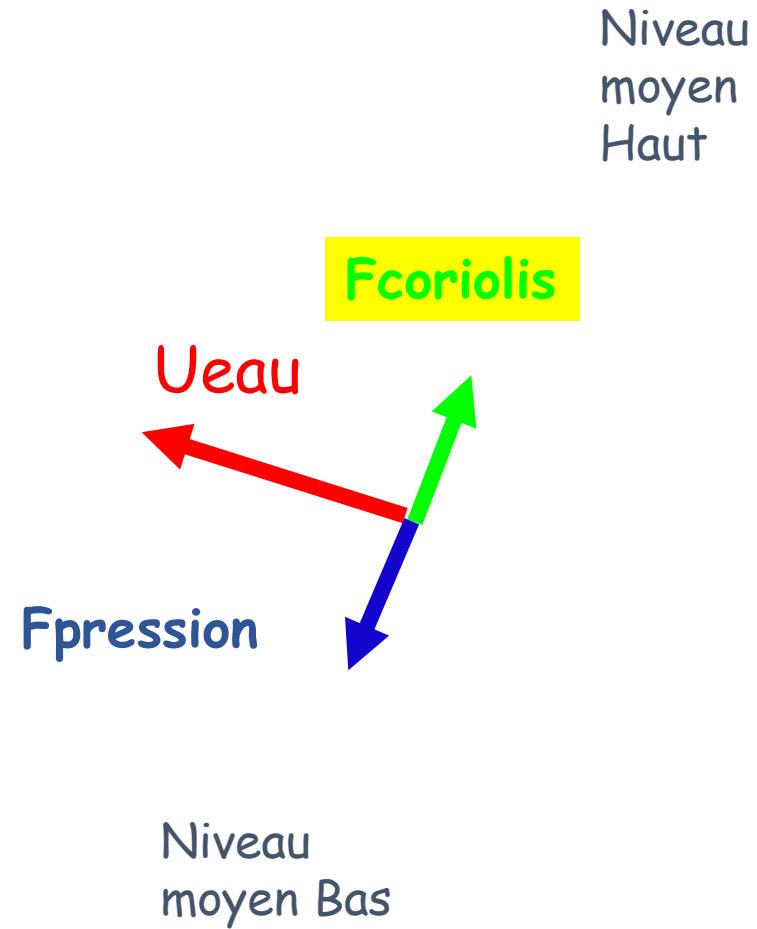
Courant anti-cyclonique



Coupe verticale de l'Océan

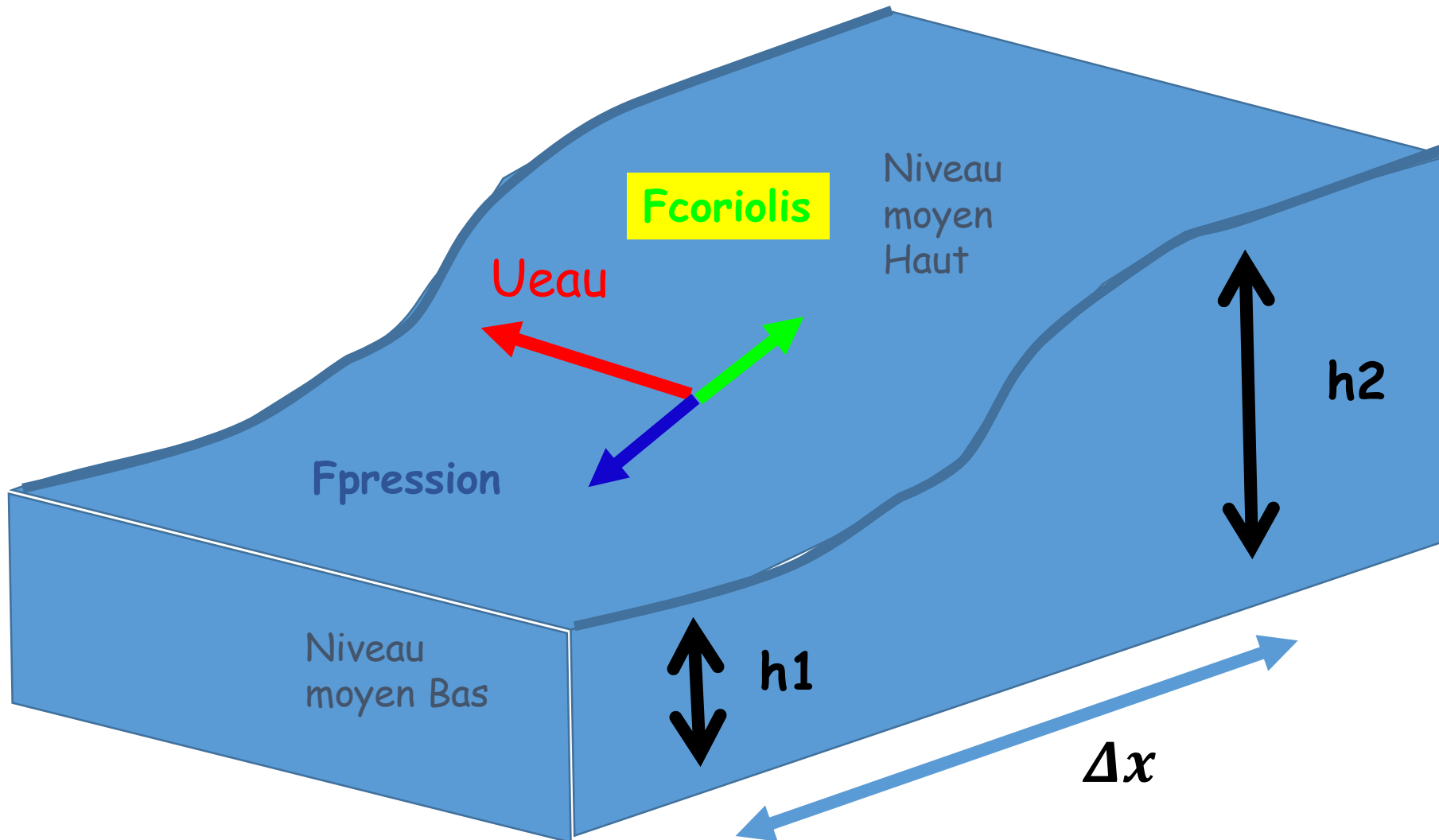


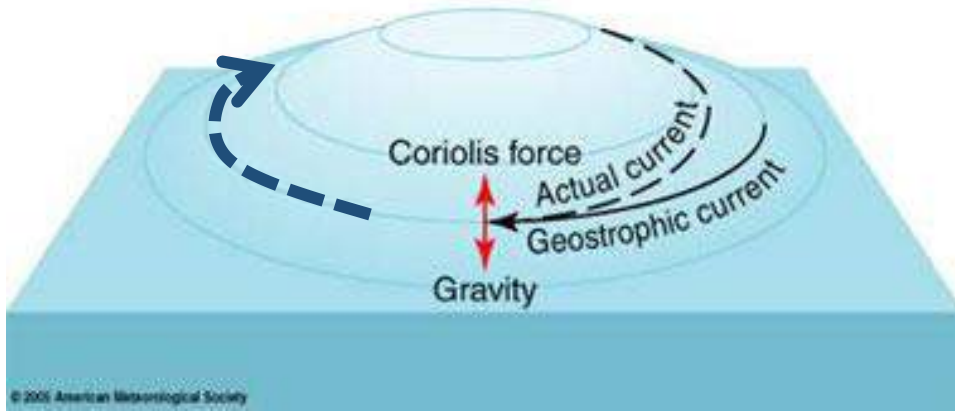
Les courants géostrophiques marins:



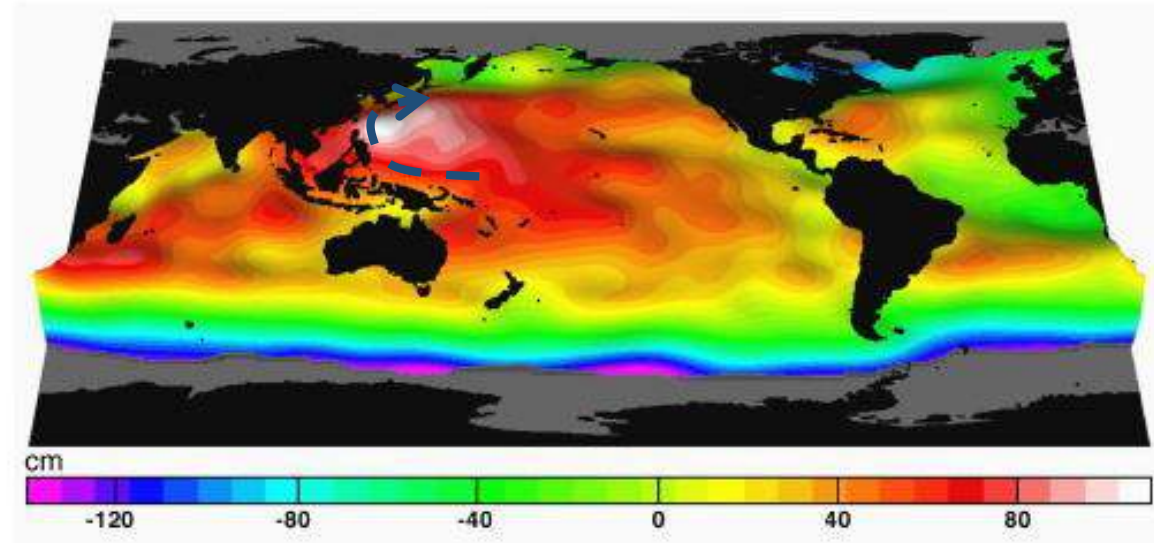
Les courants géostrophiques marins:

