

L'étude des phénomènes de marée gravimétrique

P. MELCHIOR et B. DUCARME⁽¹⁾

Résumé : *Nous décrivons tout d'abord les phénomènes de marée et leurs applications à l'étude du globe terrestre. Nous expliquons les principes de fonctionnement d'un gravimètre.*

Nous abordons ensuite le traitement des résultats des Profils mondiaux de Marée Gravimétrique. Nous montrons comment ceux-ci ont pu être corrigés des effets indirects liés aux marées océaniques et nous étudions en particulier les corrélations existant entre marée gravimétrique, flux de chaleur et tectonique globale.

Mots-clés : Marée gravimétrique - Phénomènes de marée - Effets indirects - Flux de chaleur - Tectonique.

Abstract : *The study of the gravity tides. We give a general description of the tidal phenomena and of their applications to the study of the Earth. We describe briefly the main features of the gravity meters.*

We present the main objectives of the Trans World Tidal Gravity Profiles and explain how to correct them from the indirect effects of the oceanic tides. Finally we describe the correlation existing between gravity tides heat flow and global tectonics.

Key words : Gravity tides - Tidal phenomena - Indirect effects - Heat flow - Tectonics.

1. ÉTUDE DES MARÉES TERRESTRES

1.1. Les phénomènes de marée

On peut considérer comme liée à la marée une grande variété de phénomènes naturels dont la périodicité dépend des mouvements de la Lune et du Soleil. La plupart ont des amplitudes très faibles et on ne peut les mettre en évidence que par des techniques de mesure sophistiquées. Il en existe toutefois que l'on peut observer directement (MELCHIOR, 1983).

C'est ainsi que sous l'effet des marées le niveau de la mer peut monter et descendre de plusieurs mètres le long de certaines côtes en fonction de résonances locales. Dans les puits forés dans des nappes captives on peut observer des variations de niveau de plusieurs

centimètres sous l'effet des dilatations cubiques de la croûte dues aux marées terrestres. Des phénomènes analogues ont pu être observés dans des lacs de lave. L'activité des geysers, le débit des sources et des puits de pétrole peuvent être modulés de la même manière. Historiquement, la première allusion aux marées de la croûte peut être trouvée chez Pline l'Ancien dans son « *Historia Naturalis* ». Il note qu'en Espagne il existe des sources situées non loin de la mer dont le débit varie en opposition avec les marées océaniques. Lorsque la marée monte, leur débit diminue. Cela est tout à fait normal puisqu'à la marée haute correspond une dilatation de la croûte.

On pourra citer ici aussi une corrélation entre les phases de la Lune et le déclenchement de certaines éruptions volcaniques et même de certains séismes (VAN RUYMBEKE *et al.*, 1982).

(1) Observatoire Royal de Belgique, Centre International des Marées Terrestres, 3, av. Circulaire, 1180 Bruxelles.

Tous ces phénomènes apparemment disparates ont en commun une même cause astronomique liée à l'attraction de la Lune et du Soleil.

1.2. Les forces de marée

Dans un système planétaire (Soleil-Terre ou Terre-Lune) il y a un équilibre global entre la force centrifuge et la force gravitationnelle. Toutefois des forces de marée vont apparaître à l'intérieur des corps célestes à cause des inégalités locales entre la force gravitationnelle différente en tout point de l'astre et la force axifuge uniforme due à la révolution képlérienne.

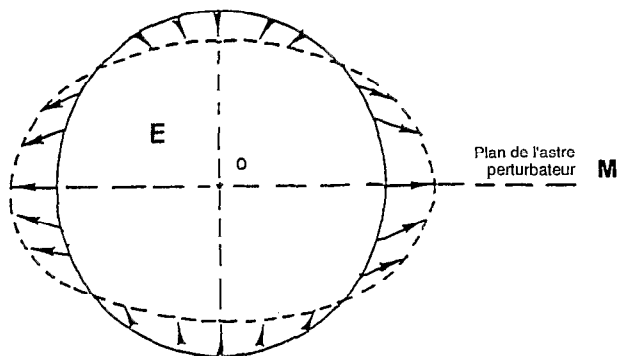


Fig 1. — Champ des forces de marée produit par l'astre M sur la Terre E

Tidal field of forces exerted by the celestial body M on the Earth E.

Comme le montre la figure 1 ces forces ont pour effet de déformer un cercle en une ellipse dont le grand axe coïncide avec la direction de l'astre perturbateur. Il apparaît ainsi deux bourrelets de marée opposés. Suite à la rotation de la Terre sur elle-même nous observons donc deux marées par jour. La période principale est de 12 h 25 m pour la Lune (onde de marée M_2) et de 12 h pour le Soleil (onde de marée S_2). Du fait que ces corps perturbateurs ne sont pas dans le plan de l'équateur terrestre, il existe une dissymétrie entre les deux marées, générant des ondes de période diurne liées à la déclinaison des astres. Les termes principaux sont l'onde lunisolaire K_1 (23 h 56 m : période sidérale), l'onde lunaire O_1 (25 h 49 m) et l'onde solaire P_1 (24 h 04 m). Les différentes perturbations d'orbite créent des doublets symétriques par rapport aux ondes principales. C'est ainsi que l'ellipticité de l'orbite lunaire génère de part et d'autre de O_1 des ondes de période 26 h 52 m (Q_1) et 24 h 51 m. Les ondes elliptiques de M_2 sont respectivement N_2 (12 h 39 m) et L_2 (12 h 11 m). En outre, le mouvement orbital de la Lune donne naissance à des termes de

13,6 jours (M_f) et de 27 jours (M_m). De façon analogue on observe des ondes de 6 mois (S_{sa}) et de 1 an (S_a) dues au mouvement orbital de la Terre autour du Soleil.

La marée étant un phénomène différentiel, les forces sont inversement proportionnelles au cube de la distance à l'astre perturbateur. Aussi, bien que la masse du Soleil soit très grande comparée à celle de la Lune, une évaluation numérique montre que l'effet de la Lune est le double de celui du Soleil. Lorsque les deux astres sont alignés, ce qui se produit à la nouvelle et à la pleine Lune (marée de vive eau), leurs forces de marée s'additionnent, tandis qu'elles se soustraient au premier et au dernier quartier (marée de morte eau). Ceci explique l'importance des phases de la Lune sur l'amplitude des marées qui est trois fois plus grande dans le premier cas que dans le second.

1.3. Marées sur une Terre rigide

Si la Terre était parfaitement rigide les forces de marée ne produiraient aucune déformation du globe et on ne pourrait observer que des variations du champ de pesanteur en amplitude et direction.

L'intensité de la pesanteur varierait au maximum de 0,25 part pour un million (250 microgal⁽¹⁾). Pratiquement cela signifie qu'une masse d'une tonne que l'on pèserait au maximum et au minimum de marée verrait son poids varier de 0,25 g seulement.

Le pied de la verticale locale décrirait généralement une ellipse mais les inclinaisons maximales ne dépasseraient pas 0,050'' ou 250 nanoradians.

On parle de marée gravimétrique dans le premier cas et de marée clinométrique dans le second.

1.4. Marées sur une Terre élastique

La Terre se déforme parce que tout corps possède un certain degré d'élasticité. C'est ce qui provoque les bourrelets décrits plus haut. Les déplacements maxima seront de 50 cm suivant une dimension radiale et de 15 cm seulement dans un plan horizontal. Ce sont ces effets et les variations de potentiel qui les accompagnent qui constituent les marées terrestres proprement dites.

Les déformations affectent à leur tour le champ des forces de marée. Considérons l'instant où la Lune passe au méridien d'un point du globe. La pesanteur diminue à cause de l'attraction de l'astre et, puisque la Terre se dilate, le point s'éloigne de son centre ce qui réduit la pesanteur d'une quantité supplémentaire qui représente 15 % de l'effet gravitationnel direct. Par un raisonnement analogue on pourrait montrer que les oscillations de la verticale sont réduites de 30 %.

