

MAREES TERRESTRES

---

BULLETIN d'INFORMATIONS

---

N° 27

1 mars 1962

---

*Association Internationale de Géodésie*  
*Commission Permanente des Marées Terrestres .*

Editeur : Dr. Paul MELCHIOR  
Observatoire Royal de Belgique  
3, Avenue Circulaire  
Bruxelles 18



DISPOSITIONS PRISES PAR LE CENTRE INTERNATIONAL DES MAREES  
TERRESTRES EN VUE D'UNE CLASSIFICATION SYSTEMATIQUE DES RESULTATS  
DE MESURES

par

Paul J. MELCHIOR.

Grâce à l'impulsion donnée par l'Année Géophysique Internationale, les observations continues des marées terrestres se sont multipliées dans le monde entier et de nombreux résultats d'analyses harmoniques commencent à s'accumuler.

Le Centre International a pu réunir ainsi dès à présent 850 résultats d'analyses harmoniques mensuelles, relatifs aux six ou sept ondes principales de la marée, observées soit avec des gravimètres, soit avec des pendules horizontaux EW ou NS. Avant que l'accumulation qui se poursuit ne nous place devant un travail trop considérable nous avons décidé de porter tous ces résultats sur cartes perforées d'une manière telle que toutes les opérations de classement, de tri, de comparaison ou de calcul (tel que les moyennes vectorielles) se fassent automatiquement et avec grande rapidité.

La première chose à faire était de dresser un catalogue des stations également sur cartes perforées, chaque station étant représentée par une carte contenant le plus de renseignements possibles.

Nous avons conservé le dessin de la carte huit mots et nous avons posé tout d'abord les règles suivantes :

- Les cartes des stations gravimétriques sont rouges et portent 0 en colonne 1.
- Les cartes des stations clinométriques NS sont bleues et portent 1 en colonne 1.
- Les cartes des stations clinométriques EW sont vertes et portent 2 en colonne 1.
- Les cartes des stations extensométriques ou dilatométriques sont jaunes et portent 3,4... en colonne 1.

Pour la classification proprement dite, nous avons adopté le principe de base suivant : une station est constituée en principe par trois appareils enregistrant la

marée suivant ses trois composantes : gravimètre, pendule NS et le pendule EW et il y aura trois cartes portant le même numéro de station mais précédé de l'indicatif de la composante (0, 1, 2). Ainsi la station complète 342 serait représentée par trois cartes numérotées 0342, 1342, 2342, chacune de ces cartes portant dans le mot huit la marque de fabrication et le numéro de l'appareil correspondant.

Si en un même point fonctionnent plusieurs appareils de même type, on devra considérer qu'il y a deux stations distinctes (par exemple Sclaigneaux, Kondara, etc...) même si l'une est incomplètement équipée. Par contre la substitution d'instrument au même poste n'entraîne pas un changement de numérotation, l'époque des analyses suffisant à faire la distinction.

Contenu des cartes stations.

MOT 1	colonne 1 : type instrumental	
	colonnes 2, 3, 4 : numéro d'ordre de la station.	
MOT 2	colonne 11 : numéro de la zone (continent)	
	colonnes 12, 13, 14, 15, 16 : longitude Est en degrés et minutes	
	colonnes 17, 18, 19, 20 : latitude en degrés et minutes	
MOT 3	nom principal de la station.	
MOT 4	nom accessoire de la station ou province ou république fédérée.	
MOT 5	nom du pays dans lequel est située la station.	
MOT 6	colonnes 51, 52, 53, 54 : altitude en mètres du niveau libre du sol.	
	colonnes 57, 58, 59, 60 : profondeur de la station sous le niveau libre du sol.	
MOT 7	colonnes 61, 62, 63 : année de mise en service - 1900 (en dixièmes d'année.	
	colonnes 64, 65, 66 : année de cessation des observations -1900 (en dixièmes d'années)	
	colonne 70 (év. 69) : P station permanente T station temporaire ET station temporaire répondant à un but spécial (éclipse ou autre)	
MOT 8	colonne 72, 73 : marque de fabrication de l'appareil	
	colonne 75 et suivantes : numéro de l'appareil.	

Sigles des marques de fabrication.

Gravimètres

ASK Askania  
H Heiland  
LCR LaCoste Romberg  
NA North American  
NAL North American/Lecolazet  
NAB North American/Brein.

Pendules horizontaux

L Lettau  
SW Schweydar  
T Tomaschek  
VM Verbaandert-Melchior  
BJ Blum-Jobert  
TG Tomaschek-Ellenberger  
MA Marussi  
OS Ostrovsky

Système de numérotation des stations de marées terrestres.

(colonnes 2, 3, 4)

100 à 119	Angleterre
120 à 139	France
140 à 159	Belgique
160 à 179	Allemagne
180 à 199	Italie
300 à 319	Tchécoslovaquie
320 à 339	Pologne
340 à 359	Hongrie
360 à 379	Bulgarie
400 à 499	URSS
500 à 599	Afrique
600 à 699	Asie (sauf URSS et Japon)
700 à 779	Japon
780 à 799	Pacifique
800 à 819	Canada
820 à 899	U.S.A.
900 à 999	Amérique latine.

On a cherché, en établissant ce système de réaliser à la fois un système simple, laissant de larges possibilités pour intercaler des stations nouvelles tout en tenant compte de l'extension actuelle qui est plus grande dans certains pays que dans d'autres. Les pays mentionnés ci-dessus sont uniquement ceux qui ont déjà fourni des résultats numériques, d'autres étant bien entendu en cours d'équipement.



Les codes utilisés permettent tous les tris et classements souhaitables.

Nous pensons qu'il y aurait un grand intérêt à ce que les codes de numération et de couleur adoptés par le Centre se généralisent car ils éviteront pour l'avenir tout désordre et permettront de travailler de manière rationnelle et cohérente. Nous souhaitons donc voir les stations s'y conformer autant que possible.

Dans un proche avenir, nous soumettrons à chaque station le listing des cartes qui ont été établies sur la base de ses rapports d'activité. Dès que la vérification en aura été faite, nous pourrons envisager l'édition du catalogue des stations et des résultats et la fourniture éventuelle de copies du fichier ainsi constitué.

Sur le contrôle de l'influence des marées de la mer pour l'étude des variations luni-solaires de la force de pesanteur.

E.P. FEDOROV.

Troudi Poltavskoï Gravimetritcheskoï Observatorii Tome IV, pp.88-102, Kiev 1951.

Les premières données certaines au sujet des propriétés élastiques de la Terre ont été obtenues par l'étude des marées océaniques à longue période, qui ont permis de découvrir que la hauteur réelle  $h$  de la marée était sensiblement moindre que sa valeur théorique  $h_0$ , calculée dans l'hypothèse que la Terre soit un corps absolument rigide.

A partir des observations de plusieurs années dans les ports d'Europe et des Indes, D. Darwin [1] a trouvé pour la valeur des rapports de ces grandeurs :

$$\gamma = \frac{h}{h_0} = 0.676$$

Toutefois, comme il le note lui-même, on ne peut considérer cette valeur comme tout à fait certaine, car beaucoup de circonstances accessoires empêchent une détermination sûre de la hauteur  $h$  de la marée océanique bimensuelle. C'est pourquoi dès que l'on eût réussi les premières observations avec les pendules horizontaux, on a reconnu l'avantage de ce nouveau procédé de détermination de la grandeur  $\gamma$ .

Déjà au début de notre siècle, les observations avec les pendules horizontaux ont permis de découvrir une particularité importante du phénomène étudié : elles ont montré que la grandeur  $\gamma_n$ , obtenue à partir des observations des oscillations de la verticale dans le méridien, est un peu moindre que la grandeur  $\gamma_e$ , obtenue dans le premier vertical. Il a fallu tirer au clair le fait de savoir si cette différence se présente dans les valeurs de  $\gamma$  comme une particularité propre aux oscillations de la verticale en n'importe quel point de la surface terrestre ou s'il faut l'expliquer par les conditions locales. La réponse la plus précise sur ce procédé pourrait être obtenue par la comparaison des résultats des observations en plusieurs endroits très éloignés l'un de l'autre et situés dans des contrées littorales comme aussi au centre des continents. Cependant la différence des valeurs de  $\gamma_n$  et  $\gamma_e$  dont nous avons parlé plus haut, a été mise en évidence en peu de points seulement et ces

points sont assez voisins entre eux puisqu'au début de notre siècle les observations aux pendules horizontaux étaient faites presque exclusivement par les observatoires d'Europe Occidentale. Mais là toutefois on a obtenu constamment  $\gamma_n < \gamma_e$  et cela a nécessité une interprétation théorique. Cette interprétation a été proposée en 1916 par Schweydar [2].

Les particularités locales de structure de l'écorce terrestre, selon l'opinion de Schweydar, ne pouvaient être causes de la différence manifeste des grandeurs  $\gamma_n$  et  $\gamma_e$ . " Seulement dans une très mince couche, écrit Schweydar, on retrouve des anomalies de densité et de structure, pouvant provoquer une différence dans la flexibilité de la matière dans les différentes directions. Mais cette couche exerce une influence insignifiante sur les déformations élastiques du caractère de la marée".

