

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

XIX. KÖTET 3—4. SZÁM

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1970

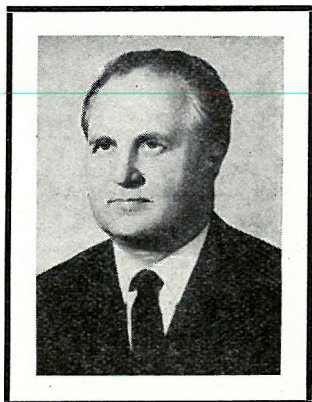
Felelős szerkesztő
MÜLLER PÁL

Szerkesztőbizottság
ÁDÁM OSZKÁR, ERKEL ANDRÁS, SZ. PINTÉR ANNA, POSGAY KÁROLY,
SEBESTYÉN KÁROLY

Szerkesztő
SZÉNÁS GYÖRGY

ETO/UDC/530.3 (061.6.055.2) (439.151)

Felelős kiadó: MÜLLER PÁL igazgató
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Azonossági szám: 0228 — Ívterjedelem: 8 (A/5 ív) — Példányszám: 1140
Ábrák száma: 32 — Papír: 100 g delta
70.4163 Egyetemi Nyomda, Budapest
Felelős vezető: JANKA GYÜLA igazgató



EGYED LÁSZLÓ

1914 – 1970

A Magyar Geofizikusok Egyesülete és a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet jubileumi tünneségén, június 29-én még hallgattuk érdekes előadását. Amikor az előadás után beszélgetett munkatársainkkal, senki nem gondolta, hogy alig egy héttel később el kell tőle végleg búcsuznunk.

A tudós Eged László, Kossuth-díjas, a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja, az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karának dékánja, a Geofizikai Tanszék tanszékvezető egyetemi tanára, a tanszéki akadémiai kutatócsoport vezetője, az Űrkutatási Kormánybizottság tagja, a Magyar Geofizikusok Egyesületének társelnöke, a Nemzetközi Űrkutatási Bizottság (COSPAR) elnökségi tagja, a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió Magyar Nemzeti Bizottságának titkára, az Oktatásügy Kiváló Dolgozója, az Eötvös Emlékérem tulajdonosa, a *Geofizikai Közlemények Szerkesztőbizottságának hosszú ideig tagja*, mint ember minden geofizikusnak jó barátja és a fiatal generáció támogatója volt. A geofizikának szinte minden területén kimagasló munkát végzett és tudományos hire, tekintélye messze túljutott a haza határain.

A magyar geofizikát, a Geofizikai Intézetet és a magyar geofizikusokat pótolhatatlan veszteség érte halálával.

A Geofizikai Közlemények Szerkesztősége mély megrendüléssel és fájdalommal búcsuzik Eged Lászlótól.

A KÖZÖS MÉLYSÉGPONTOS (CDP) ÉSZLELÉSI RENDSZEREK HATÁSOSSÁGA AZ OFF-SET, VALAMINT A TÖBBSZÖRÖSÖK SPEKTRUMÁNAK FÜGGVÉNYÉBEN

BODOKY TAMÁS*—GREUTTER ANTAL*

T. BODOKY—A. GREUTTER

THE EFFICIENCY OF CDP SYSTEMS AS A FUNCTION OF THE OFF-SET AND SPECTRUM OF MULTIPLES

The attenuation-factor (Φ) of split-spread and end-shooting CDP systems is calculated as a function of the off-set and frequency-peak of multiples. In case of spectra encountered in practice, Φ maximum of a split-spread system is sensitive to changes in the spectrum, while that of an end-shooting system is insensitive to them.

Т. БОДОКИ—А. ГРАЙТТЕР

ЗАВИСИМОСТЬ ЭФФЕКТИВНОСТИ СИСТЕМ НАБЛЮДЕНИЙ ПО МЕТОДУ ОГТ ОТ ШАГА СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ И ОТ СПЕКТРА КРАТНЫХ ВОЛН

Авторами была подсчитана зависимость эффективности подавления кратных волн (Φ) при системах наблюдения по методу ОГТ с пунктом взрыва в центре и в конце стоянки от шага сейсмоприемников и от частоты кратных волн. В практически наблюдаемых спектрах максимум функции Φ для системы с пунктом взрыва в конце стоянки не зависит, а для системы с пунктом взрыва в центре стоянки — зависит от изменений спектра.

Ez a tanulmány a Geofizikai Közlemények XIX. köt. 1—2. számában megjelent „Az optimális terítési geometria meghatározása közös mélységpontos észlelési rendszerekben” című tanulmányunk kiegészítése (BODOKY—GREUTTER, 1970).

Előző cikkünkben a közös mélységpontos észlelési rendszerek hatásosságának mértékéül a többszörös reflexiók energiájának az összegzéskor bekövetkező csökkenését, tehát az összegzés utáni, ill. az összegzés előtti többszörös-energia arányát vettük. Bemutattunk egy modellszámítási eljárást ezen arány (Φ) kiszámítására.

A kézirat beérkezése: 1969. nov. 1.

* Eötvös Loránd Geofizikai Intézet.

A számítás eredményeként nyert $\Phi(d)$ görbék közül eldönthető, hogy a C -vel („Roll along”) és a D -vel (Mayne-féle) jelölt rendszerek további vizsgálatának — e rendszerek csekély csillapító hatása, valamint összegcsatornáik sokféle típusa és az egyes típusok szűrőhatása között jelentkező erős eltérések miatt — gyakorlati szempontból nincs sok értelme.

Ezért további számításainkat csak az A -val jelölt középlövéses és a B -vel jelölt végpontlövéses rendszerre (ahol a robbantópont a terítés utolsó geofonjától egy geofonköznyi távolságra van) végeztük el.

Előző cikkünkben a $\Phi(d)$ görbék kiszámításakor olyan waveletet használtunk, amelynek spektrumcsúcsa 47,5 Hz-nél volt. Tekintettel azonban, hogy egy közös mélységpontos észlelési rendszerű mérés tervezésekor nemcsak az észlelési rendszert és a geofontávolságot választhatjuk meg szabadon, hanem — a műszer szűrőinek beállításával — bizonyos mértékig a felvételek spektrumát is befolyásolhatjuk, a $\Phi(d)$ görbék kiszámítását olyan waveletekkel is elvégeztük, amelyek spektrumának csúcsa 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 Hz-nél van (1. ábra).

Az eredményeket diagramban ábrázolva a vizsgált összegcsatorna-típus $\Phi(d, \omega_{\max})$ felületét, vagyis az összegcsatorna többszörös csillapítását nyerjük, az off-set és a többszörös csúcsfrekvenciájának függvényében.

A $\Phi(d, \omega_{\max})$ függvény tehát nem tekinthető szoros értelemben vett $\Phi(d, \omega)$ átviteli függvénynek, mert a frekvenciatengely ω_{\max} értékei nem diszkrét értékek, hanem egy ω_{\max} maximum helyű $W(\omega)$ wavelet spektrumot határoznak meg. Mivel azonban a gyakorlatban soha sem diszkrét frekvenciaértékekkel van dolgunk, a $\Phi(d, \omega_{\max})$ függvény a gyakorlati munkában jobb segédeszköz, mint a $\Phi(d, \omega)$ átviteli függvény.

A 2. és 3. ábra az A rendszer két összegcsatorna-típusának, a 4. ábra pedig magának az A rendszernek $\Phi(d, \omega_{\max})$ függvényét mutatja be. A B rendszer 4 összegcsatorna-típusának $\Phi(d, \omega_{\max})$ függvényei mind egymáshoz, mind pedig a teljes rendszerre számított $\Phi(d, \omega_{\max})$ függvényhez nagyon hasonlítanak, ezért csak az utóbbit mutatjuk be (5. ábra). A teljes rendszerre számított Φ függvényen a rendszerben szereplő 24 összegcsatorna Φ függvényeinek átlagát értjük.

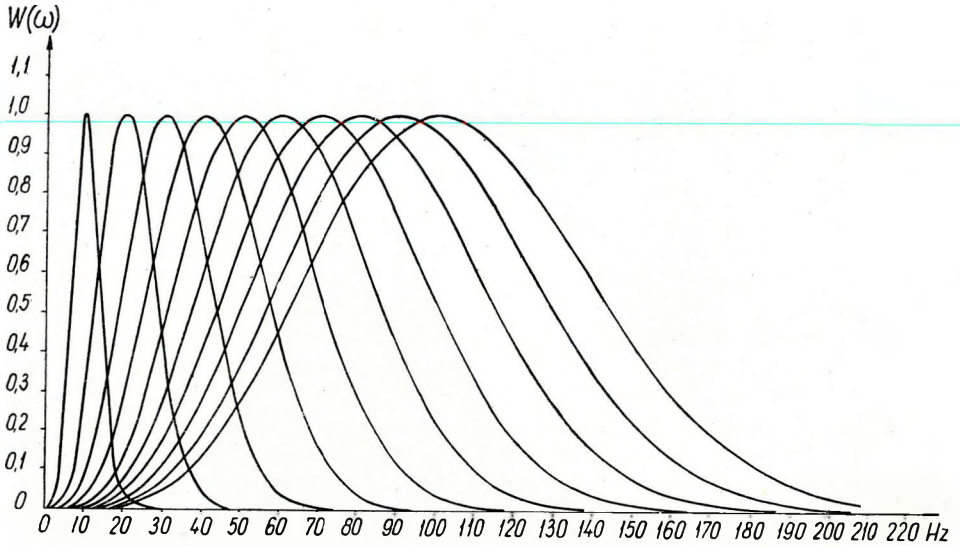
Az előző számításainkból nyert $\Phi(d)$ függvények vizsgálatából kitűnt, hogy a többszörös reflexiók eltávolítására a B rendszer a legalkalmasabb, mert ez éri el a legnagyobb csillapítást, ez éri el maximumát a legrövidebb geofontávolságoknál és az ebben szereplő összegcsatorna-típusok hatása között legkisebb a szórás.

A $\Phi(d, \omega_{\max})$ függvények menetének vizsgálata — különösen a teljes A és teljes B rendszerre számított diagramok összehasonlítása (4. és 5. ábra) — ezeket az eredményeket a B -rendszer egy újabb előnyével egészíti ki: a maximum helye 20 Hz fölött, tehát a gyakorlatban szokásos értékeknél, már alig függ a többszörös spektrumától, míg az A rendszer erre kb. 50 Hz-ig igen érzékeny.

A gyakorlati mérések szempontjából összefoglalva a két tanulmány számításait: megállapíthatjuk, hogy a vizsgált rendszerek közül a többszörös reflexiók kiküszöbölésére legcélszerűbb a végpontlövéses (illetve a terítésen túlról meglőtt) közös mélységpontos rendszerek használata.

IRODALOM

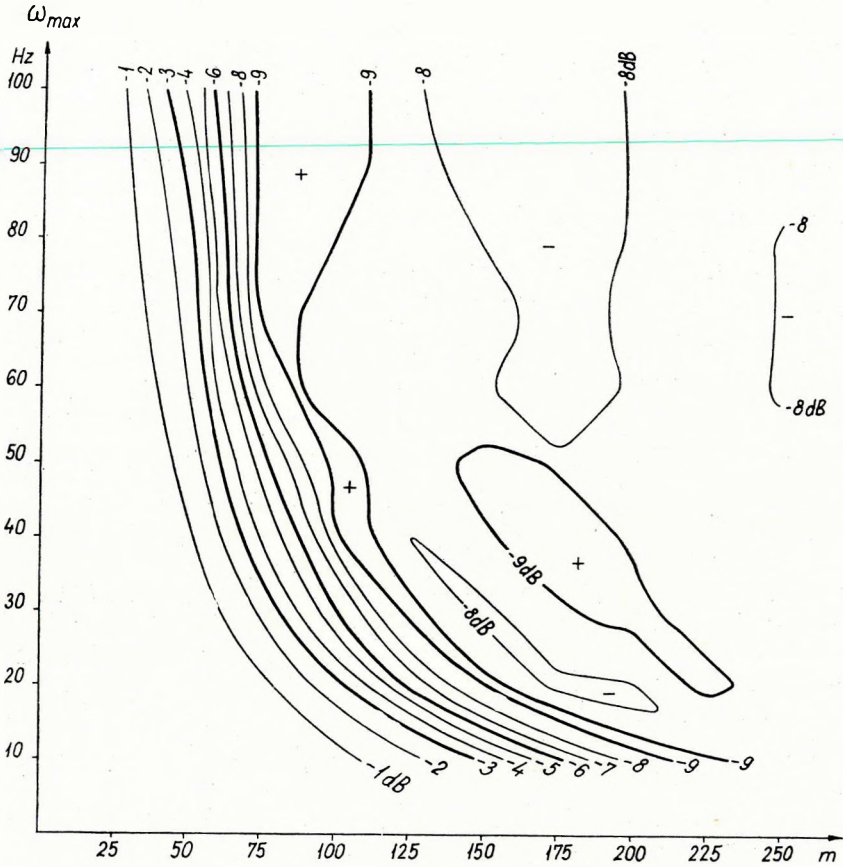
BODOKY T.—GREUTTER A., 1970: Az optimális terítési geometria meghatározása közös mélységpontos észlelési rendszerekben. Geofizikai Közlemények, XIX. 1—2.



1. ábra: A $\Phi(d, \omega_{\max})$ diagramok számításához felhasznált waveletek spektrumai

Fig. 1 Wavelet-spectra used for calculating $\Phi(d, \omega_{\max})$ diagrams

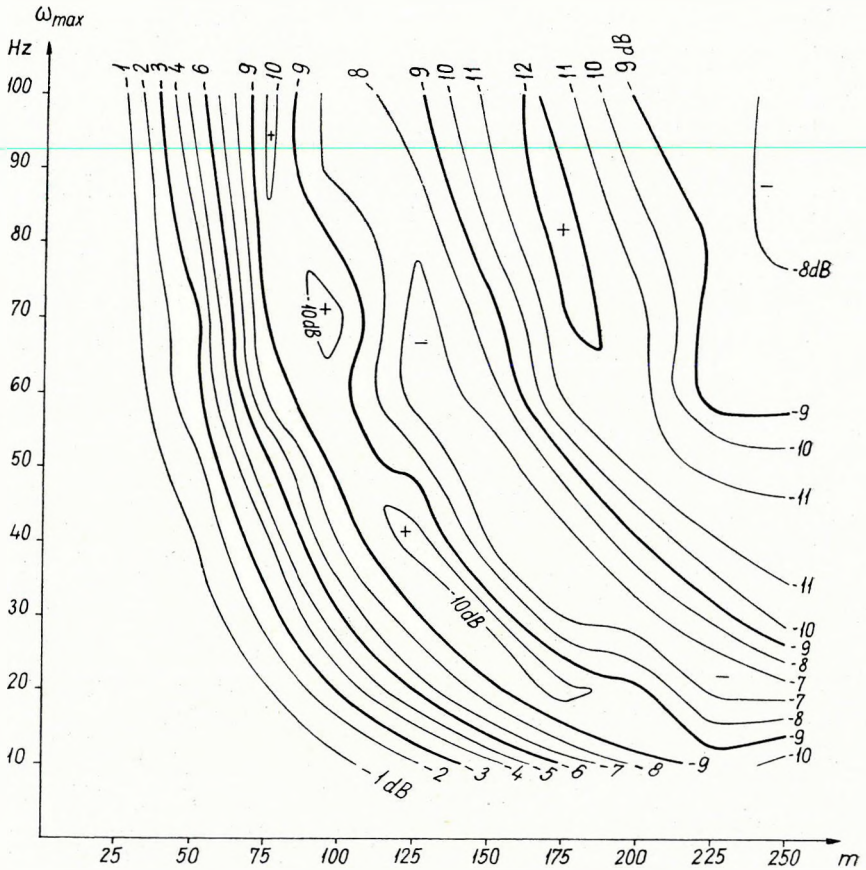
Рис. 1. Спектры волн, использованных для вычисления графиков $\Phi(d, \omega_{\max})$



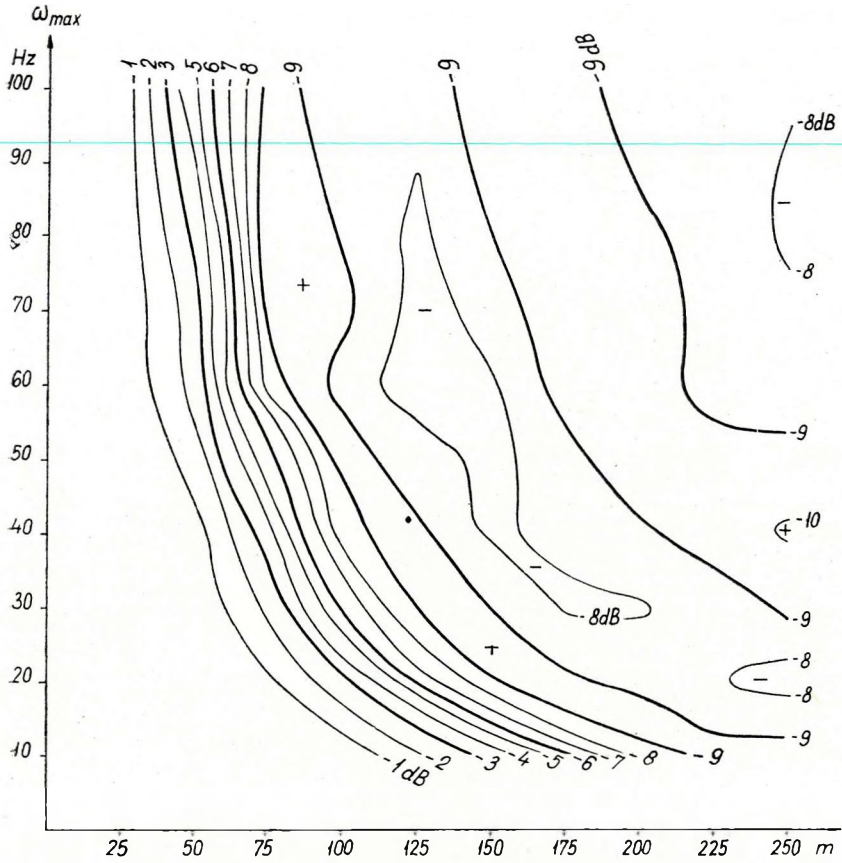
2. ábra: Az A rendszer a típusú összegesatornáinak Φ függvénye

Fig. 2 Φ function of the a type "stacked" traces of system A

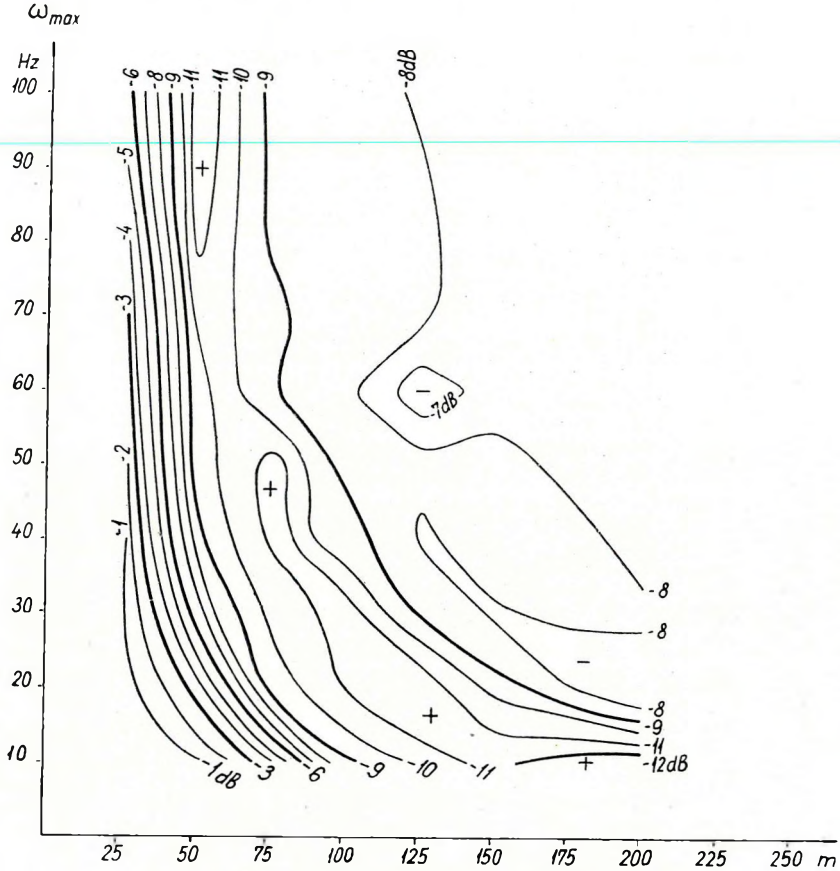
Рис. 2. Функция Φ суммотрасс типа a системы A



3. ábra: Az A rendszer b típusú összegcsatornáinak Φ függvénye
 Fig. 3 Φ function of the b type "stacked" traces of system A
 Рис. 3. Функция Φ суммотрасс типа б системы А



4. ábra: A teljes A rendszerre számított Φ függvény
 Fig. 4 Φ function for the entire A system
 Рис. 4. Функция Φ для всей системы A



5. ábra: A teljes B rendszerre számított Φ függvény

Fig. 5 Φ function for the entire B system

Рис. 5. Функция Φ для всей системы B

FOURIER-TRANSFORMS OF THE TIDAL VARIATIONS IN THE INTENSITY OF GRAVITY

P. VARGA*

VARGA PÉTER

A FÖLDI ÁRAPÁLY GRAVITÁCIÓS VIZSGÁLATA FOURIER-TRANSZFORMÁCIÓVAL

Fourier-transzformációval analizáltuk a Tihanyban, 1967 második félévében kapott gravitációs regisztrátumokat; meghatároztuk az árapály fő komponenseinek, a K_1 , O_1 , M_2 , S_2 és N_2 hullámoknak az amplitúdóhányadosait (δ) és fáziskülönbségeit (κ). A számításokban a cosinus és sinus transzformációkat a Gibbs-féle szorzókkal alkalmaztuk. Minthogy a vizsgált jelenséget poliharmonikus függvény írja le, a cosinus és sinus transzformációk azt mutatják, hogy valamely ω_i frekvencia mellett, a közeli frekvenciájú hullámok a meghatározandó amplitúdókra és fázisokra milyen hatást gyakorolnak. Az analízis arra mutat, hogy ez a hatás egyrészt a szomszédos hullámok frekvenciájától, másrészt az észlelési sorozat hosszától függ. Az árapályhullám-összetevők frekvenciáit elnéve minden ω_i frekvenciára pontosan meghatározhatjuk. Ily módon valamely vizsgált ω_i hullám amplitúdója és fázisa, ill. az elméleti és számított hullámhoz viszonyított amplitúdóhányadosa és fáziskülönbsége is meghatározható. Ilyen számításnál természetesen élnünk kell azzal a (széltében használatos) feltételezéssel, hogy a közeli frekvenciájú hullámok amplitúdóhányadosainak és fáziskülönbségeinek értéke egyforma.

A Fourier-transzformációval meghatározott δ és κ értékeket összehasonlítottuk az árapály vizsgálatára szolgáló speciális analízisek eredményeivel. Eltéréseik a speciális analízissel kapott értékektől nem nagyobb, mint ezek egymás közötti eltérései. Eredményeinket tehát megbízhatónak tekinthetjük. Analízisünk teljes sorozatra támaszkodott; egyúttal azt is megállapítottuk, hogy a meghatározás pontosságára az észlelési sorozat hosszúságával arányos.

П. ВАРГА

АНАЛИЗ ЗЕМНЫХ ПРИЛИВОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТРАНСФОРМАЦИИ ФУРЬЕ

С использованием трансформации Фурье анализу подвергались гравиметрические записи, полученные в Тиханьской обсерватории за второе полугодие 1967 г. Были определены частные амплитуд (δ) и разности фаз (κ) основных составляющих приливов — волн K_1 , O_1 , M_2 , S_2 и N_2 . При вычислениях косинусные и синусные преобразования применялись с коэф-

фициентами Жиббса. Поскольку рассматриваемые явления описываются полигармонической функцией, косинусные и синусные преобразования содержат влияние близких по частоте волн при определенной частоте ω_i на определяемые амплитуды и фазы. В результате анализа было обнаружено, что это влияние зависит от частоты соседних волн, с одной стороны, и от продолжительности серии наблюдений — с другой. Частота составляющих приливных волн теоретически известна, следовательно эффекты, искажающие синусные и косинусные преобразования, могут быть точно определены для каждой частоты ω_i . Таким образом можно определить и амплитуду и фазу некоторой изучаемой волны ω_i , а также частное амплитуд и разность фаз по сравнению с теоретической и расчетной волной. Само собой разумеется, что при таких расчетах необходимо задаваться широко распространенным предположением о равенности частных амплитуд и разностей фаз близких по частоте волн.

Величины δ и κ , определенные с использованием преобразования Фурье были сопоставлены с результатами специальных анализов по изучению приливов. Их отклонение от последних не превышает степень отклонения этих результатов между собой, в связи с чем наши результаты могут считаться достоверными. Проведенные анализы основывались на полную серию наблюдений. Одновременно было установлено, что точность определений пропорциональна длине ряда наблюдений.

A six-month g variation recording was carried out in the Tihany Observatory in 1967. After a special tidal analysis (Lecolazet, Venedikov, Pertsev) Fourier-transforms have been applied to the series of data. In doing so, two aspects were kept in mind: *a*) to compare the earlier results with those obtained through Fourier-transforms; *b*) to make out the suppressing effect of similar frequencies in function of the number of data.

The research was concentrated on the main tidal components (K_1 , O_1 , M_2 , S_2 , N_2) only. Their amplitude-quotients (δ) and phase-differences (κ) were determined. The theoretical amplitudes and phases of the components mentioned were calculated in advance as well as those of similar frequency waves, whose effects could not be completely excluded. Formulas applied:

1. for amplitudes (Pariisky, 1961):

semi-diurnal
waves

$$A_i = C_i [1 - e \sin^2 \psi] \cos^2 \psi, \quad (1a)$$

total daily
variation

$$A_i = C_i [1 - e \sin^2 \psi] \sin^2 \psi. \quad (1b)$$

2. for phases (Doodson, 1928)

$$\varphi_i = k_{1i}\tau + k_{2i}s + k_{3i}h + k_{4i}p + k_{5i}N + k_{6i}p_1. \quad (2)$$

The parameters of the formulas quoted:

A_i	the amplitude of a single tidal wave i
φ_i	the phase of a single tidal wave i
$C_i, K_{1i}, K_{2i} \dots K_{6i}$	characteristic coefficients for a single tidal wave i
e	eccentricity of the Globe
ψ	geocentric latitude
τ	local lunar mean time in degrees
s	mean lunar longitude in degrees
h	mean solar longitude in degrees
p	longitude of the Moon at the perigee, in degrees
n	longitude of the Moon's ascending node in degrees
p_1	perihelic longitude in degrees.

The theoretical value of the gravitational tide in an instant t :

$$y(t) = \sum_{i=1}^n A_i \cos(\omega_i t + \varphi_i). \tag{3}$$

Measured values, having excluded shifts, sensitivity-changes and drift:

$$y(t) = \sum_{i=1}^n \delta_i A_i \cos(\omega_i t + \varphi_i + \kappa_i). \tag{4}$$

Consequently, the phenomenon examined can be regarded apart from observational errors, as purely polyharmonic, and expressed as

$$y(t) = \sum_{i=1}^n (a_i \cos \omega_i t + b_i \sin \omega_i t), \tag{5}$$

where $a_i = A_i \cos \varphi_i$, and $b_i = -A_i \sin \varphi_i$ for theoretical waves and

$$a_i = \delta_i A_i \cos(\varphi_i + \kappa_i), \text{ and } b_i = -\delta_i A_i \sin(\varphi_i + \kappa_i)$$

for observed waves.

