

Les caprices des marées

BERNARD SIMON

Contrairement à une idée reçue, les marées ne sont pas des phénomènes périodiques. Grâce aux mesures recueillies par les marégraphes et par les satellites, elles sont désormais modélisées avec précision.

On consulte les annuaires des marées comme des annuaires téléphoniques, pourtant les marées constituent un véritable casse-tête. D'un port à l'autre, à quelques kilomètres de distance, les amplitudes varient parfois de plusieurs mètres. À travers le monde, les différences sont encore plus marquées : la marée atteint une hauteur de 16 mètres dans la baie de Fundy, au Canada, tandis qu'elle est imperceptible en mer Noire. Même en plein océan Atlantique, il existe des points où le niveau de la mer ne fluctue jamais ! Les origines astronomiques des marées (l'influence de la Lune et du Soleil) sont connues depuis longtemps, mais des paramètres terrestres, tels le relief des fonds sous-marins, la profondeur de la mer, le profil des côtes notamment, compliquent le phénomène.

Le niveau des mers croît et décroît au cours de la journée, mais aussi au cours des siècles. Au dernier maximum glaciaire, il y a environ 20 000 ans, le niveau moyen des mers était sans doute situé 120 mètres au-dessous de celui d'aujourd'hui. Des marégraphes, situés le long des côtes, mesurent en continu le niveau de la mer, par exemple depuis le XVIII^e siècle à Brest ; on connaît ainsi son évolution moyenne sur de longues périodes. D'après les séries de mesures disponibles, le niveau moyen de la mer s'élèverait en de nombreux sites côtiers, mais il serait hasardeux d'en tirer une conclusion applicable à tous les océans. Aujourd'hui, techniques spatiales, marégraphes numériques et ordinateurs ultra-puissants, tout est mis en œuvre pour le suivi et la prévision de l'évolution du niveau des mers.

La légende des marées

Avant notre ère, les marées, décrites par des voyageurs lointains, tel le Grec Pythéas, étaient souvent considérées comme des légendes ou, du moins, comme des phénomènes exagérés ! Avant Newton et la théorie de la gravitation, les marées ont parfois donné lieu à des interprétations hasardeuses, voire farfelues. Toutefois, dès le début de notre ère, Pline l'Ancien fit une description correcte des marées, qui établit le lien avec le mouvement apparent de la Lune.

Sur les côtes européennes de l'Atlantique et de la Manche, la marée se manifeste comme une variation de la hauteur d'eau entre un minimum, la basse mer, et un maximum, la

VARIATION
DU NIVEAU
MOYEN DES MERS

23

22

21

20

19

18

17

16

15

14

13

12

11

10

9

8

7

6

5

4

3

2

1

0

-1

-2

-3

-4

-5

-6

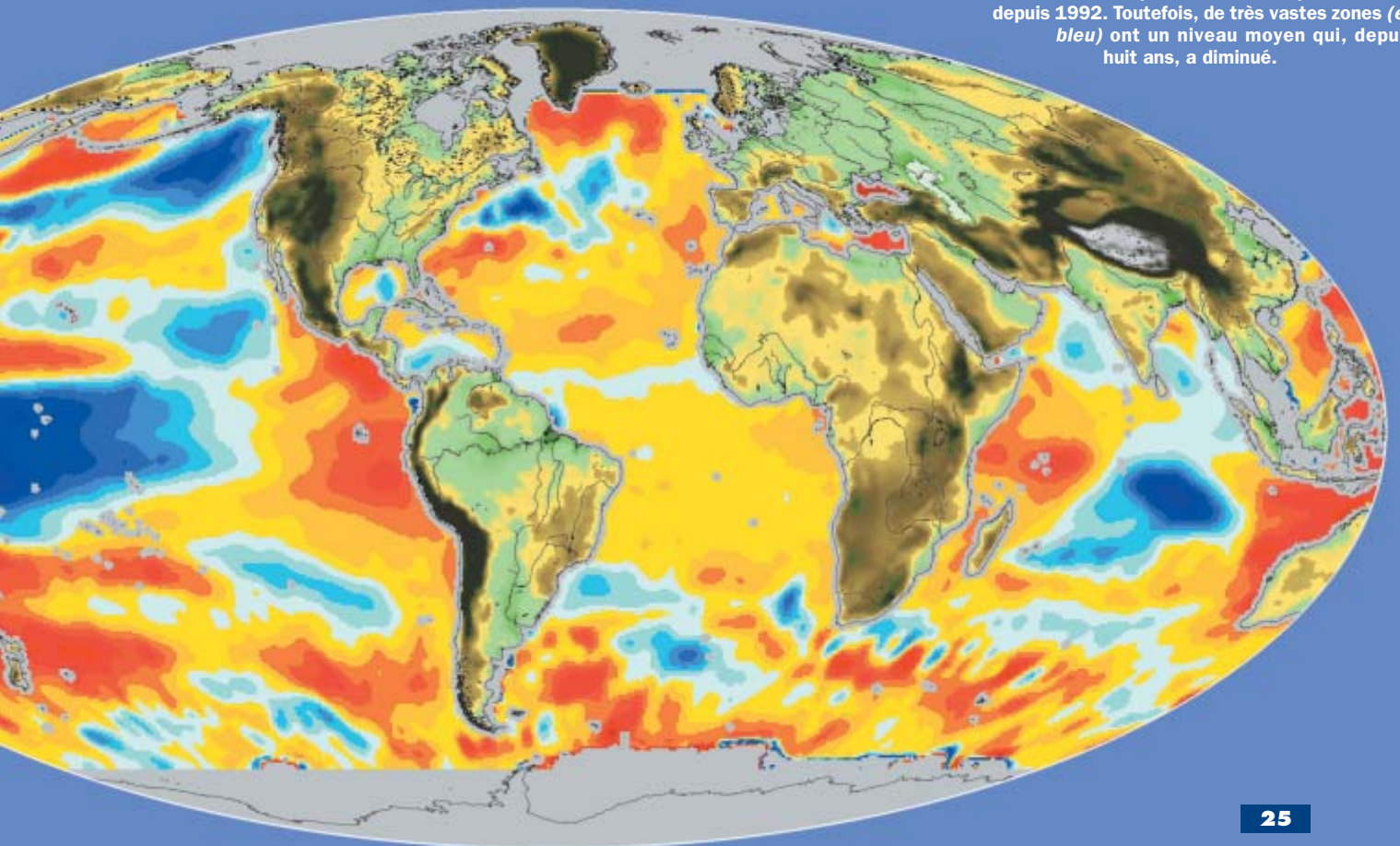
-7

en fond : © W. Manning/Stock Market, ci-contre : LEGOS

MM/AN



1. LE NIVEAU MOYEN DES MERS AUGMENTE (en rouge), d'après les mesures effectuées par le satellite *Topex-Poséidon* depuis 1992. Toutefois, de très vastes zones (en bleu) ont un niveau moyen qui, depuis huit ans, a diminué.



pleine mer. Les maxima (ou les minima) se succèdent toutes les 12 heures et 25 minutes en moyenne. La marée est provoquée par l'attraction gravitationnelle de la Lune, mais la pleine mer a toujours un retard sur la culmination de la Lune, c'est-à-dire sur le moment où la hauteur de la Lune au-dessus de l'horizon est maximale. Ce retard, presque constant, diffère d'un point à l'autre, mais, à un endroit donné, il s'écarte assez peu d'une valeur moyenne, que les marins nomment établissement moyen.

