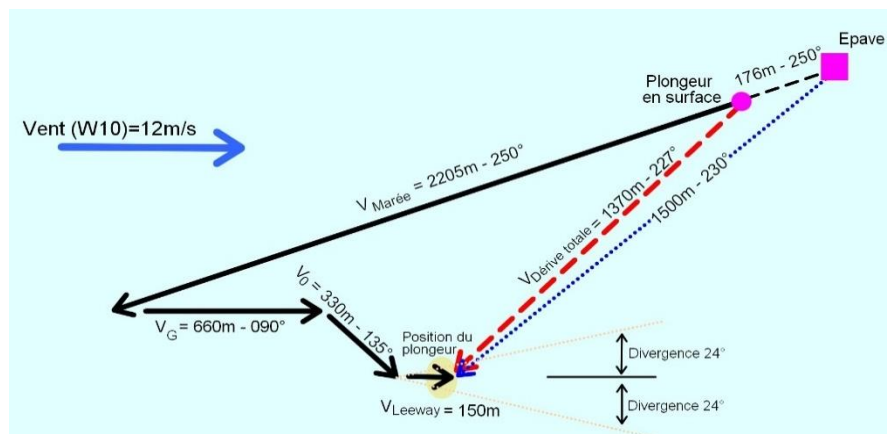
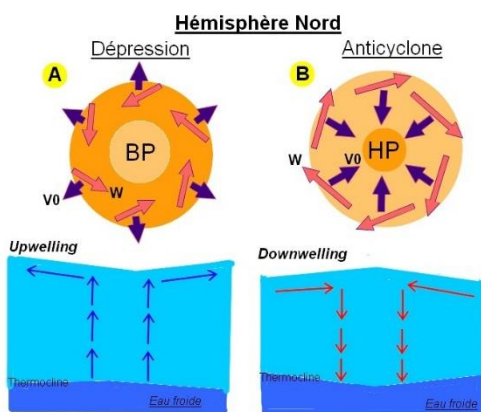
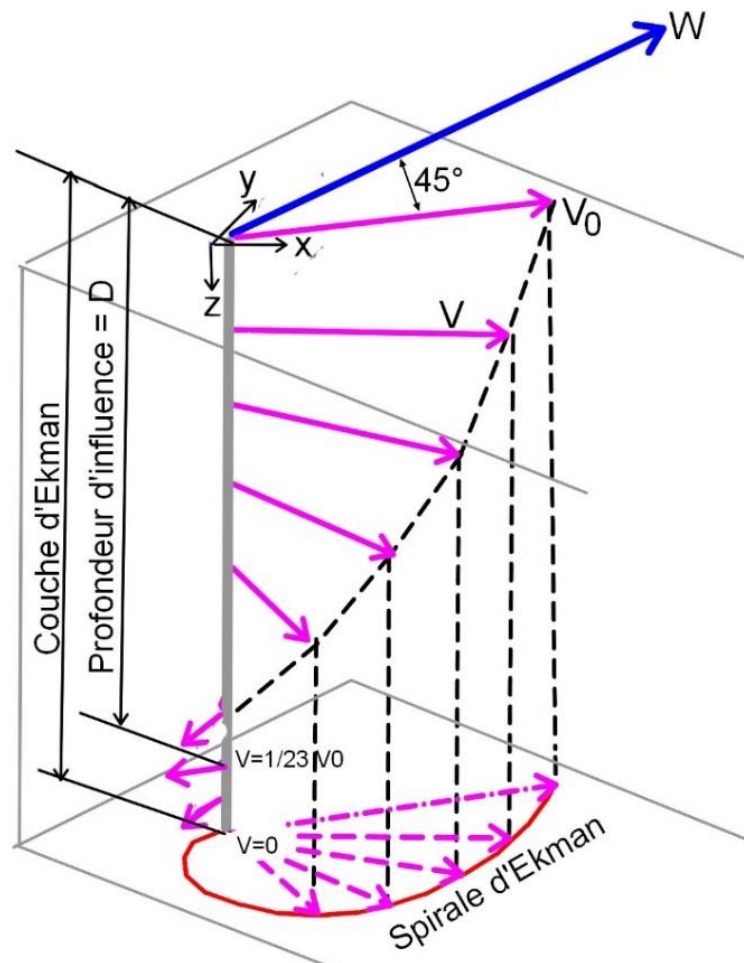




Le vent générateur de courants marins

Conséquences dans la pratique de la plongée et estimation de la dérive d'un plongeur en surface.





AVERTISSEMENTS

La plongée est une activité à risque. Elle ne peut être pratiquée que par des personnes correctement formées, bien entraînées et en bonne condition physique et mentale. Le non-respect des règles peut conduire à des blessures graves, des invalidités permanentes ou à la mort. Il vous incombe personnellement d'en évaluer les risques. Ne comptez pas sur les données de cet ouvrage pour garantir votre sécurité. Avant d'entrer dans l'eau, vous devez exercer votre propre jugement quant aux dangers et difficultés que vous allez rencontrer. A vous de faire une évaluation réaliste des conditions de plongée, de la difficulté du site et de votre condition physique !

Cet article ne remplace pas la formation et n'est pas un substitut à un encadrement professionnel.

L'auteur n'assume dès lors aucune responsabilité quant aux données et informations publiées dans cet ouvrage. L'auteur ainsi que l'éditeur ne peuvent encourir aucune responsabilité, légale ou contractuelle, pour les dommages éventuels encourus en raison de l'utilisation de cet ouvrage.

Mise à jour		
Version	Date	Remarques
2.02	29/08/2024	Correction chapitre 4.2.1
3.00	04/09/2025	Calcul détaillé de la spirale d'Ekman – Phénomène de seiche



Table des matières

1. Avant-propos	5
1.1. Forces agissants sur les molécules d'eau	5
2. La force de Coriolis	6
2.1. Paramètre de Coriolis	6
3. Transport, pompage et spirale d'Ekman	7
3.1. Transport d'Ekman	7
3.2. Spirale d'Ekman, courant de dérive	8
3.2.1. Tracé de la spirale d'Ekman	8
3.2.1.1. Exemple didactique de tracé de la spirale d'Ekman	9
3.2.2. Hypothèses simplificatrices	9
3.3. Courant de dérive à faible profondeur	10
3.3.1. Coefficient de viscosité virtuelle.	10
3.3.2. Profondeur d'influence.	13
3.3.3. Calcul du courant de dérive en surface (V_0)	14
3.3.4. Angle entre la direction du vent et le courant de dérive	14
3.4. Courant de pente ou géostrophique	15
3.4.1. Courant de pente océanique	15
3.4.2. Courants verticaux océanique	16
3.5. Courant de pente le long des côtes	17
3.5.1. Vent parallèle à la côte.	17
3.5.2. Vent non parallèle à la côte.	18
3.5.3. Influence de la ligne de côte	18
3.5.3. Conséquence sur la plongée	19
3.5.4. mesures et indices d'upwelling	20
4. Dérive d'un plongeur en surface	22
4.1. Force agissant sur le plongeur	22
4.2. Vitesse et direction de dérive	22
4.2.1. Le courant de marée.	23
4.2.2. Le courant de dérive du vent	24
4.3. Quelques ordres de grandeur	26
4.4. Exemple de calcul didactique.	26



5. Les logiciels de calcul de dérive	28
6. Le phénomène de « seiche » ou « Storm surge »	28
6.1. Facteurs influençant la formation de seiches	31
7. Conclusions	31
8. Bibliographie et ouvrages consultés	32



1. Avant-propos

Les influences du vent sur les courants sont aussi multiples que variés. La combinaison entre le courant de marée et les divers courants engendrés par la force du vent peuvent être surprenant. En plein océan, l'amplitude de l'onde de marée n'est pas très importante. Toutefois elle n'est pas négligeable. Il n'en est pas de même le long des côtes, dans les bassins et les estuaires. Des phénomènes de résonance peuvent amplifier considérablement l'amplitude de l'onde de marée. En dehors des étales c'est le courant lié à l'onde de marée qui sera prédominant. Au contraire le courant lié au vent devient prédominant au moment de la renverse ou dans les mers où l'onde de marée est négligeable (Méditerranée...). La direction du déplacement des masses d'eau et le sens des vents sont directement influencés par la **force de Coriolis**¹ Force qui est induite par la rotation de la terre.

1.1. Forces agissantes sur les molécules d'eau

La mise en mouvement des molécules d'eau est due aux diverses forces qui agissent sur elles. On distingue trois catégories de forces :

- Les forces internes :
 - Force de pression qui s'exerce des hautes pressions vers les basses pressions
 - Force de Coriolis qui est perpendiculaire au sens du mouvement. Vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud.
- Les forces externes : la gravité qui s'exerce verticalement du haut vers le bas
- Les forces de frottement : tension exercée par le vent sur la surface de la mer ; frottement de la couche d'eau sur la côte.

La force résultante est la somme vectorielle de ces forces. Elle s'exprime par l'équation vectorielle :

$$\vec{F}_{Res} = \vec{F}_p + \vec{F}_c + \vec{F}_f + \vec{F}_g \quad (1)$$

Avec :

F_{Res} : Résultante des forces

F_p : Force de pression

F_c : Force de Coriolis

F_f : Force de frottement

F_g : Force de gravité

¹ Gaspard Gustave de Coriolis (21/05/1792 – 19/09/1843) mathématicien et ingénieur français.



2. La force de Coriolis

Dans un système en rotation (la terre) un mobile subit une force inertielle perpendiculaire à son sens de déplacement. Cette force nommée « Force de Coriolis » va tendre à modifier la trajectoire de ce mobile. Chaque molécule d'eau ou d'air en déplacement sur notre planète subit les effets de cette force. Cela va non seulement influencer les vents mais aussi les courants marins.

$$F_c = 2 M \omega V \quad (2)$$

Avec :

F_c : Force de Coriolis (N)

M : Masse du mobile (Kg)

V : Vitesse du mobile (m/s)

ω : Vitesse angulaire du système en rotation (rad/s) ($7,292 \cdot 10^{-5}$ rad/s pour la Terre)

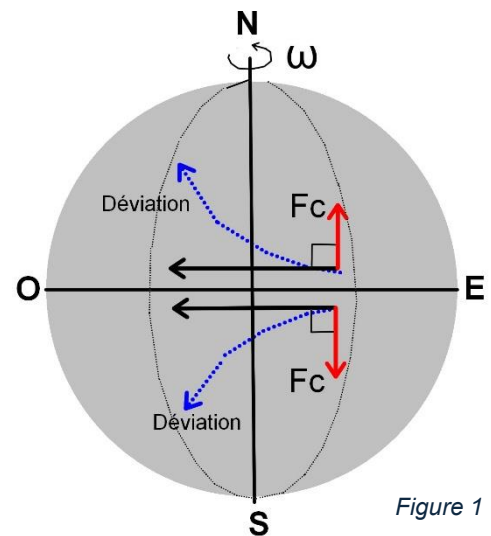


Figure 1

La force de Coriolis est perpendiculaire au sens de déplacement des molécules d'eau ou d'air. Vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Elle est nulle au niveau de l'équateur et maximale au niveau des pôles. Ce qui signifie que dans l'hémisphère nord la déviation se fait à droite par rapport au sens de déplacement des molécules. Dans l'hémisphère sud, c'est le contraire, la déviation se fait par la gauche. La terre étant sphérique, la force de Coriolis se décompose en une composante horizontale et verticale. La composante verticale est minime par rapport à la composante horizontale. Dans la plupart des cas, elle peut être négligée dans l'étude du mouvement des particules d'eau.