Si ceci est exact on ne peut alors apparemment chercher la raison de la différence dans les valeurs  $\gamma_n$  et  $\gamma_e$  que dans l'influence des marées océaniques. Cette influence Schweydar l'envisage en effet, s'appuyant sur la Théorie de Hough [3], théorie dynamique des marées dans un océan enveloppant entièrement la surface de la Terre. Hough obtient l'expression de la hauteur de la marée semi-diurne sous forme d'une série de fonctions sphériques et trouve les coefficients numériques de cette série pour quelques valeurs de la profondeur de l'océan. Il donne en particulier pour la profondeur de 4.800 m la formule suivante :

$$h = H ( - 1.0647 P_2^2 + 0.24038 P_4^2 - 0.02774 P_6^2 + 0.01867 P_8^2 \dots ),$$

où

$$P_n^2 = \sin^2 \vartheta \frac{d^2 P_n}{d \mu^2}$$

où  $\vartheta$  est le complément de la latitude à  $90^\circ$ ,  $\mu = \cos \vartheta$  et  $P_n$  est le polynôme de Legendre de puissance  $n$ , et le produit  $HP_2^2$  est la hauteur de la marée statique semi-diurne à la surface de la Terre considérée comme absolument rigide. Il en résulte que la marée semi-diurne selon la théorie dynamique de Hough, est de phase opposée à la marée statique, et qu'elle est en général conforme dans l'observation aux particularités du phénomène. Maintenant, afin de déterminer l'influence de la marée sur les variations observées de la direction de la verticale, il faut examiner comment agit sur la verticale la couche de matière d'épaisseur  $h$  et de densité de 1.03

(densité de l'eau de mer) recouvrant toute la surface de la Terre. Cet effet sera de deux espèces : premièrement, sous la pression de la couche additionnelle la surface de la Terre fléchira légèrement de sorte que la direction de la normale à cette surface (et par conséquent aussi la position du support du pendule horizontal) varie peu ; deuxièmement, l'attraction de la couche additionnelle agira directement sur la verticale et puisque l'épaisseur de cette couche est différente en divers endroits, la force avec laquelle elle attire la verticale aura une composante horizontale.

Dans ses recherches, Schweydar tient compte de ces deux influences et après beaucoup de calculs compliqués il arrive à l'expression théorique suivante :

$$\gamma_n - \gamma_e = - 0.3325 \sin^2 \vartheta + 0.0420 \sin^2 \vartheta (11 \cos^2 \vartheta - 3).$$

D'après la théorie de Schweydar la différence  $\gamma_n - \gamma_e$  a partout une valeur négative à l'exception des pôles ; sa grandeur ne dépend pas de la longitude, c'est-à-dire qu'elle est identique pour tous les points d'un même parallèle. On a pu prévoir que les recherches de Schweydar ne donneraient pas un autre résultat, puisque Schweydar a envisagé l'influence de la marée océanique sur la verticale, recouvrant totalement la surface de la Terre et il n'a pas examiné ce que sera cette influence dans le cas du calcul de la répartition effective des terres fermes et des mers à la surface de la Terre.

Schweydar trouva que ses conclusions théoriques concordaient bien avec les résultats des observations de Potsdam, Freiburg (Baden), Youriev (Tartu) et Freiberg (Saxe) ; il en tira la conclusion que la différence relevée dans les valeurs  $\gamma_n$  et  $\gamma_e$  s'explique véritablement par l'influence des marées dans l'océan.

Cependant, au fur et à mesure de la réception de nouvelles données il est de plus en plus clair que cette conclusion était trop hâtive. En 1915 A. Ia Orlov a publié les résultats des observations aux pendules horizontaux à Tomsk du 26 septembre 1912 au 31 mai 1913 et trouva que pour cette station, située à l'intérieur de l'Asie  $\gamma_n > \gamma_e$ . Les observations ultérieures de A. Ia Orlov, de N.N. Goriatchev et V.K. Abold à Tomsk ont été poursuivies jusqu'en 1920, ils confirmèrent tout à fait cette conclusion. D'après les résultats de Z.N. Aksentieva qui a discuté de manière définitive toutes les observations de Tomsk :  $\gamma_n - \gamma_e = + 0.12$ .

Comme résultat d'onze années d'observations avec les pendules horizontaux à Poltava, Z.N. Aksentieva a trouvé que la différence  $\gamma_n - \gamma_e$  a ici une valeur positive, à savoir + 0.05, tandis que d'après la formule de Schweydar nous obtenons pour Tomsk - 0.04 et pour Poltava - 0.08.

Les résultats des observations de Michelson et Gale (Williamsbay) [6] et quelques autres résultats, dont Z.N. Aksentieva donne un résumé dans son dernier travail [5] ne concordent pas non plus avec les conclusions théoriques.

C'est pourquoi on ne peut pas considérer à présent que les conclusions de Schweydar concordent avec les résultats des observations, comme on l'a montré auparavant, lorsque pour le contrôle de l'exactitude de ses conclusions, Schweydar n'a disposé que des données de peu de stations européennes.

Ne convient il pas d'ajouter ceci à l'imperfection de la théorie de Schweydar que l'influence des marées océaniques en général n'est pas fondamentale, et n'est pas la raison unique expliquant la différence sensible des valeurs  $\gamma_n$  et  $\gamma_e$  ?

Pour répondre à cette question, il faudrait, dans le calcul théorique de l'influence des marées océaniques sur les oscillations de la verticale, passer du schéma simple de Hough à une théorie plus complexe, tenant compte de la répartition réelle de la terre ferme et de la mer à la surface de la Terre. Mais pour cela il y a un obstacle sérieux, consistant en ce qu'il n'y a pas encore de progrès de cette théorie dynamique des marées qui pourrait servir de base pour les calculs ultérieurs. Nous pensons qu'étant donné ces difficultés pour la solution directe du problème, il y a intérêt à examiner le problème inverse c'est-à-dire déterminer quelle doit être la hauteur de la marée, pour que les variations de la force de pesanteur en divers endroits de la surface de la Terre aient des valeurs données, concordant avec les résultats des observations. Ce problème est apparenté au problème connu de Gauss sur la formation de la couche nivelée. Dans cet article, nous n'essayons pas de le résoudre sous son aspect général mais en nous bornant seulement à l'exemple simple expliquant le fond du problème. Pour cela nous montrerons en même temps que la formule élémentaire de la hauteur de la marée statique, dont s'est servi G.H. Darwin, [1] nécessite quelques rectifications.

Dans ses recherches G.H. Darwin essaie d'obtenir les données sur les caractéristiques élastiques de la Terre par la comparaison de la hauteur observée de la marée

à longue période avec sa valeur théorique, qui a été trouvée dans l'hypothèse où la Terre est un corps absolument rigide. On comprend parfaitement que pour cette comparaison on doive tenir compte de toutes les corrections qui peuvent modifier sensiblement le résultat définitif. Il faut prendre particulièrement en considération le fait qu'une partie de la surface de Terre est couverte par la terre ferme. Cette circonstance nécessite quelques rectifications de la hauteur de la marée statique, calculée dans l'hypothèse que la surface de la Terre est recouverte entièrement par l'océan, puisque dans le cas contraire l'exigence évidente de la constance du volume général d'eau est troublée par les mouvements de reflux. D. Bernoulli [7] s'est rendu compte aussi de la nécessité de l'introduction de cette correction et le mode de calcul a été indiqué par Thomson [8]. Enfin Darwin et Turner [9] ont obtenu la valeur numérique de cette correction pour la répartition effective de la terre ferme et de la mer à la surface de la Terre correction qui est apparue nécessaire pour obtenir la valeur moyenne du module de rigidité de la Terre à partir de la hauteur observée de la marée bimensuelle dans les ports de l'Europe et de l'Inde [1]. Dans le présent article, nous montrons que pour le calcul de la répartition réelle de la terre ferme et de la mer à la surface de la Terre on ne peut se borner à l'introduction de cette correction, il faut quelques rectifications ultérieures de la théorie supposant que l'océan recouvre entièrement la surface de la Terre. Pour autant que nous sachions personne n'a pris en considération cette dernière circonstance jusqu'à présent.

Rappelons que pour la marée à longue période, le potentiel peut être représenté sous forme de produit d'une certaine grandeur  $l$ , dépendant seulement de la position de l'astre perturbé, par la fonction zonale sphérique du second ordre,  $P_2$ . Par conséquent, le potentiel total à la surface de la mer dans la première approximation s'exprime de la façon suivante:

$$W = \frac{M}{\varrho} - l P_2 + V ;$$

où  $M$  est la masse de la Terre,  $\varrho$  est le rayon vecteur du point envisagé de la surface de l'océan et  $V$  est le potentiel de la couche de déformation, c'est-à-dire de la couche sphérique, d'épaisseur  $h_0$  qui est la grandeur que nous appelons hauteur de la marée. En considérant que la surface non perturbée de l'océan est sphérique et en désignant par  $R$  le rayon moyen de la Terre, nous aurons :

$$\varrho = R + h_0 \quad (1)$$

ce qui nous permet d'exprimer le potentiel sous la forme suivante :

$$W = \frac{M}{R} - \frac{M}{R^2} h_0 - \ell P_2 + V$$

Mais pour la marée statique la surface perturbée de l'océan sera une surface de niveau et par conséquent, en tous ses points le potentiel total aura une même valeur. Afin de répondre à cette condition, nous devons annuler la partie variable de l'expression indiquée. Nous obtenons :

$$-\frac{M}{R^2} h_0 - \ell P_2 + V = 0 \quad (2)$$

Si l'océan couvre entièrement toute la surface de la Terre, seules les fonctions zonales sphériques (c'est-à-dire les polynômes de Legendre) du second degré interviennent dans les expressions  $h_0$  et  $V$ . En effet, en prenant

$$h_0 = -aP_2 \quad (3)$$

d'après la formule connue du potentiel d'une couche sphérique [10] nous trouvons

$$V = -\frac{4}{5} \pi R \sigma a P_2,$$

ou  $\sigma$  est la densité de l'eau de mer (1,03). Nous obtenons à présent de l'équation

$$\frac{M}{R^2} a - \ell - \frac{4}{5} \pi \sigma R a = 0$$

En prenant en considération que

$$M = \frac{4}{3} \pi \delta R^3 = gR^2,$$

ou  $\delta$  est la densité moyenne de la Terre (5.52), nous trouvons après quelques transformations la valeur suivante de  $a$  :

$$a = \frac{1}{1 - \frac{3}{5} \cdot \frac{\sigma}{\delta}} \cdot \frac{\ell}{g} \quad (4)$$

En remplaçant la valeur de  $a$  dans l'égalité (3) nous obtenons la formule connue de la hauteur théorique de la marée statique pour une Terre absolument rigide, complètement recouverte par l'océan. Puisque aux pôles  $P_2 = 1$ , l'abaissement du niveau de l'océan  $y$  est maximum et sa valeur est égale à  $a$ . A la latitude  $\varphi = \pm 35^\circ 16'$  la hauteur de la marée  $h_0$  est égale à zéro mais à l'équateur on obtient la plus grande élévation de niveau, égale à  $\frac{a}{2}$ .

