

MAREES TERRESTRES

BULLETIN D'INFORMATIONS

N° 97

30 SEPTEMBRE 1986

Association Internationale de Geodesie

Commission Permanente des Marees Terrestres

Editeur Prof. Paul MELCHIOR
Observatoire royal de Belgique
Avenue Circulaire 3
1180 Bruxelles

TABLE DES MATIERES

P.

D.G.GRIDNIEV, M.V. KRAMER (Traduction) Procédé d'élimination des bruits de la courbe de marée observée.	6575
I.A. CHIROKOV, K.M. ANOKHINA, K. ARLT (traduction) Paramètres des inclinaisons de marées d'après les observations dans des puits à la station de "Polouchkino".	6579
JIANG XIANHUA Static deformation response of the earth to tidal potential, concentrated mass loading and shear stress.	6587
L.A. LATININA, A.V. TIKKOMISOV (traduction) Sur les variations des déformations de marées avant les séismes.	6598
A.VENEDIKOV, M.V. IVANOVA, B.P. Pertsev (traduction) Effet indirect des marées océaniques dans les stations gravimétriques de marées terrestres du KAPG.	6607
M. DELCOURT-HONOREZ Lunar and solar barometric tides in seven stations of the Trans World tidal gravity profile.	6614
V.A. VOLKOV, P. VARGA, S.N. BARSENKOV, F.P. GOUSSEVA (traduction) Mesures Soviëto-Hongroises des marées terrestres à Obninsk.	6628
M. DELCOURT-HONOREZ Twenty months water-levels registrations in three well-aquifer systems, on the site of the Royal Observatory of Belgium.	6639
X.M. GAO Geographical distribution of the gravitational oceanic tidal load on the continent of China.	6649
M.V. KOUZNETSOV, L.V. KOUZNETSOVA, Io-K. SARITCHEVA, N.N. PARIISKII, Sou. F. SHIBAIEV (traduction) Observations des marées terrestres à la station de Alma-Ata (Talgat) avec le gravimètre "ASKANIA" GS-11 N° 167 de 1973 à 1977.	6666
V.A. VOLKOV, S.N. BARSENKOV, F.P. GOUSSEVA, S.S. ZASSIMOV, M.V. KRAMER, M.V. YVANOVA, Sek. S. OGANESSIAN. (traduction) Enregistrement des marées à Obninsk de 1970 à 1976.	6671

PROCEDE D'ELIMINATION DES BRUITS DE LA COURBE DE MAREE OBSERVEE

D.G. Gridniev, M.V. Kramer

Déformations lentes de la Terre et sa rotation, pp. 70-73, Moscou 1985.

A la station "Klioutchi" les observations de marées de la pesanteur ont été faites simultanément avec trois gravimètres "Askania" et le gravimètre CKγ-M (1).

La table 1 donne les résultats de l'analyse harmonique pour des séries indépendantes du gravimètre CKγ-M du 31.08 au 2.12.77 (2).

La valeur moyenne δ (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) pondérée avec $p = 1/\epsilon^2$ est $1,1651 \pm 0,0041$. A Krasnaïa Pakhra avec ce même gravimètre on a obtenu une valeur moyenne correspondante à $1,1657 \pm 0,0050$ {3}. La différence ne dépasse pas 0,0006 soit 0,05 %. Cependant à Novosibirsk la valeur δ (S_2) était de 1,7 % plus petite et la valeur δ (O_1) est plus grande de 2,5 % en comparaison avec les mêmes valeurs de δ obtenues à Krasnaïa Pakhra.

Table 1. Station "Klioutchi", gravimètre CKγ-M.

Jour moyen de la série des observations	δ				$\Delta\tau$			
	M_2	S_2	K_1	O_1	M_2	S_2	K_1	O_1
15.09.77	1,1687	1,1580	1,1234	1,1848	-1,32	-0,56	-0,68	-2,36
15.10	1,1633	1,1650	1,1450	1,2027	-1,26	-0,36	-0,21	-0,54
15.11	1,1637	1,1347	1,1546	1,1810	-2,22	-0,04	0,33	-1,35
Moyenne	1,1651 $\pm 17^*$	1,1526 ± 92	1,1410 ± 92	1,1895 ± 67	-1,60 $\pm 0,31$	-0,32 $\pm 0,15$	-0,17 $\pm 0,29$	-1,42 $\pm 0,53$

Les valeurs nettement anormales à Novossibirsk témoignent de ce que des facteurs extérieurs ont agi avec des périodes proches de celles des ondes de marées, perturbations qui ne peuvent être éliminées lors de la réduction par quelque méthode que ce soit. Cependant comme l'a indiqué D.G. Gridniev on peut éliminer ces perturbations lors de la préparation des données d'observations si elles n'ont pas de caractère systématique {4}. Le procédé consiste à ce qu'après élimination de la dérive la courbe de marée est représentée comme indiqué sur

la figure 1 soit successivement les ordonnées de l'heure 0, de l'heure 1 jusqu'à l'heure 23. Si les perturbations n'ont pas un caractère systématique et ne portent que sur quelques heures il est facile de remplacer les données par interpolation graphique.

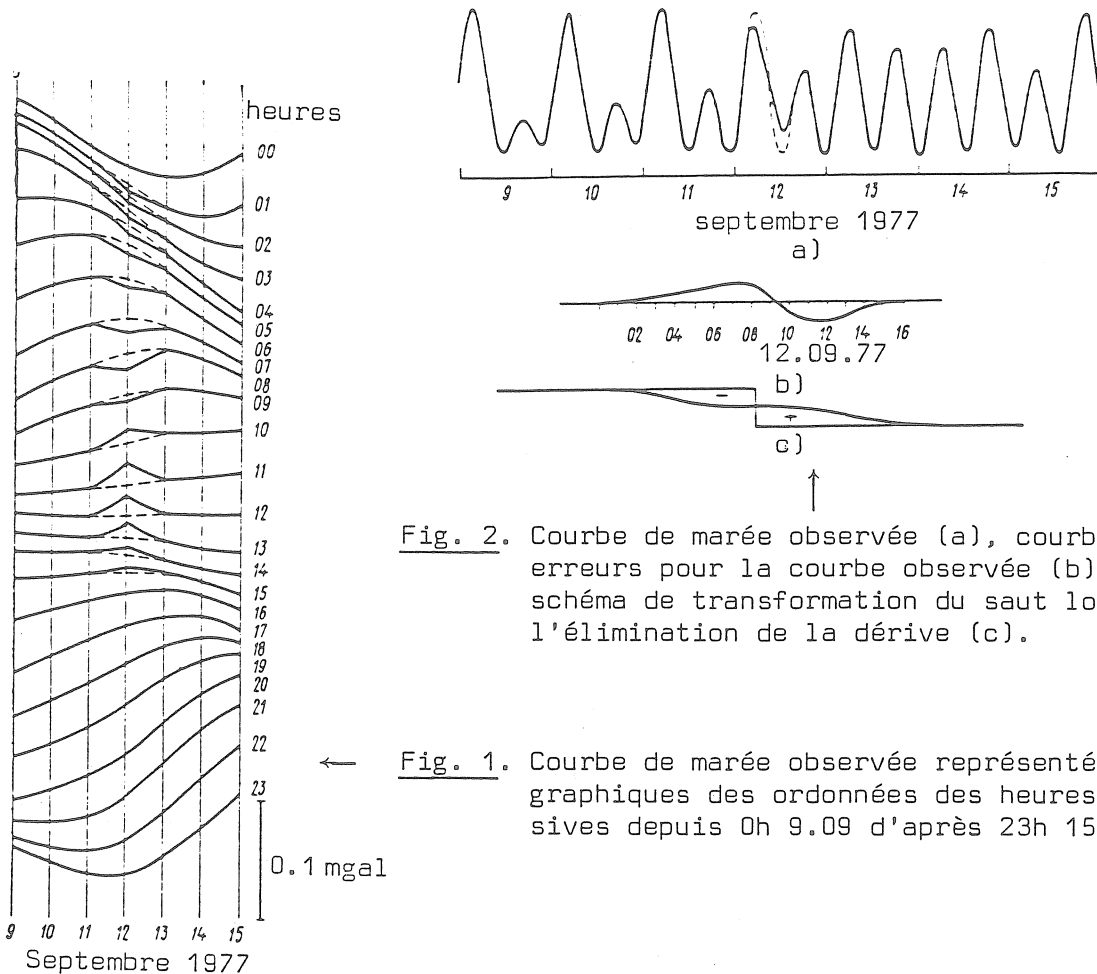


Fig. 2. Courbe de marée observée (a), courbe des erreurs pour la courbe observée (b) et schéma de transformation du saut lors de l'élimination de la dérive (c).

← Fig. 1. Courbe de marée observée représentée par des graphiques des ordonnées des heures successives depuis 0h 9.09 d'après 23h 15.09.77.

La figure 2,a donne la courbe de marée observée construite par le procédé habituel. On peut ici noter facilement les perturbations dans la courbe de marée le 12.08.77 cependant on ne peut déterminer avec précision la période et l'amplitude de cette perturbation; la courbe corrigée par interpolation graphique est indiquée en pointillé. Sur la figure 2,b nous donnons la courbe des corrections aux ordonnées observées de la 1ère à la 15ème heure le 12.09.77 déterminée d'après les graphiques des ordonnées.

A l'examen il est apparu que le 12.09.77 les observateurs ont réalisé une calibration de tous les gravimètres. A 8h on a fait un déplacement de l'enregistrement du gravimètre CKy-M. La valeur du déplacement a été déterminée incorrectement et en jugeant d'après le caractère des perturbations (voir Fig. 1) elle est diminuée. Il n'y a pas que le caractère des perturbations du 12.09 mais aussi la valeur déterminée le 12.09 du coefficient d'échelle qui témoigne de ce

que l'écart a été déterminé incorrectement et que sa valeur est diminuée. Les coefficients d'échelle déterminés respectivement le 6 et 18.09 sont égaux à 3,137 et 3,154 $\mu\text{gal}/\text{mm}$ mais le 12.09 ce coefficient est égal à 3,175 $\mu\text{gal}/\text{mm}$.

Pour toute la période des observations on a établi des graphiques par le procédé décrit, les perturbations sont éliminées par interpolation graphique après quoi les données d'observation sont soumises à l'analyse harmonique. Les résultats de l'analyse sont donnés dans la Table 2.

Table 2. Corrections des valeurs δ et $\Delta\phi$ (Klioutchi, gravimètre CKY-M)

Correction	δ				$\Delta\phi$			
	M_2	S_2	K_1	O_1	M_2	S_2	K_1	O_1
Retard instrumental	—	—	—	—	0,20	0,20	0,10	0,10
Direction de la normale	0,0051	0,0051	0,0013	0,0012	—	—	—	—
Inertie	—0,0033	—0,0036	—0,0012	—0,0010	—	—	—	—
Influence de l'océan	—0,0036	—0,0050	—0,0009	—0,0005	0,40	0,17	—0,18	—0,15
Noyau liquide	—	—	0,0220	0,0007	—	—	—	—
Inertie	—	—	0,0033	0,0031	—	—	—	—
Valeurs moyennes de δ et $\Delta\phi$ avec corrections	1,1634 ± 17	1,1591 ± 92	1,1673 ± 92	1,1940 ± 67	—1,00 $\pm 0,31$	0,05 $\pm 0,15$	—0,25 $\pm 0,29$	—1,47 $\pm 0,53$

Table 3. Valeurs δ et $\Delta\phi$ obtenues après élimination des perturbations.

Jour moyen de la série d'observations	δ				$\Delta\phi$			
	M_2	S_2	K_1	O_1	M_2	S_2	K_1	O_1
15.09.77	1,1624	1,1817	1,1283	1,1835	—0,74	—0,46	—0,73	—1,72
15.10	1,1702	1,1656	1,1404	1,1838	—1,44	—1,41	—0,64	—0,34
15.11	1,1620	1,1501	1,1478	1,1715	—1,59	0,72	0,10	—1,65
Moyenne	1,1649 ± 27	1,1658 ± 91	1,1388 ± 57	1,1796 ± 42	—1,26 $\pm 0,26$	—0,38 $\pm 0,62$	—0,42 $\pm 0,26$	—1,24 $\pm 0,45$
Moyenne avec corrections	1,1631 ± 27	1,1723 ± 91	1,1651 ± 57	1,1841 ± 42	—0,66 $\pm 0,26$	—0,01 $\pm 0,62$	—0,50 $\pm 0,26$	—1,29 $\pm 0,45$
Δ $\Delta\delta, \%$	—0,0003 —0,03	0,0132 1,13	—0,0022 —0,19	—0,0099 —0,84	0,34	—0,06	—0,25	0,18

Comme le montrent les tables 2 et 3, les valeurs δ (M_2) sont restées pratiquement invariables puisque l'onde M_2 est moins sujette que les autres à l'influence de facteurs perturbateurs extérieurs. La valeur δ (S_2) a augmenté de 1,13 %, δ (K_1) a diminué de 0,19 % et δ (O_1) a diminué de 0,84 %. Ainsi après élimination des perturbations de caractère non systématique, les valeurs δ des ondes S_2 , K_1 , O_1 ont sensiblement changé, la valeur anormale de δ pour les ondes S_2 et O_1 a diminué.

Ceci montre que la réduction préliminaire des données d'observations

doit se faire très soigneusement. La construction des graphiques par le procédé décrit donne la possibilité de juger de la qualité des observations.

BIBLIOGRAPHIE

1. Приливные изменения силы тяжести в Новосибирске / В. Г. Баленко, С. Н. Барсенков, В. Г. Булацен и др. — В кн.: Медленные деформации Земли и ее вращение. М.: Радио и связь, 1984, с. 00.
2. Гриднев Д. Г., Осинская С. В., Певзнер Б. Н. Стационарный кварцевый гравиметр. — В кн.: Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975, с. 113—123.
3. Гриднев Д. Г., Крамер М. В. Наблюдения приливных изменений силы тяжести в Красной Пахре гравиметром СКГ-М. — В кн.: Изучение земных приливов. М.: Наука, 1980, с. 153—162.
4. Гриднев Д. Г. Графический способ заполнения пропусков до двух суток в наблюдениях земных приливов. — В кн.: Земные приливы и внутреннее строение Земли. М.: Наука, 1967, с. 119—123.

PARAMETRES DES INCLINAISONS DE MAREES D'APRES LES OBSERVATIONS
DANS DES PUITS A LA STATION DE "POLOUCHKINO"

I.A. Chirokov, K.M. Anokhina, K. Arlt

Déformations lentes de la Terre et sa rotation, pp. 74-81 - Moscou 1985

La dispersion des valeurs du facteur d'amplitude γ obtenues en diverses stations du monde atteint 40 % pour l'onde M_2 .

Il semble qu'on puisse diminuer cette dispersion en plaçant les clinomètres dans des puits et ceci garantit une standardisation du procédé d'installation de l'instrument dans n'importe quelles conditions géologiques. Un effet positif en résulte quant à la précision des mesures et quant au rapport signal-bruit.

Le degré de concordance des résultats peut servir de critère pour l'estimation de l'efficacité de la méthode. A cet égard la comparaison des résultats de l'analyse des inclinaisons de marées d'après des observations groupées dans des puits de différente construction et avec différentes conditions hydrogéologiques présente un grand intérêt.

Conditions d'observations :

Au cours de plusieurs années, on a réalisé à la station clinométrique "Polouchkino" près de Moscou des observations d'inclinaisons de marées terrestres dans des puits en utilisant les clinomètres "Askania" (pendule vertical) et HCO-C (pendules horizontaux) {2, 3}.

Les puits N° 1 et 4 ont été forés en 1973 respectivement dans des dépôts sablo-argileux jusqu'à la profondeur de 30 m et calcaireux jusqu'à la profondeur de 50 m, à une distance de 20 m. Les puits ont été cimentés sur une épaisseur de 3 cm. L'orifice du puits N° 1 est situé à la profondeur de 12 m, au fond d'une galerie spéciale créant un régime d'isolation thermique. L'orifice du puits N° 4 arrive à la surface et est protégé des perturbations de température par un tube supplémentaire en acier et par une couverture isolante.

Les clinomètres ont été descendus dans les puits par un treuil, puis

orientés à l'aide d'un système YYCH-I dans les azimuts NS et EW avec une précision de $\pm 0,5^\circ$.

L'enregistrement est effectué dans un local souterrain distant de 10 à 30 m, simultanément sur enregistreur photographique PH-M et sur enregistreurs multicanaux "Siemens Kompensograf" et "Watanebe". On a enregistré simultanément la température de l'air dans les deux puits à l'aide de thermographes à résistance d'une sensibilité de $0,001^\circ\text{C/MM}$.

Les observations dans le puits N° 4 (profondeur 50 m) avec le clinomètre "Askania" ont duré 252 jours, la durée des observations dans le puits N° 1 à la profondeur de 30 m, avec les clinomètres "Askania" et HCO-C-72 a été respectivement de 76 et 92 jours et les observations de contrôle dans le puits N° 1 (profondeur 30 m) avec l'appareil HCO-C-S1 ont duré 40 jours.

Analyse harmonique.

L'analyse harmonique a été faite par les méthodes de Pertsev (méthode de 29 jours), de Venedikov [6] et de Chojnicki. Celle-ci et l'analyse spectrale ont été faites sur BM EC-1040 à l'Institut d'Astrophysique de Potsdam (RDA). Les tables 1 et 2 donnent les valeurs du facteur d'amplitude γ et du retard de phase obtenus avec le clinomètre "Askania" dans le puits N° 4 : A_T est l'amplitude théorique des ondes de marées; π est la méthode de Pertsev; BM-65 est la méthode de Venedikov, version 1965; $\phi\pi$ est la dérive par la combinaison de Pertsev, MHT est la dérive par la méthode des points nuls (méthode Lassoovskii); $X15\phi$ est la méthode de Chojnicki, version 15 ϕ . Les résultats de la méthode de Pertsev représentés par les valeurs moyennes de six séries mensuelles indépendantes donnent des erreurs quadratiques moyennes sensiblement plus grandes que les autres méthodes. Les résultats obtenus par la méthode de Venedikov sans élimination préliminaire de la dérive ont en comparaison avec la méthode de Pertsev une erreur sensiblement plus petite pour les composantes EW et la même pour les composantes NS.

L'avantage de la méthode Chojnicki résulte de ce qu'on a réussi à déterminer assez précisément le facteur d'amplitude et le retard de phase des ondes à longue période S_{sa} , M_m , M_f , M_{tm} .

Table 1. Facteur d'amplitude clinomètre "Askania", puits N° 4

Onde	A_T, mc	$\gamma(\text{NS})$				A_T, mc	$\gamma(\text{EW})$			
		Π	B.M-65	$\chi_{15\Phi}$ $\Phi\Pi$	$\chi_{15\Phi}$ MHT		Π	B.M-65	$\chi_{15\Phi}$ $\Phi\Pi$	$\chi_{15\Phi}$ MHT
S_{sa}	0,882	—	—	—	0,742* ± 13	—	—	—	—	—
M_m	1,000	—	—	—	0,773 ± 11	—	—	—	—	—
M_f	1,895	—	—	—	0,741 ± 7	—	—	—	—	—
M_{tm}	0,363	—	—	—	0,592 ± 35	—	—	—	—	—
$2Q_1$	0,059	—	—	1,203 ± 122	1,228 ± 141	0,136	—	—	0,865 ± 45	1,145 ± 60
Q_1	0,447	—	0,645 ± 159	0,652 ± 25	0,684 ± 29	1,029	—	0,677 ± 53	0,613 ± 9	0,656 ± 12
O_1	2,337	0,737 ± 25	0,729 ± 29	0,758 ± 5	0,754 ± 6	5,373	0,663 ± 18	0,666 ± 12	0,653 ± 2	0,692 ± 2
M_1	0,184	—	0,435 ± 288	0,476 ± 46	0,509 ± 53	0,422	—	0,650 ± 126	0,612 ± 18	0,623 ± 24
P_1S_1	1,088	—	—	0,862 ± 10	0,806 ± 11	2,500	—	—	0,699 ± 4	0,740 ± 5
K_1	3,287	0,788 ± 18	0,763 ± 19	0,788 ± 3	0,773 ± 4	7,556	0,684 ± 18	0,681 ± 8	0,692 ± 1	0,713 ± 2
J_1	0,184	—	1,459 ± 392	0,966 ± 62	0,876 ± 71	0,422	—	0,874 ± 144	0,797 ± 22	0,827 ± 30
OO	0,101	—	0,743 ± 644	0,814 ± 104	1,027 ± 120	0,231	—	0,571 ± 265	0,494 ± 39	0,688 ± 55
$2N_2$	0,187	—	0,838 ± 97	0,831 ± 35	0,859 ± 41	0,226	—	0,654 ± 78	0,698 ± 25	0,728 ± 33
N_2	1,410	0,736 ± 18	0,722 ± 18	0,741 ± 7	0,740 ± 8	1,709	0,799 ± 17	0,797 ± 15	0,794 ± 5	0,792 ± 7
M_2	7,366	0,742 ± 5	0,744 ± 4	0,743 ± 1	0,742 ± 2	8,929	0,773 ± 5	0,777 ± 3	0,775 ± 1	0,770 ± 1
L_2	0,208	—	1,023 ± 188	0,944 ± 65	0,955 ± 74	0,252	—	0,871 ± 164	0,740 ± 46	0,714 ± 62
S_2	3,427	0,757 ± 3	0,754 ± 7	0,742 ± 3	0,744 ± 3	4,154	0,781 ± 8	0,784 ± 6	0,784 ± 2	0,782 ± 3
M_3	0,082	—	—	0,807 ± 123	0,912 ± 143	0,099	—	—	0,780 ± 88	0,790 ± 88

L'onde de 14 jours M_f existe uniquement dans l'azimut NS. L'effet de charge dû à la marée océanique doit toutefois s'observer dans les deux composantes et ceci offre la possibilité d'étudier l'hétérogénéité horizontale de l'écorce terrestre sur les continents par la mesure des inclinaisons à la fréquence de l'onde M_f dans l'azimut EW.

Table 2. Retard de phase (en degrés) d'après les observations avec le clinomètre "Askania" dans le puits N° 4

Onde	$\gamma(\text{NS})$				$\gamma(\text{EW})$			
	Π	B.M.65	$\chi_{15\Phi}$ $\Phi\Pi$	$\chi_{15\Phi}$ ΔMHT	Π	B.M.65	$\chi_{15\Phi}$ $\Phi\Pi$	$\chi_{15\Phi}$ ΔMHT
S_{sa}	—	—	—	0,4 ±9	—	—	—	—
M_m	—	—	—	2,9 ±8	—	—	—	—
M_f	—	—	—	—1,5 ±6	—	—	—	—
M_{tm}	—	—	—	—3,4 ±3,4	—	—	—	—
$2Q_1$	—	—	38,8 ±5,8	45,8 ±6,6	—	—	—9,9 ±3,0	—16,1 ±3,0
Q_1	—	9,2 ±9,1	—0,1 ±2,2	—6,3 ±2,4	—	—3,3 ±3,6	—5,5 ±9	—3,0 ±1,1
O_1	5,0 ±1,5	5,9 ±1,5	4,6 ±4	3,5 ±4	—4,3 ±1,5	—2,0 ±7	—1,8 ±2	—1,7 ±2
M_1	—	—35,0 ±16,5	—13,3 ±5,5	—31,6 ±5,9	—	9,2 ±7,2	—2,8 ±1,7	—1,4 ±2,2
P_1S_1	—	—	5,0 ±0,6	5,9 ±8	—	—	0,5 ±3	0,3 ±0,4
K_1	—3,0 ±3,1	—2,1 ±1,1	—3,2 ±3	—3,7 ±3	—4,0 ±5	—4,3 ±5	—5,4 ±1	—5,5 ±1
J_1	—	5,4 ±2,4	9,4 ±3,7	5,2 ±4,7	—	14,8 ±8,2	1,5 ±1,6	2,3 ±2,1
OO_1	—	11,1 ±16,9	34,5 ±7,3	31,1 ±6,7	—	20,2 ±15,2	—6,8 ±4,6	—6,4 ±4,4
$2N_2$	—	—7,5 ±5,5	0,7 ±2,4	—1,7 ±2,7	—	—8,2 ±4,5	—7,0 ±2,0	—2,9 ±2,6
N_2	—2,0 ±1,8	—0,9 ±1,0	—0,2 ±0,6	—0,6 ±0,6	—2,1 ±4	—2,5 ±8	—2,2 ±4	—2,7 ±5
M_2	1,4 ±5	1,4 ±2	1,6 ±1	1,5 ±1	—3,5 ±2	—3,5 ±2	—3,1 ±1	—3,1 ±1
L_2	—	2,5 ±7,3	—3,9 ±3,9	—9,6 ±4,5	—	19,5 ±9,4	—0,3 ±3,6	—1,4 ±4,9
S_2	2,3 ±1,4	0,1 ±4	3,3 ±2	2,8 ±3	—2,0 ±5	—2,2 ±3	—1,6 ±1	—1,7 ±2
M_3	—	—	13,1 ±8,8	9,9 ±8,9	—	—	2,4 ±6,4	—5,9 ±7,6

Les conditions qui conviennent le mieux pour vérifier cet effet existent près des limites des blocs tectoniques aux bords des continents. Toutefois, pour isoler l'onde à longue période, il faut de longues séries d'observations et en éliminer préliminairement la dérive par la méthode des points nuls {7}. L'application de cette méthode ne diminue pas la précision de la détermination des caractéristiques des ondes de marées principales des bandes diurne et semi-diurne (voir tables 1 et 2) mais, pour la séparation des petites ondes de périodes diurne, semi-diurne, terdiurne, il est préférable d'opérer une élimination de la dérive d'après la méthode de Pertsev {8}.

Analyse spectrale.

Les observations d'inclinaisons de marées peuvent être soumises à l'influence de facteurs qui ne sont pas dus aux marées mais qui en sont voisins en fréquence et qui perturbent les ondes de marées. C'est pourquoi il est apparu intéressant d'étudier la composition spectrale des inclinaisons observées dans les azimuts NS et EW.

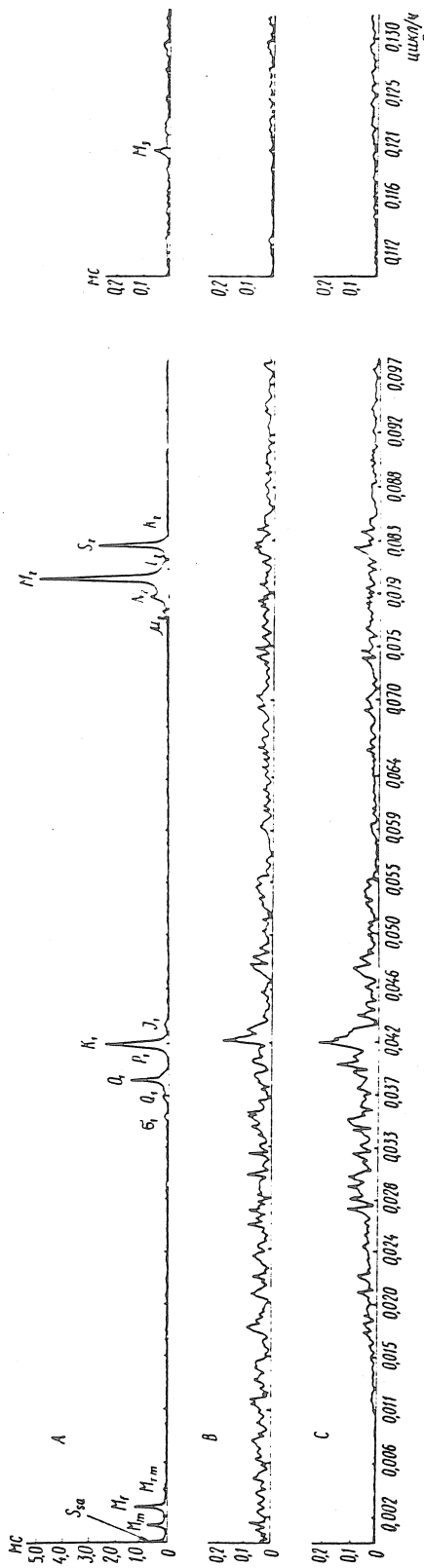


Fig. 1. Spectre d'amplitude des inclinaisons de marées pour la composante NS : A est le spectre des inclinaisons observées; B est le spectre "résiduel"; C est le spectre "résiduel" avec élimination préliminaire de la dérive d'après Pertsev.

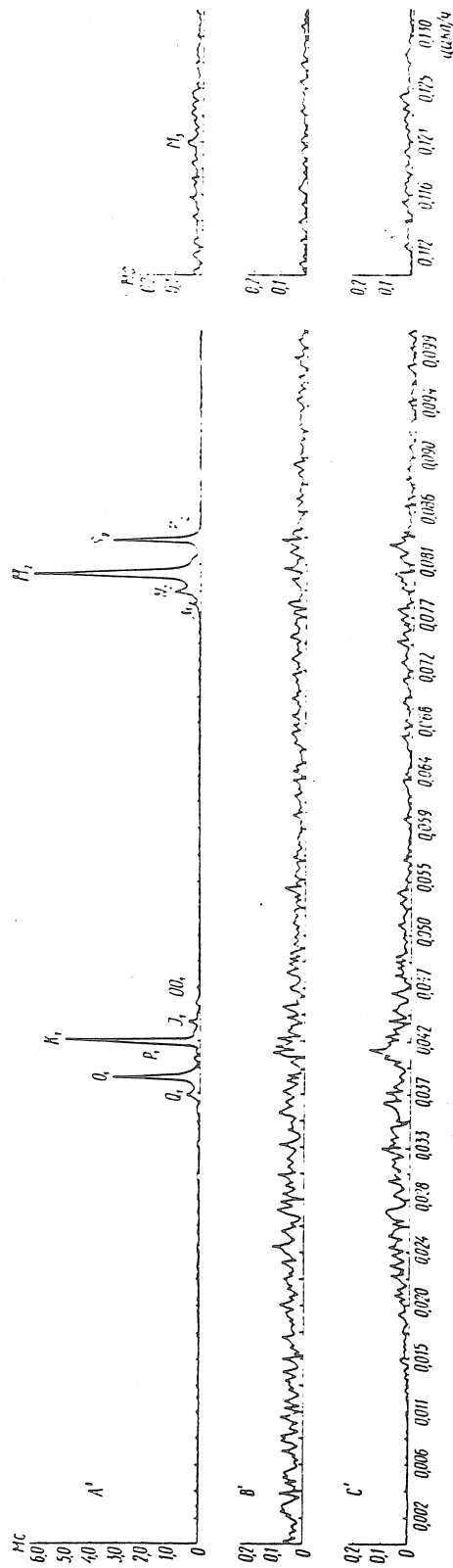


Fig. 2. Spectre d'amplitude des inclinaisons de marées en composante EW. A' est le spectre des inclinaisons observées; B' est le spectre "résiduel"; C' est le spectre "résiduel" avec élimination préliminaire de la dérive d'après Pertsev. On a choisi un intervalle continu de 6 mois d'observations avec le clinomètre "Askania" dans le puits N° 4.

Les figures 1 et 2 montrent les spectres d'amplitude des inclinaisons de marées dans les gammes des ondes à longue période, diurnes, semi-diurnes et terdiurnes dans les azimuts respectifs NS et EW.

Sur chaque figure les courbes A et A' représentent les spectres des inclinaisons de marées observées desquelles on a éliminé la dérive par le procédé des points nuls. Les courbes B et B' sont les spectres "résiduels" (résultat de la soustraction des observations, d'une "marée théorique" calculée en tenant compte des paramètres de marées obtenus par les mêmes observations par la méthode Chojnicki). La dérive a été éliminée par la méthode des points nuls. Les courbes C et C' sont les spectres des mêmes "résidus" mais avec élimination préliminaire de la dérive par la combinaison de Pertsev.

La courbe A montre que, sur un intervalle de 6 mois, en composante NS, les ondes à longue période se détachent bien malgré leurs faibles amplitudes. Il s'agit de l'onde S_{sa} dont l'amplitude théorique à la station considérée n'atteint que 0,88 msec; l'onde M_m - 1 msec, l'onde M_f - 1,89 msec; l'onde M_{tm} - 0,36 msec.

Le spectre des "résidus" montre qu'on n'observe pas d'ondes non dues aux marées avec une amplitude de plus de 0,1 msec dans cette bande. La courbe C' montre qu'après application de la combinaison Pertsev, comme il fallait l'espérer, les ondes à longue période manquent puisqu'elles entrent entièrement dans la dérive séparée par cette combinaison. Un certain bruit survient uniquement en commençant depuis des périodes de 90 h c'est-à-dire quand le facteur de sélectivité de la combinaison de Pertsev devient plus petit que l'unité.

Dans la bande diurne les ondes K_1 et P_1 ne se séparent malheureusement pas à cause de la durée insuffisante de la série. Le spectre "résidu" indique que sur la fréquence K_1 P_1 l'amplitude du bruit augmente jusqu'à 0,2 msec ce qui représente 6 % de l'amplitude théorique de K_1 . Dans les autres fréquences de cette bande le bruit ne dépasse pas 0,1 msec.

Dans la bande semi-diurne se détachent également quatre ondes : μ_2 , N_2 , M_2 et S_2 . Pour la séparation des ondes S_2 et K_2 la durée de la série est également insuffisante.

Les spectres des "résidus" ont montré que le bruit ne résultant pas des marées ne dépasse pas 0,1 msec dans la bande semi-diurne. Dans le spectre des ondes terdiurnes se détache l'onde M_3 d'amplitude théorique 0,082 msec. Le bruit non dû aux marées est très faible dans cette bande et ne dépasse pas 0,03 msec.

Observations comparatives.

La bonne concordance des valeurs γ et χ présentées dans les tables 1 et 2 obtenues par trois méthodes différentes témoigne de la qualité des observations avec les clinomètres "Askania" dans le puits N° 4. Cependant on ne peut pas ne pas noter que le facteur d'amplitude des ondes semi-diurnes paraît exagéré de 5 à 10 % pour les deux composantes; pour les ondes diurnes le résultat exagéré est noté uniquement dans l'azimut NS. Pour examiner une influence instrumentale comme cause possible de cette divergence on a fait des observations comparatives avec trois clinomètres de construction différente "Askania", HCO-C-72 et HCO-C-51. Pour des raisons de construction les deux derniers appareils ne peuvent être installés que dans un puits d'un diamètre de 300 MM, c'est pourquoi les observations comparatives ont été faites dans le puits voisin N° 1 qui a un diamètre de 300 MM et une profondeur de 30 M, observations faites par remplacement successif des appareils dans le puits. La durée moyenne de la série était de plus de deux mois avec chaque appareil, ce qui a permis d'évaluer sûrement les paramètres de l'onde M_2 dans l'azimut EW.

Table 3. Facteur d'amplitude d'après les observations dans le puits N° 1.

Onde	Askania 73 jours		HCO n° 72 92 jours		HCO n° 51 40 jours
	X15H	BM-65	X15H	BM-65	BM-65
M_2	0,726 ± 6	0,727 ± 12	0,731 ± 8	0,729 ± 11	0,719 ± 31
S_2	0,771 ± 11	0,760 ± 24	0,772 ± 15	0,758 ± 23	0,709 ± 76
N_2	0,829 ± 36	0,825 ± 83	0,696 ± 39	0,754 ± 58	—
K_1	0,754 ± 9	0,741 ± 41	0,719 ± 11	0,729 ± 35	0,676 ± 73
O_1	0,672 ± 12	0,632 ± 56	0,802 ± 16	0,785 ± 57	0,760 ± 122

Nous en donnons les résultats dans la Table 3. L'analyse harmonique a été faite par les méthodes de Venedikov et Chojnicki. Pour l'onde M_2 les trois appareils ont donné des résultats ne diffèrent pas l'un de l'autre de plus de 1 % ce qui ne sort pas des limites des erreurs de leur détermination. La comparaison des résultats pour les ondes diurnes a été difficile à cause de la durée différente des séries et de la non concordance des époques d'observations.

Ceci a montré le rôle insignifiant de l'influence instrumentale comme cause possible de la divergence des résultats des observations dans les puits N° 1 et 4. C'est pourquoi on peut faire l'hypothèse que les valeurs exagérées des paramètres de marées dans le puits N° 4 sont déterminées par la présence de la couche de calcaire solide se trouvant à la profondeur de 50 m dans la zone

d'installation du clinomètre. Le puits N° 1 (moins profond) se trouvait complètement dans une roche friable ce qui a agité favorablement sur les résultats. Les observations dans les puits voisins de 30 mètres N° 2 et 3 situés aussi dans les roches friables ont donné des valeurs γ pour l'onde M_2 qui correspondent pratiquement avec les valeurs de la table 3 {9, 10}. Ce fait montre la nécessité de tenir compte de l'influence de la coupe géologique dans le choix du puits pour les observations clinométriques.

CONCLUSIONS

1. Les observations clinométriques dans deux puits voisins différents mettent en évidence une divergence systématique des paramètres des inclinaisons de marées.
2. L'influence instrumentale n'est pas la cause de cette divergence.
3. Le procédé d'installation des clinomètres dans le puits n'élimine pas l'influence perturbatrice des facteurs géologiques et hydrogéologiques défavorables. On peut diminuer cette influence si l'on tient compte de la structure géologique.

BIBLIOGRAPHIE.

