

MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET
HUNGARIAN GEOPHYSICAL INSTITUTE 'ROLAND EÖTVÖS'
ВЕНГЕРСКИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. Л. ЭТВЕША

GEOPHYSICAL TRANSACTIONS

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ БЮЛЛЕТЕНЬ

22

BUDAPEST, 1974

Felelős szerkesztő
Managing Editor
Ответственный редактор
MÜLLER PÁL

Szerkesztő bizottság
Editorial Board
Редакционная коллегия
ÁDÁM OSZKÁR, ERKEL ANDRÁS, SZ. PINTÉR ANNA, POSGAY KÁROLY
SEBESTYÉN KÁROLY

Szerkesztő
Editor
Редактор
SZÉNÁS GYÖRGY

ETO/UDC: 550.3(061.6) (439 Budapest) (05)

Felelős kiadó: **MÜLLER PÁL**
Technikai szerkesztő: **NAGY MAGDOLNA**
Grafikai szerkesztő: **NÉMETH LAJOS**
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Azonossági szám: 0781 — Terjedelme: 7,75 A/5 ív — Példányszám: 1430
Formátum B/5 — Papírminőség: 100 g Delta
74.1664 Egyetemi Nyomda, Budapest. Felelős vezető: **JANKA GYULA** igazgató

CONTENTS

<i>Bodoky, T.—György, L.—Mituch, E.—Polcz, I.</i> : An analysis of an approximation made in move out scan routines	26
<i>Salamon, B.</i> : The necessity of digital field recording in view of the present technical level of well-logging	39
<i>Varga, P.</i> : Theoretical limitations of the harmonic analysis of earth tides	51
<i>Bisztricsány, E.</i> : The depth of the LVL in Europe and in some adjacent regions ...	65
<i>Szeidovitz, Gy.</i> : The destructive effect of earthquakes as function of geologic structure	73
<i>Editorial note</i>	77

TARTALOM

<i>Bodoky Tamás—György Lajos—Mituch Erzsébet—Polcz Iván</i> : A „move out scan” (MOS) eljárás alkalmazásánál a szeizmikus sebességszámítások gyorsítására bevezetett közelítés vizsgálata	7
<i>Salamon Batur</i> : A terepi digitális regisztrálás szükségessége a lyukszelvényezés jelenlegi fejlettségi fokán	27
<i>Varga Péter</i> : A földi árapály harmonikus analízisének néhány korlátja	57
<i>Bisztricsány Ede</i> : Az LVL mélysége Európában és néhány szomszédos területen ...	61
<i>Szeidovitz Győző</i> : A földrengések romboló hatásának vizsgálata a földtani felépítés függvényében	69
Függelék	81

СОДЕРЖАНИЕ

Бодоки, Т.—Дьёрдь, Л.—Митух, Э.—Польц, И.: Анализ аппроксимации, ускоряющей вычисления скоростей сейсмических волн при применении метода суммирования с постоянными кинематическими поправками	21
Шаламон, Б.: О значении полевой цифровой записи данных в промышленной геофизике при настоящем уровне ее развития	48
Варга, П.: О некоторых ограничениях гармонического анализа земных приливов	58
Бистричань, Э.: Глубина залегания слоя пониженных скоростей в Европе и некоторых сопредельных регионах	67
Сеидовиц, Д.: Анализ зависимости разрушающего действия землетрясений от геологического строения	75

Folyóiratunk a jövőben sorszámozással jelenik meg.

SZERKESZTŐSÉG

The future issues of Geophysical Transactions will bear serial numbers.

THE EDITOR

В дальнейшем наш журнал будет снабжен порядковыми номерами.

РЕДАКЦИЯ

* * *

Az Intézet címe: ELGI 1145 Budapest, Columbus u. 17–23.

Levélcím: 1440 Pf. 35

Mailing requested to below address

ELGI H-1145 Budapest, Columbus u. 17–23., or
H-1440 Budapest P.O.B. 35

Адрес Института — ELGI H-1145 Budapest Columbus u. 17—23.

H-1440 H-Budapest, P.O.B. 35

A „MOVE OUT SCAN” (MOS) ELJÁRÁS ALKALMAZÁSÁNÁL A SZEIZMIKUS SEBESSÉGSZÁMÍTÁSOK GYORSÍTÁSÁRA BEVEZETETT KÖZELÍTÉS VIZSGÁLATA

BODOKY T., GYÖRGY L., MITUCH E., POLCZ I.*

A modern reflexiós szeizmikában alkalmazott sebességszámítások általában a reflexió időkilépéseinek (az ún. move out-oknak) vizsgálatán alapszanak. Az eljárások egyike a „move out scan” továbbiakban röviden MOS. A MOS a hiperbolák hasonlóságának feltételezésével, a számítások gyorsítására egy közelítést vezet be. A következőkben ennek a feltételezésnek a helyességét, illetve érvényességi határait vizsgáljuk meg. A vizsgálatot különösen aktuálissá teszi, hogy SCHNEIDER (1971) ezt az eljárást a szeizmikus adatfeldolgozás lelkének tekinti.

A MOS bemenő adatait egy azonos mélységponthoz tartozó különböző x észlelési távolságú csatornák sorozata adja. A legnagyobb észlelési távolságú (X_{\max}) csatornához egy időkilépési értéket ($\Delta T(X_{\max})$) rendelünk, és ebből egy előre rögzített (T_0) referencia időponthoz — a dinamikus korrekció jól ismert képletének segítségével — kiszámítjuk a hiperbolát, illetve ennek a többi csatornarobbantó-pont — geofon távolságaihoz (X_i) tartozó értékeit ($\Delta T(X_i)$).

$$\Delta T(X_i) = \sqrt{T_0^2 + \frac{X_i^2 \Delta T(X_{\max}) [2T_0 + \Delta T(X_{\max})]}{X_{\max}^2}} - T_0 \quad (1)$$

Az így nyert $\Delta T(X_i)$ értékeket statikus korrekció jellegűnek tekintve, a csatornákat korrigáljuk és a csatornasorozatot összegezzük. Ahol a jelek fáziskülönbség nélkül összegeződnek, ott az elméleti hiperbola jól megközelíti a valóságos időkilépéseknek megfelelő mért hiperbolát. Az erre vonatkozó sebességérték, a dinamikus korrekció képletéből:

$$V(T) = \frac{X_{\max}}{\sqrt{[2T + \Delta T(X_{\max})] \Delta T(X_{\max})}} \quad (2)$$

ahol T a fázisban összegződő esemény beérkezési ideje az összegcsatornán.

A $\Delta T(X_{\max})$ egyenletesen növelt vagy csökkentett értékeivel a műveletet ismételten elvégezve, a vizsgált szeizmogram előforduló valamennyi sebességérték meghatározható.

A felhasznált közelítés — a hiperbolák hasonlósága — tehát a következő módon fogalmazható meg:

$$\Delta T(X, T) = \Delta T(X, T_0), \quad (3)$$

ha

$$\Delta T(X_{\max}, T) = \Delta T(X_{\max}, T_0). \quad (4)$$

* M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest
 A kézirat beérkezése: 1973. márc. 8.

Ha (3) nem teljesül minden X -re és T -re, akkor a hibafüggvényt $H(X, T)$ -vel jelölve

$$H(X, T) = \Delta T(X, T) - \Delta T(X, T_0). \quad (5)$$

Kifejtve:

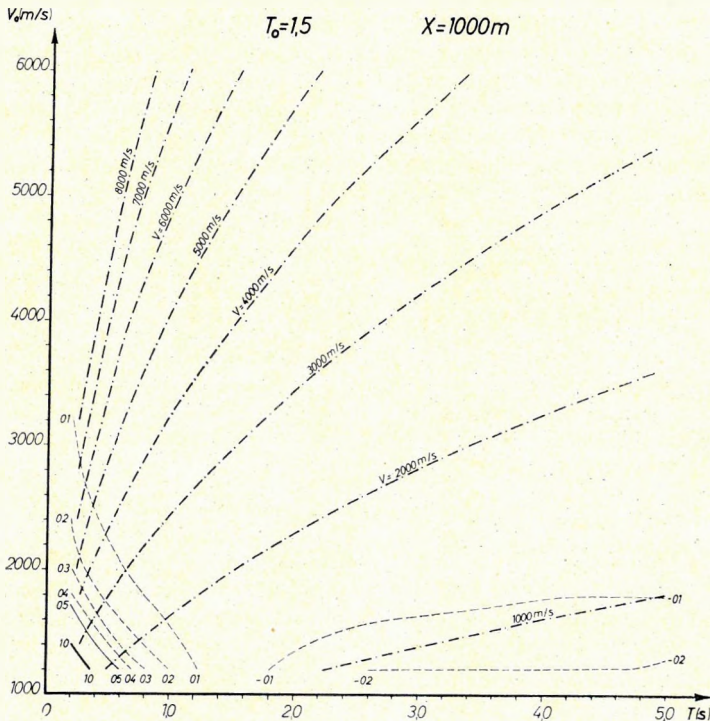
$$H(X, T) = \sqrt{T^2 + \frac{X^2}{V^2}} - \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V_0^2}} + T_0 - T, \quad (6)$$

ahol V , illetve V_0 a (2) összefüggés által meghatározott átlagnégyzetes sebességeket jelenti T , illetve T_0 időpontban.

A (4) feltételből következik, hogy

$$H(X_{\max}, T) = \sqrt{T^2 + \frac{X_{\max}^2}{V^2}} - \sqrt{T_0^2 + \frac{X_{\max}^2}{V_0^2}} + T_0 - T = 0. \quad (7)$$

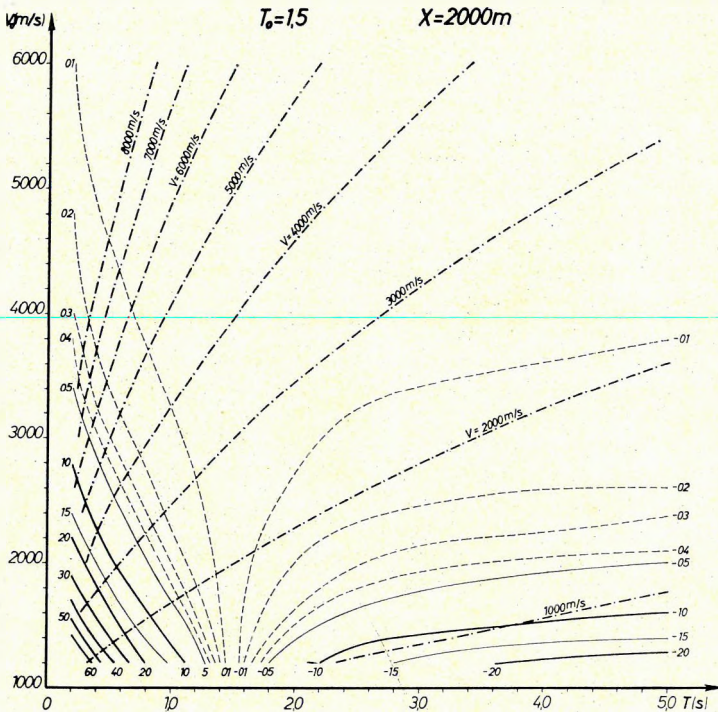
(A szemléletesség kedvéért a probléma geometriai megfogalmazását is közöljük a Függelékben.)



I. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva;
 $T_0 = 1,5$ s és $X_{\max} = 1000$ m

Fig. 1 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0 = 1,5$ s and
 $X_{\max} = 1000$ m

Рис. 1. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0 = 1,5$ сек и
 $X_{\max} = 1000$ м



2. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva; $T_0 = 1,5$ s és $X_{\max} = 2000$ m

Fig. 2 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0 = 1,5$ s and $X_{\max} = 2000$ m

Рис. 2. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0 = 1,5$ сек и $X_{\max} = 2000$ м

A számítások gyorsítására használt közelítés jóságára legjellemzőbb adat a $H(X, T)$ függvény X szerinti szélső értéke $X = 0$ és $X = X_{\max}$ között, T függvényében. Ez jelenti a dinamikus korrekció képletéből számított és a MOS által alkalmazott hiperbolák közötti maximális eltérést, adott T időpontban. A továbbiakban tehát ennek a számítását végezzük el.

A $H(X, T)$ függvénynek szélsőértéke van, ha

$$\frac{\partial H(X, T)}{\partial X} = \frac{X}{V^2 \sqrt{T^2 + \frac{X^2}{V^2}}} - \frac{X}{V_0^2 \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V_0^2}}} = 0. \quad (8)$$

H -nak X szerinti szélsőérték-helye ebből

$$X = \sqrt{\frac{T^2 V^4 - T_0^2 V_0^4}{V_0^2 - V^2}}. \quad (9)$$

Szélsőérték-hely még az $X = 0$ hely is, de a vizsgálat szempontjából ez érdektelen, mert itt a függvény behelyettesítési értéke is zérus.

A (9) összefüggést a (6)-ba helyettesítve, a függvény szélsőértékét kapjuk. Jelöljük ezt $H_0(T)$ -vel.

$$H_0(T) = \sqrt{\frac{[T^2 V^2 - T_0^2 V_0^2](V_0^2 - V^2)}{V^2 V_0^2}} + T_0 - T, \quad (10)$$

ahol V , illetve V_0 értékét a (7) feltétel és az aktuális $\Delta T(X_{\max})$ érték rögzíti.

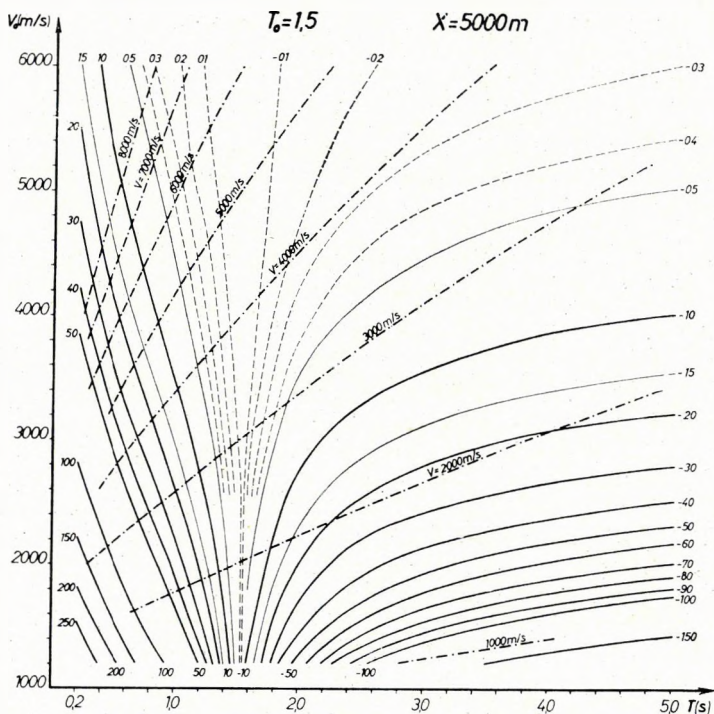
A MOS szabadon választható paraméterei a T_0 , az X_{\max} és a $\delta \Delta T(X_{\max})$, azaz a $\Delta T(X_{\max})$ lépésköze.

Ezek közül $H_0(T)$ csak a T_0 -nak és az X_{\max} -nak függvénye, ezért ennek a két változónak különböző értékei mellett végeztük el számítását.

A (10) összefüggésből számított H_0 függvényeket a $V_0 - T$ síkon ábráztuk, a (7) feltétel által meghatározott $V_0 - V(T)$ kapcsolatot is rávetítve a síkra.

Az első három ábrán bemutatott eredményeket $T_0 = 1,5$ s és $X_{\max} = 1000, 2000$, illetve 5000 m paraméterekkel kaptuk (1–3. ábra). Az ábrákon a H_0 izovonalainak értékei mindig ms-ban értendők.

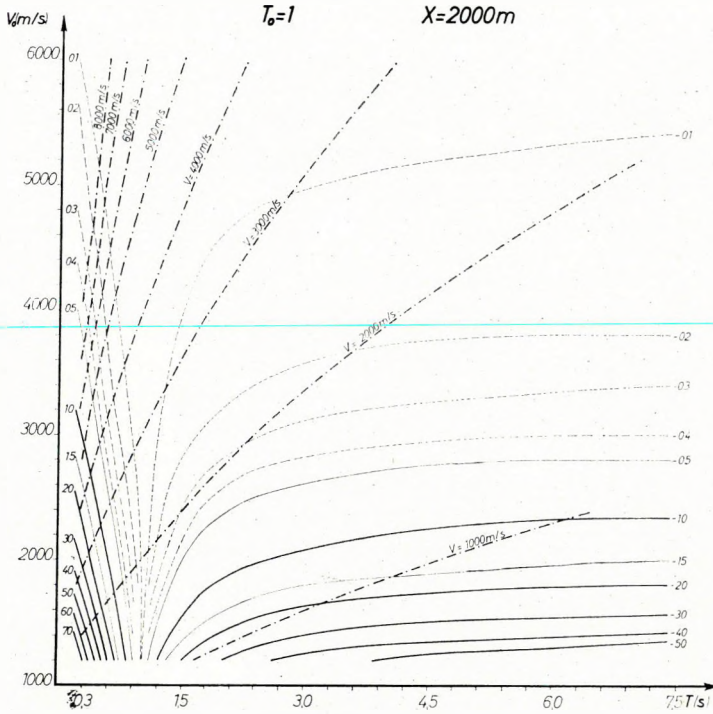
Az ábrákból látható, hogy a H_0 értéke a referencia időpontnál kisebb időknél ($T < T_0$) pozitív és a $T = 0$ tengely felé emelkedő; az emelkedés mértéke növekvő



3. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva; $T_0 = 1,5$ s és $X_{\max} = 5000$ m

Fig. 3 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0 = 1,5$ s and $X_{\max} = 5000$ m

Рис. 3. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0 = 1,5$ сек и $X_{\max} = 5000$ м



4. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva; $T_0 = 1$ s és $X_{max} = 2000$ m

Fig. 4 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0 = 1$ s and $X_{max} = 2000$ m

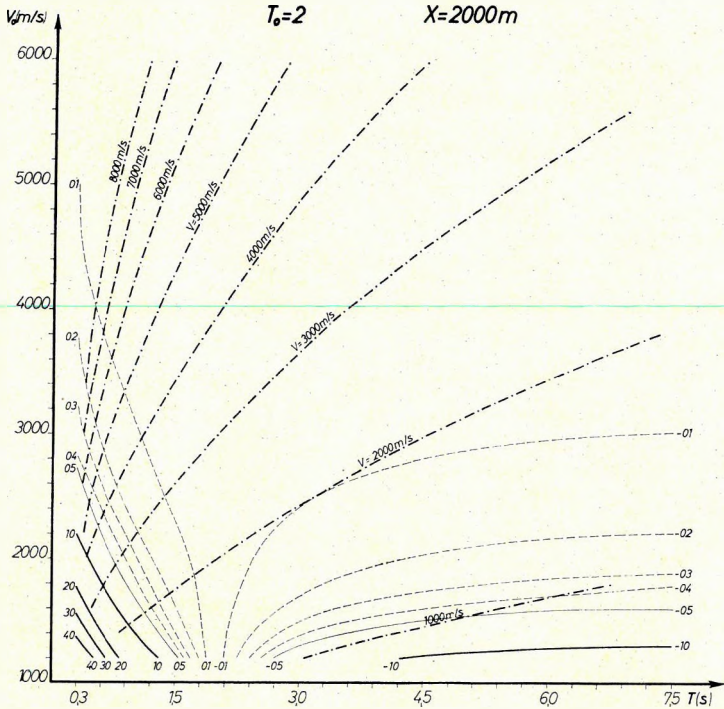
Рис. 4. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0 = 1$ сек и $X_{max} = 2000$ м

X_{max} -mal erősen fokozódik (pl. $T = 1$ s és $V = 2500$ m/s-nál ha $X_{max} = 1000$ m, $H_0 \approx 0,5$ ms, ha $X_{max} = 2000$ m, $H_0 \approx 3$ ms és ha $X_{max} = 5000$ m, $H_0 \approx 30$ ms). A referencia időpontnál nagyobb időknél ($T > T_0$) H_0 negatív, növekvő T és csökkenő V mellett növekvő abszolút értékkel. A negatív oldalon a H_0 abszolút értéke azonban sokkal lassabban növekszik, mint a pozitív oldalon. A növekvés mértéke X_{max} növelésével itt is fokozódik.

Az ábrákat szemlélve, még a következő megállapításokat tehetjük. $X_{max} = 1000$ m-nél az eljárás hibája teljesen figyelmen kívül hagyható. $X_{max} = 2000$ m-nél, kis időknél $\left(T < \frac{1}{2} T_0\right)$, különösen kis sebességek ($V < 2000$ m/s) mellett, már számba

jöhető hibák lépnek fel (a felvételeknek ez a szakasza 2000 m-es terítési távolságnál azonban általában amúgyis elvész). A $T > T_0$ tartományban a gyakorlatban előforduló sebességeknél (1500 m/s $< V < 4500$ m/s) a hiba elhanyagolható. $X_{max} = 5000$ m-nél a $T < T_0$ tartományban az eljárás már használhatatlan, a $T > T_0$ tartományban is csak a $V > 2500$ m/s sebességtartományban használható.

A következő négy (4–7.) ábrán bemutatott számításoknál a H_0 értékének a T_0 függőségét vizsgáltuk. Az ábrákon X_{max} értéke 2000 m, T_0 értéke rendre 1, 2, 3,



5. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva; $T_0 = 2$ s és $X_{\max} = 2000$ m

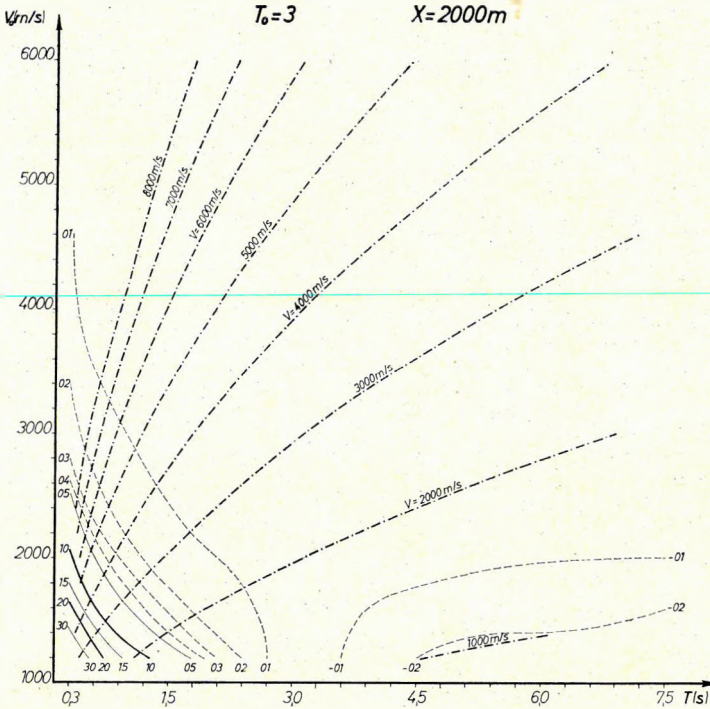
Fig. 5 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0 = 2$ s and $X_{\max} = 2000$ m

Рис. 5. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0 = 2$ сек и $X_{\max} = 2000$ м

illetve 4 s. A számítások, illetve ábrák mutatják, hogy T_0 értékének változtatása H_0 viselkedését lényegesen kevésbé befolyásolja, mint X_{\max} értékének változtatása. Növekvő T_0 -nál a kis T értékeknél jelentkező H_0 maximális értéke csökken és a maximum a T tengely irányában széthúzódik. H_0 abszolút értéke azonban — eltekintve az egészen kis T értékektől ($T < 0,7$ s) — sehol sem válik számottevővé. A $T > T_0$ tartományban a H_0 abszolút értéke elhanyagolhatóan csekély.

A vizsgálati anyag szerint T_0 -t 1,5–2,5 s-nál célszerű megválasztani.

Az előzőekben bemutatott számítások gyakorlati alkalmazásának illusztrálására kiszámítottuk a H_0 — tehát a maximális hiba — értékét egy konkrét sebességfüggvény, a nyírségi γ görbe mentén. A 8. ábrán H_0 -nak különböző X_{\max} -ok mellett nyert alakja látható. A görbék kezdeti szakaszai $X_{\max} = 2000$ m-nél, és különösen $X_{\max} = 5000$ m-nél, nagyon nagy értékeket vesznek fel, a gyakorlatban azonban, ilyen terítéshosszak mellett, a felvételek ezen szakaszai többnyire elvesznek. A görbék második fele elenyészően kis értékeket mutat, jelezve a $T > T_0$ tartományban a MOS nagyfokú megbízhatóságát.



6. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva; $T_0 = 3$ s és $X_{\max} = 2000$ m

Fig. 6 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0 = 3$ s and $X_{\max} = 2000$ m

Рис. 6. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0 = 3$ сек и $X_{\max} = 2000$ м

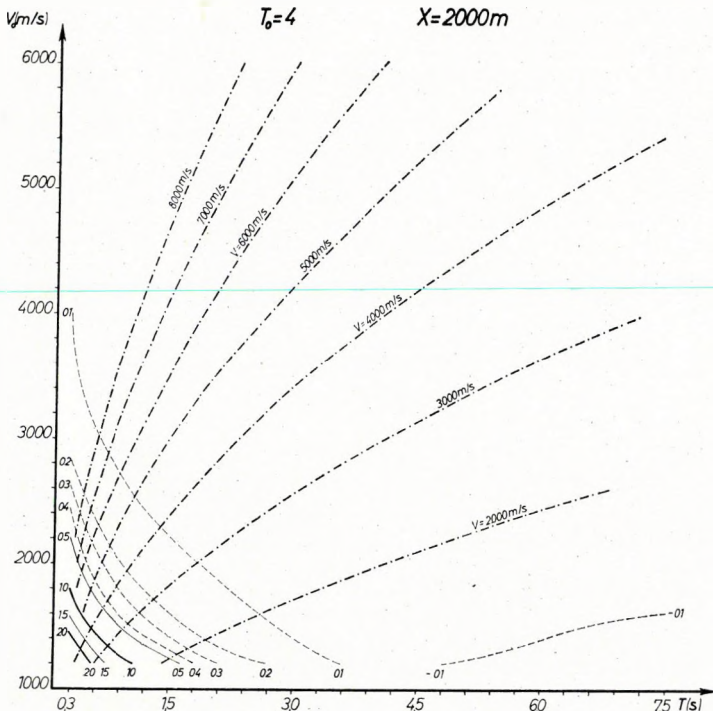
A 9. ábra az előző ábra $X_{\max} = 2000$ m paraméterű görbéjének a T_0 értékének megválasztásától való függését mutatja. A görbék hasonlósága az elvi részben levont következtetéseinknek megfelel.

A példa tanulságát azzal is kiegészíthetjük, hogy ha H_0 alakját bármely más, konkrét, sebességgörbére vizsgáljuk meg, akkor is hasonló eredményre kell jutnunk. Ez egyrészt a lehetséges sebességgörbék zónájának keskeny voltából, másrészt a H_0 izovonalainak alakjából következik.

A gyakorlati példákból is megállapíthatjuk, tehát, hogy a MOS eljárás a mélykutatásban a dinamikus korrekciós képletet egzaktul használó eljárásoknak nagy pontosságú közelítése. Korlátai csak a terítéshozhoz viszonyítottan kis mélységű kutatásoknál válhatnak jelentőssé.

Az Intézet földkéregkutató méréseinek feldolgozásához is elvégeztük a H_0 függvény számítását, mégpedig néhány, a kőolajkutató szeizmikában szokatlan, paraméter megválasztása mellett.