(1) 1 microgal = 10 nanomètres $s^{-2} \approx 10^{-9}$ g.

Ces déformations peuvent être calculées avec précision à partir de modèles de la structure interne de la Terre et mesurées directement avec des extensomètres.

Ces changements de forme du globe terrestre modifient le potentiel gravitationnel de la Terre et donc les forces d'attraction auxquelles sont soumis les satellites artificiels. Ainsi un satellite évoluant à 1 000 km d'altitude subit des perturbations d'une amplitude de l'ordre de 50 m. Des phénomènes de résonance se manifestent sur certaines périodes des ondes de marée et pour certaines caractéristiques orbitales.

C'est ainsi par exemple que la position du satellite GEOS 2 présentait une perturbation d'une amplitude de 300 m due à la marée solaire S_2 .

1.5. Marées dans les fluides

L'atmosphère et les océans sont eux-mêmes affectés par les forces de marée. Les mouvements sont très importants dans les hautes couches de l'atmosphère. L'effet prépondérant se retrouve à la période de 12 h. L'amplitude de l'onde S_2 dépasse 500 microbars à l'équateur. Par contre l'amplitude de l'onde M_2 ne dépasse pas 60 microbars.

Les phénomènes de marées océaniques sont extrêmement complexes. La forme et les dimensions des bassins océaniques favorisent le plus souvent des résonances au voisinage de 12 h (Atlantique, mer du Nord), mais il existe quelques cas de résonance au voisinage de 24 h (golfs du Mexique et du Tonkin) et des cas où toute résonance est absente (Méditerranée).

Alors que les marées sont négligeables en Méditerranée elles atteignent une dizaine de centimètres dans l'Adriatique où réapparaît une résonance due à la très faible profondeur de cette mer.

1.6. Interaction entre les différents types de marées

Une interaction existe entre les phénomènes de marée terrestre, les variations de la pression atmosphérique et les marées océaniques. Les masses fluides en mouvement exercent une attraction gravitationnelle en même temps qu'elles déforment la surface terrestre par effet de surcharge. Ces effets « indirects » ne peuvent être dissociés du phénomène principal par des mesures car les périodes en jeu sont identiques.

La modélisation des effets atmosphériques locaux est assez simple. En première approximation, on peut appliquer aux variations mesurées de la pesanteur une correction globale de 0,3 microgal par millibar de variation de la pression locale.

La modélisation des effets indirects d'origine océanique requiert une connaissance de la marée sur l'ensemble des océans sous forme de cartes cotidales. Ces effets peuvent atteindre en amplitude 20 % des phénomènes directs, plusieurs mètres sur la position

des satellites artificiels et plusieurs centimètres pour ce qui est des déformations de la croûte. A titre d'exemple l'extrémité des Cornouailles, région où la marée océanique est exceptionnellement forte, s'enfonce de 10 cm à chaque marée haute.

Il y a 10 ans aucune solution satisfaisante ne pouvait être apportée à ce problème en raison des contradictions existant entre les cartes cotidales proposées par différents auteurs.

C'est ce qui donna une impulsion décisive aux mesures de marée gravimétrique sur une large échelle entreprise sous le nom de « Trans World Tidal Gravity Profiles » (TWP) par le Centre International des Marées Terrestres et l'Observatoire Royal de Belgique. Le but était de mesurer directement les effets indirects pour permettre une amélioration des modèles de marée océanique. Commencés en 1973, les TWP comptent déjà plus de cent stations pour lesquelles on dispose de six mois à un an d'enregistrement. Ils ont démontré la supériorité des nouvelles cartes cotidales océaniques publiées par E.W. SCHWIDERSKI (1980).

1.7. Applications de l'étude des marées terrestres

En géodésie, l'évaluation des forces de marée et des déformations qu'elles produisent devient indispensable dès que la précision atteint un niveau élevé.

Par exemple, si l'on recherche la précision du microgal dans les mesures absolues de la pesanteur il faut connaître les marées gravimétriques à mieux qu'un demi pour cent.

Dans les mesures de distances réalisées à l'aide des réflecteurs laser installés sur la Lune ou au moyen de grandes bases interférométriques (VLBI) on atteint la précision du centimètre sur des distances de plusieurs milliers de kilomètres. Cela signifie qu'il faut assurer une précision de 2 % sur les marées de déformation. De même lorsqu'on veut déterminer les positions de satellites artificiels à mieux qu'un mètre, il faut pouvoir corriger des effets dus aux marées terrestres et océaniques à l'échelle mondiale.

En géophysique interne les marées terrestres ne peuvent fournir de modèles détaillés de la structure interne du globe car les observations faites à sa surface sont le résultat d'une intégration du phénomène depuis le centre de la Terre jusqu'à sa surface. En pratique, ce sont les modèles déduits des observations sismiques qui servent à calculer la réponse élastique de notre planète.

Par contre les marées terrestres permettent d'étudier, dans le spectre des ondes diurnes, une résonance hydrodynamique liée à l'aplatissement du noyau liquide de la Terre. L'étude fine de cette résonance dans des stations permanentes où sont enregistrées toutes les composantes du phénomène devrait permettre de choisir entre différents modèles de stratification du noyau, d'y évaluer la dissipation d'énergie et de vérifier la stabilité de l'effet.

En astronomie, les marées terrestres interviennent dans toutes les mesures de l'orientation de la Terre dans l'espace.

Les marées zonales à longue période (13.6 j à 1 an, cf. 1.2) modifient le moment d'inertie de la planète par rapport à son axe de figure et produisent donc des fluctuations de sa vitesse de rotation.

Le freinage séculaire de la rotation de la Terre est essentiellement produit par l'action des marées océaniques, la viscosité élevée de la partie solide du globe ne permettant d'en expliquer qu'une très petite partie (ZSCHAU, 1978). Il en résulte une augmentation de la durée de chaque journée de 1,6 s après 100 000 ans. Cette quantité, à première vue négligeable, explique que par accumulation en fonction du carré du temps écoulé nous avons perdu 4 h depuis l'époque romaine. L'année solaire comptait quelque 400 jours il y a 4 000 millions d'années.

1.8. Mesures de la marée à l'aide de gravimètres

La construction de tous les gravimètres répond au même principe qui consiste à opposer à la pesanteur une force constante qui lui est presque égale et à mesurer l'appoint variable (MELCHIOR, 1971). Pour cela on a fait traditionnellement appel à la force élastique exercée par un ressort auquel une masse est suspendue, cette force s'avérant extrêmement stable. L'appareil se pèse ainsi en permanence lui-même. En pratique on utilise soit des ressorts métalliques soit des ressorts en quartz.

Si l'on se propose dès le départ de mesurer la marée avec une précision de 1 μgal (10^{-9} g), on pourra faire quelques remarques qui sont d'application générale pour tous les gravimètres.

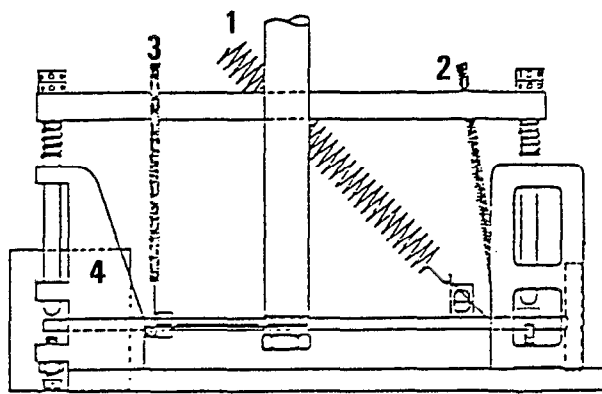


Fig. 2. — Coupe d'un gravimètre astatisé (type North American) montrant : (1) le ressort maître ; (2) le ressort de zone ; (3) le ressort de mesure ; (4) la capsule de compensation barométrique.

