



La mer monte-t-elle ?

Guy Maurin

Mai 2021

Table des matières

1. Introduction.....	1
2. Le niveau des océans : les forces en présence	2
2.1 Le vent	2
2.2 La pression atmosphérique	2
2.3 Les tsunamis.....	2
2.4 Les marées.....	2
2.4.1 Définition.....	2
2.4.2 Modèle statique ou d'équilibre des marées.....	3
2.4.3 Modèle dynamique des marées	6
2.5 La fonte des glaciers.....	8
2.6 Le niveau des fonds marins et des continents	8
2.7 La dilatation des océans	9
2.8 La densité et la forme des fonds marins	10
2.9 La vitesse de rotation de la Terre	10
3. Conclusion	11
4. Références.....	11

1. Introduction

Les alarmistes du réchauffement climatique annoncent une augmentation de plus en plus rapide du niveau des océans susceptible d'atteindre 100 cm dans un siècle et de submerger certaines îles. Toutefois, les marégraphes français n'ont enregistré qu'une montée de 15 cm par siècle lors des 3 derniers siècles et d'autres scientifiques sont encore plus sceptiques : d'après leurs mesures, la mer ne monte pas. Les océans ne sont ni lisses ni immobiles et les continents non plus, ce qui rend les mesures difficiles ; en Europe, les marégraphes mesurent les niveaux depuis 300 ans pour garantir le passage des bateaux. On cherche maintenant à mesurer l'effet du réchauffement, de quelques mm par an, ce qui nécessite une bien meilleure précision.

Dans ce premier article, nous allons faire le point des forces qui agissent sur le niveau des océans.

2. Le niveau des océans : les forces en présence

2.1 Le vent

Le vent peut déplacer de grandes masses d'eau et donc beaucoup modifier le niveau ; la montée de la mer due à la masse d'eau poussée par le vent peut être amplifiée lorsque le fonds marin remonte progressivement vers la côte ou qu'un vent violent souffle longtemps sur une vaste étendue d'eau peu profonde. De nombreuses vies humaines furent perdues lorsque l'ouragan Katrina créa une inondation de 1,6 m en Louisiane en 2005 et un autre ouragan provoqua en 1900 une inondation de 4,5 m au Texas et 6000 décès. Ces tragédies furent surpassées par le cyclone de 1970 au Bangladesh qui provoqua une inondation de 9 m et des centaines de milliers de décès. De telles inondations se sont produites à de multiples reprises dans cette région en 1876, 1897, 1960, 1961 et 1985. En 2008, le cyclone Nargis provoqua au moins 130 000 décès en Birmanie (Réf 4.1). La marée haute peut se superposer à l'effet du vent qui reste prépondérant. Ces cyclones ou ouragans sont des tempêtes tropicales.

Le vent crée aussi des vagues ; en haute mer, elles peuvent atteindre plus de 10 m. Sur les côtes, le vent peut être créé par les variations de température diurnes et nocturnes différentes sur terre et sur mer et induire des variations périodiques du niveau de la mer.

2.2 La pression atmosphérique

La pression atmosphérique fluctue en permanence, le plus souvent entre 980 mbar et 1040 mbar, ce qui représente une plage de 60 mbar ou 60 cm de colonne d'eau. Il est courant de voir la pression atmosphérique varier de 10 mbar soit 10cm d'eau d'un jour sur l'autre. Lors des tempêtes, la pression peut descendre à 880mbar et le vent atteindre 300km/h ; En 1953, en mer du Nord, les effets de la dépression (1,3m) et du vent (1,3m) se sont conjugués pour provoquer des inondations catastrophiques au Royaume Uni et en Hollande. Aux hautes latitudes, de telles tempêtes se produisent régulièrement avec une fréquence variable entre 5 et 10 ans.

2.3 Les tsunamis

Un tsunami survient dans le monde tous les 2 à 3 ans. Il est dû à un séisme vertical dont l'amplitude dépasse rarement 10 m, comme la vague qu'il crée en pleine mer. Ces vagues ont une grande longueur d'onde de 100 à 200 km et leur vitesse, qui peut atteindre 750 km/h, est limitée par la profondeur des fonds marins. Lorsque ces vagues s'approchent des côtes, elles ralentissent et leur hauteur augmente, pouvant atteindre 40 m. Ces vagues ne déferlent pas, elles montent lentement mais peuvent créer des désastres. Le tsunami de 2004 en Indonésie a provoqué une vague de 33 m qui a tué 230 000 personnes en Indonésie, Thaïlande et Sri Lanka. Celui de 2011, au Japon, a provoqué une vague de 40 m qui a tué 18000 personnes. Le brutal mouvement des plaques tectoniques, l'une s'enfonçant sous l'autre en la soulevant, a aussi provoqué un séisme et rapproché le Japon des USA de 20cm (Ref 4.2), C'est le tsunami qui a provoqué l'accident de Fukushima.

Il faut pouvoir prévenir la population très vite pour permettre une évacuation assez rapide ; c'est une contrainte qui a été prise en compte pour développer des systèmes d'alerte spécifiques qui seront évoqués plus loin.