Au premier abord, la marée se manifeste comme une variation cyclique de la hauteur d'eau. La Lune tourne autour de la Terre dans le même sens de rotation que celle-ci, et on définit le jour lunaire comme l'intervalle entre deux passages de l'astre par le plan méridien d'un lieu (le plan méridien est le plan qui contient l'axe de rotation de la Terre et la verticale au-dessus de l'observateur). Le jour lunaire est un peu plus long que le jour solaire, de 50 minutes environ : si la Lune se situe au-dessus d'un point terrestre à midi, le lendemain, elle ne s'y trouvera qu'à midi et 50 minutes (environ). Ainsi, chaque jour, la pleine mer a lieu approximativement 50 minutes plus tard que le jour précédent (de même que la basse mer).

L'amplitude des marées subit aussi des variations cycliques entre des maxima, nommés vives-eaux, et des minima, nommés mortes-eaux, qui se succèdent tous les 14 à 15 jours, au rythme des demi-lunaisons. Les vives-eaux ont toujours lieu après une durée nommée l'âge de la marée, qui suit une pleine Lune ou une nouvelle Lune, événements astronomiques regroupés sous le nom de syzygies, lors desquels la Terre, la Lune et le Soleil sont situés dans le même plan méridien. Dans cette configuration où la Lune et le Soleil sont en conjonction ou en opposition par rapport à la Terre, les forces d'attraction de la Lune et du Soleil respectivement s'ajoutent ou se retranchent. L'âge de la marée est, comme l'établissement moyen, différent d'un point à l'autre, mais il est à peu près constant en un lieu donné.

Grâce à l'âge de la marée, on prévoit les horaires des vives-eaux et des mortes-eaux, car les jours de syzygie, les pleines mers et les basses mers ont lieu approximativement à la même heure. Ces jours-là, le Soleil et la Lune sont dans le même plan méridien. Lorsque le Soleil passe dans le plan méri-

dien de l'observateur, il est midi solaire (lorsque le Soleil est sur le plan méridien supérieur) ou minuit solaire (lorsque le Soleil est sur le plan méridien inférieur). Donc la pleine Lune ou la nouvelle Lune ont aussi lieu à midi ou à minuit, soit à zéro heure solaire. Or, la pleine mer a lieu, comme on l'a vu, avec un retard à peu près constant (égal à l'établissement moyen) sur le passage de la Lune. Ainsi, en additionnant le retard par rapport au passage de la Lune (l'établissement moyen) et celui spécifique à la pleine Lune ou à la nouvelle Lune (l'âge de la marée) à zéro heure solaire, on obtient l'heure (en temps solaire) de la pleine mer ou de la basse mer un jour de vives-eaux.

Une ou deux marées par jour?

De nombreuses caractéristiques des marées échappent à une interprétation simple. Ainsi, les observations effectuées le long des côtes qui nous sont familières ne sont pas universelles. En effet, dans le monde, les marées n'ont pas toujours la même fréquence. À Brest, la marée présente deux pleines mers et deux basses mers par jour : elle est dite semi-diurne. Ce type de marée est dominant en Atlantique, mais, dans l'océan Pacifique, il est fréquent d'observer des marées de type diurne, où une seule pleine mer et une seule basse mer ont lieu par jour, comme à Udaça en Sibérie. Il existe aussi des marées semi-diurnes dites à forte inégalité diurne, comme à San Diego, en Californie, où les pleines mers et les basses mers ont des amplitudes très différentes au cours d'une même journée et, enfin, des marées mixtes, parfois diurnes, parfois semi-diurnes.

Dans l'Atlantique, lorsque des types de marées différents du semi-diurne dominant apparaissent, par exemple à l'Est de Terre-Neuve ou au voisinage des Antilles, la partie semi-diurne disparaît presque et laisse apparaître la composante diurne, pourtant très faible. Les deux composantes diurnes et semi-diurnes (nous reviendrons sur leur origine) coexistent plus ou moins dans toutes les marées. Une marée qualifiée de semi-diurne, comme celle de Brest, présente, en réalité, des inégalités diurnes.

Pourquoi une marée par jour à Udaça et deux à Brest? Un peu de théorie s'impose. La Terre, soumise à l'action gravitationnelle exercée par un

astre, subit une accélération dirigée vers l'astre, telle que, selon le principe d'équivalence, la force d'attraction est équilibrée par la force d'inertie. Cette force inertielle est la force centrifuge, appliquée en tout point de la Terre au cours de son mouvement autour du centre de masse du système composé par la Terre et par l'astre. Au centre de la Terre, cet équilibre est parfait : un observateur y serait soumis à une force nulle. Alors que la force d'inertie reste identique pour tout point de la Terre, la force d'attraction, fonction de la distance à l'astre, est variable : plus le point terrestre est proche de l'astre, plus la force est importante. La différence entre ces deux forces constitue la force génératrice de la marée (voir la figure 3).

La force génératrice atteint sa valeur maximale lorsque l'astre est au zénith (la verticale supérieure) et au nadir (la verticale inférieure). En revanche, lorsque l'astre se trouve à l'horizon, la force est minimale. La Lune est le moteur principal de la force génératrice de marée, la part du Soleil est légèrement inférieure à la moitié de celle de la Lune, et celle des planètes est négligeable. En calculant la force génératrice grâce à la construction dite de Proctor et en étudiant ses variations au cours de la rotation de la Terre autour de son axe polaire, on met en évidence les différents types de marées (voir l'encadré de la page 29), en fonction de la latitude de l'observateur et de la déclinaison de l'astre (l'angle entre la direction de l'astre et le plan de l'équateur). Cette construction géométrique fait apparaître les deux périodes fondamentales effectives

2. TOUTES LES MARÉES DU MONDE N'ONT PAS LA MÊME PÉRIODE. Quatre types majeurs de marées existent dans le monde : le type «semi-diurne», comme à Brest, présente deux pleines mers et deux basses mers par jour ; le type «diurne», par exemple à Udaça en Sibérie, n'a qu'une pleine mer et qu'une basse mer par jour ; et le type «semi-diurne à forte inégalité diurne», comme à San Diego, en Californie, avec des pleines mers ou des basses mers de hauteurs très différentes au cours d'une même journée. D'autres marées sont mixtes (semi-diurnes et diurnes, en alternance). Le type semi-diurne (en bleu) domine dans l'Atlantique et le type semi-diurne à inégalité diurne, dans le Pacifique (en vert). Les marées sont variées dans l'océan Indien. Partout, on trouve des marées diurnes (en rouge) et des marées mixtes (en jaune). Les amplitudes des marées dans l'Atlantique, le Pacifique et l'océan Indien varient sans lien avec le type de marée des plus faibles (en vert foncé) aux plus fortes (en rouge).

vement observées, diurne et semi-diurne, qui, en se superposant, sont à l'origine de tous les types de marées.