1. Широков И. А., Анохина К. М. Методика и результаты наклономерных наблюдений в скважинах. — В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск: Ин-т геолог. и геофиз. СО АН СССР, 1976, с. 98—114.
2. Широков И. А., Анохина К. М. О сравнительных земноприливных наблюдениях скважинным наклономером «Аскания» и наклономерами Островского. — В кн.: Вращение и приливные деформации Земли. Киев: Наукова думка, 1974, № 7, с. 82—86.
3. Широков И. А., Анохина К. М. Результаты наблюдений приливных наклонов скважинным наклономером «Аскания». — В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск: Ин-т геолог. и геофиз. СО АН СССР, 1976, с. 114—120.
4. Перцев Б. П. Гармонический анализ упругих приливов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 8, с. 946—967.
5. Перцев Б. П. Об учете сползания нуля при наблюдениях земных приливов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 4, с. 547—553.
6. Venedikov A. P. Une méthode pour l'analyse des marées terrestres à partir d'enregistrements de longueur arbitraire. — Comm. Obs. Roy. Belg. N 250, Ser. Geoph., 1966, N 71, p. 3—63.
7. Chojnicki T. Détermination des paramètres des marées par la compensation des observations au moyen de la méthode de moindres carrés. — Publ. of the Inst. of Geophys. Polish Acad. of Sci., Warszawa, 1972, N 55, p. 43—85.
8. Chojnicki T. Détermination de la dérive dans les mesures des marées au moyen de la méthode des points neutres. Publ. of the Inst. of Geophys. Polish Acad. of Sci., Warszawa, 1973, N 71, p. 3—45.
9. Широков И. А., Анохина К. М. Наблюдения приливных наклонов в скважинах. — В кн.: Изучение земных приливов. М.: Наука, 1980, с. 188—192.
10. Широков И. А., Анохина К. М. Наклономерные наблюдения с вертикальным маятником «Аскания» в скважине вблизи Москвы. — В кн.: Изучение земных приливов. М.: Наука, 1980, с. 193—195.

STATIC DEFORMATION RESPONSE OF THE EARTH TO TIDAL POTENTIAL, CONCENTRATED MASS LOADING AND SHEAR STRESS

Jiang Xianhua

Institute of Seismology, Wuhan, China

ABSTRACT

Static deformation of the SNREI earth caused by the tidal potential, concentrated mass load and shear stress is investigated systematically, and Love numbers varied with radius for 1066A earth model have been computed by integrating a set of differential equations numerically. From these Love numbers we have constructed displacement, gravity, tilt, strain and astronomical Green's functions.

1. INTRODUCTION

Static deformation response of the SNREI earth (spherical, non-rotating, elastic and isotropic earth) to the tidal potential and concentrated load has been discussed extensively by many authors (see, e.g. Longman 1962, 1963; Farrell 1972; Saito 1974). Farrell (1972) computed load Love numbers from $n=1$ to $n=10000$ for Gutenberg-Bullen earth model. Using these Love numbers he constructed displacement, gravity, tilt and strain Green's functions. But he only gave the results for $r=a$ (on the earth's surface). In order to study deformation within the earth induced by the ocean water loads, we need load Love numbers for $r<a$.

Winds and ocean currents exert shear stress in the Earth. Deformations caused by the shear stress also can be expressed in function of the Love numbers. The problem obeys the same field equations as the tidal and load do but with different boundary conditions. The purpose of our paper is to describe a simultaneous computation of the SNREI earth's deformation induced by the tidal potential, concentrated mass load and shear stress on the earth's surface. We obtained Love numbers not only for $r=a$ but for $r<a$.

2. DIFFERENTIAL EQUATIONS AND BOUNDARY CONDITIONS

The elastic motion equations for the SNREI earth are well-known (e.g. Phinney & Burridge 1973). Suppose that at undeformed state (initial state) the earth being at equilibrium under hydrostatic pressure, the static deformation is governed in spherical coordinate (r, θ, ϕ) by the partial differential equations :

$$\nabla \cdot \bar{\tau} - \nabla (\rho \gamma \bar{u} \cdot \bar{e}_r) - \rho \nabla \psi + \gamma \nabla (\rho \bar{u}) = 0 \quad (2.1)$$

$$\nabla^2 \psi = 4\pi G \nabla (\rho \bar{u}) \quad (2.2)$$

where ∇ is the gradient operator; $\bar{\tau}$ is the stress tensor; $\bar{u}$ is the displacement vector; ρ is the equilibrium density; γ is the gravitational acceleration due to ρ ; G is the gravitational constant; ψ is the total perturbation in the potential.

$$\psi = \psi_1 + \psi_2$$

where ψ_1 is the additional potential arising from the elastic deformation and ψ_2 is the exerted disturbing potential.

We expand unknowns $\bar{\tau}$, $\bar{u}$ and $\bar{\tau} \cdot \bar{e}_r$ in spherical harmonics

$$\psi = \sum_{n=0}^{\infty} \psi_n(r) P_n(\cos \theta), \quad (2.3)$$

$$\bar{u} = \sum_{n=0}^{\infty} (\bar{e}_r U_n(r) + \bar{e}_\theta V_n(r) \frac{\partial}{\partial \theta}) P_n(\cos \theta), \quad (2.4)$$

$$\bar{\tau} \cdot \bar{e}_r = \sum_{n=0}^{\infty} (\bar{e}_r T_{n,r}(r) + \bar{e}_\theta T_{n,\theta}(r) \frac{\partial}{\partial \theta}) P_n(\cos \theta), \quad (2.5)$$

Introducing

$$Q_n(r) = \dot{\psi}_n(r) + ((n+1)/r)\psi_n(r) - 4\pi G \rho U_n(r), \quad (2.6)$$

where $\dot{\psi}_n(r)$ indicates the derivative of $\psi_n(r)$ with respect to the radius r .

Substituting (2.3)-(2.6) into (2.1) and (2.2), then taking the Hooke's law for a linear elastic solid into account, we obtain a system of six linear differential equations pertaining to radius r :

$$\frac{dY}{dr} = A(r, n) Y, \quad (2.7)$$

where

$$Y = (U_n \ T_{n,r} \ V_n \ T_{n,\theta} \ \psi_n \ Q_n)^t$$

Our purpose is to model the static deformation of the SNREI earth caused by the tidal potential, concentrated mass load and shear stress on the Earth's surface (which will be abbreviated as problem A, B and C below). Problem A, B and C satisfy the same equations (2.1) and (2.2) but with different boundary conditions.

We first develop concentrated mass load $\delta(\theta)$ and shear stress $\bar{\delta}(\theta)$ in spherical harmonics :

$$\delta(\theta) = \sum_{n=0}^{\infty} ((2n+1) M_0 / (4\pi a^2)) P_n(\cos \theta) \quad (2.8)$$

$$\bar{\delta}(\theta) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(2n+1) M_0 \gamma(a)}{4\pi a^2 n(n+1)} \frac{\partial P_n(\cos \theta)}{\partial \theta} \bar{e}_\theta \quad (2.9)$$

where a is the mean radius of the earth, for simplicity we choose M_0 as the total mass of the Earth. Using (2.8) and (2.9) we can unify the three groups of boundary conditions that the problems A, B and C must satisfy. They are :

$$\begin{aligned} T_{n,r}(a) &= (-(2n+1) M_0 \gamma(a) / (4\pi a^2)) \alpha_r, \\ T_{n,\theta}(a) &= \frac{(2n+1) M_0 \gamma(a)}{4\pi a^2 n(n+1)} \alpha_\theta, \\ Q_n(a) &= (2n+1) \gamma(a) \alpha_\phi, \end{aligned} \quad (2.10)$$

We have

$$\begin{aligned} (\alpha_r, \alpha_\theta, \alpha_\phi) &= (0, 0, 1), \\ (\alpha_r, \alpha_\theta, \alpha_\phi) &= (1, 0, 1), \\ (\alpha_r, \alpha_\theta, \alpha_\phi) &= (0, 1, 0), \end{aligned} \quad (2.11)$$

with respect to A, B and C.

We treat the deformation of the zero and one degree following Saito's method (Saito 1974). In the liquid core the rigidity vanishes and we get two differential equations of the first order without assuming that the Adams-Williamson condition is satisfied.

3. NUMERICAL INTEGRATION

Theoretically, having solved the system of six linear differential equations, we are able to obtain the deformation response varied with radius r by summing the infinite series of spherical harmonics (2.3)-(2.5). But in fact we introduce three dimensionless parameters called Love numbers, then solve the equations numerically to obtain these parameters, finally we compute the deformation response summing the infinite series. This procedure is convenient and useful.

The Love numbers $H_n(r)$, $L_n(r)$ and $K_n(r)$, which characterize the deformation, are defined as

$$\begin{bmatrix} U_n(r) \\ V_n(r) \\ \psi_{1,n}(r) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} H_n(r) / \gamma(a) \\ L_n(r) / \gamma(a) \cdot \frac{\partial}{\partial \theta} \\ K_n(r) \end{bmatrix} \Phi_n(r) \quad (3.1)$$

Equations (2.7) are integrated numerically with spline interpolation. Because $r=0$ is a singular point for the equations (2.7), the numerical integration should be started at a finite distance from the center of the Earth (say $r=r_0$). Here r_0 is assumed sufficient small so that for $r \leq r_0$ the Earth can be considered as homogeneous. In this case we can determine the initial solution of (2.7) for $r \leq r_0$ analytically. For $r \leq r_0$ there exist three independent solutions which are finite at $r=0$. Two of them are expressed by Bessel functions of the first kind and the last by power series of the radius. Moreover we develop the Bessel functions in power series near $r=0$. The linear combination of the independent solutions provides the initial values at $r=r_0$, which contain three arbitrary constants. The initial value vector is

$$Y_{(0),i} = b_{ij} \cdot \alpha_j \quad ; \quad \begin{matrix} i=1, \dots, 6 \\ j=1, \dots, 3 \end{matrix} \quad (3.2)$$

where $b=(b_{ij})$ is the numerical matrix, α_j ($j = 1, 2, 3$) are three arbitrary constants determined by boundary conditions on the Earth's surface.

Using the Runge-Kutta procedure we integrate equations (2.7) radially outwards. In order to carry α_j to the Earth's surface a calculation procedure is developed. Following this procedure the numerical solution of the equations (2.7) can be expressed as

$$Y_{(m+1)} = M_{(m)} M_{(m-1)} \cdots M_{(1)} M_{(0)} Y_{(0)} \quad (3.3)$$

after $m+1$ time integration, where the matrix $M_{(j)}$ is associated with $A(r)$ and computed by the Runge-Kutta procedure. What we need to do for each step is to

construct the $M_{(j)}$. Supposing that $Y_{(n+1)}$ is the integration vector of (2.7) on the Earth's surface, we then have :

$$\begin{aligned} M_{2j} \alpha_j &= -(2n+1) M_o \gamma(a) \alpha_r / (4\pi a^2) , \\ M_{4j} \alpha_j &= (2n+1) M_o \gamma(a) \alpha_\theta / (4\pi a^2 n(n+1)) , \\ M_{6j} \alpha_j &= (2n+1) \gamma(a) \alpha_\phi \end{aligned} \quad (3.4)$$

where

$$M = M_{(n)} M_{(n-1)} \dots M_{(0)}^b , \quad j = 1, 2, 3 .$$

When α_j are determined by (3.4), we can obtain the solution to (2.7) by inserting them into (3.2) and (3.3). Then Love numbers are obtained in function of the radius.

4. NUMERICAL RESULTS

We denote Love numbers as $H_n, L_n, K_n; H'_n, L'_n, K'_n; H''_n, L''_n, K''_n$; with respect to tidal, concentrated mass load and shear stress.

To check our computation procedure and numerical results let us look into some important relations between these Love numbers :

$$\begin{aligned} K'_n(a) &= K_n(a) - H_n(a) , \\ K''_n(a) &= L_n(a) , \\ K''_n(a) &= H''_n(a) + L'_n(a) . \end{aligned}$$

When n approaches infinity there exist three asymptotic values for $H'_n(a)$, $nL'_n(a)$ and $nK'_n(a)$. Lanzano (1982) gave them for the 1066A model :

$$\begin{aligned} h^* &= -11.35767 , \\ \ell^* &= 3.43096 , \\ k^* &= -4.70437 . \end{aligned} \quad (4.2)$$

Here h^* , ℓ^* and k^* are the limits of $H'_n(a)$, $nL'_n(a)$ and $nK'_n(a)$ as n approaches infinity.

Equations (4.1) and (4.2) can be used to examine our numerical procedure and the results.

We have computed the Love numbers for the 1066A earth model from $n=0$ to $n=10000$ at depth 0, 20 and 60 kilometers. These results are given in the Tables 1, 2 and 3. Inspection of these Tables shows that the results agree with (4.1) and (4.2) with a maximal discrepancy in the fifth decimal. This demonstrates that our procedure is feasible.

Using the results for $K'_n(a)$, $L'_n(a)$ and $K''_n(a)$ as given in the Table 1, we constructed the displacement, tilt, gravity, strain and astronomical Green's functions. The results are given in the Table 4. The elastic part of the astronomical Green's function is defined as

$$A^E(a) = 1/M_0 \sum_{n=0}^{\infty} (K_n(a) - L_n(a)) \frac{\partial}{\partial \theta} P_n(\cos \theta)$$

where θ is the angular distance from the loading.

We have used the same program to compute the Green's function using Love numbers given by Farrell (1972). The results agree quite well with those of Farrell (1972).

ACKNOWLEDGEMENT

I am greatly indebted to professor Li Ruihao. Without his encouragement this work would not have been possible.

Table 1. Depth : 0 km

n	H _n	L _n	K _n	-H' _n	L' _n	-K' _n	-H'' _n	L'' _n	K'' _n
0	0.00000	0.00000	0.00000	0.13690	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
1	0.00000	0.00000	0.00000	0.30427	0.11300	0.00000	0.22458	0.00000	0.00000
2	0.60912	0.08421	0.29887	1.02856	0.02370	0.31022	-0.06052	0.33160	0.08421
3	0.29104	0.01459	0.09232	1.09574	0.07223	0.19871	0.05764	0.17696	0.01459
4	0.17662	0.01016	0.04150	1.10483	0.06094	0.13511	0.05078	0.11314	0.01016
5	0.12989	0.00848	0.02434	1.14498	0.04817	0.10555	0.03969	0.07868	0.00848
6	0.10766	0.00683	0.01677	1.21069	0.04045	0.09088	0.03362	0.05829	0.00683
8	0.08694	0.00436	0.01007	1.36881	0.03332	0.07686	0.02896	0.03629	0.00436
10	0.07635	0.00290	0.00700	1.52733	0.03024	0.06935	0.02734	0.02509	0.00290
18	0.05659	0.00078	0.00278	2.05694	0.02644	0.05380	0.02566	0.00946	0.00078
25	0.04722	0.00030	0.00164	2.40335	0.02506	0.04558	0.02476	0.00560	0.00030
36	0.03692	0.00008	0.00087	2.77838	0.02250	0.03605	0.02242	0.00317	0.00008
56	0.02541	0.00002	0.00037	3.19323	0.01778	0.02504	0.01776	0.00162	0.00002
100	0.01442	0.00002	0.00011	3.75730	0.01101	0.01431	0.01099	0.00067	0.00002
180	0.00864	0.00002	0.00003	4.65240	5.854·10 ⁻³	8.603·10 ⁻³	0.00584	0.00026	0.00002
325	0.00649	0.00001	0.00001	6.29077	3.541·10 ⁻³	6.482·10 ⁻³	0.00353	0.00009	0.00001
425	0.00606	0.00001	0.00001	7.33112	3.313·10 ⁻³	6.048·10 ⁻³	0.00331	0.00006	0.00001
550	0.00566	0.00000	0.00001	8.43599	3.294·10 ⁻³	5.654·10 ⁻³	0.00329	0.00003	0.00000
1000	0.00426	0.00000	0.00000	10.6024	2.933·10 ⁻³	4.259·10 ⁻³	0.00293	0.00001	0.00000
1800	0.00259	0.00000	0.00000	11.2925	1.895·10 ⁻³	2.584·10 ⁻³	0.00190	0.00000	0.00000
3000	0.00155	0.00000	0.00000	11.2982	1.140·10 ⁻³	1.552·10 ⁻³	0.00114	0.00000	0.00000
10000	0.00047	0.00000	0.00000	11.3270	3.420·10 ⁻⁴	4.681·10 ⁻⁴	0.00034	0.00000	0.00000

Table 2. Depth : 20 km

n	H _n	L _n	K _n	-H' _n	L' _n	-K' _n	-H'' _n	L'' _n	K'' _n
0	0.00000	0.00000	0.00000	0.12920	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
1	0.00000	0.00000	0.00000	0.28106	0.09766	0.00000	0.22458	0.00000	0.00000
2	0.60994	0.08585	-0.29305	0.99706	0.02043	0.31564	-0.05840	0.31225	0.08478
3	0.29148	0.01544	-0.08289	1.05160	0.06865	0.20662	0.06016	0.16328	0.01499
4	0.17674	0.01065	-0.02885	1.04748	0.05741	0.14578	0.05340	0.10265	0.01051
5	0.12983	0.00883	-0.00855	1.07432	0.04460	0.11909	0.04235	0.07019	0.00879
6	0.10750	0.00711	0.00215	1.12681	0.03674	0.10734	0.03632	0.05115	0.00710
8	0.08666	0.00459	0.01507	1.25878	0.02924	0.09917	0.03175	0.03087	0.00459
10	0.07602	0.00310	0.02431	1.39138	0.02576	0.09752	0.03021	0.02071	0.00310
18	0.05624	0.00091	0.04507	1.84430	0.02146	0.09818	0.02767	0.00786	0.00086
25	0.04677	0.00042	0.07475	2.07823	0.01864	0.11738	0.02794	0.00379	0.00041
36	0.03641	0.00016	0.10723	2.31756	0.01554	0.13904	0.02576	0.00191	0.00017
56	0.02477	0.00006	0.15190	2.51508	0.01110	0.17206	0.02119	0.00085	0.00007
100	0.01324	0.00003	0.25533	2.54598	0.00488	0.26395	0.01454	0.00026	0.00005
180	0.00649	0.00002	0.41191	2.43325	0.00061	0.41417	0.00885	0.00007	0.00003
325	0.00304	0.00001	0.63240	2.12179	-0.00125	0.63197	0.00468	0.00001	0.00001
425	0.00215	0.00000	0.72983	1.94417	-0.00141	0.72900	0.00335	0.00000	0.00001
550	0.00136	0.00000	0.83185	1.53728	-0.00117	0.83097	0.00214	0.00000	0.00000
750	0.00074	0.00000	0.91207	1.11106	-0.00079	0.91142	0.00117	0.00000	0.00000
1000	0.00035	0.00000	0.96090	0.66906	-0.00042	0.96054	0.00054	0.00000	0.00000
1800	0.00003	0.00000	0.99708	0.08938	-0.00004	0.99704	0.00004	0.00000	0.00000
3000	0.00000	0.00000	0.99994	0.00297	-8.46·10 ⁻⁷	0.99994	0.00000	0.00000	0.00000
10000	0.00000	0.00000	1.00000	0.00000	-8.8·10 ⁻¹⁶	1.00000	0.00000	0.00000	0.00000

Table 3. Depth : 60 km

n	H _n	L _n	K _n	-H' _n	L' _n	-K' _n	-H'' _n	L'' _n	K'' _n
0	0.00000	0.00000	0.00000	0.12600	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
1	0.00000	0.00000	0.00000	0.27140	0.09524	0.00000	0.22458	0.00000	0.00000
2	0.61098	0.08864	-0.28143	0.98182	0.01495	0.32229	-0.05579	0.30214	0.08556
3	0.29201	0.01687	-0.06607	1.03021	0.06269	0.21740	0.06321	0.15598	0.01581
4	0.17683	0.01149	-0.00697	1.01915	0.05160	0.16126	0.05652	0.09713	0.01122
5	0.12967	0.00942	0.01842	1.03893	0.03878	0.13933	0.04546	0.06579	0.00939
6	0.10718	0.00760	0.03418	1.08445	0.03075	0.13229	0.03942	0.04750	0.00763
8	0.08618	0.00497	0.05711	1.20274	0.02271	0.13339	0.03483	0.02813	0.00505
10	0.07543	0.00344	0.07616	1.32189	0.01868	0.14087	0.03325	0.01851	0.00348
18	0.05572	0.00107	0.10560	1.73893	0.01548	0.15249	0.03040	0.00617	0.00107
25	0.04578	0.00060	0.19297	1.91097	0.00910	0.22463	0.03039	0.00289	0.00062
36	0.03521	0.00030	0.26678	2.07947	0.00568	0.28746	0.02772	0.00129	0.00032
56	0.02323	0.00013	0.37560	2.12633	0.00192	0.38567	0.02235	0.00045	0.00017
100	0.01112	0.00005	0.56899	1.85433	-0.00146	0.57046	0.01400	0.00008	0.00008
180	0.00401	0.00001	0.78022	1.26910	-0.00185	0.77914	0.00649	0.00000	0.00000
325	0.00084	0.00000	0.94528	0.50681	-0.00076	0.94461	0.00158	0.00000	0.00000
425	0.00033	0.00000	0.97762	0.26626	-0.00036	0.97728	0.00064	0.00000	0.00000
550	0.00008	0.00000	0.99461	0.08894	-0.00011	0.99450	0.00016	0.00000	0.00000
750	0.00001	0.00000	0.99919	0.01874	-0.00002	0.99917	0.00002	0.00000	0.00000
1000	0.00000	0.00000	0.99992	0.00238	-1.88·10 ⁻⁶	0.99992	0.00000	0.00000	0.00000
1800	0.00000	0.00000	1.00000	0.00000	-1.05·10 ⁻⁹	1.00000	0.00000	0.00000	0.00000

Table 4. Green's functions for 1066 - A model
(with the same normalization of Farrell).

θ	U	V	g^E	t^E	A^E	$\epsilon_{\theta\theta}$
0.0001	-77.088	-23.304	-188.422	77.146	-0.000	23.304
0.001	-76.562	-23.303	-187.159	77.150	-0.001	23.304
0.01	-71.315	-23.187	-174.570	77.106	-0.010	23.411
0.02	-65.589	-22.835	-160.836	76.861	-0.019	23.743
0.03	-60.062	-22.262	-147.598	76.239	-0.028	24.259
0.04	-54.817	-21.491	-135.057	75.124	-0.036	24.899
0.06	-45.399	-19.471	-112.629	71.267	-0.051	26.232
0.08	-37.589	-17.049	-94.176	65.509	-0.061	27.103
0.10	-31.398	-14.512	-79.695	58.422	-0.068	26.990
0.16	-21.341	-8.439	-56.521	33.848	-0.073	19.285
0.20	-19.585	-6.675	-52.069	23.959	-0.072	11.124
0.25	-18.501	-6.310	-47.945	24.969	-0.078	6.051
0.30	-17.310	-6.275	-43.223	22.318	-0.087	7.146
0.40	-16.353	-6.288	-39.303	19.596	-0.112	3.637
0.50	-15.066	-6.817	-35.084	23.629	-0.141	5.676
0.60	-13.974	-6.943	-31.638	19.507	-0.167	6.448
0.80	-14.507	-6.924	-32.368	16.439	-0.217	5.571
1.00	-14.726	-7.316	-32.968	21.764	-0.290	6.017
1.20	-12.913	-7.140	-28.473	23.388	-0.348	9.853
1.60	-11.746	-6.197	-26.093	14.478	-0.425	8.110
2.00	-10.242	-5.652	-22.599	18.743	-0.504	8.606
2.50	-8.532	-4.843	-18.522	15.392	-0.572	7.960
3.00	-7.306	-4.205	-15.707	12.611	-0.627	7.391
4.00	-6.038	-3.208	-13.140	8.751	-0.698	6.023
5.00	-5.347	-2.572	-11.779	7.626	-0.746	4.542
6.00	-4.721	-2.167	-10.282	7.674	-0.785	3.683
7.00	-4.178	-1.884	-8.819	6.727	-0.820	2.993
8.00	-3.828	-1.692	-7.822	5.121	-0.859	2.380
9.00	-3.638	-1.573	-7.262	4.321	-0.906	1.809
10.0	-3.525	-1.503	-6.930	3.749	-0.961	1.430
12.0	-3.340	-1.430	-6.398	3.902	-1.084	0.996
16.0	-2.877	-1.376	-5.103	3.256	-1.372	0.727
20.0	-2.542	-1.337	-4.431	3.247	-1.693	0.688
25.0	-2.044	-1.257	-3.598	2.912	-2.092	0.839
30.0	-1.513	-1.148	-2.912	3.018	-2.459	1.102
40.0	-0.332	-0.846	-1.647	2.845	-2.893	1.961
50.0	0.844	-0.509	-0.426	2.381	-2.715	2.850
60.0	1.793	-0.245	0.632	0.088	-1.888	3.292
70.0	2.292	-0.139	1.139	-1.243	-0.583	3.021
80.0	2.211	-0.225	0.801	-3.908	0.946	1.894
90.0	1.619	-0.481	-0.189	-5.453	2.445	0.122
100.	0.748	-0.845	-1.220	-4.878	3.710	-1.752
110.	-0.186	-1.231	-1.792	-3.114	4.610	-3.148
120.	-1.114	-1.548	-1.902	-1.898	5.091	-3.876
130.	-2.092	-1.726	-1.950	-2.291	5.154	-4.227
140.	-3.178	-1.724	-2.333	-3.838	4.829	-4.669
150.	-4.342	-1.530	-3.157	-5.158	4.154	-5.545
160.	-5.467	-1.158	-4.231	-5.207	3.141	-6.879
170.	-6.396	-0.636	-5.215	-3.366	1.769	-8.394
180.	-6.982	0.000	-5.791	0.000	0.000	-9.724

REFERENCES

- Dahlen, F.A., 1974. On the static deformation of an Earth model with fluid core, Geophys. J. R. astr. Soc., 36, 461.
- Farrell, W.E., 1972. Deformation of the Earth by surface loads, Rev. Geophys. Spacephys., 10, 761-797.
- Lanzano, P., 1982. Load numbers, solid earth tides, and liquid core dynamic, NRL Report 8624.
- Longman, I.M., 1962. A Green's function for determining the deformation of the Earth under surface mass loads, 1. Theory, J. Geophys. Res., 67, 845.
- Phinney, R.A. & Burnidge, R., 1973. Representation of the elastic-gravitational excitation of a spherical Earth model by generalized spherical harmonics, Geophys. J. R. astr. Soc., 34, 451-487.
- Saito, W.E., 1974. Some problems of static deformation of the Earth. J. Phys. Earth., 22, 123-140.

SUR LES VARIATIONS DES DEFORMATIONS DE MAREES AVANT LES SEISMES

L.A. Latinina, A.V. Tikkomisov

Déformations lentes de la Terre et sa rotation, Moscou 1985, pp. 106-113.

Le problème d'une relation entre les séismes et les marées terrestres présente un grand intérêt pour les géophysiciens qui s'occupent de la prévision des tremblements de Terre. L'étude vise à établir les dépendances temporelles entre les phases de la marée et la fréquence des séismes et des variations des paramètres de marées en liaison avec leur formation. Les marées terrestres ne fournissent pas d'apport énergétique sensible dans la formation des séismes : les tensions de marées atteignent moins d'un pourcent des tensions relevées aux foyers mais cela n'exclut pas la possibilité de l'existence d'un effet de détente. Si le milieu se trouve dans une situation voisine de la rupture, l'application de tensions supplémentaires favorisant l'action des forces tectoniques, peut provoquer une fracture {1}. A une échelle globale, la corrélation des séismes avec les marées n'existe pas {2}. C'est le résultat de la moyenne des processus se produisant dans différentes conditions tectoniques. Mais il y a des exemples de bonne corrélation pour des régions séparées et des groupes de séismes : triggering et répliques. L'étude de quelques triggerings des séismes de Californie {3 à 5} a mis à jour la concordance de la répartition des séismes avec des cycles de marées semi-diurnes et semi-mensuels. La répétition des séismes avec une période voisine de la période lunaire de 18,6 ans, est notée pour les séismes du Kamtchatka {6}. Dans la succession de répliques du séisme de Tashkent du 26 avril 1966 on a découvert une coïncidence avec les maxima du potentiel générateur de marée. Il y a aussi des données sur une corrélation de l'onde annuelle de la marée solaire avec les séismes {7}. En outre on doit envisager l'analyse de la répartition des séismes par rapport aux phases de tensions de marées de déplacement orientées dans la direction des mobilités d'un groupe donné de séismes. On a ainsi découvert un lien avec les marées dans les triggerings des séismes des zones de rift et dans le triggering de Matsushiro {9}, {10}.

L'effet de trigger des marées terrestres n'a pas de propagation universelle à l'inverse des variations des paramètres des marées terrestres en cas de variation des paramètres d'élasticité et de densité. La question est de voir quelles sont les échelles de ces variations et si elles peuvent être enregistrées. Les variations de marée ne reflètent que des variations de caractère global. Les paramètres des déformations de marées et des inclinaisons de marées réagissent également à des variations locales dans l'écorce terrestre.

On a tenté d'utiliser les déformations de marées comme indicateur de variations de la constitution mécanique du milieu dans les zones de préparation des séismes. L'idée d'une instabilité temporaire des paramètres de marées dans la période de préparation de forts séismes a été développée par Nishimura en 1950 {11}. Beaumont et Berger {12} ont utilisé le calcul des variations des déformations de marées et des inclinaisons sur la base de variations du rapport de vitesse des ondes sismiques longitudinales et transversales dans la zone épacentrale de forts séismes.

En reliant ces variations avec les dilatances et la dislocation dans la zone focale, avant la rupture, et en donnant à la couche superficielle une zone dilatante d'une longueur de 40 km et une profondeur de 20 km, la diminution des vitesses des ondes sismiques, longitudinales atteint 15 %. Pour une augmentation des amplitudes d'inclinaisons de marées, les auteurs {12} ont obtenu une valeur de 50 %, des déformations de marées de 30 %. Pour une erreur de détermination des amplitudes égale à 2 %, on peut déceler les variations de la déformation à une distance de 120 km du foyer. Dans la suite on a calculé les effets des zones de foyer de différente configuration en tenant compte de la marée océanique {13}.

Les données expérimentales sur les variations des paramètres des ondes de marées sont très limitées. Des auteurs japonais {14} ont fait l'analyse des déformations de marées enregistrées par des déformographes dans les deux stations de Honshu en liaison avec les tremblements de Terre du 9 septembre 1969 ($M = 6,6$) et du 31 août 1972 ($M = 6,0$) se produisant à des distances de 50 et 65 km de la station. L'écart standard des différences des marées observée et théorique obtenus pour une série de huit ans d'observations est égal à 4 %. Avant ce séisme de magnitude 6,6 il y a eu au cours de 10 mois un accroissement des amplitudes des déformations de marées de 15 %, et après le tremblement de Terre elles ont diminué graduellement jusqu'à la valeur initiale. Dans la seconde station on a observé une variation de 10 % de l'amplitude des déformations de marées se prolongeant pendant sept mois, dont la source, selon l'avis des auteurs, peut être les variations des hauteurs de la marée océanique ou des

champs de tensions tectoniques et de rigidité de l'écorce terrestre dans cette région. On n'a cependant pas observé de variations des hauteurs de la marée océanique. On a noté une dilatation de la roche d'environ 10^{-5} et une diminution de la vitesse des ondes sismiques ce qui confirme l'hypothèse de la dilatance au foyer et d'une diminution de la rigidité.

Dans le travail de Okhotsimskii sur la relation des inclinaisons avec les tremblements de Terre d'après les données de l'Observatoire de Talgar {15} on calcule les valeurs de l'inclinaison de marée pour la période précédente et on les compare aux valeurs réellement observées. Les différences sont voisines de zéro en période calme mais elles sont grandes lors d'apparitions de forts séismes. L'auteur considère qu'en utilisant ce procédé il est possible de tenir compte de l'onde de marée et de l'inclinaison déterminée par les processus tectoniques. On peut proposer aussi une autre interprétation du phénomène où l'inclinaison de marée varie dans la période de sismicité active à cause de la variation des propriétés du milieu.

Nous avons examiné les variations temporelles des amplitudes des ondes de marées en relation avec le séisme de Loutchobski du 3 octobre 1967 {16}. Ce séisme de magnitude $M = 4,5$ a eu lieu à 20 km de la station de "Kondara" où l'on fait des observations déformographiques. Près du foyer, les marées peuvent changer à cause de la variation de l'élasticité effective du milieu. Cependant une hypothèse aussi importante est que ces variations sont plus importantes dans les zones de fractures où la roche est brisée et où l'ouverture de la fente change les propriétés de façon importante. Les déformographes de "Kondara" ont fonctionné dans les directions longitudinale et transversale de la zone de la fracture.

Dans la direction perpendiculaire à la fracture, l'amplitude de l'onde M_2 était 60 % plus grande que l'amplitude théorique et 100 % plus grande pour l'onde O_1 . Dans cette même direction, pendant 1,5 mois précédant le séisme, on a noté une diminution de l'amplitude de l'onde M_2 de 6 % et ensuite son rétablissement jusqu'à la valeur initiale. L'erreur quadratique moyenne de la détermination est de 3 %. La précision de la détermination de l'amplitude de O_1 est plus basse. Pour celle-ci et pour les déformations de marées dans la direction longitudinale de la fracture on n'a pas décelé de variations.

On a fait l'analyse des déformations de marées en relation avec le séisme de Sarakamichskii le 5 juillet 1970 ($M = 6,8$) {17}. Un déformographe a fonctionné à la station de "Talgar", à une distance de 150 km de l'épicentre, installé sur le bord de la fracture de Zaliiskii où l'amplitude des déformations de marées est de 40 % plus basse que la valeur théorique. Trois mois avant le

séisme on a noté une diminution réversible de l'amplitude de l'onde M_2 de 10 %. L'erreur sur la détermination est de 5 %.

Les effets de diminution des amplitudes des déformations de marées obtenus pour ces deux séismes concordent en qualité avec le caractère des mouvements séculaires lents enregistrés par les déformographes dans les années précédentes.

A Kondara il se produit une contraction de la roche, un tassement; l'élasticité effective croît et l'amplitude des ondes de marées tombe. A Talgar on enregistre une dilatation de la roche et l'intensité des déformations de marées croît dans la zone de la fracture. Les flancs de la fracture sont déchargés à un haut degré et la déformation diminue. Nous considérons que la concordance des mouvements lents avec les variations de marée est un argument en faveur de l'origine tectonique de l'effet observé.

Le séisme de Jalanach-Tioupskoe ($M = 6,8$) a eu lieu le 24 mars 1978 au Nord de Tian-Chan à 130 km au sud-est de Alma Ata. A l'observatoire de "Tourgen" de l'Institut de Séismologie de l'Académie des Sciences, en coopération avec l'Institut de Physique de la Terre de l'Ac. des Sc. d'URSS, on a fait des observations à l'aide de déformographes à tige ayant une base d'environ 25 m et équipés d'enregistreurs photo-optiques avec une sensibilité de $5 \cdot 10^{-9}$. Les appareils sont installés par paire dans les deux directions d'azimuts $N 38^\circ$ et $N 33^\circ W$. Dans la station passe une fracture qui est une ramification de la fracture de Zaliiskii. Les appareils 1 et 2 orientés suivant la direction $N 33^\circ W$, se trouvent en dehors de cette fracture. Les données sur les variations lentes des déformations dans cette station pour une série d'années sont données en {18}.

Les enregistrements des déformographes ont été réduits par la méthode de 29 jours de Pertsev {19} avec déplacement de chaque série d'un jour. On a fait plus de 800 séries avec les données des appareils 1 et 2 et plus de 350 avec les appareils 3 et 4. On a quelques séries pour la période de 1974 à 1975 mais une grande partie des observations se rapporte à la période 1976-1978. Dans les Tables 1 à 3 nous donnons les résultats de la réduction amplitudes et écarts de phases des ondes observées par rapport aux valeurs théoriques pour les deux ondes lunaires M_2 et O_1 .

Les écarts de phase sont calculés en tenant compte de l'orientation des appareils.

Table 1. Paramètres des ondes de marées dans la direction N 38° E (station "Tourgen").

Jour moyen de la série des mesures	Appa- reil	Amplitude 10^{-8}		Différence de phase	
		M_2	O_1	M_2	O_1
25.05.74	1	0,98	0,63	19°	23°
7.06	1	0,92	0,64	25	24
26.05	2	0,85	0,54	15	22
7.06	2	0,86	0,53	22	19
12.11.75	1	1,03	0,54	10	7
12.12	1	1,08	0,94	26	-21
12.11	2	1,05	0,66	8	15
12.12	2	1,05	0,81	8	9
19.01.76	2	0,90	0,65	2	18
19.02	1	0,91	0,63	4	6
19.02	2	0,70	0,49	5	24
19.03	1	0,99	0,64	8	3
19.03	2	0,98	0,66	0	1
19.04	1	1,01	0,73	7	4
19.04	2	0,93	0,64	1	6
19.05	1	0,91	0,61	9	4
19.05	2	1,06	0,75	-2	-8
19.06	1	0,97	0,65	4	-7
19.06	2	1,01	0,77	1	3
19.07	1	0,94	0,50	10	-1
19.07	2	0,73	0,33	8	-1
13.08	1	0,90	0,58	3	-2
1.10.77	1	0,94	0,35	12	-5
19.11	1	0,82	0,51	8	13
Moyenne	—	$0,94 \pm 0,02$	$0,62 \pm 0,03$	9 ± 2	6 ± 3
Amplitude théorique	—	0,95	0,57	—	—

Table 2. Paramètres des ondes de marées dans la direction N 38° E (station "Tourgen") dans la période du séisme du 24.03.78.