2.4 Les marées

2.4.1 Définition

Les marées sont les variations périodiques de niveau des océans dues à des excitations d'origine astronomique. Cette définition permet de les distinguer des variations de niveau fréquentes et aléatoires dues à des causes météorologiques, brutales dues à des mouvements rares de la croûte terrestre comme les tsunamis, ou à des évolutions lentes comme les glaciations. La frontière est parfois délicate à tracer, les vents de terre journaliers étant périodiques et les glaciations ayant des causes astronomiques à très longue période.

L'antiquité nous a laissé un ensemble d'opinions bizarres et d'aperçus judicieux faisant presque entrevoir les véritables causes des marées ; Pythéas, né à Marseille (325 avant J.C.) est probablement le premier à avoir découvert l'influence de la Lune et du Soleil. Il y eut des explications poétiques comme celle de l'Ange qui fait monter la mer en trempant le pied dans l'eau mais, jusqu'à Newton, les explications scientifiques étaient insuffisantes pour rassembler un consensus.

2.4.2 Modèle statique ou d'équilibre des marées

C'est le grand Newton qui a proposé la première explication scientifique des marées, dans les « Principia Mathematica », où il développait sa théorie de la gravitation, en 1687 (Réf 4.3) :

La gravité attire deux masses m_1 et m_2 éloignées d'une distance d par une force :

$$F_g = G \cdot m_1 \cdot m_2 / d^2 \quad G \text{ est la constante universelle de la gravité.}$$

Le modèle statique simplifié des marées représente les océans d'une planète sphérique sans continent, en état d'équilibre permanent sous l'effet des forces qui leur sont imposées. Il permet de comprendre les principales caractéristiques des marées.

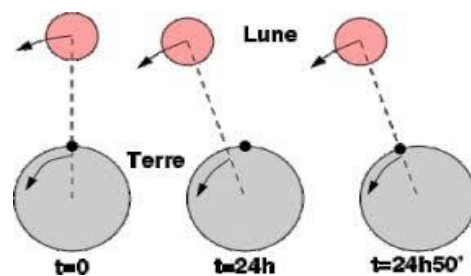
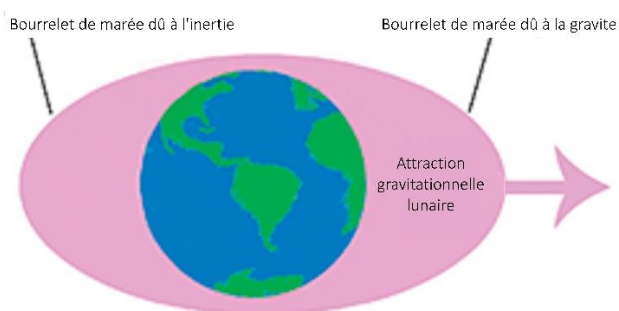
Les marées sont dues aux attractions variables de la Lune et du Soleil sur les océans.

Marées lunaires

L'attraction gravitaire de la Lune crée un « bourrelet » sur l'océan, en face de la Lune, là où la distance d est la plus faible (Figure 1).

En face de ce bourrelet, de l'autre côté de la Terre, la force centrifuge crée un second bourrelet, presque de même taille. Le couple Terre-Lune tourne autour de son centre de gravité qui se trouve dans la Terre (diamètre 6400 km), à 4700km de son centre, et la force centrifuge s'exerçant sur la Terre équilibre l'attraction gravitaire de la Lune.

En 23h56, la Terre fait un tour complet sur elle-même, puis rattrape le mouvement de la Lune qui met 28 jours à faire le tour de la Terre, et le deuxième bourrelet remplace le premier (Figure 2). Ceci crée, en un point donné, deux marées hautes décalées de 12h25. C'est le régime de marée semi-diurne que nous connaissons, en France, sur l'Atlantique et qui est très répandu sur notre planète (Figure 5).



Chaque jour, la marée arrive environ 1 heure plus tard que la veille.

Figure 1 : Marée lunaire statique NOAA

Figure 2 : Marée de 24h50

Lorsque l'astre attirant la marée n'est pas dans le plan de l'équateur, 2 pleines mers successives n'ont pas la même amplitude (Figures 3 et 4).

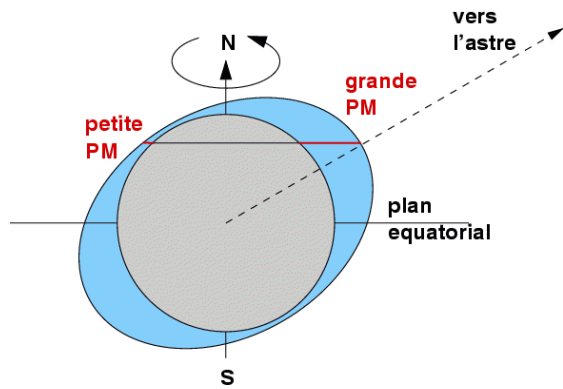


Figure 3 : Effet de la déclinaison d'un astre

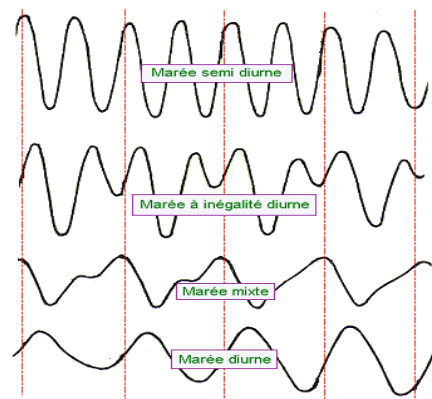


Figure 4 : Courbes de marée

Dans le cas de la Lune, cela crée, dans certaines zones (Figure 5 : Golfe du Mexique, Baltique, etc.) une seule marée par jour, une marée diurne. Dans d'autres zones (côtes Pacifique Américaines, etc.) cela crée des marées semi-diurnes à inégalités diurnes avec 2 marées d'amplitude différente chaque jour ou des marées mixtes (Vietnam, etc.) comportant soit 2 marées soit 1 marée par jour, en fonction de la déclinaison de la Lune. Dans le cas du Soleil, cela crée des marées d'équinoxe de plus grande amplitude, comme en France (c'est le contraire à Seattle).