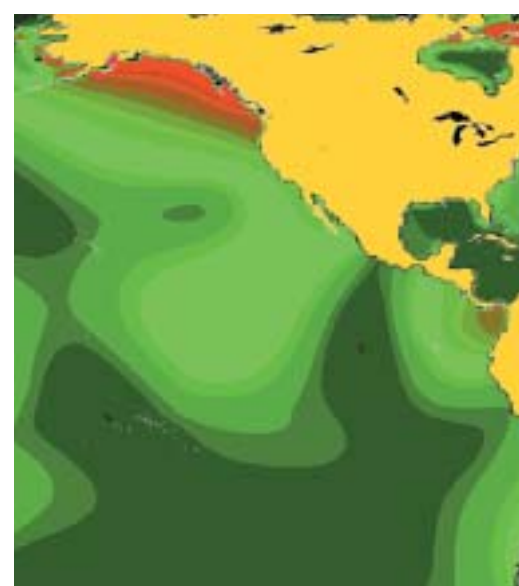
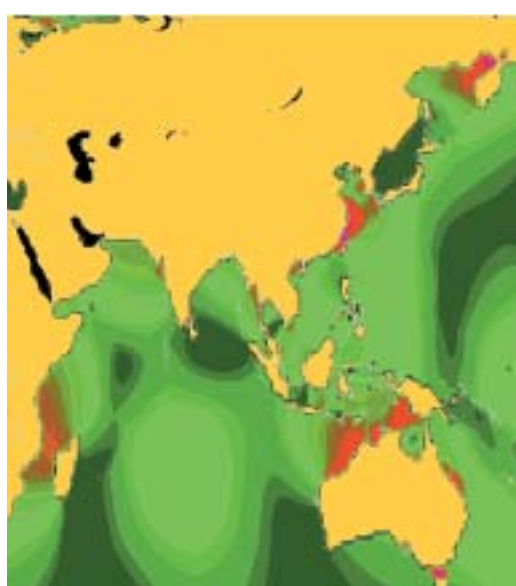
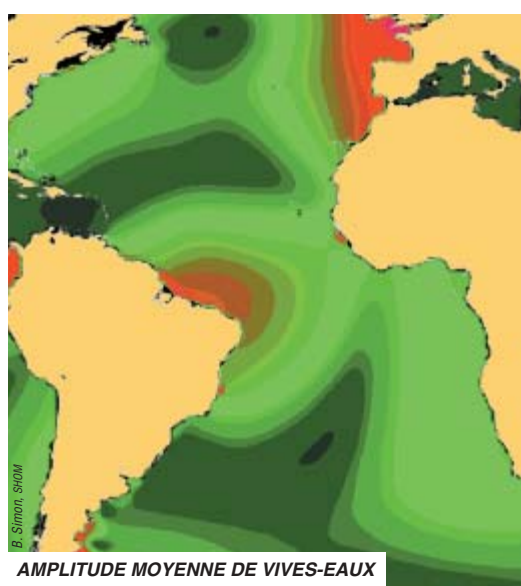
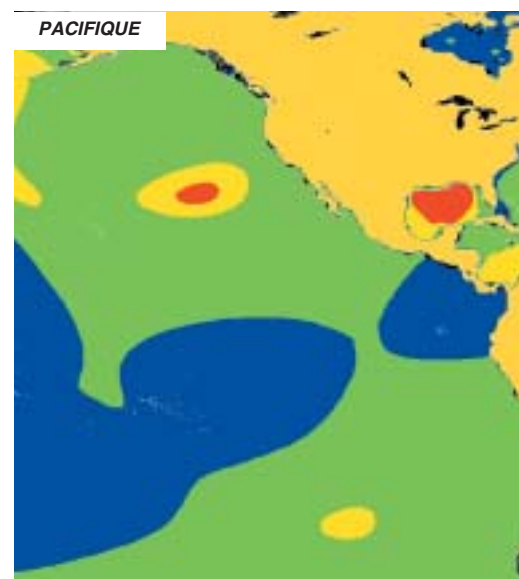
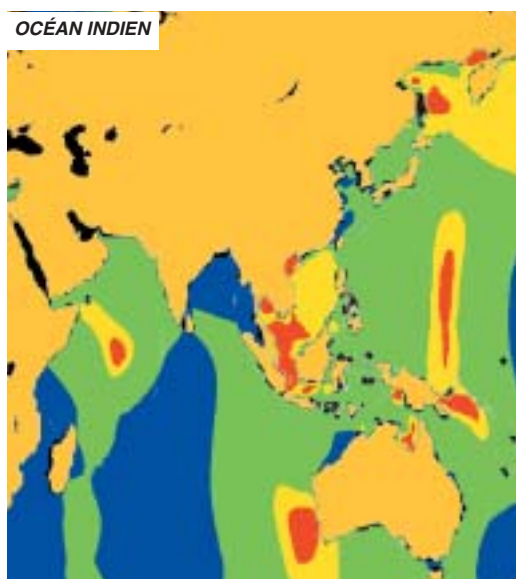
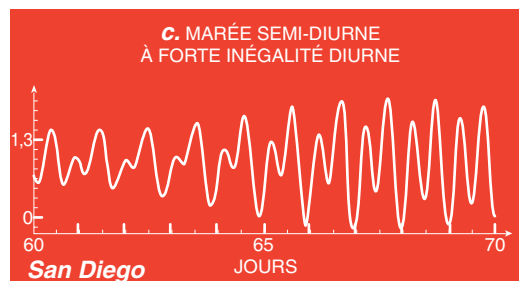
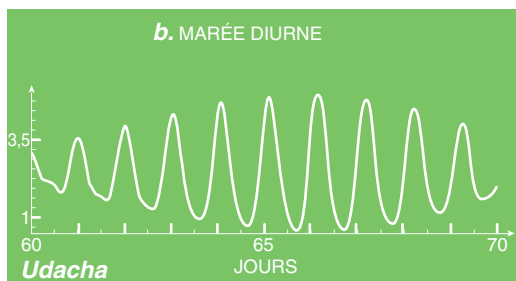
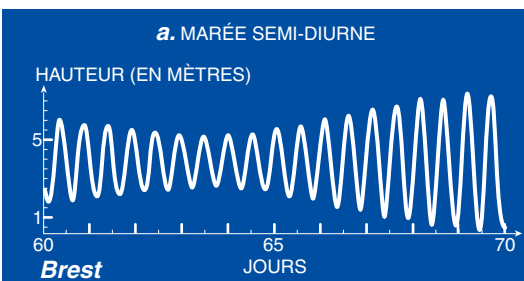
Les marées ne sont pas périodiques

