



## Introduction à la théorie des

Ruth Farre (licenciée ès sciences Cert. Nat. Sci.)  
South African Navy Hydrographic Office, Private Bag X1, Tokai, 7966

Traduit par le Dr G. Jan

### 1. INTRODUCTION

**Marées** : mouvement vertical périodique de l'eau à la surface de la Terre  
(Manuel de navigation de l'amirauté)

Les marées sont très souvent considérées comme un phénomène normal et négligeable. « Il ne s'agit que de la mer qui avance et qui recule une ou deux fois par jour. » Dans l'Antiquité, les Grecs et les Romains n'étaient pas particulièrement concernés par les marées, puisqu'en Méditerranée, elles sont presque imperceptibles. C'est cette ignorance des marées qui a conduit à la perte des galères de César sur les côtes anglaises : il a omis de les remonter suffisamment sur la plage avant la marée montante.

Les marées ont d'abord été expliquées par toutes sortes de légendes. L'une d'elles attribuait les marées au cycle respiratoire d'une baleine géante. À la fin du 10<sup>e</sup> siècle, les Arabes avaient déjà fait le lien entre l'occurrence des marées et les phases lunaires.

Cependant, le phénomène des marées n'a été expliqué scientifiquement qu'en 1687, grâce à la théorie universelle de la gravitation publiée par Sir Isaac Newton. Dans son ouvrage intitulé « *Principia Mathematica* », il décrit que les marées sont dues à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil sur la Terre. Il y explique également pourquoi chaque phase lunaire compte deux marées, pourquoi il se produit des marées de vives-eaux et de mortes-eaux, pourquoi les marées diurnes sont plus prononcées quand la Lune est plus éloignée du plan de l'équateur et pourquoi les marées d'équinoxe sont, en général, plus fortes que celles des solstices. La théorie gravitationnelle a donc été admise comme fondement de la science des marées. En tout lieu, les caractéristiques des marées sont régies par les réponses de l'océan aux forces gravitationnelles.

L'Afrique du Sud possède un système de marée relativement simple avec des marées semi-diurnes et un marnage relativement faible. L'Australie, quant à elle, présente un système de marées très complexe. Le pays possède un éventail complet de régimes de marées et un marnage allant de 1 à plus de 10 mètres. Cela est dû à la topographie des côtes et à la forme du fond océanique, dont le rôle est majeur dans la détermination des marées du pays. De plus, on doit également prendre en compte les facteurs non gravitationnels (par exemple, les saisons, le vent) qui ont fréquemment une large influence sur le niveau de la mer. Cela peut encore compliquer une situation déjà complexe.

Pour quelle(s) raison(s) faut-il prévoir les marées ? Connaître les heures et les hauteurs de marée ainsi que la vitesse et la direction des courants de marée est important pour de nombreuses personnes, parmi lesquelles on peut compter :

- a. L'ingénieur hydrographe, pour ramener les sondes à un niveau de référence commun. La Marine en a impérativement besoin pour élaborer des cartes précises nécessaires à la défense de nos eaux territoriales.
- b. Le navigateur, en particulier dans les eaux des estuaires et du littoral et aux entrées des ports.

- c. Les ingénieurs spécialistes des zones portuaires et côtières, pour la construction de ports, de ponts, d'écluses et de digues.
- d. Le grand public, afin de savoir quand pêcher, naviguer, traverser des rivières sur les sentiers pédestres, etc.

## 2. FORCES DE MARÉE

Tout d'abord, il nous faut examiner les lois du mouvement et de la gravitation de Newton. Cependant, l'accélération centripète joue également un rôle majeur dans cette section.

La loi du mouvement de Newton énonce que « l'accélération d'un corps est égale à la force agissant sur celui-ci par unité de masse »

$$\text{Masse (m)} \qquad \text{Accélération (a) = } \frac{\text{Force (F)}}{\text{Masse (m)}}$$

La loi de la gravitation de Newton énonce qu'« un corps de masse M exerce une attraction gravitationnelle sur une unité de masse à une distance r de

$$F_g = \frac{GM}{r^2}$$

où G est la constante de gravitation universelle (voir la liste de définitions)

L'accélération centripète ( $A_c$ ) est l'accélération d'un corps vers le centre de courbure de sa trajectoire et pour un corps ayant une vitesse suivant une trajectoire dont le rayon de courbure est (r).

$$A_c = \frac{v^2}{r}$$

Comparons à présent l'attraction gravitationnelle du Soleil sur la Terre à celle de la Lune sur la Terre

Masse du Soleil = 27 millions de fois la masse de la Lune.  
Distance Soleil-Terre = 390 fois la distance Lune-Terre

$$\begin{aligned} \text{Par conséquent} \quad \frac{F_g(\text{Soleil})}{F_g(\text{Lune})} &= \frac{27 \times 10^6}{(390)^2} \\ &= 178 \text{ fois celle de la Lune.} \end{aligned}$$

L'attraction gravitationnelle du Soleil est donc 178 fois supérieure à l'attraction gravitationnelle de la Lune. Comment est-ce possible ? Nous savons tous que la Lune est plus efficace que le Soleil pour produire des marées. L'explication est simple, on ne nous a pas menti !

