

MAREES TERRESTRES

BULLETIN D'INFORMATIONS

N°79

15 Decembre 1978

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

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



ON SOME PROBLEMS OF LOADING CALCULATIONS

PETER VARGA*

The loading will be shown to depend on the internal structure of the Earth given by different Earth's models. As it is well known, the calculation of the loading numbers can be done with differential equations describing static deformations if we suppose that the loading is normal on the Earth's surface. To our calculations the differential equations given by Molodenski have been used (Molodenski, 1953) and were solved with Runge - Kutta fourth order method between 1.000 and 0.545 relative Earth's radii in 0.005 relative radius steps (Varga, 1978). Modifying the boundary conditions at the mantle-core boundary we have shown how the loading numbers are influenced by the Earth's core. We have concluded that some properties of the core (assumption of the existence of coefficient of rigidity in the core, density distribution and size of the core) that have a great influence on the result of calculation in case of lower order of magnitude are not at all important when $n \gg 40$. The influence of the different structural elements of the mantle has been estimated using the following Earth's models :

1. Bullen A model (BA in Table 1-3).
2. Molodenski (1953) model in which the mantle is homogeneous (MO in Table 1-2).
3. Bullard (1957) model in which the boundaries of the transitional C layer (0,94-0,80 relative Earth's radius) are different from the observed ones (0,93-0,84 relative Earth's radius) (BD-1 in Table 1-2).
4. Bullard (1957) model with lower density at the upper boundary of the mantle ($3,20 \text{ g/cm}^3$ instead of $3,31 \text{ g/cm}^3$) (BD-2 in Table 1-2).
5. Bullard model (1957) with much higher ($3,70 \text{ g/cm}^3$) than the generally accepted density at the upper boundary of the mantle (BD-3 in Table 1-2).

In all calculations Gutenberg's velocity data were used.

* Postal address : H-1440 BP. 70, POB 35
Hungarian Geophysical Institute
"Roland Eötvös"

n		BA	MO	BD 1	BD 2	BD 3
2	k'	-0.31260	-0.31291	-0.30502	-0.31088	-0.31050
	h'	-0.99680	-1.00454	-0.98143	-0.98822	-0.99200
	δ'	-0.10558	-0.10704	-0.10478	-0.10438	-0.10525
4	k'	-0.13575	-0.13764	-0.14469	-0.13563	-0.14304
	h'	-1.04040	-1.05589	-1.07205	-1.04330	-1.04715
	δ'	-0.07789	-0.07909	-0.07892	-0.07825	-0.07663
6	k'	-0.08649	-0.08963	-0.09467	-0.08441	-0.08435
	h'	-1.08600	-1.10312	-1.12100	-1.07820	-1.10971
	δ'	-0.06025	-0.06072	-0.06074	-0.06022	-0.06265
10	k'	-0.06952	-0.06912	-0.07021	-0.06877	-0.07391
	h'	-1.36561	-1.33927	-1.35104	-1.37326	-1.30762
	δ'	-0.04682	-0.04567	-0.04595	-0.04738	-0.04291
50	k'	-0.02341	-0.02464	-0.02458	-0.02465	-0.02785
	h'	-2.25200	-2.37042	-2.36461	-2.36652	-2.67922
	δ'	-0.01639	-0.01725	-0.01721	-0.01722	-0.01950
100	k'	-0.01297	-0.01371	-0.01375	-0.01374	-0.01623
	h'	-2.78621	-2.83931	-2.84761	-2.84561	-3.36121
	δ'	-0.01011	-0.01068	-0.01071	-0.01071	-0.01264
500	k'	-0.00345	-0.00366	-0.00373	-0.00371	-0.00483
	h'	-3.69261	-3.92586	-3.99971	-3.97083	-5.16921
	δ'	-0.00283	-0.00300	-0.00306	-0.00304	-0.00396
5000	k'	-0.00045	-0.00048	-0.00050	-0.00049	-0.00078
	h'	-4.62752	-5.01870	-5.26519	-5.16882	-8.16821
	δ'	-0.00035	-0.00038	-0.00040	-0.00039	-0.00062
10000	k'	-0.00025	-0.00026	-0.00028	-0.00027	-0.00046
	h'	-5.09842	-5.56001	-5.88921	-5.75871	-9.65031
	δ'	-0.00019	-0.00021	-0.00022	-0.00022	-0.00037

Table 1. Loading numbers and their combinations describing the gravitational changes for different models.

The calculated loading numbers h'_n and k'_n along with $\delta'_n = \frac{h'_n - \frac{n+1}{2} k'_n}{2n+1}$ which describes the gravity variations are shown in Table 1.

It is clear from Table 1 that the differences between the generally accepted Bullen A model and the Molodenski model is negligible at all n considered here.

Model	n	$\psi = 2^\circ$	$\psi = 4^\circ$	$\psi = 8^\circ$	$\psi = 10^\circ$
BA	3000	-0.0011096	-0.0005075	-0.0002316	-0.0001785
MO	3000	-0.0011485	-0.0005226	-0.0002373	-0.0001826
BD 1	3000	-0.0011160	-0.0005036	-0.0002270	-0.0001741
BD 2	3000	-0.0011290	-0.0005112	-0.00023109	-0.0001775
BD 3	3000	-0.0010722	-0.0004594	-0.0001972	-0.0001489

Table 2. The results of convergence tests in case of spherical segments of $1^\circ \times 1^\circ$ and a water column of 1 cm height.

Similarly weak is the influence on the loading numbers of the position of layer C while h'_n , k'_n and δ'_n are strongly affected by the choice of density at the upper boundary of the mantle (e.g. model 5) at higher order of magnitude.

Next we attempt to describe the gravity variations due to elastic deformations on loading with Percev's formula (Percev, 1967). For the influence of the Earth's inner structure it holds :

$$\Delta g = \sum_{n=0}^{\infty} \delta'_n \cdot H_n(\psi) \quad (1)$$

where ψ is the central angle and $H_n(\psi)$ the n-th harmonic of the series expansion of an Earth tide of height H on a spherical section.

The question is, how the differences in the loading numbers given in Table 1. are reflected in the sum of equation 1.

In Table 2 the results of calculations for different central angles are given assuming that the loading is caused by a water column of 1 cm height on a spherical segment of $1^\circ \times 1^\circ$. It is clear that the conclusion drawn from Table 1 are valid for summation (1) too (the summation was done up to $n=3000$) that is the gravitational effect of the deformation cannot be regarded independent of the Earth's structure the effect of the surface conditions increases with growing n.

Since the loading calculations are commonly done for various reasons using spherical segments of different sizes it is interesting to find out how sum (1) converges in case of different spherical segments. For this purpose we considered the case of segments of $5^\circ \times 5^\circ$, $2^\circ \times 2^\circ$, $1^\circ \times 1^\circ$,

Model : BA

Loaded spherical segment	Upper limit of summation of
5° x 5°	n = 300
2° x 2°	n = 700
1° x 1°	n = 1500
0.1° x 0.1°	n = 9000
0.01° x 0.01°	n = 27000
0.001° x 0.001°	n = 62000

Table 3. Convergence of the series (1) describing the gravitational changes due to elastic deformations.

0.1° x 0.1°, 0.01° x 0.01° and 0.001° x 0.001° sizes respectively. The results of our calculations are contained in Table 3. The convergence is regarded attained at an n value where the difference between the sum of equation (1) and that of at n=100 000, taken as infinite is not greater than 0,2 %.

The convergence for different ψ angles is not shown in Table 3 since its influence is slight. It is evident that the convergence is rapidly worsening with decreasing size of the segments. In consequence the influence of the differences between Earth's models shown in Table 2 is negligible for a spherical trapezoid of 2° x 2° size (the results given in Table 2 have been calculated for a square of 1° x 1°) while for trapezoids of 0.1° and smaller this dependence is significant.

It means that the influence of the inner structure of the Earth on the loading numbers is a function of resolution and increases with higher resolutions.

Thus we can conclude that :

- the loading numbers are dependent on the internal structure of the Earth and may increase with growing n
- higher resolution in calculation of loading increases the members to be taken into account that is why additivity is not valid for squares of different sizes.

This may mean that the resolution cannot be refined unlimited.

REFERENCES

Bullard, E.C., 1957 : The density within the Earth

Verhandel. Ned. Geol. Mijubouw Genoot., Geol. Ser. 18.

Varga, P., 1978 : Connection between the inner structure and the static deformations of the Earth caused by external forces.

Geofizikai Közlemények 25.

OBSERVATIONS CLINOMETRIQUES A LA STATION DE "PEREGONOVKA"

J. You BOGDAN, V.G. GOLOUBITSKII, P.S. MATVEYEV

Rotation et déformations de marées de
la Terre - 9 - 1977, pp 12-16

Les observations clinométriques effectuées par l'Observatoire gravimétrique de Poltava suivant le profil de Soumi-Kherson ont fourni aux géophysiciens les paramètres de marées en neuf points de ce profil (6). La prédominance des valeurs opposées de la différence $\gamma_{NS} - \gamma_{EW}$ constitue une particularité des résultats obtenus. Il n'y a que deux points où cette particularité est perturbée : à Samotoevka $\gamma_{NS} \sim \gamma_{EW}$ et à Khristoforovka $\gamma_{NS} > \gamma_{EW}$. Sans aller à une discussion approfondie des valeurs γ et $\Delta\phi$ disponibles suivant le profil Soumi-Kherson, nous noterons la réalité de l'influence des particularités tectoniques de la structure de l'écorce terrestre sur ces valeurs. Cependant, il est difficile de donner à présent une estimation correcte du rapport entre la partie globale de la marée terrestre observée et les apports des effets indirects perturbateurs.

Le nouveau site est à la limite nord de Peregonovka de la région de Poltava. Les coordonnées géographiques approximatives relevées sur la carte à l'échelle 1/2 500 000 (Edition TYTK pour CH URSS 1964) sont :

$$\phi = 49^{\circ}0' N \quad \lambda = 34^{\circ}2' E$$

La hauteur de la surface du socle au dessus du niveau de la mer est égale à 90 m.

Le relief près de la station est raviné avec un faible abaissement de la surface dans la direction est. A une distance d'environ 800 m par une brusque dénivellation la pente passe dans la vallée du fleuve Vorskla. La surface dans la région de la station est formée d'une couche végétale. Du côté sud de la galerie, à la distance d'environ 8 m poussent des arbres plantés en série formant comme une enceinte bordant un vieux cimetière avec des broussailles et des arbres séparés. A 20 à 25 m dans la direction nord de la station se trouve une habitation avec dépendances. A l'ouest de la galerie, à une distance d'environ 40 m passe une rue de village sur laquelle le trafic est modéré.

Comme en beaucoup de points du profil de Soumi-Kherson, les appareils sont installés dans un puit de section circulaire. La coupe schématique est donnée sur le dessin. Les parois de la galerie sont couvertes de briques. Le puit est partagé en quatre sections par des revêtements en béton armé. La section la plus basse est élargie en diamètre et diminuée en hauteur.

Les ouvertures (0,5 x 0,6 m) sont fermées par des couvercles en béton armé, la descente dans la galerie se fait à l'aide d'escaliers métalliques. Pour installer les appareils sur le fond de la galerie on a construit un socle en moellons de béton enfoncé à 1 m. Comme salle d'enregistrement on utilise la section supérieure de la galerie après son élargissement qui forme une salle de 2,3 x 2,3 x 2,25 m. Cette salle est séparée de la surface extérieure par deux portes en bois et un tambour.

Les observations ont commencé en septembre 1974 avec les clinomètres Ostrovskii N° 08 et 09 (10). La direction nord-sud a été déterminée par le procédé astronomique de l'étoile polaire et transmise par fils à plomb sur le socle. L'appareil 08 enregistre la composante N.S. ($\alpha = 0^\circ$) et l'appareil 09 la composante E.W. ($\alpha = 90^\circ$). L'étalonnage des clinomètres a été fait sur la plate-forme de l'Observatoire Gravimétrique de Poltava en janvier 1974 (3). La méthode d'observations est la même que dans les autres points du profil (7). La sensibilité des appareils est de 300 à 1000 mm/sec arc. Pour une longue exploitation le complexe d'appareils et l'enregistreur ont été fortement amortis (les clinomètres faits en 1963 se trouvent toujours en fonctionnement) ce qui a amené à une interruption partielle dans l'enregistrement.

Une non linéarité sensible caractérise les galvanomètres du type M 25/12 utilisés et l'on observe à cause de cela une dépendance de l'amplitude des impulsions de contrôle (c'est-à-dire de la sensibilité) en fonction de la position sur l'enregistrement atteignant 5 %. Bien que ces perturbations s'éliminent partiellement dans le processus de réduction (on fait la mesure à quatre reprises de l'impulsion avec la moyenne et également l'interpolation de la sensibilité à chaque heure entre leurs valeurs de référence, leur apport persiste tout de même dans les ordonnées soumises à l'analyse harmonique.

Il convient également de noter qu'à Peregonovka on a d'importantes perturbations d'origine non instrumentale. Dans les mois d'hiver l'enregistrement se perturbe fortement par l'onde météorologique diurne. Ce phénomène s'observe aussi dans d'autres stations clinométriques d'Ukraine équipées dans les puits (1, 2). Au printemps (mai-avril) et en automne (septembre-novembre) on n'a pas décelé de perturbations réelles sur l'enregistrement.

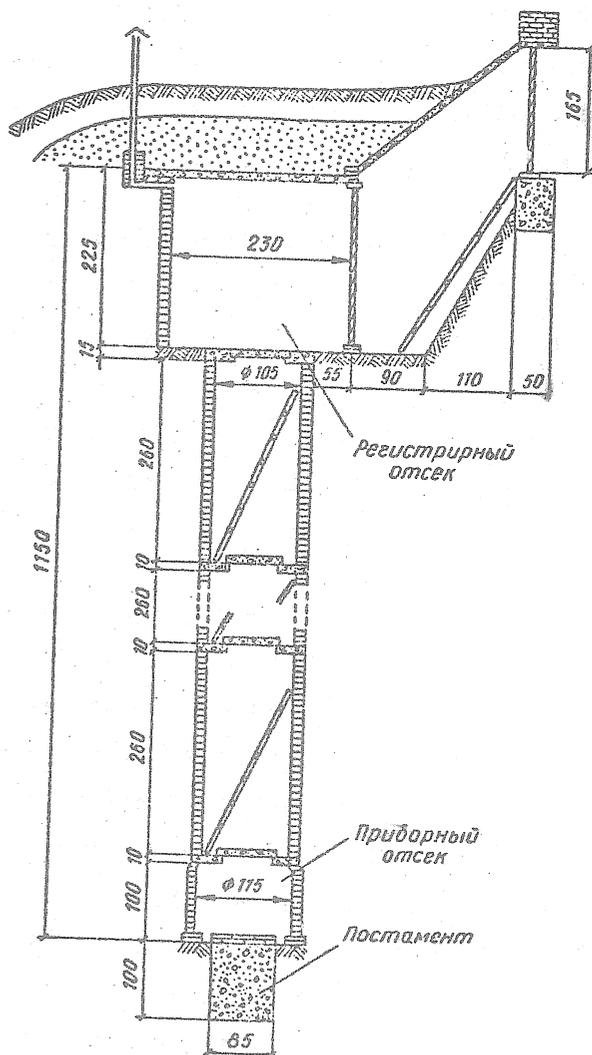


Schéma de la galerie clinométrique à Peregonovka. Les dimensions sont données en centimètres.

Dans la période d'été (particulièrement en août) apparaissent brusquement des perturbations de caractère diurne. Leur amplitude dépasse de trois à quatre fois l'amplitude de la marée. L'enregistrement en composante nord-sud est plus fortement perturbé. Une perturbation de l'enregistrement s'observe en été à Darievka et à Likhovka du profil de Soumi-Kherson (surtout dans la direction N.S.) et également "Pokrovskaïa, Bagatekka" et "Berezovail Reudka" du profil de Kiev-Artemovsk (une plus forte perturbation dans la direction E.W.) (1, 2, 8). Jusqu'à présent les causes de ce phénomène ne sont pas éclaircies. Il est seulement évident que les perturbations sont liées aux variations diurnes de la température qui amènent à des déformations des couches supérieures du sol et qui transmettent à d'assez grandes profondeurs.

Les données d'observations obtenues à Peregonovka ont été soigneusement examinées quant à la possibilité d'y appliquer l'analyse harmonique. Malheureusement à cause des perturbations décrites plus haut nous n'avons réussi qu'à prendre une série de 30 jours d'ordonnées pour l'appareil 08 (N.S.) et sept séries pour l'appareil 09 (E.W.), dans certaines de celles-ci entraînent quelques jours d'enregistrement faiblement perturbés par l'effet diurne. Ces données sont réduites d'après le schéma de Matveyev (9). Pour obtenir un résultat sûr on a pris un ensemble d'ordonnées non perturbées de 102 et 114 jours pour les appareils 08 et 09 que l'on a réduit par la méthode de Venedikov (11). Un résumé des résultats obtenus (facteur γ et phase $\Delta\phi$ pour M_2) est donné dans les tables 1 et 2 où sont indiquées la quantité de jours d'enregistrement n , les moyennes vectorielles γ et $\Delta\phi$ avec leurs erreurs quadratiques moyennes obtenues d'après les réductions en séries mensuelles et le résultat final - la moyenne des deux méthodes d'analyse harmonique. La divergence entre les valeurs séparées γ et $\Delta\phi$ obtenues par séries mensuelles est assez importante (voir table 1 et 2). Cela témoigne de ce que les conditions à "Peregonovka" ne conviennent pas tout à fait. D'autre part, en se basant sur un accord satisfaisant des données de réduction par les deux méthodes, on peut conclure de la sûreté de la première approximation des caractéristiques de la marée terrestre obtenues au point considéré.

TABLE 1

γ et $\Delta\phi$ à Peregonovka (onde M_2) N.S. (H00-08)
Direction Nord-Sud.

Epoque initiale $t_0 = 0^h UT$	γ	$\Delta\phi$
Méthode de Matveyev (M - 66)		
25.XI 1974 r.	0,738	- 6,17
10.IV 1975 r.	0,698	- 3,95
II.XI	0,655	- 6,75
Moyenne vectorielle $n = 90$	0,697 $\pm 0,24$	5,61 $\pm 0,84$
Méthode de Venedikov (B - 65)		
$n = 102$	0,696 $\pm 0,26$	14,74 $\pm 1,49$
Moyenne pour les deux méthodes	0,696 $\pm 0,25$	-10,18 $\pm 1,16$

TABLE 2

γ et $\Delta\phi$ à Peregonovka (onde M_2) (HØ0-09)
Direction Est-Ouest.

Epoque initiale	τ	$\Delta\phi$
Méthode de Matveyev (M - 66)		
12.IX.1974 r.	0,729	+ 0,89
7.X	0,712	- 1,72
1.XI	0,711	- 3,42
26.XI	0,683	- 1,91
10.VII.1975 r.	0,702	- 1,55
9.X	0,744	- 4,24
11.XI	0,715	- 5,31
Moyenne vectorielle		
z = 165	0,713	± 2,47
	± 7	± 0,79
Méthode de Venedikov (B - 65)		
z = 114	0,737	- 2,62
	± 21	± 1,14
Moyenne pour les	0,725	- 2,54
deux méthodes	± 14	± 0,96

La comparaison avec les données pour les autres points du profil Soumi-Kherson montre qu'à Peregonovka comme dans les beaucoup de stations du profil $\gamma_{NS} < \gamma_{EW}$. L'important retard de phase en composante nord-sud attire l'attention.

BIBLIOGRAPHIE

1. Balenko V.G., Koutnii A.M., Novikova A.N., Résultats des inclinaisons de marées à la station "Pokrovskaïa Bagatekka" -
Rotation et déformations de marées de la Terre - 1975. 7. pp. 15 à 21.
2. Bogdan I. You., Résultats de l'étude des conditions de température de l'observation des inclinaisons à Soudievka -
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1974. 6. pp. 78 à 82.
3. Goloubitskii V.G., Koutnii A.M., Balenko V.G., Bogdan I. You, Bagmet A.L.,
Etalonnage des clinomètres photoélectriques de l'Observatoire Gravimétrique de Poltava -
Rotation et déformations de marées de la Terre. 7. pp. 55 à 58.
4. Korba S.N., Programme de réduction d'une série de 30 jours d'observations des marées terrestres par la méthode de Matveyev sur IBM M-220 -
Rotation et déformations de marées de la Terre 1973, 5. pp. 94 à 98.
5. Korba S.N., Korba P.S., Résultats de la réduction des observations des variations de marées à Sèmféropole et Yalta par la méthode de Venedikov.
Rotation et déformations de marées de la Terre 1972, 4. pp. 54 à 65.
6. Matveyev P.S., Goloubitskii V.G., Bogdan I. You., Doubik B.S., Slavinskaïa E.A.,
Valeurs précisées des paramètres de la marée terrestre pour les points du profil clinométrique de soumi-Kherson -
Cette revue pp. 16 à 32.
7. Matveyev P.S., Bogdan J.D., Lissenko G.M., Observations clinométriques à Vélikie Boudieka -
Géophysique et Astronomie 1967 N° 11, pp. 197 à 202.
8. Matveyev P.S., Bogdan I. You., Doubik B.S., Slavinskaïa E.A., Résultats de l'analyse harmonique des observations clinométriques à Samatoevka et Likkovka.
Rotation et déformations de marées de la Terre 1971, 3. pp. 39 à 52.
9. Matveyev P.S., Analyse harmonique d'une série mensuelle des observations des marées terrestres.
Marées terrestres K. 1966. pp. 51 à 79.
10. Ostrovskii A.E., Le clinomètre avec enregistrement photoélectrique.
Etude des marées terrestres 1961, N° 2, pp. 41 à 75.

RESULTATS DE L'ANALYSE HARMONIQUE DES OBSERVATIONS
CLINOMETRIQUES A KHRISTOFOROVKA

V.G. GOLOUBITSKII, P.S. MATVEYEV, I. You. BOGDAN, E.A. SLAVINSKAIA

Rotation et déformations de marées de la
Terre - 1977 - 9, pp 3-11

La station temporaire équipée en 1972 à Khristoforovka dans la région de Dniepropetrovsk est le dixième point du profil Soumi-Kherson. L'installation du nouveau point clinométrique répond à la nécessité d'obtenir une information supplémentaire sur la marée terrestre à Krivorojié où on avait réalisé jusqu'ici des observations en deux sites : Chmakovo et Ingouliets (1957 à 1964) [11].

Les résultats de ces dernières années ont montré que les valeurs des paramètres des marées terrestres γ et $\Delta\phi$ à Chmakovo et Ingouliets diffèrent sensiblement des données obtenues aux autres points du profil [13, 17]. Cela peut s'expliquer par des erreurs systématiques de l'appareillage utilisé par des effets locaux liés à la forme de la salle d'observation et par des effets tectoniques indirects.

Les observations ont été faites à Chmakovo et Ingouliets dans des mines avec des pendules horizontaux Repsold-Levitskii alors qu'aux autres points les observations ont été faites dans des puits à l'aide de clinomètres photo-électriques Ostrovskii (HØO) [14]. Ceci permet de supposer que les divergences ont un caractère instrumental. Cependant on peut parler aussi de l'influence des conditions d'observations dans les mines sur les résultats. Beaucoup de chercheurs considèrent que les observations dans les mines et les galeries sont sensiblement altérées par une influence systématique qui a reçu le nom d'"effet de couverture".

Les chercheurs anglais G. King et R. Bilham [16] ont les premiers attiré l'attention sur cet effet : ils ont montré que près des parois de la salle, les altérations des inclinaisons de marées réelles peuvent atteindre une grande valeur. Il convient de noter que des valeurs anormalement basses du facteur γ pour une des composantes se rencontrent assez souvent lors des

observations dans les mines dont un exemple est la station de Karlo-Libknekhtovsk (salle N° 1) {2} Torès {6, 7} et d'autres points.

Dans le cas des puits, l'effet de salle comme le montre l'expérience accumulée de travaux semblables est insignifiant. La raison en est le fait que d'abord les clinomètres sont habituellement installés symétriquement par rapport aux parois du puits et ensuite que les puits traversent le plus souvent dans des espèces non consolidées sédimentaires dans lesquelles les tensions s'amortissent rapidement.

On peut encore donner une explication de l'anomalie des valeurs du paramètre γ à Chmakovo et Ingouliets après avoir admis la réalité des influences des structures tectoniques locales puisque du point de vue géologique Krivoroje est une région très compliquée.

Partant de tout ce qui a été dit on s'est proposé de faire des observations clinométriques de contrôle dans la région de Krivoi Rog dans un puits à l'aide de clinomètres photoélectriques Ostrovskii. Après des recherches soigneuses le site a été choisi à la limite sud-est de Khristoforovka. Ce nouveau point est éloigné d'Ingouliets d'à peu près 30 km et de Chmakovo de 20 km. Il paraissait impossible de réaliser l'aménagement du puits près d'une des mines où on avait fait précédemment des observations car aux environs des mines il y a de très fortes perturbations dues à la production.

Les coordonnées approximatives de la station de "Khristoforovka" relevées sur la carte à l'échelle 1/2500000 (Edition Tyrk en URSS, 1964) sont : latitude $\phi = 48^{\circ}0' N$; longitude $\lambda = 33^{\circ}1' E$.

Les clinomètres (HØ0-49 et HØ0-62) ont été placés à la profondeur de 12,5 m et avec un diamètre de 1,2 m creusé dans l'argile. Le puits est semblable à ceux des autres stations du profil Soumi-Kherson. Le plan en est donné dans le travail {3}. La description détaillée de la station clinométrique de "Khristoforovka" et les conditions de réalisation des observations peuvent être trouvées dans le travail {12}.

Le percement du puits a été fait en juillet à septembre 1972, les observations ont commencé au printemps 1973. On n'a réussi à obtenir un enregistrement de qualité qu'en juillet 1973.

De juillet 1973 à mai 1974, l'alimentation des lampes, spots et photoéléments a été réalisée avec un stabilisateur électronique de tension monté d'après le schéma donné en {1}. Depuis juin 1974 les spots des photoéléments sont alimentés par des accumulateurs alcalins d'une puissance de 1500 A h

qui sont rechargés tous les cinq mois. Le passage sur accumulateurs a été décidé parce que la réduction préliminaire des données a fourni des valeurs exagérées du paramètre γ pour les ondes diurnes.

Ce fait peut être provoqué par le caractère diurne des oscillations de tension dans le réseau électrique qui ne sont pas éliminées complètement par le stabilisateur électronique. Le passage sur alimentation autonome des spots des photoéléments permet d'éliminer cette perturbation si elle existe réellement.

Dans l'installation initiale H00-49 a enregistré la composante nord-sud et H00-62 la composante est-ouest. Le 5 février 1975 nous avons permuté les appareils pour déceler les erreurs instrumentales possibles en particulier la variation de constante électrodynamique I_0 qui pouvait se produire depuis l'époque du dernier étalonnage des clinomètres en 1971 {5}.

Les observations ont été terminées à la fin de décembre 1975. Les données du 15 juillet 1973 au 20 décembre 1975 ont été soumises à l'analyse harmonique en les partageant en trois séries :

Série I - du 15 juillet 1973 au 4 juin 1974 : alimentation par le stabilisateur électronique de tension;

Série II - du 17 mai 1974 au 31 janvier 1975 : alimentation depuis les batteries;

Série III - du 4 avril 1975 au 20 décembre 1975.

L'analyse harmonique a été faite d'après le schéma de 30 jours {10} sur BM-220 avec le programme de S.N. Korba {8}. Lors du partage en séries mensuelles nous nous en sommes tenus à des couvertures réciproques de cinq jours entre les séries car cette couverture a une série d'avantages {9} et influence peu l'indépendance des résultats. On a analysé en tout 34 séries en composantes nord-sud et 33 séries en composantes est-ouest.

Les résultats sont donnés dans les tables 1 et 2.

TABLE 1

γ et $\Delta\phi$, obtenus à Khristoforovka (ondes diurnes).

Debut de série t_0	θ_1		θ_2		θ_3		M_1	
	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$
Composante NS (appareil 49)								
73071500	6,852	-136,12	2,761	-8,91	3,993	+67,23	22,591	+7,07
73080900	3,267	+21,55	1,452	-34,94	3,837	+32,89	16,456	+142,43
73090300	3,658	-97,89	1,722	-33,95	3,670	+5,12	20,623	-115,91
73092800	5,752	+13,53	1,463	-24,00	1,838	-9,28	7,205	-166,83
73102300	4,356	-33,24	2,360	-19,87	2,550	-30,51	15,252	+114,67
73111100	10,199	+7,64	1,635	-10,03	2,109	-46,80	20,626	+74,89
74012500	6,083	-53,00	2,217	-15,06	2,781	-50,68	7,531	+165,96
74021900	2,021	-89,64	0,291	-75,92	2,664	-52,48	4,458	+85,06
74031600	10,184	-0,58	1,646	-7,98	1,413	-44,67	6,941	-180,71
74041000	14,135	+55,22	1,934	-30,42	1,147	+13,52	5,151	+98,77
74050500	1,734	-162,75	1,671	-27,28	2,938	-17,60	36,749	-13,52
74051700	6,900	-23,02	1,772	-17,14	4,535	-32,00	25,694	+39,49
74053000	8,946	+15,49	2,090	-17,19	4,639	-47,99	6,242	+68,84
74070300	2,402	+130,73	1,794	-4,72	1,410	-51,09	19,792	+156,07
74080800	4,505	+49,03	2,537	+11,28	3,614	-47,18	18,733	-160,73
74072800	9,135	-6,79	1,888	-44,90	4,322	+62,23	10,690	-37,40
74082200	0,391	+66,64	2,433	+14,47	3,701	+12,01	8,926	+167,07
74090300	3,997	-44,69	1,645	-9,12	2,591	-20,22	7,841	-45,60
74092800	5,228	-159,52	1,605	+9,66	1,989	-37,42	7,783	-138,40
74102300	6,000	-94,76	1,695	-9,86	1,966	-19,22	2,169	-27,24
74111700	11,273	+39,50	1,670	+47,97	1,332	-28,62	7,983	+71,36
74121200	6,605	+197,22	0,900	+7,37	1,973	-45,89	10,061	-129,01
75010100	3,459	+153,17	1,144	-0,32	1,710	-55,60	13,207	-43,50
Composante NS (appareil 62)								
75030400	2,043	-56,57	1,565	-19,50	2,429	-25,80	1,568	-59,37
75032900	5,070	-51,13	1,647	-23,39	1,764	-18,21	8,661	+43,05
75042200	0,903	-40,62	2,033	-12,45	3,154	-12,62	8,277	-68,46
75051600	4,749	-174,00	1,936	-14,46	2,034	-15,02	36,301	+24,31
75061900	8,158	-92,39	2,422	-30,80	5,164	+76,70	4,757	-3,15
75071300	5,555	+38,33	1,509	-4,21	7,566	+66,67	1,482	+45,49
75080700	2,669	-36,13	1,432	-29,64	9,112	+46,06	21,010	+22,31
75090100	1,245	-39,04	1,228	-12,77	6,425	-12,34	9,116	+57,63
75100300	3,611	-31,31	2,593	-25,68	3,463	-52,52	1,008	-63,09
75102800	3,712	-31,02	2,054	-2,52	2,219	-55,41	4,414	+54,03
75112000	12,390	-57,86	3,823	-35,20	3,850	-31,78	22,290	+43,74
Composante EW (appareil 62)								
73071500	0,859	-17,75	0,739	-14,25	1,039	+6,85	3,565	-69,27
73080900	1,356	+23,91	0,670	-3,40	1,291	+0,51	4,398	+18,57
73090300	1,018	-33,57	0,739	-0,33	1,619	-36,51	5,471	-81,09
73092800	1,306	-11,75	0,674	-17,62	0,797	-52,19	5,976	+110,37
73102300	1,121	-28,17	0,705	-9,79	0,733	-13,90	1,294	+0,61
73111100	0,522	-12,98	0,814	-20,87	0,780	-1,25	4,445	-25,80
74012500	0,098	+172,13	0,645	-11,24	0,631	-5,37	1,222	+17,26
74021900	0,381	+77,79	0,544	-24,29	0,885	-26,83	1,536	-135,10
74031600	0,565	-4,92	0,772	-15,07	0,906	-3,53	1,674	-8,94
74041000	0,338	+56,70	0,602	-8,98	0,651	-10,17	1,356	-67,52
74050500	0,740	-33,97	0,795	+3,92	0,769	-10,91	1,612	+59,61
74051700	0,856	+17,10	0,609	-1,29	0,830	-4,19	1,929	-95,47
74053000	0,690	-10,41	0,626	-11,96	0,820	-2,59	2,078	-130,66
74060800	0,974	+14,21	0,705	-11,80	0,868	+0,83	2,313	-159,11
74070300	1,019	+19,35	0,751	-19,43	1,244	+6,26	1,403	+15,41
74072800	0,929	-67,31	0,611	-19,84	1,739	-6,59	0,625	-44,54
74082200	0,527	+28,89	0,667	-6,81	1,960	-30,68	1,551	-153,41
74090300	0,785	+23,56	0,692	-22,14	1,671	-46,46	3,415	-53,16
74092800	0,467	+9,77	0,694	-15,55	0,766	-51,01	1,572	-124,94
74102300	0,696	-9,92	0,722	-5,71	0,671	-15,61	1,222	+76,97
74111700	0,727	-11,54	0,688	-5,99	0,770	-6,84	1,946	+5,58
74121200	1,073	-28,53	0,726	-15,03	0,759	-4,40	1,140	+23,46
75010100	1,045	-30,18	0,780	-13,03	0,767	-7,81	1,107	+73,83
Composante EW (appareil 49)								
75030400	0,801	-8,04	0,810	-5,72	0,810	+1,40	1,047	-17,01
75032900	0,978	-0,87	0,696	-6,64	1,000	-0,05	0,305	-1,82
75042200	0,699	-30,18	0,753	-14,64	0,927	+6,81	1,380	-22,76
75051600	0,651	+14,76	0,880	-7,60	1,068	+9,16	3,661	-39,08
75061800	0,587	+25,37	0,747	-13,99	1,846	+7,63	3,783	+75,03
75071300	0,378	-4,33	0,774	-2,16	2,068	-2,61	0,340	+8,34
75080700	0,042	-54,12	0,797	-1,23	2,196	-9,94	2,490	+9,49
75100300	0,344	+16,63	0,733	-13,40	0,642	-53,57	2,125	-11,87
75102800	1,327	+1,17	0,634	-8,59	0,559	-20,89	0,789	-22,37
75112000	1,536	+16,60	0,610	-6,00	0,588	-11,34	2,055	+68,73

Remarque : Le signe plus pour le déphasage $\Delta\phi$ correspond à la détermination de la marée terrestre observée par rapport à sa valeur théorique calculée pour la surface de la Terre absolument rigide.