In analyzing the amplitudes and phases of wave-components in (5), Fourier cosine and sine transforms should be applied with the Gibbs-coefficients (Serebrennikov—Pervozvansky, 1965).

$$U(\omega) = \frac{1}{L} \int_{-L}^L \frac{\sin \frac{\pi \cdot t}{L}}{\frac{2t}{L}} \cos \omega t \cdot y(t) dt; \tag{6}$$

$$V(\omega) = \frac{1}{L} \int_{-L}^L \frac{\sin \frac{\pi \cdot t}{L}}{\frac{2t}{L}} \sin \omega t \cdot y(t) dt. \tag{7}$$

Substituting $y(t)$ by (5) in these formulas, we obtain

$$U(\omega) = \sum_{i=1}^n \frac{a_i}{4} \{ Si[\pi - (\omega - \omega_i)L] + Si[\pi + (\omega - \omega_i)L] + Si[\pi - (\omega + \omega_i) \cdot L] + Si[\pi + (\omega + \omega_i)L] \} \tag{8}$$

$$V(\omega) = \sum_{i=1}^n \frac{b_i}{4} \{ Si[\pi - (\omega - \omega_i)L] + Si[\pi + (\omega - \omega_i) \cdot L] - Si[\pi - (\omega + \omega_i) \cdot L] - Si[\pi + (\omega + \omega_i)L] \}. \tag{9}$$

$2L$ is the time-span of the phenomenon in question. With the aid of (8) and (9) the extent of separating a given ω_i frequency wave in (6) and (7), can be foretold if L is known. In other words: the distortion of a_i and b_i

values by similar frequency waves can be determined. This is characterized by the function $\Delta = \frac{1}{4} \{Si[\pi - (\omega - \omega_i)L] + Si[\pi + (\omega - \omega_i)L]\}$ — derived from (8) and (9). Fig. 1 shows the curves of the function with different L -s. Further harmonics have been neglected. This step, in general, is not justifiable, for it doesn't affect the results only if the time-span is long enough. Taking $2L =$

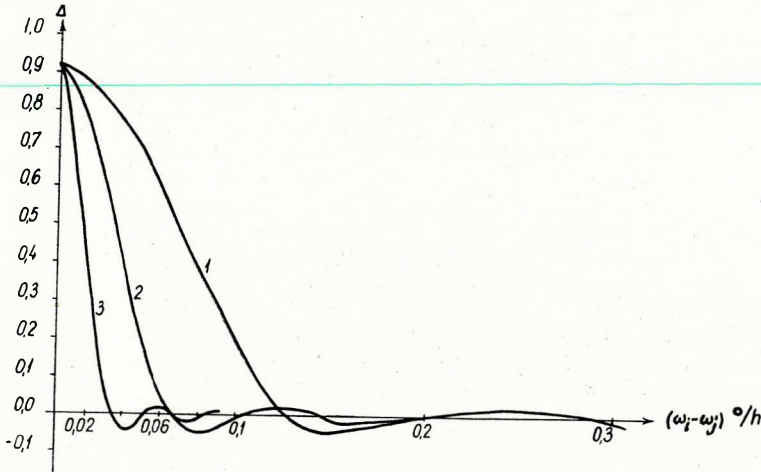


Fig. 1 The curve at different time-spans

1 $2L = 0.5$ year 2 $2L = 1.0$ year 3 $2L = 2.0$ year

1. ábra. A függvény menete különböző hosszúságú feldolgozási intervallumoknál

1 $2L = 0.5$ év 2 $2L = 1.0$ év 3 $2L = 2.0$ év

Рис. 1. Функция при различных длинах интервала обработанных данных

1 — $2L = 0,5$ года 2 — $2L = 1,0$ год 3 — $2L = 2,0$ года

$= 0,5$ year, as an example, the effect of neglected harmonics is $< 0,001$ for both semidiurnal and daily variations $\omega \approx 30^\circ/h$ and $\omega \approx 15^\circ/h$. The peak of the function

$$\Delta = \frac{1}{4} \{Si[\pi - (\omega - \omega_i)L] + Si[\pi + (\omega - \omega_i)L]\}$$

obtained in this way (see Fig. 1) is 0,926, since $1/2 Si\pi = 0,926$.

For $U(\omega_i)$ and $V(\omega_i)$ of the i waves, taken also (5) into consideration, one obtains

$$U(\omega_i) = \delta_i [0,926 A_i \cos(\varphi_i + \alpha) + \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^n \Delta_j A_j \cos(\varphi_j + \alpha)], \quad (10)$$

and

$$-V(\omega_i) = \delta_i [0,926 A_i \sin(\varphi_i + \alpha) + \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^n \Delta_j A_j \sin(\varphi_j + \alpha)], \quad (11)$$

as a fair approximation in case of observed waves.

In these formulas, index j points to the waves that are so close to wave i in frequency, that they affect $U(\omega_i)$ and $V(\omega_i)$ (Table I.). As soon as the time-span of observations is 2 years, no "outsider" waves affect components K_1 , O_1 , M_2 , S_2 and N_2 .

In deriving (10) and (11) we must have availed ourselves of the commonly accepted assumption that the δ_i and \varkappa_i values of nearby waves are identical.

Let us now separate δ_i and \varkappa_i , as unknown quantities, from the computable A_i , A_j , φ_i , φ_j and Δ_j values:

$$U(\omega_i) = \delta_i \cos \varkappa_i [0,926 A_i \cos \varphi_i + \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^n \Delta_j A_j \cos \varphi_j] - \\ - \delta_i \sin \varkappa_i [0,926 A_i \sin \varphi_i + \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^n \Delta_j - A_j \sin \varphi_j].$$

Denoting the terms in square brackets with E and F , resp.

$$U(\omega_i) = \delta_i \cos \varkappa E_i - \delta_i \sin \varkappa F_i \quad (12)$$

is obtained.

Similarly, for $V(\omega_i)$

$$V(\omega_i) = -\delta_i \cos \varkappa F_i - \delta_i \sin \varkappa E_i \quad (13)$$

is obtained.

Solving this equation-system for $\delta_i \cos \varkappa_i$ and $\delta_i \sin \varkappa_i$, the following terms are obtained for the unknown quantities

$$\delta_i \cos \varkappa_i = \frac{U(\omega_i)E_i - V(\omega_i)F_i}{2(F_i^2 + E_i^2)} = X_i, \quad (14)$$

$$\delta_i \sin \varkappa_i = -\frac{U(\omega_i)F_i - V(\omega_i)E_i}{2(F_i^2 + E_i^2)} = y_i. \quad (15)$$

Thus δ_i and \varkappa_i can easily be determined:

$$\delta_i = \sqrt{x_i^2 + y_i^2}, \quad \text{and } \varkappa_i = \text{arc tg} \left(\frac{y_i}{x_i} \right). \quad (16)$$

The amplitude-quotient (δ) and phase-difference (\varkappa) of components K_1 , O_1 , M_2 , S_2 and N_2 were determined with an electronic computer. In the first step the total daily and semidiurnal waves were separated, excluding, at the same time, the drift. The following steps included (6), (7), (14) and (15). Having obtained $\delta_i \cos \varkappa_i$ and $\delta_i \sin \varkappa_i$, with (16) the needed unknowns were arrived at. In the end the following amplitude-quotients and phase-differences were obtained:

	δ	\varkappa
K_1	1.135	-2.1°
O_1	1.185	-1.5°
M_2	1.149	-4.8°
S_2	1.120	-7.1°
N_2	1.158	-3.9°

Table I,
MAIN TIDAL WAVES FOR 0,5, 1,0 AND 2,0 YEARS

Wave-type	Argumentum number	Δ		
		0,5 year	1,0 year	2,0 years
	K_1 wave			
π_1	162 556	0,056	-0,009	0,000
P_1	163 545	0,340	-0,033	0,000
	163 555	0,362	-0,041	0,000
S_1	164 554	0,760	0,363	-0,045
	164 556	0,760	0,363	-0,045
K_1	165 545	0,926	0,924	0,919
	165 555	0,926	0,926	0,926
	165 565	0,926	0,924	0,919
	165 575	0,924	0,919	0,897
Ψ_1	166 554	0,760	0,363	-0,045
Φ_1	167 555	0,362	-0,041	0,000
	O_1 wave			
	143 755	0,449	-0,027	0,000
	144 556	0,760	0,363	-0,045
O_1	145 535	0,924	0,919	0,897
	145 545	0,926	0,924	0,919
	145 555	0,926	0,926	0,926
	145 655	0,923	0,914	0,882
	145 755	0,917	0,890	0,792
MP_1	146 554	0,750	0,363	-0,045
	147 565	0,362	-0,041	0,000
	147 555	0,340	-0,033	0,000
	M_2 wave			
	253 755	0,449	-0,026	0,000
	254 556	0,760	0,363	-0,045
M_2	255 545	0,925	0,922	0,910
	255 555	0,926	0,926	0,926
	256 554	0,760	0,363	-0,045
	S wave			
T_2	272 556	0,760	0,363	-0,045
S_2	273 555	0,926	0,926	0,926
R_2	274 554	0,760	0,363	-0,045
K_2	275 555	0,362	-0,041	0,000
	273 555	0,340	-0,033	0,000
	275 575	0,323	-0,025	0,000
	N_2 wave			
N_2	245 555	0,923	0,914	0,882
	245 645	0,926	0,924	0,919
	245 655	0,926	0,926	0,926
	247 455	0,449	-0,026	0,000

Argumentum numbers bearing index i in (10) and (11) in italics

For comparison, let's have a look at the earlier results obtained by methods of LECOLAZET, PERTSEV and VENEDIKOV (VARGA, 1969):

	LECOLAZET		PERTSEV		VENEDIKOV	
	δ	α	δ	α	δ	α
K_1	1.139	-2.6°	1.112	-3.3°	1.124	-3.0°
O_1	1.177	-0.7°	1.149	+0.9°	1.219	-0.6°
M_2	1.143	-4.4°	1.134	-4.6°	1.138	-4.3°
S_2	1.136	-8.1°	1.129	-7.0°	1.128	-6.9°
N_2	1.153	-3.2°	1.150	+0.05°	1.153	-3.7°

The comparison shows that the differences introduced by the Fourier transforms are not greater than those existing between the results of the cited methods. The new results may duly claim reliability, for they are based on long period observations. Beside this, it is a substantial advantage that also discontinuous recordings are suitable for Fourier transformation.

IRODALOM

- BARSENKOV, S. N., 1967: Spektralny analiz prilivnih variatsiy sili tiazhesti v Talgare, Fizika Zemli 3.
- DOODSON, A. T., 1928: The analysis of tidal observations, Phil. Trans. Roy. S. London. Ser. A. 227.
- LANCZOS, C., 1957: Applied analysis, London.
- PARIISKY N. N., 1961: Zamechaniya k vichisleniyu teoreticheskikh znacheniy amplitud. Izuchennie zemnih prilivov, N° 2, Moscow.
- Serebrennikov, M. G. - Pervozvansky, A. A., 1965: Viyavlenie skritih periodichnostey. Moscow.
- VARGA P., 1969: Harmonic analysis of Earth-tide observations in the second half of 1969 as recorded in Tihany. (A tihanyi gravitációs árapályregisztráló állomás 1967. II. félévi regisztrátumainak analizise. Geofizikai Közlemények [Geophysical Transactions] XVIII. 4.)

ANALYSIS OF CODAS OF SHALLOW-FOCUS EARTHQUAKES

E. BISZTRICSÁNY*

BISZTRICSÁNY EDE

SEKÉLYFÉSZKŰ FÖLDRENGÉSEK FELÜLETI HULLÁM-KÓDÁJÁNAK VIZSGÁLATA

A földrengések felületi hullámainak időtartama főleg a mérettől függ, a távolság csak kevésbé befolyásolja (BISZTRICSÁNY, 1958). A felületi hullámok tartamának nagy része egy közel azonos amplitúdójú hullámszakasz, az úgynevezett *kóda*. AKI japán kutatónak (1969) a kóda eredetére adott magyarázata hullámszórók segítségével értelmezi a felületi hullámok időtartamának csak mérettől való függését az epicentrum közelében.

Feltételezzük, hogy a szórók széles frekvenciasávú kényszererőként rezgésre gerjesztik a Föld felső részét, amely a gerjesztés tartama alatt váltakozó vastagságú lemezként, rá jellemző periódussal végzi rezgéseit. Ez a rezgés a felületi hullámok kis abszorpciós együtthatója miatt közel azonos időtartammal terjed. Ezért az észlelt kódák periódusait elsősorban az átfutott rétegek saját periódusai határozzák meg. Ezek pedig nem függenek a távolságtól.

$5^\circ - 50^\circ$ epicentrumtávolságból származó kódahullámok 1000 adatának felhasználásával periódusgyakorisági görbét szerkesztettünk.

Ezen három jól megkülönböztethető gyakorisági maximumot találunk: 5,6—6,5, 7,6—8,5 és 9,6—10,5 sec-nál. A kódák a föld felszínén μ nagyságrendű függőleges elmozdulást hoznak létre. Ha ezeket az ún. föld-amplitúdókat a periódusok függvényében vizsgáljuk, akkor — a legkisebb négyzetek módszerével — a következő egyenletet kapjuk:

$$T = 4,28 Z - 0,47 Z^2 + 1,83, \quad (1)$$

ahol T a kódák periódusa, Z pedig az amplitúdója.

HARDTWIG (1962) mikroszeizmikus talajnyugalanságra alkalmazott módszerét követve a gyakorisági maximumok helyére az (1) egyenletből T , Z sorozatot számítottunk. Ezekből egymáshoz közel eső T , T' és Z , Z' párokat választottunk ki, amelyeket helyettesítettünk a Rayleigh-hullámokra levezethető

$$z_0 = \frac{T'T' \ln \frac{Z'}{Z}}{(T' - T)0,772}$$

* ELTE-MTA Seismological Observatory, Budapest.
Manuscript received: 29. 12. 1969.

egyenletbe, ahol z_0 a réteg vastagsága. A következő értékeket kaptuk:

ΔT	z_0 (km)
5,6 — 6,6	13,2
7,5 — 8,7	18,4
9,4 — 10,7	29,6

A három adat bármelyike korrelálható a Kárpát-medence kéregszerkezetének valamely lényeges szintjével, amelyeket szeizmikus mélyszondázással határoztak meg. Az első adat értelmezése bizonytalan, a második valószínűleg a Conrad határfelületig terjedő kéreglemez vastagsága; a harmadik adat pedig valószínűleg a Moho határfelületig terjedő lemeznék, vagyis magának a földkéregnek a (maximális) vastagsága.

Mind a modellkísérletek, mind pedig a sekély fészkek rengések kódjának vizsgálatai alátámasztják, hogy a kódák laza csatolású lemezek — szinte — szabad rezgésének foghatók fel.

Э. БИСТРИЧАНЬ

ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН-КОД, НАБЛЮДАЕМЫХ ПРИ НЕГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Продолжительность поверхностных волн землетрясения зависит, в основном, от размера, причем расстояние незначительно влияет на нее (Бисричань, 1958). Большая часть продолжительности поверхностных волн представлена отрезком волны почти аналогичной амплитуды, так называемой *кодой*. По соображениям японского исследователя Аки (1969) о природе коды, зависимость продолжительности поверхностных волн только от размеров объясняется наличием вблизи эпицентра рассеивателей волн.

Предполагается, что рассеиватели, как принудительные силы широкого частотного диапазона, заставляют верхнюю часть Земли выполнять вибрации. Эти вибрации имеют периоды, характерные для изменяющейся мощности мантии. В связи с низким значением коэффициента поглощения поверхностных волн, эти колебания распространяются с почти одинаковой продолжительностью. Поэтому периоды наблюдаемых код определяются, прежде всего, собственными периодами пройденных пластов, а последние не зависят от расстояния.

С использованием 1000 данных о волнахкодах, полученных для эпицентральных расстояний 5° — 50° , была составлена кривая повторяемости периодов. На этой кривой выделяются три хорошо выраженных максимума повторяемости со временами 5,6—6,5; 7,6—8,5 и 9,6—10,5 сек. На поверхности земли коды вызывают вертикальное смещение в размере порядка первых единиц микрона. Если изучать эти так называемые амплитуды Земли в зависимости от периодов, то по методу наименьших квадратов получается следующее уравнение:

$$T = 4,28Z - 0,47Z^2 + 1,83, \quad (1)$$

где T — периоды код и Z — их амплитуда.

С применением метода Хардтуига (1962) для определения микросейсм, для максимумов повторяемости были подсчитаны ряды T , Z по уравнению (1). Из этих рядов выбирались близкие друг к другу пары T , T' и Z , Z' , которые подставлялись в уравнение для волн Релея

$$z_0 = \frac{T \cdot T' \ln \frac{Z'}{Z}}{(T' - T) 0,772},$$

где Z_0 — мощность слоя. Были получены следующие величины:

ΔT	z_0 (км)
5,6—6,6	13,2
7,5—8,7	18,4
9,4—10,7	29,6

Каждая из указанных величин коррелируется одним из основных горизонтов земной коры Карпатского Бассейна, определенных по данным ГСЗ. Первая величина интерпретируется неоднозначно, вторая соответствует, по всей вероятности, мощности слоя коры до поверхности Конрада, а третья величина — по всей вероятности, мощности слоя до поверхности Мохоровичича, т. е. (максимальной) мощности самой коры.

Как модельные исследования, так и изучение коды неглубокофокусных землетрясений подтверждают, что коды могут рассматриваться как почти свободные колебания слабо связанных между собой плит (слоев).

Introduction

As referred to earlier (BISZTRICSÁNY, 1958 a, b), the magnitude of shallow-focus earthquakes can be correlated not only to the amplitudes of different wave-types but also to the duration of the surface-waves. The interrelation is expressed in the following formula

$$M = a \log t + b \Delta^\circ + c, \quad (1)$$

where M is the magnitude, t is the duration in minutes, Δ° is the epicentral distance in degrees.

The same formula, as expressed for the Wiechert-seismograph (Budapest):

$$M = 2,12 \log t + 0,007 \Delta^\circ + 2,66. \quad (1a)$$

Under the term: last vibrations in both equations, the train of trailing last waves, recorded by a seismograph of certain performance and magnification, are meant, obviously differing from the actual termination of the surface waves. The last vibrations, sometimes, scarcely differ from microseisms. Equation (1), however, is valid for every shallow-focus earthquake, at least in the general, one might say, statistical, sense of the word.

The parameters of a recorded surface wave depend on the mechanism of the release and travel, on the structural (furthermore, geotectonical) conditions between the focus and the recording station, and on the instrumental characteristics of the recording seismograph.

The forthcoming analysis is based on records of a seismograph of very small distortion, described later.

Equation (1a) clearly shows that the coefficient of Δ° is rather small. Similar formulas have been obtained elsewhere (SOLOVIEV, 1965; TSUMURA, 1967), too. They were utilized, by neglecting the term Δ° , for magnitude-determination of near earthquakes.

Recent research has completed the above-mentioned advantage by directing attention to the hitherto unexplained last vibrations: the so-called *coda*, which represents, even if regarding its duration, a significant section of surface waves.

Surface waves have, as it is well known, two essential components: Love-waves and Rayleigh-waves (i. e. their modes). Theoretically, however, their existence could be explained within a short interval (duration) only, although they have a long, distance-independent attenuation time. For this phenomenon no satisfactory explanation has been offered so far.

The magnitude of the 1956 Budapest (Dunaharaszti) earthquake was, according to the records of the Krumbach-seismograph of the Budapest Ob-

servatory, $M=5,6$. The time-span of its surface wave proved to be abt. 20 min., consequently the velocity of its trailing waves never reached even as high as 20 m/sec.

Referring to Equ. (1a), when $M=6,5$, the time-span of surface waves is abt. 60 min, and their velocity is 5—6 m/sec. Thus, with increasing magnitude, the velocity of trailing waves decreases. And, since, at the same time, their duration shows an altogether very small reduction with distance, the coda-concept had to be introduced into the interpretation, requiring research to trace the generation and travel of coda.

Conditions of coda-generation

According to the well-known theoretical assumption, surface waves (i. e. their modes) are generated by constructive interferences of body waves. The body waves, responsible for the generation of surface waves, travel either with total-reflection (if so, with slight energy-loss) or with a so-called "leaking" reflection (if so, with greater energy-loss). In the very nearby surroundings of the epicenter, total reflection can occur on the interface between the topmost sedimentary complex and the underlying formation of higher elasticity.

Consequently, energy will rapidly leave the epicenter's vicinity. This rapid energy-loss is not revealed by any record. The existence of the coda cannot be verified in this way.

With regard to the epicenter's surroundings AKI (1969) gave explanation for the length of coda. He assumed that codas are scattered waves on records of local shocks observed with short-period seismographs, arisen in consequence of the heterogeneity of the near-surface geology. In other words: the coda, this elongated, slightly vibrating section of a surface wave, is generated by scattering, diffraction, reflection of radiated waves on protruding objects of an interface. The coda is nothing else than a "time-stretch" of waves arriving at the location of recording, from various directions and various distances.

In the following discussion, it will be assumed that these scattered waves exert a wide-band force on the unequally thick rock-slabs of the Globe, exciting and forcing them to vibration. The period of these vibrations depends on the thickness and physical properties of the rock-slabs (henceforth sometimes: *layers*, for short) and on the size of the source-area.

If so, surface waves could be regarded as plate-vibrations as well. In the following, a close examination will be given, whether in the surface wave groups of a record, the properties of plate-vibrations can or cannot be recognized.

Dispersion analysis with the aspect of plate-vibration

In another paper (BISZTRICSÁNY, 1970) the surface waves of an Atlantic quake of the following parameters were analyzed: $\varphi=1,65 N$, $\lambda=15,5 W$, $H=08\ 01\ 33,8$, $M=6\ 3/4$. On the record of a vertical seismograph eight narrow-band mathematical filters were applied with the following band-passes:

$$14 \leq T \leq 16, \quad 16 \leq T \leq 18, \quad 18 \leq T \leq 20, \quad 20 \leq T \leq 22 \\ 22 \leq T \leq 24, \quad 24 \leq T \leq 26, \quad 26 \leq T \leq 28, \quad 28 \leq T \leq 30$$

The shape of vibrations obtained in this way (Fig. 1) is very similar to the well-known figure of the forced vibrations of definite duration (Fig. 2).

Before going on with the analysis of the results of Fig. 1, let us give a consideration to the vibration-characteristics of a plane-parallel plate.

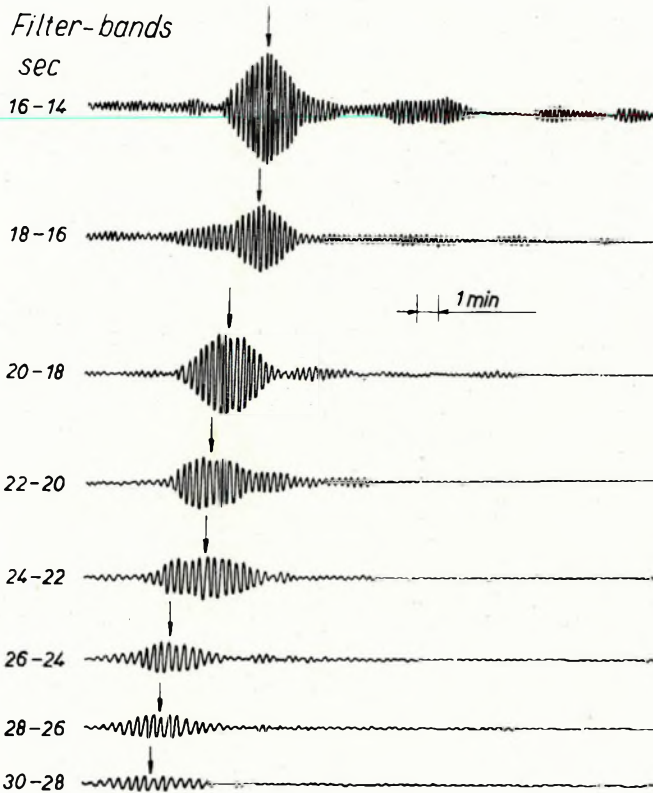


Fig. 1 Narrow-band mathematical filtering on a record
1. ábra Szűksávú matematikai szűrőkön átengedett szeizmogramok

Рис. 1. Сейсмограммы, полученные после применения узкополосных математических фильтров

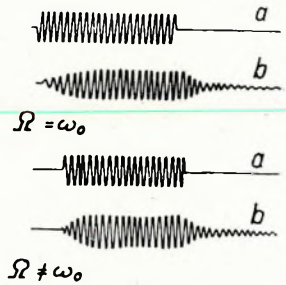


Fig. 2 Forced vibrations (after Trendelenburg)

a) force
b) vibration
2. ábra Kényszerrezgések (Trendelenburg nyomán)

a) kényszerítő erő
b) kényszer rezgés
Рис. 2. Принудительные колебания (по Тренделенбургу)

a) принудительная сила
b) принудительные колебания

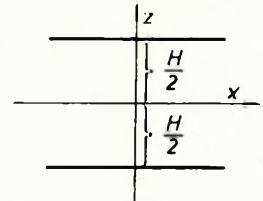


Рис. 3.
Fig. 3
3. ábra

The vibration-characteristics of infinite, homogeneous plane-parallel plates were mathematically established by LAMB (1917).

Let the plane defined by coordinates x, y coincide with plane $z = 0$ (Fig. 3), where z points upward, and the limiting planes of the plate of a thickness H be

$$z = \pm \frac{H}{2}.$$

The components u and w of the displacement-vector should satisfy the following equations:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial x} + \mu \frac{\partial u}{\partial x},$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \mu \frac{\partial w}{\partial z},$$

where ρ is the density, t is the time, λ and μ are the Lamé-constants. Introducing Φ and ψ scalar and vectorial potentials in the

$$u = \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z}; \quad w = \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

way, these satisfy the Equations

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} = V^2 \Delta \Phi \quad \text{and} \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = v^2 \Delta \psi$$

if

$$V = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad v = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

Since our endeavour is to describe surface waves of a plate, functions Φ and ψ should be formulated accordingly:

$$\Phi = (A \operatorname{ch} qz + B \operatorname{sh} qz) e^{ik(x-ct)}$$

$$\psi = (C \operatorname{ch} rz + D \operatorname{sh} rz) e^{ik(x-ct)}$$

Taking the stress limiting conditions $p_{xz}=0$ and $p_{zz}=0$ on the defined limiting planes $z = \pm \frac{H}{2}$ into consideration, period-equations

$$\frac{\operatorname{tgh} \frac{H}{2} r}{\operatorname{tgh} \frac{H}{2} q} = \frac{4qr}{k^2 m^2}$$

or

$$\frac{\operatorname{tgh} \frac{H}{2} q}{\operatorname{tgh} \frac{H}{2} r} = \frac{4qr}{k^2 m^2}$$

are obtained, where $m = 2 - \frac{c^2}{v^2}$. These equations offer a relation for plate-thickness H , for k , and consequently for wave-length L .