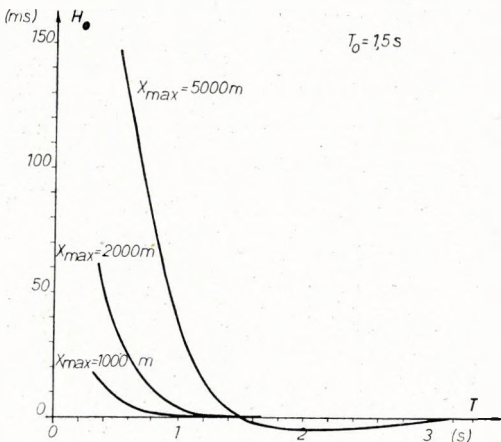
A 10. ábrán $T_0 = 8,3$ s, $X_{\max} = 26\ 000$ m; a 11. ábrán $T_0 = 8,3$ s és $X_{\max} = 50\ 000$ m. Ezekből a számításokból azt a következtetést vonhatjuk le, hogy ilyen méreteknél a MOS általában csak az $X_{\max} < TV$ szakaszon alkalmazható, $T_0 \leq T$



7. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva; $T_0 = 4$ s és $X_{\max} = 2000$ m

Fig. 7 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0 = 4$ s and $X_{\max} = 2000$ m

Рис. 7. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0 = 4$ сек и $X_{\max} = 2000$ м



8. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva; $T_0 = 8,3$ s és $X_{\max} = 2600$ m

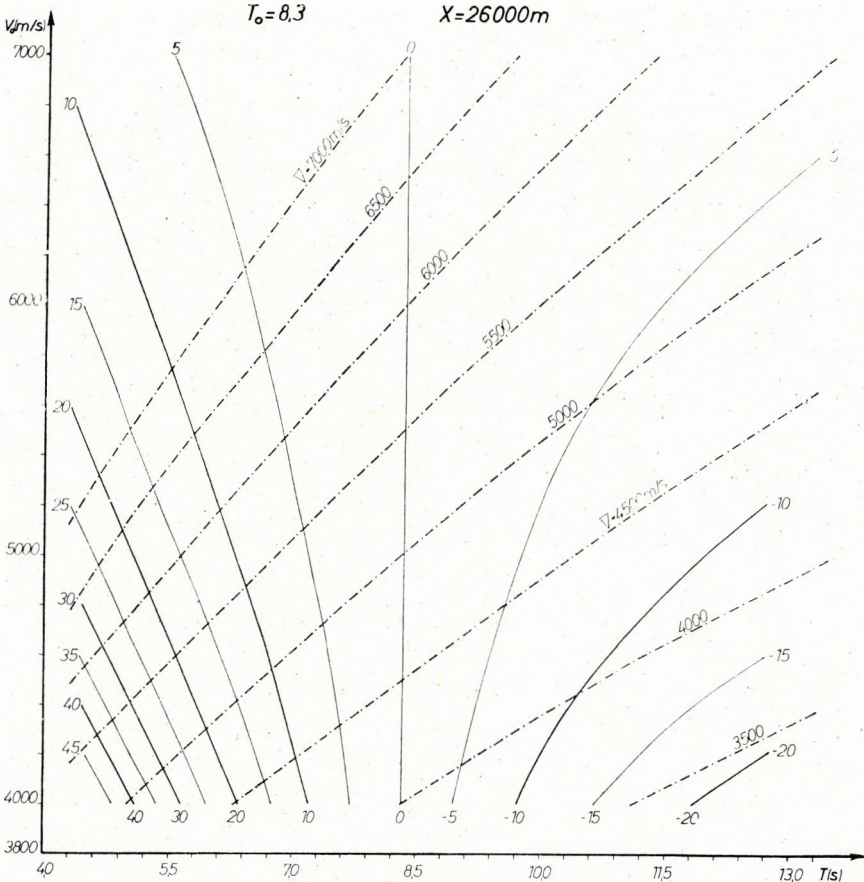
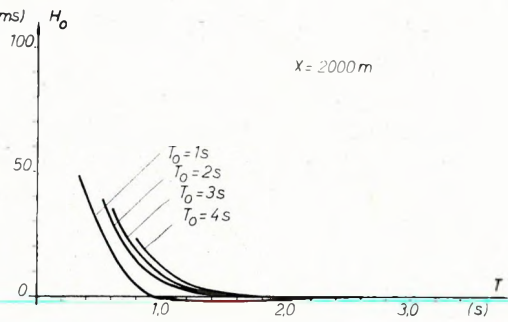
Fig. 8 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0 = 8,3$ s and $X_{\max} = 2600$ m

Рис. 8. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0 = 8,3$ сек и $X_{\max} = 2600$ м

9. ábra. A H_0 (ms) és V (m/s) V_0 és T függvényében ábrázolva; $T_0=8,3$ s
 $X_{\max}=50\ 000$ m

Fig. 9 H_0 (ms) and V (m/s) as functions of V_0 and T ; $T_0=8,3$ s and $X_{\max}=50\ 000$ m

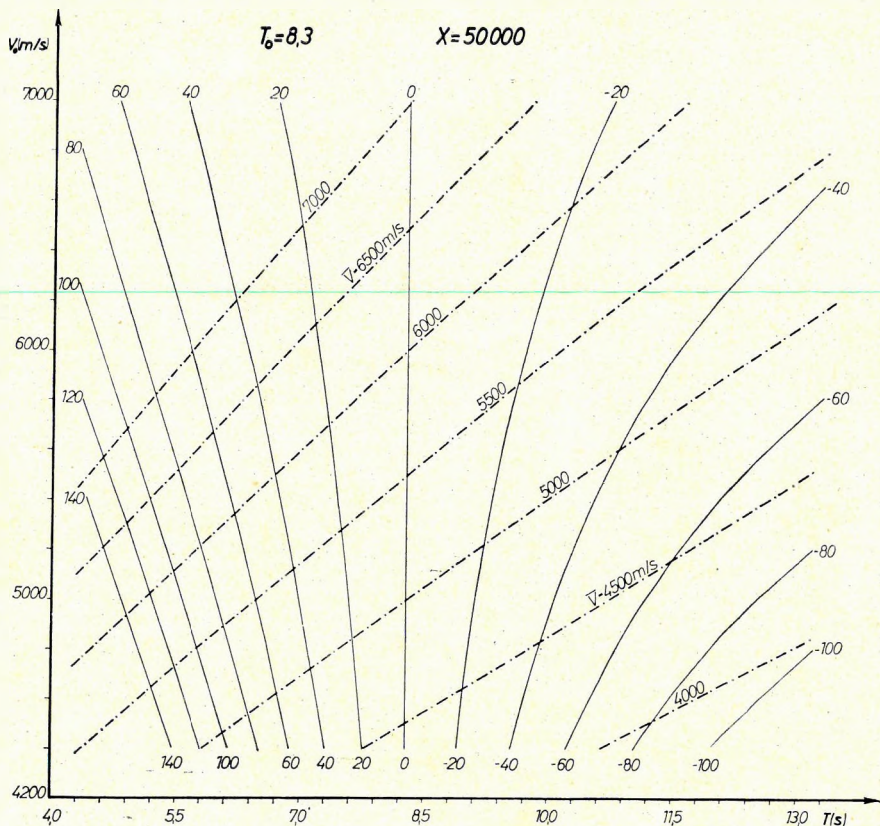
Рис. 9. Зависимость H_0 (мсек) и V (м/сек) от V_0 и T ; $T_0=8,3$ сек и $X_{\max}=50\ 000$ м



10. ábra. A H_0 értéke a nyírségi sebességfüggvény (γ görbe) mentén, különböző X_{\max} értékek mellett

Fig. 10 The value of H_0 for the velocity function of the Nyir-region (curve γ), for different values of X_{\max}

Рис. 10. Величины H_0 по функции скоростей (кривая γ) для Северовосточной Венгрии, при различных значениях X_{\max}



11. ábra. A H_0 értéke a nyírségi sebességfüggvény (γ görbe) mentén, különböző T_0 értékek mellett

Fig. 11 The value of H_0 for the velocity function of the Nyir-region (curve γ), for different values of T_0

Рис. 11. Величины H_0 по функции скоростей (кривая γ) для Северовосточной Венгрии, при различных значениях T

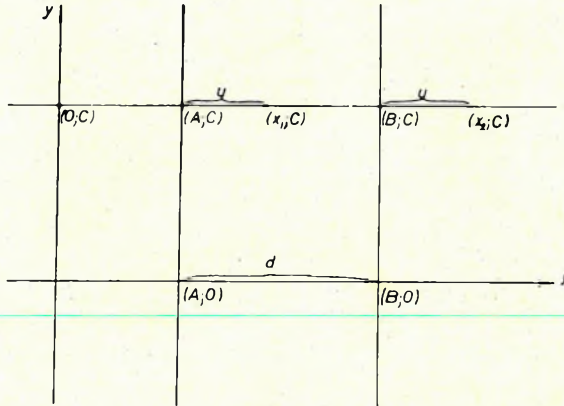
feltétellel, azaz T_0 értéke az első értékes beérkezés várható beérkezési ideje körül legyen. Ha valami miatt ez nem valósítható meg, akkor a MOS csak szakaszosan hajtható végre és ezzel éppen leglényegesebb előnyét — gyorsaságát — elveszti.

* * *

Függelék

A szemléletesség kedvéért a vizsgált kérdést — a MOS eljárásban alkalmazott közelítést — tisztán geometriai eszközökkel is tárgyaljuk.

Egy koordináta-rendszerben vegyünk fel az y tengellyel párhuzamosan egy $x = A$ egyenletű, és tőle d távolságra egy $x = B$ egyenletű egyenest. Az x tengellyel páruza-



12. ábra

Fig. 12

Puc. 12

mosan vegyünk fel egy $y=C$ egyenletű egyenest, ezen az egyenesen az (A, C) ponttól n távolságra levő pontot jelöljük (x_1, C) -vel, a (B, C) ponttól n távolságra eső pontot pedig (x_2, C) -vel (12. ábra).

Ezután írjuk fel az (x_1, C) ponton átmenő $(A; 0)$ csúcspontú hiperbola és az (x_2, C) ponton átmenő $(B; 0)$ csúcspontú hiperbola egyenletét. A hiperbola középponti egyenlete

$$\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = 1,$$

ahol a a hiperbola nagytengelyét b pedig a kistengelyét jelöli;

ha $y=0$, akkor

$$\frac{A^2}{a^2} = 1, \quad \text{illetve} \quad \frac{B^2}{a^2} = 1,$$

azaz a nagytengely

$$a = A, \quad \text{illetve} \quad a = B,$$

kistengelyek az (x_1, C) , illetve (x_2, C) pontok behelyettesítésével számíthatók

$$\frac{x_1^2}{A^2} - \frac{C^2}{b^2} = 1, \quad \text{illetve} \quad \frac{x_2^2}{B^2} - \frac{C^2}{b^2} = 1.$$

Átrendezve az egyenleteket

$$b^2 = \frac{C^2}{\frac{x_1^2}{A^2} - 1}, \quad \text{illetve} \quad b^2 = \frac{C^2}{\frac{x_2^2}{B^2} - 1}.$$

A tengelyek ismeretében már felírhatjuk a hiperbolák egyenleteit

$$\frac{x^2}{A^2} - \frac{y^2}{C^2} = 1, \quad (1)$$

$$\frac{x_1^2}{A^2} - 1$$

illetve

$$\frac{x^2}{B^2} - \frac{y^2}{C^2} = 1, \quad (2)$$

$$\frac{x_2^2}{B^2} - 1$$

A MOS eljárás — geometriai lényegét tekintve — az (1) hiperbolát az x tengely mentén d távolsággal eltolja úgy, hogy csúcspontja egybeesék a (2) hiperbola csúcspontjával és azután a (2) hiperbola helyett az eltoltt (1) hiperbolát használja (13. ábra).

Állításunk az, hogy bár az így egymásra tolt hiperbolák két pontja — az $y=0$ és az $y=C$ egyenesre eső két pont — kiinduló feltételeink következtében nyilvánvalóan egybeesik, a két hiperbola mégsem egybevágó és a pozitív síknegyedben nincs is több egybeeső pontjuk.

(Ha állításunk igaz, akkor az eltoltt (1) hiperbola csak közelítése a (2) hiperbolának. Dolgozatunk tárgya éppen ennek a közelítésnek a vizsgálata.)

Állításunk igazolására toljuk el az (1) hiperbolát koordináta-transzformációval az x tengely mentén d távolsággal és az így kapott hiperbola egyenletét hasonlítsuk össze a (2) hiperbola egyenletével (13. ábra).

$$\frac{(x-d)^2}{A^2} - \frac{y^2}{C^2} = 1,$$

$$\frac{x_1^2}{A^2} - 1$$

mivel kiinduló feltételeink miatt

$$A = B - d \quad \text{és} \quad x_1 = x_2 - d,$$

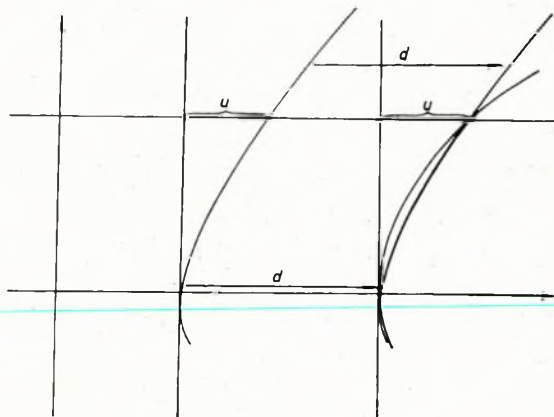
$$\frac{(x-d)^2}{(B-d)^2} - \frac{y^2}{C^2} = 1, \quad (3)$$

$$\frac{(x_2-d)^2}{(B-d)^2} - 1$$

A (2) és (3) egyenletekben ugyanazok a változók és állandók szerepelnek, összehasonlításukkor tehát látható, hogy a két hiperbola tengelyei nem egyeznek meg. A két hiperbola nem lehet egybevágó. Még világosabban látszik ez a hiperbolák aszimptotáinak összehasonlításakor.

Egy hiperbola aszimptotájának egyenlete:

$$y = \pm \frac{b}{a} x.$$



13. ábra

Fig. 13

Puc. 13

Behelyettesítve a (2) hiperbola tengelyeit

$$y = \pm \left[\frac{C^2}{x^2 - B^2} \right]^{\frac{1}{2}} x, \quad (4)$$

és behelyettesítve a (3) hiperbola tengelyeit

$$y = \pm \left[\frac{C^2}{(x_2 - d)^2 - (B - d)^2} \right]^{\frac{1}{2}} (x - d). \quad (5)$$

A (4) és (5) aszimptota egyenletek más meredekségű és más tengelymetszetű egyeneseket írnak le. Különböző aszimptotákhoz tartozó hiperbolák pedig nem lehetnek egybevágók.

IRODALOM

- W. SCHNEIDER, 1971: Developments in seismic data processing and analysis (1968–1970) Geophysics, Vol. 36. No. 6. pp. 1043–1073.

АНАЛИЗ АППРОКСИМАЦИИ, УСКОРЯЮЩЕЙ ВЫЧИСЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ПРИ ПРИМЕНЕНИИ МЕТОДА СУММИРОВАНИЯ С ПОСТОЯННЫМИ КИНЕМАТИЧЕСКИМИ ПОПРАВКАМИ

Т. БОДОКИ, Л. ДЬЕРДЬ, Э. МИТУХ, И. ПОЛЬЦ*

В основе методов вычисления скоростей, применяемых в современной сейсморазведке по МОВ лежит анализ разностей времен ΔT . Одним из таких методов является метод суммирования с постоянными кинематическими поправками (в дальнейшем: МСПКП). В МСПКП при допущении подобия гипербола предусмотрена аппроксимация для ускорения вычислений. Ниже будут рассматриваться правильность этого допущения и пределы его действительности. Такой анализ является актуальным тем более, что Шнейдер (1971) рассматривает данный метод как сердце обработки сейсмических данных.

Входными данными в МСПКП является серия каналов с различными расстояниями x , относящихся к общей глубинной точке. Каналу с наибольшим расстоянием (X_{\max}) приписывается определенная величина разности времен ($\Delta T(X_{\max})$) и для заранее заданного по ней эталонного времени (T_0), при помощи хорошо известной формулы кинематических поправок, вычисляются гипербола, т. е. величины, относящиеся к расстоянию между пунктом взрыва и сейсмоприемником (X_i) для остальных каналов ($\Delta T(X_i)$).

$$VT(X_i) = \sqrt{T_0^2 + \frac{X_i^2 \Delta T(X_{\max}) [2T_0 + \Delta T(X_{\max})]}{X_{\max}^2}} \quad (1)$$

Рассматривая полученные таким образом величины $\Delta T(X_i)$ как величины характера статических поправок, каналы исправляются и серия каналов суммируется. Там, где сигналы суммируются без фазовых разностей, теоретическая гипербола хорошо аппроксимирует наблюдаемую гиперболу, соответствующую истинным разностям времен ΔT . Соответствующие скорости получают по формуле кинематических поправок:

$$V(T) = \frac{X_{\max}}{\sqrt{[2T + \Delta T(X_{\max})] \Delta T(X_{\max})}} \quad (2)$$

где T — время прихода событий, суммируемых по фазе в суммотрассе.

При повторном проведении данной операции с равномерно увеличиваемыми или снижаемыми величинами $\Delta T(X_{\max})$ можно определить каждую из величин скоростей, встречающихся в записи.

* Венгерский геофизический институт им. Этвеша
Рукопись поступила: 8 марта 1973 г.

Следовательно, применяемая аппроксимация — подобие гипербол — выражается в виде:

$$\Delta T(X, T) = \Delta T(X, T_0), \quad (3)$$

если

$$\Delta T(X_{\max}, T) = \Delta T(X_{\max}, T_0). \quad (4)$$

Если (3) не выполняется для каждого из значений X и T , то, обозначая функцию погрешностей через $H(X, T)$, получим:

$$H(X, T) = \Delta T(X, T) - \Delta T(X, T_0). \quad (5)$$

Развертывая это выражение получаем

$$H(X, T) = \sqrt{T^2 + \frac{X^2}{V^2}} - \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V_0^2}} + T_0 - T, \quad (6)$$

где V и V_0 — среднеквадратичные скорости, определяемые соотношением (2) для времен T и T_0 , соответственно.

Из условия (4) вытекает, что

$$H(X_{\max}, T) = \sqrt{T^2 + \frac{X_{\max}^2}{V^2}} - \sqrt{T_0^2 + \frac{X_{\max}^2}{V_0^2}} + T_0 - T = 0. \quad (7)$$

(Для наглядности геометрическая формулировка проблемы дается в Дополнении.)

Для добротности аппроксимации, применяемой для ускорения вычислений, наиболее характерна предельная величина функции $H(X, T)$ по X в интервале от $X=0$ и $X=X_{\max}$, в зависимости от T . Это означает максимальное отклонение гипербол, подсчитанных по формуле кинематических поправок и применяемых в МСПКП. Следовательно, в нижеследующем дается вычисление этой величины.

Функция $H(X, T)$ имеет предельную величину, если

$$\frac{\partial H(X, T)}{\partial x} = \frac{X}{V^2 \sqrt{T^2 + \frac{X^2}{V^2}}} - \frac{X}{V_0^2 \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V_0^2}}} = 0. \quad (8)$$

Из этого экстремум H по X :

$$X = \sqrt{\frac{T^2 V^4 - T_0^2 V_0^2}{V_0^2 - V^2}}. \quad (9)$$

Местом экстремума является и $X=0$, однако для анализа это не имеет значения, так как здесь величина подстановки функции также равняется нулю.

Подставляя (9) в (6) получаем экстремальную величину функции. Обозначим ее через $H_0(T)$.

$$H_0(T) = \sqrt{\frac{[T^2 V^2 - T_0^2 V_0^2](V_0^2 - V^2)}{V^2 V_0^2}} + T_0 - T, \quad (10)$$

где величина V и V_0 определяется условием (7) и соответствующим значением $\Delta T(X_{\max})$.

Свободно подбираемыми параметрами МСПКП являются T_0 , X_{\max} и $\delta \Delta T(X_{\max})$, т. е. шаг $\Delta T(X_{\max})$. В том числе $H_0(T)$ зависит только от T_0 и X_{\max} , в связи с чем вычисления проводятся для различных величин этих двух переменных.

Функции H_0 , подсчитанные по формуле (10) были представлены на плоскости $V_0—T$, причем на этой же плоскости было изображено и соотношение $V_0—V(T)$.

Результаты, представленные на первых трех рисунках, получены с параметрами $T_0 = 1,5$ сек. и $X_{\max} = 1000, 2000$ и 5000 (рис. 1—3). На рисунках величины изолиний H_0 выражены в миллисекундах.

Из рисунков видно, что H_0 имеет положительную величину при временах, меньших эталонного времени ($T < T_0$) причем она повышается в направлении к оси $T = 0$; степень повышения сильно увеличивается с возрастанием X_{\max} (напр. при $T = 1$ сек и $V = 2500$ м/сек, если $X_{\max} = 1000$ м, то $H_0 \approx 0,5$ мсек; если $X_{\max} = 2000$ м, то $H_0 \approx 3$ мсек, и если $X_{\max} = 5000$ м, то $H_0 \approx 30$ мсек.) При временах, превышающих эталонное время ($T > T_0$), H_0 имеет отрицательное значение, с абсолютной величиной возрастающей с увеличивающимся T и убывающим V . Однако, на отрицательной стороне абсолютная величина H_0 повышается более медленно, чем на положительной. Степень ее возрастания также увеличивается с повышением величины X_{\max} .

Кроме того, по рисункам можно делать следующие выводы. При $X_{\max} = 1000$ м, погрешностью метода можно пренебречь. При $X_{\max} = 2000$ м и малых временах ($T < \frac{1}{2} T_0$), особенно при небольших скоростях ($V < 2000$ м/сек), возникают

уже более значительные погрешности. (Однако, данный участок записей все равно, как правило, теряется при установках 2000 м.) В интервале $T > T_0$ при практически встречаемых скоростях (1500 м/сек $< V < 4500$ м/сек) погрешность пренебрежима. При $X_{\max} = 5000$ м в диапазоне $T < T_0$ метод уже не может использоваться и в диапазоне $T > T_0$ он оказывается эффективным только при скоростях $V > 2500$ м/сек.

При вычислениях, иллюстрируемых на следующих четырех рисунках (рис. 4—7) анализировалась зависимость величины H_0 от T_0 . На рисунках X_{\max} имеет величину 2000 м, а T_0 — 1, 2, 3 и 4 сек. соответственно. Вычисления и рисунки показывают, что изменение величины T_0 менее значительно влияет на поведение H_0 , чем изменение величины X_{\max} . При возрастающих величинах T_0 максимальная величина H_0 , встречающаяся при низких значениях T , уменьшается, причем максимум расширяется в направлении к оси T . Однако, абсолютная величина H_0 — не учитывая совсем малые значения T ($T < 0,7$ сек.) — остается незначительной. В диапазоне $T > T_0$ абсолютная величина H_0 является пренебрежимо малой.

Проведенный анализ показывает, что T_0 целесообразно подбирать в диапазоне от 1,5 до 2,5 сек.

Для иллюстрации практического применения вышеприведенных вычислений величина H_0 , т. е. максимальная погрешность была подсчитана по конкретной функции скоростей γ , полученной в Северовосточной Венгрии. На рис. 8 представлены величины H_0 для различных X_{\max} . Начальные участки кривых при $X_{\max} = 2000$, и особенно при $X_{\max} = 5000$, приобретают очень высокие величины, однако, на практике при подобных длинах установки данные отрезки записей в большинстве случаев теряются. Вторая половина кривых обладает весьма

малыми величинами, что указывает на высокую степень надежности МСПКП в диапазоне $T > T_0$.

На рис. 9 представлена зависимость кривой с параметром $X_{\max} = 2000$ м предыдущего рисунка от величины T_0 . Подобие кривых подтверждает сделанные нами теоретические выводы.

Изучение поведения H_0 для любой другой конкретной кривой скоростей приводит к аналогичным результатам. Это связано с узким диапазоном изменения встречающихся на практике кривых скоростей, с одной стороны и с формой изолиний H_0 — с другой.

Следовательно, практические примеры также показывают, что рассматриваемый метод суммирования с постоянными кинематическими поправками представляет собой высокоточную аппроксимацию приемов, применяющих формулу кинематических поправок при исследовании больших глубин. Его ограничения сказываются только при исследовании небольших по сравнению с длинами установок глубин.

В Геофизическом институте функция H_0 была вычислена также для обработки данных ГСЗ при подборе некоторых необычных для разведочной сейсмоки параметров.

На рис. 10 $T_0 = 8,3$ сек, $X_{\max} = 26\ 000$ м, а на рисунке 11 — $T_0 = 8,3$ сек и $X_{\max} = 50\ 000$ м. По этим вычислениям можно делать вывод о том, что при таких длинах установки МСПКП может применяться, как правило, только для участка $X_{\max} < TV$, при условии $T_0 \leq T$, т. е. величина T_0 должна быть приблизительно равной ожидаемому времени вступления первой полезной волны. Если по какой то причине это не может быть реализовано, то суммирование с постоянными кинематическими поправками должно осуществляться ступенчато, в связи с чем теряется его основное преимущество — быстрота.

* * *

Дополнение

Для наглядности рассматриваемый вопрос — аппроксимация, применяемая в МСПКП — излагается ниже по чисто геометрическому аспектам.

Пусть в системе координат параллельно оси y будет прямая с уравнением $x = A$, а на расстоянии d от нее — прямая с уравнением $x = B$. Проводим параллельно оси x прямую $y = C$, на которой пункт, находящийся на расстоянии n от пункта (A, C) будет обозначаться (x_1, C) , а пункт на расстоянии n от пункта (B, C) — (x_2, C) (см. рис. 12).

Запишем уравнения гиперболы с верхом $(A; 0)$, проходящей через пункт (x_1, C) , а также гиперболы с верхом $(B; 0)$, проходящей через пункт (x_2, C) . Центральное уравнение гиперболы имеет вид:

$$\frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2} = 1,$$

где a — большая, а b — маленькая оси гиперболы.
При $y = 0$

$$\frac{A^2}{a^2} = 1, \quad \text{и} \quad \frac{B^2}{a^2} = 1,$$

соответственно, т. е. большая ось может быть подсчитана путем подстановки

$$a = A \quad \text{и} \quad a = B,$$

а маленькая ось — путем подстановки пунктов (x_1, C) и (x_2, C)

$$\frac{x_1^2}{A^2} - \frac{C^2}{b^2} = 1 \quad \text{и} \quad \frac{x_2^2}{B^2} - \frac{C^2}{b^2} = 1.$$

После перестановки уравнений получаем:

$$b^2 = \frac{C^2}{\frac{x_1^2}{A^2} - 1} \quad \text{и} \quad b^2 = \frac{C^2}{\frac{x_2^2}{B^2} - 1}.$$

Зная оси можно записать уравнения гипербол

$$\frac{x^2}{A^2} - \frac{y^2}{C^2} = 1, \tag{1}$$

$$\frac{x_1^2}{A^2} - 1$$

и

$$\frac{x^2}{B^2} - \frac{y^2}{C^2} = 1. \tag{2}$$

$$\frac{x_2^2}{B^2} - 1$$

В методе суммирования с постоянными кинематическими поправками — с точки зрения геометрии — гипербола (1) смещается по оси x на расстояние d с таким расчетом, чтобы ее верх совпал с верхом гиперболы (2), после чего вместо гиперболы (2) применяется смещенная гипербола (1) (рис. 13).

В результате проведенных исследований нами сделан вывод о том, что хотя два из пунктов — пункты, приходящиеся на прямые $y=0$ и $y=C$ — совмещенных гипербол очевидно совпадают в соответствии с исходными допущениями, но сами гипербола все же не совпадают и даже нет у них дополнительных совпадающих пунктов в положительном квадранте.