$$U_{\text{géostrophique}} = \frac{g}{f} \frac{h_2 - h_1}{\Delta x}$$





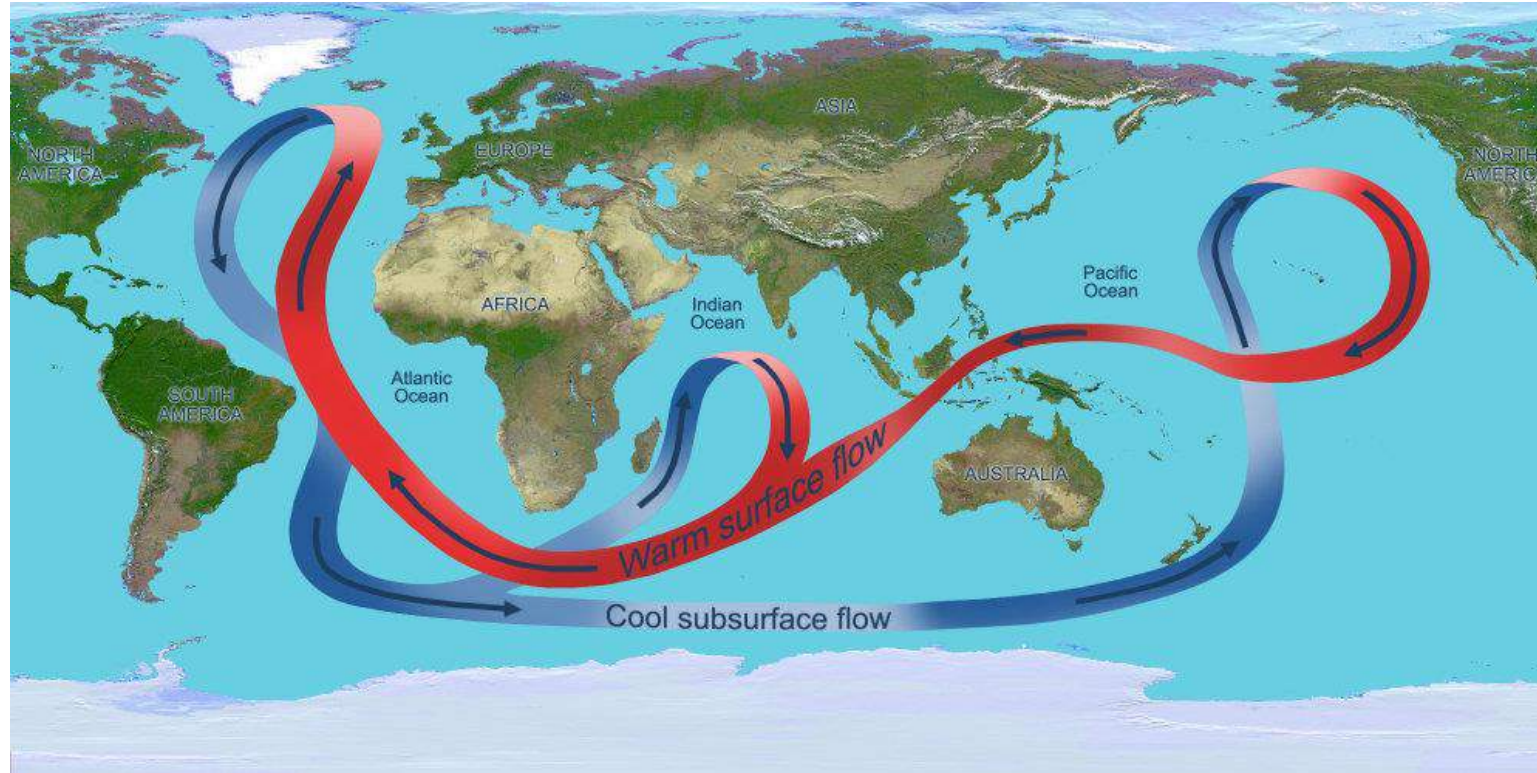
$$U_{\text{géostrophique}} = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x}$$



Topographie dynamique. (Jason-Nasa/Cnes)

Il ya aussi les flux de chaleur sensible, de chaleur latente, la salinité

Un régulateur du climat à long terme: **la circulation thermohaline**

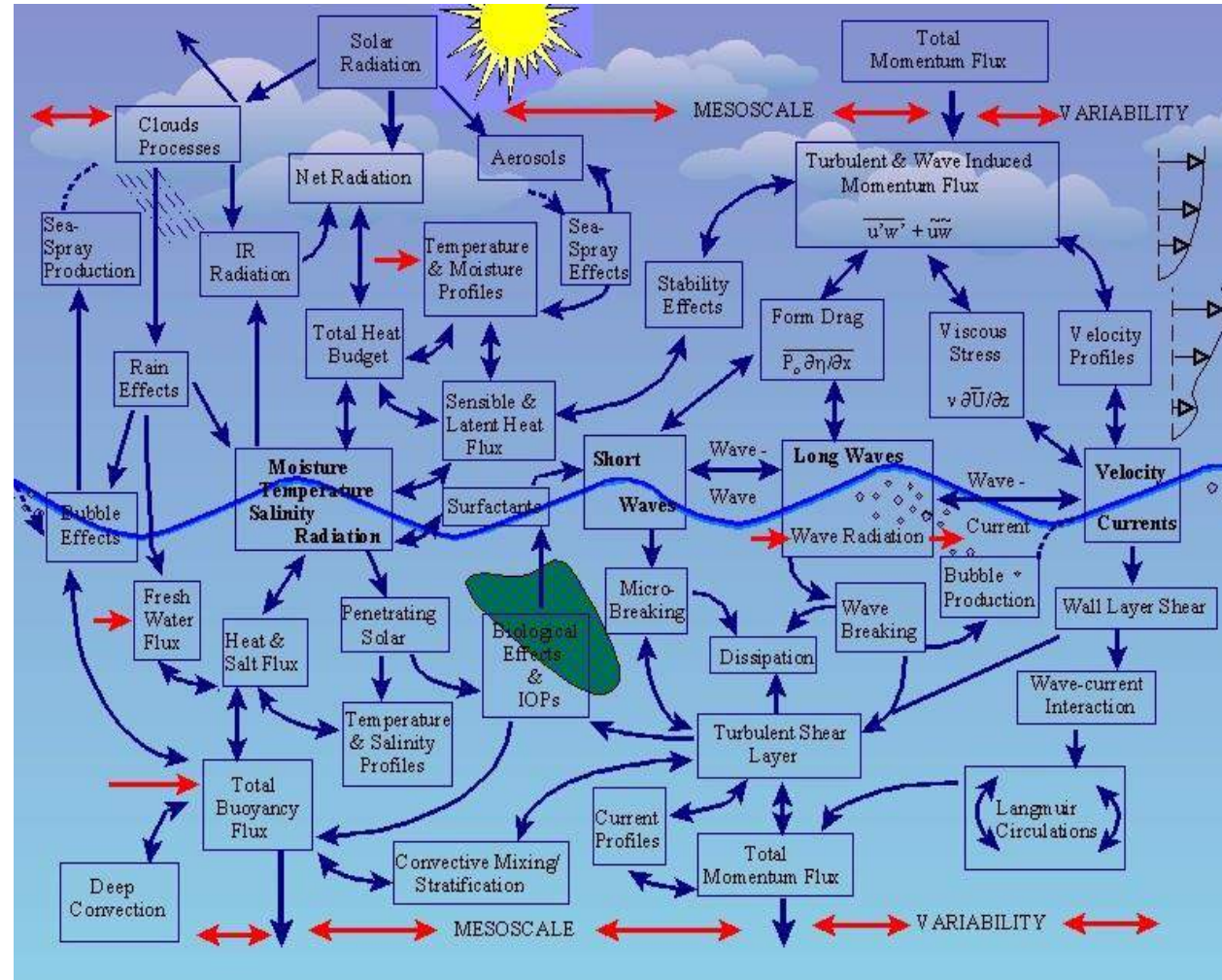


Cycle de ventilation de l'océan profond: 500-2000 ans

Hansen et al (Mars Atmos. Chem. Phys. Mars 2016) → un réchauffement de 2 °C suffirait à faire fondre la glace arctique, provoquer une stratification de l'océan arctique, ... et bloquer la circulation thermohaline avec des réactions en cascade ...