Dans ce cas, si non pas toute la Terre mais seulement une partie de celle-ci est couverte par l'océan, les formules (3) et (4) ne répondent déjà pas à la condition d'invariabilité du volume général de l'eau et il a fallu les modifier un peu. Cela a été fait de la manière suivante : nous désignons par  $\vartheta$  la colatitude et par  $\lambda$  la longitude. Il est tout à fait évident que l'intégrale

$$\iint_m h_0 \sin \vartheta d\vartheta d\lambda = -a \iint_m P_2 \sin \vartheta d\vartheta d\lambda.$$

ne sera pas égale à zéro si l'intégration porte non sur toute la surface de la Terre mais seulement sur sa partie couverte par l'océan (ce que montre le signe  $m$  sous l'intégrale. Par conséquent, à la place de  $h_0$  il faut introduire maintenant la grandeur  $h_1$ , en la déterminant de façon telle que

$$\iint_m h_1 \sin \vartheta d\vartheta d\lambda = 0 \quad (5)$$

Nous représentons la hauteur corrigée de la marée  $h_1$  sous la forme suivante :

$$h_1 = a (2\alpha_2 - P_2), \quad (6)$$

où  $2\alpha_2$  est la correction cherchée, ayant une même valeur en tous points de la surface de l'océan. Après la substitution de cette valeur de  $h_1$  dans l'égalité (5) nous trouvons immédiatement :

$$2\alpha_2 = \frac{1}{S} \iint_m P_2 \sin \vartheta d\vartheta d\lambda$$

où  $R^2 S$  est la surface totale de la mer. Maintenant pour obtenir la valeur numérique de la correction de  $2\alpha_2$  il reste à calculer l'intégrale dans le second membre de la

dernière égalité. Cela a été effectué par Turner [9] par quelques méthodes diverses d'intégration numérique.

Après insertion de la correction indiquée, G.H. Darwin a obtenu l'expression de la hauteur de la marée statique pour la répartition effective des terres émergées et de la mer à la surface de la Terre; cette expression n'est différente que par la forme de l'égalité que nous avons obtenue en (6). Ainsi, jusqu'à présent notre exposé n'a proposé qu'une conclusion déjà connue. Maintenant même il convient de noter une circonstance sur laquelle G.H. Darwin en son temps n'a pas attiré l'attention, à savoir que dans le cas envisagé l'expression (6) ne se présente pas comme solution de l'équation de départ (2). Autrement dit, la correction introduite dans la formule de la hauteur de la marée statique pour répondre aux exigences de la constance du volume d'eau, est insuffisante. De plus, si nous parlons de la marée dans un océan qui ne couvre pas toute la surface de la Terre, on ne peut représenter la hauteur de la marée par une expression dans laquelle entre seulement une fonction sphérique  $P_2$ .

Puisque cette circonstance paraît être restée jusqu'à présent inaperçue, nous l'éclaircirons un peu.

Il est tout à fait évident qu'on peut remplacer le potentiel  $V$  par l'expression

$$\text{const.} - \frac{4}{5} \pi R \sigma a P_2$$

dans le seul cas où l'épaisseur de la couche déformée peut être représentée par la formule (6) sur toute la surface de la sphère, et pas seulement sur n'importe quelle partie de celle-ci. Mais il est évident que cette formule se rapporte seulement aux points de la surface de la mer et non à ceux de la surface de la terre ferme où  $h_1$  est partout égal à zéro. Autrement dit, nous devons représenter l'épaisseur de la couche de déformations comme suit :

$$h_2 = f a (2 \alpha_2 - P_2) \quad (7)$$

où  $f$  est égal à l'unité sur la surface de l'océan et à zéro sur la surface de la terre ferme. Bien entendu,  $h_2$  ne sera pas une fonction sphérique et c'est pourquoi la formule comme du potentiel de la couche sphérique

$$V = \frac{4 \pi}{2n + 1} R \sigma P_n$$

n'est pas immédiatement applicable pour la fonction  $h_2$ . Pour pouvoir profiter de cette formule il faut préalablement développer  $h_2$  en série de fonctions sphériques. Puisque  $h_2$  n'a qu'un nombre fini de discontinuités du premier genre, cette série sera convergente. Dans son développement il aura, dans le cas général des fonctions de différents degrés non seulement zonales mais aussi sectorielles et tesserales. Ces fonctions entrent, bien entendu déjà, dans l'expression du potentiel  $V$ , mais avec d'autres coefficients. Etant donné que ces coefficients ne sont pas des grandeurs arbitraires, nous ne pourrons pas, après la substitution des valeurs obtenues pour  $h_2$  et  $V$  dans l'équation (2), annuler la partie variable du potentiel total. Il s'ensuit que dans ce cas, si la Terre n'est pas couverte entièrement par l'océan, la surface  $\xi = R + h_2$  ne peut être une surface de niveau.

Pour expliquer concrètement ce que nous venons de dire, passons maintenant de la discussion générale à un exemple simple particulier. Nous calculerons qu'entre les parallèles  $\vartheta = 60^\circ$  et  $\vartheta = 120^\circ$ , la surface de la Terre est couverte par la terre ferme et qu'au nord et au sud de cette zone se trouve l'océan. Ce schéma permet de simplifier excessivement les calculs, mais le cas plus compliqué de la répartition effective de la terre ferme et de la mer ne présente pas de difficultés de principe.

Ainsi, nous admettrons que :

$$f = 1 \text{ pour } 0^\circ < \vartheta < 60^\circ ; 120^\circ < \vartheta < 180^\circ$$

$$f = 0 \text{ pour } 60^\circ < \vartheta < 120^\circ$$

Introduisons la représentation :

$$\cos \vartheta = t$$

Alors nous pouvons écrire le rapport utilisé pour la détermination de  $2 \alpha_2$  sous la forme suivante :

$$\int_{1/2}^1 (2 \alpha_2 - \frac{3}{2} t^2 + \frac{1}{2}) dt = 0$$

ce qui donne après quelques calculs :

$$2 \alpha_2 = 0.3750$$

Substituons cette valeur dans l'égalité (7) tandis que nous divisons par le facteur constant  $a$ . Nous obtenons le résultat :

$$F = f(0,3750 - P_2). \quad (9)$$

Décomposons maintenant la fonction  $F$  en série de fonctions sphériques. Il est évident que dans l'exemple particulier envisagé à présent cette série ne contiendra que des fonctions sphériques zonales. En outre, étant donné la symétrie de la répartition de la terre ferme par rapport à l'équateur il n'y a que des fonctions de degré pair. Les circonstances indiquées donnent à la solution un aspect très simple.

Pour le calcul des coefficients de la série nous profitons de la formule connue :

$$A_n = \frac{2n+1}{4\pi} \iint_{FP_n} ds, \quad (10)$$

qu'on peut dans notre cas écrire ainsi :

$$\begin{aligned} A_n &= \frac{2n+1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{3}} (2\alpha_2 - P_2) P_n \sin^2 \theta d\theta d\lambda = \\ &= - (2n+1) \int_0^{\frac{1}{2}} (2\alpha_2 - P_2) P_n dt. \end{aligned}$$

Introduisons les symboles

$$- \int_1^t P_n dt = \alpha_n; \quad - \int_1^t P_k P_n dt = I_{kn}. \quad (11)$$

Alors pour  $k = 2$  nous aurons :

$$A_{2n} = (2n+1) (2\alpha_2 \alpha_n - I_{2n}). \quad (12')$$

Ici nous avons remplacé  $A_n$  par  $A_{2n}$ , prévoyant que dans la suite on aura à décomposer en série ces fonctions qui comprennent les polynômes de Legendre non seulement du second degré mais aussi de degrés plus élevés. Alors nous pouvons écrire simplement

$$A_{kn} = (2n+1) (2\alpha_k \alpha_n - I_{kn}). \quad (12)$$

Etant donné que

$$I_{kn} = I_{nk} ,$$

nous obtenons la relation de proportion suivante :

$$(2k + 1)A_{kn} = (2n + 1)A_{nk} \quad (13)$$

Puisque nous ne voulons expliquer dans l'exemple numérique que la marche générale des calculs, il n'y a pas de nécessité de déterminer un grand nombre de termes de la décomposition au polynome du sixième degré.

Par la formule (11) et pour  $t = \frac{1}{2}$  nous trouvons :

$$\begin{aligned} \alpha_2 &= 0.1875 , & I_{22} &= 0.1094 , \\ \alpha_4 &= -0.0586 , & I_{24} &= 0.0338 , \\ \alpha_6 &= -0.0104 , & I_{26} &= -0.0083 , \end{aligned}$$

après quoi les coefficients  $A_{22}$ ,  $A_{24}$ ,  $A_{26}$  sont facilement calculés par la formule (12). Nous arrivons ainsi à la série suivante :

$$F = - 0.1955 P_2 - 0.5022 P_4 + 0.0572 P_6 + \dots \quad (14)$$

La figure 1 montre deux courbes, représentant graphiquement l'allure de la fonction  $F$  ( $\mathcal{F}$ ); la première est tracée d'après les valeurs de cette fonction, calculées par la formule (9), la seconde est tracée d'après les valeurs de la fonction calculées par la formule (14). La différence sensible dans l'allure de ces courbes s'explique en effet, par le petit nombre de termes formant la série (14). En augmentant le nombre de termes l'approximation s'améliorera. Toutefois, comme on sait, les coefficients déjà trouvés pour les fonctions sphériques du second, du quatrième et du sixième degrés ne varieront pas pour cela.

A présent nous avons la possibilité de remplacer la formule (7) par la formule suivante :

$$h_2 = - a(0.1955 P_2 + 0.5022 P_4 - 0.0572 P_6 + \dots )$$

Puisque cette expression sert au calcul de l'épaisseur de la couche des déformations en n'importe quel endroit de la surface de la Terre et non seulement dans les parties couvertes par l'océan nous pouvons à présent nous servir directement de la

formule (8) pour trouver le potentiel de la couche des déformations. Nous obtenons alors :

$$V = - \frac{4}{5} \pi R \sigma \lambda (0.1955 P_2 + 0.2790 P_4 - 0.0220 P_6 + \dots)$$

Si nous substituons maintenant la valeur V dans l'équation de départ (2), alors, comme il est facile de le voir, la partie gauche de cette équation ne deviendra pas zéro pour les valeurs de l'inconnue a.