Seule la part de la force gravitationnelle qui n'est PAS compensée par l'accélération centripète ( $A_c$ ) du mouvement orbital de la Terre génère les marées. Cette partie non compensée est inversement proportionnelle au cube des distances et non au carré des distances à la Terre. Elle reste toutefois proportionnelle à la masse comme dans

$$F_g = \frac{GM}{r^2}$$

Nous en déduisons donc que les forces de marée exercées par le Soleil sont approximativement  $178/390 = 0,46$  fois celles de la Lune. Autrement dit, les forces de marée exercées par le Soleil sont deux fois moins élevées que les forces de marée exercées par la Lune

En général nous décrivons la Terre en orbite autour du Soleil, mais en réalité la Terre et le Soleil sont tous deux en rotation autour d'un centre de gravité commun situé à moins de 500 km du centre du Soleil. De même, la Lune et la Terre sont toutes deux en orbite autour d'un centre de gravité commun situé à environ 1 700 km sous la surface de la Terre. La révolution de la Terre sur cette petite orbite est le pendant de la révolution autour du Soleil.

Nous avons vu que les forces de marée exercées par le Soleil représentent seulement la moitié de celles exercées par la Lune. Mais nous devons également examiner les forces de marée exercées par la Lune par rapport à la force gravitationnelle à la surface de la Terre. Nous pouvons alors négliger toutes les forces centrifuges dues à la rotation axiale.

Les forces de marée exercées par la Lune représentent au plus un millionième de la force gravitationnelle à la surface de la Terre. On pourrait penser qu'elles sont négligeables et donc insignifiantes, pourtant ces forces infimes agissent sur toutes les particules d'eau de l'océan, et les font accélérer vers le point sublunaire (ou subsolaire) lorsqu'elles sont situées du côté de la Lune, et dans le sens opposé lorsqu'elles sont situées à l'antipode. Ainsi, les ondulations sont assez légères au large, mais deviennent importantes lorsque leur énergie est comprimée horizontalement et verticalement dans les eaux peu profondes et restreintes des zones côtières.

La révolution du système Terre/Lune introduit une force centripète. La composante horizontale de la différence entre la force gravitationnelle et la force centripète est le « moteur » des marées. Ces **forces horizontales génératrices de marée** sont très faibles et sont inversement proportionnelles au cube de la distance Terre-Lune, mais comme elles ne sont pas compensées, elles provoquent un mouvement de l'eau. Leur répartition à la surface de la Terre est illustrée sur la Figure 1

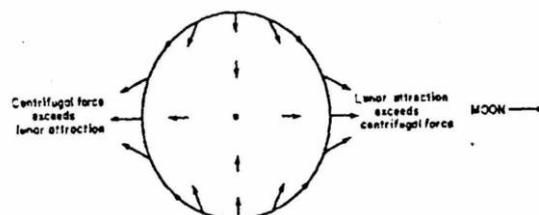


Figure 1 Répartition des forces horizontales génératrices de marée à la surface de la Terre

L'attraction gravitationnelle due à la marée donne une forme de bourrelets aux océans et mers sur Terre au niveau des zones les plus proches et les plus éloignées de la Lune, où les forces à la surface de la Terre sont dirigées vers l'extérieur. Entre ces zones, on observe des dépressions où les forces sont dirigées vers l'intérieur. La Figure 2 illustre une Terre imaginaire recouverte d'eau et dépourvue de terres émergées, et l'effet des forces de marée.

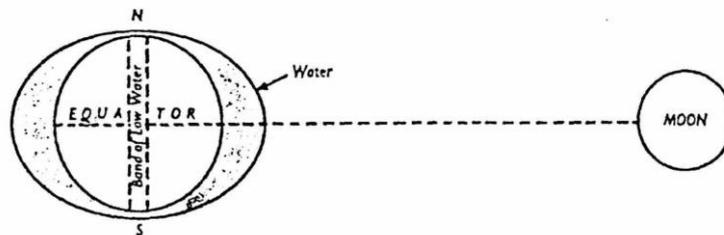


Figure 2 Bourrelets de marée (à l'origine des marées semi-diurnes)

À présent nous introduisons la rotation de la Terre autour de son axe polaire. Chaque jour, chaque point de la surface est soumis à l'ensemble des forces, avec deux passages au niveau des bourrelets et deux passages au niveau des dépressions. Cela s'applique à tous les points de la surface de la Terre, à l'exception des zones polaires. Ce phénomène explique pourquoi les marées sont semi-diurnes alors que la rotation de la Terre est diurne.

Le système Soleil/Terre est similaire au système Terre/Lune, mais les forces en jeu sont bien plus faibles, comme on l'a vu précédemment.