2.1. Paramètre de Coriolis

En océanographie de même qu'en météorologie, on fait souvent appel au « Paramètre de Coriolis » pour faciliter les calculs. Ce paramètre est une image de la variation de la force de Coriolis en fonction de la latitude. Ce paramètre est parfois appelé « fréquence de Coriolis »

$$f = 2 \omega \sin \varphi \quad (3)$$

Avec :

f : Paramètre de Coriolis (rad/s) ($11,429 \cdot 10^{-5}$ rad/s à la latitude de $51,6^\circ$ - Zélande)

ω : Vitesse angulaire de la Terre ($7,292 \cdot 10^{-5}$ rad/s)

φ : Latitude (degrés)

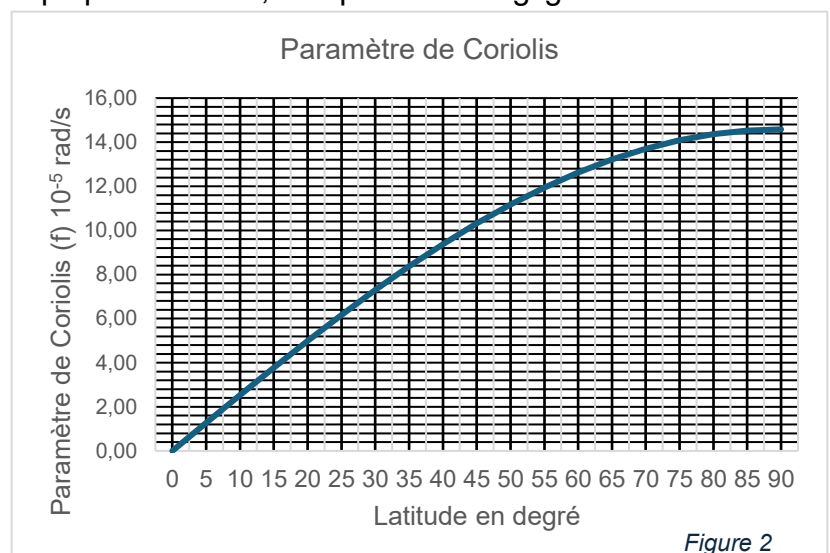
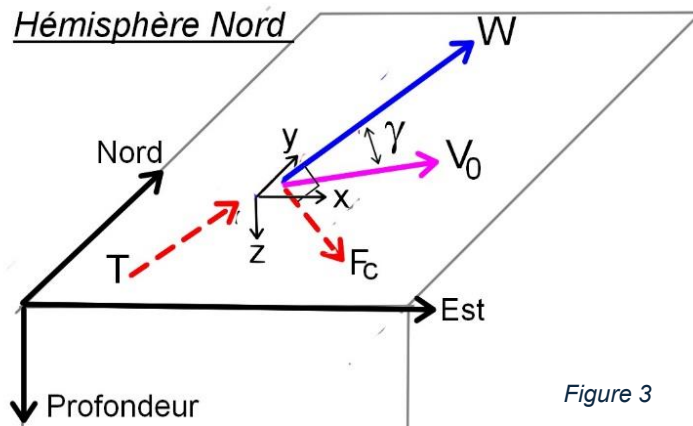


Figure 2



3. Transport, pompage et spirale d'Ekman

3.1. Transport d'Ekman



Le Transport d'Ekman² est la mise en mouvement et le déplacement des couches d'eau superficielles par la tension (force) provoqué par la friction du vent sur la surface du plan d'eau. Globalement le transport de l'eau ou transport d'Ekman est perpendiculaire à la direction du vent. Vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Ekman a déterminé que cette tension dépend d'un coefficient de frottement, de la masse volumique de l'air et

du carré de la vitesse du vent. A partir de cette relation, il est possible de déterminer le courant de dérive en surface.

$$T = C_f \rho_{Air} W^2 \quad V_0 = \frac{T}{\rho_{eau} \sqrt{f K}} \quad (4)(5)$$

Avec :

T : Tension (N)

W : Vitesse du vent mesurée à une hauteur de 10m au-dessus de la surface de l'eau

C_f : Coefficient de frottement (Coefficient de viscosité virtuelle) $\approx 1,3 \cdot 10^{-3}$. Cette valeur, approximative est déterminée expérimentalement pour un vent à une altitude de 10m.

ρ_{Air} : Masse volumique de l'air = 1,293 Kg/m³ (conditions normales)

ρ_{Eau} : Masse volumique de l'eau = 1033 Kg/m³ (eau de mer)

f : Paramètre de Coriolis (rad/s) ($11,429 \cdot 10^{-5}$ rad/s à la latitude de 51,6° - Zélande)

V₀ : Courant de dérive (m/s)

Les équations (3) et (4) montrent que le courant de dérive en surface lié au vent est inversement proportionnel à la latitude (ϕ). Une des difficultés majeures consiste à déterminer avec précision le coefficient K. Le vecteur tension (T) et la vitesse du vent (W) ont la même direction et le même sens. Le vecteur courant de dérive en surface (V₀) est décalé par rapport à ces vecteurs d'un angle (γ) vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud (cf. Coriolis). L'angle de décalage (γ) varie en fonction de la profondeur. Pour une profondeur théoriquement infinie ou considérée comme telle (océans profonds) cet angle vaut 45° en surface.

² Vagn Walfrid Ekman (03/05/1874 – 09/03/1954) océanographe suédois



3.2. Spirale d'Ekman, courant de dérive

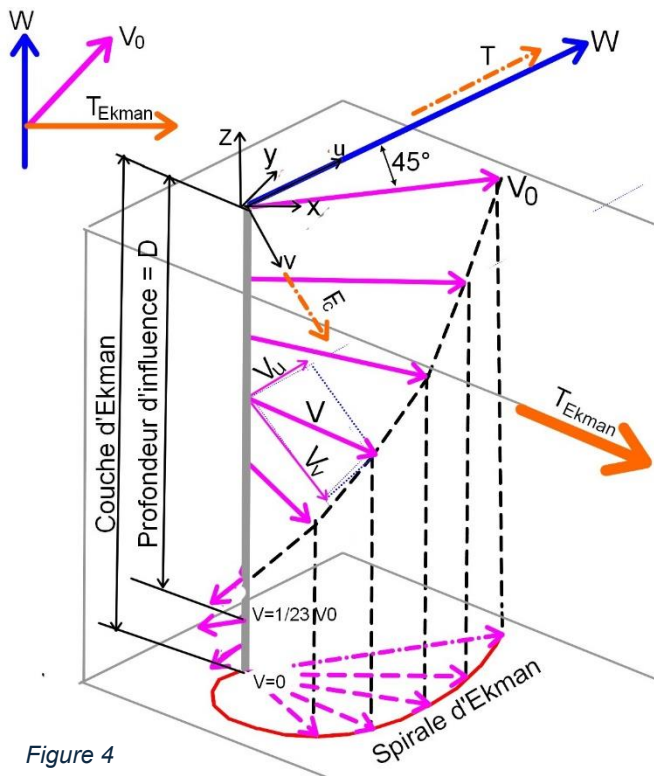


Figure 4

La spirale d'Ekman est un hodographe³ qui représente une image de la variation du courant de dérive (V) en fonction de la profondeur. Elle est déterminée par la projection sur un plan horizontal des vecteurs du courant (V). C'est une spirale logarithmique. Le courant de dérive en surface entraîne de proche en proche les couches d'eau sous-jacentes par effet de friction. Le courant de dérive (V) diminue exponentiellement en fonction de la profondeur. L'angle entre les vecteurs « W » (vent) et « V₀ » (courant de dérive en surface) va augmenter en fonction de la profondeur, le vent exerçant de moins en moins d'influence. Le sens du courant de dérive s'inverse lorsque la vitesse du courant ne vaut plus que 1/23 du courant de dérive en surface (V₀). Cela se produit à la profondeur (D) nommé « Profondeur d'influence ». Cette profondeur est inférieure à profondeur de la couche d'Ekman. La couche d'Ekman s'étend depuis la

surface jusqu'à la profondeur à laquelle le courant de dérive est nul (V=0).

3.2.1. Tracé de la spirale d'Ekman

L'idéal est d'effectuer des mesures de courant à diverses profondeurs, mais ce n'est pas toujours possible. Les relations suivantes permettent d'estimer les courants. Considérons un référentiel orthonormé dextrogyre (u,v,z) ou (u) est orienté dans le sens du vent (W). Les vecteurs V_u et V_v sont les composantes du courant de dérive (V) projeté respectivement sur les axes « u » et « v ». Ils ont pour valeur :

$$V_u = \left[\frac{U_{eau}^2}{\sqrt{K*f}} \right] \left[e^{\frac{z}{D}} \cos \left(\frac{z}{D} - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad V_v = \left[\frac{U_{eau}^2}{\sqrt{K*f}} \right] \left[e^{\frac{z}{D}} \sin \left(\frac{z}{D} - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (5-1)$$

$$U_{air}^2 \approx 0,00044 W^{2,55}$$

$$U_{eau}^2 = \frac{\rho_{air}}{\rho_{eau}} U_{air}^2$$

V_u : Composante du courant de dérive suivant l'axe « u » (m/s)

V_v : Composante du courant de dérive suivant l'axe « v » (m/s)

K : Coefficient de viscosité virtuelle (m²/s) (entre 4 et 8 10⁻³ m²/s vent de 4 à 6 Bft)

f : Paramètre de Coriolis (rad/s) (11,429 10⁻⁵ rad/s à la latitude de 51,6° - Zélande)

z : Profondeur – valeur négative dans ce système de coordonnées (-m)

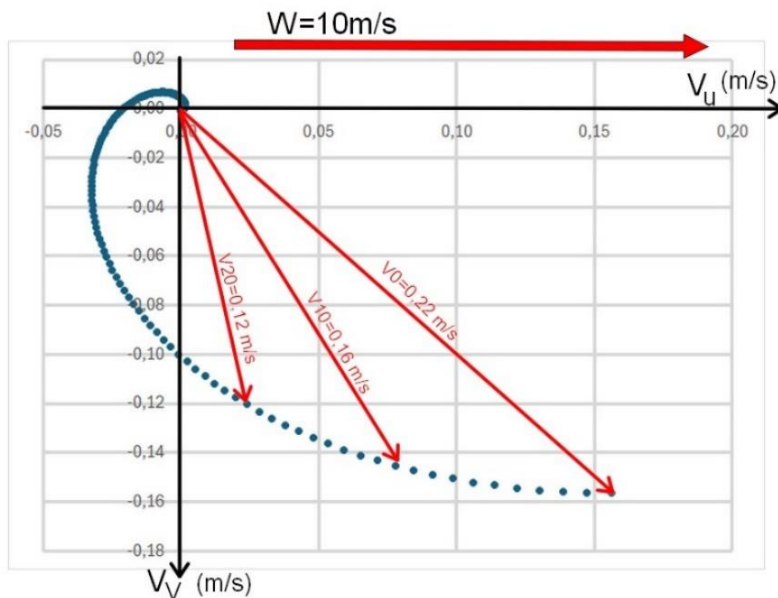
D : Profondeur d'influence (m) (entre 25 et 45m vents entre 4 et 6 Bft)

³ Ligne qui relie les extrémités des vecteurs vitesse.



W : Vitesse du vent à 10m au-dessus de la surface de l'eau (m/s)
 ρ_{air} : Masse volumique de l'air = 1,293 Kg/m³ (conditions normales)
 ρ_{eau} : Masse volumique de l'eau = 1033 Kg/m³ (eau de mer)

3.2.1.1. Exemple didactique de tracé de la spirale d'Ekman



Tracé à l'aide des relations (5-1)

Paramètres

$W=10\text{m/s}$
 $K=0,007\text{ m}^2/\text{s}$
 $D=34\text{ m}$
 $f=11\cdot 10^{-5}\text{ rad/s}$
Latitude 52° N
 $\rho_{\text{air}} = 1,293\text{ Kg/m}^3$
 $\rho_{\text{eau}} = 1033\text{ Kg/m}^3$

3.2.2. Hypothèses simplificatrices

Pour résoudre les équations différentielles qui régissent les mouvements des particules d'eau, Ekman a dû faire quelques hypothèses simplificatrices.

1. La profondeur de l'océan est considérée comme infinie.
2. L'océan est considéré comme homogène.
3. La surface de la mer est lisse sans houle.
4. La direction du vent doit être suffisamment constante pour permettre de mettre en mouvement la masse d'eau (inertie).
5. Il n'est pas tenu compte de la proximité éventuelle d'une côte.
6. Le calcul est fait pour une latitude bien déterminée.

Le plongeur plonge, le plus généralement, dans une épaisseur d'eau très faible et près de côtes. Il est primordial de lever au mieux les incertitudes liées à la première hypothèse simplificatrice. Dans la première partie de son mémoire C. Teisson⁴ a développé une méthode pratique intéressante.

⁴ Océanologue-physicien



3.3. Courant de dérive a faible profondeur.

Pour le plongeur ainsi que pour la sécurité surface, il est important d'estimer la force du courant de surface et sa direction. Ces paramètres permettent de déterminer le périmètre de recherche en cas de perte de plongeurs. Le paramètre de Coriolis (f) est facile à déterminer, la vitesse angulaire de la terre et la latitude à laquelle la plongée est faite sont parfaitement connus. Vitesse et direction du vent sont aisément mesurables et considérées comme connues. Il n'en va pas de même pour la profondeur d'influence (D) et le coefficient de viscosité virtuelle (K) et par conséquent la tension (T) et le courant de dérive en surface (V₀) ne sont estimés qu'avec une certaine incertitude.