Puisque dans l'exemple examiné nous avons montré concrètement que l'expression  $\varphi = \text{const.} - aP_2$  ne peut en général être la solution de l'équation (2) il est naturel de se poser une question : dans quelle forme doit être présentée la hauteur de la marée statique h, pour que  $\varphi = R + h$  apparaisse comme la solution de cette équation.

Nous revenons au problème posé au début de l'article, c'est-à-dire à la détermination de la hauteur de la marée telle que les variations du potentiel de la force de pesanteur aient des valeurs données. Mais maintenant nous examinons ce problème sous une forme un peu modifiée. Nous tâchons de déterminer la hauteur de la marée dans l'océan en partant de cette condition que la variation du potentiel de gravitation sur toute la surface de la Terre s'exprime par l'intermédiaire seulement d'une fonction sphérique du second degré.

Nous expliquerons ces considérations par le même exemple de répartition de la terre ferme et de la mer dont nous nous sommes servis plus haut.

Nous écrirons l'expression suivante de la hauteur de la marée :

$$h = f (a_0 - a_2 P_2 - a_4 P_4 - a_6 P_6 - \dots) \quad (15)$$

et nous chercherons les valeurs de  $a_0$ ,  $a_2$ ,  $a_4$  et  $a_6$  pour lesquelles premièrement on satisfait à la condition de constance du volume de l'eau de mer et, deuxièmement, la partie variable de l'expression du potentiel total à la surface de mer disparaît. Pour la facilité des transformations suivantes nous donnerons à l'expression (15) la forme :

$$h = f [a_2 (2\alpha_2 - P_2) + a_4 (2\alpha_4 - P_4) + a_6 (2\alpha_6 - P_6) + \dots], \quad (16)$$

où  $a_2$ ,  $a_4$ ,  $a_6$  se calculent par les formules (11) et ont les valeurs représentées plus haut, mais :

$$a_0 = 2a_2 \alpha_2 + 2a_4 \alpha_4 + 2a_6 \alpha_6 + \dots$$

Chacune des fonctions faisant partie de l'expression (16), à savoir :

$$f(2\alpha_2 - P_2); \quad f(2\alpha_4 - P_4), \quad f(2\alpha_6 - P_6),$$

pourra à son tour, être décomposée en série de polynomes de Legendre. Les coefficients des termes de ces séries seront trouvés par la formule (12). A part les intégrales  $I_{22}$ ,  $I_{24}$ ,  $I_{26}$ , dont nous avons déjà obtenu les valeurs, il nous faut encore maintenant les valeurs des trois intégrales déterminées. Nous les avons trouvées par la seconde des formules (11) :

$$I_{44} = 0.0823; \quad I_{46} = 0.0118; \quad I_{66} = 0.0546 .$$

Ensuite nous recourons à la formule (12) et trouvons tous les coefficients de décomposition, c'est-à-dire les grandeurs  $A_{kn}$ . Après leur substitution nous arrivons à l'expression suivante de la hauteur de la marée statique à longue période :

$$\begin{aligned} h = & a_2 (-0.1955 P_2 - 0.5022 P_4 + 0.0572 P_6) + \\ & + a_4 (-0.2790 P_2 - 0.6786 P_4 - 0.1378 P_6) + \\ & + a_6 (0.0220 P_2 - 0.0954 P_4 - 0.7072 P_6) . \end{aligned}$$

Pour obtenir le potentiel de la couche sphérique d'épaisseur  $h$ , nous recourons de nouveau à la formule (8) et nous trouvons :

$$\begin{aligned} V = -4\pi\sigma R [ & (0.0391 a_2 + 0.0588 a_4 - 0.0044 a_6) P_2 + \\ & + (0.0588 a_2 + 0.0754 a_4 + 0.0106 a_6) P_4 + \\ & + (-0.0044 a_2 + 0.0106 a_4 + 0.0544 a_6) P_6 ] . \end{aligned} \quad (17)$$

En remplaçant par la lettre  $U$  le polynôme inclu dans les crochets, nous obtenons la forme abrégée de l'équation précédente :

$$V = -4\pi\sigma RU. \quad (18)$$

Nous sommes arrivés au résultat suivant : si la hauteur de la marée dans l'océan s'exprime par la formule (15), alors pour la répartition envisagée de la terre ferme et de la mer, la variation de potentiel produite par la marée elle-même peut se représenter approximativement au moyen de la série (17). On comprend parfaitement que pour

d'autres répartitions nous obtiendrons d'autres séries mais la marche des calculs resterait la même.

Pour condenser les notations nous remplaçons par  $-H$  l'expression se trouvant entre crochets dans le second membre de l'équation (15). Ainsi l'équation de la surface perturbée de l'océan prend la forme simple suivante :

$$\varphi = R - H, \quad (19)$$

mais puisque cette surface de marée statique reste toujours de niveau, nous pouvons à présent comme aussi avant, annuler la partie variable du potentiel total, ce qui donne :

$$\frac{M}{R^2} H - \ell P_2 - 4\pi\sigma RU = 0.$$

En notant que

$$\frac{\ell}{g} = a \left( 1 - \frac{3}{5} \frac{\sigma}{\delta} \right),$$

et après quelques transformations nous réduirons l'équation précédente de la façon suivante :

$$H - 3 \frac{\sigma}{\delta} U = a \left( 1 - \frac{3}{5} \frac{\sigma}{\delta} \right) P_2 \quad (20)$$

et après la substitution des valeurs numériques nous obtenons

$$H - 0.5595 U = 0.8881 a P_2 \quad (21)$$

En tenant compte que  $H$  et  $U$  ne sont que des notations abrégées des séries de fonctions sphériques, nous arrivons à la conclusion que l'équation (21) se maintiendra pour n'importe quelle valeur de  $\rho$  seulement lorsque les coefficients des fonctions sphériques de même degré dans les premiers et seconds membres de cette équation sont égaux entre eux; à leur tour on les réduit par le système suivant d'équations :

$$0.9781 a_2 - 0.0312 a_4 + 0.0025 a_6 = 0.8881 a;$$

$$- 0.0329 a_2 + 0.9578 a_4 - 0.0059 a_6 = 0;$$

$$0.0025 a_2 - 0.0059 a_4 + 0.9696 a_6 = 0.$$

Ensuite nous obtenons les valeurs des coefficients cherchés de la série (15) :

$$a_2 = 0.9090 a; \quad a_4 = 0.0313 a; \quad a_6 = - 0.0022 a.$$

Par conséquent, nous exprimons la hauteur de la marée statique de la façon suivante :

$$h = a(0.3372 - 0.9090 P_2 - 0.0313 P_4 + 0.0022 P_6 + \dots), \quad (22)$$

alors que pour G.H. Darwin, elle s'exprimait selon la formule (6) de la façon suivante :

$$h_1 = a(0.3750 - P_2),$$

et enfin, dans le cas, où toute la surface de la Terre est couverte par la mer, nous avons simplement

$$h_0 = - aP_2.$$

La différence  $h - h_1$  comporte cette correction qui, pour la répartition de la terre ferme et de la mer, envisagée par nous, est à introduire dans la formule adaptée par G.H. Darwin. Cette différence est :

$$h - h_1 = -0.0378 + 0.0910 P_2 - 0.0313 P_4 + 0.0022 P_6. \quad (23)$$

La dépendance de  $h_1 - h$  en fonction de  $\varphi$  est représentée sur la figure 2. Nous voyons que la correction trouvée constitue une valeur positive pour  $0^\circ < \varphi < 43^\circ$  et négative pour  $43^\circ < \varphi < 60^\circ$  c'est-à-dire qu'elle est presque partout de signe contraire à la hauteur de la marée  $h_1$ .

Si la Terre était entièrement recouverte par l'océan, alors, comme on l'a vu par la formule (4), l'attraction réciproque des parcelles d'eau devrait aboutir en tous points de la surface de la Terre au même accroissement relatif de la hauteur de la marée statique. Les continents atténuent cette influence en tout endroit et cela est particulièrement sensible près des côtes.

Dans l'exemple examiné ici cela découle de la formule (23), conformément à laquelle le rapport  $\frac{h - h_1}{h}$  a une grandeur absolue très grande pour  $\varphi = 60^\circ$ . Pour savoir dans quelle mesure notre hypothèse se justifie pour la répartition réelle de la terre ferme et de la mer, il faut passer du schéma simple examiné plus haut à des calculs plus compliqués.

Nous reviendrons au problème fondamental c'est-à-dire à la détermination de la hauteur de la marée dynamique d'après les données sur les variations de la force de pesanteur, obtenues à partir des observations aux pendules horizontaux et aux gravimètres.

Pour la solution de ce problème il est nécessaire de développer les variations observées du potentiel de la force de pesanteur en série de fonctions sphériques, ensuite en éliminer la partie qui représente l'influence des déformations de la partie rigide du sphéroïde terrestre, calculées dans l'hypothèse que la Terre est isotrope et composée de couches concentriques homogènes et enfin de déterminer la hauteur de la marée dynamique, en partant de l'expression de la différence obtenue; c'est ainsi que dans notre exemple nous avons trouvé la hauteur de la marée statique en partant du fait que dans l'expression de la variation du potentiel il n'entre qu'une fonction sphérique du second degré. Alors il est probablement possible de répondre à la question posée si on explique les différences observées dans les valeurs de  $\gamma$  par l'influence de la marée dans l'océan. Nous ne proposons pas ici un quelconque schéma pratique commode pour ces calculs mais nous développons seulement de brèves considérations sur la valeur et la marche possible de la solution du problème pour expliquer une fois de plus l'importance des observations aux pendules horizontaux et aux gravimètres en de nombreux endroits, fort éloignés l'un de l'autre. Les données d'observations que nous avons à présent ne sont pas tout à fait suffisantes pour la solution de la première partie du problème posée plus haut, qui à notre avis constitue une condition nécessaire pour obtenir à partir des observations des variations luni-solaires de la pesanteur des conclusions géophysiques probantes.

Fig. 1.