### 3. TYPES DE

#### MARÉES. Marées

##### diurnes :

L'origine des marées semi-diurnes a déjà été expliquée, mais qu'en est-il des marées diurnes ? Nous savons que même les marées semi-diurnes sont souvent d'amplitude inégale et que dans certaines régions, les marées sont totalement diurnes. Il existe donc des inégalités diurnes. Les marées diurnes sont affectées par les variations de la déclinaison solaire et lunaire. La Figure 3 illustre, de manière exagérée, comment la déclinaison produit une asymétrie entre les deux pleines mers et les deux basses mers observées au point de latitude moyenne **P** représenté sous les deux bourrelets. Les deux marées sont identiques à l'équateur, mais aux latitudes élevées, une marée disparaît complètement.

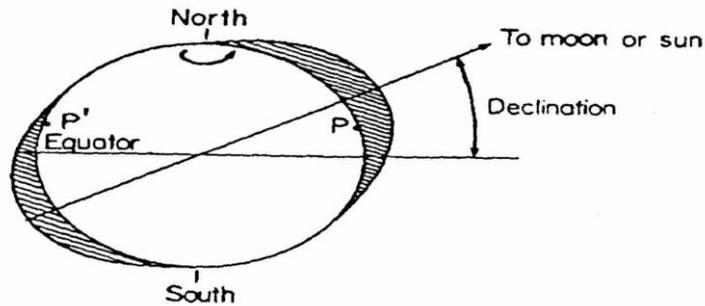


Figure 3 Effets de la déclinaison (à l'origine des marées diurnes)

La déclinaison maximale par mois lunaire au nord et au sud de l'équateur varie de  $18,3^\circ$  à  $28,6^\circ$  pendant la période nodale de 18,6 ans. La déclinaison solaire varie de manière saisonnière de  $23,5^\circ$  en juin à  $-23,5^\circ$  en décembre. L'effet combiné du Soleil et de la Lune augmente donc l'effet diurne sur les marées lorsque leurs déclinaisons combinées sont toutes deux importantes, que ce soit dans le même sens ou dans le sens opposé. Les effets diurnes les plus importants se produisent donc lorsque la Lune est pleine, aux solstices, à savoir en juin et en décembre dans l'hémisphère Sud.

#### Marées de vives-eaux et de mortes-eaux :

L'on ne saurait trop insister sur le fait qu'à aucun endroit du globe, la marée réelle n'est identique à la marée astronomique. Néanmoins, nombre de leurs caractéristiques sont similaires, à l'exception de l'amplitude et de l'heure. Parfois les forces de marée exercées par le Soleil amplifient ou atténuent l'action des forces exercées par la Lune. À la pleine lune et à la nouvelle lune, l'action conjuguée du Soleil et de la Lune produit une force de marée importante. Pendant la marée de vives-eaux, la marée haute a lieu vers midi et minuit (heure locale) et est plus haute que la moyenne en raison des effets combinés du Soleil et de la Lune. Les deux marées basses sont également plus prononcées, mais dans le sens inverse, et donc plus basses que la moyenne. En vive-eau, l'amplitude de la marée semi-diurne est donc supérieure à la moyenne. En raison de l'inertie de la réponse de l'océan au forçage gravitationnel de la Lune et du Soleil sur la Terre, les marées de vives-eaux se produisent globalement 2 jours après la configuration géométrique (Terre, Lune, Soleil) maximisant l'amplitude de marée. Elles se produisent environ toutes les deux semaines.

Lorsque la Lune est à son premier ou dernier quartier, sa force de marée est partiellement compensée par celle du Soleil. Les marées de mortes-eaux se produisent donc quand le niveau des plus hautes mers associé à l'attraction du Soleil coïncide le plus avec le niveau des plus basses mers associé à l'attraction de la Lune, ou vice versa. Pendant les marées de mortes-eaux, le marnage est donc inférieur à la moyenne. Les marées de mortes-eaux de faible marnage se produisent environ une semaine après les marées de vives-eaux. La Figure 4 illustre le point précédent.