Cut of an astatic gravity-meter (North-American) showing : (1) main spring ; (2) zone spring ; (3) measuring spring ; (4) capsule for barometric compensation.

1. Pour les instruments utilisant des ressorts métalliques, il faut stabiliser la température à mieux que 0,001°. Pour les appareils en quartz cette contrainte est moins sévère.

2. Afin d'éliminer les variations de la poussée d'Archimède exercée par l'air atmosphérique, on enferme l'appareillage dans une enceinte étanche.

3. Les contraintes précédentes limitent la longueur du ressort à une dizaine de centimètres pour un appareil transportable. Si l'on considère un gravimètre à ressort vertical analogue à un peson, il faudrait pouvoir détecter des déplacements de l'ordre de 0,1 nanomètre pour obtenir la précision de 10^{-9} g.

A une époque où l'électronique n'était pas développée on a contourné ce problème en augmentant jusqu'à mille fois la sensibilité mécanique des gravimètres par un principe d'astatisation dont le schéma est illustré par la figure 2.

4. Il y a lieu de pourvoir le fléau d'un amortissement pour réduire l'influence de l'agitation du sol et en particulier des microséismes.

Cet amortissement peut être assuré par une palette solidaire du bras et se déplaçant dans un boîtier étroit.

5. En général plus un gravimètre sera sensible, plus la course du ressort assurant sa « zone de mesures » sera restreinte.

Un gravimètre devra comprendre deux et parfois trois ressorts. C'est le cas de la plupart des appareils de prospection (North American, Worden, Cintrex...). On y trouve (fig. 2) :

a) Un ressort maître qui fournit la force antagoniste.

b) Un ressort de mesure, très fin, qui permet à l'opérateur de ramener le fléau en sa position zéro et qui est commandé par une vis micrométrique à tambour gradué. C'est la lecture de ce micromètre qui donnera la variation de g d'un point à un autre à condition que la graduation soit étalonnée par comparaison de mesures faites en des points où g est préalablement connu grâce à une mesure absolue ou à un rattachement à une telle mesure.

L'excursion totale du ressort de mesure détermine la zone de l'appareil qui est de quelques centaines de milligals.

c) Un ressort de changement de zone qui permet de recentrer le fléau lorsque le ressort de mesure est à bout de course.

Il y a une exception notable : le gravimètre LaCoste Romberg modèle G qui peut couvrir l'entièreté de la planète en jouant sur le point d'attache supérieur du ressort maître, ce qui lui donne une zone de travail atteignant 7 gals.

La résolution des meilleurs appareils peut atteindre 0,1 microgal à condition d'éliminer l'effet de la dérive instrumentale qui peut varier entre 1 et 100 microgals par jour.

Depuis peu les forces magnétiques sont utilisées dans des gravimètres à supraconductivité.

La supraconductivité des métaux est classiquement obtenue aux très basses températures que permet

d'atteindre l'hélium liquide. A 4,15 °K la résistance du mercure tombe brusquement à zéro. Pour le plomb la température critique est 7,19 °K.

Si on piège un courant dans un anneau supraconducteur, ce courant peut se maintenir indéfiniment et le flux du champ magnétique induit est parfaitement stable.

Le gravimètre supraconducteur construit en 1968 par Prothero et Goodkind (Univ. Californie) utilise une sphère supra-conductrice de 2,54 cm de diamètre maintenue en « lévitation » dans le champ magnétique créé par une paire de bobinages supraconducteurs en fil de niobium, qui produisent un gradient de force vertical.

La position de la sphère est détectée par un transducteur de déplacement par pont capacitif. Le signal produit par le déséquilibre du pont permet de réaliser un système asservi par une force magnétique de contre-réaction qui modifie très légèrement le champ principal. Les variations du voltage de contre-réaction traduisent les variations de g .

Grâce à la stabilité inhérente des courants persistants dans un supraconducteur l'instrument ne présente pratiquement pas de dérive et un bruit de fond extrêmement bas.

Pour des périodes inférieures à 24 h, la résolution atteint quelques nanogals (10^{-12} de g) et la dérive annuelle, après modélisation, ne dépasse pas quelques microgals.

Un instrument de ce type enregistre la marée à l'Observatoire Royal de Belgique depuis plus de six ans (DUCARME *et al.*, 1986). Un réseau est actuellement opérationnel en Europe. Il comporte trois stations : Bruxelles, Francfort et Strasbourg.

2. PROFILS MONDIAUX DE MARÉE GRAVIMÉTRIQUE

2.1. Réalisation

Pendant très longtemps les recherches ont été freinées par le manque d'observations fiables, tout spécialement dans l'hémisphère sud.

Pour combler cette lacune, l'Observatoire Royal de Belgique a organisé conjointement avec le Centre International des Marées Terrestres des mesures en Asie, dans le Sud Pacifique, en Afrique et en Amérique du Sud. Commencé en 1973, un premier profil de marée gravimétrique comprenant 36 stations s'échelonna sur 17 400 km d'Istanbul jusqu'à Papeete (Tahiti). Un second profil s'étendant du Caire jusqu'au Cap comprend 18 stations réparties dans toute l'Afrique de l'Est. Un programme en Extrême-Orient comprend 10 stations en Chine, 5 au Japon et 1 en Corée. En 1983 le même groupe entame un projet en Afrique Occidentale et Centrale (10 stations) et en Amérique du Sud (36 stations) (voir fig. 3).