TABLE 2

γ et $\Delta\phi$, obtenus à Khristoforovka (ondes semi-diurnes)

Début de série t_0	M_2		M_2		S_2		A_2	
	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$
Composante NS (appareil 49)								
73071500	0,790	-4,35	0,788	-5,15	0,400	+7,96	0,693	+42,19
73080900	0,779	-5,82	0,728	-3,25	0,497	-5,87	1,296	+4,71
73090300	0,698	-5,27	0,765	-2,34	0,579	-7,69	1,288	+6,72
73092800	0,966	+0,58	0,777	-2,10	0,668	-22,43	1,017	+28,92
73102300	0,873	-9,24	0,753	-2,79	0,569	-17,80	1,107	+65,23
73111100	0,851	-8,53	0,747	-4,89	0,665	-18,46	1,655	-11,93
74012500	0,720	+3,21	0,754	-2,94	0,734	-8,29	1,409	+16,60
74021900	0,857	-5,87	0,803	-3,63	0,716	-19,94	0,039	+63,57
74031600	0,726	+7,22	0,764	-2,10	0,568	-21,18	1,308	+35,86
74041000	0,882	+8,06	0,778	-3,88	0,628	-31,39	1,467	-39,81
74050500	0,597	+7,05	0,793	-4,63	0,663	-18,51	0,681	-115,05
74051700	0,645	-4,76	0,759	+0,24	0,755	-8,48	0,489	+53,75
74053000	0,783	-0,34	0,758	-0,04	0,696	-13,30	1,677	+61,59
74060800	0,845	+4,07	0,744	-1,39	0,613	-18,58	1,137	+50,82
74070300	0,824	+2,38	0,789	+0,30	0,491	+0,54	0,699	-50,95
74072600	0,631	-14,32	0,771	-2,50	0,454	+14,41	0,204	-26,03
74082200	0,753	-12,13	0,825	-0,28	0,577	+4,58	1,632	-2,13
74090300	0,804	-7,45	0,798	-1,49	0,574	-2,69	1,392	-8,28
74092800	0,743	-0,07	0,774	-2,62	0,622	-4,40	1,075	+22,16
74102300	0,868	+0,16	0,771	+0,41	0,615	-5,92	0,779	+16,84
74111700	0,746	+7,43	0,766	-1,13	0,651	-4,98	0,627	-21,70
74121200	0,692	+8,73	0,738	+0,40	0,711	-1,36	0,773	-28,20
75010100	0,565	-2,42	0,763	-0,76	0,728	-4,02	1,607	-22,71
Composante NS (appareil 62)								
75030400	0,795	-1,04	0,791	-2,08	0,604	-7,70	0,844	+1,13
75032900	0,762	+0,35	0,765	-1,74	0,615	-7,32	1,138	+13,42
75042200	0,832	+1,74	0,805	-0,54	0,569	-8,51	0,670	-55,76
75051600	0,816	-7,00	0,778	-1,62	0,459	+2,64	0,222	-0,53
75061800	0,638	-0,92	0,777	-3,61	0,221	+17,91	0,168	+3,64
75071300	0,793	-2,49	0,731	-0,93	0,284	+37,97	0,200	-57,64
75080700	0,683	+3,54	0,751	-1,60	0,409	+32,85	0,666	-22,47
75090100	0,754	+7,19	0,787	-1,87	0,626	+2,19	0,970	+20,72
75100300	0,842	-3,65	0,779	-1,05	0,633	-8,32	0,534	+3,42
75102800	0,711	+4,36	0,781	-3,07	0,643	-4,76	0,866	-23,46
75112000	0,594	-11,92	0,803	-0,56	0,512	+23,59	0,704	-116,33
Composante EW (appareil 62)								
73071500	0,750	-6,28	0,726	-4,42	0,762	+4,40	0,686	+3,57
73080900	0,666	-5,71	0,738	-5,59	0,732	+4,75	0,552	+2,08
73090300	0,609	-3,78	0,730	-4,16	0,939	+3,26	0,597	-174,47
73092800	0,675	-15,83	0,731	-6,79	0,941	-2,58	1,343	+9,17
73102300	0,712	-4,51	0,741	-6,46	0,799	-2,96	1,516	-3,31
73111100	0,754	-9,36	0,743	-4,78	0,706	-1,28	1,330	+1,28
74012500	0,653	+3,58	0,714	-8,99	0,754	+0,04	1,510	+7,81
74021900	0,820	-6,48	0,731	-5,41	0,804	-6,81	0,378	+173,56
74031600	0,759	-5,21	0,746	-1,47	0,805	-3,10	0,425	-5,08
74041000	0,660	-4,61	0,750	-1,66	0,796	-3,10	0,798	-2,76
74050500	0,636	-8,46	0,741	-6,77	0,813	-2,42	1,216	+34,00
74051700	0,578	-16,32	0,744	-5,73	0,777	-0,65	1,602	+59,73
74053000	0,675	-15,36	0,758	-5,75	0,749	-0,11	2,042	+63,22
74060800	0,785	-3,11	0,755	-6,03	0,741	-0,61	0,628	+35,95
74070300	0,767	-1,71	0,732	-4,00	0,813	+6,11	0,943	+12,11
74072600	0,718	-1,25	0,741	-6,85	0,853	+4,33	0,680	-18,12
74082200	0,606	-10,97	0,762	-5,93	0,952	+5,43	1,002	-2,85
74090300	0,762	-12,93	0,710	-6,41	0,941	-2,54	1,000	+9,73
74092800	0,756	-13,21	0,726	-4,67	0,920	-1,64	0,929	-10,37
74102300	0,745	-7,17	0,722	-4,86	0,786	-1,11	0,784	-20,97
74111700	0,713	-4,68	0,717	-4,44	0,715	-0,39	0,460	-27,34
74121200	0,700	-18,18	0,717	-5,53	0,750	+2,09	1,617	-10,95
75010100	0,640	-15,30	0,709	-7,22	0,752	-0,19	1,728	-35,04
Composante EW (appareil 49)								
75030400	0,689	-0,98	0,719	-3,77	0,790	-3,30	0,567	+8,50
75032900	0,750	-3,37	0,727	-4,50	0,622	-4,48	0,252	+9,98
75042200	0,709	-4,35	0,725	-4,48	0,814	-2,16	0,747	-34,18
75051600	0,638	-3,61	0,736	-3,09	0,736	-2,58	0,958	-3,65
75061800	0,655	-1,40	0,708	-3,95	0,724	+11,89	0,581	+31,54
75071300	0,720	-11,23	0,736	-5,56	0,906	+11,08	1,218	-5,15
75080700	0,795	-4,97	0,740	-7,16	0,896	+10,88	1,182	-6,15
75100300	0,760	-1,86	0,715	-4,98	0,876	-3,16	0,830	-11,43
75102800	0,659	-3,83	0,733	-7,24	0,810	-5,59	0,929	-38,57
75112000	0,791	-3,16	0,721	-5,89	0,807	-4,97	0,874	+15,44

Sur la base des données des tables 1 et 2 on a calculé les moyennes vectorielles γ et $\Delta\phi$ et leurs erreurs quadratiques moyennes $\{9\}$. Les résultats sont donnés dans la table 3, où n est la quantité des séries moyennées. Pour donner une représentation de la valeur des effets de marées utilisés lors de la déduction de γ et $\Delta\phi$ nous donnons dans la seconde et la cinquième colonnes de la table 3 les valeurs des amplitudes théoriques H_T de chaque onde.

A en juger d'après les erreurs, la précision des valeurs définitives γ et $\Delta\phi$ à la station de "Khristoforovka" était assez élevée. Il convient de noter la particularité des résultats obtenus comme une amplification des valeurs de γ pour l'onde K_1 . Si, pour la composante NS, ceci peut être expliqué par les petites amplitudes théoriques et également par l'influence importante perturbatrice de l'onde de température diurne S_1 , la valeur amplifiée dans la direction EW est extrêmement incompréhensible. Nous noterons que l'onde \bar{K}_1 représente ici l'onde totale du groupe des ondes diurnes voisines P_1 , K_1 et S_1 , dont la séparation n'a pas encore été faite.

Table 3

Valeurs moyennes de γ et $\Delta\phi$ obtenues d'après toutes les observations à la station de Khristoforovka.

Onde	NS (n=34)			EW (n=33)		
	H_T inseca	γ	$\Delta\phi$	H_T mseca	γ	$\Delta\phi$
Q_1	0,1256 ± 7607	2,5237 ± 15,85	-21,14 ± 15,85	0,9267	0,7071 ± 0,648	- 3,21 ± 4,74
O_1	0,6565 ± 0981	1,7685 ± 3,41	-14,48 ± 3,41	4,8380	0,7223 ± 0,145	-10,55 ± 1,19
\bar{K}_1	0,9234 ± 2268	2,3551 ± 10,64	- 4,60 ± 10,64	6,8051	1,0070 ± 0,783	-11,48 ± 3,45
M_1	0,0516 ± 1,9276	3,6035 ± 27,84	+37,41 ± 27,84	0,3803	0,8485 ± 2,664	-17,64 ± 22,58
N_2	1,5043 ± 0163	0,7566 ± 1,04	- 1,23 ± 1,04	2,0249	0,7036 ± 0,112	- 6,90 ± 0,88
M_2	7,8564 ± 0038	0,7731 ± 0,26	- 1,95 ± 0,26	10,5754	0,7315 ± 0,025	- 5,72 ± 0,23
S_2	3,6550 ± 0219	0,5655 ± 2,25	- 6,13 ± 2,25	4,9200	0,8089 ± 0,125	+ 0,44 ± 0,85
μ_2	0,2404 ± 0918	0,7055 ± 7,60	0,00 ± 7,60	0,3235	0,8149 ± 0,330	+ 4,36 ± 6,11

Comparant les résultats obtenus pour l'onde M_2 avec les données dans les autres points du profil Soumi-Kherson {13, 17} l'attention est attirée par le fait qu'à Khristoforovka on a $\gamma_{NS} > \gamma_{EW}$ alors que dans les autres stations $\gamma_{NS} < \gamma_{EW}$. Il est difficile d'expliquer ou même d'émettre une hypothèse valable à cet égard. Il est possible qu'apparaissent ici d'une certaine façon des effets tectoniques locaux.

La détermination de l'onde S_2 est incertaine. Il faut considérer comme cause possible de la différence entre $\gamma(S_2)$ et $\gamma(M_2)$, un effet sur S_2 des inégalités semi diurnes de l'onde de température diurne S_1 qui est grande ici ce qui confirment les résultats obtenus pour les ondes diurnes. Malheureusement le mécanisme de cet effet n'a pas encore été étudié.

On a fait également la moyenne pour chacune des séries énumérées plus haut en particulier et également ensemble des séries I et II (tables 4 et 5). L'analyse de ces tables facilite un peu la solution des questions : 1) n'a-t'on pas provoqué une exagération des valeurs du paramètre γ pour les ondes diurnes par l'influence du stabilisateur électronique : 2) comparer les appareils qui enregistrent la même composante.

Pour obtenir des réponses objectives à ces questions nous nous sommes servis du critère de comparaison des moyennes [15]. Pour appliquer cela il faut calculer la fonction

$$\bar{\gamma} = \frac{m_1^2 t_{1-p/2}(f_1) + m_2^2 t_{1-p/2}(f_2)}{\sqrt{m_1^2 + m_2^2}}$$

TABLE 4

Valeurs moyennes γ et $\Delta\phi$ obtenues avec stabilisateur de tension (série I) et sans stabilisateur (série II).

Onde	Série I				Série II			
	NS (n=11)		EW (n=11)		NS (n=12)		EW (n=12)	
	$\bar{\gamma}$	$\Delta\phi$	$\bar{\gamma}$	$\Delta\phi$	$\bar{\gamma}$	$\Delta\phi$	$\bar{\gamma}$	$\Delta\phi$
Q_1	3,3921	-4,24	0,6473	-7,82	1,8676	+0,12	0,7677	-5,10
	$\pm 1,4754$	$\pm 23,26$	$\pm 1,372$	$\pm 9,93$	$\pm 1,5690$	$\pm 30,74$	$\pm 0,592$	$\pm 8,51$
Q_2	1,7430	-20,99	0,7108	-10,79	1,6577	-1,37	0,7184	-12,58
	$\pm 1,937$	$\pm 3,54$	$\pm 0,263$	$\pm 2,49$	$\pm 1,405$	$\pm 6,62$	$\pm 0,245$	$\pm 2,01$
N_1	2,0333	-7,47	0,8938	-14,49	2,3065	-23,93	1,0171	-16,13
	$\pm 2,673$	$\pm 15,17$	$\pm 0,782$	$\pm 6,13$	$\pm 3,424$	$\pm 12,48$	$\pm 1,147$	$\pm 6,87$
M_1	2,9262	+65,32	1,2130	-19,72	0,7261	-172,24	0,5226	-77,27
	$\pm 3,4229$	$\pm 84,22$	$\pm 5,948$	$\pm 39,03$	$\pm 3,2201$	$\pm 185,17$	$\pm 3,561$	$\pm 42,76$
N_2	0,7906	-1,45	0,6983	-6,59	0,7365	-1,32	0,7000	-9,73
	$\pm 0,315$	$\pm 2,00$	$\pm 0,195$	$\pm 1,36$	$\pm 0,274$	$\pm 1,98$	$\pm 0,209$	$\pm 1,65$
M_2	0,7681	-3,44	0,7355	-5,94	0,7730	-0,74	0,7326	-6,04
	$\pm 0,066$	$\pm 0,34$	$\pm 0,036$	$\pm 0,40$	$\pm 0,069$	$\pm 0,31$	$\pm 0,053$	$\pm 0,33$
S_2	0,6000	-15,87	0,8032	-0,93	0,6186	-4,37	0,8117	+1,36
	$\pm 0,280$	$\pm 3,11$	$\pm 0,226$	$\pm 1,09$	$\pm 0,267$	$\pm 2,24$	$\pm 0,239$	$\pm 0,85$
P_2	0,7862	-0,17	0,7475	+6,97	0,8338	+7,20	0,9297	+9,51
	$\pm 2,040$	$\pm 14,67$	$\pm 2,139$	$\pm 5,38$	$\pm 1,345$	$\pm 12,08$	$\pm 0,990$	$\pm 13,56$

TABLE 5

Valeurs moyennes γ et $\Delta\phi$ obtenues avant (séries I + II) et après (série III) déplacement des clinomètres.

Onde	I + II séries				Série III			
	NS ($n=23$)		EW ($n=23$)		NS ($n=11$)		EW ($n=10$)	
	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$
Q_1	2,5950 $\pm 1,0681$	-2,60 $\pm 18,15$	0,7099 $\pm 0,0721$	-6,29 $\pm 6,31$	3,1823 $\pm 1,0648$	-53,95 $\pm 17,68$	0,7079 $\pm 1,418$	+3,57 $\pm 5,52$
Q_2	1,6736 $\pm 1,196$	-11,00 $\pm 4,19$	0,7147 $\pm 0,175$	-11,73 $\pm 1,56$	1,9848 $\pm 1,706$	-20,62 $\pm 5,34$	0,7411 $\pm 0,257$	-7,94 $\pm 1,51$
R_1	2,1537 $\pm 2,131$	-16,58 $\pm 9,77$	0,9580 $\pm 0,0700$	-15,40 $\pm 4,60$	3,0226 $\pm 5,852$	+13,42 $\pm 20,21$	1,1349 $\pm 2,061$	-3,84 $\pm 3,88$
M_1	1,2382 $\pm 1,9368$	+80,28 $\pm 123,19$	0,7620 $\pm 3,812$	-37,29 $\pm 30,53$	9,4070 $\pm 2,9322$	+26,62 $\pm 14,36$	1,2919 $\pm 2,885$	+9,51 $\pm 22,08$
N_2	0,7624 $\pm 0,211$	-1,38 $\pm 1,37$	0,6990 $\pm 0,141$	-8,23 $\pm 1,11$	0,7445 $\pm 0,251$	-0,89 $\pm 1,52$	0,7158 $\pm 0,178$	-3,90 $\pm 0,93$
M_2	0,7704 $\pm 0,047$	-2,02 $\pm 0,26$	0,7340 $\pm 0,032$	-5,99 $\pm 0,25$	0,7788 $\pm 0,065$	-1,79 $\pm 0,29$	0,7258 $\pm 0,031$	-5,07 $\pm 0,45$
S_2	0,6067 $\pm 0,194$	-9,78 $\pm 2,19$	0,8075 $\pm 0,162$	+0,27 $\pm 0,71$	0,4697 $\pm 0,466$	+3,74 $\pm 4,48$	0,8122 $\pm 0,187$	+0,82 $\pm 2,38$
M_2	0,8093 $\pm 1,172$	+3,84 $\pm 9,24$	0,8424 $\pm 1,128$	+8,43 $\pm 8,01$	0,5050 $\pm 1,255$	-12,98 $\pm 10,93$	0,7691 $\pm 0,952$	-5,95 $\pm 6,89$

où m_1 et m_2 sont les dispersions de γ et $\Delta\phi$ respectivement des séries I et II et $t_{1-p/2}(f_1)$ sont les quantités de répartition de Student que nous trouverons à la table 4.

L'hypothèse nulle c'est à dire l'égalité des deux séries moyennes est adoptée si

$$|\gamma_1 - \gamma_2| < T_{\gamma} 1,2$$

et s'écarte dans le cas opposé. On peut obtenir des inégalités analogues pour le déphasage de $\Delta\phi$. Le niveau ($p = 0,001$) a été choisi bas pour se garantir au maximum de l'erreur du premier genre - de la possibilité de détourner l'hypothèse sur l'égalité des moyennes alors qu'elle est correcte.

Nous donnons dans la table 6 les valeurs $|\gamma_1 - \gamma_2|$ et $T_{\gamma 1,2}$.
 $|\Delta\phi_1 - \Delta\phi_2| T_{\Delta\phi 1,2}$ (l'indice "1" désigne la série I, l'indice "2" la série II)
 et dans la table 7 nous donnons les différences analogues des mêmes paramètres pour I et II (totale) et III (l'indice "1+2" correspond à la série totale (I+II) et l'indice "3" à la série III).

TABLE 6

Comparaison des valeurs moyennes γ et $\Delta\phi$ obtenues
pour les séries I et II

Onde	Direction NS				Direction EW			
	$ \gamma_1 - \gamma_2 $	$T_{\gamma_{1,2}}$	$ \Delta\phi_1 - \Delta\phi_2 $	$T_{\Delta\phi_{1,2}}$	$ \gamma_1 - \gamma_2 $	$T_{\gamma_{1,2}}$	$ \Delta\phi_1 - \Delta\phi_2 $	$T_{\Delta\phi_{1,2}}$
θ_1	1,5245	5,0712	4,86	173,26	0,1204	0,6825	2,72	59,20
θ_2	0,0653	1,0859	19,62	33,58	0,0076	0,1627	1,79	14,50
K_1	0,2732	1,9532	16,46	88,98	0,1233	0,6231	1,64	41,50
M_1	2,2001	21,2398	237,56	908,43	0,6904	3,1548	57,55	261,00
M_2	0,0541	0,1892	0,13	12,71	0,0017	0,1288	3,14	9,62
β_1	0,0049	0,0433	2,70	2,08	0,0029	0,0288	0,10	2,35
β_2	0,0183	0,1748	11,50	17,40	0,0085	0,1483	2,29	6,27
β_2	0,0476	1,1107	7,47	86,07	0,1822	1,0756	2,54	65,07

L'analyse des tables 6 et 7 montre que la divergence entre les paramètres γ et $\Delta\phi$ a un caractère accidentel. Il y a une exception pour le déphasage $\Delta\phi$ de l'onde M_2 des séries I et II qui diffèrent sensiblement. Il est difficile de donner une interprétation physique de ce fait puisque par exemple une connaissance imprécise des coefficients d'étalonnage n'influence pas la précision de la mesure de la phase. Puisque les séries I et II diffèrent l'une de l'autre uniquement par le procédé d'alimentation des spots des photoéléments, on ne peut expliquer la variation sensible du paramètre $\Delta\phi$ dans la série II par une installation imprécise de l'appareil en azimuth.

TABLE 7

Comparaison des valeurs moyennes γ et $\Delta\phi$ obtenues au total
d'après les séries (I + II) et III

Onde	Direction NS				Direction EW			
	$ \gamma_{1,2} - \gamma_3 $	$T_{\gamma_{1,2,3}}$	$ \Delta\phi_{1,2} - \Delta\phi_3 $	$T_{\Delta\phi_{1,2,3}}$	$ \gamma_{1,2} - \gamma_3 $	$T_{\gamma_{1,2,3}}$	$ \Delta\phi_{1,2} - \Delta\phi_3 $	$T_{\Delta\phi_{1,2,3}}$
θ_1	0,5873	6,3174	51,35	105,90	0,0020	0,7279	9,86	35,37
θ_2	0,3112	0,9016	9,62	29,09	0,0264	0,1368	3,79	9,27
K_1	0,8669	2,8007	30,00	99,63	0,1769	1,0100	11,56	25,28
M_1	8,1688	15,2759	53,66	471,38	0,5299	1,9841	46,60	155,61
M_2	0,0179	0,1396	0,49	8,66	0,0168	0,0999	4,33	6,08
β_1	0,0084	0,0348	0,23	1,90	0,0082	0,0189	0,92	2,34
β_2	0,1370	0,2256	13,52	22,12	0,0047	0,1079	0,55	11,67
β_2	0,3043	0,7242	16,82	60,92	0,0733	0,6202	14,38	42,78

De la comparaison faite des résultats moyens pour les séries énumérées on peut tirer la conclusion que si les observations à "Khristoforovka" sont perturbées par des erreurs systématiques de caractère instrumental, cette altération ne sort pas des limites du fond des erreurs accidentelles. On peut ainsi considérer que les valeurs des paramètres γ et $\Delta\phi$ données dans la table 3 sont sûres et représentatives pour la station de "Khristoforovka" puisqu'elles sont obtenues par moyenne de toutes les observations.

BIBLIOGRAPHIE

1. Bagmet A.L., Mimatkin V.N., Koutnii A.M., Augmentation de la stabilité de sensibilité des clinomètres avec amplificateur photoélectrique.
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1973. 5, p. 56 à 63.
2. Balenko V.G., Koutnii A.M., Novikova A.N., Alexandrov I.M., Observations clinométriques dans la mine N° I "Artemsol"
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1972. 4, p. 20 à 44.
3. Bogdan I. You., Goloubitskii V.G., Matveyev P.S., Observations clinométriques à Peregonovka.
Ce fascicule - p. 12 à 16.
4. Bolsehev. L.A., Smirnov A.V., Tables de statistique mathématique.
M. "Naouka" 1965, p. 464.
5. Goloubitskii V.G., Koutnii A.M., Balenko V.G., Bogdan Y. You., Bagmet A.D., Étalonnage des clinomètres photoélectriques de l'Observatoire gravimétrique de Poltava -
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1975. 7, p. 55 à 58.
6. Evtouchenko E.Y., Résultats de l'analyse harmonique des observations clinométriques à Donbass pour 1962 à 1966.
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1971. 3, p. 52 à 60.
7. Evtouchenko E.Y., Résultats des observations clinométriques à Donbass au point "Torès II"
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1973. 5, p. 25 à 33.
8. Korba S.N., Programme de réduction d'une série de 30 jours d'observations des marées terrestres par la méthode de Matveyev sur BM - 220.
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1973. 5, p. 94 à 98.
9. Matveyev P.S., Remarques sur la moyenne des résultats de l'analyse harmonique des marées terrestres -
Travaux de l'Observatoire gravimétrique de Poltava. 1963. 12, p. 115-124.
10. Matveyev P.S., Analyse harmonique d'une série mensuelle d'observations des marées terrestres.
Marées terrestres. K. 1966. p. 51 à 79.
11. Matveyev P.S., Résultats de l'analyse harmonique des observations clinométriques à Schmakovo et Ingouliets.
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1972. 4, p. 105-170.
12. Matveyev P.S., Goloubitskii V.G., Bogdan Y. You., Slavinskaïa E.A., Observations clinométriques à Khristoforovka.
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1976. 8, p. 33 à 35.
13. Matveyev P.S., Goloubitskii V.G., Bogdan Y. You., Doubik B. S., Slavinskaïa E.A., Valeurs précisées des paramètres de la marée terrestre pour les points du profil clinométrique de Soumi-Kherson.
Ce fascicule p. 16 à 32.

14. Ostrovskii A.E., Clinomètre avec enregistreur photoélectrique. Étude des marées terrestres. 1961. N° 2, p. 41 à 75.
15. Poustilnik E.Y., Méthodes statistiques d'analyse et de réduction des observations M. "Naouka" 1968, 288.
16. King G.C., Bilham R.G., Tidal tilt measurement in Europe. Nature, Gr. Brit., 243, 1973. p. 74-75.
17. Matveyev P.S., Bogdan I. You., Goloubitskii V.G., Détermination of the M_2 constituent from the tilt observations along the profile Soumi-Kherson. Proc. the 7th Intern. Symposium of Earth tides (Sept. 1973), Budapest, 1975. p. 31-40.

DETERMINATION DES AMPLITUDES ET DES PHASES DES COMPOSANTES
DE L'ONDE METEOROLOGIQUE DIURNE DANS LES OBSERVATIONS
DES MAREES TERRESTRES

V.G. BALENKO, A.N. NOVIKOVA, S.N. KORBA

Rotation et déformations de marées de la
Terre - 9 - 1977, pp 56-60

Dans les stations du profil Kiev-Artemovsk les ondes de marées sont perturbées par l'onde météorologique diurne. Elle apparaît par suite des déformations élastiques de la couche supérieure du sol et de l'influence directe de la température sur les appareils.

L'onde météorologique diurne non due à la marée a une forme anormale. En été elle a un front avant raide et un arrière en pente douce. Sa forme diffère encore plus de la sinusoïde en hiver. Habituellement la forme et l'amplitude de cette onde varient d'une station à l'autre et dépendent du moment de l'année. A cause de cet aspect complexe elle influence toutes les harmoniques de marée et provoque une divergence des valeurs γ et $\Delta\phi$ obtenues par la réduction de séries mensuelles. Sans une étude de l'influence perturbatrice des facteurs météorologiques il est impossible d'améliorer la précision des observations des marées terrestres.

L'étude du spectre de l'onde météorologique diurne constitue une étape importante dans la solution de ce problème. Il faut donc réunir deux conditions contradictoires : l'augmentation de la précision des résultats de l'analyse spectrale exige un allongement de la série analysée, et l'augmentation de la capacité contenue dans leur information exige une diminution de sa longueur (dans le cas idéal un jour).

L'analyse spectrale de courbes théoriques a montré que la diminution de la longueur de la série analysée à moins d'un mois est utile puisqu'ainsi croissent rapidement les erreurs des amplitudes et des phases des harmoniques choisies. Une durée de 30 jours, même loin de l'idéal, convient par le fait qu'elle donne la possibilité de comparer les valeurs γ et $\Delta\phi$ obtenues par l'analyse harmonique avec des paramètres des ondes perturbatrices correspondantes obtenues par analyse spectrale de la dérive des clinomètres.

Le choix de la méthode de préparation initiale des données prévoyant l'élimination de la partie linéaire, de la marée et d'une constante constitue la seconde difficulté dans l'étude du spectre de l'onde météorologique diurne. Cette opération provoque inmanquablement une perturbation des amplitudes et des phases contenues dans la dérive des harmoniques avec les fréquences des ondes de marées. Nous appellerons dérive la courbe observée sans la constante de marée. La méthode du calcul de la dérive de l'enregistrement doit être telle que les perturbations dans la bande des ondes diurnes et semi-diurnes ne dépassent pas les erreurs propres à l'analyse spectrale elle-même. Comme nous le verrons plus loin on a réussi à satisfaire cette condition pour les stations du profil Kiev-Artemovsk (I). On a obtenu ici les constantes de l'onde M_2 avec une divergence ne dépassant pas 2 % et on a calculé pour la région du creux Dniepr-Donetz pour les ondes semi-diurnes les valeurs γ et $\Delta\phi$ avec une erreur correspondant à la précision de l'étalonnage des clinomètres :

$$\begin{aligned} \gamma_{NS} &= 0,694 \pm 0,003 & \Delta\phi_{NS} &= + 0^{\circ}05 \pm 0^{\circ}76 \\ \gamma_{EW} &= 0,716 \pm 0,005 & \Delta\phi_{EW} &= - 3^{\circ}18 \pm 0^{\circ}76 \end{aligned}$$

C'est pourquoi pour éliminer la composante de marée des ordonnées de départ on peut appliquer le procédé analogue au calcul du terme météorologique dans les observations des latitudes (2). Il consiste à soustraire de l'enregistrement l'inclinaison théorique multiplié par la valeur régionale γ .

Dans les stations du profil Kiev-Artemovsk la composante de marée sera éliminée de cette façon avec une précision de 1 %. On ne peut appliquer dans ce but les combinaisons choisies puisqu'on éliminera simultanément avec les ondes de marées l'apport de l'onde météorologique diurne.

Pour soustraire des ordonnées de la dérive la composante linéaire et le niveau constant, la série de 773 ordonnées $y(t)$ a été transformée préalablement par la combinaison de Pertsev du 18ème ordre en une série x_t de 737 ordonnées. Cette série ne renfermant pas d'harmoniques diurnes et semi-diurnes est partagée en 90 groupes de 25 ordonnées chacune dont les débuts sont déplacés de 8 heures. Dans chacun des groupes on a déterminé par moindres carrés les coefficients a_k et b_k des composantes $x_{k\tau} = a_k + b_k \tau$ où $k = 1, 2, \dots, 90$ et $\tau = -12, -11, \dots, 0, \dots, 11, 12$.

Ensuite pour chaque groupe k on a calculé 8 valeurs $x_{k\tau}$ pour $\tau = -4, -3, \dots, 2, 3$ qui sont soustraites des ordonnées correspondantes de la série y_t . Les ordonnées obtenues ont été soumises à l'analyse spectrale par la méthode de Fourier.