3.3.1. Coefficient de viscosité virtuelle.

Le coefficient de viscosité⁵ virtuelle (K) est la somme de la viscosité cinématique et de la viscosité turbulente. C'est le paramètre le plus problématique, il est le plus difficile à estimer. Pour des faibles profondeurs, il est considéré comme constant en fonction de la profondeur. En réalité ce coefficient varie en fonction de la vitesse du vent

- En première approximation on peut considérer que $K = 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ [C. TEISSON]
- En utilisant l'approche de Csanady: TEISSON a calculé que pour un vent de 5m/s $K = 5,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.
- D'autres auteurs ont proposé des valeurs un peu différentes :
 - HUNKIS en 1966: $K = 2,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
 - HALPERN en 1976: $K = 5,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

3.3.1.1. Approche de Csanady

Csanady, propose les relations suivantes pour estimer la valeur de « K » [C. TEISSON]

$$K = \frac{u h}{20} \Leftrightarrow h < h_0 = 0,1 \frac{u}{f} \quad (6a)$$

$$K = \frac{u^2}{200 f} \Leftrightarrow h > h_0 = 0,1 \frac{u}{f} \quad (6b)$$

$$u \cong 1,25 \cdot 10^{-3} W \quad (7)$$

Avec : K : Coefficient de viscosité virtuelle (m²/s)

h : couche d'eau (m)

W : Vitesse du vent (m/s)

f: Paramètre de Coriolis (rad/s)

D'après cette approche, le coefficient (K) est influencé par le paramètre de Coriolis. Autrement dit par la latitude.

Le vent moyen à 10m de hauteur en mer du Nord est de 7,3 m/s et de 8m/s en Méditerranée française. [Météo France]

⁵ La viscosité est la propriété qu'ont les fluides à s'écouler plus ou moins facilement.



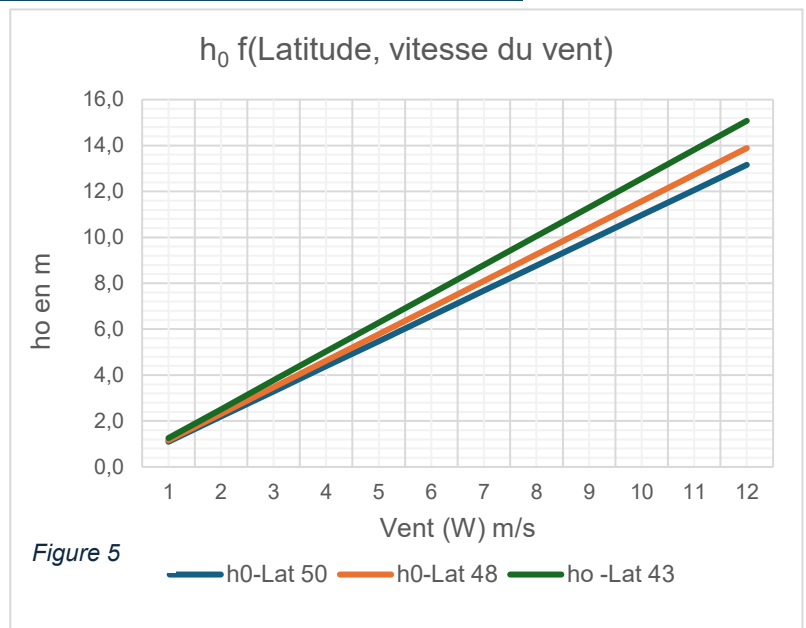
3.3.1.1.1. Quelle formule de Csanady utiliser et calcul du coefficient « K » ?

Il faut déterminer dans quelle condition il faut utiliser la formule (6a) ou (6b).

La figure 5 représente les variations du paramètre « h_0 » en fonction de la latitude et de la vitesse du vent (W).

- Lat 50 → Zélande, mer du Nord
- Lat 48 → Bretagne
- Lat 43 → Méditerranée française

Etant donné qu'on plonge rarement avec un vent supérieur à 8 – 10 m/s soit 5 Beaufort, on peut considérer que pour la formule (6a) convient parfaitement à quelques exceptions près à des plongées sur un plateau dont la profondeur (h) ne dépasse pas 6m⁶. Cette limite approximative, a été déterminée en estimant un vent moyen de 5m/s soit 3 Bft.

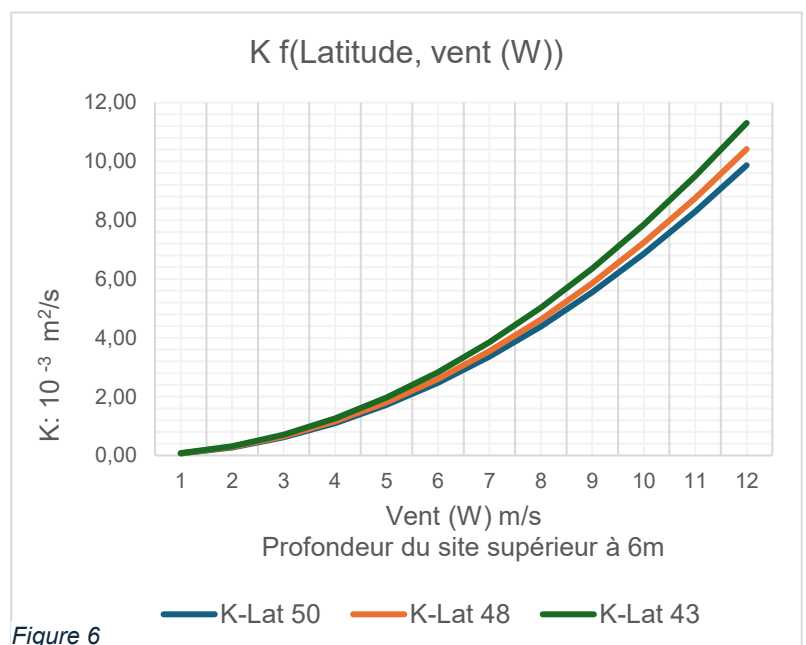


3.3.1.1.2. Coefficient « K » - profondeur supérieure à 6m

La figure 6 et le tableau 1 représentent les variations du coefficient de viscosité virtuel (K) en fonction de la latitude et de la force du vent (W).

- Lat 50 → Zélande, mer du Nord
- Lat 48 → Bretagne
- Lat 43 → Méditerranée française

Ces courbes ont été calculées à partir de la relation de Casnady (6b). Elles ne sont valables que pour des sites de plongée ayant au moins 6m de profondeur. Ce qui correspond à la majorité des sites de plongée.



Exemple de calcul didactique

⁶ Cela ne représente qu'un très faible pourcentage de sites en Zélande et en Bretagne et quasi aucun en Méditerranée française.



Adoptons un vent de 8m/s ce qui correspond au vent se situant à la limite supérieure de la plage de 4 Beaufort et à la limite inférieure de la plage de 5 Beaufort et $f=0,00012 \text{ rad/s}$

$$u \cong 1,25 \cdot 10^{-3} \times 8 = 0,01 \text{ m/s}$$

$$h_0 = 0,1 \frac{0,01}{0,00012} = 8 \text{ m}$$

Les profondeurs moyennes de la mer du Nord et du delta de l'Escaut étant de l'ordre 25 à 40m. il est adéquat d'utiliser la formule (6b)

$$K = \frac{(0,01)^2}{200 \times 0,00012} = 4,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

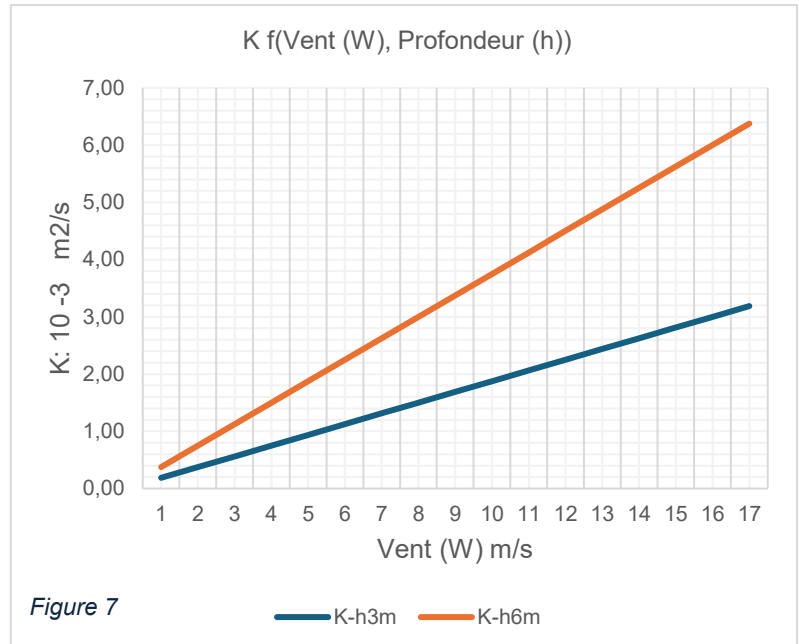
3.3.1.1.2. Coefficient « K » - profondeur égale ou inférieure à 6m

En Zélande, ces sites sont rares, en dehors de la Veerse meer et quelques sites dans le Grevelingen. Il en va de même en Bretagne en dehors de quelques sites plongeable du bord. En Méditerranée, ils sont pratiquement inexistant.

Pour déterminer le coefficient « K » il faut utiliser la formule (6a) qui est plus adapté aux faibles profondeurs. Cette formule n'est plus liée au paramètre de Coriolis et par conséquent à la latitude du site. Cependant, elle est directement liée à la profondeur du site.

Tableau 1 Profondeur du site supérieur à 6m

W (m/s)	K: Coefficient de viscosité virtuelle ($10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$)			Beaufort
	K-Lat 50	K-Lat 48	K-Lat 43	
1	0,07	0,07	0,08	1
2	0,27	0,29	0,31	2
3	0,62	0,65	0,71	3
4	1,10	1,16	1,26	4
5	1,71	1,81	1,96	5
6	2,47	2,60	2,83	6
7	3,36	3,54	3,85	7
8	4,39	4,63	5,03	8
9	5,55	5,86	6,36	9
10	6,85	7,23	7,85	10
11	8,29	8,75	9,50	11
12	9,87	10,42	11,31	12
13	11,58	12,23	13,27	13
14	13,43	14,18	15,39	14
15	15,42	16,28	17,67	15
16	17,54	18,52	20,10	16
17	19,81	20,91	22,69	17





La figure 7 et le tableau 2 représentent les variations du coefficient de viscosité virtuel (K) en fonction de la force du vent (W) et de la profondeur du site. Ils sont valables pour des sites dont la profondeur ne dépasse pas 6m.

Tableau 2 Profondeur du site 3 à 6m

W (m/s)	K: Coefficient de viscosité virtuelle (10 ⁻³ m ² /s)		Beaufort
	K-h3m	K-h6m	
1	0,19	0,38	1
2	0,38	0,75	2
3	0,56	1,13	3
4	0,75	1,50	
5	0,94	1,88	
6	1,13	2,25	4
7	1,31	2,63	
8	1,50	3,00	
9	1,69	3,38	5
10	1,88	3,75	
11	2,06	4,13	6
12	2,25	4,50	
13	2,44	4,88	
14	2,63	5,25	7
15	2,81	5,63	
16	3,00	6,00	
17	3,19	6,38	

3.3.2. Profondeur d'influence.

La « profondeur d'influence » (D) ou pour être plus précis, la profondeur d'influence de frottement est pratiquement la profondeur maximale à laquelle les effets du vent se font sentir. A cette profondeur, le courant engendré par le vent est moins d'un vingtième de ce courant en surface. Cette profondeur peut être estimée à l'aide de la relation :

$$D = \pi \sqrt{\frac{2K}{f}} \quad (8)$$

Avec :

D : Profondeur d'influence de frottement (m)

K : Coefficient de viscosité virtuelle (m²/s)

f: Paramètre de Coriolis (rad/s)

Tableau 3

Avec la formule (8) on a établi le tableau 3 qui donne la profondeur d'influence (D) en fonction du vent (W) et la latitude, pour les sites dont la profondeur est supérieure à 6m.

- Lat 50 → Zélande, mer du Nord
- Lat 48 → Bretagne
- Lat 43 → Méditerranée française

Exemple de calcul didactique

Tous les éléments étant maintenant connus on peut estimer la profondeur d'influence (D) ; la tension (T) et le courant (V₀) pour un vent de 8m/s à la latitude de 51° (mer du Nord)

$$D = \pi \sqrt{\frac{2 \times 0,0042}{0,00011429}} = 27m$$

W (m/s)	Profondeur d'influence D (m)			Beaufort
	D -Lat 50	D -Lat 48	D -Lat 43	
2	7	7	8	2
3	10	11	12	
4	14	15	16	3
5	17	18	20	
6	21	22	24	4
7	24	25	28	
8	28	29	32	
9	31	33	36	5
10	34	36	39	
11	38	40	43	6
12	41	44	47	
13	45	47	51	
14	48	51	55	7
15	52	54	59	
16	55	58	63	
17	59	62	67	



3.3.3. Calcul du courant de dérive en surface (V_0)

Avec les formules (4) et (5) on a établi le tableau 4 qui donne la vitesse du courant de dérive en surface (V_0), pour les sites dont la profondeur est supérieure à 6m.