(Если этот вывод справедлив, то смещенная гипербола (1) является лишь аппроксимацией гиперболы (2). Цель настоящей работы заключается в изучении именно этой аппроксимации.)

Для подтверждения указанного утверждения смести гиперболу (1) по оси x путем трансформации координат, на расстояние d и сопоставим уравнение полученной таким образом гиперболы с уравнением гиперболы (2). (Рис. 13.)

$$\frac{(x-d)^2}{A^2} - \frac{y^2}{C^2} = 1,$$

$$\frac{x_1^2}{A^2} - 1$$

Поскольку в связи с исходными условиями

$$A = B - d \quad \text{и} \quad x_1 = x_2 - d,$$

$$\frac{(x-d)^2}{(B-d)^2} - \frac{y^2}{C^2} = 1,$$

$$\frac{(x_2-d)^2}{(B-d)^2} - 1$$
(3)

В уравнения (2) и (3) входят одни и те же переменные и постоянные, и так при их сопоставлении можно видеть, что оси гипербол не совпадают, в связи с чем гиперболы не могут быть равными и подобными. Еще яснее проявляется это при сопоставлении асимптот этих гипербол.

Уравнение асимптоты гиперболы имеет вид:

$$y = \pm \frac{b}{a} x.$$

При подстановке осей гиперболы (2):

$$y = \pm \left[\frac{C^2}{x_2^2 - B^2} \right]^{\frac{1}{2}} x,$$
(4)

и при подстановке осей гиперболы (3):

$$y = \pm \left[\frac{C^2}{(x_2 - d)^2 - (B - d)^2} \right]^{\frac{1}{2}} (x - d).$$
(5)

Уравнения асимптот (4) и (5) описывают прямые с разной крутизной и разным сечением осей. А гиперболы, имеющие разные асимптоты, не могут быть равными и подобными.

T. BODOKY, L. GYÖRGY, E. MITUCH, I. POLCZ

AN ANALYSIS OF AN APPROXIMATION MADE IN MOVE OUT SCAN ROUTINES

The majority of velocity analysis techniques used in current seismic data processing is based on a systematic search along move out times. One of these methods is the "Move Out Scan" (MOS). For speeding up computation it is generally assumed in MOS routines that the correction hyperbolas are similar. In the present paper the limits of validity of this approximation will be checked by means of determining the maximal deviations between hyperbolas used for correction and the actual ones. Parameters of the correction hyperbolas (i.e. reference time T_0 , and distance from the shot-point X) will be varied and the results discussed and plotted as functions of reflection time (T) and of reference velocity (V_0). The exact velocity of the correction hyperbola, corresponding to T and X , will be displayed on the same diagrams.

Our investigations prove the MOS process to be a fair approximation of the more elaborated techniques relying on a strict formulation of NMO. It works well under all circumstances but for shallow exploration and its use can be especially advantageous for the range $T \gg T_0$.

As an example the maximum possible error is computed for a velocity function encountered in field practice and a similar computation is carried out keeping in mind the particular circumstances of Hungarian crustal measurements.

The Appendix attached to the paper gives also a geometrical treatment to enable a visual check up of the considerations.

A TEREPI DIGITÁLIS REGISZTRÁLÁS SZÜKSÉGESSÉGE A LYUKSZELVÉNYEZÉS JELENLEGI FEJLETTSÉGI FOKÁN

SALAMON BATUR*

Bevezetés

Bármilyen digitális technika csak számítógépes adatfeldolgozással együtt hatékony. A hatékonyság, vagyis a nagyobb számítási pontosság és nagy adathalmazok gyorsabb, sokoldalú feldolgozása ott domborodik ki, ahol ez — az analóg technikához viszonyítva — bizonyítható gazdasági előnnyel jár együtt.

Az analitikus korszakába lépett lyukszelvényezés által szolgáltatott információk nagy mennyisége, a nehezen tisztázható, vagy területfüggő összefüggések meghatározása előtérbe hozza a digitális technikát. Ehhez járul, hogy az interpretációval foglalkozó szakemberek a számítógépben „megváltót” látnak, hiszen meg akarnak szabadulni az analóg felvételek fáradságos kiértékelésétől és az analóg kiértékeléssel szükségképpen velejáró szubjektív minősítések felelősségétől. Az utóbbi tényező valószínűleg a legfontosabb alapja azoknak a szemléleti vitáknak, amelyeknek középpontjában a *gépi feldolgozás és emberi értelmezés* egymáshoz való viszonya áll. Mielőtt ebben a kérdésben állást foglalnánk, hadd emlékeztessünk arra, hogy a meghatározandó földtani adatokhoz mindenképpen csak közvetett úton juthatunk. A különböző mérőszondák által szolgáltatott ún. elsődleges információkból a kívánt földtani paramétert, ill. a tárolók tulajdonságainak legtöbbjét: pl. a víztelítettséget, szénhidrogén-tartalmat stb. csak további számításokkal kaphatjuk meg.

A méréstechnikai és interpretációs módszerek legszélesebb köre a szénhidrogén-kutatásban és -termelésben alakult ki, mivel a termelés volumene és gazdaságossága a kedvező körülményeket itt megteremtette. Nem szabad azonban megfelelkezni a szilárd ásványi nyersanyagok, valamint a vízkutatás igényeiről sem. Az utóbbi években ezeken a területeken is korszerű mérési eljárások születtek, amelyek a szokásos krotázs-információ (a telep indikációja, mélysége) túlmenően a kitermelendő anyag tulajdonságainak (pl. hamutartalom, érc tartalom) *in-situ* meghatározására is alkalmasak. Az itt alkalmazandó méréstechnikánál és technikai újításoknál a gazdaságosság még élesebben vetődik fel, mint a szénhidrogéniparban.

A digitális adatfeldolgozás lyukgeofizikai bevezetésének, ill. alkalmazásának különféle irányzatai vannak (STEINBRECHER, 1968; SEBESTYÉN, 1972), de ezek kritikája nem feladatunk. Feltételezzük, hogy a számítógépes adatfeldolgozás hívei a *mit, miért, mennyiért* kérdésre bármikor felelni tudnak. Azt is adottnak vesszük, hogy megfelelő számítógép, jól szervezett adatátviteli hálózat és adekvát programrendszer áll rendelkezésünkre, a végeredmények tehát a megrendelőhöz gyorsan eljutnak. Mindezek *elé* kell a krotázsszelvények számítógépbe adható formában rögzített digitális szalagja.

* M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Budapest
A kézirat beérkezése: 1973. okt. 15.

A karotázsszelvények digitálásának kétféle módja van. Az egyik az irodai, amely lehet kézi vagy automatikus. A másik a terepi, vagyis közvetlenül a fúrólukon készülő digitális felvétel.

Az irodai szelvénydigitáló berendezések számos változata alkalmas arra, hogy a hagyományos úton, analóg görbe formájában rögzített szelvényeket digitálissá alakítsa. Ezek a berendezések nemcsak azért jöttek létre, mert egyszerűek és olcsók, hanem azért is, mert a szelvényezés eredményének filmre, vagy papírra rögzítése ma még uralkodó. A legfontosabb ok azonban az, hogy a régebben készült felvételeket érdemes digitálisan újra feldolgozni, természetesen csak akkor, ha megfelelő programjaink vannak. Megfelelő programozásokkal igen sok rejtett információ napfényre hozható, és a kidolgozott programokat éppen ezekkel az anyagokkal lehet a legjobban kipróbálni, hiszen a korábbi értelmezéseket fúrással már rendszerint ellenőrizték, és a fúrások tényei igazolhatják a programok helyességét. Így — viszonylag kis befektetéssel — óriási mennyiségű adathoz juthatunk, és egy regionális feldolgozás földtanilag különösen hasznos lehet.

Ha tehát a digitális feldolgozás bizonyított információöbbltet nyújt, a további lyukszelvényező méréseknél kihagyhatjuk az irodai eljárást és a közvetlen terepi digitálásnak előnyt kell adni, különösen ha gyorsabb és nagyobb pontosságú. Vizsgáljuk meg ezt közelebbről.

Divat vagy megfontolás?

Aki a szakirodalmat visszamenőleg is tanulmányozza, észreveheti, hogy számos tudományág fejlődésében gyakoriak a divatos áramlatok. A szakemberek mindenáron korszerűek akarnak lenni és előrehaladásuk feltételeként a legmodernebb technikai vívmányokra törekednek. A geofizikus is szívesen kijelenti, hogy a *legkorszerűbb műszerek* nélkül nem tud hatásosan dolgozni. Ez így önmagában nem is kárhoztható, de a korszerűség követelményének a teljes mérési-feldolgozási-értelmezési láncra ki kell terjednie.

A szeizmikus kutatásban ma már nem lehet vita az analóg és a digitális mérési-feldolgozási technika fölött, mert a mérendő jelekben rejlő *többletinformációk* és egyáltalában az *óriási tömegű adatok* csak digitális úton dolgozhatók fel. De a lyukszelvényezésben megkérdezhetjük: ma már minden mérészondánk olyan tökéletes kapcsolatban áll a föld fizikai paramétereivel, hogy kizárólag a terepi digitálás hiányzik?

Mielőtt a kérdésre válaszolunk, vizsgáljuk meg tudományos-műszaki szempontból a kérdést. Ismeretes, hogy az USA-ban és a Szovjetunióban egyaránt intenzíven foglalkoznak digitális fejlesztéssel, és Magyarországon is megtörténtek már az első kísérletek. A fejlesztési szempontok — a témát megvilágítandó bizonyos egyszerűsítéssel — két típusba sorolhatók:

a) a műszerkocsiban levő digitális regisztráló *egyszerű* szerkezet legyen, amely a fotoregisztrálóval párhuzamosan a filmre kerülő analóg jeleket számjegyesen is rögzíti;

b) a műszerkocsiban levő digitális regisztráló *komplex* szerkezet legyen, amelybe az a) változat képességein túl új funkciókat (nukleáris spektrum, akusztikus hullámkép stb.) is beépítenek.

Nem említjük külön változatként azt a törekvést, hogy mindkét műszertípust célszámítógéppel, vagy különböző bonyolultságú processzorokkal egészítsék ki, amelyek egyaránt lehetnek analóg vagy digitális szervezésűek.

A két műszertípusnál a digitális mérés technika elektronikai teljesítőképességét azonosnak kell tekintenünk. A mérési eredmények értékelésekor a mérési láncban (jelforrás — mérőműszer — mért érték) elsősorban a jelforrást kell megvizsgálni. A karotázsméréseknél alkalmazandó digitális regisztráló működési alapelve, hogy az egyes mérőcsatornák (a szondák és a hozzájuk tartozó jelkondicionáló áramkörök) jeleit a mélység szerint mintavételezzük és tároljuk. A bemenő adatok tehát a mélységértékek és a mérőcsatornák jelei. Bármilyen mért paramétert a fúrt lyuk tengelyének egy pontjához kell rendelni, ezért a karotázsmérések eredményeinek értékelése során a mélységmeghatározás pontossága igen fontos. A termelési szakemberek szerint „a tárolók részletes elemzését 0,5 m vastagságú rétegszakaszonként kellene elvégezni” (FERENCZY, 1971). Ez az igény csak az egyes szelvényező módszerek eredményeinek matematikai és geofizikai korrelációjával biztosítható, mivel a kábel szelvényezések mélységmérésének abszolút pontossága ennél rosszabb.

A lyukszelvényezéshez ma már általában páncélkábeleket használnak. Ezek használata még kisebb mélységű kutatásoknál is sokkal kedvezőbb, mint a különböző műanyagborításúaké. Egy átlagos sűrűségű fúróiszapba lebecsátott, 13,2 mm átmérőjű, héteres páncélozott karotázskábelben 5000 méter mélységig, saját súlya és a hőmérséklet hatására 25 méter nyúlás is bekövetkezhet! Ezért alkalmazzák a gyakorlatban valamilyen definiált terhelés mellett a kábelre felrakott mágnesjeleket. Ezekkel a mélységmérés pontossága 1%-re biztosítható (ГОРЬЕНКО, 1967). Ezt az értéket a megjelölések pontossága, az átlagos felszíni és lyukbeli hőmérséklet-változás, a különféle iszapok fajsúlykülönbsége, a lyukműszerek terhelésnövelő hatása, valamint az eltérő vontatási sebességek hatása alakítja ki (SZILÁGYI, 1966).

A digitális regisztráló mélység szerinti vezérlését a kábel által meghajtott mérőkerékről lehet megoldani, valamilyen rezolვეrrel. A kábel előbb említett nyúlása, valamint a mérőkerék előtti csúszása ily módon közvetlen hibaként jut a digitális regisztrálóba. Ezért szükséges a kábelre felvitt jelekkel korrekciót végezni. Ezeket a jeleket pedig csak a fenti pontossággal észlelhetjük.

A mélységmérés tehát nem digitális probléma. A digitális regisztrátor a mélységmérés pontosságát nem növeli. Korszerű elektronikus kapcsolásokkal a korrigálás automatikussá tehető, de a kábelre felrakott jelek egyszerű észlelése nem elegendő még az 1% pontosság biztosításához sem, ha az adott lyuk ide vonatkozó jellemzőit nem vesszük figyelembe.

A digitáló mérőcsatornákra különféle jelek kerülnek. A következő gondolatmenetnél tisztán a műszerek elektronikus jellemzőit — a működési módot, a pontosságot, a stabilitást — vesszük figyelembe. A mérőszondáknak a lyukfallyal való tökéletlen kapcsolatát nem tekintjük. A specifikációkból kiolvasható hibahatárt statisztikus jellemzőnek értelmezzük, és úgy számolunk vele, mintha a műszer bemérési „standard deviációja” volna.

Egy ellenállásszelvény készítésekor használt elektronikus áramgenerátor kimeneti áramának instabilitása $\pm 2\%$, a mérőerősítő hosszú idejű instabilitása sem jobb $\pm 1\%$ -nál. A hitelesítéskor felhasznált ellenállások pontossága $\pm 0,5\%$. Tehát a megmért fajlagos ellenállás értéke 68,3% valószínűséggel, $\pm 2,3\%$ relatív hibával terhelt.

Nukleáris méréseknél természetesen a radioaktív sugárzás statisztikus ingadozása a meghatározó. Az általános szelvényezési gyakorlatban ez $\pm 2\%$ relatív, egyszeres szórás szint. Ehhez járul még a szonda detektorának és elektronikájának kb. $\pm 2\%$ -os instabilitása, a ratemeterek kb. $\pm 2\%$ hibája és instabilitása. Az elsődleges nukleáris indikáció átlagértéke tehát 68,3% valószínűséggel, $\pm 3,5\%$ relatív hibával terhelt.

Ezt a becslést alkalmazva, a használatos mérési eljárások műszereinek elektronikus instabilitásából eredő mérési „bizonytalanságok” a következők:

Elektromos ellenállás	$\pm 2,3\%$
Indukciós	$\pm 3,5\%$
SP	$\pm 3,0\%$
Laterolog	$\pm 3,0\%$
Nukleáris (egyszerű)	$\pm 3,5\%$
Akusztikus	$\pm 4,0\%$

Tegyük még hozzá, hogy ha a pontosság definiálásában a mérések reprodukálhatóságának is szerepet juttatunk (HORVÁTH, 1972), akkor a mérőszondák megállapíthatatlan mozgása és a fúrólyuk egyéb zavaró hatásai következtében az elérhető mérési pontosság tovább csökken: a bizonytalanság átlagosan $\pm 5\%$ -ra növekszik (SZILÁGYI, 1970).

A digitális észlelés nem módszer! A digitálás a leírt mérési pontosságot önmagában természetesen nem növelheti meg és félő, hogy a digitalizálás elektronikus bővölete a mérési módszerek tökéletesítésétől a figyelmet (és főleg a pénzt) eltereli. Nyugodtak lehetünk, hogy az elektronikai ipar, a maga fejlődési útján, egyre jobb digitális regisztráló műszereket kínál. De vajon nem marad-e el maga a geofizika jelenlegi eszközeinek javításában és újabbak kutatásában?

A digitális regisztráló „a” típusú fejlesztésével elégedetlen szakember nyilvánvalóan a „b” típusú fejlesztésre törekszik, különös tekintettel az új funkciókra (nukleáris spektrum, akusztikus hullámkép stb.; BARLAI, CZEGLÉDI, MÜLLER, 1973).

Mindenekelőtt ne feledkezzünk el arról, hogy az akusztikus hullámkép amplitúdó – idő pontossága sem jobb néhány százaléknál, mégha ezt elegendőnek tartják is egy új eljárás kezdeti kísérleteinél. A nukleáris spektrális szelvények pontossága pedig, ha szondánk véletlenül instabil (és igen sokszor az), rendkívül rossz lehet. Továbbmenve: a mélységpontonként mintavételezett teljes nukleáris spektrum gyűjtési időtartama, a szonda folyamatos mozgása miatt rövid. Ezért olyan kevés impulzust tartalmaz, hogy a statisztikus hiba következtében nem értékelhető.

A példaként kiemelt két újabb módszer még elméletileg sincs teljesen kidolgozva. Mindkettőt ígéretesnek tartjuk, de el kellene gondolkozni, hogy vajon nem a mérési módszertani alapjának kutatása fontosabb-e, mint a módszertanilag megalapozatlan mérések adatainak digitális jelfrögzítése?

A digitális elven működő voltmérő, amely az „a” típusúhoz, valamint a sokcsatornás amplitúdóanalizátor, amely a „b” típusúhoz szükséges, régóta ismert műszerek. A lyukszelvényezéshez való adaptálásuknak nincs akadálya (ha a divat is úgy kívánja), de ezekkel a föld érintett fizikai paramétereit *nem pontosabban, csak digitálisan* mérhetjük.

Műszaki színvonal

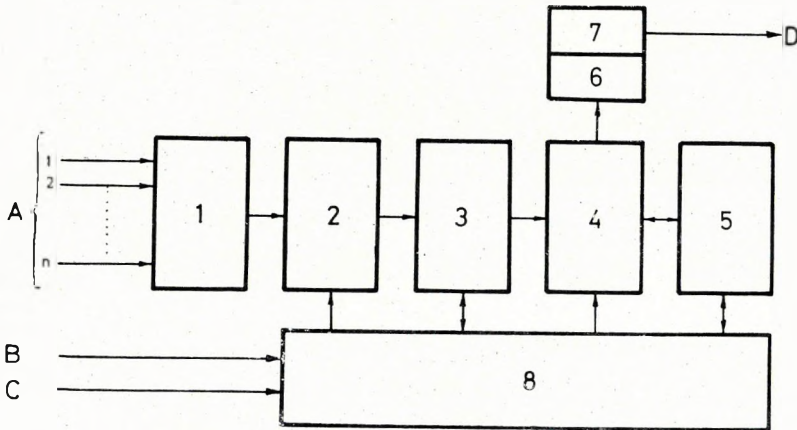
Az utóbbi években az elektronikai iparon belül az integrált áramkörökkel készített, komplett alegységek (A/D, D/A konverterek, analóg multiplexerek, speciális műveleti erősítők, függvénymodulok, tápegységmodulok stb.) kutatása és gyártása óriási mértékben fejlődött. Segítségükkel szinte gyerekjáték egy digitális mérőrendszert összeállítani. Ma már számos cég hoz forgalomba különböző specifikációjú

adatgyűjtő berendezéseket. Könnyű felismerni, hogy a lyukszelvényező mérésekben alkalmazandó terepi digitális regisztráló előbb jellemzett egyszerű („a”) típusa lényegében egy kereskedelembe kapható adatgyűjtő berendezéssel azonos. Milyen specifikációt kell egy ilyen műszernek kielégítenie?

Mindenekelőtt tekintsük át igen röviden a közismert adatgyűjtő rendszerek működését (1. ábra). A feldolgozandó jelek az ún. skálaerősítőkön keresztül a multiplexerre kerülnek, amely ezeket, valamilyen sorrendben, az analóg-digitál konverterre kapcsolja. A konverzió eredményét a viszonylag lassabb működésű mágnesszalagos regisztráló miatt átmenetileg tárolni kell. A tároló tartalmát szokásos számjegyesen kijelezni, valamint (digitál-analóg konverzióval) analóg monitorként megjeleníteni. Az egész rendszer működését, a működés ütemszerűségét, a programozó egység külső utasításra, valamilyen paraméter szerint — a lyukszelvényezésben a mélység függvényében — vezérli.

A továbbiakban, tényekre alapozva, végezzünk egy tipikus, de a szélsőségeket is szem előtt tartó méretezést. A közhelyek használatát mentse, hogy valójában nem is annyira közhelyek.

A *bemeneti jelek* valamelyik szelvényezési mód felszíni egységéből a regisztráló felé kimenő jelek. A bemeneti csatornák számát az egyidejűleg regisztrálható adatok száma határozza meg. Ez a szám, aszerint, hogy a szonda egyszerűbb vagy bonyolultabb, többnyire 2 és 5 között van. Dipmétereknél maximálisan 9, tehát 10-et biztonsággal vehetünk. A bemenő jelek feszültséghatárai általában: 5 és 500 mV.



1. ábra. Egy adatgyűjtő rendszer elvi vázlata: *A* bemeneti jelek, *B* mélységimpulzusok, *C* mélységkorrekció, *D* analóg kimenet, 1 skálaerősítő, 2 multiplexer, 3 A/D konverter, 4 puffertároló, 5 mágnesszalagos regisztráló, 6 számjegyes kijelzés, 7 D/A konverter, 8 programozó egység

Fig. 1. Sketch of a data acquisition system; *A* input signals; *B* depth pulses; *C* depth correction; *D* analog output; 1 scale amplifiers; 2 multiplexer; 3 A/D converter; 4 buffer memory unit; 5 magnetic tape recorder; 6 numerical display; 7 D/A converter; 8 programming unit;

Рис. 1. Схема системы накопления данных: *A* — входные сигналы; *B* — импульсы глубин; *C* — поправки за глубины; *D* — аналоговый выход; 1 — усилители шкалы; 2 — коммутатор каналов; 3 — преобразователь аналог-код; 4 — буферная память; 5 — регистратор с магнитной записью; 6 — цифровое индикаторное устройство; 7 — преобразователь код-аналог; 8 — программирующее устройство

A regisztrálókban levő galvanométerek ezt a jeltartományt kényelmesen fedik. A galvanométerek másik tulajdonsága, a kislekvenciás átvitel, biztosítja a hasznos jelre szuperponálódó nagyfrekvenciás zavarok vágását.

Nem ismeretes olyan tanulmány, amely az analóg lyukszelvények frekvenciaspektrumát tárgyalná. A regisztrátum, a szonda mozgatása miatt, időfüggvénynek tekinthető. Az analóg szelvények alakja a szondák geometriai hatásterétől, a vontatási sebességtől és természetesen a mindenkori földtani viszonyoktól függ. A frekvenciasávot elektromos méréseknél a regisztráló működési sebessége, nukleáris méréseknél az integráló áramkör időállandója korlátozza. A jelenlegi szelvényezések leggyorsabbika, az ellenállás-szelvényezés, kielégítő pontossággal elvégezhető 1 Hz sávzélességű regisztrálóval, amit az évtizedes gyakorlat is igazol.

A bemeneteken nincs szükség digitális jelfogadásra, mert a mai gyakorlatban a regisztrálandó jelek lassan változó, analóg jelek. A nukleáris méréseknél nincs szükség az impulzusszám rögzítésére, ha már a felvétel során az impulzusokat valamilyen függvény szerint, valamilyen földtani paraméterre (sűrűség, porozitás) átszámítottuk. Vannak ugyan konstruktőrök, akik a ratemeterek időállandójában rejlő vontatási sebességkorlát miatt az impulzusszámlálást fontolgatják. *A nukleáris jelenségek statisztikus természete azonban minden ilyen elképzeléssel szemben áll.* A karotázs gyakorlatban szokásos 2%-os valószínű hiba biztosításához ugyanis a mérési időnek az átlagbeütésszámmal való szorzata 1100 kell, hogy legyen. Példának okáért 3 sec mérési időhöz — ami 4 m/min (kis) vontatási sebességnél 20 cm-es mintavételezésnek felel meg — 22 000 cpm átlagbeütésszámot kell biztosítani. A mai gyakorlatban ez általában még nem teljesíthető.

A skálaerősítők feladata a bemeneti jelek megfelelő szintre való erősítése vagy csillapítása és a kellő sávzélességű frekvenciaátvitel. A differenciális bemenet a legcélszerűbb, annak ellenére, hogy a felszíni egységek kimenetei gyakran aszimmetrikusak. A szükséges erősítés mértékét az A/D konverter érzékenysége és a bemeneti jelek nagysága határozza meg. Célszerű az erősítést változtathatóvá tenni, hogy a skálák kalibrálásakor tetszőleges számjegyes értéket be lehessen állítani. Ezáltal a digitálisan mért értékeket — éppúgy, mint az analógokat — azonnal hitelesített skálában rögzíthetjük, és későbbi számítógépes előrendezésre nincs szükség.

Amennyiben az A/D konverter működési tartománya ± 1 V, az analóg multiplexerek átviteli tényezője 1, a skálaerősítők maximális erősítési tényezője 200 kell, hogy legyen. Az aluláteresztő szűréshez a fotoregisztrálók galvanométereinek 0–1 Hz sávja eddig elegendő volt. Ezt a jövőben sem érdemes bővíteni, mert a szondák vontatási sebessége más okokból amúgysem növelhető. Az átviteli sáv után 30–40 dB/D meredekségű vágással elérhetjük, hogy 15–20 Hz-cel működő mechanikus vagy elektronikus pulzátorok zaja elhanyagolhatóan kicsi legyen.

A multiplexer kiválasztásánál probléma nem lehet, a gyártott típusok minden adata megfelel a lyukszelvényezés igényeinek. Egyetlen probléma, hogy 8 bemenetű egységeket gyártanak, a 10 bemenet megvalósítása tehát kissé gazdaságtalan (6 felesleges). Differenciális előrendezésre a multiplexernél nincs szükség, mert a skálaerősítők bemenetén ez már megvan.

Az A/D konverter a legfontosabb egység; specifikációját több szempontból kell megközelíteni. Az egyes mérési módszerek (ellenállásszelvényezés, laterolog, indukciós karotázs, akusztikus és nukleáris karotázs) mérési dinamikája nem azonos. Legnagyobb az ellenállásmérések dinamikája: 0,2–2000 ohmm. Meg kell azonban jegyezni, hogy a gyakorlatban, a különféle szelvényezéseknél, 100-szorosnál nagyobb átfogás ritkán fordul elő, például 1–100 ohmm, vagy 10–1000 ohmm. A dinamika bizto-

sítására tehát előjelképzéssel egy 12 bit-es, vagy egy $3\frac{1}{2}$ BCD tartományú konverter megfelel. Az utóbbi kényelmesebb decimális kijelzést tesz lehetővé. A mérési pontosságra vonatkozóan megállapíthatjuk, hogy ± 1 LSB feloldással valamennyi mérési módszer pontossága kielégíthető. Ez a számítás egyébként megfelel annak az elfogadott definíciónak (Ривкин, 1964), amely szerint a karotázs regisztráló műszerek dinamikája nem más, mint a legnagyobb regisztrálható jel és a még leolvasható legkisebb kitérés (érzékenységi küszöb) viszonya. Galvanométeres regisztrálónál ez a viszonyszám kb. 2000.

