

CHAPITRE VII.

FORCE ASTRONOMIQUE DE MAREE ANALYSE ET PREVISION DES MAREES Marées - Tempêtes

VII.1 Introduction

L'origine de la marée est gravitationnelle. Dans le cadre de ce cours on ne considère que les systèmes soleil terre et lune terre. En raison de la rotation de la terre autour de son axe de sa révolution autour du soleil et du mouvement de la lune autour de la terre, il est utile de commencer par un rappel de quelques définitions.

Jour solaire moyen: intervalle de temps moyen entre deux passages consécutifs du soleil devant un méridien. On divise ce temps en 24 heures (solaires).

Jour lunaire moyen: intervalle de temps moyen entre deux passages consécutifs de la lune devant un méridien. Il vaut (par rapport au jour solaire) 24 h 50 min 28.32 sec. Le jour lunaire moyen est plus long (1.035050 m.s.d) que le jour solaire moyen puisque la lune tourne autour de la terre dans le même sens.

Mois sidéral: temps nécessaire pour que la lune effectue une révolution complète autour de la terre par rapport à des étoiles supposées fixes (en première approximation). Il vaut 27 j 7 h 43 min 11,5 sec (27.3217 m.s.d).

mois synodique: temps nécessaire pour une révolution de la lune autour de la terre par rapport au soleil. Sa durée est de 29 j 12 h 44 min 28,28 sec (ou 29.5306 m.s.d). Il est donc plus long que le mois sidéral car la terre tourne autour du soleil.

Mois tropique: temps nécessaire pour que la lune effectue une révolution complète autour de la terre par rapport au point vernal d'équinoxe , soit, 27.3216.m.s.d. La différence par rapport au mois synodique résulte du déplacement très lent du point vernal d'équinoxe.

Année tropique : Intervalle de temps entre deux équinoxes vernaies, soit 365.2422 m.s.d)

VII.2 Caractérisation de la marée

La marée s'observe le long des côtes au moyen d'un repère plongé dans l'eau. Une observation plus précise et plus régulière des variations temporelles des niveaux de la surface de la mer s'effectue au moyen des marégraphes enregistreurs. La dénivellation est appelée marnage. La Fig.VII.1 montre des variabilités temporelles caractéristiques de la surface de la mer en divers points du globe. L'analyse des enregistrements des niveaux et des courants dans des mers telles que la mer du Nord montrent que la marée présente une périodicité quasi semi-diurne. Sur nos côtes la marée met un peu plus de douze heures à monter (le courant associé à ce mouvement vertical est appelé flot) et à descendre (le courant associé, le jusant). Dans certaines régions du monde (en mer de Chine par exemple), la périodicité est du type diurne.

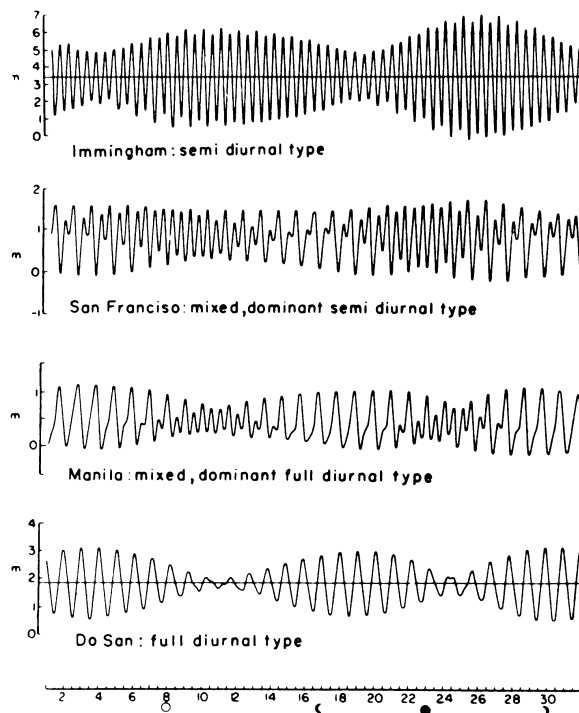


Figure VII.1 Variations temporelles du niveau de la mer pour quelques ports.

En raison de la position géographique de la Belgique, on s'intéressera surtout aux marées de type semi-diurne. L'observation montre que les hautes mers (marées hautes) et les basses mers (marées basses) n'ont pas des amplitudes identiques. S'observent des

périodes de grandes marées ou vives-eaux et des périodes de petites marées ou mortes-eaux. Deux grandes marées consécutives sont séparées par un intervalle de temps de quatorze jours environ; il en va de même pour les mortes-eaux intercalaires. Entre le creux d'une morte-eau et le plein de la vive-eau suivante, on observe un accroissement progressif du marnage: on dit que la mer rapporte ou qu'on est en revif. Le contraire du revif est le déchet. Enfin, toutes les vives eaux et toutes les mortes eaux ne sont pas d'égale importance: la périodicité est beaucoup plus longue et sera discutée dans le chapitre portant sur l'analyse du potentiel de la marée.