Il est à remarquer que cette vitesse est indépendante de la latitude.

Exemple de calcul didactique

$$T = 1,3 \cdot 10^{-3} \times 1,293 \times 8^2 = 0,1076$$

$$V_0 = \frac{0,1076}{1033 \sqrt{0,00011429 \times 0,0042}} = \frac{0,1076}{0,7157} = 0,15 \text{ m/s} \text{ Soit } 0,3 \text{ nœuds}$$

Cette valeur confirme la règle de bonne pratique qui consiste à estimer le courant (V_0) à 2% de la vitesse du vent (W)⁷

3.3.4. Angle entre la direction du vent et le courant de dérive.

On a établi au chapitre 3.2, que ce décalage était de 45° si la profondeur de l'océan est infinie. Ce qui n'est pas le cas. TEISSON propose la relation suivante :

Tableau 4

Courant de dérive (V_0) surface			
W (m/s)	V_0 (m/s)	V_0 (Nœuds)	Beaufort
2	0,037	0,072	2
3	0,055	0,107	
4	0,074	0,143	3
5	0,092	0,179	
6	0,110	0,215	4
7	0,129	0,250	
8	0,147	0,286	5
9	0,166	0,322	
10	0,184	0,358	6
11	0,202	0,393	
12	0,221	0,429	7
13	0,239	0,465	
14	0,258	0,501	
15	0,276	0,536	
16	0,294	0,572	
17	0,313	0,608	

$$\gamma_{Rad} = \frac{\pi}{4} - \text{Arctan} \left(\frac{(\sin 2\pi \frac{d}{D})}{(\sinh 2\pi \frac{d}{D})} \right) \quad \gamma_{deg} = \frac{360 \gamma_{Rad}}{2\pi} \quad (9)(9a)$$

Avec :

D : Profondeur d'influence de frottement (m)

d : Profondeur de la mer (m)

sinh : sinus hyperbolique

$$\sinh(x) = \frac{e^x - e^{-x}}{2}$$

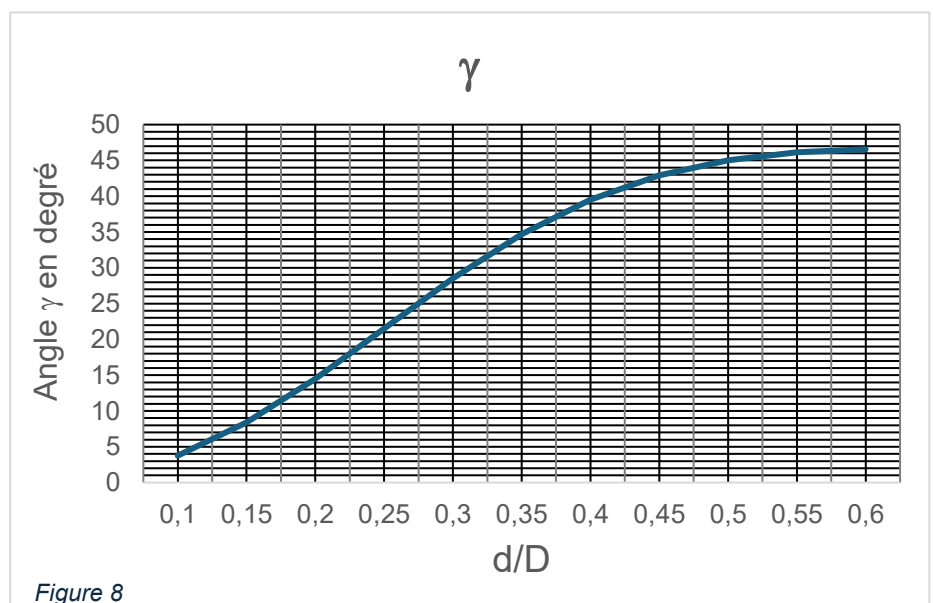


Figure 8

⁷ Stroom Atlas HP33 - Koninklijke Marine I Dienst der Hydrografie (Pays-Bas) page X



3.4. Courant de pente ou géostrophique.

Un courant de pente se produit lorsque la surface de la mer n'est pas horizontale. Cela peut se produire de plusieurs manières. La plus fréquente est le courant de pente induit dans les océans par les régimes anticycloniques ou dépressionnaires qui gonflent ou creusent l'océan. Un phénomène similaire, moins fréquent, peut se rencontrer le long des côtes. C'est ce dernier qui intéresse principalement les plongeurs. Il est rare qu'on plonge au milieu de l'océan avec plusieurs centaines de mètres de fond, voire des milliers ! Le courant de pente ou courant géostrophique est induit par la différence de pression entre deux points de l'océan. Les molécules vont se décaler de la zone où la pression est la plus élevée (Point H), vers celle où la pression est moindre (Point B).

$$P_B = \rho g z \quad P_H = \rho g (z + \Delta z) \quad (10) \quad (10a)$$

$$P_H - P_B = \rho g (\Delta z) \quad (11)$$

Avec :

P_B : Pression au point bas (Pa) (N/m^2)

P_H : Pression au point haut (Pa) (N/m^2)

ρ : Masse volumique de l'eau de mer = 1033 kg/m^3

g : Accélération gravitationnelle : $9,81 \text{ m/s}^2$

z : Niveau (m)

Δz : Variation de niveau (m)

F_p : Force de pression (N) dirigée des hautes pressions (HP) vers les basses pressions (BP)

F_c : Force de Coriolis (N)

$V_{\text{géo}}$: courant géostrophique (courant de pente) (m/s)

En examinant l'équation (11) on déduit facilement que la différence de pression et donc le courant sera proportionnel à la variation de niveau (Δz).

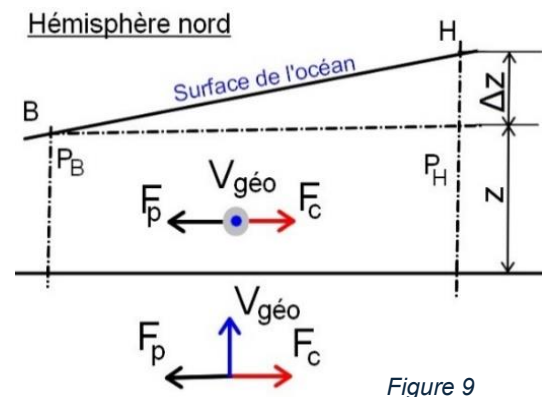


Figure 9

3.4.1. Courant de pente océanique

Le courant de pente océanique est lié, comme expliqué au paragraphe 3.4, aux régimes anticycloniques et dépressionnaires. On considère que le courant de pente est purement océanique lorsque :

- La profondeur est nettement supérieure à la couche d'Ekman
- La côte n'exerce aucune influence. On considère que c'est le cas lorsque celle-ci se

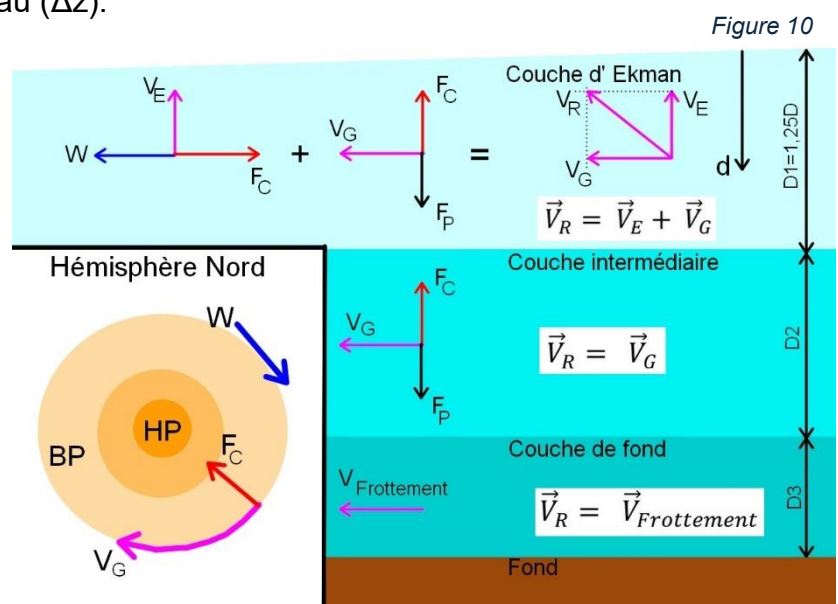


Figure 10



située à plus de 100 km de la portion d'océan étudiée.

La force de gravité n'intervient pas pour les déplacements horizontaux. La déformation de la surface de la mer, par l'action du vent, dépasse rarement un mètre. Dans les océans l'influence du vent peut se ressentir jusqu'à 800m de profondeur, par l'action combinée des forces de pression et de la force de Coriolis (rotation de la terre). La distribution du courant en fonction de la profondeur est assez complexe. On distingue trois niveaux en fonction de la profondeur :

1. Proche de la surface jusqu'à une profondeur $D1=1,25D$, le courant résultant (V_R) aura une composante de dérive (Ekman) (V_E) et une composante géostrophique (V_G). Avec « D » qui est la profondeur d'influence soit : $\vec{V}_R = \vec{V}_E + \vec{V}_G$ En pratique la couche d'Ekman dépasse rarement 100m de profondeur.
2. Dans la couche intermédiaire (D2) qui se situe entre la couche d'Ekman et la couche limite du fond, le courant est purement géostrophique (V_G) soit : $\vec{V}_R = \vec{V}_G$ Ce courant est parallèle aux isobares et donc parallèle aux lignes d'égales hauteur d'eau.
3. Dans la couche du fond (D3), dite couche rugueuse, le courant ($V_{\text{Frottement}}$) est influencé par le frottement sur le fond. Soit : $\vec{V}_R = \vec{V}_{\text{Frottement}}$ Le coefficient de frottement dépend de la nature du fond

3.4.2. Courants verticaux océanique

Figure 11

Le mouvement des particules d'eau lié au vent en surface (transport de Ekman), va engendrer un vide qui devra être comblé par un mouvement vertical des particules d'eau. Ce phénomène est très marqué dans le cas des dépressions et des forts qu'elles engendrent (ouragans...).

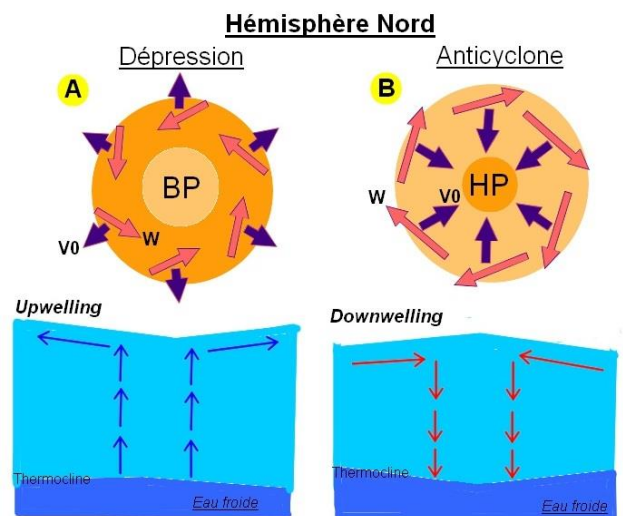
3.4.2.1. Remontée d'eau (Upwelling)

Dans le cas d'un système dépressionnaire (BP), le vent (W) produit un courant de surface (V_0) qui va chasser l'eau vers la périphérie de la dépression. Un vide va se former au centre de la dépression. Vide qui devra être comblé par une remontée d'eau (Upwelling) au centre de la dépression.

Ce phénomène est connu sous le nom de « Pompage d'Ekman » (Figure 11 Dessin A)

3.4.2.2. Descente d'eau (Downwelling)

Dans le cas d'un système anticyclonique, c'est l'inverse qui se produit. Le vide se produit à la périphérie de la zone de haute pression (HP). Il sera comblé par un courant descendant (Downwelling) au centre de l'anticyclone (Figure 11 Dessin B).

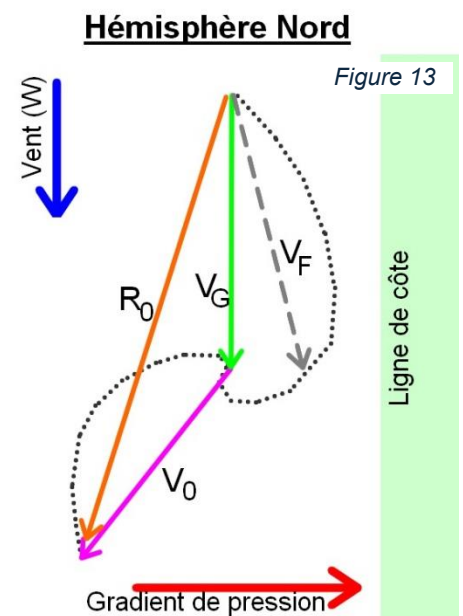




Le long des côtes il est aussi possible de constater des remontées ou des descentes d'eau. La composition du courant résultant est complexe que pour le courant de pente océanique car il faut tenir compte du frottement sur la côte et du frottement sur le fond. Le cas le plus typique est lorsque la direction du vent est parallèle à la côte.