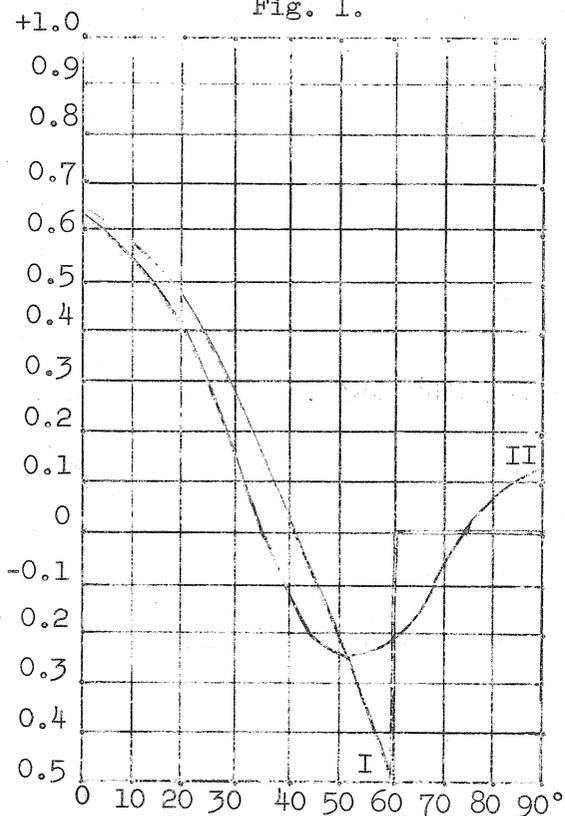
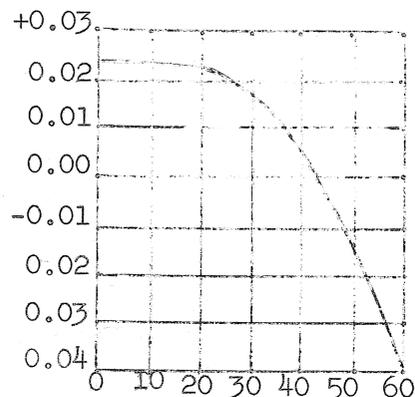


Fig. 2





Résultats préliminaires des observations clinométriques  
de marées de la surface de Terre à Tsmakovo

par P.S. MATVEEV

Troudi Poltavskoï Gravimetritcheskoï Observatorii - Tome X, pp. 3-13 Kiev 1961.

Pour réaliser des observations d'inclinaison ayant pour but l'étude des déformations de marée de la Terre, la variation d'un angle constitue l'objet de mesure ; cet angle est constitué par la direction de la verticale et une droite arbitraire dans le plan horizontal, rigidement liée à la surface physique de la Terre.

La variation périodique de cet angle est déterminée d'une part par le mouvement d'oscillation continu de la verticale dû à l'influence des forces génératrices de marées de la Lune et du Soleil et d'autre part par les déformations continues de la surface de la Terre sous l'effet de ces mêmes forces génératrices de marées.

L'amplitude de l'oscillation totale de marée de la verticale, par rapport à la surface de la Terre est assez petite. Dans le cas où les influences de la Lune et du Soleil s'additionnent elle ne dépasse pas 0,02. Toutefois les modèles actuels de clinomètres donnent la possibilité de faire l'enregistrement de cet intéressant phénomène naturel avec une erreur de calcul des ordonnées ne dépassant pas 2 à 3 % de l'amplitude maximum.

Le rapport de l'amplitude observée de l'oscillation de marée de la verticale à l'amplitude calculée dans l'hypothèse d'une Terre absolument rigide, fournit une des caractéristiques importantes de la marée terrestre - le coefficient  $\gamma = 1 + k - h$ , où  $k$  et  $h$  sont les nombres de Love :  $k$  est le coefficient de proportionnalité, caractérisant la partie additionnelle du potentiel des forces génératrices de marée, apparaissant à cause des déformations de la Terre, et  $h$  est le rapport du déplacement radial de la surface physique de la Terre à un déplacement correspondant de la surface de niveau, c'est-à-dire le rapport de la hauteur de la marée terrestre en un point d'observation à la hauteur correspondante de la marée statique.

On peut considérer le coefficient  $\gamma$  comme une grandeur caractérisant l'élasticité de la surface terrestre sous l'action des forces déformatrices (de marées). Dans le cas de la Terre absolument rigide,  $\gamma$  serait égal à l'unité et dans le cas de la

Terre absolument liquide  $\gamma$  serait égal à zéro. Quant aux observations elles donnent pour la déformation élastique de la Terre réelle une valeur de  $\gamma$  proche de 0,72.

En ce qui concerne la valeur  $\gamma_0 = 0,72$ , prise actuellement comme la plus vraisemblable, il convient de dire qu'elle ne peut toutefois être considérée comme d'une précision suffisante que pour fournir des données certaines sur la structure intérieure de la Terre. Il est tout à fait possible qu'elle présente une erreur d'une à deux unités dans le second chiffre. La raison de la précision insuffisante de la détermination de cette valeur ne réside pas dans un comportement anormal des marées terrestres étudiées par les observations clinométriques, mais dans le fait que les résultats des observations en chaque station sont soumis à certaines erreurs systématiques dues à des effets indirects de marée.

Pour la période de 65 ans écoulée depuis l'époque de la réalisation des premières observations à Strasbourg par von Rebeur Paschwitz, les valeurs de  $\gamma$  ont été obtenues par plusieurs auteurs pour à peu près 40 points. La dispersion dans les valeurs obtenues était assez considérable et on ne peut l'expliquer par des erreurs d'observations. Pour les résultats obtenus pour la même onde lunaire principale semi-diurne  $M_2$ , les valeurs de  $\gamma$  varient de point en point dans les limites de 0,3 à 1,0. Ce grand désaccord dans les valeurs de  $\gamma$  s'explique car à peu près en n'importe quel point d'observation des déformations de marée de la surface terrestre, ce phénomène est perturbé par deux facteurs :

- 1) l'influence des marées océaniques,
- 2) l'influence de la structure particulière de l'écorce terrestre et des couches plus profondes de la Terre.

Pour ce qui est de l'influence des marées océaniques, le problème de l'élimination approximative de leur contribution propre à partir des résultats des observations peut être considéré comme résolu.

Près du littoral des océans et des mers ouvertes cette influence peut être calculée mathématiquement d'après les données des observations marégraphiques et, à grande distance du littoral, à l'intérieur des continents, on peut la négliger vu son peu d'importance.

Toutefois en ce qui concerne l'élimination de l'influence de la structure particulière de l'écorce terrestre la chose est beaucoup plus complexe. Le mécanisme de

cette influence n'a pas été étudié complètement bien que son intervention dans la valeur de  $\gamma$  puisse atteindre dans des cas isolés 40 à 50 %, ce qui a lieu pour deux stations nettement continentales : Stalinabad ( $\gamma_{NS} = 0,68$  ;  $\gamma_{EW} = 0,50$ ) et Tomsk ( $\gamma_{NS} = 0,60$  ;  $\gamma_{EW} = 0,46$ ).

Ainsi, dans la recherche d'une valeur de  $\gamma$  beaucoup plus sûre, on rencontre un obstacle important : l'indétermination de l'élimination de l'influence de la structure particulière de l'écorce terrestre. L'une des solutions de cette situation difficile réside dans l'extension du réseau de stations de marées terrestres, de manière à effectuer la détermination du coefficient  $\gamma$  pour des points situés dans toutes les diverses formations géologiques. Outre que la simple accumulation des résultats des observations favorisera déjà par elle même la précision de la valeur de  $\gamma$ , les nombreuses données des observations pour les zones de structure géologique diverse présentent un matériel de valeur pour l'étude du mécanisme des influences tectoniques. A ce point de vue l'installation de chaque nouvelle station clinométrique, particulièrement si elle est située assez loin du littoral des océans, présente un grand intérêt scientifique.

Il est bien connu que les observations clinométriques exécutées dans les mines à une assez grande profondeur (de l'ordre de quelques cent mètres), grâce à la haute sensibilité des pendules et à l'absence d'influences thermiques perturbatrices, permettent d'obtenir des données certaines sur la déformation de marée de la Terre en un laps de temps sensiblement moindre que par les observations avec des appareils installés directement près de la surface de la Terre. C'est pourquoi, pour l'installation de nouvelles stations clinométriques, (simultanément avec la condition d'éloignement du point d'observation du littoral des océans, mentionnée plus haut) il entre une seconde et non moins importante condition : la profondeur effective de l'endroit d'installation des appareils sous la surface libre. En beaucoup d'endroits de l'Ukraine ces deux conditions peuvent être très bien assurées. Grâce au grand nombre des points relevés minutieusement pour les observations clinométriques dans le Bassin du Don, le Krivoï Rog et à d'autres endroits où il y a beaucoup de puits suffisamment profonds, de grandes perspectives s'offrent pour l'étude du problème très compliqué et très intéressant des marées terrestres.

Comme premier de ces points on a choisi pour installer une station clinométrique profonde à la fin 1956 le puits "Novoia" à Tsmakovo (Krivoï Rog) [1]. Les observa-

tions à cette station ont été commencées en novembre 1957 et se sont poursuivies jusqu'en janvier 1960.

Les clinomètres de Tsmakovo étaient installés dans un puits à une profondeur de 237 m. La chambre dans laquelle on a effectué les observations, est située à une distance de 1100 m du puits de mine, dans un cul de sac d'une galerie abandonnée. Le massif auquel appartient la chambre, est fait de quartz ferrugineux stable.

La température moyenne dans la chambre pendant tout le temps des observations se maintient aux environs de  $12^{\circ}4$  C en ne variant pas au cours de l'année de plus de  $0^{\circ}2$  C.

Les clinomètres employés à Tsmakovo sont constitués par deux pendules horizontaux Repsold, employés précédemment pour les observations de Poltava. Les bras des pendules sont suspendus par de fins fils de platine ( $d = 0,05$  mm).