Introducing the terms

$$\frac{H}{L} = \xi, \quad \frac{c}{v} = \eta \quad \text{and} \quad \frac{kH}{2} = \frac{\pi H}{L} = \pi \xi$$

and $\frac{v}{V} = \alpha$, further assuming that $\lambda = \mu$, one obtains that $V = v\sqrt{3}$, i.e. $= \frac{1}{\sqrt{3}}$.

Substituting the obtained quantities in the period-equations, the latter can be written in the following form:

$$\frac{\operatorname{tgh} \pi \xi \sqrt{1 - \eta^2}}{\operatorname{tgh} \pi \xi \sqrt{1 - \alpha^2 \xi^2}} = \frac{\sqrt{(1 - \eta^2)(1 - \alpha^2 \eta^2)}}{\left(1 - \frac{1}{2} \eta^2\right)^2}$$

or

$$\frac{\operatorname{tgh} \pi \xi \sqrt{1 - \alpha^2 \eta^2}}{\operatorname{tgh} \pi \xi \sqrt{1 - \eta^2}} = \frac{\sqrt{(1 - \eta^2)(1 - \alpha^2 \eta^2)}}{\left(1 - \frac{1}{2} \eta^2\right)^2}$$

The consequence of the bivalence of roots in both equations is that two relative phase-velocities (η) belong to any given wave-length L , the plate-thickness being constant. This means two dispersion-curves. Because of the periodical nature of the *tgh* functions, several modes can be linked to both curves. Thus, it is obvious that having analyzed the plate-waves, dispersion-curves are, in fact, at hand. And now let us turn our attention to the filtered records of Fig. 1.

Dividing the epicentral-distance by the arrival time of the maxima of the arrow-indicated wave-groups of Fig. 1, the velocities of the wave-groups are obtained. Comparing these empirical data with HASKELL'S (1953) theoretical curve and with the empirical data calculated in the usual way, the differences are insignificant (Fig. 4) in either case.

Although the results represented by Figs. 1 and 4 give yet no final justification to regard the surface wave as a plate-vibration, still they are suitable to draw the attention to this possible direction of our investigations.

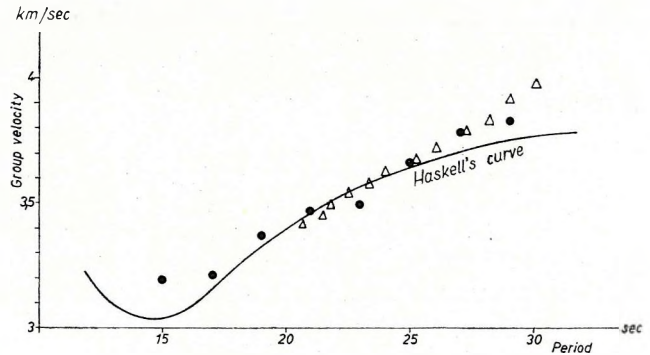


Fig. 4 Dispersion-comparison

- present method
 - Δ traditional method
4. ábra Diszperzió-összehasonlítás
- saját módszer
 - Δ hagyományos módszer
- Рис. 4. Сопоставление разбросов
- по собственному методу
 - Δ по стандартному методу

The vibration-process was, in the foregoing, sketched so, that loosely coupled plates vibrated with different resonant-frequencies. If so, there must exist a dominant period, depending on the thickness of the plate, exceeding the rest of the spectrum in recurrence.

In the following items, our investigations of this kind will be summed up, including both ultrasonic model-tests and natural earthquakes.

Ultrasonic model-tests of plate vibrations

It is well known that in infinite, elastic solid media, the velocity of longitudinal waves

$$C_L = \sqrt{\frac{E}{\varrho_0}} \sqrt{\frac{1 - \sigma}{1 + \sigma(1 - 2\sigma)}}, \quad (2)$$

and that of transverse waves

$$C_T = \sqrt{\frac{E}{\varrho_0}} \sqrt{\frac{1}{2(1 + \sigma)}}, \quad (3)$$

where E is Young's modulus, σ is the Poisson-ratio. The value of the former, in solid bodies, varies between $5 \cdot 10^9$ and $5 \cdot 10^{10}$ N/m², while that of the latter, between 0,2 and 0,46. Accordingly, velocities vary between 1000 m/sec and 5000 m/sec.

Our first model consists of an aluminum, resp. a synthetic resin plate (disc) in a staggered arrangement (Fig. 5), similar to the model of HEALY and PRESS (1960).

In case of a two-layered plate the equation of motion for a motion in the direction x is

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\varrho_1 T_1 + \varrho_2 T_2}{\frac{E}{1 - \sigma_1^2} T_1 + \frac{E}{1 - \sigma_2^2} T_2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}. \quad (4)$$

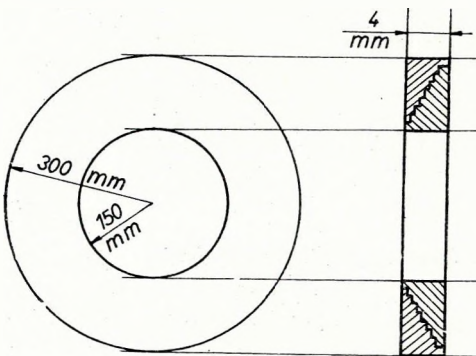


Fig. 5
5. ábra
Puc. 5.

Thus, a T_1, T_2 layered plate's longitudinal velocity C_L is

$$C_L^2 = \frac{\varrho_1 C_L^2 T_1 + \varrho_2 C_L^2 T_2}{\varrho_1 T_1 + \varrho_2 T_2} \quad (5)$$

and its transverse velocity C_T is

$$C_T^2 = \frac{\varrho_1 C_T^2 T_1 + \varrho_2 C_T^2 T_2}{\varrho_1 T_1 + \varrho_2 T_2} \quad (6)$$

as long as $\lambda \gg T_i$.

The validity of (5) and (6) for the model of Fig. 5. has been experimentally proved (HEALY—PRESS, 1960). This staggered disc-model is, in fact, a multilayered earth-model, where,

proceeding toward the centre of the disc, wave velocity increases according to (5) and (6). Namely, the aluminum-thickness likewise increases in the same direction and wave velocity in aluminum is greater than in synthetic resin (Fig. 6).

One of the aims of model-tests was to establish conditions unknown in Nature (AKI, 1969). In Nature i.e. in the near-surface layers, namely, a great deal of scattering objects are, according to AKI, evenly but irregularly situated, generating a stray wave-field.

In fact, two models were constructed: one with—another without scattering objects, in order to compare the behaviour of both media. When calibrating the realistic earth-model, it had to be taken into consideration that the velocity and reflection index of ultrasonic waves depended on the geometry of the medium traversed.

If a material of an acoustic impedance $\rho_1 c_k$ is embedded in a medium of an acoustic impedance $\rho_2 c_i$ with tight coupling, then, in case of normal incidence (perpendicular traversing) the reflection-index

$$R = \frac{(q^2 - 1)^2}{(q^2 + 1)^2 + 4q^2 \operatorname{ctg}^2(2\pi d/\lambda)}, \quad (7)$$

where d is the thickness of the embedded object (plate), λ is the wave-length and q is the ratio of the acoustic impedances (that of the embedding medium being in the numerator).

Formula (7) shows that the reflection index depends, aside from q and λ , on d , too. R is at maximum when

$$d = (2n - 1) \frac{\lambda}{4} \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (8)$$

and thus one obtains

$$R_{\max} = \left(\frac{q^2 - 1}{q^2 + 1} \right)^2.$$

As to the minimum-value of R , it converges toward zero if

$$d = n\lambda/2 \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (9)$$

Equ. (7) gives values of R of synthetic resin embedded in aluminum, in the function of d .

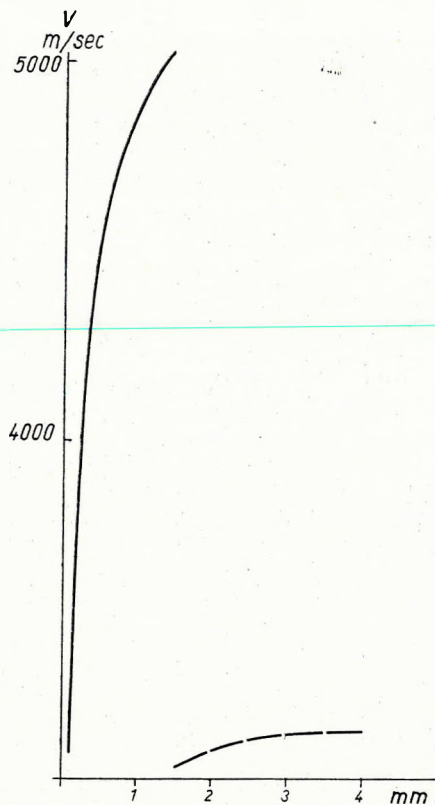


Fig. 6 Wave-velocity in plates in the function of thickness

— aluminum
 - - - synthetic resin

6. ábra Hullámsebesség a lemezvastagság függvényében

— alumínium
 - - - műgyanta

Рис. 6. Зависимость скорости распространения волны от мощности пройденной плиты

— алюминий
 - - - искусственная смола

The ultrasonic seismoscope starts 25 pulses per seconds, i.e. the time-span of the attenuation of waves, as will be shown, is much shorter than the pulse-interval; thus, subsequent pulses don't disturb each other.

The disc-model, however, proved to be unreliable for three reasons.

The first reason was that waves reflected from the inner rim of the disc by too quick reflections might have disturbed the surface wave pattern (although several check-ups were made, the only result was the necessity of another model).

The second reason was that, although the staggered model symbolized the Earth well, and was suitable to trace the travel of body waves, the continuous reflections from the inner boundaries screened the trailing section of surface waves (Figs. 7, 8).

The third, and most serious, reason was that the model allowed exclusively tight coupling between the layers, although, as it will be shown later, one of the most essential factors of our concept is *loose coupling*.

For the above-mentioned reasons, three new models were constructed and laid under test. The new models were square aluminum-sheets of 1 m edge-length. Two of them were 1/2 mm, one of them was 1 mm thick. One of the

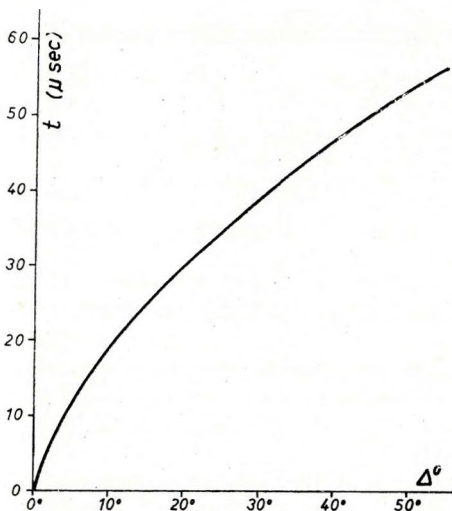


Fig. 7 Travel-time curve for the disc-model

7. ábra A tárcsa-modellre vonatkozó út-idő görbe

Рис. 7. Годограф для дисковой модели

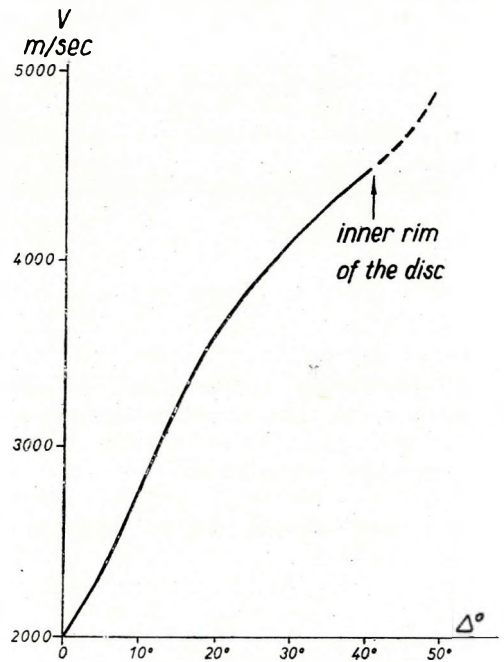


Fig. 8 Apparent velocity vs. distance curve for the disc-model

8. ábra A tárcsa-modellre vonatkozó látszólagos sebesség/út görbe

Рис. 8. Кривая зависимости кажущейся скорости от пройденного пути для дисковой модели

1/2 mm thick sheets was punched by several, irregularly arranged 5×15 mm parallelepiped-holes, inlaid by synthetic resin. A pulse-signal transmitter was placed in the corner of the sheet, the receiver was spaced 10 cm off, diagonally, to exclude the above described screening effect of the rim-waves. The latter, namely, require an interval of at least 400 microseconds, the useful length of our record, on the other hand, remained well below this value. Thus, measurements were made both with a plain (Fig. 9) and with an inlaid sheet (Fig. 10).

When comparing these figures, the different length of the respective wave-patterns is conspicuous. In case of the inlaid plate the attenuation of the wave

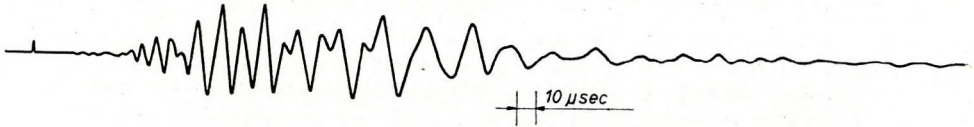


Fig. 9 Shape of vibrations in a 0,5 mm thick aluminum-plate

9. ábra 0,5 mm vastag alumínium lemezben gerjesztett hullámok rezgésképe

Рис. 9. Волновая картина колебаний, возбужденных в алюминиевой плите мощностью 0,5 мм

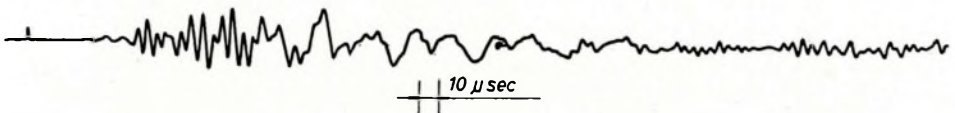


Fig. 10 Shape of vibrations in a 0,5 mm thick aluminum-plate inlaid with scattering objects of synthetic resin

10. ábra 0,5 mm vastag, műgyanta szórókkal megtűzdelt alumínium lemezben gerjesztett hullámok rezgésképe

Рис. 10. Волновая картина колебаний, возбужденных в алюминиевой плите мощностью 0,5 мм с рассеивателями из искусственной смолы

is completed by an elongated, high-frequency signal. The maximum amplitude, however, doesn't reach that of the plain plate.

Fig. 11 demonstrates the wave-pattern of the 1 mm thick plate. The maximum amplitude exceeds those of both former ones. The attenuation time-span is somewhat longer than on Fig. 9, but shorter than on Fig. 10. The wave-pattern obtained, bears testimony to the assumption of AKI: the attenuation-section of waves in the inlaid plate (containing scattering objects) is longer, even beside smaller maximum-amplitudes. *Codas can, consequently, really be generated by scattering objects.*

Hence, the next step in the analysis has to involve the examination of dominant periods and characteristic vibration-pattern for individual plates in the following arrangements: different plate-thicknesses; plain versus inlaid plates; single versus coupled duplex; tight coupling versus loose coupling.

Omitting unnecessary details, the most promising arrangement was the following: a 1 mm thick plain aluminum plate overlain by an inlaid 1/2 mm thick plate, with lube-grease inbetween in order to attain loose coupling and an at least partial wave-penetration into the thick bottom-plate without block-

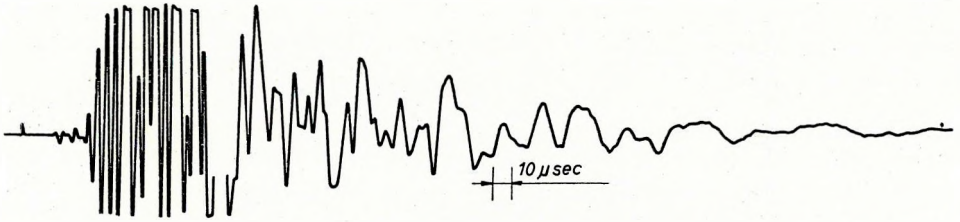


Fig. 11 Shape of vibrations in a 1 mm thick aluminum-plate

11. ábra 1 mm vastag alumínium lemezben gerjesztett hullámok rezgéseképe

Рис. 11. Волновая картина колебаний, возбужденных в алюминиевой плите мощностью 1 мм

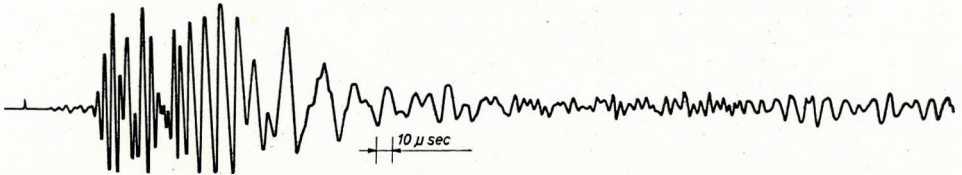


Fig. 12 Shape of vibration for a two-layered plate (duplex), with loose coupling (lubegrease inbetween); top-layer 0,5 mm thick inlaid plate, bottom-layer 1 mm thick plain plate

12. ábra Két lemezben terjedő hullámok rezgéseképe; a két lemez között csapágyzsír réteg helyezkedik el: a felső lemez 0,5 mm vastag műgyanta szórókkal megszakított alumínium lemez, az alsó 1 mm vastag sima alumínium lemez

Рис. 12. Волновая картина колебаний, распространяющихся в двух плитах; между плитами располагается слой масла для подшипников; первая плита представлена алюминиевой плитой мощностью 0,5 мм с рассивателями из искусственной смолы, а вторая плита — чистой алюминиевой плитой мощностью 1 мм

ing its free vibration (transmitter on the top-plate). The wave-pattern obtained in this way is demonstrated by Fig. 12.

One thing shows instantly up. The maximum amplitude, as compared to that of Fig. 10, increased owing to the thicker plate underneath, and the attenuation-section shows, even to the naked eye, the evenly short-period, long time-span section.

Wave-patterns of Figs. 10, 11 and 12, were turned into period-recurrence spectra (Figs. 13, 14, 15, resp.). Fig. 13 shows a clear maximum at 4,75 microsec, while Fig. 14 shows no such one. Fig. 15, again shows two considerable maxima at 4,75 and 6,75 microsec.

The suggested interpretation is as follows. The waves reflected on the scattering objects in the top-layer (plate) excite both plates (the thin and the thick one equally), and while Fig. 13 reveals a single maximum (one plate vibrated), Fig. 15 must indicate two maxima, since, apparently, the wave-pattern of Fig. 12 is characteristic for both plates.

The large amplitudes indicate, at any rate, that a loose coupling allows vibrations of almost as high an amplitude as a single plate does, although the top-layer's single vibration is weaker than that of the bottom-layer. Coupling, consequently, brings the top-layer's vibration nearer to the bottom ones, in fact, almost levels them off.

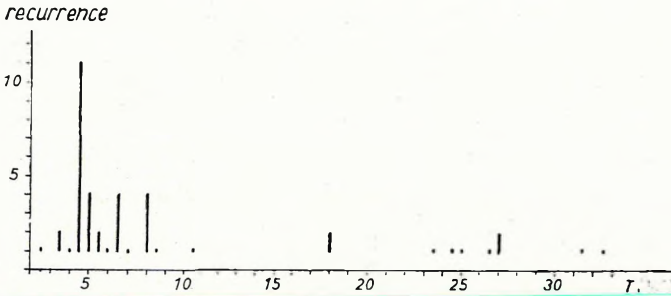


Fig. 13 Period-recurrence spectrum for wave-pattern of Fig. 10

13. ábra A 10. ábra rezgéseképéhez tartozó periódusgyakorisági spektrum

Рис. 13. Спектр повторяемости периодов для волновой картины рис. 10.

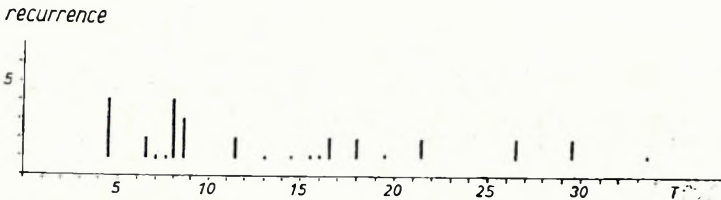


Fig. 14 Period-recurrence spectrum for wave-pattern of Fig. 11

14. ábra A 11. ábrához tartozó periódusgyakorisági spektrum

Рис. 14. Спектр повторяемости периодов для волновой картины рис. 11.

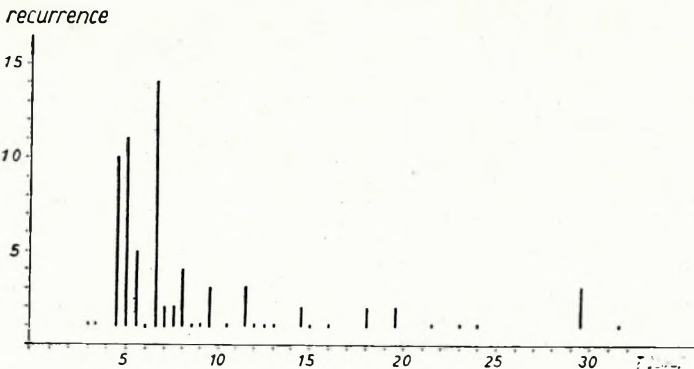


Fig. 15 Period-recurrence spectrum for wave-pattern of Fig. 12

15. ábra A 12. ábrához tartozó periódusgyakorisági spektrum

Рис. 15. Спектр повторяемости периодов для волновой картины рис. 12.

The conclusion of the model-tests is that tight coupling (disc-model) blocks dominant-period vibrations of individual layers. Instead, a single period, depending on the material and sum-thickness of the layered disc, will be enhanced. Loosely coupled two plates, however, reveal vibration-characteristics for both plates.

Coda-analysis of shallow-focus earthquakes

Our proper aim is now at hand. An endeavour will be made to interpret, with the model-test background, the surface waves.

The assumption of AKI (1969) concerning the process of coda-generation is fundamentally correct. It must be, however, completed by the results of the model test, namely that the scattering objects excite the loosely coupled plates (layers, or the crust for that matter). The layers start characteristic, eventually resonant-period, vibrations. It will be tried to calculate the thickness of layers from their period-response. And if the values obtained in this way, showed an at least approximate correlation with data collected in another way, the above explanation of coda would not be thought to be jumping at conclusions.

The essential data of the earthquake-analysis are the following. Type of seismograph: Kirnos, vertical. Location: Sopron. Time-interval of recordings: 1968—69. Number of records: 60. Epicentral distance: $5^\circ < \Delta^\circ < 50^\circ$ Parameters of the Kirnos seismograph: pass, between 1 and 10, is near-constant. Magnification: 700-fold. Useful paper-transport velocity (as determined by the pass) 30 mm/min. Actual accuracy of timing: 0,2—0,4 sec.

In order to avoid subjective errors, partly a large volume of data, partly 1 sec period-intervals were used.

When calculating velocity, only epicentral distances were taken into consideration, no other distance-data (e.g. distance of the scattering objects) having been at disposal. Three Figures (16, 17, 18), demonstrating three magnitude-ranges, testify that coda-periods are almost independent of velocity, thus neither regular, nor inverse dispersion must be taken into consideration in the distance range $5^\circ < \Delta^\circ < 50^\circ$.

Before proceeding, it is necessary to examine the dependence of velocity and period of a few waves of the coda, on distance and magnitude. This can be carried out by plotting the average-velocity of the last two-three sizable waves against the distance (with regard to the above-mentioned magnitude-ranges).

Assuming that the relation between velocity and distance can be formulated by

$$v = a\Delta^\circ + b'(M), \quad (10)$$

where $b' = bM + c$, then

$$v = a\Delta^\circ + bM + c \quad (11)$$

can likewise be written.