Dans l'hémisphère Nord la force de Coriolis dévie les particules d'eau vers la droite par rapport à la tension du vent (T) qui est parallèle à la direction du vent (W). Dans l'hémisphère nord le transport d'Ekman se fait droite par rapport au vecteur de tension (T) engendré par la friction du vent sur la surface de la mer. Le vecteur tension est parallèle et de même sens que le vent (W). Deux cas peuvent se présenter :

1. La ligne de côte est à gauche du vecteur tension (T) en bleu sur la figure 12. Dans ce cas de figure, les eaux de surface seront poussées vers le large, ce qui va entraîner une baisse de niveau le long de la ligne de côte. Pour compenser cette baisse de niveau un courant remontant du fond le long de la pente côtière va se former. C'est le phénomène d'**upwelling**.
2. La ligne de côte est à droite du vecteur tension (T) en orange sur la figure 12. Dans ce cas de figure, c'est le contraire qui se produit ! Les eaux de surface sont poussées vers la côte. Pour compenser il va se produire un courant descendant de la ligne de côte vers le large. C'est le phénomène de **downwelling**

[illegible]



3.5.2. Vent non parallèle à la côte.

Dans ce cas de figure général :

- Le flux global lié au vent de dérive (transport d'Ekman) est toujours perpendiculaire à la direction du vent.
- La pente engendrée par le rivage est toujours parallèle à la ligne de côte.
- Si on admet que le coefficient de viscosité virtuelle (K) est identique au fond comme en surface il vient que :

$$V_G = V_0 \sqrt{2} \sin \alpha \quad (12)$$

Avec :

V_G : Courant géostrophique (m/s)

V_0 : Courant de dérive (m/s)

α : Angle entre une perpendiculaire à la côte et la direction du vent dans le sens anti horlogique.

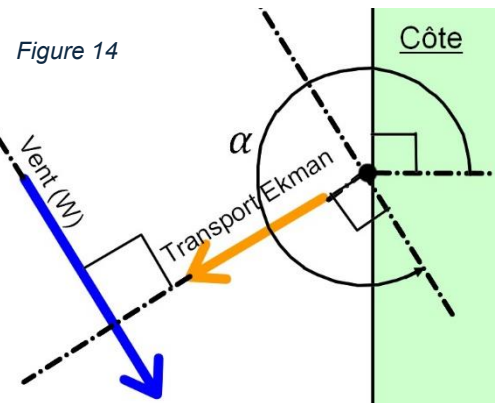
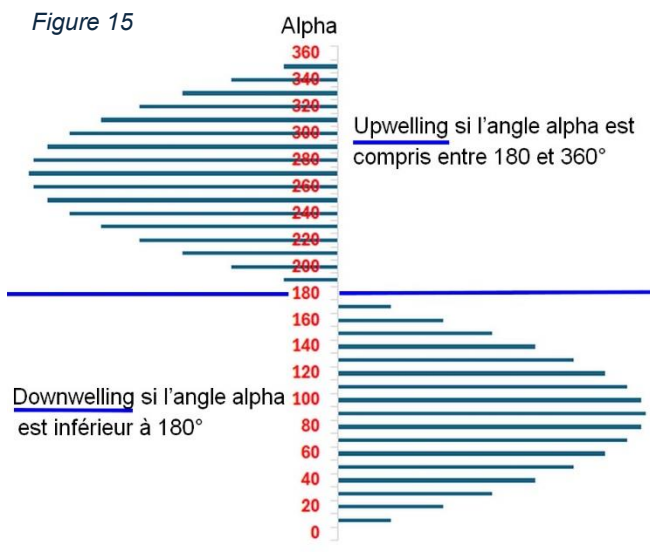


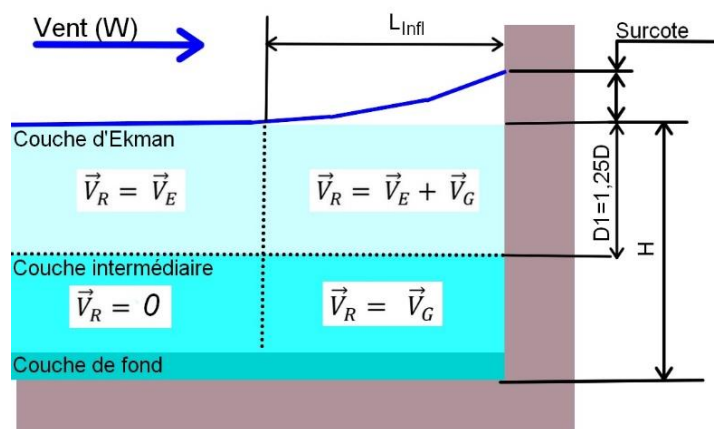
Figure 14

Evolution du courant géostrophique suivant la direction du vent



La figure 15, établie à l'aide de la relation (12) en considérant que $V_0=1$, montre l'évolution du courant géostrophique (V_G) en fonction de l'angle alpha. Si alpha est compris entre 180 et 360° le transport d'Ekman se fait vers le large et il y aura un phénomène d'upwelling. Dans le cas contraire, si alpha est inférieur à 180° le transport d'Ekman se fait vers la côte et il y aura un phénomène de downwelling.

Figure 16



3.5.3. Influence de la ligne de côte

La figure 16 montre l'influence de la ligne de côte sur la répartition des courants en fonction de la profondeur (H) et lorsqu'on s'éloigne de la côte. Avec :

V_R : Courant résultant.

V_E : Courant de dérive (Ekman).

V_G : Courant géostrophique.

D : Profondeur d'influence.



La distance à laquelle la côte exerce une influence (L_{Infl}) n'est pas facile à déterminer avec précision. Elle dépend de la force du vent, de sa direction, de la profondeur (H), de la latitude (paramètre de Coriolis). Pour donner un ordre de grandeur, elle peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, voire une centaine !

3.5.3. Conséquence sur la plongée

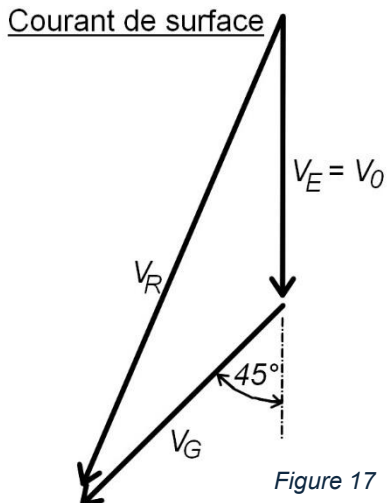


Figure 17

L'ordre de grandeur des courants verticaux liés au vent⁸ n'est que de quelques mètres par jour. Ils ne présentent pas de danger pour le plongeur. L'upwelling présente un avantage, la remontée des eaux froides entraîne avec elle de nombreux nutriments, ce qui va attirer les pélagiques. L'effet négatif est que les eaux de surface se refroidissent. Ce refroidissement peut atteindre une dizaine de degrés. Ce phénomène est très perceptible dans le golfe du Lion. Lorsque le mistral souffle il refroidit drastiquement la température de la Méditerranée durant plusieurs jours. L'impact du courant lié au vent est loin d'être négligeable, principalement à proximité des côtes lorsque le courant de dérive de Wekman s'additionne au courant géostrophique. De plus ces courants peuvent renforcer le

courant de marée. L'effet sera important lorsque le plongeur se trouve en surface ou près de la surface. De plus la direction du courant de dérive de Wekman varie avec la profondeur (spirale de Wekman cf. § 3.2).

Si on considère une plongée raisonnable avec un vent parallèle à la ligne de côte ayant une force entre 5 et 6 Bft soit $W=10\text{m/s}$ et $V_E=V_0=0,18\text{ m/s}$ Il vient que le courant géostrophique $V_G=0,26\text{ m/s}$. Le courant résultant V_R vaudra la somme vectorielle de V_0 et V_G soit $0,41\text{m/s}$. Un plongeur équipé ne peut pas raisonnablement remonter un courant supérieur à $0,5\text{m/s}$. Ce qui implique que sans assistance pour récupérer un plongeur à la dérive, il n'est pas raisonnable de plonger avec un vent supérieur à 10m/s .

Tableau 4-1

W (m/s)	D (m) Lat 50°N	V_0 (m/s)	V_G (m/s) $\sin \alpha = 1$	V_R (m/s) $\sin \alpha = 1$	V_R Nœud $\sin \alpha = 1$	W Bft
1	3	0,02	0,03	0,04	0,08	2
2	7	0,04	0,05	0,08	0,16	
3	10	0,06	0,08	0,12	0,24	
4	14	0,07	0,10	0,16	0,32	3
5	17	0,09	0,13	0,21	0,40	
6	21	0,11	0,16	0,25	0,48	4
7	24	0,13	0,18	0,29	0,56	
8	28	0,15	0,21	0,33	0,64	
9	31	0,17	0,23	0,37	0,72	5
10	34	0,18	0,26	0,41	0,80	
11	38	0,20	0,29	0,45	0,88	6
12	41	0,22	0,31	0,49	0,96	
13	45	0,24	0,34	0,53	1,04	
14	48	0,26	0,36	0,58	1,12	7
15	52	0,28	0,39	0,62	1,20	
16	55	0,29	0,42	0,66	1,28	
17	59	0,31	0,44	0,70	1,36	

⁸ Certains sites peuvent présenter des courants verticaux importants qui sont liés à la topographie des lieux. Des effets de venturi en outre. On nomme ces sites « washing machine ». Ils sont très rares. Il y en a aux Maldives et en Mer Rouge



3.5.4 mesures et indices d'upwelling.

Pour mettre en évidence les upwellings, la méthode la plus simple est de mesure à l'aide de satellites la température de surface des océans. La figure 18 montre parfaitement la corrélation entre le refroidissement des eaux de surface (upwelling) et le vent parallèle à la ligne de côte. Certaines côtes sont privilégiées pour les phénomènes d'upwelling. On peut citer notamment :

- L'Afrique de l'Ouest avec le courant des Canaries ;
- Le Pérou et le Chili avec le courant de Humboldt
- La Namibie et l'Afrique de Sud avec le courant de Benguela
- Le Courant de Californie

Figure 18

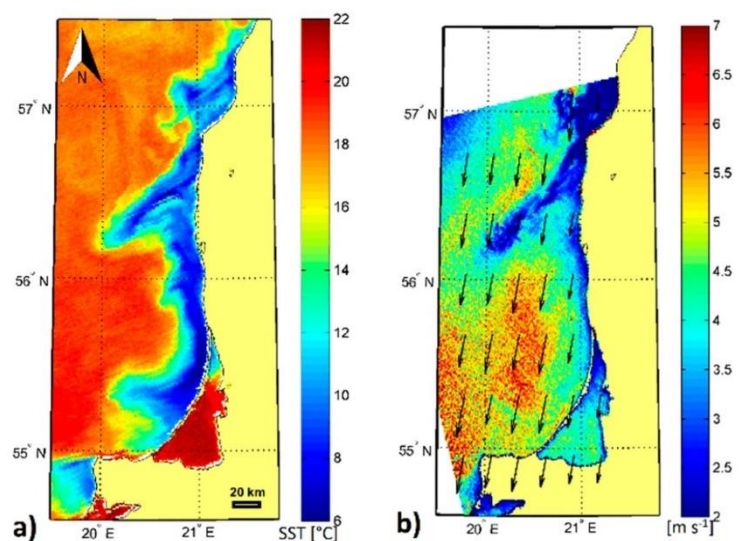
Impact de la remontée d'eau sur le champ de vent près de la surface dans le sud-est de la mer Baltique. a) Carte MODIS/Aqua SST du 16 juillet 2006 (19:40 UTC) ; b) champ de vent près de la surface dérivé d'un radar à synthèse d'ouverture (SAR) du 16 juillet 2006 (20:05 UTC).