Conclusion

les interactions océan-atmosphères sont très compliquées

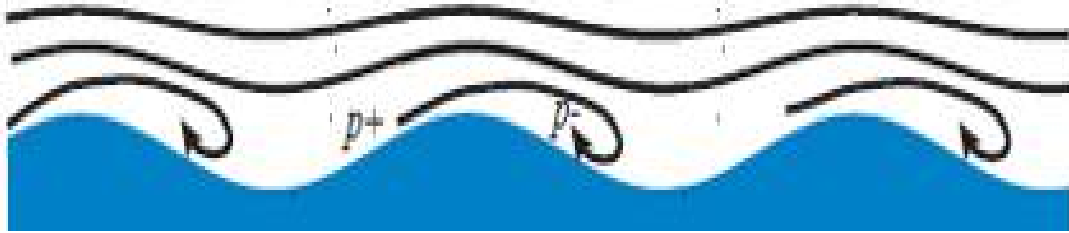


Merci pour votre attention

<http://www.whoi.edu/science/AOPE/dept/CBLASTmain.html>

b) **With wind** : $(U_{z=\infty} - c) > 0$

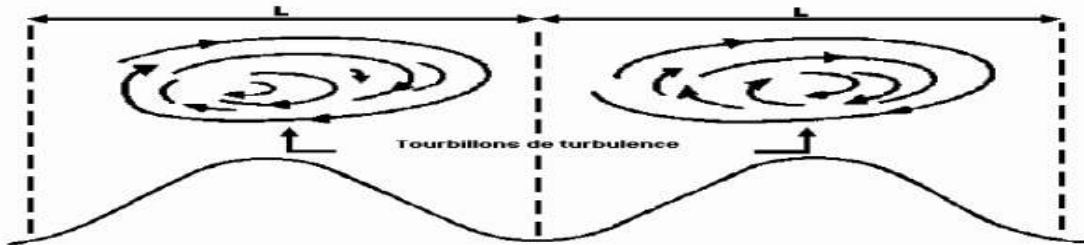
even in « old » models, the feed-back of the waves on the air may induce wave amplification by the wind.



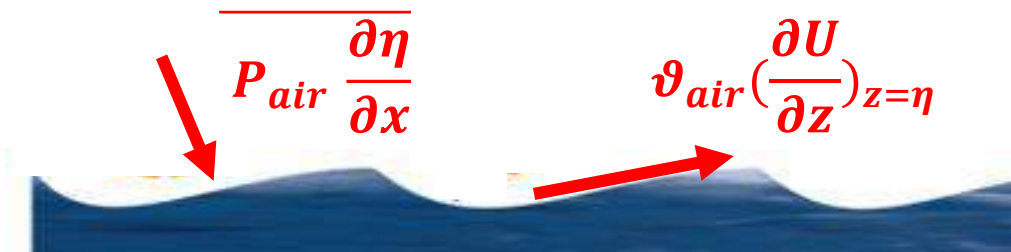
1925: Jeffreys : shelter effect



1957 Miles : wind shear
+ linear air/water coupling

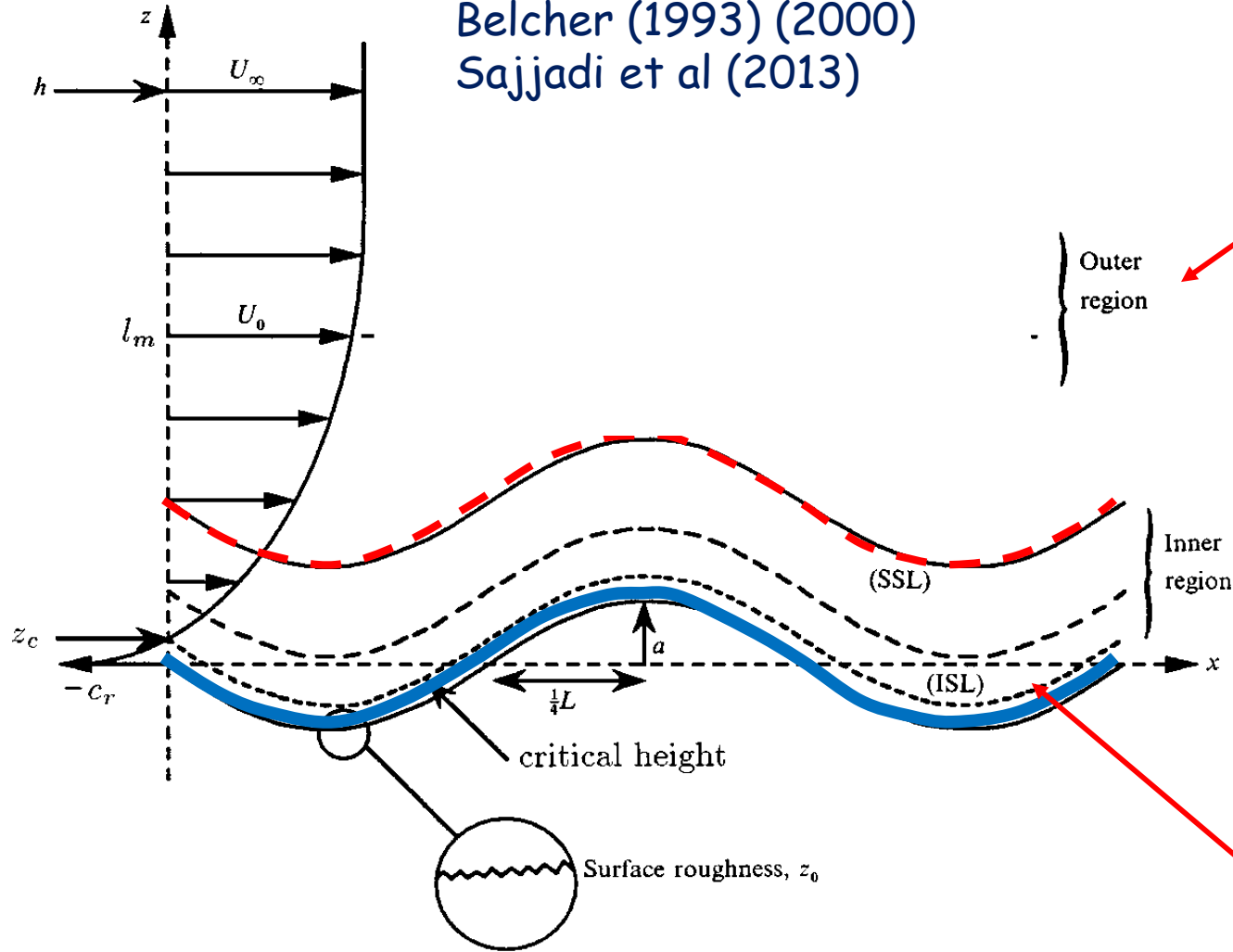


1957: Phillips : wave/pressure resonance from
air turbulence above waves



1967 Deardorff : Normal Drag (amplification),
Viscous Drag (current)

More recent models: different physical processes in different boundary layers:
 Belcher (1993) (2000)
 Sajjadi et al (2013)



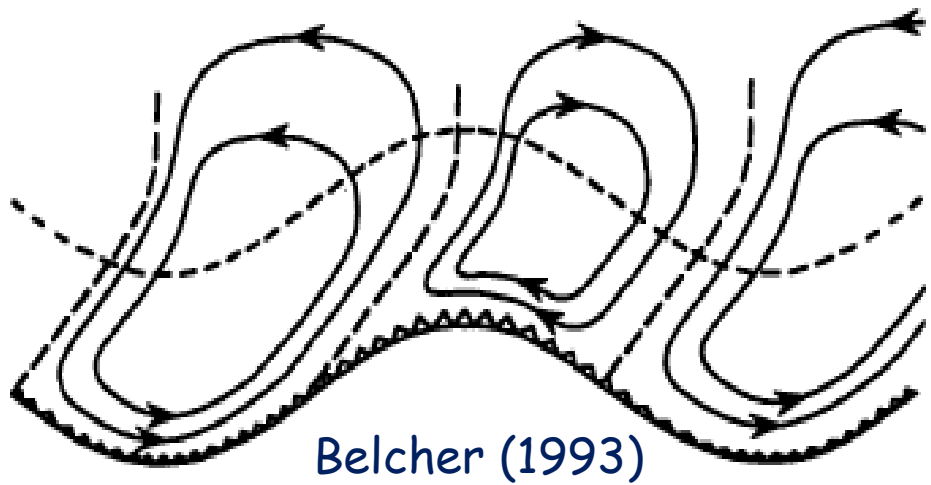
Outer Region:
 $T_{\text{eddy overlapping}} > T_{\text{advection}}$

eddies are advected rapidly from one wave crest to another
 - no large perturbations

Inner Region:
 $T_{\text{eddy overlapping}} < T_{\text{advection}}$

eddies are advected rapidly from one wave crest to another
 - large perturbations.

critical boundary layer $U \leq c_{\text{wave}}$



For example :
even **small scale roughness**
may induce deformation
in the Outer region

Open field at sea: much more difficult to make fluxes measurements close to the water surface...