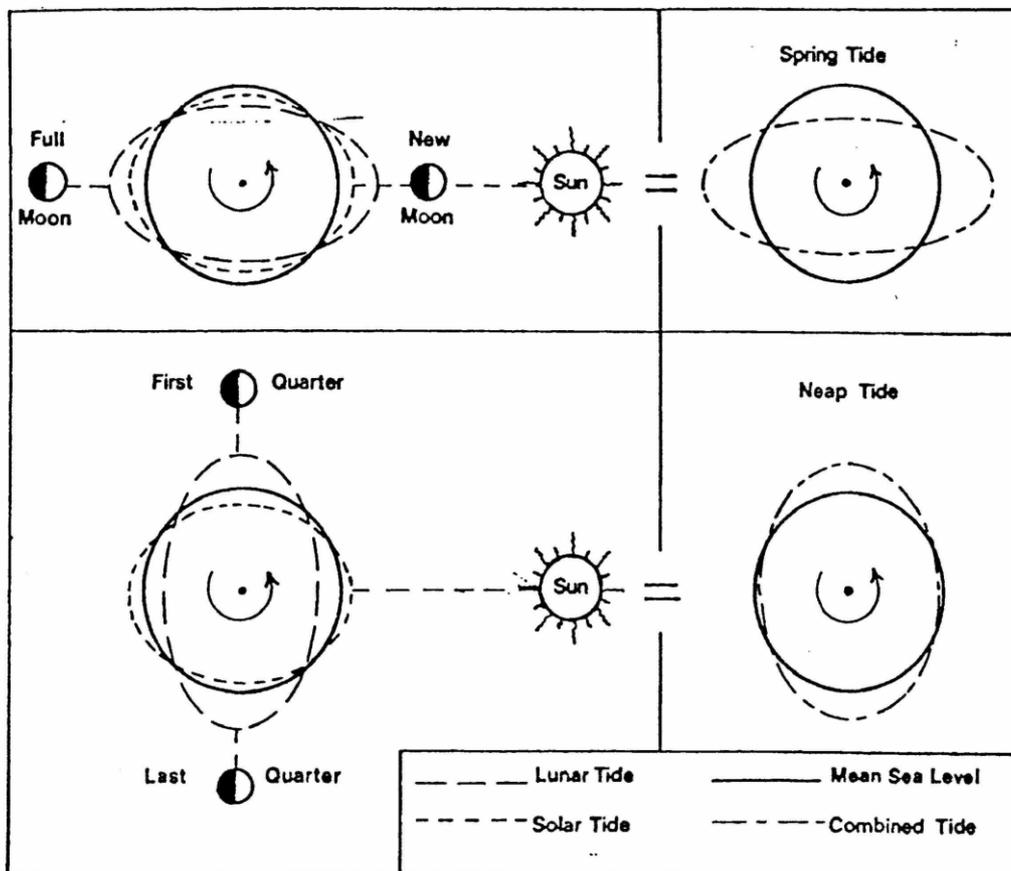


Figure 4 Génération des marées de vives-eaux et de mortes-eaux

REMARQUE : l'amplitude des marées solaire et lunaire combinées ne change pas soudainement au moment des marées de vives-eaux et de mortes-eaux. Il s'agit plutôt d'une modulation sinusoïdale sur la période d'un demi-mois entre les marées de vives-eaux et de mortes-eaux successives.

#### 4. MARÉE RÉELLE

Jusqu'à présent, nous avons présenté les marées en référence à une Terre imaginaire totalement recouverte d'eau et dépourvue de terres émergées/continents. C'est la base de la théorie de la **marée astronomique**. Celle-ci est définie comme étant l'élévation de la surface de la mer en équilibre avec les forces de marée en supposant que la Terre est recouverte d'eau d'une profondeur telle que la réponse à ces forces est instantanée. En réalité, il en est tout autrement des marées réelles, et le niveau de montée et de baisse prédit théoriquement est trop faible

en comparaison avec les marées observées. Cependant, il s'agit d'un système de référence important pour l'analyse des marées.

Par ailleurs, la **théorie dynamique**/marée réelle représente la marée comme une onde « forcée » par les forces de marée, et la montée ou la baisse sur la côte comme le résultat de la convergence ou de la divergence des flux. En théorie, elle permet de calculer les flux de marée dans l'océan, et la montée ou la baisse sur le rivage. Cependant, dans la réalité, les bassins océaniques présentent une topographie très complexe au niveau de la côte et des fonds, et il est impossible d'obtenir des solutions exactes, sauf au large.

Plusieurs facteurs importants sont susceptibles de modifier le mouvement de l'eau dans les situations de marées réelles :

- a. Système Soleil/Lune : en raison de sa plus grande proximité à la Terre, la Lune a un effet gravitationnel supérieur à celui du Soleil, mais comme cet effet est tantôt amplifié, tantôt atténué par celui du Soleil, il s'ensuit une variation de l'amplitude et de l'occurrence des marées.
- b. Géographie : de manière évidente, le mouvement de l'eau à la surface de la Terre est entravé et dévié par les terres émergées.
- c. Frottement : action retardant le mouvement des particules d'eau à la surface de la Terre ; le mouvement des marées ralentit progressivement la rotation de la Terre.
- d. Oscillation dans les bassins : toutes les masses d'eau présentent des périodes d'oscillation naturelles déterminées par leur taille et par leur forme. Tous les océans comportent un certain nombre de bassins en oscillation. Les oscillations résultantes en tout lieu affectent le mouvement des marées ou la forme des vagues en fonction du degré de résonance avec la courbe de marée astronomique.
- e. Orbites lunaire et terrestre : la forme et le plan de l'orbite de la Terre autour du Soleil et de l'orbite de la Lune autour de la Terre sont tels que la distance entre ces astres et leur effet gravitationnel varient de manière continue et cyclique sur des périodes de plusieurs mois, années, ou plus.
- f. Orbite de la Terre : ellipse présentant une excentricité. Au périhélie, la Terre se situe à 91,3 millions de milles (147 millions de km) du Soleil et à l'aphélie elle se situe à 94,5 millions de milles (152 millions de km) du Soleil, respectivement.
- g. Déclinaison/inclinaison de la Terre : 23° 27' par rapport à la verticale, d'où la déclinaison de la position relative du Soleil et de la Lune puisqu'ils semblent tourner autour de la Terre.
- h. Orbite de la Lune : ellipse présentant également une excentricité dont l'apogée et le périhélie sont variables.