The constants of Equ. (11) have been tabulated from the data by the method of least squares, arriving at the following equation:

$$v = 0,019 \Delta^\circ - 0,32 M + 2,45. \quad (12)$$

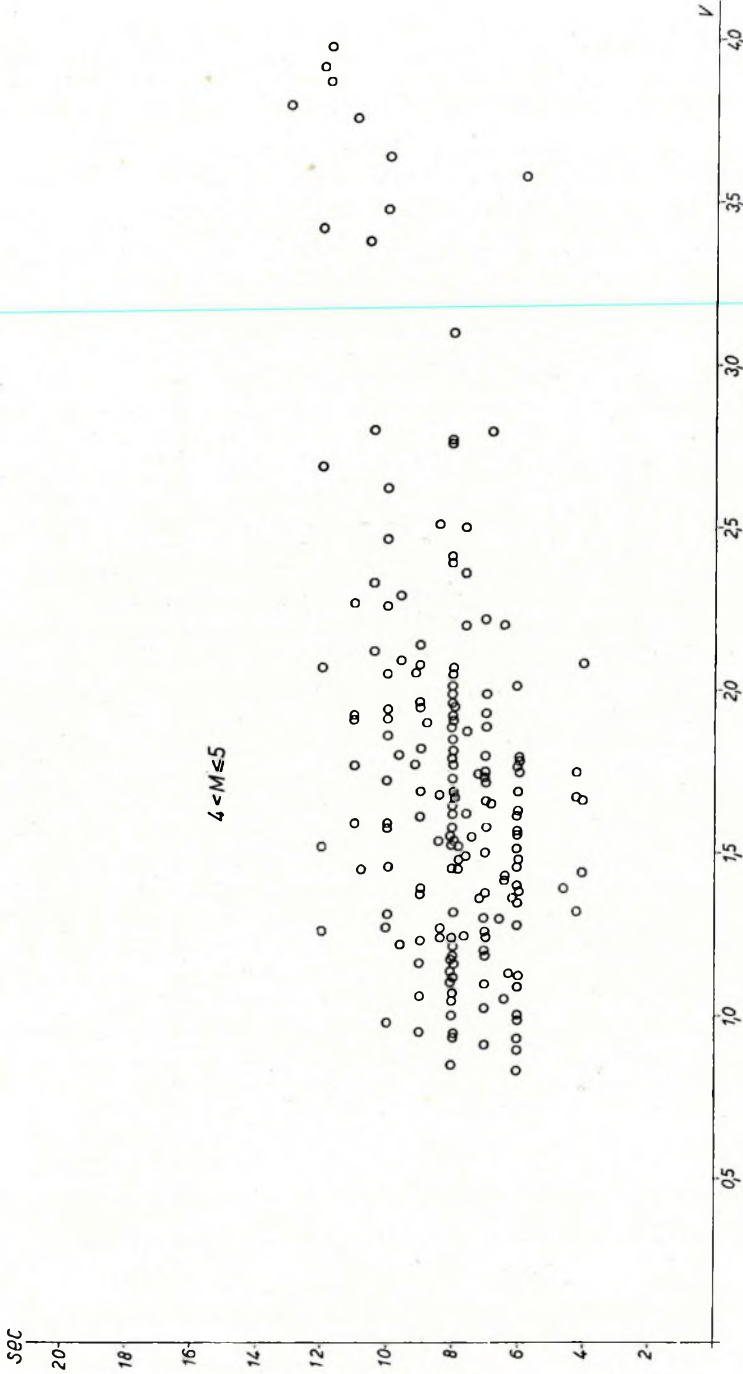


Fig. 16 Velocity of coda-waves of $4 < M \leq 5$ in the function of period
 16. ábra $4 < M \leq 5$ méretű rengések kóda-hullámainak sebessége a periódus függvényében
 Рис. 16. Зависимость скорости волн-код колебаний размера $4 < M \leq 5$ от периода

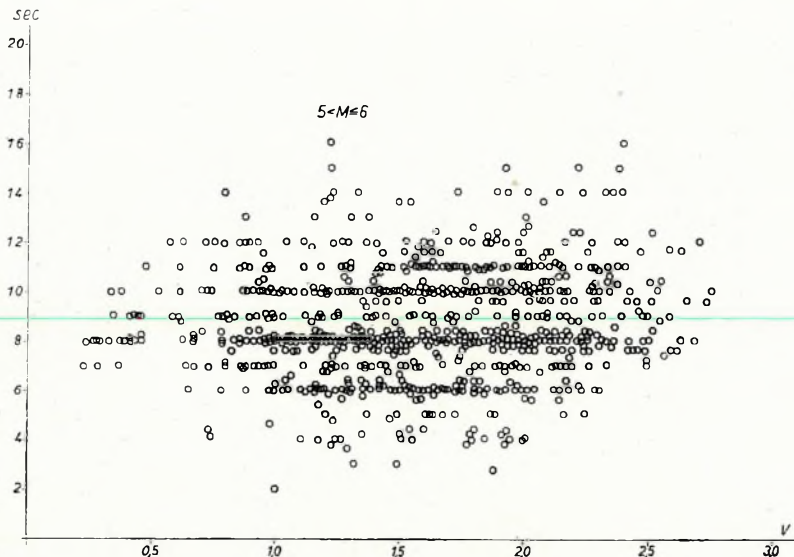


Fig. 17 Velocity of coda-waves of $5.1 < M \leq 6$ in the function of period
 17. ábra $5.1 < M \leq 6$ méretű rengések kóda-hullámainak sebessége a
 periódusok függvényében

Рис. 17. Зависимость скорости волн-код колебаний размера
 $5.1 < M \leq 6$ от периода

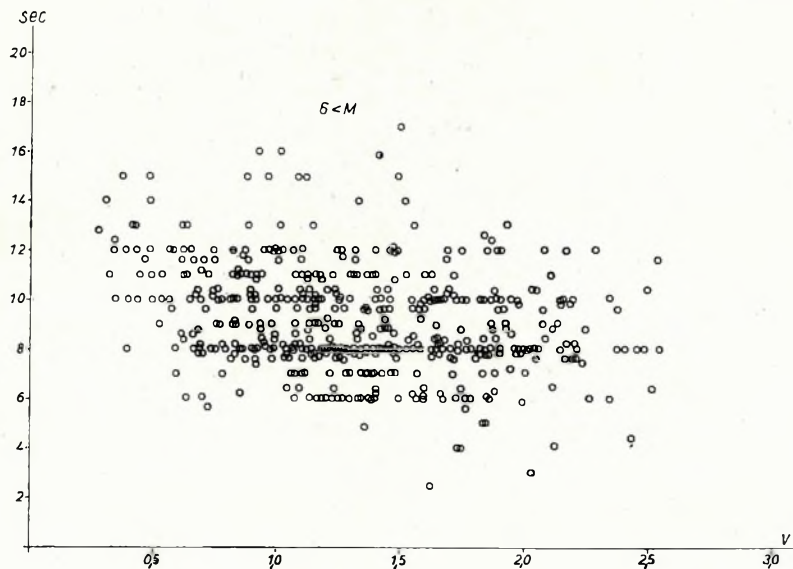


Fig. 18 Velocity of coda-waves of $6 < M$ in the function of period
 18. ábra $6 < M$ méretű rengések kóda-hullámainak sebessége
 a periódusok függvényében

Рис. 18. Зависимость скорости волн-код колебания размера
 $6 < M$ от периода

The different v values completed with the belonging $0,32 M$ values and plotted against the distance Δ° , give Fig. 19.

Equ. (12) indicates that v is directly proportional with distance, i.e. to greater epicentral-distances greater velocities belong.

It is worth remarking that (12) is nothing else than another formulation of (1). Namely, rearranging (12), the equation

$$M = -3,12v + 0,059 \Delta^\circ + 7,65 \quad (13)$$

is obtained.

Equ. (1) states that the time-span of a shallow-focus earthquake depends mainly on magnitude, far less on distance. A longer time-span means that with increasing magnitude, waves of lower velocity can be observed. With other words: small v -s require great M , great v -s require small M values. Equ. (13) likewise contributes to the slight dependence of magnitude on distance.

By calculating the equation with the same considerations for the period (Fig. 20),

$$T = 0,043 \Delta^\circ + 2,54 M - 6,07. \quad (14)$$

The coefficient of Δ° is small, in this case, too; neglecting this quantity in case of short distance, from (12) and (14) the following relation is obtained between T and V :

$$0,39T + 3,12v - 5,27 = 0. \quad (15)$$

Putting it into words: to greater periods, lower velocities belong. Since T is one of the last arrivals, Equ. (15) equally informs us about the dispersion and absorption of waves of different periods. The attention must be drawn to the fact that the waves in question are the last two-three waves of a coda, con-

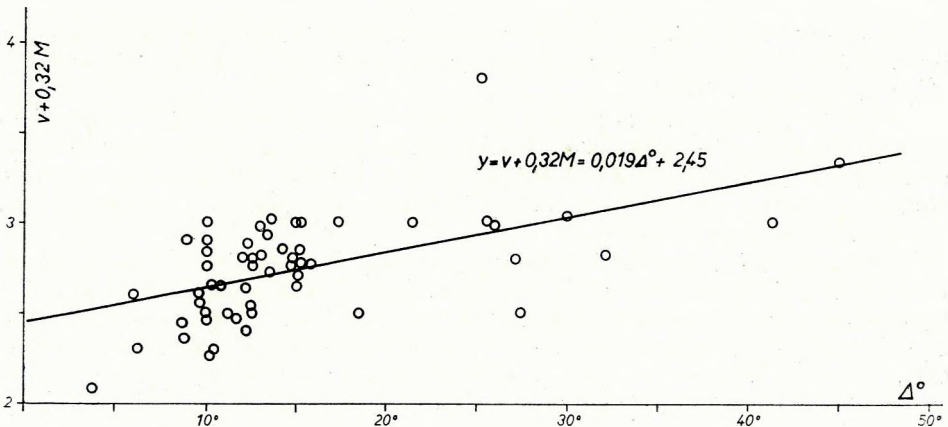


Fig. 19 Velocity of the last waves of a coda in the function of distance

19. ábra A kóda utolsó hullámainak sebessége a távolság függvényében

Рис. 19. Зависимость скорости последних волн коды от расстояния

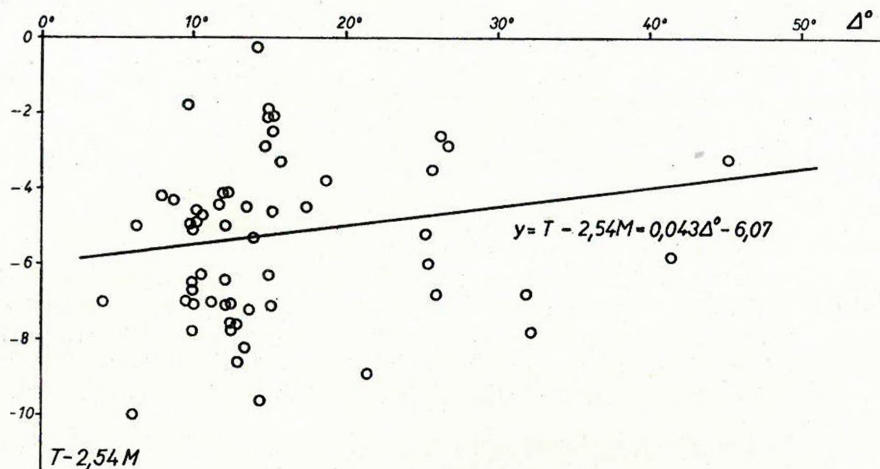


Fig. 20 Distance-dependence of two-thirds of the last wave-periods of a coda

20. ábra A kóda két-három utolsó hullámának távolságfüggése

Рис. 20. Зависимость двух-трех последних волн коды от расстояния

sequently, Equ. (15) is suitable to determine the disappearance of waves of a certain period, from the attenuation-section.

Equ. (12), (13), (14), (15), however, give information, in this way, about the composition of the termination of coda-waves only. The entire attenuation-section remains unclarified, i.e. the cited four equations are unsuitable to examine the full coda-length.

Layer-thickness determination from coda-waves

Coda-waves involve a significant time-section of surface waves, in fact, the entire part of slightly varying amplitudes. Consequently, the entire length requires close examination.

Referring to the model-tests, first of all a dominant period, characteristic for every coda, is to be searched for. If such a period existed, it could prove that the attenuation-section is nothing else than the natural-frequency response of a plate: in this case the plate being a part of the crust, or the entire layered crust and a part of the mantle-top.

This concept, referring to vibrations of another kind, is not novel at all. HARDTWIG (1962) e.g. stated: "The period-spectra of microseisms reveal extraordinarily sharp recurrence-peaks. Two ways of interpretation are possible: a) either forced-vibrations are at hand, when the force must oscillate in identical period, or, b) free oscillations of a relatively well defined and delimited body are encountered". HARDTWIG himself refers to earlier authors, and, anyway, it is well known that WIECHERT, as early as in 1907, turned the thought in mind that earthquake-waves and microseisms are innate motions of rock-slabs of vast extension, or of the crust itself. WIECHERT, empirically, assumed that far-earthquakes are, in general, of 17–18 sec period with a wave-velocity

of abt. 3,5 km/sec. The layer-thickness, equal to a half wave-length, can be described by the equation

$$D = \frac{T}{2} v = \frac{17,5}{2} \cdot 3,5 \approx 30 \text{ km.}$$

This result fairly coincides with recently measured average crustal thickness.

Wiechert, however, must have considered a short section of a shock of a certain distance. In general, namely, there is empirical proof for this statement, for the periods of surface waves are usually not of 17—18 sec.

Taking the entire attenuation-section into consideration, waves of different periods show different recurrences. The recurrence curves of the above-mentioned shallow-focus earthquakes, as demonstrated on Figs. 16, 17, 18, reveal a more realistic tracing of the phenomenon. According to a preliminary assumption, periods are distance-dependent, therefore period-recurrences are taken by intervals 5° — 10° , 10° — 20° , 20° — 30° and 30° — 50° . (It is not necessary to mention that recurrences in each interval were divided by the number of shocks in the same interval, in order to reduce recurrence-curves to a single shock.)

The figures don't reveal the distance-dependence of magnitude as expressed by Equ. (14). It is, however, true that Equ. (14), as mentioned, refers only, to a few last waves of a coda. Except for the interval 5° — 10° , where there is one recurrence-peak, two peaks show up in all of the rest of the intervals (Fig. 21).

The recurrence-analysis proved to be so promising that no objection remained against plotting the period-recurrence reduced to one shock, on a single graph, for the entire 5° — 50° interval. The two peaks show up, in this way, even more clearly (Fig. 22). With regard, however, to distance-magnitude

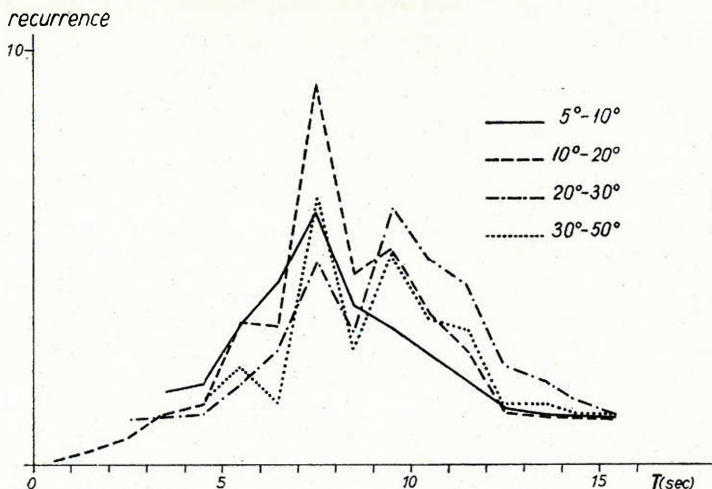


Fig. 21 Period-recurrence curves of 1000 coda-waves
 21. ábra 1000 kóda-hullám periódusainak gyakorisági görbéje
 Рис. 21. Кривая повторяемости периодов 1000 волн-код

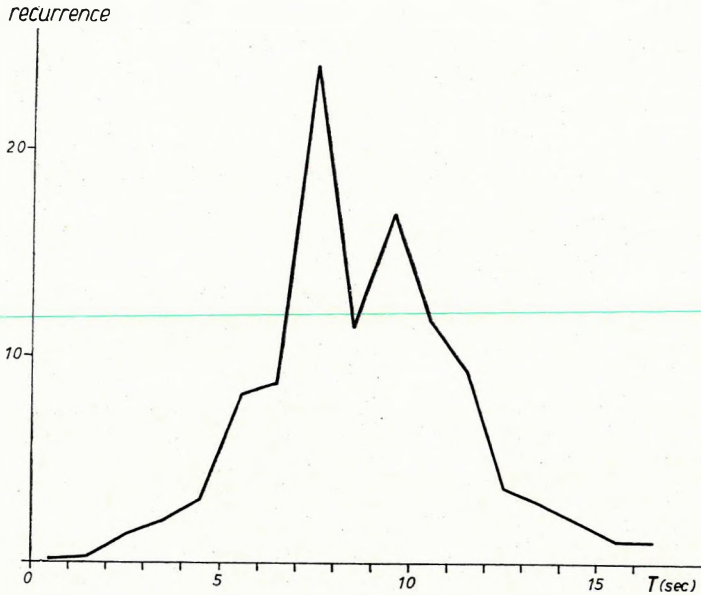


Fig. 22 Period-recurrence curves united

22. ábra A periódusgyakorisági görbék együttes ábrázolása

Рис. 22. Совместное представление кривых повторяемостей периодов

interrelation, the method of least squares was applied to the entire complex of data.

According to experiences gained in analysis of microseisms, one is entitled to assume that distance-dependence is quadratic and magnitude-dependence is linear. Consequently

$$T = a\Delta^2 + b\Delta^0 + cM + d. \quad (16)$$

Having used the 1000 data from the $5^\circ - 50^\circ$ distance-interval to calculate the constants of (16), the equation

$$T = -0,0036 \Delta^2 + 0,23 \Delta^0 + 0,34 M + 4,36 \quad (17)$$

has been obtained.

The quadratic part, however, is no more than a formal calculation, since the function has, at $\Delta^0 = 32^\circ$, an extreme value. Explicitly, this means that T increases from zero to 32° , thereafter it decreases. This contradicts to actual experiences in the study of surface waves, thus it can easily be rejected. A linear smoothing was applied, omitting data of the $5^\circ - 10^\circ$ interval, for this interval showed one peak only. Thus, 729 data have been left, but all of approximately identical recurrence. This way, the following equation was obtained

$$T = 0,042 \Delta^0 + 0,0016 M + 8,46. \quad (18)$$

describing the properties of coda-waves from the $10^\circ - 50^\circ$ interval better.

It was stated earlier (see Figs. 16, 17, 18) that *periods cannot depend considerably on distance*. Equ. (18) conveys the intelligence that periods, among

them the dominant one, are apt to shift; namely, the period 7–8 sec shifts toward 9–10 sec with increasing distance. The physical meaning of this phenomenon is that increasing distance gives a chance to absorption and to waves with a period-response characteristic for thicker units (layers). Putting it into an explicit form: in case of epicentral distances $0 < \Delta^\circ < 5^\circ$, low-period peaks (characteristic for near-surface layers), in case of e.d. $5^\circ < \Delta^\circ < 10^\circ$, 7–8 sec peaks (characteristic for a complex of such a period-response), are obtained, in case of $10 < \Delta^\circ$, higher period peaks (characteristic for a thick unit) dominate.

The fact that the coefficient of M is small, is of particular interest: it serves, namely, as another proof of the plate-vibration character of coda-waves. As it is well known, the pitch-level of a vibrating string or plate is independent of the amplitude of vibration, it depends only on the material, thickness and stress of the string or plate.

The smallness of the coefficient in question is remarkable anyway, for the period of body waves and surface waves is magnitude-dependent, as a rule. Thus the result obtained and explained so far, proves the origin of coda-waves to be different from theirs, and proves the coda-waves to be nearly insensitive to distance.

The next step of approach is to assume vibrations highly similar to Rayleigh-waves (HARDTWIG, 1962).

Regarding plane waves, the solutions of the wave-equation can thus be written

$$u = c\Gamma_1(\kappa, z) \cos k(x - Vt)$$

$$w = c \frac{1 - \kappa_0}{\sqrt{1 - 2\kappa_0}} \Gamma_2(\kappa, z) \sin k(x - Vt)$$

where

$$\Gamma_1(k, z) = e^{-q_1 z} - (1 - \kappa_0)e^{-q_2 z}$$

$$\Gamma_2(k, z) = -(1 - \kappa_0)e^{-q_1 z} + e^{-q_2 z}.$$

Substituting the solutions in the equations of condition, the following term is obtained:

$$3\kappa_0^3 - 12\kappa_0^2 + 14\kappa_0 - 4 = 0.$$

The only solution which can be selected from this, is that which is smaller than the unit. Thus, the coefficient $\kappa_0 = 1 - \frac{1}{\sqrt{3}} = 0,42265$. C , and parameters

$$q_1 = +\kappa \sqrt{1 - 2/3 \cdot \kappa_0} \qquad q_2 = +\kappa \sqrt{1 - 2\kappa_0}$$

jointly determine the attenuation of amplitudes with depth. The values of q_1 and q_2 are given by the following terms:

$$q_1 = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot 0.8475 \qquad q_2 = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot 0.3933$$

where λ is the wave-length.

It was mentioned above that codas don't originate from a point-source, not even from a linear-source. In fact, they have a source-area. Thus, velocity determination is rather uncertain. If accepting the velocity value $V=3,2$ km/sec observed in microseisms, the following values are obtained

$$q_1 = \frac{2\pi \cdot 0.8475}{3,2} \cdot \frac{1}{T} = 0.772 \frac{1}{T},$$

$$q_2 = \frac{2\pi \cdot 0.3933}{3,2} \cdot \frac{1}{T} = 1.6640 \frac{1}{T}.$$

Hence, longer periods are less attenuated with depth.

The amplitudes of u and w are

$$\eta = c\Gamma_1(k, z) \qquad \xi = c \frac{1-\kappa_0}{\sqrt{1-2\kappa_0}} \Gamma_2(k, z).$$

When determining constant c , the amplitude of horizontal displacement along the surface $z=0$ should be the unit.

$$1 = c\Gamma_1(k, 0) = C\kappa_0; \quad \text{hence, } c = \frac{1}{\kappa_0}.$$

So, the amplitude of vertical displacement on the plane $z=0$ is 1,4679. This is quite natural, for in the process of particle-motion of Rayleigh-waves, the rate of major and minor axes of the ellipse is just the above value. Rayleigh-waves satisfying this consideration can, only in infinite half-space, arise. To turn the pattern into plate-model, it is necessary, after HARDTWIG, to assume a layer coupled to another underneath, but through a very thin intermediate layer, i.e. loosely. In this intermediate,—one might say transitional—layer, amplitudes are apt to decrease rapidly. Let two waves of periods T , resp. T' , of vertical amplitudes Z , resp. Z' on the surface, change their amplitudes to ξ_0 , resp. ξ'_0 in depth Z_0 .

Let us approach the nature of the decrease in the following manner:

$$\frac{Z}{n} = \xi_0 \quad \text{and} \quad \frac{Z'}{n} = \xi'_0.$$

Then

$$\frac{Z'}{Z} = \frac{\xi'_0}{\xi_0},$$

with earlier determined values:

$$z_0 = \frac{TT' \ln \frac{Z'}{Z}}{(T' - T)0.772}. \quad (19)$$

Since period-recurrence curves showed identical peaks, it was easy to presume, that the period-values of the peak-range were in the above relation with the plate-thickness searched for.

To calculate Equ. (19) numerically, an amplitude vs. period graph is necessary. For this reason, only an abt. one fifth part of the data of Fig. 23 is

suitable. This curtailing is caused by the particle-motion of coda-waves. Only a part of the wave-pattern can be identified as Rayleigh-type waves, therefore only such waves of the vertical components were taken into consideration, where clear period-values were accompanied by rapid amplitude-change. The number of data: 182, but only their 50% satisfy the above condition, the other 50% have been selected at random.

Periods vs. amplitudes, smoothed with a quadratic curve (using the least squares method), gave the following formula:

$$T = -0,47 Z^2 + 4,28 Z + 1,83. \quad (20)$$

The T, T' and Z, Z' series, for the surroundings of the first recurrence-peak around 7–8 sec, are demonstrated (calculated with overlapping period-intervals) on Table I. The mean value of z_0 is 18,4 km.

Table II shows the same series for period-range around 9–10 sec. The mean value of z_0 , in this range, is 29,63 km.

The round numbers: 7–8 and 9–10 sec are, actually, varying between 7,6 and 8,5, and 9,6–10,5 respectively. This fact may introduce some slight

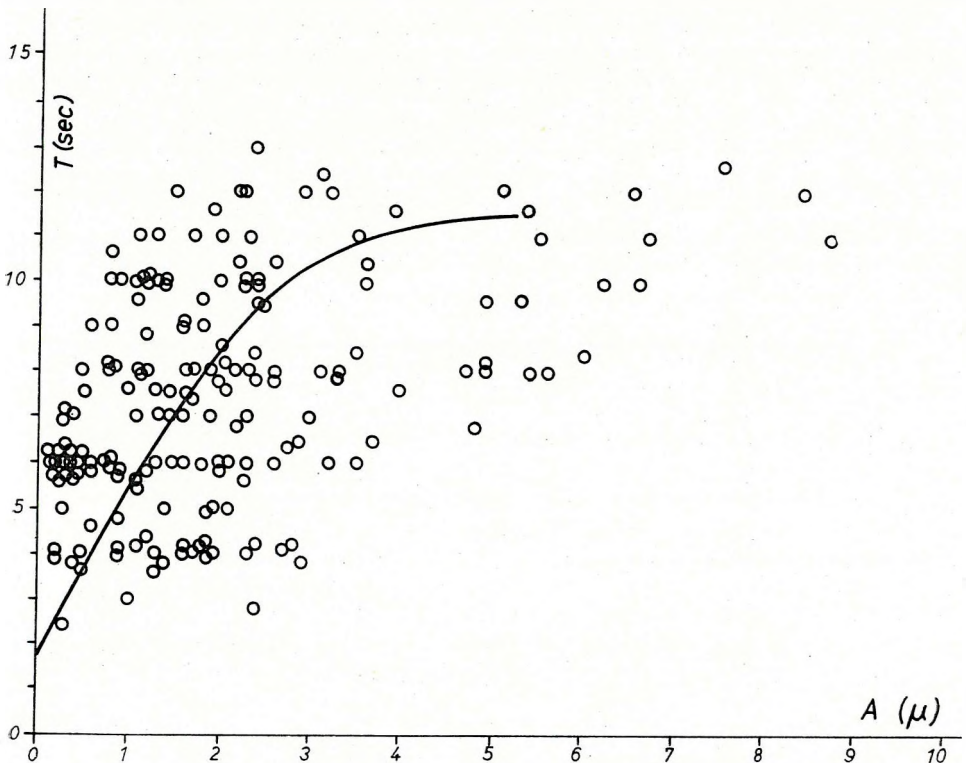


Fig. 23
23. ábra
Рис. 23.

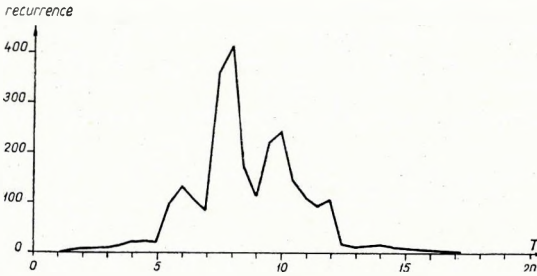


Fig. 24 Recurrence curve for overlapping period-intervals

24. ábra Az egymást fedő periódus-intervalumokra számított gyakorisági görbe

Рис. 24. Кривая повторяемости, рассчитанная для перекрывающихся друг друга интервалов периодов

calculational error, and is responsible for relatively large deviations on the tables.

The results of calculations with overlapping period-intervals is demonstrated on Fig. 24. Beside the two maxima mentioned, a weak maximum shows up between 5—7 sec, too. The corresponding depth is 13,7 km. Its significance doesn't even come near to that of the former ones, but it is thought to be worth of mentioning.

Table I.

T	T'	Z	Z'	Z ₀
7,475	7,612	1,60	1,65	16,42
7,475	7,748	1,60	1,70	16,74
7,748	7,880	1,70	1,75	17,11
7,748	8,011	1,70	1,80	17,52
8,139	8,265	1,85	1,90	18,51
8,139	8,389	1,85	1,95	18,57
8,389	8,510	1,95	2,00	20,11
8,389	8,629	1,95	2,05	19,17
8,510	8,745	2,00	2,10	20,06
8,629	8,745	2,05	2,10	19,80

Table II.

T	T'	Z	Z'	Z ₀
9,395	9,592	2,40	2,50	24,42
9,688	9,781	2,55	2,60	26,00
9,688	9,871	2,55	2,65	25,90
9,960	10,045	2,70	2,75	28,60
9,960	10,129	2,70	2,80	28,24
10,210	10,289	2,85	2,90	30,40
10,210	10,366	2,85	2,95	30,25
10,366	10,440	2,95	3,00	31,80
10,366	10,512	2,95	3,05	32,20
10,512	10,581	3,05	3,10	33,30
10,512	10,713	3,05	3,20	34,80

When sampling the records, coda-waves have arbitrarily been considered as Rayleigh-waves. In reality, however, codas must be composed of several kinds of surface waves. To extinguish any other components, first of all a vertical seismograph was, as mentioned, used. Secondly, for a special coda-analysis such an earthquake was selected, where the tangent of the great circle traversing the epicentre and the recording-station was E-W oriented, consequently Rayleigh-type waves could best be expected on the vertical and E-W component. The particle-motion, sampled from certain sections of the coda, is demonstrated on Fig. 25. Although no completely clear Rayleigh-ellipse could be expected, the overwhelming majority of the graphs show particle-motions approximating forward or backward rotating ellipses.

Not every wave of a complete coda, however, approximates the Rayleigh wave even to such an extent. Nevertheless, the amplitudes of all measurable waves (1000 data!) have been plotted against period (Fig. 26). The mass of data is very similar to the figure of KANAI et al. (1954) obtained for short-period microseisms. The only essential difference is that the bottom-dots on Fig. 26 show a decided thickening. It is interesting to note, how the coda-pattern reminds of that of microseisms.

Just for sure, the phenomenon was subjected to another test. To turn the dots into a quadratic function of period vs. amplitude, however, required some trick, for the "cloud" of dots was too scattered. It was assumed that to zero periods, zero amplitudes belong, and their number was equalled to the number of dots. The equation of the curve obtained in this way is:

$$T = -0,32 z^2 + 4,13 Z + 1,98.$$

Comparing this equation to the former one (the curve of which is likewise plotted on Fig. 26), the difference is, apparently, rather slight. The deviation, however, increases toward higher periods, and for good reasons: the first equation was based on systematically selected data, the second, on *every* data. In establishing the first equation, no high periods were needed, because the three peaks pre-selected the ranges of interest. It is obvious that the second curve was "pulled down" by the higher periods. The quadratic nature of the curve is likewise questionable, and the whole problem requires further investigations, moreover: it indicates a possible direction of research.