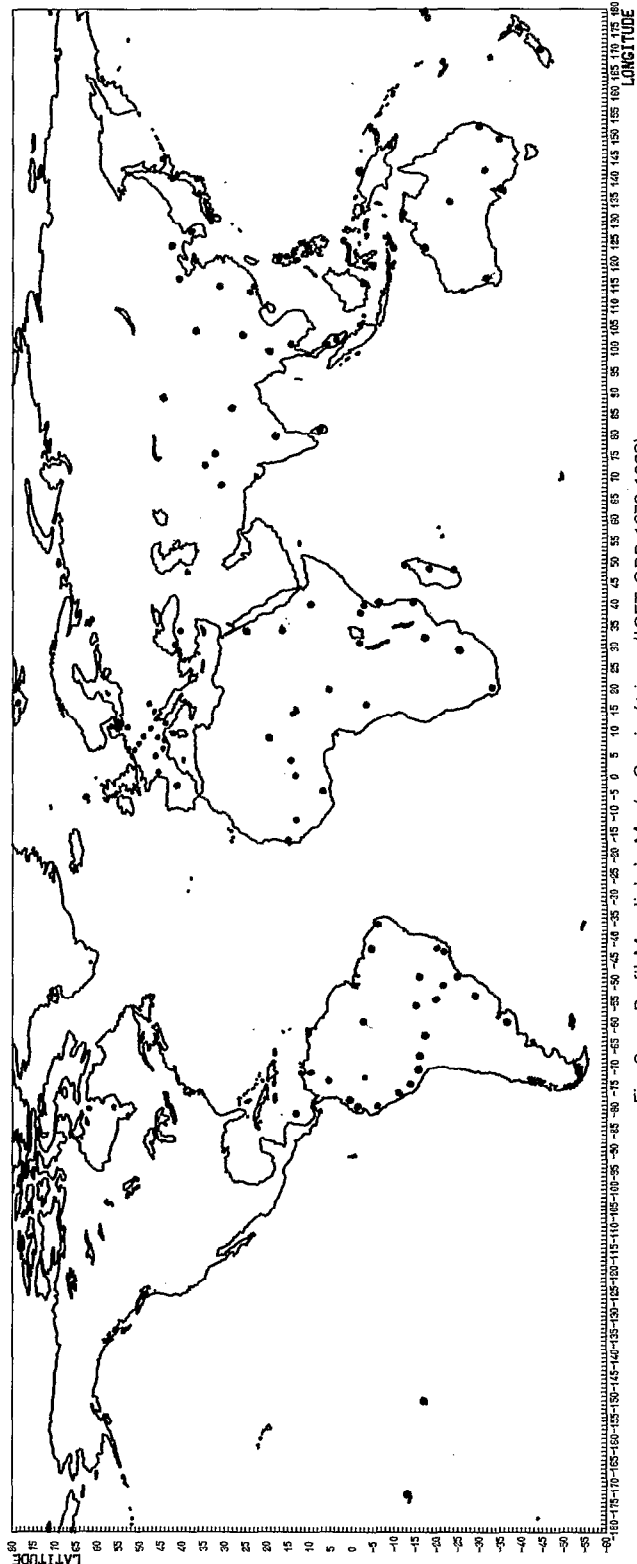


Fig. 3. — Profil Mondial de Marée Gravimétrique (ICET-ORB 1973-1988).
Trans World Tidal Gravity Profile (ICET-ORB 1973-1988).

Des gravimètres enregistreurs transportables (Geodynamics et LaCoste-Romberg) sont utilisés. Ils permettent d'atteindre une précision de quelques dixièmes de microgal sur l'amplitude des ondes de marée après 4 à 6 mois d'enregistrement. Des observations de plus longue durée ont été réalisées dans quelques stations fondamentales : Bruxelles, Canberra, Alice Springs, Wuhan, Lanzhou, Bangui, Tabriz.

Avant de commencer les mesures, tous les instruments ont été d'abord soigneusement comparés à la station de Bruxelles afin de déterminer leurs constantes instrumentales (DUCARME, 1975). Chaque équipement comprend une horloge à quartz, un enregistreur potentiométrique sur papier et éventuellement un enregistreur digital sur cassettes magnétiques.

Depuis 1984, tous nos gravimètres LaCoste ont été équipés d'une électronique permettant leur utilisation en méthode de zéro (VAN RUYMBEKE, 1985). Le grand progrès ainsi obtenu est de supprimer les retards instrumentaux et les variations de sensibilité dues aux inclinaisons de l'appareil.

La durée des observations étant de six mois nous pouvons déterminer les paramètres (amplitude et phase) de neuf ondes principales : quatre ondes diurnes Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 , quatre ondes semi-diurnes N_2 , M_2 , S_2 , K_2 et une onde terdiurne M_3 .

Depuis 1979, SCHWIDERSKI (1980) a calculé de nouvelles cartes cotidales pour les neuf ondes principales Q_1 , O_1 , P_1 , K_1 , N_2 , M_2 , S_2 , K_2 , M_f en intégrant numériquement les équations des marées de Laplace complétées de termes rendant compte de la friction, de la dissipation turbulente et des déplacements verticaux du fond des océans dus aux marées.

Cette intégration se fait sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$ qui rend assez bien compte de la découpe des côtes.

Il s'ensuit qu'un des buts principaux des profils devant la comparaison des mesures de marée gravimétrique réalisées sur la terre ferme avec les effets océaniques indirects calculés en se basant sur les cartes de SCHWIDERSKI ainsi que sur d'autres cartes disponibles. On peut considérer en effet qu'une carte cotidale qui permet de générer un calcul des effets d'attraction gravitationnelle et de surcharge océanique en accord avec les mesures de marée gravimétrique sur une zone suffisamment étendue, pourra servir de référence pour le calcul des corrections de marée dans le cas du déplacement radial, de l'inclinaison et des déformations de la croûte. Elle permettra aussi le calcul des corrections de marée à appliquer aux mesures de haute précision en altimétrie par satellites, interférométrie à très longue base (VLBI), tir laser sur la Lune ou les satellites artificiels et mesures absolues de la pesanteur. Ces mesures revêtent une très grande importance pour la prédiction des tremblements de terre en permettant le contrôle des soulèvements de la croûte, des déplacements de failles et de l'accumulation des tensions dans l'écorce. Pour parvenir à un contrôle correct de ces très petits phénomènes les corrections de marée doivent être calculées avec une

précision de $1 \mu\text{gal}$ ou mieux, ce qui correspond à 3 mm environ en déplacement vertical. Ce n'est pas d'une réalisation aisée.

D'autre part, dans les dix dernières années, des informations importantes concernant les marées océaniques et terrestres à l'échelle planétaire ont été déduites par plusieurs auteurs en se basant sur les perturbations d'orbite de satellites artificiels. Toutefois comme les contributions individuelles des marées océaniques, de la marée terrestre et des interactions entre elles ont exactement le même contenu spectral on ne peut discriminer les différents effets. De plus les ondes tesserales diurnes et les ondes sectorielles semi-diurnes ne sont pas découplées dans les perturbations d'orbite des satellites alors qu'elles le sont pour les mesures au sol (MELCHIOR, 1983, chap. 15). C'est pourquoi un réseau de stations au sol reste essentiel et est complémentaire aux mesures par satellites.

Fin 1986, le Centre International des Marées Terrestres a rassemblé et exploité un nombre considérable de données de plus de 300 stations y compris celles des Profils Mondiaux de Marée Gravimétrique (125 stations). Cette « Banque de Données des Marées Terrestres » (DUCARME, 1984) assure, pour la première fois, une couverture mondiale incluant les zones tropicales et l'hémisphère sud.

2.2. Interprétation des résultats en diagramme vectoriel

Introduisons tout d'abord (fig. 4) la définition du « vecteur résiduel » \mathbf{B} (B_i, β_i) :

$$(1) \quad B_i \cos(\omega_i t + \beta_i) = [\delta_i A_i \cos(\omega_i t + \alpha_i) - \delta^{\text{th}} A_i \cos(\omega_i t)]$$

où l'indice i se réfère à la composante de marée considérée ($Q_1, O_1, P_1, N_2, M_2, S_2, K_2$). A_i représente l'amplitude théorique de l'onde pour une Terre rigide déduite du développement du potentiel d'attraction luni-solaire dû à Cartwright-Taylor-Edden, ω_i la fréquence et α_i le déphasage observé. δ^{th} et δ_i sont respectivement les facteurs d'amplitude théorique et observée. Les facteurs théoriques δ^{th} tiennent compte de la déformation d'un modèle de Terre élastique sans océans. Les effets hydrodynamiques du noyau liquide sont suffisamment bien établis pour les inclure dans le modèle : ils atteignent 2 % sur le facteur d'amplitude de l'onde diurne principale K_1 .

En fonction des paramètres de l'élasticité sphérique h, k introduits par LOVE ⁽¹⁾ on a une relation générale :

$$(2) \quad \delta = 1 + h - 3/2 k$$

L'équation (1) peut se mettre sous la forme :

$$(3) \quad \mathbf{B} = \mathbf{A} - \mathbf{R}$$

comme le montre la figure 4 : \mathbf{A} ($\delta_i A_i, \alpha_i$) étant le vecteur de la marée observée et \mathbf{R} ($\delta^{\text{th}} A_i, 0$) celui de

(1) h caractérise la déformation radiale ; k caractérise la perturbation du potentiel terrestre produite par cette déformation.