Jour moyen de la série des mesures	Appa- reil	Amplitude 10^{-8}		Différence de phase	
		M_2	O_1	M_2	O_1
14.02.78	1	1,22	0,83	7°	3°
14.02	2	1,24	0,82	7	3
14.03	1	1,23	0,82	5	0
14.03	2	1,25	0,80	8	10
14.04	1	1,23	0,93	9	3
19.04	2	1,35	0,88	10	11
12.05	1	1,28	0,77	11	3
13.05	2	1,28	0,79	11	12
19.06	1	1,29	0,85	8	-10
19.06	2	1,21	0,77	9	-8
19.07	1	1,22	0,81	8	0
19.08	2	1,17	0,81	7	0
12.07	1	1,19	0,73	7	12
12.08	2	1,24	0,71	5	3
19.10	1	1,21	0,77	8	4
19.10	2	1,34	0,81	8	3
13.11	1	1,20	0,77	9	9
13.11	2	1,31	0,87	9	5
Moyenne	—	$1,25 \pm 0,01$	$0,81 \pm 0,01$	8 ± 1	3 ± 2
Amplitude théorique	—	0,95	0,57	—	—

Table 3. Paramètres des ondes de marées dans la direction N 33° W (station "Tourgen").

Jour moyen de la série des mesures	Appa- reil	Amplitude 10^{-8}		Différence de phases	
		M_2	O_1	M_2	O_1
11.04.74	4	0,36	0,29	—	—
21.04	4	0,40	0,28	—	—
11.04	3	0,39	0,21	—	—
21.04	3	0,40	0,21	—	—
19.10.75	4	0,28	0,17	-47°	33°
8.12	4	0,26	0,17	-47	-13
19.01.76	4	0,40	0,32	-42	11
19.01	3	0,39	0,32	-47	8
13.02	3	0,34	0,23	-47	-1
19.02	4	0,39	0,25	-44	12
19.03	4	0,40	0,26	-44	6
19.04	4	0,43	0,21	-43	0
7.05	4	0,33	0,20	-31	19
19.06	4	0,40	0,14	-46	26
19.07	4	0,42	0,20	-44	22
8.08	4	0,42	0,28	-44	8
1.10.77	3	0,22	0,14	-37	11
28.10	3	0,23	0,17	-29	25
18.11	3	0,23	0,18	4	48
Moyenne	—	$0,35 \pm 0,02$	$0,22 \pm 0,01$	-39 ± 4	12 ± 4
Amplitude théorique	—	1,01	0,55	—	—
19.01.78	3	0,30	0,13	-41	6
30.01	4	0,38	0,20	-40	7
15.02	3	0,32	0,17	-40	-4
25.02	4	0,38	0,21	-43	-8
12.03	3	0,30	0,16	-42	11
11.03	4	0,37	0,18	-32	8
Moyenne	—	$0,34 \pm 0,02$	$0,18 \pm 0,01$	-40 ± 2	3 ± 3
Amplitude théorique	—	1,01	0,55	—	—

La valeur moyenne de l'amplitude de l'onde M_2 dans la direction coupant la fracture (Table 1) d'après les résultats de 1974 à 1977 est égale à $(0,94 \pm 0,02) \cdot 10^{-8}$ et est proche de la valeur théorique $0,95 \cdot 10^{-8}$ ($h = 0,611$, $\ell = 0,083$). La valeur de l'amplitude O_1 est égale à $(0,62 \pm 0,03) \cdot 10^{-8}$ et la valeur théorique à $0,57 \cdot 10^{-8}$. D'après les données de la Table 2 les amplitudes des ondes de marées obtenues par les observations de 1978 sont égales à $(1,25 \pm 0,01) \cdot 10^{-8}$ pour l'onde M_2 et $(0,81 \pm 0,01) \cdot 10^{-8}$ pour l'onde O_1 . L'amplitude des marées dans la direction qui coupe la fracture a donc augmenté en 1978 de 30 % comparativement aux années précédentes. Les valeurs moyennes pour l'écart de phases ont changé également. La Table 1 montre que les amplitudes sont déterminées de façon assez précise. Leurs variations dépassent de loin les limites des erreurs accidentelles de mesure.

Dans la direction parallèle à la fracture, les amplitudes des ondes (Table 3) sont nettement plus basses que leurs valeurs théoriques. Le désaccord est grand. On n'a pas noté de variation systématique des amplitudes des

ondes en 1978 sortant des limites des erreurs. Ainsi, on peut conclure assez sûrement à l'existence d'une variation des amplitudes de marée dans le cas donné. La variation des amplitudes est égale à $0,31 \cdot 10^{-8}$, l'erreur quadratique moyenne de la moyenne est égale à $\pm 0,02 \cdot 10^{-8}$ et l'erreur du résultat non moyenné $\pm 0,10 \cdot 10^{-8}$. Cette variation a été notée dans la direction coupant la fracture. La probabilité de l'existence d'une erreur instrumentale aussi grande est faible et, si l'on tient compte qu'on a utilisé les données de deux appareils, elle est exclue.

On n'a malheureusement pas de données sur le caractère de la variation des déformations de marées de décembre 1977 à janvier 1978 car, à cause d'interruptions dans l'enregistrement, on n'a pas pu faire d'analyse harmonique. C'est pourquoi il n'est pas évident que cette variation soit continue ou procède par sauts. Il convient cependant de noter que pour la période que nous avons eu la possibilité d'analyser (jusqu'à la fin de 1978) la nouvelle valeur d'amplitude se maintient constante.

Nous examinerons les causes possibles d'une si grande variation qui est peut-être en relation avec le séisme du 24 mars 1978. Ce séisme s'est produit à une distance de 80 km de la station avec une étendue de la zone de foyer de 30 à 40 km. Le mécanisme au foyer est typique pour le Nord de Tian-Shan : l'orientation de tension de la compression relevée lors de la fracture est voisine du méridien {20}. Le relevé des tensions de compression au foyer conduit à des directions correspondant à l'orientation des appareils à la station de "Tourgen" vers la dilatation de la roche. Si, au foyer, il se passe des processus précédant la fracture ils doivent avoir la même tendance que les tensions lors de la fracture. C'est une explication qualitative de la grande dilatation des roches avant la fracture (du 10 décembre jusqu'à la fin de janvier 1978 environ $5 \cdot 10^{-6}$) et de l'augmentation de l'amplitude des ondes de marées. Pour l'estimation quantitative nous nous servons des calculs de l'influence de la zone dilatante du foyer sur les déformations de marées {12}. Pour une zone d'une étendue de 40 km, en prenant la diminution des vitesses des ondes sismiques comme notoirement augmentée (15 %) nous obtenons une variation des amplitudes des déformations de marées de 5 %. Mais alors que les amplitudes doivent diminuer aux environs du foyer et à la station de "Tourgen" on a enregistré une augmentation. Le modèle de la zone dilatante ne donne donc pas l'explication du phénomène observé.

La source des grandes variations des déformations observées à la station, peut provenir de la variation des conditions hydrologiques. On sait que l'élasticité des roches croît avec l'augmentation de la pression et avec

l'augmentation de leur porosité. La pression non appliquée est ainsi déterminante mais effective, égale à la différence des pressions hydrostatiques et de roche {21}. L'effet observé dans la station peut être lié à l'augmentation de la pression du liquide. Ainsi la pression effective dans la roche diminue et ses modules élastiques augmentent. On peut constater par les figures 54, 55, 120 du travail {21} que pour expliquer le phénomène observé il faudrait augmenter la pression du liquide de 10^6 à 10^7 H/M² : Cette valeur n'est pas extraordinaire dans les conditions de relief montagneux.

Des données sur la pression spécifique du liquide dans cette région existent et il y a des données sur les variations de niveaux des eaux souterraines dans le puits et de l'eau dans le fleuve Tourgen. Le niveau des eaux souterraines a varié faiblement au cours de la période examinée et le niveau moyen du fleuve s'est élevé de quelques centimètres au cours de 1977 et 1978. Cela confirme l'existence des variations des conditions hydrogéologiques qui ont provoqué probablement l'effet observé.

Les variations des conditions hydrogéologiques dans la région de la station peuvent avoir une origine météorologique ou refléter les conditions tectoniques responsables du séisme. Enfin elles peuvent être le résultat des processus de la répartition des tensions dans la zone focale qui sont en relation avec la préparation des séismes.

En conclusion il convient de noter que les variations des amplitudes des ondes de marées sont liées aux périodes d'apparition de forts séismes dans une région comparable en dimensions avec le foyer des séismes. Ainsi le caractère de la variation des déformations de marées correspondait aux mouvements lents de la surface de la Terre ce qui confirma l'existence d'une relation des déformations de marées observées avec les séismes.

BIBLIOGRAPHIE.

1. Парийский Н. Н., Артамасова Г. Н., Крамер М. В. К вопросу о роли приливных напряжений как спускового механизма при землетрясениях. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. — М.: Наука, 1970, с. 62—63.
2. Knopoff L. Earth tides as a triggering mechanism for Earthquakes. — Bull. Seism. Soc. Amer., 1964, 54, p. 1865—1870.
3. Sauck W. A. The Brawley, California Earthquake sequence of January 1975 and triggering by Earth tides. — Geoph. Res. Letters, 1975, vol. 2, N 11, p. 506—509.
4. Bloxson D. San—Fernando fault Earthquakes and Earth tides. — Bull. Seism. Soc. Amer., 1974, vol. 64, N 6, p. 2005—2006.
5. Heaton T. H. Tidal triggering of Earthquakes — Geoph. J. Roy. Astr. Soc., 1975, vol. 43, N 2, p. 307—326.
6. Широков В. А. Влияние девятнадцатилетнего лунного прилива на возникновение больших Камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 164—170.
7. Ivanov J. B. On the Earth crustal deformations due to the sun's tidal force. — Докл. Болгарск. Академии наук, 1980, т. 33, № 12, с. 1627—1628.
8. Klein F. W. Earthquake Swarms and semidiurnal solid Earth tide. — Geoph. J. Roy. Astr. Soc., 1976, vol. 45, N 2, p. 245—295.
9. Hamada N. On the relation between Earth tidal strain and Matsushiro Earthquakes. — Quart. J. Seism., 1978, vol. 43, N 1—2 p. 1—10.
10. Артамасова Г. П. К вопросу о роли приливных напряжений в возникновении землетрясений и горных ударов. — В кн.: Предвестники землетрясений. М.: ВИНТИ, 1973, с. 144—154.
11. Nishimura E. On Earth tides. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1950, vol. 31, N 3, p. 357—376.
12. Beaumont C., Rerger J. Earthquake prediction; modification of the Earth tide tilts and strains by dilatancy. — Geophys. J., 1974, vol. 39, N 1, p. 111—121.
13. Tanaka T. Effect of dilatancy on ocean load tides. — Pageoph, 1976, vol. 114, N 3, p. 415—423.
14. Possibility of temporal variations in Earth tidal strain amplitudes associated with major Earthquakes / T. Mikumo, M. Kato, H. Doi et al. — J. Phys. Earth, 1977, vol. 23, p. 123—136.
15. Охоцимская М. В. К вопросу о связи наклонов с землетрясениями. — В кн.: Земные приливы и внутреннее строение Земли. М.: Наука, 1967, с. 161—167.
16. Латынина Л. А., Ризаева С. Д. Об изменениях приливных деформаций перед землетрясением. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 9, с. 84—87.
17. Латынина Л. А., Кармалеева Р. М. О связи параметров земноприливных деформаций с сейсмичностью в районе г. Алма-Аты. — В кн.: Современные движения земной коры на геодинимических полигонах. М.: Радио и связь, 1981, с. 16—20.
18. Тихомиров А. В., Латынина Л. А. О деформациях земной коры на Северном Тянь-Шане по данным геофизической обсерватории Тургенъ. — Изв. АН СССР. Сер. Физ. Земли, 1978, № 5, с. 68—75.
19. Перцев Б. П. Гармонический анализ упругих приливов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 8, с. 946—958.
20. Жаланаш-Тюпское землетрясение 25 марта 1978 г. / В. И. Кнауф, А. В. Тимуш, Н. М. Чабдаров и др. — Алма-Ата: Наука, 1981. — 135 с.
21. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах / М. П. Воларович, Е. И., Баюк, Л. И. Левыкин и др. — М.: Наука, 1974. — 223 с.

EFFET INDIRECT DES MAREES OCEANIQUES DANS LES STATIONS
GRAVIMETRIQUES DE MAREES TERRESTRES DU KAPG

A. Venedikov, M.V. Ivanova, B.P. Pertsev

Fizika Zemli n° 6, pp. 14-19, 1985

On calcule, pour six stations d'Europe Orientale, l'influence des marées océaniques sur les variations de pesanteur, d'après deux cartes cotidales globales. Les calculs ont été faits pour les quatre ondes principales.

La construction de nouvelles cartes cotidales globales par Schwiderski {1} pour les huit ondes principales diurnes et semi-diurnes de la marée luni-solaire a permis de préciser les valeurs obtenues précédemment, caractérisant l'influence des marées océaniques sur les observations de marées terrestres, gravimétriques et clinométriques.

Les cartes cotidales de E. Schwiderski sont établies avec une maille d'un degré ce qui ne donne pas seulement la possibilité de tenir compte des détails des marées océaniques mais permet aussi dans la plupart des cas de se libérer de la division conventionnelle des surfaces en zones proches et éloignées lors du calcul des corrections d'effet indirect des marées océaniques. Pour les stations situées plus près que 100 à 150 km du littoral, il convient de garder la division en zones proches et éloignées. Dans ce cas il faut tenir compte de détails d'échelle plus petite que ne peuvent donner les cartes de E. Schwiderski où les données cotidales sont moyennées sur des trapèzes d'un degré. Pour calculer l'effet indirect des marées océaniques en des points situés près du bord de la mer et qui ont des marées océaniques sensibles il faut un calcul supplémentaire de l'influence des zones proches d'après des cartes cotidales plus détaillées. On préfère les cartes cotidales de E. Schwiderski en comparaison avec les cartes précédentes également par le fait qu'elles englobent l'océan Arctique. En fait, l'influence de certaines mers internes telles que la Méditerranée et la mer du Japon, non représentées sur la carte globale, doit être prise en considération séparément. Dans cet article nous n'examinerons l'influence des marées océaniques que pour une série de stations d'Europe Orientale.

Le calcul de l'effet indirect des marées océaniques a été fait précédemment {2} comme somme de l'influence des surfaces séparées selon lesquelles a été partagée la sphère terrestre. On a calculé les trois composantes de l'effet indirect. Dans la méthode employée les influences des trapèzes sphériques sont remplacées par l'influence de segments sphériques de même surface. Les trapèzes d'égale dimension d'un degré pour lesquels on possède les données cotidales de E. Schwiderski, s'identifient aux hautes latitudes pour certaines surfaces en formant des trapèzes plus grands. Ces trapèzes composés sont voisins en surface des trapèzes équatoriaux d'un degré. Ainsi au lieu de 60.000 trapèzes de surface différente on a utilisé 45.000 trapèzes d'à peu près même dimension. Tous les trapèzes polaires, dans un rayon de 2° du pôle nord, ont été pris comme un segment. Pour tous les trapèzes composés on a calculé $A \sin \Delta\Phi$ et $A \cos \Delta\Phi$ comme moyennes de leurs valeurs pour les trapèzes de départ se trouvant le long d'un parallèle d'après les formules du type

$$A \sin \Delta\Phi = \cos \varphi \sum_{i=1}^N A_i \sin \Delta\Phi_i,$$

où A et $\Delta\Phi$ sont les amplitudes et les écarts de phases de la marée océanique; φ est la latitude des centres des trapèzes considérés et N est le nombre de trapèzes.

Dans les cartes cotidales de E. Schwiderski il y a une petite perturbation de la loi de conservation de la masse des eaux de marées. Pour l'éliminer, on introduit des petites corrections dans les valeurs $A \sin \Delta\Phi$ et $A \cos \Delta\Phi$ proportionnelles aux amplitudes de la marée dans les trapèzes donnés {2}. Ces valeurs "compensées" sont les données de départ pour le calcul des corrections de l'effet indirect.

On a pris comme surface de départ le trapèze équatorial d'un degré de surface :

$$\sigma = \frac{\pi a^2}{90} \sin 0^\circ,5,$$

où a est le rayon de la Terre. Pour le segment sphérique de même dimension on a alors élaboré la fonction de Green ou plus précisément la fonction de l'influence du segment {2}.

$$G_1(\alpha, \psi) = \frac{\sin^2 \alpha}{2} \left[\frac{\delta_0}{1 + \cos \alpha} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n+1} \delta_n B_n(\alpha) P_n(\psi) \right].$$

Ici ψ est la distance sphérique depuis le centre du segment, α est le rayon sphérique du segment, $P_n(\psi)$ est la fonction sphérique du même ordre,

$$B_n(\alpha) = \frac{1}{n} \frac{dP_n(\alpha)}{d(\cos \alpha)}, \quad \delta_n = \frac{\bar{h}_n - \frac{n+1}{2} \bar{k}_n}{2n+1},$$

$\bar{h}_n$ et $\bar{k}_n$ sont les nombres de charge de Love. Pour les segments de même dimension que le trapèze équatorial d'un degré

$$\cos \alpha = 0,999\ 951\ 519.$$

Pour le calcul de la fonction de Green on a utilisé les nombres de charge de Love obtenus précédemment par nous pour le modèle de Terre N° 508 de Gilbert et Dziewonski {3}. Comme le montrent les calculs, dans une large zone de valeurs α , les valeurs des fonctions de Green G_1 sont proportionnelles à la surface du segment. C'est pourquoi les petits écarts des surfaces des trapèzes composés en fonction de la surface du trapèze équatorial initial de un degré ont été facilement pris en considération par l'introduction du facteur correspondant dans les valeurs de la fonction de Green lors du calcul des trapèzes donnés.

La composante d'attraction, n'entre pas dans la fonction de Green G_1 et est prise en considération séparément. Ainsi l'effet du trapèze est remplacé par l'effet d'une masse ponctuelle placée au centre géométrique du trapèze. Il serait plus conséquent de remplacer l'effet du trapèze par l'influence du segment sphérique de surface égale. L'influence du segment du rayon α et de la hauteur isolée se calcule facilement par la formule

$$G_0(\alpha, \psi) = 2\pi f \rho \sin^2 \alpha \left\{ \frac{1}{2} \cos \psi + \sum_{n=2}^{\infty} \frac{n}{n+1} B_n(\alpha) P_n(\psi) \right\},$$

Table 1 : Valeurs des facteurs d'amplitudes δ observées (H) et corrigées de l'influence des marées océaniques (Bogdanov-Magarik; Schwiderski).

		M_2	S_2	K_1	O_1
Obninsk	H	1,1830	1,1831	1,1440	1,1641
	B	1,1666	1,1772	1,1466	1,1680
	III	1,1632	1,1713	1,1450	1,1670
Poltava	H	1,1820	1,2061	1,1424	1,1693
	B	1,1649	1,1981	1,1460	1,1734
	III	1,1645	1,1944	1,1442	1,1726
Poulkovo	H	1,1818	1,1741	1,1421	1,1590
	B	1,1580	1,1660	1,1436	1,1636
	III	1,1555	1,1569	1,1411	1,1623
Pecni	H	1,1813	1,1815	1,1387	1,1539
	B	1,1542	1,1593	1,1410	1,1597
	III	1,1555	1,1570	1,1373	1,1580
Potsdam	H	1,1852	1,1894	1,1396	1,1515
	B	1,1579	1,1650	1,1416	1,1576
	III	1,1560	1,1622	1,1373	1,1557
Sofia	H	1,1716	1,1747	1,1293	1,1463
	B	1,1525	1,1619	1,1337	1,1512
	III	1,1546	1,1597	1,1312	1,1502
Tihany	H	1,1866	1,1852	1,1485	1,1582
	B	1,1641	1,1678	1,1516	1,1634
	III	1,1651	1,1650	1,1484	1,1620

où ρ est la densité de l'eau de mer et f est la constante d'attraction. Comme le montrent les calculs, les valeurs de la fonction G_0 pour les segments d'un degré examinés, correspondent à l'attraction d'une masse ponctuelle de distances sphériques $\psi \geq 50$ et diffèrent de moins de 3 % pour $2^\circ < \psi < 5^\circ$. C'est pourquoi on peut, sans perdre la précision des résultats finaux, utiliser l'expression analytique pour l'influence de la masse, lors du calcul de la composante d'attraction. Dans cette expression analytique est inclu aussi le facteur qui tient compte de la hauteur du point d'observation au-dessus du niveau de la mer. Comme on l'a montré précédemment {4} ce dernier effet n'est perceptible que pour les points situés près du littoral et ayant une altitude sensible.

Dans les tables on ne donne que les résultats pour les quatre ondes principales qui sont déterminées le plus sûrement par les observations et pour lesquelles on a également calculé l'influence de l'effet indirect des marées océaniques d'après les cartes cotidales de K.T. Bogdanov et de V.A. Magarik {5}. Ces cartes n'englobent pas la mer du Nord où les marées M_2 et S_2 ont de grandes amplitudes et par conséquent peuvent exercer un effet sensible sur les observations en Europe. C'est pourquoi l'influence des marées de la mer du Nord aux fréquences des ondes semi-diurnes a été prise en considération séparément d'après les cartes cotidales allemandes {6}. On a également tenu compte des marées dans d'autres mers qui n'entrent pas dans les cartes de K.T. Bogdanov et V.A. Magarik. Pour les points examinés leur apport n'est pas grand étant données les grandes distances.

Nous donnons dans les Tables 1 à 3 pour six stations d'Europe Orientale les valeurs δ et $\Delta\phi$ obtenues par les observations {7 à 9} et corrigées de l'effet indirect des marées océaniques. Dans les Tables 1 et 2 nous donnons pour chaque station trois lignes de nombres : dans la ligne (H) les valeurs observées des paramètres de marées terrestres; dans la ligne (G) les valeurs des mêmes paramètres corrigés conformément aux cartes cotidales de K.T. Bogdanov et V.A. Magarik; dans la ligne () les mêmes valeurs mais corrigées suivant les données cotidales de E. Schwiderski.

Le calcul de l'influence des marées de la Méditerranée d'après la carte cotidale de K. Chiaruttini {10} pour l'onde M_2 , a donné pour les stations étudiées des corrections aux amplitudes $< 0,1$ % et aux phases $< 0,1$. L'influence de cette mer non englobée par les cartes cotidales a été prise en considération dans nos tables.

Pour le calcul des moyennes des paramètres données dans la table 3 on a attribué le même poids toutes les stations.

Table 2. Valeurs des écarts de phases $\Delta\phi$ observées et corrigées de l'influence des marées océaniques.

		M_2	S_2	K_1	O_1
Obninsk	H	-0°13	-0°38	-0°01	-0°04
	B	-0.43	+0.04	-0.09	-0.16
	III	-0.03	0.00	-0.04	-0.20
Poltava	H	-0.35	-0.09	+0.22	+0.25
	B	-0.62	+0.27	+0.11	+0.16
	III	-0.35	+0.20	+0.16	+0.11
Poulkovo	H	-0.66	+0.04	-1.32	-0.59
	B	-1.11	+0.84	-1.38	-0.73
	III	-0.99	+0.24	-1.30	-0.79
Pecni	H	+0.74	+0.15	0.00	-0.20
	B	-0.14	+0.46	-0.12	-0.23
	III	-0.49	-0.22	-0.11	-0.28
Potsdam	H	+1.20	+0.38	+0.15	0.00
	B	+0.42	+0.56	+0.02	-0.04
	III	-0.19	-0.02	+0.03	-0.11
Sofia	H	+0.45	+0.73	+0.29	-0.07
	B	-0.08	+0.85	+0.17	-0.11
	III	-0.08	+0.64	+0.20	-0.14
Tihany	H	+0.29	+0.32	-0.12	+0.05
	B	-0.37	+0.51	-0.23	+0.02
	III	-0.62	+0.06	-0.21	-0.02

Table 3. Valeurs moyennes de δ et $\Delta\phi$ pour six stations KAPG

	M_2	S_2	K_1	O_1
δ				
Observées	1,1816 ±18	1,1849 41	1,1407 22	1,1575 29
Corrigées (Bogdanov)	1,1597 ±21	1,1708 50	1,1434 21	1,1624 27
Corrigées (Schwiderski) $\Delta\phi$	1,1592 ±18	1,1666 50	1,1406 22	1,1611 28
$\Delta\phi$				
Observées	+0°22 ±0.24	+0°16 0.14	-0°11 0.21	-0°09 0.10
Corrigées (Bogdanov)	-0.33 ±0.18	+0.50 0.11	-0.22 0.20	-0.16 0.11
Corrigées (Schwiderski)	-0.39 ±0.13	+0.13 0.10	-0.18 0.19	-0.20 0.11

Table 4. Vecteur de charge dans les stations KAPG.

	M_2	S_2	K_1	O_1		M_2	S_2	K_1	O_1
$L, \mu\text{gal}$					λ°				
Obninsk	0.50	0.16	0.05	0.13	Obninsk	-4.5	326.2	146.0	131.9
Poltava	0.57	0.19	0.10	0.13	Poltava	1.2	333.1	144.4	140.5
Poulkovo	0.51	0.16	0.04	0.14	Poulkovo	14.8	346.3	340.9	128.8
Pecni	1.14	0.37	0.11	0.13	Pecni	45.6	17.3	58.8	157.7
Potsdam	1.16	0.37	0.14	0.14	Potsdam	45.7	17.0	46.6	153.0
Sofia	0.82	0.28	0.11	0.13	Sofia	32.8	7.1	136.9	160.5
Tihany	1.02	0.34	0.08	0.13	Tihany	42.4	15.1	87.8	160.8

La Table 4 donne les amplitudes et les phases des vecteurs de charge {11} établis sur la base des cartes cotidales globales de Schwiderski, pour les stations de marées terrestres d'Europe Orientale. Le vecteur de charge est le vecteur des variations périodiques de la pesanteur en un point donné, déterminées par les trois composantes de l'effet indirect des marées océaniques. Il ne dépend pas des valeurs mesurées des paramètres de marées terrestres mais seulement des données cotidales adoptées. La somme vectorielle du vecteur charge et du vecteur marée théorique à la fréquence donnée donne une valeur pré-calculée de la marée gravimétrique théorique en tenant compte de l'effet de l'océan. Les amplitudes exprimées en microgals donnent la représentation de l'effet indirect des marées océaniques au point donné et avec la phase - l'influence des marées océaniques sur les valeurs des paramètres de marées terrestres.

On constate par les Tables 1 à 3, pour la fréquence de l'onde M_2 que les deux cartes cotidales ont donné des résultats très voisins. Pour les autres ondes les cartes de Schwiderski ont la plus grande préférence. Les facteurs d'amplitudes des ondes diurnes corrigés de l'effet indirect des marées océaniques donnent une valeur encore plus proche de la valeur théorique qui tient compte de l'effet du noyau liquide de la Terre. Le facteur d'amplitude de l'onde S_2 reste un peu exagéré. Aux latitudes moyennes les stations de marées terrestres ne sont pas les plus favorables pour la comparaison des cartes cotidales globales car les marées dans la partie nord de l'océan Atlantique sont suffisamment bien étudiées. Cet océan a un apport important dans les corrections des stations continentales de l'Europe Orientale. La différence entre les corrections de l'effet indirect des marées océaniques calculées d'après différentes cartes cotidales est sensiblement plus grande pour les points de l'Asie du sud-est et de l'Afrique {1}. En même temps, ce qui n'est pas étonnant on a obtenu une bonne concordance entre les corrections calculées d'après les cartes cotidales de K.T. Bogdanov et V.A. Magarik pour le pôle sud. Pour ce point, situé à 1500 km du bord de la mer, les amplitudes des vecteurs de charge étaient comparables pour les fréquences des ondes principales à leurs amplitudes en Europe centrale. Nous donnons dans la Table 5 les amplitudes des ondes principales de la marée luni-solaire obtenues par des observations prolongées au pôle sud {12} et également les amplitudes des vecteurs de charge calculés d'après les deux cartes cotidales. Comme le montre la table, la différence entre les valeurs observées et calculées est sensiblement plus grande que la différence entre les valeurs obtenues d'après différentes cartes cotidales. Apparemment, les cartes cotidales des mers Antarctiques exigent une certaine précision.

Table 5. Amplitudes des vecteurs de charge au pôle sud, μgal .

	M_2	S_2	K_1	O_1
Observations :	0,3414	0,0575	0,606	0,474
Cartes de Bogdanov :	0,67	0,18	0,46	0,30
de Schwiderski :	0,74	0,34	0,39	0,25

Les auteurs expriment leur profonde reconnaissance au directeur du Centre International des Marées Terrestres le Professeur Melchior pour le prêt de la bande magnétique contenant les données cotidiales de E. Schwiderski ce qui a sensiblement allégé les calculs.

BIBLIOGRAPHIE

1. Schwiderski E. On charting global ocean tides.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1980, v. 18, № 1, p. 243–268.
2. Перцев Б. П. Влияние морских приливов ближних зон на земноприливные наблюдения.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 1, с. 13–22.
3. Перцев Б. П., Иванова М. В. Расчет нагрузочных чисел Лява для земной модели № 508 Гильберта и Дзивонского.— В кн.: Изучение земных приливов. М.: Наука, 1980, с. 42–47.
4. Перцев Б. П., Иванова М. В. Оценка влияния нагонных вод на значения силы тяжести и высоты земной поверхности в прибрежных районах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 1, с. 87–91.
5. Богданов К. Т. Приливы Мирового океана. М.: Наука, 1975. 109 с.
6. Stükenbröker B. Observations of loading deformation by a gravimetric tidal profile across northern Germany. Proc. 7th Intern. Symp. on Earth Tides. Budapest: Akad. KIADO, 1976, p. 137–148.
7. Парийский Н. Н., Барсенков С. П., Волков В. А., Гриднев Д. Г., Кузнецов М. В., Кузнецова Л. В., Перцев Б. П., Сарычева Ю. К., Варга П., Шимон З. Приливные вариации силы тяжести в СССР.— В кн.: Изучение земных приливов. М.: Наука, 1980, с. 65–84.
8. Simon Z., Holub S. Results of Earth-tide measurements at Pecny station. Referaty VUGTK, Prague. 1979. 10 p.
9. Dittfeld H.-J., Simon Z., Varga P., Venedikov A., Volkov V. A. Global analysis of Earth tide observations of KAPG in Obninsk, Potsdam, Pecny, Tihany and Sofia. Study of the Earth Tides. Bull. № 4, Budapest. 1981, p. 4–94.
10. Chiaruttini C. Tidal loading on the Italian peninsula.— Geophys. Journ. RAS, 1976, v. 46, № 3, p. 773–793.
11. Melchior P., Moens M., Ducarme B., Van Ruymbeke M. Tidal loading along a profile Europe — East Africa — South Asia — Australia and the Pacific Ocean.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1981, v. 25, p. 71–106.
12. Jackson B., Slichter L. The residual daily Earth Tides at the South Pole.— Journ. Geophys. Res., 1974, v. 79, № 11, p. 1711–1715.

LUNAR AND SOLAR BAROMETRIC TIDES IN SEVEN STATIONS
OF THE TRANS WORLD TIDAL GRAVITY PROFILE

M. Delcourt-Honorez*

1. INTRODUCTION

The seasonal variations of the Lunar tidal components M_2 , O_1 , N_2 are investigated by the meteorologists (Haurwitz and Cowley, 1967, Malin and Chapman, 1970). Equilibrium tidal theory predicts no seasonal variation of the various waves if it is supposed that the atmosphere does not change with the seasons. However, as Malin and Chapman (1970) have noticed : "it does change from summer to winter and this induces the seasonal variation".

The variations of M_2 , O_1 and N_2 were identified respectively by Haurwitz and Cowley (1967, 1969), Malin and Chapman (1970). For these three waves, a similar research is made here for seven stations, and is completed with the study of the solar waves S_2 (or $S_2 K_2$) and S_1 (or $P_1 S_1 K_1$). Moreover we investigate possible variations of the various waves from year to year.

The Venedikov (1966a, 1966b) tidal method of analysis is used to process the data collected by Meteorological Services located close to a few stations of the Trans World Tidal Gravity Profile. All the observations are converted in the standard format used by I.C.E.T. (Ducarme (1975, 1978)). It means that for some stations, where observations are conducted on a bi-hourly or three-hourly basis, a polynomial fitting has been applied to get one data every hour.

* Centre de Géophysique Interne
Observatoire Royal de Belgique
Avenue Circulaire, 3
1180 Bruxelles (Belgium).

2. ANALYSIS OF THE DATA

The tables (1 to 5) present the results of the various tidal analyses (global, annual, seasonal) for seven stations :

- the latitude, longitude and height are respectively noted by ϕ , λ and H .
The number of days of observations is noted by d . and the number of hourly readings is noted by $h.r.$
- the amplitudes and phases, with the standard deviation, are respectively expressed in μbar and degrees. It must be noticed that :

the phase means the phase delay with reference to the gravity tidal wave, with the same name, and not the phase constant usually introduced in the theoretical expressions mentionned in Chapman and Lindzen (1970).

the M_2 pressure tide is, usually, noted as L_2 by the meteorologists; we evidently keep here the classical notation M_2 used in Earth Tides analysis.

For the stations of Alice Springs (Australia), Lanzhou (China), Piñon Flat (U.S.A.) and Curitiba (Brazil), the periods of observations are limited to a maximum of about two years; for this reason and for these stations only one analysis has been performed with the whole data set. The results are given in the tables -1(a) and -1(b).

For the other stations, Brussels (Belgium), Findel (Luxemburg) and Strasbourg (France), the analyses were performed on a yearly basis as well as over longer periods. The results are given in the tables 2 to 4.

Aiming to determine the seasonal variations, the whole data sets were subdivided in sub-sets covering the conventional seasons, noted as D, E, J, which are respectively defined as :

D - months : November - December - January - February

E - months : March - April - September - October (centered on the Equinoxes)

J - months : May - June - July - August.

It conducted to average each one of the following waves : N_2 , M_2 , O_1 , and the S_2K_2 , $P_1S_1K_1$ groups; the results of the subdivisions D, E, J are given in the table 5.

3. COMMENTS.

* Alice Springs (Australia) $\phi = 23^{\circ}42'36''S$ $\lambda = 133^{\circ}50'06''E$ $H = 590$ m

- . N_2 shows a maximum of amplitude during the D-season while the amplitude of M_2 is maximum during the J-season. This result is the same as that one obtained by Haurwitz and Cowley (1967).
- . The $P_1S_1K_1$ group is also varying in amplitude and phase through the D-E-J-months; the amplitude is minimum in the E-months.
- . The amplitude of S_2K_2 increases from the D-season to the J-season by 250 μbar , its phase is rather constant.

* Lanzhou (China) $\phi = 36^{\circ}05'15''N$ $\lambda = 103^{\circ}50'45''E$ $H = 1560$ m

- . The determinations of O_1 , M_2 , N_2 are not significant for all the seasons while $P_1S_1K_1$ is significant for the seasons D and J. Its amplitude is maximum during the D-season.
- . S_2K_2 shows a seasonal variation in amplitude, that increases by 180 μbar from D to J-season, (like at Alice Springs) but it shows a slight variation in phase.

* Strasbourg (France) $\phi = 38^{\circ}35'N$ $\lambda = 07^{\circ}46'30''E$ $H = 138$ m

- . The M_2 and O_1 waves show a maximum of amplitude during the D-season.
- . The S_1 wave is not stable in phase from year to year. It is varying in amplitude and phase from the E- to the J-seasons.
- . The amplitude of S_2 , determined in 1973, 1974 and 1975 is different from the values determined in the other years : smaller for these three years with reference to the other ones. For the other years, the amplitude is of the same order of magnitude as that one determined at Brussels. The seasonal means over the whole set of data only show a very slight variation.

* Brussels (Belgium) $\phi = 50^{\circ}47'55''\text{N}$ $\lambda = 04^{\circ}21'29''\text{E}$ $H = 101 \text{ m}$

A set of fifteen years of pressure data, without gaps, is available :

- . M_2 is not stable in phase from year to year. This wave shows a maximum of amplitude during the E-season.
- . N_2 is significantly determined only for 1973, 1974 and 1980.
- . Except for 1972, 1974 and 1975, the determination of S_1 is not significant.
- . The S_2 wave is very stable from year to year. The S_2K_2 amplitude is maximum during the J-season; its phase shows only a very small variation through the seasons. This wave is then showing a slight variation through the D-E-J-seasons.

* Findel (Luxembourg) $\phi = 44^{\circ}36'\text{N}$ $\lambda = 06^{\circ}08'\text{E}$ $H = 249 \text{ m}$

- . The M_2 wave shows a variation in its amplitude not very important but its phase is widely varying with the seasons.
- . A seasonal variation in amplitude and phase of N_2 is observed.
- . S_1 is significantly determined but with various values of its amplitude and its phase in the three series of observations.
 S_1 also shows a large seasonal variation in amplitude and in phase.
- . Like at Brussels, the S_2 wave is stable. Its amplitude and phase are moreover of the same order of magnitude as at Brussels. It is to notice the slight seasonal variation in amplitude and phase through the D-E-J seasons, just like the variations of this wave at Brussels.

* Pinon Flat (U.S.A.) $\phi = 33^{\circ}36'33''\text{N}$ $\lambda = 116^{\circ}27'19''\text{W}$

- . From one season to another one, the amplitude of N_2 is rather constant but its phase is varying.
- . The amplitude of M_2 is minimum for the J-season.
- . $P_1S_1K_1$ is not stable in phase through the three seasons. Its amplitude is minimum in the D-season and maximum in the J-season.
- . S_2K_2 is stable. It shows slight variations in amplitude and phase from season to season.