Les analyses spectrales faites avec les courbes théoriques ont montré que les altérations des ondes diurnes et semi-diurnes ne dépassent pas 1 % après les transformations décrites plus haut.

Pour obtenir le spectre de la dérive il est très utile d'appliquer la méthode de Fourier qui est bien adaptée pour l'analyse des observations de marées terrestres (3). Nous avons utilisé une méthode analogue après avoir appliqué la fenêtre rectangulaire de Hann et les formules de Filon. L'époque initiale du calcul est choisie de sorte que les vitesses angulaires des harmoniques calculées coïncident avec précision avec les ondes de marées S_1 et S_2 . Pour les ondes O_1 et N_2 la différence des vitesses angulaires est égale à 0,06 degré/heure et pour l'onde M_2 0,02 degré. Cette circonstance provoque une certaine erreur dans les résultats obtenus pour ces ondes. Cependant pour une courte durée quand les ondes séparées sont des groupes cette erreur n'est pas grande et on peut ne pas en tenir compte.

Tous les programmes de calcul ont été composés par S.N. Korba.

Notre but est de montrer les possibilités et les limites d'application de l'analyse spectrale de la dérive dans les observations clinométriques. Pour cela on n'a pris que les observations de Pokrovskaja Bagatekka (profondeur de 12 m) (4). En été on observe dans cette station dans la direction ouest-est une onde météorologique diurne intense dont l'amplitude atteint 0", 1 et les constantes harmoniques correspondent dans les limites des erreurs avec leurs valeurs régionales ($\gamma_{EW} = 0,719 \pm 0,008$). Ainsi, ces observations conviennent pour résoudre les problèmes étudiés ici.

On a soumis à l'analyse spectrale 12 séries mensuelles de la dérive de l'enregistrement dans cette station dans la direction est-ouest englobant toutes les époques de l'année (1972 à 1973). Pour chaque série la courbe théorique correspondante a été calculée en sommant toutes les ondes de la décomposition de Cartwright. Ces courbes, multipliées par le coefficient $\gamma = 0,719$ ont été soumises à l'analyse spectrale. Les amplitudes et les phases obtenues pour les groupes d'ondes sont données dans les tables 1 et 2 (ondes O_1 , K_1 , N_2 , M_2 et S_2).

Comme on le sait, les ondes O_1 et M_2 ne renferment pas d'harmoniques voisines ayant des amplitudes importantes. C'est pourquoi on peut estimer pour ces ondes comme divergence des amplitudes théoriques la valeur des erreurs (table 1) inhérentes à l'analyse spectrale même des séries mensuelles. On peut considérer en la première approximation qu'elles sont proportionnelles aux amplitudes de ces ondes.

Il est très important de déterminer en quoi les caractéristiques obtenues dans les tables 1 et 2 correspondent à l'apport réel de l'onde météorologique dans les constantes harmoniques. Pour cela les 12 séries d'inclinaisons observées sont soumises à l'analyse harmonique par la méthode de Matveyev. Les valeurs obtenues de γ et $\Delta\phi$ pour les cinq ondes fondamentales sont données dans les tables 3 et 4. Les valeurs correspondantes obtenues par les données de l'analyse spectrale après l'addition des ondes γ sont également données, les amplitudes et les phases de ces ondes sont tirées des tables 1 et 2.

TABLE 1

Amplitudes des ondes (en msec) obtenues par analyse spectrale de la dérive (I) et de l'inclinaison théorique lui correspondant (II).

Date du début de la série	a_1		K_1		N_1		M_1		S_1	
	I	II								
10.II 1972 r.	18,08	3,96	14,46	4,44	2,00	1,48	8,09	6,92	17,63	4,30
11.II	2,97	3,65	4,21	3,75	0,90	1,45	1,34	7,05	0,87	4,29
10.IV	0,91	3,77	0,22	4,95	0,12	1,51	0,42	7,21	0,50	3,57
10.V	5,41	4,00	21,00	6,43	0,50	1,41	0,59	7,28	2,35	2,59
9.VI 1973 r.	0,62	3,59	19,21	6,38	1,34	1,70	0,44	7,14	1,56	2,35
10.VII	3,16	3,73	36,71	5,74	1,40	1,73	1,42	7,05	5,03	3,20
12.VIII	2,68	3,47	43,07	4,17	1,47	1,47	1,96	7,14	10,40	4,05
15.IX	2,07	3,69	27,93	3,69	0,83	1,09	1,47	7,30	8,64	4,26
15.X	2,12	3,88	2,79	5,37	0,30	1,01	0,34	7,30	1,14	3,58
14.XI	1,02	3,73	2,08	6,59	1,31	1,33	0,11	7,30	1,77	2,72
13.XII 1972 r.	6,68	3,76	10,70	6,73	1,89	1,55	1,69	7,33	3,81	2,61
12.I 1973 r.	7,65	3,96	13,94	5,77	1,60	1,26	1,97	7,36	5,50	3,50

TABLE 2

Phases des ondes (en degrés) obtenues par analyse spectrale de la dérive (I) et de l'inclinaison (II) théorique lui correspondant.

Date du début de la série	a_1		K_1		N_1		M_1		S_1	
	I	II								
10.II 1972r.	129,20	200,26	260,39	184,26	331,85	340,48	229,76	95,49	72,23	215,73
11.III	160,38	239,64	231,19	132,92	250,90	22,03	247,17	106,96	294,58	202,62
10.IV	89,73	284,30	43,36	88,42	115,59	63,76	202,95	118,46	171,51	189,93
10.V	101,65	329,15	10,15	63,85	48,78	102,85	272,91	130,00	140,46	189,72
9.VI 1973r.	165,52	271,17	2,40	46,97	170,30	155,11	191,65	41,99	116,73	210,61
10.VII	129,59	336,14	8,82	29,99	292,83	227,98	222,68	77,63	149,03	217,27
12.VIII	14,34	86,41	9,59	2,50	155,67	10,81	130,81	161,80	153,51	217,56
15.IX	286,24	237,53	8,37	296,62	338,74	206,46	27,86	269,45	155,34	194,53
15.X	339,16	277,09	333,18	260,22	140,21	270,21	44,42	282,12	82,63	187,20
14.XI	331,30	316,68	296,29	241,49	63,63	325,60	242,05	115,02	43,82	194,41
13.XII 1972r.	107,48	72,94	224,54	227,23	53,68	307,33	262,04	20,46	17,88	214,92
12.I 1973r.	222,49	114,67	236,41	208,49	262,90	345,23	79,26	31,56	43,34	222,57

Les tables 3 et 4 permettent de constater que γ et $\Delta\phi$ obtenus par les deux procédés concordent. Ainsi la méthode de calcul que nous proposons des caractéristiques spectrales de l'onde météorologique diurne reflète de façon satisfaisante son apport dans les ondes de marées principales. Il faut dire que le degré de sûreté des résultats ainsi obtenus dépend de la différence entre la valeur γ prise pour le calcul de la marée théorique et de sa valeur propre au site d'observation. On peut affirmer que pour les stations du profil Kiev-Artemovsk cette différence se trouve dans les limites de précision de l'analyse spectrale. Pour les autres stations notamment les points présentant une valeur anormalement basse de γ pour les ondes semi-diurnes, le procédé proposé est inapplicable.

TABLE 3

Facteur d'amplitude γ , obtenu par les analyses harmonique (I) et spectrale (II).

a_1		K_1		M_2		M_2		S_2	
I	II								
3,558	3,953	2,685	2,302	1,848	1,779	0,605	0,582	2,380	3,038
0,876	1,061	0,898	0,746	0,545	0,562	0,669	0,597	0,685	0,917
0,558	0,583	0,732	0,730	0,761	0,813	0,725	0,713	0,813	0,854
0,626	0,804	2,813	3,621	0,874	0,898	0,668	0,670	1,224	0,948
0,720	0,714	2,752	2,190	0,750	1,346	0,648	0,664	0,997	0,586
0,204	0,337	5,345	6,016	1,147	1,358	0,613	0,584	1,501	1,454
0,953	1,003	8,234	6,744	0,461	0,455	0,822	0,872	2,247	2,783
1,169	1,050	5,629	4,185	0,956	0,418	0,698	0,660	2,081	2,582
0,857	1,048	0,846	0,963	0,700	0,435	0,709	0,700	0,679	0,733
0,941	0,948	0,900	1,139	0,789	0,688	0,737	0,723	0,402	0,309
2,008	2,009	1,827	2,490	1,123	1,067	0,667	0,657	0,400	0,309
1,384	1,498	2,409	2,747	1,123	1,128	0,883	0,864	0,392	0,421

TABLE 4

Phases (en degrés) obtenues par les analyses harmonique (I) et spectrale (II).

a_1		K_1		M_2		M_2		S_2	
I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
+68,62	+96,32	-66,97	-85,33	+13,98	+148,95	-75,85	-24,76	+132,15	+29,58
+39,20	+41,49	-49,14	-43,78	+10,41	+18,43	-6,10	-6,03	-6,46	-11,36
-4,07	-2,77	+1,15	+24,20	-3,92	-3,90	-3,33	-3,32	+2,52	+2,90
-88,64	-27,56	+44,22	-20,07	+18,16	+20,03	-2,49	-2,64	+26,89	+59,40
-2,61	+8,96	+37,60	+118,45	-1,23	-40,93	-9,72	+0,73	+52,54	+32,39
-60,05	-12,23	+20,04	+155,05	-38,46	-47,98	-6,13	-5,63	+42,08	+73,97
+0,94	+43,95	-8,60	-72,14	-53,84	-17,58	+7,96	+10,43	+40,04	+103,74
-8,70	-33,97	-61,65	-100,80	-50,97	-20,26	-10,94	-9,18	+25,01	+114,09
-25,77	-32,91	-24,14	-18,57	+4,46	+10,64	-2,60	-2,20	+17,76	+15,92
+4,21	-5,36	-12,73	-17,49	-44,20	-40,45	+0,95	+0,73	+30,83	+11,62
-17,23	-114,73	+1,16	+172,80	-53,72	-41,08	+14,73	+10,33	+129,43	-10,45
-84,63	-49,13	-18,63	-128,16	+54,09	+56,58	-9,38	-13,63	+172,47	+0,45

Lors de la réduction, l'accroissement de précision des constantes harmoniques des ondes de marées conduit parfois à l'hypothèse que les perturbations des ondes de marées sont proportionnelles à l'intensité de l'onde S_1 . On constate par les données de la table 1 que cette hypothèse ne se confirme pas dans beaucoup de cas. L'apport de l'onde diurne est déterminé par sa forme. On peut espérer qu'un plus grand progrès dans cette direction sera atteint si on considère dans ces méthodes que les perturbations des ondes de marées sont proportionnelles à l'intensité des harmoniques correspondantes obtenues par l'analyse spectrale de la dérive.

BIBLIOGRAPHIE

1. Balenko V.G., Koutnii A.M. - Quelques résultats des observations clinométriques d'après le profil Kiev-Poltava-Artemovsk.
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1973. 5, pp. 3 à 10
2. Filippov A.E. - Comparaison des observations de latitude de Poulkovo et Johannesbourg.
Travaux de l'Observatoire Gravimétrique de Poltava - 1956. 6. pp. 3 à 198.
3. Barsenkov S.N. - Analyse spectrale des variations de marées à Talgar.
Izv. Ac. des Sc. d'URSS. Physique de la Terre. 1967. N° 3, pp. 43 à 51.
4. Balenko V.G., Koutnii A.M., Novikova A.N. - Résultats des observations des inclinaisons de marées à la station de Pokrovskaja Bagatchka.
Rotation et déformations de marées de la Terre. 1975. 7, pp. 15 à 21.

INCLINAISONS LENTES DE LA SURFACE DE LA TERRE A "TORES-1"
D'APRES LES OBSERVATIONS DE 1962 A 1966

E.I. EVTOUCHENKO

Rotation et déformations de marées de
la Terre - VII - 1975, pp 26-30

De mai 1960 à février 1966 on a fait dans la mine 3 bis de Donbass un cycle d'observations clinométriques pour étudier les déformations de marées. Les observations ont été faites avec des pendules horizontaux Repsold-Levitski dont la meilleure qualité est la haute stabilité de la dérive. Les appareils ont été installés à une profondeur de 160 m en deux points spécialement équipés (Torès-I et Torès II) distant l'un de l'autre de 4 km. La réduction de toutes les données accumulées en ces points pour la détermination des ondes les plus importantes de la marée terrestre a déjà été faite et les résultats obtenus sont publiés {1 à 3}.

Cependant on peut aussi obtenir des données précieuses sur l'allure de l'inclinaison lente de la surface de la Terre (courbes de la dérive des clinomètres). L'intérêt de ces données a augmenté ces dernières années en relation avec le début de recherches intensives sur les mouvements actuels de l'écorce terrestre dans les polygones géodésiques spéciaux créés sur le territoire de l'URSS. Des recherches de ce genre ont été faites aussi dans le polygone géodynamique du Donetz sur le territoire duquel sont situés nos sites d'observations.

Nous donnons ici les observations des inclinaisons lentes au site "Torès I" d'après les données de la seconde série d'observations (décembre 1962 à novembre 1965).

Elles ont été enregistrées par deux pendules horizontaux installés dans des directions réciproquement perpendiculaires.

Le pendule M_1 a enregistré la composante dans l'azimut géodésique $A_1 = 121^{\circ}50'7$ et le pendule M_4 dans l'azimut $A_4 = 31^{\circ}50'7$ (l'azimut compté depuis le nord dans le sens des aiguilles d'une montre).

Pour construire les graphiques d'inclinaison nous avons utilisé les ordonnées n_t à 0h et 12h UT, préalablement converties en mesure angulaire.

Les sauts dans l'enregistrement inhérents à de longues lacunes dans les observations ont été pris en considération graphiquement. L'aspect général de ces graphiques est représenté sur la figure 1. L'effet des marées n'a pas été éliminé car sa valeur à l'échelle prise pour la représentation est inférieure aux limites de précision.

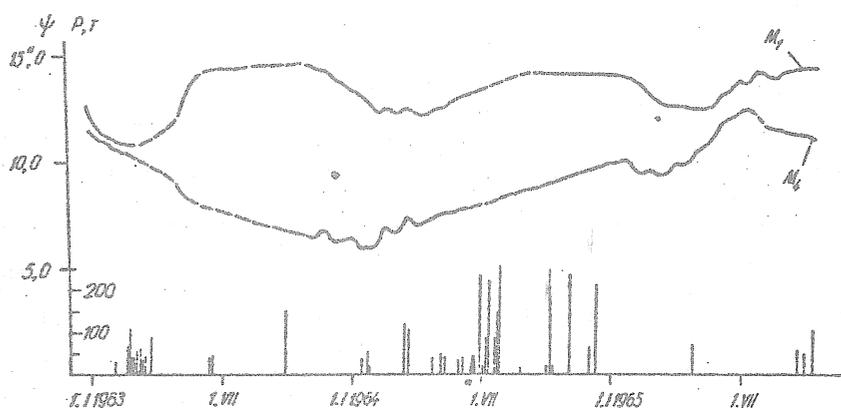


Fig. 1. Graphiques de l'inclinaison lente pour les pendules M_1 et M_4 (directions $A_1 = 121^\circ 50' 7$, $A_4 = 31^\circ 50' 7$).

Pour les deux composantes, la présence de variations saisonnières et l'absence d'allure systématique est caractéristique.

Pendant une période de près de trois ans, le pendule M_1 a indiqué une inclinaison positive ne dépassant pas deux secondes d'arc c'est à dire environ $0''7$ par an. A cause d'erreurs possibles que nous introduisons lors du calcul des sauts correspondant aux lacunes d'enregistrement, on peut supposer que la précision de l'estimation donnée sera probablement de plus de 50 à 60 % de la valeur de l'inclinaison mesurée. Ainsi la vitesse annuelle de l'inclinaison enregistrée par le pendule M_1 dans la direction $A_1 = 121^\circ 8$ peut être estimée à peu près à la valeur

$$\Delta n_t = (+0''7 \pm 0''4) / \text{an}$$

Il est notablement plus difficile de faire l'estimation pour la seconde composante enregistrée par le pendule M_4 (azimut $A_4 = 31^\circ 8$). Au cours de la première année d'observations (janvier 1963 à janvier 1964) le pendule M_4 a enregistré une inclinaison dérivant avec une vitesse d'environ $5''$ par an.

les variations saisonnières dues à une onde annuelle sont présentes dans l'inclinaison lente. Il est impossible d'en estimer avec précision l'amplitude à cause de son irrégularité et de la présence de lacunes dans l'enregistrement. L'estimation approximative d'après le graphique M_1 sur l'intervalle de deux ans (novembre 1963 à octobre 1965) donne une amplitude d'environ une seconde d'arc. Sur le graphique M_4 il n'y a pas apparition nette de cette onde.

La particularité intéressante de l'onde annuelle dans les inclinaisons au point "Torès-I" est le fait que dans les mois de printemps (de février à mai) elle se caractérise par des inclinaisons maximales vers l'ouest et dans les mois d'automne (de septembre à novembre) par des inclinaisons maximales vers l'est.

L'étude de la nature de l'onde annuelle est un problème complexe en théorie et en pratique. Nous ne nous arrêterons pas ici en détail sur cet important problème qui exige un examen spécial. En ce qui concerne les causes possibles provoquant l'apparition de cette onde nous noterons seulement ici le fait qu'elle n'est pas le résultat d'une influence directe des conditions de température dans la salle soit sur les clinomètres soit sur le socle. Bien que l'enregistrement régulier des variations de la température de l'air dans la salle n'ait pas été fait, des mesures de contrôle de la température faites de temps à autre avec un thermomètre à mercure précis se trouvant dans la salle ont montré l'absence d'une onde annuelle dans les variations de la température de l'air d'amplitude dépassant $0,2^\circ\text{C}$.

Apparemment la cause de l'onde annuelle dans l'inclinaison lente gît dans les déformations de température des couches supérieures du sol et de la roche dans les excavations souterraines de la mine.

La présence de l'onde annuelle dans l'inclinaison lente décelée au point "Torès-I" nous persuade une fois de plus du bien fondé de l'exigence d'une durée d'observations en tous cas supérieure à un an.

On sait que les clinomètres enregistrent non seulement les inclinaisons de marée, tectonique et météorologique mais également aussi toute une série d'effets perturbateurs en relation avec l'activité de production de la mine (percement de nouvelles galeries, extinction des couches de charbon travaillées, variation du régime de la ventilation et autre). Ceci ouvre la voie à une application pratique très utile des observations clinométriques pour la recherche de signes précurseurs de coups de mine et des dégagements brusques dans les mines.

La prévision de ces phénomènes est un des problèmes les plus importants de la mécanique géotechnique.

Pour résoudre ce problème on applique à présent tout un ensemble de méthodes. Les résultats des travaux des géophysiciens tchécoslovaques obtenus dans des points clinométriques dans les mines de charbon profondes pour la recherche de signes précurseurs (5,6) et également les premiers essais de réalisation d'observations clinométriques spéciales dans les mines {4} témoignent de la valeur de la méthode clinométrique dans les recherches.

Tenant compte de l'importance notée plus haut de la recherche des signes précurseurs des accidents de mine nous avons fait la comparaison des courbes que nous avons obtenues caractérisant l'inclinaison lente de la surface de la Terre au point "Torès-I" (fig. 1-2) avec les dégagements les plus importants de charbon et de gaz se produisant au moment des observations dans deux mines voisines situées à 12 à 14 km du point de l'observation (mine N° 12 Ouest et la mine XVII Partiezda). (Dans la mine 3bis on n'a observé au cours de toute la période qu'un micro-dégagement de charbon et de gaz).

Sur la figure 1 les époques de dégagements sont notées par des lignes verticales dont les hauteurs reflètent avec une échelle choisie la puissance (P) des dégagements correspondants (en tonnes de charbon). On a noté par des fléchettes sur le diagramme vectoriel uniquement les époques les plus fortes parmi les dégagements examinés. Par l'examen détaillé des parties des graphiques (fig. 1) et du diagramme vectoriel (fig. 2) antérieurs à ces époques, on peut observer une certaine régularité entre les variations saisonnières dans l'inclinaison lente et les dégagements (fig. 1) et également une variation dans la plupart des cas de la direction de l'inclinaison lente avant les dégagements.

En terminant, nous formulerons comme conclusions principales :

1. L'inclinaison lente de la surface de la Terre au point "Torès-I" renferme outre une petite composante tectonique, des variations saisonnières importantes liées à une onde de température annuelle ayant une amplitude d'environ une seconde d'arc et également des variations excessivement irrégulières d'origine technogènes dont la valeur peut atteindre quelques secondes d'arc.
2. Les observations clinométriques doivent être de longue durée et nécessairement multiples de l'année pour obtenir des données sûres au sujet de la composante tectonique de l'inclinaison lente.

3. Dans l'inclinaison lente de la surface de la Terre au point de "Torès-I" pour 1962-1965 on remarque une certaine régularité entre les variations dans l'inclinaison lente et les dégagements. Cependant pour une recherche de signes précurseurs de dégagements de charbon et de gaz, il faut une organisation de réseaux spéciaux de points clinométriques directement au fond de ces mines où les travaux s'accompagnent de dégagements.

BIBLIOGRAPHIE

1. EVTOUCHENKO E.I.
Rotation et déformations de marées de la Terre, Publ. 2K "Naoukova Doumka" 1970.
2. EVTOUCHENKO E.I.
Rotation et déformations de marées de la Terre, Publ. 3K, "Naoukova Doumka" 1971.
3. EVTOUCHENKO E.I.
Rotation et déformations de marées de la Terre, Publ. 5K, "Naoukova Doumka" 1973.
4. BAKHROUCHINE A.B.
Rotation et déformations de marées de la Terre, Publ. K., "Naoukova Doumka" 1970.
5. SKALSKY L.
Tilt observation before rockburst, - Studia Geophysikal et Geodetica, N 7, N 4. Praha, 1963.
6. SKALSKY L., PICHA J.
Evaluation of rockburst observed in 1958-1961 at tidal Stations of Brezove Hory (Pribram). - Comm. Observ. Royal de Belgique, N 236 (S.G.N 69). Bruxelles, 1964.

SUR LE CHOIX D'UNE VALEUR DE SENSIBILITE POUR L'ENREGISTREMENT
DES MAREES TERRESTRES AVEC DES CLINOMETRES PHOTOELECTRIQUES

V.G. GOLOUBITSKII, B.S. DOUBIK.

Rotation et déformations de marées
de la Terre 8, pp 47-50 - 1976.

Les clinomètres avec amplification photoélectriques {1} permettent d'enregistrer les inclinaisons dans un large diapason de sensibilité. Dans les stations du profil de marées terrestres de Soumi-Kherson la sensibilité des différents appareils a varié de 200 à 1500 mm/sec. d'arc. Les limites supérieures et inférieures ont été rencontrées très rarement. Une grande partie des valeurs de la sensibilité se trouve entre 400 et 1000 mm/sec. d'arc.

Les chercheurs ont habituellement choisi la valeur de la sensibilité sur la base de l'évolution de la précision de mesure des ordonnées de marées et de la précision de la détermination de la sensibilité elle-même. On a accepté de considérer que la sensibilité de l'appareil ne descend pas en dessous de 500 mm/sec. d'arc.

Dans notre article nous nous efforçons de trouver plus rigoureusement la sensibilité limite inférieure qu'il ne faut pas abandonner lors de l'enregistrement des inclinaisons de marées.

Nous montrerons avant tout quelles restrictions s'ajoutent au choix de la valeur de la sensibilité de l'erreur de mesure des ordonnées et de la sensibilité même. La valeur de n'importe quelle ordonnée de l'inclinaison η se calcule en mesure angulaire par la formule

$$\eta = \frac{y}{K}, \quad (1)$$

où K est la sensibilité de l'appareil, (mm/sec. d'arc), y est l'ordonnée, (mm) relevée directement sur le papier photographique.

A l'aide de la loi de répartition des erreurs accidentelles on peut écrire

$$\sigma_{\eta}^2 = \left(\frac{\partial \eta}{\partial y}\right)^2 \sigma_y^2 + \left(\frac{\partial \eta}{\partial K}\right)^2 \sigma_K^2 \quad (2)$$

ou

$$m_2 = \frac{1}{K} \sqrt{K^2 m_y^2 + y^2 m_K^2}, \quad (3)$$

où on désigne par m_n , m_y , m_k les erreurs quadratiques moyennes correspondantes.

Dans le cas des appareils Ostrovskii la sensibilité K est donnée par

$$K = Z_i \frac{I_o}{I_{ka}} \quad (4)$$

où Z_i est l'impulsion mesurée sur la bande, mm, et I_o/I_{ka} est la constante de l'appareil donné. Dans les calculs ultérieurs on peut prendre $I_o/I_{ka} = 50$ (sec. d'arc)⁻¹ puisque $I_o = 1$ mka/sec d'arc et la valeur la plus usitée $I_{ka} = 0,02$ Mka.

Si l'on prend $m_y = \pm 0,2$ mm et $m_{zi} = \pm 0,1$ mm (comme le montre l'essai de réduction des observations clinométriques, les erreurs de mesure y et z_i ne dépassent habituellement pas les valeurs admises) et si l'on prend les valeurs de y alors il est simple de construire le graphique de la fonction m_2 (k).

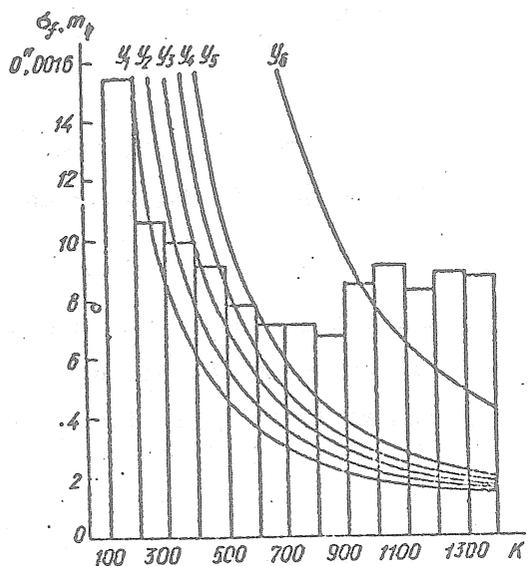


Fig. 1. Histogramme de la répartition de l'erreur d'une ordonnée d'après la valeur de la sensibilité K et graphiques des fonctions $m(K)$.

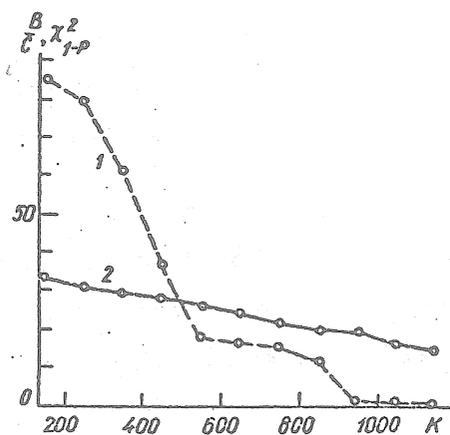


Fig. 2. Graphiques des fonctions

$$1 - \frac{B}{C}(K), \quad 2 - x^2_{1-p}(K)$$

Nous donnons à la figure 1 les graphiques $m_n(k)$ pour $Y_1 = 10$ mm, $Y_2 = 20$ mm, $Y_3 = 30$ mm, $Y_4 = 40$ mm, $Y_5 = 50$ mm et $Y_6 = 150$ mm. La valeur de Y mesuré se trouve dans les limites de 0 à 50 mm puisque la partie constante lors du passage des ordonnées exprimées en millimètres aux ordonnées exprimées en secondes d'arc est rejetée. $m_n(k)$ pour $Y_6 = 150$ mm est donné dans le but de montrer quelle est la valeur que peuvent atteindre les erreurs accidentelles des ordonnées η si on ne rejette pas la partie constante des ordonnées Y exprimées en millimètres.

Les courbes donnent la représentation de la valeur des erreurs accidentelles dans les ordonnées déterminées par les erreurs de mesure. Cependant dans les ordonnées réelles, outre les erreurs indiquées il y a des irrégularités à courte période de la dérive provoquées par l'influence de la température, de la pression et d'autres facteurs et qu'on peut traiter comme des erreurs accidentelles. L'ensemble des perturbations crée un bruit de fond moyen appelé "bruit blanc". Ce terme peut être appliqué jusqu'à un certain degré dans le cas envisagé. Il convient de noter que lors de l'augmentation ou de la diminution de la sensibilité le niveau du bruit blanc ne varie pas.

La présence du bruit blanc fait qu'une augmentation supplémentaire de la sensibilité ne donne pas d'augmentation réelle de la précision des ordonnées obtenues.

Pour trouver ce niveau de sensibilité nous utilisons les observations clinométriques dans la station permanente de "Soudievka" (2) par une première série d'observations faites avec deux paires de clinomètres Ostrovskii (appareils 08, 09, 57, 66).

On a appliqué aux ordonnées la combinaison d'erreurs

$$Z_{12,5} \left(Y_8 + \frac{Y_0}{2} \right) Z_1 Z_2$$

proposée par un des auteurs (3). Cette combinaison d'ordre 24 englobe un intervalle de deux jours, elle lisse bien la marée, la partie linéaire et quadratique de la dérive. Les nombres $e_1, e_2, e_3, \dots, e_n$ obtenus après application de cette combinaison aux ordonnées caractérisent l'erreur accidentelle des observations et la partie non éliminée de la dérive de l'appareil sur un intervalle de deux jours. Si nous avons n valeurs d'écart accidentels on peut calculer l'erreur quadratique moyenne d'une ordonnée par la formule

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum e_i^2}{24(n-1)}} \quad (5)$$

Après avoir appliqué la combinaison $Z_{12,5} (Y_8 + \frac{Y_0}{2}) Z_1 Z_2$ pour chaque intervalle de deux jours nous avons obtenu une seule valeur e_n . Ensuite pour les intervalles correspondants de deux jours on a calculé les valeurs de la sensibilité moyenne. Après cela, les valeurs en ont été groupées en intervalles de même sensibilité. Le groupement a été fait par 100 mm/sec d'arc c'est à dire pour les intervalles suivants : 101-200, 201-300, 300-400 mm/sec d'arc etc. On a obtenu en tout $f = 13$ de ces groupes. Pour chaque groupe on a calculé d'après la formule (5) les erreurs quadratiques moyennes d'une seule ordonnée σ_f .

En utilisant ces données nous avons construit un histogramme de la répartition des erreurs quadratiques moyennes d'une ordonnée σ_f d'après la valeur de la sensibilité K et nous l'avons comparé avec le graphique fait précédemment $m_n(K)$ (voir fig. 1). L'aspect de l'enregistrement montre que de 100 à 500 mm/sec d'arc les erreurs de σ_f sont à peu près les mêmes. Ce fait doit s'expliquer évidemment par le niveau du bruit blanc. Nous noterons une certaine augmentation de l'erreur quadratique moyenne pour le domaine $K = 900 + 1100$ mm/sec d'arc provoquée par la quantité insuffisante de valeurs e_n dans l'intervalle mentionné.

La comparaison de l'histogramme avec le graphique des fonctions $m_n(K)$ montre que pour $Y < 40$ mm, m_n ne dépasse pas σ_f même dans le cas de $K = 500$ mm/sec d'arc. Par conséquent, la tentative d'augmenter la précision en augmentant la sensibilité au delà de 500 mm/sec d'arc ne conduit pas au résultat espéré puisque dans ce cas la précision sera limitée principalement par le niveau existant du bruit blanc. Dans le cas de $Y = 150$ mm les erreurs m_n sont significatives jusqu'à la sensibilité de 950 mm/sec d'arc; ce qui montre la nécessité de rejeter la partie constante lors de la réduction.