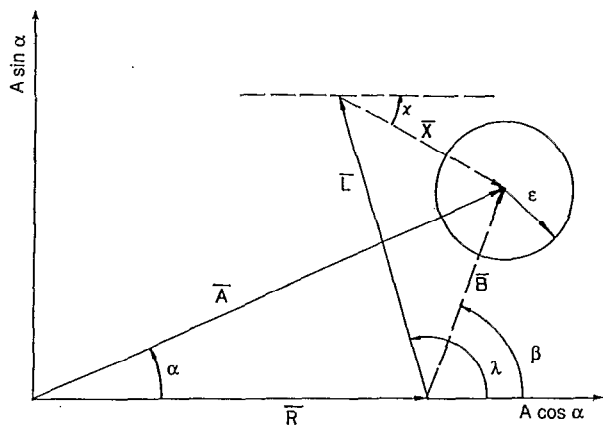


Fig. 4. — Diagramme vectoriel pour une onde de marée : **A** vecteur observé (A : amplitude, α : déphasage). **R** vecteur théorique (R : amplitude, pas de déphasage). **B** = **A** - **R** vecteur résidu (B : amplitude, β : déphasage). **L** vecteur décrivant les effets d'attraction et de surcharge des marées océaniques (L : amplitude, λ : déphasage). **X** = **B** - **L** vecteur résidu final après modélisation des effets de océaniques (X : amplitude, χ : déphasage). ϵ erreur d'observation. Les différences de phase sont mesurées par rapport à la marée astronomique. Pour l'onde M_2 l'échelle de la figure serait : A de 40 μgal (Europe) à 80 μgal (région équatoriale). α compris entre $+5^\circ$ et -5° ; $L \approx B$ de 2 à 10 μgal ; ϵ de 0,5 μgal (Europe) à 1 μgal (région équatoriale).

Vectorial diagram for a tidal wave : A observed vector (A : amplitude, α : phase difference). R theoretical vector for an elastic oceanless Earth with a liquid core (R : amplitude, no phase difference). B = A - R residual vector (B : amplitude, β : phase difference). L vector describing the attraction and loading effects of the oceanic tides (L : amplitude, λ : phase difference). X = B - L final residue after modelisation of the oceanic effects (X : amplitude, χ : phase difference). ϵ observational error. Phase differences are given with respect to the astronomical tide. For M_2 realistic values should be : A from 40 μgal (Europe) to 80 μgal (Equator). α comprised between $+5^\circ$ and -5° ; $L \approx B$ from 2 to 10 μgal ; ϵ from 0,5 μgal (Europe) to 1 μgal (Equator).

la réponse d'une Terre élastique dépourvue d'océans mais incluant un noyau liquide. L'erreur quadratique moyenne sur la détermination expérimentale de A est représentée par le cercle d'erreur de rayon ϵ (DUCARME et KÄÄRIÄINEN, 1980).

Nous définissons le vecteur d'« effet océanique » correspondant **L** (L_i , λ_i) qui est la somme de l'effet d'attraction directe des masses d'eau en mouvement, de l'effet de flexion de la croûte et du changement de potentiel qui y est associé. Ce vecteur est calculé à partir des cartes cotidales de SCHWIDERSKI en utilisant l'algorithme de FARRELL (1972) basé sur l'utilisation des fonctions de Green.

Le programme de calcul sur ordinateur initialement dû à M. MOENS (MELCHIOR *et al.*, 1980) repose sur les principes suivants :

1. L'attraction newtonienne est calculée directement en tenant compte de l'altitude de la station.

2. La déformation due à la surcharge du sol est calculée par l'interpolation polynomiale dans les tables de FARRELL sans tenir compte de l'altitude dont l'effet est ici tenu pour négligeable.

3. La conservation de masse des océans est assurée par des procédures alternatives :

- une correction uniforme obtenue par l'introduction d'une couche d'eau d'épaisseur uniforme qui se déplace avec une phase constante.
- une correction proportionnelle à l'amplitude de la marée et qui est donc plus importante près des côtes.

Les deux procédés donnent des résultats équivalents au dixième de microgal. La procédure b) est employée de préférence.

Il y a quelque 45 000 polygones de $1^\circ \times 1^\circ$ dans chacune des cartes cotidales de SCHWIDERSKI mais pour les stations côtières des zones de $1^\circ \times 1^\circ$ voisines sont à leur tour subdivisées en carrés de plus en plus petits jusqu'à une maille de $0,125^\circ \times 0,125^\circ$. Lorsque le centre d'un des petits carrés est situé à moins de 10 km d'une station l'effet correspondant n'est pas considéré.

Ceci est essentiel car si le point d'observation est trop voisin du centre d'une maille l'estimation perd tout sens physique.

Les interactions de marée océan-continent ont une amplitude totale atteignant 2 à 3 μgal en Europe mais 5 à 10 μgal en Espagne ou en Grande-Bretagne. Autour de l'océan Indien (Afrique de l'Est et Asie du Sud-Est) elles peuvent atteindre 30 μgal tandis que des effets de 40 μgal ont pu être observés dans les îles du Pacifique Sud (MELCHIOR *et al.*, 1981).

Au premier abord nous pensions qu'un modèle formé de couches sphériques homogènes et concentriques avait beaucoup plus de chance d'être valable pour la marée de la Terre solide, qui affecte l'ensemble du volume terrestre, que pour la marée de charge océanique dont les effets ne se font sentir que dans la lithosphère et le manteau supérieur. Des différences de structure de la lithosphère comme sous les bassins océaniques et sous les continents devraient affecter plus considérablement la marée de charge océanique que la marée terrestre proprement dite.

Près de la charge, la déformation en surface est très sensible aux propriétés des sédiments. A plus grandes distances de la charge on doit tenir compte des structures jusqu'à une profondeur atteignant deux ou trois fois la distance horizontale entre la charge et le point d'observation. La connaissance insuffisante de la structure de la lithosphère est à l'heure actuelle la raison pour laquelle les effets de surcharge océanique ne sont pas toujours prévisibles avec toute la précision désirable. Il peut être nécessaire d'étudier ces structures pour calculer des prévisions de marée pour des mesures de haute précision.

Pour comparer les vecteurs **B** et **L** à l'échelle du globe nous calculons la corrélation entre $B \cos \beta$ et $L \cos \lambda$ d'une part et entre $B \sin \beta$ et $L \sin \lambda$ d'autre part (tabl. I).

Tableau I

Coefficients de corrélation entre les résidus observés B et le vecteur de charge océanique L

Correlation coefficients between the observed residues B and the tidal loading vector L

Onde	Nombre de stations	Composante cosinus	Composante sinus
Q ₁ ***	32	0.776	0.702
O ₁	175	0.516	0.778
P ₁ ***	55	0.567	0.720
K ₁ *	177	0.459	0.643
N ₂	171	0.698	0.776
M ₂	180	0.848	0.929
S ₂ **	179	0.717	0.634
K ₂ ***	53	0.723	0.770

** Il faut noter que l'onde S₂ contient une contribution non négligeable de la marée atmosphérique.

* Sur un intervalle de 6 mois K₁ ne peut être dissociée de l'onde météorologique S₁.

*** Les petites ondes Q₁, P₁ et K₂ n'ont pu être évaluées dans toutes les stations.

Une caractéristique très importante apparaît clairement sur la figure 4. La corrélation entre B sin β et L sin λ est indépendante du choix du modèle de Terre car B sin β n'en dépend pas à condition que le déphasage lié à la viscosité du manteau soit négligeable, ce qui a été démontré par ZSCHAU (1978). Ceci permet un contrôle des cartes cotidales. La corrélation est très élevée pour la plupart des ondes.

Le résultat essentiel est donc que les cartes de SCHWIDERSKI vérifient ces contraintes dans une large mesure, si bien qu'il semble approprié d'utiliser ces cartes cotidales en tant que modèles de référence pour corriger les paramètres de marée terrestre (facteurs d'amplitude et déphasages) de l'influence des marées océaniques. Le choix des mêmes cartes pour toutes les stations préserve l'homogénéité du réseau.