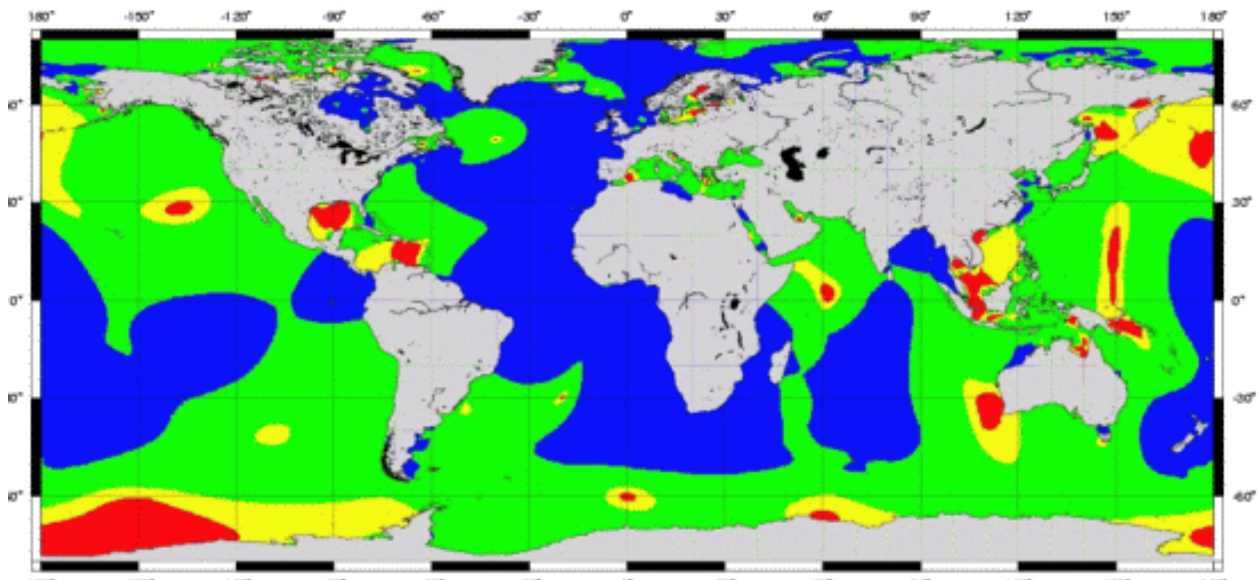


Figure 5 : 4 Types de marées : semi-diurnes : **bleu** ; semi-diurnes à inégalités diurnes : **vert** ; mixtes : **jaune** ; diurnes : **rouge**

Marées lunaires et solaires

Le Soleil, comme la Lune, crée un bourrelet sur les océans. La Lune est beaucoup plus petite que le Soleil mais aussi beaucoup plus proche de la Terre et l'attraction de la Lune est 2,2 fois plus grande que celle du Soleil.

Lorsque le Soleil, la Terre et la Lune sont alignés en syzygie, lors de la nouvelle lune et de la pleine lune, les bourrelets s'ajoutent (Figure 6) et l'amplitude est maximale : ce sont les marées de vives eaux. Lorsque la Lune est en quadrature, lors du premier et du dernier quartier de Lune, l'amplitude est minimale : ce sont les marées de mortes eaux. Il y a alternativement une morte eau puis une vive eau par semaine pendant les 28 jours nécessaires à la Lune pour tourner autour de la Terre.

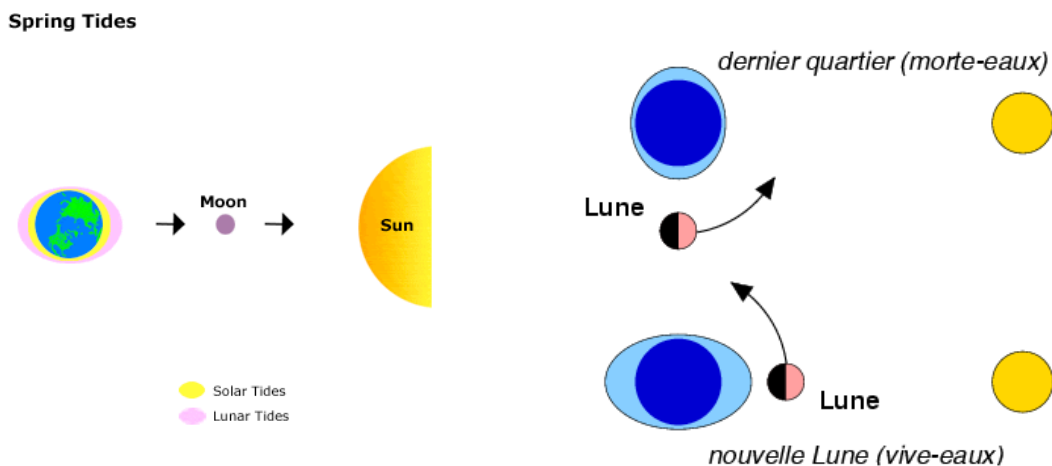
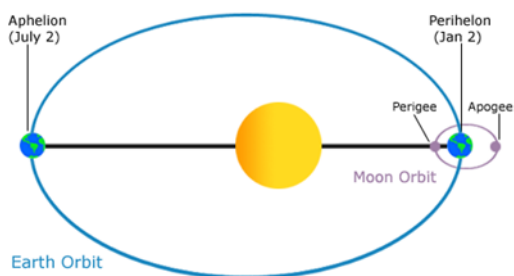