Les clinomètres étaient installés perpendiculairement l'un à l'autre sur une base en béton de scories, (faite sur fondement rocheux). Leur orientation par rapport au méridien est telle que l'un a enregistré les inclinaisons de la surface de la Terre dans l'azimut  $\alpha = 210^{\circ}54'$ , et le second, dans l'azimut  $\alpha = 300^{\circ}54'$  (L'azimut est calculé du sud vers l'ouest). La méthode d'observations ne différait en rien de celle qui a été employée précédemment dans les observations effectuées par Z.N.Aksentieva en 1948 - 1952 à Poltava. Les positions d'équilibre des pendules au début de chaque heure s'enregistrent automatiquement à partir de contacts horaires sur la plaque photographique. Les plaques photographiques d'une dimension de 12 x 24 cm suffisent pour l'enregistrement pendant sept jours (de 24 heures).

La sensibilité des pendules est déterminée deux fois par mois. En moyenne elle se maintient pendant toute la période d'observations aux environs de  $0,00650$  et  $0,00720$  par millimètre d'ordonnée pour les pendules M - 210 et M - 300 respectivement.

A présent le matériel des observations n'est revu que pour l'intervalle du 28-V-1958 au 7-XI-1958. Le travail a été exécuté d'après la méthode d'analyse harmonique mise au point par l'auteur [3]. Cette méthode assure l'obtention de valeurs sûres pour les six ondes principales de la marée  $Q_1$ ,  $O_1$ ,  $N_2$ ,  $M_2$ ,  $K_1$  et  $S_2$ . Pour la détermination des quatre premières ondes il faut une série de 27 jours (de 24 heures) et pour la détermination de  $K_1$  et  $S_2$ , 29 jours (de 24 h.) d'observations.

La discussion du matériel d'observations pour obtenir des données sur la déformation de marée de la Terre consiste dans la séparation à partir des oscillations composées observées de la verticale des composantes harmoniques importantes sous la forme

$$\eta_i = R_i \cos (q_i t - \zeta_i) \quad (1)$$

et dans le rapport des amplitudes trouvées  $R_i$  et des phases initiales  $\zeta_i$  avec les valeurs correspondantes "théoriques" calculées dans l'hypothèse d'une Terre absolument rigide. Le matériel discuté a été divisé en six séries, pour chacune desquelles on a trouvé pour toutes les ondes déterminées les valeurs du coefficient  $\gamma$  et les retards de phase de  $\alpha$  d'après les formules :

$$\gamma = \frac{R_H}{R_T} \quad (2)$$

$$\alpha = \zeta_H - \zeta_T$$

(les indices "H" et "T" se rapportent aux amplitudes et aux phases "observées" et "théoriques"). Les résultats obtenus sont donnés dans les tables 1 et 2, où pour donner une idée de la grandeur des ondes déterminées, sont indiquées les valeurs moyennes pour un cycle de six mois de l'amplitude  $R_T$  "théorique" des ondes, exprimées en 0",00001.

Les résultats insérés dans la table 1, sont obtenus directement par analyse harmonique des données pour les azimuts  $\alpha = 210^\circ 54'$  et  $\alpha = 300^\circ 54'$ . Quant aux résultats se trouvant dans la table 2, ils sont obtenus à partir des précédents en effectuant la réduction de ces données pour les directions du méridien ( $\alpha = 0^\circ$ ) et du premier vertical ( $\alpha = 90^\circ$ ) séparément pour chaque série. Cette réduction a été réalisée comme une transformation pour le passage d'un système de coordonnées à un autre.

Table 1.  
-----

Début d'une série mensuelle	Q <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		K <sub>1</sub>		N <sub>2</sub>		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>	
	Y	x	Y	x	Y	x	Y	x	Y	x	Y	x
1958	Composante α = 210°54'											
	R <sub>T</sub> = 41	R <sub>T</sub> = 212	R <sub>T</sub> = 322	R <sub>T</sub> = 171	R <sub>T</sub> = 892	R <sub>T</sub> = 401						
28 mai	2,073 - 49,26	0,547 + 36,12	0,769 + 23,69	0,447 - 0,81	0,589 + 1,12	0,499 + 4,05						
24 juin	1,829 + 35,43	0,514 + 24,24	0,793 + 15,98	0,708 + 18,20	0,590 + 4,96	0,633 + 3,28						
21 juillet	0,732 + 34,22	0,737 + 36,93	0,771 - 2,42	0,591 + 32,91	0,586 + 0,65	0,658 - 1,36						
17 août	1,878 - 3,05	0,981 + 41,14	0,832 + 6,07	0,491 + 10,21	0,628 + 4,05	0,581 - 2,15						
13 septembre	1,700 + 8,01	0,807 + 16,13	0,776 + 7,45	0,602 + 8,15	0,550 + 4,99	0,606 - 0,53						
10 octobre	0,265 - 30,78	0,905 + 13,33	0,729 + 11,89	0,544 + 12,67	0,574 + 1,42	0,584 + 2,35						
Moyenne :	1,413 - 0,90 +0,299 + 13,99	0,748 + 27,98 +0,077 + 4,79	0,778 + 10,44 +0,014 + 3,66	0,564 + 13,56 +0,038 + 4,63	0,586 + 2,86 +0,010 + 0,82	0,594 + 0,94 +0,022 + 1,07						
Composante α = 300°54'												
1958	R <sub>T</sub> = 66	R <sub>T</sub> = 347	R <sub>T</sub> = 527	R <sub>T</sub> = 196	R <sub>T</sub> = 1023	R <sub>T</sub> = 460						
28 mai	0,925 - 49,82	0,523 - 5,38	0,398 - 10,32	0,626 - 1,20	0,761 - 4,44	0,628 - 11,17						
24 juin	0,537 - 24,46	0,533 - 8,93	0,496 - 16,70	0,815 - 1,96	0,750 - 3,00	0,678 - 15,92						
21 juillet	1,448 + 14,45	0,684 - 6,42	0,571 - 18,84	0,656 + 7,77	0,753 - 3,59	0,685 - 11,86						
17 août	0,758 - 45,24	0,353 + 0,29	0,634 - 16,16	0,801 - 4,94	0,710 - 2,67	0,678 - 8,28						
13 septembre	1,788 - 66,79	0,481 + 7,21	0,764 - 16,81	0,781 - 3,84	0,738 - 1,59	0,626 - 8,51						
10 octobre	0,803 - 2,02	0,747 + 3,14	0,676 - 1,68	0,658 + 4,63	0,697 - 3,53	0,715 - 9,95						
Moyenne :	1,043 - 28,98 +0,194 + 12,60	0,554 - 1,68 +0,058 + 2,55	0,590 - 13,42 +0,053 + 2,62	0,723 + 0,08 +0,035 + 2,05	0,735 - 3,14 +0,010 + 0,40	0,668 - 10,95 +0,014 + 1,15						

T a b l e 2.

Début d'une série mensuelle	Q <sub>1</sub>		O <sub>1</sub>		K <sub>1</sub>		N <sub>2</sub>		M <sub>2</sub>		S <sub>2</sub>	
	γ	α	γ	α	γ	α	γ	α	γ	α	γ	α
Composante α = 0° (NS)												
1958	R <sub>T</sub> = 11	R <sub>T</sub> = 56	R <sub>T</sub> = 85	R <sub>T</sub> = 155	R <sub>T</sub> = 809	R <sub>T</sub> = 364						
28 mai	4,037 + 15,26	0,718 + 182,30	1,333 + 116,01	0,501 - 13,03	0,602 - 10,31	0,442 - 10,00						
24 juin	4,833 + 126,12	0,455 + 185,98	1,139 + 113,78	0,567 + 7,51	0,581 - 6,75	0,507 - 3,86						
21 juillet	2,262 - 72,91	1,036 + 179,03	0,698 + 70,84	0,434 + 23,24	0,607 - 10,06	0,590 - 5,41						
17 août	4,112 + 87,82	2,211 + 129,55	0,713 + 95,61	0,495 - 16,46	0,603 - 2,37	0,567 - 9,69						
13 septembre	5,308 + 148,43	1,149 + 81,09	0,296 + 152,42	0,566 - 5,97	0,564 - 8,41	0,559 - 3,74						
10 octobre	2,075 - 69,79	0,675 + 62,43	0,276 + 53,26	0,525 + 3,10	0,577 - 7,32	0,535 - 9,35						
Moyenne :	3,771 + 39,16 +0,543 ± 39,53	1,041 + 136,73 +0,256 ± 22,33	0,742 + 100,32 +0,176 ± 14,43	0,515 - 0,27 +0,020 ± 6,01	0,589 - 7,54 +0,007 ± 1,19	0,533 - 7,01 +0,022 ± 1,22						
Composante α = 90° (EW)												
1958	R <sub>T</sub> = 77	R <sub>T</sub> = 403	R <sub>T</sub> = 612	R <sub>T</sub> = 208	R <sub>T</sub> = 1089	R <sub>T</sub> = 490						
28 mai	1,232 - 52,83	0,526 + 5,88	0,498 + 1,12	0,581 + 4,63	0,737 + 1,18	0,637 - 3,73						
24 juin	0,837 + 3,70	0,530 - 0,11	0,577 - 6,46	0,861 + 5,54	0,737 + 2,90	0,729 - 9,54						
21 juillet	1,277 + 19,49	0,692 + 5,49	0,631 - 14,57	0,713 + 16,22	0,725 + 1,69	0,715 - 8,35						
17 août	1,048 - 28,78	0,516 + 16,68	0,694 - 9,98	0,770 + 5,59	0,713 + 1,15	0,673 - 4,08						
13 septembre	1,614 - 48,36	0,573 + 8,56	0,775 - 10,32	0,778 + 3,21	0,712 + 4,78	0,647 - 5,80						
10 octobre	0,646 - 1,81	0,796 + 5,55	0,697 + 1,87	0,655 + 9,78	0,682 + 1,02	0,722 - 3,57						
Moyenne :	1,109 - 18,10 +0,140 ± 12,10	0,606 + 7,01 +0,046 ± 2,25	0,645 - 6,39 +0,040 ± 2,71	0,726 + 7,50 +0,040 ± 1,96	0,718 + 2,12 +0,008 ± 0,60	0,687 - 5,84 +0,016 ± 1,04						



On donne tout d'abord dans la table 2 les résultats obtenus pour l'onde  $Q_1$  qui constitue la plus petite de toutes les ondes déterminées. Son amplitude est du même ordre que la précision de calcul des ordonnées. Jamais personne n'a déterminé cette onde à partir d'observations clinométriques. En prévoyant la détermination de cette onde, nous avons espéré qu'un résultat positif de cette tentative serait assuré par la grande qualité du matériel d'observations de Tsmakovo et par sa haute précision. La détermination des ondes diurnes présente un grand intérêt scientifique en relation avec quelques déductions obtenues par le géophysicien anglais bien connu H. Jeffreys [4]. Conformément à la théorie de H. Jeffreys la marée terrestre diurne pour une Terre avec un noyau liquide ne doit pas suivre la loi statique. Les valeurs de  $\gamma$  obtenues d'après les ondes diurnes doivent être moindres que pour les semi diurnes, et la différence dans la valeur de  $\gamma$  doit être d'autant plus grande que la période de l'onde diurne déterminée est plus longue. L'onde  $Q_1$  a justement la plus grande période de toutes les ondes déterminées.