I. táblázat

Különbféle lyukszelvényező mérések sebességi jellemzői

Mérés típusa	max. szelvényezési seb. V (m/min)	Mintavételi köz Z (cm)	max. csatornaszám N	$S = \frac{V \cdot N}{Z}$ (1/sec)
Ellenállásmérés, indukciós, laterolog	30	10	5	25
Akusztikus	15	10	2	5
Mikrolog, mikrolaterolog	9	2	4	30
Nukleáris, (gamma, komp. sűrűség porozitás)	9	10	4	6
Diplog	6	5	9	18
Termikus neutronélettartam	6	10	6	6

Az A/D konverter kiválasztását az egész adatgyűjtő rendszer működési sebessége határozza meg. Az I. táblázatban röviden összefoglaltuk az egyes módszerekre vonatkozó sebességi jellemzőket. Ezek azonban csak egy-egy módszerre érvényesek, nem pedig kombinációkra. Ha például akusztikus, vagy indukciós szondát gamma-sugár-detektorral kombinálunk, a szelvényezési sebességet csökkenteni kell. A mintavételi közt Kotelnjikov elmélete szerint végzett számításból (ИТЕНБЕРГ, 1972), 2,5%-os pontosságú szelvényezéshez állapítottuk meg. Az utolsó oszlop adata a másodpercenkénti konverziók számát adja meg. Láthatjuk, hogy a leggyorsabb módszerhez tartozó konverziós idő nem több, mint 33 msec. Ez kis működési sebesség, tehát nyugodtan választhatunk integráló típusú és kettős meredekségű A/D konvertert. Ennek integráló üzemmódja jó zajelnyomást biztosít, és ennél nincs szükség mintavevő és tartó áramkörre. Átlagoló tulajdonsága van. Ha tehát az integráló idő 5 msec, akkor 1 ezrelékes mintavételi hibával 5 Hz-es jel mintatávételezése lehetséges. Ha a teljes konverziós idő 5 msec, akkor 9 csatornáé 45 msec; diplog méréseknél alkalmazott vontatási sebesség mellett ez nem egészen fél centiméter mélységtorzulást okoz, ami elhanyagolható.

Az 1. ábra jelfolyamatának logikáját megszakítva, térjünk most át a *mágnesszalagos regisztrálóra*. Ilyen berendezéseket igen nagy választékban gyártanak. A számítógép-technikában a mágnesszalagos regisztrálónak sok változata terjedt el. Ezeket elsősorban a folyamatos, vagy inkrementális üzemmód, a sávok száma és az ehhez kialakított szabványos felírási formátumok szerint lehet csoportosítani. A kiválasztandó típust a számítógépes kompatibilitás is motiválhatja, mivel azonban

minden eddigi tervezés arra vezetett, hogy a lyukszelvényezésben igényelt rögzítési eljárás formája a számítógépbe adás előtt még egy átírást, vagy szalag-szalag konverziót igényel, a mágnesszalagos regisztráló egység megválasztásánál egyéb műszaki szempontok kerülhetnek előtérbe. Ilyenek: a tárolási kapacitás és a működési sebesség.

A modern adatgyűjtő berendezéseket egyszerű, kazettás mágnesszalagos regisztrálóval készítik, amelyek minden jellemzőjükkel felülmúlják az elődjüknek tekinthető lyukszalagperforátokat. Az utolsó években megjelent típusok működése 480 BPI felírási sűrűséget is biztosít, tehát egy standard kazettán több mint 10^6 bit tárolható. Ez azt jelenti, hogy ha a maximálisan előforduló 9 csatorna 14 bit információját (13 bit mérési tartomány + 1 előjel bit) a hozzá tartozó paritásbittel 5 cm mintavételi sűrűséggel kell tárolni, akkor egy kazettára 400 méter szelvény fér rá. Az átlagoshoz közelebb álló esetben, például a kompenzált sűrűségmérésnél, a 4 adat, 10 cm-es mintavételi sűrűséggel, 1800 méter szelvény készítését engedi meg.

Az inkrementális kazettás mágnesszalagos regisztrálók működési sebessége eléri a 800 bit/sec értéket, ami az I. táblázat szerint minden módszer sebességét (S) meghaladja.

Az üzembiztonság sem elhanyagolandó szempont. A mágnesszalagos regisztrátum hibátlanságát szigorúan kell venni, mert a lyukszelvényezési műveletet általában nem lehet megismételni. Ismeretes az ún. visszhang-ellenőrzés (a felírás utáni azonnali visszaolvasás), elsősorban a nagyobb kategóriájú regisztrálóknál. A prospektusok kazettás regisztrálókra minimálisan az $1:10^6$ hibaarányt adják meg. Ez azt jelenti, hogy egy teljes kazettán levő kb. 10^6 bit-ből átlagosan csak egy lehet hibás, vagyis csak egyetlen információs adatot kell elvetni. Kéértékelési hibát ez nem okozhat, mivel egy 1000 méteres szelvényből 10 cm kiesése elhanyagolható.

A kazettás mágnesszalagos regisztráló kiválasztásánál megemlítendő még, hogy lényeges az inkrementális üzemmód, ugyanis változó csatornaszámnál és szelvényezési sebességnél a tárolási kapacitás gazdaságos kihasználása csak így biztosítható. Ezenkívül célszerű, ha a regisztráló író és olvasó üzemmódban egyaránt tud működni, minthogy a műszerkocsiban csak az azonnali visszaolvasás szolgáltathatja annak gyors ellenőrzését, hogy a berendezés helyesen működik-e.

A puffertároló a gyors mintavételezéssel előállított adatokat átmenetileg tárolja és az ugyanolyan mélységhez tartozókat egyszerre írja át a mágnesszalagos regisztrálóra. Ha az írási sebesség 800 bit/sec, akkor egy 10 csatornától származó 14 bit-es blokkot 180 msec alatt lehet felírni, holott 10 csatorna mérési ideje 50 msec, tehát a tárolás elkerülhetetlen. A tároló kapacitását 10×14 bit-re tehetjük; D-típusú tárolóregiszterekkel ez egyszerűen megvalósítható.

Ez a tároló csak a regisztrálón belüli működés időviszonyait rendezi. Igény van arra is, hogy a komplex mérőszondákban levő detektorok információját egy vonatkozási pontra vetítve vegyük fel. Például a kompenzált sűrűségmérő szondában a természetes gammasugárzást mérő detektor jeleit kb. 2 méterrel kellene késleltetni. Ha ezt a feladatot a tárolóval akarjuk megoldani — mert a mintavételi utasítással való késleltetés is ismeretes — akkor az üzemmódot a ma már kapható, ún. „silómemóriákkal” igen célszerűen kialakíthatjuk. Ha a leírt példánál maradunk, 10 cm-es mintavételezésnél 20×14 bites kapacitás szükséges.

A puffertároló tartalmát célszerű *számjegyesen kijelezni*. Ez a mérések hitelesítését és az egész rendszer működésének vizuális áttekintését szolgálja.

Emellett egy *D/A konverter* egyfelől lehetőséget ad a felvétel közben egy tetszőleges csatorna jeleinek szimultán analóg regisztrálására (ez egyben a nagymér-

tékú hibák egyszerű ellenőrzése), másfelől a mágnesszalagra vett adatok kirajzolását is megoldja.

A programozó egység feladata az egész rendszer működésének vezérlése, rendeltetészerűen elsősorban a mélységimpulzusokkal, amelyek 2,5, 10, 20 cm-enként, ill. ezek egészszámú többszöröseiként érkeznek. A mélységszámlálást is célszerű kijelezni, különös tekintettel arra, hogy a mérés kezdetekor be is kell állítani. A mélységkorrekciós jelek a karotázgyakorlatban a kábelre helyezett, egész számú méterhez tartozó referenciajelek, amelyekkel a valódi mélységet csak az előzőkben vázolt korlátú pontossággal lehet megadni. A vezérlőegységben kell beállítani a mérendő csatornák számát, amelyeket egy ciklus alatt letapogat és egy blokkba foglalva a mágnesszalagra ír. Ugyanitt kell elhelyezni többek között a felvétel előtt rögzítendő ún. fejléc áramköröket, amelyekkel a kezelő a fúrásra és a felvételre vonatkozó azonosító kódokat jegyzi fel.

A bemutatott nagyvonalú tervezés csak egy a lehetőségek közül, de véleményünk szerint a jelenlegi gyakorlatot döntő többségében kielégíti. A megoldás irányába azzal a megfontolással kell haladnunk, hogy a mai üzemelő berendezésekhez kell illeszkedni, lehetőleg kis méretben, egyszerűen és olcsón. A digitális regisztráló így lesz szívesen fogadott „doboz” egy műszerkocsiban!

Költségek

Egy vezető amerikai szelvényező cégtől származó információ szerint (LOUGHNANE, 1973), az USA-ban a szelvényezéseknek mindössze 10%-át dolgozzák fel digitálisan. Ennek nyilván meg van a maga gazdasági és technikai oka. Még Magyarország kis földrajzi távolságai mellett is nehézkes egy olyan lyukszelvényezési technika, hogy a mérés eredményét hordozó mágnesszalagokat valamilyen úton egy számítóközpontba szállítják, majd az eredményt vissza. Ez azért lényeges, mert a terepi digitális regisztráló kutatásának és fejlesztésének pénzügyi kérdéseit nem lehet az egész rendszer kialakításához szükséges befektetésektől elvonatkoztatva szemlélni.

A magyarországi igényeket tekintve: a kőolajipari szükségleteket 8–10 digitális berendezéssel ki lehet elégíteni (CZEGLÉDI, 1970). Az egyéb iparágak igénye — a szerző megítélése szerint — az 5-öt nem haladja meg, de ez is csak akkor áll fenn, ha a berendezések ára az ésszerűség mértékét nem haladja meg. A II. táblázatban, a szélesebb véleményalkotás érdekében, néhány összehasonlító gazdasági adatot közlünk. Megjegyzendő, hogy pontos és minden tekintetben összehasonlító adat gyakorlatilag nincs, de a táblázat összefoglalása jó közelítésnek tekinthető. A dollárárakat a tényleges importárfolyamnak megfelelően (1 \$ ≈ 60 Ft) tüntettük fel.

Az amerikai és magyar adatok többnyire hasonlítanak. Lényeges az eltérés az irodai, kézi szelvénydigitáló berendezés eladási és szolgáltatási ára között [az amerikai adat 1970-es (EVANS, 1970), a magyar adat 1973-as], a mágnesszalagra regisztráló terepi digitáló berendezés szolgáltatási ára között, de a magyar adat egy kísérleti berendezésre vonatkozik.

A tárgyhoz szorosabban tartozó terepi digitális regisztrálók eladási áraiban mutatkozó eltéréssel kapcsolatban megjegyezzük, hogy az INCRE-DATA CORP. ár nem kifejezetten a lyukszelvényezés célját betöltő digitálóra vonatkozik, de véleményünk szerint kis változtatással erre is megfelelő. A magyar „a” és „b” típusú műszerek nagy árkülönbségének oka az utóbbi bonyolultságában kereshető.

II. táblázat

Digitáló berendezések eladási és szolgáltatási árának közelítő összehasonlítása amerikai és magyar viszonylatban

Eladás, ill. szolgáltatás		USA adatok	Magyar adatok
Különböző szelvényezések filmre		0,3–0,5 \$/m (USA-ban) 0,6–2 \$/m (Európában)	0,1–2 \$/m
Irodai kézi szelvény- digitalizáló	eladás	20 000 \$	4500 \$
	szolgáltatás	0,02–0,06 \$/m	2,5 \$/m
Terepi mágnesszalagos digitáló	eladás	20 000 \$(1) 42 000 \$(2)	10 000 (3) 60 000 (4)
		0,06–0,1 \$/m (csak 1 görbére!)	2 \$/m 10 görbére!)
Számítógépes adatfeldolgozás		0,1–1,6 \$/m	n. a.
Kézi adatfeldolgozás		n. a.	1 \$/óra

(1) INCRE-DATA CORP.

(2) DRESSER ATLAS

(3) „a” típusú műszer

(4) „b” típusú műszer

Ha a terepi digitáló berendezés árát, komplett felszerelésű, kőolajipari lyukszelvényező műszerkocsik árához viszonyítjuk, akkor azt látjuk, hogy a terepi digitáló ára egy nagy kategóriájú kocsik árának kb. 2–10%-a, egy közepes kategóriájú kocsik árának pedig 10–50%-a, a típus függvényében. És ezért a pénzért a vevő csak azt kapta, hogy mérési adatai a műszerkocsijában levő hagyományos optikai regisztrátum mellett digitális formában is megvannak. A további adatkezelés — olcsó, minikomputeres *wellsite* analízis vagy távközlés és központi számítógépes értelmezés — minőségétől és mennyiségétől függ, hogy megéri-e. Ha a további adatkezelés nem elégséges vagy nem kellő színvonalú, a digitális adapter teherré válik, a digitális regisztrátumok munkatöbbletet okoznak, a kiértékelő pedig rémülten viszszaemerkül hagyományos analóg görbéihez.

*

A szerző mindenestre hiszi, hogy a lyukszelvényezésben is a *célszerűen* szervezett digitális méréstechnikáé a jövő.

IRODALOM

- BARLAI Z.—CZEGLÉDI I.—MÜLLER P., 1973: A Review of the Status of the Basic Well Logging and Interpretation Methods Applied in Hungary. SPWLA Fourteenth Annual Logging Symposium, Houston, Proceedings, May 6–9, 1973.
- CZEGLÉDI I., 1970: Digitális elektronikus számítógépek felhasználási feltételei és lehetőségei a mélyfúrás geofizikában. Magyar Geofizika, XI. évf. 1–2., Budapest.
- EVANS B.—HILTON, 1970: Status and trends in logging. Geophysics, v. 35, no. 1.

- FERENCZY I., 1971: Kútgeofizikai vizsgálatok helyzete és fejlesztésének iránya a termelő mérnök szemével nézve. Magyar Geofizika, XII. évf. 2—3., Budapest.
- Горбенко Л. А., 1967: Каротажные кабели и их эксплуатация. Издательство «Недра», 1967, Москва.
- HORVÁTH SZ. B., 1972: A fúrólukmérésekből levezetett kőzetfizikai paraméterek megbízhatósága. Magyar Geofizika, XIII. évf. 1—2., Budapest.
- Инстберг С. С., 1972: Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. Издательство «Недра», 1972, Москва.
- LOUGHNANE B. P. (Dresser Atlas), 1973: Szóbeli közlés. Budapest, ELGI.
- Ривкин И. Я., 1964: Автоматические каротажные станции (на многожильном кабеле). Издательство «Недра», Москва.
- SEBESTYÉN K., 1972: Modern geofizikai eljárások, különös tekintettel az adatrögzítés és kiértékelés automatizálására. Magyar Geofizika, XIII. évf. 1—2., Budapest.
- STEINBRECHER D., 1968: Internationaler Stand der Anwendung der Digitaltechnik in der Bohrlochmessung. Wissenschaftlicher-Technischer Informationsdienst, Jahrgang 9/1968. Heft 11.
- SZILÁGYI E., 1966: Vizsgálatok a mélyfúrású geofizikai mélységmeghatározás köréből. Magyar Geofizika, VII. évf. 2—3., Budapest.
- SZILÁGYI E., 1970: A DRSZT—1 típusú szondával végzett neutron-neutron termikus szelvényezés interpretációs tapasztalatai. Magyar Geofizika, XI. évf. 6., Budapest.

Hozzászólás

A cikket lektoráltam, megjelentetését javasoltam és a szerzővel folytatott alapos konzultációk után véleményemet röviden a következőkben foglalom össze.

A szerző munkájában valójában többet ad, mint amit az olvasó a címből várna. Eljut arra a felismerésre, hogy a lyukszelvényezés hazai gyakorlatában a digitális regisztrálás konkrét igényné vált. Eppen ezért részletesen elemzi azokat a fejlesztési irányzatokat, amelyekkel ennek az igénynek a kielégítésére törekszenek. A szerző gondolatai a felhasználó gyakorlati szakember számára nagyon rokonszenvesek. Különösen értékelem azokat a fejtegetéseket, amelyek a hatékonyság és a gazdaságosság követelményeinek következetes érvényesítésével foglalkoznak.

Nem hallgathatom el azonban, hogy az ilyen fejtegetések és megfontolások egy fejlesztési munkának a *tervtanulmány*, ill. *tervcél* stádiumában hasznosak igazán. Kár, hogy több mint öt esztendő ilyen irányú fejlesztési munka után is helyénvaló még erről beszélni.

Megszívlelendőnek tartom továbbá azokat az elveket, amelyekkel a szerző a mélyfúrású geofizikai műszeres család valamennyi tagjának (valamint a felszíni és lyukműszerek) arányos fejlesztését szorgalmazza.

A dolgozat néhány olyan véleményt is tartalmaz, amely részletesebb kifejtést érdemelne. Közelebbi magyarázat nélkül ugyanis ezek vitát váltanak ki. Mivel az érintett kérdésekre és értelmezésük kifejtése a hozzászólás kereteit meghaladná, csak megemlítésükre szorítkozom: a gépi és emberi értelmezés viszonya; az egyes mérésfajták pontossága; az analóg szelvények frekvenciatartománya; a távközlés szerepe.

Deres János
az OKGT geofizikai fejlesztési
osztályának vezetője

A Szerkesztő megjegyzése

A szerző a hozzászóló által felvetett problémákkal egy későbbi tanulmányban kíván foglalkozni.



THE NECESSITY OF DIGITAL FIELD RECORDING IN VIEW OF THE PRESENT TECHNICAL LEVEL OF WELL-LOGGING

B. SALAMON*

Introduction

Any digital technology is only profitable together with computer processing. The profitability, namely greater accuracy and quicker, versatile processing of masses of data should result in economical advantages as compared to the analog approach.

Well logging has reached its analytic stage. The large quantity of information supplied, the evermore complicated expressions and correlations have brought digital technology into the foreground. This development has always been welcomed by the interpreters who regard computers as as many answers from Heaven to their prayers to be saved from the responsibility of subjective judgement inherent to tiring analog interpretation. The disputes: "*man or computer*", are very likely rooted in the latter. Before voting for either, the reader is reminded that the final geological information can, by all means, be obtained indirectly only. The geological parameters required, and the best part of reservoir characteristics (e.g. saturation, CH content, etc.) are products of calculations base don the so-called primary information of the down-hole tools.

The widest range of recording and interpretation methods has come into existence in CH exploration and production. And no wonder, for the bulk and economy of CH production is a very "friendly environment" to such. Recently, however, solid minerals and water need more and more well loggings and require special modern methods rendering new informations as compared to the usual ones, such as e.g. ash content, ore content, and these *in situ*, at that. This technology is even more vulnerable to economical considerations than that in CH industry.

Several trends of introducing and executing digital data processing are known (e.g. STEINBRECHER, 1968; SEBESTYÉN, 1972). The ir analysis, however, is beyond the scope of this paper. It is assumed that the adherents can always answer the questions: *what kind of?, why?, and for how much?* Also it is taken for granted that a proper computer, a well-organized data-transmitting network and an adequate program package are at disposal. A digital tape of the log compatible with the computer applied should serve as the *first* link in this chain.

Logs can be digitized in two ways. The one is office work, either manually or automatically. The other is field work, namely a digital log measured digitally directly in the well.

Office digitizers are suitable to convert traditional, analog curves into digital form. These devices came into existence for being not only simple and cheap but also for the fact that recording on film or paper is still dominant today. The most press-

* Roland Eötvös Geophysical Institute, Budapest
Manuscript received: 15, 10, 1973

ing circumstance, however, might have been that old logs are sometimes worth to be digitally re-interpreted (if there are adequate programs, of course). Thus a mass of hidden information might come to daylight, and this is the most convenient way to check up the programs themselves because earlier interpretations have already been checked up by the geological facts of drillings. And after all, this is an inexpensive way of obtaining a mass of data and a means for correlations and a regional overview.

If it can be regarded as proven that digital processing offers plus-information then why not omit office digitization and start directly in the field with digital recording which is regarded as quicker and more accurate, by the way? Let us have a closer look at this problem.

Vogue or reason?

Thumbing literature some time back, one cannot help but observe ebbs and tides of fashionable tendencies in the history of several branches of learning. Scientists always prefer to be in the vanguard of their profession, the condition of which is the highest technical achievement available. A geophysicist is also inclined to stipulate the *most up-to-date equipments* for his efficient work. No one can be blamed for it, of course, but the requirement of up-to-dateness should cover the entire chain: measurement—processing—interpretation.

In the field of seismic prospecting the disputes over analog or digital preference are over since years, for the complete information-content of a seismic record and the immense bulk of data exclude every way of processing and interpretation, except digital. In well logging, however, we are still faced with the question: is everything all right with the fitting of our down-hole tools to the physical parameters of the Earth, that only digital field recording has remained to be met?

Before answering the question let us have a look at it from the scientific-technical point of view. It is known that both in the United States and in the Soviet Union digital development is intensely tackled, moreover, also in Hungary the first experiments are under way. The main trends of these developments can be classified into two groups:

a) the digital recorder in the truck should be a *simple* device which, parallel with the analog photo-recorder accepts and records signals in digital form;

b) the digital recorder in the truck should be a *complex* equipment which encases, beyond the abilities of variety a), additional functions (nuclear spectrum, acoustic wave pattern, etc.).

There is no need to establish separate subgroups for such endeavours which strive at completing both varieties with special mini-computers or with processors of different level of sophistication organized either analogly or digitally.

The electronic performance of either type is assumed to be identical. When appreciating the results, the first link of the measuring chain (source—equipment—value recorded) should be given the closest scrutiny. The operating principle of digital recording in well logging is that the signals of every single *channel* (probes and signal conditioning circuits attached) are sampled and stored in function of depth. Hence, input data are: depth values and the signals of the measuring channels. Any parameter measured should correspond to some fixed point of the axis of the hole, therefore the accuracy of depth determination in well log analysis is highly important. According to production people "a detailed analysis of pay horizons should be carried

out by considering oil-bearing lenses as small as of 0,5 m thickness" (FERENCZY, 1971). This requirement cannot be fulfilled but through a mathematical and geo-physical correlation of the results of several logging methods, for the absolute accuracy of the depth determination of wire-line loggings is worse than that.

In well logging, nowadays, armoured cables are used, as a rule. They offer more advantages, even in shallow holes than the plastic coated ones. An armoured cable of 13,2 mm diameter, with seven cores, lowered into a mud of average density can, under the effect of its own weight and the temperature, stretch as much as 25 m, in 5000 m depth! This is the reason of applying magnetic marks, tested under some well-defined artificial loading, on the cables. Thus an accuracy of 1% can be achieved (ГОРБЕНКО, 1967). This value is, in fact, a resultant of the accuracy of the marking, of the average temperature variation on the surface and in the hole, of the density differences between different muds, of the load-increasing effect of down-hole tools and of the effect of different hoisting speeds.

A digital recorder can be controlled by the cable-driven counting wheel, through a resolver. The stretching of the cable, mentioned above, and its shift before the counting wheel are, thus, sources of error for the recording system. This explains the necessity of corrections with magnetic marks. The marks can, however, be detected with the error described, only.

Depth determination is, consequently, not a digital problem. A digital recorder cannot increase the accuracy of depth determination. Correction itself can be automatized by modern electronic circuitries, but a simple depth encoding is insufficient to attain even 1% accuracy as long as the influential factors of a given well are not considered.

The digital channels receive several kinds of signals. In what follows, the electronic characteristics of the equipments, e.g. mode of operation, accuracy, stability, will *exclusively* be considered. The imperfect coupling between probes and side-wall will be neglected. The error limits, as usually specified, will be regarded as statistical characteristics and will be taken into account as if they were "standard deviations" of the equipments, when tested.

The instability of the output current of an electronic current generator in resistivity logging is $\pm 2\%$. The long-term instability of the measuring amplifier is not better than $\pm 1\%$ either. The accuracy of calibrating resistances is $\pm 0,5\%$. Hence, the resistivity values measured are burdened with a relative error of $\pm 2,3\%$ with 68,3% probability.

In nuclear logging the statistical fluctuation of radiation is the decisive factor. In general logging practice this means a $\pm 2\%$ relative single dispersion level. Adding the approximately $\pm 2\%$ instability of detectors and down-hole electronics, and a further $\pm 2\%$ error of ratemeters, one will find that the primary nuclear information is, with 68,3% probability, burdened with a relative error of $\pm 3,5\%$.

Going on with this estimation, the "uncertainties" of the usual logging methods, arising from electronic instabilities of the equipments, are as follows:

Resistivity	$\pm 2,3\%$
Induction	$\pm 3,5\%$
SP	$\pm 3,0\%$
Laterolog	$\pm 3,0\%$
Nuclear (simple)	$\pm 3,5\%$
Acoustic	$\pm 4,0\%$

Let us add, that if in defining accuracy also reproducibility is taken into consideration (HORVÁTH, 1972), then the untraceable movements of the probes and the different disturbing effects of the hole further decrease accuracy: the uncertainty increases to $\pm 5\%$ (SZILÁGYI, 1970). Digital recording is by no means a novel logging method! Digitizing, in itself, cannot increase accuracy, and there is reason to believe that the electronic spell of digitalization diverts attention (and money) from *developing a proper methodology*. As to the development of electronic industry the author has no fears, in the future it will always offer better and better digital recorders. But what about perfecting the present geophysical equipments and searching for new ones?

A logging specialist, unsatisfied by a type "a" development of digital recorder, will obviously prefer type "b", especially for its additional functions (nuclear spectrum, acoustic wave pattern, etc.; BARLAI, CZEGLÉDI, MÜLLER, 1973).

First of all, one should never forget that the amplitude—time accuracy of acoustic wave patterns is not better than a few percents either, even if this were regarded as sufficient in the experimental stage of a new method. As for the accuracy of nuclear spectral logs, if the probe happens to be instable (and it frequently is), it may be very unsatisfactory. Going further: the sampling interval of a complete nuclear spectrum sampled at depth-points is, because of the movement of the probe, short. Hence, it contains too few pulses to be evaluated properly in a statistical sense.

The two methods picked out at random to make the point clear are even theoretically not elaborated. Should one not reflect on what is more important: to do basic methodological research, or to record digitally methodologically suspicious measurements?

The digital voltmeter necessary to type "a", and the multichannel amplitude analyzer necessary to type "b", are equipments well known of yore. There is no obstacle against applying them in well logging (especially if in vogue) but with their aid the involved physical parameters will *not* be measured *more accurately, only digitally*.

Technical level

Within electronic industry, the research and production of complete IC sub-units (A/D, D/A converters, analog multiplexers, special amplifiers, function-modules, power supply panels, etc.) have recently made giant strides forward. To construct a digital recording system out of them is hardly more than child's play. Numerous firms offer data acquisition devices of different specifications. It is easy to recognize that the *simple* ("a") type of digital field recorder described earlier is actually identical with a data acquisition device available in the market. What are the specifications to be met by such an equipment?

Before proceeding, let us make a very brief survey of the operation of the commonly known data acquisition devices (Fig. 1). The signals to be processed go, through the so-called scale amplifiers, to a multiplexer which transfers them, in some succession, to the A/D converter. The result of conversion, because of the relatively slower tape recorder, must temporarily be stored. The content of the storage unit is digitally displayed as a rule, and (after D/A conversion) plotted as an analog monitor. The complete unit is operated and synchronized by the program unit, by outer command, in function of some parameter; in well logging e.g.: in function of depth.

In what follows let us make an experimental design, based on facts, and let it be typical, keeping, however, also extremities in mind. The reader will excuse the platitudes. Sometimes they are, actually, not so much platitudes either.

The *input signals* of the recorder are, in fact, output signals from the surface unit of some of the logging methods. The number of input channels is determined by the number of simultaneously recordable data. This number varies depending on the build of the probe (its sophistication, as some prefer to call it), between 2 and 5. In case of dipmeters it is 9 at most, thus if taking 10, one does not cross the security limit. The voltage limits of input signals range, in general, between 5 and 500 mV. This range can easily be covered by the galvanometers of the recorder. Another quality of the galvanometers, the low pass namely, renders cutting high frequency superimposed noises likewise easy.