* Curitiba (Brazil) $\phi = 25^{\circ}27'15''\text{S}$ $\lambda = 49^{\circ}14'15''\text{W}$ $H = 913 \text{ m}$

- . The determination of N_2 is only significant for the D-season.
- . The amplitude of M_2 during the E-season is twice that one determined during the J-season. The determination of M_2 is not significant for the D-season.
- . The determination of O_1 is only significant for the seasons D and J. Its phase is not stable; its amplitude is maximum for the J-season.
- . $P_1S_1K_1$ shows a slight amplitude variation but a large variation in its phase from the D- to the J-season. Its determination is not significant for the E-season.
- . The amplitude of S_2K_2 is rather identical during the D- and J-seasons but decreases by about 250 μbar for the E-season, with reference to the two other ones. S_2K_2 is stable in phase through the three seasons.

4. CONCLUSION.

The conventional D, E, J seasonal variations of O_1 , M_2 and N_2 , previously shown with other series of data (Haurwitz and Cowley (1967), Malin and Chapman (1970)), are also observed in our series.

M_2 reaches a maximum of amplitude for the J-season at Alice Springs and Curitiba, for the D-season at Strasbourg and Findel, for the E-season at Brussels and Piñon Flat.

Moreover, most of the solar pressure tidal waves also show variations in amplitude and phase from year to year as well as for the conventional seasons. S_2K_2 is less seasonally varying at Strasbourg, Brussels, Findel and Piñon Flat than at Alice Springs, Lanzhou and Curitiba. $P_1S_1K_1$ is largely varying in amplitude through the D-E-J - seasons at Alice Springs but the variation of the amplitude determined at Strasbourg, Lanzhou and Piñon Flat is not negligible.

On the other hand, in Western Europe, it would be possible to average the S_2 wave, according to the mean values of its amplitude and phase determined at Strasbourg, Brussels and Findel (see Fig. 1).

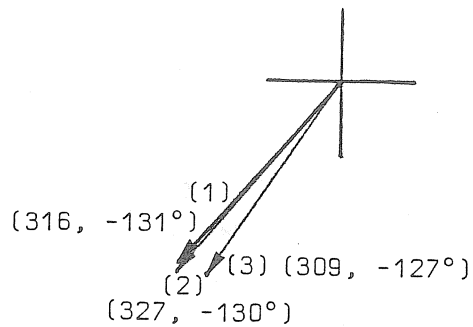


Fig. 1. Mean values of S_2 (amplitude, phase) at Strasbourg (1), Brussels (2) and Findel (3).

The tidal analysis of the pressure observations gives informations that are not included in the theoretical developments of the pressure waves in which the amplitude and the phase are "constants", only depending on the latitude and the longitude of the station, and not varying with the seasons or from year to year.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author is grateful to Dr. H. Malcorps, Director of the Royal Meteorological Institute of Belgium, Brussels, to Professor R. Lecolazet from the Institut de Physique du Globe, Strasbourg, to Professor C. Gemaël from the Centro Politecnico-Geodesia at Curitiba, for permission to use the data. The author also thanks Ing. J. Flick, from the Underground Laboratory of Geodynamics at Walferdange, who made the data of the Findel-Luxemburg airport available. Series of data were obtained from the Australian Meteorological Service, Melbourne, from the State Seismological Bureau, China, and from the Meteorological Service at Piñon Flat. The author is grateful to these agencies for their assistance.

The author is greatly indebted to Professor P. Melchior, the director of the Royal Observatory of Belgium, Brussels, where all the developments and computations were performed.

<u>ALICE SPRINGS (Australia)</u>		$\phi = 23^{\circ}12'36''\text{S}$	$\lambda = 133^{\circ}50'6''\text{E}$	$H = 590 \text{ m}$							
1976 $\rightarrow$ 1978 (1094 d. 26064 h.r.)	O_1	27 $\pm$ 21	25.2 $^{\circ}$ $\pm$ 43.7 $^{\circ}$	P_1	136 $\pm$ 17	-105.7 $^{\circ}$ $\pm$ 7.1 $^{\circ}$	1726 $\pm$ 24	-109.0 $^{\circ}$ $\pm$ 0.8 $^{\circ}$	K_1	154 $\pm$ 19	-98.0 $^{\circ}$ $\pm$ 7.0 $^{\circ}$
	N_2	23 $\pm$ 8	122.2 $^{\circ}$ $\pm$ 19.1 $^{\circ}$	M_2	37 $\pm$ 8	142.3 $^{\circ}$ $\pm$ 11.8 $^{\circ}$	921 $\pm$ 8	-106.0 $^{\circ}$ $\pm$ 0.5 $^{\circ}$	K_2	99 $\pm$ 10	-106.3 $^{\circ}$ $\pm$ 5.8 $^{\circ}$
<u>LANZHOU (China)</u>		$\phi = 36^{\circ}05'15''\text{N}$	$\lambda = 103^{\circ}50'45''\text{E}$	$H = 1560 \text{ m}$							
1980 $\rightarrow$ 1981 (920 d. 10080 h.r.)	O_1	87 $\pm$ 71	-77.7 $^{\circ}$ $\pm$ 46.7 $^{\circ}$	P_1	137 $\pm$ 61	-50.1 $^{\circ}$ $\pm$ 25.5 $^{\circ}$	2190 $\pm$ 85	71.8 $^{\circ}$ $\pm$ 2.3 $^{\circ}$	K_1	149 $\pm$ 66	-34.0 $^{\circ}$ $\pm$ 25.5 $^{\circ}$
	N_2	33 $\pm$ 19	80.8 $^{\circ}$ $\pm$ 33.2 $^{\circ}$	M_2	13 $\pm$ 19	166.5 $^{\circ}$ $\pm$ 83.7 $^{\circ}$	1088 $\pm$ 19	-108.3 $^{\circ}$ $\pm$ 1.0 $^{\circ}$	K_2	167 $\pm$ 23	-172.1 $^{\circ}$ $\pm$ 8.1 $^{\circ}$
<u>PINON FLAT (U.S.A.)</u>		$\phi = 33^{\circ}36'33''\text{N}$	$\lambda = 116^{\circ}27'19''\text{W}$								
1973 $\rightarrow$ 1975 (554 d. 13296 h.r.)	O_1	14 $\pm$ 12	13.4 $^{\circ}$ $\pm$ 49.2 $^{\circ}$	P_1	24 $\pm$ 12	-179.1 $^{\circ}$ $\pm$ 29.7 $^{\circ}$	280 $\pm$ 18	15.6 $^{\circ}$ $\pm$ 3.6 $^{\circ}$	K_1	120 $\pm$ 12	168.9 $^{\circ}$ $\pm$ 5.9 $^{\circ}$
	N_2	7 $\pm$ 4	-159.4 $^{\circ}$ $\pm$ 32.5 $^{\circ}$	M_2	17 $\pm$ 4	157.2 $^{\circ}$ $\pm$ 13.7 $^{\circ}$	337 $\pm$ 4	-120.7 $^{\circ}$ $\pm$ 0.7 $^{\circ}$	K_2	31 $\pm$ 4	-152.0 $^{\circ}$ $\pm$ 7.8 $^{\circ}$
<u>CURITIBA (Brazil)</u>		$\phi = 25^{\circ}27'15''\text{S}$	$\lambda = 49^{\circ}14'15''\text{W}$	$H = 913 \text{ m}$							
1983 $\rightarrow$ 1985 (802 d. 18240 h.r.)	O_1	18 $\pm$ 25	69.4 $^{\circ}$ $\pm$ 78.6 $^{\circ}$	P_1	44 $\pm$ 27	-140.1 $^{\circ}$ $\pm$ 34.9 $^{\circ}$	741 $\pm$ 38	-120.9 $^{\circ}$ $\pm$ 3.0 $^{\circ}$	K_1	39 $\pm$ 25	-30.6 $^{\circ}$ $\pm$ 36.6 $^{\circ}$
	N_2	18 $\pm$ 16	108.7 $^{\circ}$ $\pm$ 52.4 $^{\circ}$	M_2	63 $\pm$ 16	-177.2 $^{\circ}$ $\pm$ 14.3 $^{\circ}$	1101 $\pm$ 15	-121.4 $^{\circ}$ $\pm$ 0.8 $^{\circ}$	K_2	80 $\pm$ 14	-113.9 $^{\circ}$ $\pm$ 9.7 $^{\circ}$

TABLE 2 (a)

STRASBOURG (France)

 $\phi = 38^{\circ}35'N$ $\lambda = 07^{\circ}46'30''E$ $H = 138$ m

	O_1	P_1	S_1	K_1
1965 (365 d. 8592 h.r.)	57 $\pm$ 52	67 $\pm$ 55	256 $\pm$ 80	40 $\pm$ 53
1966 (365 d. 8592 h.r.)	36 $\pm$ 48	223 $\pm$ 53	458 $\pm$ 77	154 $\pm$ 49
1967 (222 d. 5280 h.r.)	88 $\pm$ 67	468 $\pm$ 74	363 $\pm$ 67	
1973 (148 d. 3552 h.r.)	53 $\pm$ 95		195 $\pm$ 92	
1974 (366 d. 8784 h.r.)	88 $\pm$ 69	240 $\pm$ 66	445 $\pm$ 96	196 $\pm$ 67
1975 (364 d. 8688 h.r.)	163 $\pm$ 62	262 $\pm$ 56	377 $\pm$ 81	250 $\pm$ 59
1976 (366 d. 8496 h.r.)	65 $\pm$ 51	252 $\pm$ 43	371 $\pm$ 62	278 $\pm$ 48
1977 (50 d. 1008 h.r.)	284 $\pm$ 177		120 $\pm$ 141	
1978 (274 d. 5712 h.r.)	87 $\pm$ 69	241 $\pm$ 54	210 $\pm$ 62	
1979 (120 d. 2688 h.r.)	311 $\pm$ 133		186 $\pm$ 126	
1964 $\rightarrow$ 1967 (1012 d., 23904 h.r.)	42 $\pm$ 30	158 $\pm$ 34	437 $\pm$ 49	94 $\pm$ 31
1973 $\rightarrow$ 1979 (2098 d., 38928 h.r.)	39 $\pm$ 29	210 $\pm$ 25	408 $\pm$ 37	202 $\pm$ 27

TABLE 2 (b)

	N_2	M_2	S_2	K_2
1965 (365 d. 8592 h.r.)	12 $\pm$ 12	30 $\pm$ 12	321 $\pm$ 12	19 $\pm$ 11
1966 (365 d. 8592 h.r.)	10 $\pm$ 11	17 $\pm$ 11	336 $\pm$ 10	52 $\pm$ 9
1967 (222 d. 5280 h.r.)	14 $\pm$ 18	19 $\pm$ 17	350 $\pm$ 17	37 $\pm$ 13
1973 (148 d. 3552 h.r.)	34 $\pm$ 14	6 $\pm$ 15	130 $\pm$ 13	
1974 (366 d. 8784 h.r.)	6 $\pm$ 10	20 $\pm$ 10	109 $\pm$ 10	14 $\pm$ 11
1975 (364 d. 8688 h.r.)	22 $\pm$ 13	29 $\pm$ 13	147 $\pm$ 13	43 $\pm$ 15
1976 (366 d. 8496 h.r.)	14 $\pm$ 14	12 $\pm$ 13	319 $\pm$ 13	70 $\pm$ 17
1977 (50 d. 1008 h.r.)	29 $\pm$ 38	30 $\pm$ 29	237 $\pm$ 30	
1978 (274 d. 5712 h.r.)	7 $\pm$ 12	12 $\pm$ 11	394 $\pm$ 12	100 $\pm$ 15
1979 (120 d. 2688 h.r.)	67 $\pm$ 21	34 $\pm$ 21	313 $\pm$ 20	
1964 $\rightarrow$ 1967 (1012 d., 23904 h.r.)	3 $\pm$ 8	8 $\pm$ 8	316 $\pm$ 8	33 $\pm$ 6
1973 $\rightarrow$ 1979	3 $\pm$ 7	19 $\pm$ 7	190 $\pm$ 7	38 $\pm$ 8

TABLE 3 (a)

BRUSSELS

UCCLE (Belgium)

 $\phi = 50^{\circ}47'55''\text{N}$ $\lambda = 04^{\circ}21'29''\text{E}$ $H = 101 \text{ m}$

	O_1		P_1		S_1		K_1	
1972 (366 d., 8784 h.r.)	118 $\pm$ 58	77.0° $\pm$ 27.9°	34 $\pm$ 62	-96.6° $\pm$ 106.5°	284 $\pm$ 92	56.0° $\pm$ 18.3°	80 $\pm$ 59	78.9° $\pm$ 42.0°
1973 (364 d., 8736 h.r.)	81 $\pm$ 58	-45.0° $\pm$ 41.0°	124 $\pm$ 60	-152.0° $\pm$ 27.6°	60 $\pm$ 88	51.4° $\pm$ 82.6°	135 $\pm$ 58	-12.6° $\pm$ 24.7°
1974 (366 d., 8784 h.r.)	86 $\pm$ 81	-127.8° $\pm$ 54.1°	64 $\pm$ 78	-90.5° $\pm$ 69.8°	262 $\pm$ 114	57.0° $\pm$ 24.4°	28 $\pm$ 79	-13.0° $\pm$ 159.3°
1975 (364 d., 8736 h.r.)	55 $\pm$ 70	-142.5° $\pm$ 73.5°	158 $\pm$ 63	-114.4° $\pm$ 22.7°	229 $\pm$ 91	62.8° $\pm$ 22.2°	106 $\pm$ 66	-19.3° $\pm$ 35.7°
1976 (366 d., 8784 h.r.)	87 $\pm$ 71	-91.6° $\pm$ 46.8°	140 $\pm$ 60	-87.6° $\pm$ 24.5°	145 $\pm$ 84	12.8° $\pm$ 33.7°	273 $\pm$ 66	-59.0° $\pm$ 13.8°
1977 (364 d., 8784 h.r.)	32 $\pm$ 78	26.8° $\pm$ 140.6°	62 $\pm$ 63	-57.1° $\pm$ 58.1°	15 $\pm$ 89	-108.0° $\pm$ 338.9°	126 $\pm$ 71	-73.5° $\pm$ 32.3°
1978 (364 d., 8736 h.r.)	87 $\pm$ 74	5.7° $\pm$ 48.5°	58 $\pm$ 58	9.5° $\pm$ 57.8°	22 $\pm$ 82	-52.3° $\pm$ 217.1°	84 $\pm$ 67	-46.9° $\pm$ 45.9°
1979 (366 d., 8784 h.r.)	237 $\pm$ 87	60.5° $\pm$ 21.1°	45 $\pm$ 69	-129.3° $\pm$ 89.2°	123 $\pm$ 98	35.9° $\pm$ 45.1°	57 $\pm$ 79	-71.8° $\pm$ 79.9°
1980 (366 d., 8784 h.r.)	75 $\pm$ 73	70.5° $\pm$ 55.3°	68 $\pm$ 60	124.5° $\pm$ 50.6°	130 $\pm$ 85	48.5° $\pm$ 36.9°	168 $\pm$ 67	11.8° $\pm$ 22.7°
1981 (364 d., 8736 h.r.)	130 $\pm$ 86	15.4° $\pm$ 38.1°	123 $\pm$ 77	-118.6° $\pm$ 35.8°	95 $\pm$ 109	-102.2° $\pm$ 64.3°	71 $\pm$ 82	-5.4° $\pm$ 65.9°
1982 (366 d., 8784 h.r.)	100 $\pm$ 63	-55.5° $\pm$ 35.8°	46 $\pm$ 60	12.0° $\pm$ 74.2°	113 $\pm$ 86	44.0° $\pm$ 42.8°	96 $\pm$ 61	-147.7° $\pm$ 36.4°
1983 (364 d., 8736 h.r.)	124 $\pm$ 62	72.1° $\pm$ 28.8°	137 $\pm$ 64	-69.4° $\pm$ 26.8°	104 $\pm$ 92	36.6° $\pm$ 50.2°	58 $\pm$ 62	-153.6° $\pm$ 61.5°
1984 (366 d., 8784 h.r.)	141 $\pm$ 71	8.6° $\pm$ 28.9°	150 $\pm$ 77	-105.7° $\pm$ 29.3°	65 $\pm$ 111	-132.4° $\pm$ 96.0°	70 $\pm$ 72	-88.7° $\pm$ 58.8°
1985 (366 d., 8784 h.r.)	79 $\pm$ 51	-141.8° $\pm$ 37.3°	10 $\pm$ 58	-118.8° $\pm$ 330.9°	119 $\pm$ 83	167.9° $\pm$ 40.6°	25 $\pm$ 53	14.6° $\pm$ 120.6°
1972 + 1985 4960 d., 119040 h.r.	39 $\pm$ 19	17.2° $\pm$ 27.5°	61 $\pm$ 17	-100.1° $\pm$ 16.4°	83 $\pm$ 25	49.2° $\pm$ 17.1°	57 $\pm$ 18	-41.3° $\pm$ 18.1°

TABLE 3 (b)

BRUSSELS
UCCLE (Belgium)

	N ₂		M ₂		S ₂		K ₂	
1972 (366 d., 8784 h.r.)	11 ± 13	23.0° ± 66.4°	17 ± 14	120.0° ± 48°	325 ± 13	-117.4° ± 2.4°	35 ± 12	-115.3° ± 19.1°
1973 (364 d., 8736 h.r.)	15 ± 11	-159.2° ± 43.7°	37 ± 12	-162.9° ± 18.5°	329 ± 12	-127.6° ± 2.1°	38 ± 11	-115.1° ± 16.9°
1974 (366 d., 8784 h.r.)	27 ± 15	-110.9° ± 31.1°	14 ± 15	-165.9° ± 62.9°	321 ± 15	-122.8° ± 2.6°	22 ± 16	-117.3° ± 41.0°
1975 (364 d., 8736 h.r.)	11 ± 11	142.7° ± 54.5°	24 ± 10	-152.4° ± 25.1°	338 ± 11	-122.8° ± 1.8°	27 ± 12	-146.6° ± 25.8°
1976 (366 d., 8784 h.r.)	4 ± 11	-166.9° ± 152.8°	11 ± 10	-42.6° ± 56.9°	332 ± 11	-123.7° ± 1.8°	14 ± 13	-128.0° ± 54.2°
1977 (364 d., 8784 h.r.)	6 ± 13	-79.5° ± 123.6°	37 ± 12	-156.1° ± 17.9°	308 ± 12	-126.8° ± 2.2°	63 ± 15	-131.7° ± 14.1°
1978 (364 d., 8736 h.r.)	5 ± 12	179.7° ± 148.9°	21 ± 11	-148.7° ± 30.1°	315 ± 11	-125.6° ± 2.1°	54 ± 15	-151.6° ± 16.0°
1979 (366 d., 8784 h.r.)	37 ± 13	-36.9° ± 20.3°	33 ± 12	-152.2° ± 21.3°	292 ± 13	-121.8° ± 2.4°	50 ± 16	-116.4° ± 18.6°
1980 (366 d., 8784 h.r.)	10 ± 10	-11.5° ± 58.1°	16 ± 10	155.4° ± 34.1°	302 ± 10	-120.7° ± 1.9°	22 ± 12	-132.2° ± 32.3°
1981 (364 d., 8736 h.r.)	21 ± 15	-29.6° ± 41.3°	12 ± 15	75.2° ± 76.0°	274 ± 15	-123.1° ± 3.2°	21 ± 18	-80.7° ± 48.9°
1982 (366 d., 8784 h.r.)	2 ± 11	-102.8° ± 315.4°	26 ± 12	113.7° ± 26.0°	305 ± 12	-122.1° ± 2.2°	6 ± 12	-125.9° ± 115.6°
1983 (364 d., 8736 h.r.)	11 ± 15	-142.7° ± 79.5°	20 ± 16	-120.7° ± 44.9°	298 ± 15	-125.5° ± 2.9°	41 ± 15	-96.4° ± 20.2°
1984 (366 d., 8784 h.r.)	31 ± 15	151.6° ± 27.0°	16 ± 15	-170.9° ± 53.7°	288 ± 14	-121.4° ± 2.8°	34 ± 12	-92.8° ± 20.9°
1985 (366 d., 8784 h.r.)	22 ± 13	149.1° ± 34.0°	30 ± 12	-155.6° ± 23.3°	301 ± 12	-130.3° ± 2.2°	47 ± 9	-125.1° ± 11.5°
1972 → 1985 4960 d., 119040 h.r.	4 ± 3	-123.9° ± 49.5°	17 ± 3	-166.8° ± 11.8°	309 ± 3	-123.8° ± 0.6°	32 ± 4	-117.0° ± 6.3°

TABLE 4 (a)

FINDEL (Luxembourg)

 $\phi = 49^{\circ}36'N$ $\lambda = 06^{\circ}08'E$ $H = 249 \text{ m}$

	O_1		P_1		S_1		K_1	
1974 (364 d., 8736 h.r.)	133 $\pm$ 62	18.8° $\pm$ 26.7°	231 $\pm$ 60	-156.7° $\pm$ 14.8°	91 $\pm$ 86	-174.7° $\pm$ 54.6°	168 $\pm$ 61	-63.0° $\pm$ 20.7°
1975 (366 d., 8784 h.r.)	22 $\pm$ 53	168.8° $\pm$ 135.9°	36 $\pm$ 47	152.5° $\pm$ 74.8°	257 $\pm$ 68	49.5° $\pm$ 15.0°	38 $\pm$ 50	72.8° $\pm$ 75.4°
1978 (364 d., 8736 h.r.)	93 $\pm$ 74	-32.3° $\pm$ 45.4°	135 $\pm$ 58	-20.0° $\pm$ 24.7°	549 $\pm$ 82	106.5° $\pm$ 8.6°	179 $\pm$ 67	-65.6° $\pm$ 21.5°
1981 (364 d., 8736 h.r.)	111 $\pm$ 86	-47.8° $\pm$ 44.3°	179 $\pm$ 76	-97.9° $\pm$ 24.4°	595 $\pm$ 107	105.5° $\pm$ 10.3°	176 $\pm$ 81	-23.1° $\pm$ 26.3°
74/01/01 $\rightarrow$ 76/02/09 (770 d., 18480 h.r.)	68 $\pm$ 41	22.7° $\pm$ 34.3°	124 $\pm$ 38	-161.5° $\pm$ 17.5°	100 $\pm$ 55	63.5° $\pm$ 30.8°	80 $\pm$ 39	-51.7° $\pm$ 28.2°
77/07/01 $\rightarrow$ 79/01/31 (580 d., 13920 h.r.)	28 $\pm$ 60	9.3° $\pm$ 121.8°	121 $\pm$ 48	4.2° $\pm$ 23.0°	586 $\pm$ 70	99.4° $\pm$ 6.8°	147 $\pm$ 56	-37.4° $\pm$ 21.8°
80/09/01 $\rightarrow$ 82/06/30 (668 d., 16032 h.r.)	108 $\pm$ 55	-63.2° $\pm$ 29.2°	133 $\pm$ 49	-85.0° $\pm$ 21.3°	622 $\pm$ 70	104.1° $\pm$ 6.4°	131 $\pm$ 53	-33.4° $\pm$ 22.9°

TABLE 4 (b)

FINDEL (Luxembourg)

	N ₂		M ₂		S ₂		K ₂	
1974 (364 d., 8736 h.r.)	14 ± 11	34.7° ± 43.2°	22 ± 11	-137.1° ± 28.8°	315 ± 11	-133.8° ± 2.0°	44 ± 11	-164.4° ± 14.7°
1975 (366 d., 8784 h.r.)	12 ± 12	6.1° ± 56.2°	29 ± 11	179.2° ± 22.6°	343 ± 11	-136.8° ± 1.9°	27 ± 13	-176.2° ± 28.1°
1978 (364 d., 8736 h.r.)	18 ± 14	162.0° ± 43.3°	24 ± 12	163.8° ± 29.0°	343 ± 13	-127.6° ± 2.1°	61 ± 17	-123.9° ± 15.7°
1981 (364 d., 8736 h.r.)	28 ± 15	-42.7° ± 31.1°	9 ± 16	104.7° ± 105.1°	344 ± 16	-127.3° ± 2.6°	66 ± 18	-106.4° ± 15.8°
74/01/01 → 76/02/09 (770 d., 18480 h.r.)	12 ± 8	16.5° ± 35.5°	23 ± 8	-164.0° ± 19.4°	329 ± 8	-135.4° ± 1.3°	35 ± 8	-170.3° ± 13.9°
77/07/01 → 79/01/31 (580 d., 13920 h.r.)	32 ± 12	152.7° ± 20.7°	22 ± 11	155.4° ± 27.3°	327 ± 11	-129.2° ± 1.9°	89 ± 14	-134.1° ± 9.0°
80/09/01 → 82/06/30 (668 d., 16032 h.r.)	18 ± 10	-48.8° ± 33.5°	16 ± 11	61.4° ± 38.2°	353 ± 11	-128.7° ± 1.8°	55 ± 12	-86.0° ± 12.9°

Seasonal variations of the N_2 , M_2 , S_2K_2 , O_1 and $P_1S_1K_1$ waves in the seven stations.

TABLE 5

N_2	Strasbourg	Bruxelles	F'Indel	Allice Springs	Lanzhou	Pinon Flat	Curitiba
N_2							
D	9 ± 11 11 ± 10 3 ± 9	8 ± 7 15 ± 6 5 ± 5	14 ± 11 3 ± 11 9 ± 8	60 ± 21 21 ± 16 21 ± 10	62 ± 31 40 ± 25 30 ± 57	9 ± 7 12 ± 8 10 ± 8	38 ± 31 20 ± 33 24 ± 29
E	5.5° ± 70.1° -171.1° ± 55.1° 62.7° ± 104.3°	11.6° ± 51.8° -130.0° ± 23.9° -124.2° ± 49.5°	85.4° ± 47.0° 6.1° ± 208.6° -110.1° ± 54.1°	86.2° ± 20.7° 150° ± 42.7° 154.1° ± 28.6°	26.0° ± 29.3° 8.9° ± 36.4° 153.0° ± 86.7°	-118.3° ± 45.3° 178.2° ± 40.2° 153.9° ± 43.4°	56.8° ± 47.1° 113.2° ± 67.2° 154.5° ± 71.6°
J							
M_2							
D	30 ± 10 9 ± 10 19 ± 9	15 ± 7 20 ± 6 10 ± 11	22 ± 11 10 ± 11 19 ± 9	39 ± 23 30 ± 15 45 ± 11	30 ± 36 26 ± 28 42 ± 51	19 ± 8 22 ± 8 10 ± 8	5 ± 29 57 ± 35 112 ± 28
E	139.4° ± 20.1° -154.7° ± 66.2° 174.3° ± 26.5°	-100.5° ± 20.6° -166.2° ± 17.8° -114.1° ± 36.5°	99.7° ± 20.4° -114.1° ± 36.5° 166.4° ± 26.1°	106.8° ± 33.8° 118.1° ± 28.2° 165.6° ± 14.0°	-46.3° ± 69.4° 156.7° ± 61.5° -109.6° ± 68.9°	157.1° ± 23.7° 172.7° ± 20.2° 132.0° ± 46.6°	-90.4° ± 359.7° -167.9° ± 35.4° 170.8° ± 14.5°
J							
S_2K_2							
D	210 ± 11 229 ± 9 271 ± 10	294 ± 8 277 ± 5 338 ± 5	322 ± 12 321 ± 10 344 ± 9	799 ± 24 873 ± 13 1045 ± 12	865 ± 31 928 ± 24 1045 ± 58	360 ± 8 289 ± 6 331 ± 9	1101 ± 29 894 ± 27 1146 ± 32
E	-129.0° ± 2.9° -141.9° ± 2.1° -137.1° ± 2.0°	-122.4° ± 1.5° -123.6° ± 1.8° -125.2° ± 0.9°	-125.4° ± 2.1° -129.8° ± 1.7° -139.8° ± 1.6°	-108.2° ± 1.7° -106.2° ± 0.9° -103.6° ± 0.7°	-111.7° ± 2.0° -115.0° ± 1.5° -100.2° ± 3.1°	-111.8° ± 1.3° -126.5° ± 1.3° -124.5° ± 1.6°	-122.2° ± 1.4° -120.7° ± 1.7° -122.6° ± 1.6°
J							
O_1							
D	84 ± 49 5 ± 38 61 ± 29	99 ± 46 18 ± 32 37 ± 20	153 ± 64 60 ± 61 16 ± 36	36 ± 61 79 ± 104 33 ± 41	80 ± 211 134 ± 220 122 ± 152	17 ± 22 48 ± 25 20 ± 19	60 ± 36 52 ± 71 81 ± 35
E	142.2° ± 33.5° 125.3° ± 430.0° -130.1° ± 26.9°	27.2° ± 26.5° -90.4° ± 103.6° -9.5° ± 30.5°	-23.6° ± 23.8° -67.9° ± 50.8° 70.9° ± 131.8°	152.4° ± 97.2° 18.6° ± 75.6° 48.3° ± 70.7°	170.0° ± 151.0° 44.0° ± 97.1° -37.0° ± 71.5°	-124.6° ± 74.4° 21.5° ± 29.4° 33.8° ± 54.4°	-66.8° ± 34.3° -171.7° ± 77.6° 50.4° ± 25.1°
J							
$P_1S_1K_1$							
D	11 ± 40 160 ± 47 423 ± 25	32 ± 37 151 ± 39 102 ± 17	176 ± 50 262 ± 75 317 ± 30	1407 ± 46 344 ± 122 864 ± 52	2048 ± 256 272 ± 276 1364 ± 119	99 ± 18 179 ± 30 265 ± 16	415 ± 31 154 ± 90 366 ± 31
E	-10.6° ± 216.1° -51.5° ± 16.8° -90.8° ± 3.3°	-25.7° ± 67.0° -12.1° ± 14.7° -91.9° ± 9.3°	110.5° ± 16.0° -36.5° ± 16.2° -58.9° ± 5.4°	-92.5° ± 1.9° -30.8° ± 20.5° 89.8° ± 2.1°	177.0° ± 7.2° -40.3° ± 58.7° -74.8° ± 5.1°	68.0° ± 10.5° 147.5° ± 9.8° -167.3° ± 3.4°	-90.2° ± 4.3° -16.3° ± 33.8° 92.8° ± 4.9°
J							

REFERENCES

- Chapman, S. and Lindzen, R.S., 1970. Atmospheric Tides.
D. Reidel Publishing Company, Dordrecht-Holland.
- Ducarme, B., 1975. The computational procedures at the International Centre
for Earth Tides (ICET).
Bull. Inf. Marées Terr., 72 : 4156-4181.
- Ducarme, B., 1978. Data standardisation in tidal research.
Bull. Inf. Marées Terr., 78 : 4712-4719.
- Haurwitz, B. and Cowley, Ann D., 1967. New Determinations of the Lunar Baro-
metric Tide.
Beiträge zur Physik der Atmosphäre, Bd 40, S. 243-261.
- Haurwitz, B. and Cowley, Ann D., 1969. The Lunar Barometric Tide, its Global
Distribution and Annual Variation.
Pageoph., Vol. 77, 1969/VI : 122-150.
- Malin, S.R.C. and Chapman, S., 1970. Lunar Tidal Components N_2 and O_1 in the
Atmospheric Pressure.
Pageoph., Vol. 80, 1970/III : 309-318.
- Venedikov, A.P., 1966a. Une méthode pour l'analyse des marées terrestres à
partir d'enregistrements de longueur arbitraire.
Obs. R. Belg., Comm. 250, Sér. Géophys., 71 : 437-469.
- Venedikov, A.P., 1966b. Sur la constitution de filtres numériques pour le
traitement des enregistrements des marées terrestres.
Acad. R. Belg., Bull. Cl. 1 Sc. 5, 52(6) : 827-845.

MESURES SOVIETO-HONGROISES DES MAREES TERRESTRES A OBNINSK

V.A. Volkov, P. Varga, S.N. Barsenkov, F.P. Gousseva

Etude des marées terrestres, Nauka - Moscou 1980, pp 125-136

Abrégé

En février 1973 on a installé le gravimètre GS-11 N° 190 de l'Institut Géophysique Eötvös de Hongrie à l'Observatoire Géophysique d'Obninsk (profondeur 30m).

De 1967 à 1977 ce gravimètre a permis d'enregistrer à Tihany (Hongrie) pendant 886 jours. L'analyse de ces enregistrements a donné des retards de phase anormalement grands (1). Pour interpréter ce résultat on a organisé des observations à Tihany avec d'autres gravimètres appartenant à l'URSS et à la Hongrie (1).

La détermination de l'échelle d'enregistrement ou du coefficient C (en $\mu\text{gal/mm}$) a été faite par la méthode de paires de déplacements fréquents (4) (34 de ces déterminations, table 1). Pour la valeur de division d'échelle on a pris la moyenne des deux étalonnages par la méthode de la bille (le 20.1.1973, $a = 53.5506 \mu\text{gal/div.}$, le 25.1.1974, $\bar{a} = 53,5143 \mu\text{gal/div.}$) égale à $53,5324 \mu\text{gal/div.}$

TABLE 1. Coefficients d'échelle C ($\mu\text{gal/mm}$) du gravimètre N°190.

Date	C	Date	C	Date	C
1973 r.					
24.I	3,500	29.V	3,696	20.IX	3,825
25.I	3,482	13.VI	3,708	3.X	3,825
31.I	3,505	25.VI	3,758	17.X	3,864
12.II	3,623	4.VII	3,714	1.XI	3,952
21.II	3,609	16.VII	3,790	6.XI	4,045
2.III	3,556	20.VII	3,955	21.XI	3,955
6.III	3,599	26.VII	3,897	4.XII	4,014
15.III	3,628	6.VIII	3,825	11.XII	4,035

TABLE 1. Coefficients d'échelle C ($\mu\text{gal/mm}$) du gravimètre N°190.

Date	C	Date	C	Date	C
				1974 r.	
28.III	3,613	16.VIII	3,798	14.I	4,057
10.IV	3,596	28.VIII	3,839	21.I	4,051
25.IV	3,604	4.IX	3,915		
17.V	3,658	7.IX	3,836		

Ensuite le gravimètre a été testé sur une plateforme d'étalonnage permettant de provoquer des effets de gravitation artificiels. La description détaillée de la plateforme et de la méthode sont données en (5).

Pour des raisons techniques le gravimètre GS-11 N° 190 n'a pu être étudié que sur deux périodes, 6 et 3 heures (dans le dernier cas il y a eu beaucoup de coupures et l'enregistrement n'a pas été de qualité). Le calcul des amplitudes et des phases de la réaction de tout le système enregistreur était réalisé sur une onde artificielle par analyse spectrale glissante (6). Les graphiques des résultats sont donnés par la Fig.1. Les valeurs moyennes du déphasage introduit par tout le canal enregistreur de marée étaient pour la période de 3h: $\Delta\phi_3 = -8^\circ,82$ et pour la période de 6h: $\Delta\phi_6 = -6^\circ,68$.

Si l'on admet que la fonction de transfert du système se détermine par l'expression (6, 7)

$$\phi(j\omega) = (1 + j\omega\tau)^{-1}$$

le calcul de la valeur de l'écart de phase pour les ondes de la marée semi-diurne et diurne donne:

	$\Delta\phi^\circ$ semi d.	$\Delta\phi^\circ$ diurne
pour $\Delta\phi_3$	2,20	1.10
pour $\Delta\phi_6$	3,34	1.67

Le désaccord entre la première et la deuxième expériences s'explique apparemment par la mauvaise qualité des données à la période de 3 heures. Dans chaque cas les valeurs du retard instrumental sont sensiblement plus grandes que lors de la détermination par la méthode du déplacement unique (1) (pour $\Delta\phi_{12} h = 0,33$ et pour $\Delta\phi_{24} h = 0,17$).

-6630-

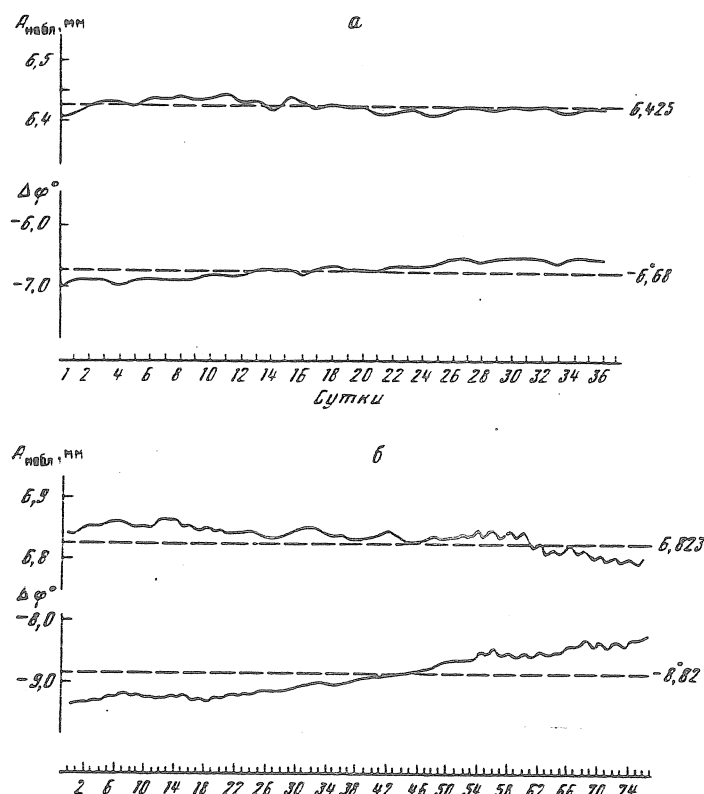


Fig. 1. Amplitude A et écart de phase $\Delta\phi$ de la réaction du gravimètre GS-11 N° 190 sur l'effet du mouvement avec périodes de 6h. (a) et 3h. (b).