→ small autonomous boat (length 2m) : OCARINA



Photos: H. Barrois -
Perou campaign 2015



Film: D. Bourras, Atlantic campaign 2015

Bourras, Branger et al , JAOT, (2014)

courants

Ustokes drift = 0.5% à 1.3% de U_{10} . et Wind drift = 0.6 % de U_{10} (Ardhuin et al JPO 2009)

Udrift + Ustokes drift = 1,6% de U_{10} (Lund et al. Dec 2015)

Typical Stokes depth: 5 m (Polton et al. 2005)

Typical Ekman depth: 30 m (Price et al. 2005)

En réalité, le courant de surface est tourné un peu moins de 45° :

mesures récentes: 39° à 2m de fond (Lund et al. Dec 2015)

75° de 5 à 20 m (Lewis and Belcher 2004)

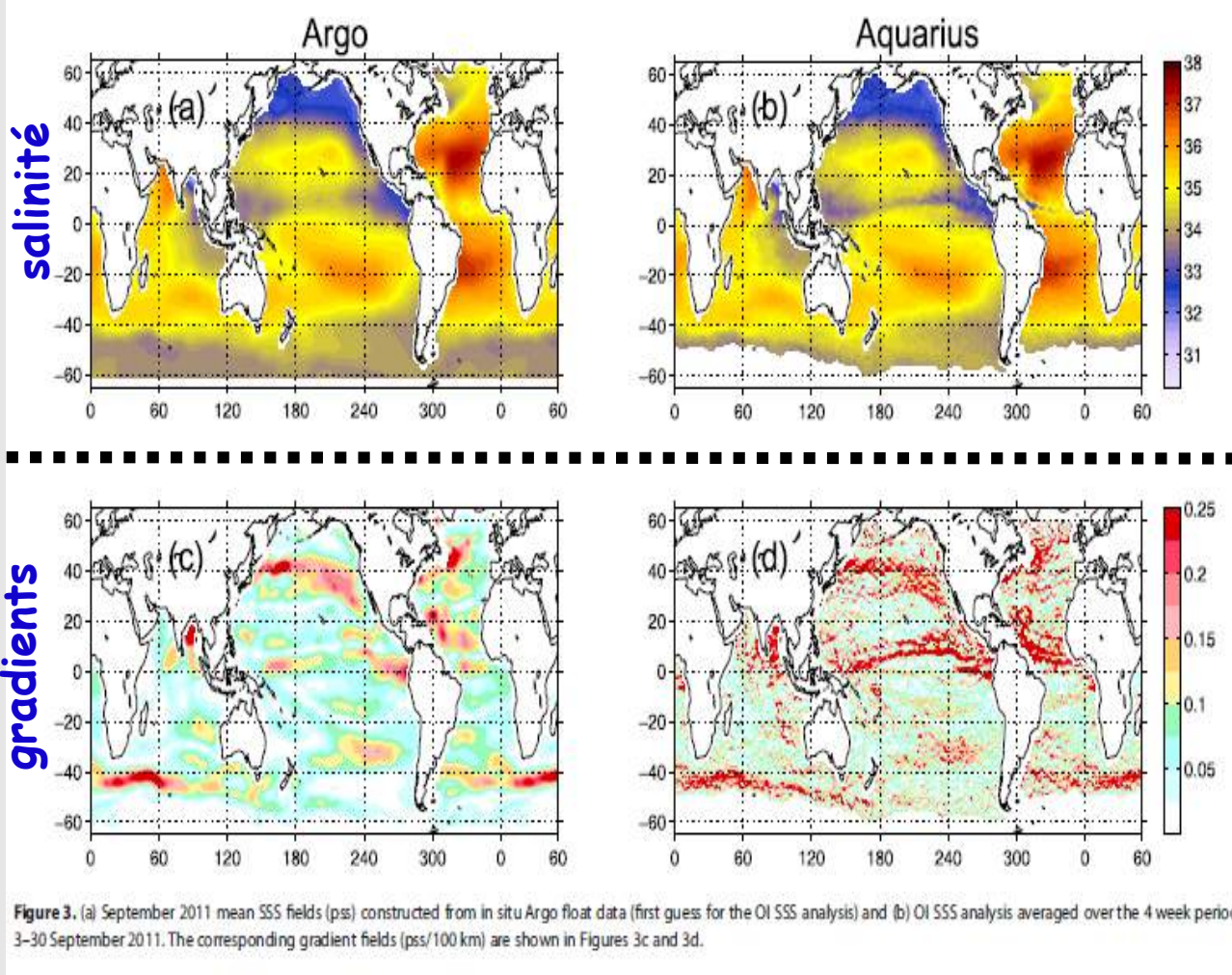
A 2 m de profondeur : Stokes Drift = 50 % du Ekman flow (Lund et al. Dec 2015)

A 8m de fond: Stokes drift = 25 % du Ekman flow

La salinité est mesurable par satellite (SMOS - AQUARIUS) avec une précision suffisante pour améliorer les modèles de circulation. Melnichenko et al, JGR 2016