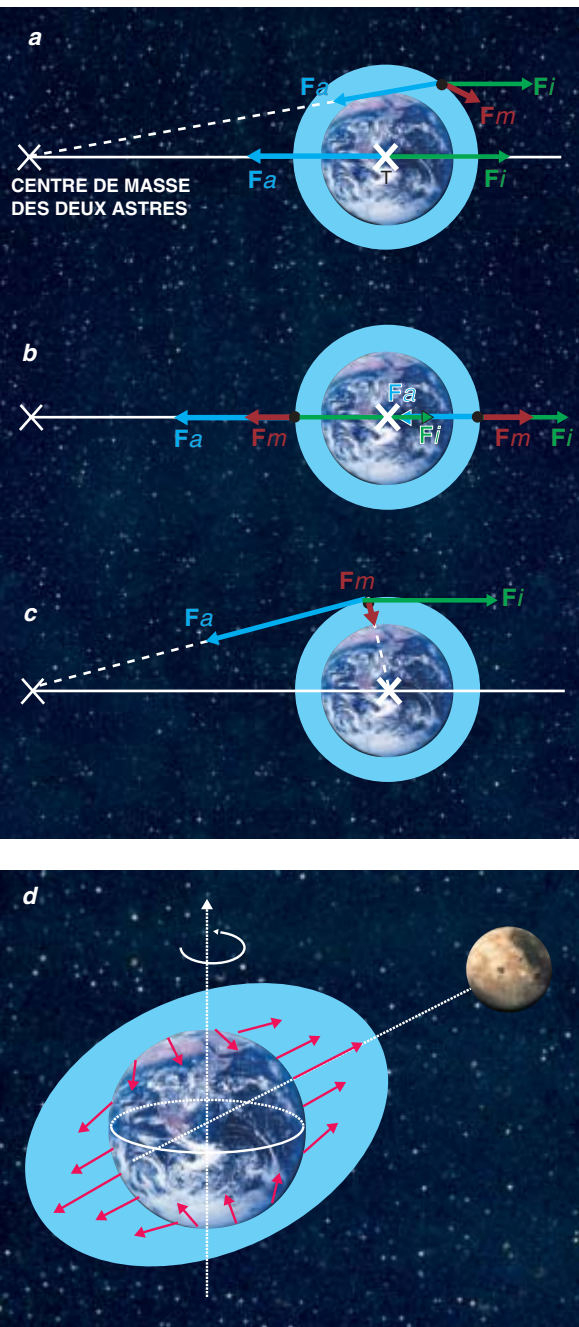
Étudions désormais les variations de la force génératrice de marée en fonction des mouvements réels des astres (la Lune et le Soleil). Les choses se compliquent ! La force génératrice présente des variations très subtiles, tant

les mouvements relatifs de la Terre, de la Lune et du Soleil sont complexes (voir la figure 4). Ces mouvements n'ont pas de solution analytique, mais peuvent toutefois être décrits à l'aide de cinq paramètres indépendants : la période de révolution de la Lune (27,32158 jours) ; la période de révolution du Soleil (365,24219 jours) ; la période de révolution du périégée lunaire (8,84753 ans) ; la période de révolution des nœuds de la Lune (18,61336 ans) ; et la période de révolution du périégée

solaire (209,36 siècles). À ces périodes, on ajoute la période de rotation de la Terre, de 24 heures (en moyenne).

Considérons un observateur terrestre qui suit les mouvements apparents de la Lune et du Soleil, supposés situés sur une sphère éloignée, telle que leur direction est considérée comme constante d'un point à l'autre de la Terre. Les périodes de la Lune et du Soleil n'étant pas égales, l'angle entre leurs plans méridiens varie de façon continue. Lorsqu'il est nul ou





3. LA FORCE GÉNÉRATRICE DES MARÉES est la résultante de la force d'attraction F_a et de la force d'inertie F_i (a). La Terre, soumise à l'action gravitationnelle d'un astre, subit une force d'attraction F_a compensée par la force d'inertie F_i (la force centrifuge) en tout point du Globe. Au centre de la Terre, les deux forces se compensent exactement. À la surface, la force d'attraction l'emporte lorsque l'astre est au-dessus de l'horizon. En revanche, la force d'inertie, identique en tout point, est supérieure lorsque l'astre est au-dessous. La force génératrice F_m des marées est maximale lorsque l'astre se trouve au zénith et au nadir (b). Elle est minimale lorsqu'il se trouve à l'horizon (la direction de l'astre fait un angle de 90 degrés avec la verticale au point d'observation) (c). Au final, à un instant donné, la répartition de la force génératrice des marées en tout point de la Terre a une forme de bourrelets (d).

égal à 180 degrés, la situation correspond à la syzygie d'après la construction de Proctor : les forces génératrices de la marée provoquées par le Soleil et la Lune s'ajoutent et engendrent une force résultante qui est, comme nous l'avons vu, maximale.

L'amplitude de la force varie au rythme des lunaisons, mais d'autres périodes jouent également un rôle. La composante semi-diurne est maximale lorsque l'astre passe dans le plan de l'équateur : s'il s'agit du Soleil, la situation correspond à l'équinoxe de printemps ou d'automne. Quand la Lune se trouve également au voisinage de l'équateur lors des équinoxes, le maximum de la force génératrice est encore plus élevé. Ce sont les grandes marées d'équinoxe. Deux configurations peuvent contribuer à augmenter encore ce maximum : quand le périhélie lunaire et quand le nœud ascendant approchent le plan de l'équateur (les périhélie sont, sur les orbites, les points orbitaux les plus proches de la Terre et les nœuds sont les intersections de l'orbite de la Lune et de l'écliptique. Le nœud ascendant est l'intersection dans le sens Sud-Nord et le nœud descendant dans l'autre sens).

Parmi les cinq paramètres utilisés pour décrire les mouvements de la Lune et du Soleil, la période de révolution du périhélie lunaire est voisine de la moitié de celle du nœud ascendant. Cette propriété est probablement à l'origine de l'opinion très répandue, mais fautive, que la période des nœuds lunaires constitue une période de la marée. Certes, une configuration des positions relatives du périhélie et du nœud lunaire se retrouve environ tous les 18,61 ans, simplement décalée de 37 degrés. Toutefois, ce décalage augmente à chaque révolution du nœud lunaire, et il faut attendre près de 180 années pour retrouver une configuration voisine. En fait, aucun des cinq paramètres qui décrivent les mouvements des astres n'a de période commune. Les périodes des événements astronomiques en jeu dans les marées sont incommensurables deux à deux. Par conséquent, et contrairement à une idée reçue, la force génératrice de marée n'est pas périodique, et la marée elle-même n'est donc pas un phénomène strictement périodique ! Les marées ne reviennent pas avec la régularité d'un métronome, mais de cinq à la fois qui, chacun battant à un rythme différent, se superposeraient de façon complexe.

Grâce à la description des mouvements des astres, on explique certaines

caractéristiques des marées, telle l'apparition des maxima, mais d'autres, telles les variations de l'amplitude d'un point à l'autre dans l'océan, échappent encore à cette explication. Elles semblent indépendantes de la répartition géographique de la force génératrice à la surface du Globe. En effet, la force génératrice ne représente pas le déplacement réel des masses d'eau océaniques. La surface océanique a, comme nous allons le voir, un comportement très différent.

Des ondes sur la mer

En 1775, soit près d'un siècle après les travaux de Newton, Laplace (1749-1827) introduisit le potentiel générateur de la marée dans une théorie présentée à l'Académie Royale des sciences. Il développa ensuite cette idée et l'exposa en 1799 dans son *Traité de mécanique céleste*. Il fut le premier à traiter la marée comme un problème de mouvement de masses d'eau, et non plus comme un problème statique. Les équations hydrodynamiques formulées par Laplace restent à l'origine de tous les développements ultérieurs et elles permirent d'établir une formule dite de Laplace, applicable aux prévisions. Cette formule s'appuie sur deux principes : les masses d'eau soumises à une force périodique oscillent avec une période identique à celle de la force qui engendre les oscillations (principe des oscillations forcées) ; le mouvement global d'un système soumis à de petites forces est égal à la somme des mouvements élémentaires (principe de la superposition des petits mouvements). En bref, ces principes posent l'hypothèse de la linéarité de la réponse des océans à la force génératrice de marée. Laplace admet que, puisque la force génératrice de marée peut être décomposée en forces périodiques élémentaires, la marée elle-même peut être décomposée en oscillations de mêmes périodes.