En 1974 le gravimètre N° 190 a été envoyé à Bonn et le Professeur M. Bonatz l'a modernisé en remplaçant le transformateur photoélectrique par un transformateur capacitif. Le gravimètre, (nommé alors B.N.-07) a été à nouveau installé à Obninsk après de courtes séries d'enregistrements des marées à Tihany (1) et à Pecni (8) en août 1974.

Pour le protéger du bruit barométrique, on a installé le gravimètre dans un container en plastique hermétique préparé spécialement par M. Bonatz. Pour corriger la dérive l'axe est pourvu d'un moteur électrique avec commande à distance. L'impossibilité de calibrer le gravimètre pendant les enregistrements constitue une imperfection. C'est pourquoi le coefficient d'étalement n'a été déterminé que deux fois -20.VIII.1975 $C_1 = 2,4720$ $\mu\text{gal}/\text{mm}$; 18.IV.1976 $C_2 = 2,4796$ $\mu\text{gal}/\text{mm}$.

On a alors utilisé un coefficient constant égal à la moyenne de ces deux déterminations $C = 2,4758$ $\mu\text{gal}/\text{mm}$. La détermination de l'échelle nécessaire pour le calcul de C_1 a été faite par la méthode des déplacements pairs (4) et on a obtenu 53,5982 $\mu\text{gal}/\text{div}$.

L'enregistrement avec le gravimètre GS-11 a été fait du 22.I au 20.XII 1973 (333 jours soit 7992 h.). Il y a eu quelques interruptions dont les plus grandes étaient de 16 à 22 heures. Les autres coupures ne dépassaient pas 4h. Au total 63 heures soit moins de 1%. L'interpolation a été faite à l'aide de la marée théorique (4).

L'élimination des sauts (63) a été faite par procédé graphique.

La sensibilité ayant diminué systématiquement avec le temps (voir Table 1) toutes les ordonnées horaires ont été traduites en microgals avant l'analyse harmonique par la méthode décrite en (8). Les données ont été analysées par les méthodes Pertsev (9), (11) et Venedikov (10). On a appliqué le schéma de glissement de Pertsev (11) avec des déplacements diurnes successifs des jours centraux du 6.II au 5.XII.1973 soit au total 303 analyses. Les graphiques des valeurs δ et $\Delta\phi$ pour les quatre ondes principales M2, S2, K1, O1 sont donnés sur la figure 2. Les valeurs moyennes δ et $\Delta\phi$ sont représentées par des lignes horizontales pointillées obtenues d'après les résultats de l'analyse glissante de Pertsev (Table 2).

TABLE 2. Comparaison des résultats obtenus par les méthodes de Pertsev et Venedikov.

Méthode	δ			
	M 2	S 2	K 1	O 1
Pertsev	1,1473 ± 50	1,1554 ± 70	1,1128 ± 81	1,1551 ± 130
Venedikov	1,1481 ± 71	1,1566 ± 162	1,1224 ± 80	1,1530 ± 80

TABLE 2.

Méthode	$\Delta\phi^\circ$			
	M 2	S 2	K 1	O 1
Pertsev	-3,78 ±0,46	-7,34 ±0,84	-3,19 ±0,54	-1,79 ±0,18
Venedikov	-3,62 ±0,47	-7,36 ±0,59	-2,62 ±0,74	-1,43 ±1,00

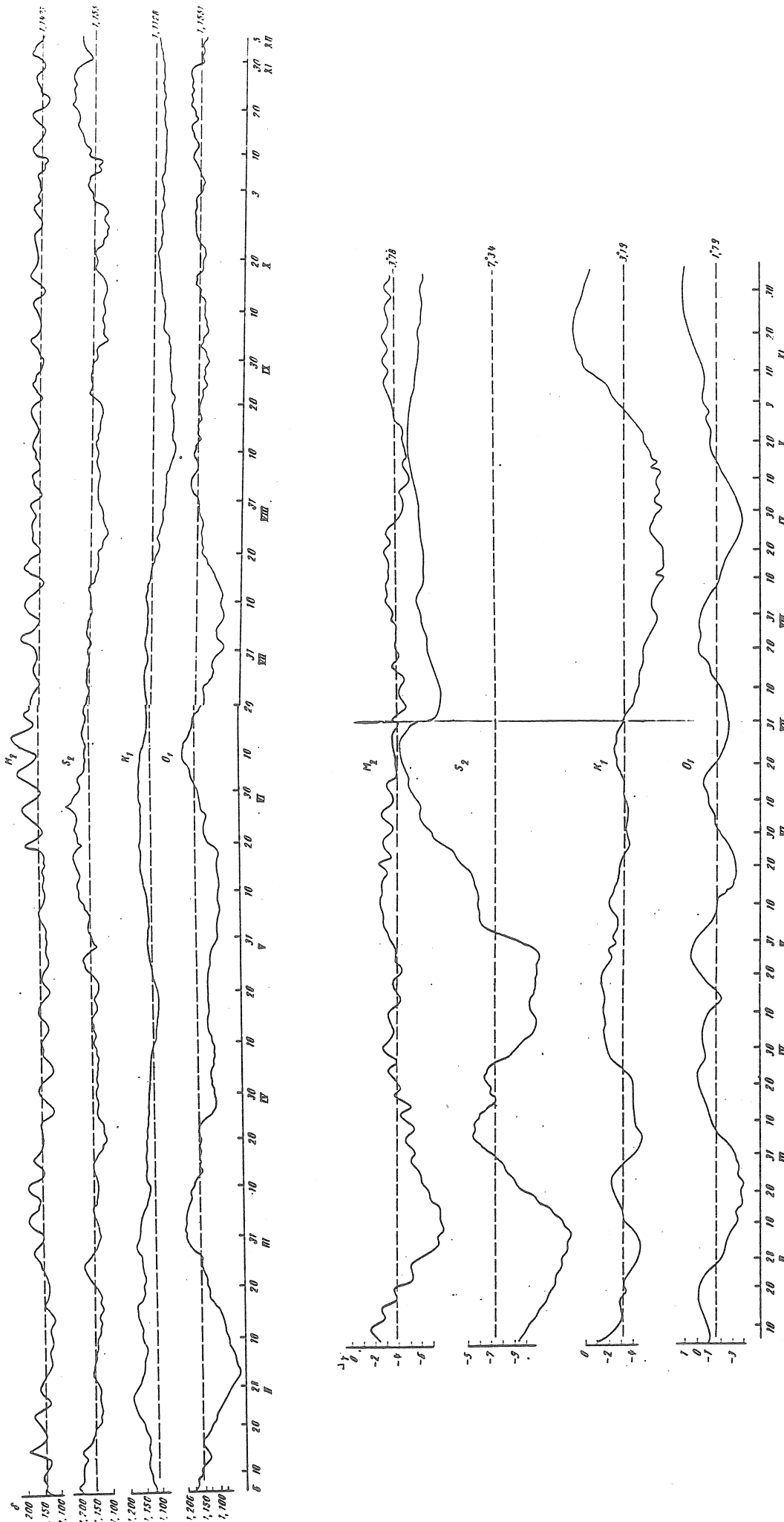


Fig.2. Valeurs δ et $\Delta\phi$, gravimètre N° 190

2

44

	Q	O	M	P	K	L	00
	1	1	1	1	1	1	1
Ondes diurnes							
δ	1,1279	1,1743	1,1517	1,1322	1,1184	1,2312	1,1957
	± 612	± 121	± 3534	± 264	± 82	± 1322	± 2531
$\Delta\phi^\circ$	0,42	-1,52	-2,50	-1,82	-2,26	-0,93	-8,46
	$\pm 3,05$	$\pm 0,83$	$\pm 26,30$	$\pm 1,32$	$\pm 0,62$	$\pm 5,95$	$\pm 13,22$
Ondes semi-diurnes							
	2N	N	M	L	S	K	
	2	2	2	2	2	2	
δ	1,3484	1,1521	1,1470	1,1896	1,1565	1,1344	
	± 241	± 461	± 94	± 4992	± 221	± 695	
$\Delta\phi^\circ$	4,14	5,07	3,66	13,23	7,47	7,44	
	$\pm 8,38$	$\pm 1,86$	$\pm 0,47$	$\pm 18,82$	$\pm 0,99$	$\pm 2,80$	

TABLE 4. Résultats de l'analyse harmonique des enregistrements de marée avec le gravimètre BN-07; durée des observations 235 jours.

Méthode	2N	N	M	L	S	K
	2	2	2	2	2	2

δ

Venedikov	1,3042 ± 477	1,1831 ± 31	1,1917 ± 31	1,1319 ± 536	1,1824 ± 40	1,2126 ± 179
Pertsev		1,1907 ± 39	1,1955 ± 39		1,1805 ± 59	
Chojnicki	1,2835 ± 359	1,1968 ± 36	1,1957 ± 15	1,0754 ± 418	1,1864 ± 30	

$\Delta\phi^\circ$

Venedikov	6,02 ± 2,15	-0,18 ± 0,57	-0,28 ± 0,10	-10,64 ± 2,88	-0,32 ± 0,20	-0,68 ± 2,71
Pertsev		-0,55 ± 0,21	-0,32 ± 0,12		-0,36 ± 0,21	
Chojnicki	5,79 ± 1,06	-0,21 ± 0,36	-0,26 ± 0,07	3,75 ± 2,23	0,05 ± 0,14	

Méthode	Q	O	M	P	K	L	OO
	1	1	1	1	1	1	1

δ

Venedikov	1,1381 ± 301	1,1674 ± 36	1,1813 ± 510	1,1376 ± 258	1,1437 ± 64	1,2015 ± 171	1,1800 ± 111
Pertsev		1,1627 ± 39			1,1400 ± 58		
Cjojncki	1,1405 ± 75	1,1618 ± 15		1,1531 ± 248	1,1440 ± 10	1,2464 ± 178	1,1850 ± 343

$\Delta\phi^\circ$

Venedikov	-1,14 ± 1,58	-0,19 ± 0,31	2,80 ± 0,56	-0,92 ± 0,58	0,08 ± 0,21	0,94 ± 5,57	5,25 ± 7,65
Pertsev		-0,51 ± 6,20			0,14 ± 0,46		
Chojnicki	-0,23 ± 0,37	-0,12 ± 0,07		0,84 ± 0,59	0,04 ± 0,05	0,60 ± 0,82	1,33 ± 1,66

5

✱



Fig.3. Valeurs δ et $\Delta\phi$; gravimètre BN-07.

Pour le gravimètre N°190 on utilise les résultats obtenus par la seconde méthode de Venedikov (table 5) corrigés des erreurs instrumentales. Ces corrections sont estimées d'après les valeurs les plus probables du retard de phase instrumental obtenues sur la plate-forme pour la période de 6 heures. En utilisant la formule approchée (7):

$$\Delta \delta_{IN} = \frac{1}{2} \text{tg}^2 \Delta \phi_i \quad (i = 12h, 24h)$$

nous obtenons:

$$\begin{aligned} \Delta \delta_{PS} &= 0.0020 & \Delta \delta_S &= 0.0005 \\ \Delta \phi_{PS} &= 3.34 & \Delta \phi_S &= 1.67 \end{aligned}$$

En introduisant ces corrections dans les résultats de la table 4 nous obtiendrons les valeurs δ et $\Delta \phi$ pour le gravimètre N°190 données dans la table 6.

TABLE 5 Valeurs moyennes δ et $\Delta \phi$ jusqu'à l'introduction des corrections d'effet indirect.

Gravimètre	Nombre de jours	δ			
		M	S	K	O
		2	2	1	1
BN-07	235	1,1943 ± 28	1,1838 ± 43	1,1426 ± 44	1,1640 ± 30
N°190	333	1,1490 ± 94	1,1586 ± 224	1,1327 ± 32	1,1748 ± 121

TABLE 5 (fin)

Gravimètre	Nombre de jours	$\Delta \phi^\circ$			
		M	S	K	O
		2	2	1	1
BN-07	235	-0,29 ±0,09	-0,21 ±0,18	0,09 ±0,24	0,28 ±0,19
N°190	333	-0,32 ±0,47	-4,13 ±0,99	-0,59 ±0,62	0,15 ±0,83

TABLE 6 Comparaison $\Delta\phi^\circ$ obtenue à Tihany et Obninsk avec différents gravimètres.

Paramètres	M 2	S 2	K 1	O 1
Tihany				
$\Delta\phi_{190}$	-0,7	-6,3	-1,6	-0,8
$\Delta\phi_{oct}$	0,4	0,1	-0,1	0,1
$\Delta\phi_{190} - \Delta\phi_{oct}$	-1,1	-6,4	-1,5	-0,9
Obninsk				
$\Delta\phi_{190}$	-0,3	-4,1	-0,6	0,2
$\Delta\phi_{oct}$	-0,1	0,1	0,0	0,1
$\Delta\phi_{190} - \Delta\phi_{oct}$	-0,2	-4,2	-0,6	0,1

Il faut encore introduire la réduction à la normale ellipsoïdale (14) et la correction d'inertie (15) qui, à Obninsk ont ensemble les valeurs suivantes: Onde M2 -0,0020; S2 -0,0017; K1 -0,0001; O1 -0,0003. En tenant compte de ces corrections on aura les valeurs finales de δ pour les deux gravimètres:

	M 2	S 2	K 1	O 1
BN-07	1,1963 ± 28	1,1853 ± 43	1,1427 ± 44	1,1643 ± 30
N°190	1,1510 ± 95	1,1603 ± 220	1,1322 ± 82	1,1751 ± 121

La comparaison avec les résultats obtenus à Obninsk avec les autres gravimètres est donnée dans les travaux (16, 17).

Dans le travail (1) on note une importante différence entre les $\Delta\phi$ obtenus à Tihany avec le gravimètre N°190 et avec les autres gravimètres ($\Delta\phi_{oct}$) N°220, 224 et BN-07), même en tenant compte du retard instrumental déterminé sur la plate-forme d'étalonnage. Il y a intérêt à comparer cette différence ($\Delta\phi_{190} - \Delta\phi_{oct}$) avec la différence analogue à Obninsk.

La table 6 montre que les différences à Obninsk n'étaient pas aussi anormales (sauf l'onde S2) qu'à Tihany. On a donc toute raison de considérer que les différences obtenues à Tihany sont le résultat d'erreurs dont la nature n'est à présent pas claire.

En conclusion, les auteurs expriment leurs remerciements à T.I. Andronova, V.P. Varganova et M.S. Travnikova pour leur participation aux observations ainsi qu'au Prof. Bonatz pour l'analyse d'une partie des données.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков В.А., Варга П., Барсенков С.Н. и др. Регистрация приливных вариаций силы тяжести в Тихани (Венгрия). — Наст. сборник, с. 162–171.
2. Волков В.А., Мишаткин В.Н. Опыт стабилизации напряжения на термостатах гравиметров GS-11 во время приливных наблюдений. — В кн.: Комплексные геофизические исследования в Обнинске. Обнинск, 1970, с. 169–173.
3. Волков В.А., Мишаткин В.Н. Опыт стабилизации напряжения на лампочке фотоэлементов гравиметров GS-11 во время приливных наблюдений. — В кн.: Медленные колебания Земли. М.: Наука, 1972, с. 157–163.
4. Волков В.А., Барсенков С.Н., Гусева Ф.П., Парийский Н.К. Первые результаты регистрации земных приливов в Обнинске гравиметром "Аскания" GS-15. — В кн.: Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975, с. 43–56.
5. Волков В.А., Парийский Н.Н., Перцев Б.П. Первые результаты определения фазовой характеристики приливо-регистрирующей системы гравиметр-гальванометр с помощью подвешенного груза. — В кн.: Комплексные геофизические наблюдения в Обнинске. М.: ИФЗ, 1970, с. 128–147.
6. Волков В.А., Гусева Ф.П., Барсенков С.Н. Определение динамических характеристик приливо-регистрирующей системы гравиметр-гальванометр с помощью платформы эталонирования гравиметров (ПЭГ). — В кн.: Медленные колебания Земли. М.: Наука, 1972, с. 140–156.
7. Волков В.А., Шимон З., Варга П. и др. Методическое руководство по приливым наблюдениям с гравиметром. Прага: КАПГ, 1976. 112 с.
8. Барсенков С.Н., Волков В.А., Гриднев Д.Г., Парийский Н.Н. Приливные изменения ускорения силы тяжести во Фрунзе. — В кн.: Приливные изменения силы тяжести. М.: Наука, 1964, с. 3–30.
9. Перцев Б.П. Гармонический анализ упругих приливов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 8, с. 946–958.
10. Venedikov A.P. Une méthode pour l'analyse des marées terrestres à partir d'enregistrements de longueur arbitraire. — Bull. Acad. roy. Belg., 1966, 53, fasc. 3, p. 1463–1475.
11. Барсенков С.Н., Волков В.А., Гриднев Д.Г. и др. Приливные изменения силы тяжести в Талгаре, определенные скользящим методом по 19-месячным наблюдениям двумя гравиметрами. — В кн.: Земные приливы и внутреннее строение Земли. М.: Наука, 1967, с. 62–110.
12. Chojnicki T. Determination des paramètres de marée par la compensation des observations au moyen de la méthode de moindres carrés. — Publs Inst. Geophys. Assoc. Sci. W, 1972, vol. 55, p. 43–79.
13. Крамер М.В. Автоматизация обработки наблюдений за приливыми деформациями Земли. — Наст. сборник, с. 54–64.
14. Wensel H.G. The correction of tidal force development to ellipsoidal normal. — ВМ, 1974, N 68, p. 3784–3760.
15. Парийский Н.Н., Перцев Б.П. Влияние инерционных сил на наблюдаемые приливные изменения силы тяжести и наклонов. — Наст. сборник, с. 22–35.
16. Парийский Н.Н., Барсенков С.Н., Волков В.А. и др. Приливные вариации силы тяжести в СССР. — Наст. сборник, с. 65–84.
17. Волков В.А., Барсенков С.Н., Гусева Ф.П. и др. Регистрация приливных изменений силы тяжести в Обнинске в 1970–1976 гг. — Наст. сборник, с. 102–124.

TWENTY MONTHS WATER-LEVELS REGISTRATIONS
IN THREE WELL-AQUIFER SYSTEMS,
ON THE SITE OF THE ROYAL OBSERVATORY OF BELGIUM.

M. Delcourt-Honorez*

1. INTRODUCTION

Three observation wells are located on the site of the Royal Observatory of Belgium, in Brussels. They were drilled in January 1984 under the responsibility of the Belgian Geological Service, close to the Superconducting gravimeter. In the multiple aquifer-aquitard system, the upper aquifer is a water-table aquifer. The intermediate and the deepest aquifers are considered as confined aquifers (see Figure 1).

The water-levels variations are registered by capacitive transducers "Nivocap" (M. Van Ruymbeke and M. Delcourt, 1986).

The registrations are used :

- to determine the Earth Tides response in the wells and to estimate the in situ parameters of the aquifers.
- to study the effect of the atmospheric pressure variations on the water-levels.
- to estimate the perturbing effect of the water-levels variations on the superconducting gravimeter registrations.

The results deduced from a first set of data, from 84-06-01 to 85-07-09, are discussed in M. Delcourt-Honorez (1986). This previous data set has been completed with the registrations from 85/07/10 to 86/01/22; twenty months of records are now available.

* Centre de Géophysique Interne
Observatoire Royal de Belgique
Avenue Circulaire, 3
1180 Bruxelles (Belgium).

With these complementary observations, we observe that :

- the water-table variations, independent of any pumping, show a maximum increase of 3 cm and a maximum decrease of 4 cm, while, for the first period (~ 12 months), a maximum increase of 7 cm had been observed.
- in the intermediate confined aquifer, a maximum increase of the pore pressure of 11 cm has been noticed (140 cm for the first period), and only a few losses of the pressure head corresponding to various pumpings with small amplitudes (< 1 cm) have been observed (the amplitude reached 7 cm during the previous period).
- in the deep confined aquifer, the fluid pressure only decreases of 8 cm and increases of 22 cm while the amplitude of the largest pumping is equal to 11 cm; during the first period the largest level increase has been 95 cm while a maximum change of 11 cm resulted from a pumping.

These water-levels variations are thus smaller than those recorded in the first set of data. It is the reason why the maximum perturbing effect, induced by the water-level variations, on the superconducting gravimeter, has not to be recomputed for this period (M. Delcourt-Honorez, (1986)). In consequence, our analysis on the whole data set will be restricted to the Earth tides response in each of the three wells.

2. TIDAL ANALYSIS

The barometric effects are removed from the water-levels registrations, by using the transfer function, estimated by the Multi Input Single Output (Miso method (F. De Meyer, 1982)).

The transfer functions are respectively for

- the water-table aquifer (first aquifer) :

$$6.06766 p_t - 0.74237 p_{t-1} - 2.15540 p_{t-2} - 0.72551 p_{t-3} - 1.04394 p_{t-4} - 1.39098 p_{t-5} \quad (1)$$

- the intermediate aquifer (second aquifer) :

$$0.56367 p_t + 0.38000 p_{t-1} + 0.31255 p_{t-2} \quad (2)$$

- the deepest aquifer (third aquifer) :

$$2.04947 p_t + 1.59950 p_{t-1} - 0.33007 p_{t-2} + 1.23010 p_{t-3} \quad (3)$$

In (1), (2), (3), the pressures p_t are expressed in mbar and the numerical coefficients are expressed in mm of water.mbar⁻¹.

(a) Global analysis

The Table 1 shows the results of the tidal analysis performed for each aquifer, before and after having removed the barometric effect. The amplitudes and the mean square errors are expressed in mm of water.

The results deduced from the complete set of data are similar to those deduced from the analysis firstly performed on the set of data covering 12 months. We can summarize them :

- * The atmospheric pressure corrections drastically reduce the mean square errors.
- * The water-table (phreatic level) doesn't show any tidal oscillation; S_2 has an atmospheric origin.
- * Earth tidal phenomena are really observed in the two confined aquifers. The amplitudes of the tidal waves are larger in the deep confined aquifer than in the intermediate aquifer.

Tidal oscillations of the fluid pressure observed in the deep confined aquifer are shown on the figure 2. The figure 3 shows the tidal oscillations of the fluid pressure (after having removed the atmospheric pressure effects) observed in the intermediate confined aquifer (curve 2) and in the deep confined aquifer (curve 3). The various amplitude ratios are presented in the table 1. They are in agreement with the theoretical ones, except for the ratio $\frac{M_2}{O_1}$ which is too low. As previously mentioned, this indicates that the diurnal waves have a greater response to a fluid pressure variation than the semi-diurnal waves.

A phase lag of about one hour is observed between the maximum of gravity and the maximum of water-level changes.

(b) Analysis of sub-sets of data

To test the stability of the results presented in the table 1, the global data set has been subdivided in three sub-sets, each covering a time interval of six months.

The tidal analysis of these sub-sets of data were performed after having applied the atmospheric pressure correction. The Tables 2, 3 show the amplitude and phase of the main tidal waves for the two confined wells. The theoretical amplitude ratios are also given.

For the second and third aquifers, the various waves are stable and show very slight variation in their amplitude and phase. The amplitude ratios calculated for the deep confined aquifer pressure head are very stable.

3. THE RATIO $\frac{S_s}{\phi_0}$ DEDUCED FROM THE STATIC APPROACH FOR THE TWO CONFINED AQUIFERS
 (S_s = Specific storage, ϕ_0 = volume porosity)

According to Narasimhan and al., (1984), this ratio can be deduced from the observed amplitudes of the main tidal waves. The estimation of the ratio $\frac{S_s}{\phi_0}$ by using the whole data set or by using the three sub-sets of data, each covering six months, confirms the numerical values previously given in M. Delcourt-Honorez (1986). The mean values of $\frac{S_s}{\phi_0}$ are respectively $4.6 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ for the second aquifer and $5.3 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ for the bedrock.

REFERENCES.

- Delcourt-Honorez, M., 1986. Earth Tide response and barometric effect in three well-aquifer systems. The effect on gravity of the three water-level variations.
 Proceeding of the 10th Int. Symp. on Earth Tides, Madrid.
 Ed. R. Vieira, (In press).
- De Meyer, F., 1982. A multi input single output model for Earth tide data.
 Bull. Inf. Mar. Terr., 88, 5628-5674.
- Narasimhan, T.N., Kanehiro, B.Y. and Witherspoon, P.A., 1984. Interpretation of earth tide response of three deep, confined aquifers.
 Journal of Geophysical Research, Vol. 89, n° B83, p. 1913-1924.
- Van Ruymbeke, M. and Delcourt, M., 1986. A capacitive transducer for water level measurements : "Nivocap".
 Proceeding of the 10th Int. Symp. on Earth Tides, Madrid.
 Ed. R. Vieira, (In press).

BORING : UKKEL

KONINKLIJKE STERREWACHT VAN BELGIE

102W-847

LITHOSTRATIGRAFIE

6643

SONDAGE D'UCCLE

OBSERVATOIRE ROYAL DE BELGIQUE

102W-847 -

LITHOSTRATIGRAPHIE

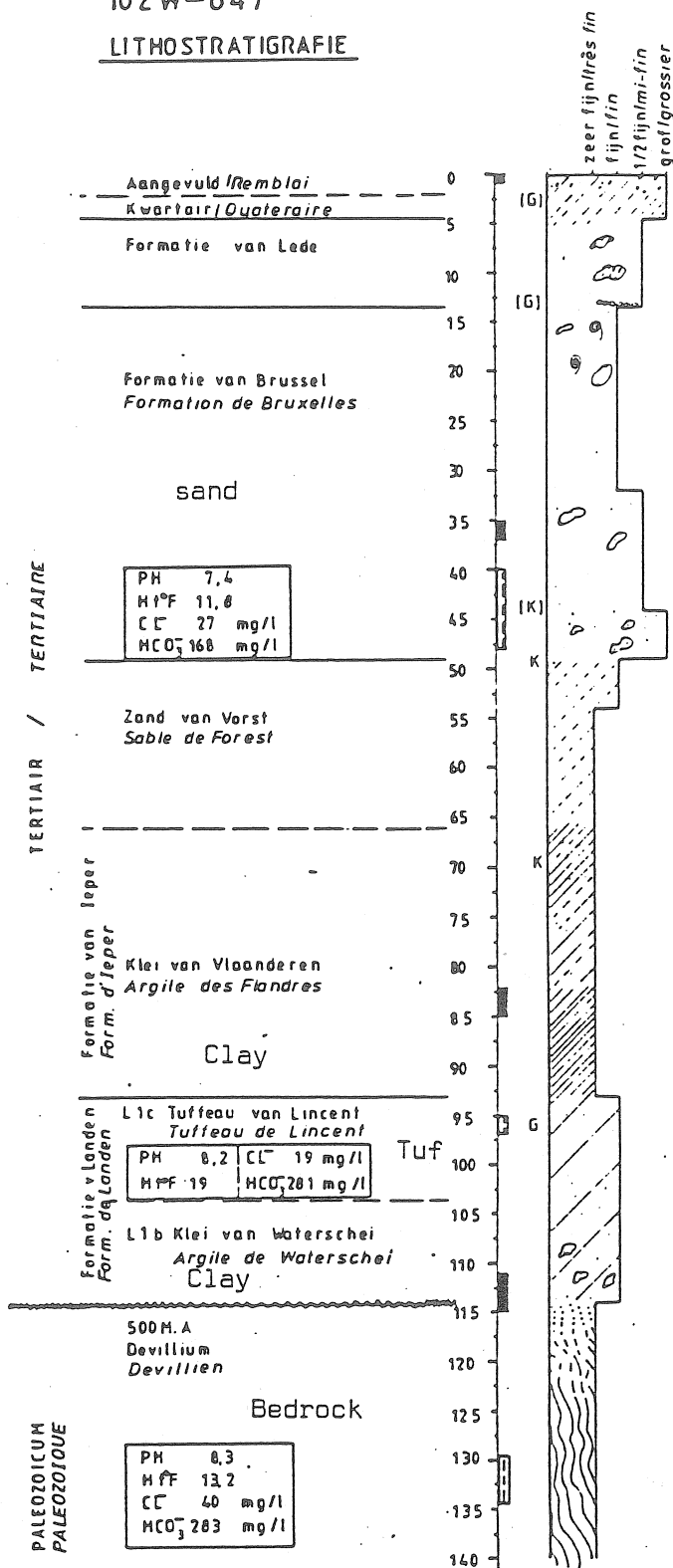


Fig. 1. Profile drawn up by the Belgian Geological Service showing the 8 different layers which form a multiple aquifer-aquitard system.

∇: water levels respectively of the first second and third aquifers.

LEGENDE / LEGENDE

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | zand/sable | | nummulieten
nummulites |
| | leem/limon | | G glauconiethoudend
glauconifere |
| | klei/argile | | [G] zwak glauconiethoudend
faiblement glauconifere |
| | zandsteen concretie
concretions gréseuses | | K kalkhoudend
calcareux |
| | leembrokje
morceaux de limon | | [K] zwak kalkhoudend
traces de carbonate |
| | phyllade en kwartsophylladen
phyllade et phyllade
quartzitique | | [F] filter/filtre |
| | schaal 1/500
échelle | | kleistop/bouchon d'argile |
| | | | hiatus/hiatus |

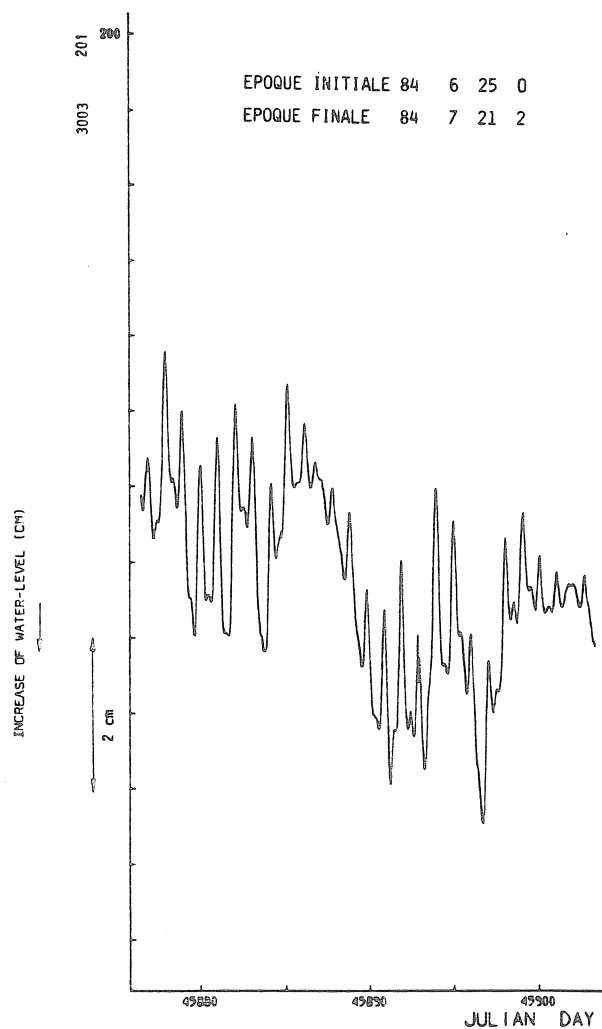


Fig.2. Observed tidal oscillations in the third aquifer.

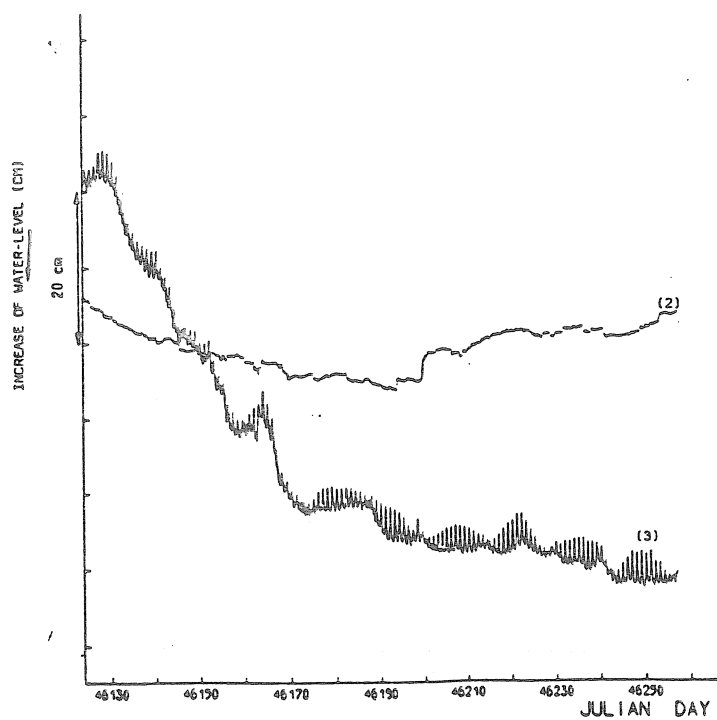


Fig. 3. Observed tidal phenomena in the second aquifer (curve 2) and in the third aquifer (curve 3) after having removed the barometric effect.

Table 1(a). Results of the tidal analysis performed for the water-table aquifer before and after having removed the barometric effect.

FIRST AQUIFER
(Water Table Aquifer)

	Before atmospheric pressure correction				After atmospheric pressure correction			
	Amplitudes (mm of water)	R.M.S. (mm of water)	Phases	R.M.S.	Amplitudes (mm of water)	R.M.S. (mm of water)	Phases	R.M.S.
M ₂	0.13 ± 0.08		-147.1° ± 37.7°		0.10 ± 0.05		83.8° ± 29.1°	
N ₂	0.18 ± 0.09		-135.5° ± 26.9°		0.06 ± 0.05		-63.6° ± 50.5°	
S ₂	2.58 ± 0.08		-82.4° ± 1.8°		0.51 ± 0.05		-42.0° ± 5.4°	
K ₁	0.27 ± 0.19		34.9° ± 40.1°		0.07 ± 0.06		57.5° ± 49.8°	
P ₁	0.20 ± 0.20		-33.7° ± 59.5°		0.10 ± 0.06		25.3° ± 35.8°	
O ₁	0.19 ± 0.18		-74.1° ± 54.1°		0.02 ± 0.06		101.4° ± 132.2°	
Standard Deviation (mm of water)	14.64				4.54			
SD	5.93				3.58			
TD	4.18				2.94			

Table 1(b). Results of the tidal analysis performed for the two confined aquifers before and after having removed the barometric effect.

	SECOND AQUIFER (confined)				THIRD AQUIFER (confined)			
	Before atmospheric pressure correction		After atmospheric pressure correction		Before atmospheric pressure correction		After atmospheric pressure correction	
	Amplitudes (mm of water)	Phases (mm of water)	R.M.S. (mm of water)	Phases (mm of water)	R.M.S. (mm of water)	Amplitudes (mm of water)	Phases (mm of water)	R.M.S. (mm of water)
M ₂	0.71 ± 0.03	158.1° ± 2.1°	0.69 ± 0.02	157.5° ± 2.0°	5.61 ± 0.07	152.9° ± 0.7°	5.56 ± 0.06	152.0° ± 0.6°
N ₂	0.19 ± 0.03	159.3° ± 8.5°	0.16 ± 0.03	155.1° ± 9.0°	1.09 ± 0.07	157.5° ± 3.6°	1.01 ± 0.06	157.9° ± 3.5°
S ₂	0.66 ± 0.03	172.2° ± 2.3°	0.44 ± 0.02	145.0° ± 3.1°	3.67 ± 0.06	159.9° ± 1.0°	3.01 ± 0.06	145.4° ± 1.1°
K ₁	0.98 ± 0.09	166.2° ± 5.5°	0.95 ± 0.06	161.4° ± 3.5°	8.26 ± 0.20	160.4° ± 1.4°	8.51 ± 0.11	160.3° ± 0.7°
P ₁	0.36 ± 0.10	-171.4° ± 16.1°	0.35 ± 0.06	168.8° ± 10.3°	3.52 ± 0.22	160.5° ± 3.5°	3.51 ± 0.11	158.8° ± 1.9°
O ₁	0.67 ± 0.09	173.5° ± 7.7°	0.75 ± 0.06	167.9° ± 4.3°	7.62 ± 0.20	163.3° ± 1.4°	7.58 ± 0.10	160.2° ± 0.8°
Standard Deviation (mm of water)								
D		7.30		4.53		15.50		8.11
SD		1.87		1.72		4.56		4.12
TD		0.85		0.85		2.24		2.06
relative amplitudes <i>Theory</i>								
S ₂ /M ₂		0.925		0.642		0.653		0.544
N ₂ /M ₂		0.266		0.236		0.195		0.182
O ₁ /K ₁		0.679		0.796		0.923		0.891
M ₂ /O ₁		1.061		0.918		0.737		0.730

Table 2. Results of the tidal analysis of the three sub-sets of data (each covering a time interval of six months) after having applied the atmospheric pressure correction, for the second aquifer.

SECOND AQUIFER (confined aquifer).