flotteurs

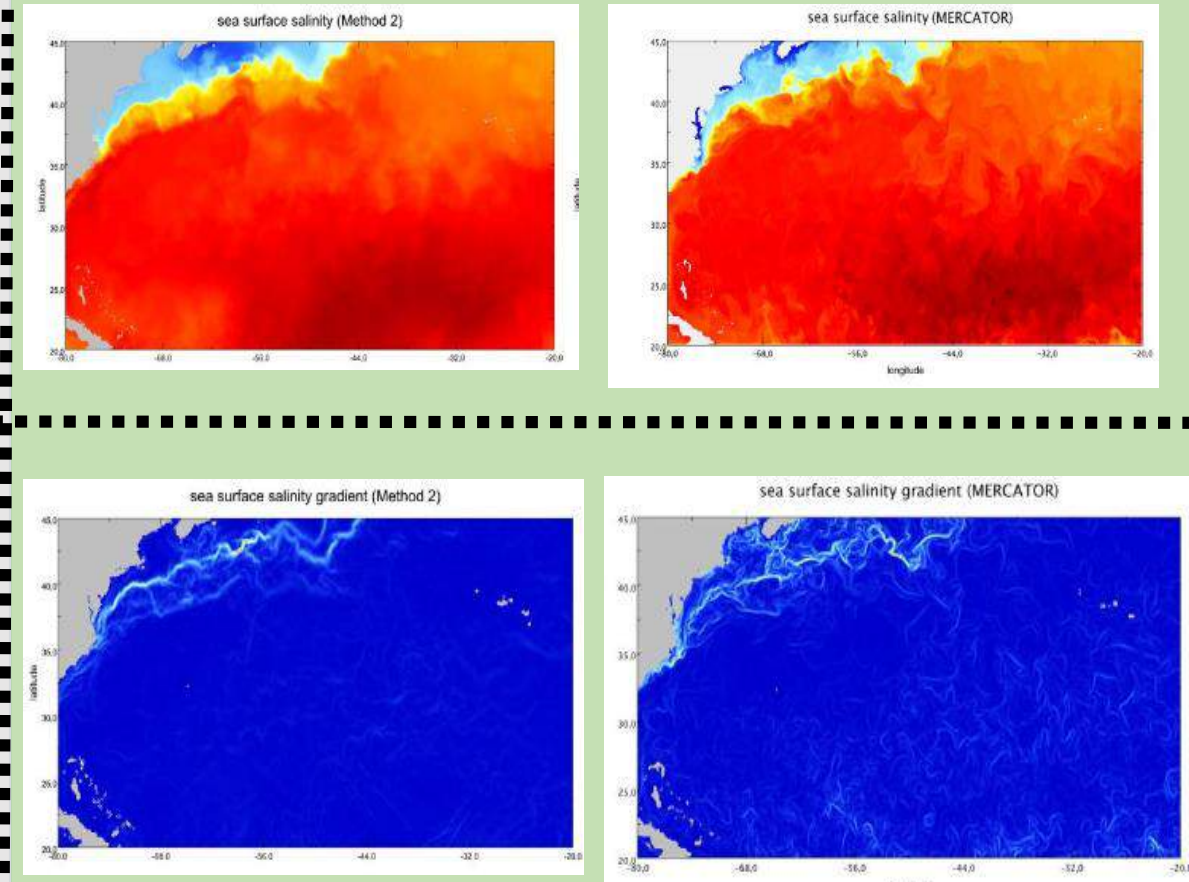
satellite



Melnichenko et al, JGR, Janvier 2016

Satellite SMOS

Modèle Mercator



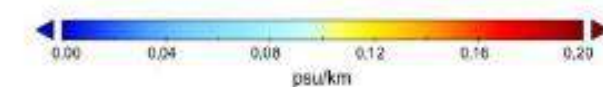
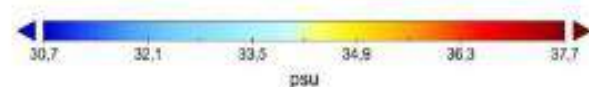
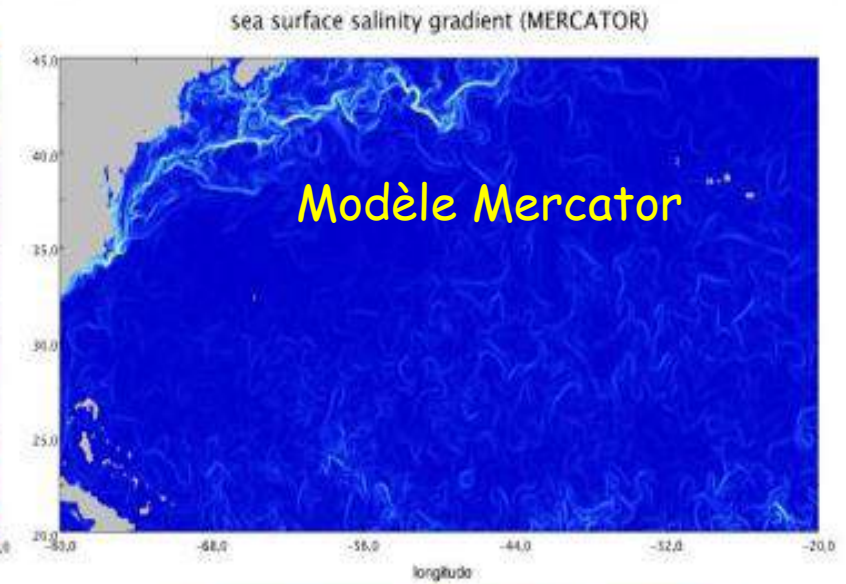
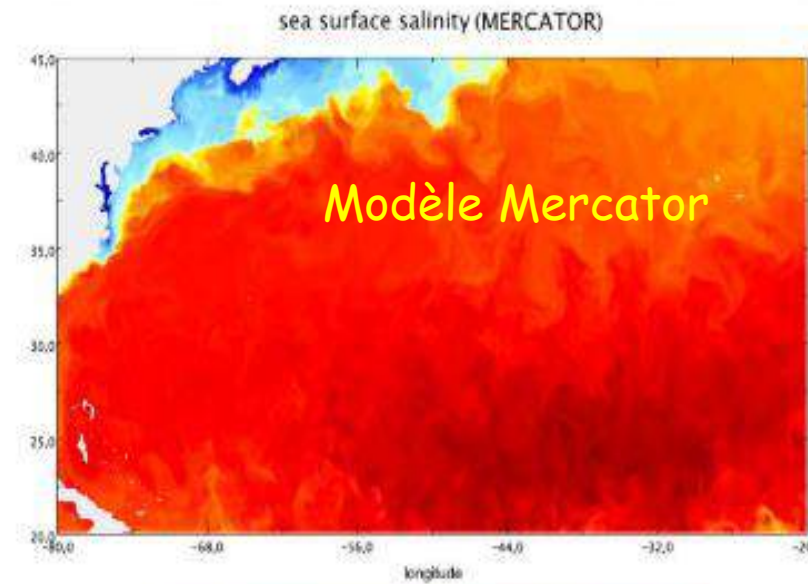
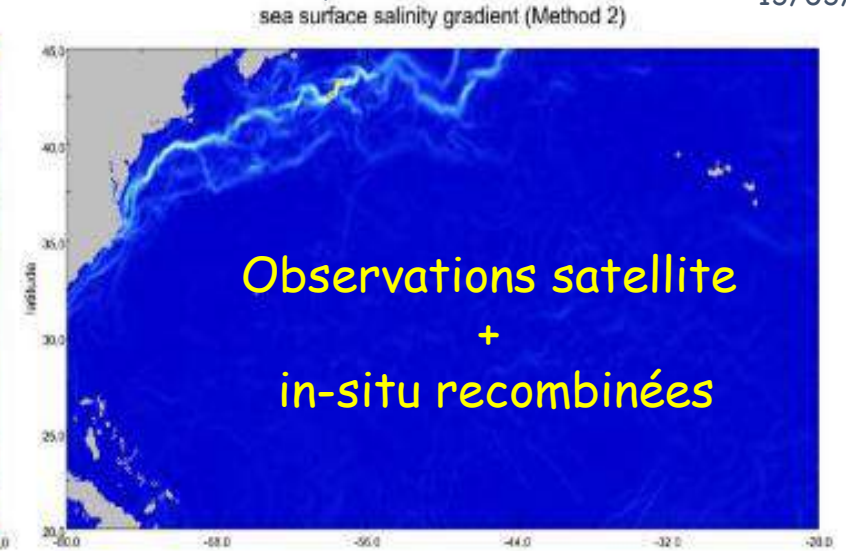
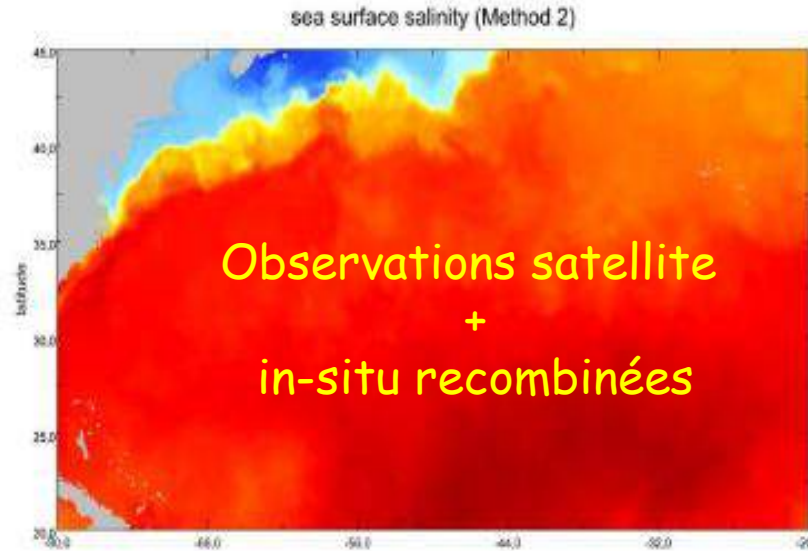
Droghei et al, JAOT, Avril 2016

La salinité est mesurable par satellite (SMOS-AQUARIUS) avec une précision suffisante pour améliorer les modèles de prévision de courant (Droghei et al Avril 2016)

Salinité (psu)

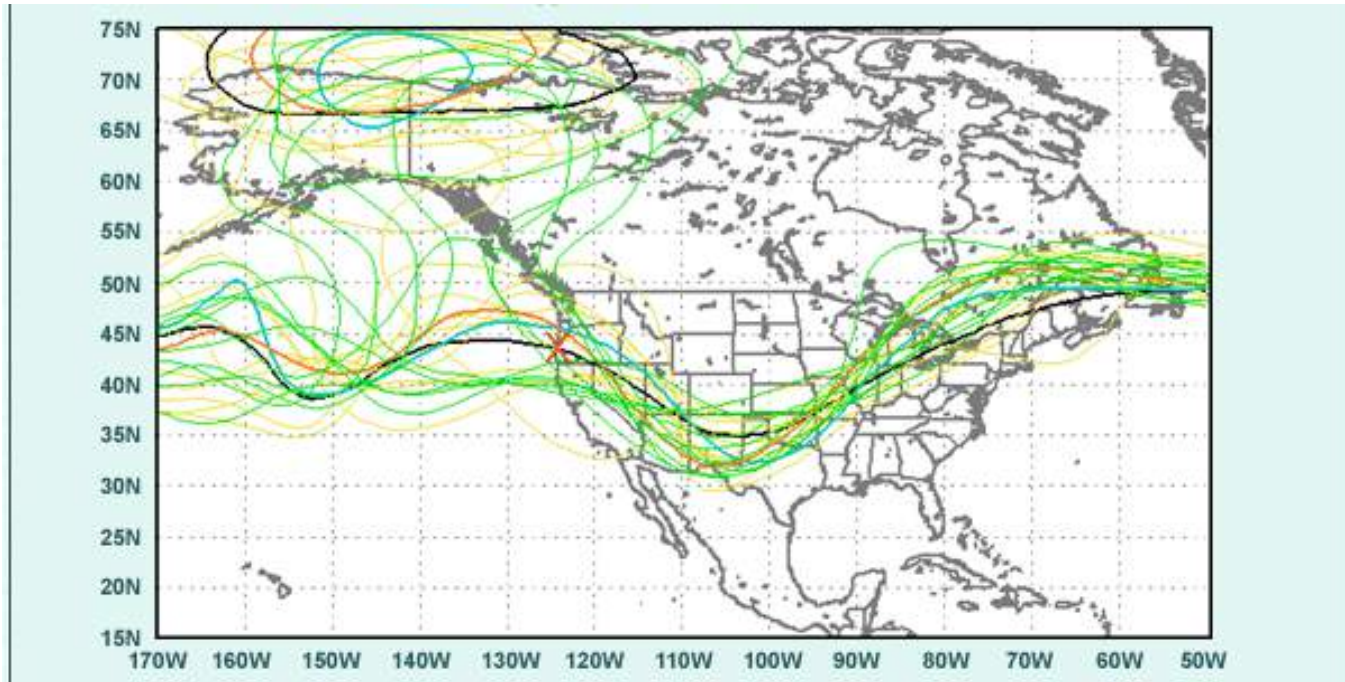
Gradients de Salinité (psu/km)

