

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI  
DOMBAI TIBOR

VII. KÖTET, 2. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

---

1958

Felelős szerkesztő:  
DOMBAI TIBOR

Szerkesztőbizottság:  
Dr. BARTA GYÖRGY, Dr. EGYED LÁSZLÓ, Dr. FACSINAY LÁSZLÓ,  
KILCZER GYULA, OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:  
BUDAY TIBOR

Felelős kiadó: Solt Sándor

---

Műszaki szerkesztő:	Ívterjedelem: 5 B 5 (7 A 5)	Megrendelve: 1958. III. 19.
Hegedűs Ernő	Ábrák száma: 25 db.	Imprimálva: 1958. VII. 19.
Papíralak: 70 × 100	Példányszám: 800	Megjelent: 1958. VIII. hó.

Ez a könyv az MSZ 5601-54 és 5602-50 Á szabványok szerint készült.

---

16959. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.  
Felelős: Vértés Ferenc

E. BISZTRICSÁNY

## A NEW METHOD FOR THE DETERMINATION OF THE MAGNITUDE OF EARTH-QUAKES

The method of magnitude determination described in the present paper utilizes the duration of the surface wave. Its main interest lies in the fact that this parameter is independent of distance within the interval 4 to 160 degrees. Beside the records taken by the Wiechert pendulum at Budapest ( $V \sim 190$ ,  $\varepsilon \sim 5$ ,  $T_0 \sim 10$ ), those by the Wiechert pendulum at Prague and the Galitzin instrument at Warsaw, were also utilized. The results seem to indicate that the method is of universal applicability, independently of the kind of the pendulum used. However, there is a slight dependence on the duration of the surface waves in the case of small period instruments. The method is also applicable to deep focus shocks, if a simple correction for the focal depth is taken.

## A FÖLDRENGÉSEK MÉRETMEGHATÁROZÁSÁNAK ÚJ MÓDSZERÉRŐL

BISZTRICSÁNY EDE

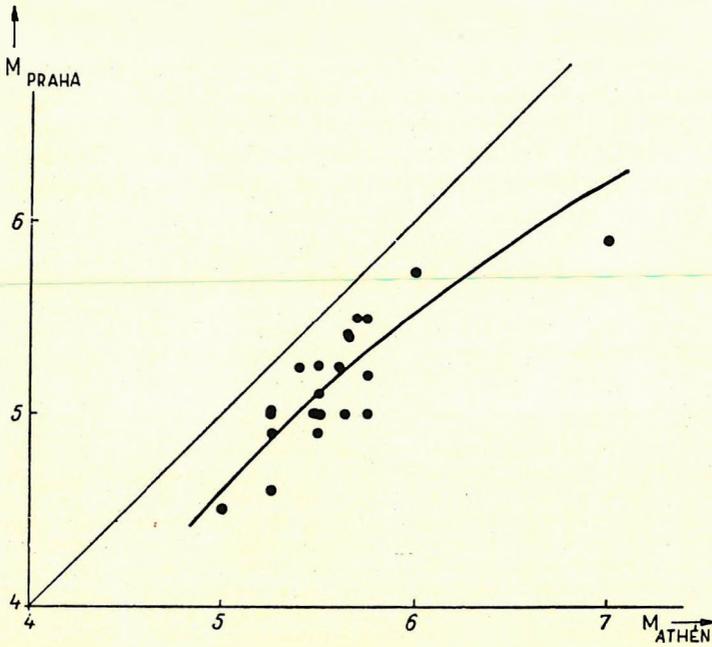
A földrengések méretének a meghatározását *Richter* [1] a sekélyrengések hosszú hullámainak amplitudójára alapozta. A regisztrált amplitudó természetesen a távolságtól függ, s a műszer adatai is befolyásolják. A méretmeghatározásnál önkényesen kellett megválasztani a méret egységét és a nullméretű rengés adatait.

A nullméretű rengés *Gutenberg* [2] által meghatározott egyenlete:

$$-\log B = 5,04 + \frac{1}{2} [48,25 \kappa (\Delta^\circ - 90^\circ) + \log \sin \Delta^\circ + \frac{1}{3} (\log \Delta^\circ - 1,954)] \quad (1)$$

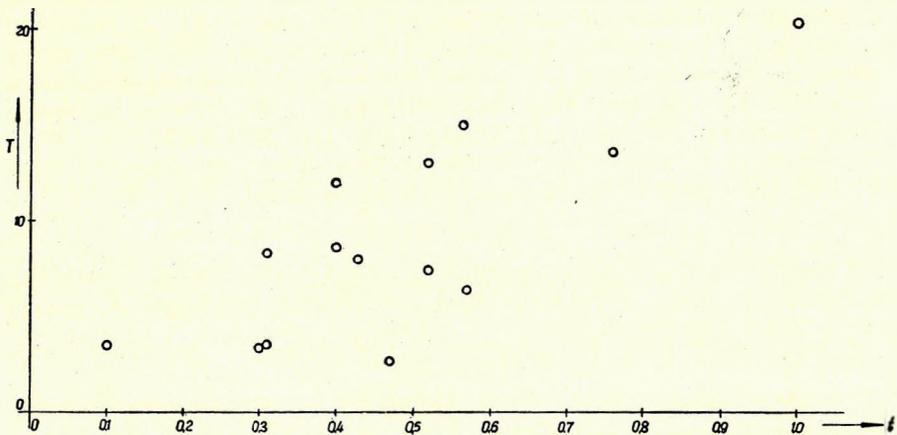
(ahol  $\kappa$  az abszorpciók együtthatója) nagy szakaszon belül ( $15^\circ < \Delta^\circ < 130^\circ$ ) egyenessel helyettesíthető, sőt még  $\Delta^\circ = 10^\circ$  epicentrum távolság esetében is jó eredményt kapunk. Egészen közeli rengések méretét azonban ezzel a formulával túlbecsüljük. Erre jó példa a Prágától mintegy  $12^\circ$ -ra eső görögországi rengéssorozat, amelynek Athén és Prága is meghatározta méretét. Összehasonlítottuk az 1953–55-ig kipattant 22 rengés méreteit (1. ábra), amiből látható, hogy Athén kb. 0,4 M egységgel kivétel nélkül nagyobb méretet ad meg mint Prága. Több, az epicentrumban kis intenzitású magyar rengést vizsgálva (ezek méretét Budapesten kívül más állomások nem tudták megadni, mert nagy részüket nem is regisztrálták)

A kézirat 1957. szeptember 3-án érkezett be.



1. ábra. Prága által meghatározott méretek az Athén által meghatározott méretek függvényében.

Ha Athén méretegyenlete egyenértékű lenne Prága méretegyenletével, akkor az értékek a 45°-os egyenes mentén helyezkednének el



1a ábra.  $A = 27,7$  km távolságról észlelt robbantás.

A robbantóanyag  $T$  tonna mennyisége a talajmozgás  $t$  időtartamának függvényeként ábrázolva

a vártnál átlagban fél méretegységgel nagyobb értékek adódtak. Ezért kellett más utat keresni a méret meghatározására.

Ehhez segítséget nyújtott az 1953—55. évi prágai szeizmológiai jelentés [3], amelyben 25 olyan robbantás adata szerepel, ahol a töltetsúly és a keltett hullám időtartama ismeretes. Ezek közül kiválogattuk azokat, amelyek egy helyről származtak, hogy változó paraméterként csak a robbantóanyag mennyisége szerepeljen (I. táblázat). Ez adatok vizsgálá-

I. táblázat

## Csehszlovákiai robbantások

Dátum	Hely-koordináták	Robban- tás idő- pontja h m s	$\Delta_{\text{km}}$	$eL$ h m s	$F$ h m s	$t$ idő perc	$\log t$	Dina- mit tonná- ban
1954. I. 18.	49°57N 14°06E	10 00 01	27,7	10 00 07	10 01 06	1	-0	20,3
II. 8.	49°57N 14°06E	12 59 46	27,7	12 59 52	13 00 20	0,47	-0,33	2,7
V. 8.	49°57N 14°06E	09 00 00	27,7	09 00 06	00 25	0,31	-0,51	3,5
VI. 19.	49°57N 14°06E	12 59 59,5	27,7	13 00 05,5	00 30	0,4	-0,4	8,6
X. 14.	49°57N 14°06E	13 00 00	27,7	13 00 06	00 25	0,31	-0,51	8,3
1955. I. 12.	49°57N 14°06E	12 00 00	27,7	12 00 06	12 00 30	0,4	-0,40	12,0
II. 26.	49°57N 14°06E	12 00 00	27,7	12 00 06	12 00 25	0,3	-0,52	3,3
III. 29.	49°57N 14°06E	12 00 00	27,7	12 00 06	12 00 13	0,1	-0,9	3,5
IV. 30.	49°57N 14°06E	12 00 05	27,7	12 00 11	12 00 45	0,57	-0,24	6,4
VI. 20.	49°57N 14°06E	09 59 58,5	27,7	10 00 04,5	14 00 36	0,52	-0,28	7,4
VII. 13.	49°57N 14°06E	11 59 50	27,7	11 59 56	12 00 30	0,56	-0,25	15
X. 11.	49°57N 14°06E	08 00 07,6	27,7	08 00 13,6	08 01 00	0,76	-0,12	13,6
XII. 21.	49°57N 14°06E	09 00 04,5	27,7	09 00 10,5	09 00 42	0,52	-0,28	13
XII. 24.	49°57N 14°06E	09 00 03,5	27,7	09 00 09,5	09 00 36	0,43	-0,37	8

latánál kitűnt, hogy a robbantás által létrehozott talajmozgás időtartama nő az elrobbantott dinamit mennyiségével (1a ábra). Ha a robbantás okozta rezgés és a természetes földrengés keltette rezgés között van valami hasonlóság, akkor tételezzük fel, hogy a méret és a talajmozgások időtartama között is hasonló összefüggésnek kell lenni. A feltételezés jogosságát igazolja a következő megfontolás, amely *Egyed Lászlótól* ered.

Ha a rezgés lecsengésének  $t$  időtartama a töltet  $D$  tömegétől függ, akkor adott epicentrális távolság esetében a kapcsolat

$$D = C t^\beta$$

alakban írható fel, ahol  $C$  arányossági tényező,  $\beta$  pozitív szám. Feltételezhetjük továbbá, hogy a robbantásnál keletkezett rugalmas  $E$  energia arányos a töltet tömegével, azaz

$$E = \gamma D$$

(ahol  $\gamma$  arányossági tényező), akkor fennáll a következő összefüggés:

$$\log E = \log \gamma + \log D = \log \gamma + \log C + \beta \log t,$$

vagy  $\log \gamma + \log C = \alpha$  helyettesítéssel

$$\log E = \beta \log t + \alpha.$$

Ha ezt összehasonlítjuk *Gutenberg* [4]

$$\log E = aM + b$$

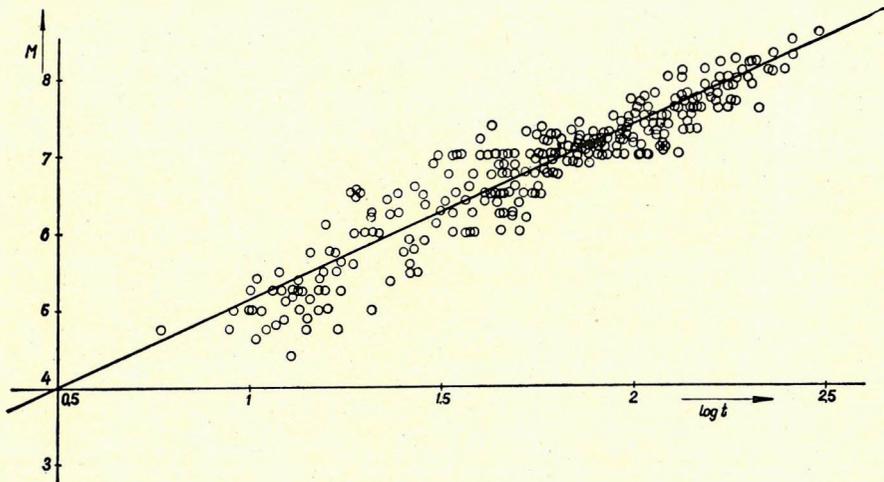
egyenletével (amiben  $E$  az energia,  $M$  a rengés mérete,  $a$  és  $b$  állandók), akkor az

$$M = d \log t + e$$

egyenletet kapjuk.