The literature fails to deal with frequency spectra of analog logs. The record, because of the moving probe, can be regarded as a time function. The shape of analog logs depends on the geometrical range of the probe in question, on hoisting speed and, of course, on the geology of the site. The frequency band is limited by the operational speed of the recorder in electric measurements, and on the time-constant of the integrating circuit in nuclear methods. The quickest present type of loggings, namely resistivity logging, can be done with sufficient accuracy by a recorder of 1 cps band-width, as verified by long practice.

The inputs do not require a digital signal reception for, in the present practice, the signals are slowly varying, analog ones. Neither do nuclear measurements require pulse number counting, especially if, in the course of logging, the pulses had already been turned into geological parameters (density, porosity). There are though specialists who, because of the hoisting speed limit inherent to the time-constant of ratemeters, give a consideration to pulse counting. *The statistical nature of nuclear phenomena, however, contradicts all such conceptions.* To attain, namely, a $\pm 2\%$ error as accepted in well-logging practice, the product of multiplication of the measuring time with the average counting rate must be 1,100. For example: a measuring time of 3 sec, which corresponds to 20 cm sampling interval if hoisting with a (low) speed of 4 m/min, requires 22,000 CPM average counting rate. The present practice cannot afford it, as a rule.

The task of *scale amplifiers* is amplifying or attenuating input signals to the level required, and to render a pass of the appropriate frequency band-width. A differential input is advisable, although the outputs of surface units are often asymmetrical. The gain required is determined by the sensitivity of the A/D converter and by the input signal intensity. A variable gain is suggested in order to set arbitrary figures when calibrating the scales. Thus, values recorded digitally (as well as analogly) can directly be set in calibrated scale and there will arise no need for a later editing by computer.

If the working range of an A/D converter is ± 1 V, and the transfer factor of an analog multiplexer is taken as unity, the maximum gain of scale amplifiers must be 200. Up to now, the 0-1 cps band of the galvanometers of photo-recorders has been sufficient for low-pass filtering. It should not be stretched in the future either, for hoisting speed, for other reasons, cannot be increased. Applying a cut off of 30-40 dB/D slope after the pass-band, one can reduce the noise due to the mechanical or electronic pulsators operating at 15-20 cps, to a negligible low level.

In selecting the proper *multiplexer* no problem will be confronted for the specifications of those on sale meet the demands of well logging. The only problem is

that they consist of 8 inputs and we have 10, so we understand that there will be some waste (6 channels). No differential arrangement is needed for it is already provided by the inputs of scale amplifiers.

The most important unit is the *A/D converter*; its specification should be approached from different points of view. The dynamic range of the individual logging methods (resistivity, laterolog, induction, acoustic, nuclear logging) is by no means the same. Resistivity measurements have the widest range: 0,2–2000 ohmm. As a matter of fact, however, a coverage greater than hundredfold is rare, if any: e.g. 1–100 ohmm or 10–1000 ohmm. To provide the dynamics needed, a converter of 12 bits or one of $3\frac{1}{2}$ BCD range is suitable, with regards to the sign, however. The latter permits an easier decimal display. As to accuracy, a resolving power of ± 1 LSB seems satisfactory for every method. This calculation, by the way, corresponds to a definition widely accepted (Ривкин, 1964) that the dynamics of well logging equipments is nothing but the ratio of the largest recordable signal and of the least readable deflection (sensitivity threshold). In case of galvanometer recorders this ratio is approximately 2,000.

The selection of the A/D converter is motivated by the operational speed of the entire data collecting system. Table I contains a brief summary of speed characteristics for the individual methods. These, however, are valid for single methods only, and not for combinations. If, for example, acoustic or induction logging is combined with a gamma detector, hoisting speed should be decreased. Sampling interval has been determined from a calculation based on information theory (ИТЕНБЕРГ, 1972) for a logging of $\pm 2,5\%$ accuracy. Figures in the rightmost column represent conversions per seconds. It is clear that the conversion time of even the quickest method is not more than 33 msec. This is a low operational speed, hence one can easily select an A/D converter of dual-slope integrating mode of operation. This is very convenient in noise suppression and does not require sample and hold circuit. If the integrating time is 5 msec, a 1% sampling error still permits a sampling of signals of 5 cps. If the total conversion time is 5 msec, in case of 9 channels this goes to 45 msec and at the usual hoisting speeds of diplog measurements depth lag will remain below 0,5 cm, which is negligible.

Interrupting our excursion on the "flow-chart" of Fig. 1 let us now pass over to the *magnetic tape recorder*. Such equipments are on sale in wide variety. They can be classified into groups according to their mode of operation (continuous or incremental), the number of tracks and the corresponding standard of writing. Of course, the selection can be motivated also by computer-compatibility. Since, however, every design, up to now, has led to the conclusion that, before feed-in, a transcription or a tape to tape conversion is inevitable, in selecting the tape-recorder, other technical considerations might come into the foreground. Such are e.g. storage capacity and operational speed.

Up-to-date data acquisition devices are provided with simple cassette recorders, surpassing in every respect their predecessors: the punch-tape perforators. The recent types ensure 480 BPI writing density, thus a standard cassette can store more than 10^6 bits. This means that if 14 bit information (13 bit amplitude + 1 sign) of the maximum possible 9 channels, together with the parity bit, has to be stored with a sampling interval of 5 cm, a single cassette can hold a 400 m long piece of a log. In a less extreme case (as e.g. in compensated density logging), there are four data channels and a sampling interval of 10 cm, which permit the storage of 1800 metres of a log.

The operational speed of incremental cassette tape recorders reaches 800 bit/sec, outdoing the speed (S) of every method listed in Table I.

Table I

Speed characteristics of different well loggings

Method	max. logging speed V (m/min)	Sampling interval Z (cm)	max. channel number N	$S = \frac{V \cdot N}{Z}$ (1/sec)
Resistivity, induction, laterolog	30	10	5	25
Acoustic	15	10	2	5
Microlog, microlaterolog	9	2	4	30
Nuclear (gamma, comp. density, porosity)	9	10	4	6
Diplog	6	5	9	18
Therm. neutr. life time	± 6	10	6	6

The safety of operation is another important aspect. One should be strict about the faultless operation of a tape recorder, for loggings, in general, cannot be repeated. Here the well-known echo-check (immediate play-back) is to be mentioned, in view of larger category recorders, in the first place. Catalogs allow, for cassette recorders, a minimal error-rate of $1:10^6$. It means that from the total amount of data on a tape (10^6 bit) a single bit alone can be deficient, i.e. at most a single data has to be rejected. The interpretation error arising from it is negligible for a 10 cm gap in a log of some 1000 m length has no effect whatever.

In the proper selection of tape recorder the incremental mode of operation is an essential factor since an economic utilization of storage capacity, in case of varying number of channels and hoisting speed, can be vouched for this way alone. It is advisable, further, that the recorder should work in both *write* and *read* modes, for the best check of correct operation is immediate play-back.

The *buffer memory* temporarily stores the data obtained in one sampling cycle and when all samples belonging to the same depth have been gathered transcribes them simultaneously onto the tape recorder. If the writing speed is 800 bit/sec, then a block of 14 bits consisting of data from 10 channels can be written in 180 msec, even though the measuring time-span of 10 channels is only 50 msec, i.e. the storage is inevitable. The capacity of the buffer memory can be estimated as 10×14 bits, easily attainable with storage registers of D-type.

This unit organizes the due succession of data within the recorder only. In some cases, however, there is a certain delay between signals referring to the same datum point. For instance, in the probe, used in compensated density logs, the signals of the detectors measuring natural gamma rays should be delayed by 2 m. If this operation has to be performed by the storage unit (it could be done by a sampling command as well), it is still possible to use the so-called "silo-memories", on

sale nowadays. Referring to the previous example, for a sampling interval of 10 cm a 20×14 bit capacity is required.

Further, it is advisable to have a *numerical display* facility of the content of the buffer memory unit. This is a test of the measurement and a visual check of the operation of the whole system. If we attach a *D/A converter* it renders simultaneous analog recording possible (to check gross errors) together with plotting the data recorded on tape.

The task of *programming unit* is to control the complete system, first of all with depth encoder pulses arriving at every 2,5, 10 or 20 centimetre or their integer multiples. Depth encoding as well should be displayed, especially because it has to be set before measurement. Depth-correction marks are reference marks on the cable, they give depth values with the uncertainty described in the foregoing. The number of channels is set in the control unit. The channels are scanned in due turn in every sampling-cycle, comprised in a block, and written on the tape. The so-called header circuits for the preamble (i.e. identification of drilling and logging) are inserted into this same unit.

This overall, sketchy design is only a single possibility of the many, but it mostly meets the present demands. The motto of considerations should be that a digital adapter *must fit to presently* operating equipments, as simply, as cheaply and in as small a size as possible. If so, the digital recorder will be a welcome "box" in the instrument-truck.

Expenses

The author has been informed by a leading American well logging corporation (LOUGHNANE, 1973) that in the United States some 10% of the logs are handled digitally. This percentage ratio obviously has both its economic and technical reasons. Even in Hungary, no matter how small she is, it would be rather troublesome to transport taped logs into a computer centre and the results back. This is mentioned in order to warn that digital field development must be judged with due regards to the financial background of the *entire system*.

As to our home needs: CH industry can be satisfied with 8-10 digital equipments (CZEGLÉDI, 1970). The rest of mining branches are thought to require 5 more equipments but within reasonable price limits only. Table II contains some comparative financial data. There are no exact and in every respect comparable data at disposal but Table II is a rather close approximation. In the Hungarian column, the dollar-prices correspond to actual foreign trade prices, meaning actually ones c.i.f. Budapest.

The American and Hungarian data are mostly close enough to each other. Serious difference can be observed in the sales and service prices of manual office digitizers [the American price dates back to 1970 (EVANS, 1970), the Hungarian price is valid in 1973], in the service prices of field tape digitizers; the Hungarian figure, however refers to an experimental specimen.

As to the price difference in digital field recorders (which we are dealing with, actually), the price of INCRE-DATA CORP. refers not to a well logging digitizer exactly, but to one suitable for this purpose with a slight alteration. The large price difference between Hungarian recorders of "a" and "b" type finds its explanation in the complicated build of the latter.

Table II

An approximate comparison of digital field recorders on sale and in service in American and Hungarian relation

Sale and Service		USA data	Hungarian data
Recordings on film		0,3–0,5 \$/m (USA) 0,6–2 \$/m (Europe)	0,1–2 \$/m
Office manual digitizer	sale	20,000 \$	4,500 \$
	service	0.02–0.06 \$/m	2.5 \$/m
Digital field tape recorder	sale	20,000 \$ (1) 42,000 \$ (2)	10,000 (3) 60,000 (4)
	service	0.06–0.1 \$/m (for 1 curve!)	2 \$/m (for 10 curves!)
Computer processing		0.1–1.6 \$/m	no data
Manual processing		no data	1 \$/hour

(1) INDRE-DATA CORP.

(2) DRESSER ATLAS

(3) Equipment Type „a”

(4) Equipment Type „b”

Comparing the price of a field digital recorder to that of the completely outfitted well logging equipments usually applied in CH industry, it will be clear that the price of a digital field recorder is 2–10% of a heavy duty equipment, and 10–50% of a medium category one, depending on the type. And what the customer gets for his money is nothing more than a parallel digital record together with the traditional optical ones. It depends on the quality and quantity of further data handling—well-site analysis with a truck-mounted mini-computer or telecommunication, and central computerized interpretation—if it is worth while or not. If this further data handling is insufficient or of an inadequate level, the digital adapter will be a burden, the digital record causes an extra work, and the terrified interpreter takes refuge with the traditional analog curves.

At any rate, the author is still convinced that a *well organized* digital technology will conquer the field of well logging too, sooner or later.

*

For the *Reference list* see the end of the Hungarian text.

В. ШАЛАМОН

О ЗНАЧЕНИИ ПОЛЕВОЙ ЦИФРОВОЙ ЗАПИСИ ДАННЫХ В ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКЕ ПРИ НАСТОЯЩЕМ УРОВНЕ ЕЕ РАЗВИТИЯ

Цифровая техника записи и обработки данных покорила ряд областей научной и быденной жизни. Это связано, кроме ее безродействия, с удобством и широкими возможностями обработки данных (при наличии соответствующих программ), а также с снижением расходов, что в настоящее время сопровождается развитием техники.

В области геофизических работ цифровая техника господствует в сейсмических методах, представляющих большие объемы данных. В промысловой геофизике, поступившей уже в этап аналитических методов интерпретации, несколько лет назад были сделаны первые шаги в направлении внедрения цифровой техники. Еще не поздно поставить вопрос: достаточно развиты различные методы промысловой геофизики для применения цифровой техники? При положительном ответе возникает дополнительный вопрос: кодирующие устройства какой мощности и, в частности, какой стоимости применять для этой цели?

В первое время разрабатывались камеральные кодирующие устройства, так как проводилось преобразование аналоговых каротажных кривых в цифровой код. Однако, в настоящее время достигнутый технический уровень и развитие электронной техники позволяют получать при сравнительно невысоких расходах, цифровые записи прямо на скважине, параллельно с аналоговой записью или вместо ней.

Каким должно быть полевое кодирующее устройство? В связи с этим пока еще ведутся значительные концепционные дискуссии, но все же намечаются два основных направления, а именно, применение простого варианта, когда регистратор с цифровой записью работает параллельно с фоторегистратором, и комплексный вариант, когда цифровой регистратор выполняет новые операции (запись спектра при РК, запись акустической волновой картины), и оусуществляет более сложные преобразования в измерении глубины.

При любом типе цифрового регистратора записывать следует выходные сигналы зондов или панелей, а также сигналы, отмечающие глубины. При настоящем уровне развития электронной промышленности могут изготавливаться высокоточные и сложные схемы. Но во избежание излишних затрат, необходимо проверить задачи каротажных работ и особенности записываемых сигналов.

Точность определения глубин является одной из основных проблем промыслово-геофизических работ. Теоретические расчеты и опыт показывают (Горбенко, 1967), что точность измерения глубин при помощи кабельных меток, проводимого при различных условиях, не выше 0,1 % даже при тщательном вводе поправок. Цифровая техника не может увеличить эту точность, так как она определяется качеством кабеля и техническими особенностями скважин.

По данным каталогов, точность и устойчивость электронных схем зондов и наземных панелей, применяемых при различных методах каротажа, составляет, как правило, $\pm 2-4\%$. Но, за счет неуверенной связи зонда с стенками скважины — характеризуемой степенью воспроизводимости кривых — погрешность записываемых сигналов увеличивается не менее чем до $\pm 5\%$. Естественно, что цифровая техника *само по себе* не может увеличивать эту точность и можно опасаться, что «очарование» цифровой техники отвлечет внимание (и главным образом денежные средства) от усовершенствования методики каротажных работ.

Существующие современные типы каротажной аппаратуры уже с удовлетворительной точностью выполняют прямые аналоговые расчеты, так напр. они непосредственно записывают кажущуюся плотность и пористость. Следовательно, при таких условиях можно сильно оспаривать необходимость цифровой записи первичной информации, получаемой зондами, с тем, чтобы напр. оба упомянутых параметра определить впоследствии при помощи ЭВМ, находясь в центре.

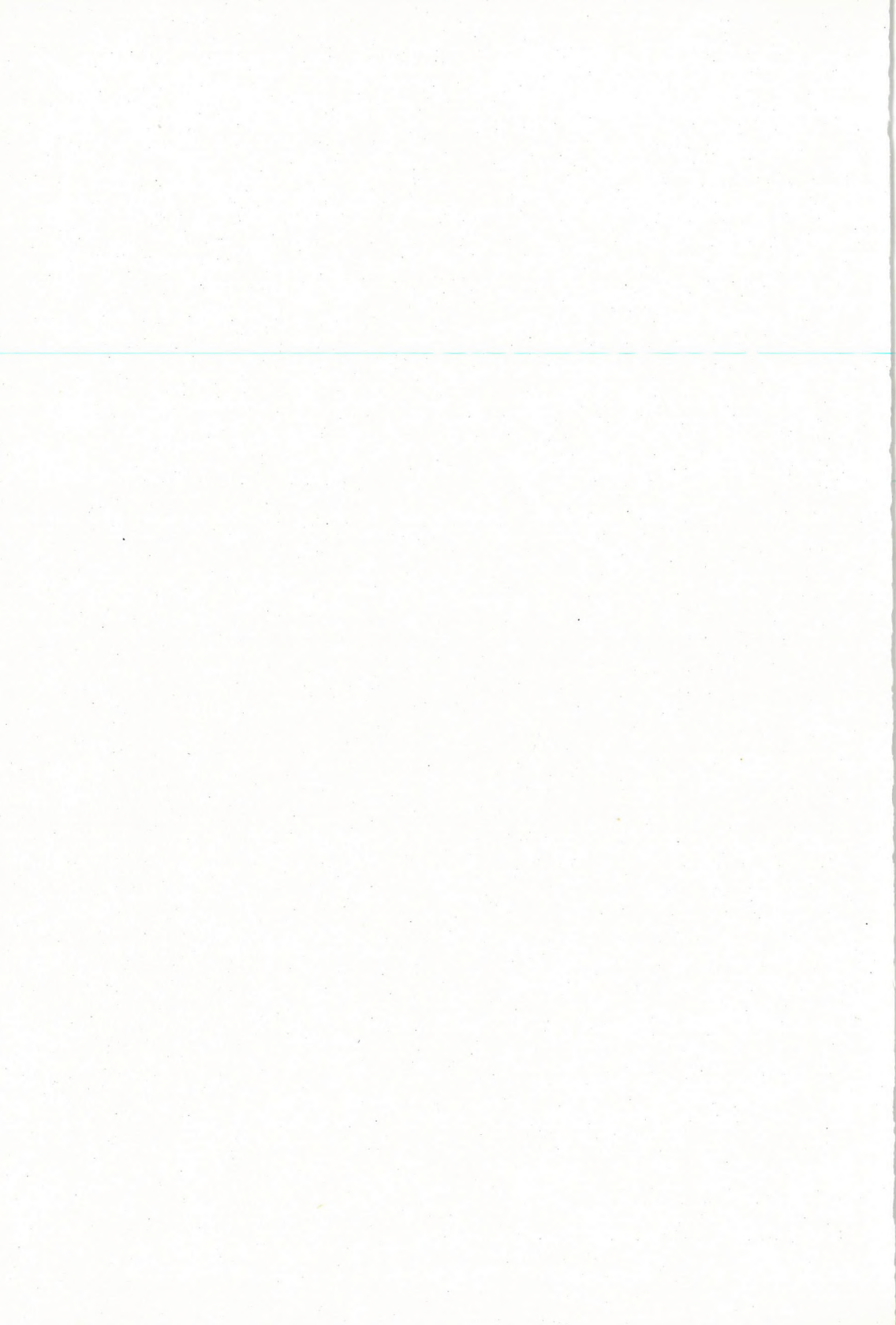
Некоторые сторонники внедрения цифровой техники в промысловую геофизику утверждают, что при соответствующей оснащенности цифрового регистратора можно разработать новую концепцию применявшихся до сих пор методов. Однако, это является не только техническим вопросом, ввиду того, что можно создать аппаратуру с любыми способностями; но какая из крупных каротажных организаций заменит свою аппаратуру высокого уровня сразу и за большие затраты, в то время, как аналоговая информация еще в ряде областей устраивает их. Цифровая запись не представляет собой новый метод и по смыслу вышеизложенного преобразованная в цифровой код информация не обладает повышенной точностью по сравнению с аналоговой, только лишь она цифровая. В связи с этим кажется, что на первом этапе целесообразно создать простой цифровой регистратор, укладываемый в существующую оснащен-

ность каротажных станций и с материальной точки зрения оказывающийся приемлимым в исследовании не только нефтяных, но и более мелких скважин (бурящихся на твердые полезные ископаемые, но воды).

На рис. 1 представлена схема строения общеизвестных систем накопления данных, подходящих для такой цели в промысловой геофизике. Уровни *входных сигналов*, динамический и частотный диапазоны могут определяться в соответствии с требованиями применяемых в настоящее время методов исследований. Характеристика основного ее элемента, *преобразователя аналог-код*, обуславливается, кроме этого, скоростями подъема, приведенными в таблице I. В качестве *регистратора с магнитной записью* целесообразно использовать простой кассетный регистратор — как более современный перфоратор лент. Тактирование регистратора осуществляется программным устройством на основе меток глубин, получаемых соответствующим прибором, ощущающим смещение кабеля.

При оценке расходов необходимо иметь в виду, что полевой цифровой регистратор нельзя рассматривать отдельно от соответствующей системы передачи и обработки данных. Для иллюстрации этих соотношений приводится таблица II. Поскольку легко видеть, что при настоящем уровне развития электронной промышленности всякие аппаратурные требования могут быть удовлетворены, степень внедрения цифровой техники в промысловую геофизику должна определяться пропорциональностью капвложений, если дополнительная информация, получаемая хорошими скважинными приборами, при соответствующей системе дистанционной связи и программ обеспечивает подтвержденные преимущества.

Как во всех областях, в промысловой геофизике будущее благоприятствует развитию цифровой техники. Многосторонняя система программ действительно позволяет получить дополнительную информацию из новых (или старых) фактических материалов, записанных или преобразованных в цифровой код. Рассуждения автора касаются исключительно только настоящего времени.



THEORETICAL LIMITATIONS OF THE HARMONIC ANALYSIS OF EARTH TIDES

P. VARGA*

So much has recently been said about the increased accuracy of gravimeters and horizontal pendulums that we often forget that it is theory itself which limits the resolution power of most of our methods of harmonic analysis of tidal phenomena. True, it is generally understood when analyzing the lunisolar effect that due care has to be taken of phenomena modifying the resulting amplitude ratios (δ or γ) and phase shift (κ). The first group of these phenomena consists of disturbances of exterior origin such as the effect of world oceans, temperature or atmospheric pressure. An other type of disturbances has to do with the instrument itself (non-linearity, instrumental delay and drift, etc.). A great number of papers have been devoted to these questions and it has been pointed out that a proper compensation for these effects substantially improves the final values of δ , γ and κ .

In the present paper we shall assume ideal conditions that is no exterior disturbances, and an ideal instrument, and we are going to show what degree of accuracy can be expected from the different methods of harmonic analysis and how this accuracy depends on the approximations and restrictions of the given methods.

As a matter of fact all of the methods in use date back to DOODSON (1921) who first succeeded to present the lunisolar effect as a sum of 386 elementary waves. Recently CARTWRIGHT and TAYLER (1971) extended this series development to 512 terms, making use of latest astronomical data. However, as shown by ИВАНОВА (1972) there is but a slight deviation between the lunisolar effect and its approximation by DOODSON's series, the greatest error being less than 0,25 μgal for the vertical component, affecting the fourth decimal of amplitude ratio and the second of phase shift. So, even for the increased standards of measurements DOODSON's series development proves accurate.

The first methods of harmonic analysis had been elaborated long before the computer era. Most of the restrictions served computational convenience as e.g. the required continuity of registrations or the preference of some given periods of registration time (of the order of 1 month). Some of these restrictions result in rather drastic effects: ПЕРЦЕВ's 29-day method, e.g. was shown by ИВАНОВА (*op. cit.*) to distort the third decimal of amplitude ratios, the first one of phase shift and to cause as much as 2-3% error in case of K_1 waves. Very likely the same goes for Lecolazet's method even though it takes into account a greater number of terms.

The current use of computers has rendered possible a simultaneous processing of time series, continuous or discontinuous ones as well. The majority of techniques

* Roland Eötvös Geophysical Institute, Budapest
Manuscript received: 1, 6, 1973.

are based on the principle of least mean square errors. A particularly powerful method is that of ВЕНЕДИКОВ (1966) which is claimed by its author to possess definite advantages as compared to ПЕРЦЕВ's or LECOLAZET's methods.

Owing to the extremely small frequency differences between tidal waves it has been necessary, for purely technical reasons, to assume in all methods, no matter whether classic or recent, that in the neighbourhood of the investigated waves the other waves are characterized by the same δ (or γ) and κ values. Even though we realize the necessity of this condition we have to challenge its validity since it is well known that due to the effect of the liquid core of the Earth the δ (or γ) value cannot be constant in the vicinity of K_1 waves. In Table I we have compiled δ values for the vicinity of the K_1 wave according to МОЛОДЕНСКИЙ's second model and following the scheme of ВЕНЕДИКОВ (*op. cit.*). For series shorter than 6 months we obtain $\delta = 1.1471$ and it is only for longer sequences that we get reasonable coincidence between reality and analytic results (for $\delta = 1.1429$ the deviation is 0.0001). ПЕРЦЕВ's investigations have revealed that especially for semidiurnal waves the value of δ is strongly influenced by the effect of oceans even in the interior of continents. At some stations the correction of δ may rise to 0.030. Assuming the extreme case that the δ value of the wave of DOODSON number 255545 lying near M_2 has not changed, the amplitude ratio for M_2 determined from the group will

I. táblázat

Table I

Таблица I

L (6 hó) L (6 months) Ц (6 месяцев)	L (6 hó) L (6 months) Ц (6 месяцев)	Darwin jelöléssel Darwin's notation Дарвиновское обозначение	Doodson-szám Doodson number Аргументное число	Amplitúdó Amplitude Амплитуда	δ
		π_1	162 556	1 029	1.164
		P_1	163 545	199	1.159
			555	17 584	1.158
		K_1	164 554	147	1.155
			556	423	1.153
			165 545	1 050	1.145
			555	53 050	1.143
			565	7 182	1.142
			575	154	1.140
		ψ_1	166 554	423	1.193
	φ_1	167 555	756	1.178	

only change by 0.001. These examples are meant to show that while the above-mentioned restrictions certainly imply some limitations they can cause only minor errors, however.