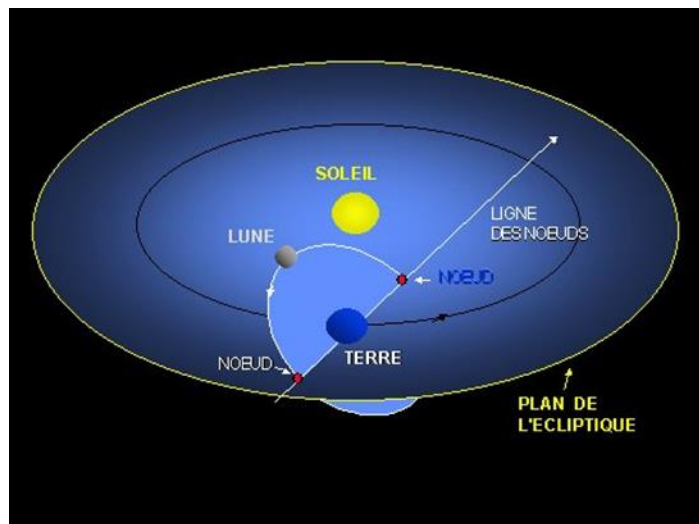
Figure 6 : Marées Soleil et Lune



Les orbites lunaires et terrestres sont des ellipses (Figure 7) et les attractions gravitaires sont maximales au périgée lorsque la distance est minimale. Ceci induit des cycles mensuels et annuels qui se superposent aux autres.

Figure 7 : cycle annuel ellipse

Le cycle de marée de 18,6 ans



Le plan de l'orbite de la Lune est incliné de 5° par rapport au plan de l'écliptique portant l'orbite de la Terre (Figure 8). L'intersection de ces 2 plans est une droite, la ligne des nœuds. Cette ligne des nœuds tourne autour de la Terre en 18,6 ans, ce qui crée un cycle de marée de 18,6 ans. Pendant 9 ans, la marée croît chaque année d'une amplitude qui peut atteindre 4 cm/an puis décroît de la même manière les 9 ans suivants (Réf 4.4). Il y a 2500 ans, un astronome Babylonien a découvert que les éclipses de Lune se répétaient avec un cycle de 18,6 ans que l'on appelle cycle de saros. Lorsque la ligne des nœuds passe par le Soleil, la Lune provoque une éclipse de Soleil et la Terre une éclipse de Lune.

Figure 8 : Orbites de la Terre et de la Lune

« Harmoniques » composant des marées

Les marées résultent d'excitations périodiques que l'on peut décomposer en « Harmoniques », sinusoides dont les périodes correspondent aux cycles astronomiques. Nous venons d'identifier les plus importants. C'est George H Darwin, un fils du célèbre naturaliste, qui définit, en 1879, la nomenclature,

encore en usage, de ces harmoniques. Par exemple, la marée M2 signifie Moon et 2 cycles par jour. Il s'agit de la principale composante de la marée semi-diurne. Arthur Doodson, de Liverpool, a complété cette nomenclature de 240 harmoniques et a créé le National Oceanography Centre, NOC, le centre d'excellence britannique. Le SHOM français a défini 541 Harmoniques. Nous verrons plus loin que ces Harmoniques jouent un rôle essentiel dans la prédiction des marées.

Marées terrestres

Ces forces gravitationnelles provoquent aussi des marées déformant la Terre, deux fois par jour, d'une amplitude de 20 cm en France et 50 cm à l'équateur. L'atmosphère terrestre et les satellites artificiels sont aussi soumis aux attractions cycliques de la Lune et du Soleil qui les déplacent significativement.

Sur les planètes gazeuses, comme Jupiter et Saturne, les satellites, comme Io, induisent des marées de grande amplitude. Io, qui est rocheuse, est soumise à de très fortes marées « jupiterrestres » qui y induisent une intense activité volcanique et tectonique.

2.4.3 Modèle dynamique des marées

Le modèle statique a l'avantage de la simplicité mais, pour certains phénomènes, il faut l'améliorer.

Les continents bloquent la propagation du bourrelet océanique, sauf autour de l'Antarctique ; de ce fait, les marées montent vers le Nord entre les continents. La force de Coriolis, due à la rotation de la Terre, induit des rotations des ondes de marée. On voit sur la Figure 9 que ces rotations s'effectuent autour de points amphidromiques de marée nulle. Les lignes cotidales pour chaque heure de marée représentent sa progression.