VII.3 Lignes cotidales et lignes d'égale amplitude

La propagation de la marée est souvent très complexe; il convient donc de la caractériser. Certaines mers continentales ont des marées qui fonctionnent en ondes stationnaires, notamment le golfe du Bengale, la mer de Chine méridionale, la mer du Japon... . Dans d'autres cas, les ondes de marées se comportent comme des ondes progressives: la marée s'y propage à partir de l'océan voisin avec un retard qui croît de l'entrée vers le fond. Les cas les mieux étudiés en Europe sont la mer du Nord et la Manche.

La représentation graphique habituelle des marées se fait par les lignes cotidales (isochrones de haute mer) et par les lignes d'égale amplitude (Fig.VII.2). Si le signal de marée est monochromatique l'amplitude vaut un demi marnage.

Dans le plan horizontal (x,y), l'élévation de la surface pour une marée de fréquence angulaire σ se met sous la forme :

$$\zeta(x, y, t) = A(x, y) \sin(\sigma t) + B(x, y) \cos(\sigma t)$$

ou

$$\zeta(x, y, t) = C(x, y) \sin(\sigma t - \theta(x, y)) \quad (\text{VII.1})$$

ζ représente l'élévation de la surface par rapport au niveau de repos et $C(x,y)$ et $\theta(x,y)$ respectivement l'amplitude et la phase de l'onde. Il est habituel de diviser la période en heures du constituant. Ainsi, la période de la marée semi diurne-lunaire est divisée en douze heures lunaires.

Lorsque les lignes cotidales émanent d'un point, ce point est appelé point amphidromique. De la définition même de ce point, l'élévation de la surface n'évolue pas avec le temps. La figure ci-dessous présente les lignes cotidales et d'égale amplitude, les deux points amphidromiques réels et le point amphidromique virtuel (près de la côte norvégienne) correspondant à la marée semi-diurne lunaire (désignée par le symbole M_2 explicité dans la suite) de la mer du Nord.

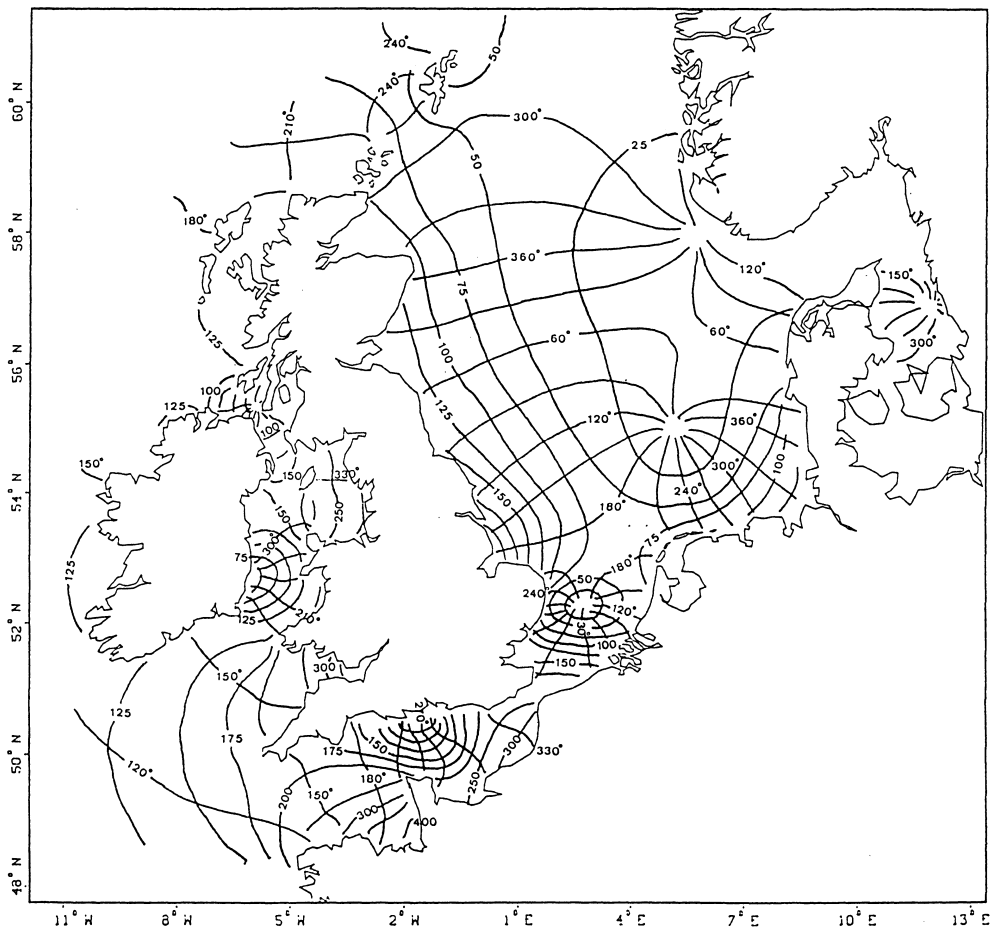


Figure VII.2 Lignes cotidales et lignes d'égale amplitude pour la marée semi-diurne lunaire dans la mer du Nord. Localisation des points amphidromiques.