13/03/2013



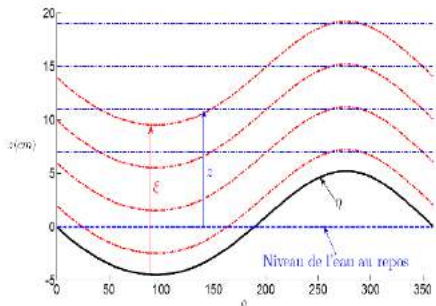
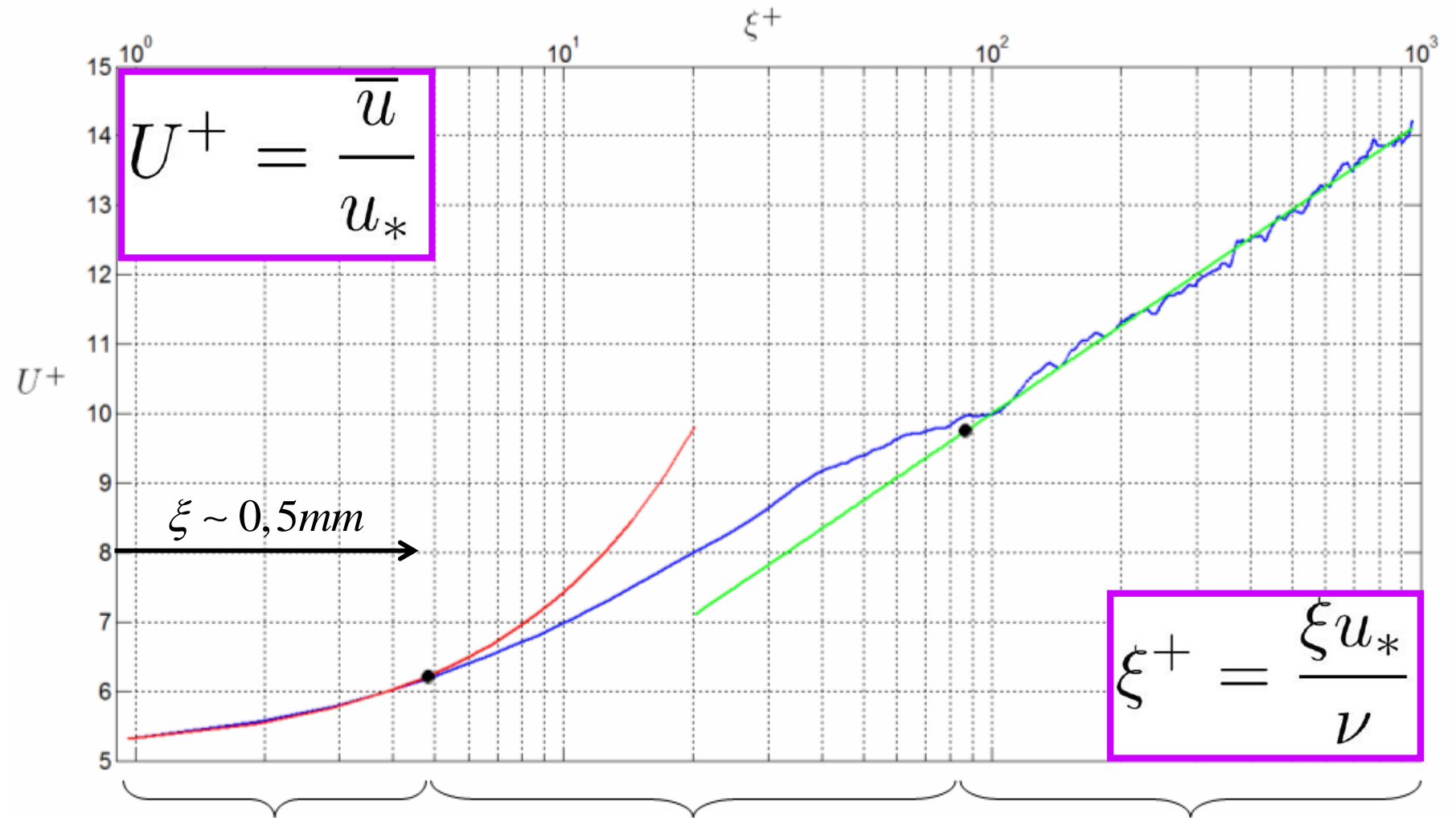
At large scale : water-wave feed back on the air through u^ et z_0*

$$U(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln(z/z_0)$$



Ensemble forecast: changing u^* and z_0 values (among other parameters) may induce large deviation of low-pressure system trajectories and speed. (source NCEP).

Vertical profile of the horizontal wind speed

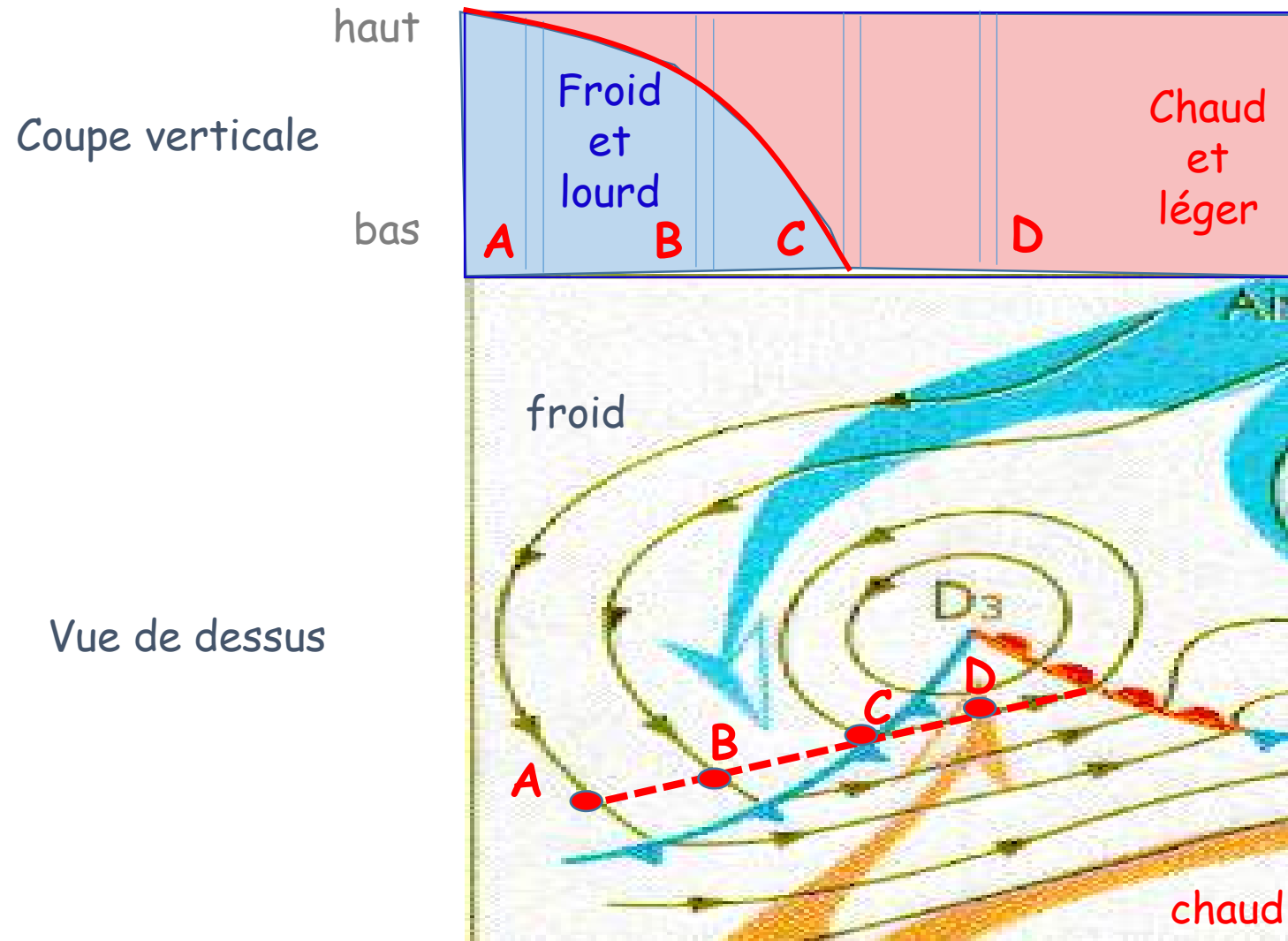


Viscous sub-layer
Linear profile

Buffer zone

Turbulent layer
Logarithmic profile

Explication simple du changement de direction de vitesse de vent au voisinage des fronts



Les vagues en eau profonde:

$$C_g = \frac{1}{2} c$$

$$\omega = \sqrt{gk} \quad ; \quad c = \omega/k = \sqrt{g/k} \quad ; \quad C_g = \partial\omega/\partial k = \frac{1}{2}\sqrt{g/k} = \frac{1}{2} c$$

Les vagues en eau très peu profonde :