Selon le point de vue de Laplace, toujours valide aujourd'hui, sous l'action de la force génératrice de marée, des ondes sont engendrées et diffusées à travers les océans. Ces ondes se propagent à des vitesses qui dépendent de la profondeur. Comme toutes les ondes, elles sont réfléchies, réfractées ou dissipées en fonction des conditions de propagation du milieu. Elles peuvent interférer entre elles, renforcer ou, au contraire, atténuer certaines fréquences. La marée observée en un point est le résultat de la superposition de toutes ces ondes élémentaires, qui arrivent de

tous les points des océans et qui, chacune sur leur trajet, ont rencontré des conditions de propagation différentes.

Quand on représente les points de l'océan où la pleine mer est atteinte à la même heure, des lignes apparaissent, nommées lignes cotidales (voir la figure 5). Elles se coupent en des «points amphidromiques». Les ondes de marées tournent autour de ces «nœuds», qui correspondent à une amplitude quasi nulle des marées. Dans l'océan, il existe des points où la marée est presque nulle, bien que la Lune y exerce une force d'attraction comme en tout point de la Terre. Cette description est très éloignée du schéma simpliste, qui décrit les marées comme des bourrelets liquides en direction de la Lune.

L'hypothèse de linéarité proposée par Laplace s'applique très bien aux marées observées par grande profondeur, lorsque la hauteur d'eau est très

supérieure à la dénivellation due aux marées. En revanche, près des côtes, la proximité du fond a deux effets notables : d'une part, l'écoulement turbulent près du fond provoque une dissipation d'énergie assimilable à un frottement ; d'autre part, la vitesse de l'onde de marée augmentant avec la profondeur, l'onde de marée se déplace plus vite lors des pleines mers que lors des basses mers. Ces phénomènes hydrauliques complexes déforment la courbe de marée près des côtes, et la réponse de la mer à la force génératrice n'est plus linéaire. La bathymétrie prend alors beaucoup d'importance, et des combinaisons de fréquences fondamentales apparaissent au cours de la propagation dans les zones de faible profondeur. Les prévisions précises de la marée se sont longtemps heurtées à cette difficulté. La méthode dite harmonique la résout : elle consiste à développer la force géné-

ratrice en composantes harmoniques élémentaires. Elle a été mise au point grâce aux travaux de l'école britannique initiée par lord Kelvin, puis développée jusqu'à fournir une méthode universelle de prévision des marées. Elle s'appuie sur une formulation théorique dont certains paramètres restent à déterminer expérimentalement, par l'analyse, dite harmonique, des observations issues des marégraphes. Les paramètres locaux sont suffisamment précis pour les prévisions usuelles, à condition que les mesures soient enregistrées sur de longues durées, pendant une année au moins pour des marées dont l'amplitude est comparable à celles des côtes françaises de la Manche ou de l'Atlantique. Cette méthode présente l'inconvénient de ne permettre des prévisions que où existent des observatoires de marées (le long des côtes ou en mer, lors de campagnes de mesures).

LA CONSTRUCTION DE PROCTOR

La force génératrice des marées est représentée en tout point grâce à la règle dite de Proctor. Elle donne la direction et le module relatif de la force génératrice en tout point M de la Terre. Les différents types de marées (diurne, semi-diurne, semi-diurne à forte inégalité diurne) trouvent leur origine dans les variations de la force génératrice, en fonction de la latitude φ de l'observateur M et la déclinaison δ de l'astre (l'angle entre sa direction et l'équateur) quand la Terre tourne sur elle-même. La construction est simple. Le point P est la projection de M sur la direction de l'astre qui passe par le centre de la Terre T . D'après des considérations géométriques et en supposant que la distance de l'astre (la Lune ou le Soleil) est suffisamment grande pour que sa direction soit considérée comme fixe vue de tout point de la Terre, le point F se positionne sur cette même droite de telle sorte que $TF = 3 \times TP$. Le vecteur MF représente la force génératrice F_m de la marée au point M . Lorsque la Terre tourne sur elle-même, le point M passe par les points M_1, M_2, M_3 à différents moments d'une journée (M_1 et M_3 sont par exemple décalés de 12 heures).

a) Marée semi-diurne à inégalité diurne

La force génératrice F_m est maximale quand M se situe en M_1 . Quand la Terre tourne sur elle-même, F_m diminue. Elle est minimale en

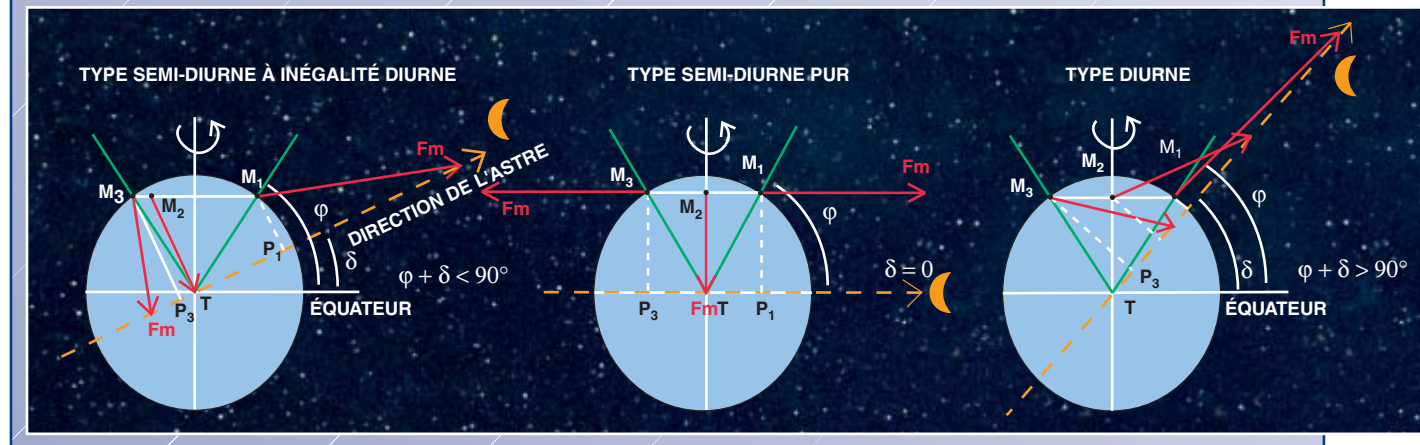
$M = M_2$ (F_m est dirigée vers T), puis augmente à nouveau pour atteindre un deuxième maximum, dit maximum secondaire (en M_3). Elle décroît ensuite jusqu'au minimum M_2 , et augmente jusqu'à la position M_1 initiale. Au final, en 24 heures, F_m présente deux maxima de module différent : la marée est de type semi-diurne à inégalité diurne. C'est le cas dans les zones géographiques situées hors de l'équateur, à une latitude telle que la somme de la latitude et de la déclinaison soient inférieures à 90 degrés.