A fenti megfontolás szerint a méret és a rengés lecsengési időtartamának logaritmusai között lineáris kapcsolat van állandó epicentrum-távolság és fészekmélység esetében.

Rengéshullám esetében az összképet zavarja, hogy az  $eL - P$  időkülönbség csak a távolság függvénye. Ennek következtében csak a felületi hullámokat vizsgáltuk. Természetesen számolni kellett azzal a ténnyel, hogy a hullám diszperzió okozta időtartamváltozása, ebben az esetben is a távolság függvénye.



2. ábra.

$t$  a felületi hullám időtartama,  $M$  a rengés mérete

Magyarországon a legérzékenyebb inga a budapesti Wiechert-típusú ( $V \sim 190$ ,  $T_n \sim 10$ ,  $\varepsilon \sim 5$ ) inga. Ezért vizsgálatainkat erre végeztük el. 1931-től 1955-ig 295 olyan sekélyfészke ( $h < 50$  km) rengést regisztrált az inga, amelynek méretét Pasadena vagy Prága közölte. Teljesen pasadenai adatokra nem támaszkodhattunk, mert a kisméretű közeli balkáni rengések méretére is szükség volt (II. táblázat).

Ezen rengéseknél kiszámítottuk a felületi hullám percekben vett időtartamának logaritmusát és logaritmusának függvényeként ábráztuk az egyes rengések méretét (2. ábra). Azt találtuk, hogy a szórás nem nagyobb, mint a méretmeghatározás ma ismert módszereinél. A prágai méretegyenlet középhibája  $\pm 0,34 M$ , a budapesti  $\pm 0,33 M$ . Ez meglepő volt, mert távolságtól függetlenül vittük fel a pontokat és a távolság ( $\Delta^\circ$ )-értékek  $4^\circ < \Delta^\circ < 160^\circ$  közé estek.

## II. táblázat

## Budapest\*

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták	M	$\sigma L$ h m	F h m	t időperc	log t	$\Delta^\circ$
1931.								
I. 15.	01 50 41	16 N 96,75 W	7,8	02 22	05 00	158	2,2	95
I. 27.	20 09 13	25,6 N 96,8 E	7,6	20 42	23 10	148×	2,17	63
I. 28.	21 24 03	11 N 144,75 E	7,2	21 58	23 32	94×	1,97	105
II. 2.	22 46 42	39,5 S 177 E	7,75	23 32	02 10	158×	2,2	162
II. 10.	06 34 25	5,25 S 102,5 E	7,1	07 11	08 43	92×	1,96	83
VIII. 7.	02 11 30	4 S 142 E	7,1	02 51	04 51	120×	2,08	115
VIII. 18.	14 21 00	47 N 90 E	7,2	14 39,5	16 20	100×	2,0	47
VIII. 24.	21 35 22	30,25 N 67,75 E	7,0	21 55,5	23 30	94,5×	1,98	41
VIII. 27.	15 27 17	29,75 N 67,25 E	7,4	15 47	17 40	113×	2,05	41
IX. 25.	05 59 44	5 S 102,75 E	7,4	06 36	08 30	114×	2,06	87
XI. 2.	10 02 59	32 N 131,5 E	7,5	10 34	13 00	144×	2,16	79
1932.								
III. 25.	23 58 31	62,5 N 152,5 W	6,9	00 30	01 40	70	1,84	69
V. 14.	13 11 00	0,5 N 126 E	8,0	13 35	16 40	185	2,27	100
VI. 3.	10 36 50	19,5 N 104,25 W	8,1	11 11	15 20	249	2,4	96
VI. 18.	10 12 10	19,5 N 103,5 W	7,8	10 44	13 30	166×	2,22	96
XII. 4.	08 11 12	2,5 N 121 E	7,1	08 47	10 00	73	1,86	96
XII. 21.	06 10 05	38,75 N 118 W	7,2	06 39	09 00	141×	2,15	85
XII. 25.	02 04 24	39,25 N 96,5 E	7,6	02 27	06 00	213	2,33	48
1933.								
I. 21.	19 21 10	33 S 57,5 E	7,0	19 58	22 10	132	2,12	80
II. 23.	08 09 12	20 S 71 W	7,6	08 51	10 40	109×	2,04	107
III. 2.	17 30 54	39,25 N 144,5 E	8,5	17 58	22 20	262×	2,42	81
IV. 27.	02 36 04	61,25 N 150,75 W	7,0	03 09	04 31	82	1,91	76
VI. 18.	21 37 29	38,5 N 143 E	7,3	22 07	23 40	93×	1,97	81
VI. 24.	21 54 46	5,5 S 104,75 E	7,5	22 32	00 40	128×	2,11	131
VIII. 25.	07 50 25	31,75 N 103,5 E	7,4	08 22	10 00	98×	1,99	63
VIII. 28.	22 19 40	59,5 S 25 W	7,4	22 56	01 16	140×	2,15	112
XI. 20.	23 21 32	73 N 70,75 W	7,3	23 37	02 00	143	2,16	44,5
1934.								
I. 15.	08 43 18	26,5 N 86,5 E	8,3	09 34	14 00	266	2,42	63
II. 14.	03 59 34	17,5 N 119 E	7,6	04 31	07 00	149	2,17	85
II. 24.	06 23 40	22,5 N 144 E	7,3	07 09	08 59	110×	2,04	93
II. 28.	14 21 42	5 S 150 E	7,2	15 16	16 50	94×	1,97	123
III. 5.	11 46 15	40,5 S 175,5 E	7,5	12 25	14 40	135	2,13	162
III. 24.	12 04 26	10 S 161,5 E	7,1	12 45	14 45	120×	2,08	132
IV. 15.	22 15 13	7,75 N 127 E	7,3	22 54	00 30	96×	1,98	95
VII. 18.	01 36 24	8 N 82,5 W	7,7	02 03	05 03	180×	2,26	93
VII. 18.	19 40 15	11,75 S 166,5 E	8,2	20 21	23 50	209	2,32	135
VII. 19.	01 27 26	0,5 S 133,25 E	7,0	02 09	03 30	81	1,91	107
VII. 21.	06 18 18	11 S 165,75 E	7,3	06 59	09 19	140×	2,15	135
XI. 30.	02 05 10	18,5 N 105,5 W	7,0	02 41	03 40	59×	1,77	98
XII. 15.	01 57 37	31,25 N 89,25 E	7,1	02 19	03 39	80	1,9	59

## II. táblázat folytatása

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum- koordináták	M	eL h m	F h m	t időperc	log t	Δ°
1935.								
IV. 19.	15 23 22	31,5 N 15,25 E	7,1	15 31	17 31	120×	2,08	16
IV. 19.	17 57 00	31,5 N 15,25 E	5,0Bp	18 08	18 18	10×	1,0	16
IV. 19.	— — —	31,5 N 15,25 E	5,6Bp	20 42	21 14	26×	1,42	16
IV. 20.	22 01 54	21,25 N 120,75 E	7,1	22 43	23 50	67×	1,83	79
VIII. 3.	01 10 01	4,5 N 96,25 E	7,0	01 45	03 01	76×	1,88	71
IX. 4.	01 37 41	22,25 N 121,25 E	7,2	02 20	03 20	60×	1,78	81
IX. 9.	06 17 30	6 N 141 E	7,0	07 07	08 20	73	1,86	105
IX. 20.	01 46 33	3,5 S 141,75 E	7,9	02 26	05 30	184×	2,26	115
IX. 20.	05 23 01	3,5 S 142,5 E	7,0	06 23	07 40	77	1,89	115
XII. 15.	07 07 48	9,75 S 161 E	7,6	07 48	10 08	140×	2,15	129
XII. 17.	19 17 35	22,5 N 125,5 E	7,2	20 02	21 10	64×	1,81	89
XII. 28.	02 35 22	0 98,25 E	7,9	03 07	06 30	203	2,31	83
1936.								
II. 15.	12 46 57	4,5 S 133 E	7,3	13 35	15 30	115×	2,06	110
IV. 1.	02 09 15	4,5 N 126,5 E	7,7	02 42	05 00	138	2,17	98
IV. 19.	05 07 17	7,5 S 156,0 E	7,4	06 02	08 00	118×	2,07	126
V. 27.	06 19 19	28,5 N 83,5 E	7,0	06 50	08 09	79×	1,9	52,5
XI. 2.	20 45 50	38,25 N 141,5 E	7,3	21 29	23 00	90×	1,95	86
1937.								
I. 7.	13 20 35	35,5 N 98 E	7,6	13 48	16 08	140×	2,15	57,5
I. 23.	10 55 51	4,5 S 153 E	7,0	11 55	12 30	35	1,54	122
I. 25.	06 34 00	10 S 163 E	7,1	07 38	08 50	72	1,86	132
VIII. 20.	11 59 16	14,5 N 121,5 E	7,5	12 43	13 43	120×	2,08	87
IX. 27.	08 55 10	9,5 S 111 E	7,2	09 50	10 30	40×	1,6	98
XII. 8.	08 32 09	23 N 121,5 E	7,0	09 16	10 10	54×	1,73	81
XII. 23.	13 17 56	16,75 N 98,5 W	7,5	14 00	16 00	120×	2,08	96
1938.								
II. 1.	19 04 18	5,25 S 130,5 E	8,2	19 50	22 40	170	2,23	109
V. 19.	17 08 21	1 S 120 E	7,6	17 52	20 00	128	2,11	96
V. 23.	07 18 28	36,5 N 141 E	7,4	07 57	10 00	123	2,09	84
VI. 10.	09 53 39	25,5 N 125 E	7,7	10 33	12 30	117	2,07	86
VI. 16.	02 15 15	27,5 N 129,5 E	7,4	02 58	04 10	72	1,86	79
IX. 7.	04 03 18	23,75 N 121,5 E	7,0	04 45	05 40	55	1,74	81
X. 10.	20 48 05	2,25 N 126,75 E	7,3	21 37	22 30	53	1,72	86
XI. 10.	20 18 43	55,5 N 158 W	8,3	20 53	00 50	237	2,37	77,5
1939.								
I. 25.	03 32 14	36,25 S 72,25 W	7,75	04 22	06 10	108	2,03	118
I. 30.	02 18 27	6,5 S 155,5 E	7,8	03 16	05 10	114	2,06	123
II. 3.	05 26 20	10,5 S 159 E	7,1	06 32	07 50	78	1,89	129
III. 21.	01 11 09	1,5 S 89,5 E	7,2	01 44	03 00	76	1,88	72
IV. 30.	02 55 30	10,5 S 158,5 E	8,0	03 55	06 10	135	2,13	141
V. 1.	05 58 33	40 N 139,75 E	7,0	06 38	08 00	82	1,91	78
V. 8.	01 46 50	37 N 24,5 W	7,1	02 05	03 30	85	1,93	35
X. 21.	20 54 48	10 N 85 W	7,3	21 35	23 50	135	2,13	91