D'autre part, les fonds marins ont une profondeur variable, ce qui peut amplifier considérablement l'amplitude des marées et décaler l'heure de marée à l'approche des côtes. Au milieu des océans, l'amplitude des marées dépasse rarement 70 cm alors qu'elle peut atteindre 15 m sur certaines côtes. Le profil des côtes influe aussi sur les cycles des marées ; l'île de Wight canalise l'onde de marée et induit une marée haute à deux bosses qui dure 3 heures.

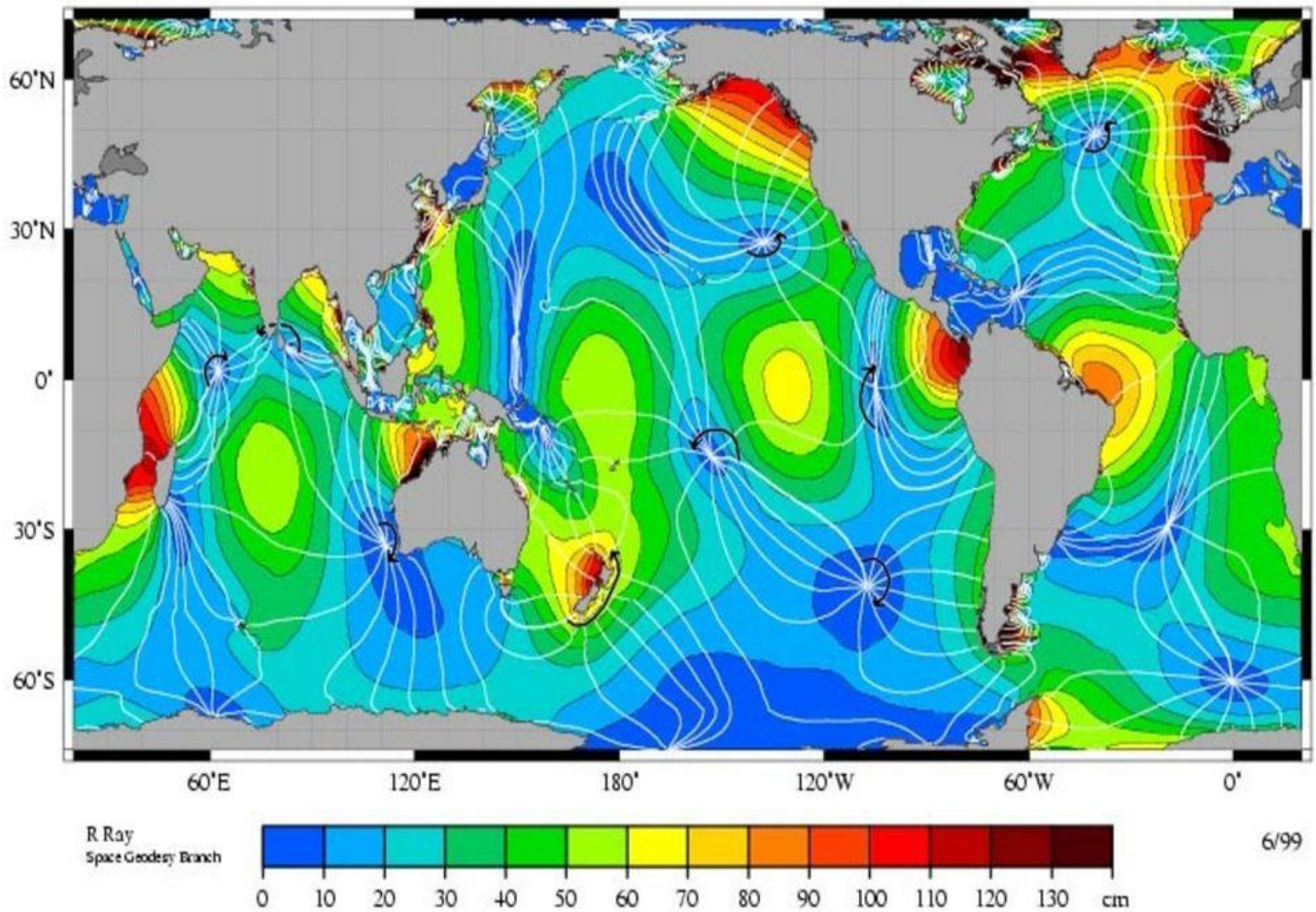


Figure 9 : La marée océanique semi diurne M2

Droits réservés - © 2007 [NASA - Goddard Space Flight Center - Jet Propulsion Laboratory](#)

L'amplitude de marée est indiquée par les couleurs. Les lignes blanches sont les lignes cotidales (lignes reliant des points pour lesquels les phases de la marée sont synchrones). Les points où l'amplitude est nulle et où les lignes cotidales se rejoignent sont appelés points amphidromiques.

Quoique les marées montent assez lentement, elles ont un caractère dynamique. Pour faire le tour de la planète, soit 40 000 km, en 25 h, le bourrelet doit progresser à 1600 km/h. Les ondes de marée sont longues, plusieurs centaines de km ; la faible profondeur relative des océans limite la vitesse des ondes de marées. L'inertie et les frottements doivent donc aussi être pris en compte.