VII.4 Force de marée

Les manifestations des marées sont connues depuis la plus haute antiquité. On sait depuis longtemps que la marée est en rapport avec les mouvements relatifs de la terre d'une part, de la lune et du soleil d'autre part.

L'explication rationnelle du phénomène basée sur les travaux de Newton et de ses successeurs (Laplace, Darwin et bien d'autres) est rappelée ci-dessous.

La loi de la gravitation postule que la force d'attraction entre deux masses ponctuelles est proportionnelle aux masses et inversement proportionnelle au carré de la distance entre ces deux masses:

$$\|\mathbf{F}\| = \gamma \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (\text{VII.2})$$

avec m_1 et m_2 les masses des deux corps supposés ponctuels, r la distance qui les sépare et γ la constante universelle de gravitation. Une des plus récentes estimations est:

$$\gamma = [6,673 + 0,003] \cdot 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2} \quad (\text{VII.3})$$

Il est important de rappeler que la loi de Newton n'est valable que pour un repère inertiel. Un tel repère pourrait être centré sur le soleil supposé immobile et dont les axes orthonormaux pointent dans des directions fixes.

Soit le système de repère présenté à la Fig. VII.3. La loi de Newton pour le point A dans le système inertiel centré en O par unité de masse s'écrit :

$$\frac{d^2}{dt^2}(\mathbf{OA}) = \mathbf{P}(\mathbf{A}) + \mathbf{G}(\mathbf{A}) + \sum_{i=1} \mathbf{F}_i(\mathbf{A}) \quad (\text{VII.4})$$

où \mathbf{P} est la résultante des forces non gravitationnelles, \mathbf{G} représente l'attraction gravitationnelle de la terre sur le point A et \mathbf{F}_i l'attraction gravitationnelle de l'astre B_i sur le point matériel A.

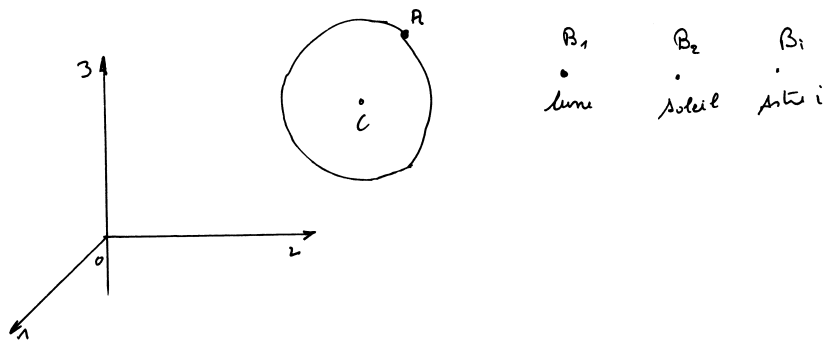


Figure VII.3 Système inertiel considéré.

C: la position du centre de la terre;

A: un point sur la terre affecté d'une masse unitaire;

B_i : la position de l'astre

Recherchons la valeur du rapport suivant $\frac{\|\mathbf{F}\|}{\|\mathbf{G}\|}$

quand le point A se trouve dans le voisinage de la surface de la terre. Pour estimer l'ordre de grandeur de ce rapport, considérons le schéma donné à la figure.VII.4

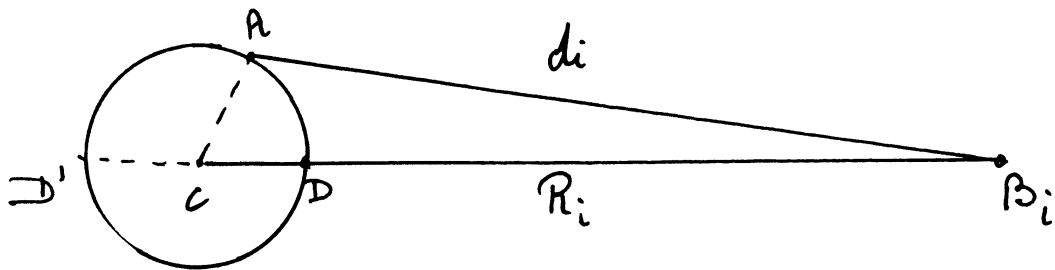


Figure VII.4 Schématisation du système terre astre B_{VII} .

Pour toutes les planètes, $r \ll R_i$, d'où il vient:

$$\|\mathbf{F}_i(A)\| \approx \|\mathbf{F}_i(C)\| \quad (VII.5)$$

Une application directe de la loi de la gravitation pour les différentes planètes et pour la terre donne le rapport des normes des forces gravitationnelles

$$\frac{\|\mathbf{F}\|}{\|\mathbf{G}\|} = \frac{m_i}{m_t} \frac{r^2}{R_i^2} \quad (\text{VII.6})$$

Si r est pris égal au rayon équatorial de la terre, $\frac{r}{R_i}$ est le sinus de la parallaxe horizontale équatoriale (parallaxe: angle sous lequel serait vue de façon normale, à partir d'un astre, une longueur égale au rayon terrestre.)