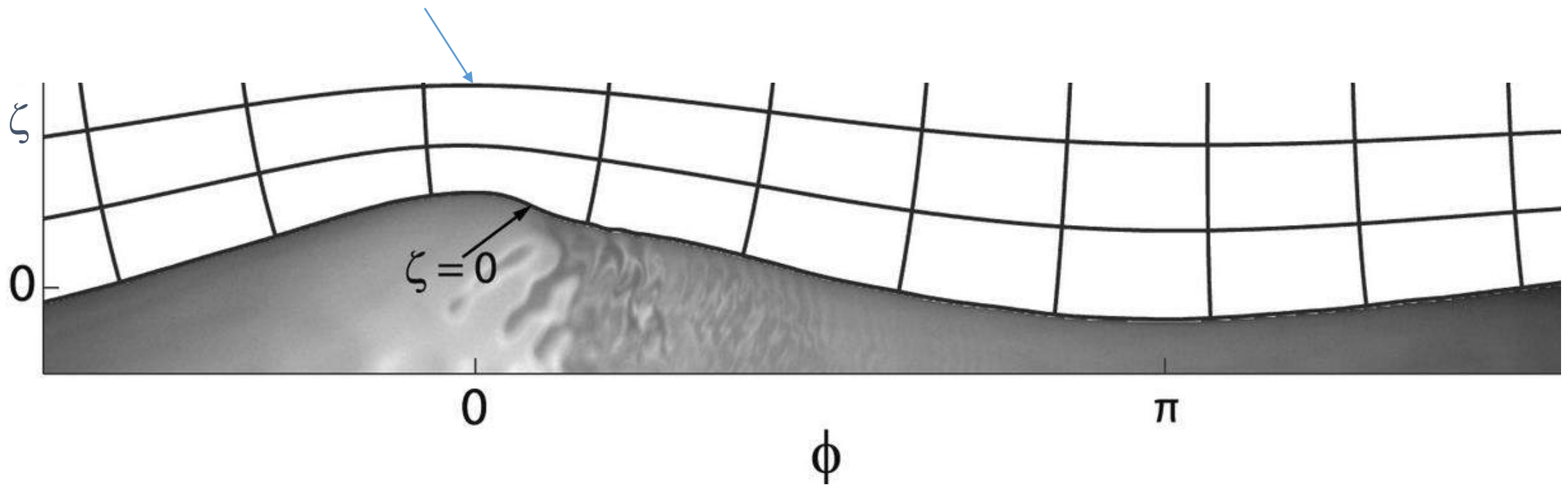
$$C_g = c$$

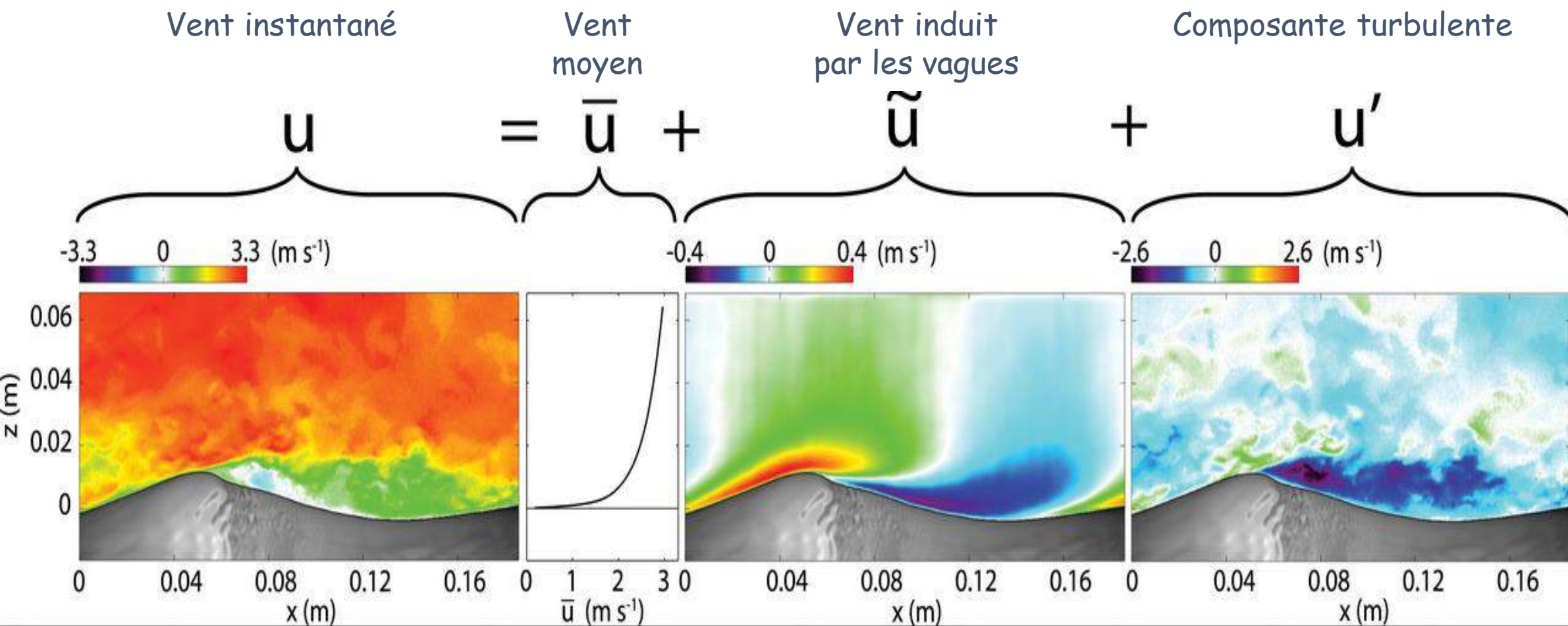
Les vagues capillaires :