Source : <https://www.mdpi.com/2072-4292/10/11/1752>

Télédétection des remontées d'eau côtières dans le sud-est de la mer Baltique : propriétés statistiques et implications pour l'environnement côtier

par Toma Dabuleviciene (1); Igor E. Kozlov(2); Diana Vaiciute(3), Inga Dailidienė (4)

1. Département des sciences naturelles, Université de Klaipėda, Herkaus Manto str. 84, LT-92294 Klaipėda, Lituanie
2. Institut de recherche marine, Université de Klaipėda, Universiteto ave. 17, LT-92294 Klaipėda, Lituanie
3. Laboratoire d'océanographie par satellite, Université hydrométéorologique d'État de Russie, Malookhtinsky Prosp., 98, 195196 Saint-Petersbourg, Russie



Plusieurs indices permettent de quantifier les phénomènes d'upwelling et de downwelling. Les plus courants expriment le débit par longueur de côte du transport d'Ekman ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$)⁽⁹⁾ Le plus ancien a été

développé par A. Bakun¹⁰ en 1973, le CUI (Coastal Upwelling Indice). Cet indice est une image du transport d'Ekman perpendiculaire à la côte. Par la suite, d'autres indices ont été développés notamment le CUTI et le BEUTI issus de la division de recherche environnementale du Southwest Fisheries Science Center de NOAA¹¹, en collaboration avec le groupe de modélisation océanique de l'UC Santa Cruz¹².

⁹ **Note de l'auteur :** certains auteurs simplifient (un peu trop à mon goût) cette relation qui devient m^2/s , ce qui présente l'inconvénient de « perdre » la notion de débit

¹⁰ Andrew Bakun: chercheur à l' Université de Miami - Marine Ecosystems and Society

¹¹ National Oceanic and Atmospheric Administration (USA)

¹² University of California – Santa Cruz



CUTI (Coastal Upwelling Transport Index) est une évolution plus précise que le CUI. L'indice est toujours basé sur les travaux d'Ekman mais tient compte non seulement du transport d'Ekman mais également du transport géostrophique côtier lié au gradient de pression. L'indice est la somme des deux transports (Ekman + géostrophique- CUTI intègre également les données satellitaires et les données fournies par des bouées sur les sites.

BEUTI (Biologically Effective Upwelling Transport Index) est un indice de remontée des eaux biologique. Cet indice tient compte de la qualité de l'eau remontée. Cet indice estime le taux de nitrate. Il est égal entre le produit de l'indice CUTI et de la concentration de nitrate à la base de la couche de mélange. La profondeur de mélange étant estimée par comparaison de la variation de densité et de température par rapport à une profondeur de référence



4. Dérive d'un plongeur en surface.

4.1. Force agissant sur le plongeur.

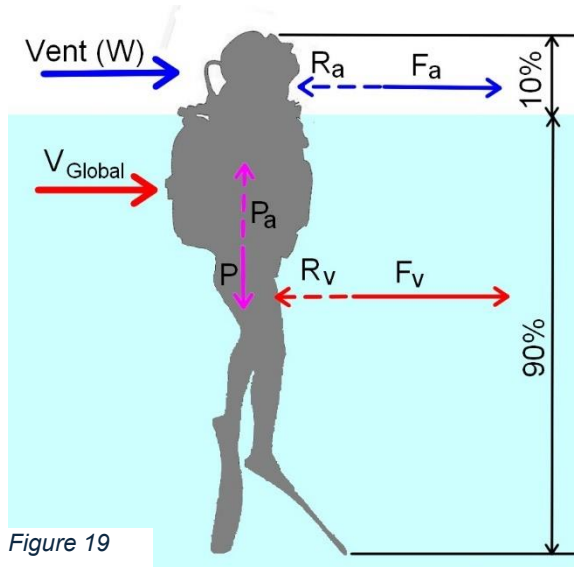


Figure 19

Un plongeur en surface, sans palmer, subit plusieurs forces horizontales qui sont liées d'une part au courant résultant (V_{Global}) de la combinaison de divers phénomènes tel le courant de marée, le courant de dérive d'Ekman... soit la force (F_v). D'autre part inversement à la force (F_v) se crée une force visqueuse de résistance à l'avancement (R_v). Cette force est proportionnelle à la surface immergée et à un coefficient de rugosité qui dépend de l'équipement du plongeur.

Les parties à l'air libre en surface (+/-10%) subissent d'une part une force aérodynamique (F_a) liée au vent et une force de résistance à l'avancement (R_a) directement opposée à la force aérodynamique. La force R_a peut être

considérée comme négligeable vis à vis de la force visqueuse de résistance à l'avancement (R_v).

Etant donnée que les plongées s'effectuent dans des eaux relativement calmes, la force exercée par les vagues sur le plongeur est considérée comme négligeable. Le plongeur subit également des forces verticales qui sont son poids (P) et la poussée d'Archimède (P_a). Ces deux forces sont en équilibres et n'interviennent pas dans la dérive du plongeur.

4.2. Vitesse et direction de dérive

L'ensemble de ces forces vont faire dériver le plongeur en surface. La vitesse et la direction de cette dérive peut être simulée à l'aide de la relation vectorielle suivante :

$$\vec{V}_{Dérive\ totale} = \vec{V}_{Marée} + \vec{V}_0 + \vec{V}_G + \vec{V}_{Dérive\ vent} \quad (13)$$

Avec :

$V_{Dérive\ totale}$: résultante des divers vecteurs de courant qui font dériver le plongeur (m/s).

$V_{Marée}$: Courant de marée (m/s).

V_R : Résultante du courant de dérive d'Ekman (V_E) et du courant géostrophique (V_G) (m/s).

$V_{Dérive\ vent}$: Dérive due au vent (m/s).

La manière d'obtenir la valeur du courant V_R est expliquée dans le chapitre 3. Usuellement pour une plongée dans des conditions de sécurité normale, il ne dépassera pas 0,4 m/s (cf. § 3.5.3)



4.2.1. Le courant de marée.

Le courant de marée est donné en force et en direction dans les « Atlas de Courant ». La direction du courant est donnée par le sens de la flèche et la valeur du courant par quatre chiffres bleus au-dessus du vecteur. Les deux derniers donnent la valeur du courant (x10) en nœuds pour une marée de mortes eaux (C=45). Les deux premiers donnent la valeur du courant (x10) en nœuds pour une marée de vives eaux (C=95). Par interpolation il est possible de calculer la valeur du courant à n'importe quel moment, à condition de connaître le coefficient de marée. Ce coefficient est donné journalièrement dans les bulletins météorologiques.

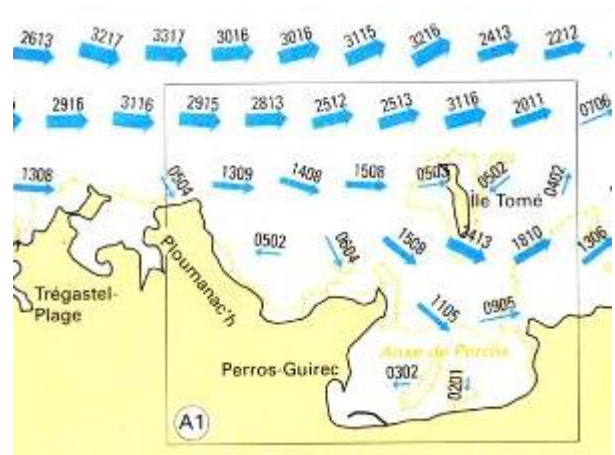


Figure 20
Extrait de l'Atlas des Courants français - SHOM

4.2.1.1. Interpolation du courant de marée

Il est possible d'interpoler les valeurs du courant donnés par les atlas de manière à le connaître précisément heure par heure pour autant que l'on puisse déterminer :

La valeur du courant ($V_{\text{Marée}}$) s'exprime par la relation :

$$V_{\text{Marée}} = \left\{ vme + \left(\frac{(C-45)(vve-vme)}{50} \right) \right\} \times 0,5144 \quad (14)$$

Avec :

C : Coefficient des marées soit C.

VVE : Courant de vive-eau moyen (C=95) (nœuds)

VME : Courant de morte-eau moyen (C= 45) (nœuds)

$V_{\text{Marée}}$: Courant de marée réel interpolé (m/s)

Note : La valeur de 0,5144 permet de passer des valeurs de courant exprimée en nœuds à un courant exprimé en m/s

Exemple didactique

Le marquage de la flèche de l'atlas des courants porte la mention « 3116 ». L'annuaire des marées indique un coefficient de marées de 63

Donc : VVE=3,1 nœuds, VME=1,6 nœuds et C = 63 et on peut déduire le courant ($V_{\text{Marée}}$).

$$V_{\text{Marée}} = \left\{ 1,6 + \left(\frac{(63 - 45)(3,1 - 1,6)}{50} \right) \right\} \times 0,5144 = 1,10 \text{ m/s}$$



4.2.2. Le courant de dérive du vent

Le courant de dérive (Leeway) lié au vent à laquelle le plongeur est soumis peut s'estimer à l'aide d'une formule empirique. L'expérience a montré que la relation entre vent et dérive est presque linéaire. Il sera donc possible d'utiliser une formule de régression linéaire très simple.

$$V_{Leeway} = a W_{10} + b \quad (15)$$

Avec :

V_{Leeway} : Courant de dérive lié au vent (m/s)

W_{10} : Vitesse du vent mesuré à 10m de hauteur (m/s)

a et b : Coefficients qui dépendent de la position horizontale ou verticale du plongeur dans l'eau

Le tableau 5 a été établi en utilisant la formule 15. Il donne en fonction de la position du plongeur la vitesse de dérive due au vent. La vitesse du vent est mesurée à 10m de hauteur. C'est cette vitesse (W_{10}) que donne les bulletins météorologiques.

Si on mesure soit même la vitesse du vent in situ à l'aide d'un anémomètre, il n'est pas toujours facile de la mesurer à 10m de hauteur !

En considérant que le vent est stable, on peut estimer la vitesse W_{10} à l'aide de la relation empirique suivante :

$$W_{10} = \frac{W_{Mesurée}}{\left(\frac{Z}{10}\right)^{0,143}} \quad (16)$$

Avec :

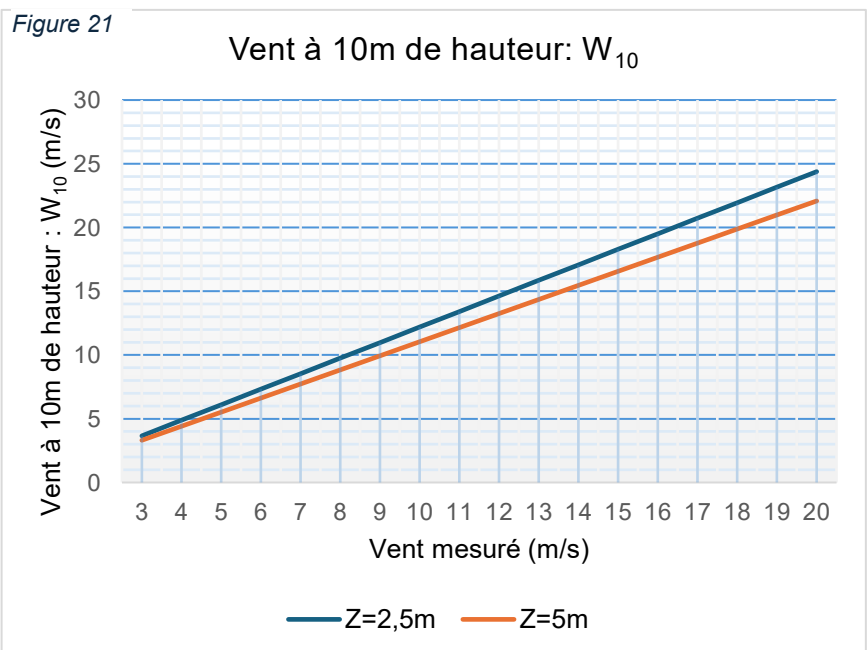
W_{10} : Vitesse du vent à 10m de hauteur (m/s)

$W_{Mesurée}$: Vitesse du vent mesurée (m/s) à la hauteur « Z » (m)

Tableau 5

W_{10} (m/s)	V_{Leeway} (m/s)		Bft
	Plongeur vertical	Plongeur horizontal	
3	0,05	0,06	2
4	0,06	0,07	3
5	0,06	0,08	4
6	0,07	0,09	
7	0,07	0,09	
8	0,08	0,10	
9	0,08	0,11	5
10	0,09	0,11	
11	0,09	0,12	6
12	0,10	0,13	
13	0,10	0,13	
14	0,11	0,14	
15	0,11	0,15	7
16	0,12	0,16	
17	0,12	0,16	
18	0,13	0,17	8
19	0,13	0,18	
20	0,14	0,18	

Figure 21

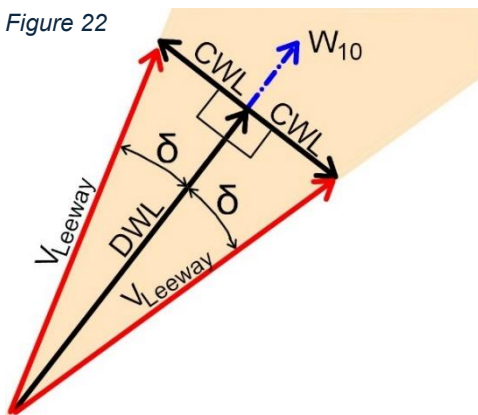


La figure 21 a été établie avec la formule 16.