Les valeurs moyennes sont:

pour la lune $\frac{r}{R_1} = 0.016593 \quad (\text{VII.7})$

pour le soleil $\frac{r}{R_2} = 4.2615 \cdot 10^{-5} \quad (\text{VII.8})$

Comme les données astronomiques donnent

pour le système terre lune $\frac{m_t}{m_1} = 81.53 \quad (\text{VII.9})$

pour le système terre soleil $\frac{m_2}{m_t} = 333\,420 = 333.420 \quad (\text{VII.10})$

le rapport des normes des forces gravitationnelles vaut :

$$3.4 \cdot 10^{-6} \text{ pour la lune} \quad (\text{VII.11})$$

et $6.0 \cdot 10^{-4} \text{ pour le soleil} \quad (\text{VII.12})$

Malgré sa plus grande distance par rapport à la terre, le soleil exerce une force d'attraction 200 fois plus grande que celle de la lune en raison de sa très grande masse. Ceci est normal puisque la terre tourne autour du soleil. L'expérience montre que la lune provoque une marée deux fois plus importante que le soleil. Quelle est donc l'origine de la force de marée ?

Comme le point A se trouve dans le voisinage de la terre, il est plus rationnel de décrire le mouvement du point A par rapport à des axes centrés sur le centre de la terre et non plus sur le centre du soleil.

Écrivons tout d'abord dans le système inertiel décrit précédemment l'équation du mouvement du centre d'inertie de la terre situé en très bonne approximation au centre de la terre:

$$\frac{d^2}{dt^2}(\mathbf{OC}) = \mathbf{P}(C) + \sum_{i=1} \mathbf{F}_i(C) \quad (\text{VII.13})$$

La résultante des forces non gravitationnelles (comme les forces de pression et de radiation) est négligeable et sera négligée dans la suite.

Le mouvement de A par rapport à C dans le nouveau repère est régi par l'équation suivante:

$$\frac{d^2}{dt^2}(\mathbf{CA}) = \mathbf{P}(A) + \mathbf{G}(A) + \sum_{i=1} (\mathbf{F}_i(A) - \mathbf{F}_i(C)) \quad (\text{VII.14})$$

Posons
$$\mathbf{M}_i(A) = \mathbf{F}_i(A) - \mathbf{F}_i(C) \quad (\text{VII.15})$$

La force de marée est l'attraction gravitationnelle due à la planète placée en B_i quand elle est mesurée en A, moins l'attraction de cette même planète mais mesurée au centre de la terre. Cette attraction résiduelle est la force qui accélère A par rapport à C et qui tend à déformer la géosphère.

Une autre manière de présenter la force de marée est la suivante: quand on se réfère à un système non inertiel tel que celui centré en C, le point matériel A est soumis aux forces de gravitation $\mathbf{G}(A)$ et $\mathbf{F}_i(A)$ ainsi qu'à une force fictive d'inertie $-\mathbf{F}_i(C)$. La Fig.VII.5 montre schématiquement la direction des forces de marée en quelques points choisis.

Déterminons l'ordre de grandeur de la force de marée en calculant la force $\mathbf{M}_i(A) = \mathbf{F}_i(A) - \mathbf{F}_i(C)$ au zénith. Dans ce cas, les directions des $\mathbf{F}_i(A)$ et $\mathbf{F}_i(C)$ coïncident et la norme de la force de marée par unité de masse est donnée par:

$$\|\mathbf{M}_i(A)\| = \frac{\gamma m_i}{(R_i - r)^2} - \frac{\gamma m_i}{R_i^2} \cong \frac{2\gamma m_i r}{R_i^3} \quad (\text{VII.16})$$

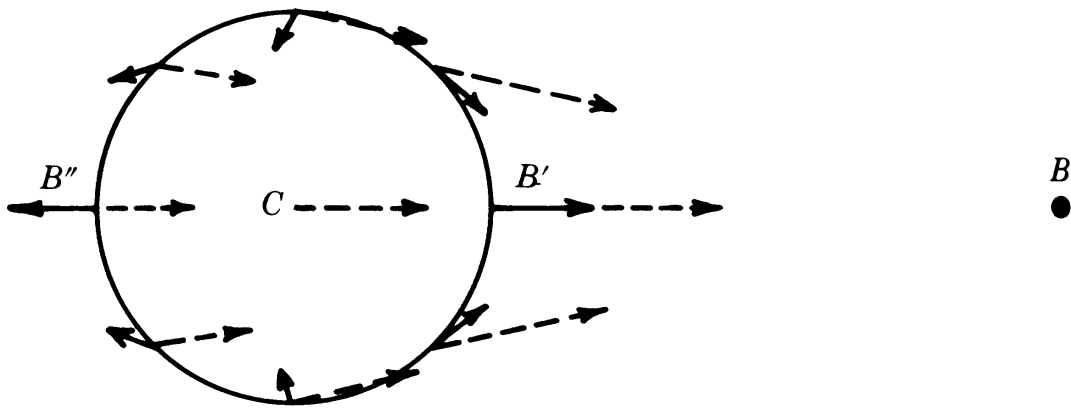


Figure VII.5 Forces d'attraction gravitationnelle et forces de marée en quelques points choisis.