La théorie de la marée astronomique expliquée ci-dessus décrit deux bourrelets se déplaçant autour de la Terre d'est en ouest à vitesse constante. Leur niveau serait de 0,5 m à l'équateur. Les observations des marées ne corroborent ni cette donnée ni l'explication théorique des marées diurnes. D'où vient cette différence ?

Les masses terrestres répartissent les eaux de la planète entre océans, mers, golfes etc. de taille, de forme et de profondeur différentes, ce qui explique largement la complexité des marées. L'Antarctique et l'Arctique sont les seules latitudes où un mouvement circumpolaire non entravé est possible.

En outre, les mouvements de l'eau sont influencés par la rotation de la Terre. L'effet de Coriolis (auquel nous reviendrons ultérieurement) fait prendre à l'eau une trajectoire incurvée plutôt que linéaire, et les ondes de Kelvin-Helmholtz engendrent différents marnages dans un même chenal. La meilleure illustration de ce phénomène est la Manche, où le marnage est bien plus important sur la côte française que sur la côte britannique.

### **Résonance naturelle**

Chaque masse d'eau possède sa propre période d'oscillation naturelle qui influence sa réponse à la force de marée. L'océan Pacifique présente, en général, une période d'oscillation naturelle d'environ 25 heures, ce qui lui confère une résonance avec les composantes diurnes des forces de marée, d'où ses marées à tendance diurne. La période d'oscillation naturelle de l'océan Atlantique est d'environ 12,5 heures, ce qui lui confère une résonance avec les composantes semi-diurnes, d'où ses marées essentiellement semi-diurnes. On observe qu'en général, les marées de l'océan Pacifique présentent des caractéristiques diurnes bien plus prononcées que les marées de l'océan Atlantique.

De plus, il existe des mers insensibles aux forces diurnes et semi-diurnes en raison de leur période d'oscillation naturelle, également appelées eaux sans marées. Des exemples représentatifs des eaux sans marées sont : la mer Méditerranée orientale, la mer Baltique, la mer Noire et la mer Caspienne.

### **Force de Coriolis et frottement.**

La force de Coriolis et le frottement sont liés, et il est important de bien assimiler ces deux notions pour comprendre le mouvement de l'eau.

La loi du mouvement de Newton ne s'applique que lorsque toutes les mesures sont effectuées en référence à un système de coordonnées inertiel, autrement dit un système qui n'est ni en accélération ni en rotation.

Cependant, pour tenir compte de la rotation de la Terre, des corrections sont apportées en introduisant deux « forces fictives », la force centrifuge et la force de Coriolis. La force centrifuge est combinée à la force gravitationnelle de la Terre ( $G$ ) dans le terme « pesanteur » ( $g$ ).

La force de Coriolis est rarement mesurable en laboratoire, mais elle est très importante dans les mouvements géophysiques à grande échelle tels que les vents, les courants océaniques et les marées. Dans les couches supérieures des masses d'eau soumises à l'effet du vent, un équilibre est atteint entre la tension du vent, la force de Coriolis et le champ de gradient de pression. La force de Coriolis est due au mouvement relatif de la Terre en rotation et est proportionnelle à la vitesse relative et au sinus de la latitude. Elle s'exerce perpendiculairement à la vitesse, vers la **droite** dans l'hémisphère **Nord** et vers la **gauche** dans l'hémisphère **Sud**. La force de Coriolis sans gradients de pression peut compenser la tension du vent. Plus la tension du vent est élevée, plus la force de Coriolis est élevée.

La force de Coriolis s'exerce à la fois dans le plan vertical et dans le plan horizontal, mais nous ne considérerons que la composante horizontale. Imaginons la Terre recouverte d'un film non soumis au frottement, dont la surface épouse la surface de niveau, à savoir est en tout point normale à la direction dans laquelle s'exerce la pesanteur. Lorsqu'une masse (ou une couche superficielle d'eau) se déplace vers une latitude supérieure, la vitesse vers l'est de la surface de la Terre diminue et par conséquent la vitesse vers l'est de la masse augmente par rapport à la Terre. Cela équivaut à une accélération vers la gauche dans l'hémisphère Sud et à une accélération vers la droite dans l'hémisphère Nord.

À présent nous devons nous poser cette question : comment l'eau se déplace-t-elle ? Une autre composante majeure du mouvement de l'eau est le frottement. Mais nous devons tout d'abord examiner la tension du vent.