- Z=2,5m : mesure exécutée par un homme debout dans un zodiac.
- Z=5m : mesure exécutée par un homme sur le toit d'un cabinier.



Figure 22



Après avoir estimé la vitesse de dérive, il faut encore estimer le sens de la dérive lié au vent. Les expérimentations [A. Allen] ont montré que la dérive d'un objet ne suit pas exactement le sens du vent et est assez aléatoire. La cause principale de cette divergence étant l'asymétrie des objets dérivants. On considère que le vecteur de dérive (V_{Leeway}) est la somme vectorielle de la composante « sous le vent » (Downwind - DWL) dans la direction du vent et de la composante de « vent de travers » (Crosswind – CWL) perpendiculaire à la direction du vent . La composante CWL pouvant être aléatoirement à droite ou à

gauche de la direction du vent en fonction de l'orientation initiale de l'objet et avec la même probabilité. De plus cette orientation peut changer durant la dérive¹³.

A. Allen a expérimenté la dérive de dizaines d'objets pour déterminer l'angle de divergence (δ). Dans le cadre de cet article, seul deux présentent de l'intérêt : plongeur en position verticale et plongeur en position horizontale. La surface orangée sur la figure 22 représente l'aire dans laquelle on a le plus de probabilité de retrouver un plongeur dérivant en surface sous la seule action du vent.

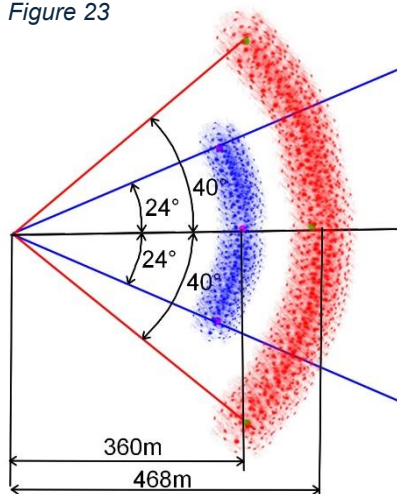
Position du plongeur	Angle de divergence (δ)
En position verticale	24°
En Position horizontale	40°

4.2.2.1. Plongeur à l'horizontale ou en position verticale ?

Imaginons un plongeur qui dérive sous la seul action d'un vent de 6 bft, soit un vent (W_{10}) de 12 à 13m/s. Etudions sa dérive durant une heure pour les cas suivant :

1. Plongeur en position verticale : $V_{Leeway} = 0,10$ m/s ; $\delta = 24^\circ$; distance parcourue : 360m
2. Plongeur en position horizontale : $V_{Leeway} = 0,13$ m/s ; $\delta = 40^\circ$; distance parcourue : 468m

Figure 23



La figure 23 montre les zones ou la probabilité est grande de retrouver le plongeur à la dérive. En bleu le plongeur dérive en position verticale (scénario 1) et en rouge, le plongeur dérive en position horizontale (scénario 2).

4.2.2.2. Conclusions

- Estimer la dérive en surface d'un plongeur soumis à la force du vent est un exercice difficile. Il y a de nombreuses incertitudes et d'approximations même si le point du début de la dérive est connu et ce n'est pas toujours le cas !
- En cas de dérive, le plongeur à intérêt à maintenir une position verticale. Cela augmente la probabilité d'être retrouvé plus rapidement.

¹³ Les calculateurs des services de recherche tiennent compte d'une certaine probabilité de changement de direction au cours de la dérive.



4.3. Quelques ordres de grandeur

Tableau 7

Symbole	Type	Vitesse (m/s)	Remarques
$V_{\text{Marée}}$	Courant de marée	0 à 1,5 - Zélande 0 à 2 - Bretagne 0 - Méditerranée	Variation périodique sinusoïdale semi-diurne. (Période +/-6 heures)
V_E	Courant dérive Ekman	En Surface $V_E = V_0$ $V_0 = 0,11$ à $0,24$	Direction variable en fonction de la profondeur. Direction à 45° par rapport au vent en surface Vent entre 4 et 6 Bft
V_G	Courant géostrophique	$V_G = 0,2$ à $0,4$	Perpendiculaire au gradient de pression. Vent entre 4 et 6 Bft
V_{Leeway}	Courant du au vent en surface Plongeur en position verticale	0,07 à 0,10	Direction entre 0 et 24° à gauche ou à droite de la direction du vent Vent entre 4 et 6 Bft
	Courant du au vent en surface Plongeur en position horizontale	0,09 à 0,13	Direction entre 0 et 40° à gauche ou à droite de la direction du vent Vent entre 4 et 6 Bft

Connaitre la force et la direction des courants permet de retrouver des plongeurs à la dérive en surface.

4.4. Exemple de calcul didactique.

Prenons comme exemple le cas d'école suivant. Un vent d'Ouest de 12m/s souffle parallèlement à la côte qui se situe à gauche par rapport à la direction du vent. Le vecteur courant de marée relevé sur l'atlas des courants va vers l'Ouest suivant un azimuth de 250 et porte la mention « 2334 ». Le coefficient de marée est de 70. La profondeur est de l'ordre de 20m. Un plongeur sur une épave aux Pays-Bas, remonte en surface sans palier de sécurité, puis dérive depuis 25 minutes. Déterminer sa position approximative.

Analyse de la situation

La position de l'épave est un point bien précis et la remontée ne dépasse pas 2 minutes. Le point initial de la dérive en surface est donc connu avec une bonne précision. Il faut déterminer tous les composants du vecteur de dérive.

1) Calcul du courant de marée.

L'Atlas des courants nous indique que le courant varie de 2,3 à 3,4 nœuds calculons le courant en appliquant le formule 14 (cf. § 4.2.1.1)

$$V_{\text{Marée}} = \left\{ 2,3 + \left(\frac{(70-45) \times (3,4-2,3)}{50} \right) \right\} \times 0,5144 = 1,47 \text{ m/s}$$

2) Calcul du courant de dérive d'Ekman en surface (V_0).

Le tableau 3 (cf. § 3.3.2) indique pour les Pays-Bas (Latitude 50°N) et pour un vent de 12m/s une profondeur d'influence $D=41\text{m}$ et un rapport de $d/D = 20/41=0,49$.



Le tableau 4 (cf. § 3.3.3) donne pour un vent de 12m/s un courant de dérive (V_0) de 0,22m/s

La figure 8 (cf. § 3.3.4) donne pour un rapport $d/D = 0,5$ un angle de dérive de 45° par rapport à direction du vent. Vers la droite dans l'hémisphère Nord (Coriolis) (azimut 135°)

3) Calcul du courant géostrophique (V_G).

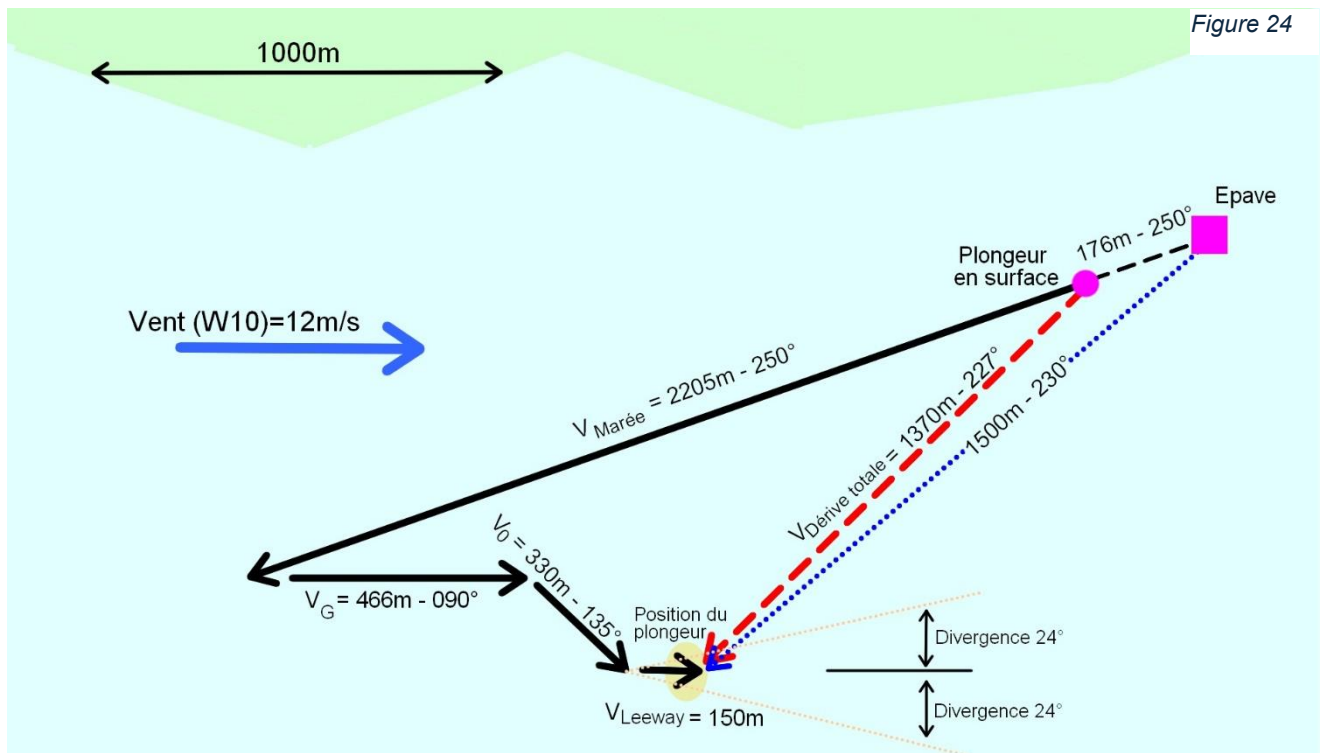
Le courant géostrophique vaut racine de deux fois le courant de dérive d'Ekman soit $V_G = 0,44\text{m/s}$, étant donné que le vent est parallèle à la côte et que la côte se situe à gauche par rapport à la direction du vent on se trouve dans la configuration décrite au § 3.5.1 figure 13. Le vecteur V_G est parallèle au vent, parallèle à la côte et perpendiculaire au gradient de pression et se dirige vers l'Est (azimut 90°).

4) Estimation de la dérive liée au vent en surface (V_{Leeway})

Pour un vent de 12m/s la vitesse de dérive $V_{\text{Leeway}} = 0,1\text{m/s}$ d'après le tableau 5 (cf. § 4.4.2) et l'angle de divergence de 24° en supposant que le plongeur reste en position verticale durant la dérive.

5) Etablir un tableau qui reprend les données

Symbole	Courant (m/s)	Azimut ($^\circ$)	Durée (s)	Distance (m)*
Remontée plongeur **	1,47	250	120	176
$V_{\text{Marée}}$	1,47	250	1500	2205
V_G	0,31	090	1500	466
V_0	0,22	135	1500	330
V_{Leeway}	0,1	66 à 114	1500	150
* Si chaque composante du courant agit seule sans tenir compte des autres				
** Détermine le point de départ de la dérive				Tableau 8





5. Les logiciels de calcul de dérive

Les services SAR¹⁴ de nombreux pays ont développé des logiciels de calcul par éléments finis. Ils permettent d'estimer la position la plus probable de nombreux objets dérivants. Ces logiciels intègrent en temps réel les données fournies par les modèles météorologiques, les modèles de prévisions des courants et des données expérimentales... La précision de ces modèles dépend de la taille des mailles. Près des côtes la taille des mailles est de l'ordre 2 km et même 200m près des petites îles. Depuis une vingtaine d'années, la puissance informatique a permis de faire évoluer ces logiciels dans le sens d'une plus grande précision. A cause de la variabilité de la divergence (cf. § 4.4.2), ils calculent deux zones de probabilité distincte. Certains peuvent faire un calcul inverse et déterminant le point de départ¹⁵ d'un objet dérivant !

Aux USA et dans les Caraïbes, pour les opérations de sauvetage, c'est le modèle SAROPS¹⁶ qui est utilisé. C'est un outil puissant qui permet en outre de planifier les opérations de secours. De nos jours, ce modèle est considéré comme étant le plus performant

En France le modèle MOTHY¹⁷ Leeway (2009) profitant de l'expérimentation des USCG¹⁸ [A. Allen] permet de simuler la dérive de 63 types d'objets. C'est une évolution du modèle original qui était destiné à l'étude de la dérive des nappes de pétrole.