En résumant ce qui a été fait plus haut on peut affirmer que pour $K > 500$ mm/sec d'arc la précision de détermination des constantes harmoniques dans le cas de $Y < 400$ mm ne dépend pas de la valeur de la sensibilité. Pour trouver avec plus de précision la limite où σ_f ne dépend pas de K , nous avons utilisé le critère de Bartlett (4,5) conformément à l'hypothèse duquel sur l'égalité des dispersions générales c'est à dire l'égalité des valeurs σ_f pour des sensibilités différentes s'applique si pour le niveau donné de signification p de la répartition de Pearson se réalise l'inégalité

$$\frac{B}{C} < \chi^2_{p, f}$$

(6)

où

$$B = N \sum_{i=1}^f n_i \sigma_i^2 - \sum_{i=1}^f n_i \ln \sigma_i^2, \quad (7)$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(f-1)} \left(\sum_{i=1}^f \frac{1}{n_i} - \frac{1}{N} \right), \quad (8)$$

ainsi

$$S = \sum_{i=1}^f n_i \sigma_i, \quad N = \sum_{i=1}^f n_i. \quad (9)$$

Après avoir utilisé les équations données, nous avons calculé la relation $\frac{B}{C}$ pour $f = 13$. Ensuite, après avoir rejeté le premier intervalle (101-200 mm/sec d'arc) nous avons trouvé à nouveau la valeur $\frac{B}{C}$. Nous avons fait la même opération jusque $f=2$. On a obtenu ainsi $f=1$ des valeurs de la relation $\frac{B}{C}$, en utilisant celles-ci nous avons construit le graphique de la fonction $\frac{B}{C} (K)$ (fig. 2). Sur ce même dessin est souligné l'aspect de la fonction $\chi^2_{1-p} (K)$ c'est à dire la répartition de Pearson pour les dispersions générales des séries composées de 13, 12, 11 2 intervalles. Le niveau de signification choisi a été $p = 0,001$.

Dans le cas envisagé le critère de Bartlett (voir fig. 2) permet d'affirmer que la dispersion générale des mesures des constantes harmoniques dépend de la valeur de la sensibilité pour $K < 500$ mm/sec d'arc et ne dépend pas de la sensibilité pour $K > 500$ mm/sec d'arc.

CONCLUSIONS

Pour augmenter la précision de détermination des constantes harmoniques, il faut rejeter la partie constante.

Si les ordonnées mesurées en valeur absolue ne dépassent pas 40 à 50 mm, il est souhaitable de prendre $K = 500$ mm/sec d'arc à titre de limite inférieure de sensibilité pour les appareils Ostrovskii.

BIBLIOGRAPHIE

1. OSTROVSKII A.E.

Etude des marées terrestres 2. Edit. Ac. des Sc. d'URSS M. 1961.

2. MATVEYEV P.S. et autres,

Rotation et déformations de marées de la Terre. 7 "Naoukova Doumka" Kiev 1975.

3. DOUBNIK B.S.

Rotation et déformations de marées de la Terre. 7 "Naoukova Doumka" Kiev 1975.

4. POUSTILNIK E.Y.

Méthodes statistiques de l'analyse et de la réduction des observations "Naouka" M. 1968.

5. BOLCHEV L.N., SMIRNOV N.V.

Tables de statistique mathématique "Naouka" M. 1965.

RESULTATS PRINCIPAUX DE L'ANALYSE HARMONIQUE DES OBSERVATIONS CLINOMETRIQUES
 A L'OBSERVATOIRE ASTRONOMIQUE ENGELHARDT
 POUR LA PERIODE DE 1952 A 1966.

J.A. OURASSINA

RESUME

Nous donnons ici les résultats principaux de l'analyse harmonique des observations clinométriques à l'O.A.E. pour la période de 1952 à 1954 et de 1960 à 1966. On compare les valeurs γ et χ obtenues par trois méthodes : B.P. Pertsev, P.S. Matveyev et A. Venedikov. Les valeurs γ et χ pour l'onde M_2 en NS et EW se correspondent pratiquement :

$$\begin{aligned} \gamma_{NS} &= 0.697 \pm 0.004, & \chi_{NS} &= + 1^{\circ}1 \pm 0^{\circ}7 \\ \gamma_{EW} &= 0.703 \pm 0.004, & \chi_{EW} &= - 0.6 \pm 0.6 \end{aligned}$$

Des observations systématiques des inclinaisons de marées de la surface de la Terre ont été faites depuis 1952 à la station clinométrique de l'Observatoire Astronomique Engelhardt (OAE) (1).

A.K. Ivanova a fait les premières observations avec des pendules horizontaux Repsold-Levitskii (R.L.) ayant une sensibilité de 50-130 mm/1". Cette série d'observations a été réduite en deux séries annuelles par les méthodes de Darwin et Orlov (2). Considérant les exigences accrues quant à la qualité des observations et la méthode de réduction nous avons à nouveau examiné cette série. On a éliminé les observations présentant des lacunes, les périodes de réglage et celles où la sensibilité des appareils n'est pas sûre. La partie restante des observations a été réduite à nouveau en séries mensuelles indépendantes par la méthode de B.P. Pertsev (3) avec un déplacement du jour central de 1, 2, n jours.

En 1960 les appareils Repsold-Levitskii ont été remplacés par des séismoclinomètres photo-électriques Ostrovskii (O) (4) dont la sensibilité est de 300 à 400 mm/1".

A la fin de 1963 on a installé à l'Observatoire des clinomètres Ostrovskii encore plus sensibles (700 à 1000 mm/1") et améliorés (5). On a continué avec eux les observations jusqu'en 1973.

Nous donnons dans les tables 1 et 2 un résumé des résultats (γ et χ) de l'analyse harmonique (en séries mensuelles) par la méthode de Pertsev pour les périodes 1952-1954 et 1960-1966. La valeur positive de χ correspond à une avance de l'onde observée par rapport à l'onde théorique. Les valeurs γ et χ sont des moyennes vectorielles (6). Dans les tables 1 et 2, n désigne le nombre de valeurs γ et χ appelées "instantanées" obtenues à la suite des déplacements journaliers de la série mensuelle d'observations; m est le nombre de séries indépendantes mensuelles; A_T est la valeur théorique de l'amplitude de l'onde de marée.

Les erreurs quadratiques moyennes définitives ϵ_γ et ϵ_χ ont été calculées pour toutes les séries indépendantes en tenant compte de l'erreur quadratique moyenne pour l'instrument considéré. Les observations de meilleure qualité de 1964 à 1966 avec les appareils de haute sensibilité (N° 018, 019, 7 et 12) ont été réduites (7) non seulement par la méthode de Pertsev mais aussi par la méthode par moindres carrés de A. Venedikov (V) (8). La réduction par cette dernière méthode répond aux recommandations du symposium de Leningrad sur les observations clinométriques (mai 1968) et a été faite par les soins du Centre International des marées terrestres avec l'accord et sous la direction du Professeur P. Melchior (9). La comparaison des résultats de cette réduction avec les résultats de la réduction d'après la méthode de Pertsev est donnée dans les tables 3 et 4 pour les composantes NS et EW.

Il est apparu que pour l'onde principale semi-diurne M_2 les deux méthodes ont donné les mêmes résultats. Mais comme la méthode de Venedikov s'applique directement à de grandes masses d'observations (870 jours en NS et 656 en EW), elle peut séparer les ondes S_2 de K_2 , N_2 de $2N_2$, K_1 et O_1 de l'onde météorologique S_1 . Comme il s'ensuit des tables 3 et 4, pour notre station l'onde S_1 est d'un ordre plus grand que pour les stations profondes de 50 mètres et plus (9).

C'est pourquoi les valeurs γ et χ obtenues pour les ondes S_2 , N_2 , K_1 et O_1 par la méthode de Venedikov sont plus sûres que par la méthode de Pertsev. Nous sommes arrivés à la même conclusion après avoir réduit des observations continues de 1966 par les trois méthodes : Pertsev (P) Matveyev (M) (10) (en séries mensuelles) et par la méthode de Venedikov (V).

Nous donnons dans la table 5 la comparaison des résultats de cette réduction. Nous verrons que pour toutes les ondes les méthodes de Pertsev et Matveyev donnent pratiquement les mêmes valeurs γ avec les mêmes erreurs.

TABLE 1
 Résultats fondamentaux de la réduction des observations de 1952 à 1966 par la méthode de Pertsev. Composante N.S.

années des observations	Type et numéro de l'appareil	n	m	M ₂ A _T = 7.32 MC		S ₂ A _T = 3.41 MC		N ₂ A _T = 1.40 MC		K ₁ A _T = 3.34 MC		O ₁ A _T = 2.37 MC	
				Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X
1952-1954	P-π	72	9	0.694 ± 0.011	+ 0.2 ± 3.0	0.669 ± 0.058	+ 16.6 ± 6.0	0.630 ± 0.118	- 0.7 ± 5.3	0.751 ± 0.132	+ 19.4 ± 12.7	0.778 ± 0.081	+ 2.5 ± 2.8
1960-1964	O. N° 692 693	125	20	0.663 ± 0.009	- 1.0 ± 1.2	0.579 ± 0.010	+ 0.4 ± 3.7	0.668 ± 0.026	+ 1.1 ± 2.8	0.747 ± 0.070	- 1.6 ± 8.4	0.693 ± 0.083	- 1.5 ± 6.5
1964	O. N° 019	75	7	0.717 ± 0.006	+ 1.5 ± 0.8	0.738 ± 0.041	+ 11.7 ± 1.1	0.667 ± 0.030	- 8.1 ± 3.6	0.700 ± 0.181	+ 23.9 ± 3.6	0.795 ± 0.142	- 13.9 ± 7.2
1965	O. N° 7 (7+12)	125	7	0.715 ± 0.008	+ 2.6 ± 3.1	0.625 ± 0.046	+ 19.0 ± 3.1	0.677 ± 0.021	+ 10.7 ± 3.7	1.019 ± 0.152	+ 36.9 ± 11.7	0.652 ± 0.189	- 13.2 ± 4.1
1966	O. N° 7	355	13	0.699 ± 0.007	+ 1.4 ± 0.9	0.673 ± 0.047	+ 12.6 ± 3.1	0.686 ± 0.057	+ 1.6 ± 2.8	0.811 ± 0.199	+ 40.6 ± 13.7	0.784 ± 0.041	- 10.0 ± 3.6
moyenne générale vectorielle		752	56	0.697 ± 0.004	+ 1.1 ± 0.7	0.653 ± 0.016	+ 12.1 ± 1.8	0.672 ± 0.025	+ 1.9 ± 1.6	0.789 ± 0.056	+ 30.8 ± 5.3	0.744 ± 0.046	- 8.3 ± 2.7

TABLE 2
 Résultats fondamentaux de la réduction des observations 1952 à 1966 par la méthode de Pertsev. Composante E.W.

années des observations	Type et numéro de l'appareil	n	m	M ₂ A _T = 8.86 MC		S ₂ A _T = 4.13 MC		N ₂ A _T = 1.70 MC		K ₁ A _T = 7.58 MC		O ₁ A _T = 5.58 MC	
				Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X
1952-1954	P-π	87	11	0.697 ± 0.014	- 0.9 ± 2.0	0.640 ± 0.049	+ 7.8 ± 4.1	0.681 ± 0.075	+ 1.9 ± 7.4	0.836 ± 0.086	- 0.9 ± 3.8	0.681 ± 0.024	- 4.6 ± 2.5
1960-1964	0. N° 692, 693	134	23	0.674 ± 0.004	- 0.8 ± 0.7	0.616 ± 0.024	+ 5.6 ± 2.1	0.631 ± 0.037	- 5.4 ± 2.9	0.797 ± 0.021	- 3.9 ± 2.9	0.665 ± 0.034	- 11.4 ± 2.4
1964	0. N° 018	62	6	0.736 ± 0.006	- 3.9 ± 1.9	0.841 ± 0.033	- 6.7 ± 2.7	0.711 ± 0.061	- 1.9 ± 5.2	0.828 ± 0.061	- 0.1 ± 5.4	0.653 ± 0.058	+ 0.7 ± 9.3
1965-1966	0. N° 12	294	14	0.711 ± 0.010	+ 0.4 ± 0.8	0.900 ± 0.034	- 2.0 ± 1.9	0.634 ± 0.039	+ 3.5 ± 3.5	0.956 ± 0.071	+ 5.6 ± 3.2	0.637 ± 0.036	- 4.4 ± 2.9
moyenne générale vectorielle		577	54	0.703 ± 0.004	- 0.6 ± 0.6	0.786 ± 0.017	- 0.3 ± 1.4	0.644 ± 0.025	+ 1.1 ± 2.6	0.885 ± 0.028	+ 2.1 ± 1.8	0.662 ± 0.019	- 5.4 ± 1.9

TABLE 3
 Comparaison des résultats de la réduction des observations de 1964 à 1966 par les méthodes de Pertsev (P) et Venedikov (V)
 Composante NS

années des observations	Méthode de réduction	Numéro de l'appareil	n	m	M ₂		S ₂		N ₂		K ₁		O ₁		S ₁	
					Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X
1964	P	019	75	7	0.717 + 1.5 ±.006 ± 0.8	1.5	0.738 + 11.7 ±.041 ± 1.1	11.7	0.667 - 8.1 ±.030 ± 3.6	8.1	0.700 + 23.9 ±.161 ± 13.5	23.9	0.795 - 13.9 ±.142 ± 7.2	13.9		
1965	P	7	125	7	0.702 + 2.4 ±.006 ± 0.7	2.4	0.612 + 20.6 ±.070 ± 4.4	20.6	0.672 + 10.9 ±.040 ± 4.6	10.9	1.067 + 41.5 ±.192 ± 11.8	41.5	0.597 - 14.8 ±.185 ± 8.0	14.8		
1966	P	7	263	12	0.709 + 1.1 ±.007 ± 0.9	1.1	0.658 + 13.7 ±.047 ± 3.1	13.7	0.666 + 1.1 ±.057 ± 2.8	1.1	0.887 + 53.3 ±.199 ± 13.7	53.3	0.766 - 8.2 ±.041 ± 3.6	8.2		
moenne générale vectorielle																
1964-66	P	7 019	463	26	0.708 + 1.5 ±.004 ± 0.5	1.5	0.657 + 15.1 ±.031 ± 1.9	15.1	0.664 + 2.3 ±.030 ± 2.0	2.3	0.892 + 45.9 ±.116 ± 8.0	45.9	0.724 - 10.7 ±.066 ± 3.3	10.7		
1964-66	V	7 019	870 ^d		0.708 + 1.3 ±.006 ± 0.4	1.3	0.696 + 14.2 ±.012 ± 0.9	14.2	0.699 - 3.3 ±.028 ± 2.3	3.3	0.857 + 34.2 ±.038 ± 2.5	34.2	0.751 - 10.0 ±.052 ± 4.0	10.0	129.5 - 78.2 ± 7.0 ± 3.1	

TABLE 4

Comparaison des résultats de la réduction des observations de 1954 à 1966 par les méthodes de Pertsev (P) et Venedikov (V)

Composante EW

années des observations	Méthode de réduction	Numéro de l'appareil	n	m	M ₂		S ₂		N ₂		K ₁		O ₁		S ₁	
					Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X
1964	P	018	62	6	0.736 - 3.9 ±.006 ± 1.9	0.841 - 6.7 ±.033 ± 2.7	0.711 - 11.9 ±.061 ± 5.2	0.828 - 0.1 ±.061 ± 5.4	0.653 ± 0.7 ±.058 ± 7.2							
1965	P	12	39	3	0.714 - 3.2 ±.012 ± 0.5	0.806 + 2.3 ±.025 ± 1.9	0.811 - 3.9 ±.095 ± 6.6	0.892 + 14.1 ±.142 ± 9.0	0.700 - 1.6 ±.056 ± 4.2							
1966	P	12	255	11	0.711 + 0.9 ±.012 ± 1.0	0.915 - 2.9 ±.043 ± 2.4	0.608 + 5.0 ±.042 ± 4.1	0.967 + 4.4 ±.082 ± 3.2	0.628 - 4.9 ±.043 ± 3.5							
Moyenne vectorielle générale																
1964-66	P	018 12	356	20	0.718 - 0.3 ±.007 ± 0.8	0.889 - 2.8 ±.026 ± 1.6	0.644 + 0.6 ±.033 ± 2.9	0.933 + 4.7 ±.053 ± 2.8	0.640 - 3.5 ±.030 ± 3.0							
1964-66	V	018 12	656 ^d		0.719 - 1.0 ±.008 ± 0.6	0.867 - 2.6 ±.016 ± 1.1	0.707 - 3.4 ±.040 ± 3.2	1.031 + 3.1 ±.030 ± 1.7	0.723 - 5.0 ±.040 ± 3.1						53.6 + 12.7 ±5.7 ± 6.2	

TABLE 5

Comparaison des résultats de l'analyse harmonique par les méthodes de Pertsev (P), Matveyev (M) et Venedikov (V)

n	Nombre de jours	Méthode	M ₂		S ₂		N ₂		K ₁		D ₁	
			Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X
263	376 ^d	P	Composante NS									
			0.709 + 1:1	0.658 + 13:7	0.663 + 1:1	0.867 + 53:3	0.766 - 8:2					
			±0.007 ± 0.9	±0.047 ± 3.1	±0.057 ± 2.8	±0.199 ± 13.7	±0.041 ± 3.6					
263	376	M	Composante NS									
			0.707 + 0.9	0.657 + 13.9	0.673 + 1.2	0.869 + 53.0	0.760 - 8.7					
			±0.007 ± 0.8	±0.051 ± 3.0	±0.047 ± 2.3	±0.189 ± 13.6	±0.048 ± 3.2					
255	332	V	Composante NS									
			0.707 + 1.5	0.694 + 12.0	0.684 + 0.3	0.804 + 36.3	0.823 - 13.2					
			±0.009 ± 0.7	±0.018 ± 1.4	±0.044 ± 3.7	±0.054 ± 3.8	±0.074 ± 5.1					
255	332	P	Composante EW									
			0.711 + 0:9	0.915 - 2:9	0.608 + 5:0	0.967 + 4:4	0.628 - 4:9					
			±0.012 ± 1.0	±0.043 ± 2.4	±0.042 ± 4.1	±0.082 ± 3.2	±0.043 ± 3.5					
255	332	M	Composante EW									
			0.711 + 0.6	0.907 - 2.9	0.614 2.7	0.954 + 4.5	0.630 - 4.8					
			±0.009 ± 0.6	±0.044 ± 2.8	±0.036 ± 4.0	±0.108 ± 3.2	±0.045 ± 3.9					
255	332	V	Composante EW									
			0.713 + 0.1	0.898 - 1.7	0.675 + 4.4	1.059 + 3.7	0.758 - 4.6					
			±0.010 ± 0.8	±0.021 ± 1.4	±0.052 ± 4.4	±0.040 ± 2.2	±0.054 ± 4.1					

La méthode de Venedikov donne une bonne concordance avec ces méthodes uniquement pour l'onde M_2 . Comme précédemment, la méthode de Venedikov a amélioré sensiblement les résultats pour les ondes S_2 , N_2 (NS) et N_2 , O_1 (EW). Bien que les valeurs absolues γ et χ pour S_2 (EW) et K_1 (NS, EW) n'aient pas varié, toutes les erreurs de ces valeurs ont diminué ce qui témoigne en faveur des résultats d'après la méthode de Venedikov.

Pour la période de 1952 à 1966, pour la station clinométrique OAE on a obtenu pour les trois types différents d'appareils 56 mois d'observations en NS et 54 en EW. Puisque toutes les observations de cette période sont réduites par la méthode de Pertsev et les résultats pour l'onde principale M_2 , comme on l'a déjà dit, sont confirmés par les méthodes de Matveyev et Venedikov alors à titre des valeurs γ et χ les plus sûres pour cette onde nous avons pris les valeurs obtenues par la méthode de Pertsev. Tenant compte de la préférence de la méthode de Venedikov pour la détermination des ondes S_2 , N_2 , K_1 et O_1 on a pris pour ces ondes les valeurs obtenues par la méthode de Venedikov. Dans la table 6 en tenant compte de tout ce qui a été dit on donne un résumé des valeurs les plus sûres de γ et χ pour toutes les ondes principales de la marée. La table 6 montre que toutes les ondes semi-diurnes pour la composante NS donnent les mêmes valeurs γ .

On peut dire la même chose pour les ondes M_2 , N_2 et O_1 en EW. Les valeurs moyennes γ et χ pour l'onde M_2 pour NS et EW se correspondaient pratiquement :

$$\gamma_{NS} = 0.697 \pm 0.004$$

$$\chi_{NS} = +1^{\circ}1 \pm 0^{\circ}7$$

$$\gamma_{EW} = 0.703 \pm 0.004$$

$$\chi_{EW} = -0^{\circ}6 \pm 0^{\circ}6$$

Ces résultats sont voisins de ceux qui ont été pris comme les meilleurs en Union Soviétique et déterminés dans les galeries d'Ukraine (Schevtchenko, Samotoevka) dans les galeries et mines près de Moscou (Sianovo - 3) et au Kazakstan (Talgar).

TABLE 6

Valeurs les plus sûres γ et χ pour la période de 1952 à 1954 et 1960 à 1966

Compo- sante	M_2		S_2		N_2		K_1		O_1	
	γ	χ	γ	χ	γ	χ	γ	χ	γ	χ
NS	0.697 + 1°1 ±.004 ± 0.7		0.696 + 14°2 ±.012 ± 0.9		0.699 - 3°3 ±.028 ± 2.3		0.857 + 34°2 ±.038 ± 2.5		0.751 - 10°0 ±.052 ± 4.0	
EW	0.703 - 0°6 ±.004 ± 0.6		0.867 - 2°6 ±.016 ± 1.1		0.707 - 3°4 ±.040 ± 3.2		1.031 ± 3°1 ±.030 ± 1.7		0.723 - 5°0 ±.040 ± 3.1	

Les valeurs moyennes pondérées γ et χ pour les 110 mois d'observations pour les deux composantes sont égales à :

$$\gamma_{\text{moy}} = 0.700 \pm 0.003, \quad \chi_{\text{moy}} = + 0°6 \pm 0°6.$$

Malheureusement notre station n'est pas assez profonde et étant donné la forte influence de l'onde météorologique S_1 il est difficile d'obtenir des valeurs non altérées de γ pour l'onde K_1 . A cause de cela il est impossible de déterminer avec précision la différence $\gamma_{K_1} - \chi_{O_1}$ présentant un grand intérêt dans le problème de la structure interne de la Terre. Pour obtenir des valeurs sûres de cette différence il faut une station plus profonde du type galerie.

Les valeurs γ et χ données dans la table 6 doivent encore être corrigées de l'influence des effets indirects. Cependant on n'a à présent que des corrections approximatives de $\Delta\gamma$ et $\Delta\chi$ des marées océaniques (12). Pour notre station pour les composantes NS et EW pour l'onde M_2 elles sont

$$\begin{aligned} \Delta\gamma_{\text{NS}} &= +0.024, & \Delta\chi_{\text{NS}} &= +0°2; \\ \Delta\gamma_{\text{EW}} &= +0.015, & \Delta\chi_{\text{EW}} &= -1°4. \end{aligned}$$

Après avoir tenu compte de ces corrections, nous obtiendrons les valeurs corrigées suivantes de γ' et χ' pour M_2 :

$$\begin{aligned} \gamma'_{\text{NS}} &= 0.721 \pm 0.004 & \chi'_{\text{NS}} &= + 1°3 \pm 0°7 \\ \gamma'_{\text{EW}} &= 0.718 \pm 0.004 & \chi'_{\text{EW}} &= - 2°0 \pm 0°6 \end{aligned}$$

Les moyennes pondérées leur correspondant pour les deux composantes sont

$$\gamma'_{\text{moy}} = 0.720 \pm 0.003 \quad \chi'_{\text{moy}} = - 0°3 \pm 0°6$$

A cause de l'égalité effective de γ'_{NS} et γ'_{EW} et également de la haute précision des résultats obtenus la valeur moyenne γ'_{moy} peut être utilisée pour déterminer le nombre de Love k caractérisant les propriétés élastiques de la Terre. Pour cela nous utilisons le rapport $k = 0.489 h$, proposé par M.S. Molodenskii pour un des modèles du noyau de la Terre (M) (12). Alors dans le cas du calcul de l'influence de l'océan $k = 0.268 \pm 0.003$. Si on prend $\gamma'_{moy} = 0.700 \pm 0.003$ non corrigé de l'océan alors $k = 0.287 \pm 0.003$. Pour la relation $k = 0.504h$ donnée par P. Melchior (14) on a obtenu 0.285 (en tenant compte de l'océan) ou $k = 0.305$ (sans tenir compte de l'océan).

Les calculs théoriques de M.S. Molodenskii pour les deux modèles de Terre avec un noyau liquide donnent $k = 0.302$ (M) et 0.307 (M1) (13).

Pour comparaison nous donnerons certaines valeurs obtenues par l'analyse d'autres observations. Ainsi les observations clinométriques dans les stations sédimentaires d'Ukraine ont donné sans tenir compte des océans :

$$k = 0.298 \pm 0.008 \text{ (NS)} , \quad k = 0.277 \pm 0.004 \text{ (EW)}$$

En tenant compte des corrections approximatives de l'océan $k = 0.271$ (M.S.) et $k = 0.252$ (EW) (du rapport de V.G. Balenko et V.G. Boulatsen à la conférence du jubilé de l'Observatoire Gravimétrique de Poltava, Poltava, septembre 1976). Ces valeurs correspondent effectivement avec les nôtres. Par les observations de latitudes du mouvement des pôles on a obtenu $k = 0.243$ en tenant compte de la mobilité des océans d'après Molodenskii et $k = 0.28$ sans en tenir compte (15). Ces valeurs sont également voisines de celle que donne notre station.

Par les observations gravimétriques on obtient des valeurs de k un peu plus hautes. Ainsi en Ukraine et au Kazakhstan (Talgar) ces observations ont donné respectivement en tenant compte des océans 0.301 et 0.300 (du même rapport de Balenko et Boulatsen). Par les observations de l'irrégularité de rotation de la Terre G.P. Pilnik (16) a obtenu cette même valeur : $k = 0.302 \pm 0.005$. Les observations à l'Observatoire Engelhardt ont donné $k = 0.327 \pm 0.036$ (17).

Les différences dans la valeur k , sont déterminées probablement par le calcul incomplet des effets indirects sur les observations clinométriques, gravimétriques et astronomiques. Malheureusement nous ne connaissons pas à présent les corrections précises de ces effets.

BIBLIOGRAPHIE

1. A.K. Ivanova, Izv. Obs. Astr. Eng. N°27, 83, 1951.
2. A.K. Ivanova, Bulletin de l'O.A.E. N°34, 29, 1959.
3. B.P. Pertsev, Izv. Ac. des Sc. URSS Série Géophys. n°8, 246, 1958.
4. A.E. Ostrovskii, Bulletin du Comité de Séismologie N°6, 1957.
5. A.E. Ostrovskii, "Etude des marées terrestres" Publ. Ac. des Sc. URSS, M. 1961, page 41.
6. P.S. Matveyev, Trav. de l'obs. grav. de Poltava. Tome 12, 115, 1963
7. I.A. Ourassina, "Rotation et déformations de marées" de la Terre. Edit. Naoukova Doumka Kiev 1970 p. 206.
8. A.P. Venedikov, Comm. Obs. Roy. Belgique, 250, S.G., 71, 463, 1966.
9. P. Melchior, Marées Terrestres, Bull. Inf., 54, 2600, 1969.
10. P.S. Matveyev, "Marées terrestres" Ed. "Naoukova Doumka" Kiev 1966 p. 51.
11. A.E. Ostrovskii, Z.N. Aksentieva, P.S. Matveyev, Rapports du symposium international sur l'échange d'expériences des observations clinométriques et de l'examen critique de leur sens physique. Leningrad 1968, Edit. Comité Géophys. M. 1969 p. 36.
12. B.P. Pertsev, Comm. Obs. Roy. Belgique, Vier Symp. Inter. Marées Terrestres, 1970, p. 115.
13. M.S. Molodenskii, M.V. Kramer, Marées terrestres et nutation de la Terre. Edit. Ac. des Sc. URSS M. 1961.
14. P. Melchior, Marées Terrestres. Edit. "Mir" M. 1968.
15. N.N. Pariiskii, Izv. Ac. des Sc. URSS Série Géophys. n°2, 193, 1963.
16. G.P. Pilnik, Publ. "Rotation et déformations de marées de la Terre". Edit. "Naoukova Doumka" Kiev 1970 p. 56
17. P. Melchior, B. Georis, Comm. Obs. Roy. Belgique, S.G., 86, 268, 1968.

SUR L'INFLUENCE DE L'ONDE METEOROLOGIQUE DIURNE S_1 SUR LES RESULTATS
DE L'ANALYSE HARMONIQUE DE 11 ANNEES (1930 à 1941)
DE LA SERIE D'OBSERVATIONS CLINOMETRIQUES A POLTAVA

V.G. BOULATSEN, I Iou BOGDAN

Rotation et déformations de marées de la Terre

pp 48-51, Vol 10-1978

Pour assurer une estimation plus objective de la série de 11 ans d'observations des inclinaisons de marées à Poltava, une nouvelle réduction a été entreprise par séries mensuelles et on a fait une analyse statistique des caractéristiques ainsi trouvées. On a découvert des perturbations systématiques très importantes dues à des déterminations pas toujours sûres et insuffisamment fréquentes de la sensibilité et également à l'influence de facteurs météorologiques et en premier lieu de la température. Ainsi l'influence de la température s'est fait sentir directement (variation de la température dans la salle des observations) et indirectement (déformations de température de la couche supérieure du sol se transmettant à la petite profondeur sur laquelle se font les observations). Cette dernière circonstance a poussé les auteurs du travail (2) à accorder une attention particulière à la perturbation de température et à corriger les caractéristiques de marées γ_{M_2} et $\Delta\phi_{M_2}$ de l'influence de l'onde météorologique diurne S_1 d'origine thermique. Cette correction a conduit à une diminution de la valeur absolue $\gamma(M_2)$ de 4,5 % pour la composante NS après avoir augmenté l'erreur de détermination de cette valeur de plus de deux fois.

En reconnaissant le caractère très approximatif de la méthode utilisée, les auteurs du travail (2) n'excluent pas une approche plus rigoureuse de l'estimation de l'influence de l'onde S_1 sur les valeurs des facteurs γ et $\Delta\phi$. Nous donnons dans cet article les résultats de la correction des valeurs γ et $\Delta\phi$ pour les ondes de marées principales (3,4).

Dans une première étape (3) on détermine d'après les valeurs des coefficients intégraux A_{PKS} et B_{PKS} obtenus lors de la réduction des données en séries mensuelles et prises comme les valeurs les plus sûres γ_{K_1} , γ_{P_1} , $\Delta\phi_{K_1}$ et $\Delta\phi_{P_1}$, les caractéristiques de l'onde météorologique diurne S_1 et l'amplitude R_s et la phase initiale ζ_s .

Dans une seconde étape (4) on compose et on résout par moindres carrés des équations de condition de la forme :

$$\begin{aligned} \gamma \cos(\zeta_T - \Delta\varphi) + kR_S \cos(\zeta_S + \nu) - \gamma_n \cos(\zeta_T - \Delta\varphi_n) &= v, \\ \gamma \sin(\zeta_T - \Delta\varphi) + kR_S \sin(\zeta_S + \nu) - \gamma_n \sin(\zeta_T - \Delta\varphi_n) &= v_1, \end{aligned}$$

où γ_K sont les valeurs de départ, $\Delta\phi_K$ les valeurs observées (pour chaque série mensuelle), ζ_T la valeur théorique de la phase initiale de l'onde considérée, R_S , ζ_S sont l'amplitude et la phase initiale de l'onde S_1 (pour chaque série mensuelle).

γ sont les valeurs cherchées, $\Delta\phi$ les valeurs corrigées de l'influence de l'onde S_1 , K est l'estimation moyenne de la dépendance γ de l'amplitude R_S , ν est le déphasage de l'onde déterminée et de l'onde S_1 . En outre (4) on détermine le coefficient de corrélation r caractérisant le degré de dépendance des valeurs de la forme

$$\begin{aligned} \Delta L &= \gamma_n \cos(\zeta_T - \Delta\varphi_n) - \gamma \cos(\zeta_T - \Delta\varphi), \\ \Delta L' &= \gamma_n \sin(\zeta_T - \Delta\varphi_n) - \gamma \sin(\zeta_T - \Delta\varphi) \end{aligned}$$

en fonction des valeurs de l'onde S_1 et en tenant compte de la valeur trouvée la plus sûre du paramètre ν .

Nous ne donnerons pas ici les valeurs γ et $\Delta\phi$ déterminées par séries mensuelles à cause du grand volume de données (pour le pendule I - 108 séries mensuelles et pour le pendule M-102 séries mensuelles).

Nous donnons dans la table les valeurs arithmétiques moyennes γ et $\Delta\phi$ pour cinq ondes de marées principales obtenues pour une période de 11 années d'observations et les valeurs γ et $\Delta\phi$ corrigées de l'influence de l'onde météorologique S_1 d'après la méthode mentionnée plus haut.