	84/07/01 → 84/12/31 (184 d., 3792 h.r.)	85/01/01 → 85/06/30 (181 d., 4128 h.r.)	85/07/01 → 85/12/31 (184 d., 4272 h.r.)
M_2	0.61 ± 0.05	0.66 ± 0.04	0.76 ± 0.03
N_2	$156.6^\circ \pm 4.6^\circ$	$157.7^\circ \pm 3.2^\circ$	$159.1^\circ \pm 2.3^\circ$
S_2	0.14 ± 0.05	0.13 ± 0.04	0.15 ± 0.03
	$156.6^\circ \pm 4.6^\circ$	$168.5^\circ \pm 16.3^\circ$	$166.3^\circ \pm 12.8^\circ$
S_1K_1	0.32 ± 0.05	0.41 ± 0.04	0.50 ± 0.03
	$143.1^\circ \pm 8.5^\circ$	$141.7^\circ \pm 4.9^\circ$	$151.3^\circ \pm 3.4^\circ$
P_1	0.78 ± 0.11	1.00 ± 0.08	0.77 ± 0.08
	$171.8^\circ \pm 8.1^\circ$	$162.0^\circ \pm 4.7^\circ$	$162.3^\circ \pm 6.0^\circ$
O_1	0.46 ± 0.12	0.12 ± 0.09	0.72 ± 0.09
	$-158.0^\circ \pm 14.8^\circ$	$179.3^\circ \pm 43.2^\circ$	$161.0^\circ \pm 7.0^\circ$
	0.62 ± 0.11	0.90 ± 0.08	0.86 ± 0.08
	$172.0^\circ \pm 10.2^\circ$	$170.0^\circ \pm 5.2^\circ$	$167.6^\circ \pm 5.2^\circ$
D	4.53	3.56	3.62
SD	1.85	1.43	1.22
TD (mm of water)	0.98	0.74	0.63
Relative amplitudes <i>Theory</i>			
S_2/M_2	0.528	0.613	0.661
N_2/M_2	0.232	0.194	0.194
O_1/K_1	0.789	0.894	1.125
M_2/O_1	0.989	0.739	0.879

Table 3. Results of the tidal analysis of the three sub-sets of data (each covering a time interval of six months) after having applied the atmospheric pressure correction, for the third aquifer.

THIRD AQUIFER (confined aquifer)

	84/07/01 → 84/12/31 (184 d., 4176 h.r.)	85/01/01 → 85/06/30 (182 d., 4320 h.r.)	85/07/01 → 85/12/31 (183.5 d., 4032 h.r.)
M ₂	5.83 ± 0.11 158.6° ± 1.1°	5.48 ± 0.07 149.6° ± 0.8°	5.36 ± 0.10 148.8° ± 1.1°
N ₂	1.05 ± 0.11 152.3° ± 5.8°	0.97 ± 0.07 153.5° ± 4.4°	0.98 ± 0.11 166.0° ± 6.4°
S ₂	3.22 ± 0.11 152.7° ± 1.9°	2.92 ± 0.07 143.5° ± 1.4°	3.01 ± 0.10 140.2° ± 1.9°
S ₁ K ₁	8.66 ± 0.21 164.6° ± 1.4°	8.49 ± 0.16 158.3° ± 1.1°	8.42 ± 0.18 157.0° ± 1.2°
P ₁	3.91 ± 0.22 159.2° ± 3.3°	2.95 ± 0.17 155.4° ± 3.3°	3.78 ± 0.20 155.9° ± 3.0°
O ₁	7.70 ± 0.21 164.5° ± 1.5°	7.54 ± 0.16 159.1° ± 1.2°	7.49 ± 0.17 156.5° ± 1.3°
Standard Deviation (mm of water)	D 9.06 SD 4.35 TD 2.55	7.11 2.96 1.76	7.59 3.92 1.87
Relative amplitudes <i>Theory</i>			
S ₂ /M ₂	0.552	0.533	0.561
N ₂ /M ₂	0.181	0.176	0.183
O ₁ /K ₁	0.889	0.888	0.889
M ₂ /O ₁	0.757	0.727	0.716

GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION OF THE GRAVITATIONAL OCEANIC
TIDAL LOAD ON THE CONTINENT OF CHINA

X.M. Gao

Institute of Seismology, State Seismological Bureau
Wuhan, People's Republic of China

ABSTRACT

In this paper the effects of the gravitational oceanic tidal load of K_1 , O_1 , M_2 , N_2 and S_2 wave on the continent of China have been computed by means of integrated Green's functions, and with Schwiderski's oceanic cotidal charts modified for South China Sea by Mihardja's results. From the contour maps of these five kinds of waves obtained here and computed results for 12 main earth-tide observatories, it can be concluded that (1) the effect of gravitational oceanic tidal load on the continent of China exists and is significant. For high precision gravity measurements and earth tide observation, it is necessary to consider these effects. (2) For the investigation of this effect it is very important to find out a suitable ocean cotidal chart including shallow sea shelf region. In our case, the difference of the amplitude before and after modification of Schwiderski's data for South China Sea can achieve 30 %. (3) Loading deformation coefficients. For example, using Farrell's or Zschau's coefficients leads to differences in the results of about 10 %.

1. INTRODUCTION

On the continent part near ocean shores the effect of oceanic tidal loading is very strong. In high precision gravity measurements and in earth tide observations, it is necessary to consider this effect and it is desired to calculate it as well as possible in order to remove it as a disturbance. On the other hand this research requires and examines a realistic response function given the elastic and viscous properties of the Earth.

In the continent of China the effect of oceanic tidal load is very evident. Particularly, the effect of shallow sea shelf region can not be neglected. In our work the method of gravimetric tidal loading computed from integrated Green's functions by C. Goad is adopted using Schwiderski's tidal

charts (Schwiderski, 1980), which is modified for South China Sea by results of Mihardja (Private communication).

At point Ω , at time t , gravitational oceanic load, $\Delta g(\Omega, t)$, in general, can be calculated by means of convolving integrals of oceanic tidal height, $H(\Omega, T)$ to gravitational Green's function, $G(\theta)$. This is as follows

$$\Delta g(\Omega, t) = \rho \int G(\theta) H(\Omega', t) dS'$$

$$G(\theta) = G/a^2 \sum_{n=0}^{\infty} \{(1+n) - 2h'_n - (1+k'_n)\} Un$$

where θ is angle distance between Ω and Ω'

ρ is density of sea water,

a is radius of the Earth

G is gravitational constant,

h'_n and k'_n are loading Love numbers.

The first term in brackets is the direct or Newtonian acceleration, it is summed exactly as $g^n(\theta) = -g/\{4m_e \sin(\theta/2)\}$ (Farrell, 1972), m_e is the mass of the Earth. Other terms are contributed by elastic deformation of the Earth. If the distribution of oceanic tidal heights and gravitational loading Green's function are known, in principle, the gravitational oceanic tidal load can be calculated. The Green's functions have been calculated for the G-B (Gutenberg-Bullen) A earth model, the oceanic mantle model on G-B nucleus and the continental shield mantle on G-B nucleus in 1972 by W.E. Farrell.

An other method is to compute the integrals of Green's functions rather than Green's function themselves. When the representations of the tidal height are available over any area, the amplitude times the sine or cosine of phase is constant and can be taken outside the integral. Then, the integral of the impulse response function, Green's function, remains to be evaluated. Besides one singularity, which can be removed, it is stable and enables one to use any set of loading deformation coefficients.

2. GRAVITATIONAL OCEANIC TIDAL LOAD

As well known, the gravitational potential of loading in spherical coordinates, with origin at center of the Earth, can be expressed (see e.g. Goad 1979) by

$$U = G \rho a^2 \iint \frac{H(\theta, \alpha) \sin \theta d\theta d\alpha}{\sqrt{(a^2 + r^2 - 2ar \cos \theta)}} \quad (1)$$

where θ and α are the central angle and azimuth, respectively,

r is the distance from the center of the Earth,

G is the gravitational constant,

ρ is the density of sea water.

When measurements take place above sea level, using the expression of the Legendre polynomials $P_n(\cos \theta)$ equation (1) becomes as follows

$$U = \sum_{n=0}^{\infty} U_n = G \rho a^2 \sum_{n=0}^{\infty} \iint H(\theta, \alpha) P_n(\cos \theta) \frac{a^n}{r^{n+1}} \sin \theta d\theta d\alpha \quad (2)$$

In consideration of the effect of an elastic earth, the total change in gravity, Δg_{tide} must be equal to the direct change g^n , the contribution of the change in gravity field from tidal deformation g^p , and the change in gravity resulting from variation in elevation g^h . After introduction of a set of Love numbers, it can be expressed by

$$\Delta g_{\text{tide}} = g^n + g^p + g^h = -\frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \{(1+n)(1+k'_n) - 2h'_n\} U_n \quad (3)$$

Now, $H(\theta, \alpha, t)$ is considered, when A_i and σ_i , which are the amplitude and Greenwich phase, respectively, over the i -th region, are constant, then the tide height $H(\theta, \alpha, t)$ at time t is given by

$$\begin{aligned} H(\theta, \alpha, t) &= \sum_i H_i(t) = \sum_i A_i \cos(\bar{n} \cdot \bar{\beta} + \bar{\sigma}_i) \\ &= \sum_i \{h_i^C \cos(\bar{n} \cdot \bar{\beta}) - h_i^S \sin(\bar{n} \cdot \bar{\beta})\} \end{aligned} \quad (4)$$

where $\bar{n}$ is the coefficient vector for a given constituent and $\bar{\beta}$ is a vector of six astronomical angles.

The $h_i^C = A \cos \sigma_i$ and $h_i^S = A_i \sin \sigma_i$ are constant over the i -th sector bounded by azimuthal angles α_{1i} and α_{2i} and central angles θ_{1i} and θ_{2i} .

Substituting equation (4) into equation (1), then assuming that the h_i^S and h_i^C are constant over the i -th sector bounded by azimuthal angles α_{1i} and α_{2i} and central angles θ_{1i} and θ_{2i} , yields a representation of the direct loading potential

$$\begin{aligned} U &= \sum_i \frac{G \rho a}{r} (\alpha_{2i} - \alpha_{1i}) \{h_i^C \cos(\bar{n} \cdot \bar{\beta}) - h_i^S \sin(\bar{n} \cdot \bar{\beta})\} \\ &\quad \cdot \{(a^2 + r^2 - 2ar \cos \theta)^{1/2}\}_{\theta_{1i}}^{\theta_{2i}} \end{aligned} \quad (5)$$

3. CALCULATION PROCEDURE

The source program of C. Goad was at our disposal and has been accepted with a technical small improvement. All oceanic tidal contributions calculated in this work are omitting the degree zero term in order to impose mass conservation.

The representations of ocean tide models of the O_1 , K_1 , M_2 , N_2 and S_2 constituents are those of E.W. Schwiderski. An $1^\circ \times 1^\circ$ grid system in an atlas of $41^\circ \times 71^\circ$ overlapping charts covering the whole oceanic globe is used. This representation is assumed to have an accuracy of better than 5 cm in the open ocean for the O_1 , K_1 , M_2 , N_2 and S_2 constituents.

In order to consider the effect of shallow sea shelf, these representations in South China Sea region have been modified with results from Mihardja. His model is an $(\frac{1}{2})^\circ \times (\frac{1}{2})^\circ$ grid system in the area of 23.75°N to 22.25°S and 97.75°E to 143.25°E .

Farrell's (1972) and Zschau's (1978) loading deformation coefficients have been used, respectively, and the degree is taken to 3000 for the first and 10000 for the latter.

The results of the continent of China by $5^\circ \times 5^\circ$ (in the region, 20°N to 50°N and 75°E to 95°E) and by $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (in the region, 20°N to 50°N and 100°E to 135°E) have been computed for drawing contour maps of amplitude and phase. Moreover, the results for 12 main earth tide observation stations have also been obtained.

4. GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION OF THE GRAVITATIONAL OCEANIC TIDAL LOADING OF O_1 , K_1 , M_2 , N_2 and S_2 .

The geographical distribution of the gravitational oceanic tidal loading of O_1 , K_1 , M_2 , N_2 and S_2 waves on the continent of China, according to the mode of computation mentioned above is drawn in Fig. 1 and in Fig. 2.

In figures 1.1 to 1.5 the distributions of amplitude and phase of gravitational oceanic tidal load of O_1 , K_1 , M_2 , N_2 and S_2 are given, respectively. In the course of computation Schwiderski's ocean tidal charts and Farrell's loading deformation coefficients were accepted. It is obvious that a tide free point of M_2 wave locates around point (31°N , 110°E).

The computed results for Schwiderski modified for South China Sea by Mihardja model are given in the figures 2.1 to 2.4. These maps are computed with Farrell's loading deformation coefficients. The full line represents the

amplitude and the broken line the phase. There is no result of N_2 owing to Mihardja. Obvious differences before and after the modification in amplitude and in phase appear. For example evident increments of amplitude of M_2 wave in the South China region exists. Moreover, the tide free point has a significant displacement. For M_2 wave it is moving toward west by 1.5° .

In order to compare various cases, the results at 12 main earth tide observatories in China according to four cases, that is (1) Schwiderski's model and Zschau's coefficients, (2) Schwiderski's model and Farrell's coefficients, (3) modified Schwiderski's model and Zschau's coefficients and (4) modified Schwiderski's model and Farrell's coefficients, have been given in Fig. 3.1 to 3.4. It can easily be seen that : (1) The difference between two kinds of results, where different loading deformation coefficients are used, is about (8~12)%, in general. (2) The difference between the results for oceanic-tidal charts before and after modification can reach about (20~30) %. A typical example is in Guangzhou. For the M_2 wave, the difference between the results from different loading deformation coefficients is about 13 % but from oceanic tidal charts before and after modification 30 %. The different loading deformation coefficients mean that different earth models with different accuracy are accepted. However, modification of oceanic tidal charts is more important for consideration of the effects of shallow sea on shelf area. The results with a symbol of a star being computed by P. Melchior (1985), as a reference and for comparison are attached; two star symbols, observed results.

The difference in amplitude and phase between results of consideration and negligence of height of observatory are given in Fig. 4.1. and 4.2. The maximum difference in amplitude can achieve about $0.1 \mu\text{gal}$ on table 1 and area, meanwhile, the maximum difference in phase, about 9° around a tide free point.

Finally, the Tables 1.1 to 1.4 give the amplitude factors δ and phases α for the principal waves O_1 , K_1 , M_2 and S_2 after correction for oceanic attraction and loading effects. It is worthwhile to compare the means over the Chinese continent with parameters calculated for two earth models (see P. Melchior et al, 1983 and Xu, 1985) as given in Table 2.

5. CONCLUSIONS.

The conclusions obtained from the results mentioned above are as follows

- (1) The effect of gravitational oceanic tidal loading on the continent of China is existing and significant. For high precision gravity measurements and

earth tide observation it is necessary to consider these effects.

- (2) It is very important for the investigation of the effects of oceanic tidal loading to find out an excellent ocean cotidal chart in shallow sea on shelf region to improve Schwiderski's model. In our case, the difference before and after modification can reach 30 %. With regard to the effect of gravitational oceanic tidal loading, the quality of an ocean tide chart is examined by comparison between theoretical and observed results. In addition, it is necessary to improve Schwiderski's model for east China sea.
- (3) Although the difference between different results with Zschau's and Farrell's loading deformation coefficients is about 10 %, this is no more important. This point remains for further study.

6. ACKNOWLEDGMENT.

The author is grateful to Prof. Dr.-Ing. E. Groten for his directive in this work. The help in computation of Dr. M. Becker and Mr. H. Euler is also acknowledged.

This work was financially supported by Alexander von Humboldt-Stiftung.

REFERENCES

- Farrell, W.E., 1972, Deformation of the Earth by surface loads, Rev. Geophys. Space phys., Vol 10, 761-797.
- Goad, C., 1979, Gravimetric tidal loading computed from integrated Green's function, NOAA Technical Memorandum NOS NGS22.
- Melchior, P., 1980, The tides of the planet Earth, Pergamon Press, Oxford.
- Melchior, P. and De Becker, M., 1983, A discussion of world wide measurements with respect to oceanic interaction, lithosphere heterogeneities Earth's flattening and inertial forces, Phys. Earth Planet, Inter., Vol 31, 27-53.
- Melchior, P. et al, 1984, Trans world tidal gravity profiles, Bulletin d'observations des Marées Terrestres.
- Melchior, P. et al, 1985, Studies on the earth tidal observations in China. Presented at the 10th International Scientific Symposium of Earth Tides.
- Schwiderski, E.W., 1980 I charting global ocean tides, Rev. Geophys. Space Phys., Vol 18, 234-268.
- Xu, H.T. et al, 1985, Primary results of the gravity tide Profiles in China, presented at the 10th International Scientific Symposium of Earth Tides.
- Zschau, J., 1978, Tidal friction in the solid Earth : loading tides versus body tides. Tidal friction and the Earth's rotation, Brosche and Sunderman (editors), Springer. Verlag. Berlin.

TABLE 2. Comparison of the results corrected for oceanic effects with several modelisations.

Wave	Observed		Molodenski Model I	Wahr Model ⁺	Experimental Model ⁺⁺
	δ	α			
O ₁	1.1654	-0.01	1.160	1.152	1.1620
K ₁	1.1458	-0.13	1.137	1.132	1.1462
M ₂	1.1659	-0.58	1.160	1.152	1.1676

⁺ at 40° N

⁺⁺ by Melchior and De Becker, 1983.

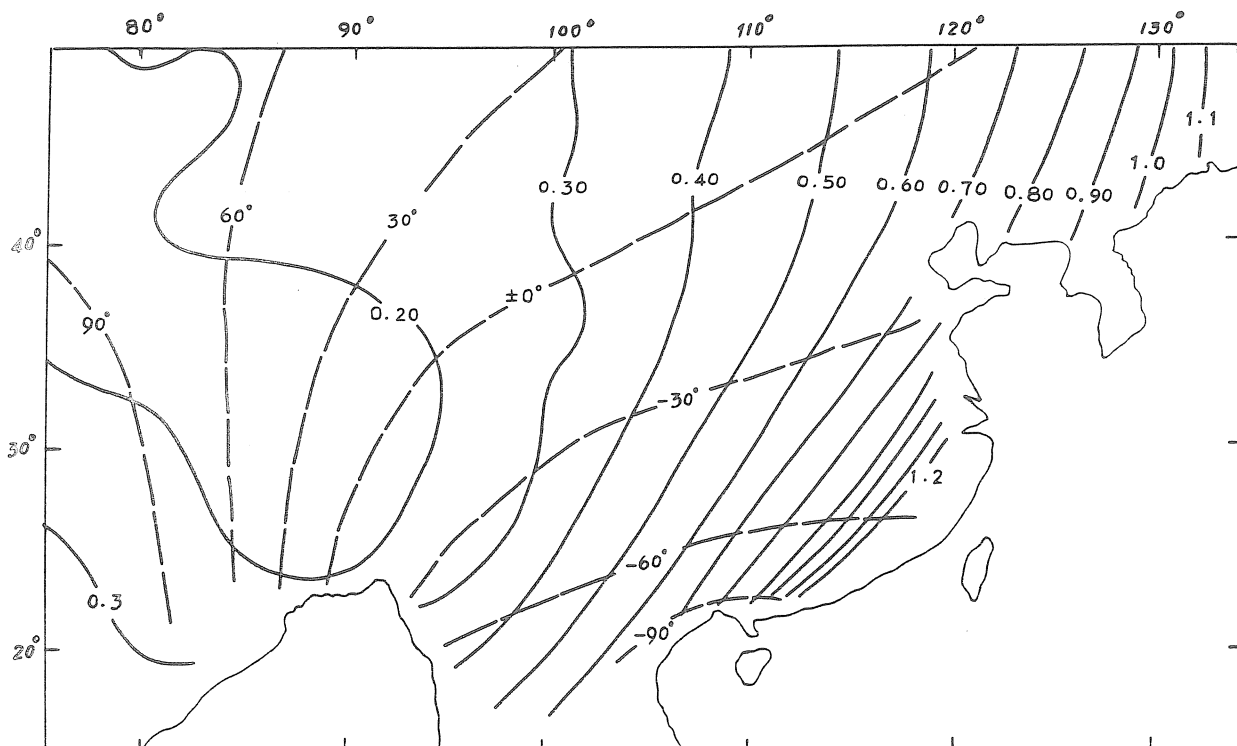


Fig.1.1. Amplitude in μgal and phase in degree of O_1 wave
Schwiderski's oceanic tidal model
Farrell's loading deformation coefficients

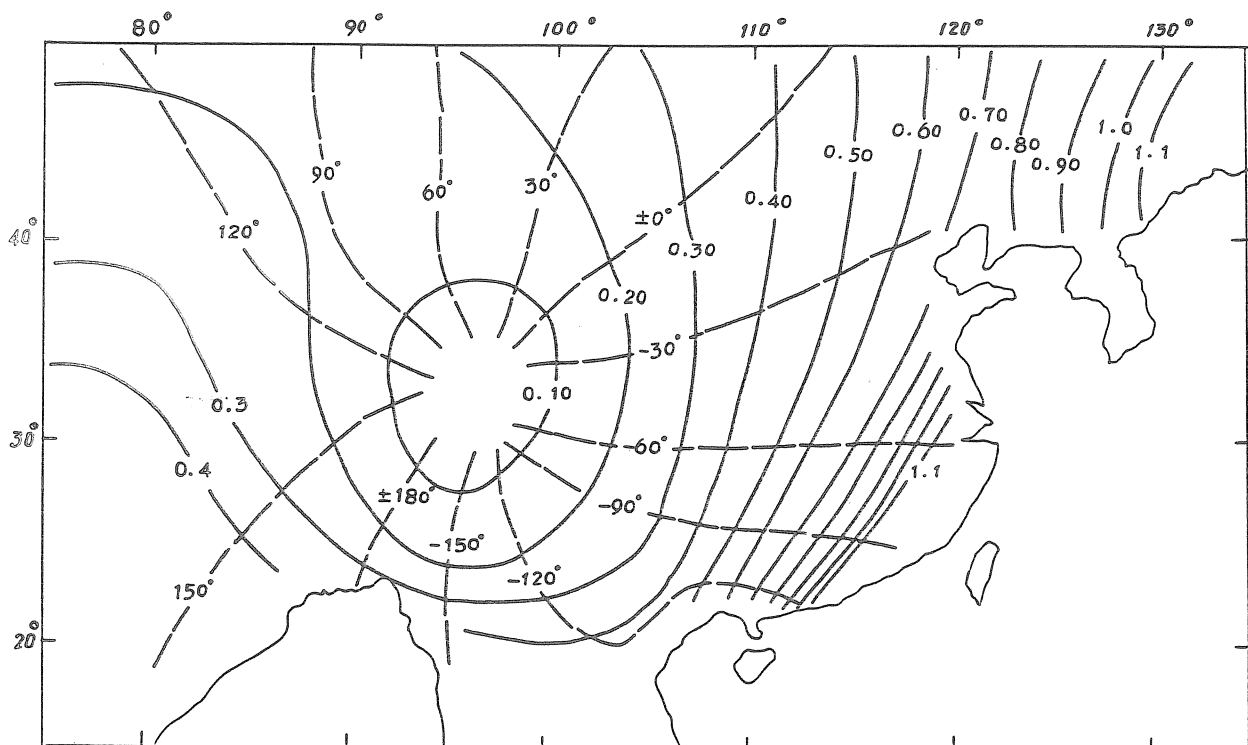


Fig.1.2. Amplitude in μgal and phase in degree of K_1 wave
Schwiderski's oceanic tidal model
Farrell's loading deformation coefficients

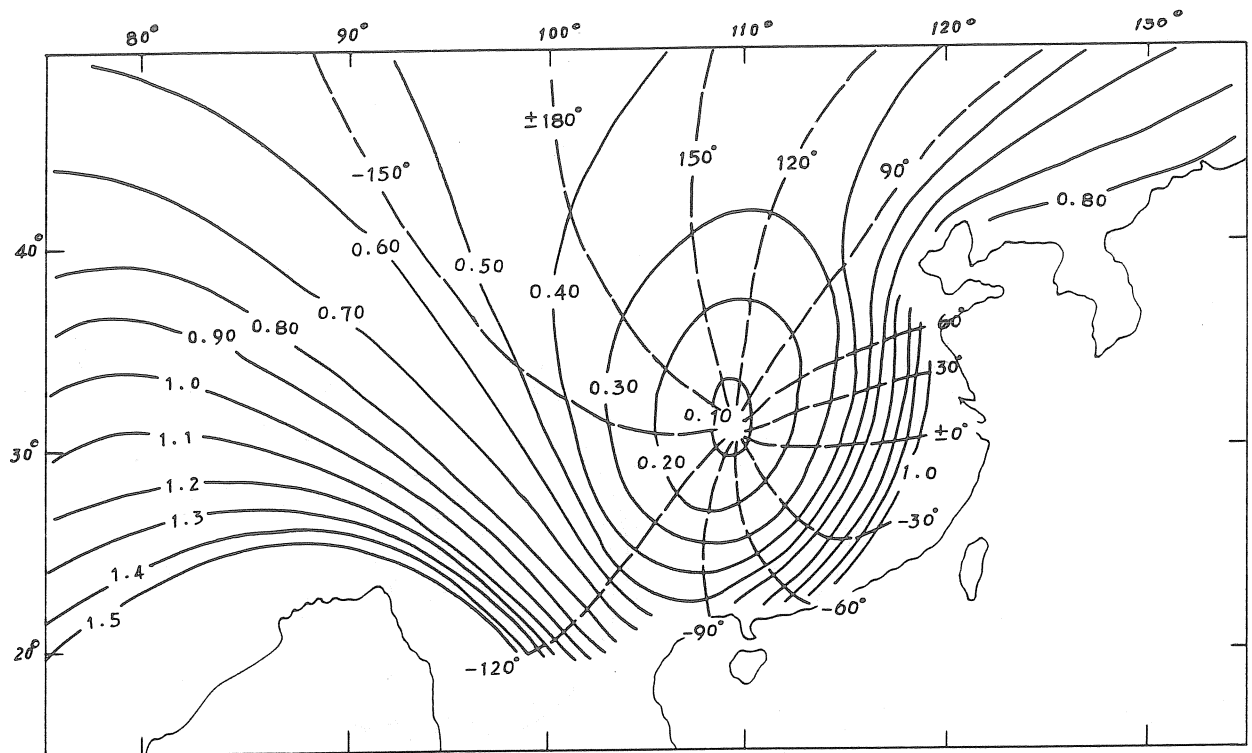


Fig.1.3. Amplitude in μgal and phase in degree of M2 wave
Schwiderski's oceanic tidal model
Farrell's loading deformation coefficients

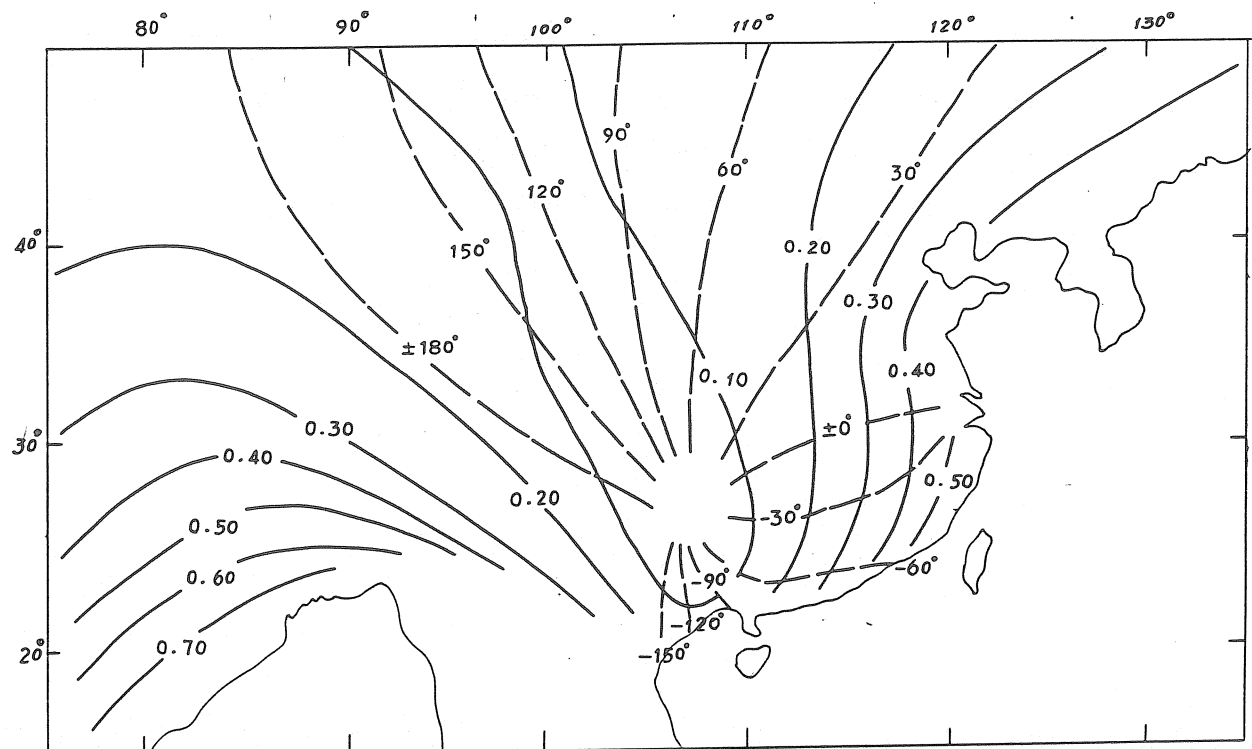


Fig.1.4. Amplitude in μgal and phase in degree of S2 Wave
Schwiderski's oceanic tidal model
Farrell's loading deformation coefficients

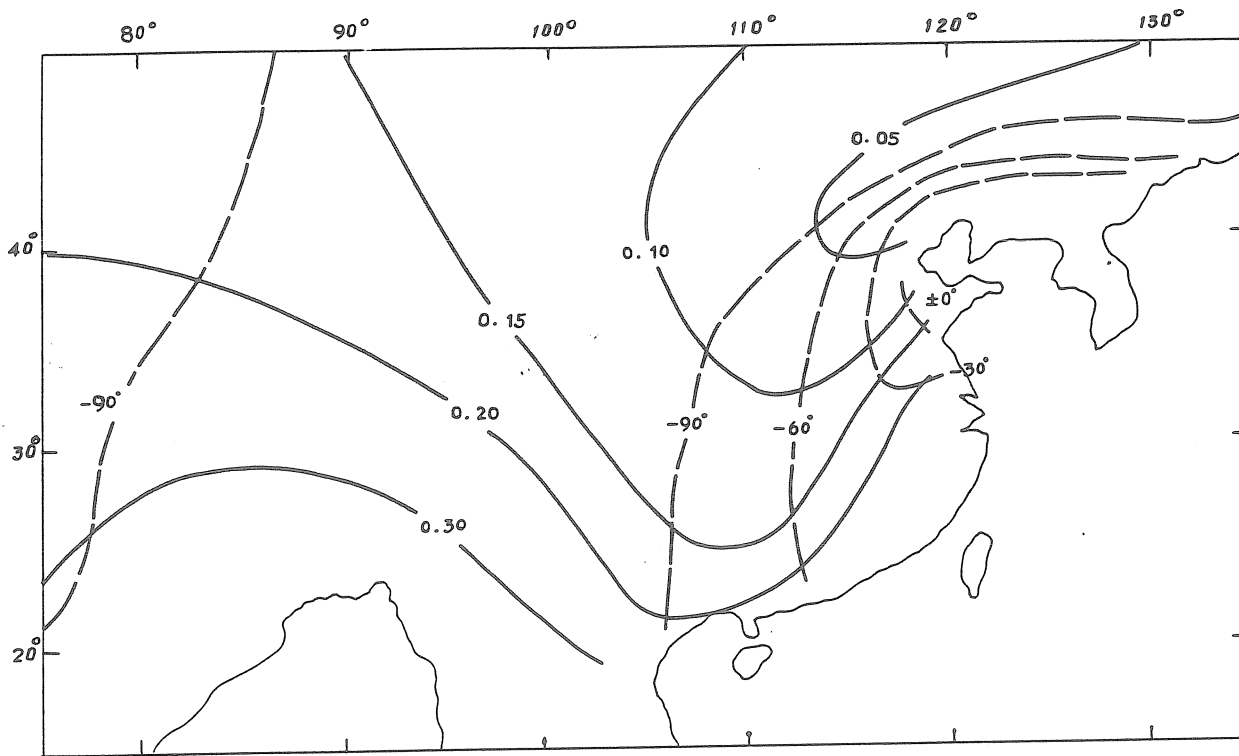


Fig.1.5. Amplitude in μgal and phase in degree of N_2 wave
 Schwiderski's oceanic tidal model
 Farrell's loading deformation coefficients

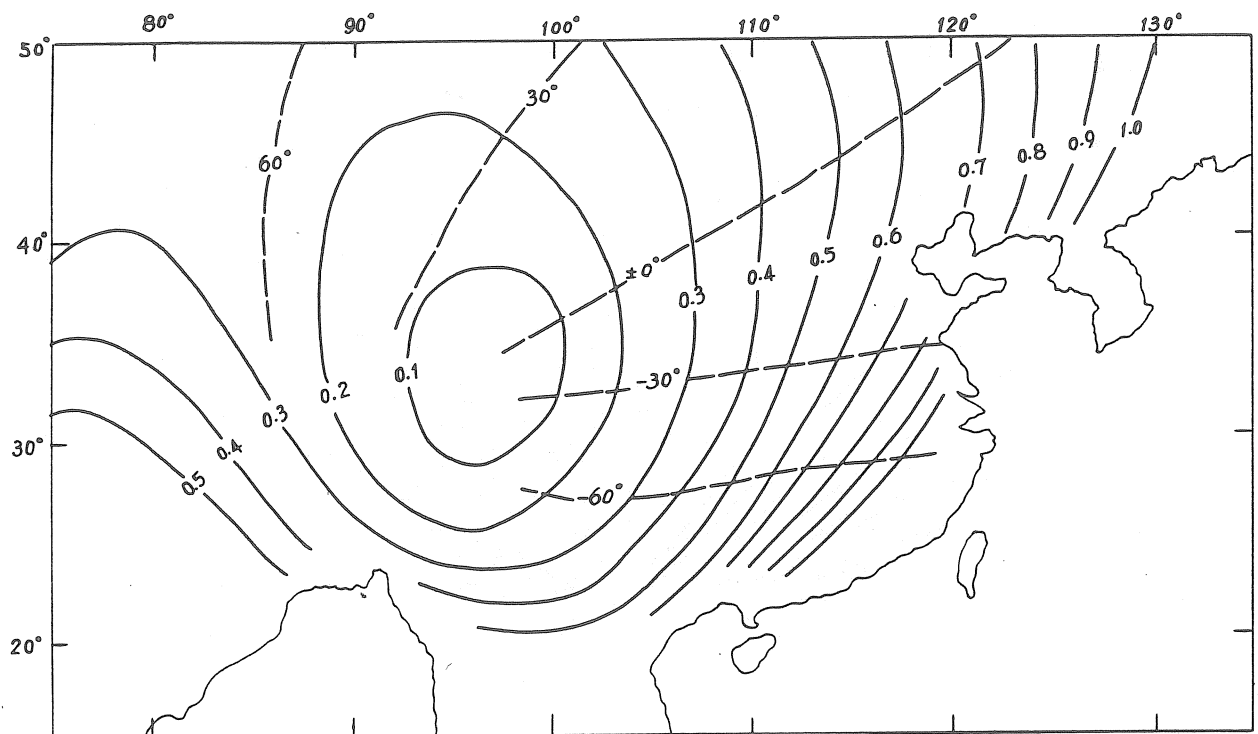


Fig.2.1. Amplitude in μgal and phase in degree of O_1 wave
Schwiderski's oceanic tidal model modified for
South China Sea by Mihardja model
Farrell's loading deformation coefficients

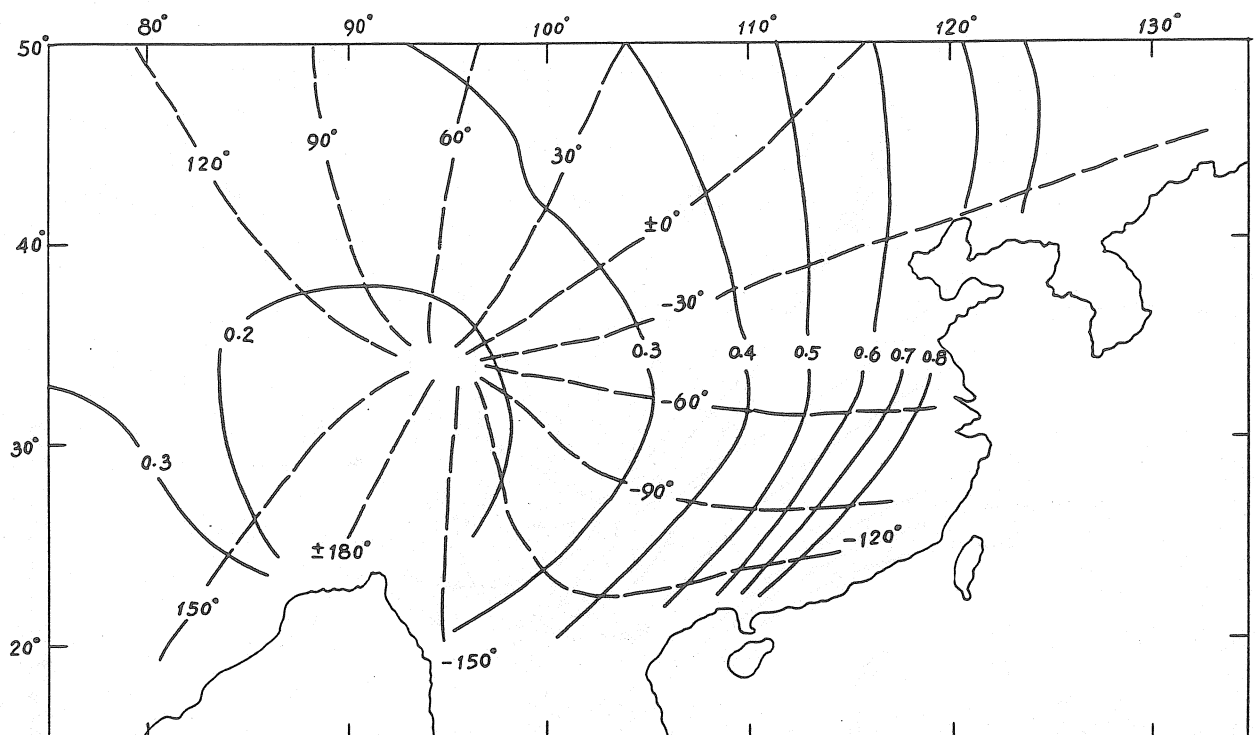


Fig.2.2. Amplitude in μgal and phase in degree of K_1 wave
Schwiderski's oceanic tidal model modified for
South China Sea by Mihardja model
Farrell's loading deformation coefficients