## II. táblázat folytatása

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták	$M$	$eL$ h m	$F$ h m	$t$ idő- perc	$\log t$	$\Delta^\circ$
1940.								
V. 24.	16 33 57	10,5 S 77 W	8,0	17 12	20 30	198	2,3	105
VIII. 1.	15 08 21	44,5 N 139 W	7,7	15 43	18 30	167	2,22	74
VIII. 22.	03 27 18	53 N 165,5 W	7,1	04 06	05 50	104	2,02	79,5
IX. 12.	13 17 10	4,5 S 153 E	7,0	14 16	15 00	44	1,64	123
X. 11.	18 41 13	41,55 S 74,5 W	7,0	19 39	20 25	46	1,66	120
1941.								
I. 13.	16 27 38	4,5 S 152,5 E	7,0	17 23	19 10	107	2,03	120
IV. 7.	23 29 17	17,75 N 78,5 W	7,1	00 08	01 20	72	1,86	81
IV. 15.	19 09 56	18 N 103 W	7,7	19 50	22 00	130	2,11	95
V. 17.	02 24 50	10 S 166,25 E	7,4	03 20	04 55	95	1,98	135
VI. 26.	11 52 03	12,5 N 92,5 E	8,1	12 24	15 00	156	2,19	69
1942.								
V. 14.	02 13 18	0,75 S 81,5 W	7,9	02 52	05 50	178	2,25	91
VIII. 6.	23 36 59	14 N 91 W	7,9	00 16	02 50	154	2,19	93
VIII. 24.	22 50 27	15 S 76 W	8,1	23 35	02 50	195	2,29	105
XI. 10.	11 41 27	49,5 S 32 E	7,9	12 24	15 10	166	2,22	97
1946.								
VI. 23.	17 13 22	49,75 N 124,5 W	7,3	17 50	19 20	90	1,95	78
VIII. 4.	17 51 05	19,25 N 69 W	8,1	18 23	22 10	227	2,36	76
VIII. 8.	13 28 28	19,5 N 69,5 W	7,6	14 00	16 10	130	2,11	76
IX. 29.	03 01 55	4,5 S 153,5 E	7,75	03 52	06 10	138	2,14	122
XI. 1.	11 14 24	51,5 N 174,5 W	7,0	11 48	13 20	92	1,96	80
XI. 2.	18 28 25	41,5 N 72,5 E	7,6	18 45	21 30	165	2,22	38
XI. 4.	21 47 47	39,75 N 54,5 E	7,5	21 57	23 50	113	2,05	26
XI. 10.	17 42 53	8,5 S 77,5 W	7,25	18 26	20 30	114	2,06	94
XI. 12.	17 28 41	173,5 N 20 S	7,25	18 12	19 40	88	1,94	155
XII. 20.	19 19 05	32,5 N 134,5 E	8,2	20 00	23 25	205	2,31	89
1947.								
I. 3.	02 20 33	44,85 N 149 E	7,0	02 59	03 55	56	1,75	77
III. 17.	08 19 32	33 N 99,5 E	7,7	08 48	10 25	97	1,99	63
III. 25.	20 32 14	38,75 S 178,5 E	7,0	21 57	22 55	58	1,76	163
IV. 2.	05 39 11	1,5 S 138 E	7,4	06 33	08 20	107	2,03	107
IV. 14.	07 15 33	44 N 148,5 E	7,0	07 51	09 35	104	2,02	78
V. 6.	20 30 32	6,5 S 148,5 E	7,6	21 19	23 25	126	2,1	112
V. 27.	05 58 54	1,5 S 135,25 E	7,25	06 45	08 50	120	2,08	112
VI. 12.	09 02 30	1,5 N 126,5 E	7,2	09 44	10 45	61	1,78	105
VII. 29.	13 43 22	28,5 N 94 E	7,7	14 12	17 20	188	2,27	60
VIII. 5.	14 24 10	25,5 N 63 E	7,3	14 44	16 20	96	1,98	41
X. 6.	19 55 37	37 N 22 E	7,0	20 01	21 05	64	1,8	12
XI. 4.	00 09 10	44 N 140,5 E	7,1	00 47	02 10	83	1,92	74

## II. táblázat folytatása

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták			M	eL h m	F h m	t idő- perc	log t	Δ°
1948.										
I. 30.		24	N 64	E	6,2 <sup>+</sup>	08 58	09 50	52×	1,72	43
II. 9.	12 58 15	35,5	N 27	E	7,1	13 06	14 30	84×	1,92	14
III. 3.	09 09 54	18,5	N 119	E	7,2	09 50	11 00	70	1,85	81
III. 9.		3	S 147	E	6,5 <sup>+</sup>	19 47	20 15	28×	1,45	118
IV. 17.	16 11 28	33	N 135,25	E	7,3	16 53	18 50	117	2,07	82
IV. 18.		3	S 137	E	6,0 <sup>+</sup>	13 21	14 06	45×	1,65	112
V. 14.	22 31 43	54,5	N 161	W	7,5	23 04	00 45	101	2,00	77
V. 25.	07 11 21	29,5	N 100,5	E	7,3	07 41	08 50	69	1,84	65
VI. 28.	07 13 30	36,5	N 136	E	7,3	07 52	09 05	73	1,86	80
VI. 30.		38,5	N 20,25	E	6,4 <sup>+</sup>	12 26	13 10	44	1,64	74
VII. 7.		33,5	N 136	E	6,5 <sup>+</sup>	03 02	03 50	48×	1,68	81
VIII. 4.	17 51 05	19,25	N 69	W	8,1 <sup>+</sup>	18 23	22 10	227	2,36	62
IX. 2.	23 34 50	10	N 125,5	E	7,0	00 26	01 00	34	1,53	93,5
IX. 10.	13 48 34	43,5	N 147	E	7,1	14 30	15 40	70×	1,85	88
IX. 29.	03 01 55	4,5	S 153,5	E	7,75 <sup>+</sup>	03 52	06 10	138	2,14	122
XII. 20.	19 19 05	32,5	N 134,5	E	8,2 <sup>+</sup>	20 00	23 25	205	2,31	90
1949.										
II. 23.	16 08 08	41	N 83,5	E	7,3	16 33	17 53	80×	1,9	45
IV. 20.		38	S 73	W	7,5 <sup>+</sup>	04 19	05 49	90×	1,95	117
VII. 10.	03 53 36	39	N 70,5	E	7,6	04 10	07 10	180×	2,25	36
VII. 14.		43,5	N 21	E	5,25 <sup>+</sup>	11 12,6	11 30	17,4×	1,24	37
VII. 27.		29	S 177	W	7,0 <sup>+</sup>	16 25	17 30	65×	1,81	158
VIII. 5.		1,5	S 78,25	W	6,75	19 51	20 40	49×	1,69	96
VIII. 22.	04 01 11	54	N 133,25	W	8,1	04 36	06 51	135×	2,13	76
X. 4.		1	S 21	W	6,25 <sup>+</sup>	10 52	11 30	38×	1,58	59
XII. 17.	15 07 55	54	S 71	W	7,75 <sup>+</sup>	15 50	18 10	140	2,15	126
1950.										
II. 2.	23 33 39	22	N 100	E	7,0	00 08	01 05	57	1,76	68
III. 7.		10	N 124	E	6,75 <sup>+</sup>	02 57	03 40	43×	1,63	93
V. 17.	18 13 13	21	S 169	E	7,0	18 54	20 20	86×	1,93	145
V. 26.	01 17 25	20,25	S 169,25	E	7,2	02 22	03 40	78	1,89	145
VIII. 15.	14 09 30	28,5	N 96,5	E	8,6	14 40	19 50	310×	2,49	61
VIII. 26.		65	N 162	W	6,5 <sup>+</sup>	07 09	07 50	41×	1,61	162
X. 8.	03 23 09	3,75	S 128,25	E	7,6	04 18	06 00	102×	2,01	107
X. 5.	16 09 31	11	N 85	W	7,7	16 53	19 15	142	2,15	91
X. 23.	16 13 20	14,5	N 91,5	W	7,1	16 51	18 52	121×	2,08	93
XI. 5.		33	N 134,5	E	6,5	18 20	19 15	55×	1,74	82,5
XII. 2.	19 51 49	18,25	S 167,5	E	7,75	20 54	22 40	106×	2,02	145