Dans la direction du méridien l'amplitude de l'onde  $Q_1$  est très petite, à peu près deux fois moindre que l'erreur quadratique moyenne de la détermination de l'amplitude de l'onde diurne. C'est pourquoi évidemment les valeurs irréelles de  $\gamma$  obtenues d'après cette onde pour les composantes N.S., ne doivent pas provoquer d'embaras. Quant au résultat obtenu dans la direction E.O., il peut se calculer d'une façon satisfaisante. La vraie valeur de  $\gamma$  est ici un peu plus grande que l'unité. Mais la grandeur de l'erreur quadratique moyenne et la coïncidence de l'effet mis en évidence d'après la phase permettent d'espérer que de l'analyse de ce matériel de 2 années d'observations pour cette onde on obtiendra une valeur de  $\gamma$  satisfaisante en précision.

Les ondes diurnes  $O_1$  et  $K_1$  donnent en gros des résultats concordants entre eux. Les valeurs  $\gamma$  et  $\alpha$  pour ces ondes se situent pour les deux composantes perpendiculaires dans les limites des erreurs quadratiques moyennes correspondantes. Il n'y a qu'une certaine discordance que dans le retard de phase pour la composante E.O., qui, apparemment, est déterminée par l'erreur systématique dans la phase de l'onde  $K_1$ . Il est tout à fait possible qu'ici se fasse sentir l'influence de l'onde diurne météorologique  $S_1$  qui se manifeste parfois même à grande profondeur, bien qu'avec une petite amplitude. Dans les données réduites l'influence de l'onde  $S_1$  sur l'onde  $K_1$  n'a pas été calculée.

Dans les résultats obtenus pour les ondes  $O_1$  et  $K_1$ , le grand retard de phase frappe l'attention pour la composante N.S. C'est à première vue un cas étrange qui jouera dans l'avenir un rôle de premier ordre dans la recherche de l'influence de la structure particulière de l'écorce terrestre d'après les données d'observation de la marée terrestre en Ukraine. En effet, si on aborde la comparaison des valeurs de  $\gamma$ , obtenues pour les ondes  $O_1$  et  $K_1$  dans les deux directions perpendiculaires, on a pu tirer la conclusion que la valeur de  $\gamma$  dans la direction du méridien est plus grande que dans la direction du parallèle. Il s'ensuit que la flexibilité de la surface terrestre aux forces de marée déformatrices à Tsmakovo dans la direction du méridien est moindre que dans la direction du parallèle. Cependant une telle conclusion serait erronée car on n'aborde pas correctement ainsi le problème. En réalité, si l'on considère le retard de phase pour les composantes méridiennes et si l'on compare les amplitudes des inclinaisons observées et théoriques de la surface de la Terre au moment de la culmination des astres respectifs dans le méridien de Tsmakovo, alors les valeurs "instantanées" obtenues pour le coefficient  $\gamma$  auront un signe négatif. C'est un fait que pour la déformation de période diurne, la surface de la Terre à Tsmakovo est tellement flexible dans la direction du méridien que son inclinaison de marée dans cette direction est plus grande que la valeur "théorique" correspondante de l'oscillation de la verticale.

Les anomalies des inclinaisons de marées considérées d'après les résultats obtenus pour les six ondes peuvent donner une idée plus précise sur le caractère de la déformation de la marée de la surface de la Terre à Tsmakovo. Les anomalies des inclinaisons de la surface de la Terre présentent en elles des différences vectorielles entre les inclinaisons observées dues aux marées et les inclinaisons calculées dans l'hypothèse de la Terre absolument rigide et avec la valeur de  $\gamma_0 = 0,72$ .

Les diagrammes vectoriels des anomalies des inclinaisons pour les ondes  $Q_1$ ,  $O_1$  et  $K_1$  sont donnés sur la figure 1. Les grandes dimensions des ellipses des anomalies des inclinaisons pour les deux dernières ondes montrent ici l'existence d'inclinaisons nettement perturbatrices dans la direction du méridien ou près de lui.

Apparemment, ces inclinaisons perturbatrices sont dues à l'influence de la structure particulière de l'écorce terrestre. L'orientation des anomalies c'est-à-dire l'allongement des ellipses est dans la direction du Nord pour l'onde  $O_1$  et Nord Nord-Ouest pour l'onde  $K_1$ . Il convient de noter spécialement que l'inclinaison

anormale maximum de la surface de la Terre à Tsmakovo dans la direction du Nord coïncide dans le temps, avec le moment où sur la courbe de la marée terrestre diurne le territoire du Caucase se relève.

Les valeurs de  $\gamma$  et  $\alpha$ , obtenues d'après les trois ondes semi-diurnes, pour les composantes N.S., sont en bon accord. Pour les composantes E.W. nous n'avons un accord satisfaisant des résultats que pour les ondes  $N_2$  et  $M_2$  qui donnent des valeurs de  $\gamma$  proches de 0,72 et un petit retard positif de phase. Quant à l'onde  $S_2$  elle donne une valeur quelque peu inférieure pour  $\gamma$  et un retard de phase de signe inverse.

Un certain désaccord du résultat de l'onde  $S_2$  pour la composante E.W. ainsi qu'une discordance correspondante pour l'onde  $K_1$  incite à traiter les données de ces ondes avec circonspection. Il est possible que dans les résultats de la détermination de ces ondes le cycle de production dans la mine exerce une certaine influence. Une étude ultérieure du matériel d'observation permettra de mettre en évidence la cause de cette petite discordance.

Les ondes lunaires  $N_2$  et  $M_2$  donnent des résultats plus sûrs, que l'on peut considérer sans crainte comme caractéristiques de la marée terrestre semi-diurne dans une station donnée. Les valeurs de  $\gamma$ , obtenues pour ces deux ondes dans la direction du méridien se sont montrées moindres que dans la direction du parallèle. Cette inégalité est telle qu'elle ne peut être expliquée par des erreurs. Il convient apparemment de chercher dans les particularités de la structure de l'écorce terrestre sa cause ainsi que la raison de l'inégalité correspondante des ondes  $O_1$  et  $K_1$ .

Les anomalies d'inclinaisons pour les ondes  $N_2$  et  $M_2$  (figure 2) présentent nettement en elles de longues ellipses, orientées dans la direction S.S.O.-N.N.E., et avec cela la plus grande inclinaison d'anomalie s'observe à peu près chaque heure après la culmination de la Lune dans le méridien de Tsmakovo quand sur la courbe de marée de la marée terrestre semi-diurne se soulève le Continent Africain. L'ellipse d'anomalie des inclinaisons pour l'onde  $S_2$  est orientée dans la direction Nord-Nord Ouest de telle sorte que son grand axe s'écarte de l'axe correspondant de l'ellipse d'anomalie de l'onde  $M_2$  approximativement de  $35^\circ$  vers l'Ouest. Cependant la direction générale du nord de l'anomalie des inclinaisons pour l'onde  $S_2$  au moment de culmination du Soleil dans le méridien de Tsmakovo

témoigne du fait que dans son aspect général, l'anomalie pour cette onde est proche de celle que donne l'onde  $M_2$ .

L'onde  $M_2$  a la plus grande amplitude. L'erreur de détermination de ses amplitude et phase est la moindre. C'est pourquoi il convient de considérer comme les plus certains les renseignements sur la déformation due à la marée de la surface de la Terre à Tsmakovo obtenus d'après cette onde. Si l'on admet le fait que cette même valeur est la valeur de  $\gamma$  la plus certaine que les observations puissent donner pour la caractéristique de la marée terrestre normale à Krivoï Rog, alors il faudrait adopter  $\gamma = 0,718$  en tant que telle c'est-à-dire le résultat obtenu d'après l'onde  $M_2$  dans la direction E.W. La perturbation de la valeur de  $\gamma$  pour cette composante est insignifiante, puisque l'inclinaison d'anomalie est dirigé ici presque selon le méridien.

Comme nous le voyons la valeur de  $\gamma$  est exactement 0,718 elle coïncide avec la valeur de  $\gamma_0 = 0,72$ , adoptée actuellement comme la plus certaine.

Pour conclure, quelques mots sur le phénomène des anomalies de l'inclinaison de marée à Tsmakovo.

Comme on l'a déjà remarqué, à cette grande distance du littoral des océans, où se trouve Krivoï Rog, on peut s'attendre à ce que la déformation de marée de la surface de la Terre ne soit pas soumise à l'influence des marées océaniques mais soit faussée sous l'influence de la structure particulière de l'écorce terrestre. Il importe d'ajouter notamment aux influences de ce genre, la réduction substantielle du coefficient  $\gamma$  dans la direction proche du méridien. Quoique le nombre insuffisant des données d'observations ne donne pas encore la possibilité d'en tirer à présent quelque conclusion solidement fondée quant à la nature de cette influence, nous prenons néanmoins la liberté de supposer que dans le cas étudié, c'est l'influence de cette structure particulière de l'écorce terrestre qui englobe la partie extrême sud du territoire de l'Ukraine, qui se fait sentir.