It has not been mentioned so far that the thickness-data, if regarded as referring to crustal structure (to the Conrad, and Moho surface, namely), are very close to those obtained by DSS (MITUCH—POSGAY, 1967/68). The value 29,63 km might symbolize the maximum thickness of the crust of the Carpathian Basin, for the crust of this region is a cupola-bottomed plane-concave slab (the least DSS thickness is abt. 23 km), for the station is situated on the margin of the basin. The value 18,4 km coincides, almost within the order of meters, with the DSS-determined Conrad depth. This might mean that the granitoid part of the crust is plane-parallel, contrarily to the entire crust.

Anyway, it seems to have been a successful endeavour, utilizing the period-recurrence and period vs. amplitude relation of coda-waves, to obtain data for crustal structure; data which are fairly supported by other results. The concept, consequently, must have been correct: the explanation of coda-waves by plate-vibrations is not unrealistic at all.

The only problem left, is the loose coupling. Many explanations can be,

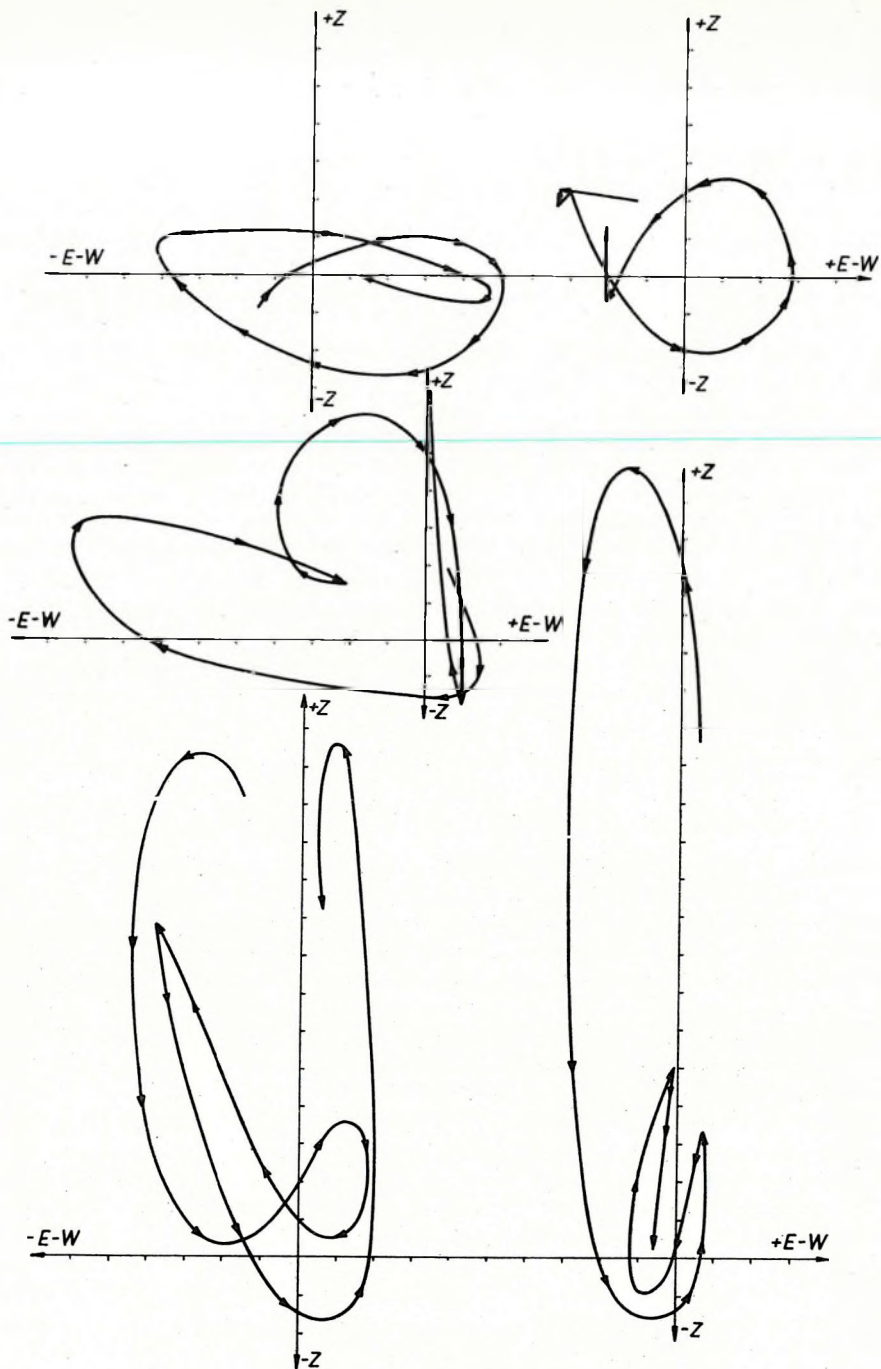


Fig. 25 Particle-motion of an earthquake of 25, 7 (22, 49, 41,3),
 1969 $\varphi = 21,6$ N $\lambda = 111,9$ E $M = 5,4$
 25. ábra 1969. VII. 25 22 49 41,3 $\varphi = 21,6$ N $\lambda = 111,9$ E, $M = 5,4$ rengés
 kóda-hullámainak részecskemozgása

Рис. 25. Смещение частиц волн-код землетрясения, происшедшего
 25 VII 1969, 22 49 41,3, $\varphi = 21,6$ N, $\lambda = 111,9$ E, $M = 5,4$.

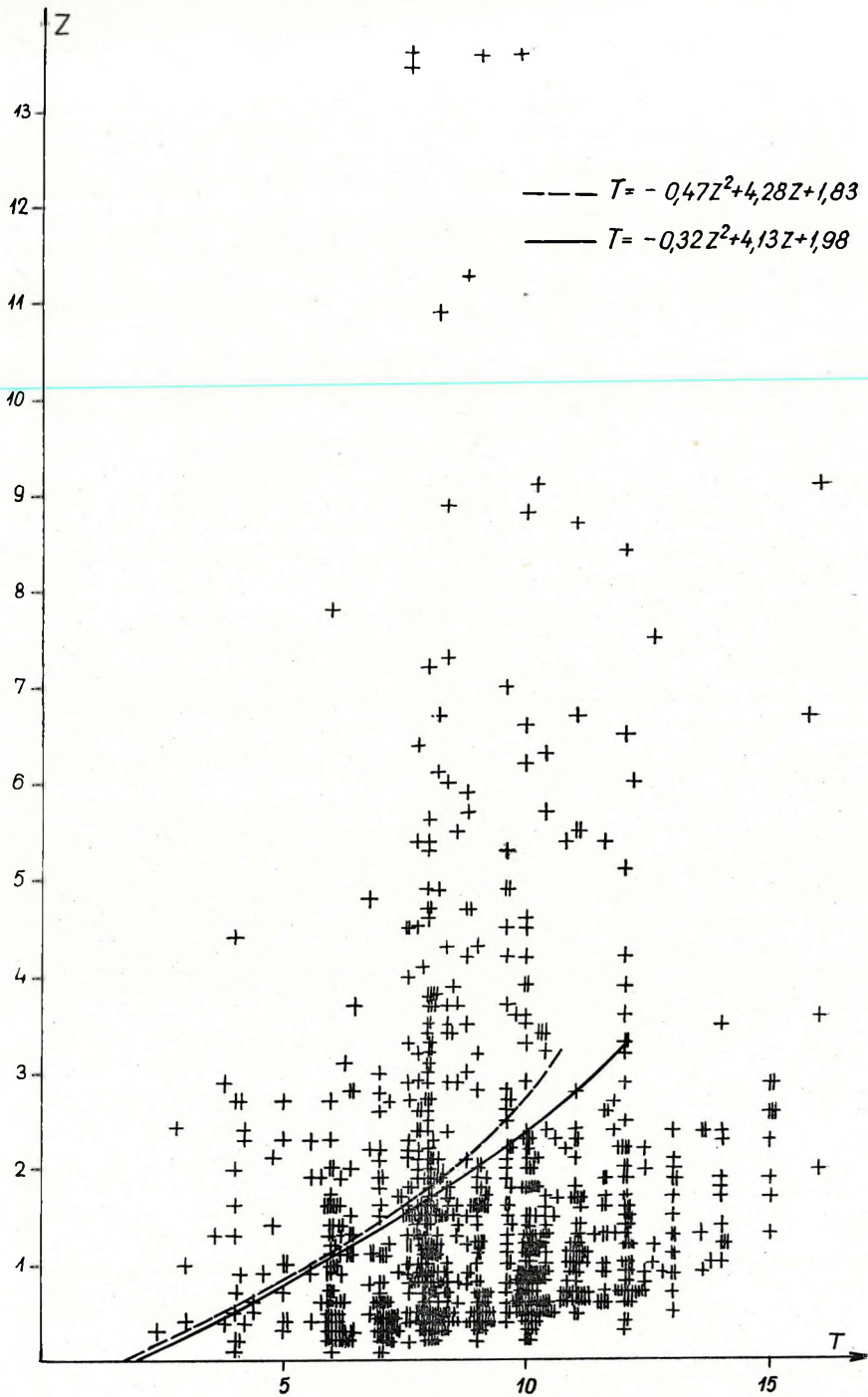


Fig. 26
 26. ábra:
 Рис. 26.

and actually have been advanced about the nature of the "intermediate layers" (e.g. MÜLLER—LANDISMAN, 1966). It is a matter of fact, that the clarification of this phenomenon requires a great deal of further investigations.

Anyway, if one accepts the loose coupling as a fact, the interpretation of Equ. (1a) will be easier at once.

In such a case, namely, the necessary considerations are rather simple and, besides, consistent with observed and reported facts. The pattern is as follows: the wide-band waves generated in the source-area of the epicenter, in great majority correspond in their period to the natural periods of the plates (layers, crustal layers) at hand, and travel forth as plate-vibrations. The absorption coefficient of surface waves is small, thus the energy-loss during the travel is likewise slight. Hence, it is easy to comprehend, why the duration of the surface waves (as described by Equ. [1a]) is not significantly depending on distance. During the travel, their dominant periods always correspond to the local structural properties (material, thickness) of the plate, i.e. to the periods depending on these properties. The data, in which the phenomenon reveals itself, albeit statistically random, are suitable to determine and to trace crustal structure traversed by these waves.

The possible ways of further investigations:

1. whether there is or there is not a recurrence-peak in the ultra-long period-range; if yes, perhaps it would be suitable to trace the depth-variation of the Gutenberg-channel, and what the correlation is between the depth-data obtained this way and by other means (e.g. MTS);

2. model-experiments should clarify such forms of coupling which allow quasi-free plate-vibrations;

3. consideration should be given to turning these investigations over to the applied field, namely, to test plate-thickness determinations in the near-surface layers (within the reach of geophysical exploration);

4. it is suggested to extend these investigations to regions, considerably differing from the Carpathian Basin; it is thought, namely, that platform-regions, shields, especially with a thick station-network, are even more suitable for such investigations than the small, closed, unevenly thin-crustal Carpathian Basin.

These tasks, however, exceed the intention of the present paper.

LIST OF REFERENCES

- AKI, K., 1969: Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journ. of Geophys. Res.* 74. 2.
- BISZTRICSÁNY, E., 1958a: A new method for the determination of earthquake magnitudes. *Geofizikai Közl.* (Geophysical Transactions) VII. 2.
- BISZTRICSÁNY, E., 1958b: On the problem of magnitude determination. *Zeitschrift f. Geophysik* 24.
- BISZTRICSÁNY, E., 1970: Investigations on the dispersion of the surface waves. *Acta Geod. et Geoph. etc.* (in press).
- HARDTWIG, E., 1962: *Theorien zur mikroseismischen Bodenunruhe.* Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- HASKELL, N. A., 1953: The dispersion of surface waves on multilayered media. *B.S.S.A.* pp. 17—34.
- HEALY, J. H.—PRESS, F., 1960: Two dimensional seismic models with continuously variable velocity depth and density functions. *Geophysics*, 25. 5.

- KANAI, K.—TANAKA, T.—OSADA, K., 1954: Measurement of the micro-tremor. Bull. Earthqu. Res. Inst., Tokyo, XXXII. Part. 2.
- LAMB, H., 1917: On elastic waves in a plate. Proc. Roy. Soc., London.
- MITUCH E.—POSGAY K., 1967/68: Die Ergebnisse der seismischen Messungen, ausgeführt an den ungarischen Abschnitten der internationalen Erdkrustenforschungsprofile. Zavod Geoloska i Geofizička Istrazivanja. Serija C. Bulletin VIII/IX. Beograd.
- MÜLLER, St.—LANDISMAN, M., 1966: Seismic studies of the Earth's crust in continents; Part I. Evidence for a low-velocity zone in the upper part of the lithosphere. Geophys. Journ. R.A.S. 10. 525—538.
- SOLOVIEV, S. L., 1965: Seismicity of Sakhalin. Bull. Earthqu. Res. Inst., Tokyo, 43.
- TSUMURA, K., 1967: Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation. Bull. Earthqu. Res. Inst., Tokyo.
- WIECHERT, E.—ZOEPPRITZ, A. K., 1907: Über Erdbebenwellen. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys.



TARTALOM

- Andrássy László—Mészáros Ferenc—Uhlmann Norbert*: Radioaktív fúrólukmodell-mérések legújabb eredményei. (1—2. sz.)
- Ádám Antal*: Van-e kapcsolat a felső köpeny jól vezető rétegének mélysége és a horizontálisan inhomogén felszíni geoelektromos szelvény között a magnetotellurikus frekvenciaszondázásoknál. (1—2. sz.)
- Ádám Antal*: Néhány kvantitatív adat a Magyar Medencében végzett relatív tellurikus frekvenciaszondázásokról. (1—2. sz.)
- Ádám Antal*: A jól vezető réteg mélységének grafikus meghatározási lehetősége és annak korlátai a magnetotellurikus frekvenciaszondázásnál. (1—2. sz.)
- Bisztricsány Ede*: Sekélyfésztkü földrengések felületi hullám-kódájának vizsgálata. (3—4. sz.)
- Bodoky Tamás—Greuter Antal*: Az optimális terítési geometria meghatározása közös mélységpontos észlelési rendszerekben. (1—2. sz.)
- Bodoky Tamás—Greutter Antal*: A közös mélységpontos észlelési rendszerek hatásossága a geofontávolság és a többszörös spektrumának függvényében. (3—4. sz.)
- Csókás János—Egerszegi Pál—Vitalis György*: Geoelektromos mérések a miskolctapolcai Nagykőmázsán. (1—2. sz.)
- Kardeván Péter*: Elektromechanikus szűrőrendszerek átviteli függvényének számítása az elektromos hálózatanalízis módszerével. (1—2. sz.)
- Szabadvány László—Vincze János*: GE-50 típusú alacsonyfrekvenciás geoelektromos ellenállásmérő berendezés. (1—2. sz.)
- Varga Péter*: A tihanyi gravitációs árapályregisztráló állomás 1967. II. félévi regisztrátumainak harmonikus analízise. (1—2. sz.)
- Varga Péter*: A földi árapály gravitációs vizsgálata Fourier-transzformációval. (3—4. sz.)

GEOPHYSICAL TRANSACTIONS VOL. XIX. 1969

- Andrássy, L.—Mészáros F.—Uhlmann, N.*: Recent results in radioactive probe-calibrations under model-well circumstances (№ 1—2).
- Ádám, A.*: What is the truth about the connection between the depth of the low-resistivity channel of the upper mantle and the horizontally inhomogeneous geoelectric constitution of the surface, in the magnetotelluric frequency-soundings? (№ 1—2).
- Ádám, A.*: Some quantitative contribution to the telluric relative frequency-soundings (RTSF) in the Hungarian Basin (№ 1—2).
- Ádám, A.*: The nomographic-traceability of the depth of the low-resistivity channel of the upper mantle in the MTS, and its limitations (№ 1—2).
- Bisztricsány, E.*: Analysis of codas of shallow focus earthquakes (№ 3—4).
- Bodoky, T.—Greutter, A.*: The determinations of optimum spread-geometry in CDP systems (№ 1—2).
- Bodoky, T.—Greutter, A.*: The efficiency of CDP systems as a function of the off-set and spectrum of multiples (№ 3—4).
- Csókás, J.—Egerszegi, P.—Vitalis, Gy.*: Geoelectrical survey in the Nagykőmázsas limestone quarry at Miskolctapolca (№ 1—2).

- Kardeván, P.*: Calculation of transmission-functions of electromechanical filter-systems by electric network-analysis (№ 1—2).
- Szabadváry, L.—Vincze, J.*: Low frequency geoelectrical resistivity-measuring equipment type GE-50 (№ 1—2).
- Varga, P.*: Harmonic analysis of Earth-tide observatorions in the second half of 1967 as recorded in Tihany (№ 1—2).
- Varga, P.*: Fourier-transforms of the tidal variations in the intensity of gravity (№ 3—4).

СОДЕРЖЕНИЕ

- АНДРАШИ, Л.—МЕСАРОШ, Ф.—УЛМАН, Н.: Результаты радиологических исследований на моделях буровых скважин (№ 1—2)
- АДАМ, А.: К вопросу о связи глубины залегания хорошо проводящего слоя верхней мантии с горизонтально неоднородным геоэлектрическим строением поверхности по данным магнитотеллурического частотного зондирования (№ 1—2)
- АДАМ, А.: Некоторые количественные данные об относительных теллурических частотных зондированиях, проведенных в Венгерском бассейне (№ 1—2)
- АДАМ, А.: Возможности и ограничения графического метода определения глубины залегания хорошо проводящего слоя по данным магнитотеллурического частотного зондирования (№ 1—2)
- БИСТРИЧАНЬ, Э.: Изучение поверхностных волн-код, наблюдаемых при неглубокофокусных землетрясениях
- БОДОКИ, Т.—ГРАЙТТЕР, А.: Определение оптимальной геометрии установок в системах наблюдения по методу ОГТ (№ 1—2)
- БОДОКИ, Т.—ГРАЙТТЕР, А.: Зависимость эффективности систем наблюдений по методу ОГТ от шага сейсмоприемников и от спектра кратных волн (№ 3—4)
- ЧОКАШ, Я.—ЭГЕРСЕГИ, П.—ВИТАЛИШ, Д.: Электроразведочные работы в районе Надькёмажа (№ 1—2)
- КАРДЕВАН, П.: Вычисление характеристик электромеханических систем фильтрации путем анализа электрических цепей (№ 1—2)
- САБАДВАРИ, Л.—ВИНЦЕ, Л.: Низкочастотная электроразведочная аппаратура типа GE-50 (№ 1—2)
- ВАРГА, П.: Гармонический анализ гравиметрических записей земных приливов, полученных в Тиханьской обсерватории за второе полугодие 1967 года (№ 1—2)
- ВАРГА, П.: Анализ земных приливов с использованием трансформации Фурье (№ 3—4)

FÜGGELÉK



GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

1952 — 1970

IRODALOMJEGYZÉK

BIBLIOGRAPHY

VOLUMES I—XIX. EX 1952—1970

Földmágneses és gravitációs témakör

Magnetic and Gravitational

Aczél Etelka, 1964:

A függővonal évszázados változásáról.

Secular variation of the plumb-line XIII. kötet, 1. 21—32. oldal.

A földmágneses tér évszázados változása Magyarországon 1950 és 1963 között, a szekuláris hálózat mérései alapján.

The secular variation of the terrestrial magnetic field in Hungary between 1950 and 1963, as measured upon the "secular base-network". XIII. kötet, 3., 345—358. oldal.

1968:

Az 1964—65. évi magyarországi földmágneses alaphálózat-mérés

The national magnetic network of Hungary in 1964—65. XVII. kötet, 3.

1969:

A földmágneses elemek változása az 1966-os szekuláris mérés szerint.

The variations of the geomagnetic elements according to the secular measurements in the year 1966. XVIII. kötet, 1—2., 3—11. oldal.

A kelet-európai országok egységes mágneses szintjének problémái.

The problems of the uniform geomagnetic level of the Eastern European countries. XVIII. kötet, 3., 5—10. oldal.

Albert Anna, 1962:

A földmágneses elemek évszázados változása Magyarországon.

Die Säkularvariation der erdmagnetischen Elemente in Ungarn. XI. kötet, 1—4., 3—27. oldal.

Ádám Oszkár, 1964:

A Magyar medence regionális gravitációs értelmezési problémái.

Regional gravity interpretation problems of the Hungarian basin. XIII. kötet, 315—328. oldal.

Bagi Róbert, 1966:

Az analitikus folytatások módszerének vizsgálata és gyakorlati alkalmazásának lehetőségei a gravitációs kutatásban.

Die Untersuchungen der analytischen Fortsetzungsmethoden und die Möglichkeiten ihrer praktischen Anwendung in den Gravitationsforschungen. XIV. kötet, 1—4; 87—102. oldal.

A gravitációs tér évszázados változásának tanulmányozása céljából végzett graviméter-mérések.

Gravity measurements for the determination of the temporal variation of the gravity field. XV. kötet, 1—4; 5—13. oldal.

1968:

Az analitikus lefeléfolytatások alkalmazásának hazai tapasztalatai.

Experiences in the application of analytical downward-continuation. XVII. kötet, 1–2., 3–15. oldal.

1969:

Földmágneses és gravitációs értelmezési problémák a Nyírségben.

Geomagnetic and gravimetric interpretation problems in the Nyírség. XVIII. kötet, 4., 85–92. oldal.

Barta György, 1953:

Mágneses mérések a Béke-barlang új bejáratának kitűzésére.

Magnetic measurements for surveying the new entrance of the Peace Cave. II. kötet, 8., 67–72. oldal.

1954:

A földmágneses tér évszázados változásának 44 éves periódusáról (előzetes közlemény). On a 44-year period of the secular variation of the geomagnetic field (Preliminary publication). III. kötet, 1., 3–26. oldal.

A földmágneses elemek különbségei a Budakeszi, pruhonicei és ógyallai obszervatóriumok között.

Differences in the geomagnetic elements between the observatories of Budakeszi, Pruhonice and Ógyalla. III. kötet, 11., 157–167. oldal.

1956:

A gravitációs tér időbeli változásáról.

On the periodic variation of the gravity field. V. kötet, 4., 7–13. oldal.

1957:

A földmágneses tér évszázados változásáról.

On the secular variation of the geomagnetic field. VI. kötet, 1–2., 9–27. oldal.

A földmágneses tér változása a Kárpát-medencében.

Variation of the geomagnetic field in the Carpathian basin. VI. kötet, 1–2., 29–35. oldal.

1958:

A földmágneses tér évszázados változásának longitudinális és transzverzális effektusa.

Longitudinal and transversal effect of the secular variation of the geomagnetic field. VII. kötet, 1., 3–31. oldal.

1959:

A Föld mágneses sarkainak és középpontjának időbeli vándorlásáról.

Zur säkulären Wanderung der magnetischen Pole und des Mittelpunktes der Erde. VIII. kötet, 1–2., 3–17. oldal.

1961:

Érdekes mágneses háborgás a tihanyi obszervatóriumban.

Eine interessante magnetische und ionosphärische Störung in Ungarn. IX. kötet, 3–4., 83–95. oldal.

1962:

A földmágneses tér excentricitásának kapcsolata a Föld háromtengelyűségével.

Connection between the Earth's magnetism and the ellipticity of the Equator. X. kötet, 1–4., 45–62. oldal.

1964:

A Föld évszázados változásai során fellépő energiaátalakulások.

Energy transformations in the course of the secular variations of the Earth. XIII. kötet, 3., 359–366. oldal.

1966:

Néhány új adat a Föld mágneses tere és a nivófelületek torzultságának összefüggéséről.
Some recent contributions to the relation of the distortion of the geomagnetic field and that of the niveau surfaces. XIV. kötet, 1–4., 67–72. oldal.

Constantinescu Liviu, 1968:

Comparabilité des valeurs normales des éléments géomagnétiques fournies pour le bassin Carpathique par les formules hongroises et roumaines.

On the comparability of the normal values of geomagnetic elements established for the Carpathian basin by the Hungarian and Roumanian formulas. VII. kötet, 3–4., 181–194. oldal.

Csen-Lu-szo, 1962:

Geomágneses pulzációs regisztráló berendezések tervezése.

Design of devices for the recording of geomagnetic pulsations. XI. kötet, 1–4., 29–49. oldal.

Dér Miklós, 1953:

Mágneses mérések a Béke-barlang új bejáratának kitzüzésére.

Magnetic measurements for surveying the new entrance of the Peace Cave. II. kötet, 8., 67–72. oldal.

Egyed László, 1955:

Új módszer az átlagsűrűség-meghatározásra.

New method for the determination of the mean density. IV. kötet, 2., 31–36. oldal.

Facsinay László, 1953:

Közetsűrűség-meghatározás a felszín alatt különböző mélységekben végzett graviméter-mérések alapján.

Rock density determinations, based on subsurface gravimeter measurements at different depths. II. kötet, 4., 41–49. oldal.

A gravimétermérések korszerű értelmezésének módszerei.

Methods for the up-to-date interpretation of gravimeter-measurements. II. kötet, 11., 95–120. oldal.

1956:

A magyar országos gravitációs alaphálózat.

The Hungarian network of gravity bases. V. kötet, 2., 3–49. oldal.

1958:

A magasabb deriváltak számításának gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatasok számításának kiterjesztése nagyobb terület-egységekre.

Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to larger territorial units. VII. kötet, 1., 33–55. oldal.

1966:

Az analitikus folytatások módszerének vizsgálata és gyakorlati alkalmazásának lehetőségei a gravitációs kutatásban.

Untersuchung der analytischen Fortsetzungsmethoden und die Möglichkeiten ihrer praktischen Anwendung in den Gravitationsforschungen. XIV. kötet, 1–4., 87–102. oldal.

1968:

Az analitikus lefeléfoltatások alkalmazásának hazai tapasztalatai.

Experiences in the application of the downward-continuation. XVII. kötet, 1–2., 3–15. oldal.

Fajkiewicz Zbigniew, 1968:

Kollineáris nomogramrendszer topográfiai korrekciók meghatározására.
Collinear nomograms for gravity terrain corrections. XVII. kötet, 1–2., 119–120. oldal.

Flórián Endre, 1961:

Érdekes mágneses háborgás a tihanyi obszervatoriumban
Eine interessante magnetische und ionosphärische Störung in Ungarn. IX. kötet, 3–4.,
83–95. oldal.

Haáz István, 1952:

Gravitációs és mágneses hatású ferde réteg helyzetének, méreteinek és mibenlétének meghatározása.

Determination of an infinite inclined dyke from its gravity and magnetic effects. I. kötet,
5., 41–50. oldal.

1953:

Kapcsolat a derékszögű hasáb tömegvonzásának potenciálja és e potenciál deriváltjai között.

Relations between the potential of the attraction of the mass contained in a finite rectangular prism and its first and second derivatives. II. kötet, 7., 57–66. oldal.

1954:

A földmágneses elemek különbségei a budakeszi, pruhonicei és ógyallai obszervatóriumok között.