II. táblázat folytatása

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták			M	eL h m	F h m	t idő- perc	log t	Δ°
1951.										
II. 13.	22 12 57	56	N 156	W	7,1	22 51	24 15	84×	1,92	78
V. 1.	05 02 40	50,5	S 149	E	7,0	05 54	07 20	76×	1,88	148
VII. 8.		12,6	N 123	E	6,5 <sup>+</sup>	06 35	07 10	35×	1,54	93
VII. 26.		41	N 143	E	6,25 <sup>+</sup>	10 44	11 05	21×	1,32	80
IX. 1.		43,3	N 13,5	E	5,4 <sup>+</sup>	06 59,5	07 10	10,5×	1,02	4,3
X. 18.		42	N 142	E	6,25 <sup>+</sup>	09 09,5	09 25	24,5×	1,39	80
XI. 18.	09 35 47	30,5	N 91	E	8,0	10 01	12 50	169×	2,23	57
XII. 8.	04 14 12	34	S 57	E	7,7	04 55	07 20	145×	2,16	92
1952.										
III. 9.	17 03 47	42,5	N 143	E	7,1	17 44,5	19 10	75,5	1,88	78
III. 19.	10 57 12	9,5	N 127,25	E	7,75 <sup>+</sup>	11 41	14 15	146×	2,16	94,8
VI. 11.	00 31 36	31,5	S 67,5	W	7,0 <sup>+</sup>	01 13	02 80	47×	1,67	111
VII. 21.	11 52 14	35	N 119	W	7,7	12 30	14 15	105×	2,02	89
VIII. 20.		43,3	N 126,5	W	6,5	16 00	16 55	55×	1,74	85
IX. 30.		28,5	N 102	E	6,5 <sup>+</sup>	13 29	14 15	46×	1,66	65
X. 26.		38,5	N 143,5	E	6,0 <sup>+</sup>	09 25	09 45	20×	1,3	81,3
1953.										
I. 5.	10 06 25	49	N 156	E	6,75	10 45	11 40	55	1,74	76,5
I. 7.	00 01 27	41,5	N 20,5	E	5,3Pr	00 05	00 20	15	1,18	6,1
I. 7.	01 18 57	41,5	N 20,5	E	5,5Pr	01 23	01 35	12	1,08	6,1
I. 27.	03 12 55	52	N 159,5	E	6,4Pr	03 54,5	04 35	40,5	1,61	74,3
II. 5.	22 42 02	35,5	N 23,5	E	4,75Pr	22 49	23 00	11	1,04	12,4
II. 6.	13 12 59	42,5	N 143,5	E	6,9Pr	13 55	14 25	30	1,48	77,5
II. 7.	18 23 12	49	N 156	E	6,4Pr	19 08	19 40	32	1,51	76,5
II. 7.	22 31 08	35,5	N 24,5	E	5,4Pr	22 40	22 55	15	1,18	12,6
II. 12.	08 15 29	35	N 54,5	E	7,0	08 27	09 30	63	1,8	29
II. 19.	15 07 40	0	18	W	6,6Pr	15 46,5	16 35	48,5	1,69	58
II. 26.	11 42 26	11	S 164,5	E	7,5	12 37	14 10	97	1,99	135
IV. 23.	16 24 17	4	S 154	E	7,75Pr	17 15	19 30	135	2,13	123
V. 2.	18 37 42	38,75	N 26,5	E	5,75Up	18 43,5	19 00	16,5	1,22	10,5
V. 4.	11 29 08	53,5	N 161	E	6,0Pr	12 11	12 30	19	1,28	78
V. 19.	03 11 06	51	N 159	E	6,5	03 55,5	04 20	24,5	1,39	76
VI. 13.	18 38 58	38,25	N 22,75	E	5,0Pr	18 45	19 00	15	1,18	9,5
VI. 15.	17 47 14	56,5	N 154	W	6,5	18 32	19 15	43	1,63	76
VI. 21.	08 11 25	37,6	N 20,6	E	4,5— 4,75Pr	08 17,5	08 28	10,5	1,02	10
VI. 23.	13 53 28	51	N 157,5	E	6,5	14 36	14 55	19	1,28	76
VI. 25.	10 44 57	8,5	S 123,5	E	6,75— 7,0	11 31	13 20	49	1,69	105
VII. 9.	21 23 48	30	N 42,5	W	6,25Pr	21 48	22 20	32	1,5	50
VII. 22.	15 09 37	39,6	N 28,7	E	4,75Pr	15 16	15 30	14	1,15	10,5
VIII. 9.	07 41 05	38,5	N 21	E	6,75	07 46,5	08 50	63,5	1,8	9,1
VIII. 12.	09 23 55	38,5	N 21	E	7,25	09 29	10 31	62	1,79	9
VIII. 12.	11 33 46	38,1	N 20,8	E	5,75Pr	11 39,5	11 56	16,5	1,22	9
VIII. 12.	12 05 22	38,1	N 20,8	E	6,0	12 10	13 00	50	1,7	9
VIII. 12.	13 39 20	38,1	N 20,8	E	5,5Pr	13 44,7	14 00	15,3	1,19	9

## II. táblázat folytatása

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták	M	eL h m	F h m	t idő- perc	log t	Δ°
1953.								
VIII. 12.	14 08 38	38,1 N 20,8 E	6,0	14 14	14 50	36	1,56	9
IX. 5.	14 18 41	37,8 N 23 E	5,6Pr	14 24,5	14 42	17,5	1,24	10
IX. 5.	18 58 09	51 N 157 E	6,5	19 41	20 00	19	1,28	76
IX. 7.	03 58 57	41,25 N 32,75 E	6,25	04 05	04 50	45	1,65	12
IX. 14.	14 56 16	38,3 N 21 E	5,5Pr	15 02	15 29	27	1,43	9,5
IX. 26.	01 02 30	50 N 157,5 E	6,0—	01 44	02 00	16	1,2	76
			6,25Pr					
X. 5.	04 31 40	53,5 N 165,5 E	6,0Pr	05 18,5	05 40	21,5	1,33	74
X. 10.	21 29 14	38,5 N 21 E	5,25Pr	21 35	21 50	15	1,18	9
X. 11.	17 08 00	31,5 N 83 E	6,75	17 32	18 05	33	1,52	50
X. 16.	21 44 49	38,25 N 20,75 E	4,75—	21 51	22 05	14	1,15	9,3
			5,0Pr					
X. 17.	21 07 22	52 N 159 E	6,25—	21 51	22 20	29	1,46	76
			6,5Pr					
X. 21.	11 31 01	38,3 N 20,8 E	5,25—	11 36,5	11 50	13,5	1,13	9,5
			5,5Pr					
X. 21.	18 39 50	38 N 20,5 E	6,5Pr	18 46	19 30	44	1,64	9,5
X. 21.	23 44 01	38 N 20,5 E	5,0Pr	23 50	00 00	10	1,0	9,5
XI. 8.	14 45 50	39 N 24 E	5,0Pr	14 51,8	15 01	9,2	0,96	9
XI. 17.	13 29 52	14 N 92 W	7,25	14 12,5	15 10	57,5	1,76	87
			7,5					
XI. 25.	17 48 49	34 N 141 E	8,25	18 27	21 35	188	2,27	87
XI. 26.	00 03 28	34 N 141 E	6,75	00 45	01 45	60	1,78	83
XI. 26.	01 47 27	34 N 141 E	6,0	02 32	03 05	31	1,49	83
			6,25Pr					
XI. 28.	20 17 21	37 N 20 E	5,0Pr	20 23	20 40	17	1,23	10,5
XI. 30.	13 21 01	39 N 21,5 E	5,25Pr	13 26,8	13 40	13,2	1,12	8,7
XII. 28.	02 38 42	38 N 20,5 E	5,25Pr	02 44,5	02 56	11,5	1,06	9,5
1954.								
I. 2.	01 13 21	36,5 N 27,5 E	4,75Pr	01 21,1	01 27	5,9	0,77	12,6
I. 13.	00 13 06	49 S 165 E	7,25	01 34	02 30	56	1,75	157,5
I. 18.	14 16 10	36,25 N 21,25 E	4,75Pr	14 21	14 30	9	0,95	10,8
II. 1.	01 06 51	24,5 N 142,5 E	7,25	01 50	02 52	62	1,79	91,9
II. 5.	09 19 42	4,5 S 153 E	6,75—	10 14,5	11 00	45,5	1,66	121,7
			7,0					
II. 11.	00 30 16	39,5 N 101 E	7,25—	00 58,5	02 25	86,5	1,94	57,2
			7,5					
II. 19.	19 07 44	30 S 178 W	7,0	20 28,5	21 30	61,5	1,79	158,1
II. 22.	12 03 23	66,5 S 26,5 W	6,25Pr	13 06,5	13 30	23,5	1,37	115,3
II. 23.	06 40 35	28,5 N 91,5 E	6,0Pr	07 14	07 35	21	1,32	57,9
II. 28.	00 55 22	27 N 132 E	5,75—	01 38	02 07	29	1,46	83,7
			6,0					
III. 3.	06 02 55	5,5 S 142,5 E	7,25	07 02	08 30	88	1,94	116,2
III. 8.	08 17 19	38 N 20,5 E	5,25Pr	08 22,9	08 35	12,1	1,08	9,4
III. 9.	02 21 43	1,5 N 30,5 W	5,75Pr	02 53,2	03 20	26,8	1,43	62,8
III. 28.	20 26 22	52 N 176 E	6,25—	21 21	22 11	50	1,7	78,6
			6,5					

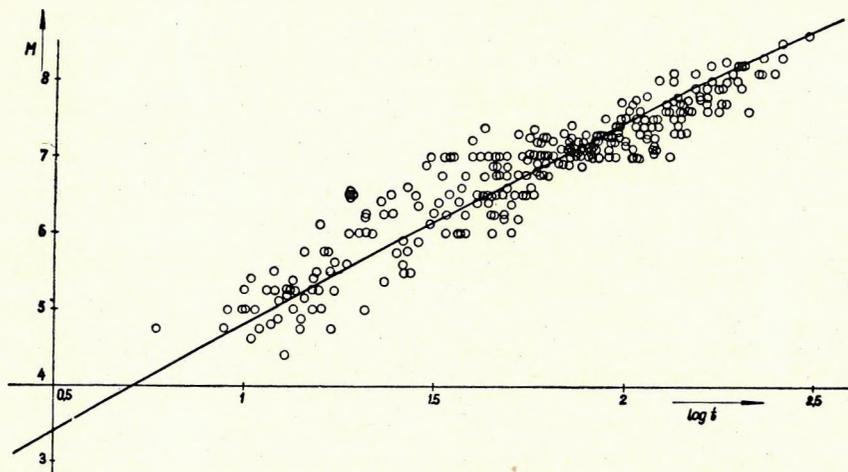
## II. táblázat folytatása

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták	M	$eL$ h m	F h m	$t$ idő- perc	log $t$	$\Delta^\circ$	
1954.									
III. 31.	18 25 48	13,5 N 58 E	7,25— 7,5	18 47	19 30	43	1,63	48	
IV. 25.	00 27 54	0 15,5 W	6,0Pr	00 57,5	01 35	37,5	1,57	56,2	
IV. 30.	13 02 36	39,5 N 22 E	7,0	13 07,5	14 50	102,5	2,01	8,3	
IV. 30.	19 33 30	39,5 N 22 E	4,75Pr	19 38,1	19 55	17	1,23	8,3	
IV. 30.	23 04 30	0,5 N 19 W	6,25Pr	23 32,5	00 20	47,5	1,68	57,4	
V. 1.	20 53 16	36,5 N 26 E	5,25Pr	20 59,5	21 15	15,5	1,19	12,1	
V. 3.	05 24 57	36 N 21,5 E	4,75— 5,0Pr	05 32,8	05 45	12,2	1,09	11,6	
V. 3.	08 51 17	36 N 21,5 E	5,0Pr	08 59,3	09 10	10,7	1,03	11,6	
V. 3.	15 29 40	51,5 N 159,5 E	6,75— 7,0	16 10,3	16 55	45	1,65	75,4	
V. 4.	16 43 22	39,5 N 22 E	5,25+ 5,5Pr	16 48,3	17 12	23,7	1,37	7,8	
V. 9.	14 14 32	71 N 12 W	5,25Pr	14 31,7	14 45	13,3	1,12	27,7	
V. 15.	12 24 34	36,2 N 21,7 E	5,0Pr	12 31,5	12 55	13,5	1,13	11,4	
V. 25.	22 03 34	39,5 N 22,8 E	5,5Pr	22 08,5	22 35	26,5	1,42	8,3	
VI. 6.	16 50 33	3,5 S 136,5 E	7,0	17 45	19 30	10,5	2,02	110,8	
VI. 17.	01 42 22	56 N 154,5 W	6,5Pr	02 25	03 10	45	1,65	76,5	
VI. 30.	13 26 50	7 N 37 W	5,75Pr	13 55	14 20	25	1,4	43,4	
VII. 2.	02 45 08	13 N 124,5 E	6,75	03 33,7	04 20	46,3	1,67	89,5	
VII. 18.	09 07 47	35,5 N 140,5 E	6,5	09 51	10 10	19	1,28	81,9	
VII. 18.	14 42 38	38,5 N 31,5 E	5,0Pr	14 49,2	15 05	15,8	1,2	9,6	
VIII. 21.	22 51 00	72 N 13 W	5,25Pr	23 10	23 20	10	1,0	28,6	
VIII. 24.	05 51 32	39,5 N 118,5 W	6,8	06 31,2	07 30	59	1,77	85,2	
IX. 5.	07 43 31	19 S 176 E	6,5	08 46	09 05	19	1,28	146	
IX. 12.	07 43 50	41 N 143 E	6,25	08 26	09 00	34	1,53	78	
IX. 23.	21 43 38	49 N 156 E	6,25	22 27	23 12	45	1,65	77	
X. 1.	02 55 31	11 S 166 E	6,9	04 03	05 10	67	1,85	134	
X. 3.	02 47 19	10 S 166 E	6,9	03 51	05 00	69	1,84	133	
XI. 25.	11 16 36	40,5 N 126 W	6,5	11 52	12 50	58	1,76	87	
XII. 11.	12 57 07	52,5 N 32 W	6,5	13 14	14 05	51	1,71	33	
XII. 16.	11 07 10	39,5 N 118 W	7,15	11 45	13 25	100	2,0	85	
XII. 23.	16 27 16	38 N 21 E	5,75Pr	16 35,5	16 50	14,5	1,16	10	
XII. 30.	11 05 58	37 N 22 E	5,15Pr	11 12,7	11 27	14,3	1,16	11	
1955.									
I. 3.	01 07 02	39 N 22 E	5,1Pr	01 12,6	01 25	12,4	1,09	8,7	
I. 5.	00 50 12	50 S 162,5 E	6,6	02 04	03 00	56	1,75	156	
I. 6.	23 42 03	16 S 167,5 E	6,9	00 50	01 45	55	1,74	139	
I. 8.	07 52 57	39,5 N 22,1 E	5,0Pr	07 59	08 20	21	1,32	8,7	
I. 13.	02 03 43	53 N 167,5 W	6,9	02 44	03 45	61	1,79	79	
I. 28.	17 02 33	33 N 82,5 E	7,0Pr	17 28,5	18 10	41,5	1,62	47	
I. 31.	16 02 07	46,5 N 153 E	6,4	16 44	17 20	36	1,56	78	
II. 5.	20 41 51	46,5 N 153 E	6,4Pr	21 27	21 50	23	1,36	78	
II. 6.	02 27 53	71 N 13,5 W	6,2Pr	02 44	03 05	21	1,32	28	