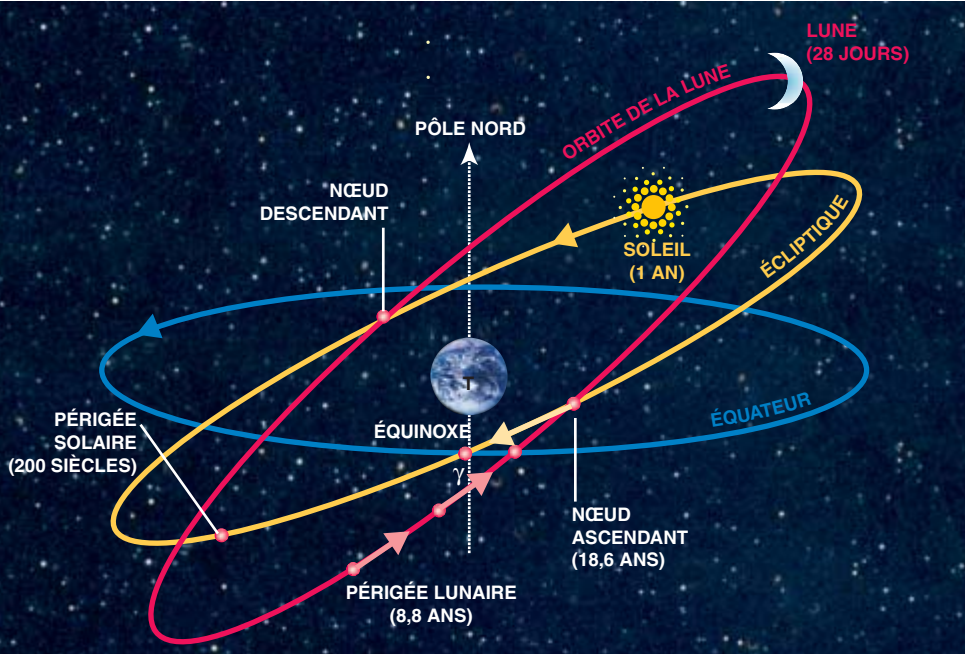
b) Marée semi-diurne pure

La force génératrice F_m présente aussi deux maxima par jour, mais le maximum secondaire en M_3 est de même valeur qu'en M_1 . Le même jour, les marées ont la même amplitude : elles sont de type semi-diurne «pur», ce qui se produit quand l'astre est situé dans le plan de l'équateur ($\delta = 0$).

c) Marée diurne

La force génératrice F_m est maximale en M_1 . Elle diminue de façon continue jusqu'à M_3 , puis elle augmente à nouveau. En 24 heures, F_m n'est passée que par un seul maximum : il y a une seule marée par jour. Ce cas concerne les régions telles que la somme de la latitude et de la déclinaison soient supérieures à 90 degrés.





4. LA LUNE ET LE SOLEIL SONT RESPONSABLES DES MARÉES (la part du Soleil étant inférieure à la moitié de la force engendrée par la Lune). Les mouvements apparents sont représentés par rapport à un observateur terrestre fixe central. L'orbite de la Lune, celle du Soleil (nommée écliptique) et le plan de l'équateur sont représentés par des ellipses. L'intersection de l'écliptique et de l'équateur, nommée le point vernal, correspond au passage du Soleil de l'hémisphère Sud à l'hémisphère Nord au moment de l'équinoxe de printemps. Les nœuds, ascendant dans le sens Sud-Nord et descendant sinon, sont situés aux intersections de l'orbite de la Lune et de l'écliptique. Les périgées sont, sur les orbites, les points les plus proches de la Terre. Leurs mouvements apparents provoquent des marées plus ou moins importantes, dont les amplitudes fluctuent avec des périodes complexes, combinaisons de cinq périodes de révolution différentes (celles de la Lune, du Soleil, du périgée lunaire, solaire et des nœuds de la Lune). Par exemple, les marées ont des amplitudes maximales aux nouvelles Lunes et aux pleines Lunes, aux équinoxes, et quand le périgée lunaire et le nœud ascendant approchent le plan de l'équateur. Comme les périodes sont incommensurables deux à deux, les marées ne sont pas des phénomènes périodiques.

Une approche globale des marées

Une approche plus ambitieuse que la méthode harmonique consiste à résoudre directement le problème physique de la formation et de la propagation des ondes de marée dans leur milieu. Les pionniers de cette méthode sont D. Bernoulli, W. Whewell, H. Poincaré et J. Harris. Compte tenu de la complexité de la bathymétrie et du profil de côtes, il n'était pas envisageable d'obtenir des solutions exactes sans de puissants moyens de calcul. Des solutions analytiques ont néanmoins été trouvées qui expliquent à grands traits la propagation de la marée dans des bassins océaniques et qui rendent compte de l'existence de points amphidromiques.

La résolution pratique des équations de l'hydrodynamique pour les ondes de marée n'a été possible qu'à partir des années 1970. La méthode consiste à découper le domaine étudié (une partie de l'océan) en éléments à géométrie simple, nommés mailles, et à leur appliquer deux principes fondamentaux : le principe de conservation et le principe fondamental de la dynamique. D'après le principe de conservation, la varia-

tion de la hauteur d'eau dans une maille résulte de la différence entre la quantité d'eau qui y entre et celle qui en sort. Cette différence dépend des courants qui traversent les bords des mailles. Le principe fondamental de la dynamique indique que les variations de vitesse des courants dans une maille dépendent des forces extérieures qui s'exercent sur la colonne d'eau contenue dans la maille. Ces forces sont de trois types : les forces de pression dues aux différences de hauteurs d'eau entre les mailles voisines, la force de Coriolis due à la rotation de la Terre qui tend, dans l'hémisphère Nord, à infléchir la direction du courant vers la droite, et les forces de freinage, assimilables à des frottements au voisinage du fond et des parois des mailles.

Toutes les mailles sont interdépendantes, et le problème est résolu de façon globale. Les mouvements n'existent qu'à condition d'être induits par un «moteur», constitué ici par la force génératrice et la marée aux bords du domaine étudié. En pratique, le choix de la dimension des mailles est fondamental : plus elle est petite, plus la résolution est élevée. En contrepartie, plus les mailles sont petites, plus les calculs sont longs.

Aujourd'hui, un des défis majeurs consiste à améliorer la connaissance des profondeurs. Il serait illusoire d'améliorer la résolution d'un modèle si la description du milieu n'était pas réalisée à une échelle équivalente. De ce point de vue, les cartes marines sont peu aptes à fournir une bathymétrie adaptée à la modélisation. Elles font ressortir les éléments qui intéressent la sécurité de la navigation, les reliefs susceptibles de présenter un danger sont accentués, ce qui peut fausser la représentation des fonds. D'autre part, de nombreuses régions du Globe ne sont pas encore hydrographiées. En 1995, nous avons entrepris de constituer une base de données bathymétriques sous forme numérique, qui améliore la modélisation numérique de la marée.

D'importants progrès ont aussi été réalisés grâce aux mesures par satellites. Les techniques spatiales ont suscité un regain d'intérêt pour la modélisation des marées dans les océans. L'altimétrie satellitaire est fondée sur le principe du radar. La technique consiste à mesurer le temps de parcours aller et retour d'impulsions électromagnétiques qui se réfléchissent à la surface de la mer. On en déduit la distance parcourue par les impulsions, et donc la hauteur du satellite au-dessus de la surface, avec une précision de quelques centimètres. Cette technique comporte un certain nombre de difficultés. D'abord, il faut connaître avec précision l'altitude du satellite à partir de stations situées sous sa trace. Trois techniques sont utilisées pour positionner le satellite : GPS (*Global Positioning System*, «système de positionnement global»), le système français de géodésie spatiale DORIS (*Doppler orbitography and radiolocation integrated by satellite*) ou la télémétrie laser. Ensuite, l'altimètre à bord doit être calibré en comparant le résultat de la mesure par satellite à une mesure directe par un marégraphe.