The gravitational tide is described by the expression

$$Y^*(t) = \sum_{i=1}^{\alpha} \delta_i A_i \cos (\Phi_i + \omega_i t + \kappa_i),$$

which is easily linearized to

$$Y^*(t) = \sum_{i=1}^{\alpha} [\delta_i (\cos \kappa_i) A_i \cos (\Phi_i + \omega_i t) - \delta_i (\sin \kappa_i) A_i \sin (\Phi_i + \omega_i t)]. \quad (1)$$

In Eq. (1) the observed value $Y(t)$ is approximated by $Y^*(t)$: A_i is the amplitude of the i -th elementary wave, Φ_i ; its phase, ω_i its angular velocity, t time. Since A_i , Φ_i and ω_i can be theoretically determined our task is to find the values of $\delta_i \cos \kappa_i$ and $\delta_i \sin \kappa_i$. In order to reduce the number of unknowns VENEDIKOV introduced wave groups by

$$Y^*(t) = \sum_{i=1}^m \delta_i \cos \kappa_i \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \cdot \cos (\Phi_j + \omega_j t) - \sum_{i=1}^m \delta_i \sin \kappa_i \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \sin (\Phi_j + \omega_j t). \quad (2)$$

Here m is the number of groups, m_i being the serial number of the first, n_i that of the last wave belonging to the i -th group. As a matter of fact by solving Eq. (2) we determine the unknown parameters for wave groups instead of individual waves which means the introduction of a further assumption. Suppose we are given $Y(t)$ in the interval $[-L, L]$. To proceed further we have to minimize the error

$$\begin{aligned} & \int_{-L}^L \{Y(t) - \sum_{i=1}^{\alpha} [\delta_i \cos (\kappa_i + \Phi_i) A_i \cos \omega_i t - \delta_i \sin (\kappa_i + \Phi_i) A_i \sin \omega_i t]\}^2 dt = \\ & = \int_{-L}^L [Y(t) - \sum_{i=1}^{\alpha} (A_i^* \cos \omega_i t + B_i^* \sin \omega_i t)]^2 dt = \min. \end{aligned}$$

Setting the partial derivatives $\frac{\partial V(t)}{\partial A_i^*}$, $\frac{\partial V(t)}{\partial B_i^*}$ equal to zero:

$$\sum_{j=1}^{\alpha} a_{ij} A_j^* + \sum_{j=1}^{\alpha} b_{ij} B_j^* = c_i, \quad (3)$$

where

$$\left. \begin{aligned} a_{ij} &= \frac{1}{L} \int_{-L}^L \cos \omega_j t \cdot \cos \omega_i t \, dt \\ b_{ij} &= \frac{1}{L} \int_{-L}^L \sin \omega_j t \cdot \cos \omega_i t \, dt \\ c_i &= u_i = \frac{1}{L} \int_{-L}^L Y(t) \cdot \cos \omega_i t \, dt \end{aligned} \right\} \quad i = 1, 2, \dots, \alpha.$$

$$\left. \begin{aligned} a_{ij} &= \frac{1}{L} \int_{-L}^L \cos \omega_j t \cdot \sin \omega_i t \, dt = 0 \\ b_{ij} &= \frac{1}{L} \int_{-L}^L \sin \omega_j t \cdot \sin \omega_i t \, dt \\ c_i = V_i &= \frac{1}{L} \int_{-L}^L Y(t) \sin \omega_i t \, dt \end{aligned} \right\} i = \alpha + 1, \dots, 2\alpha.$$

Thus Eq. (3) has decomposed into two systems of equations

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^{\alpha} a_{ij} A_j^* &= u_i, \\ \sum_{j=1}^{\alpha} b_{ij} B_j^* &= v_i. \end{aligned} \quad (4)$$

Upon integration Eqs. (4) becomes

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^{\alpha} A_j^* \left\{ \frac{\sin [(\omega_j - \omega_i) \cdot L]}{(\omega_j - \omega_i) \cdot L} + \frac{\sin [(\omega_j + \omega_i) \cdot L]}{(\omega_j + \omega_i) \cdot L} \right\} &= u_i, \\ \sum_{j=1}^{\alpha} B_j^* \left\{ \frac{\sin [(\omega_j - \omega_i) \cdot L]}{(\omega_j - \omega_i) \cdot L} - \frac{\sin [(\omega_j + \omega_i) \cdot L]}{(\omega_j + \omega_i) \cdot L} \right\} &= v_i. \end{aligned}$$

Since L is large we can put

$$\frac{\sin [(\omega_j + \omega_i) \cdot L]}{(\omega_j + \omega_i) \cdot L} \ll \frac{\sin [(\omega_j - \omega_i) \cdot L]}{(\omega_j - \omega_i) \cdot L} = a_{ij}.$$

$$\sum_{j=1}^{\alpha} A_j^* \cdot a_{ij} = u_i, \quad (5)$$

and

$$\sum_{j=1}^{\alpha} B_j^* a_{ij} = v_i.$$

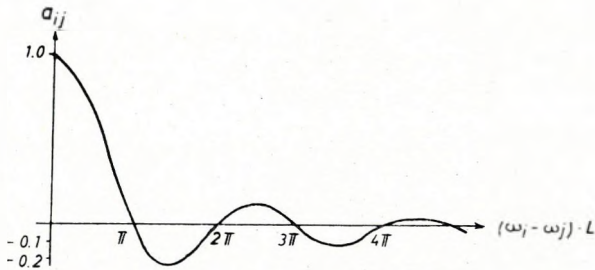
If $\omega_j = \omega_i$ then $a_{ij} = 1$. The plot of a_{ij} in function of $(\omega_j - \omega_i)L$ is shown in Figure 1.

As we have shown above Eq. (5) gives a means to determine the unknowns for individual waves. Consequently, Eq. (2) contains a further hypothesis: we assume that the value of the largest wave of the group coincides with that of the group, i.e.:

within any group ($m_i \leq j \leq n_i$) $a_{ij} = 1$;

outside the group ($j < m_i$ or $j > n_i$) $a_{ij} = 0$.

To have a feeling of the immediate consequences of these assumptions we compute the deviation of the δ value determined from the group from δ of a parti-



1. ábra
Figure 1
Puc. 1

cular wave belonging to the group. Assume that $\delta = 1.000$ and $\varkappa = 0,000^\circ$. For an arbitrary time and latitude (say, $T = \text{January 1, 1900, } 0^{\text{h}}$ U.T. and $\varphi = 45^\circ$) the amplitude values are, taking into account the values of a_{ij} :

$$u_i = \sum_{j=r_i}^{p_i} A_j \cos \Phi_j \frac{\sin(\Delta\omega_j L)}{\Delta\omega_j L},$$

$$v_i = - \sum_{j=r_i}^{p_i} A_j \sin \Phi_j \frac{\sin(\Delta\omega_j L)}{\Delta\omega_j L},$$

where $p_i \geq n_i$ and $r_i \leq m_i$. (The introduction of this inequality is due to the fact that in some cases the waves considered by us are outside the generally used group limits.)

On the other hand the respective values as given by the usual approach are

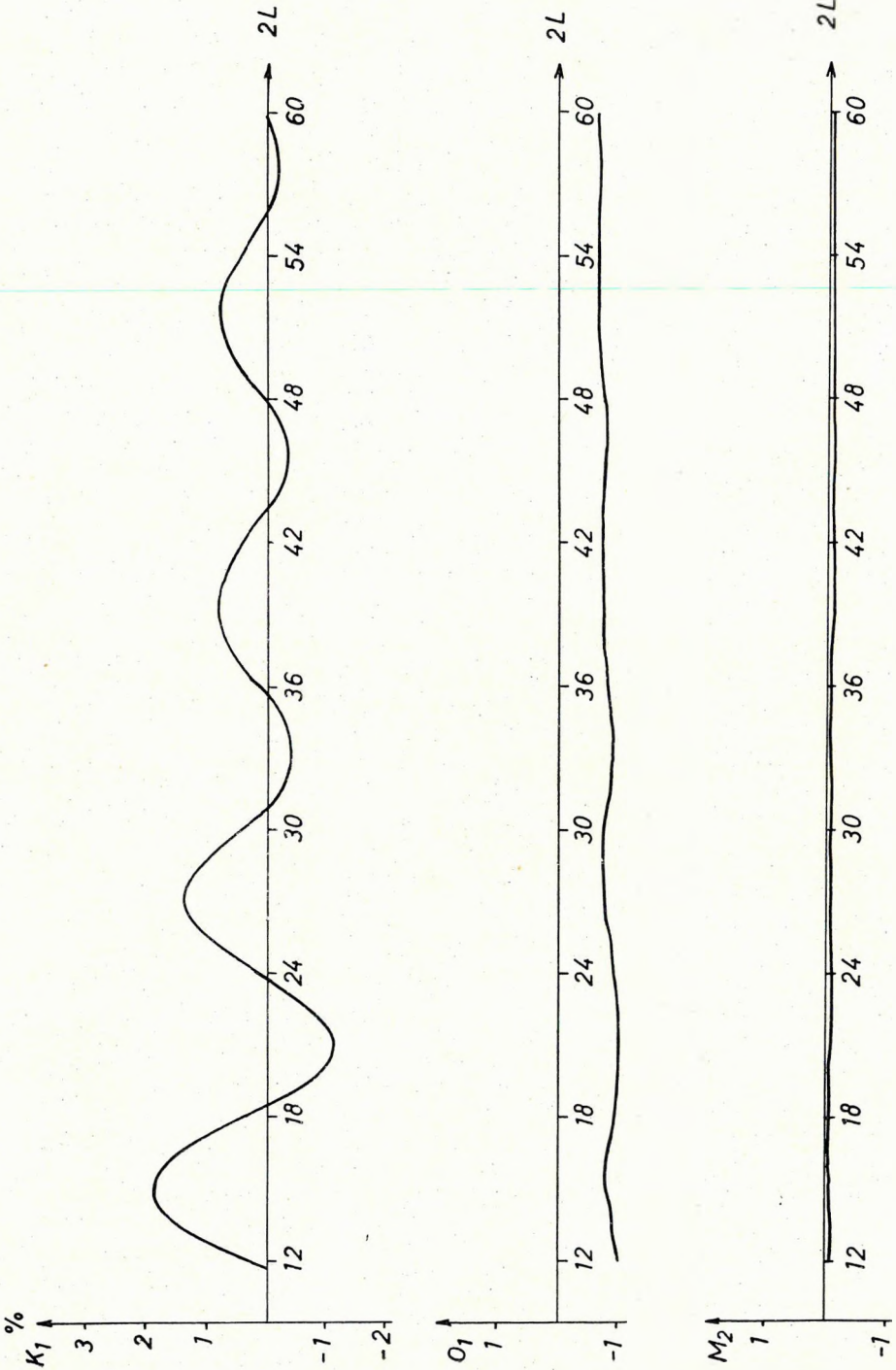
$$\bar{u}_i = \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \cos \Phi_j,$$

$$\bar{v}_i = - \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \sin \Phi_j.$$

The amplitude distortion is characterized by the expression

$$\sqrt{u_i^2 + v_i^2} / \sqrt{\bar{u}_i^2 + \bar{v}_i^2}$$

whose time-behaviour is shown by Figure 2 for K_1 , O_1 and M_2 waves. (Time scale given in month.) The function has a rather intricate shape and for certain values of L the distortion reaches 1–2%. Since the computation of a_{ij} is simple, this side-effect can be eliminated by multiplying the unknowns $\delta_i \cos \varkappa_i$ and $\delta_i \sin \varkappa_i$ by a_{ij} in Eq. (2). An alternative approach could be to adjust the observed and theoretical curves independently of each other,



2. ábra
Figure 2
Puc. 2

IRODALOM

- CARTWRIGHT, D. E.; TAYLER, R. J.; 1971.: New Computations of the Tide-generating Potential, Geophys. J. R. Astr. Soc., vol. 23. 1.
- DOODSON, A. T., 1921.: The Harmonic Development of Tide-generating Potential, Proc. Roy. Soc., A 100.
- ИВАНОВА, М. В., 1972.: Медленные движения земной коры, Наука, Москва.
- МОЛОДЕНСКИЙ М. С., КРАМЕР М. В., 1961.: Земные приливы и нутация Земли, Изд.-во АН СССР, Москва.
- ПЕРЦЕВ, Б. П., 1967.: Земные приливы и внутреннее строение Земли, Наука, Москва
- VENEDIKOV, A. P., 1966.: Une methode pour l'analyse des marées terrestres ... , Ac. Royale de Belgique, Cl. des Sc. 5^e Série, t. III, 3.

VARGA PÉTER

A FÖLDI ÁRAPÁLY HARMONIKUS ANALÍZISÉNEK NÉHÁNY KORLÁTJA

A Föld árapályának analizésére kidolgozott módszerek, számítástechnikai okok miatt, bizonyos feltételezéseket tartalmaznak. A cikk néhány ilyen feltételezés hatását vizsgálja.

Az árapály sorfejtés hullámaihoz tartozó elméleti amplitúdó- (A) és fázis- (Φ) értékek pontosan írják le az abszolút merev Föld felszínén lejátszódó luniszoláris változásokat. Doodson, Cartwright és Tayler sorfejtése, a jelenlegi mérési pontosság mellett, megfelelőnek tekinthető.

Az árapályhullámok frekvenciái között levő igen kis különbségek miatt az összes analizáló eljárás kényszerűségből azt a feltételt tartalmazza, hogy a vizsgált árapály-hullámok környezetében egyforma amplitúdóhányadosú (δ vagy γ) és fáziskülönbségű (κ) hullámok vannak jelen.

Ez a kényszerfeltétel elvileg nem helyes, mert például a K_1 hullám környezetében az amplitúdó hányadosok a Föld cseppfolyós magjának hatása miatt — nem egyformák. 6 hónapnál rövidebb sorozatoknál δK_1 értéke kb. 0,4%-kal tér el a valóságostól. Hosszabb sorozatoknál azonban az eltérés minimális.

Ha a legkisebb négyzetek elvének alkalmazásával egyenlítenek ki, a hullámokat csoportokra osztják és feltételezik, hogy az egyes csoportokra jellemző δ és γ értékek a csoportban található legnagyobb hulláméival egyeznek meg.

Ha az árapály poliharmónikus folyamatát nem csoportonként, hanem hullámonként egyenlítjük ki, a szomszédos hullámok hatása a vizsgálatra összetett, mert egyrészt a csoporton kívül levő hullámok is hatást gyakorolnak, másrészt pedig a csoporton belül levő hullámok torzító hatása is fellép. Ezért nem mondhatjuk egyszerűen, hogy a csoporthoz tartozó δ , γ és κ értékek az egyes hullámokhoz tartozókkal megegyeznek. A torzulás mértéke a körfrekvenciacsúcs-távolság ($\Delta\omega$) és a vizsgált sorozat hosszának ($2L$) függvénye.

Az elméleti árapályt i hullámonként kiegyenlítve és figyelembe véve e hullám m_i -től n_i -ig terjedő környezetét, a következő összefüggéseket kapjuk:

$$u_i = \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \cdot \cos \Phi_j \frac{\sin(\Delta\omega_j L)}{\Delta\omega_j \cdot L},$$

$$v_i = - \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \cdot \sin \Phi_j \frac{\sin(\Delta\omega_j L)}{\Delta\omega_j \cdot L},$$

ahol

$$\Delta\omega_j = 0, \quad \text{ha} \quad j = i.$$

A szokásos módon számított értékek pedig:

$$\bar{u}_i = \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \cos \Phi_j,$$

és

$$\bar{v}_i = - \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \sin \Phi_j.$$

Innen a torzulás jellemzésére a

$$\frac{\sqrt{u_i^2 + v_i^2}}{\sqrt{\bar{u}_i^2 + \bar{v}_i^2}}$$

kifejezést kapjuk.

Ez utóbbi kifejezés értékének időbeli menete K_1 , O_1 és M_2 hullámoknál a 2. ábrán látható. A függvényértékek bonyolultan változnak, és bizonyos L értékeknél a torzulás 1–3% is lehet; ezért egy az adott hullámhoz tartozó δ , γ érték számításánál hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni.

П. ВАРГА

О НЕКОТОРЫХ ОГРАНИЧЕНИЯХ ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗЕМНЫХ ПРИЛИВОВ

В методах, разработанных для анализа земных приливов, для облегчения вычислительных работ, предусмотрены некоторые допущения. В настоящей работе рассматриваются следствия таких допущений.

Теоретические величины амплитуд (A) и фаз (Φ) волн, связанных с разложением приливов, точно описывают лунно-солнечные вариации, происходящие на поверхности абсолютно жесткой Земли.

В связи с весьма незначительными разностями частот приливных волн во всех методах анализа предполагается, что в окрестности изучаемых приливных волн имеются волны с одинаковыми частными амплитуд (δ или γ) и одинаковой разностью фаз (κ).

Данное принудительное условие теоретически не является правильным, так как напр. в окрестности волны K_1 частные амплитуд неодинаковы в связи с эффектом жидкого ядра Земли. В рядах, более коротких 6 месяцев величина δ_{K_1} отклоняется от фактической величины приблизительно на 0,4%. Однако в более длинных рядах имеются лишь незначительные отклонения.

При применении для выравнивания, метода наименьших квадратов, волны разбиваются на группы причем, предполагается, что величины δ и γ , характерные для отдельных групп, совпадают с величинами, свойственными наибольшей волне в данной группе.

Если полигармонический процесс прилива выравнивается не по группам, а по волнам, влияние соседних волн на результаты анализа является сложным, поскольку как волны, находящиеся вне группы, так и волны в пределах группы оказывают искажающее влияние. Поэтому нельзя просто утверждать, что величины δ , γ и κ , характерные для группы, совпадают с этими же величинами, характерными для отдельных волн. Степень искажения зависит от расстояния пика круговой частоты ($\Delta\omega$) и от длины изучаемой серии ($2L$).

Выравнивая теоретический прилив по волнам i и учитывая его окружность от m_i до n_i , получаем следующие соотношения:

$$u_i = \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \cos \Phi_j \frac{\sin(\Delta\omega_j L)}{\Delta\omega_j L}$$

$$v_i = - \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \sin \Phi_j \frac{\sin(\Delta\omega_j L)}{\Delta\omega_j L}$$

где

$$\Delta\omega_j = 0 \quad \text{если} \quad j = i.$$

Величины, подсчитанные обычным способом, имеют вид

$$\bar{u}_i = \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \cos \Phi_j$$

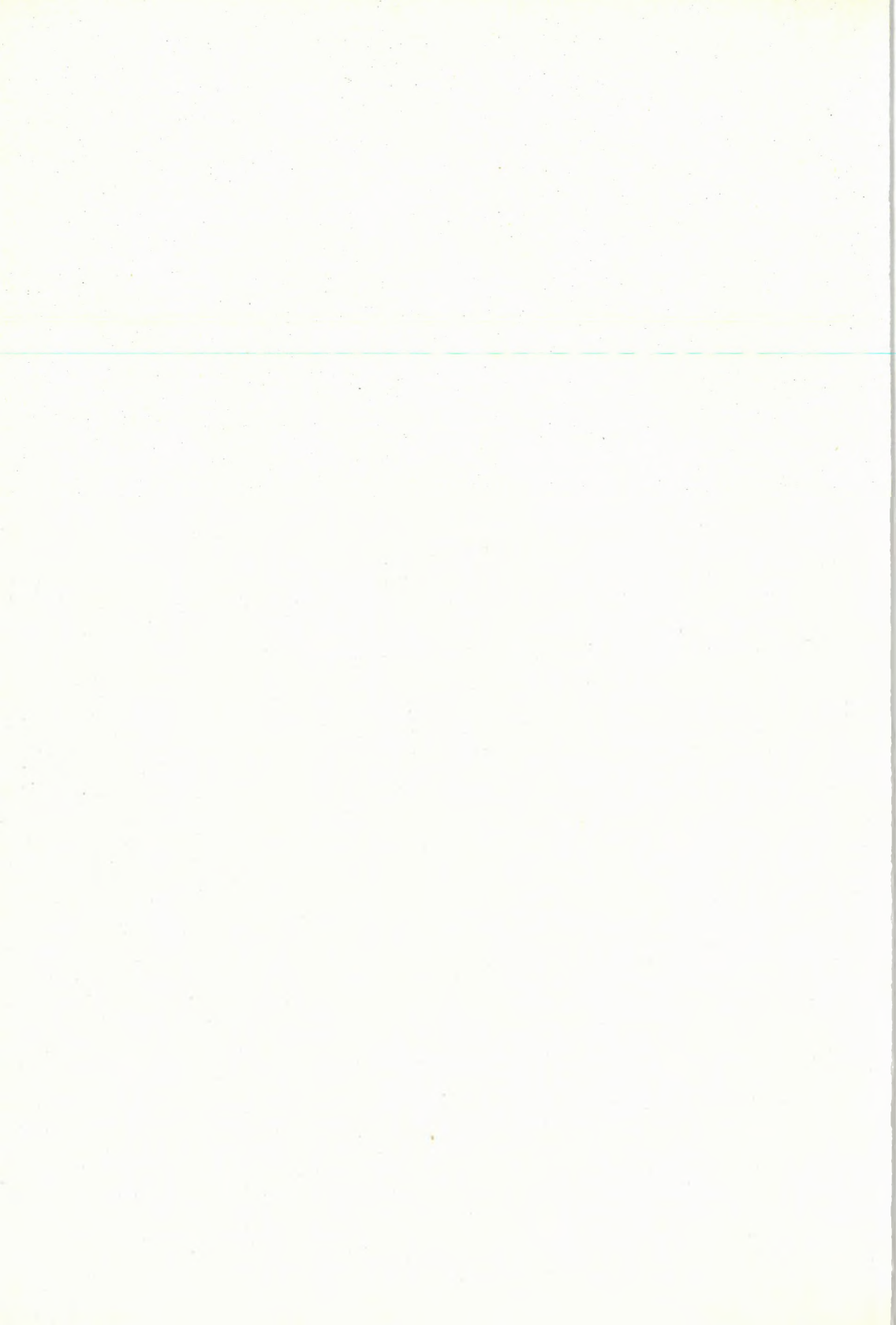
и

$$\bar{v}_i = - \sum_{j=m_i}^{n_i} A_j \sin \Phi_j.$$

По этим соотношениям для искажения получается выражение:

$$\frac{\sqrt{u_i^2 + v_i^2}}{\sqrt{\bar{u}_i^2 + \bar{v}_i^2}}$$

Временной ход этого выражения для волн K_1 , O_1 и M_2 показан на рис. 2. Величины функций изменяются сложно и при определенных величинах L искажение может достигать 1—3%. В связи с этим, при вычислении величин δ , γ данной волны необходимо учитывать искажение.



AZ LVL MÉLYSÉGE EURÓPÁBAN ÉS NÉHÁNY SZOMSZÉDOS TERÜLETEN

BISZTRICSÁNY EDE*

Húsz esztendeje jelent meg Gutenberg értekezése a köpeny „kis sebességű rétegéről” (GUTENBERG, 1954). Kimutatta, hogy e csatorna következtében a térhullámok útja módosul és árnyékszóna, azaz olyan terület keletkezik, ahol a beérkező térhullámok energiája kisebb. A menetidő görbe szakadási helyének két végpontján azonban olyan feltűnő az ugrás, hogy a szokásos matematikai közelítés nem vezet eredményre. A szerző egy korábbi tanulmányában (BISZTRICSÁNY—EGYED, 1972) a

$$t = a\Delta^3 + b\Delta^2 + c\Delta + d \quad (1)$$

közelítést alkalmazta, egyben kidolgozta azt a gyakorlati módszert, amellyel a görbe inflexió pontjának számításához az (1) egyenlet a és b állandójának ismerete elegendő.

Az LVL mélységét Belgrád környékén 88 km-nek, a Kárpát-medencében 74,5 km-nek találták (BISZTRICSÁNY—EGYED, *op. cit.*: BISZTRICSÁNY, 1973). Az eredmény elfogadhatónak tűnt, mert a Kárpát-medence területén a kéreg is jelentősen kivékonyodik.

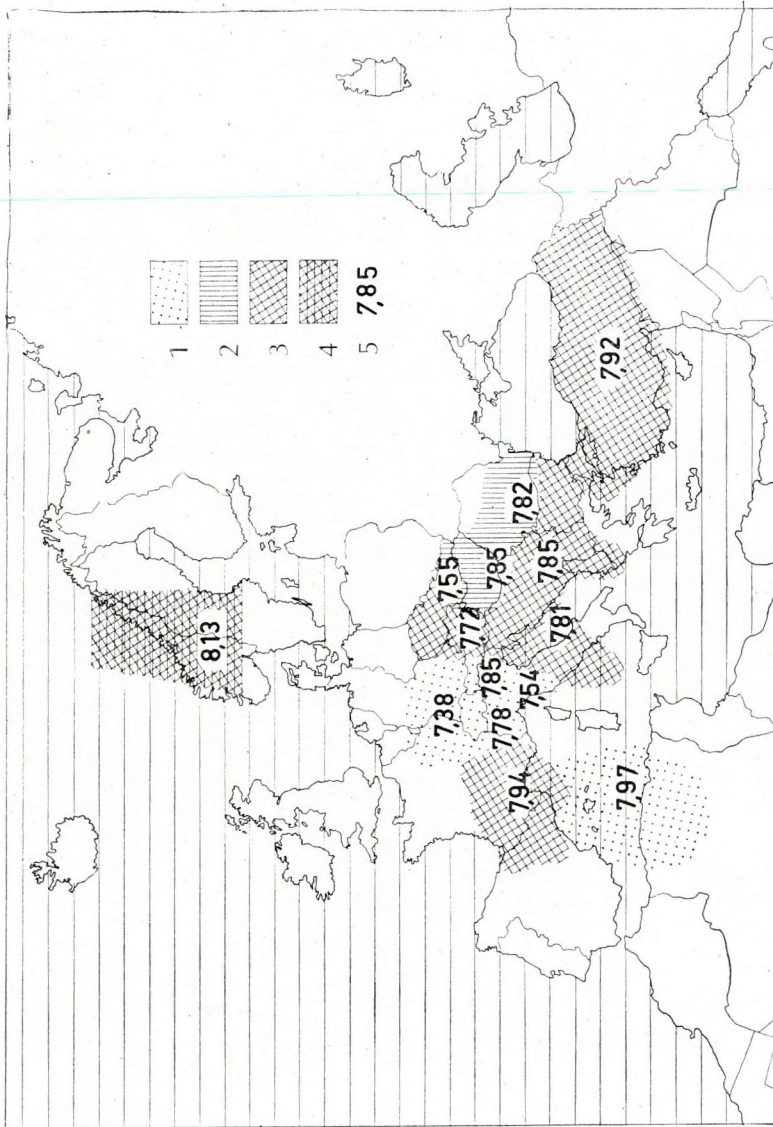
A továbbiakban minden olyan európai területre kiszámítottuk az LVL mélységet, ahol a módszer követelményeinek megfelelő epicentrum-, valamint állomáshely eloszlást találtunk.

Az LVL mélysége (1. ábra) a Közel-Keleten 90 km, Olaszország középső részén 84 és 88 km, az epicentrumtól, ill. az észlelési pont helyzetétől függően. Dél-Franciaországra 87 km-t kaptunk. Feltűnően kis mélységet mutatnak a Nyugat-Németországra és Kelet-Franciaországra vonatkozó számítások: mindössze 60 km-t. A Földközi tenger és Észak-Afrika területének egy részén ugyanilyen kis mélységet találtunk. Egyéb alpi területeken még kisebb a mélység: 52 és 55 km. (Az alpi területeken feltételezhetően a hegység mélyen fekvő gyökerei zavarják meg a hullámutat; ez a rendellenesen kis mélységek oka.)

A Cseh-masszívum alatt az LVL mélysége 87–88 km. A csatorna mélysége a Skandináv félszigeten a legnagyobb: 100 km.

Az egyes területekre vonatkozó számításoknál mintegy 80–200 adatot használtunk fel.

* MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete, Sopron—Budapest.
A kézirat beérkezése: 1973. nov. 27.



I. ábra. A kis sebességű zóna (LVL) mélysége Európában és néhány szomszédos területen 1 < 70 km;

2 70–79 km; 3 80–89 km; 4 90–100 km; 5 $\frac{\Delta t_1 - \Delta t_k}{t_1 - t_k}$

Fig. 1 The depth of the LVL in Europe and in some adjacent territories 1 < 70 km; 2 70–79 km;

3 80–89 km; 4 90–100 km 5 $\frac{\Delta t_1 - \Delta t_k}{t_1 - t_k}$

Рис. 1. Глубина залегания слоя пониженных скоростей в Европе и в некоторых сопредельных регионах

1 — < 70 км; 2 — 70–79 км; 3 — 80–89 км; 4 — 90–100 км; 5 — $\frac{\Delta t_1 - \Delta t_k}{t_1 - t_k}$

IRODALOM

- GUTENBERG, B., 1954: Effects of low velocity layers. *Geofis. Pura e Applicata* 28. pp. 3–12.
- BISZTRICSÁNY E.—EGYED L., 1972: The determination of LVL depth from data of closely spaced seismological stations. *Geofizikai Közlemények*, XXI. 1.4. pp. 81–83.
- BISZTRICSÁNY E., 1973: Computation of LVL depth in the Carpathian basin. *MTA Acta Geol. Geoph. et Mont.*, Budapest (in press).