Un résidu final $X(X, \chi) = B - L$ peut ainsi être calculé :

$$(4) X_i \cos(\omega_i t + \chi_i) = B_i \cos(\omega_i t + \beta_i) - L_i \cos(\omega_i t + \lambda_i)$$

Ce vecteur représenté sur la figure 4 contient la partie non modélisée du résidu observé B. Quand la norme de X est supérieure à l'erreur d'observation ε on peut suspecter la présence d'effets systématiques :

- Erreurs systématiques à caractère instrumental : Étalonnage en amplitude et en phase. Influences thermiques. Effets barométriques. Réseau électrique, mise à terre, temps mort de l'enregistreur, dérive, etc.
- Effets géophysiques : Hétérogénéités latérales de la lithosphère et du manteau supérieur. Distorsions locales des cartes cotidales. Effets de surcharge barométrique. Flux de chaleur anormal modifiant localement le module de rigidité μ.

— Erreurs de calcul :

Digitisation des cartes cotidales et erreurs numériques. Erreurs sur les coordonnées de la station, imperfection des méthodes de calcul.

Un résultat important de notre étude est de montrer que la valeur de la composante X sin χ est généralement plus petite que 0,5 microgal tandis que la composante X cos χ peut atteindre par endroit jusqu'à 5 microgal. La figure 5 montre bien que la dispersion de la composante X cos χ est largement supérieure. Cela apparaît également dans le tableau I où la composante B sin β a un coefficient de corrélation plus élevé que B cos β.

Il y a donc une perturbation particulière affectant la composante en phase avec la marée théorique R. D'après la figure 4, il est clair que deux types d'erreur ont une telle caractéristique :

— Une erreur d'étalonnage qui vu la petitesse des déphasages observés ($|\alpha| < 5^\circ$) se reporte quasi intégralement sur la composante A cos α.

Quand on parle d'erreur d'étalonnage, il ne s'agit pas d'une erreur systématique affectant tout le réseau. En effet celle-ci décalerait l'ensemble des résidus X cos χ de la figure 5 sans modifier leur dispersion. Il s'agit des erreurs individuelles affectant les différents appareils. Pour les minimiser tous nos instruments sont régulièrement intercomparés à la station fondamentale de Bruxelles (DUCARME, 1975).

— Une erreur sur l'évaluation de la réponse de la Terre solide aux forces de marée contenue dans le vecteur R.

On sait par exemple qu'il existe une dépendance en latitude résultant aussi bien de l'aplatissement de la Terre que des forces de Coriolis et centrifuge. Cela avait été prévu du point de vue théorique par LOVE (1911) et calculé par WAHR (1981). MELCHIOR (1981), MELCHIOR et DE BECKER (1983) l'ont établi expérimentalement en étudiant la répartition des résidus X cos χ en fonction de la latitude. Une redétermination récente par DEHANT et DUCARME (1987) a permis d'obtenir les valeurs théoriques suivantes, exprimées en fonction de la latitude θ :

$$\begin{aligned} \delta(M_2) &= 1,1613 - 0,0010 \left\{ \sqrt{3/2} (7 \sin^2 \theta - 1) \right\} \\ \delta(O_1) &= 1,1551 - 0,0014 \left\{ \sqrt{6/4} (7 \sin^2 \theta - 3) \right\} \\ \delta(P_1) &= 1,1500 - 0,0016 \left\{ \sqrt{6/4} (7 \sin^2 \theta - 3) \right\} \\ \delta(K_1) &= 1,1348 - 0,0019 \left\{ \sqrt{6/4} (7 \sin^2 \theta - 3) \right\} \end{aligned}$$

très proches des valeurs expérimentales résultant des TWP.

De même, les résultats les plus récents, dérivés des profils mondiaux de marée gravimétrique, ont conduit MELCHIOR et DE BECKER (1983) à conclure que certaines anomalies observées dans certaines zones tectoniques particulières pourraient être liées à des hétérogénéités latérales très profondes.

Récemment, en se basant sur les résultats des TWP, YANSHIN *et al.*, (1986) ont pu montrer que dans les régions où l'on contrôle bien les effets indirects d'origine océanique on pouvait détecter une corréla-

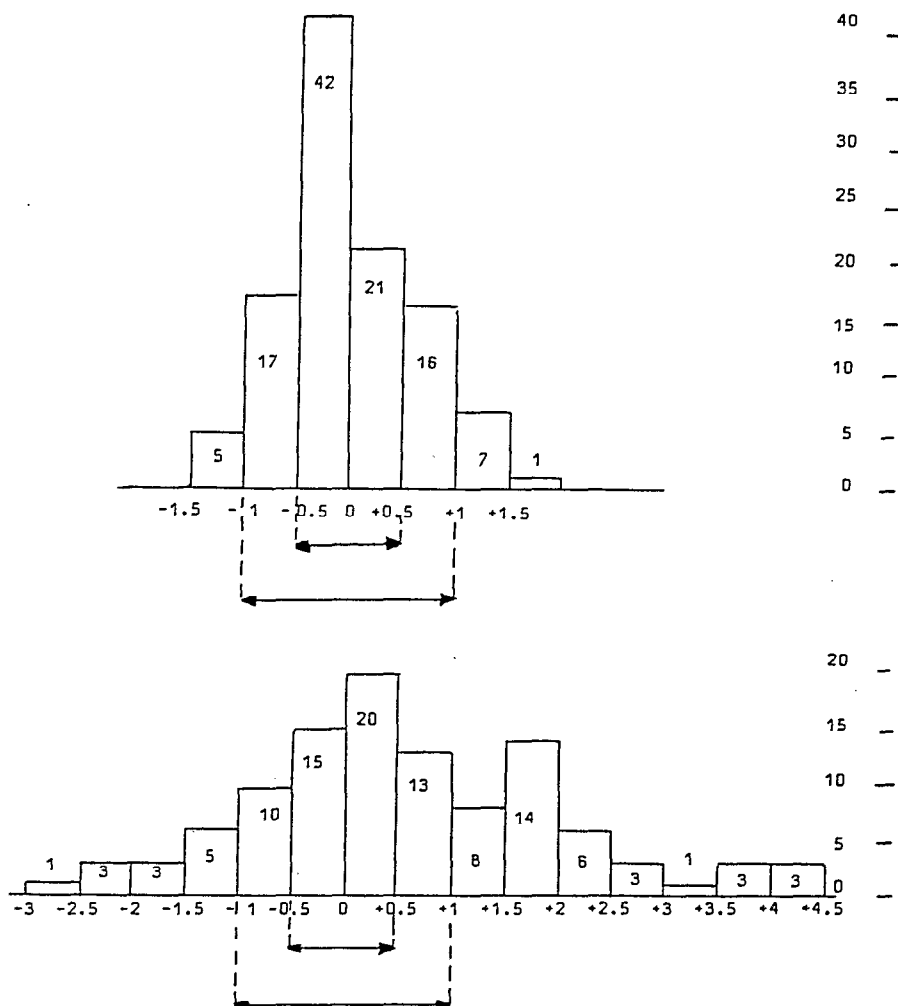


Fig. 5. — Histogramme donnant la répartition des résidus de marées pour l'onde semi-diurne M_2 (109 stations non européennes). Diagramme supérieur $X \sin \chi$; diagramme inférieur $X \cos \chi$.

Histogram showing the repartition of the final residues for the semidiurnal wave M_2 (109 stations outside Europe). Upper diagram $X \sin \chi$; lower diagram $X \cos \chi$.

tion entre les mesures de marée et la tectonique régionale. De leur côté MELCHIOR *et al.*, (1986), mettaient en évidence une corrélation similaire avec le flux de chaleur pris comme paramètre représentatif de la structure tectonique (MELCHIOR, 1986).

Pour calculer valablement une telle corrélation, il est nécessaire de tenir compte de la variation d'amplitude des ondes de marée en fonction de la latitude : dépendance en $\cos^2 \vartheta$ pour les semi-diurnes et en $\sin^2 \vartheta$ pour les diurnes.