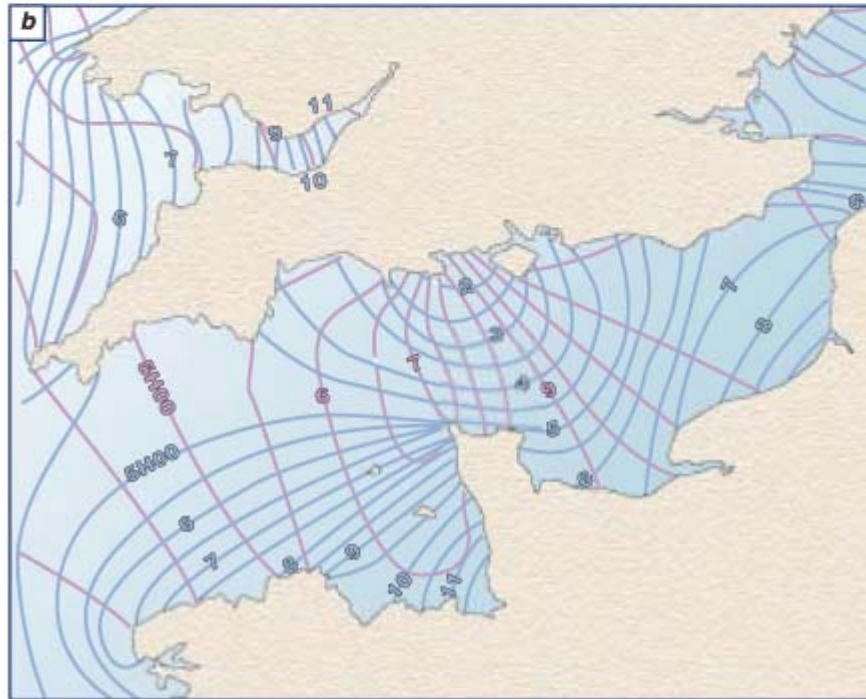
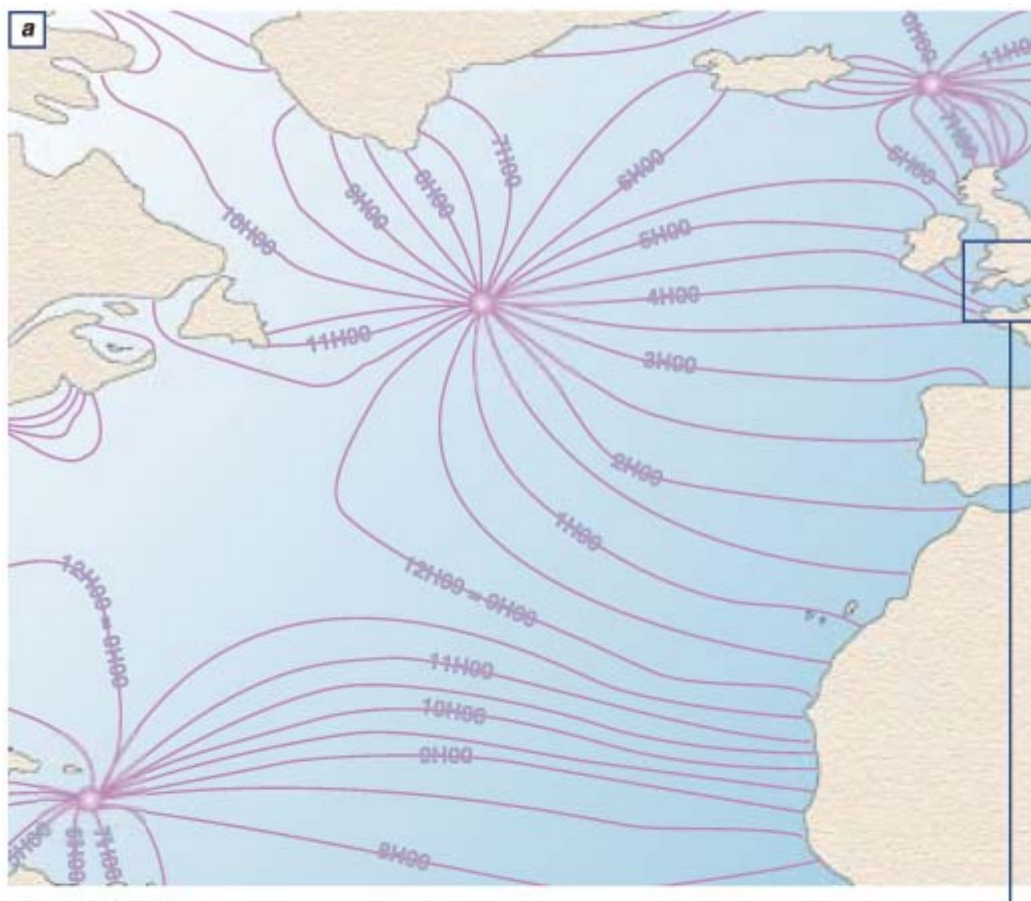
L'altimétrie satellitaire nécessite de disposer de stations marégraphiques de référence. Par ailleurs, elle ne fournit pas de données exploitables hors des traces des satellites, ni près des côtes (la trace du faisceau radar de l'altimètre sur la mer a un rayon d'une dizaine de kilomètres ; dès que le faisceau vise en partie une bande côtière, les mesures sont perturbées). Enfin, quelques jours séparent le survol d'un même point, ce qui pose des problèmes pour analyser des signaux de périodes plus courtes, tels ceux de la marée.

Le satellite *Topex-Poséidon*, lancé en 1992, utilise des altimètres radar pour effectuer des mesures du niveau de tous les océans (50 000 points mesurés par jour). Ces mesures, précises à trois centimètres près, servent à établir des cartes de topographie dynamique. Elles varient beaucoup en cours d'année et d'une année sur l'autre. Elles montrent toutefois qu'en huit ans, le niveau moyen des mers a augmenté de plus de 20 millimètres par an dans certaines régions, mais il a aussi diminué de 15 à 20 millimètres dans d'autres zones (voir la figure 1).

Les satellites apportent des progrès considérables, mais, contrairement à ce que l'on pourrait croire, ils ne vont pas remplacer les marégraphes. Au contraire, le rôle des marégraphes est renforcé pour la calibration en altimétrie et pour l'observation traditionnelle des marées. Les stations de Brest et de Marseille, sous la responsabilité du SHOM (Service hydrographique et océanographique de la Marine) et de l'IGN (Institut géographique national), font partie du réseau mondial GLOSS (*Global Sea-Level Observing System*, «système d'observation global du niveau de la mer») de surveillance du niveau de la mer. Nous entretenons le Réseau d'Observation du Niveau de la Mer (RONIM), qui regroupe, dans les principaux ports de France, des marégraphes côtiers numériques. Ils enregistrent en permanence la hauteur d'eau à l'aide d'appareils à ultrasons ou électromagnétiques, reliés par le réseau téléphonique et qui alimentent le fichier de données marégraphique du SHOM, à Brest.