Les principaux systèmes de courants océaniques sont dus à l'action du vent à la surface. L'effet direct de la tension du vent n'est transmis que sur une profondeur limitée par la viscosité et la turbulence. Les principaux systèmes de courants à la surface de l'océan Atlantique et de l'océan Indien se présentent sous la forme de grands tourbillons qui occupent presque toute la largeur de l'océan et qui tournent dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Nord et dans le sens inverse dans l'hémisphère Sud. La force de Coriolis, en déviant à la fois les vents et les courants dus aux vents, est responsable de ces profils circulaires.

Les forces de frottement qui affectent une particule de l'océan sont :

- a. **le frottement interne**, dû principalement à la viscosité turbulente, qui, dans les mers peu profondes, est souvent négligeable comparé au
- b. **le frottement externe**, dû aux tensions à la surface et au fond des mers.

En 1905, V.W. Ekman, un mathématicien et océanographe suédois, a observé que les icebergs de la banquise arctique dérivait selon un angle par rapport à la direction du vent. Ekman a montré théoriquement que l'effet du vent soufflant régulièrement sur un océan de profondeur et d'étendue infinies, et de viscosité turbulente uniforme, est d'entraîner la couche superficielle selon un angle de  $\pm 45^\circ$  vers la gauche par rapport à la direction du vent dans l'hémisphère Sud (vers la droite dans l'hémisphère Nord) et de déplacer les couches d'eau sous-jacentes successives de plus en plus vers la gauche jusqu'à ce que, à une certaine profondeur, le mouvement de l'eau soit opposé à celui de l'eau en surface. Figure 5 Outre le fait que le mouvement est dirigé de plus en plus vers la gauche (dans l'hémisphère Sud), la vitesse du mouvement augmente avec la profondeur, en raison du frottement. C'est ce que l'on appelle la *spirale d'Ekman*.

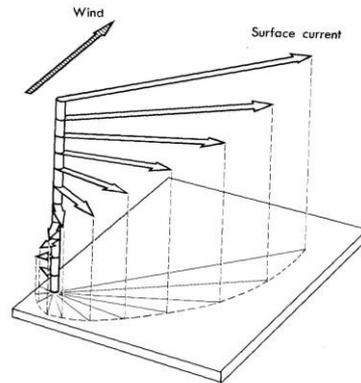


Figure 5 Représentation schématique du courant dû à l'action du vent dans les eaux profondes (spirale d'Ekman) dans l'hémisphère Nord

Habituellement, on considère que l'influence du frottement cesse à une profondeur de  $\pm 100$  mètres lorsque le sens du flux est opposé à celui du courant de surface. Ici le flux a une vitesse égale à environ  $1/23$  de la vitesse en surface. La spirale d'Ekman n'existe pas à l'équateur où la force de Coriolis est nulle.

Théoriquement, il existe, en association avec la diminution rapide de la vitesse avec la profondeur dans la spirale d'Ekman, un transport horizontal net de l'eau qui est indépendant de toute variation de viscosité turbulente avec la profondeur, et qui est souvent observé. Le transport net de l'eau se fait donc à un angle de  $90^\circ$  par rapport à la direction du vent (vers la **droite** dans l'hémisphère **Nord**, vers la **gauche** dans l'hémisphère **Sud**). C'est ce que l'on appelle le transport d'Ekman. Les effets attribués au transport d'Ekman sont la remontée (upwelling, résurgence) ou la plongée (downwelling) qui se produit parfois lorsque le vent souffle à grande vitesse parallèlement à la ligne de côte. Dans l'hémisphère Sud, un vent soufflant vers le Sud le long de la côte ouest entraînerait la couche d'eau superficielle vers le large. La remontée d'eau compense cette perte. Figure 6. Si le long de la côte, les eaux sous-jacentes sont plus froides que les eaux superficielles, la zone de remontée est plus froide que la zone se trouvant à une certaine distance vers le large. La remontée ne se produit que dans les zones où le plateau continental est étroit.

Les observations faites pour démontrer l'existence de la spirale d'Ekman n'ont pas encore permis de confirmer clairement la théorie dans les contextes océaniques, mais les effets statistiques du transport d'Ekman sur les climats côtiers et les champs de pêche sont bien connus. La côte ouest de l'Afrique du Sud illustre bien ce phénomène. L'essentiel de la pêche commerciale est effectué sur la côte ouest de l'Afrique du Sud. Les eaux résurgentes sont plus riches en nutriments et donc en poissons, malgré une faible diversité des espèces.

Les océans, soumis aux effets du vent, de la rotation de la Terre et de la pesanteur, sont aussi très influencés par les propriétés chimiques et physiques de l'eau de mer elle-même.