\* Az M rovatban a + jel az (USCGS) vagy (BCIS) által  
P+ a Prága által,  
Bp Budapest által,  
Up Upsala által meghatározott méretet jelenti.  
t rovatban az × jel a szerző által kimért adatokat jelenti.

## II. táblázat folytatása

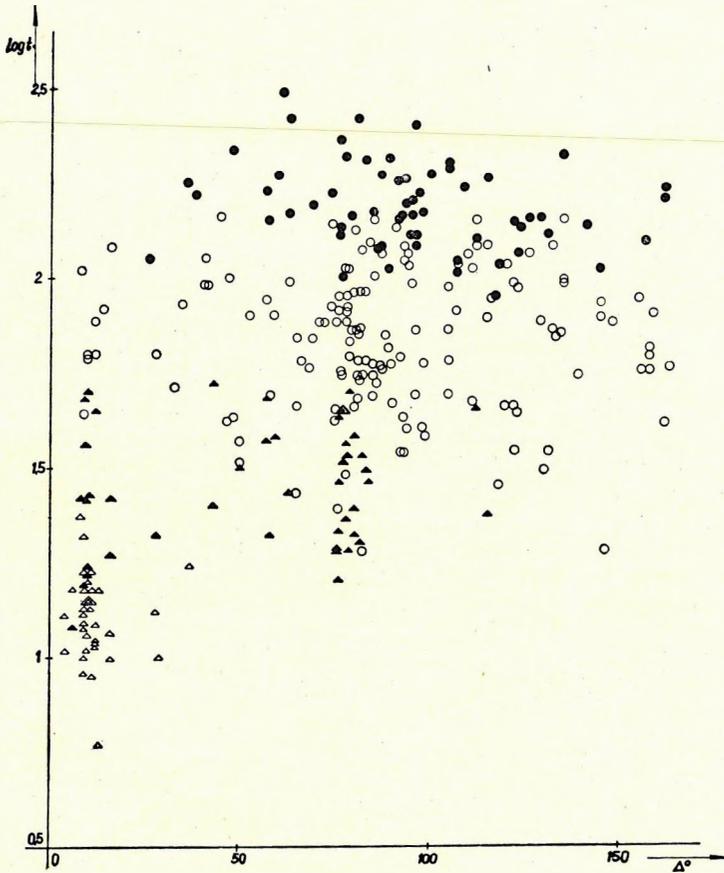
Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum- koordináták	$M$	$eL$ h m	$F$ h m	$t$ idő- perc	$\log t$	$\Delta^\circ$
1955.								
II. 27.	20 43 24	21,5 S 176 W	8,0	21 27	23 30	123	2,09	157
III. 1.	04 42 59	65 N 133 W	6,6	05 23	05 50	27	1,43	65
III. 18.	00 06 42	54,5 N 161 E	7,4	00 43	03 01	138	2,14	74
III. 22.	14 05 04	8,5 S 92 E	7,0	14 46	15 35	49	1,69	85
III. 31.	18 17 00	8 N 124 E	7,5	19 03	20 50	107	2,03	94
IV. 4.	11 11 21	22 N 121 E	6,0	11 58	12 32	34	1,53	82
IV. 5.	15 09 15	25 N 110 W	7,0	15 55	16 35	40	1,6	94
IV. 13.	20 45 45	37,5 N 22 E	5,2Pr	20 52	21 05	13	1,11	8,7
IV. 17.	18 35 27	52 N 160 E	6,75	19 17	20 30	53	1,72	75
IV. 19.	16 47 19	39,5 N 23 E	6,2Pr	16 52,2	17 40	47,8	1,68	8,5
IV. 21.	07 18 17	39,5 N 23 E	5,9Pr	07 23,8	07 50	26,2	1,42	8,5
IV. 24.	12 59 00	45 N 86 E	6,6Pr	13 23	14 00	37	1,57	50
V. 1.	09 55 16	39,5 N 143,5 E	6,75	10 39	12 25	46	1,66	80
V. 1.	13 58 44	39,5 N 143,5 E	6,0	14 42	15 20	38	1,58	80
V. 8.	21 39 04	36,6 N 1,5 E	4,8Pr	21 49,2	22 01	11,8	1,07	16
V. 17.	14 49 49	7 N 94,5 E	7,0	15 24	16 40	76	1,88	75
V. 26.	16 23 10	10 S 16,1 E	7,0	17 30	18 05	35	1,54	131
V. 29.	15 34 00	10,5 S 110,5 E	6,75	16 32	17 10	38	1,58	99
VI. 5.	14 56 13	36,5 N 1,5 E	5,6Pr	15 06,3	15 25	18,7	1,27	16
VI. 28.	07 14 07	44 N 20,5 E	4,4Pr	07 17	07 30	13	1,11	3,6
VII. 16.	07 07 08	37,5 N 27 E	6,75 7,0	07 13	08 30	77	1,89	11,5
IX. 23.	15 06 19	27 N 101,5 E	6,75	15 40	16 40	60	1,78	65,5
X. 10.	08 57 54	5 S 153 E	7,25	09 55	11 30	95	1,98	122
X. 13.	09 26 44	9,5 S 161 E	7,0	10 39	11 10	31	1,49	130
XII. 7.	15 03 11	26,5 N 142,5 E	6,9	15 51	16 50	59	1,77	90



2a ábra.

$t$  a felületi hullám időtartama,  $M$  a rengés mérete

Ezután felvittük az  $M < 5,5$ ;  $5,5 \leq M < 6,5$ ;  $6,5 \leq M < 7,5$ ;  $7,5 \leq M$  méretű rengésekhez tartozó felületi hullám időtartamának logaritmusát a távolság függvényében négy különböző jelöléssel (3. ábra). Látható, hogy az értékek sávja kevés változást mutat a távolság növekedésével.



3. ábra.

$t$  a felületi hullám időtartama,  $\Delta^\circ$  az epicentrum-távolság fokokban,  $7,5 > M$ -t feketén kitöltött kör, a  $6,5 \leq M < 7,5$ -et kör, az  $5,5 \leq M < 6,5$ -et fekete háromszög,  $5,5 < M$ -et üres háromszög jelenti

Ezután a 2. ábra pontjait kiegyenlítéssel egyenes vonallal közelítettük meg. Az így kapott egyenlet:

$$M = 2,25 \log t - 0,001 \Delta^\circ + 2,92, \quad (2)$$

ahol  $M$  a rengés mérete,  $t$  a felületi hullám időtartama a Love-hullám kezdetétől a rengés lecsengésének végéig,  $\Delta^\circ$  az epicentrum-távolság fokokban. A (2) egyenletben  $\Delta^\circ$  együtthatója igen kicsi. Ez számunkra

igen kedvező volt. Közeleli rengésekre extrapolálhattunk anélkül, hogy nagy hibát követtünk volna el. Így a (2) egyenlettel kiszámítottuk (III. táblázat) 27 magyarországi rengés méretét és az epicentrumbeli intenzitás ( $I_0$ ) függvényeként ábrázoltuk (4. ábra).

III. táblázat

## Magyarországi rengések

Dátum	$I_0$	$M$
1911. VII. 8.	8,0	5,4
1925. I. 31.	7,0	5,0
1930. IV. 11.	5,0	4,2
VIII. 22.	5,0	4,25
1931. IV. 18.	4,5	4,15
IV. 19.	4,0	3,8
1934. VIII. 31.	5,0	5,15
1935. VIII. 6.	4,0	3,85
1936. III. 4.	5,0	4,25
IV. 14.	4,0	4,1
1937. VI. 10.	5,5	4,7
1939. III. 23.	5,5	5,15
1942. V. 14.	6,0	4,0
V. 19.	4,0	3,65
IX. 29.	4,0	4,4
IX. 30.	6,0	4,5
1947. XII. 11.	4,0	3,35
1948. III. 8.	4,0	3,65
1950. VIII. 21.	4,0	3,35
XI. 29.	5,0	3,5
1951. II. 19.	4,0	3,9
II. 20.	6,5	5,0
1952. III. 10.	4,5	3,7
IV. 4.	4,0	3,35
V. 14.	3,5	3,55
XII. 5.	3,5	3,25
1956. II. 12.	7,5	6,0

Az első két rengés  $I_0$  értékét, mivel azokat nem Mercalli—Sieberg skála szerint becsülték meg, utólag határoztuk meg.

Egyenesre kiegyenlítve a pontokat:

$$M = 0,49 I_0 + 1,74 \quad (3)$$

egyenletet kaptuk, ami az  $I_0 = 3,5$  értéknél  $0,1 M$  és  $I_0 = 8,5$ -nél  $0,4 M$  egységgel tér el a kaliforniai

$$M = 0,6 I_0 + 1,3 \quad (3a)$$

egyenlettől.