La station marégraphique de Brest enregistre le niveau de la mer de façon quasi continue depuis le début du XIX^e siècle. Elle constitue une référence mondiale pour l'étude des évolutions à long terme. Le site de Marseille est également intéressant. En 1882, l'IGN y a installé un marégraphe pour déterminer le niveau moyen de la mer en Méditerranée, destiné à servir de référence pour les altitudes terrestres en France ; le marégraphe fonctionne toujours.

Les niveaux moyens annuels varient beaucoup en fonction de paramètres météorologiques (la force des vents, les champs de pression, etc.) et des courants océaniques. Les fluctuations sont si importantes que les durées d'enregistrement doivent atteindre un siècle pour que l'on puisse détecter une évolution à long terme. D'après les



5. L'ATLANTIQUE NORD (a) PRÉSENTE TROIS POINTS FIXES, où l'amplitude des marées est presque nulle. Ces «nœuds» se situent aux intersections des lignes dites cotidales (*en rose*), où la pleine mer est atteinte au même instant. Les ondes de marées tournent autour de ces points amphidromiques. Dans l'Atlantique Nord-Est, les ondes de marée progressent du Sud au Nord. Dans la Manche (b), où l'on ne trouve pas de points amphidromiques, les lignes cotidales (*en rose*) progressent d'Ouest en Est, signe que les ondes de marée se propagent dans cette direction (alors que les mouvements apparents de la Lune et du Soleil s'effectuent en sens inverse). Elles résultent d'une réfraction des ondes de l'Atlantique Nord sur le talus continental. Par ailleurs, d'après les lignes d'égaux hauteurs d'eau (*en bleu*), l'amplitude des marées varie beaucoup entre le Nord et le Sud de la Manche.



Thomas Pignatelli

La croûte terrestre descend-elle?

La croûte terrestre n'est pas stable ; elle est soumise à des déformations élastiques dues à la force génératrice de marées qui s'exerce aussi sur la croûte (elle provoque des «marées terrestres»), à des déformations locales induites par les marées océaniques (la surcharge océanique) et à des mouvements d'origine sismique ou tectonique. Les marégraphes ne détectent pas ces mouvements verticaux de la croûte terrestre. Par conséquent, nous devons mesurer soit les élévations de la croûte terrestre, soit les variations du niveau de la mer par rapport à un repère absolu.

Grâce aux satellites, on positionne désormais, avec une précision centimétrique, des points terrestres et les niveaux des marégraphes dans un système de référence géocentrique nommé ITRS (*International terrestrial reference system*, «système de référence terrestre international»), un repère absolu, qui s'affranchit des repères terrestres.

Nous avons aussi entamé des campagnes annuelles de mesures gravimétriques. L'accélération due à la pesanteur varie comme l'inverse du carré à la distance au centre de la Terre. Nous mesurons l'accélération avec une précision suffisante pour détecter des variations de hauteur de quelques millimètres et nous surveillons ainsi l'évolution de la croûte terrestre localement.

La bathymétrie va profiter de ces progrès. L'une de nos missions est de fournir des cartes pour la navigation maritime. Les profondeurs portées sur ces cartes sont rapportées en principe au niveau des plus basses mers théoriques (par conditions météorologiques moyennes), nommé zéro hydrographique ou zéro des cartes. À proximité d'un observatoire de marées, le zéro est rapporté à des repères matériels. On calcule la profondeur que l'on veut porter sur la carte en retranchant à la profondeur mesurée par sondage la hauteur de marée lue au marégraphe et rapportée au zéro hydrographique. Cependant, les sondages au large posent des difficultés. Sans marégraphe, on a recours à la modélisation numérique de la marée et aux observations les plus proches (afin de prendre en compte les effets météorologiques, par exemple), mais la stabilité du zéro hydrographique positionné de cette manière n'est pas assurée. Depuis

quelques années, nous travaillons sur le principe suivant : la position de la surface moyenne de la mer fournie par l'altimétrie satellitaire et la surface instantanée au moment du sondage est mesurée à l'aide d'un GPS. On place ces deux surfaces dans le même repère ITRS et on positionne le zéro hydrographique par rapport au niveau moyen du point de sondage bathymétrique à l'aide de la modélisation numérique de la marée.

Les études locales progressent aussi beaucoup, grâce aux progrès des mesures. Même si, pour l'instant, l'influence de l'effet de serre n'est pas avérée, le niveau moyen des mers augmente de l'ordre de un à deux millimètres par an. Les prévisions des marées que nous établissons seront-elles fiables dans quelques années ? Comme la profondeur joue un rôle primordial dans le «comportement» de la mer, nous avons étudié l'impact d'une augmentation virtuelle de 60 centimètres du niveau des mers autour du Mont-Saint-Michel, à l'aide d'une modélisation numérique développée en collaboration avec le Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales à Toulouse (LEGOS). Nous avons montré que l'amplitude des marées diminuerait un peu : en vives-eaux, la diminution ne serait que de trois centimètres, ce qui représente seulement 0,2 pour cent pour ce site, où l'amplitude est exceptionnelle. Et ailleurs ? Des études restent à mener, mais elles sont difficiles à mettre en place, car elles requièrent une connaissance locale approfondie de la bathymétrie. Or, pas de mesures de la profondeur sans prévisions précises des marées, et pas de prévisions des marées sans bathymétrie précise : c'est l'histoire du poisson qui se mord la queue.

Bernard SIMON est ingénieur au Service hydrographique et océanographique de la Marine (SHOM).

P. LAPLACE, *Traité de Mécanique Céleste*, 2 livre 4, 1799 et 5 livre 13, 1825.

H. POINCARÉ, *Leçons de mécanique Céleste*, Tome III - Théorie des marées, Gauthier-Villar, Paris, 1910.

B. SIMON et al, *La marée*, coll. Les guides du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 1997.

D. CARTWRIGHT, *Tides, a scientific history*, Cambridge University Press, 1999.

6. PRÈS DES CÔTES, la réponse de la mer à la force génératrice n'est plus linéaire. Le relief des fonds prend beaucoup d'importance.

mesures des marégraphes à Brest et à Marseille, le niveau moyen a augmenté d'environ 12 centimètres en 100 ans.

Le rejet de dioxyde de carbone d'origine fossile dans l'atmosphère est souvent invoqué. Pourtant, l'élévation du niveau moyen à Brest était déjà sensible avant le début de l'ère industrielle et ne présente pas d'accélération perceptible, ce qui semble exclure cette hypothèse. À Marseille et dans d'autres sites méditerranéens, le niveau moyen de la mer décroît même depuis le début des années 1960. Cette diminution proviendrait d'une augmentation de la densité de la Méditerranée, due à un déficit de l'apport d'eau douce par les fleuves et les précipitations.

Les observations de Marseille et de Brest ne sont pas représentatives de l'ensemble de celles disponibles dans le monde sur de longues durées, qui révèlent, certes, une augmentation moyenne de l'ordre de 10 à 20 centimètres par siècle, mais qui présentent une dispersion très élevée d'un site à l'autre. En outre, ces observatoires sont surtout situés dans l'hémisphère Nord.