La comparaison des ordres de grandeur de la force de marée par rapport à la force de gravité donne :

$$\frac{\|\mathbf{M}_i(A)\|}{\|\mathbf{G}(A)\|} \cong 2 \frac{m_i}{m_t} \left(\frac{r}{R_i} \right)^3 \quad (\text{VII.17})$$

Ce rapport vaut : pour le système terre lune: $0.56 \cdot 10^{-7}$

pour le système terre soleil: $0.26 \cdot 10^{-7}$

Les forces de marée solaire et lunaire sont donc du même ordre de grandeur.

Il reste à élucider une question: pourquoi ne pas ignorer les forces de marée qui sont 10^{-7} fois plus petites que l'attraction terrestre ?

- Tout d'abord, on peut mesurer des fluctuations aussi petites. La mesure se fait par une technique indirecte: on détecte la réponse de la couche terrestre. De telles mesures sont très utiles pour connaître la structure et les propriétés élastiques de la terre.
- Beaucoup plus important est le fait que dans la géosphère (lithosphère, hydrosphère et atmosphère) la force de gravité dirigée vers le centre de la terre est quasi égale à la force non gravitationnelle \mathbf{P} (reliée à la pression). Ceci signifie

que l'équilibre hydrostatique est quasi vérifié. Dans ces conditions $\mathbf{P}(A) + \mathbf{G}(A)$ est très petit vis-à-vis de \mathbf{G} .

- Examinons les directions de ces forces: la force de gravité est perpendiculaire au géoïde et les déplacements des masses (d'eau par exemple) sont produits par la composante de la force de marée qui fait un angle droit avec la force de gravité \mathbf{G} . Cette composante de la force de marée tend à accumuler les masses d'eau vers les points D et D' (Fig.VII.5) Ceci est le mécanisme primaire des marées. Les déplacements verticaux sont en quelque sorte les réponses cinématiques à des déplacements horizontaux. Les déplacements verticaux ne sont donc pas provoqués par les composantes radiales des forces de marée.

Lorsqu'on travaille avec un système d'axes centrés en C et **liés à la terre**, apparaissent les accélérations de Coriolis et centripète. Généralement, on utilise la gravité apparente \mathbf{g} au lieu de la gravité vraie \mathbf{G} . Elle est définie par:

$$\mathbf{g}(A) = \mathbf{G}(A) - \boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{CA}) \quad (\text{VII.18})$$

La vitesse de rotation de la terre est constante en première approximation. La force fictive d'inertie "centrifuge" est dirigée perpendiculairement à l'axe de rotation de la terre. Elle tend à déformer la terre. Au cours des temps géologiques, la terre, soumise à la force \mathbf{g} , s'est aplatie. Le rayon de la terre à l'équateur mesure 21,4 Km de plus que celui mesuré au pôle.

VII.5 Potentiel de marée

Les forces de gravitation et donc les forces de marée dérivent d'un potentiel. Il constitue un outil pour l'examen de la variabilité temporelle du signal de marée; il permet en outre de définir les marées à l'équilibre et leurs amplitudes.

Recherchons le potentiel associé W à la force de marée due à un astre B.

$$\mathbf{M}_i(A) = \mathbf{F}_i(A) - \mathbf{F}_i(C) \quad (\text{VII.19})$$

Le potentiel de la marée \mathbf{M}_i ($\mathbf{M} = -\nabla W$) est donné (cfr. Cours spécialisés) en bonne approximation par W_i :

$$W = -\frac{\gamma m}{2R} \left(\frac{r}{R}\right)^2 (3\cos^2 \vartheta - 1) \quad (\text{VII.20})$$

L'indice i relatif à l'astre i est supprimé pour simplifier l'écriture.