Differences in the geomagnetic elements between the observatories of Budakeszi, Pruhonice and Ógyalla. III. kötet, 11., 157–167. oldal.

1955:

BMZ-mérések hőmérsékleti javítása.

L'effet de la température dans les mesures BMZ. IV. kötet, 1., 11–14. oldal.

Gravitációs és mágneses hatású réteg dőlésének és sűrűségének, illetve mágnesezhetőségének meghatározása.

Determination of the dip, density and susceptibility of an infinite inclined dyke from its gravity and magnetic effects. IV. kötet, 2., 45–56. oldal.

1964:

Kőzetek mágneses tulajdonságainak meghatározása a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet földmágneses kutatásaiban.

Determination of the magnetic characteristics of rocks in the course of magnetic researches of the Hungarian Geophysical Institute "Roland Eötvös". XII. kötet, 3–4., 79–84. oldal.

Gravitációs és mágneses hatású függőleges vagy ferde réteg meghatározása a mért anomáliákból.

Bestimmung einer senkrechten oder schiefen unbegrenzten Schicht aus ihren gravimetrischen und magnetischen Störwirkungen. XIII. kötet, 1., 83–121. oldal.

1966:

Földmágneses mérések Zengővárkony környékén.

Erdmagnetische Messungen in der Umgebung von Zengővárkony. XV. kötet, 1–4., 77–82. oldal.

1969:

Történeti, elvi és gyakorlati adalékok a derékszögű hasáb tömegvonzásának számításaihoz.

Contributions to the calculations of the gravitational attraction of a rectangular prism. XVIII. kötet, 4., 103–110. oldal.

Haázné Rózsás Hajnalka, 1952:

Kísérleti vizsgálatok a TNK 1427 Nörngaard-graviméterrel.

Experimental test of the Nörngaard gravimeter TNK 1427. I. kötet, 7., 56–73. oldal.

1953:

Közetsűrűség-meghatározás a felszín alatt különböző mélységekben végzett graviméter-mérések alapján.

Density determinations of rocks, based on subsurface gravimeter measurements at different depths. II. kötet, 4., 41–49. oldal.

Heiskanen, W. A., 1962:

Some recent gravimetric studies on the isostasy and the thickness of the Earth's crust. X. kötet, 1–4., 79–89. oldal.

Hoffer Egon, 1969:

Földmágneses és gravitációs értelmezési problémák a Nyírségben.

Geomagnetic and gravimetric interpretation problems in the Nyírség. XVIII. kötet, 4., 85–92. oldal.

Jámbor Áron, 1968:

Faläomagnetische Studien über die permischen Gesteine im Gebiet des pannonischen Beckens (Ungarn).

Paleomagnetic investigation of some Permian rocks of Hungary. XVIII. kötet, 1–2., 43–56. oldal.

Kautzleben, H. 1968:

A földmágneses normáltér Közép-Európában.

Über das geomagnetische Normalfeld, insbesondere in Mitteleuropa. XVII. kötet, 1–2., 91–104. oldal.

B. Kelemen Olga, 1966:

A tihanyi obszervatórium környékén végzett földtani, földmágneses és gravitációs vizsgálatok.

Geologische, geomagnetische und gravimetrische Untersuchungen in der Umgebung des Observatoriums von Tihany. XV. kötet, 1–4., 83–93. oldal.

Kilczser Gyula, 1969:

Az excentrikus földdipólus mágneses potenciáletterének koherens multipólus sora.

The series of coherent multipoles of the magnetic potential field of the excentric Earth-dipole. XVIII. kötet, 3., 59–96. oldal.

Komáromy István, 1952:

Különböző azimutokban végzett graviméteres észlelések vizsgálata.

Investigation of the azimuthal effect of a Heiland gravimeter. I. kötet, 8., 74–80. oldal.

1964:

A függőleges földmágneses térerősség 1950–62. évi magyarországi változásának meghatározása obszervatóriumi adatsorok alapján.

The determination of the secular variation of the geomagnetic vertical intensity in Hungary, between 1950 and 1962, based upon observatory data. XIII. kötet, 3., 329–344. oldal.

Kotásek, J., 1969:

Paläomagnetische Studien über die permischen Gesteine im Gebiet des pannonischen Beckens (Ungarn).

Paleomagnetic investigation of some Permian rocks of Hungary. XVIII. kötet, 1–2., 43–56. oldal.

Körös István, 1969:

Táblázatok háromdimenziós tömeghatás-számításhoz.

Tables for three-dimensional mass-effect computations. XVIII. kötet, 3., 103–112. oldal.

Krs, M., 1969:

Paläomagnetische Studien über die permischen Gesteine im Gebiet des pannonischen Beckens (Ungarn).

Paleomagnetic investigation of some Permian rocks of Hungary. XVIII. kötet, 1–2., 43–56. oldal.

Kruglyakova, G. I., 1964:

A mágneses anomáliák kiértékelése és a mélytektonika Kárpátalja területén.

The interpretation of the magnetic anomalies and the deep tectonic structure of Trans-Carpathia. XIII. kötet, 2., 175–200. oldal.

Kurali Ferencné, 1958:

A földmágneses elemek menetének összehasonlítása néhány obszervatórium 1950–55. évi adatai alapján.

A comparison of the variation of the geomagnetic elements in some observatories in the years 1950–55. VII. kötet, 2., 101–109. oldal.

Lassovszky Károly, 1952:

A Nap és a Hold gravitációs hatása a gravimétermérésekre.

The tidal variation of gravity. I. kötet, 3., 13–29. oldal.

A nehézségi gyorsulás nemzetközi normális értéke.

The international normal gravity values. I. kötet, 4., 30–40. oldal.

1954:

Graviméter-regisztrálások globális analízise.

The tidal variation of gravity. II., III. kötet, 2., 27–30. oldal.

1956:

A Föld deformációs együtthatójának meghatározása graviméter-észlelésekből.

Die Bestimmung des Deformationskoeffizienten der Erde aus Gravimeterbeobachtungen. V. kötet, 1., 18–26. oldal.

A luniszoláris hatás amplitúdóviszonyának meghatározása a Budapesten 1951-ben 37 napon át végzett graviméter-észlelésekből.

Die Bestimmung des Amplitudenverhältnisses des lunisolaren Effektes auf Grund der in Budapest im Jahre 1951 während 37 Tage ausgeführten Gravimeterbeobachtungen. V. kötet, 3., 9–20. oldal.

Lánczos Pál, 1960:

A földmágneses tér hatórás periódusú változásáról.

Die 6-stündigen periodischen Änderungen des erdmagnetischen Feldes. VIII. kötet, 4., 209–217. oldal.

Marussi Antonio, 1960:

Közép-ázsiai gravitációs anomáliák és tektonika.

Anomalies de la pesanteur et la tectonique en Asie Centrale. IX. kötet, 1–2., 37–39. oldal.

Márton Péter, 1969:

A hazai paleomágneses kutatások földtani alkalmazásai.

Geologische Verwendungen der paläomagnetischen Forschungen in Ungarn. XVIII. kötet, 4., 79–84. oldal.

Le Minh Triet, 1968:

A földmágneses viharok hirtelen kezdő impulzusának amplitúdója és emelkedési ideje közötti összefüggésről.

Über die Beziehung zwischen der Amplitude und der Aufstiegszeit des plötzlichen Anfangsimpulses der geomagnetischen Stürme. XVII. kötet, 1–2., 71–80. oldal.

A földmágneses háborgások terjedése és ennek következményei.

Propagation of geomagnetic disturbances and its consequences. XVII. kötet, 4., 51–61. oldal.

Molnár Károly, 1966:

Földmágneses mérések Zengővárkony környékén.

Erdmagnetische Messungen in der Umgebung von Zengővárkony. XV. kötet, 1–4., 77–82. oldal.

Mundt, W., 1967:

A földmágneses anomáliák statisztikai vizsgálata az NDK területén.

Statistik geomagnetischer Anomalien im Gebiet der DDR (Autokorrelationsanalyse). XVI. kötet, 1–2., 71–79. oldal.

1968:

A földmágneses és a gravitációs anomáliák a földkéreg mélyebb szerkezetének kutatásában.

Über die Verwendung des geomagnetischen Feldverlaufs und der Bouguerschwere zur Untersuchung des tieferen Untergrundes. XVII. kötet, 1–2., 81–90. oldal.

Müller Iván, 1955:

A nehézségi erő eloszlása a Kraszovkij-, Hayford- és a Bessel-ellipszoid felületén.

Distribution of gravity on the surface of the ellipsoids of Krassovsky, Hayford and Bessel. IV. kötet, 2., 71–81. oldal.

1956:

Közepes nehézségi értékek meghatározása az ortométeres magasságok kiszámításához.

Determination of mean gravity values for the computation of the orthometric heights. V. kötet, 3., 21–36. oldal.

Oszlaczky Szilárd, 1952:

A Nap és Hold gravitációs hatása a gravimétermérésekre.

The tidal variation of gravity. I. kötet, 3., 13–29. oldal.

A nehézségi gyorsulás nemzetközi normál értéke.

The international normal gravity values. I. kötet, 4., 30–40. oldal.

1954:

Graviméter-regisztrálások globális analízise.

The tidal variation of gravity. II., IV. kötet, 2., 27–30. oldal.

1956:

Gravimetrikus tömeghatási és térképhatási táblázatok.

Tables for the gravimetric effects of cylindrical masses. V. kötet, 1., 27–45. oldal.

1964:

A Nap és a Hold gravitációs hatásának megfigyelése hazánkban.

Observations of the gravitational effects of the Sun and the Moon, in Hungary. XIII. kötet, 1., 39–48. oldal.

Petrova, G. N., 1964:

A földmágneses tér évszázados változásainak tanulmányozása paleomágneses módszerrel.

Investigation of secular variations of the geomagnetic field with the paleomagnetic method. XIII. kötet, 2., 211–212. oldal.

Pick Miklós, 1960:

A topografikus korrekció új módszere

Über eine neue Methode zur Herstellung von topografischer Korrektionen. IX. kötet, 1–2., 41–42. oldal.

Pintér Anna, 1958:

A magasabb deriváltak számításainak gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és maradékhatasok számításának kiterjesztése nagyobb terület-egységekre.

Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to larger areal units. VII. kötet, 1., 33–55. oldal.

1964:

A gravitációs tér évszázados változásáról.

The secular variation of the gravity field. XIII. kötet, 1., 5–20. oldal.

A Magyar medence regionális gravitációs értelmezési problémái.

Regional gravity interpretation problems in the Hungarian basin. XIII. kötet, 3., 315–328. oldal.

1966:

Gravimétermérések magassági korrekciója.

Die Höhekorrektur der Gravimeter-Messungen. XV. kötet, 1–4., 159–179. oldal.

1969:

Táblázatok háromdimenziós tömeghatás-számításhoz.

Tables for three-dimensional mass-effect computations. XVIII. kötet, 3., 103–112. oldal.

Pollhammer Manóné, 1958:

A magasabb deriváltak számításának gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatasok számításának kiterjesztése nagyobb terület-egységekre.

Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to larger areal units. VII. kötet, 1., 33–55. oldal.

1966:

Gravitációs mélységszámítás Igal környékén.

Depth determination from gravity data in the area of Igal. XV. kötet, 1–4., 133–147. oldal.

Popelař, J., 1968:

A gravitáció és az izosztázia a csehszlovák Kárpátokban.

Schwerefeld und Isostasie in den tschechoslovakischen Karpaten. XVII. kötet, 1–2., 105–115. oldal.

Posgay Károly, 1962:

A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése.

Eine Übersichtskarte der magnetischen Massen in Ungarn und ihre Interpretation. XI. kötet, 1–4., 77–99. oldal.

1967:

A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata.

A comprehensive survey of geomagnetic masses in Hungary. XVI. kötet, 4.

Reményi György, 1966:

A tihanyi obszervatórium környékén végzett földtani, földmágneses és gravitációs vizsgálatok.

Geologische, geomagnetische und gravimetrische Untersuchungen in der Umgebung des Observatoriums von Tihany. XV. kötet, 1–4., 83–93. oldal.

Renner János, 1952:

Gravitációs mérések és a Föld alakja.

Mesurages de gravitation et la figure de la Terre. I. kötet, 2., 5–12. oldal.

1957:

A függővonal-elhajlások regionális jellege.

The regional character of plumb-line deflection. VI. kötet, 1–2., 61–67. oldal.

1959:

A magyar országos gravitációs alaphálózat végleges feldolgozása.

Final elaboration of the measurements of the national Hungarian network of gravity bases. VIII. kötet, 3., 105–141. oldal.

1960:

Vizsgálatok a függővonal-elhajlások terén.

Investigations of the plumb-line deflection. IX. kötet, 1–2., 43–50. oldal.

1964:

A függővonal-elhajlás Magyarország egyes területein.

The plumb-line deflection in certain areas of Hungary. XIII. kötet, 1., 33–37. oldal.

1966:

Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata.

Gravimetrische Untersuchung der Tiefstruktur von Ungarn. XIV. kötet, 1–4., 103–114. oldal.

Schneider, M., 1967:

A vertikális inga alkalmazása függővonal-ingadozások kimutatására.

Das Vertikalpendel als Indikator für Lotschwankungen. XVI. kötet, 1–2., 91–99. oldal.

Sebestyén Károly, 1953:

Egyszerű berendezés kőzetek mágneses szuszceptibilitásának meghatározására.

Simple apparatus for the determination of the magnetic susceptibility of rocks. II. kötet, 2., 21–24. oldal.

Stegena Lajos, 1966:

Magyarország mélyszerkezetének gravitációs vizsgálata.

Gravimetrische Untersuchung der Tiefstruktur von Ungarn. XIV. kötet, 1–4., 103–114. oldal.

Steiner Ferenc, 1957:

A magassági korrekció koefficiensének meghatározása graviméteres méréseknél.

Determination of the coefficient of the altitude correction in gravimeter measurements. VI. kötet, 3–4., 45–52. oldal.

Stomfai Róbert, 1968:

Az 1964–65. évi magyarországi földmágneses alaphálózat-mérés.

The national magnetic network of Hungary in 1964–65. XVIIII. kötet, 3.

1969:

A földmágneses elemek változása az 1966-os szekuláris mérés szerint.

The variations of the geomagnetic elements according to the secular measurements in the year 1966. XVIII. kötet, 1–2., 3–11. oldal.

A kelet-európai országok egységes mágneses szintjének problémái.

The problems of the uniform geomagnetic level of the Eastern European countries. XVIII. kötet, 3., 5–10. oldal.

Suloky István, 1964:

A földmágneses tér évszázados változása Magyarországon 1950 és 1963 között, a szekuláris hálózat mérései alapján.

The secular variation of the terrestrial magnetic field in Hungary between 1950 and 1963, as measured on the "secular base network". XIII. kötet, 3., 345–358. oldal.

Szabó Gábor, 1966:

Gravimétermérések magassági korrekciója.

Die Höhekorrektion der Gravimeter-Messungen. XV. kötet, 1–4., 159–179. oldal.

Szabó Zoltán, 1967:

Néhány megjegyzés a gravitációs tér évszázados változásával kapcsolatban.

Certain remarks concerning the secular variation of the gravity field in Hungary. XVI. kötet, 1–2., 109–111. oldal.

M. Szalay Emő, 1969:

Néhány vulkáni, ill. szubvulkáni kőzet remanens és indukált mágnesezettségének viszonya. On the relation between remanent and induced magnetization of certain volcanic and subvolcanic rocks. XVIII. kötet, 1–2., 35–42. oldal.

A hazai paleomágneses kutatások földtani alkalmazásai.

Geologische Verwendungen der paläomagnetischen Forschungen in Ungarn. XVIII. kötet, 4., 79–84. oldal.

Szénás György, 1964:

A Magyar medence regionális gravitációs értelmezési problémái.

Regional gravity interpretation problems in the Hungarian basin. XIII. kötet, 3., 315–328. oldal.

Szilárd József, 1956:

A magyar országos gravitációs alaphálózat.

The Hungarian network of gravity bases. V. kötet, 2., 3–49. oldal.

1959:

Az országos gravitációs alaphálózat néhány különleges problémája.

Some special problems of the national gravitational base network. VIII. kötet, 3., 97–104. oldal.

1966:

Komplex geofizikai kutatások a Csereháton.

Komplexe geophysikalische Erkundungen im Cserehát-Gebiet. XV. kötet, 1–4., 107–131. oldal.

Tomaschek, R., 1960:

Praxis und Probleme der Erdzeitenmessungen. IX. kötet, 1–2., 69. oldal.

Tóth Géza, 1964:

A Nap és a Hold gravitációs hatásának megfigyelése hazánkban.

Observations of the gravitational effects of the Sun and the Moon, in Hungary. XIII. kötet, 1., 39–48. oldal.

Trenka Sándorné, 1966:

Gravitációs mélységszámítás Igal környékén.

Depth determination from gravity data in the area of Igal. XV. kötet, 1–4., 133–147. oldal.

1968:

Az analitikus lefeléfolytatások alkalmazásának hazai tapasztalatai.

Experiences in the application of analytical downward-continuation. XVII. kötet, 1–2., 3–15. oldal.

Varga Péter, 1970:

A tihanyi gravitációs árapály regisztráló állomás 1967. II. félévi regisztrátumainak harmonikus analizise.

Harmonic analysis of Earth tide observations in the second half of 1967 as recorded in Tihany. XIX. kötet, 1–2., 69–75. oldal.

A földi árapály gravitációs vizsgálata Fourier-transzformációval.

Fourier-transforms of the tidal variations in the intensity of gravity. XIX. kötet, 3–4. 13–19. oldal.

B. Varrók Kornélia, 1966:

A tihanyi obszervatórium környékén végzett földtani, földmágneses és gravitációs vizsgálatok.

Geologische, geomagnetische und gravimetrische Untersuchungen in der Umgebung des Observatoriums von Tihany. XV. kötet, 1–4., 83–93. oldal.

Vasady-Kovács Ferenc, 1962:

Földtani és geofizikai kutatások a Velencei-hegységben.

Geological and geophysical exploration in the Velence Moutains. XI. kötet, 1–4., 119–151. oldal.

Vyskočil, V., 1962:

Die Auswertung der Schwerestörungen bei Dichteänderungen mit der Tiefe. X. kötet, 1–4., 163–168. oldal.

Zidarov, D., 1960:

Experimentelle Lösung der Aufgabe von Dirichlet und Neumann für den Halbraum $Z > 0$. IX. kötet, 1–2., 77–78. oldal.

Experimentelle Lösung der inversen gravimetrischen und magnetometrischen Aufgabe. IX. kötet, 1–2., 78–79. oldal.

Zilahi-Sebess László, 1964:

Regionális és maradékanomáliák meghatározása gépi számítással.

The determination of regional and residual anomalies with the aid of a high-speed electronic computer. XIII. kötet, 3., 305–313. oldal.

1966:

Háromdimenziós tömeg gravitációs hatásának kiszámítása az UMC-1 elektronikus számítógéppel.

Berechnung der Gravitationswirkung einer dreidimensionellen Masse mit der elektronischen Rechenmaschine UMC-1. XV. kötet, 1–4., 149–157. oldal.

Goelektromos témakör

Geoelectric

Ádám Antal, 1962:

Földárammodell. A telluric model. X. kötet, 1–4., 13–26. oldal.

Előzetes beszámoló az MTA geofizikai kutató laboratóriumának országos földáram-méréseiről.

Preliminary report on the regional telluric observations of the geophysical research laboratory of the Hungarian Academy of Sciences. X. kötet, 1–4., 27–37. oldal.

1964:

A kéreg és felső köpeny elektromos felépítése Magyarországon a magnetotellurikus és relatív tellurikus frekvenciaszondázások alapján.

The electric structure of the crust and upper mantle in Hungary on the basis of magneto-telluric and relative telluric frequency sounding. XIII. kötet, 2., 141–161. oldal.

1966:

Az S_q és a földi elektromágneses tevékenység.

The S_q current-system and the terrestrial electromagnetic activity. XIV. kötet, 1–4., 5–23. oldal.

A földi elektromágneses tér pulzációinak térbeli eloszlásai. I–II. rész.

The areal distribution of the pulsations of the terrestrial electromagnetic field. Part I–II. XIV. kötet, 1–4., 25–66. oldal.

1967:

A magnetotellurikus (MT) módszer Price-féle kritikájáról (a pulzációs tér kiterjedésének meghatározása).

On Price's criticism of the magnetotelluric method (MT) (determination of the dimension of the field of pulsations). XVI. kötet, 1–2., 3–16. oldal.

A tellurikus mérések feldolgozási módszereinek vizsgálata különböző periódusú változások szuperpozíciójánál.

Investigation of the methods of processing telluric survey data in the case of superposition of variations with various periods. XVI. kötet, 1–2., 17–24. oldal.

A magyarországi elektromágneses mérések újabb eredményei.

Recent results of electromagnetic measurements in Hungary. XVI. kötet, 1–2., 25–52. oldal.

1968:

A magyarországi elektromágneses mérések információiról.

Über die Informationen der elektromagnetischen Messungen in Ungarn. XVII. kötet, 1–2., 23–38. oldal.

Az elektromágneses komponensek nyugodt-napi változásainak (S_q) összehasonlítása 1961. évi adatok alapján.

Über den Vergleich der elektromagnetischen Komponenten von Observatorien Nagyecen und Tihany an ruhigen Tagen (S_q) auf Grund der Daten vom Jahre 1961. XVII. kötet, 1–2., 39–50. oldal.

A felső köpeny elektromos jól vezető rétegének összefüggése a nagytektonikával.

Correlation between the geoelectric conductor of the upper mantle and geotectonics. XVII. kötet, 1–2., 51–54. oldal.

1970:

Van-e kapcsolat a felső köpeny jól vezető rétegének mélysége és a horizontálisan inhomogén felszíni goelektromos szelvény között a magnetotellurikus frekvenciaszondázásoknál (MTSZ)?

What is the truth about the connection between the depth of the low resistivity channel of the upper mantle and the horizontally inhomogeneous geoelectric constitution of the surface, in magnetotelluric frequency-soundings? XIX. kötet, 1–2., 49–54. oldal.

Néhány kvantitatív adat a Magyar medencében végzett relatív tellurikus frekvencia-szondázásokról.

Some quantitative contributions to the relative telluric frequency-soundings (RTFS) in the Hungarian basin. XIX. kötet, 1–2., 55–59. oldal.

A jól vezető réteg mélységének grafikus meghatározási lehetősége és annak korlátai a magnetotellurikus frekvenciaszondázásnál.

The nomographic traceability of the depth of the low-resistivity channel of the upper mantle in the MTS, and its limitations. XIX. kötet, 1–2., 61–68. oldal.

Bajáki László, 1966:

Tranzisztoros magnetotellurikus erősítő.

Magnetotellurischer Verstärker mit Transistoren. XV. kötet, 1–4., 215–225. oldal.

Bárdossy György, 1959:

Új módszer az üledékes kőzetek redox viszonyainak meghatározására.

A new method for the determination of the redox-potential of sedimentary rocks. VIII. kötet, 1–2., 53–72. oldal.

Bencze Pál, 1962:

A villámcsapási helyek és a földtani szerkezet közötti összefüggésről.

Connection between lightning-stroke recurrence and the geological structure of the underground. X. kötet, 1–4., 63–68. oldal.

1968:

Az Sq áramrendszer és az ionoszféra E-rétegének torzulása közötti összefüggésről.

Über den Zusammenhang zwischen dem Sq-Stromsystem und der Verzerrung der ionosphärischen E-Schicht. XVII. kötet, 1–2., 55–62. oldal.

A földmágneses tér holdnapi változásával ekvivalens áramrendszer magasságának meghatározása.

Determination of the height of the current system equivalent to the lunar diurnal variation of the geomagnetic field. XVIII. kötet, 1–2., 13–18. oldal.

1969:

Szporadikus E-ionizáció közepes földrajzi szélességen.

Sporadic E-ionization at medium latitudes. XVIII. kötet, 3., 47–57. oldal.

Bod Magdolna, 1956:

A gerjesztett potenciálmérések eredményeinek kiértékelése, tekintettel a laboratórium közetvizsgálatokra.

Interpretation of the results of induced potential measurements, with respect to laboratory experiments. V. kötet, 1., 3–17. oldal.

1959:

Új módszer üledékes kőzetek redox viszonyainak meghatározására.

A new method for the determination of the redox-potential of sedimentary rocks. VIII. kötet, 1–2., 53–72. oldal.

Csókás János, 1970:

Geoelektromos mérések a miskolctapolcai Nagykőmázsnál.

Geoelectrical survey in the Nagykőmázsa limestone quarry at Miskolctapolca. XIX. kötet, 1–2., 33–40. oldal.

Egerszegi Pál, 1970:

Geoelektromos mérések a miskolctapolcai Nagykőmázsnál.

Geoelectrical survey in the Nagykőmázsa limestone quarry at Miskolctapolca. XIX. kötet, 1–2., 33–40. oldal.

Erkel András, 1956:

A gerjesztett potenciálmérések eredményeinek kiértékelése, tekintettel a laboratóriumi kőzetvizsgálatokra.

Interpretation of the results of induced potential measurements, with respect to laboratory experiments. V. kötet, 1., 3–17. oldal.

1964:

A GE típusjelű geoelektromos ellenállásmérő műszerfamilád.

The series of geoelectric resistivity-meters of the type GE. XIII. kötet, 1., 71–82. oldal.

1964:

Komplex geoelektromos medencekutató mérések Dél-Dunántúl területén.

Complex geoelectric basin-floor exploration in South-Transdanubia. XIII. kötet, 3., 273–288. oldal.

Hobot József, 1964:

Komplex geoelektromos medencekutató mérések Dél-Dunántúl területén.

Complex geoelectric basin-floor exploration in South-Transdanubia. XIII. kötet, 3., 273–288. oldal.

Holló Lajos, 1968:

A földi elektromágneses tér pi-2 (pt) típusú változásainak vizsgálata közepes földrajzi szélességeken.

Investigations of the pi-2 (pt) type variations of the terrestrial electromagnetic field on medium geographical latitudes. XVIII. kötet, 1–2., 19–35. oldal.

Jósa Ernő, 1966:

A pilismaróti öblőzetben végzett geoelektromos ellenállásmérések.

Geoelectrical resistivity measurements in the area of Pilismarót. XV. kötet, 1–4., 95–105. oldal.

Kakas Kristóf, 1969:

Újabb GE típusjelű berendezések.

New resistivity-meters of the type GE. XVIII. kötet, 1–2., 57–67. oldal.

Karas Gyula, 1966:

A gerjesztett potenciál kialakulásának néhány kérdése.

Some problems of the generation and measurements of the induced potential. XV. kötet, 1–4., 195–204. oldal.

Király Ernő, 1964:

A GE típusjelű geoelektromos ellenállásmérő műszerfamilád.

The series of geoelectric resistivity-meters of the type GE. XIII. kötet, 1., 71–82. oldal.

Nagymélységű geoelektromos szondázások alkalmazása fiatal harmadkori medencékben. I. rész. Műszertechnikai kérdések.

Geoelectric vertical deep-sounding in young Tertiary basins. XIII. kötet, 4., 383–404. oldal.

1966:

A komplex geoelektromos mélyszerkezeti kutatás lehetőségei az Alföldön (Szolnok).

The aspects of complex geoelectric investigation of deep structures on the Hungarian Plain (Szolnok). XV. kötet, 1–4., 25–39. oldal.

Kovács Béla Antal, 1966:

Tranzisztoros magnetotellurikus erősítő.