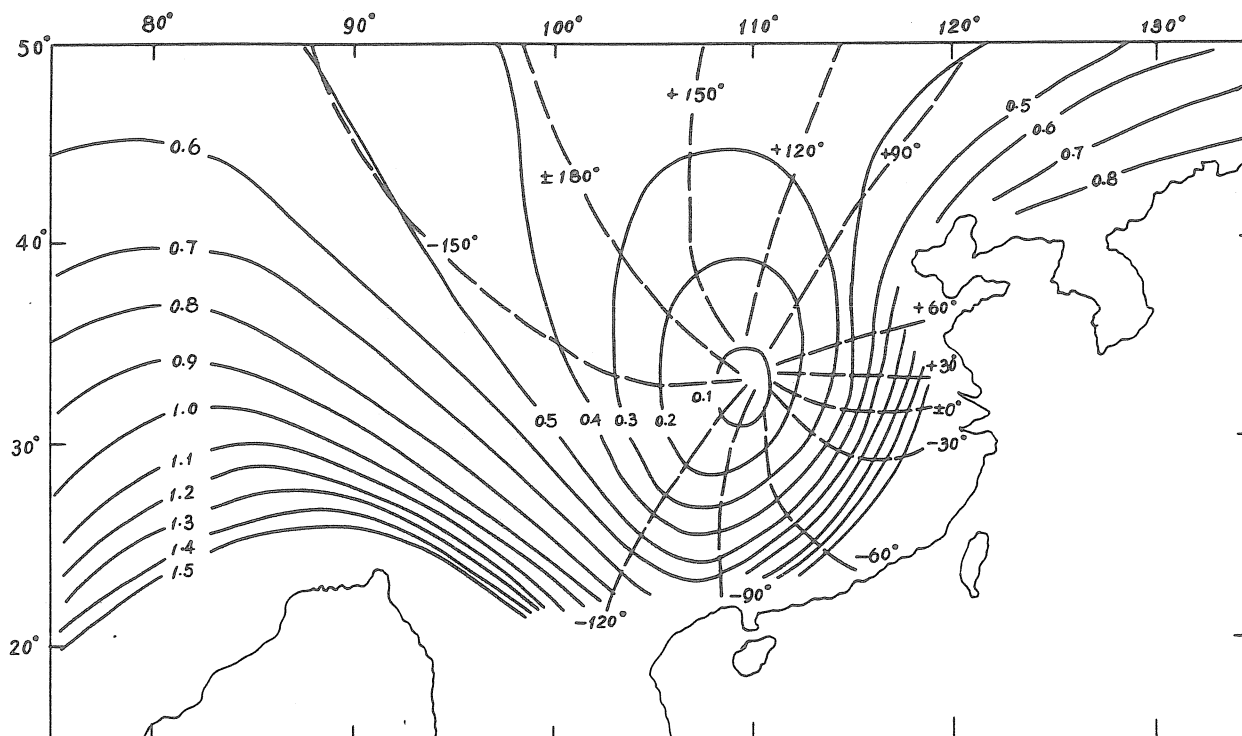


Fig.2.3. Amplitude in μgal and phase in degree of M_2 wave
Schwiderski's oceanic tidal model modified for
South China Sea by Mihardja model
Farrell's loading deformation coefficients

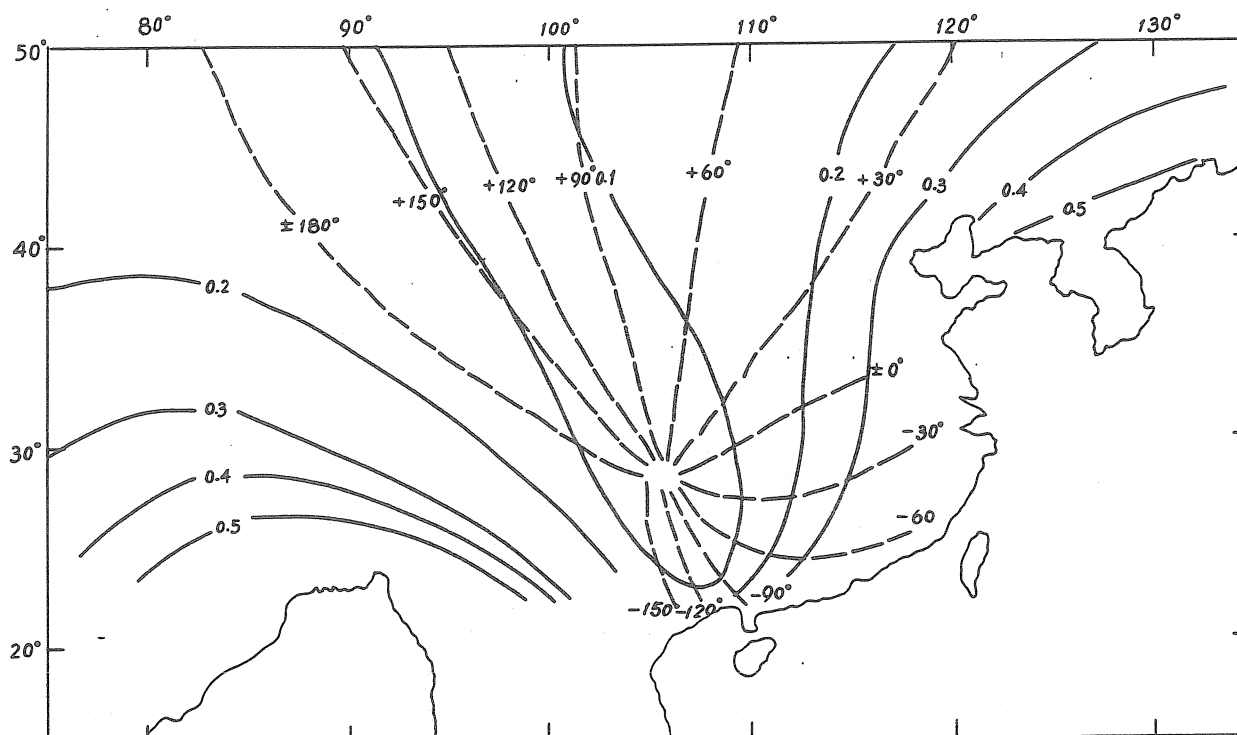


Fig.2.4. Amplitude in μgal and phase in degree of S_2 wave
Schwiderski's oceanic tidal model modified for
South China Sea by Mihardja model
Farrell's loading deformation coefficients

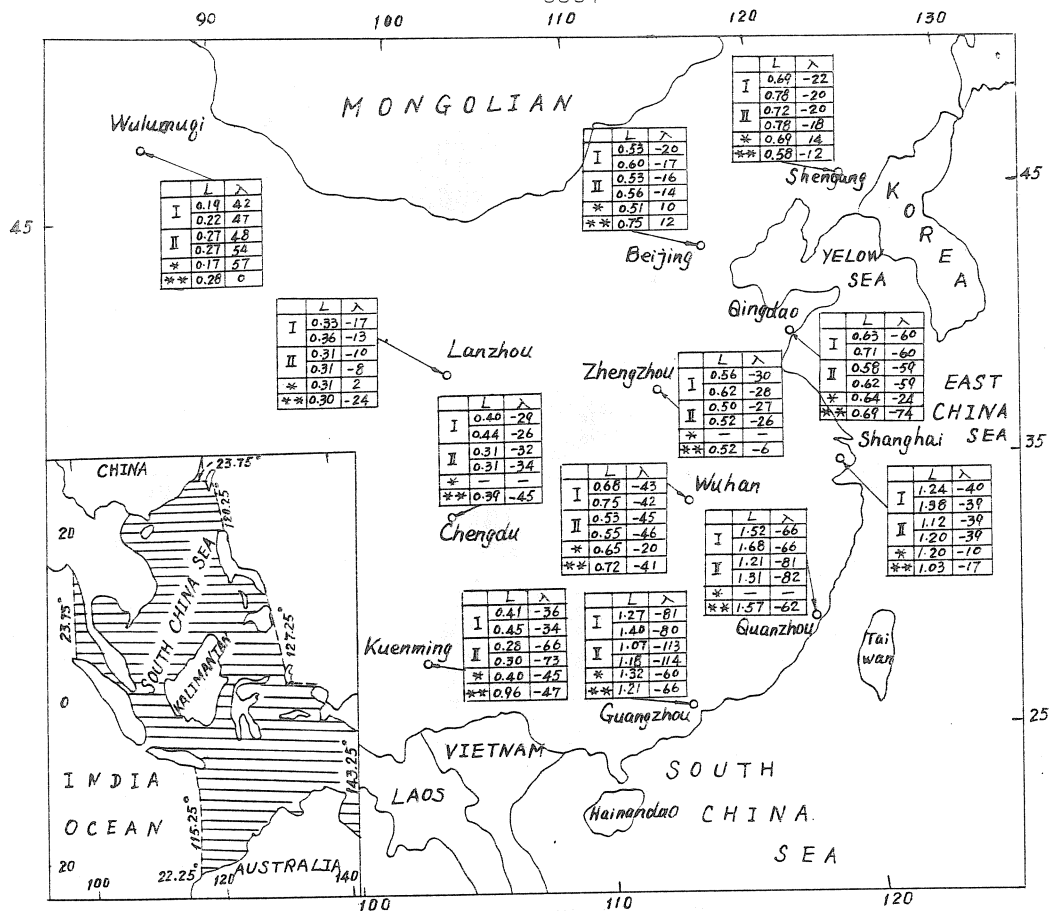


Fig.3.1. Observed and calculated loading and attraction effects residues with to Molodenski's model I for O_1 wave

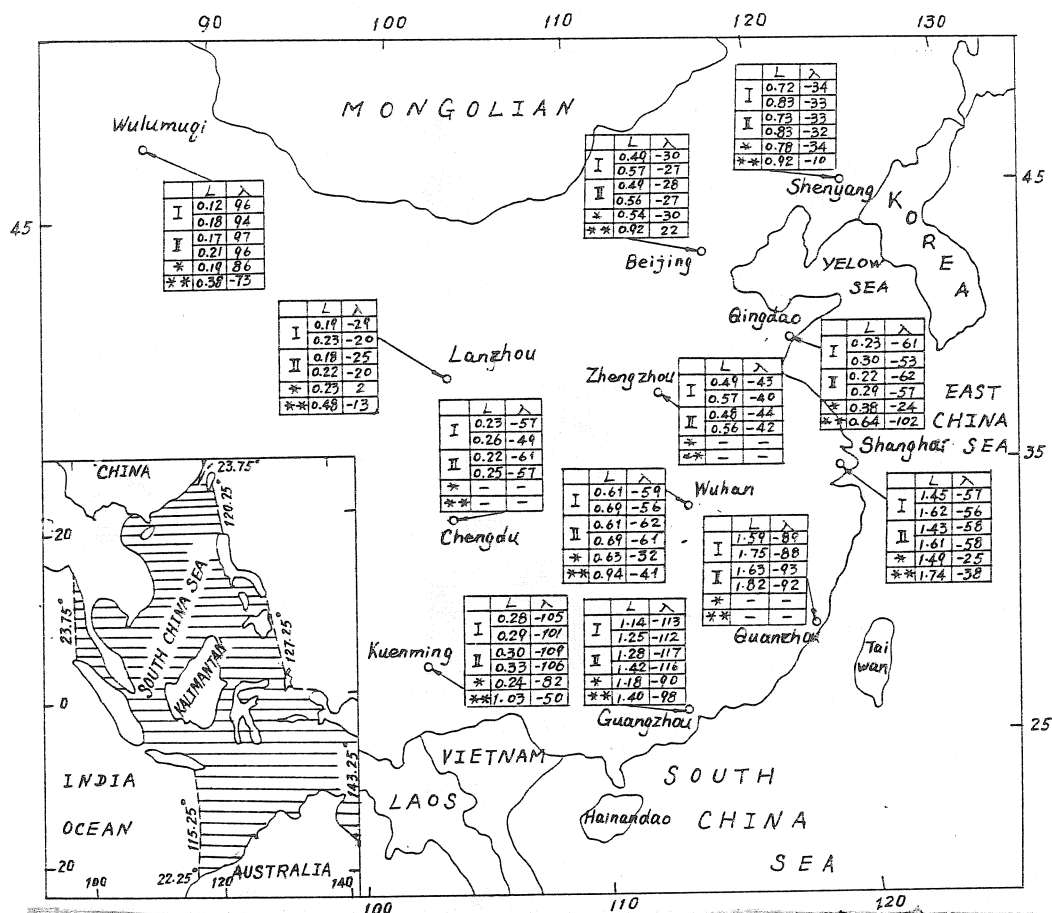


Fig.3.2. Observed and calculated loading and attraction effects residues with to Molodenski's model I for K_1 wave

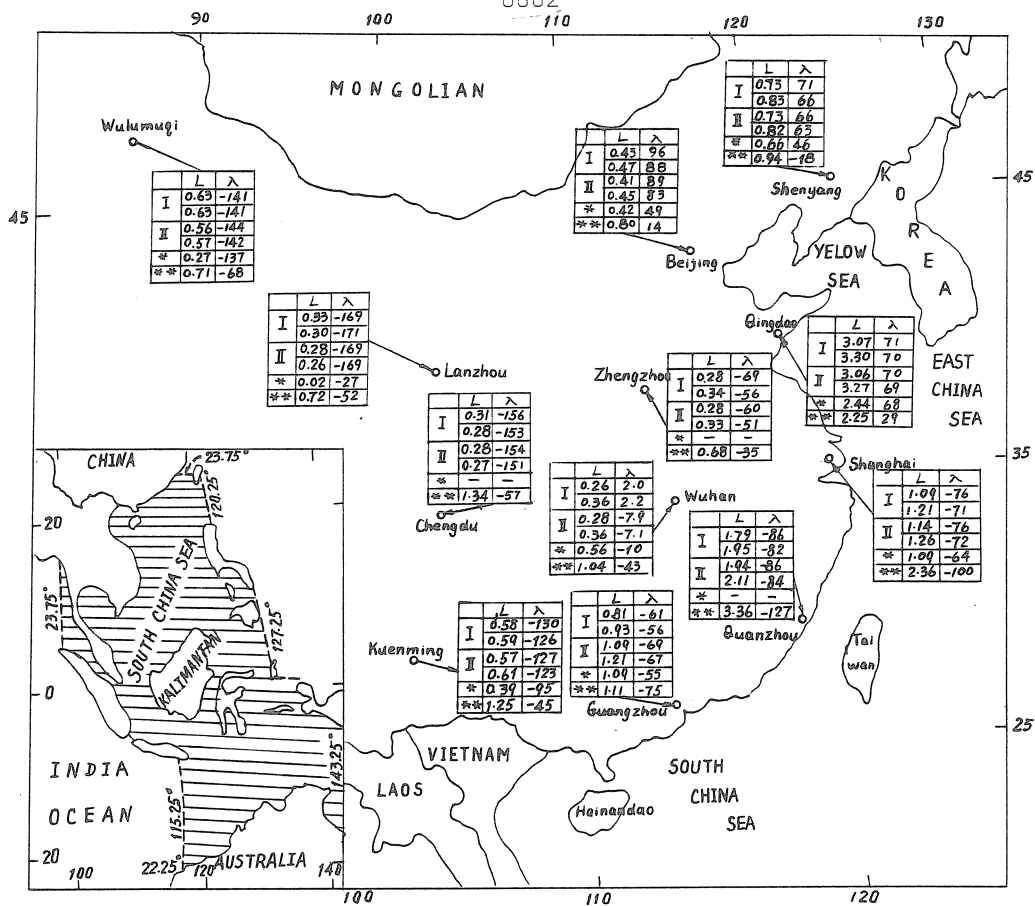


Fig.3.3. Observed and calculated loading and attraction effects residues with to Molodenski's model I for M_2 wave

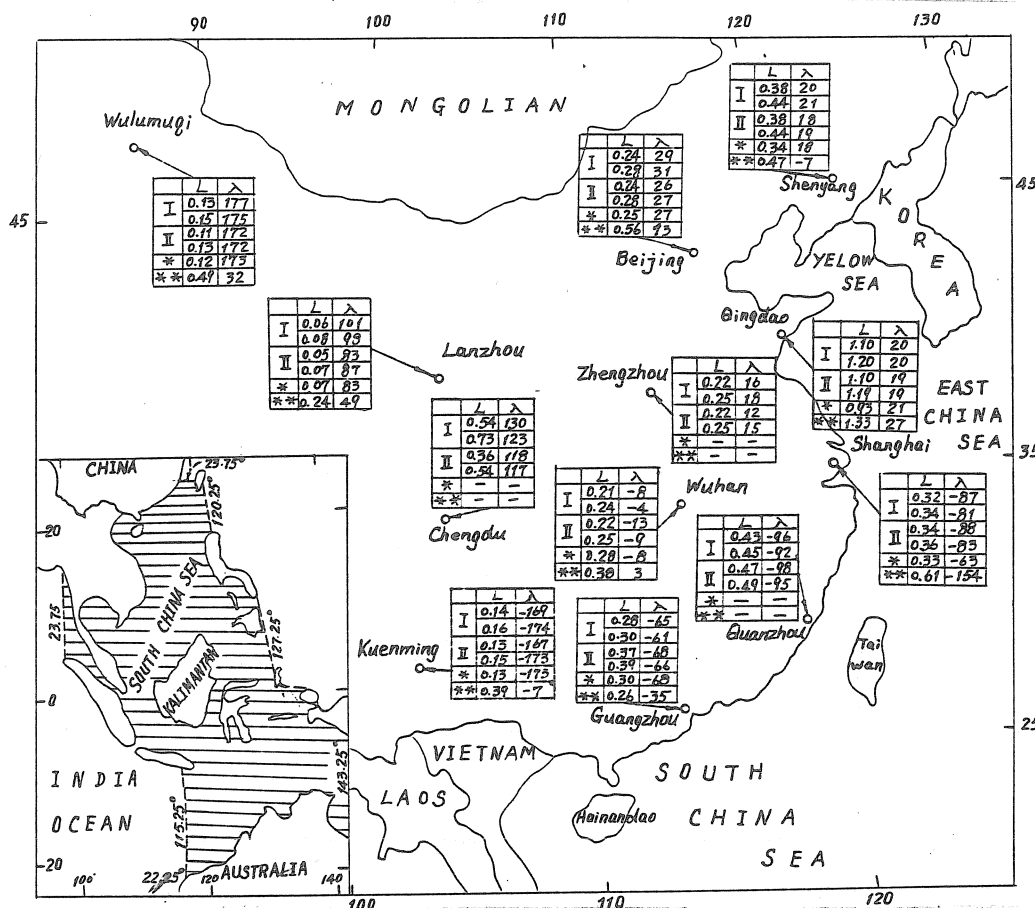


Fig.3.4. Observed and calculated loading and attraction effects residues with to Molodenski's model I for S_2 wave

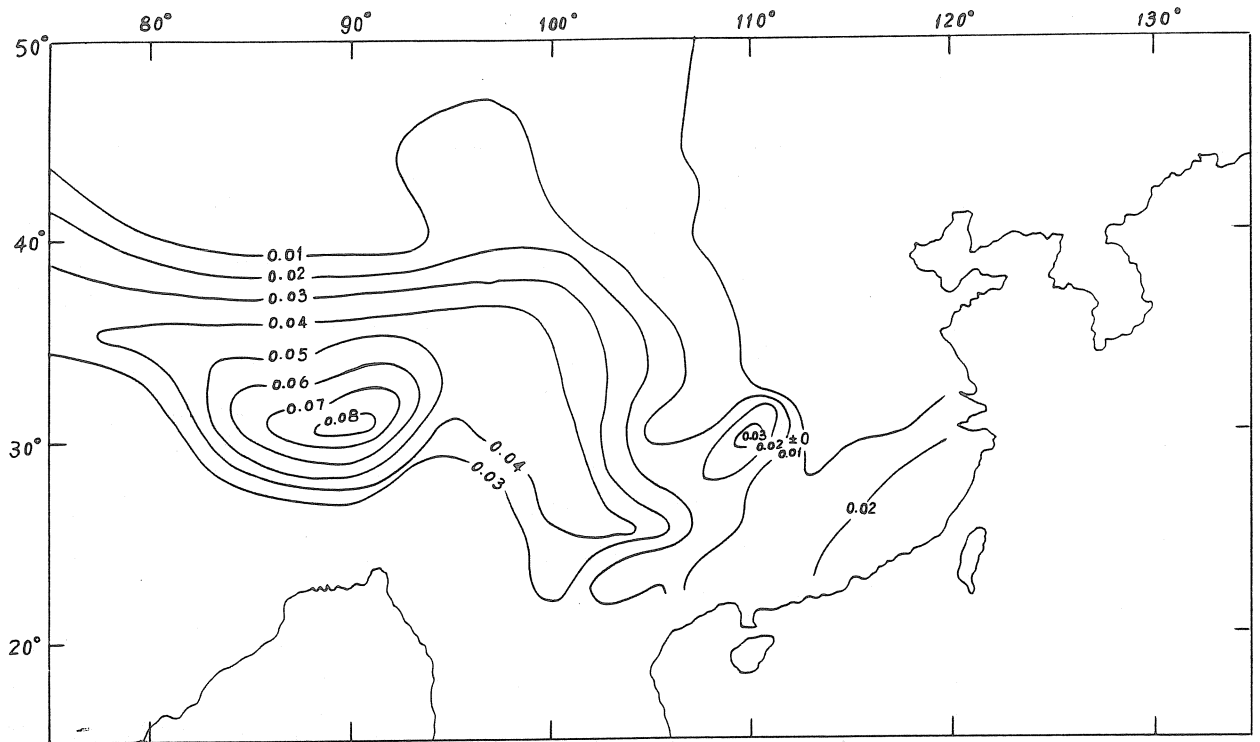


Fig.4.1. Difference of amplitude of M_2 wave in μgal

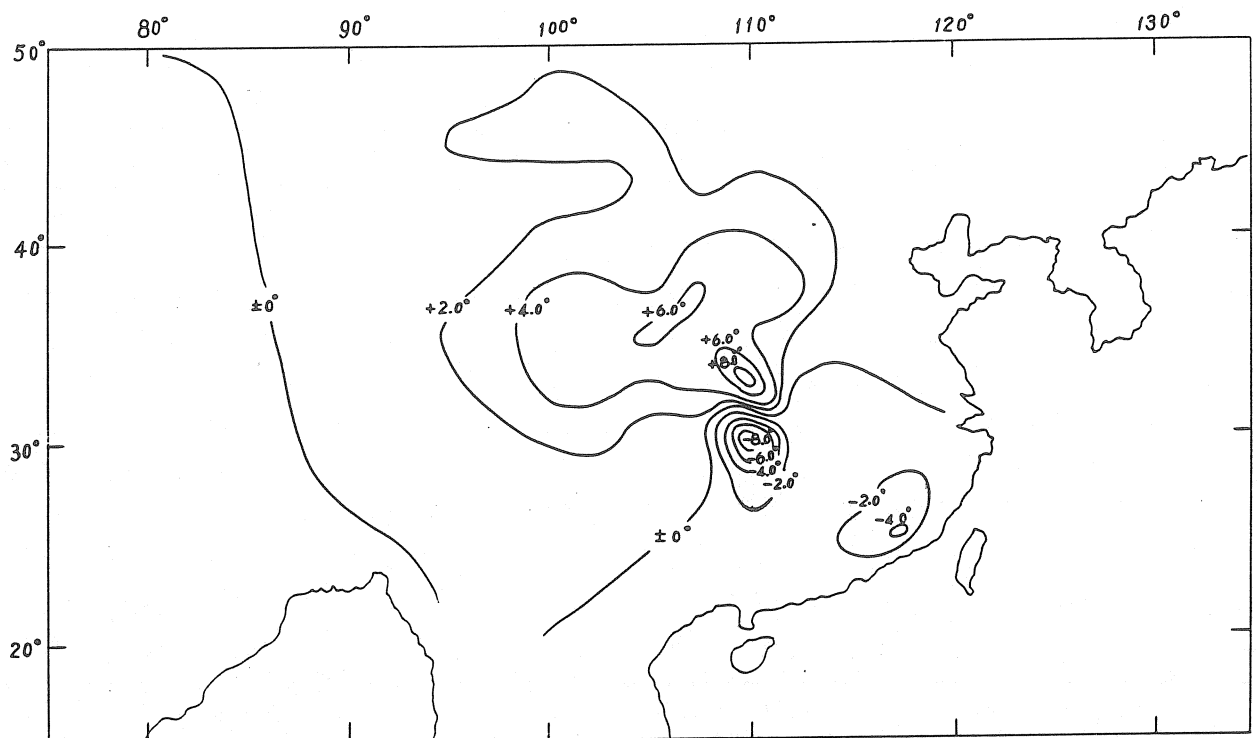


Fig.4.2. Difference of phase of M_2 wave in degree

TABLE 1.1. Tidal wave O_1 parameters corrected for oceanic effects.

Station	Observed		Corrected									
			by Melchior		I(1)		I(2)		II(1)		II(2)	
			δ	α	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α
Wulumuqi	1.1682	0.0	1.1655	-0.23	1.1637	-0.20	1.1636	-0.26	1.1624	-0.32	1.1631	-0.35
Lanzhou	1.1687	-0.20	1.1585	-0.21	1.1580	-0.04	1.1568	-0.07	1.1584	-0.11	1.1583	-0.13
Beijing	1.1833	0.26	1.1668	0.11	1.1670	0.55	1.1644	0.55	1.1665	0.50	1.1654	0.48
Shenyang	1.1781	-0.24	1.1566	-0.51	1.1570	0.17	1.1544	0.18	1.1560	0.15	1.1540	0.14
Qingdao	1.1659	-1.11	1.1460	-0.67	1.1547	-0.20	1.1522	-0.13	1.1555	-0.28	1.1545	-0.24
Shanghai	1.1953	-0.53	1.1522	-0.17	1.1606	0.87	1.1563	1.01	1.1636	0.72	1.1612	0.80
Wuhan	1.1839	-0.93	1.1706	-0.09	1.1654	-0.11	1.1632	-0.04	1.1699	-0.27	1.1696	-0.23
Kunming	1.1786	-1.39	1.1786	-0.92	1.1687	-0.70	1.1673	-0.66	1.1736	-0.87	1.1747	-0.81
Guangzhou	1.1821	-2.39	1.1516	0.09	1.1524	0.33	1.1505	0.60	1.1794	0.25	1.1822	-0.06
Chengdu	1.1701	-0.49			1.1551	-0.09	1.1532	-0.09	1.1588	-0.15	1.1591	-0.13
Zhengzhou	1.1800	-0.11			1.1604	0.45	1.1578	0.47	1.1619	0.34	1.1611	0.34
Quanzhou	1.1925	-2.79			1.1602	0.57	1.1570	0.94	1.1816	0.09	1.1820	0.34
Mean	1.1789	-0.83	1.1606	-0.29	1.1603	0.13	1.1581	0.21	1.1656	-0.04	1.1654	-0.01

TABLE 1.2. Tidal wave K_1 parameters corrected for oceanic effects.

Station	Observed		Corrected									
			by Melchior		I(1)		I(2)		II(1)		II(2)	
	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α
Lanzhou	1.1488	-0.13	1.1432	-0.14	1.1451	-0.30	1.1439	-0.45	1.1452	-0.49	1.1441	-0.50
Beijing	1.1575	0.39	1.1451	0.40	1.1477	0.68	1.1458	0.69	1.1475	0.66	1.1460	0.69
Shenyang	1.1585	-0.17	1.1436	0.33	1.1448	0.29	1.1425	0.35	1.1444	0.29	1.1423	0.36
Qingdao	1.1345	-0.76	1.1261	-0.58	1.1318	-0.52	1.1301	-0.47	1.1320	-0.53	1.1306	-0.47
Shanghai	1.1733	-1.36	1.1397	-0.59	1.1523	0.18	1.1495	0.34	1.1534	0.18	1.1509	0.37
Wuhan	1.1558	-0.77	1.1432	-0.59	1.1475	-0.21	1.1457	-0.15	1.1483	-0.19	1.1470	-0.11
Kunming	1.1576	-1.12	1.1567	-0.76	1.1597	-0.76	1.1592	-0.74	1.1605	-0.74	1.1603	-0.69
Guangzhou	1.1326	-2.22	1.1316	-0.33	1.1459	-0.53	1.1466	-0.35	1.1502	-0.38	1.1515	-0.17
Wulumuqi	1.1388	-0.49	1.1401	-0.63	1.1405	-0.55	1.1405	-0.62	1.1407	-0.60	1.1407	-0.65
Mean	1.1508	-0.74	1.1410	-0.36	1.1461	-0.19	1.1449	-0.16	1.1469	-0.20	1.1458	-0.13

TABLE 1.3. Tidal wave M_2 parameters corrected for oceanic effects.

Station	Observed		Corrected									
			by Melchior		I(1)		I(2)		II(1)		II(2)	
	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α
Wulumuqi	1.1671	-0.83	1.1721	-0.60	1.1795	-0.33	1.1785	-0.33	1.1786	-0.41	1.1783	-0.39
Lanzhou	1.1692	-0.57	1.1688	-0.56	1.1758	-0.50	1.1752	-0.52	1.1748	-0.51	1.1744	-0.52
Beijing	1.1798	0.23	1.1694	-0.30	1.1808	-0.24	1.1794	-0.29	1.1796	-0.22	1.1786	-0.26
Shenyang	1.1801	-0.41	1.1736	-0.78	1.1746	-1.22	1.1723	-1.30	1.1732	-1.19	1.1714	-1.29
Qingdao	1.2005	1.06	1.1819	-1.16	1.1804	-1.80	1.1780	-2.00	1.1795	-1.77	1.1771	-1.95
Shanghai	1.1533	-2.09	1.1441	-1.27	1.1480	-1.14	1.1456	-1.06	1.1477	-1.10	1.1456	-1.01
Wuhan	1.1749	-0.54	1.1650	-0.46	1.1702	-0.55	1.1684	-0.56	1.1699	-0.51	1.1684	-0.50
Kunming	1.1765	-0.73	1.1770	-0.43	1.1825	-0.38	1.1820	-0.35	1.1820	-0.37	1.1818	-0.32
Guangzhou	1.1649	-0.83	1.1549	-0.14	1.1586	-0.28	1.1566	-0.23	1.1586	-0.04	1.1573	0.03
Chengdu	1.1640	0.0			1.1700	0.13	1.1693	0.13	1.1693	0.13	1.1690	0.14
Zhengzhou	1.1710	-0.39			1.1687	-0.67	1.1667	-0.71	1.1678	-0.67	1.1663	-0.68
Quanzhou	1.1278	-2.20			1.1247	-0.54	1.1220	-0.41	1.1245	-0.40	1.1229	-0.25
Mean	1.1690	-0.61	1.1674	-0.63	1.1678	-0.63	1.1662	-0.60	1.1671	-0.59	1.1659	-0.58

TABLE 1.4. Tidal wave S_2 parameters corrected for oceanic effects.

Station	Observed		Corrected									
			by Melchior		I(1)		I(2)		II(1)		II(2)	
	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α	δ	α
Wulumuqi	1.1856	0.61	1.1921	0.57	1.1927	0.59	1.1938	0.57	1.1915	0.57	1.1927	0.56
Lanzhou	1.1688	0.30	1.1685	0.15	1.1693	0.17	1.1692	0.13	1.1685	0.19	1.1686	0.15
Beijing	1.1865	0.29	1.1756	0.02	1.1762	0.02	1.1747	-0.05	1.1759	0.04	1.1743	-0.01
Shenyang	1.1839	-0.14	1.1673	-0.41	1.1655	-0.47	1.1628	-0.54	1.1653	-0.43	1.1625	-0.51
Qingdao	1.2124	1.27	1.1741	0.60	1.1668	0.51	1.1627	0.44	1.1665	0.55	1.1628	0.49
Shanghai	1.1387	-0.52	1.1328	0.06	1.1380	0.11	1.1366	0.14	1.1382	0.15	1.1369	0.18
Wuhan	1.1736	0.09	1.1629	0.16	1.1656	0.15	1.1644	0.12	1.1653	0.19	1.1641	0.17
Kunming	1.1736	-0.08	1.1781	-0.05	1.1784	-0.03	1.1791	-0.05	1.1779	-0.03	1.1787	-0.05
Guangzhou	1.1675	-0.25	1.1637	0.21	1.1635	0.17	1.1626	0.19	1.1628	0.32	1.1621	0.34
Mean	1.1767	0.17	1.1683	0.15	1.1684	0.14	1.1673	0.11	1.1680	0.17	1.1670	0.15

OBSERVATIONS DES MAREES TERRESTRES A LA STATION DE ALMA-ATA (TALGAR)
 AVEC LE GRAVIMETRE "ASKANIA" GS-11 N° 167 EN 1973 A 1977.

M.V. Kouznetsov, L.V. Kouznetsova, Io-K. Saritcheva,
 N.N. Pariiskii, Sou. F. Shibaiev

Etude des marées terrestres "Naouka" 1980, pp. 96-101.

Après une comparaison de deux gravimètres {1} on a obtenu une série complémentaire d'observations d'une durée d'un an et demi à Alma-Ata (Talgat). Cette série étant la prolongation des observations avec le gravimètre "Askania" GS-11 N° 167 il convenait d'effectuer la réduction englobant la période d'observations avec ce même gravimètre depuis décembre 1972 jusque juin 1977 soit 4,5 ans. Des séries si longues permettent d'obtenir des valeurs représentatives des facteurs gravimétriques δ et $\Delta\phi$ et en outre de séparer les ondes diurnes voisines en fréquence P_1 , S_1 , K_1 .

Table 1. Valeurs δ (corrigées du run) et $\Delta\phi$ (corrigées du retard instrumental).

Période des observations	δ				$\Delta\phi^\circ$			
	M_2	S_2	K_1	O_1	M_2	S_2	K_1	O_1
I 1973-VI 1974	1,1749	1,1840	1,1562	1,1825	-0,70	-0,31	+0,55	+0,19
	± 28	54	60	83	± 16	32	32	42
VII 1974-VI 1977	1,1531	1,1522	1,1358	1,1620	-0,53	-0,03	+0,23	-0,02
	± 12	25	26	39	± 06	12	13	19

Pour illustrer la stabilité des valeurs δ et $\Delta\phi$ nous donnons dans la Table 1, les valeurs obtenues précédemment avec le même gravimètre {2} pour les 3 dernières années. La table montre que les valeurs δ (M_2 , K_1 , O_1) déterminées pour la période de 1973 à 1974 sont plus élevées de 1,9 % et de 2,8 % pour l'onde S_2 ; les valeurs $\Delta\phi$ diffèrent également sensiblement.

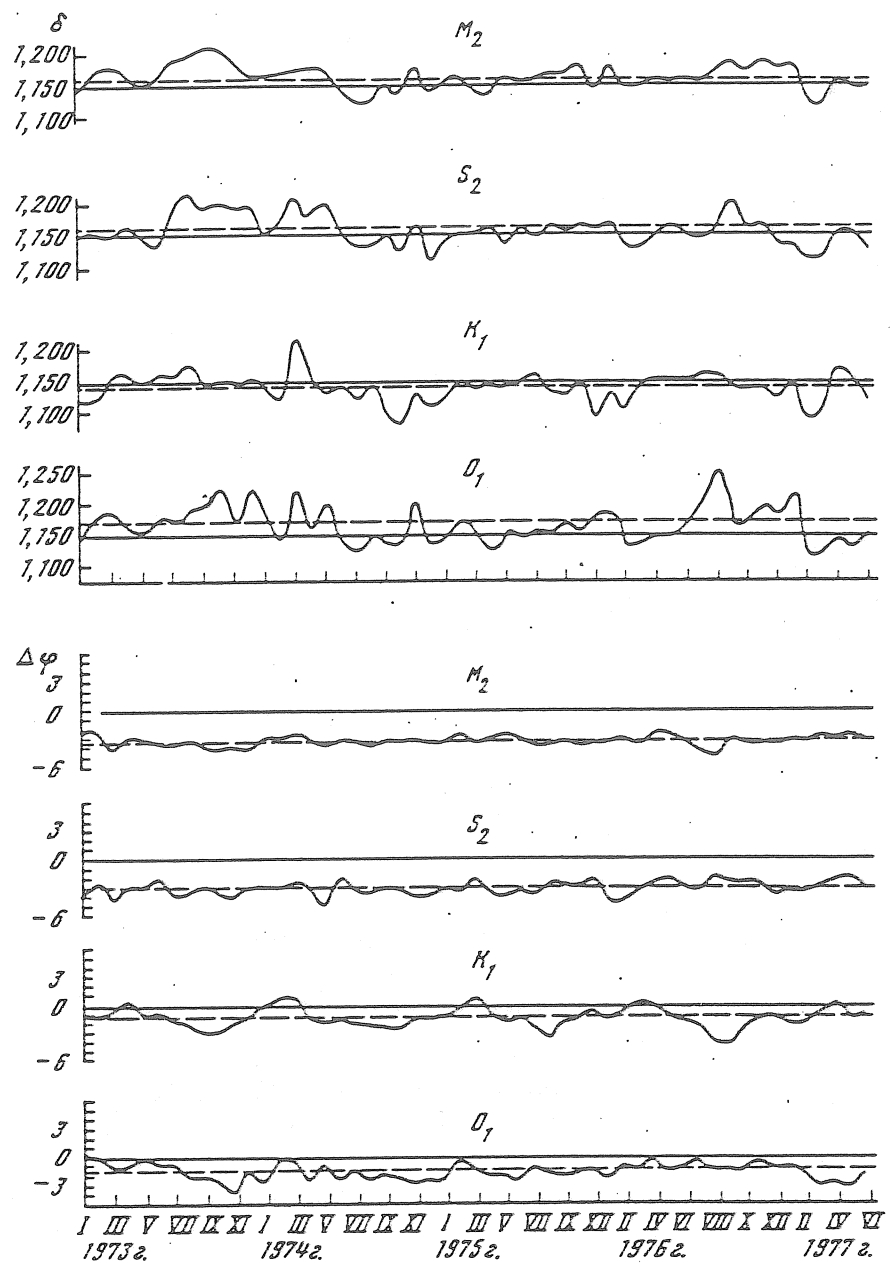


Fig. 1. Valeurs δ et $\Delta\phi$ d'après les séries mensuelles indépendantes.