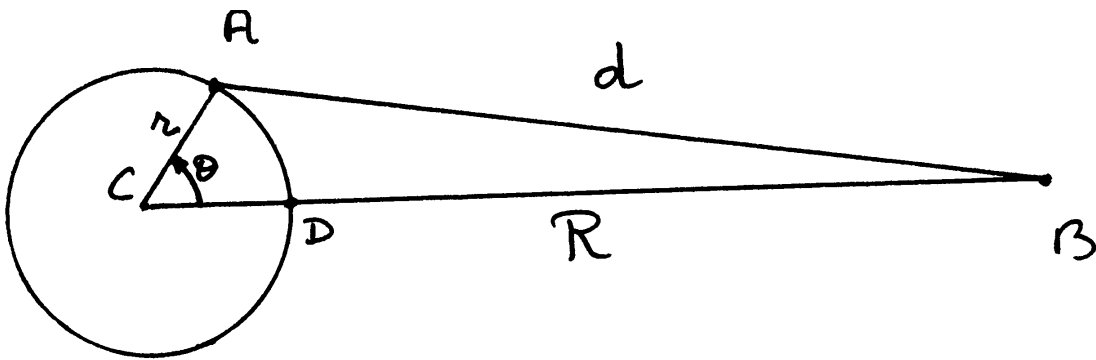
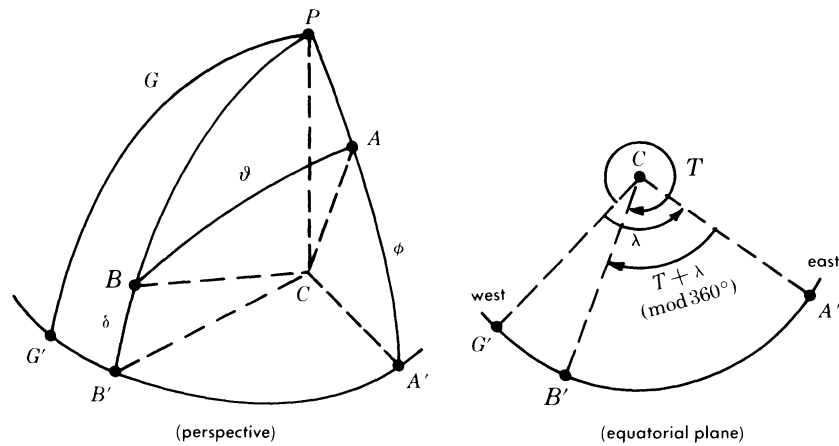


Figure VII.6 Relations entre les distances

Pour un calcul plus explicite, il convient d'introduire les coordonnées astronomiques sur la sphère céleste géocentrique et de relier l'angle azimutal θ aux coordonnées du point A considéré et aux caractéristiques de l'orbite de la planète qui provoque l'attraction.

La distance zénithale géocentrique θ est définie par l'arc du grand cercle sur la sphère céleste géocentrique, entre les points A et B. Le point A est le point de percée sur la sphère céleste géocentrique de la droite joignant le centre de la terre et le point où se situe l'observateur, le point B est le point de percée sur la sphère céleste géocentrique de la droite joignant le centre de la terre et l'astre considéré. Par convention, l'angle horaire T est positif dans la direction Ouest et la longitude λ est positive vers l'est.



Left : perspective of the geocentric celestial sphere ; right : plane of the celestial equator. Points and circles on the sphere are :

Points

- A*: field point
- B*: disturbing body
- G*: Greenwich
- P*: North Pole

Circles

- PAA'*: meridian of *A*
- PBB'*: hour circle of *B*
- PGG'*: meridian of *G*
- G'B'A'*: celestial equator

Positions of *A* and *B* are fixed by the following angles :

Angles for A

- $A'CA \equiv \phi$: latitude
- $G'CA' \equiv \lambda$: longitude

Angles for B

- $B'CB \equiv \delta$: declination
- $G'CB' \equiv T$: hour angle

Angles for B relative to A

- $ACB \equiv \vartheta$: zenith angle
- $A'CB' \equiv T + \lambda \pmod{360^\circ}$: hour angle

Longitude λ is measured eastwards from the meridian of Greenwich and hour angle T westwards.

Figure VII.7 Sphère céleste géocentrique.

Les significations des points et des cercles sont les suivantes:

- | | |
|----------------------------------|------------------------------|
| P : pôle nord | B : astre perturbateur |
| G: Greenwich | a: point perturbé |
| PAA': méridien passant par A | PGG': méridien de Greenwich |
| GB'A': équateur céleste | |
| δ : déclinaison | ϕ : latitude du point A |
| λ : longitude du point A | T : angle horaire |
| ϑ : angle zénithal | |

Appliquons la loi fondamentale de la trigonométrie sphérique au triangle sphérique PBA dessiné sur la sphère céleste géocentrique.

$$\cos \vartheta = \cos \widehat{PA} \cos \widehat{PB} + \sin \widehat{PA} \sin \widehat{PB} \cos(T + \lambda) \quad (\text{VII.21})$$

ou encore

$$\cos \vartheta = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos(T + \lambda) \quad (\text{VII.22})$$

Introduisant (VII.22) dans l'expression de $\frac{1}{2}(3\cos \vartheta^2 - 1)$, il vient:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2}(3\cos \vartheta^2 - 1) &= \frac{1}{4}(3\sin^2 \phi - 1) \cdot (3\sin^2 \delta - 1) + \frac{3}{4} \sin 2\phi \sin 2\delta \cdot \cos(T + \lambda) \\ &\quad + \frac{3}{4} \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2(T + \lambda) \quad (\text{VII.23}) \end{aligned}$$

Cette expression multipliée par $-\frac{\gamma m r^2}{2R^3}$ donne le potentiel de marée.

Il est composé de trois termes qui sont des fonctions de la latitude, de la longitude et de la déclinaison de l'astre perturbateur. Le facteur de déclinaison varie lentement au cours du mouvement orbital de B.