A Szerkesztő megjegyzése

Vannak adataink, hogy a Gutenberg-csatorna lánchegységek alatt magasabbra emelkedik, mint táblásvidékek alatt, ahol tisztán kontinentális „kifejlődésű”. Sőt, ha igaz a *litoszféra-asztenoszféra izosztázia* (SZÉNÁS, 1973, *Geofizikai Közlemények*, XXI. 1–4.), ennek így is kell lennie. Azok a mélységek azonban, amelyeket a szerző az Alpida vonulatok alatt megjelöl, gyanúsán kicsinyek. Néhol (pl. ahol 52 és 55 km) még *M* diszkontinuitásnak is kicsinyek. Valószínű, hogy az ábrán feltüntetett mélységek hol a Gutenberg-csatorna, hol pedig az *M* diszkontinuitás helyzetét jelölik. A szerző maga is aggályának ad kifejezést a hegységgyökerek torzító hatása miatt. Az aggály teljesen jogos; a Szerkesztő úgy véli, hogy a szerző módszere „tisztá” területekre: tisztán óceáni vagy tisztán kontinentális (táblás) vidékekre alkalmazható.



THE DEPTH OF THE LVL IN EUROPE AND IN SOME ADJACENT REGIONS

E. BISZTRICSÁNY*

Twenty years ago made GUTENBERG (1954) the low velocity layer (LVL) of the upper mantle known. He claims that in consequence of this layer (or channel) the path of waves changes and a "shadow zone" can be observed, namely an area where the energy of arrivals decreases. At the gap in the travel time curve, however, the shift is so great that the usual smoothing procedures are excluded. In an earlier paper (BISZTRICSÁNY—EGYED, 1972) the approximation

$$t = a\Delta^3 + b\Delta^2 + c\Delta + d \quad (1)$$

was introduced, and a practical method was suggested claiming a and b of (1) to be sufficient to calculate inflexion point.

With this method the depth of the LVL has been found as 74,5 km in the Carpathian basin proper, and 88 km in the surroundings of Belgrade. The figures seemed to be reasonable enough for in either region also the crust is thin.

Further on, all European regions have been considered where epicentre- and station-distribution has met the requirements of the method (Fig. 1).

The depth of the LVL in the Near-East is 90 km, in Central Italy 84 and 88 km depending on the epicentral distance and the location. For Southern France 87 km has been obtained. The LVL is surprisingly shallow in the German-French border-zone: 60 km. The same depth occurred in North Africa and in the Mediterranean. In other Alpine territories the LVL is still shallower: 52 and 55 km. (In the Alpine region perhaps mountain roots disturb the raypaths causing irregular values.)

Under the Bohemian massif the depth is 87–88 km. The largest value has been obtained for Scandinavia: 100 km.

In calculating regional values some 80–200 data were used in every region.

The Editor's note

A lot of data suggest that the LVL lies higher under mountain-chains than under platforms where it is purely "continental". Moreover, if *lithosphere—asthenosphere isostasy* really exists (see: Tectonophysics, 15/4 1972, Szénás), this must be so. The depths introduced by the author are, however, suspiciously small under Alpine ranges. In some places (e.g. where 52 and 55 km are indicated) the depth-values are too small to be even *Moho* depths. It seems reasonable to think that the depth values, as indicated in the Figure, are now that of the LVL, now that of the *Moho*. The author himself expresses some doubts about these values, blaming the mountain-roots, for their disturbing effects. Well, the doubts are reasonable enough; the Editorial Office is of the opinion that the author should apply his method to "pure" units: to purely oceanic or purely continental (platform) areas, to wit.

* Geod., Geoph., Inst. Ac. Sc., Sopron—Budapest.
Manuscript received: 27, 11, 1973.



ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЯ ПОНИЖЕННЫХ СКОРОСТЕЙ В ЕВРОПЕ И НЕКОТОРЫХ СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНАХ

БИСТРИЧАНЬ Э.*

20 лет тому назад была опубликована работа Гутенберга о «слое пониженных скоростей» мантии (Гутенберг, 1954). Он показал, что в связи с наличием этого слоя путь пространственных волн изменяется и создается зона экранирования, т. е. зона, в которой интенсивность пространственных зон понижена. Однако, в пунктах перегиба годографа получается столь значительный скачок, что стандартная математическая аппроксимация не оказывается эффективной. В ранее опубликованной статье (Бистричань-Эдьед, 1972) автором применялась аппроксимация вида

$$t = g\Delta^3 + b\Delta^2 + c\Delta + d \quad (1)$$

и был разработан практический метод, при котором для вычисления пунктов перегиба годографа достаточно знать постоянные a и b уравнения (1).

Глубина залегания слоя пониженных скоростей была определена для района г. Белграда равной 88 км, а для Карпатского бассейна — 74,5 км (Бистричань-Эдьед, 1972, Бистричань, 1973). Эти величины казались приемлемыми, так как мощность земной коры также сильно уменьшается в районе Карпатского бассейна.

В дальнейшем глубина залегания слоя пониженных скоростей была определена для всех районов Европы, для которых распределение эпицентров и сейсмологических станций удовлетворяет требованиям метода.

Глубина залегания слоя пониженных скоростей (рис. 1) равна 90 км на Ближнем Востоке, 84 и 88 км в центральной части Италии в зависимости от эпицентра и от положения пункта наблюдений. Для Южной Франции для этой глубины получена величина 87 км. Исключительно низкие величины были получены для Западной Германии и Восточной Франции, составляющие всего 60 км. В некоторой части Средиземного моря и Северной Африки получается такая же малая глубина. В прочих Альпийских районах получены еще более низкие величины, равные 52 и 55 км. (В Альпийских районах путь волн нарушается, по всей вероятности, за счет глубоко залегающих корней гор; с этим связана и аномально малая глубина.)

Под Чешским массивом глубина залегания слоя пониженных скоростей равна 87—88 км. Наиболее глубоко этот слой залегает под Скандинавским полуостровом, а именно, на глубине 100 км.

Для вычислений, проведенных для различных районов, было использовано около 80—200 данных.

* Геодезический и геофизический исследовательский институт АН ВНР, Шопрон — Будапешт.
Рукопись поступила 27 ноября 1973 г.

Замечания редактора

Имеющиеся данные показывают, что зона Гутенберга под горными цепями имеет более приподнятое положение по сравнению с платформенными районами, где она отличается континентальным строением. Если справедлива изостазия литосфера—астеносфера (Сенаш, Геофизический Бюллетень, XXI. 1—4), то это должно быть так. Однако, глубины, подсчитанные автором для Альпид, подозрительно малы. Некоторые из них (напр. 52 и 55 км) оказываются малыми даже для глубины залегания поверхности Мохоровичича. Вероятно, что глубины, указанные на карте, отражают положение то зоны Гутенберга, то поверхности Мохоровичича. Сам автор выражает свое опасение в связи с возмущающим эффектом корней гор. Опасение полностью справедливо: редактору кажется, что предлагаемый метод может применяться для «чистых» регионов — районов с чисто океаническим или чисто континентальным строением (платформ).

A FÖLDRENGÉSEK ROMBOLÓ HATÁSÁNAK VIZSGÁLATA A FÖLDTANI FELÉPÍTÉS FÜGGVÉNYÉBEN

SZEIDOVITZ GYŐZŐ*

Egy földrengés kipattanásakor az azonos távolságban elhelyezett egységes szerkezetű műtárgyak is különböző mértékben károsodhatnak. Ennek néha a mélytektonika, néha azonban a közvetlen környezet különböző földtani felépítése az oka. A különböző földtani szerkezetek gránithoz viszonyított intenzitásnövelő hatása a két-három MSK (MEDVEGYEV, SPONHEUER, KÁRNIK, 1964) fokot is elérheti. Célszerű tehát mérnökszeizmológiai vizsgálatokkal előre meghatározni, hogy milyen lesz a talaj földrengésállékonyasága, ha egy területen földrengés következik be.

E vizsgálatokra kidolgoztak néhány módszert, amelyek a talaj rezonáns frekvenciájának, sűrűségének és a benne terjedő szeizmikus hullámok sebességének mérésén alapszanak (KANAI, 1956, MEDVEGYEV, 1962).

E módszerek nehézkesen, de jól használhatók nem túl bonyolult földtani felépítésű területek vizsgálatánál.

A következőkben a talaj földrengésintenzitás-növelő hatásának meghatározására egy egyszerű és viszonylag gyors módszert ismertetünk.

Különböző földtani felépítésű területeken vizsgáltuk a súlyejtéssel gerjesztett szeizmikus hullámok elmozdulásamplitúdóját a gerjesztéstől 20 m-re. Méréseinket különböző energiájú gerjesztéssel — 120 kp, 3 m magasság (a , b) és 40 kp 1,5 m magasság (c , d) — többször megismételtük. A mérések elkezdésekor az amplitúdók mellett az első beérkezéseket is feldolgoztuk. Az első beérkezések amplitúdója és az egyes területek földtani jellemzői között összefüggést nem tapasztaltunk. Ezért később csak az észlelt rezgések maximális amplitúdóit vizsgáltuk. A továbbiakban \bar{A}_x , \bar{A}_y és \bar{A}_z a különféle talajon mért szeizmikus hullám sugárirányú horizontális, sugárirányra merőleges horizontális és vertikális elmozdulásának maximális amplitúdóját jelenti.

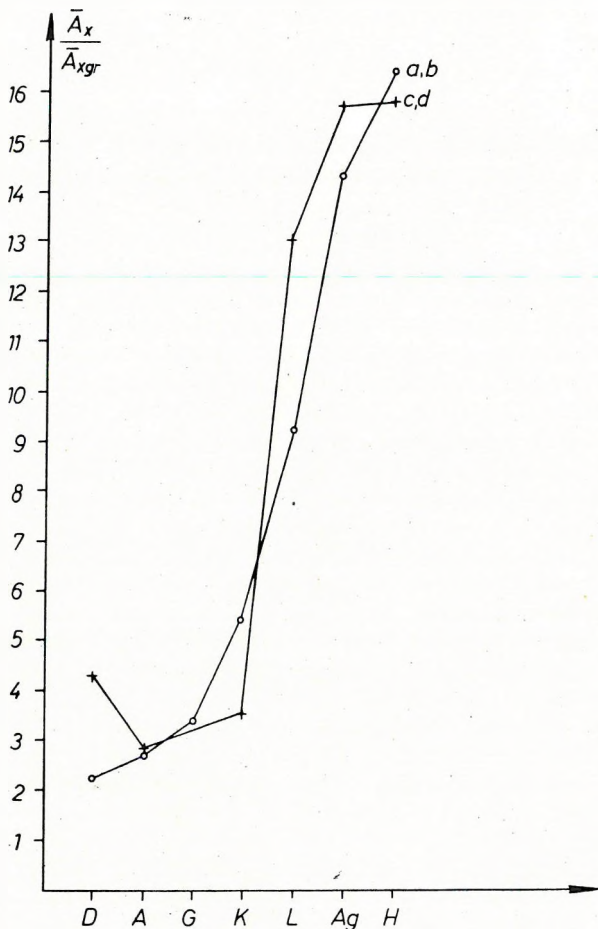
A grániton mért \bar{A}_x amplitúdó értékét jelöljük \bar{A}_{xgr} -rel és képezzük az \bar{A}_x/\bar{A}_{xgr} arányt (1. ábra). A görbék menetét a gerjesztés módja kis mértékben befolyásolja, nagyobb eltérést csak dolomitnál tapasztalhatunk. A horizontális vektor, valamint a teljes elmozdulásvektor maximális értékét a következő módon becsüljük:

$$\bar{A}_H = \sqrt{\bar{A}_x^2 + \bar{A}_y^2}$$

$$\bar{A}_T = \sqrt{\bar{A}_x^2 + \bar{A}_y^2 + \bar{A}_z^2}$$

Képezzük az egyes területekre rendre az \bar{A}_H/\bar{A}_{Hgr} , valamint \bar{A}_T/\bar{A}_{Tgr} arányt (2. ábra). A gerjesztés módjától, a vizsgált határokon belül, az amplitúdóarányok

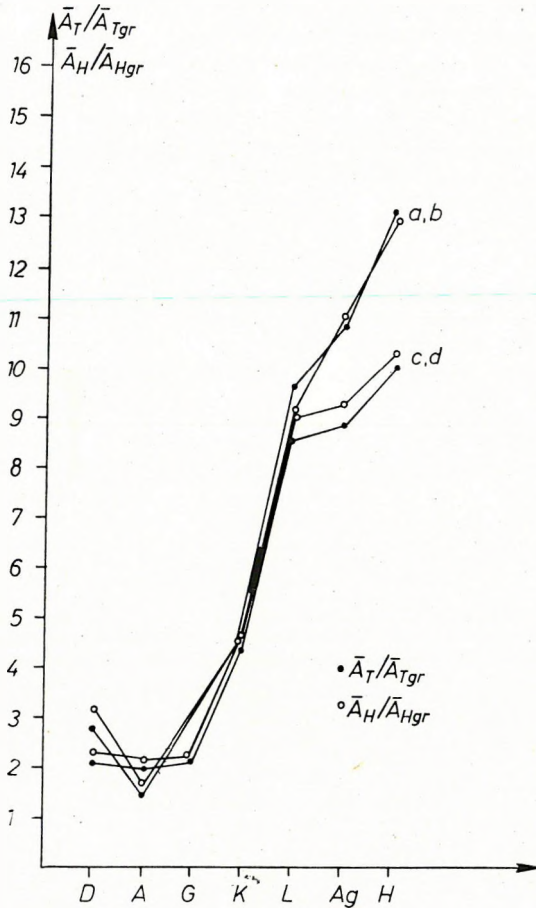
* MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete, Sopron—Budapest.
A kézirat beérkezése: 1973. okt. 9.



1. ábra. Különböző földtani felépítés mellett mért maximális sugárirányú amplitúdóarányok összehasonlítása különböző gerjesztésnél *a, b*: 120 kp, 3 m; *c, d*: 40 kp, 1,5 m; *D*=dolomit, *A*=andezit, *G*=gneisz, *K*=dolomit-konglomerátum, *L*=löss, *Ag*=agyag, *H*=homok

Figure 1 Comparison of radial amplitude ratios for different types of ground and different seismic sources *a, b*: 120 kp, 3 m; *c, d*: 40 kp, 1,5 m; *D*=dolomite; *A*=andesite; *G*=gneiss; *K*=dolomite conglomerate; *L*=loess; *Ag*=clay; *H*=sand

Рис. 1. Сопоставление отношений максимальных амплитуд сейсмических волн, записанных в районах с различным геологическим строением, при различных источниках возбуждения упругих колебаний *a, b* — 120 кг, 3 м; *c, d* — 40 кг, 1,5 м; *D* — доломиты, *A* — андезиты, *G* — гнейссы; *K* — конгломераты доломита; *L* — лёсс; *Ag* — глины; *H* — пески



2. ábra. Különböző gerjesztésnél mért \bar{A}_T/\bar{A}_{Tgr} és \bar{A}_H/\bar{A}_{Hgr} arányok összehasonlítása

Figure 2 Comparison of the \bar{A}_T/\bar{A}_{Tgr} and \bar{A}_H/\bar{A}_{Hgr} ratios for different seismic sources

Рис. 2. Сопоставление графиков отношений \bar{A}_T/\bar{A}_{Tgr} и \bar{A}_H/\bar{A}_{Hgr} при различных интенсивностях возбуждения упругих колебаний

csak kis mértékben függenek. MEDVEGYEV a különböző talajok intenzitásnövelő hatásának meghatározására az

$$n = 1,67 \log V_0 \rho_0 / V_n \rho_n$$

összefüggést talalta, ahol

V_n , ill. V_0 a szeizmikus hullám sebessége a vizsgált kőzetben, ill. gránitban, km/sec, ρ_n , ill. ρ_0 a vizsgált talaj, illetve a gránit sűrűsége, gr/cm³.

Helyettesítsük be $V_0 \rho_0 / V_n \rho_n$ szeizmikus keménységek helyére sorba a \bar{A}_x/\bar{A}_{xgr} , \bar{A}_H/\bar{A}_{Hgr} értékeket. Az ilyen módon átalakított egyenletről határozzuk meg az általunk vizsgált területekre az „n” intenzitás értékét.

Az I. táblázatban a kapott eredményeket a Medvegyev által meghatározott „n” értékekkel hasonlítottuk össze. Látható, hogy a homokon mért \bar{A}_x/\bar{A}_{xgr} -ből számított kivételével mindegyik intenzitásérték a Medvegyev által megadott intervallumba esik, tehát egyszerű és gyors módszerünk biztató eredményeket ígér. Vizsgálatainkat folytatjuk és ha az eddigi eredményeket bővebb adathalmazzal igazoljuk, a szeizmikus veszélyeztetettség előzetes meghatározása egy könnyen alkalmazható mérnökszeizmológiai módszert kap.

I. táblázat

Table I

Таблица I

Kőzet Rock Горные породы	$1,67 \log \bar{A}_z/\bar{A}_{zgr}$	$1,67 \log \bar{A}_H/\bar{A}_{Hgr}$	$1,67 \log \bar{A}_T/\bar{A}_{Tgr}$	Медведев (1962) n
Gránit Granite граниты	0	0	0	0
Dolomit Dolomite доломиты	0,62	0,80	0,75	0,2–1,1
Andezit Andesite андезиты	0,72	0,3	0,3	0,0–1,1
Gneisz Gneiss гнейссы	0,80	—	—	0,2–1,1
Dolomítkonglomeratum Dolomite (conglomerate) доломиты (конгломерат)	1,20	1,1	1,1	1,0–1,4
Löss Loess лэсс	1,60	1,6	1,57	1,2–1,8
Homok Sand пески	2,10	1,67	1,67	1,2–1,8
Agyag Shale глины	1,92	1,63	1,57	1,2–2,1

IRODALOM

- MEDVEGYEV, S. V.—SPONHEUER, W. KÁRNİK, V., 1964: Instruction concerning the scale of seismic intensity MSK .64. Publication No. 48 of the *Institut für Geodynamik, der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 69 Jena (DDR), Burgweg 11
- KANAI, K. 1956: Proceedings of the World Conference on Earthquake Engineering, California.
- МЕДВЕДЕВ, С. В. 1962: Инженерная Сейсмология Государственное издательство литературы по строительству, архитектуре и строительным материалам, Москва.

THE DESTRUCTIVE EFFECT OF EARTHQUAKES AS FUNCTION OF GEOLOGIC STRUCTURE

GY. SZEIDOVITZ*

It has often been experienced that the damages suffered by objects of identical size and in the same distance from the epicentre of an earthquake can be quite different depending on the properties of the ground. In some instances this has to do with deep tectonics, in many cases, however, it is the geology of the immediate neighbourhood which matters. Since the intensity-increasing effect of different geologic patterns as compared to granite can reach as much as 3 MSK degrees (cf. MEDVEDEV—SPONHEUER—KÁRNIK, 1964) it has ever been a challenge to engineering seismology to predict the earthquake resistance of different types of grounds.

The various methods proposed (KANAI, 1956, MEDVEDEV, 1962) are based on the measurement of resonant frequency, density and seismic velocity of the ground investigated. A common drawback of these methods is that they are labour consuming and only apply for mildly complex geologic conditions.

The present paper is a summary of our first experiments towards a rapid simple technique of predicting the effect of grounds on the intensity of possible earthquakes.

We measured displacement-amplitudes of seismic waves generated by weight dropping at 20 m from the source on areas of different geology. Measurements were repeated many times with 120 kp, 3 m height (*a, b*) and 40 kp, 1,5 m height (*c, d*). As there was no significant correlation between the amplitudes of *first arrivals* and the geologic parameters it seemed appropriate to use the *maximal amplitude* recorded. In what follows let \bar{A}_x , \bar{A}_y and \bar{A}_z denote maximal amplitudes of the horizontal, perpendicular and vertical components, respectively. Figure 1 depicts the ratio of amplitude A_x to A_{xgr} i.e. to that measured on granite. The general appearance of the curves is but slightly influenced by the weight applied; the only significant deviation being that for dolomite. The maximum of the horizontal component and that of the total displacement can be estimated by

$$\bar{A}_H = \sqrt{\bar{A}_x^2 + \bar{A}_y^2},$$

$$\bar{A}_T = \sqrt{\bar{A}_x^2 + \bar{A}_y^2 + \bar{A}_z^2}.$$

Figure 2 represents plots of the \bar{A}_H/\bar{A}_{Hgr} and \bar{A}_T/\bar{A}_{Tgr} ratios for different areas. Within experimental limits these ratios are independent of the energy of source.

* Geod., Geoph., Inst. Ac. Sc., Sopron—Budapest
Manuscript received: 9, 10, 1973.

MEDVEDEV (*op.cit.*) described the intensity-increasing effect of different ground types by the factor.

$$n = 1,67 \log V_0 \rho_0 / V_n \rho_n$$

where V_n resp. V_0 (km/sec) are seismic velocities of the rocks investigated and of granite, respectively, and ρ_n ; ρ_0 are respective densities.

Let us substitute ratio of "seismic solidity" $V_0 \rho_0 / V_n \rho_n$ by A_x / A_{xgr} and A_H / A_{Hgr} ; respectively, and determine factor from the modified equation.

In Table I we compare our results with the "n" values determined by MEDVEDEV. With the only exception of the intensity determined from the $\bar{A}_x / \bar{A}_{xgr}$ ratio, for sand, our values fit within the intervals given by MEDVEDEV, so it is hoped that this very simple and rapid technique will prove to be a reasonable substitute of the more elaborate methods published so far for predicting seismic danger spots.

АНАЛИЗ ЗАВИСИМОСТИ РАЗРУШАЮЩЕГО ДЕЙСТВИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ОТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

СЕИДОВИЦ ДЬ.*

При возникновении землетрясения сооружения одинаковой конструкции, находящиеся на аналогичных расстояниях от эпицентра, могут разрушаться в различной мере. В некоторых случаях это связано с глубинной тектоникой, но часто с геологическим строением непосредственной их окрестности. Повышение интенсивности сотрясений за счет различий в геологическом строении может достигать 2—3 баллов МСК (Медведев, Шпонхейер, Карник, 1964). Следовательно, целесообразно проводить инженерно-сейсмологические исследования для определения устойчивости различных видов грунтов против землетрясений.

Для этой цели был разработан ряд методов, в основе которых лежит измерение резонансной частоты, плотности грунта и скорости распространения в нем сейсмических волн (Канаи, 1965, Медведев, 1962).

Эти методы трудоемки, но эффективно применяются в районах с простым геологическим строением.

Ниже дается описание простого и сравнительно быстрого метода для определения сейсмостойкости грунтов. В районах с различным геологическим строением были проведены исследования, причем при помощи падающего груза возбуждались сейсмические волны и на 20 м от источника изучались амплитуды сейсмических волн. Измерения были неоднократно повторены с различной интенсивностью возбуждения — 120 кг с высоты 3 м (*a*, *b*) и 40 кг с высоты 1,5 м (*c*, *d*). Сначала, кроме амплитуд, анализировались и первые вступления. При этом не была обнаружена связь амплитуд первых вступлений с особенностями геологического строения различных районов. Поэтому в дальнейшем изучались только максимальные амплитуды наблюдаемых волн. В ниже следующем для обозначения максимальных амплитуд горизонтального, перпендикулярного и вертикального смещений сейсмических волн, записанных при различных грунтах, вводятся символы \bar{A}_x , \bar{A}_y и \bar{A}_z соответственно.

Пусть величина амплитуды \bar{A}_x в граните будет \bar{A}_{xgr} ; на рис. 1. представлено отношение амплитуд \bar{A}_x/\bar{A}_{xgr} . На основной ход кривых в незначительной мере влияет величина применявшегося груза и только для доломите получается значительное отклонение. Максимальные величины горизонтального вектора и вектора суммарного смещения выражаются соотношениями

$$\bar{A}_H = \sqrt{\bar{A}_x^2 + \bar{A}_y^2}$$
$$\bar{A}_T = \sqrt{\bar{A}_x^2 + \bar{A}_y^2 + \bar{A}_z^2}$$

* Геологический и геофизический исследовательский институт АН ВНР, Шопрон — Будапешт.
Рукопись поступила 9 октября 1973 г.

На рис. 2. представлены графики отношений \bar{A}_H/\bar{A}_{Hgr} и \bar{A}_T/\bar{A}_{Tgr} для различных районов. В пределах изучаемого диапазона, отношения амплитуд зависят в незначительной мере от интенсивности возбуждения.

Для определения эффекта грунтов, повышающего интенсивность сотрясений Медведевым (1962) было предложено соотношение

$$n = 1,67 \log V_0 \rho_0 / V_n \rho_n$$

где V_n и V_0 — скорость распространения сейсмических волн в изучаемых горных породах и в гранитах, соответственно, в км/сек.,

ρ_n и ρ_0 — плотность изучаемого грунта и гранита, соответственно, в г/см³.

Подставим в отношении «сейсмической прочности» $V_0 \rho_0 / V_n \rho_n$ величины A_x/A_{xgr} и A_H/A_{Hgr} . По измененному таким образом уравнению определим величину « n » интенсивности для изучаемых районов.

В таблице 1 дается сопоставление полученных результатов с величинами « n », определенными Медведевым. Из таблицы видно, что за исключением величины, полученной по отношению \bar{A}_x/\bar{A}_{xgr} для песков, все остальные величины интенсивности приходятся в интервал, заданный Медведевым. В связи с этим можно надеяться, что предлагаемый простой и быстрый метод сможет заменить более трудоемкие методы, разработанные до сих пор для предварительного определения сейсмически опасных участков.

EDITORIAL NOTE

A paper of Gy. DANKHÁZI, "Theoretical aspects of the induced polarization method", published in *Geophysical Transactions* XXI. 1-4, 1973, has awakened some comments. The Editor is of the opinion that a too concise composition of the paper which involved neglecting some details deemed as unnecessary by the author has, in fact, rendered the proper understanding of the message difficult.

As a matter of fact, the comments gather around three problems. The author, accordingly, was approached to answer the following three questions.

1. It is known that in actual IP field measurements polarization current is proportional to inducing current. Why has the author chosen just κ (the electric polarization susceptibility) for proportionality factor?
2. In an SI system of units has κ a dimension or not?
3. Why ϵ_0 , the dielectric constant of a vacuum, fails to appear in the exponential expressions?

The author's answers are the following.

To make the point clear it seems appropriate to present a parallel treatment of polarization phenomena in conducting and insulating bodies. Rocks will be considered as conductors or insulators, usually possessing polarization properties. Non-polarizable insulators behave like *vacuum*, while a nonpolarizable source-free conductor (one for which $\text{div } \vec{j}_0 = 0$) strictly obeying Ohm's law will be termed the *ideal conductor*. In a polarizable rock (insulator or conductor) the electromagnetic field components will differ from those in vacuum or in ideal conductors, precisely because of polarization.

Using the SI system of units in a nonconducting dielectric the change of electric field-strength as compared to vacuum is characterized by the polarization field-strength \vec{P}_d which has been found to be proportional to the field-strength \vec{E} measured in vacuum:

$$\vec{P}_d = \epsilon_0 \kappa \vec{E},$$

where ϵ_0 is the dielectric constant of vacuum in the SI system of units and κ is the electric polarization susceptibility. On the other hand, in case of conducting rocks and other materials it has been found that

$$\vec{j}_p = -\kappa \vec{j}_0,$$

where \vec{j}_p is the polarization current produced by the inducing current \vec{j}_0 . The constant of proportionality, κ , has been deliberately denoted by the same symbol as the

polarization susceptibility figuring in the previous equation even though we realize that there is a considerable discrepancy between notations and opinions of different authors. In what follows we proceed to show the suitability and necessity of this choice of κ .