Résultats γ et $\Delta\phi$ obtenus d'après la série de 11 années d'observations et corrigés de l'influence de l'onde météorologique diurne S_1 .

Onde	Obtenus par les observations		corrigés de l'influence de l'onde S_1			
	γ	$\Delta\phi$	γ	$\Delta\phi$	K	r
Pendule I ($\alpha = -13,15^\circ$, numéro des séries n = 108)						
O_1	2,870 ± 168	+14,03° $\pm 7,92$	0,869 ± 184	+23,73° $\pm 12,11$	0,0548 ± 82	0,42
K_1	8,220 ± 743	-10,91 $\pm 9,53$	-	-	-	-
N_2	0,919 ± 36	+ 5,36 $\pm 4,21$	0,736 ± 46	+ 5,36 $\pm 3,60$	0,0010 ± 20	0,03
M_2	0,737 ± 12	+ 2,67 $\pm 0,95$	0,714 ± 15	+ 2,17 $\pm 1,17$	0,0014 ± 6	0,15
S_2	1,180 ± 49	-22,28 $\pm 3,97$	0,907 ± 54	+ 2,67 $\pm 3,43$	0,0323 ± 24	0,71
Pendule M ($\alpha = +77,20^\circ$, numéro des séries n = 102)						
O_1	0,866 ± 58	+ 2,15° $\pm 5,08$	0,586 ± 51	+ 6,40° $\pm 4,95$	0,0197 ± 21	0,53
K_1	2,239 ± 296	-14,68 $\pm 5,16$	-	-	-	-
N_2	0,881 ± 68	+ 0,45 $\pm 2,96$	0,786 ± 53	+ 5,63 $\pm 3,89$	0,0109 ± 22	0,33
M_2	0,694 ± 8	+ 3,03 $\pm 1,07$	0,679 ± 10	+ 2,74 $\pm 0,87$	0,0020 ± 43	0,32
S_2	1,303 ± 98	+ 1,39 $\pm 3,75$	0,875 ± 62	+25,69 $\pm 4,06$	0,0354 ± 26	0,70

On donne aussi les erreurs quadratiques moyennes et également les paramètres K et r. α est l'azimut d'enregistrement.

Ainsi suite à la correction, la valeur γ a diminué pour toutes les ondes. On observe aussi une tendance à un grand accord des résultats obtenus pour les diverses ondes. Comme il fallait s'y attendre les variations les plus importantes ont lieu pour le pendule I qui enregistrait en composante NS qui, comme on sait est plus soumise à l'influence perturbatrice de l'onde S_1 ce dont témoigne dans notre cas la plus grande valeur de γ pour l'onde K_1 pour le pendule I que pour le pendule M. Si on évalue le degré de correction des valeurs γ et $\Delta\phi$ d'après les critères K et r alors son exactitude devient évidente pour l'onde diurne O_1 et semi-diurne S_2 (les petites valeurs de l'erreur relative $\frac{mK}{K}$ et les grandes valeurs du coefficient de corrélation r). Ceci a été observé aussi lors de l'estimation de l'influence perturbatrice de l'onde S_1 sur γ et $\Delta\phi$ pour les autres points clinométriques (5). Pour les valeurs γ et $\Delta\phi$ de l'onde M_2 , malgré les petites valeurs du coefficient de corrélation r la correction a également lieu. On peut s'en assurer après avoir appliqué pour l'estimation r l'expression donnée en (5).

Ainsi, nous obtenons

$$\begin{aligned} \gamma_J &= 0,714 & \Delta\varphi_J &= +2,77^\circ \\ &\pm 15; & &\pm 1,17; \\ \gamma_M &= 0,679 & \Delta\varphi_M &= +2,74^\circ \\ &\pm 10; & &\pm 0,87. \end{aligned}$$

Après l'introduction de la correction des marques horaires dans les valeurs $\Delta\phi$ (la correction pour l'onde M_2 est égale à -2.34) nous obtenons

$$\begin{aligned} \Delta\varphi_J &= -0,17^\circ & \Delta\varphi_M &= +0,40^\circ \\ &\pm 1,17; & &\pm 0,87. \end{aligned}$$

La réduction des valeurs γ et $\Delta\phi$ données plus haut dans les directions NS et EW donne

$$\begin{aligned} \gamma_{NS} &= 0,712 & \Delta\varphi_{NS} &= +1,07^\circ \\ &\pm 15; & &\pm 1,17; \\ \gamma_{EW} &= 0,682 & \Delta\varphi_{EW} &= -0,37^\circ \\ &\pm 10; & &\pm 0,87 \end{aligned}$$

En outre, il faut encore introduire dans les résultats trouvés une correction pour la déformation du papier photo.

Après l'introduction de cette correction nous obtenons

$$\begin{aligned} \gamma_{NS} &= 0,725 & \Delta\varphi_{NS} &= +1,07^\circ \\ &\pm 15; & &\pm 1,17; \\ \gamma_{EW} &= 0,695 & \Delta\varphi_{EW} &= -0,37^\circ \\ &\pm 10; & &\pm 0,87. \end{aligned}$$

A titre de comparaison nous donnerons les résultats de la correction sur l'onde M_2 de l'influence de l'onde météorologique S_1 obtenus dans le travail (2) (avec introduction de la correction de la déformation du papier photo) :

$$\begin{aligned} \gamma_{NS} &= 0,711 & \Delta\varphi_{NS} &= +0,84^\circ \\ &\pm 17; & &\pm 0,74; \\ \gamma_{EW} &= 0,703 & \Delta\varphi_{EW} &= -0,43^\circ \\ &\pm 7; & &\pm 0,61. \end{aligned}$$

Les deux résultats divergent dans les limites des erreurs de leur détermination. Cependant en tenant compte d'une approche plus correcte du problème de l'élimination de l'effet de l'onde diurne de température S_1 provenant des résultats de la détermination de l'onde M_2 nous donnons la préférence au résultat de notre travail bien qu'on ne soit pas enclin à l'envisager à titre de caractéristique définitive de la marée terrestre à Poltava.

BIBLIOGRAPHIE

1. AKSENTIEVA Z.N.,
Résultats d'une série de onze années d'observations (de 1930 à 1941) sur les variations de la verticale à Poltava.
Trav. de l'observat. gravimétr. de Poltava, 1948, 2 pp 121 à 138.

2. BOULATSEN V.G., TOKAR V.I.,
Analyse d'une série de 11 années (1930 à 1941) d'observations des inclinaisons de marées à Poltava.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1973. Publ. 5 pp. 33 à 46.

3. BOGDAN I. Iou.,
Onde de température diurne dans les inclinaisons de la surface de la Terre d'après les données des observations à Darievka, Likhovka, Velikie, Boudicha et Samatovika.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1973, publ. 5 pp. 76 à 85.

4. MATVEYEV P.S., BOGDAN I. Iou.,
Sur la possibilité d'élimination de l'effet de reste de l'onde de température diurne par les résultats de la détermination des ondes les plus importantes de la marée terrestre.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1973, publ. 5 pp. 85 à 94.

5. MATVEYEV P.S., GOLOUHITSKII V.G., BOGDAN I. Iou., DOUBIK B.S., SLAVINSKAIA E.A.,
Valeurs précisées des paramètres de la marée terrestre pour les points du profil clinométrique de Saremikherson.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1977, publ. 9 pp. 16 à 32.

RESULTATS DES OBSERVATIONS CLINOMETRIQUES A LA STATION
DE BERESOVAIA ROUDKA

V.G. BALENKO, A.M. KOUTNII, A.N. NOVIKOVA

Rotation et déformations de marées de la Terre,
vol 10, pp 14-22 - 1978

La station de marée terrestre de Beresovaïa Roudka est le septième site d'observations des inclinaisons de la verticale planifiée pour l'étude suivant le profil Kiev-Artemovsk. Elle a été équipée en 1971 dans la région de Poltava. Les coordonnées approximatives de la station relevées de la carte MI au 2.500.000ème (1964) sont : $\phi = 50^\circ$, 3 N, $\lambda = 32^\circ$ E; la hauteur au dessus du niveau de la mer est $h = 130$ m.

La description du site, de l'équipement, de l'installation et de l'enregistrement, l'alimentation électrique des appareils, les conditions de réalisation des observations sont donnés dans (I).

Les observations ont commencé en juin 1972 et ont continué jusqu'en mai 1976 avec plusieurs complexes de clinomètres séismiques Ostrovskii dans une galerie de profondeur de 12 m. On peut les partager en deux parties de juin 1972 à mars 1975 et d'avril 1975 à mai 1976. Dans la première partie la tâche principale était l'obtention de constantes harmoniques des ondes de marées représentatives pour le point de Beresovaïa Roudka. En décembre 1974 cette tâche a été faite en coopération avec le laboratoire clinométrique de l'Institut de Physique de la Terre de l'Ac. des Sc. d'URSS à l'aide de deux complexes de clinomètres n^{OS} 16 et 20 (NS) et n^{OS} 01 et 18 (EW).

En janvier 1974 ces appareils ont été remplacés par les clinomètres placés à Pokrovskaiïa Bagatchka (2) : n^{OS} 03 et 07 (NS) et n^{OS} 05 et 06 (EW).

A Beresovaïa Roudka ainsi qu'à la Pokrovskaiïa Bagatchka (2) l'enregistrement a été perturbé de juin à novembre par l'onde météorologique diurne dont l'amplitude atteignait son maximum (environ 0,1) en août. En hiver comme dans les autres stations de la rive gauche d'Ukraine où les observations étaient faites dans des galeries d'une profondeur de 10 à 15 m, l'enregistrement a été perturbé par le gel et le dégel de la couche supérieure du sol. Ainsi pour

déterminer les constantes harmoniques des ondes de marées représentatives pour le point de Beresovaïa Roudka à partir d'une série annuelle d'observations on peut choisir en tout environ quatre mois au printemps et en automne quand on n'a pas décelé visuellement des perturbations météorologiques sur l'enregistrement.

Dans la deuxième étape des observations (d'avril 1975 à mai 1976) on s'est proposé d'obtenir des courbes annuelles continues des inclinaisons par quatre séismoclinomètres pour l'étude de l'onde météorologique et étudier le nouveau transformateur photoélectrique sur les photo-résistors (3) dans les conditions de sa longue exploitation quand tous les circuits électriques des clinomètres sont alimentés par des stabilisateurs électroniques. Pour cela, pour les appareils 03 et 05 le transformateur photo sur les photoéléments a été remplacé par le transformateur photo sur les photorésistors, mais depuis mai 1975, les éléments PK dans le circuit de la bobine d'impulsion et de la batterie "Onde" dans le circuit de la bobine de parcours ont été remplacés par des stabilisateurs paramétriques de tension dont le coefficient de température ne dépasse pas $0,003^\circ/\text{grad}$. Pour comparer les résultats obtenus d'après la nouvelle et l'ancienne méthode appliquée on n'a introduit aucun changement dans les schémas des appareils 06 et 07 qui ont fonctionné avec transformateur photo initiaux sur les photoéléments. Pour tous les appareils les ampoules des spots à l'intérieur des clinomètres sont alimentées par le stabilisateur électronique de tension dont le schéma est décrit dans la publication (4).

En (3) on a montré que lors de l'augmentation de la charge des photo résistances de plus de 30 à 40 Kohms la variation de la tension sur l'ampoule du transformateur photo atteignant quelques dizaines de volts ne se fait pas sentir sensiblement sur la valeur du courant photo différentiel et par conséquent non plus sur la valeur de la sensibilité du clinomètre. C'est pourquoi en septembre 1975 on a branché des résistors de 68 kohms successivement avec les galvanomètres enregistreur pour les appareils HØ 03 et 05.

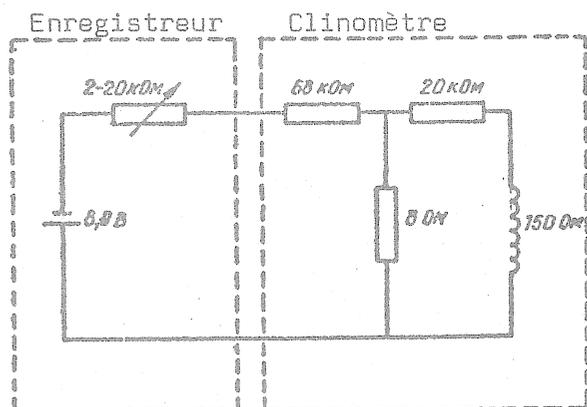


Fig. 1. Schéma du circuit électrique de l'impulsion de contrôle.

Pour les clinomètres Ostrovskii la résistance du noeud du diviseur e - de la bobine d'impulsion qui est placée à l'intérieur de l'appareil atteint en tout quelques ohms. Cette valeur est un peu plus petite que la résistance des câbles d'amenée et des résistors à l'intérieur de l'enregistrement. Les variations de température dans la salle d'enregistrement et dans la couche du sol où passent les câbles d'amenée peuvent se faire sentir sur la sensibilité des clinomètres. Pour éliminer complètement cette influence à l'intérieur de l'appareil avec le diviseur on a branché successivement une résistance de 60 Kohms (voir Fig. 1). Simultanément, pour conserver la valeur précédente du courant de l'impulsion de contrôle la tension sur les bornes du stabilisateur paramétrique par lesquelles on a remplacé les éléments PU a été augmentée jusqu'à 8,9 V.

Tous les clinomètres jusqu'à l'installation dans la station de Beresovaïa Roudka et après la fin des observations ont été étalonnés sur la plate-forme à deux leviers de l'Observatoire gravimétrique de Poltava (5). On a déterminé simultanément la valeur du courant de l'impulsion de contrôle (table 1). Des données de la table 1 il s'ensuit qu'entre les étalonnages de 1974 et de 1976 la valeur de la constante électro-dynamique de l'appareil 03 a augmenté.

Table 1

Résultats de l'étalonnage des clinomètres
à la station de Beresovaïa Roudka

Date	Numéro de l'appareil	Angle d'inclinaison de la plate-forme en secondes d'arc	I_0 , M KA/c	Courant de l'impulsion de contrôle	Correction ΔK , %
I.I 1974 r.	03	1,1	1,0164	0,0521	+2,52
	05	1,1	1,0545	0,0526	-0,24
	06	1,1	0,9837	0,0503	+2,27
I.II	07	1,1	1,0173	0,0504	-0,91
	1	1,1	2,0180	0,0501	-0,45
	16	1,1	2,0195	0,0501	-0,77
	18	1,1	1,9945	0,0490	-1,73
	20	1,1	2,0177	0,0490	-2,86
I.IX 1976 r.	03	2,5	1,0557	0,0520	-1,48
	05	2,5	1,0539	0,0530	+0,58
	06	2,5	0,9839	0,0476	-3,24
	07	2,5	1,0130	0,0470	-7,21

Outre cela, pour les appareils 07 et 06 on a changé les valeurs du courant d'impulsion de contrôle à cause de la forte oxydation des éléments PH qu'on a découverte au moment de l'entretien prophylactique des enregistreurs après la fin de l'étalonnage en 1976. Lors du calcul des corrections ΔK aux coefficients d'échelle de la sensibilité K , la valeur du courant de l'impulsion de contrôle

a été interpolée linéairement entre le moment d'installation des éléments en décembre 1973 et le moment de leur enlèvement en mai 1976. Sans aucun doute, l'interpolation linéaire ne correspond pas au processus réel de l'oxydation. En outre la résistance de l'élément PU oxydé dans les conditions de mesure de laboratoire du courant de l'impulsion de contrôle n'est probablement pas égale à sa résistance dans les conditions de fonctionnement dans la salle d'enregistrement avec une humidité relative élevée. C'est pourquoi le coefficient de correction calculé dans la table 1, ΔK pour les appareils 06 et 07 pour la période de 1975 à 1976 peut contenir une erreur systématique sensible. Nous observons cela aussi dans les résultats de la réduction de l'enregistrement des inclinaisons par l'appareil 07. Si les facteurs d'amplitude γ des ondes semi-diurnes pour les séismo-clinomètres 05 et 06 concordent bien, alors les facteurs d'amplitude obtenus avec les appareils 03 et 07 divergent systématiquement de quelques pourcents (voir table 2). Les stabilisateurs paramétriques pour la stabilité de la tension sont égaux à l'élément normal de troisième classe et n'ont pas de surfaces oxydées ou de contacts. C'est pourquoi le remplacement par eux des éléments PU améliore sensiblement la constance du courant de l'impulsion de contrôle (table 1) et par conséquent aussi la précision de détermination des constantes harmoniques des ondes de marées.

Le contrôle de la sensibilité de l'enregistrement s'est fait par le procédé habituel aux clinomètres Ostrovskii.

On a introduit dans les valeurs trouvées du coefficient d'échelle "K" les corrections ΔK données dans la table 1. Sur la durée de toute la période de fonctionnement la sensibilité des appareils s'est maintenue dans les limites de 300 à 600 mm/c d'arc. Sur les figures 2 et 3 nous donnons les valeurs de la sensibilité pour la période du 1er mars 1975 au 20 mars 1976.

Malgré l'augmentation de la résistance dans le circuit de la bobine d'impulsion du diviseur jusqu'à quelques dizaines de Kohms à la suite de quoi l'influence de la température sur la valeur du courant de l'impulsion de contrôle est devenue extrêmement faible, nous observons une importante variation de la sensibilité concordante pour les deux appareils. Cela montre que leur cause est la variation de tension aux bornes du stabilisateur. Pour les appareils 06 et 07 qui jusqu'à la fin du fonctionnement de la station étaient alimentés par une même source de courant, les variations de sensibilité ont une période annuelle précise. C'est pourquoi il faut diminuer le coefficient de température du stabilisateur et améliorer sa protection contre l'humidité de l'air environnant (lors de l'utilisation des photoéléments dans le transformateur photoélectrique).

En septembre 1975, les clinomètres 03 et 05 ont été branchés à une alimentation indépendante provenant du stabilisateur de tension, le même que pour les appareils 06 et 07. Jusqu'à ce moment les ampoules des spots des transformateurs photo de tous les appareils ont été alimentées par une seule source de courant.

Table 2

Constantes harmoniques de l'onde M_2
pour la période de 1975-1976.

Date du début de la série	Nord-Sud				Date du début de la série	Ouest-Est			
	H0-03		H0-07			H0-05		H0-06	
	γ	$\Delta\varphi$	γ	$\Delta\varphi$		γ	$\Delta\varphi$	γ	$\Delta\varphi$
5.IV 1975 r.	0,752	-2,22	0,708	-1,07	5.IV 1975 r.	0,727	-3,44	0,692	-4,04
15.IV	0,724	-2,46	0,682	-0,50	-	0,735	-2,19	0,694	-2,70
25.IV	0,756	2,04	0,725	2,71	-	0,755	-3,15	0,718	-4,12
5.V	0,743	1,35	0,745	0,85	-	0,723	-2,57	0,726	-3,60
15.V	0,670	6,76	0,682	6,48	-	0,787	1,79	0,795	-0,16
25.V	0,654	1,14	0,659	1,47	-	0,774	-3,61	0,735	-2,91
4.VI	0,650	0,74	0,652	1,70	-	0,765	-6,09	0,708	-3,96
14.VI	0,720	-6,38	0,706	-6,02	-	0,672	-12,13	0,618	-10,86
24.VI	0,823	-5,13	0,817	-4,25	-	0,666	-19,11	0,640	-18,15
4.VII	0,797	-6,65	0,784	-6,70	-	0,592	-18,06	0,557	-15,52
14.VII	0,753	-5,47	0,725	-4,83	-	0,634	-8,77	0,594	-5,56
24.VII	0,720	-2,26	0,661	-0,68	-	0,752	-6,03	0,746	-4,43
3.VIII	0,746	-1,18	0,695	0,11	-	0,776	-7,73	0,780	-7,10
13.VIII	0,739	-0,96	0,723	1,35	-	0,805	-13,03	0,815	-12,32
23.VIII	0,723	-2,34	0,721	-2,18	-	0,365	-10,81	0,685	-11,80
2.IX	0,685	-5,06	0,663	-3,87	-	0,633	-1,48	0,643	-2,65
12.IX	0,755	-0,49	0,707	-0,43	-	0,705	-5,41	0,710	-6,43
22.IX	0,754	-2,92	0,707	-3,19	-	0,658	-5,28	0,652	-5,20
2.X	0,700	-0,35	0,668	-0,33	-	0,746	-2,25	0,755	-2,52
12.X	0,729	-2,68	0,734	-2,59	-	0,692	-4,69	0,700	-4,84
22.X	0,726	2,74	0,741	2,74	-	0,771	-2,85	0,742	-2,70
1.XI	0,782	0,36	0,794	-0,70	-	0,780	-5,69	0,729	-5,16
11.XI	0,759	-0,40	0,749	-0,88	-	0,790	-7,24	0,725	-5,93
21.XI	0,756	-1,16	0,700	-0,29	-	0,746	-4,35	0,712	-1,32
1.XII	0,884	2,92	0,794	4,84	-	0,714	-12,82	0,699	-9,98
11.XII	0,742	5,75	0,679	8,84	-	0,503	31,49	0,554	38,89
21.XII	0,831	-1,11	0,799	2,04	-	0,359	10,83	0,416	28,35
31.XII	0,744	-11,09	0,746	-9,92	-	0,493	17,17	0,533	10,78
10.I 1976 r.	0,766	-14,96	0,799	-12,64	10.I 1976 r.	0,775	-15,55	-	-
20.I	0,702	-8,64	0,704	-4,15	-	0,863	0,59	-	-
30.I	0,746	-14,81	0,708	-5,90	-	0,529	2,73	-	-
9.II	0,803	-9,33	0,744	-4,05	8,02	0,314	-15,03	-	-
19.II	1,046	28,29	0,880	32,70	22,03	0,651	-10,25	-	-
29.II	1,041	37,70	0,833	43,48	-	-	-	-	-
10.III	1,063	41,30	0,843	49,35	-	-	-	-	-
20.III	0,746	-7,20	0,657	-7,01	-	-	-	-	-

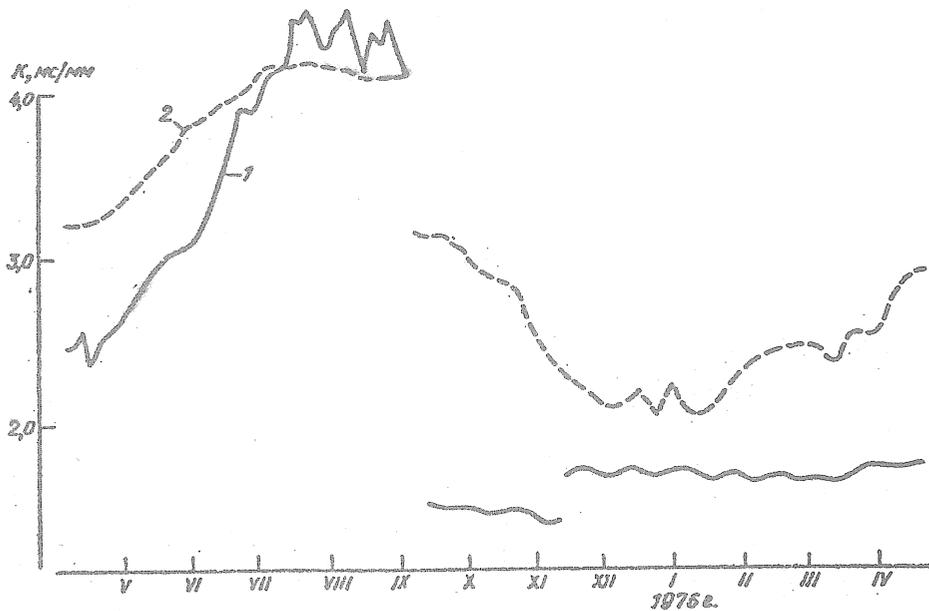


Fig. 2. Variation de la sensibilité : 1 - appareil -0,3, 2 - appareil -07.

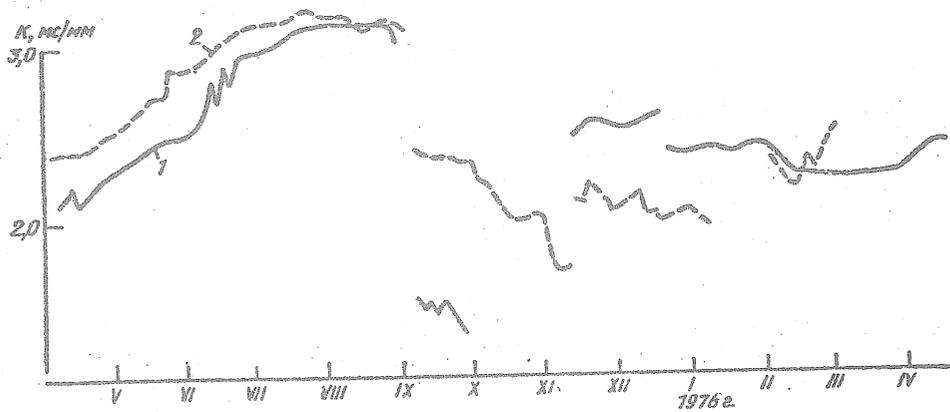


Fig. 3. Variation de la sensibilité : 1 - appareil -05, 2 - appareil -06.

Simultanément le résistor de 68 Kohms est branché à la suite du galvanomètre enregistreur du clinomètre 03. Après un mois un branchement analogue est fait pour l'appareil 05. Après cela la sensibilité des clinomètres 03 et 05 est restée pratiquement constante. Ses petites variations s'expliquent par la non linéarité de l'échelle des galvanomètres employés $M_{25}/12$.

Ainsi l'essai du transformateur photo sur les photorésistances (3) a démontré son avantage pour des longues observations clinométriques dans les galeries dans les conditions analogues aux stations temporaires des profils Kiev-Artemovsk et Soumi-Kherson (6). Dans la comparaison avec le transformateur

photo sur les photoéléments il a encore cet avantage qu'il permet d'atteindre une bonne stabilité de la sensibilité des clinomètres Ostrovskii.

Si en plus on remplace l'élément PU par un stabilisateur paramétrique alors la précision du contrôle de la sensibilité peut approcher la précision obtenue lors de l'étalonnage sur la plate-forme à deux leviers (5). Les données d'enregistrement de la première partie des observations a été soumise à l'analyse harmonique par la méthode de Venedikov en séries mensuelles. On n'a utilisé que des morceaux d'enregistrement au printemps et en automne sur lesquels n'apparaissent pas de perturbations météorologiques. Les constantes harmoniques des ondes de marées pour cette période sont publiées partiellement dans le travail (1). A partir d'avril 1975 toutes les données d'observations sont réduites par la méthode de Matveyev avec un écart de 10 jours. Les constantes harmoniques pour les cinq ondes de marées principales seront utilisées pour l'étude de l'onde météorologique. Parmi celles-ci on a choisi 10 séries les moins perturbées dans la direction nord-sud et 11 séries dans la direction ouest-est qui sont réunies aux résultats obtenus précédemment. Les moyennes vectorielles γ et $\Delta\varphi$ des 21 séries pour chaque direction que nous considérerons représentatives pour la station de Beresovaïa Roudka sont données dans la table 3.

Table 3

Constantes harmoniques des ondes de marées pour
la station de Beresovaïa Roudka

Onde	Nord-Sud		Ouest-Est	
	γ	$\Delta\varphi$	γ	$\Delta\varphi$
O_1	$0,9820 \pm 0,1245$	$3^{\circ}06 \pm 11^{\circ}83$	$0,6063 \pm 0,0386$	$3^{\circ}06 \pm 3^{\circ}71$
K_1	$2,3895 \pm 0,7969$	$54,49 \pm 15,94$	$1,1897 \pm 0,2469$	$18,24 \pm 11,79$
N_1	$0,6899 \pm 0,0389$	$6,11 \pm 3,13$	$0,7927 \pm 0,0468$	$-5,29 \pm 3,63$
M_2	$0,7116 \pm 0,0054$	$-1,63 \pm 0,80$	$0,7178 \pm 0,0059$	$-4,21 \pm 0,52$
S_2	$0,4749 \pm 0,0649$	$83,34 \pm 5,61$	$0,8346 \pm 0,0366$	$12,22 \pm 5,83$

Pour l'onde M_2 , plus précisément dans la direction nord-sud, elles diffèrent un peu de celles obtenues dans les autres stations du profil Kiev-Artemovsk. Lors de l'organisation des observations dans la station de Beresovaïa Roudka on s'est posé le problème d'éclaircir l'influence de la fracture en latitude limitant le creux Dnieper-Donetz, sur les résultats des observations clinométriques car ce point se trouve directement sur son bord Sud. Cependant avant d'attribuer une valeur exagérée de γ dans la direction nord-sud à l'influence de cette fracture il faut appliquer la correction d'effet topographique (de 100 à 200 m au nord de la galerie se trouve la rive escarpée de l'affluent de l'Oudaf).

Dans la station de Beresovaïa Roudka comme dans les autres stations de la rive gauche d'Ukraine le déphasage pour l'onde M_2 dans la direction nord-sud est voisin de zéro et dans la direction ouest-est nous observons un retard d'environ 4° qui se compense par l'introduction de la correction de l'influence des zones lointaines de la marée océanique.

Compte tenu de l'utilisation à la station de Beresovaïa Roudka de générateurs photoélectriques de différente construction et de sources différentes d'alimentation des circuits électriques des clinomètres il y a intérêt à comparer l'allure des inclinaisons lentes dans l'enregistrement de chacun des appareils à la seconde partie du travail de la station. Malheureusement on n'a pas réussi dans la première étape, et pour différentes raisons, à atteindre un travail continu des appareils et pour cette période il ne paraît pas possible et de façon sûre de relier les morceaux séparés de la courbe de dérive.

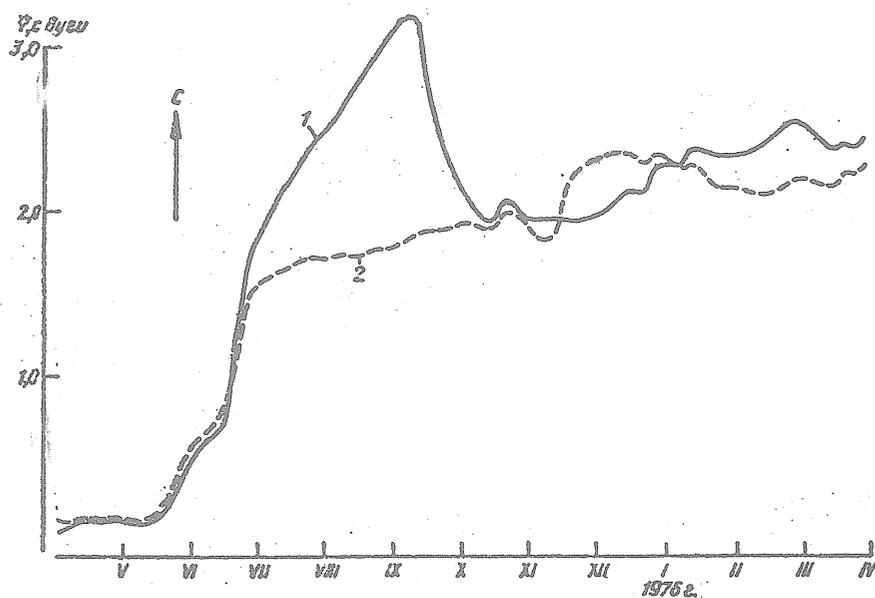


Fig. 4. Inclinaison lente dans la direction nord-sud : 1 - appareil 03,
2 - appareil 07.

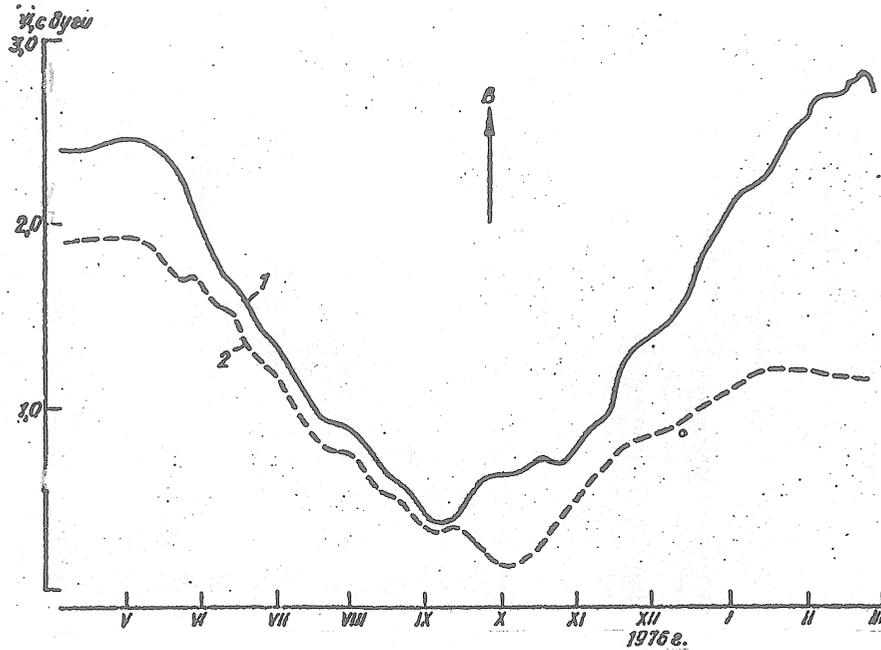


Fig. 5. Inclinaison lente dans la direction ouest-est : 1 - appareil 05,
2 - appareil 06.