$$C_g = \frac{3}{2} c$$

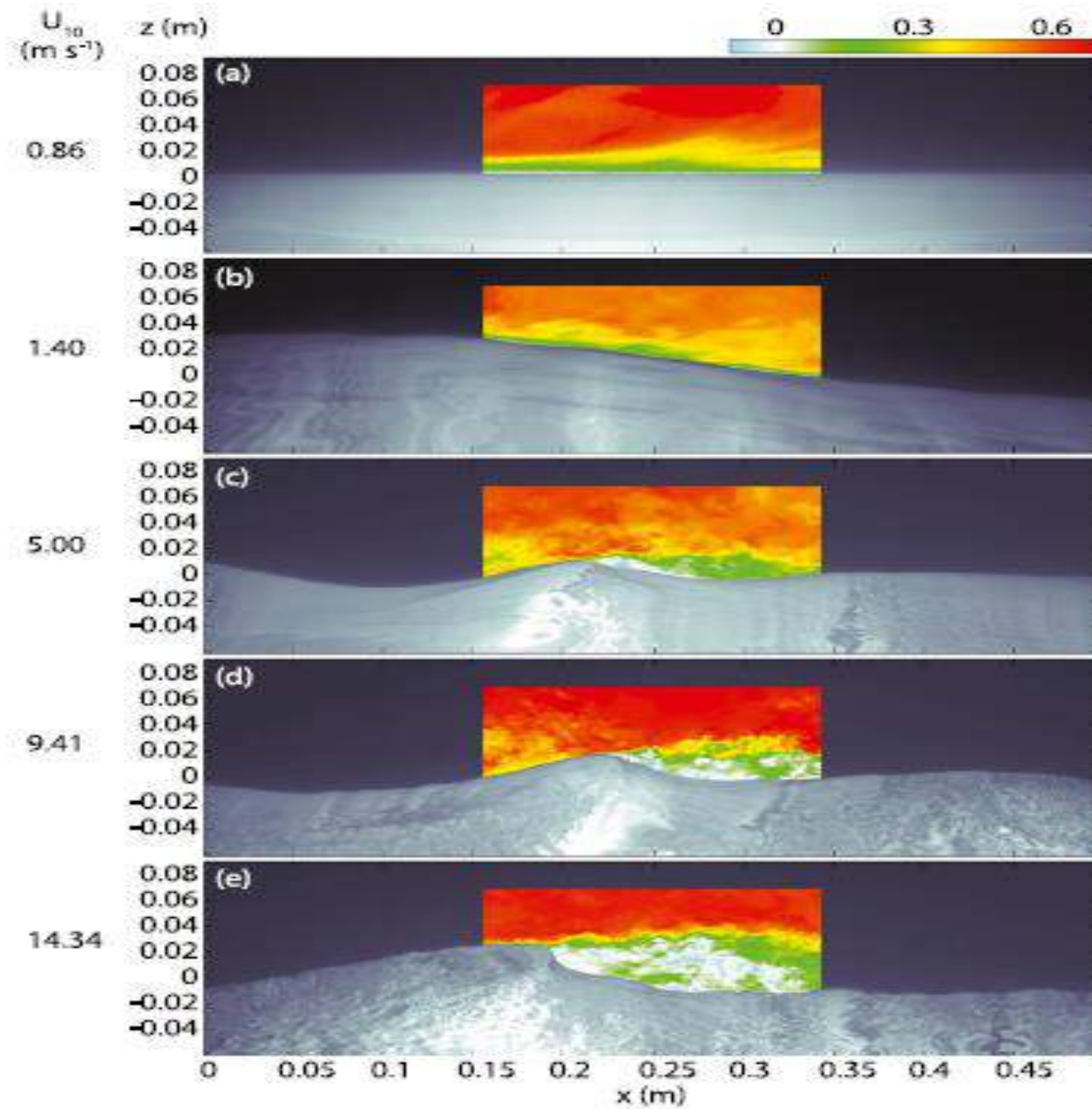


Coordonnées curvilignes: ζ

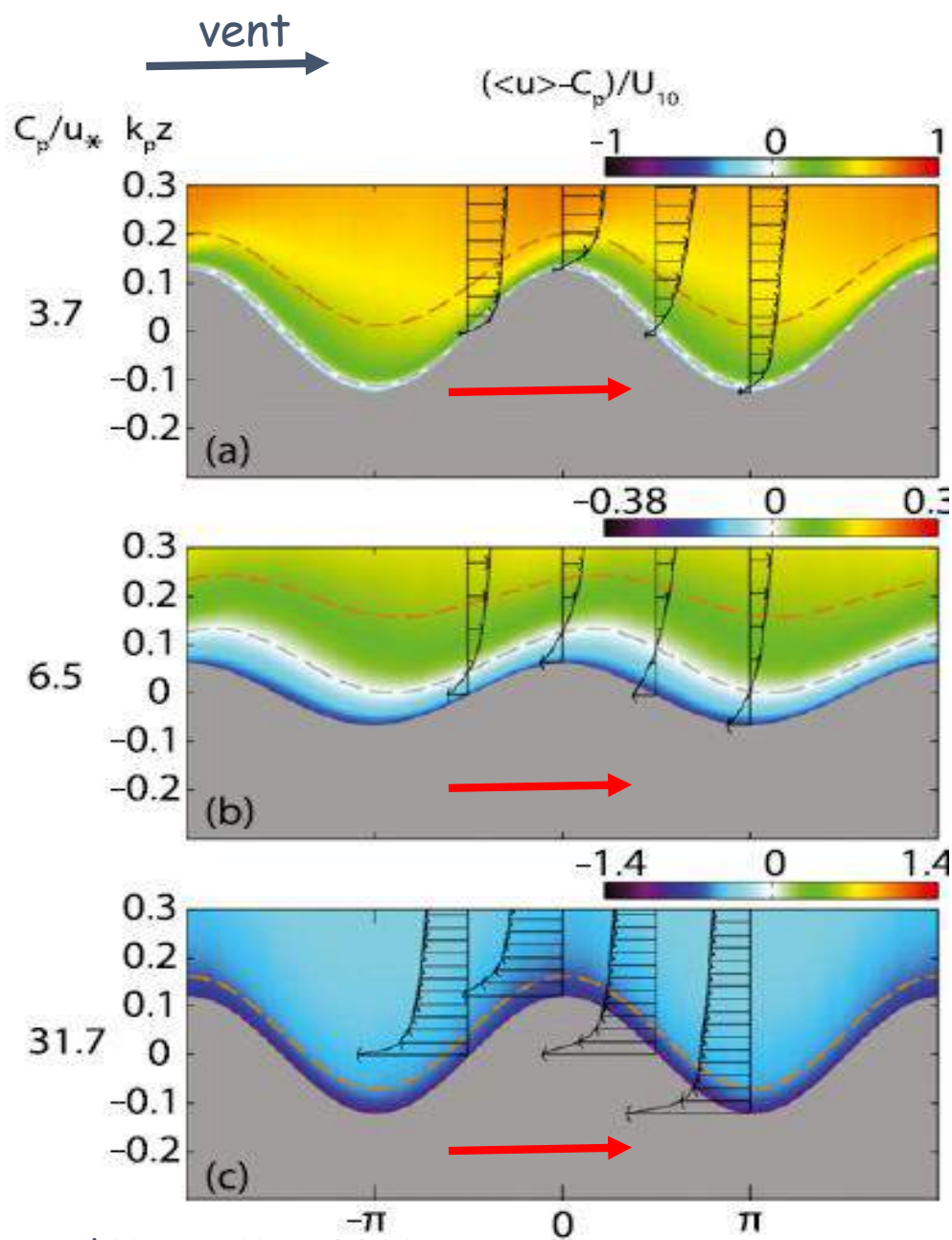




Buckley M. and Veron F., J.P.O., May 2016



Buckley and Veron May 2016



Le vent vu par les vagues qui se déplacent

Vagues jeunes

Vagues vieilles
elles on un vent contraire
→ dissipation

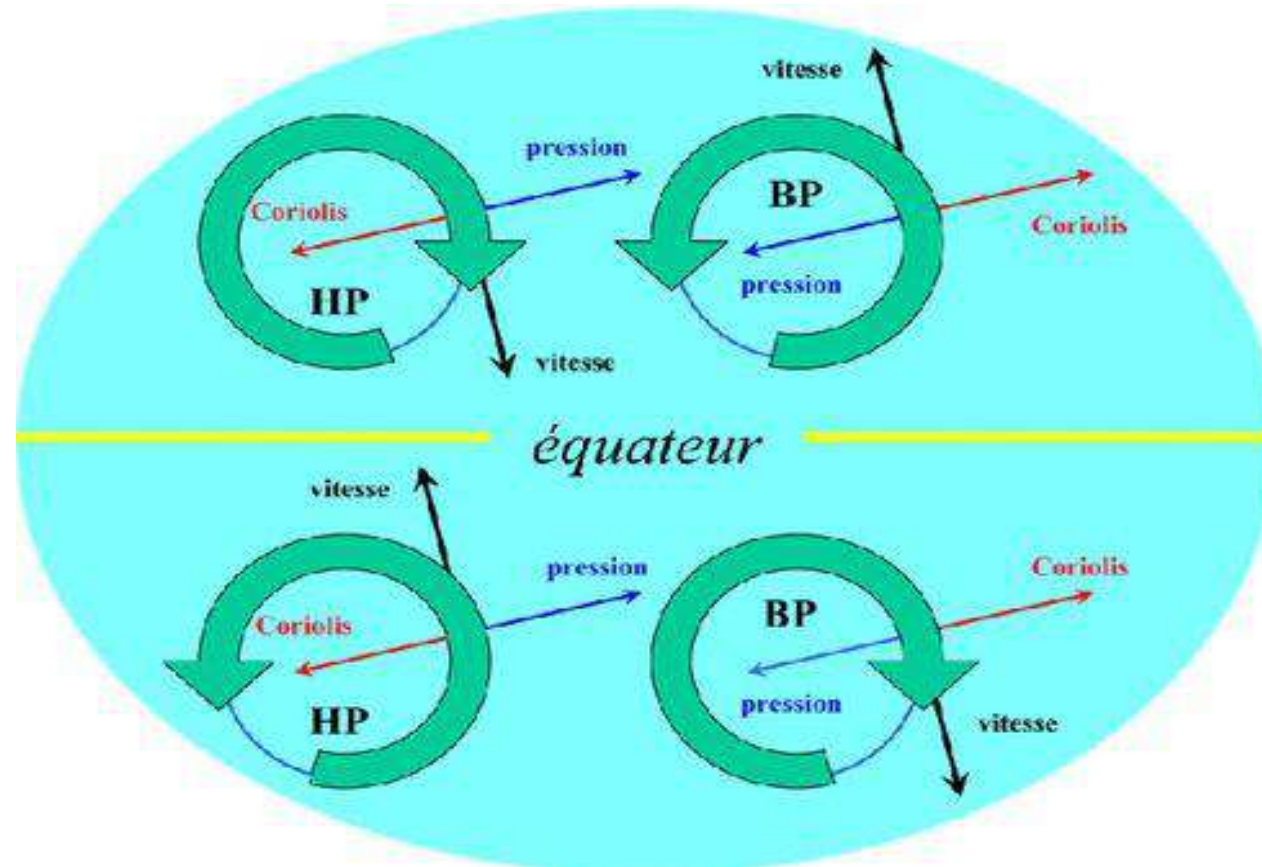
Buckley and Veron May 2016

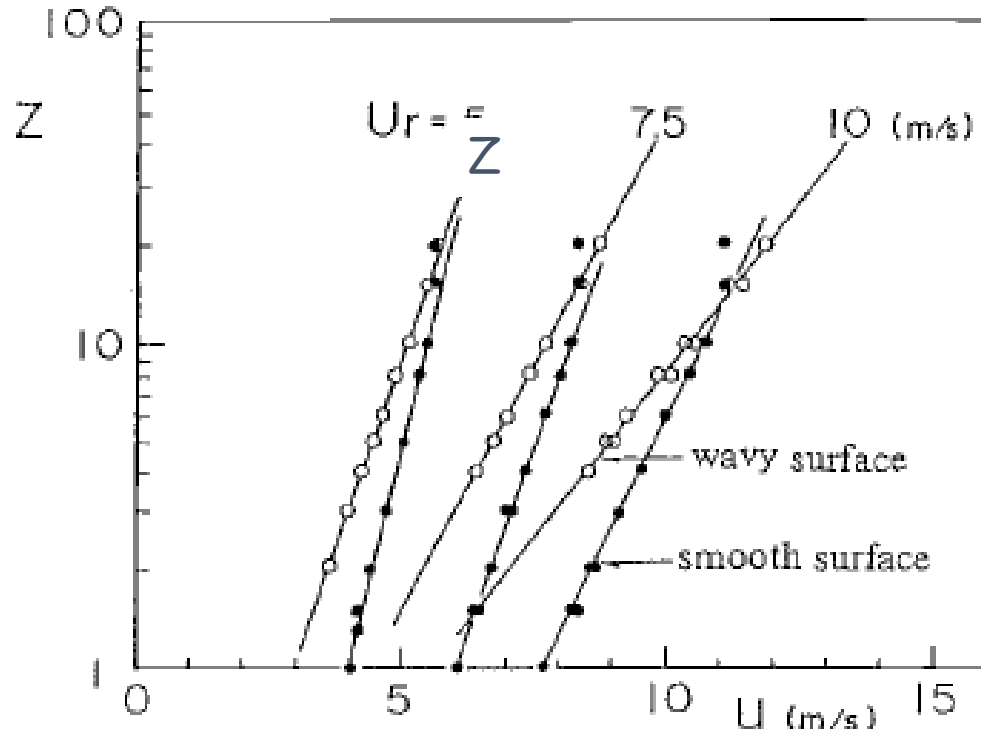
Vent géostrophique

$$\vec{U}_{\text{géostrophique}} = \frac{1}{2 \rho_{\text{air}} f} \vec{k} \wedge \vec{\nabla}(P)$$

Le sinus (latitude) est

- positif en hémisphère Nord
- négatif en hémisphère Sud





Mitsuyasu and Bock (2009)

Si la mer est rugueuse ou lisse
le profil de vent change