Examinons les trois termes:

- Le premier terme est responsable des marées de longue période. Reprenant la notation de Laplace, il s'agit d'une marée de première espèce. Ce terme ne dépend pas de la vitesse de rotation de la terre.
- Le deuxième terme induit la marée de deuxième espèce. Comme la période de rotation de la terre est de l'ordre de 24 heures (à part une petite déviation due au mouvement orbital), ce terme donne naissance aux marées diurnes.
- Le troisième génère les marées semi-diurnes .

VII.6 Equations de la dynamique pour les marées

Etant donné les ordres de grandeurs des temps caractéristiques des phénomènes de marées, l'hypothèse quasi-statique est d'application. La projection horizontale de

l'équation de la quantité de mouvement avec l'hypothèse de l'équilibre quasi-hydrostatique est:

$$\frac{d}{dt} \mathbf{u} + f \mathbf{e}_z \wedge \mathbf{u} = -g \nabla \zeta - \nabla W \quad (\text{VII.24})$$

en faisant l'hypothèse d'une pression atmosphérique uniforme pour mettre en évidence les effets de la marée et en négligeant les termes dissipatifs.

La résolution de cette équation requiert l'utilisation de méthodes numériques d'intégration. Les cartes présentant les champs des courants, les lignes cotidales et d'égale amplitude (Fig.VII.2) se préparent à partir de ces résultats.

Dans le cas statique, (VII.24) devient:

$$\nabla (g \zeta_{\text{équil}} + W) = 0 \quad (\text{VII.25})$$

Il en résulte que:

$$\zeta_{\text{équil}} = -\frac{W}{g} \quad (\text{VII.26})$$

Etant donné la variabilité du terme trigonométrique du potentiel de marée et les valeurs des différents paramètres de celui-ci, le marnage lunaire sera de $2 \times 0,26 = 0,54$ m et le marnage solaire de $2 \times 0,12 = 0,24$ m. La déformation maximale de la surface du géoïde est de l'ordre de 0,78 m.

VII.7 Historique de l'analyse et des prévisions des marées

Les prévisions du niveau de la mer étaient publiées dans des almanachs bien avant la modélisation hydrodynamique des marées et la théorie du signal. Elles étaient relativement satisfaisantes pour les ports où les observations constituaient des séries temporelles suffisamment longues.

Actuellement existent deux types de méthodes de prévision des marées l'une harmonique (la plus fiable et la plus utilisée), l'autre non harmonique (méthode d'influence) que nous ne développerons pas dans ce chapitre.

Quelques grandeurs souvent utilisées dans l'analyse des marées.

- Syzygie : lorsque la terre, le soleil et la lune sont sensiblement alignés (nouvelle lune et pleine lune), c'est-à-dire aux syzygies, les forces de marée dues à la lune et au soleil s'additionnent positivement: la résultante est donc maximale.
- Age de la marée : intervalle de temps, exprimé en jours solaires moyens, entre le passage de la marée haute et celui correspondant à la marée de vive-eau précédente.
- Inégalité diurne : différence entre deux marées hautes (ou marées basses consécutives).
- Inégalité semi-mensuelle : différence entre la cote de la marée haute du moment considéré et celle de la marée de vive-eau moyenne.
- Niveau moyen : Ce niveau est difficilement définissable car la surface "libre" de la mer est en éternel mouvement. Par convention, il est défini comme étant la moyenne temporelle du niveau de la surface de l'eau sur un intervalle suffisamment long pour éliminer la plus part des oscillations de moyenne et de haute fréquence.
- Zéro des cartes : (chart datum). Les cartes de navigation exigent qu'une carte donne les profondeurs minimales (du moins de manière approximative).

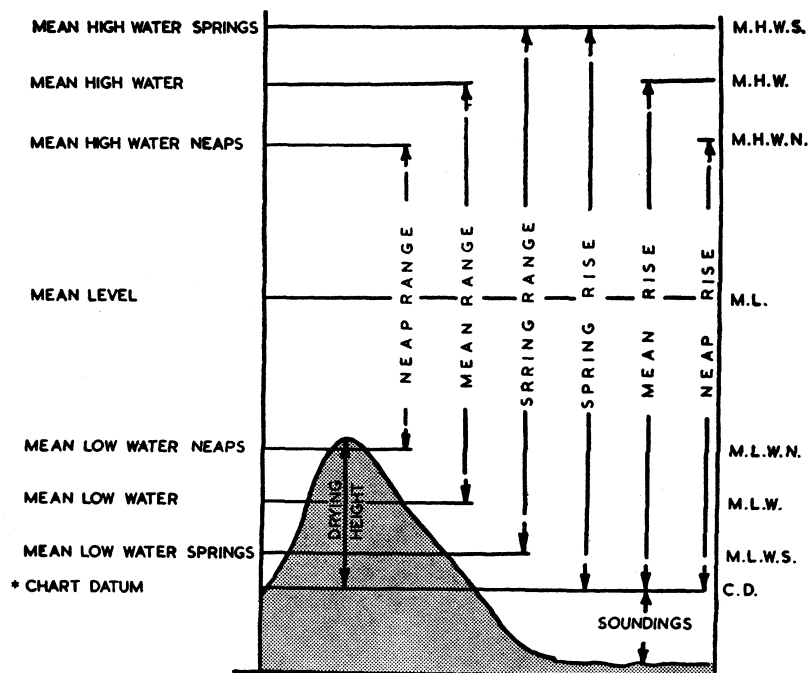


Figure VII.8 Relations entre les différents niveaux et marnages.