Les inclinaisons lentes dans la première partie des observations, calculées à l'aide de la combinaison de Pertsev du 18ème ordre, sont indiquées sur les figures 4 et 5. Pour calculer les paramètres de l'onde annuelle sur les intervalles d'enregistrement de l'inclinaison lente sur une longueur de 365 jours on a composé 73 équations de la forme

$$X_0 + X_1 T + X_2 \cos \omega T - X_3 \sin \omega T = N_T, \quad (1)$$

où T - est le temps spécial en jours, $\omega = 4,93$ grad/heure spéciale, N_T les ordonnées moyennes de la dérive pour 5 jours, X_0, X_1, X_2, X_3 sont les inconnues déterminées.

Ces équations sont résolues par moindres carrés; on a trouvé pour la vitesse annuelle linéaire de la dérive $V = 73 X_1$ et également l'amplitude $\gamma = \sqrt{X_2^2 + X_3^2}$ et la phase initiale $\phi = \arctg X_3/X_2$ de l'onde annuelle (table 4).

Table 4

Paramètres de l'inclinaison lente à la station de Beresovaïa Roudka

Direction de l'inclinaison	Numéro de l'appareil	Début et fin de la série	Vitesse annuelle en secondes d'arc	Amplitude en secondes d'arc	Phase le I-I-1975
Ouest-est	06	21.X 1974 r. 21.X 1975 r.	$-1,28 \pm 0,08$	$0,55 \pm 0,02$	$260,5 \pm 3,3$
	06	19.I 1975 r. 19.I 1976 r.	$0,00 \pm 0,09$	$0,80 \pm 0,03$	$274,5 \pm 1,1$
	05	24.II 1975 r. 24.II 1976 r.	$0,86 \pm 0,08$	$1,14 \pm 0,02$	$277,0 \pm 1,5$
Nord-sud	03	5.IV 1975 r. 5.IV 1976 r.	$3,52 \pm 0,23$	$0,98 \pm 0,08$	$138,3 \pm 4,3$
	07	5.IV 1975 r. 5.IV 1976 r.	$2,53 \pm 0,12$	$0,47 \pm 0,03$	$110,6 \pm 5,6$
	07	6.II 1974 r. 6.II 1975 r.	$0,85 \pm 0,11$	$0,70 \pm 0,04$	$101,0 \pm 3,0$

Comme nous le constatons par la table 4 une convergence satisfaisante a lieu entre les paramètres de l'onde annuelle pour les appareils en enregistrement parallèle.

L'onde annuelle a deux composantes. L'une provient des déformations thermiques de la surface de la Terre et la seconde a une origine instrumentale. Pour étudier les mouvements lents de l'écorce terrestre il est important d'évaluer la valeur de chacune de ces composantes. Les observations de marées terrestres à la station de Beresovaïa Roudka fournissent un apport dans la solution de ce problème.

Nous rappellerons que depuis septembre 1975 les appareils 03 et 05 fonctionnaient dans le régime pour lequel la variation de la tension sur les bornes du spot du transformateur photo de quelques dizaines de volts ne se fait pas sentir de façon sensible sur la valeur du courant photo différentiel et par conséquent aussi sur la valeur de la sensibilité du clinomètre (voir fig. 2 et 3).

L'enregistrement de la courbe de marée reste harmonieuse et sans sauts. Les appareils 06 et 07 ont fonctionné simultanément avec le transformateur photo habituel sur les photoéléments. Les deux complexes sont alimentés par les mêmes stabilisateurs de tension. La comparaison des courbes sur les figures 4 et 5 montre qu'après octobre 1975 la concordance dans la dérive des appareils ne s'est pas perturbée sur l'enregistrement parallèle. C'est particulièrement net pour les clinomètres 03 et 07. Ainsi l'onde annuelle en intensité de courant lumineux provenant de la lumière du transformateur photo qui provoque une grande onde annuelle dans les valeurs de la sensibilité ne se transforme pas de façon sensible dans les inclinaisons malgré que les photoéléments n'ont pas été consi-

dérés comme identiques d'après leurs paramètres et on n'a pas lissé leur résistance intérieure.

Ainsi en tenant compte que l'instabilité de température de la sensibilité des galvanomètres pour les clinomètres Ostrovskii ne peuvent donner d'apport sensible dans les inclinaisons lentes on peut affirmer que la partie de l'onde annuelle enregistrée dans les conditions des observations de marées terrestres dans les galeries géophysiques est provoquée par des inclinaisons saisonnières réelles de la surface de la Terre.

La solution des équations (1) outre les paramètres de l'onde annuelle donne la valeur de la composante linéaire de l'inclinaison lente V (table 4). Pour le point de Beresovaïa Roudka, par réduction des morceaux annuels de l'enregistrement, elle ne dépasse pas 3 s/an. Il est simple de noter que la vitesse de l'inclinaison annuelle varie sensiblement avec l'écart du début de la série réduite. Cela confirme encore une fois la conclusion que les paramètres sûrs de l'inclinaison lente de la surface de la Terre ne peuvent être trouvés que par des observations de nombreuses années continues des inclinaisons avec une stabilisation de la tension dans le circuit de la bobine de parcours. A présent pour le point de Beresovaïa Roudka on peut seulement affirmer que la vitesse annuelle de l'inclinaison lente ne dépasse pas une seconde par an.

Cette conclusion et également l'amplitude et la phase de l'onde annuelle coïncident bien dans cette station avec les résultats obtenus à la station de Pokrovskaja Bagatekka (2).

BIBLIOGRAPHIE

1. Résultats préliminaires des observations clinométriques à Beresovaïa Roudka -
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1976. Publ. 8 pp. 35 à 38.
2. Balenko V.G., Koutnii A.M., Novikova A.N.,
Résultats des observations des inclinaisons de marées dans la station de
Pokrovskaïa Bagatchka.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1975. Publ. 7 pp. 15 à 21.
3. Schliakhovoi V.P., Koutnii A.M.,
Utilisation des photorésistors dans les générateurs des déplacements faibles
de l'appareil enregistreur de marée.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1977. Publ. 9 pp. 51 à 56.
4. Bagmet A.L., Michatkine V.I., Koutnii A.M.,
Augmentation de la stabilité de la sensibilité des clinomètres avec agran-
disseur photoélectrique.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1973. Publ. 5 pp. 56 à 62.
5. Goloubitskii V.G., Koutnii A.M.,
Etude de la plate-forme d'étalonnage de l'Observatoire de Poltava.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1973. Publ. 5 pp. 69 à 73.
6. Balenko V.G., Koutnii A.M., Novikova A.N.,
Observations clinométriques dans la station dans la région de Schevtchenko
près de Poltava.
Rotation et déformations de marées de la Terre, 1970. Publ. 2 pp. 41 à 56.

ANALYSE D'UNE SERIE MENSUELLE D'OBSERVATIONS DE MAREES

B.S. DOUBIK

Rotation et déformations de marées de la Terre

pp 34-39, vol 10, 1978

Pour la réduction des observations gravimétriques à Poltava on a utilisé des séries mensuelles d'enregistrement continu analysées par la méthode de Venedikov. Pour diminuer l'influence des erreurs de la sensibilité entre deux sauts voisins on fait un centrage. Les ordonnées sont multipliées par le facteur de sensibilité.

Pour déterminer les sauts on utilise la combinaison

$$(4Y_1 - 7 \frac{Y_0}{2}) Z_{1/2}^3,$$

qui a pour coefficients :

$$4, -19, 37, -37, 19, -4. \quad (1)$$

Le facteur de sélectivité de cette combinaison est

$$\rho = 8(8 \cos q_1 - 7) \sin^3 \frac{q_1}{2}, \quad (2)$$

où q_1 est la vitesse angulaire de l'onde. Il est simple de s'assurer que cette combinaison élimine très bien la marée en substituant en (2) au lieu de q_1 la vitesse angulaire de n'importe quelle onde de marée.

La valeur du saut k se détermine comme suit :

$$k = -\frac{1}{22} (4\eta_{i-2} - 19\eta_{i-1} + 37\eta_i - 37\eta_{i+1} + 19\eta_{i+2} - 4\eta_{i+3}). \quad (3)$$

L'erreur quadratique moyenne σ_k du saut est

$$\sigma_k = 2,76, \quad (4)$$

où σ est l'erreur quadratique moyenne d'une ordonnée.

Pour estimer si le bruit de fond est grand nous avons appliqué en procédant glissant la combinaison (filtre) $1/22 (4Y_1 - 7 \frac{Y_0}{2}) Z_{1/2}^3$ avec les coefficients

$$\frac{4}{22}, -\frac{15}{22}, \frac{22}{22}, -\frac{15}{22}, \frac{4}{22}. \quad (5)$$

La sélectivité de cette combinaison est très élevée ($\rho(15^\circ) \approx \rho(14^\circ) \approx 0,0001$, $\rho(30^\circ) \approx -0,0003$ et $\rho(29^\circ) \approx -0,00001$).

La série transformée représente les différences entre les valeurs calculées par la combinaison (5). Il est facile de le voir par les transformations suivantes :

$$\begin{aligned} \bar{h}_i &= \frac{4}{22} h_{i-2} - \frac{15}{22} h_{i-1} + h_i - \frac{15}{22} h_{i+1} + \frac{4}{22} h_{i+2} = \\ &= h_i - \left(-\frac{4}{22} h_{i-2} + \frac{15}{22} h_{i-1} + \frac{15}{22} h_{i+1} - \frac{4}{22} h_{i+2} \right) = h_i - \bar{h}_i \end{aligned} \quad (6)$$

où \bar{h}_i représente la valeur de l'ordonnée calculée à l'aide de la combinaison (5).

Ainsi, la série des combinaisons (5) permet de juger jusqu'à un certain degré de la qualité des données d'observations, d'examiner s'il n'y a pas d'erreurs grossières et si on n'a pas laissé accidentellement des sauts. Dans le cas de la découverte de certaines erreurs de calcul on peut faire une nouvelle réduction des données d'observations après élimination des erreurs admises.

Cela étant dit on doit rappeler que toutes les combinaisons donnent des pulsations sur les fréquences pour lesquelles le coefficient d'amplification des amplitudes est maximum. Cette propriété rend particulièrement difficile la découverte des sauts propres puisque les pulsations même sur des données de bonne qualité sont importantes. C'est pourquoi l'examen de la série transformée doit se faire très soigneusement.

Pour éliminer la dérive nous avons construit des combinaisons dont les coefficients augmentent vers le centre en attribuant à ces ordonnées centrales le plus grand poids ce qui donne une meilleure approche de la dérive réelle à l'instant central de la combinaison appliquée.

Nous donnons quelques combinaisons appliquées pour éliminer la dérive :

$$I. \quad D_k = \frac{1}{(1+k)^2} \sum_{m=0}^k S_m, \quad (7)$$

où

$$S_m = \frac{Y_0}{2} + Y_1 + Y_2 + \dots + Y_m.$$

Le facteur de sélectivité de cette combinaison

$$II. \quad \rho_{D_k} = \frac{\sin^2 \left[(k+1) \frac{\omega_i}{2} \right]}{(k+1)^2 \sin^2 \frac{\omega_i}{2}} \cdot \bar{D}_k = \frac{1}{2} \bar{D}_k \gamma_{0,5}, \quad (8)$$

où

$$\bar{D}_k = \frac{1}{(1+k)(2+k)} \sum_{m=0}^k \bar{S}_m, \quad (9)$$

mais

$$\bar{S}_m = Y_{0,5} + Y_{1,5} + \dots + Y_{m+0,5}.$$

Le facteur de sélectivité de cette combinaison est

$$\rho_{\bar{D}_k} = \frac{\sin[(k+1)\frac{q_i}{2}] \sin[(k+2)\frac{q_i}{2}]}{(1+k)(2+k) \sin^2 \frac{q_i}{2}} \cos \frac{q_i}{2}. \quad (10)$$

Si en (7) on prend $k = 24$ nous obtiendrons une combinaison avec pour coefficients :

$$\frac{1}{625} (1, 2, 3, \dots, 23, 24, 25, 24, 23, \dots, 3, 2, 1). \quad (11)$$

Le facteur de sélectivité de cette combinaison est

$$\rho_{\bar{D}_{24}} = \frac{\sin^2 25 \frac{q_i}{2}}{625 \sin^2 \frac{q_i}{2}}. \quad (12)$$

Après avoir posé en (9) $k = 23$ nous obtiendrons une combinaison avec les coefficients

$$\frac{1}{1200} (1, 3, 5, \dots, 45, 47, 48, 47, 45, \dots, 5, 3, 1). \quad (13)$$

Les nombres $1/625$ et $1/1200$ en (11) et (13) indiquent que ces coefficients doivent être multipliés par ces rapports.

La sélectivité des combinaisons (11) et (13) est assez haute. Cependant dans le schéma initial nous avons utilisé la combinaison (7) pour $k = 12$ avec les coefficients

$$\frac{1}{169} (1, 2, 3, \dots, 12, 13, 12, \dots, 2, 1), \quad (14)$$

et le facteur de sélectivité

$$\rho_{\bar{D}_{12}}(q_i) = \frac{\sin^2 13 \frac{q_i}{2}}{169 \sin^2 \frac{q_i}{2}}. \quad (15)$$

Bien qu'il élimine mal la marée diurne ($\rho_{\bar{D}_{12}}(15^\circ) \approx 04$) on l'a utilisé à cause de sa longueur relativement courte.

Les ordonnées affranchies de la dérive seront obtenues par la formule

$$\bar{S}_i = \gamma_i - \frac{1}{169} (\gamma_{i-12} + 2\gamma_{i-11} + \dots + 12\gamma_{i-1} + 13\gamma_i + 12\gamma_{i+1} + \dots + 2\gamma_{i+11} + \gamma_{i+12}). \quad (16)$$

On peut facilement calculer les facteurs d'amplitudes des ondes de marées par la formule

$$\rho(q_i) = 1 - \frac{\sin^2 13 \frac{q_i}{\omega}}{169 \sin^2 \frac{q_i}{\omega}}, \quad (17)$$

où q_i est la vitesse angulaire de l'onde.

Pour comparer les valeurs théoriques des amplitudes des ondes avec les valeurs observées il faut les multiplier par les facteurs calculés d'après la formule (17).

Les valeurs théoriques des amplitudes et des phases initiales sont calculées d'après les formules bien connues (1) et la composition des ondes de marées est la même que dans la méthode de Venedikov (3).

L'étape suivante est la séparation des ondes diurnes et semi-diurnes. Dans ce but on utilise (par procédé de glissement) les combinaisons $Z_6 Z_6$ et $Z_3 Z_3 \gamma_6$, qui sont empruntées à la méthode de P.S. Matveyev (2).

Il faut noter que la séparation des ondes diurnes et semi-diurnes n'est pas obligatoire mais n'a été fait que dans le but de recherche.

Après la transformation de la série initiale par ces combinaisons nous obtiendrons deux séries d'ordonnées, une pour les ondes diurnes et l'autre pour les ondes semi-diurnes. Il faut multiplier les valeurs des amplitudes théoriques par $4 \sin^2 \sigma q_i$ pour les ondes diurnes et par $8 \cos \sigma q_i \sin^3 3q_i$ pour les ondes semi-diurnes où q_i est la vitesse angulaire de l'onde correspondante.

On peut représenter l'ordonnée à l'instant t de n'importe quelle série dans la forme suivante :

$$h_i(t) = \sum_j R_j \cos(q_j t + \phi_j) + \epsilon_t, \quad (18)$$

où R_j sont les amplitudes observées en tenant compte de toutes les variations, ϕ_j sont les phases initiales, q_j sont les vitesses angulaires, ϵ_t sont les erreurs, l'indice i prend les valeurs de numéro d'ordre des ondes de marées. A l'étape suivante on utilise la transformation

$$M_j = \sum_{t=n}^m h_i(t) \cos q_j t, \quad (19)$$

et

$$N_j = \sum_{t=n}^m h_i(t) \sin q_j t,$$

où q_j est la vitesse angulaire de l'onde déterminée et j est le numéro d'ordre correspondant de l'onde donnée.

En substituant en (19) nous obtiendrons

$$\begin{aligned}
 h_j(t) &= \sum_i R_i \cos(q_i t + \varphi_i), \\
 M_i &= \sum_{i=n}^m \left[\sum_i R_i \cos(q_i t + \varphi_i) \right] \cos q_j t, \\
 N_i &= \sum_{i=n}^m \left[\sum_i R_i \cos(q_i t + \varphi_i) \right] \sin q_j t.
 \end{aligned}
 \tag{20}$$

Tenant compte que $R_1 = \delta_1 R_1$ (R_1 sont les amplitudes théoriques en tenant compte de toutes les variations à la suite des transformations) et $\phi_1 = \phi_1^T + \Delta\phi_1$ (ϕ_1^T sont les phases initiales théoriques, les formules (20) après certaines transformations élémentaires prennent la forme suivante

$$\begin{aligned}
 M_i &= \sum_j A_{i,j} R_i^T (\cos \phi_{i,j} \cos \Delta\varphi_i - \sin \phi_{i,j} \sin \Delta\varphi_i) \delta_i + \\
 &+ \sum_j B_{i,j} R_i^T (\cos \phi_{i,j} \cos \Delta\varphi_i - \sin \phi_{i,j} \sin \Delta\varphi_i) \delta_i, \\
 N_i &= \sum_j -A_{i,j} R_i^T (\sin \phi_{i,j} \cos \Delta\varphi_i + \cos \phi_{i,j} \sin \Delta\varphi_i) \delta_i + \\
 &+ \sum_j B_{i,j} R_i^T (\sin \phi_{i,j} \cos \Delta\varphi_i + \cos \phi_{i,j} \sin \Delta\varphi_i) \delta_i,
 \end{aligned}
 \tag{21}$$

où

$$\begin{aligned}
 A_{i,j} &= \frac{\sin[(m-n+1) \frac{q_i - q_j}{2}]}{2 \sin \frac{q_i - q_j}{2}}, \\
 B_{i,j} &= \frac{\sin[(m-n+1) \frac{q_i + q_j}{2}]}{2 \sin \frac{q_i + q_j}{2}}, \\
 \phi_{1,i,j} &= (m+n) \frac{q_i - q_j}{2} + \varphi_i^T, \\
 \phi_{2,i,j} &= (m+n) \frac{q_i + q_j}{2} + \varphi_i^T.
 \end{aligned}$$

Table 1

Résultats de l'analyse harmonique

Méthode de réduction		δ	$\Delta\varphi$										
a_1	B	1.3439	6.05	1.2247	5.11	1.1400	13.50	1.5945	0.10	1.1124	-3.60	1.1124	-3.60
	D	1.1228	3.27	1.2006	-3.89	1.2021	6.65	1.4127	0.85	1.2336	-1.49	1.2336	-1.49
		1.1116	2.48	1.1241	-1.22	1.1621	6.65	1.1818	-3.25	1.1712	-2.11	1.1712	-2.11
a_1	B	1.1728	0.32	1.1327	-1.47	1.2216	1.52	1.1977	-1.75	1.1481	0.01	1.1481	0.01
	D	1.1633	0.21	1.1598	-0.23	1.1995	0.42	1.1878	1.75	1.1461	0.54	1.1461	0.54
		1.1633	0.11	1.1271	-0.24	1.2221	1.10	1.124	-0.14	1.120	0.53	1.120	0.53
M_1	B	0.8420	-10.29	1.2399	12.75	1.3020	22.21	1.5190	8.34	1.2540	3.65	1.2540	3.65
	D	0.9621	-18.53	1.1543	10.05	1.3997	8.62	1.2787	11.55	1.239	16.63	1.239	16.63
		1.1201	-1.27	1.1856	12.70	1.1977	8.62	1.2463	-3.21	1.221	-13.17	1.221	-13.17
M_1	B	1.1935	2.61	1.1923	-1.01	1.2021	-1.58	1.1663	-3.19	1.1244	-3.17	1.1244	-3.17
	D	1.1925	2.10	1.1855	-1.24	1.1828	-2.01	1.1742	0.35	1.1095	-3.51	1.1095	-3.51
		1.1925	0.51	1.168	1.24	1.193	0.43	1.179	-3.54	1.159	0.34	1.159	0.34
J_1	B	1.0739	17.68	1.185	-11.32	1.4633	11.15	1.636	-3.41	1.4729	-10.44	1.4729	-10.44
	D	1.1023	13.60	1.2435	-6.34	1.2042	17.74	1.3577	-11.74	1.2494	-7.02	1.2494	-7.02
		1.289	4.03	1.1700	-5.54	1.3591	-6.55	1.4369	8.33	1.2285	-3.42	1.2285	-3.42
00_1	B	2.0892	12.18	1.7969	-39.11	1.4242	-71.14	1.4343	-41.23	0.5456	-23.19	0.5456	-23.19
	D	1.9604	18.28	1.6147	-12.83	1.6224	26.28	1.835	-19.06	0.5239	9.49	0.5239	9.49
		1.1283	0.90	1.1622	-26.28	1.1982	-49.58	1.8612	-22.17	0.217	-82.68	0.217	-82.68
$2H_2$	B	1.2176	-7.54	1.0634	2.15	1.7547	25.76	1.5198	-22.72	1.0452	-5.33	1.0452	-5.33
	D	1.2391	-2.47	1.1489	-6.85	1.4527	16.94	1.1266	25.75	0.9370	-10.78	0.9370	-10.78
		1.215	-5.07	1.1655	9.00	1.5220	19.12	0.8352	58.47	0.1082	-16.11	0.1082	-16.11
N_2	B	1.2060	3.19	1.2233	0.55	1.1412	2.23	1.2494	-2.61	1.2271	-1.14	1.2271	-1.14
	D	1.1978	2.20	1.2077	2.37	1.1394	1.23	1.2623	0.49	1.2670	-1.42	1.2670	-1.42
		1.182	0.99	1.156	-1.82	1.128	81	1.155	-0.49	1.899	0.28	1.899	0.28
N_2	B	1.2012	-1.41	1.1964	-1.41	1.2050	-1.58	1.2046	-1.75	1.2004	-1.39	1.2004	-1.39
	D	1.1996	0	1.1963	-1.36	1.2030	-0.03	1.2063	1.75	1.2019	-1.52	1.2019	-1.52
		1.16	0	1.194	-0.05	1.20	0.03	1.205	-1.0	1.15	+0.23	1.15	+0.23
L_2	B	1.4677	12.30	0.9739	12.87	1.2749	1.41	1.2707	17.28	0.9116	6.50	0.9116	6.50
	D	1.2982	2.04	1.0362	11.23	1.4053	2.59	1.2432	10.32	1.0229	17.59	1.0229	17.59
		1.1695	10.26	1.1317	1.64	1.1317	-1.18	1.275	6.96	-1.113	-11.09	-1.113	-11.09
S_2	B	1.1832	-5.36	1.1790	-2.21	1.1933	-3.36	1.2129	-1.41	1.1967	-2.67	1.1967	-2.67
	D	1.1896	-5.58	1.1732	-2.19	1.2094	-3.59	1.2096	-2.54	1.1911	-2.41	1.1911	-2.41
		1.164	0.29	1.1732	-0.03	1.151	-0.77	1.233	1.13	1.158	-0.26	1.158	-0.26

Pour $q_j = q_i$ nous obtiendrons $A_{i,j} = \frac{m-n+1}{2}$. Si $q_j \neq q_i$, alors $m-n+1$ doit être tel que soit vérifiée l'égalité

$$\sin\left[(m-n+1)\frac{q_i - q_j}{2}\right] = 0,$$

Dans ce cas il n'y aura pas d'influence de l'onde $j^{\text{ème}}$ sur l'onde i . Si on tient compte que la différence des vitesses angulaires de la plupart des ondes principales est à peu près égale à $0^{\circ}544375$ on multiplie par ce nombre. Alors par l'équation

$$(m-n+1)\frac{q_i - q_j}{2} = 180^{\circ}$$

nous obtenons $m-n+1 = 661$ (pour une série mensuelle). Cependant il faut noter que les différences entre les vitesses angulaires de l'onde S_2 et des autres ondes semi-diurnes principales diffèrent un peu de $\rho 0^{\circ}544375$ où ρ est un nombre entier.

Pour simplifier les calculs il convient de prendre pour époque initiale le temps à l'époque centrale de la série analysée. Dans ce cas $m = -n$ et c'est pourquoi $\phi_{1,j}^1 \approx \phi_{1,j}^2 = \phi_1^T$.

Dans la suite toutes les ondes des marées diurnes et semi-diurnes se partagent (comme dans la méthode de Venedikov) en groupes en supposant qu'à l'intérieur de chacun des groupes δ_j et également $\Delta\phi_j$ sont égaux entre eux pour toutes les ondes.

Puisque l'indice j prend les valeurs de l'indice de l'onde principale pour chacun des groupes nous obtiendrons un système linéaire d'équations pour la détermination de X_j et Y_j :

$$\begin{aligned} X_j &= \delta_j \cos \Delta\varphi_j, \\ Y_j &= \delta_j \sin \Delta\varphi_j. \end{aligned} \quad (22)$$

Pour une meilleure séparation des ondes semi-diurnes quand j prend une valeur de l'ordre du numéro de l'onde S_2 au lieu de q_{S_2} il vaut mieux prendre $30^{\circ}07285$.

Après avoir résolu les deux systèmes des équations, un pour les ondes diurnes et l'autre pour les semi-diurnes, nous trouverons

$$\begin{aligned} \delta_j &= \sqrt{X_j^2 + Y_j^2}, \\ \Delta\varphi_j &= \arctg \frac{Y_j}{X_j}. \end{aligned} \quad (23)$$

Au cas où l'on n'a pas séparé préliminairement les ondes diurnes des semi-diurnes nous obtiendrons un système linéaire.

Les valeurs du facteur d'amplitude δ et le retard de phase $\Delta\phi$ obtenues par la méthode Venedikov et d'après notre schéma et également les différences entre ces valeurs sont données dans la table 1 qui montre que la convergence des résultats pour les deux méthodes est bonne. La différence maximale entre les valeurs du facteur d'amplitude δ pour l'onde M_2 est de 0,17 % et pour $\Delta\phi - 0^\circ 2$.

Puisque les époques centrales de la série analysée par ces méthodes sont différentes, la bonne concordance des résultats pour les deux méthodes permet de supposer que les oscillations sont petites.

Dans le cas des observations clinométriques on peut s'attendre à des différences pour les deux méthodes à cause des différentes approches de l'élimination de la dérive (table 2). On voit que les phases de N_2 et M_2 moins soumises aux influences de température concordent bien entre elles. Il est évident que pour une comparaison plus complète des résultats obtenus d'après les deux schémas il faut encore réduire une certaine quantité de séries mensuelles d'observations clinométriques et également expérimenter le schéma sur la marée théorique. Malheureusement par manque de temps nous n'avons pu faire ces recherches.

Table 2

Résultats des observations clinométriques dans la direction NS

Méthode de réduction	Q_1		Q_2		K_1		M_2		M_2		S_2	
	δ	$\Delta\phi$										
B	1,691	17°,3	0,534	23°,7	1,059	8°,1	0,765	0°,6	0,646	4°,7	0,774	2°,2
D	0,993	-11,3	0,750	28,1	1,039	13,4	0,514	2,9	0,656	3,5	0,743	0,8
	698	28,1	216	-4,4	20	-5,3	211	-2,5	-10	1,2	31	1,4

En conclusion il convient de noter qu'en prenant un certain schéma il faut choisir la longueur de la série réduite de sorte que le déterminant composé des coefficients du système linéaire pour déterminer les valeurs X_j et Y_j prenne la valeur maximale. Dans ce cas l'influence des erreurs accidentelles sera plus faible.

Tous les calculs sont faits sur EVM EC 1020 d'après le programme que nous avons composé.

BIBLIOGRAPHIE

1. MELCHIOR P.,
Marées Terrestres, M. "Mir" 1968, p. 482

2. MATVEYEV P.S.,
Analyse harmonique d'une série mensuelle de marées terrestres.
Dans le livre : Marées terrestres K 1966, pp. 51 à 74.

3. VENEDIKOV A.P.,
Une méthode pour l'analyse des marées terrestres à partir d'enregistrements
de longueur arbitraire.
Com. Obs. Roy. Belg., 1966, N° 250, s.g. 71, p. 463-485.

CERTAINES PARTICULARITES DU GRAVIMETRE GS 12 N° 185

P.S. KORBA, V.G. BALENKO, V.P. SCHLIAKKOVII, V.A. OVTCHINNIKOV

Rotation et déformations de marées de la Terre

9, pp 33-37, 1977

Le gravimètre "Askania" N° 185 acquis par l'Observatoire gravimétrique de Poltava en 1965 n'avait pu être mis en enregistrement des marées car le galvanomètre enregistreur avait un fils du cadre cassé. Le galvanomètre a dû être retourné à la firme pour réglage ou remplacement. L'enregistrement a commencé en 1967 en Crimée à la station de "Bakktchissaraï", simultanément avec le gravimètre GS 11 N° 159 (1).

A l'inverse du gravimètre N° 159, l'enregistrement du gravimètre N° 185 était fortement perturbé par un bruit quasi périodique constant (fig. 5) qui a diminué la précision des mesures et s'est fait sentir d'une façon particulièrement négative sur la détermination de la sensibilité. On n'a pas réussi à éliminer ces difficultés à l'époque du fonctionnement de la station de "Bakktchissaraï".

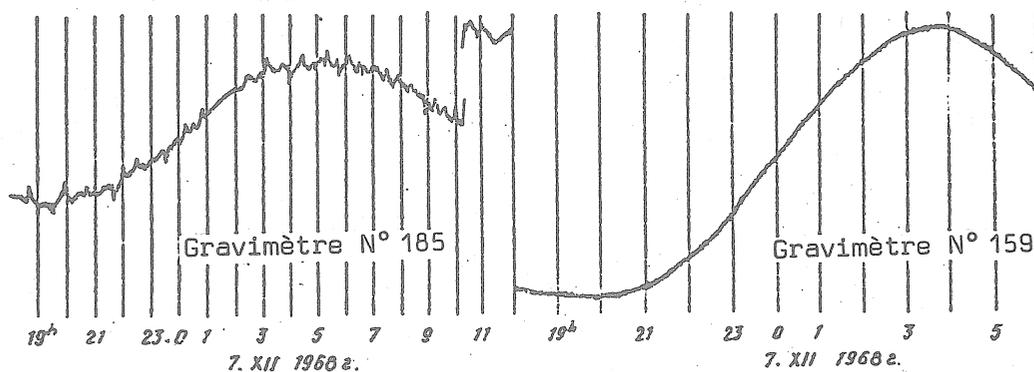


Fig. 1 : Enregistrement des marées à la station de "Bakktchissaraï".

Les deux gravimètres ont été installés en 1973 dans la cave de l'Observatoire à Poltava (2). Malgré de bonnes conditions on a continué à observer dans les enregistrements du gravimètre N° 185 des perturbations du même caractère qu'à Bakktchissaraï, mais au printemps 1974 sont apparus des sauts

se multipliant dans le temps et augmentant en dimension sur toute la largeur de l'enregistrement. Suite à cela on a pris la décision d'abandonner l'enregistrement pour éliminer les sources de ces difficultés.

En premier lieu on a vérifié l'herméticité de l'appareil car on avait noté à Bakktchissaraï que lors du dévissage de la vis d'équilibrage de la pression on n'observait pas de mouvement de l'air par l'ouverture. Pour vérification, et en conformité avec les instructions, on a créé à l'intérieur du gravimètre une pression supplémentaire qui a été mesurée avec un manomètre à huile. La non herméticité du container extérieur du gravimètre a ainsi été confirmée.