## Effets sur les eaux peu profondes

Les marées peuvent être considérées comme des ondes longues, même au large où leur longueur d'onde est bien plus importante que la profondeur de l'eau. Lorsqu'une marée pénètre dans des eaux peu profondes, l'onde perd sa forme sinusoïdale. Dans les eaux peu profondes des plateaux continentaux, lorsque l'amplitude de l'onde devient significative par rapport à la profondeur de l'eau, une crête se forme et l'amplitude de la marée augmente. Parallèlement, le frottement de fond réduit l'énergie des marées, retarde le creux d'onde et diminue l'amplitude. La topographie irrégulière des côtes complique le phénomène, et il est rare de trouver des solutions mathématiques exactes dans ces conditions.

Au large, les marées sont habituellement d'amplitude bien plus faible que le long du littoral. Tel que mentionné précédemment, ceci est dû en partie à l'amplification par réflexion et résonance. Cependant, cela résulte plus généralement de la diminution des fonds : lorsque la vague pénètre dans des eaux moins profondes, sa vitesse diminue et l'énergie contenue entre les crêtes est comprimée en raison de la profondeur inférieure et de la longueur d'onde plus courte. La hauteur de marée et l'intensité du courant de marée augmentent en conséquence. Par ailleurs, si la marée se propage dans une anse dont la largeur diminue encore en amont, l'énergie des vagues subit une compression latérale supplémentaire. Cet effet, appelé *effet entonnoir*, augmente également la hauteur de marée.

Le mascaret est un cas extrême des effets en eaux peu profondes. Il se produit habituellement lors des marées montantes de vives-eaux (marnage important) lorsqu'une marée remonte une rivière ou un estuaire en forme d'entonnoir en pente douce, mais dont la pente est forte à l'embouchure. Parfois le front de la marée montante remonte la rivière sous la forme d'un mascaret, tel un mur d'eau bouillonnant semblable à une déferlante sur une plage. La formation d'un mascaret nécessite une marée montante de fort coefficient à l'embouchure de la rivière, des barres de sable ou autres obstacles permettant d'obstruer l'entrée de la marée, et un lit de rivière peu profond à pente douce. En d'autres termes, l'eau remonte si rapidement à l'entrée de la rivière qu'il lui est impossible de se répandre uniformément sur toute son étendue. Le frottement à la base du front en progression, auquel s'ajoute la résistance du dernier reflux quittant la rivière, provoque le bouillonnement de la partie supérieure du front, donnant parfois au mascaret l'aspect d'une chute d'eau ambulante.

Points amphidromiques (nodaux) et ondes giratoires.

Le terme amphidromique, dérivé du grec, signifie « course circulaire », et décrit un système dans lequel la crête des vagues se propage radialement autour d'un *point amphidromique* central, l'amplitude des vagues augmentant vers l'extérieur, avec une valeur nulle au centre.

Dans l'hémisphère Sud, la rotation de la Terre peut transformer une simple onde stationnaire présente dans un bassin en un système amphidromique (ou amphidrome), dans lequel la crête se déplace dans le sens des aiguilles d'une montre, en traçant une ellipse. L'amplitude de l'onde et la vitesse de particules dépendent de la géométrie, de la taille du bassin et de la longueur de la période d'oscillation. L'origine et la nature des amphidromes en pleine mer sont plus complexes que celles décrites ci-dessus.

Des marées issues de la propagation des amphidromes se produisent dans les chenaux et les mers de petite taille. Lorsqu'elles se propagent, ces marées sont généralement amplifiées et génèrent des courants de marée dont nous discuterons ultérieurement.

Les courants de marée sont plus perceptibles dans les détroits et les eaux peu profondes. Ils sont généralement imperceptibles au large, mais ils n'en sont pas moins présents, bien que très faibles. Le vecteur tourne autour d'un centre appelé point amphidromique, produisant un courant giratoire.

Les courants ont une tendance naturelle à tourner en réponse aux forces de marée. Par ailleurs, l'effet de Coriolis dévie le mouvement de la Terre en rotation, en amplifiant la tendance naturelle des courants à tourner. Les centres amphidromiques, autour desquels les courants tournent, se déplacent à mesure que la déclinaison et la distance du Soleil et de la Lune changent.

### **Ondes de tempête**

Le terme dénivellation due au vent désigne généralement la pente de la surface de l'eau dans la direction de la tension du vent. Pour atteindre cet état d'équilibre, le vent doit souffler pendant une période prolongée. L'effet final est proportionnel à la surface d'approche et au carré de la vitesse du vent. De plus, les courants dus à l'action du vent et l'effet de Coriolis créent une pente à la surface de l'eau, mais il s'agit d'un effet indirect du vent qui n'est généralement pas considéré comme une dénivellation due au vent.

La combinaison de l'effet du vent et de l'effet du baromètre inverse (réponse linéaire de l'océan au forçage de la pression atmosphérique) associé aux tempêtes peut engendrer une augmentation prononcée du niveau de la mer, souvent appelée onde de tempête. Un processus additionnel sous forme d'une longue onde superficielle entraînée par la dépression à l'origine de la tempête peut accentuer davantage cette augmentation du niveau de la mer. Une lame de houle négative, comme son nom l'indique, est l'effet inverse, généralement associé à des systèmes de haute pression et à des vents de terre, et peut provoquer une diminution inhabituelle du niveau de la mer.