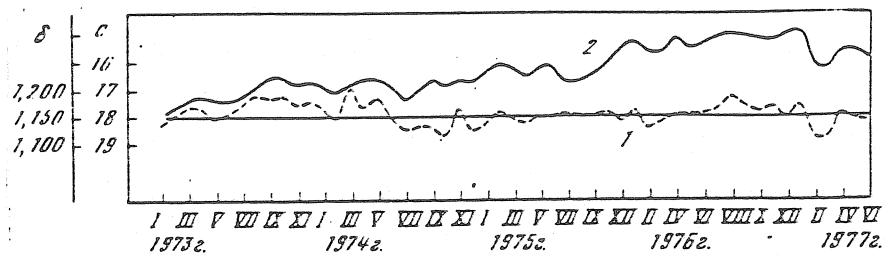


Fig. 2. Relation de la variation des valeurs $\delta(1)$ et $\bar{C}(2)$

Les graphiques de la figure 1 représentent la variation de δ et $\Delta\phi$ obtenue par analyses mensuelles indépendantes par la méthode de Pertsev. En comparant des sections de ces courbes on trouve quelques parties relativement anormales.

Table 2. Valeurs δ et $\Delta\phi$ obtenues à Alma Ata d'après les observations de 1973 à 1977.

Paramètre déterminé, Correction.	δ				$\Delta\phi^\circ$			
	M_2	S_2	K_1	O_1	M_2	S_2	K_1	O_1
Non corrigés	1,1613	1,1629	1,1441	1,1706	-3,52	-3,15	-1,16	-1,43
Corrections	± 20	± 28	± 27	± 36	± 6	± 10	± 13	± 14
du retard instrumental	$\pm 0,0018$	$\pm 0,0018$	$\pm 0,0004$	$\pm 0,0005$	$\pm 2,98$	$\pm 3,08$	$\pm 1,55$	$\pm 1,44$
de la normale	$\pm 0,0036$	$\pm 0,0036$	$\pm 0,0003$	$\pm 0,0003$				
ellipsoïdale								
de la force d'inertie	$\pm 0,0036$	$\pm 0,0037$	$\pm 0,0013$	$\pm 0,0012$				
pour le noyau liquide			$\pm 0,0220$					
somme des corrections	$\pm 0,0019$	$\pm 0,0017$	$\pm 0,0208$	$\pm 0,0010$	$\pm 2,98$	$\pm 3,08$	$\pm 1,55$	$\pm 1,44$
δ et $\Delta\phi$ corrigées	1,1632	1,1646	1,1649	1,1696	-0,54	-0,07	+0,29	+0,01
ϵ_1	± 20	± 28	± 27	± 36	± 6	± 10	± 13	± 14
De l'influence de l'océan	$\pm 0,0077$	$\pm 0,0036$	$\pm 0,0045$	$\pm 0,0026$	$\pm 0,53$	$\pm 0,43$	$\pm 0,31$	$\pm 0,16$
ϵ_2	± 23	± 11	± 14	± 8	± 16	± 13	± 9	± 5
δ et $\Delta\phi$ finales	1,1555	1,1682	1,1694	1,1722	-0,01	+0,36	-0,02	-0,15
$\epsilon = \pm \sqrt{\epsilon_1^2 + \epsilon_2^2}$	± 30	± 30	± 30	± 37	± 17	± 16	± 16	± 15
Moyenne $p = 1/\epsilon^2$	1,1658	$\pm 0,0037$						
Moyenne $p = A_T$	1,1657	$\pm 0,0039$						

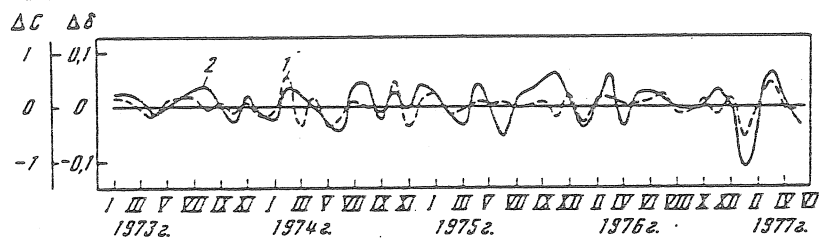


Fig. 3. Corrélation entre la sensibilité de l'enregistrement et la valeur $\Delta\delta$.

Ainsi, de juillet 1974 à février 1975 on a obtenu une valeur δ anormalement basse pour les ondes M_2 et O_1 .

Les écarts maxima entre les valeurs mensuelles sont observés pour les ondes diurnes O_1 et K_1 où ils atteignent environ 10 %, et, pour les ondes semi-diurnes M_2 et S_2 , jusqu'à 8 %. On peut supposer que ceci est lié aux variations de conditions extérieures se produisant avec une période voisine de celle des ondes de marées : oscillations diurnes de la température influençant le socle; variations du matin et du soir de la tension du réseau électrique urbain.

On ne peut apparemment pas attribuer ces perturbations à des calculs inexacts de la sensibilité. Pour s'en assurer nous examinerons la figure 2 représentant les variations des valeurs moyennes mensuelles du coefficient C

Table 3. Résultats de la réduction par la méthode de Venedikov.

Onde	δ	$\Delta\phi^\circ$
Ondes diurnes		
Q_1	$1,1478 \pm 0,0154$	$-1,03 \pm 0,77$
O_1	$1,1715 \pm 0,0030$	$-1,41 \pm 0,15$
M_1	$1,1763 \pm 0,0354$	$-0,36 \pm 1,72$
P_1	$1,1611 \pm 0,0060$	$-2,07 \pm 0,29$
S_1	$2,0998 \pm 0,3636$	$-58,31 \pm 20,50$
K_1	$1,1433 \pm 0,0021$	$-1,22 \pm 0,10$
I_1	$1,1690 \pm 0,0361$	$-0,02 \pm 1,77$
OO_1	$1,0939 \pm 0,0708$	$+3,66 \pm 3,72$
Ondes semi-diurnes		
$2N_2$	$1,2162 \pm 0,0264$	$-3,66 \pm 1,25$
N_2	$1,1602 \pm 0,0052$	$-3,32 \pm 0,26$
M_2	$1,1602 \pm 0,0010$	$-3,53 \pm 0,05$
L_2	$1,1650 \pm 0,0337$	$+0,69 \pm 1,66$
S_2	$1,1626 \pm 0,0022$	$-3,10 \pm 0,10$
K_2	$1,1782 \pm 0,0088$	$-2,81 \pm 0,43$

et de la valeur moyenne pondérée δ pour les quatre ondes (comme poids on prend les amplitudes des ondes). La dérive à longue période du graphique de C et l'absence de dérive dans le graphique de δ montrent que la sensibilité de l'enregistrement a varié effectivement pour la période examinée de 20 %. Cette variation a été prise en considération dans les valeurs δ . En ce qui concerne les variations à courte période on a calculé leur coefficient de corrélation.

Nous avons éliminé au préalable la partie linéaire de chaque courbe en formant les différences des valeurs successives ξ
 $\Delta\delta = \delta_{i+1} - \delta_i$ et $\Delta C = C_{i+1} - C_i$ (Fig. 3). Le coefficient de corrélation est 0,56. La corrélation est donc faible et instable.

Des écarts analogues dans les retards de phases $\Delta\phi$ (Fig. 2) sont sensiblement plus faibles. Il convient apparemment de conclure qu'il n'y a que les variations de longue durée de la sensibilité qui sont prises en considération de façon satisfaisante, les courtes séries de l'ordre de 0,5 an peuvent être perturbées par des erreurs dans la détermination de la sensibilité. Les valeurs de δ et $\Delta\phi$ ne peuvent être obtenues par un seul appareil qu'avec une durée d'observations qui ne soit pas inférieure à un an.

La table 2 donne les valeurs moyennes δ et $\Delta\phi$ pour les 4,5 ans

d'observations avec le gravimètre N° 167 et le galvanomètre N° 134. Dans la première ligne de cette table sont données les moyennes arithmétiques des valeurs obtenues par les méthodes de Venedikov et de Pertsev. L'erreur des corrections océaniques a été prise conventionnellement égale à 30 % de la valeur de la correction même.

On notera une très bonne concordance entre les différentes ondes après l'introduction de toutes les corrections outre les corrections de l'océan. La divergence maximale apparaît entre les ondes M_2 et O_1 , elle est de 0,55 %. Les moyennes pondérées δ sont en bon accord entre elles comme avec celles publiées précédemment [2]. L'erreur quadratique moyenne de la valeur finale de cette série est de 0,3 %.

Les relations entre les paramètres δ pour les ondes fondamentales sont les suivantes :

	Sans les corrections de l'océan	Avec la correction de l'océan
O_1/K_1	1,0234	1,0216
$(1 - O_1)/(1 - K_1)$	1,1868	1,1681
M_2/O_1	0,9945	0,9857

En conclusion nous donnons dans la Table 3 les valeurs de δ pour les ondes de marées séparées par la méthode de Venedikov, sans les corrections énumérées dans la Table 2.

REFERENCES

1. Кузнецов М.В., Кузнецова Л.В., Сарычева Ю.К., Парийский Н.Н. Сравнение двух приливорегистрирующих гравиметров "Аскания" по наблюдениям в Алма-Ате (Талгар). - Наст. сборник, с. 85-95.
2. Кузнецов М.В., Кузнецова Л.В., Парийский Н.Н., Шибает Ю.Ф. Результаты шестилетних наблюдений приливных вариаций силы тяжести гравиметром "Аскания" № 167 в Талгаре. - В кн.: Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975, с. 24-43.

ENREGISTREMENT DES MAREES A OBNINSK DE 1970 A 1976

V.A. Volkov, S.N. Barsenkov, F.P. Gousseva, S.S. Zassimov,
M.V. Kramer, M.V. Yvanova, Sek. S. Oganessian.

I Etude des marées terrestres, Naouka, Moscou, 1980, pp. 102-124.

L'enregistrement à l'Observatoire Séismologique Central d'Obninsk (110 km au sud-ouest de Moscou) a commencé en juin 1967 et, sauf quelques interruptions, continue toujours.

Les résultats des premières observations avec les gravimètres GS 11 N° 124 (152 jours) et N° 135 (132 jours) sont publiés en (1, 2). Du 27 avril au 25 août 1973 (121 jours) on a effectué un enregistrement expérimental avec le nouveau gravimètre GS.15 N° 220 (3).

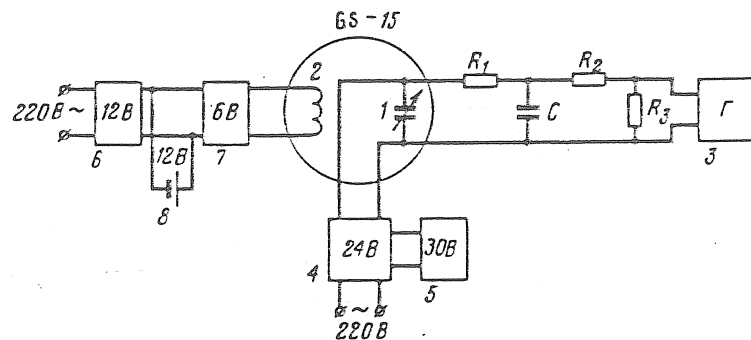


Fig. 1. Schéma des commutations du gravimètre GS-15. N° 221.

1.- transformateur de puissance; 2.- thermostat; 3.- enregistreur photographique CK; 4.- stabilisateur pour l'alimentation du générateur de puissance; 5.- alimentation de recharge du stabilisateur (batteries); 6.- redresseur; 7.- stabilisateur CH T; 8.- accumulateur
 $R = R = 3,9 \text{ Mohm}$ $C = 60 \text{ MK}$; $R = 30 \text{ ohms}$.

Table 1. Séries d'enregistrements des variations de marées obtenues à Obninsk en 1970-1976.

N° de la série	N° de la section de la série	Intervalle d'enregistrement	Nombre de jours
Gravimètre N° 135			
I	1	16.V - 22.XI 1970 r.	191
	2	20.V - 18.VII 1972 r.	60
	3	14.XI 1971 r. - 4.I 1972 r.	52
	Total		303
II	1	10.II - 9.V 1974 r.	89
	2	1.VIII - 27.X 1974 r.	88
	3	1.XI 1974 r. - 30.I 1975 r.	91
	4	1.II - 24.III 1975 r.	52
	5	8.IV - 24.V 1975 r.	48
	6	18.VI - 11.VIII 1975 r.	55
Total			423
Gravimètre N° 220			
I	1	28.VII - 24.IX 1974 r.	59
	2	29.XI 1975 r. - 19.IV 1976 r.	143
Total			202
Gravimètre N° 221			
I	1	30.VIII 1975 r. - 25.I 1976 r.	149
	2	31.I - 18.IV 1976 r.	79
Total			228
Nombre total de jours			1156

En cette même année, conformément au programme de la Commission de collaboration multilatérale des Académies des sciences des pays socialistes pour le problème "Recherches géophysiques planétaires" (KATG), on a réalisé à Obninsk des observations de marées de près d'un an (333 jours) avec le gravimètre GS-11 N° 190 de l'Institut Géophysique de Hongrie Eötvös. Ce gravimètre a ensuite été modernisé par le Professeur M. Bonatz (nouveau numéro BN-07) et en 1975-1976 on a réalisé un enregistrement de 235 jours à Obninsk. Les résultats de ces mesures conjointes soviéto-hongroises sont publiées en (4).

Pendant cette période on a fait également à Obninsk des observations avec les gravimètres GS-11 N° 135 et GS-15 N° 220 et 221. Elles font l'objet de ce travail.

En outre on a encore obtenu deux séries d'observations avec le gravimètre N° 135 (Table 1) qui a été installé dans une des salles souterraines de l'Observatoire, à une profondeur de 30 m.

Les conditions d'observations ont été décrites en (2). Avec le gravimètre GS-15 N° 220 on a obtenu une série d'une durée de 202 jours en deux intervalles continus (voir table 1). Pendant l'interruption on a effectué des observations à Pecny (5). Ce gravimètre a été installé dans un local du laboratoire gravimétrique du KLO. Les détails des observations sont donnés en (3).

En août 1975 on a installé dans le même local le gravimètre GS-15 N° 221 appartenant à l'Institut de Géophysique et de Séismologie de l'Académie des Sciences d'Arménie.

Pour le gravimètre GS-15 N° 221 (6), V.A. Volkov et S.S. Zazimov ont réalisé un système d'enregistrement représenté sur la figure 1.

Le signal du gravimètre apparaît à l'entrée du filtre passif dont la constante de temps est $\phi = RC = 234$ s.

Les condensateurs utilisés dans le filtre passif ont des courants de fuite tels que

$$T_Y = R_{YK} C \geq 10^4 \text{ secondes}$$

Ainsi la condition

$$r_{YT} \geq 10 r_{\phi}$$

est remplie. Le signal venant du filtre est divisé par un pont de résistance R_1 et R_2 afin que l'enregistreur photographique CKI ait la sensibilité voulue (4, 5 $\mu\text{gal/mm}$).

L'alimentation est faite par un système de précision stable à 1/2000ème, construit par S.S. Zazimov tandis que le thermostat est alimenté par un système CHFT (8).

Pour tous les gravimètres, la calibration a été faite chaque 10 jours. Pour le gravimètre N° 135 on a utilisé le procédé de 49 heures de Pertsev (9) en tenant compte de la non linéarité de la dérive (10) et pour les gravimètres 220 et 221 on a utilisé la méthode des déplacements pairs (3).

TABLE 2. Résultats de l'analyse harmonique de la série I d'enregistrements de marées avec le gravimètre N° 135.

Intervalle d'enregis- trement	Nombre d'analyses	δ				$\Delta\phi^\circ$			
		M ₂	S ₂	K ₁	O ₁	M ₂	S ₂	K ₁	O ₁
Méthode de Pertsev									
16.V - 22.XI 1970 r.	161	1,2139	1,2068	1,1580	1,1866	-2,25	-3,57	-1,65	-0,45
20.V - 18.VII 1971 r.	30	1,2102	1,1679	1,1338	1,1668	-1,41	-5,18	-2,84	1,47
14.XI 1971 r. - 4.I 1972 r.	22	1,1910	1,1380	1,1464	1,1933	-2,20	1,34	0,59	-1,40
Moyenne ($p = 7$)		1,2092 ± 60	1,1872 ± 191	1,1512 ± 68	1,1839 + 64 -	-2,08 ± 0,23	-3,05 + 1,48 -	-1,50 ± 0,75	-0,23 ± 0,65
Méthode de Venedikov									
16.V - 22.XI 1970 r.	151	1,2186	1,2110	1,1588	1,1755	-2,01	-3,30	-1,52	-0,55
20.V - 18.VII 1971 r.	20	1,2030	1,1805	1,1472	1,1704	-1,36	-6,38	-1,03	0,39
14.XI 1971 r. - 4.I 1972 r.	12	1,1891	1,1639	1,1708	1,2073	-1,68	2,94	-0,56	-2,31
Moyenne ($p = 7$)		1,2104 ± 81	1,1969 ± 132	1,1586 ± 51	1,1799 + 89 -	-1,82 ± 0,18	-2,84 + 2,05 -	-1,26 ± 0,26	-0,67 ± 0,59
Moyenne des deux méthodes		1,2098 ± 70	1,1921 ± 102	1,1549 ± 60	1,1819 + 76 -	-1,95 ± 0,20	-2,94 + 1,77 -	-1,38 ± 0,50	-0,45 ± 0,62

TABLE 3. Résultats moyens de l'analyse harmonique glissante par la méthode de Pertsev, gravimètre N° 135 (série II)

Nombre de Jours	Nombre d'ana- lyses	δ					$\Delta\phi^\circ$				
		M_2	S_2	N_2	K_1	O_1	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1
89	59	1,2254	1,1776	1,2483	1,1669	1,1908	-0,88	-1,62	-0,07	-0,50	-0,09
88	58	1,1633	1,1545	1,2353	1,1202	1,1405	-1,27	-0,91	+2,56	-1,09	-0,48
91	61	1,2202	1,1706	1,2886	1,1722	1,1880	-1,73	-1,67	-2,08	-0,96	-1,14
52	22	1,1767	1,1803	1,1645	1,1489	1,1403	-1,21	-2,45	-1,80	-1,60	-0,67
48	18	1,1440	1,1127	1,2565	1,1359	1,1359	-1,52	-3,25	-2,49	-0,48	0,01
55	25	1,1922	1,1834	1,2306	1,1640	1,1764	-1,22	-2,14	-1,64	0,10	-0,95
423	243										
Moyenne ($p = n$)		1,1918	1,1650	1,2460	1,1507	1,1694	-1,30	-1,84	-0,65	-0,78	-0,57
		+ 132	+ 94	+ 159	+ 96	+ 106	+0,13	+0,31	+0,82	+0,22	+0,19

TABLE 4. Valeurs moyennes de δ et $\Delta\phi$ et leurs erreurs (152 analyses); gravimètre N° 220.

Jour moyen	δ					$\Delta\phi^\circ$				
	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1
12. VIII 1974 r.	1,1864	1,1868	1,2164	1,1643	1,1646	-2,11	-1,91	-2,34	-1,24	-1,47
10. IX 1974 r.	1,1991	1,1924	1,2529	1,1571	1,1788	-2,08	-2,80	-1,61	-2,52	-1,06
14. XII 1975 r.	1,1743	1,1134	1,1201	1,1314	1,1672	-2,75	-2,17	0,72	-1,13	-1,02
14. I 1976 r.	1,1635	1,1252	1,1913	1,1097	1,1525	-2,60	0,49	-3,24	-0,59	-0,91
14. II 1976 r.	1,1881	1,1410	1,2047	1,1124	1,1245	-2,56	-0,95	-4,98	-0,90	-0,91
4. IV 1976 r.	1,1819	1,1748	1,2382	1,1262	1,1684	-0,97	2,06	-4,81	2,00	-0,82
Moyenne des séries	1,1822	1,1556	1,2040	1,1335	1,1594	-2,18	-0,88	-2,71	-0,73	-1,03
mensuelles indépendantes	+ 50	+ 134	+ 191	+ 92	+ 78	+0,27	+0,75	+0,87	+0,61	+0,09
Moyenne par l'analyse	1,1812	1,1475	1,1952	1,1220	1,1567	-2,12	-0,74	-2,94	-0,62	-1,37
glissante	+ 50	+ 134	+ 191	+ 92	+ 78	+0,27	+0,75	+0,87	+0,61	+0,09

TABLE 5. Valeurs moyennes δ et $\Delta\phi$ et leurs erreurs (168 analyses); gravimètre N° 221.

Jour moyen	δ						$\Delta\phi^\circ$			
	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1
14.IX 1975 r.	1,1697	1,1874	1,1427	1,1359	1,1360	-2,09	-2,75	-0,97	-0,30	-0,64
15.X 1975 r.	1,1858	1,2095	1,1163	1,1313	1,1244	-1,91	-3,13	-6,09	-1,60	-1,80
15.XI 1975 r.	1,1855	1,1428	1,1671	1,1738	1,1446	-2,34	-4,65	+1,45	-1,97	-0,91
16.XII 1975 r.	1,1919	1,2155	1,2192	1,1610	1,1771	-2,20	-3,07	-0,19	-1,36	-2,23
15.I 1976 r.	1,2394	1,2593	1,2831	1,1777	1,1977	-1,87	-4,22	-2,78	-2,42	1,14
15.II 1976 r.	1,2422	1,2239	1,2704	1,1406	1,1798	-2,36	-2,26	-12,06	-2,19	-1,99
25.III 1976 r.	1,1740	1,1775	1,0422	1,0759	1,1360	-1,13	-1,20	+2,72	-1,81	-1,12
Moyenne des séries	1,1984	1,2023	1,1773	1,1423	1,1565	-1,99	-3,33	-2,56	-1,66	-1,06
mensuelles indépendantes	+ 103	+ 140	+ 327	+ 131	+ 106	+0,16	+0,30	+1,92	+0,26	+0,43
Moyenne par l'analyse	1,1918	1,1929	1,2046	1,1386	1,1586	-1,60	-3,37	-0,11	-1,85	-1,34
glissante	+ 103	+ 140	+ 327	+ 131	+106	+0,16	+0,31	+1,92	+0,26	+0,43

TABLE 6. Résultats de l'analyse harmonique par la méthode Venedikov.

N° du Gravimètre	Nombre de Jours	δ						$\Delta\phi^\circ$						
		Q_1	O_1	M_1	P_1	K_1	γ_1	OO_1	Q_1	O_1	M_1	P_1	γ_1	OO_1
Ondes diurnes														
135	423	1,1667 + 256	1,1754 + 54	1,1360 + 538	1,1935 + 106	1,1587 + 37	1,2131 + 597	0,9694 + 1081	-1,30 +1,30	-0,50 +0,26	-2,24 +2,72	-1,30 +0,51	1,17 +2,83	2,58 +6,44
220	202	1,0807 + 292	1,1656 + 60	1,2048 + 541	1,1673 + 122	1,1373 + 42	1,1679 + 687	1,1523 + 1264	-0,58 +1,52	-1,08 +0,30	1,26 +2,51	-1,93 +0,60	1,34 +3,90	-6,92 +6,58
221	228	1,1460 + 621	1,1643 + 128	1,1916 + 953	1,2443 + 206	1,1479 + 72	1,0968 + 1342	1,1535 + 292	0,67 +2,79	-0,56 +0,56	5,16 +4,60	-2,30 +0,95	-1,81 +7,96	10,92 +13,39
Ondes semi-diurnes														
135	423	2N ₂ 1,1293 + 963	N ₂ 1,1941 + 176	M ₂ 1,1930 + 35	L ₂ 1,4498 + 1866	S ₂ 1,1690 + 75	K ₂ 1,1498 + 299	2N ₂ -2,69 +4,78	N ₂ -0,67 +0,85	M ₂ -1,50 +0,17	L ₂ -3,96 +7,45	S ₂ -2,44 +0,37	K ₂ -1,43 +1,51	-1,43 +1,51
220	202	1,0647 + 744	1,1881 + 156	1,1870 + 30	1,1332 + 948	1,1539 + 68	1,2521 + 293	-5,42 +3,39	-1,90 +0,75	-2,22 +0,15	-3,11 +4,98	-0,67 +0,35	-2,50 +1,43	-2,50 +1,43
221	228	1,0599 + 1612	1,2042 + 333	1,1912 + 69	1,1760 + 1841	1,2028 + 138	1,1448 + 620	7,04 +9,43	1,12 +1,56	-1,55 +0,31	-5,23 +8,77	-3,87 +0,59	-2,72 +3,30	-2,72 +3,30

On en donne les résultats en appendice ainsi que les valeurs δ (en $\mu\text{gal/div.}$) obtenues pour chaque gravimètre par la méthode de la bille (7). Dans l'analyse on a utilisé pour chaque intervalle continu des coefficients moyens C_1 correspondant à cet intervalle.

L'interpolation de quelques courtes interruptions (6 à 15 heures) a été effectuée en utilisant la courbe de marée théorique (3). Des interruptions plus courtes (jusqu'à 6h.) ont été rétablies par interpolation graphique. Pour chaque gravimètre le total des heures d'interruption ne dépassait pas 0,1 % du temps d'enregistrement.

L'analyse de la série I du gravimètre N° 135 a été faite par M.V. Ivanova par le schéma glissant (11) de Pertsev (12) (213 analyses avec déplacement successif d'un jour) et par la méthode de Venedikov (183 analyses avec déplacement successif d'un jour de la série principale de 40 jours dans chacun des trois intervalles continus).

L'analyse des autres données a été faite par S.N. Barsenkov et M.V. Kramer également par les deux méthodes; cependant ce n'est que pour la méthode de Pertsev qu'on a utilisé le schéma glissant, tandis que la méthode de Venedikov a été appliquée sur la totalité des données. Par la méthode de Pertsev on a fait 243 analyses sur les données du gravimètre N° 135 et 152 et 168 analyses pour les gravimètres N° 220 et 221 (tables 3 à 5).

Les graphiques des valeurs δ et $\Delta\phi$ pour les quatre ondes de marées obtenues par l'analyse de Pertsev sont représentés par les figures 2 à 5.

La table 6 donne les résultats d'après la méthode de Venedikov. La comparaison des tables 6 et 3 à 5 montre la bonne concordance entre les valeurs de δ et $\Delta\phi$ pour les quatre ondes principales. On a pris pour ces ondes les valeurs moyennes des résultats des deux méthodes. On a introduit dans ces moyennes, pour chaque gravimètre, les corrections du retard instrumental (table 7). En outre, on a introduit dans toutes les valeurs de δ les corrections de réduction à la normale ellipsoïdale (14) et dues aux forces d'inertie (15).

La somme de ces corrections pour Obninsk est : $M_2 - 0,0020$;
 $S_2 - 0,0017$; $K_1 - 0,0001$; $O_1 - 0,0003$.

Les valeurs corrigées sont données dans la Table 8 avec les résultats analogues de toutes les séries (2 à 4). Les valeurs de δ tirées de (3) ont été multipliées par 0,9977 (données de l'appareil N° 220 qui n'a pas été

pris en considération précédemment (7)).

Après avoir calculé pour chaque onde les moyennes pondérées de δ et $\Delta\phi$ de la Table 8 avec des poids égaux à la durée de chaque série, nous obtenons :

	M_2	S_2	K_1	O_1
δ	1,1851 50	1,1767 58	1,1430 34	1,1653 44
$\Delta\phi$	0,05 0,16	-1,05 0,58	-0,16 0,17	0,02 0,20

Avec des poids inversement proportionnels aux carrés des erreurs :

	M_2	S_2	K_1	O_1
δ	1,1830 50	1,1831 46	1,1420 29	1,1641 29
$\Delta\phi$	-0,13 0,14	-0,38 0,29	-0,01 0,17	-0,04 0,13

Avec une simple moyenne et en introduisant les corrections dues aux marées océaniques (15) :

	M_2	S_2	K_1	O_1
δ	-0,0164 -0,30	-0,0055 0,46	0,0026 -0,08	0,0039 -0,12
$\Delta\phi$				

et pour δ , la correction de résonance due à la nutation diurne ((16), 0,0220) nous obtiendrons les valeurs finales δ et $\Delta\phi$ pour les quatre ondes de marées pour toutes les observations à Obninsk.

	M_2	S_2	K_1	O_1
δ	1,1676 59	1,1744 52	1,1671 32	1,1686 36
$\Delta\phi$	-0,34 0,15	-0,26 0,44	-0,16 0,16	-0,13 0,16

Il y a intérêt à calculer la valeur moyenne pondérée δ (d'après toutes les ondes) pour Obninsk avec, pour les poids, $p = AT/\epsilon^2$, où A_T est l'amplitude théorique respective des marées (24,6; 11,4; 41,5 et 29,5 μgal respectivement pour M_2 , S_2 , K_1 et O_1). Elle sera égale à $1,1680 \pm 0,0010$ et pour les trois ondes (sans K_1) : $1,1691 \pm 0,0010$.

Les conseils de N.N. Pariiskii et B.P. Pertsev ont aidé à la réalisation de ce travail. T.Y. Andronova a pris une part active dans les observations et V.P. Varganova, M.S. Travnikova et M.S. Potapova ont participé à la réduction préliminaire des données de départ. Les auteurs expriment leur reconnaissance à toutes ces personnes.

Appendice

Les coefficients de calibration C_i (en $\mu\text{gal}/\text{mm}$) et leurs valeurs moyennes $\bar{C}$ pour chaque intervalle continu d'observations.

Date	C_i	Date	C_i	Date	C_i
------	-------	------	-------	------	-------

Gravimètre N° 135

Série I : $a = 73,0260 \mu\text{gal}/\text{div.}$

I - 1

1970 r.

26.V	5,966	20.VII	5,986	17.IX	6,306
3.VI	6,183	1.VIII	6,137	28.IX	6,301
11.VI	5,981	10.VIII	6,075	7.X	6,328
22.VI	6,075	19.VIII	6,147	15.X	6,356
30.VI	6,096	27.VIII	6,110	2.XI	5,823
9.VII	6,086	7.IX	6,389	$\bar{C} =$	6,1379
				$\pm$	380

I - 2

1971 r.

2.VI	4,273	17.VI	4,336	12.VIII	4,445
10.VI	4,418	1.VII	4,166	$\bar{C} =$	4,3264
				$\pm$	514

I - 3

1971 r.

15.XI	4,505	6.XII	4,404	27.XII	4,480
25.XI	4,399	16.XII	4,442	$\bar{C} =$	4,4460
				$\pm$	208

Série II : $a = 73,1401 \mu\text{gal}/\text{div.}$

II - 1

II - 2

II - 3

1974 r.

19.II	4,850	8.VIII	5,051	14.XI	5,454
11.III	4,825	19.VIII	4,694	28.XI	5,652
21.III	4,949	29.VIII	5,254	12.XII	5,266
2.IV	4,825	11.IX	5,143	1975 r.	
15.IV	4,812	23.IX	4,922	2.I	5,508
26.IV	4,945	3.X	4,899	14.I	5,269
				23.I	5,281
	$\bar{C} =$	$\bar{C} =$	$\bar{C} =$		5,4050
	4,8677	4,9938			$\pm$
	$\pm$	$\pm$			651
	256	810			

II - 4

II - 5

II - 6

1975 r.

3.II	5,524	17.IV	5,418	26.VI	6,005
13.II	5,462	28.IV	5,083	7.VII	5,657
25.II	5,228	$\bar{C} =$	5,2505	17.VII	5,683
6.III	4,959	$\pm$	1615	29.VII	5,609
17.III	5,683			$\bar{C} =$	5,7510
	$\bar{C} =$			$\pm$	1025
	5,3712				
	$\pm$				
	1263				

Gravimètre N° 220; $a = 49,2036 \mu\text{gal}/\text{div.}$

1

1974 r.

5.VIII	2,134	29.VIII	2,078	12.IX	2,091
	$\bar{C} =$	$2,1010 \cdot 0,9977^\circ =$	2,0962	$\pm$	0,0168

2

1975 r.

25.XII	2,086	9.II	2,076	29.III	2,065
1976 r.					
13.I	2,107	20.II	2,041	9.IV	2,054
29.I	2,054	12.III	2,085	16.IV	2,064
	$\bar{C} =$	$2,0702 \cdot 0,9977^\circ =$	2,0655	$\pm$	0,0068

Gravimètre N° 221; $a = 52,4300 \mu\text{gal/div.}$

1975 г.

24.IX	4,595	2.XII	4,436	9.II	4,376
7.X	4,435	7.XII	4,607	20.II	4,394
20.X	4,409	29.XII	4,406	4.III	4,270
5.XI	4,520	1976 г.		19.III	4,410
18.XI	4,563	12.I	4,493	12.IV	4,350
		26.I	4,384	$\bar{C} =$	4,4432
				+	244
				=	

* Le coefficient 0,9977 tient compte de la correction au coefficient d'échelle de l'appareil d'après les résultats de l'étalonnage sur le polygone gravimétrique.

BIBLIOGRAPHIE

1. Волков В.А., Гусева Ф.П., Доброхотов Ю.С., Жарков В.В. Наблюдения приливных изменений силы тяжести в Центральной геофизической обсерватории. - В кн.: Медленные движения земной коры. М.: Наука, 1972, с. 124-133.
2. Волков В.А., Гусева Ф.П., Доброхотов Ю.С., Иванова М.В. Приливные изменения силы тяжести в Обнинске. - В кн.: Изучение приливных деформаций Земли. М.: Наука, 1973, с. 50-59.
3. Волков В.А., Барсенков С.Н., Гусева Ф.П. и др. Первые результаты регистрации земных приливов в Обнинске гравиметром "Аскания" GS-15. - В кн.: Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975, с. 43-56.
4. Волков В.А., Варга П., Барсенков С.Н., Гусева Ф.П. Советско-венгерские измерения земных приливов в Обнинске. - Наст. сборник, с. 125-136.
5. Dittfeld H.J., Simon Z., Varga P. et al. Earth tides observations by Askania gravimeters at the geodetical observatory Pecny (Czechoslovakia). Budapest: Hung. Geophys. Inst. "Roland Eötvös". 1976, p. 89.
6. Описание и инструкция по эксплуатации аппаратуры для регистрации приливных вариаций силы тяжести к гравиметру GS-15 системы "Аскания". М.: ВИНТИ, 1972.
7. Волков В.А., Шимон З., Варга П. и др. Методическое руководство по приливному наблюдениям с гравиметрами. Прага: КАПГ, 1976, с. 114.
8. Волков В.А., Мишаткин В.Н. Опыт стабилизации напряжения на термостатах гравиметров GS-11 во время приливных наблюдений. - В кн.: Комплексные геофизические наблюдения в Обнинске. Обнинск, 1970, с. 169-173.
9. Перцев Б.П. Опыт определения масштабных коэффициентов записи при наблюдениях приливных вариаций силы тяжести. - В кн.: Гравиметрические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1960, № 1.
10. Доброхотов Ю.С. Ошибки определения калибровочного коэффициента при регистрации приливов, вызванные смещением нуля гравиметра. - В кн.: Изучение земных приливов (гравиметрия). М.: Изд-во АН СССР, 1963, № 3, с. 92-97.
11. Барсенков С.Н., Волков В.А., Кузнецов М.В., Парийский Н.Н. Наблюдения приливных изменений силы тяжести в Талгаре I в 1963-1964 гг. - В кн.: Методика измерения земных приливов и медленных деформаций земной поверхности. М.: Наука, 1970, с. 3-25.
12. Перцев Б.П. Гармонический анализ упругих приливов. - Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 8, с. 946-958.
13. Venedikov A.P. Une méthode pour l'analyse des marées terrestres à partir d'enregistrements de longueur arbitraire. - Bull. Acad. roy. Belg., 1966, 53, fasc. 3, p. 1463-1475.
14. Wenzel H.G. The correction of tidal force development to ellipsoidal. normal. - ВМ, 1974, N 68, p. 3784-3760.
15. Парийский Н.Н., Перцев Б.П. Влияние инерционных сил на наблюдаемые приливные изменения силы тяжести и наклонов. - Наст. сборник, с. 22-35.
16. Молоденский М.С. Теория нутации и суточных земных приливов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 40 с.