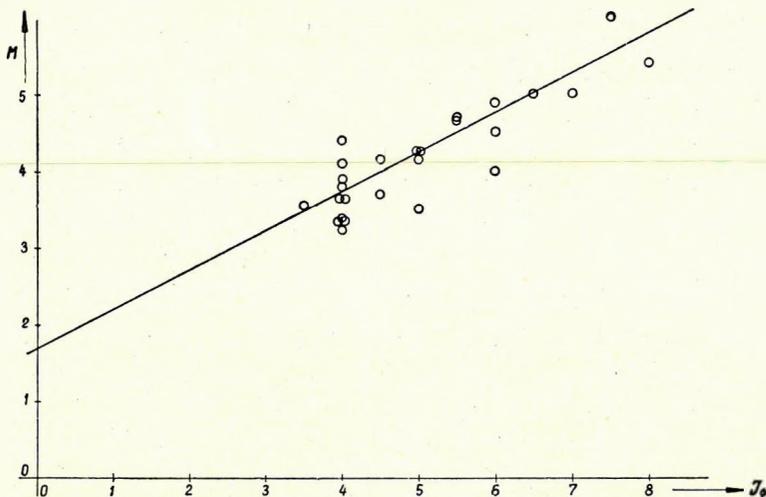
A (2) egyenlettel meghatározható méretek középhibája

$$\sqrt{\frac{[xx]}{n}} = 0,32$$

ahol  $[xx]$  az eltérések négyzetének összegét,  $n$  az adatok számát jelenti.

A 2. ábra alapján úgy gondoltuk, hogy parabolával jobb közelítést érhetünk el. Ezért a pontokat kiegyenlítéssel másodfokú görbével közelítettük meg. Az így kapott görbe (2a ábra) egyenlete:

$$0,0063 M^2 + 0,306 M - 0,623 = \log t. \quad (4)$$

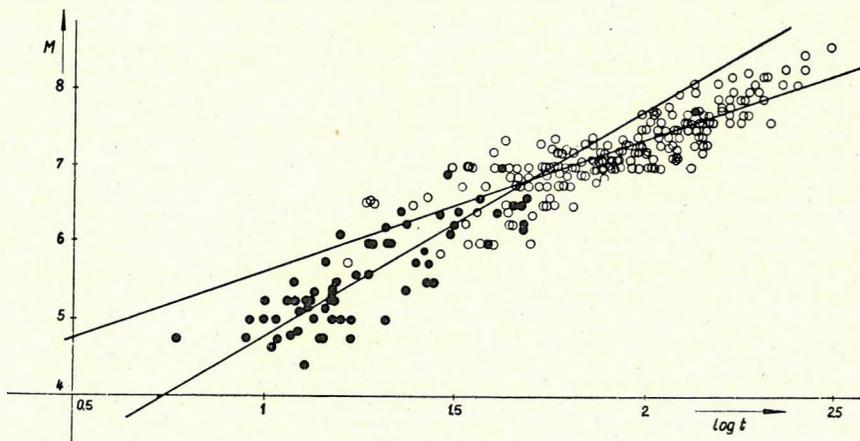


4. ábra.

$I_0$  a rengés epicentrumbeli intenzitása Mercalli—Sieberg-fokokban,  $M$  a rengés mérete

$\Delta^\circ$  együtthatóját itt már elhanyagoltuk. Ez a közelítés azonban csak lát-szólag jobb. A középhiba

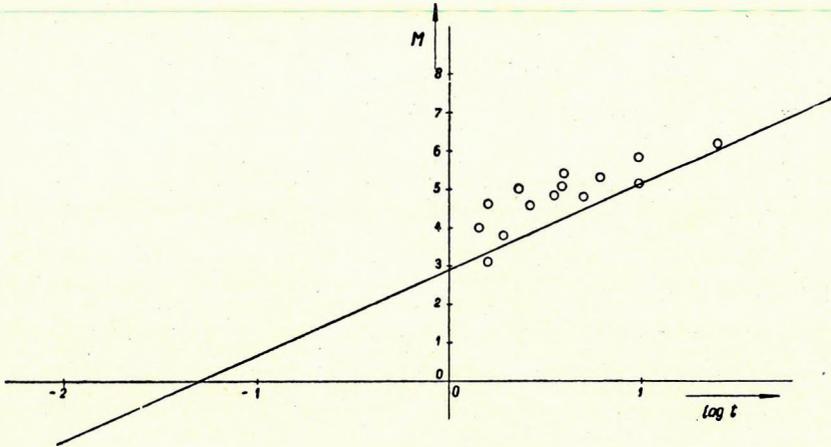
$$\sqrt{\frac{[xx]}{n}} = 0,33 M,$$



5. ábra.

A körök Pasadena, a feketén kitöltött kör a Prága által megadott méreteket jelöli

és az ábráról látszik, hogy kis méretekre nem használható. A (4) egyenlettel számolva ki a magyarországi rengések méretét, nem kaptunk jó egyezést a  $3a$  egyenlet alapján számított értékkel. Ezért közelebről megvizsgáltuk a (2) ábrán levő pontokat. Ha a prágai és pasadenai adatokat különbözőképpen jelöljük (5. ábra), azonnal látszik, hogy a pontsorban  $\log t = 1,8$  körül törés van. Mi pasadenai méretet csak  $M > 6$  értékeknél tudtunk felhasználni, mivel kisebb méretű távoli rengést nem regisztrál a budapesti inga. A közeleknek pedig Pasadena nem tudja a méretét megadni. Ezért a hetesnél kisebb méretű rengéseknél túlnyomóan prágai



6. ábra. Az (5) egyenlettel számított méretek a  $\log t$  függvényében.  
Az egyenes a (2) egyenletet ábrázolja

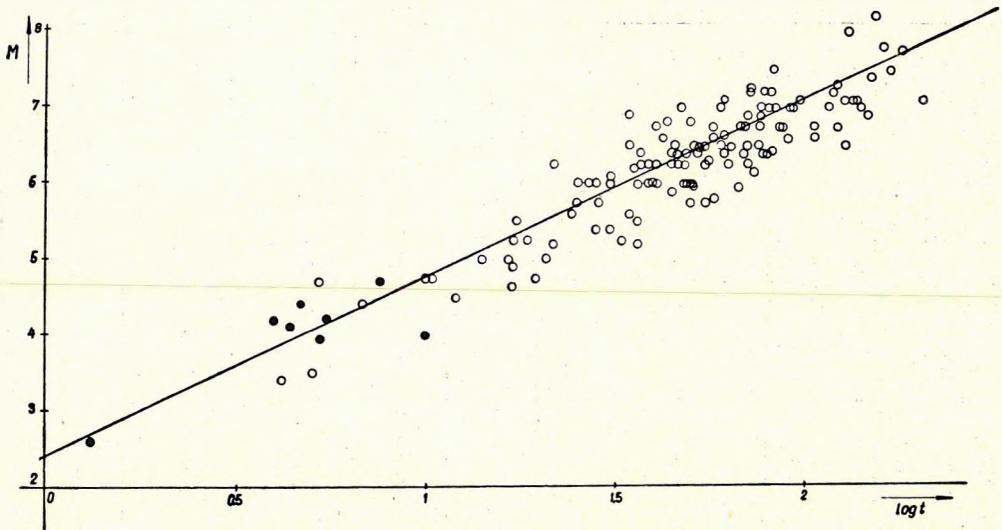
adatokat használtunk fel. Prága a közeli kis méreteket az 5. ábra szerint alá-, Pasadena túlbecsüli. Csak prágai vagy csak pasadenai méretet használva, az eredmény rossz, de a (2) egyenlet által meghatározott méretek jól egyeztek a  $(3a)$  egyenlet alapján nyert értékekkel.

Ha most a korábbi módszerrel [5] számított

$$M = \log A_{20} + 1,39 \log A^\circ + 2,63 \quad (5)$$

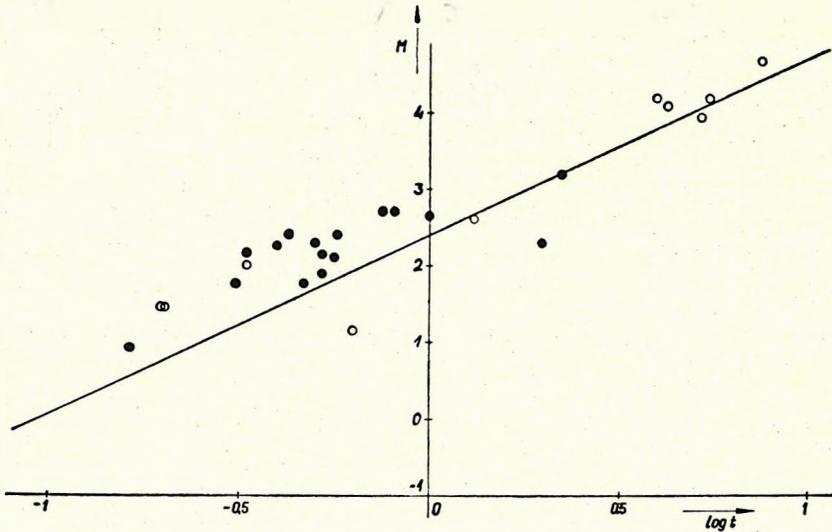
egyenletet (ahol  $A$  a 20 sec periódusú felületi hullám amplitúdója  $\mu$ -ban számítva), használjuk fel az említett magyar rengések méreteinek meghatározására (ott ahol  $A$ -t mérhettünk) és  $M$ -et felvisszük a  $\log t$  függvényében (6. ábra), a dolgozat elején említett eredményhez hasonló eredményt kapunk. A pontok feljebb helyezkednek el a (2) egyenlet egyenesénél. A maximális eltérés 1,3 egység, ami újra csak a (2) egyenlet helyességét igazolja.

Ellenőrzésképpen az egész munkát a prágai. Wiechert ingára vonatkozóan is elvégeztük.  $V$  és  $T_0$  közel azonos a budapestivel (7. ábra, IV.



7. ábra. Prága által számított méretek a prágai Wiechert-inga által észlelt felületi hullám időtartamának ( $t$ ) függvényében.

A feketén kitöltött kör a Prága környéki rengések méretét jelenti a Prága által megadott egyenlettel számítva



8. ábra.