Magnetotellurischer Verstärker mit Transistoren. XV. kötet, 1–4., 215–225. oldal.

Liszt Ferenccé, 1966:

A komplex geoelektromos mélyszerkezeti kutatás lehetőségei az Alföldön (Szolnok).
The aspects of complex geoelectric investigation of deep structures on the Hungarian Plain (Szolnok). XV. kötet, 1–4., 25–39. oldal.

Nagy Zoltán, 1969:

A geoelektromos és szeizmikus reflexiós mérési adatok együttes elemzésének lehetőségei az észak-alföldi medenceterületen.
The possibilities of a common analysis of geoelectric and seismic reflexion data in the basin area of the Northern Hungarian Plain. XVIII. kötet, 4., 93–101. oldal.

Nemesi László, 1966:

A komplex geoelektromos mélyszerkezeti kutatás lehetőségei az Alföldön (Szolnok).
The aspects of complex geoelectric investigation of deep structures on the Hungarian Plain (Szolnok). XV. kötet, 1–4., 25–39. oldal.

Sebestyén Károly, 1952:

Mérési tapasztalatok alacsonyfrekvenciás váltáramú földellenállás-mérő alkalmazhatóságára.
Messerfahrten über die Anwendbarkeit eines Niederfrequenz-Widerstandmessapparates. I. kötet, 9., 81–85. oldal.

1953:

Természetes potenciál mérésére szolgáló kompenzátor.
Kompensator zur Messung des Eigenpotentials. II. kötet, 10., 91–94. oldal.

1954:

Összehasonlító vizsgálatok a vertikális elektromos szondázási görbék kiértékeléséről.
Interpretation of resistivity vs. depth curves. III. kötet, 3., 31–39. oldal.

1955:

Filtrációs potenciálok Velem környékén.
Filtration potentials in the vicinity of Velem. IV. kötet, 1., 39–43. oldal.

1956:

Tellurikus áramregisztráló berendezés.
Telluric current recording apparatus. V. kötet, 1., 53–63. oldal.

Szabadvány László, 1954:

Kutatófúrásokra támaszkodó geoelektromos feltalajkutatás
Geoelectric soil investigations based upon test-boreholes. III. kötet, 9., 121–141. oldal.

1961:

A geoelektromos kutatás tapasztalatai a mongóliai vízfúrások telepítésénél.
Geoelectrical exploration experiences in the location of water-wells in Mongolia. IX. kötet, 3–4., 135–164. oldal.

1964:

A GE típusjelű geoelektromos ellenállásmérő műszer család.
The series of geoelectric resistivity-meters of the type GE. XIII. kötet, 1., 71–82. oldal.

Geoelektromos bauxitkutató mérések a Bakony hegységben.

Geoelectric measurements in the Bakony Mountain for bauxite-prospecting. XIII. kötet, 3., 263–272. oldal.

Komplex geoelektromos medencekutató mérések Dél-Dunántúl területén.

Complex geoelectric basin-floor exploration in South-Transdanubia. XIII. kötet, 3., 273–288. oldal.

Nagymélységű geoelektromos szondázások alkalmazása fiatal harmadkori medencében.
I. rész. Műszertechnikai kérdések.
Geoelectric vertical deep-sounding in young Tertiary basins. XIII. kötet, 4., 383–404.
oldal.

1966:

A komplex geoelektromos mélyszerkezeti kutatás lehetőségei az Alföldön (Szolnok).
The aspects of complex geoelectric investigation of deep structures on the Hungarian
Plain (Szolnok). XV. kötet, 1–4., 25–39. oldal.

1967:

Közép- és Kelet-Mongólia vízföldtani viszonyai a geoelektromos kutatás tükrében.
Hydrogeological conditions of Middle- and Eastern-Mongolia in the light of geoelectric
prospecting. XVI. kötet, 3.

1970:

GE-50 típusú, alacsonyfrekvenciás geoelektromos ellenállásmérés és berendezés.
Low-frequency geoelectrical resistivity-measuring equipment type GE-50. XIX. kötet,
1–2., 5–14. oldal.

Szabó Margit, 1964:

Geoelektromos bauxitkutató mérések a Bakony hegységben.
Geoelectric measurements in the Bakony Mountain for bauxite-prospecting. XIII. kötet,
3., 263–272. oldal.

Szikora József, 1952:

Váltóáramú ellenállásmérő készülék.
Wechselstrom-Widerstandsapparat. I. kötet, 10., 85–88. oldal.

Verő József, 1962:

Előzetes beszámoló az MTA Geofizikai Kutató Laboratóriumának országos földiáram-
méréseiről.
Preliminary report on regional telluric observations of the geophysical research laboratory
of the Hungarian Academy of Sciences. X. kötet, 1–4., 27–37. oldal.

A tellurikus állomásellipszis számítása.

Determination of the absolute telluric ellipse (station ellipse). X. kötet, 1–4., 155–161.
oldal.

1966:

A földi elektromágneses tér pulzációinak térbeli eloszlása. I–II. rész.
The areal distribution of the pulsation of the terrestrial electromagnetic field, part I–II.
XIV. kötet, 1–4., 25–66. oldal.

1967:

A tellurikus mérések feldolgozási módszereinek vizsgálata különböző periódusú változások
szuperpozíciójánál.
Investigation of the methods of processing telluric survey data in the case of superposition
of variations with various periods. XVI. kötet, 1–2., 17–24. oldal.

A magyarországi elektromágneses mérések újabb eredményei.

Recent results of electromagnetic measurements in Hungary. XVI. kötet, 1–2., 25–52.
oldal.

Vizsgálatok a földi elektromágneses tér pulzációinak keletkezéséről.

Entstehung der Pulsationen des elektromagnetischen Feldes der Erde. XVI. kötet, 1–2.,
113–120. oldal.

1968:

Az elektromágneses tér pulzációinak előrejelzéséről.

Über die Prognose erdmagnetischer Pulsationen. XVII. kötet, 1–2., 63–70. oldal.

A földi áramok sajátos polarizációja a Kárpát-medencében.

The peculiar polarisation of the telluric currents in the Carpathian basin. XVII. kötet, 4., 13–15. oldal.

Verő László, 1969:

Újabb GE típusjelű berendezések.

New resistivity-meters of the type GE. XVIII. kötet, 1–2., 57–67. oldal.

Vincze János, 1966:

Irányított áramterű felszíni ellenállásmérő műszer.

Widerstandsmessgerät mit orientiertem Stromfeld. XV. kötet, 1–4., 227–232. oldal.

1970:

GE-50 típusú, alacsonyfrekvenciás geoelektromos ellenállásmérő berendezés.

Low-frequency geoelectrical resistivity-measuring equipment type GE-50. XIX. kötet, 1–2., 5–14. oldal.

Vitális György, 1970:

Geoelektromos mérések a miskolctapolcai Nagykőmázsán.

Geoelectrical survey in the Nagykőmázsa limestone quarry at Miskolctapolca. XIX. kötet, 1–2., 33–40. oldal.

Wallner Ákos, 1966:

A földi elektromágneses tér pulzációinak térbeli eloszlása.

The areal distribution of the pulsation of the terrestrial electromagnetic field, part I–II. XIV. kötet, 1–4., 25–66. oldal.

1968:

Az Sq áramrendszer és az ionoszféra E-rétegének torzulása közötti összefüggésről.

Über den Zusammenhang zwischen dem Sq-Stromsystem und der Verzerrung der ionosphärischen E-Schicht. XVII. kötet, 1–2., 55–62. oldal.

Szeizmikus és szeizmológiai témakör

Seismic and Seismological

Annau Edgár, 1956:

Szeizmikus rengéshullámok diffrakciója.

Diffraction of seismic waves. V. kötet, 1., 46–52. oldal.

A talajnyugtalanság.

Ground unrest. V. kötet, 4., 3–6. oldal.

Ádám Oszkár, 1953:

Szeizmogeológiai viszonyok Délnyugat-Magyarországon.

Seismogeological conditions in SW Hungary. II. kötet, 9., 73–89. oldal.

1955:

Egyes délnyugat-dunántúli területek némaságának okai.

Causes of the non-reflecting character of some South-Western Transdanubian areas. IV. kötet, 1., 3–10. oldal.

1964:

Közelítő sebességfüggvény meghatározása refrakciós menetidőgörbékből.
Determination of an approximate velocity-depth function from refraction travel-time curves. XII. kötet, 3–4., 67–78. oldal.

Szeizmikus felvételek frekvenciaanalízise.

Frequency analysis of seismic records. XIII. kötet, 1., 61–70. oldal.

1969:

A szeizmikus felszíni zavarhullámok.

An analysis of seismic ground roll. XVIII. kötet, 3., 11–46. oldal.

Bádonyi Géza, 1964:

Magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés tervezésének elvi alapjai. I.

Theoretical considerations in designing a seismic tape-recording equipment. Part. I. XIII. kötet, 4., 423–437. oldal.

1966:

Magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés tervezésének elvi alapjai. II.

Theoretical considerations in designing a seismic tape-recording equipment. Part. II. XV. kötet, 1–4; 233–244 oldal.

Bisztricsány Ede, 1957:

Az 1956. január 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése a Magyar-medencében.

Interpretation of the microseismic data of the earthquake of January 12, 1956, and the structure of the Earth's crust in the Hungarian basin. VI. kötet, 1–2., 37–45. oldal.

1958:

A földrengések méretmeghatározásának új módszeréről.

A new method for the determination of the magnitude of earthquakes. VII. kötet, 2., 69–96. oldal.

1967:

Rövid periódusú, nagy nagyítású vertikális szeizmográf.

Kurzperiodischer Vertikalseismograph mit starker Vergrößerung. XVI. kötet, 1–2., 53–56. oldal.

1970:

Sekély fészktű földrengések felületi hullám-kódájának vizsgálata.

Analysis of codas of shallow-focus earthquakes. XIX. kötet, 3–4., 21–49. oldal.

Bodoky Tamás, 1970:

Az optimális terítési geometria meghatározása közös mélységpontos észlelési rendszerekben.

The determination of optimum spread geometry in CDP systems. XIX. kötet, 1–2., 15–22. oldal.

A közös mélységpontos észlelési rendszerek hatássósága a geofontávolság és a többszörös spektrumának függvényében.

The efficiency of CDP systems as a function of the offset and of the spectrum of multiples. XIX. kötet, 3–4., 5–11. oldal.

Csomor Dezső, 1957:

Az 1956. január 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése a Magyar-medencében.

Interpretation of the microseismic data of the earthquake of January 12, 1956, and the structure of the Earth's crust in the Hungarian basin. VI. kötet, 1–2., 37–45. oldal.

1958:

Magyarország szeizmicitása.

The seismicity of Hungary. VII. kötet, 3–4., 169–180. oldal.

1962:

Magyarország szizmicitása (II. rész).

Die Seismizität von Ungarn (II. Teil). XI. kötet, 1–4., 51–75. oldal.

1963:

A földkéreg felépítése a Magyar medencében az 1951. II. 20-i nógrádi földrengés adatai szerint.

The structure of the Earth's crust in the Hungarian basin according to the data of the Nógrád earthquake 20 February 1951. XII. kötet, 1–2., 49–56. oldal.

Elek Ilona, 1960:

Dombos terepen végzett szeizmikus refrakciós mérések javítása.

Korrektion der in Hügelgelände ausgeführten refraktionsseismischen Messungen. VIII. kötet, 4., 201–207. oldal.

Erős János, 1954:

Rengéshullámok terjedési sebességének meghatározása felszínközeli rétegekben.

Determination of the velocity of seismic waves in near-surface layers. III. kötet, 7., 99–105. oldal.

Fábián András, 1964:

Magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés tervezésének elvi alapjai. I.

Theoretical considerations in designing a seismic tape-recording equipment. Part I. XIII. kötet, 4., 423–437. oldal.

1966:

Magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés tervezésének elvi alapjai. II.

Theoretical considerations in designing a seismic tape-recording equipment. Part II. XV. kötet, 1–4., 233–244. oldal.

Gálfi János, 1952:

A levegőben robbantás módszerének alkalmazása a hazai szeizmikus kutatásban.

Home application of the air-shooting method. I. kötet, 11., 89–101. oldal.

1954:

Nyomásmérő szeizmikus kutatási célokra.

Pressure gauge for seismic investigation purposes. III. kötet, 10., 143–156. oldal.

1955:

Nagy mélységű reflexiók Hajdúszoboszló vidékén.

Deep reflections in the region of Hajdúszoboszló. IV. kötet, 2., 37–40. oldal.

Nyomáshullám kialakulása légrobbantásnál.

Development of pressure waves by air-shooting. IV. kötet, 2., 41–44. oldal.

1957:

Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről.

Some data obtained with seismic reflexion measurements concerning the Hungarian part of the Earth's crust. VI. kötet, 1–2., 53–60. oldal.

1960:

Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar medencében.

Refraction profile for crustal investigation in the Hungarian basin. VIII. kötet, 4., 177–187. oldal.

Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar medencében.

Deep reflections and the structure of the Earth's crust in the Hungarian Plain. VIII. kötet, 4., 189–195. oldal.

1963:

A földkéreg felépítése a Magyar medencében az 1951. II. 20-i nógrádi földrengés adatai szerint.

The structure of the Earth's crust in the Hungarian basin according to the data of the Nógrád earthquake 20. February 1951. XII. kötet, 1–2., 49–56. oldal.

Általánosított módszer a földkéreg vastagságának megállapítására Pp és Ps típusú váltóhullámokkal.

A generalized method for the determination of crustal thickness by means of Pp and Ps waves. XII. kötet, 1–2., 57–64. oldal.

Gellert Ferenc, 1955:

Nyomáshullám kialakulása légrobbantásnál.

Development of pressure waves by air-shooting. IV. kötet, 2., 41–44. oldal.

Gereben László, 1955:

Szeizmikus refrakciós mérések alkalmazása a bauxitkutatásban.

Application of the seismic refraction method in exploration for bauxite. IV. kötet, 1., 67–74. oldal.

Gorskov, G. P., 1958:

O szejszmicseszkom rajonnirovanii.

Seismicity charts for preventional planning. VII. kötet, 3–4., 195–198. oldal.

Greutter Antal, 1970:

Az optimális terítési geometria meghatározása közös mélységpontos észlelési rendszerekben.

The determination of optimum spread-geometry in CDP systems. XIX. kötet, 1–2., 15–22. oldal.

1970:

A közös mélységpontos észlelési rendszerek hatásossága a geofontávolság és a többszörös spektrumának függvényében.

The efficiency of CDP systems as a function of the offset and of the spectrum of multiples. XIX. kötet, 3–4., 5–11. oldal.

Groholy Tivadar, 1962:

Recent results of the seismic exploration in Hungary. X. kötet, 1–4., 77–78. oldal.

Haáz István, 1952:

Mesterséges rengéshullámokat visszaverő sík felület térbeli helyzetének meghatározása.

Determination of the position of a reflecting plane by seismic reflection survey. I. kötet, 6., 50–55. oldal.

1953:

Mesterséges rengéshullámokat visszaverő sík felület térbeli helyzetének és a rengések terjedésssebességének együttes meghatározása.

Determination of the spatial position of the reflecting plane and the wave velocity by reflection seismic survey. II. kötet, 6., 53–56. oldal.

Harris, R. A., 1969:

Szeizmikus digitális műszerek.

Seismic digital instruments. XVIII. kötet, 4., 21–35. oldal.

Hartner Mihály, 1967:

Kőzetmintákban terjedő rugalmas hullámok sebességének meghatározására szolgáló be-
rendezés.

Device for the determination of the velocity of elastic waves in rock samples. XVI. kötet,
1–2., 57–65. oldal.

Huang Jen-hu, 1961:

A szeizmikus hullám frekvencia-spektrumáról.

On the frequency spectrum of seismic waves. IX. kötet, 3–4., 113–133. oldal.

Járányi István, 1955:

Horizontális torziós szeizmométer.

Horizontal torsion seismometer. IV. kötet, 1., 63–66. oldal.

Kaszás Miklós, 1969:

Variálható szeizmikus digitális feldolgozó egységek.

Variable seismic digital processing units. XVIII. kötet, 4., 17–20. oldal.

Kengyel Miklós, 1969:

Variálható szeizmikus digitális feldolgozó egységek.

Variable seismic digital processing units. XVIII. kötet, 4., 17–20. oldal.

Khilinszkij, L. A., 1968:

Kísérleti földkéregkutató szeizmikus mérések Debrecen (MNK) és Beregszász (SZU) kö-
zött.

Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo
(USSR). XVII. kötet, 1–2., 17–21. oldal.

Külczér Gyula, 1953:

Antiklinális adatainak kiszámítása a refrakciós terjedési időgöréből.

Computation of anticlinal data from refraction travel-time curves. II. kötet, 3., 25–40.
oldal.

1955:

Átlótt és inverz réteg kimutatásának lehetősége szeizmikus refrakciós méréssel.

Possibility of the detection of hidden and inverse layers by means of seismic refraction
measurement. IV. kötet, 2., 57–64. oldal.

1957:

Kiékelődő réteg adatainak meghatározása szeizmikus refrakciós méréssel.

Die Bestimmung der Daten einer auskeilenden Schicht durch refraktionsseismische Mes-
sungen. VI. kötet, 3–4., 19–23. oldal.

1960:

A rétegvastagság és mélység meghatározásának a kis sebességű réteg elhanyagolásából
eredő hibája szeizmikus refrakciós mérésnél.

Der Bestimmung der Schichtendicke und Tiefe aus Vernachlässigung der verwitterten
Zone stammenden Fehler der refraktionsseismischen Messungen. VIII. kötet, 4., 197–
200. oldal.

Dombos terepen végzett szeizmikus refrakciós mérések javítása.

Korrektion der in Hügelgelände ausgeführten refraktionsseismischen Messungen. VIII.
kötet, 4., 201–207. oldal.

Külényi Éva, 1964:

Közelítő sebességfüggvény meghatározása refrakciós menetidőgöréből.

Determination of an approximate velocity-depth function from refraction travel-time
curves. XII. kötet, 3–4., 67–78. oldal.

A refrakciós későbbi beérkezések felhasználása a gyakorlati szeizmikus kutatásban.

The application of refraction later arrivals in seismic exploration. XIII. kötet, 4., 405–
422. oldal.

1966:

Módszertani szeizmikus mérések a Nagyalföldön.

Recent progress in the seismic exploration of the Great Hungarian Plain. XV. kötet, 1–4., 41–56. oldal.

Kiss Zoltán, 1958:

Magyarország szeizmicitása.

The seismicity of Hungary. VII. kötet, 3–4., 169–180. oldal.

1962:

Magyarország szeizmicitása (II. rész).

Die Seismizität von Ungarn (II. Teil). XI. kötet, 1–4., 51–75. oldal.

Koch György, 1969:

A magyar frekvenciamodulációs szeizmikus műszer rendszertechnikai és módszertani kérdései.

System-technical and methodological problems of the Hungarian frequency-modulation seismic equipment. XVIII. kötet, 4., 51–62. oldal.

Korvin Gábor, 1969:

Kísértetreflexiók eltávolítása és a „logikai dekonvolúció” elve.

Elimination of ghost reflections and the principle of logical dereverberation. XVIII. kötet, 4., 63–68. oldal.

Kovács Béla, 1964:

Magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés tervezésének elvi alapjai. I.

Theoretical considerations in designing a seismic tape-recording equipment. Part I. XIII. kötet, 4., 423–437. oldal.

1966:

Magnetofonos regisztrálású szeizmikus berendezés elvi alapjai. II.

Theoretical considerations in designing a seismic tape-recording equipment. XV. kötet, 1–4., 233–244. oldal.

1969:

A magyar frekvenciamodulációs szeizmikus műszer rendszertechnikai és módszertani kérdései.

System-technical and methodological problems of the Hungarian frequency-modulation seismic equipment. XVIII. kötet, 4., 51–62. oldal.

Lányi János, 1954:

Gépjárművek által okozott útrezgések mérése szeizmikus mérőeszközökkel.

Measurement of road vibrations, caused by motor vehicles, by means of seismic instruments. III. kötet, 8., 107–119. oldal.

Vízben robbantással keltett nyomáshullámok vizsgálata.

Investigations of pressure waves generated by explosion in water. XVIII. kötet, 3., 97–102. oldal.

Lendvai Károly, 1966:

A bólyi medence.

The Bóly Basin. XV. kötet, 1–4., 69–76. oldal.

Liptai István, 1954:

Nyomásmérő szeizmikus kutatási célokra.

Pressure gauge for seismic investigation purposes. III. kötet, 10., 143–156. oldal.

Martin, W., 1962:

Refraktionsseismische Übersichts- und Spezialmessungen in der Deutschen Demokratischen Republik. X. kötet, 1–4., 97–105. oldal.

Meissner, R., 1969:

Az alkalmazott szizmika újabb eljárásai.
Neue Verfahren der angewandten Seismik. XVIII. kötet, 4., 37–49. oldal.

Meskó Attila, 1969:

A jel és koherens zaj NMO-jai eloszlásának szerepe többsatornás szeizmikus optimum-szűrők tervezésében.

The role of the distribution of the NMO of the signal and of the coherent noise in the design of multichannel seismic optimum filters. XVIII. kötet, 4., 69–77. oldal.

Metzger, A., 1960:

Explosion-seismic determination of Pg and Sg velocities in Finland. IX. kötet, 1–2., 69–71. oldal.

Mituch Erzsébet, 1957:

Szeizmikus refrakciós mérések kiértékelése időellenőrzéssel.

Interpretation of seismic refraction measurements by means of time checking. VI. kötet, 3–4., 25–43. oldal.

1964:

Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban.

The use of wide-angle reflections for the investigation of the Earth's crust. XIII. kötet, 2., 201–210. oldal.

A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei.

New results in the seismic investigations of the Earth's crust in Hungary. XIII. kötet, 3., 289–300. oldal.

1966:

A magyarországi kéregkutatás folytonos harántszelvényezéssel kapott eredményei.

Recent progress in the seismic deep sounding of Hungary using a continuous broadside shooting system. XV. kötet, 1–4., 15–24. oldal.

1967:

A földkéregkutatás legújabb eredményei Magyarországon.

Seismic investigation of the Earth's crust and its recent progress in Hungary. XVI. kötet, 1–2., 67–70. oldal.

1968:

Kísérleti földkéregkutató szeizmikus mérések Debrecen (MNK) és Beregszász (SZU) között.

Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR). XVII. kötet, 1–2., 17–21. oldal.

A III. nemzetközi földkéregkutató vonal mentén végzett magyar–szovjet közös szeizmikus mérés.

The results of the Hungarian–Soviet DSS cooperation along the IIIth international profile. XVII. kötet, 4., 8–11., oldal.

Nurmia, M., 1960:

Explosion-seismic determination of Pg and Sg velocities in Finland. IX. kötet, 1–2., 69–71. oldal.

On the seismicity of Finland. IX. kötet, 1–2., 73–76. oldal.

Ottlik Péter, 1964:

Hazai kőzetekben ultrahanggal meghatározott sebességértékek és egyéb fizikai, kémiai jellemzők összefüggése.

The relation between velocity-values determined ultrasonically, and other physical and chemical properties of some Hungarian rocks. XII. kötet, 3–4., 85–100. oldal.

Pálos Miklós, 1960:

Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar medencében.

Refraction profile for crustal investigations in the Hungarian basin. VIII. kötet, 6., 177–187. oldal.

Polcz Iván, 1969:

A magyar frekvenciamodulációs szeizmikus műszer rendszerteknikai és módszertani kérdései.

System-technical and methodological problems of the Hungarian frequency-modulation seismic equipment. XVIII. kötet, 4., 51–63. oldal.

Porikka, M. T., 1960:

Explosion-seismic determination of Pg and Sg velocities in Finland. IX. kötet, 1–2., 69–71. oldal.

On the seismicity of Finland. IX. kötet, 1–2., 73–76. oldal.

Posgay Károly, 1954:

Szeizmikus reflexiók mérések középhibája.

The mean error of seismic measurements. III. kötet, 4., 41–54. oldal.

Rengéshullámok terjedési sebességének meghatározása felszínközeli rétegekben.

Determination of the velocity of seismic waves in near-surface layers. III. kötet, 7., 99–105. oldal.

1955:

Erősen tagolt, töréses szerkezeteken végzett reflexiók szeizmikus mérések középhibája.

The mean error of seismic reflection measurements in case of intensely jointed fault-structures. IV. kötet, 1., 15–23. oldal.

A robbantási körülmények figyelembevétele sekélyszeizmikus méréseknél.

Consideration of explosion conditions in shallow seismic measurements. IV. kötet, 1., 25–37. oldal.

1956:

Szeizmikus rezgéshullámok diffrakciója.

Diffraction of seismic waves. V. kötet, 1., 46–52. oldal.

A talajnyugtalanóság.

Ground unrest. V. kötet, 4., 3–6. oldal.

1955. évi szeizmikus mérések az esztergomvidéki szénmedencében.

Seismic survey in the coal-basin of Esztergom, 1955. V. kötet, 4., 39–47. oldal.

1959:

Szeizmikus kísérleti terület kijelölése.

The location of a seismic experimental area. VIII. kötet, 1–2., 85–88. oldal.

1964:

Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban.

The use of wide-angle reflections for the investigation of the Earth's crust. XIII. kötet, 2., 201–210. oldal.

1968:

Kísérleti földkéregkutató szeizmikus mérések Debrecen (MNK) és Beregszász (SZU) között.
Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR). XVII. kötet, 1–2., 17–21. oldal.

1969:

Variálható szeizmikus digitális feldolgozó egységek.
Variable seismic digital processing units. XVIII. kötet, 4., 17–20. oldal.

Rádlér Béla, 1969:

A jel és koherens zaj NMO-jai eloszlásának szerepe többsatornás szeizmikus optimum-szűrők tervezésében.
The role of the distribution of the NMO of the signal and of the coherent noise in the design of multichannel seismic optimum filters. XVIII. kötet, 4., 69–77. oldal.

Rákóczy István, 1966:

Módszertani szeizmikus mérések a Nagyalföldön.
Recent progress in the seismic exploration of the Great Hungarian Plain. XV. kötet, 1–4., 41–56. oldal

1969:

Vízben, robbantással keltett nyomáshullámok vizsgálata.
Investigations of pressure waves generated by explosion in water. XVIII. kötet, 3., 97–102. oldal.

Richter, G, 1964:

Az „S” beérkezések értelmezése a földmag árnyékszójában.
The interpretation of S arrivals in the shadow-zone of the Earth's core. XIII. kötet, 2., 219–220. oldal.

Sédy Loránd, 1955:

Nyomáshullám kialakulása légrobbantásnál.
Development of pressure waves by air-shooting. IV. kötet, 2., 41–44. oldal.

1964:

Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban.
The use of wide-angle reflections for the investigation of the Earth's crust. XIII. kötet, 2., 201–210. oldal.

Simon Béla, 1957:

A magyar földrengéskutatás 50 éve.
Fifty years of the Hungarian seismological investigations. VI. kötet, 1–2., 69–72. oldal.

Sollogub, V. B., 1968:

Kísérleti földkéregkutató szeizmikus mérések Debrecen (MNK) és Beregszász (SZU) között.
Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovo (USSR). XVII. kötet, 1–2., 17–21. oldal.

Stegena Lajos, 1953:

Alacsonyfrekvenciás torziólapos szeizmométer.
Torsionblade-suspended low-frequency electrodynamic seismometer. II. kötet, 5., 51–52. oldal.