Multiplying both sides of the previous equation by ϱ_0 , i.e. the specific resistivity of the rock, we get

$$\varrho_0 \vec{j}_p = -\kappa \vec{j}_0 \varrho_0 = -\kappa \vec{E},$$

where we have made use of the equation $\vec{j}_0 \varrho_0 = \vec{E}$. The right-hand side of this equation and of that relating to dielectrics are formally the same but for a minus sign that appears instead of ε_0 . Before dwelling upon this any more let us inspect the left-hand side. In the equation for dielectrics, in the SI system of units, the dimensions of \vec{P}^d and \vec{E} differ since ε_0 is a dimensioned quantity. This discrepancy is due to the particular choice of the system of units and can easily be cleared up by making ε_0 dimensionless and attaching the dimension F/m to the relative dielectric constant ε_r . As to the usual alternative, it also has some practical merits since in vacuum the relative dielectric constant ε_r regresses to the dimensionless "1" i.e. to the dielectric constant of the C.G.S. system. Considering, however, the equation multiplied by ϱ_0 we find that all practical advantages disappear in case of *polarizable conductors* when this very important empirical equation yields incompatible dimensions. The contradiction can be settled unambiguously by attaching the dimensions F/m to ε_r instead of ε_0 . The dimensions of κ will be F/m as well since the field-strength \vec{E} refers in this case to an ideal conductor for which $\varepsilon_r \vec{E} = \vec{E}$. Here ε_0 is the relative dielectric constant of the ideal conductor, its numerical value being 1. For non-ideal conductors we have

$$\vec{D}_c = \varepsilon_r \vec{E}.$$

Having thus further increased the analogy between dielectric and conducting bodies the polarization of the latter can be described by the equation

$$\vec{P}_c = -\kappa \vec{E},$$

which is already correct as for dimension.

Let us now investigate the role of the minus sign in the equation for \vec{P}_c and its absence in case of \vec{P}_d . Conducting a D.C. to a polarizable conductor we experience that while keeping the voltage fixed the current gradually decreases. This is due to the fact that during the stage of their development dipoles contribute an additional current to that of the free electrons or ions and this additional current dies out by the time dipoles will have been brought about. So, according to the experimental results, polarization current is of opposite direction to the inducing current which accounts for the minus sign. On the other hand, since we cannot conduct a D.C. through dielectric bodies, the current flowing in them is characterized by the displacement current density, i.e. by

$$\varepsilon_0 \varepsilon_r \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = \varepsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \kappa \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}.$$

This current obviously increases with increasing ε_r because of the continuous polarization of dipoles, that is for nonconductors the dielectric constant does not decrease but increases displacement current. The difference in sign between the two equations

is a matter of convention and technique of measurement rather than a point of physical significance.

Let us consider now the role of ϵ_0 . The equations for \vec{P}_d and \vec{P}_c , respectively, are experimental facts, their validity does not have to be checked. Strictly speaking, these equations hold under certain restricted conditions (homogeneous isotropic rocks, low current densities, etc.) but throughout our investigations we have restricted ourselves to rocks satisfying these ideal conditions, anyway. That ϵ_0 occurs in one of these equations while fails to appear in the other is an experimental fact and our only task is to try to understand the physical background of this phenomenon. The explanation is pretty straightforward if we approach the question from the point of view of quantum-electrodynamics.

According to quantum-electrodynamics the evolution of dipoles is due to the electromagnetic interaction—transmitted by photons—between dipoles and particles maintaining the electric current i.e. free electrons and ions. Evidently, the interaction between a dipole in a dielectric situated between the plates of a capacitor and the photons moving in the dielectric will be totally different from that between a dipole of a conductor and an ion moving within atomic or molecular distance. The polarization field strength in this latter case is many times higher than that in dielectrics. The difference becomes appreciable if we compare the performance of capacitors made up of dielectrics and of electrolytes, respectively. Capacitors made up of electrolytes can be considered as conductors with $\kappa \approx 1$ i.e. of an extremely high polarization susceptibility while those comprised of dielectric are insulators. Consequently, in electrolytic capacitors the polarization field strength can be characterized by \vec{P}_c while in dielectric ones by \vec{P}_d . Using capacitors of the same size, an electrolytic capacitor yields a capacity of orders of magnitude higher than the dielectric one.

We are now in a position to show why it was necessary to use κ as factor of proportionality in the equation for \vec{P}_c . The point is that it is impossible to draw any distinctions depending on the material or rock where polarization takes place. Polarization always results from the interaction of dipoles with the electric field-strength no matter whether this field-strength is due to the voltage between the plates of a capacitor or to ions moving in an electrolyte. There is one and only one physical constant within the scope of quantum-electrodynamics for the description of the relationship between the electric field-strength and the polarized microparticles and this is polarization susceptibility (or the dielectric constant having the same information content).

The introduction of any other physical constants would be justified only if the interaction itself were basically different, e.g. if the development of dipoles were due to mechanic collisions of ions. Classical electrodynamics, however, does not assume nor approve interactions of that kind so if we do not want to violate the idealized conditions and the generally valid range of electrodynamical rules, it is inevitable to use κ as constant of proportionality.

According to what has been said above rocks have to be considered as conducting bodies where an electric field, no matter whether transmitted by ions or brought into existence immediately, can produce polarization. There is no polarization if the relative dielectric constant ϵ_r is 1 (case of the vacuum or an ideal conductor). Maxwell's equation involving polarization constants becomes

$$\text{curl } \vec{H} = \vec{j}_0 - \vec{j}_p + \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \frac{\partial \vec{p}}{\partial t},$$

using the same notation as before. The last two terms on the right-hand side correspond to displacement current density. To gain a feeling of its order of magnitude suppose that we perform a field measurement with a current of a frequency $\omega = 100$ Hz and an effective voltage $V = 1000$ V. In this case, if $\epsilon_r = 10$ F/m,

$$\epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \frac{\partial \vec{p}}{\partial t} = \epsilon_0 \epsilon_r \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \approx \epsilon_0 \epsilon_r \omega V = 8.55 \cdot 10^{-11} 10^2 \cdot 10^3 = 8.55 \cdot 10^{-6}.$$

If the resistance of the circuit \overline{AB} is 1000 ohm, the inducing current is $\frac{U}{R} = 1$ A,

i.e. the displacement current is only a fraction of some millionths of the inducing current and we are justified in dropping it and putting

$$\text{curl } \vec{H} = \vec{j}_0 - \vec{j}_p.$$

This implies that under actual field conditions of the IP method ϵ_0 does not figure in Maxwell's equations, so it obviously "fails to appear" in their solutions either.

Since the paper under discussion dealt with ideal conductors there had been no need to distinguish \vec{P}_c and \vec{P}_d and the polarization vector and other field characteristics were denoted in the conventional way. It is extremely important to explore the nature of the physical "constant" κ whose constancy, of course, is only one of the idealized conditions we had to accept. In practice, it most likely depends on frequency, temperature and on the texture of the rock. A further simplification we have made is that polarizatin has been attributed to dipoles alone and the role of quadruples and multiples has been neglected.

However, while these and other facts of the theory of IP will remain a task of future research we have to emphasize once more the significance of the quantitative approach, even under idealized conditions as we had done in the paper discussed. The analysis of discrepancies between experimental findings and those predicted by these idealized theories will lead to a deeper understanding of the underlying physics and, after all, to better tools of geophysical exploration.

F Ü G G E L É K

Geofizikai mérések jelentésjegyzéke

A Földtani Kutatás XI. kötete 1. és XIII. kötete 3—4. számában 1965-ig, ill. 1970-ig már közöltük az ELGI Adattárában megtalálható jelentések jegyzékét. Ezúttal ezt a listát 1974-ig egészítjük ki. Az időközben bekövetkezett szervezeti változások folytán a mélyvízföldtani és mérnökgeofizikai jelentéseket szétválasztottuk és más jelöléssel láttuk el. Ezek jegyzékét teljes egészében újra közzétesszük. Ezenkívül a két régebbi közzététel hiányosságait pótoltuk.

Sorszám	Megjelenési év	Mérési terület	A mérés éve
<i>I. Gravitációs mérések</i>			
G-58	1971	Velem környéki részletes mérések	1971
<i>II. Földmágneses mérések</i>			
M-75	1970	Nyírségi légimágneses mérések	1967-68
M-76	1970	Börzsöny hegység	1969
M-77	1970	Cserhátszentiváni medence	1970
M-78	1971	Nyírségi módszertani légimágneses kutatás	1970
M-79	1971	Velem környéke	1971
<i>III. Szeizmikus mérések</i>			
Sz-136	1970	Refrakciós mérések az Ellend-bátaszéki medencében	1969
Sz-137	1970	Vokányi reflexiós mérések	1969
Sz-138	1970	Börzsöny hegység	1969
Sz-139	1970	Recsk környéke	1969
Sz-140	1971	Földkéregkutató mérések	1969
Sz-141	1971	Börzsöny hegység	1970
Sz-142	1972	A Magyar Középhegység előtere, ill. földtani alapszelvényei Dabrony körzetében	1971
Sz-143	1972	A nagygörbői fúrásban végzett lyukszelvényezés	1971
Sz-144	1973	Földtani alapszelvények: Dabrony-Devecser-Halimba-Pétervására	1972
<i>IV. Geoelektromos mérések</i>			
E-119	1969	Mélyszondázások a „Szegedi medencében”	1968
E-120	1969	Vízgeofizikai mérések Sikonda körzetében	1969
E-121	1970	Békési medence	1969
E-122	1970	Érc kutatás Recsk és a Darnó hegy környékén	1969
E-123	1970	Érc kutatás a Börzsöny hegységben	1969
E-124	1971	Gerjesztett potenciálmérések Recskben	1970
E-125	1971	Mélyszerkezetkutatás az Alföldön	1970
E-126	1972	Módszertani kutatás Kisvárdá-Vámospercs környékén	1971
E-127	1973	Békési medence	1972
E-128	1973	Gerjesztett potenciálmérések a Darnó-vonal mentén	1972
E-129	1973	Tellurikus mérések a Berettyó és a Sebes-Körös közötti területen	1972

Sorszám	Megjelenési év	Mérési terület	A mérés éve
<i>V. Az ELGI komplex jelentései</i>			
Kx-16	1969	Hortobágy	1966-68
Kx-17	1970	Börzsöny hegység	1969
Kx-18	1970	Nyírség	1969
Kx-19	1971	Nyírségi reflexiós mérések	1970
Kx-20	1972	Nyírség	1971
Kx-21	1971	Recsk és a Darnó hegy környéke	1970
Kx-22	1972	Recsk és a Darnó hegy környéke	1971
Kx-23	1972	Recsk környéki összefoglaló jelentés	1970-71
Kx-24	1970	Dunántúli Középhegység peremvidéke*	1969
Kx-25	1971	Dunántúli Középhegység*	1970
Kx-26	1972	Dunántúli Középhegység*	1971
Kx-27	1972	Bajna környéke*	1972
Kx-28	1973	A Darnó-vonal tágabb környéke	1972
Kx-29	1973	Nyírség	1972
Kx-30	1973	Börzsöny hegység	1972

* Egészében vagy részleteiben a DÁKO Adattárban is megtalálható.

Sorszám	Megjelenési év	Mérési terület	A mérés éve	Megjegyzés
<i>A DÁKO jelentései*</i>				
MV-1	1966	Ellenállásmérések Izamajor (bauxitbánya) területén	1966	módszertani
MV-2	1966	Bauxitkutatás Óbarok Vázsony pusztán	1966	módszertani
MV-2/a	1966	Felsőpetény	1966	kísérlet
MV-3	1965	Gerecse hegység DK-i előtere (Csapd- Mány)	1965	geoelektromos
MV-4	1967	Bicskei medence	1965-66	komplex
MV-5		Dunántúli Középhegység	1966	komplex
MV-6	1968	Törökbálint	1968	komplex
MV-7	1968	Vác	1968	komplex
MV-8	1968	Szirma-Diósgyőr környéke	1968	gravitációs
MV-9	1968	Balatonmáriafürdő	1968	komplex
MV-10	1968	Lesencetomaj és Várvölgy környéke	1968	komplex
MV-11	1968	Csehbányai medence	1967	komplex
MV-12	1968	Tamási környéke	1968	szeizm.
MV-12/a	1968	Tamási környéke	1968	geoelektromos
MV-13	1968	Siklós	1968	geol.
MV-14	1968	Pannonhalma	1968	komplex
MV-15	1968	Sátoraljaújhely	1968	grav., szeizm.
MV-16	1968	Szapári-móri medence	1967	komplex
MV-17	1968	Bicskei medence D-i része, Lovasberény	1967	komplex
MV-18	1968	Devecseri medence D-i része	1967	komplex
MV-19	1968	Újpesti Tungsram strandfürdő	1968	grav., szeizm.
MV-20	1968	Hatvantól D-re eső terület	1968	grav., mágnesez, geoelektromos

* A Dunántúli Ásványkutató Osztály Adattárban található.

Sorszám	Meg- jelenési év	Méresi terület	A mérés éve	Megjegyzés
MV-21	1968	Halimba-Kabhegy környéke	1968	módszertani
MV-22	1969	Sárvár	1969	szakvél.
MV-22/a	1968	Módszertani jelentés	1968	
MV-23	1958	Szentendre (lásd: E-57)	1958	geoelektromos
MV-23/a	1958	Szentendre (lásd: E-55)	1958	geoelektromos
MV-24	1968	Szentendre	1968	komplex
MV-25	1969	Kőszeg	1969	komplex
MV-26	1969	Síkonda	1969	komplex
MV-27	1969	Budatétény környéke	1969	komplex
MV-28	1969	Hatvani hévízkutatás	1969	mágn. grav. el.
MV-29	1969	Csákberény-Sóréd környéke	1969	komplex
MV-30	1969	Tabi hévízkutatás	1969	gravitációs
MV-31	1969	Szombathely-Perint	1969	geoelektromos
MV-32	1969	Dabas környéke	1969	komplex
MV-33	1969	Tatai Fényes források területe	1969	komplex
MV-34	1969	Miskolc-Görömböly-Tapolca környéke	1969	gravitációs
MV-35	1969	Pápa-Tapolca környéke	1969	komplex
MV-35/a	1970	Pápa-Tapolca környéke	1970	komplex
MV-36	1969	Ózd környéke	1969	komplex
MV-37	1969	Dombóvár környéke	1969	komplex
MV-38/a	1969	Sümegei töbrökutatás	1969	komplex
MV-38	1970	Sümege-Csabpuszta	1970	komplex
MV-39	1969	Naszály-Leshegy környéke	1969	komplex
MV-40	1970	Előzetes kutatás Ózdtól K-re	1970	komplex
MV-41	1970	Szob környéke	1970	gravitációs
MV-42	1970	Salgótarján környéke (előzetes kutatás)	1970	komplex
MV-43	1970	Budakeszi öböl (javaslat kut. fúráshoz)	1970	
MV-44	1962	Bakony (lásd: E-66)	1961	geoelektromos
MV-44/a	1963	Bakony (lásd: E-68)	1962	geoelektromos
MV-45	1958	Sümege környéke (lásd: E-51)	1957	geoelektromos
MV-46	1970	Népliget környéke	1970	gravitációs
MV-47	1970	Fonyód-Buzsák-Marcali-Balatonberény	1970	komplex
MV-48	1970	Pápa-Tapolca környéke	1970	komplex
MV-49	1970	Kunszentmárton környéke	1970	gravitációs
MV-50	1970	Kémes és Cun környéke	1970	grav. geol.
MV-51	1970	Dunántúli Középhegység	1969	komplex
MV-52	1970	Salgótarján környéke	1970	komplex
MV-53	1971	A Vértes-platón telepítendő fúrások	1971	
MV-54	1971	Az Ózd és Uppony közötti terület (I. előze- tes)	1971	komplex
MV-55	1971	Az Ózd és Uppony közötti terület (II)	1971	komplex
MV-57	1971	Rábasömjén-Sárvár (termálvíz)	1971	fúrési terv
MV-58	1970	Dunántúli Középhegység (terv)	1970	
MV-59	1970	Nagytárkánypuszta-Nyires puszta (ba- uxitkutatás, előzetes)	1970	komplex
MV-60	1971	Várvolgyi medence-Sümegeprága-Uzsa (fúrési javaslat)	1971	
MV-61	1971	A népligeti fúrás előkészítésére végzett ki- sérleti mérés	1971	szeizm. szakvélemény
MV-62	1972	Visegrád környéke (előkutatás)	1971	
MV-64	1971	Dorog-Lencse-hegy (aknatelepítéshez ja- vaslat)	1971	komplex
MV-65	1971	A Bakony és a Keszthelyi hegység közötti terület	1970	komplex
MV-66	1971	Budapest, népligeti hévízkutató fúrás he- lyének kijelölése	1971	komplex

Sorszám	Meg- jelenési év	Mérési terület	A mérés éve	Megjegyzés
MV-67	1971	Dunántúli Középhegység	1970	komplex
MV-68	1971	Ózd-Putnok környéke	1971	szeizm.
MV-69	1971	Talajvezetőképesség meghatározása (Rádió, TV)	1971	geol.
MV-70	1971	A Gerecse és Vértes-hegység Ny-i előtere	1971	terv
MV-71	1971	Tab környéke	1971	komplex
MV-72	1971	Az Oroszlány-Bokod-Dad-Környe közötti terület	1971	terv
MV-73	1971	Visegrád	1971	komplex
MV-74	1971	Sümegei bauxitkutatás	1971	mikropotenciál
MV-76	1971	Kísérleti mérés kis mélységű bauxitelőfordulásokon	1971	módszertan
MV-78	1972	A Sümegetől K-re végzett bauxitkutató mérések	1972	komplex
MV-79	1972	Talajvezetőképesség meghatározás	1972	geol.
MV-80	1972	Gerecse és a Vértes-hegység Ny-i előtere (előkutatás)	1972	gravitációs
MV-81	1972	Vértes-plató	1972	fúrési javaslat
MV-82	1972	Oroszlány-Bokod-Dad-Környe	1971	komplex
MV-83	1972	Piliscsaba környéke	1972	komplex
MV-84	1972	Pápa környéke	1972	komplex
MV-85	1972	Rábasömjén-Sárvár környéke	1972	szeizm. refl.
MV-86	1972	Dunántúli Középhegység (Bakony-hegység É-i pereme, Várvolgyi medence, Herend-Márkó, Vértes DK-i része)	1971	komplex
MV-87	1972	Vérteskehely-Császár-Szend-Kocs-Tatai max.	1972	terv
MV-88	1972	ÉK Dunántúl-i kutatási előprogram	1972	
MV-89	1972	A Dunántúli Középhegységben végzett mérések módszertani eredménye	1972	
MV-90	1972	Bajna környéke	1972	komplex
MV-91	1972	A bauxitkutatás 20 éves távlati terve		
MV-92	1972	Szövterv, Győr	1972	mágneses
MV-93	1972	Várvolgy	1972	fúrési javaslat
MV-94	1972	Tata környéke	1972	geoelektromos
MV-95	1972	Szakkvélemény (EVIG Villamos és Kismotorgyár)		
MV-97	1973	Pilisszentiván	1973	komplex
MV-98	1973	Tata	1973	gravitációs
MV-99	1973	Tata	1973	mikrogravitációs
MV-100	1972	Vértes-Gerecse-hegység Ny-i előtere	1973	komplex
MV-101	1973	Bakonyoszlop (kísérleti mérés)	1973	módszertani
MV-103	1973	Bauxittek kutatása felszíni és mélyfúrási mérések kombinációjával	1973	módszertani
MV-104	1972	Gerecse DK, Héreg-Tarján, Csordakút	1973	komplex
MV-106	1973	Héreg-tarjáni medence	1972	komplex
MV-107	1973	A Dunántúli Középhegység ÉK-i részének térképe (1:100 000)		
MV-108	1973	Esztergom, Prímás-sziget	1973	komplex
MV-109	1973	Számítások a Posta, Rádió és TV Műszaki Ig. részére		módszertani
MV-110	1973	Surgot majortól DNy-ra (bauxitkutatás)	1973	geoelektromos
MV-111	1973	Kincseshánya (a bauxit fekvőjének meghatározása)	1973	komplex
MV-112	1973	Bakonyozloptól K-re (előzetes)	1973	komplex
MV-113	1973	Dunántúli Középhegység		célprogram

Mérnökgeofizikai jelentések*

Sorszám	Meg- jelentési év	Mérési terület	A mérés éve	Megjegyzés
MG-1	1966	Rakacaszend	1966	geol.
MG-2	1966	Tarcali andezitbánya	1966	szakvélemény**
MG-3	1966	Az EM Kő- és Kavicsipari Tröszt uzsai bazaltbányája	1966	
MG-4	1967	Tállyai kőbánya	1966	szeizmikus
MG-5	1967	Tállyai Kopaszhegy	1967	mágneses
MG-6	1967	Uzsabánya	1967	
MG-7	1967	Szobi kőbánya	1967	talajrezgések
MG-8	1967	Tállyai andezitbánya	1967	
MG-9	1967	Sukorói gránitbánya (Velencei-hegység)	1967	
MG-10	1968	Neszemlyi téglagyár	1968	agyagbánya
MG-11	1968	Gyöngyösoroszi (völgyszárógát szivárgása)	1968	szakvélemény
MG-12	1967	Balaton-felvidék (Aszófő)	1966	
MG-13	1968	Kőbánya, Mádi úti lakótelep	1968	szakvélemény
MG-14	1968	Rába-Ikervár-Rábahídvég (teraszkép- zödmények)	1968	szakvélemény
MG-15	1968	Mura-völgyben tervezett vízmű	1968	szakvélemény
MG-16	1969	Alföld	1969	geoelektromos
MG-17	1969	Eger É-i rész	1969	
MG-18	1969	Dorogi Cement- és Mészművek mészkőbá- nyája	1969	készletszámítás
MG-19	1969	Szombathely-Perint	1969	szakvélemény
MG-20	1970	Egri üregkutatás	1970	
MG-22	1969	Felsőcsatár vízföldtani viszonyai	1969	szakvélemény
MG-23	1970	Benczurfalva-Kisgéc (kőbánya)	1970	
MG-24	1969	Tapolcai-medence	1968-69	
MG-25	1970	Dráva örtilosi szakasza (teraszképződmé- nyek)	1970	szakvélemény
MG-26	1970	Leninváros Tisza-parti része	1970	szakvélemény
MG-27	1970	Csatárka úti lakótelep	1970	földtani viszonyok
MG-28	1970	A Godisa-Abaliget közötti új vasútvonal	1970	
MG-29	1970	Zalaegerszeg	1970	geoelektromos
MG-30	1970	Dráva-völgy alsó szakasza (permeábilis képződmények)	1970	szakvélemény
MG-31	1970	Leninváros környéke	1970	szakvélemény
MG-32	1969	Szombathely-Ikervár-Rábahídvég kör- nyéke	1969	szakvélemény
MG-33	1968	Siklósi karsztvízkutató fúrás telepítéséhez	1968	szakvélemény
MG-35	1970	Pecöl-Ikervár környéke	1970	szakvélemény
MG-36	1971	Godisa-Kishajmás közötti vasútvonal	1971	
MG-37	1971	Bercel	1971	szakvélemény
MG-38	1970	Zalavölgy, Felsőbagod-Zalaegerszeg kö- zötti szakasz	1971	szakvélemény
MG-39	1970	Magyarázó a balatonkenesei, balatonaka- rattyai és balatonaligai térképlapokhoz		
MG-40	1971	Solt-Fülöpszállás környéke	1971	építésföldtan
MG-41	1971	Abaliget-Bükkösd közötti vasútvonal ala- gútja	1971	
MG-42	1971	Bozsoki-völgy	1971	szakvélemény
MG-43	1971	Vámosmikola	1971	szakvélemény

* Az ELGI Mérnökgeofizikai Osztályán található, többnyire geoelektromos jelentések.

** A szakvélemény mindig a terület vízföldtani viszonyaira vonatkozik.

Sorszám	Meg- jelenési év	Mérési terület	A mérés éve	Megjegyzés
MG-44	1971	Duna-balpart Dunakeszi—Szob között	1971	szakvélemény
MG-45	1971	Szomor—Gyermely környéke	1971	szakvélemény
MG-46	1971	Nógrádkövesd—Szanda-hegy	1971	andezitkut.
MG-47	1971	Szilvaskő—Bagókö	1971	bazaltkut.
MG-48	1971	Keszeg	1971	mészkökut.
MG-49	1972	A Gyöngyös-völgy Szombathely és Kőszeg közötti szakasza	1972	szakvélemény
MG-50	1972	Szécsi-sziget környéke	1972	szakvélemény
MG-51	1972	Abaliget—Bükkösd közötti vasútvonal	1972	
MG-52	1972	Körmend	1972	szakvélemény
MG-53	1972	Ipolyszög	1972	szakvélemény
MG-54	1971	A Keszthelyi hegység DNY-i előtere	1968-71	
MG-55	1972	Nyíregyháza kótaji és nyíroktelki vízmű	1972	szakvélemény
MG-56	1972	Kaposvár	1972	szakvélemény
MG-57	1972	Nógrádkövesd	1972	szakvélemény
MG-58	1972	Körmend É-i pereme	1972	szakvélemény
MG-59	1972	Nagykőrös környéke	1972	szakvélemény
MG-60	1972	Tiszai Hőerőmű főépülete	1972	alapozási adatok
MG-61	1972	Körmend É-i pereme (kavicsterasz)	1972	szakvélemény
MG-62	1973	Dunaújvárosi magaspárt	1973	szakvélemény
MG-63	1973	Nyíregyházai vízmű bővítése	1973	szakvélemény
MG-64	1973	Héreg	1973	szakvélemény
MG-65	1973	Ecsegi víztározó környéke	1973	földtani felépítés

Összeállította: Nagy Magdolna



Dr. Kilezer Gyula
(1892 – 1974)

Gyula bácsi 1974. jan. 14-én meghalt. Gyászoljuk Őt e néhány sorral, s emlékezzünk fiatalos, mindig munkára, gondolkodásra kész munkatársunkra és barátunkra.

1892. okt. 12-én született Budapesten. Itt végezte iskoláit, s szerzett matematika-fizika szakos tanári diplomát. Az egyetemen még Eötvöst is hallgatta és rövid ideig tanársegéd is volt a fizikai tanszéken. Tanári pályafutását vidéken, Békéscsabán kezdte, ahonnan 1933-ban vált meg, s lépett be abba a gimnáziumba, ahol maga is tanult. A háború után rövid ideig a Köznevelési Minisztériumban volt előadó, majd 1950-ben belépett a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézetbe és itt rövid időn belül vérbeli geofizikussá képezte ki magát.

Ekkor ismertük meg őt, a szeizmikus kezdők a kezdőt. Élettapasztalata nagy, tudni és megismerni vágyása kimeríthetetlen volt. Segítőkészségére mind szakmai, mind baráti tekintetben mindig számíthattunk. Akkor lett geofizikussá, amikor a feladatok, problémák a legnagyobbak voltak, hiszen műszereink kezdetlegesek, gyakorlati tapasztalataink alig voltak. Az ország földtanát kellett a geofizika nyelvére fordítani. E tekintetben Gyula bácsi — a fizikus és matematikus — pótolhatatlan segítséget nyújtott. Számos dolgozatban számolt be az egyes részletproblémák megoldási lehetőségéről, miközben Ő is állandóan képezte magát. E témakörben dolgozta ki kandidátusi disszertációját is, s védte meg 1960-ban (a disszertáció címe: Refrakciós szeizmikus mérési adatok teljes javítása a legkisebb hibanégyzetek módszerével).

1962-ben nyugdíjba ment. Mindannyian úgy véltük, elérkezett a megérdemelt pihenés ideje. Ez a pihenés azonban aktívvá, nagyon termékennyé vált, mert eredménye egy akadémiai doktori disszertáció és annak megvédése volt (1970; a disszertáció címe: Az excentrikus Földdipólus mágneses potenciáalterének koherens multipólus sora). Disszertációjának témái és megállapításai olyan jelentősek, hogy eredményekben gazdag életének — geofizikusi pályafutásának — méltó befejezésként, annak koronájaként tekinthetők.

Búcsúzzunk Dr. Kilezer Gyulától, a baráttól, a kollégától és a fáradhatatlan tudóstól. Emlékét megőrizzük.

dr. Ádám Oszkár