C'est Laplace, au 19^{ème} siècle, qui a découvert qu'il faut considérer l'attraction gravitationnelle périodique comme une impulsion donnée à une surface océanique qui a ses modes propres de déformation. Lorsque l'attraction solaire est en phase avec la vibration naturelle de l'océan, l'amplitude des marées est amplifiée par des résonances. C'est le cas dans la baie de Fundy, sur la côte Est du Canada où le relief sous-marin et Coriolis contribuent aussi au record d'amplitude supérieur à 16 m.

En France, il y a aussi bien des marées océaniques de grande amplitude à l'ouest que des marées très faibles en Méditerranée. Au Mont-Saint-Michel, l'onde de marée est canalisée dans l'entonnoir des côtes du Cotentin et de la Bretagne et la pente faible des fonds marins amplifie la marée qui peut atteindre 15m.

La complexité des côtes et celle des fonds marins rendent la modélisation dynamique des marées a priori très difficile. Cependant, l'observation des marées permet de mettre en œuvre des méthodes d'identification des harmoniques très efficaces, à l'aide desquelles on prédit les marées futures (Réf 4.3).

2.5 La fonte des glaciers

Les Alarmistes du climat annoncent pour 2100 une élévation du niveau des mers de 80 m due à la fonte des glaces. La glace fond actuellement dans l'Arctique, couvert par une banquise d'une épaisseur qui peut atteindre 15 m. Comme cette banquise flotte sur l'océan, sa fonte ne modifie pas le niveau de la mer. Le niveau de la mer ne peut augmenter qu'en cas de fonte des glaciers continentaux qui sont essentiellement en Antarctique (Réf 4.5) :

Antarctique : 29 Mkm³, Groenland : 2,5 Mkm³, Autres glaciers : 0,2 Mkm³

La fonte complète des glaciers de l'Antarctique élèverait le niveau des océans de 70 m et celle du Groenland de 7 m. Les glaciers de l'Antarctique sont en croissance ; les précipitations neigeuses augmentent, ce qui amplifie l'écoulement des glaciers et le détachement des icebergs qui ne compense vraisemblablement pas les précipitations. Sur le Groenland, les précipitations neigeuses augmentent aussi mais le réchauffement est plus significatif et le bilan, controversé, est difficile à faire.

Notre planète a connu de nombreuses glaciations suivies de réchauffements qui n'étaient pas dus à l'homme mais à des raisons astronomiques. Lors de la dernière glaciation, il y a 20 000 ans, la glace recouvrait le nord de l'Europe et le Canada ; sa fusion, de -15 000 ans à -12 000 ans, a fait monter le niveau des océans de 120 m au rythme de 40 mm/an.

Donc les glaciers constituent un risque potentiel; leur contribution controversée à la montée actuelle des océans est faible, au maximum du mm/an.

2.6 Le niveau des fonds marins et des continents

La croûte terrestre bouge à cause de l'activité du manteau qui la supporte et cela a un impact sur le niveau des mers. Du nouveau magma apparaît dans les dorsales océaniques et la croûte océanique s'enfonce dans les zones de subduction sous la croûte terrestre. Ce mouvement peut provoquer des séismes et, localement, une élévation de la côte et une baisse du niveau de la mer. On a trouvé des coraux fossiles dans les Antilles, en Australie et en Inde 3 m au-dessus du niveau de la mer. Il existe aussi des roches basaltiques résultant du refroidissement de volcans sous-marins, actifs il y a 150 Millions d'années, aujourd'hui à 2600 m d'altitude, au Chenaillet, à Montgenèvre, en France.

A la fin de la dernière glaciation de Würm (-100 000 ans, -15 000 ans), une épaisse couche de glace recouvrait la Scandinavie et le Canada (Réf 4.6). En Scandinavie, la glace avait provoqué un affaissement du continent de 1000 m au centre du glacier atteignant 3 000 m d'épaisseur. La montée de 120 m des océans due à la fusion des glaces s'est effectuée en 3 000 ans à 40 mm/an alors que le rebond de 800 m des continents a déjà pris 15 000 ans à 60 mm/an. En Scandinavie, dans le golfe de Botnie de 100 m de profondeur (entre Suède et Finlande), le rebond se poursuit au rythme de 10 mm/an. On attend encore environ 20 000 ans et 200 m de rebond avant d'atteindre l'équilibre. Au Canada où la glace atteignait 5 000 m, le rebond est encore plus important. D'ici 10 000 ans, le golfe de Botnie et la baie d'Hudson vont se vider, libérant autant de nouvelles terres.

Lorsque la calotte glaciaire a enfoncé la Scandinavie et le Nord de la Grande Bretagne, cela a créé en périphérie un bourrelet qui s'est surélevé sur le Sud de l'Angleterre, le Nord-Ouest de la France, la

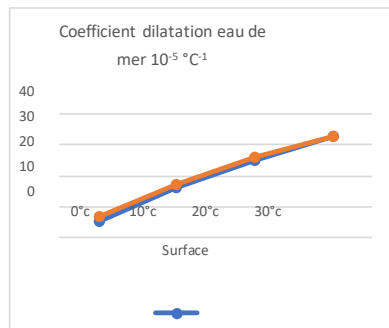


Hollande... Avec la disparition de la calotte glaciaire, on revient à l'équilibre antérieur, ces régions redescendent et le niveau marin monte. En Bretagne, il y a plusieurs vestiges de l'âge du bronze, vieux de 4 500 ans, actuellement immergés à marée haute, qui ont été construits au-dessus de la zone de marnage. Le continent s'est donc enfoncé d'environ 4 m en 4 500 ans, à 1 mm/an. Le double Cromlech d'Er Lanic, dans le Morbihan (Figure 10) en est une illustration ; le deuxième Cromlech est totalement immergé.