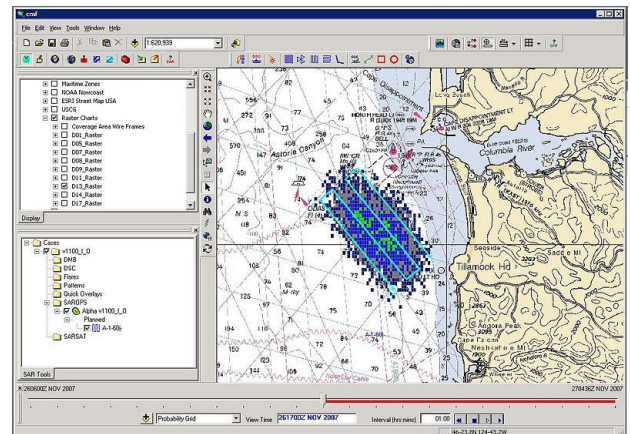


Figure 25
Interface SAROPS Source Wikipédia ©=0

6. Le phénomène de « seiche » ou « Storm surge »

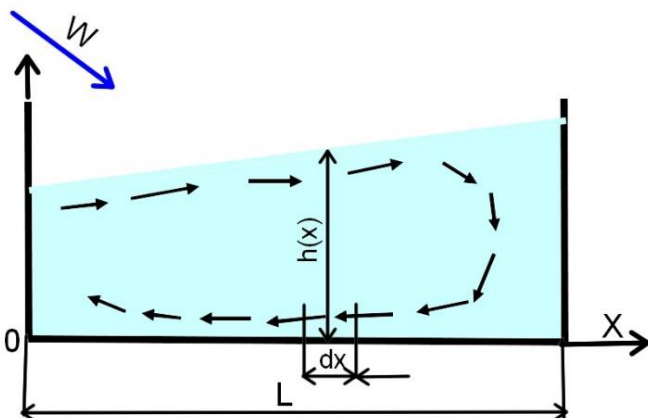


Figure 26

C'est un cas particulier de l'influence du vent qui est lié à des phénomènes de résonance. La seiche est une oscillation qui fait varier le niveau de l'eau dans un bassin fermé ou semi-fermé, Sa période fondamentale correspond à la « période naturelle » du bassin. L'amortissement de l'onde est généralement faible, ce qui signifie que ce phénomène peut se perpétuer longtemps après la sollicitation initiale qui l'a engendré. Il s'agit d'une onde dite stationnaire. C'est-à-dire quelle a lieu dans une milieu fermé sans se propager.

¹⁴ Search And Rescue

¹⁵ **Note de l'auteur** : Intéressant pour retrouver le point de départ d'une pollution

¹⁶ Search And Rescue Optimal Planning System C'est

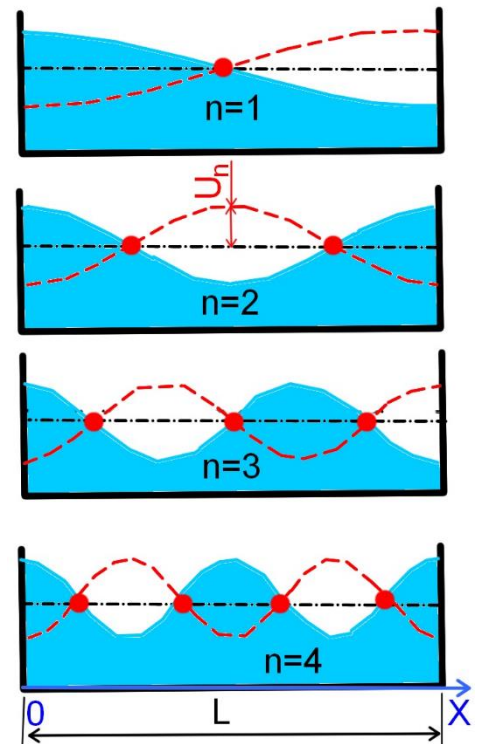
¹⁷ Modèle Océanique de Transport d'Hydrocarbures

¹⁸ United States Coast Guard - Gardes côtes américain



Une onde stationnaire est la résultante de la superposition de deux ondes de même période qui se déplacent en sens opposés. C'est une onde de longue période mais de faible amplitude. La résonance peut en augmenter l'amplitude d'un facteur 20 à 30. Il est possible d'avoir une amplitude de l'ordre du mètre. L'origine de l'onde stationnaire et donc de la seiche se trouve dans un basculement d'une importante masse d'eau qui rebondit sur les berges sous les effets du vent, ou d'une baisse de la pression barométrique importante et rapide. Les deux effets peuvent se combiner. Après cette impulsion, le plan d'eau oscille à sa période fondamentale. En dehors d'une brusque montée du niveau de l'eau, elles peuvent engendrer indirectement houle et courant. Le niveau n'étant plus horizontal, elles engendrent un courant de pente. L'inertie qui s'oppose au mouvement peut être importante. Il faudra un temps plus ou moins important, après l'impulsion initiale pour que le phénomène de seiche s'établisse. A titre indicatif et en première approximation, l'ingénieur Du Boys propose la relation suivante pour un bassin de forme allongée.

Bassin fermé. Figure 27
Oscillateur de demi-onde



$$T_n = \frac{2}{n} \int_0^L \frac{dx}{\sqrt{gh(x)}} \quad \text{Pour un bassin rectangulaire} \quad T_n = \frac{2}{n} \frac{L}{\sqrt{gh_{\text{moyenne}}}} \quad (16-1)$$

Avec :

T_n : Période pour les harmoniques 1,2, 3...n (s)

n : nombre 1,2, 3... 1= onde fondamentale 2,3...n= harmoniques

L : longueur du bassin dans le sens du mouvement (m)

g : 9,81 m/s²

h_{moyenne} : Profondeur moyenne (m)

Cette formule, unidirectionnelle, donne une première approximation pour un lac de forme allongé comme le Grevelingen et la Veerse meer. Elle présente un l'inconvénient de ne pas tenir compte des mouvements de l'eau transversaux. Néanmoins elle présente l'avantage de démontrée que la période d'oscillation est proportionnelle à la longueur du bassin (dans le sens du mouvement) et inversement proportionnelle à la racine carré de sa profondeur.

Tableau 9

Le courant est maximum au niveau des « lignes nodales », lieu géométrique où l'amplitude est nulle, et qui sont représentées par le point rouge sur la figure 27. Dans un bassin fermé, « n » correspond au nombre de lignes modales

n	Position X			
n=1	L/2	--	--	--
n=2	L/4	3L/4	--	--
n=3	L/6	3L/6	5L/6	--
n=4	L/8	3L/8	5L/8	7L/8



Par rapport à la longueur du bassin le *tableau 9* donne la position la ligne nodale.
Il est possible d'estimer en première approximation le courant maximum à l'aide de la relation

$$V_{max} = U_n \sqrt{\frac{g}{h_{moyenne}}} \quad (16-2)$$

Avec :

V_{max} : Courant maximum (m/s)

U_n : Amplitude de l'onde d'indice « n » (m)

g : 9,81 m/s²

$h_{moyenne}$: Profondeur moyenne (m)

Exemple numérique

Cet exemple n'est donné qu'à titre didactique. Assimilons le Grevelingen¹⁹ à un bassin rectangulaire de 15x4,5 km ayant une profondeur moyenne de 6m. Déterminons les périodes « T » pour une oscillation de direction ouest – est pour n=1 ; 2 ; 3 et déterminons le courant maximum pour une amplitude de 0,1m

$$T_1 = \frac{2}{1} \frac{15000}{\sqrt{9.81 \times 6}} = 3911 \text{ s soit } 65 \text{ minutes}$$

$T_1 = 65$ minutes	Période fondamentale (n=1)
$T_2 = 32$ minutes	(n=2)
$T_3 = 22$ minutes	(n=3)

$$V_{max} = 0.1 \sqrt{\frac{9.81}{6}} = 0.13 \text{ m/s Soit } 0,25 \text{ nœud}$$

Des seiches peuvent également prendre naissance dans des rades, des ports ou des bassins ayant une forme quelconque. Pour une rade hémisphérique ouverte, dont la profondeur décroît paraboliquement depuis l'entrée, Rabinovich propose la relation suivante pour déterminer la période fondamentale.

$$T_0 = 2.22 \frac{2L}{\sqrt{gh_{entrée rade}}} \quad (16-3)$$

Avec :

T_0 : Période fondamentale (s)

L : longueur de la rade (m)

g : 9,81 m/s²

$h_{entrée rade}$: Profondeur à l'entrée de la rade (m)

¹⁹ Les mesures in situ donnent une période de 60 minutes pour une amplitude maximum de 0,1m (Etude Rijkwaterstaat)
Statistiquement cette amplitude ne se produit qu'une fois tous les millénaires. Une amplitude de 3.4 cm à une probabilité annuelle.



6.1. Facteurs influençant la formation de seiches.

- L'apparition des seiches est favorisée dans les bassins longs et peu profond.
- Un vent fort soufflant en rafale associé à une forte dépression atmosphérique favorise l'apparition des seiches.
- Période de vent de longue durée.
- Les bassins peuvent osciller longitudinalement et transversalement avec des périodes différentes.

7. Conclusions

Même si généralement les courants de marée sont prépondérants, les courants liés au vent sont loin d'être négligeables. La connaissance des courants liés au vent est importante pour estimer la position d'un plongeur dérivant en surface.

La force et la direction des courants de marée sont bien connues. Les atlas de courant fournissent des informations précises de l'évolution du courant heure par heure. Le vecteur courant est mesuré près de la surface et par vent faible. La topographie des estuaires et des parties maritimes des fleuves fait que l'évolution du courant de marée ne suit plus une forme purement sinusoïdale. Ce qui engendre une certaine imprécision ! Il n'en va pas de même pour la force et la direction du vent. Les mesures du vent sont plus imprécises et aléatoires.

Le calcul de la dérive d'un objet en surface n'est pas une science exacte, même avec le meilleur des logiciels. Tout au plus, il est possible d'estimer la probabilité de trouver l'objet à la position calculée.

Le but de cet ouvrage est purement didactique, il permet d'appréhender les phénomènes qui vont intervenir dans la dérive d'un plongeur en surface et de faire une première estimation grossière de la position du plongeur. Pour la facilité de calcul des coefficients ont été approximés.



8. Bibliographie et ouvrages consultés

- Semion Targ ; Elément de mécanique rationnelle, Editions Mir-Moscou, 1966 (1^{er} édition).
- D. Aelbrecht & G. Chabert d'Hières ; Pompage d'Ekman dans un écoulement de marée : génération d'un courant résiduel, Revue la Houille Blanche – N°4-1994.
- Csanady G.Y; Lateral Momentum Flux in Boundary Currents. Journal of Physic Oceanography N°5 – 1975.
- Doglioli, A. M., Petrenko, A. A. (2022), Notes de Cours et Travaux Dirigés de Dynamique des Océans, Université d'Aix-Marseille, Marseille, France.
- Decarni M. ; MOTHY ou Comment prévoir la dérive des objets en mer ? Mémoire de fin d'études École Nationale de la Marine Marchande du Havre
- Les Guides du SHOM - La Marée (1997), coédition ; ed : SHOM ISBN 2-11-088188-7
- Atlas des Courants SHOM N°555
- Stoomatlas HP33 (2013) ed; Dienst der Hydrografie v.d. Koninklijke Marine - ISBN 8-717073-14886
- Arthur A. Allen; Leeway divergence - U.S. Coast Guard Research and Development Center-2005
- Denis Gilbert ; Aller en ligne droite sur une planète qui tourne : la force de Coriolis Revue « Pêches et Océans Canada », Institut Maurice-Lamontagne
- François Chamaraux et Maxime Clusel ; La mystérieuse "force de Coriolis" Planète terre 2002
- Kévin Duquette ; Asymétrie du transport d'Ekman d'un jet océanique forcé par le vent – UQAR 2021
- C. Teisson, Application de la théorie d'Ekman à l'étude des courants et des remontées d'eaux profondes le long des côtes sénégalaise – Centre de recherches océanographiques de Dakar 1982
- F. Biesel et B. le Méhauté Généralités sur les seiches et les ondes de seiches. Problème de leur origine – Revue la Houille Blanche
- Vincent Rey, Caroline Paugam, Christiane Dufresne, Didier Mllarino, Tathy Missamou, Jean-Luc Fuda - Seiches à l'échelle de baies : origines et identification des périodes propres d'oscillations à partir des données d'observations sur le long terme en Provence à partir du réseau HTM-NET
- Alexander B. Rabinovich, Seiches and Harbor Oscillations - P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences
- Bas Reijmerink Seiches - Analyse waterstandsmetingen en invloed opwekkingsmechanismen tijdens extremen (Deltares – Rijkwaterstaat)