Pour découvrir le point de fuite il a fallu examiner le thermostat intérieur jusqu'à l'enveloppe métallique du gravimètre et on a découvert une fissure à l'endroit d'introduction d'un des fils qu'on a rempli de colle BI - 2. Après cela l'herméticité du container extérieur a été rétablie. On a maintenu la pression supplémentaire dans les limites envisagées par les instructions (1 mm. merc./heure).

On a mesuré la valeur de la résistance de l'isolation des réseaux électriques du thermostat et de la lampe de spot des photoéléments. On a découvert ainsi un court circuit interne dans le corps de l'appareil, le fil du thermostat ayant coupé la garniture isolante.

Après ces réparations les perturbations dans l'enregistrement n'ont pas disparu.

Lors de la vérification de la partie optique et mécanique de l'appareil (serrages de toutes les vis, attache des miroirs, ressorts de mesure et de zone, etc...) on n'a découvert aucune incorrection réelle. Ainsi, parmi les sources possibles de difficultés il restait les circuits électriques du 6 Volts dans le circuit du galvanomètre, l'instabilité du courant de la lampe et le niveau de bruit des photoéléments.

Pour vérifier la première de ces causes on a obtenu l'enregistrement du courant noir des photoéléments et du courant de l'ordre de 10^{-11} A à partir d'un diviseur de tension placé au lieu des photoéléments avec les thermostats branchés et débranchés et l'ampoule du spot.

On a découvert que lors du branchement du thermostat, l'enregistrement du courant noir et du courant venant du diviseur était troublé. Cela a témoigné de l'existence de court circuits dans le circuit du galvanomètre enregistreur depuis les fils du 6 volts. Pour les éliminer nous avons changé le

montage des fils dans le gravimètre afin d'isoler le circuit du galvanomètre enregistreur du réseau 6 volts. Dans les parties importantes les fils sont remplacés par des fils sous une gaine mise à la terre.

Après ces changements, les sauts dans l'enregistrement ont disparu mais le bruit quasi périodique (Fig. 1) n'a pas diminué.

La stabilité du courant du spot lumineux a été étudiée lors de son installation dans le gravimètre et sur un support préparé spécialement. Lors de la fermeture du miroir parabolique par un écran non transparent sous l'ampoule du spot on a observé une diminution du niveau de bruit quasi périodique bien que cela ne se soit pas produit dans des cas isolés que nous n'avons pas expliqués.

Lors de l'examen du miroir réfléchissant il est apparu qu'il est très solidement fixé et est entouré de colle dans la monture supérieure du luminaire. Lors de cette fixation les déformations calorifiques non constantes dans le temps du miroir donnant jusqu'à 30 % du courant lumineux constituent l'une des sources des perturbations observées de l'enregistrement.

Le remplacement des photoéléments du constructeur par d'autres au silicium, dont la sensibilité est sensiblement plus élevée, a donné une augmentation du courant lumineux due à une réflexion superflue de la lumière depuis le miroir parabolique et celui-ci a été enlevé du luminaire.

Il est très difficile d'étudier le niveau de bruit des photoéléments du constructeur. Pour éliminer l'influence possible des systèmes mécanique et optique il faut étudier les photoéléments à l'intérieur du gravimètre mais dans les conditions qui se produisent lors de l'enregistrement.

Nous avons expérimenté quelques systèmes de fixation des photoéléments et des spots et également leur protection thermique qui ne donnaient pas la sécurité exigée. La répétition des courbes d'enregistrement du courant photo a été obtenue après installation des photoéléments du constructeur dans le séismo clinomètre d'Ostrovskii (5) à l'endroit des photoéléments en silicium enlevés. Dans la position d'arrêt on enregistrait par le galvanomètre depuis le gravimètre N° 185 un courant de l'ordre de 10^{-11} A, successivement depuis les photoéléments au silicium et du constructeur. L'enregistrement des photoéléments au silicium présentait l'aspect d'une ligne droite tandis que l'enregistrement du courant des photoéléments du constructeur consistait en pulsations quasi périodiques analogues à celles représentées à la fig. 1. On a conclu à l'incorrection des photoéléments du constructeur et on a décidé de les remplacer dans le gravimètre par ceux au silicium.

Dans une première variante, les photoéléments au silicium ont été fixés parallèlement l'un à l'autre sur une plaque en verre organique. Cette installation paraissait mauvaise car les très faibles déformations mécaniques sans lesquelles il est impossible de les fixer parallèlement l'un à l'autre provoquent l'apparition de bruit du courant photoélectrique.

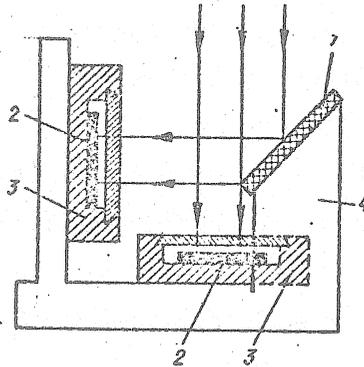


Fig. 2 : Schéma du transformateur photo-électrique :

1. Miroir avec couverture extérieure;
2. Photoéléments;
3. Supports pour les photoéléments;
4. Base métallique du transformateur photo-électrique.

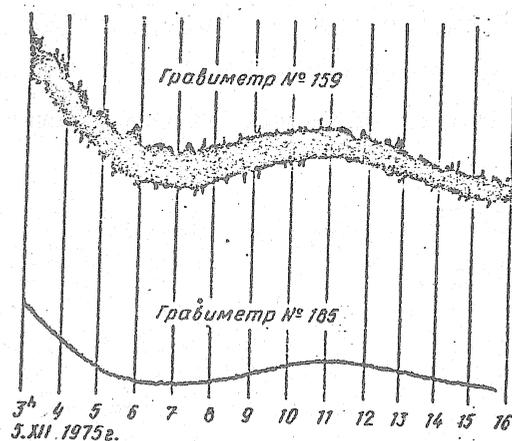


Fig. 3 : Enregistrement des marées à Poltava après entretien du gravimètre N° 185.

Dans la seconde variante, le courant lumineux réfléchi depuis le miroir sur le levier du système sensible est partagé en deux parties et est dirigé sur les éléments se trouvant séparés qui ont été remis librement dans les supports confectionnés en verre organique éliminant la possibilité de déformations mécaniques. La variante de construction du transformateur photo-électriquesatisfait aux exigences de l'enregistrement des marées. L'enregistrement

du courant photo par le galvanomètre extérieur en position d'arrêt du gravimètre se présentait comme une ligne droite et les pulsations quasi périodiques (fig. 3) ont disparu.

Lors de l'expérience du transformateur photo-électrique il est apparu que la résistance des photoéléments au silicium est un peu plus petite que la résistance de ceux du constructeur c'est pourquoi pour diminuer l'amortissement du mouvement du cadre du galvanomètre intérieur on a installé à la sortie des photoéléments une résistance de 4.8 Kohm. Dans ce cas l'indicateur lumineux du galvanomètre intérieur s'est placé dans une minute. C'est quatre fois plus que pour le gravimètre GS 11 N° 159 mais tout à fait suffisant pour un calcul sûr de la position du faisceau. La stabilité du gravimètre N° 185 a été sensiblement augmentée en comparaison avec le réglage du constructeur. Si avant la révision le niveau du bruit des microséismes en automne et en hiver pour le gravimètre N° 185 était plus grand que pour le gravimètre N° 159, après la révision il devint plus petit, (voir fig. 3).

Un côté négatif du remplacement des photoéléments par ceux au silicium est constitué par le fait que survient à partir de la résistance lissée dans le courant photo un bruit de l'ordre de 10^{-11} A analogue au bruit venant des photoéléments du constructeur qui ont été enlevés. Son intensité ne dépend pas du matériau du résistor mais de la valeur de la résistance. Il apparaît avec une résistance de 30 à 50 Ohms et croît rapidement. Pour cette raison on peut déduire le point de non sensibilité à l'accumulateur au milieu de l'échelle du galvanomètre intérieur uniquement par la sélection de paires correspondantes de photoéléments ce qui est moins facile que le branchement des résistors.

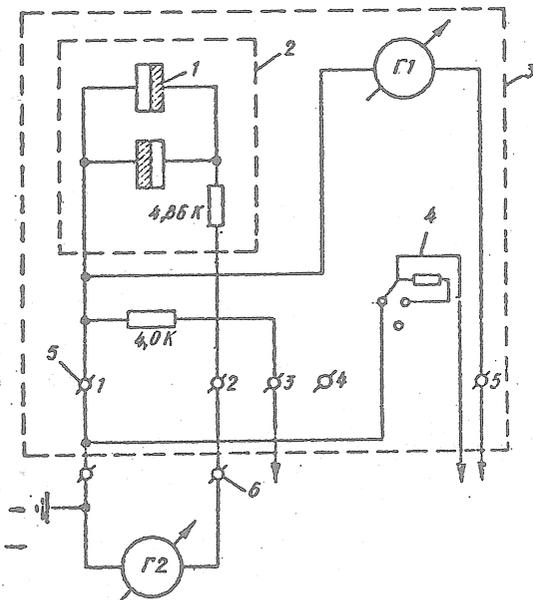


Fig. 4 : Schéma du circuit électrique des photoéléments - galvanomètres :

- r1 - Galvanomètre intérieur;
- r2 - Galvanomètre enregistreur;
- 1 - Photoéléments;
- 2 - Container intérieur;
- 3 - Container extérieur;
- 4 - Commutateur du galvanomètre;
- 5 - Pièce encollée, vis pour le branchement du câble du galvanomètre enregistreur.

Lors des observations réitératives des marées à Poltava on a couvert le gravimètre d'une protection thermique supplémentaire sous forme d'une coiffe rectangulaire en plastique d'une épaisseur de 6 cm. Pour ne pas ouvrir la coiffe au moment de la calibration on a allongé la vis de déplacement de l'échelle et l'installation du bissecteur et également soulevé à l'aide d'une feuille supplémentaire l'oculaire de la loupe de mesure de position du ressort de mesure.

Après cela on a déterminé les constantes du gravimètre N° 185.

La valeur de division du ressort de mesure a été obtenue par la méthode de la bille. Elle était égale à $178,04 \pm 0,05$ $\mu\text{gal/div}$. Avant l'entretien du gravimètre sa valeur était de $178,22 \pm 0,04$ $\mu\text{gal/div}$. Les positions des niveaux n'ont pas changé.

On a déterminé les coefficients d'amortissement pour les galvanomètres interne et enregistreur d'après la méthode proposée par J.A. Ditchko, P.S. Korba (3). Ces recherches sont exposées en détail dans le travail (4). Nous avons découvert pour le gravimètre N° 185, une forte influence du galvanomètre intérieur sur le retard du galvanomètre extérieur en relation avec le fait qu'on a décidé de continuer l'enregistrement des marées en débranchant le galvanomètre intérieur. Pour que l'échelle d'enregistrement ne varie pas sensiblement, au lieu du galvanomètre on a envisagé le branchement d'un résistor équivalent de 4,0 Kohm.

Après ces changements, le schéma du circuit électrique du photo-élément - galvanomètre a pris l'aspect représenté sur la figure 4.

En novembre 1975, le gravimètre N° 185 a été installé parallèlement au gravimètre N° 159 dans la cave de l'Observatoire gravimétrique de Poltava.

BIBLIOGRAPHIE1. Korba, P.S.,

Variations de marées de la force de pesanteur à Bakktchisarai en 1968 à 1971.
Rotation et déformations de marées de la Terre 1973. Publ. 5, p. 16 à 23.

2. Korba P.S., Balenko V.G., Ditchko J.A. et autres,

Variations de marées de la force de pesanteur à Poltava en 1973 - 1974.
Rotation et déformations de marées de la Terre 1976. Publ. 8, p. 19 à 23.

3. Korba P.S., Ditchko J.A.,

Sur les conséquences de l'amortissement lors des observations de la force
de pesanteur par le gravimètre "Askania".
DAH. Ukraine 1965. N° 8, p. 1035 à 1038.

4. Balenko V.G., Korba P.S., Boulatsen V.G., Schliakhovi V.P.,

Sur les perturbations de phase lors de l'enregistrement des marées terrestres
par les gravimètres "Askania",
Cette publication. p. 37 à 44.

5. Ostrovskii A.E.,

Le clinomètre avec enregistreur photo-électrique.
Recherches gravimétriques. M. 1961, p. 41 à 75.

INTRODUCTION OF VOLTAGE TO FREQUENCY CONVERTERS AS LONG
TERM INTEGRATORS ADAPTED TO DATA ACQUISITION.

M. VAN RUYMBEKE* and B. DUCARME**

The application of new sophisticated devices for the recording of geophysical parameters requires to eliminate undesirable noises. Analogic filters are usually proposed.

However in the case of long period noise, they introduce many difficulties.

The best procedure to obtain a high noise rejection and suitable response characteristics is to use a digital long-term integrator.

The block diagram of such a system, as shown on fig. 1, has four parts :

- A source with a preamplified analogic output signal $V(t)$.
- A Voltage to Frequency converter transforming the source signal $V(t)$ into a proportional frequency signal $f(t)$.
- A counter which records the signal $f(t)$ during a defined interval T .
- A system recording the counting results.

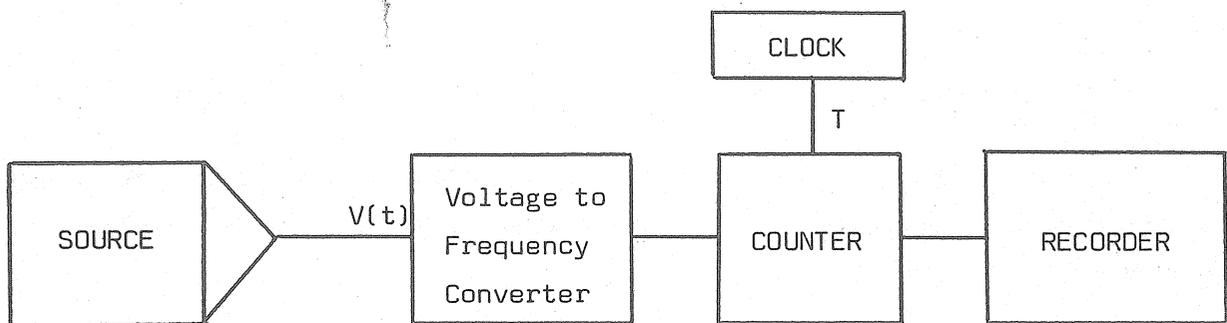


Figure 1.

* Observatoire Royal de Belgique - Université de Liège.

** Chercheur qualifié au FNRS : Observatoire Royal de Belgique.

The transfer function of the complete device is presented in detail in {Rasson 1978}.

The integrator eliminates high frequencies without noticeable changes of the very low frequency signal (earth tide for exemple).

The first experimentation of this system was done with a LaCoste Romberg gravimeter installed at the Royal Observatory of Belgium in March 1977.

The scheme is described on figure 2.

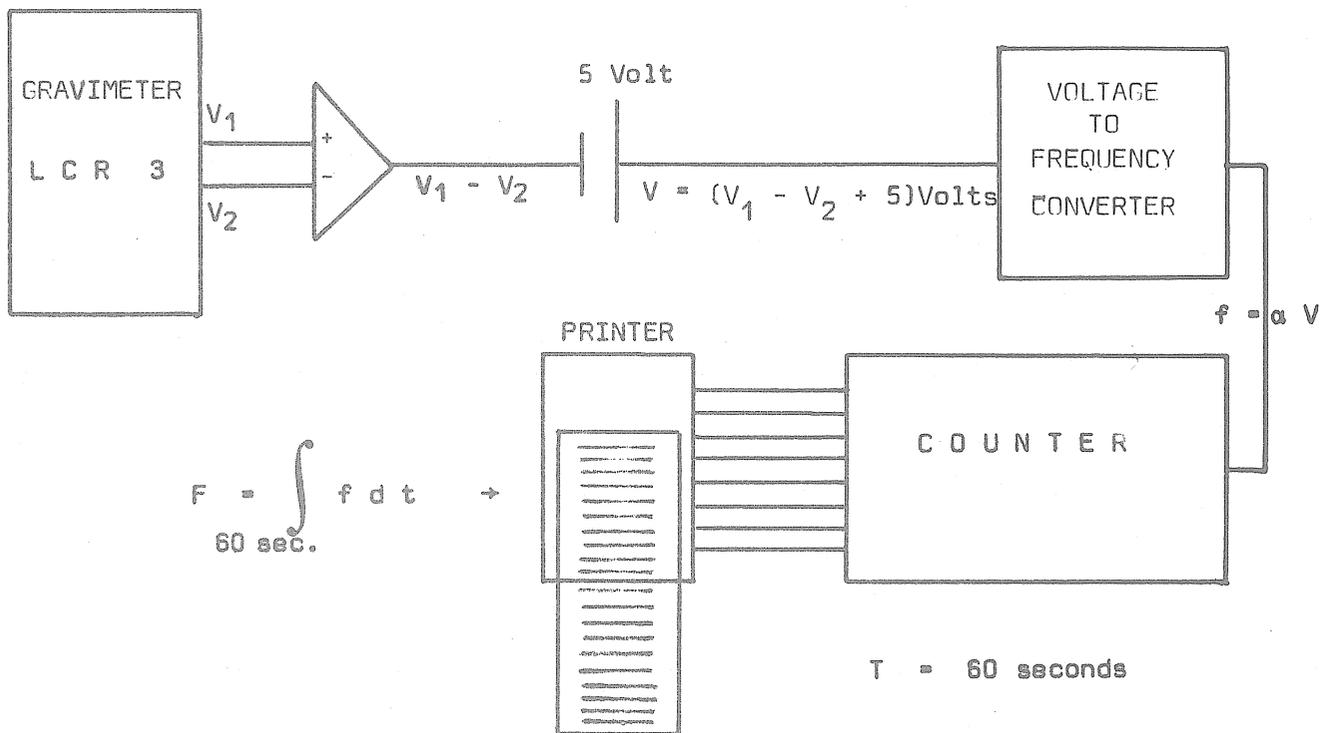


Figure 2.

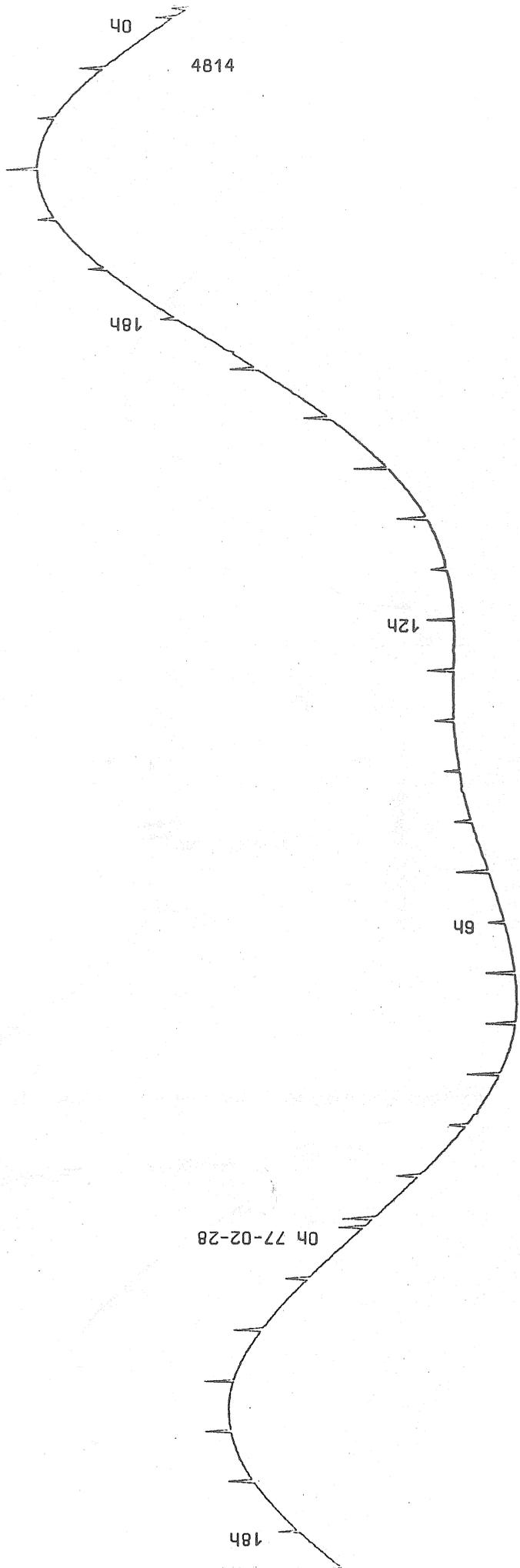
An example of filtered curve are presented on figure 3.

The curves presented on fig. 4 show the Vrancea Earthquake (Rumania). The integrated curve appears strongly filtered so that only the long period waves are still recorded.

BIBLIOGRAPHY

J. RASSON, Integrating techniques in earth tides
p. 4817, BIM n°79, 1978.

Application Bulletin - Teledyne Philbrick,
Bulletin AN9 January 1974.



Example of filtered curve.

Figure 3.

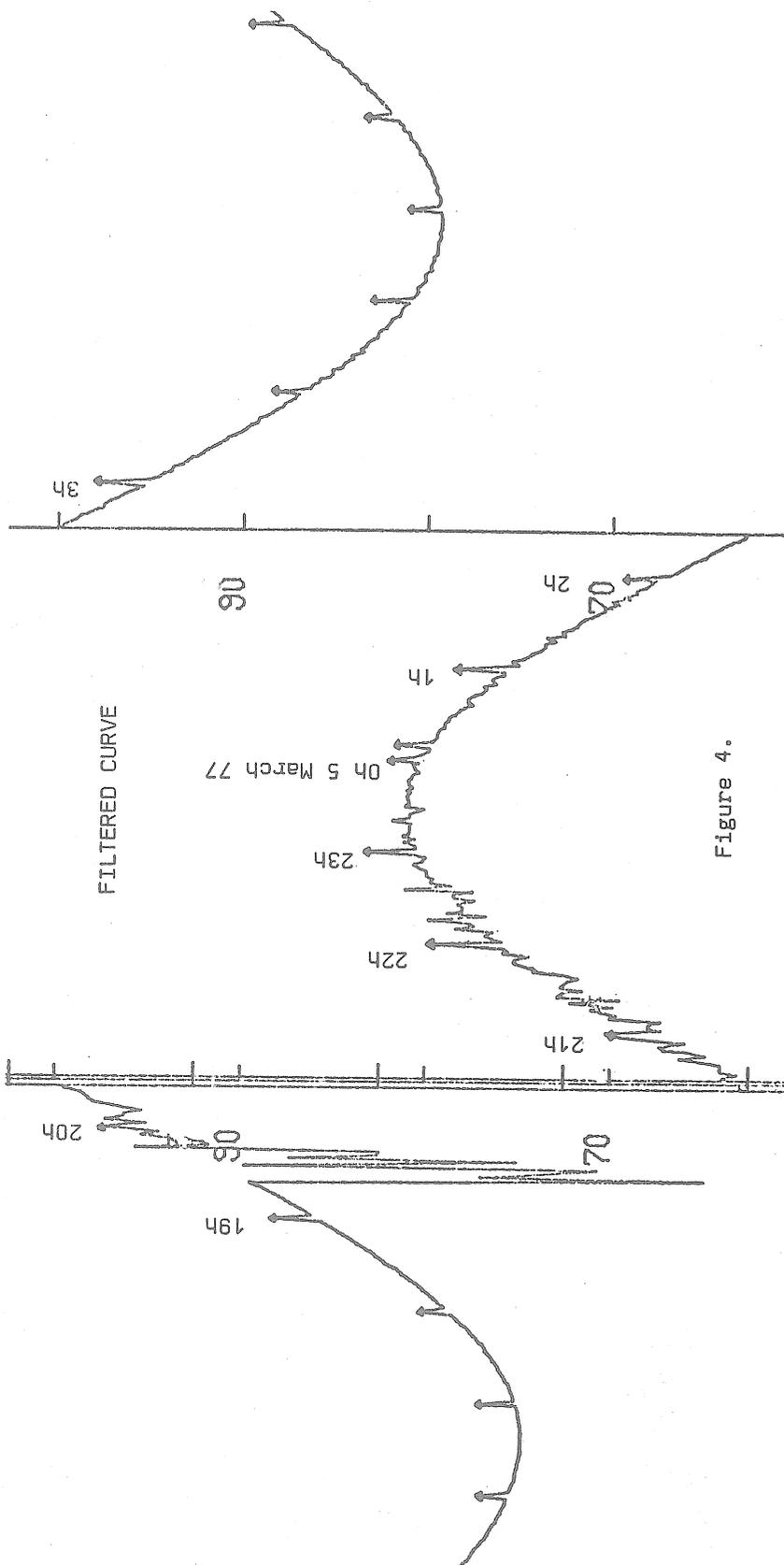
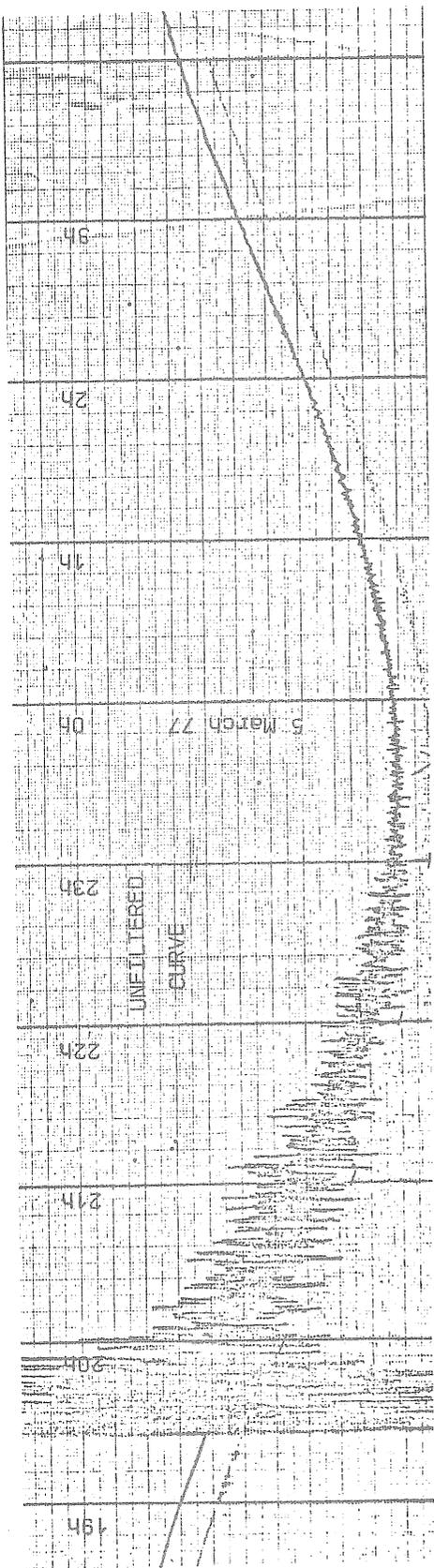


Figure 4.

INTEGRATING TECHNIQUES IN EARTH TIDES RECORDING

J. RASSON

SUMMARY

A method providing filtering of geophysical and instrumental noise encountered in earth tide signals is proposed.

The basic principle is to measure the frequency of the F.M. signal issued by the instrument or by a voltage to frequency converter by means of digital counters. Special attention is paid to the aliasing problem. Applications with a Geodynamics and Askania gravimeter are presented. Advantages are : severe rejection of low frequency noisy spectral components, accurate induced phase lag, fast step response and digital output.

1. QUANTIZING A TIDAL VARIABLE.

The acquisition of numerical values for time dependent physical variables is now a necessity owing to the possibility of processing large amount of data by computers.

One commonly used solution to obtain such data is to deal with a transducer which outputs a given voltage for a given state of the variable. The voltage is recorded on paper and is later smoothed, digitized and written upon magnetic tape by a human operator.

An alternative method is to sample and hold the actual voltage level for performing analog to digital conversion. The obtained number is then stored on a computer compatible support.

The former method is extensively used at the Royal Observatory of Belgium with gravity meters, extensometers and VM pendulums equipped with capacitive transducers. This data acquisition gives satisfactory results and appears to be highly reliable, yet it is not impersonal and needs a well trained staff.

The latter solution was proposed to avoid the time consuming data readings on chart paper. Problems arose since no low-pass electronic active filters were able to compete with the manual smoothing. Signals with low

frequency noise should impose a filter construction based on large capacitors. This would induce rather inaccurate phase lags and a slow step response which is a disadvantage in the calibration procedure.

However, some transducers, particularly capacitive ones, like those used in Geodynamics gravimeter and recent VMR pendulums, use frequency modulation (F.M.). The tidal variable is then extracted in the form of a proportional varying frequency. The measure of this frequency by means of a counter running for a given period T will yield a final number proportional, as will be shown, to the integral, and thus to the mean, of the signal over the time T . This simple set up appeared to be sufficiently powerful to smooth down the actual geophysical and instrumental noise laying on the earth tide signal while giving at the end of each count the needed numerical information.

2. AVAILABILITY OF F.M. OUTPUTS.

Unfortunately, few geophysical instruments are equipped with a F.M. output.

However, some electronic devices, called Voltage to Frequency Converters (VFC's), will conveniently transform the voltage at the output at a Askania or L.C.R. gravimeter or any other instrument into a proportional frequency. Those converters are presently high quality ones. Specifications of such a device are given in table 1. A voltage offset is often required as VFC's accept but fixed polarity signals. The offset should be supplied by a voltage reference in order to avoid undesirable drifts.

Input

input voltage range	0 to 10V
input overrange, min.	10%
input impedance, voltage in	10 k Ω

Output

frequency range	0 to 10 kHz
frequency overrange, min.	10%
Pulse width	70 μ sec.
Rise and fall time, max.	200 nsec.
Pulse polarity	Pos. or neg.
Settling time to 0.01%	1 pulse of new freq.
Overload recovery	1 pulse of new freq.
Capacitive loading, max.	1000 pF.
Output logic	DTL/TTL or CMOS
Output loading, S.C. protected	12 TTL loads

Accuracy

Non linearity, max.	\pm 0.005%
Tempco of gain, max.	\pm 20 ppm/ $^{\circ}$ C
Gain vs. time	\pm 100 ppm/day
Tempco of zero, max.	\pm 30 μ V/ $^{\circ}$ C
Zero drift vs. Time	\pm 10 μ V/day
Power Supply sensitivity, max.	0.002 %/%
Warm up time to rated accuracy	1 minute
Power requirement, quiescent	\pm 15 VDC at 25 mA

TABLE 1: VFC 10K Specifications.

3. COUNTING A F.M. SIGNAL.

The F.M. signal $F(t)$ may be represented by the function

$$F(t) = \sin \Omega(t) \quad (1)$$

the angle $\Omega(t)$ is related to the modulating frequency $\nu(t)$ by the equality

$$\frac{d \Omega(t)}{dt} = 2\pi \cdot \nu(t) \quad \nu(t) \geq 0$$

or, if

$$\begin{aligned}\Omega(0) &= \phi \\ \Omega(t) &= 2\pi \int_0^t v(t) dt + \phi\end{aligned}\quad (2)$$

Hence

$$F(t) = \sin 2\pi \int_0^t v(t) dt + \phi . \quad (3)$$

Let a counter be defined in the following way :

- . The counter is incremented by one unit each time the function $F(t)$ crosses zero with its derivative being positive. Such a counter is called a positive going edge triggered one.
- . If the counter is allowed to count at the very moment of a positive going edge, it will be incremented by that edge.
- . If the counter is stopped at the very moment of a positive going edge, it will not be incremented.

This definition is consistent with the counting schemes used in frequency measurements.

If such a counter is fed by the F.M. signal $F(t)$, it will increment when

$$\Omega(t) = 2\pi \int_0^t v(t) dt + \phi = 2k\pi \quad k = 0, 1, \dots \quad (4)$$

The left member of (4) will never decrease as $v(t) \geq 0$.

(4) has therefore a single root for each k , t and k increasing together.