Figure 10 : Cromlech d'Er Lanic

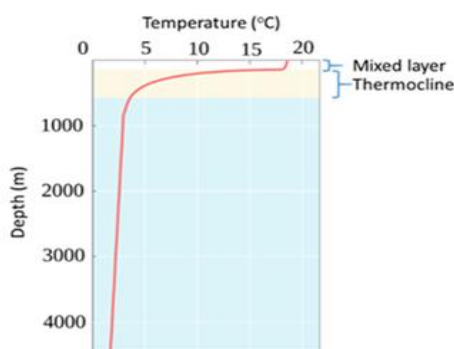
2.7 La dilatation des océans

Les Alarmistes du GIEC (Réf 4.7) ont prédit que le réchauffement climatique allait provoquer la dilatation thermique des océans et l'élévation de leur niveau. Depuis 1990, le GIEC a révisé plusieurs fois ses prévisions. Le GIEC prévoit maintenant une élévation du niveau des mers comprise entre 30 cm et 110 cm en 2100.



L'eau présente un maximum de densité à 4°C et un coefficient de dilatation négatif entre 0°C et 4°C. Mais l'eau de mer qui est salée à 35 g/kg en moyenne ne présente pas cette anomalie (Réf 4.8). Son coefficient de dilatation volumique est positif, il dépend fortement de la température et un peu de la pression dans la plage 0,1 MPa – 10 MPa ou 0 m—1000 m de profondeur (Figure 11).

Figure 11 : Coefficient de dilatation volumique de l'eau de mer



Comme nous l'avons vu précédemment, suivant le lieu, le niveau moyen des océans peut varier pour différentes raisons. L'ordre de grandeur de l'élévation mesurée est d'une quinzaine de cm lors du dernier siècle. Pendant la même période, la température des eaux de surface des océans s'est élevée de 0,6°C (Réf 4.9). Les océans étant chauffés par le haut, ils sont stratifiés ; la couche mixte supérieure la plus chaude est homogène en température car mélangée sur 100 m à 200 m par le vent, les courants et les marées (Figure 12). La dilatation de ces 200 m pour un échauffement de 0,6°C est de 2,5 cm.

Figure 12 : Profil de température de l'océan

Ensuite, dans la thermocline stratifiée, la température chute rapidement jusqu'à 4°C atteinte à 700 m de profondeur. En dessous de la thermocline, la température de l'océan dont la profondeur moyenne est de 3 800 m et maximale de 11 000 m est très stable à moins de 2°C (Réf 4.2). La température moyenne des océans est proche de 4°C. La température des fonds océaniques est stabilisée par la glace des pôles qui y impose la température de fusion de l'eau de mer de -2°C.

Aux pôles, l'eau de surface devient plus dense par refroidissement et augmentation de la salinité et plonge en profondeur en donnant naissance aux courants froids profonds. Ces courants froids remontent au niveau de l'Antarctique pour alimenter les courants chauds de surface qui s'échauffent dans les basses latitudes équatoriales (Figure 13 ci-dessous). C'est la lente circulation thermohaline aussi appelée le « tapis roulant » océanique dont un cycle dure de 1 000 à 2 000 ans. La propagation de l'échauffement de 0,6°C de la couche mixte à la thermocline est limitée : la fusion de la glace peut absorber sans échauffement beaucoup de chaleur. Les programmes de mesure des températures océaniques ATOC par la vitesse du son et ARGO par des balises ont permis d'observer des fluctuations de température mais pas d'échauffement régulier. Des erreurs systématiques de mesures ont été corrigées. ARGO évalue l'échauffement à 0,3°C par siècle sur les premiers 700 m ; sur 500 m de profondeur, un échauffement de 0,3°C conduit à une dilatation de 2,5 cm. Donc, au total, la dilatation des océans pourrait expliquer une augmentation du niveau des océans de 5 cm sur le dernier siècle.

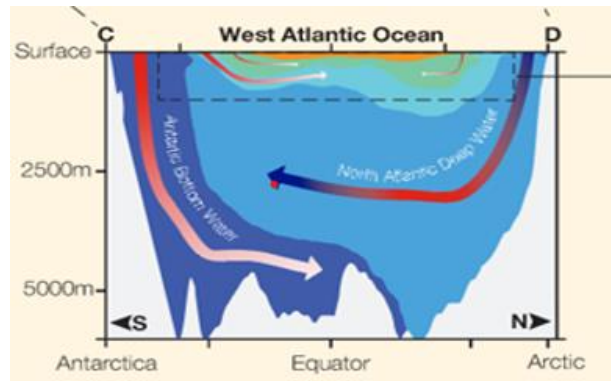
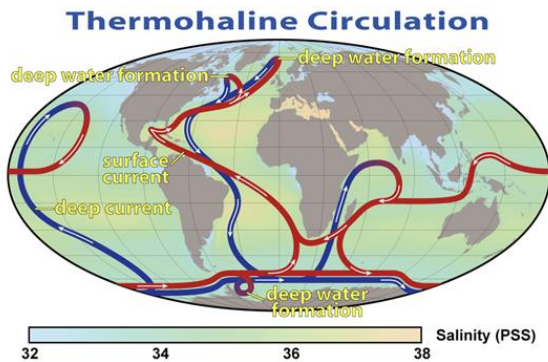
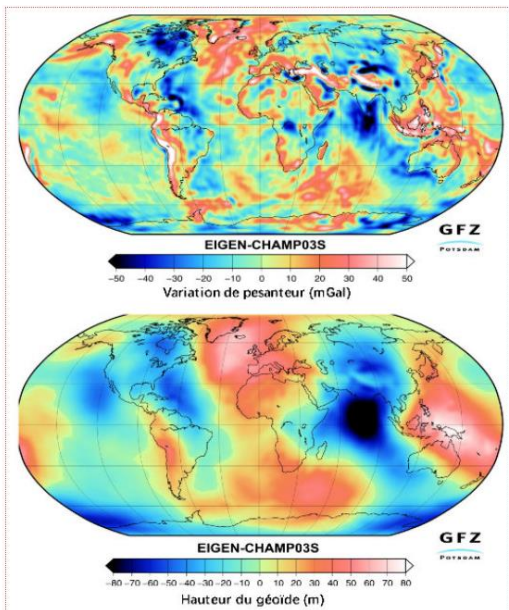