### **Tsunamis**

Le mouvement ascendant et descendant soudain du fond océanique au cours d'un tremblement de terre sous-marin peut générer de très grandes vagues, incorrectement appelées « raz de marée ». Puisque les marées océaniques sont totalement étrangères à ces vagues gigantesques, les scientifiques préfèrent le terme japonais de *tsunami*. Les tsunamis sont également appelés vagues sismiques. Ils sont généralement causés par des tremblements de terre importants (de magnitude  $\geq 8$ ) qui perturbent le fond marin, mais ils peuvent également résulter de glissements de terrain sous-marins ou d'explosions volcaniques. Lors d'un tremblement de terre, lorsqu'une surface importante du fond marin se soulève ou s'affaisse soudainement l'espace d'un instant, l'eau située au-dessus suit le même mouvement. Lorsque l'eau reprend son niveau initial, des ondes longues de faible amplitude naissent et se propagent très rapidement dans l'océan. Figure 8.

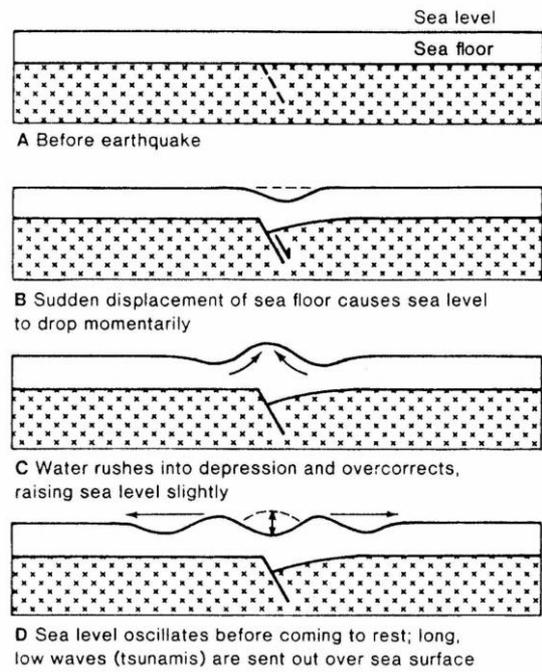


Figure 6 Génération de tsunamis par un tremblement de terre sous-marin (les déplacements de la roche et de l'eau ne sont pas représentés à l'échelle)

Les tsunamis sont différents des vagues ordinaires à la surface de la mer. Une grande vague due au vent peut avoir une longueur d'onde de 400 m et se déplacer dans les eaux profondes à une vitesse de 90 km/h. La hauteur de vague lorsqu'elle casse sur la plage n'est que de 0,6 à 3 m, tandis qu'à l'approche du rivage, un tsunami peut atteindre une hauteur de 15 à 30 m. Cette augmentation considérable de la hauteur de vague près du rivage est causée par la topographie du fond ; seules quelques endroits du globe combinent un plateau océanique à pente douce et une baie en forme d'entonnoir susceptibles d'occasionner des tsunamis de hauteur impressionnante (les îles Ryukyu au sud du Japon détiennent la hauteur record de 85 m atteinte en 1971).

Bien que la vague ralentisse considérablement en eaux peu profondes, un tsunami peut toujours frapper certains rivages sous forme d'une immense vague très rapide. En raison de sa longueur d'onde extrêmement élevée, un tsunami ne se retire pas aussi rapidement que les vagues ordinaires.

L'eau continue de monter pendant cinq à dix minutes, provoquant une inondation considérable avant de se retirer. Un tsunami de durée et de hauteur importantes peut être très dévastateur sur toute une zone littorale.

Nous ne sommes pas en mesure de prédire les facteurs qui affectent le niveau de la mer indépendamment des marées, et ces événements exceptionnels conduisent à des hauteurs de vague bien supérieures aux valeurs prédites.

## Ouvrages de référence utilisés

1. Bowditch, N (LL. D.): *American Practical Navigator*. Defense Mapping Agency Hydrographic Centre. 1977
2. Von Arx, W.S: *Introduction to Physical Oceanography*. Addison-Wesley Publishing Company, 1967
3. Emiliani, C: *Dictionary of the Physical Sciences: Terms, Formulas, Data*. Oxford University Press 1987
4. Hatfield, HR (Cdr RN): *Admiralty Manual of Hydrographic Surveying: Volume 2 Chapter 2: Tides and Tidal Streams*. The Hydrographer of the Navy, Taunton Somerset. 1969
5. Forrester. W.D.: *Canadian Tidal Manual*. Canadian Hydrographic Services, Ottawa 1983
6. University of Cape Town Ocean and Atmospheric Sciences course notes 1997-2001
7. Plummer/McGreary: *Physical Oceanography 7<sup>e</sup> Édition*, Wm. C. Brown Publishers 1996
8. W.G. van Dorn: *Oceanography and Seamanship 2<sup>e</sup> Édition*, Cornell Maritime Press 1993