A feketén kitöltött kör a robbantások mérete  $\log t$  függvényében, az üres kör a Prága környéki rengéseket jelenti

## Prága

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták	M	eL h m	F h m	l idő- perc	log l
1953							
I. 7	05 48 54	53,5 N 161 E	6,0	06 26,5	07 15	48,5	1,69
I. 11	22 53 30	65,75 N 137,5 W	6,5	23 21,5	00 15	53,5	1,73
I. 21	01 43 00	50 N 156 E	6,0	02 25	02 50	25	1,4
I. 25	19 47 58	19 N 73,5 W	5,75	20 21,5	20 50	28,5	1,46
I. 27	03 12 55	52 N 159,5 E	6,4	03 51	05 00	69	1,84
II. 5	22 42 05	35,75 N 22,75 E	4,75	22 50	23 00	10	1,0
II. 6	13 12 59	42,5 N 143,5 E	6,9	13 49	15 00	71	1,85
II. 7	18 25 12	49 N 156 E	6,4	18 59	19 45	46	1,66
II. 19	15 17 43	0 17,9 W	6,6	15 42	16 50	58	1,76
II. 26	11 42 30	11 S 164,5 E	7,5	12 37	14 00	83	1,92
IV. 4	05 52 12	36 N 141 E	6,25	06 38	07 15	37	1,57
IV. 6	12 14 45	52,5 N 160 E	6,0	12 55	13 45	50	1,7
IV. 23	03 50 58	31 N 96,5 E	5,6	04 25,6	04 50	24,4	1,39
IV. 23	16 24 17	4 S 154 E	7,75	17 15	20 15	180	2,26
VI. 3	16 05 23	41,1 N 28,8 E	5,0	16 13,5	16 30	16,5	1,22
VI. 7	12 23 56	20 N 70 W	5,75	12 55	13 20	25	1,4
VI. 9	01 39 04	53,8 N 160 E	6,25— 6,5	02 14	03 00	46	1,66
VI. 13	18 38 58	38,25 N 22,75 E	5,0	18 46	19 00	14	1,15
VI. 18	05 44 06	47,7 N 26,5 E	4,75	05 50,3	06 10	19,7	1,29
VI. 21	08 11 25	37,6 N 20,6 E	4,5— 4,75	08 18,2	08 35	16,8	1,23
VI. 23	13 53 30	52,25 N 157 E	6,25	14 28,5	15 15	46,5	1,67
VI. 25	10 44 57	8,5 S 123,5 E	6,9	11 33	14 00	147	2,17
VI. 26	05 42 50	8 S 124 E	6,75	06 28	08 30	122	2,09
VII. 9	19 02 06	40,5 N 78,5 E	6,0	19 26,3	20 15	48,7	1,68
VIII. 9	07 41 06	38,1 N 20,8 E	6,75	07 47,3	09 00	73	1,86
IX. 4	07 23 55	51 N 156,5 E	7,1	07 53	09 30	97	1,99
IX. 4	14 07 13	32 S 71 W	6,25	15 04	15 45	41	1,61
IX. 5	14 18 41	37,8 N 23 E	5,6	14 25,5	15 00	34,5	1,54
IX. 5	18 58 09	51 N 157 E	6,25	19 36	20 15	39	1,59
IX. 7	03 58 57	41,25 N 32,75 E	5,9	04 0,7	05 15	68	1,83
IX. 10	04 06 03	35 N 32,25 E	5,8	04 17	05 15	58	1,76
IX. 25	13 41 07	28,25 N 140,25 E	6,0	14 24	15 00	36	1,56
IX. 23	02 14 36	50,5 N 156 E	7,2	02 50	04 15	79	1,9
IX. 26	01 02 30	51,25 N 156,75 E	6,15	01 42,5	02 30	47,5	1,68
IX. 30	23 04 08	22 N 107,5 W	6,75	23 44,5	01 00	75,5	1,88
X. 5	04 31 40	53,5 N 160,5 E	6,0	05 8,5	06 00	51,5	1,71
X. 8	19 11 00	32 N 82,5 E	6,25	19 38	20 00	22	1,34
X. 11	17 08 00	31,5 N 83 E	6,75	17 33	18 30	57	1,76
X. 17	21 07 22	52 N 159 E	6,4	21 43	22 45	62	1,79
XI. 4	03 49 04	12,5 S 166,5 E	7,8	04 46	07 30	64	2,21
XI. 4	12 27 41	12 S 166,5 E	6,75	13 34	14 15	41	1,61
XI. 9	17 25 42	52,5 N 159 E	6,5	18 00	19 15	75	1,88
XI. 10	23 40 20	50,5 N 157 E	7,0	00 13	01 30	77	1,89
XI. 13	19 15 37	13 S 166 E	6,75	20 13	22 00	107	2,03
XI. 14	20 03 27	52 N 160 E	6,25	20 40	21 30	40	1,6
XI. 17	13 29 52	14 N 92 W	7,0	14 11	15 45	94	1,97
XI. 25	17 48 49	34 N 141 E	8,2	18 25	21 00	155	2,19
XI. 28	20 17 21	37 N 20 E	5,0	20 24	20 24	21	1,32

## IV. táblázat folytatása

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták	<i>M</i>	<i>cL</i> h m	<i>F</i> h m	<i>t</i> idő- perc	log <i>t</i>
1954							
I. 11	17 09 02	22,75 N 125,5 E	6,0	17 51,5	18 30	39	1,59
I. 23	16 03 30	37,5 N 72,5 E	5,75	+16 25	17 15	50	1,7
I. 24	13 32 48	37,8 N 20,5 E	4,75	+13 39,5	13 50	10,5	1,02
I. 30	03 55 48	38,25 N 20,5 E	4,5	+04 03	04 15	12	1,08
I. 31	11 43 27	52 N 160 E	6,0	12 19,5	13 15	55,5	1,74
II. 1	01 06 53	24,5 N 143,5 E	7,0	01 51	03 15	84	1,92
II. 11	00 30 13	39 N 101,25 E	7,3	00 56,5	03 00	123,5	2,09
II. 17	01 38 52	52,5 N 160 E	6,0	02 19	03 00	41	1,61
II. 19	00 40 25	11,5 N 87,5 W	7,0	01 18	02 40	82	1,91
II. 19	21 34 45	11,75 N 88 W	7,1	+22 14	23 15	61	1,79
II. 22	13 03 23	57,5 S 26,5 W	6,25	12 49,5	13 45	55,5	1,74
II. 28	00 55 24	27 N 130,5 E	6,5	01 35	02 30	55	1,74
III. 3	06 02 55	55 S 142,5 E	7,1	06 58	09 15	137	2,14
III. 9	05 39 24	50,5 N 157,25 E	6,75	06 17	07 45	88	1,94
III. 19	09 54 27	33,3 N 116,1 W	6,25— 6,5	10 31	11 20	49	1,69
III. 31	18 25 47	12,5 N 58 E	7,1	18 52	21 00	128	2,11
IV. 25	00 27 47	1,75 S 15,25 W	6,0	00 55	01 45	50	1,7
IV. 29	11 34 34	29,5 N 112,5 W	7,5	12 11	15 00	169	2,23
IV. 30	23 04 27	½ S 18,75 W	6,25	+23 30	00 40	70	1,85
V. 1	14 58 20	37,75 N 27 E	6,0	+15 05	15 15	10	1,0
V. 1	20 53 25	37,75 N 27 E	5,25	21 01,5	21 20	18,5	1,27
V. 3	05 25 57	36 N 22 E	4,75— 5,0	+05 33	05 50	17	1,23
V. 3	08 51 19	36 N 22 E	5,0	+08 58	09 15	17	1,23
V. 3	15 29 40	51,5 N 159 E	6,75	16 05,5	17 15	69,5	1,84
V. 4	16 43 21	39,5 N 22,2 E	5,25— 5,5	16 49	17 20	31	1,49
V. 9	14 14 29	71,5 N 13 W	5,25	14 27	15	33	1,52
V. 25	22 03 33	39,5 N 22,2 E	5,5	+22 09	22 45	36	1,56
VI. 4	06 50 42	0,5 S 91,5 W	6,5	07 38,5	08 30	51,5	1,71
VI. 6	16 50 40	3 S 135,5 E	7,1	17 45	20 00	135	2,13
VI. 17	01 42 24	56,8 N 154 W	6,5	02 19,5	03 30	70,5	1,85
VI. 30	13 26 55	6 N 37,2 E	5,75	+13 50	14 45	55	1,74
VII. 2	02 45 09	13 N 124 E	6,9	03 28	04 45	77	1,89
VII. 6	11 13 19	39,5 N 118,5 N	6,5— 6,75	11 47,5	13 15	87,5	1,94
VII. 6	22 07 41	39,5 N 118,5 N	6,0— 6,25	22 46	00 00	74	1,87
VII. 31	00 59 56	39,5 N 104 E	7,2	01 29	03 30	121	2,08
VIII. 21	00 25 35	70,5 N 14 W		00 38	00 55	17	1,23
VIII. 21	22 50 54	71,5 N 14 W	5,25	23 03	23 20	17	1,23
VIII. 24	05 51 31,5	39,5 N 118,5 W	7,0	06 26	08 00	94	1,97
IX. 4	08 53 22	21,4 N 122 E	6,0	09 35	10 15	40	1,6
IX. 6	16 46 58	21 N 121 E	6,0	17 32	18 00	28	1,45
IX. 12	07 43 50	41 N 143 E	6,5	08 25	09 30	65	1,81
IX. 23	21 43 38	50 N 156 E	6,75	22 18	23 45	87	1,94

## IV. táblázat folytatása

Dátum	Kipattanási idő h m s	Epicentrum-koordináták		<i>M</i>	<i>eL</i> h m	<i>F</i> h m	<i>t</i> idő- perc	log <i>t</i>
1954								
IX. 28	00 25 00	52	N 160	E 6,0	01 03	01 30	27	1,43
X. 3	02 47 19	10	S 166	E 7,0	03 46	05 40	116	2,07
X. 21	00 10 07	41	S 80,5	E 6,25	00 56,5	02 00	63,5	1,8
XI. 2	08 24 08	7,5	S 119	E 6,5— 6,75	09 13	11 00	107	2,03
XI. 25	11 16 36	40,5	N 126	W 7,0	11 51	14 00	129	2,11
XII. 4	07 00 29	5	S 152,5	E 6,5	07 59	08 45	46	1,66
XII. 11	12 57 01	53	N 35	W 6,4	13 10	14 30	80	1,9
1955.								
I. 5	00 50 12	50	S 162,5	E 7,2	01 54	03 15	81	1,91
I. 5	17 48 35	16	S 167,5	E 6,9	18 45,5	19 20	34,5	1,54
I. 6	23 42 06	16	S 167,25	E 6,8	00 46	01 30	44	1,64
I. 28	17 02 33	33	N 82,5	E 7,0	17 27	18 15	48	1,68
I. 31	16 02 12	47,5	N 152,5	E 6,8	16 40	17 30	50	1,70
II. 5	20 41 51	46,5	N 153	E 6,4	21 23	22 00	37	1,57
II. 6	02 27 51	71	N 15,5	W 6,2	02 39,5	03 15	35,5	1,55
II. 27	20 43 23	28,25	S 175	W 8,0	21 49	00	131	2,12
III. 1	04 42 59	65	N 133	W 6,4	05 11,5	06 30	78,5	1,9
III. 6	10 53 28	9,5	N 122,5	E 6,0	11 44	12 15	31	1,49
III. 6	13 33 31	9,5	N 122,5	E 6,3	14 19	15 15	56	1,75
III. 18	00 06 44	54,5	N 161	E 7,1	00 38	04 00	202	2,31
III. 22	02 33 09	45	N 28	5,4	02 47	03 15	28	1,45
III. 22	14 05 06	9	S 91,75	E 7,2	14 47	16 00	73	1,86
IV. 1	18 41 27	64,1	N 21,2	W 5,2	18 54	19 30	36	1,56
IV. 10	17 38 12	8	N 125	E 6,1	18 29	19 00	31	1,49
IV. 13	20 45 45	37,25	N 22,25	E 5,2	20 53	21 15	22	1,34
IV. 14	01 28 58	30	N 101,5	E 7,4	02 00	04 30	150	2,18
IV. 19	20 24 05	30	S 72	W 6,9	21 09,5	23 30	140,5	2,15
IV. 21	07 18 18	39,25	N 23	E 5,9	07 25	08 00	45	1,65
IV. 24	12 59 00	45	N 86	E 6,6	13 22	14 15	43	1,63
IV. 28	19 05 03	52	N 178,25	W 6,4	19 39	21 00	81	1,91
V. 1	13 58 44	39,5	N 143,5	E 6,4	14 37,5	15 30	52,5	1,72
V. 17	14 49 49	6,6	N 94	E 7,0	15 30	16 30	60	1,78
VI. 2	00 18 57	51,75	N 179,5	W 6,5	01 00	02 00	60	1,78
VI. 13	22 31 47	45,25	N 17,75	E 4,7	22 34,8	22 40	5,2	0,72
VI. 15	08 43 06	47,3	N 11,6	E 3,5	08 45	08 50	5	0,7
VI. 15	09 39 47	47,3	N 11,6	E 3,4	08 41,8	08 46	4,2	0,62
VI. 28	07 14 07	44	N 20,5	E 4,4	07 18,2	07 25	6,8	0,83
VII. 6	01 54 18	52	N 156,75	E 6,25	02 31	03 15	44	1,65
VII. 16	07 07 12	37,9	N 27,1	E 6,6	07 15	08 45	90	1,96
IX. 23	15 06 19	27	N 101,5	E 6,5	15 40	16 15	35	1,54
X. 10	08 57 44	5,5	S 153	E 7,25	09 47	11 00	73	1,86