En effet, l'effet recherché affecte la réponse élastique de la Terre et est donc un facteur multiplicatif.

Nous avons choisi de ramener les résidus observés à la latitude de 45° .

A cette latitude, les ondes M_2 et O_1 ont une amplitude comparable, de l'ordre de $35 \mu\text{gal}$.

Il n'en reste pas moins qu'aux latitudes subtropicales O_1 est mal déterminé. Il en est de même pour M_2 à haute latitude, au-delà du cercle polaire.

Nous avons donc calculé les droites de régression $X \cos \chi$ en fonction du flux de chaleur réduit $H^* = H - 62.3 \text{ mWm}^{-2}$ obtenu en soustrayant le flux moyen à la surface de la Terre. Nous avons systématiquement éliminé les stations côtières. Nous avons voulu vérifier qu'après normalisation, les bornes en latitude n'affectaient pas la pente de la droite de régression. Dans les tableaux II et III, nous indiquons également les valeurs extrêmes du flux de chaleur.

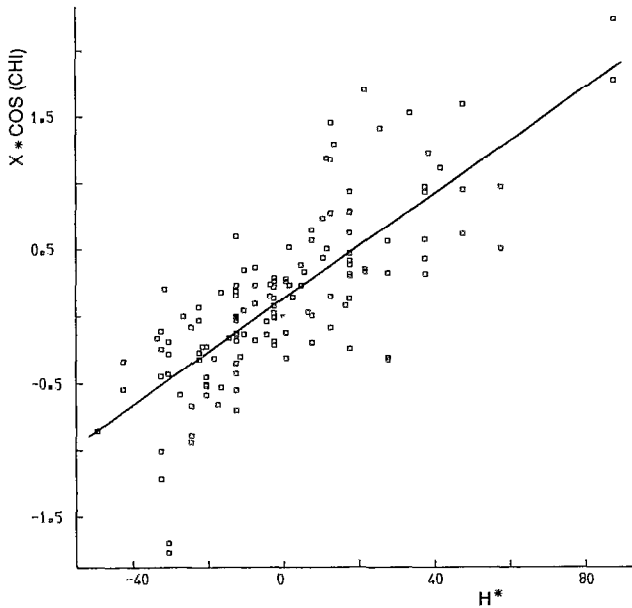


Fig 6. — Régression linéaire entre la composante du résidu final X en phase avec la marée théorique et la valeur réduite du flux de chaleur $H^* = H - 62.3 \text{ mWm}^{-2}$. Calcul pour 63 stations, valeur des résidus réduite à 45° . $X \cos \chi = 0.163 \mu\text{gal} + 0.0208 H^*$; écart type $0.4 \mu\text{gal}$; coefficient de corrélation $k = 0.733$.

Linear regression between the component of the final residue X in phase with the theoretical tide and the reduced heat flow $H^* = H - 62.3 \text{ mWm}^{-2}$. Computation for 63 stations, values of residues reduced to 45° . $X \cos \chi = 0.163 \mu\text{gal} + 0.0208 H^*$; standart deviation $0.4 \mu\text{gal}$; correlation coefficient $k = 0.733$.

Étant donné l'exceptionnelle densité de stations en Europe, nous avons considéré trois découpages géographiques.

Le monde sans l'Europe comprend trois quarts de stations d'une latitude inférieure à 40° et a donc la meilleure précision sur la détermination de M_2 .

L'Europe seule a très peu de stations avec des valeurs extrêmes du flux de chaleur et les stations à faible flux de chaleur étant situées à haute latitude sont assez mal déterminées pour l'onde M_2 .

Il n'empêche qu'on peut raisonnablement conclure que la réponse élastique de la Terre est corrélée avec le flux de chaleur. A une augmentation de 10 mWm^{-2} correspond une augmentation apparente de 0.5% de l'amplitude de l'onde M_2 .

Un calcul similaire est repris dans le tableau II pour l'onde O_1 . Pour celle-ci seules les stations à moyenne et haute latitude peuvent donner des résultats valables. De plus, les perturbations extérieures affectent principalement la bande diurne, ce qui rend moins précis les résultats de nombreuses stations.

C'est le cas en Europe de stations observées avec des instruments de technologie ancienne du type Askania.

La meilleure corrélation est obtenue en ne prenant que les stations à faible flux ($< 40 \text{ mWm}^{-2}$) et à flux élevé ($> 80 \text{ mWm}^{-2}$). Toutefois, pour O_1 la pente de la droite de régression n'est que la moitié de celle observée pour M_2 , alors que les amplitudes normalisées à 45° sont très voisines.

Il est peu probable que cet effet soit dû à une erreur d'étalonnage. En effet il n'y a pas de raison pour que les appareils utilisés dans les zones froides aient systématiquement un coefficient d'étalonnage trop faible et l'inverse dans les zones chaudes.

La technique de découpage en fonction de bandes en latitude nous affranchit également d'effets liés à la dépendance en latitude des modèles utilisés (WAHR, 1981, DEHANT et DUCARME, 1987).

Tableau II
Corrélation entre les résidus de marée et le flux de chaleur
Onde M_2

Correlation between tidal residues and heat flow
Wave M_2

Monde (sans l'Europe)						
ϑ_0	ϑ_1	H_0	H_1	n		k
0	30	20	150	29	$y = 0.130 + 0.0217 H^*$	0.786
0	40	20	150	49	$y = 0.136 + 0.0206 H^*$	0.730
0	50	20	150	62	$y = 0.168 + 0.0210 H^*$	0.735
0	65	20	150	63	$y = 0.163 + 0.0208 H^*$	0.733
20	65	30	150	42	$y = 0.185 + 0.0199 H^*$	0.677
30	65	30	150	34	$y = 0.198 + 0.0196 H^*$	0.670
40	65	30	110	14	$y = 0.266 + 0.0232 H^*$	0.802
Europe						
ϑ_0	ϑ_1	H_0	H_1	n		k
35	50	40	120	42	$y = 0.108 + 0.0131 H^*$	0.704
35	60	35	120	62	$y = 0.149 + 0.0145 H^*$	0.644
35	65	30	120	70	$y = 0.111 + 0.0170 H^*$	0.665
Monde Entier						
ϑ_0	ϑ_1	H_0	H_1	n		k
0	50	20	150	104	$y = 0.129 + 0.0186 H^*$	0.712
0	65	20	150	133	$y = 0.137 + 0.0193 H^*$	0.708
0	70	20	150	139	$y = 0.127 + 0.0198 H^*$	0.725

- ϑ_0 : limite inférieure en latitude
- ϑ_1 : limite supérieure en longitude
- H_0 : valeur minimale du flux de chaleur (mWm^{-2})
- H_1 : valeur maximale du flux de chaleur (mWm^{-2})
- H : flux de chaleur (mWm^{-2})
- $H^* = H - 62.3 \text{ mWm}^{-2}$: flux de chaleur réduit
- $y = X \cos \chi$: composante du résidu final en phase avec la marée théorique
- n : nombre de stations
- k : coefficient de corrélation.

Tableau III
Corrélation entre les résidus de marée et le flux de chaleur
Onde O_1

Correlation between tidal residues and heat flow
Wave O_1

Monde (sans l'Europe)						
ϑ_0	ϑ_1	H_0	H_1	n		k
10	85	20	150	44	$y = 0.049 + 0.0102 H^*$	0.570
Europe						
ϑ_0	ϑ_1	H_0	H_1	n		k
35	70	30	120	76	$y = 0.073 + 0.0043 H^*$	0.339
Monde Entier						
ϑ_0	ϑ_1	H_0	H_1	n		k
10	85	20	150	67	$y = 0.040 + 0.0082 H^*$	0.538
10	85	20-40	80-160	41	$y = 0.026 + 0.0085 H^*$	0.653

- ϑ_0 : limite inférieure en latitude
 ϑ_1 : limite supérieure en longitude
 H_0 : valeur minimale du flux de chaleur (mWm^{-2})
 H_1 : valeur maximale du flux de chaleur (mWm^{-2})
 H : flux de chaleur (mWm^{-2})
 $H^* = H - 62.3 mWm^{-2}$: flux de chaleur réduit
 $y = X \cos \chi$: composante du résidu final en phase avec la marée théorique
n : nombre de stations
k : coefficient de corrélation.