Fig13 : Le « tapis roulant » océanique. R.Simmon, NASA.
Courants chauds (rouges) en surface Courants froids (bleus) en profondeur

Si l'atmosphère s'est échauffée de 1°C et la couche supérieure des océans de 0,6°C en 100ans, on peut estimer qu'une couche supérieure des continents de 200 m d'épaisseur s'est échauffée aussi de 1°C en surface et 0,5°C en moyenne. Le coefficient de dilatation **linéaire** des roches terrestres peut être estimé à $\alpha_T \approx 10^{-5} \text{ K}^{-1}$. Un continent de 10 000 km comme l'Eurasie s'est donc dilaté horizontalement de 100 m en surface. Verticalement, le rayon de la couche supérieure des continents se dilaterait de 64 m si elle était libre. Les fonds océaniques sont stables en température et les dilatations des continents sont potentiellement significatives. Le GIEC ne semble pas avoir étudié cette question pourtant indissociable du niveau marin.

2.8 La densité et la forme des fonds marins

Le niveau de la mer est influencé par l'intensité locale de la gravité : il suit les creux, les bosses et les variations de densité des fonds océaniques (Réf 4.10). Cette surface, dont l'énergie potentielle de gravité est constante, fut appelée géoïde par Euler. Le géoïde qui passe par le niveau 0 définit la référence pour le niveau de la mer à partir duquel on évalue les variations dues aux marées, vents et courants marins.



En haut : variation de pesanteur à l'altitude 0, en milliGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$).

En bas : hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde, en mètres.

Figure14 : champ de gravité et géoïde

La Terre est proche d'une ellipsoïde d'usage plus simple que le géoïde ; la Figure 14, en bas, montre la hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde qui varie de +/- 80 m, le relief ne suivant pas les limites des continents. La Figure 14, en haut, montre le champ de gravité rapporté à l'altitude 0, sur le géoïde.

2.9 La vitesse de rotation de la Terre

La vitesse de rotation de la Terre a une influence sur le niveau des mers. La Terre elle-même est façonnée par cette rotation : son rayon aux pôles est de 6357 km et de 6378 km à l'équateur. Le système en rotation Terre-Lune perd de l'énergie mécanique, en particulier par dissipation dans les marées. En conséquence, la Terre tourne de moins en moins vite et la Lune s'éloigne ; la durée du jour augmente de 2 ms par siècle.

3. Conclusion

La surface des océans est très fluctuante car les forces qui la façonnent sont multiples. Le comportement des océans est bien compris et donc accessible à la modélisation localement lorsque la côte et les fonds marins sont bien caractérisés ; toutefois, une modélisation globale est hors de portée. C'est la raison pour laquelle des efforts importants de caractérisation et de mesures sont encore nécessaires. Nous verrons dans un prochain article les moyens de mesure mis en œuvre, leurs résultats et leurs incertitudes et les discussions scientifiques qui se poursuivent.

4. Références

- 4.1 Sea-Level Science D.Pugh & P.Woodworth University of Liverpool Cambridge 2014
- 4.2 Roger Williams University Paul Webb rwu.pressbooks.pub Introduction to oceanography
- 4.3 G.Bessero Marée Cours SHOM 1985
- 4.4 National Oceanography Centre Highest Tides for 18,6 years 2015 Vidéo Kevin Horsburgh University of Liverpool
- 4.5 La fonte des glaces et l'élévation du niveau marin. G.Delaygue CNRS Lyon 2001
- 4.6 Les plages soulevées de Scandinavie et du Canada, conséquences du rebond post-glaciaire Pierre Thomas Laboratoire de Géologie de Lyon / ENS Lyon 2015
- 4.7 Intergovernmental Panel on Climate Change 2013 Working Group 1 contribution to Assessment Report 5
- 4.8 Thermodynamic properties of sea water Rainer Feistel Leibniz Institute 2015
- 4.9 Fonte des glaces, dilatation thermique de l'eau et montée du niveau marin. P.Thomas ENS Lyon 2004
- 4.10 La Terre ellipsoïdale ? Les ellipsoïdes et le géoïde F.Chambat ENS Lyon 2019