Cette particularité régionale est celle de la partie centrale de la ceinture séismotectonique transasiatique - méditerranéenne et en particulier la zone de cette ceinture qui comprend les régions séismotectonique du Caucase, de la Crimée et des Carpathes. L'existence d'un réseau de séismes profonds de l'écorce terrestre dans cette zone doit diminuer la déformation de la surface de la Terre dans la direction

perpendiculaire à la zone provoquant une sorte de faille de la surface de la terre, coïncidant avec l'étendue de la zone. L'inclinaison de marée d'anomalie à Tsmakovo, obtenue pour l'onde importante  $M_2$  est justement orientée perpendiculairement à la direction de la zone mentionnée.

---

B I B L I O G R A P H I E.

---

1. Z.M. AKSENTIEVA et MATVEEV : Visnik Akademii Naouk Ukr. R.S.R. n° 1, 1959.
  2. Z.M. AKSENTIEVA : Sur les travaux aux clinomètres à Poltava de 1948 à 1952.  
Travaux de la troisième conférence du Service des Latitudes 1954.
  3. P.S. MATVEEV : Analyse harmonique de la série mensuelle d'observations de marées.  
Travaux de l'Observatoire gravimétrique de Poltava.
  4. H. JEFFREYS & R.O. VICENTE : The theory of nutation and the variation of latitude.  
Monthly Notices of the Roy. Astr. Soc. vol. 117, N° 2, 1957, pp. 142-173.
-

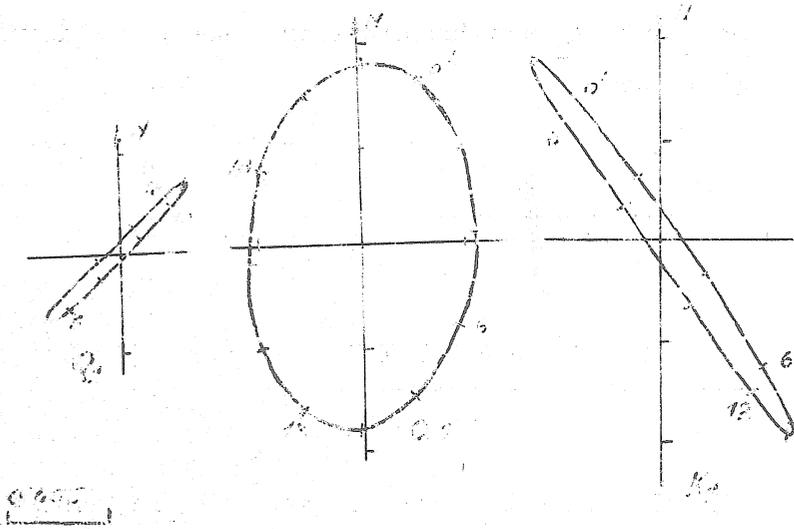


Figure 1. Anomalies des inclinaisons de la surface de la Terre à Tsmakovo (ondes diurnes)

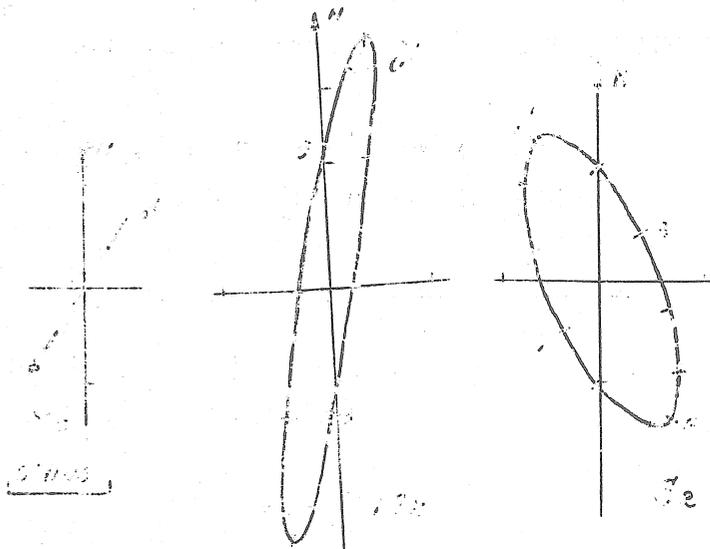


Figure 2. Anomalies des inclinaisons de surface de la Terre à Tsmakovo (ondes semi-diurnes).

Documents reçus au Centre International

<u>ALLEMAGNE R.D.</u>	Berggieshübel	P.H. n° T <sub>1</sub> P.H. n° T <sub>2</sub>	du 28/2 au 1/6 1960
	Tiefenort	P.H. n° S <sub>1</sub>	du 29/9 au 1/11 1958 du 1/6 au 1/12 1960
		P.H. n° S <sub>2</sub>	du 29/9 au 1/11 1958 du 1/6 au 1/12 1960
		n° L <sub>1</sub>	du 1/6 au 1/8 1960 du 1/12 au 31/12 "
		n° L <sub>2</sub>	du 1/6 au 1/12 1960
<u>ALLEMAGNE R.F.</u>	Frankfurt/Main	G. N.A.140	du 15/11 au 15/12/57 1/12 au 30/12/57 25/4 au 24/ 5/58
	Wingst	G. N.A.140	du 22/1 au 22/ 2/58 25/2 au 2/ 4/58
	Berchtesgaden	G. N.A.140	du 20/7 au 19/ 8/58 du 7/10 au 8/11/58
		N.A.166	du 3/10 au 8/11/58
	Neunkirchen	P.H. TE 111 TE 112	du 23/8 au 6/10/59 28/10/59-18/ 1/60 22/1 au 20/ 2/60 20/2 au 31/ 3/60
<u>BELGIQUE</u>	Uccle	G. Ask. 160	du 15/4/61 au 25/2/62
		G. Ask. 145	du 15/4 au 10/6/61
	Sclaigneaux 1	P.H. ORB n°1 EW	du 15/4/61 au 1/2/62
		P.H. ORB n°9 NS	15/4/61 au 25/2/62
	Sclaigneaux 2	P.H. ORB n°10 EW	du 20/9 au 1/12/61
		P.H. ORB n°13 NS	2/11/61 au 10/ 1/62
	Warmifontaine 1	P.H. ORB n°11 EW	du 15/4 au 5/ 5/61 5/6 au 10/ 7/61 15/9 au 15/10/61 1/11/61 " 10/ 1/62
P.H. ORB n°4 NS			15/4 au 2/6 /61 26/8 au 13/10/61
Warmifontaine 2	P.H. ORB n°12 EW	26/8 au 15/10/61	

<u>BULGARIE</u>	Sofia	G. Ask. 121	du 9/3	au 7/4/61
<u>ITALIE</u>	Bari	P.H. ORB n°2(NS)	10/12/60	au 28/2/61
			19/ 4	au 31/5/61
		P.H. ORB n°3(EW)	10/12/60	au 28/2/61
			19/ 4	au 31/5/61
			11/ 9	au 12/10/61
<u>U.R.S.S.</u>	Kondara	P.H. Os 4558(EW)	1/7/	au 31/7/59
			1/9	au 30/9/59
		P.H. Os 4562(NS)	18/7	au 30/9/59
	Alma Ata	P.H. Os 66(EW)	1/11	au 20/12/59
		P.H. Os 65(NS)	1/11	au 31/12/59

---

CENTRE INTERNATIONAL DES MAREES TERRESTRES.

---

Depuis septembre 1961, le Centre dispose pour ses travaux de la table traçante électronique de l'Observatoire Royal de Belgique.

Depuis le 1<sup>er</sup> février il dispose également d'un ordinateur IBM 1620 pour lequel les programmations sont pratiquement terminées. Ces nouveaux programmes réalisent l'automatisation complète du travail d'analyse, y compris l'édition du procès verbal d'analyse. Un modèle en sera donné prochainement dans le BIM. Les vitesses d'exécution sont pratiquement 3 fois plus élevées qu'avec l'ordinateur IBM 650 précédemment utilisé.

Nouvelles des stations

FRANKLIN, New Jersey, U.S.A.

Latitude 41°04' ; Longitude 74°37' W; Altitude 369 m ; Depth 564 m.

Instruments : Horizontal Pendulums ORB, Verbaandert-Melchior

n° 14 N 35° W

n° 15 N 55° E

Beginning of observations : 1/1/62.

SCLAIGNEAUX Belgique

La station a été doublée en septembre 1961. Les nouveaux instruments ont été placés presque à l'extrémité de la galerie, à une distance de 750 mètres de l'entrée et à une profondeur de 90 mètres. Cette station, appelée Sclaigneau 2 est équipée des pendules horizontaux Verbaandert-Melchior n° 10 (EW) et n° 13 (NS). Dix analyses harmoniques ont pu déjà être faites sur ces enregistrements et figureront dans le prochain catalogue de résultats en préparation. Elles confirment pratiquement les résultats de Sclaigneau 1.

Le Pendule n° 1 (prototype de la série) a été remplacé le 1/2/62 par le Pendule n° 31 (Type II).

WARMIFONTAINE Belgique

Cette station est équipée des pendules Verbaandert-Melchior n° 11 (EW) n° 4 (NS) et n° 12 (EW). Des travaux miniers (explosions proches) et surtout une forte condensation sur les systèmes optiques ont assez souvent interrompu le fonctionnement de la station. Une solution probablement définitive a été trouvée pour supprimer la condensation. Elle sera exposée dans un prochain BIM. On espère un fonctionnement plus régulier en 1962.

---

ERRATA G.W.LENNON Some Further Comments upon the treatment of drift and other non-tidal effects in the analysis of earth-tide observations (IVème Symposium Int. sur les marées terrestres - Comm. Observ. Royal de Belgique n° 188/ S. Géoph. n° 58 - 1961).

1. Par suite d'une erreur d'impression, les lettres grecques utilisées comme symbole représentatifs des combinaisons semi-diurnes et diurnes  $\xi_1$  et  $\xi_2$ , qui sont correctement indiquées sur la fig. 1 ont été mal interprétées par l'imprimeur dans le texte où figurent  $\zeta_1$  et  $\zeta_2$ . Il faut évidemment lire partout  $\xi_1$ ,  $\xi_2$ .
2. La fig. 2 de la page 217 a été insérée dans le texte de cette communication par erreur. Cette figure a cependant bien M. LENNON pour auteur mais elle doit illustrer la discussion qui a suivi l'exposé de M. MELCHIOR et appuyer le § VI en page 239.