Cette corrélation est probablement liée à l'âge et à la mobilité des différentes zones tectoniques. Suivant la relation bien connue qui lie la valeur du flux de chaleur à l'âge des roches, ce flux est bas dans les zones cratoniques et nettement plus élevé dans les zones orogéniquement jeunes. La meilleure corrélation avec le flux de chaleur apparaît là où il y a une forte anomalie tectonique d'origine profonde (point chaud — subduction ; point froid — craton). Dans les zones où le manteau est plus près de la surface et la lithosphère plus « mobile » les anomalies sont générale-

ment positives tandis qu'au-dessus d'une asthénosphère profonde surmontée d'une vieille lithosphère épaisse les résidus sont négatifs. Les paramètres élastiques de la lithosphère étant différents ne fût-ce que par la différence de distribution de la température, la réponse de la Terre sera modifiée. Toutefois des évaluations numériques basées sur différents modèles arrivent à des anomalies d'un ordre de grandeur inférieur aux effets mesurés.

2.3. Conclusions

Au niveau de quelques parts pour 10^{-10} de g, nous obtenons un accord global entre deux méthodes d'investigation complètement indépendantes à savoir la construction numérique de cartes cotidales des marées océaniques d'une part et l'observation, sur les continents, des effets de marée gravimétrique d'autre part.

Il convient maintenant d'envisager de nouveaux raffinements des deux types d'approche. Dans la modélisation des interactions nous devrions introduire la viscosité et les hétérogénéités latérales du manteau et, comme le faisait remarquer SCHWIDERSKI, quelques effets négligés jusqu'ici : la pression horizontale de l'océan sur les pentes du plateau continental, l'effet de surcharge des marées terrestres elles-mêmes et la force de Coriolis.

La couverture mondiale des mesures de marée gravimétrique a été considérablement améliorée depuis 1973 (fig. 3) mais est encore loin d'être suffisante. Cependant le grand nombre de résultats déjà disponibles a permis l'organisation d'une banque de données de Marées Terrestres (DUCARME, 1984). Cette banque permet une étude statistique des différents modèles de marée océanique et terrestre.

A partir des résultats obtenus il est clair que les gravimètres à ressort — travaillant si possible en méthode de zéro — sont suffisamment précis pour mesurer de façon significative les interactions de marée Océan-Continent dans les régions où ces effets sont tels que $B \geq 0.5 \mu gal$.

D'autre part, la modélisation de ces interactions, si elle est encore entachée d'erreurs pouvant atteindre 10 %, permet déjà de dégager les grands traits d'une corrélation entre la tectonique générale et l'amplitude des effets de marée terrestre.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 24 juin 1988

BIBLIOGRAPHIE

- DEHANT (V.), DUCARME (B.), 1987. — Comparison between the theoretical and observed tidal gravimetric factors. *Phys. Earth Planet. Int.*, 49 : 192-212.
- DUCHARME (B.), 1975. — A fundamental station for Trans World Tidal Gravity Profiles. *Phys. Earth Planet. Int.*, 11 : 119-127.
- DUCHARME (B.), 1984. — A data bank for Earth Tides. 18th IUGG Gen. Assembly, Symp. 6, Hamburg, 1983. *Bulletin Information Marées Terrestres*, 91 : 5963-5980.
- DUCHARME (B.), VAN RUYMBEKE (M.), POITEVIN (C.), 1986. — Three years of registration with a superconducting gravimeter at the Royal Observatory of Belgium. *Proc. 10th Symp. on Earth Tides, Madrid, Sept. 23-27, 1985 Consejo Sup. Investigaciones Cientificas* : 113-129.
- FARRELL (W.E.), 1972. — Deformation of the Earth by surface loads. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10 : 761-797.
- KÄÄRIÄINEN (J.), DUCARME (B.), 1980. — The Finnish tidal gravity registrations in Fennoscandia. *Publ. Finnish Geod. Int.*, 90, 43 p.
- LOVE (A.E.H.), 1911. — Some problems of Geodynamics. Dover Publications, Inc. New York.
- MELCHIOR (P.), 1971. — Physique et Dynamique planétaire. Volume 2, Gravimétrie, Vander éditeur.
- MELCHIOR (P.), 1981. — An effect of the Earth's ellipticity and inertial forces is visible from M_2 and O_1 tidal gravity measurements in the Trans World Profile. 9th Int. Symp. Earth Tides, New York, 1981. *Comm. Observatoire Royal de Belgique, Bruxelles*, A 63, 141, 1-9.
- MELCHIOR (P.), 1983. — The Tides of the Planet Earth. Pergamon Press.
- MELCHIOR (P.), 1986. — The Physics of the Earth's Core : an introduction. Pergamon Press, 256 p.
- MELCHIOR (P.), MOENS (M.), DUCARME (B.), 1980. — Computations of tidal gravity loading and attraction effects. *Bull. Obs. Marées Terrestres, Observatoire Royal de Belgique, Bruxelles*, 4, 5 : 95-133.
- MELCHIOR (P.), MOENS (M.), DUCARME (B.), VAN RUYMBEKE (M.), 1981. — Tidal loading along a profile Europe — East Africa — South Asia — Australia and the Pacific Ocean. *Phys. Earth Planet. Int.*, 25 : 71-106.
- MELCHIOR (P.), De BECKER (M.), 1983. — A discussion of world wide measurements of tidal gravity with respect to oceanic interactions, lithospheric heterogeneities, Earth's flattening & inertial forces. *Phys. Earth Planet. Int.*, 31 : 27-53.
- MELCHIOR (P.), DUCARME (B.), De BECKER (M.), 1986. — Corrélation entre le flux de chaleur et les déformations radiales de marée terrestre en Afrique. Union Int. pour l'étude du Quaternaire. Symposium « Quaternary - past-present-future », *Trav. et Doc. de l'ORSTOM, Paris*, 197 : 305-308.
- SCHWIDERSKI (E.W.), 1980. — On charting global ocean tides. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18.
- VAN RUYMBEKE (M.), DUCARME (B.), De BECKER (M.), 1983. — Confirmation of the tidal influence on the Alaska-Aleutian earthquakes. XVIII Assembly Eur. Seism. Comm., Leeds, August 23-27, 1982. Zentralinstitut für Physik der Erde, Postdam, Vol. 2 : 388-402.
- VAN RUYMBEKE (M.), 1985. — Transformation of nine LaCoste-Romberg gravimeters in feedback systems. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 93 : 6202-6228.
- WAHR (J.M.), 1981. — Body tides on an elliptical rotating, elastic and oceanless Earth. *Geophys. J.R. Astronom. Soc.*, 64 : 677-704.
- YANSHIN (A.L.), MELCHIOR (P.), KEILIS BOROK (V.), De BECKER (M.), DUCARME (B.), SADOVSKI (A.M.), 1986. — Global distribution of tidal anomalies and an attempt of its geotectonic interpretation. *Proc. 10th Symp. on Earth Tides, Madrid, Sept. 23-27, 1985. Consejo Sup. Investigaciones Cientificas* : 731-756.
- ZSCHAU (J.), 1978. — Tidal friction in the solid Earth : loading tides versus body tides. « Tidal Friction and Earth's Rotation ». P. Brosche & J. Sundermann ed., Springer Verlag Berlin Heidelberg, New York, 62-94.