Let τ_k be those roots

$$\tau_k = \Omega^{-1}(2k\pi) \quad \text{where } \Omega^{-1}(\Omega(t)) = t.$$

If the counter is initiated at T_a and stopped at T_b , ($T_b - T_a = T > 0$), following inequalities hold, owing to the definition of the counter (fig. 1).

$$\tau_{i-1} < T_a \leq \tau_i$$

$$\tau_j \leq T_b < \tau_{j+1}$$

or

$$i - 1 \leq \int_0^{T_a} v(t) dt + \frac{\phi}{2\pi} < i$$

$$j < \int_0^{T_b} v(t) dt + \frac{\phi}{2\pi} \leq j + 1$$

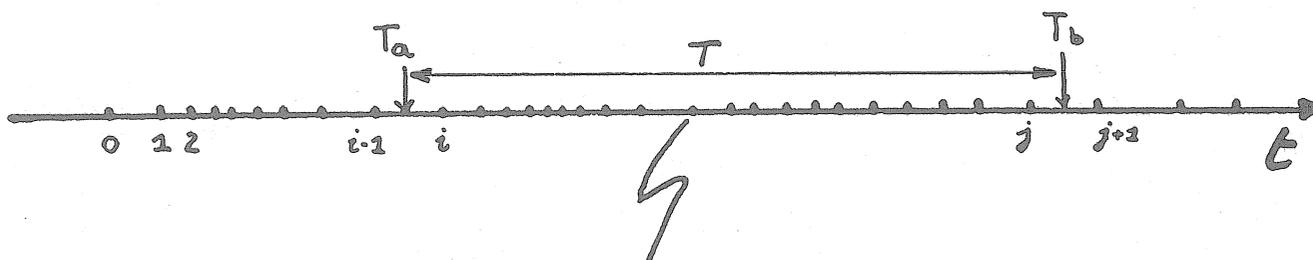


Fig. 1: Every dot represents a positive going edge of the F.M. signal.
Timing for frequency measurement in the integrator

or

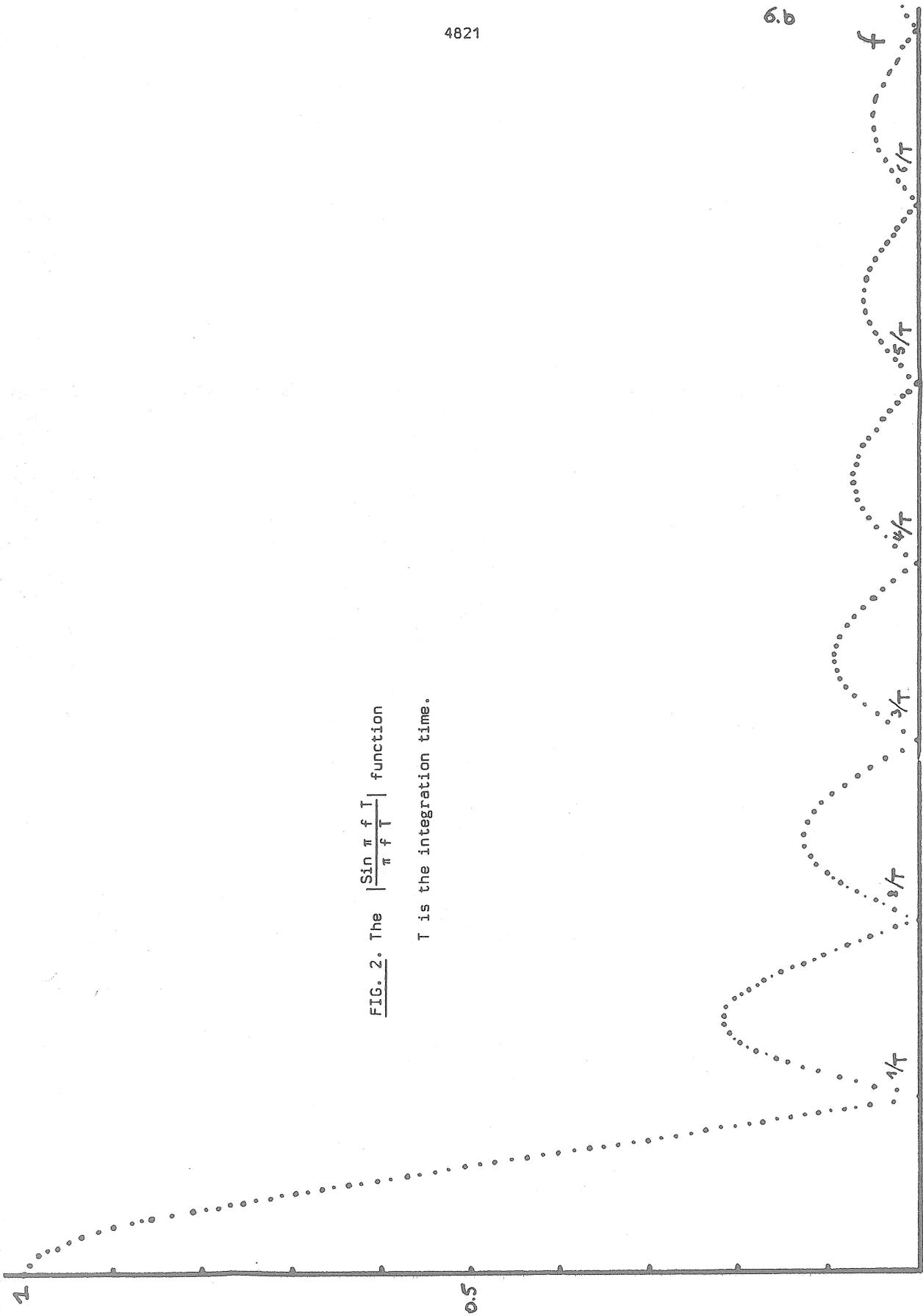
$$-1 < \int_{T_a}^{T_b} v(t) dt - (j - i + 1) \leq 1. \quad (5)$$

Between T_a and T_b , the counter will be incremented $(j - i + 1)$ times. This number, reached by the counter at the end of its run, closes round the value of the integral with but one count. This is due to the fact that a real number, that is $\int_{T_a}^{T_b} v(t) dt$, is approximated by the integer $(j - i + 1)$. In the following calculations, it is assumed that this error is negligible.

6. b

FIG. 2. The $\left| \frac{\sin \pi f T}{\pi f T} \right|$ function

T is the integration time.



4. THE TRANSFER FUNCTION OF AN INTEGRATOR.

If the modulating frequency $v(t)$ is a sinusoid of frequency f and phase ϕ :

$$v(t) = \sin (2 \pi f t + \phi).$$

Then the F.M. signal will be :

$$F(t) = \sin 2\pi \int_0^t \sin (2 \pi f t + \phi) dt + \phi .$$

Applying eq. (5), the transfer function $G_T(f)$ for integrations over duration T is given by :

$$G_T(f) = \frac{M_T(t)}{v(t)}$$

where

$$M_T(t) = \int_{t-T/2}^{t+T/2} \sin (2 \pi f t + \phi) dt \quad (6)$$

$$= \frac{1}{2\pi f} \left[\cos (2 \pi f t + \phi) \right]_{t-T/2}^{t+T/2}$$

$$= T \left(\frac{1}{\pi f T} \sin \pi f T \right) \sin (2 \pi f t + \phi) .$$

Hence,

$$G_T(f) = T \cdot \frac{\sin \pi f T}{\pi f T} \quad (7)$$

T = Duration of integration

f = frequency of the input signal

$$G_T(f) = 0 \quad \text{when} \quad \pi T f = \pi (k+1)$$

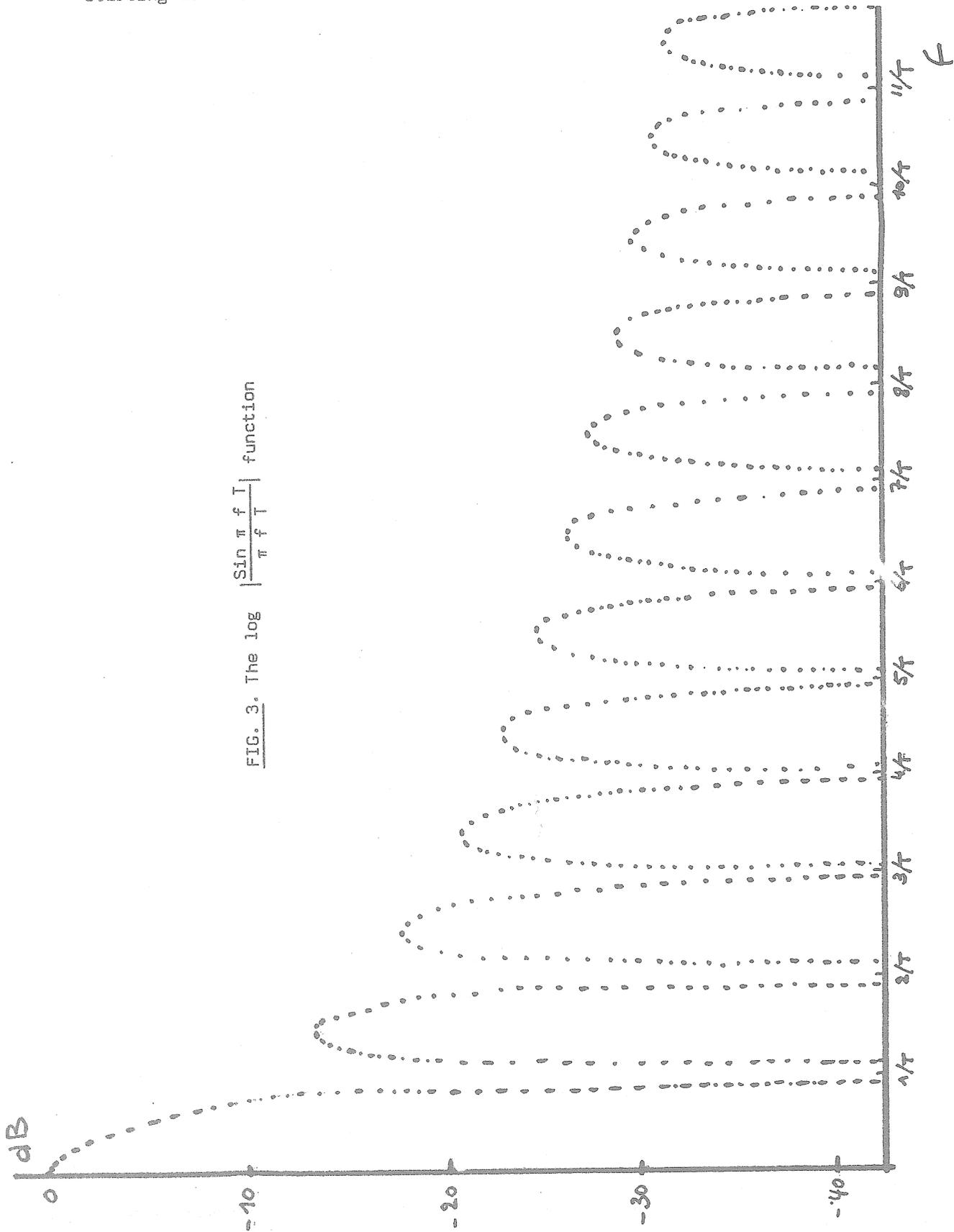
$$> 0 \quad 2k\pi < \pi T f < (2k+1)\pi$$

$$< 0 \quad (2k+1)\pi < \pi T f < (2k+2)\pi$$

The graph of this function is given on fig. (2).

Spectra of signals applied to the integrator will be modified at its output in the way they are multiplied by the transfer function $G_T(f)$. Zeros of this function may be varied ad libitum by changing the value of T . Hence noisy spectral components and associated harmonics can be drastically reduced by

putting T equal to their period. Beside this feature, the $G_T(f)$ function exhibits a minimum 13 dB attenuation (fig. 3) in the high frequency domain starting at $0.8/\pi T$.



5. PHASE BEHAVIOUR OF THE INTEGRATOR.

The formula (7) does not exhibit any phase lag except for a spectral component such that $G_T(f) < 0$ (180° phase lag). However, integration being made around time t , data is made available by the counter only $T/2$ after t . The filtered signal will be delayed by the amount $T/2$. As a result, a tidal constituent with period τ will exhibit a lag of $\frac{\pi T}{\tau}$. Because T can be accurately known, uncertainty on the phase lag of the constituent will not be yielded by the integrator.

The step response is very simple (fig. 4). Full step is reached after delay T . This feature is advantageous in the calibration procedure of gravimeters.

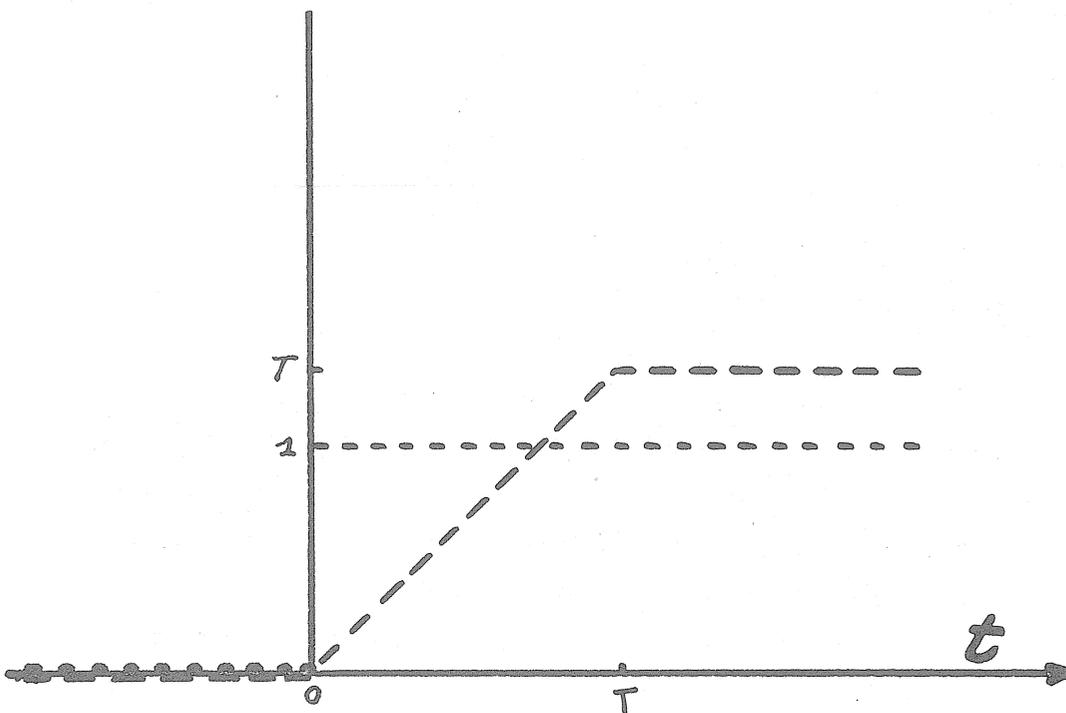


FIG. 4. Step response of the integrator

6. THE ALIASING PROBLEM.

Calculations in the former paragraphs were made with the assumption that integration was done around every instant t . The realisation of such a situation would necessitate an infinite number of counters. In practice, n counters will be used. The first one will be started at time t_m , the second one at time t_{m+1} with $t_{m+1} - t_m = T_s$, the sampling period, the n^{th} counter at time t_{m+n-1} . At t_{m+n} , the first counter will be started again and the sequence keeps going. Hence, the integration time T has to be less than $n T_s$.

The integrator will thus be defined by the following quantities :

$$T_s = \frac{1}{v_s} \quad \text{and} \quad T$$

Assuming that the spectrum of the input signal is $X(f)$, the integrator will output a series of values $\bar{X}(k T_s)$ whose spectrum is

$$\bar{X}(f) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} X(f - n v_s) \frac{\sin(\pi(f - n v_s) T)}{\pi(f - n v_s) T} \quad (8)$$

Complete developments can be found in {1}.

(8) means that the spectrum $X(f)$, filtered by the $G_T(f)$ function, is periodically repeated on the f axis with the "period" T_s (fig. 5). Interference between two adjacent spectra will result in aliasing. If F_s is too low, high frequency noise will pollute long period components and no interpolation for analysis will be able to restore the original signal.

In order to avoid aliasing, F_s should at least be twice the maximum frequency F_M contained in the input signal filtered by $G_T(f)$ (Nyquist or Shannon frequency).

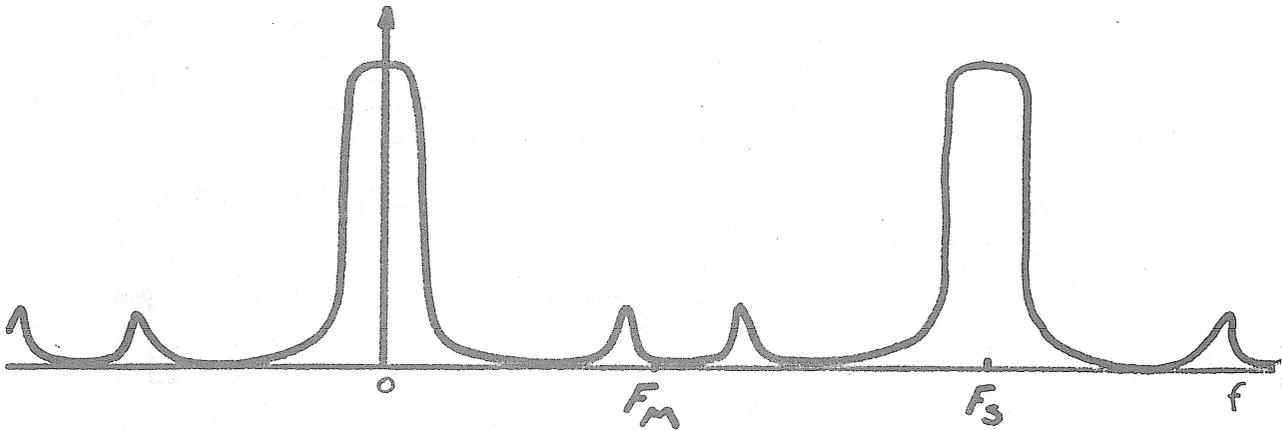


Fig. 5. Plot of eq. (8). F_S , the sampling frequency, is high enough to prevent aliasing ($F_S > 2 F_M$). F_M is the maximum frequency contained in the input signal.

7. REALISATION WITH GEODYNAMICS GRAVIMETER.

A complete integrator was designed in 1978 (fig. 6). Its digital output was equipped with a digital to analog converter (DAC) in order to have a check on a potentiometric recorder. The T/T_S ratio was fixed at 2. T can be adjusted from $1.T_{TB}$ through $99.T_{TB}$, where T_{TB} is the time base period, usually 1 sec. Provision is made for the RESET function, initiating an integration cycle and for a DAV (Data Available) signal, allowing easy interface with a digital cassette recorder or a processor. Attenuation is accomplished by dividing the F.M. signal with a programmable counter. 12 bit counters (MC 14040) are used yielding modulo 4096 values of the integral. Hence, convenient full scale corrections are obtained for the chart recorder.

Fig. 7 shows an example of integrated and non integrated tidal data.

$$T = 60 \text{ seconds} \quad T_S = 30 \text{ seconds}$$

Microseismic agitation, centered a six seconds, is attenuated by 30 dB (a factor 31) worst case (see fig. 3). It must be emphasized that due to aliasing effect, there will be a red noise surimposed on the tidal spectrum of maximum amplitude given by $A/31$ if A is the amplitude of the microseismic noise.

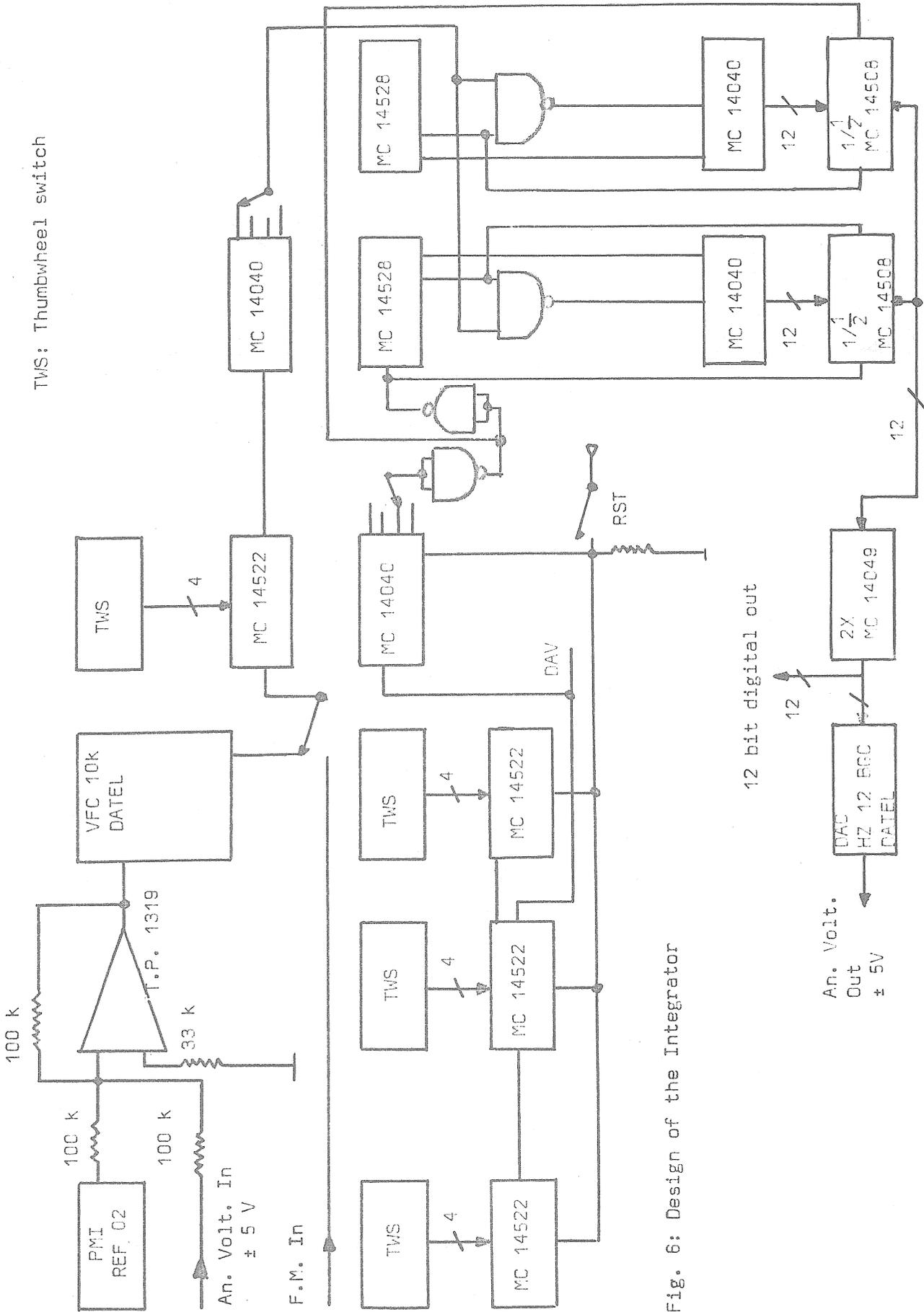


Fig. 6: Design of the Integrator

An. Volt.
Out
± 5V

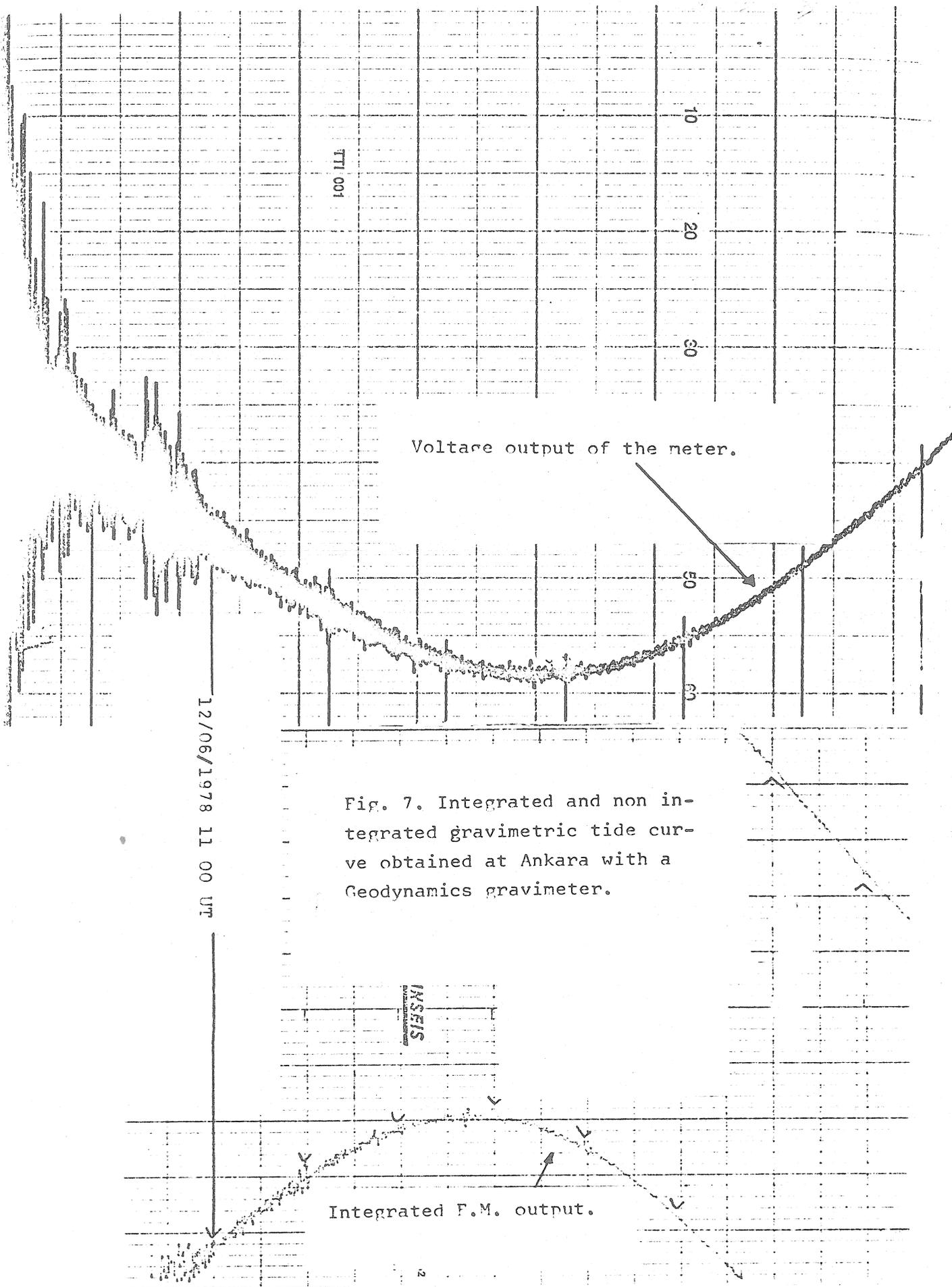


Fig. 7. Integrated and non integrated gravimetric tide curve obtained at Ankara with a Geodynamics gravimeter.

It is not shure that this low frequency perturbation is bigger than the noise introduced by manual smoothing.

Because one full scale on the recorder represents 4096 bits, that is 4096 different digital values, equivalent resolution of 30μ on paper would be attained if original digital values were used ($\sim 0.03 \mu\text{g}$).

8. REALISATION WITH THE ASKANIA 191 GRAVITY METER.

Data obtained with this instrument is perturbed by a irregular voltage oscillation which period is approximately 220 s. The amplitude corresponds to about $10 \mu\text{g}$. This is due to the switching of the internal heaters. Both period and amplitude vary versus time, depending on the thermal behaviour of the medium embedding the gravimeter. At Walferdange geodynamics laboratory, the period of this noise ranges from 215 to 230 s (fig. 8a). Integrating this data with $T = 240$ s and T/T_S gives the curve on fig. 8b. Aliasing reaching the tidal spectrum is to be expected from the odd harmonics of the perturbing thermal wave. Using eq. (7), it is possible to compute the noise added to the diurnal, semi-diurnal and terdiurnal components, supposing that each harmonic has a unit amplitude. With this very large hypothesis, it is found that for the terdiurnal components, where the effect is the most notable, induced aliasing waves would have a amplitude of $1/53$. Better results are expected for an integration with $T = 220$ sec, in the sense the curve on fig. 8b will be smoother.

9. CONCLUSION.

If the tidal analysis of integrated data confirms the calculations made in this paper, for what concerns the slight red noise introduced by the filter, effective progress is realised in the data acquisition of tidal signals. Then, transducers equipped with frequency modulation should be promoted in the design of tidal instruments.

BIBLIOGRAPHY

{1} J. Max. Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques.

2e edition, Masson, Paris 1977.

{2} P. Melchior. The tides of the planet Earth

Pergamon Press 1978.

Fig. 8b Integrated data of Fig. 8a

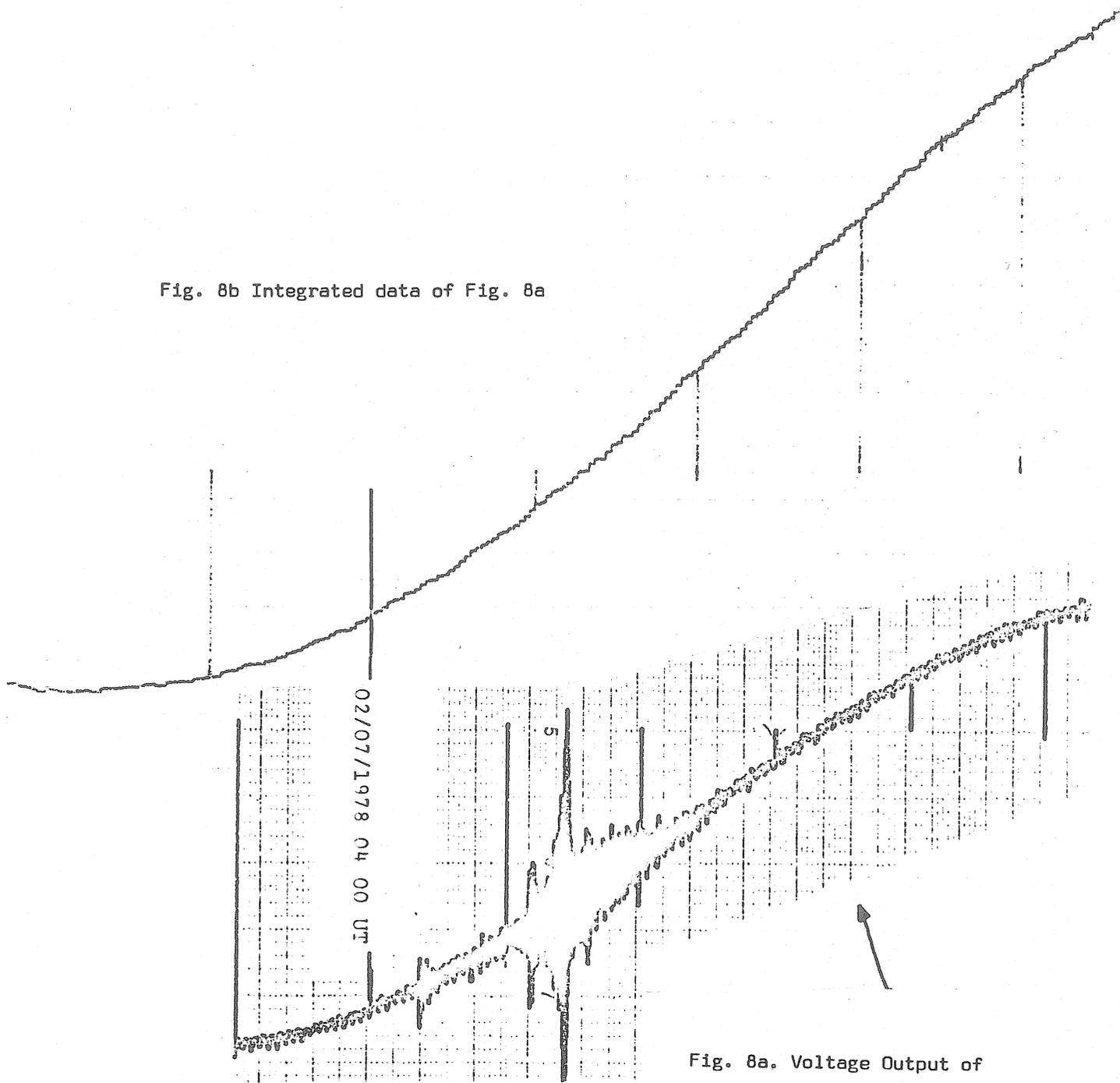


Fig. 8a. Voltage Output of
Askania 191 gravimeter.