La Conférence Hydrographique Internationale de 1926 s'accorda sur une définition encore vague du zéro de carte (chart datum). Ce niveau est défini comme étant un plan en-dessous duquel la marée ne descend que très rarement. Selon les pays et les sources, les résultats obtenus sont quelque peu différents. Le niveau de plus basse mer est souvent pris (d'autres conventions existent en Angleterre et aux Etats Unis) comme étant le zéro de carte. Il est donné par:

$$S_0 - 1.2*(M_2 + S_2 + K_2) \quad (\text{VII.27})$$

où M_2 , S_2 , K_2 sont les amplitudes des marées partielles (définies plus tard) et S_0 la cote du niveau moyen par rapport au niveau de la carte.

VII.8 Méthodes empiriques de prévision des marées

Ces méthodes sont anciennes et ne sont plus guère utilisées par les océanographes. Certaines restent cependant d'application en navigation. En océanographie, pour caractériser l'importance des marées diurnes par rapport à celles semi-diurnes, on introduit le facteur de forme F :

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad (\text{VII.28})$$

F	Type de marée
0. – 0,25	Semi-diurne
0,25 – 1,5	Mixte, semi-diurne dominant
1,5 – 3	Mixte, diurne dominant
3 et plus	Diurne

Tableau II.1 Facteurs de forme

Dans le facteur de forme, n'interviennent que les marées partielles K_1 , O_1 , M_2 et S_2 qui seront définies dans la suite.

La méthode empirique de prévision d'usage courant en France est la méthode du coefficient de marée et de l'unité de hauteur. Sur les côtes françaises, la marée a une amplitude sensiblement proportionnelle à celle observée à Brest. Etant donné ce fait expérimental, il sera possible de déterminer les marées pour tous les ports français à condition de connaître celle de Brest et le rapport existant entre la marée du port considéré et celle de Brest. Pour chaque port on définit une unité de hauteur qui vaut le demi-marnage de la marée de syzygie d'équinoxe : Cette marée est considérée comme ayant un coefficient de 100. Pour chiffrer l'inégalité semi-annuelle et semi-mensuelle, est introduit le coefficient de marée qui exprime les variations du marnage au cours du temps, abstraction faite de la hauteur de la dénivellation. Ce coefficient varie entre 0,2 (les plus basses mers) et 1,2 (les plus hautes mers). Ce coefficient s'exprime en centièmes. Des marées de 116 et plus ne s'observent pas chaque année. Une marée moyenne a un coefficient de 70, une de vive-eau moyenne 95 et une de morte-eau moyenne 45.

VII.9 Méthode harmonique d'analyse du potentiel de marée

Primitivement, cette méthode fut développée par Kelvin et Darwin le siècle dernier. Comme l'élévation de la surface de la mer et les courants résultent de l'action de la force de marée et de la force d'inertie de coriolis à travers les équations de la dynamique, il est raisonnable de penser que l'élévation soit en rapport direct avec la force de marée ou avec son potentiel.

Dans l'océan, loin des côtes, les termes non linéaires des équations sont négligeables vis-à-vis des linéaires. Il en résulte que la variabilité temporelle de l'élévation du niveau de la mer est en relation directe avec celle du potentiel. Pour les amplitudes des

élévations et des courants le problème est plus complexe car elles dépendent de la géométrie et de la bathymétrie des bassins.

Pour analyser la variabilité temporelle, on se base sur celle du potentiel de marée.

Les trois facteurs astronomiques du potentiel de marée (VII.23) dépendent du mouvement relatif de la lune et du soleil par rapport à la terre. L'inspection de ces facteurs montre qu'ils dépendent des trois éléments suivants:

$$\begin{aligned} R &= R(t) \\ \delta &= \delta(t) \\ \cos(s(T + \lambda)) \end{aligned} \quad (\text{VII.29})$$

avec $s = 0,1,2$

Le facteur astronomique de chaque terme du potentiel (longue période, diurne et semi-diurne) est relié au temps par une relation non linéaire de sorte que la dépendance temporelle n'est ni harmonique ni même périodique.

Le potentiel de marée est développé sous la forme d'une somme de termes sinusoidaux qui correspondront à des marées partielles:

$$C_i \cos(\sigma_i t + s \lambda + \theta_i) \quad (\text{VII.30})$$

avec $s = 0,1,2$ le numéro de l'espèce, σ_i la vitesse angulaire de la marée partielle i , θ_i sa phase et C_i le coefficient astronomique.

Comme les déclinaisons et parallaxes ont des périodes de l'ordre du mois pour la lune et de l'année pour le soleil, ces deux phénomènes produisent la modulation du facteur « horaire ». Pour cette raison, des bandes spectrales s'observeront au voisinage des fréquences correspondant à un-demi jour et à un jour.