1955:

Horizontális torziós szeizmométer.
Horizontal torsion seismometer. IV. kötet, 1., 63–66. oldal.

Nagy mélységű reflexiók Hajdúszoboszló vidékén.

Deep reflections in the region of Hajdúszoboszló. IV. kötet, 2., 37–40. oldal.

1957:

Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről.

Some data obtained with seismic reflection-measurements concerning the Hungarian part of the Earth's crust. VI. kötet, 1–2., 53–60. oldal.

1960:

Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar medencében.

Deep reflections and the structure of the Earth's crust in the Hungarian Plain. VIII. kötet, 4., 189–195. oldal.

1963:

Általánosított módszer a földkéreg vastagságának megállapítására Pp és Ps típusú váltóhullámokkal.

A generalized method for the determination of crustal thickness by means of Pp and Ps waves. XII. kötet, 1–2., 57–64. oldal.

Szénás György, 1953:

Szeizmogeológiai viszonyok Délnyugat-Magyarországon.

Seismogeological conditions in SW Hungary. II. kötet, 9., 73–89. oldal.

1955:

Szeizmikus refrakciós mérések alkalmazása a bauxitkutatásban.

Application of the seismic refraction method in exploration for bauxite. IV. kötet, 1., 67–74. oldal.

1960:

A szeizmikus módszer kifejlesztésének és alkalmazásának egyes kérdései.

Einige Fragen der Entwicklung und der Anwendung der seismischen Methode. VIII. kötet, 4., 255–278. oldal.

Tárczy-Hornoch Antal, 1954:

A terjedési sebesség meghatározásáról a reflexiós szeizmikus módszernél.

Determination of the propagation velocity in the seismic reflection method. III. kötet, 5., 55–69. oldal.

Tchekhunov, A. V., 1968:

Kísérleti földkéregkutató szeizmikus mérések Debrecen (MNK) és Beregszász (SZU) között.

Experimental seismic crustal investigations between Debrecen (HPR) and Beregovó (USSR). XVIII. kötet, 1–2., 17–21. oldal.

Veasaw, J. H., 1969:

Szeizmikus digitális műszerek.

Seismic digital instruments. XVIII. kötet, 4., 21–35. oldal.

Vesanen, E., 1960:

Explosion-seismic determination of Pg and Sg velocities in Finland. IX. kötet, 1–2., 69–71. oldal.

On the seismicity of Finland. IX. kötet, 1–2., 73–76. oldal.

Vincze János, 1969:

Variálható szeizmikus digitális feldolgozó egységek.

Variable seismic digital processing units. XVIII. kötet, 4., 17–20. oldal.

Mélyfúrás-geofizikai témakör

Well-logging

Andrássy László, 1964:

A gamma-gamma eljárás mérés technikájára és kiértékelésére végzett kísérletek néhány eredménye.

Some results of experiments concerning the technology and interpretation of density logging. XIII. kötet, 1., 49–60. oldal.

Mélyfúrási geofizikai mérések alkalmazása a bauxitkutatásban.

Well-logging in prospecting for bauxite. XIII. kötet, 3., 369–378. oldal.

1970:

Radioaktív fúrólukmodell-mérések legújabb eredményei.

Recent results in radioactive probe-calibrations under model-well circumstances. XIX. kötet, 1–2., 23–32. oldal.

Bélteky Lajos, 1959:

A lyukszelvényezés gyakorlati alkalmazása a hazai vízfeltáró fúrásoknál.

Praktische Anwendung der Bohrlochmessungen bei den ungarischen wassererschliessenden Bohrungen. VIII. kötet, 1–2., 19–32. oldal.

Dankházi Gyula, 1966:

A gerjesztett potenciál vizsgálata különös tekintettel a fúróluk-szelvényezésre.

Az analysis of the induced-potential investigations with special regard to well-logging. XIV. kötet, 1–4., 73–85. oldal.

L. Hatolkay Judit, 1966:

A gerjesztett potenciál vizsgálata, különös tekintettel a fúróluk-szelvényezésre.

An analysis of the induced-potential investigations with special regard to well-logging. XIV. kötet, 1–4., 73–85. oldal.

Honfi Ferenc, 1962:

Az egyelektródás lyukszelvényezés elmélete, gyakorlata és lehetőségei.

Theory, practice and possibilities of monoelectrode well-logging. X. kötet, 1–4., 91–96. oldal.

Karas Gyula, 1964:

Vizsgálatok vízkutató fúrások mennyiségi kiértékelésével kapcsolatban.

Study for the quantitative interpretation of water-well logs. XIII. kötet, 1., 123–134. oldal.

Karas Gyuláné, 1964:

Vizsgálatok vízkutató fúrások mennyiségi kiértékelésével kapcsolatban.

Study for the quantitative interpretation of water-well logs. XIII. kötet, 1., 123–134. oldal.

1966:

Geofizikai vizsgálatok vasérckutató fúrásokban.

Geophysical well-logging in iron-ore exploratory boreholes. XV. kötet, 1–4., 205–214. oldal.

Lakatos Sándor, 1962:

Az egyelektródás lyukszelvényezés elmélete, gyakorlata és lehetőségei.

Theory, practice and possibilities of monoelectrode well-logging. X. kötet, 1–4., 91–96. oldal.

Liszt Ferenc, 1964:

Magas hőmérsékletre kidolgozott kétparaméteres radioaktív gamma-szonda (GEO-R 14).
Two-parameter radioactive gamma-logging equipment for high temperatures. XIII. kötet,
4., 439–462. oldal.

Mészáros Ferenc, 1970:

Radioaktív fúrólukmodell-mérések legújabb eredményei.
Recent results in radioactive probe-calibrations under model-well circumstances. XIX.
kötet, 1–2., 23–32. oldal.

Morvai László, 1964:

Vizsgálatok vízkutató fúrások mennyiségi kiértékelésével kapcsolatban.
Study for the quantitative interpretation of water-well logs. XIII. kötet, 1., 123–134.
oldal.

Mélyfúrési geofizikai mérések alkalmazása a bauxitkutatásban.
Well-logging in prospection for bauxite. XIII. kötet, 3., 369–378. oldal.

Papp János, 1966:

Szolnok környéki mélyfúrások geofizikai szelvényeinek korrelációja vízkészletbecslés cél-
jából.
Correlation of geophysical well-logs for water-reserve estimation. XV. kötet, 1–4., 57–
67. oldal.

Sajti László, 1959:

A vízkutató fúrások mélyfúrési geofizikai vizsgálata.
Geophysikalische Untersuchung der Wasserschürfb Bohrungen mittels Bohrlochmessungen.
VIII. kötet, 1–2., 33–52. oldal.

Sebestyén Károly, 1955:

Vizsgálatok néhány hazai kőszén kimutatására fúrólukban, gerjesztett potenciál mód-
szerrel.
Investigations for the detection of some Transdanubian lignite deposits by means of the
induced potential method in a borehole. IV. kötet, 1., 45–61. oldal.

1959:

A vízkutató fúrások mélyfúrési geofizikai vizsgálata.
Geophysikalische Untersuchung der Wasserschürfb Bohrungen mittels Bohrlochmessungen.
VIII. kötet, 1–2., 33–52. oldal.

1962:

Kőszénkutató fúrások karottázsvizsgálatának módszerei.
Well logging methods in coal prospecting. X. kötet, 1–4., 137–144. oldal.

1964:

Vizsgálatok vízkutató fúrások mennyiségi kiértékelésével kapcsolatban.
Study for the quantitative interpretation of water-well logs. XIII. kötet, 1., 123–134.
oldal.

A gamma-gamma eljárás mérés technikájára és kiértékelésére végzett kísérletek néhány
eredménye.
Some results of experiments concerning the technology and interpretation of density
logging. XIII. kötet, 1., 49–60. oldal.

Mélyfúrési geofizikai mérések alkalmazása a bauxitkutatásban.
Well-logging in prospection for bauxite. XIII. kötet, 3., 369–378. oldal.

1966:

Szolnok környéki mélyfúrások geofizikai eredményeinek korrelációja vízkészletbecslés céljából.

Correlation of geophysical well-logs for water-reserve estimation. XV. kötet, 1–4., 57–67. oldal.

Uhlmann Norbert, 1970:

Radioaktív fúrólukmodell-mérések legújabb eredményei.

Recent results in radioactive probe-calibrations under model-well circumstances. XIX. kötet, 1–2., 23–32. oldal.

Vegyes témakör

Miscellaneous

Aczél Etelka, 1964:

Javaslat a Kárpátokat harántoló nemzetközi geofizikai mérések tervezésére a recens kéregmozgások vizsgálata céljából.

Project of international geophysical measurements across the Carpathians with the purpose of investigating recent crustal movements. XIII. kötet, 2., 213–218. oldal.

Balkay Bálint, 1960:

A magyarországi földkéreg szerkezete.

Crustal structure in Hungary. IX. kötet, 1–2., 5–21. oldal.

1962:

A Kisalföld és az afrikai árkok közötti hasonlóságról.

On some rift-like features of the Little Hungarian Plain. X. kötet, 1–4., 39–43. oldal.

Barta György, 1953:

Földrajzi koordináták és meridián-konvergencia számítása sztereografikus vetületi összerendezőkből.

Calculs de coordonnées géographiques et du convergence de méridien à l'aide des coordonnées stéréographiques. II. kötet, 1., 3–20. oldal.

1956:

A tihanyi geofizikai obszervatórium.

The geophysical observatory of Tihany. V. kötet, 2., 50–59. oldal.

Bendefy László, 1954:

A Pó síkság jelenkori süllyedése.

Recent subsidence of the Plain of Po. III. kötet, 6., 71–98. oldal.

1955:

Szintezési alappontok időközi magasságváltozásának meghatározása.

Determination of temporary changes of the height of levelling bases. IV. kötet, 2., 3–30. oldal.

1956:

Módszer szintváltozások abszolút mértékének meghatározására.

Method for the determination of the absolute measure of level-variations. V. kötet, 4., 15–20. oldal.

1958:

Földrengés okozta kéregdeformációk.

Elastic, plastic and permanent deformations of the Earth's crust, caused by earthquakes. VII. kötet, 3–4., 153–168. oldal.

Beranek, B., 1964:

Einige Eigentümlichkeiten der geophysikalischen Forschung im Gebiete der neogenen Karpatenbecken der Tschechoslowakei.

Some characteristic features of geophysical prospecting in the Inner-Carpathian Neogene basins of Czechoslovakia. XIII. kötet, 2., 163–168. oldal.

Bergh Árpád, 1956:

A geokémiai szénhidrogénkutatás néhány módszertani kérdéséről.

Some methodological questions of geochemical hydrocarbon exploration. V. kötet, 4., 21–29. oldal.

A folyóvizek nehézfémvizsgálatán alapuló geokémiai kutatóeljárásról.

A geochemical research method based on the analysis of heavy metals in river-waters. V. kötet, 4., 31–38. oldal.

Béltéky Lajos, 1963:

Újabb adatok a hazai geotermikus vizsgálatokhoz.

Contribution to the geothermic investigations in Hungary. XII. kötet, 1–2., 3–47. oldal.

Bisztricsány Ede, 1960:

Kéreg átlagvastagságának számítása euráziai útra a Love-hullám diszperziós görbéje alapján.

Computation of the mean thickness of the crust for a Eurasian wave path, on the basis of the dispersion curve of Love waves. VIII. kötet, 4., 147–150. oldal.

A Budapestre vonatkozó méretegyenlet.

The magnitude-equation for Budapest. IX. kötet, 3–4., 97–103. oldal.

Méretmeghatározás a felületi hullám időtartamából.

Magnitude-determination based on the duration of the surface wave. IX. kötet, 3–4., 105–111. oldal.

Dombai Tibor, 1962:

Eötvös Loránd, a geofizikus.

Roland Eötvös, der Geophysiker. X. kötet, 1–4., 5–12. oldal.

Egyed László, 1956:

A regionális anomáliák elvi kérdéseiről.

Some notes concerning the principles of regional anomalies. V. kötet, 3., 3–8. oldal.

1957:

A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások.

On the causes of movements in the Earth's crust, and on the crustal movements in Hungary. VI. kötet, 1–2., 47–52. oldal.

A földi mágneses tér kapcsolata a Föld belső szerkezetével.

The magnetic field and the internal structure of the Earth. V. kötet, 3–4., 3–8. oldal.

1958:

A hőfluxus eredetéről.

The origin of the terrestrial heat flow. VII. kötet, 2., 97–100. oldal.

1960:

A Föld tágulásának fizikai megalapozásához.

On the physical foundations of the Earth's expansion. IX. kötet, 1–2., 23–30. oldal.

Eszköz törésirányok eloszlásának mechanikus meghatározásához, és annak alkalmazása.

A device for the mechanical determination of the direction-distribution of faults. IX. kötet, 1–2., 31–34. oldal.

1962:

A Vörös-tenger kialakulásának kérdéséhez.
On the origin of the Red Sea. X. kötet, 1–4., 69–75. oldal.

1964:

A Föld belső felépítéséről.
On the inner structure of the Earth. XIII. kötet, 2., 169–174. oldal.

A szekuláris variációk kérdéséről.
To the question of the secular variations. XIII. kötet, 3., 366–367. oldal.

Erkel András, 1966:

Komplex geofizikai kutatások a Cserehátón.
Komplexe geophysikalische Erkundungen im Cserehát-Gebiet. XV. kötet, 1–4., 107–131. oldal.

Facsinay László, 1960:

A perkupai gipsz-anhidrit terület geofizikai újraértékelése.
Geophysical reevaluation of the gypsum-anhydrite area of Perkupa. VIII. kötet, 4., 151–176. oldal.

Gedeon Arzén, 1956:

A folyóvizek nehézfémvizsgálatán alapuló geokémiai kutatóeljárásról.
A geochemical research method based on the analysis of heavy metals in river-waters. V. kötet, 4., 31–38. oldal.

Haáz István, 1969:

Megemlékezés Eötvös Loránd geofizikai kutatásairól halálának ötvenedik évfordulója alkalmából.
Memoriation of the works of Roland Eötvös in geophysical research, on the fiftieth anniversary of his death. XVIII. kötet, 4., 5–16. oldal.

Hédervári Péter, 1957:

A Hold tágulásának morfológiai bizonyítékai.
Morphological proofs of the expansion of the Moon. VI. kötet, 3–4., 9–17. oldal.

Hilgenberg, O. C., 1958:

Die Bruchstruktur von Ungarn und seinen Nachbarländern, verglichen mit der Bruchstruktur der restlichen Sialkruste und bezogen auf die früheren Pollagen der Erde.
The fault system of Hungary and neighbouring countries as compared to the fault-structure of other parts of the Sialic crust and related to the past sites of the Earth's poles. VII. kötet, 3–4., 199–207. oldal.

Hobot József, 1966:

Komplex geofizikai kutatások a Cserehátón.
Komplexe geophysikalische Erkundungen im Cserehát-gebiet. XV. kötet, 1–4., 107–131. oldal.

Kadlečík, J., 1964:

Einige Eigentümlichkeiten der geophysikalischen Forschung im Gebiete der neogenen Karpatenbecken der Tschechoslowakei.
Some characteristic features of geophysical prospecting in the Inner-Carpathian Neogene basins of Czechoslovakia. XIII. kötet, 2., 163–168. oldal.

Kaütera, P., 1968:

A földkéreg terhelésében bekövetkező változások hatása a kéregmozgásokra (rezümé).
Crustal load and deformation.
XVII. kötet, 1–2., 117–118. oldal.

Kardeván Péter, 1970:

Elektromechanikus szűrőrendszerek átviteli függvényének számítása az elektromos hálózatanalízis módszerével.

Calculation of transmission functions of electromechanical filter-systems by electric network-analysis. XIX. kötet, 1–2., 41–47. oldal.

Kilczér Gyula, 1955:

Transzformált közvetítő megfigyelések kiegyenlítése.

Equalization of transformed intermediary observation data. IV. kötet, 2., 65–70. oldal.

Külényi Éva, 1968:

Földtani-geofizikai következtetések az Alföldön térfogatsúlyadatok statisztikus feldolgozásából.

Geological-geophysical conclusions on the Great Hungarian Plain through a statistical analysis of density data. XVII. kötet, 4., 41–49. oldal.

Király Ernő, 1966:

Komplex geofizikai kutatások a Csereháton.

Komplexe geophysikalische Erkundungen im Cserehát-Gebiet. XV. kötet, 1–4., 107–131. oldal.

Kiss János, 1967:

A kálium-argon módszer és néhány hazai alkalmazása.

Die Kalium-Argon-Methode und deren Anwendung in Ungarn. XVI. kötet, 1–2., 101–107. oldal.

Kiss Zoltán, 1960:

Kéreg átlagvastagságának számítása euráziai útra, a Love-hullám diszperziós görbéje alapján.

Computation of the mean thickness of the crust for a Eurasian wave path on the basis of the dispersion curve of the Love waves. VIII. kötet, 4., 147–150. oldal.

Ku Kong-hsü, 1960:

Applications of geophysical methods in the search of ore deposits in China. IX. kötet, 1–2., 35–36. oldal.

Lányi János, 1960:

A magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján.

Die Tiefstruktur der Kleinen Ungarischen Tiefebene auf Grund geophysikalischer Messungen. VIII. kötet, 4., 219–240. oldal.

1964:

Az Oroszlány és Balinka között elterülő barnakőszén-medencének geofizikai vizsgálata. Geophysical investigations in the Eocene lignite-basin between Oroszlány and Balinka. XIII. kötet, 3., 249–261. oldal.

1966:

Komplex geofizikai kutatások a Csereháton.

Komplexe geophysikalische Erkundungen im Cserehát-Gebiet. XV. kötet, 1–4., 107–131. oldal.

Meskó Attila, 1968:

Digitális adatrendszer sűrítése és ritkítása.

The densification and reduction of a digital data-system. XVIII. kötet, 1–2., 121–126. oldal.

Mészáros Mihály, 1960:

A perkupai gipsz-anhidrit terület geofizikai újraértékelése.

Geophysical reevaluation of the gypsum-anhydrite area of Perkupa. VIII. kötet, 4., 151–176. oldal.

Nagy Magdolna, 1964:

A Magyar medence sajátos geofizikai alkata.

The specific geophysical features of the Hungarian basin. XIII. kötet, 2., 231–240. oldal.

Németh Tivadar, 1967:

A napfoltciklus ingadozása.

Die Schwankung der Sonnenfleckenperiode. XVI. kötet, 1–2., 81–89. oldal.

Pécsi Márton, 1959:

A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán.

Ausmasse quartärer tektonischer Bewegungen im ungarischen Abschnitt des Donautales. VIII. kötet, 1–2., 73–83. oldal.

Pintér Anna, 1964:

Javaslat a Kárpátokat harántoló nemzetközi geofizikai mérések tervezésére a recens kéregmozgások vizsgálata céljából.

Project of international geophysical measurements across the Carpathians with the purpose of investigating recent crustal movements. XIII. kötet, 2., 213–218. oldal.

Prosen, D., 1962:

Die geophysikalische Tätigkeit des geophysikalischen Instituts für geologische und geophysikalische Forschungen in Beograd. X. kötet, 1–4., 107–136. oldal.

Richter, G., 1960:

Kurzer Bericht über Polarisationsuntersuchungen von Transversaleinsätzen. IX. kötet, 1–2., 51–53. oldal.

Scheffer Viktor, 1957:

Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához.

Angaben zur regionalen Geophysik der Karpatenbecken. VI. kötet, 1–2., 73–103. oldal.

1958:

Az erdélyi ősmasszívum problémája.

Das Problem des transsylvanischen Urmassivs. VII. kötet, 3–4., 209–227. oldal.

1960:

A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez.

Über die Frage des „Zentralnassivs“ des Karpatenbeckens. IX. kötet, 1–2., 55–68. oldal.

1962:

A flisprobléma néhány geofizikai vonatkozásáról.

Über einige geophysikalischen Beziehungen des Flyschproblems. X. kötet, 1–4., 145–153. oldal.

A Kárpát-medencék néhány regionális geofizikai problémájáról.

Über einige regional-geophysikalischen Probleme der Karpatenbecken. XI. kötet, 1–4., 101–118. oldal.

Stegena Lajos, 1952:

Kísérleti mérések egy termális mérőberendezéssel.

Experimental measurements with a geothermic measuring equipment. I. kötet, 12., 102–108. oldal.

1956:

A geokémiai szénhidrogénkutatás néhány módszertani kérdéséről.

Some methodological questions of geochemical hydrocarbon exploration. V. kötet, 4., 21–29. oldal.

A folyóvizek nehézfémvizsgálatán alapuló geokémiai kutatóeljárásról.

A geochemical research method based on the analysis of heavy metals in river-waters. V. kötet, 4., 31–38. oldal.

1958:

A Nagyalföld geotermikus viszonyai.

The geothermic conditions of the Great Hungarian Plain. VII. kötet, 3–4., 229–238. oldal.

1960:

A Föld tágulásának fizikai megalapozásához.

On the physical foundations of the Earth's expansion. IX. kötet, 1–2., 23–30. oldal.

1964:

Magyarország geotermikus térképei.

Geothermic maps of Hungary. XIII. kötet, 2., 221–230. oldal.

1967:

A kálium-argon módszer és néhány hazai alkalmazása.

Die Kalium-Argon-Methode und deren Anwendungen in Ungarn. XVI. kötet, 1–2. 101–107. oldal.

Steiner Ferenc, 1958:

Mérési módszer kisméretű minták γ -aktivitásának és önnyelési együtthatójának meghatározására.

Measuring method for the determination of the γ -activity and self-absorption coefficient of small samples. VII. kötet, 1., 57–62. oldal.

Szalai Tibor, 1956:

A Dunakönyök tektonikai vázolata.

Tektonisches Schema des vom Donaubogen umfassten Gebietes. V. kötet, 4., 49–63. oldal.

1958:

A Kárpátok geotektonikai szerkezete.

Geotektonische Synthese der Karpaten. XVII. kötet, 2., 111–145. oldal.

1960:

Præalpi építőelemek szerkezete a K-i Alpok és a Ny-i Kárpátok között.

Struktur der präalpinen Bauelemente zwischen den Ostalpen und Westkarpaten. VIII. kötet, 4., 241–253. oldal.

1961:

A Tisia és a pannonikum közti hegysége.

Die Tisia und das Zwischengebirge des Karpatenbeckens. IX. kötet, 3–4., 165–185. oldal.

1964:

A Tisia epirogén mozgásai. A nyugati Kárpátok és az Alföld között a mélybe süllyedt Kordillera földtörténeti szerepe.

Epirogene Bewegungen der Tisia (Internid des Pannonikums). Die erdgeschichtliche Bedeutung der zwischen den Westkarpaten und dem Alföld in die Tiefe gesunkenen Kordillere. XII. kötet, 3–4., 101–123. oldal.

Szalay István, 1966:

Komplex geofizikai kutatások a Cserehátan.

Komplexe geophysikalische Erkundungen im Cserehát-Gebiet. IV. kötet, 1–4., 107–131. oldal.

Szalay Mihály, 1966:

Közetfizikai paraméterek kódolása és lyukkártyás tárolása gépi számítás céljából.

Coding and punched-card storage of petrophysical data for computer processing. XIII. kötet, 4., 495–502. oldal.

Szemerédy Pál, 1960:

Eszköz törésirányok eloszlásának mechanikus meghatározásához és annak alkalmazása.
A device for the mechanical determination of the direction-distribution of faults. IX.
kötet, 1–2., 31–34. oldal.

Szénás György, 1956:

Általános tapasztalatok a geofizikai módszerek magyarországi alkalmazásáról.
General experiences of the application of geophysical methods in Hungary. V. kötet, 3.,
37–55. oldal.

1964:

A Magyar medence sajátos geofizikai alkata.
The specific geophysical features of the Hungarian basin. XIII. kötet, 2., 231–240. oldal.

Néhány megjegyzés a magyarországi földkéregről.
Some remarks concerning the Earth's crust in Hungary. XIII. kötet, 3., 301–303. oldal.

Kőzetfizikai paraméterek kódolása és lyukkártyás tárolása gépi számítás céljából.
Coding and punched-card storage of petrophysical data for computer processing XIII.
kötet, 4., 495–502. oldal.

1968:

A Kárpát-medence kéregszerkezete a földtan és a geofizika tükrében.
The crustal structure of the Carpathian basin. XVII. kötet, 4., 17–39. oldal.

Szilágyi Béla, 1953:

Földrajzi koordináták és meridián konvergencia számítása sztereografikus vetületi össz-
rendezőkből.

Calculs de coordonnées géographiques et du convergence de méridien à l'aide des coor-
données stéréographiques. II. kötet, 1., 3–18. oldal.

Tatár János, 1964:

Bauxitminták alumínium- és szilíciumtartalmának gyors meghatározása neutronaktivá-
lással.

The application of neutron-activation for high-speed analysis of bauxites. XIII. kötet, 4.,
463–475. oldal.

Nukleáris geofizika alkalmazása barnakőszene minőségének meghatározására.

The application of nuclear geophysics for the determination of the quality of coals. XIII.
kötet, 4., 477–493. oldal.

Tóth Árpád, 1960:

Vízben oldott rádium- és radontartalom meghatározása torziós szálás elektrométerű
emanométerrel.

Bestimmung des in Wasser gelösten Radium- und Radon-Gehaltes mit einem Emano-
meter nach dem Prinzip eines Torsionselektrometers. VIII. kötet, 4., 279–290. oldal.

B. Triznyai Mária, 1966:

Neutronaktiválással analízis alkalmazása mangántartalmú kőzetek vizsgálatánál.

The application of neutron activation analysis for the investigation of rocks of manganese
content. XV. kötet, 1–4., 181–194. oldal.

Zátopek, A., 1957:

Kéregmozgások a Kárpát-medencében.

Zu einigen Problemen der Erdkrustendynamik im Karpatengebiet. VI. kötet, 1–2.,
105–115. oldal.

Zilahi Sebess László, 1964:

Kőzetfizikai paraméterek kódolása és lyukkártyás tárolása gépi számítás céljából.

Coding and punched-card storage of petrophysical data for computer processing XIII.
kötet, 4., 495–502. oldal.

Összeállította: Nagy Magdolna

TARTALOM

<i>Bodoky Tamás—Greutter Antal</i> : A közös mélységpontos (CDP) észlelési rendszerek hatásossága az off-set, valamint a többszörösök spektrumának függvényében.....	5
<i>Varga Péter</i> : A földi árapály gravitációs vizsgálata Fourier-transzformációval.....	13
<i>Bisztricsány Ede</i> : Sekélyfészklű földrengések felületi hullám-kódájának vizsgálata ...	21

CONTENTS

<i>Bodoky, T.—Greutter, A.</i> : The efficiency of CDP systems as a function of the off-set and spectrum of multiples.....	5
<i>Varga, P.</i> : Fourier transforms of the tidal variations in the intensity of gravity....	13
<i>Bisztricsány, E.</i> : Analysis of codas of shallow-focus earthquakes.....	21

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Т. Бодоки—А. Грайттер</i> : Зависимость эффективности систем наблюдений по методу ОГТ от шага сейсмоприемников и от спектра кратных волн.....	5
<i>П. Варга</i> : Анализ земных приливов с использованием трансформации Фурье.....	13
<i>Э. Бистричань</i> : Изучение поверхностных волн-код, наблюдаемых при неглубокофокусных землетрясениях.....	21