táblázat). A kiegyenlítő egyenest csak grafikusán határoztuk meg, s az így kapott összefüggés:

$$M = 2,35 \log t + 2,4. \quad (6)$$

A Prága környéki rengések (V. táblázat) méretét kiszámítottuk a Prága által megadott [5]

$$M = \log A_{20} + 1,66 \log \Delta^\circ + 2,15$$

V. táblázat

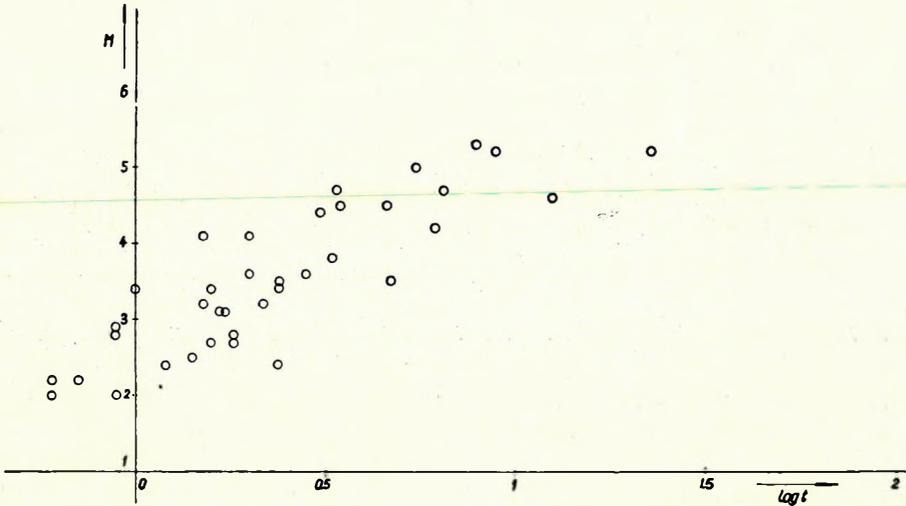
Prága környéki rengések

Dátum	$\Delta^\circ$	$\log \Delta^\circ$	Kipatanási idő h m s	$eL$ h m s	$F$ h m s	$T$ föld	$A$	$\log A_{20}$	$t$ idő- perc	$\log t$	$M$
1953. IV. 7	0,25	-0,6		17 20 41	17 22	1	1,2 1,0	1,48	1,3	0,12	2,63
1954. IV. 25	3,8	0,58	22 17 24	22 19 29	22 25	2	1,2	1,08	5,5	0,74	4,2
X. 11	3,8	0,58	16 45 25	16 47 30	16 55	2	4,0	1,6	7,5	0,88	4,7
1955. VII. 20	0,27	-0,57		17 16 20,5	17 16 40	1	0,3	0,78	0,33	-0,48	1,98
VIII. 10	3,7	0,57	22 46 30	22 48,6	22 52	1,5 1	0,2 0,3	0,84	5,4	0,72	3,94
X. 21	4,0	0,6	20 41	20 43 11	20 44	2	0,1	0	0,8	-0,1	1,15
XI. 17	0,2	-0,7		18 55 13,5	18 55 25	1	0,1 0,1	0,48	0,2	-0,7	-1,47
XI. 22	0,2	-0,7		22 32 37,5	22 32 50	1	0,1 0,1	0,48	0,2	-0,7	1,47
XI. 23	3,6	0,56	05 46 53	05 49	05 53	1	0,4 0,5	1,11	4,0	0,6	4,2

egyenlettel, majd ugyanezt elvégeztük a robbantásokból származó rengésekre. Az így kapott méreteket  $\log t$  függvényeként ábrázoltuk. Az eredményt a 8. ábra mutatja. A pontok itt is a (6) egyenlet által meghatározott egyenes fölött helyezkednek el. Ez ismét a (2) és (6) egyenlet helyességét igazolja, egyben alátámasztja a robbantás és a rengés összehasonlíthatóságát. Megpróbáltuk Mt Hamilton *Anderson Wood* ingájának [6] adatai alapján a méreteket  $\log t$  függvényében ábrázolni. A Wood-inga periódusa lényegesen eltér a prágai vagy budapesti Wiechert-inga adataitól, amelynél ugyanis  $T_0 = 1$ , így minél távolabbi egy rengés, az inga annál kevésbé nagyítja fel a felületi hullámokat. Ezért csak észak-kaliforniai rengéseket használtunk fel. A kép hasonló a 2. ábrához (9. ábra, VI. táblázat), csak a pontok szórása nagyobb,  $\pm 1$  méretegység. Ennek oka az lehet, hogy a lecsengés végének megállapítása nem történt olyan gondosan, amint ez a kisméretű rengéseknél kívánatos lenne. Másfelől az alapzaj kis periódusú ingánál nagy, ezért nehéz is pontosan kijelölni a lecsengés végét.

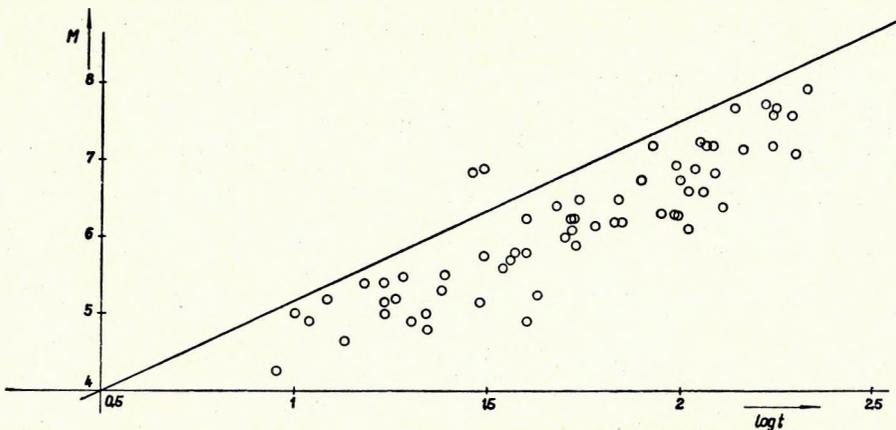
Ezután a varsói  $T = 12$  sec periódusú Galitzin-inga 1948. évi észleléseit hasonlítottuk össze a budapesti Wiechert-inga megfelelő észleléseivel a következőképpen: kiszámítottuk a (2) egyenlettel (anélkül, hogy a mély-

ségre tekintettel lettünk volna) mindazon rengések méretét, amelyek a varsói (7) jelentésben szerepelnek. Majd ezeket a méreteket ábráztuk a varsói jelentésből kiovasott felületi hullám  $\log t$ -jének függvényében.



9. ábra. A Mt Hamilton Wood-ingájának észlelései alapján, csak kaliforniai rengések méretei ( $M$ ) a  $\log t$  függvényében.

A 63. pontból 61 a budapesti egyenlet egyenese alatt helyezkedik el (10. ábra, VII. táblázat), és átlagegyenese nagyjában párhuzamos a (2) egyenlet egyenesével. A pontok jobbrtolódását a Galitzin-inga nagyobb érzékenysége okozhatja. A 10. ábra alapján a Galitzin-inga is felhasználható a



10. ábra. A varsói jelentés alapján  $M_{\text{Budapest}}$  a  $\log t$  függvényében.  
Az egyenes a (2) egyenletet ábrázolja

méret ilyen módon való meghatározására. Végül megvizsgáltuk 47 közepes és mélyfészkes rengés  $\log t$  értékét is és ezekre vonatkozólag is ábrázoltuk  $M$ -et (11. ábra, VIII. táblázat), tekintet nélkül a fészkmélységre.

VI. táblázat

## Észak-kaliforniai rengések

Dátum	$M$	$t$ időperc	$\log t$
1946.			
I. 8	3,4	1,6	0,2
I. 15	5,1	1,8	0,26
II. 6	3,6	2,8	0,45
II. 10	4,2	6,2	0,78
II. 18	2,0	0,9	-0,05
III. 5	4,1	1,5	0,18
III. 15	5,2	23,0	1,36
III. 15	5,3	8,0	0,9
	4,4	3,1	0,49
III. 29	2,5	1,4	0,15
IV. 17	3,1	1,7	0,23
IV. 17	3,4	2,4	0,38
IV. 21	3,5	4,7	0,67
23	2,8	1,8	0,26
IV. 25	2,8	0,9	-0,05
25	3,8	3,3	0,52
IV. 28	2,7	1,8	0,26
IV. 29	2,2	0,7	-0,15
V. 2	4,6	12,5	1,1
V. 2	3,2	2,2	0,34
V. 2	2,4	2,4	0,38
V. 7	4,7	6,5	0,81
V. 25	3,6	2,0	0,3
V. 29	4,5	4,6	0,66
VI. 21	4,7	3,4	0,53
	4,5	3,5	0,54
VII. 13	3,4	1,0	0,0
VII. 14	2,4	1,2	0,08
VIII. 5	4,1	2,0	0,3
VIII. 14	3,2	1,5	0,18
IX. 24	2,2	0,6	-0,22
IX. 28	5,0	5,5	0,74
X. 28	3,1	1,7	0,23
XI. 15	2,0	0,6	-0,22
XI. 22	2,7	1,6	0,2
XI. 25	2,9	0,9	-0,05

A pontok helyzete nem mutat összefüggést a távolsággal és jól egyezik a (2) egyenlet egyenesével, csupán utóbbihoz képest kb. 0,3 méretegységnyivel magasabban helyezkedik el, mint a (2) egyenlet egyenese. Ebből

## Varsó

Dátum	M	$eL$ h m	F h m	t idő perc	log t
1948. I. 17.	5,2	02 34	02 52	18	1,26
I. 17.	6,5	08 02	08 57	55	1,74
I. 26.	6,4	14 54	15 42	48	1,68
I. 28.	4,25	02 09	02 18	9	0,95
I. 28.	6,25	04 32	05 25	53	1,72
I. 28.	6,75	16 11	17 30	79	1,9
I. 30.	6,9	09 04	09 34	30	1,48
II. 9.	7,25	13 08	15 00	112	2,05
II. 12.	5,2	22 38	22 55	17	1,23
II. 13.	6,2	05 20	06 30	70	1,85
II. 15.	5,4	18 05	18 20	15	1,18
II. 18.	6,6	20 44	22 30	106	2,02
III. 1.	7,7	01 59	04 18	139	2,14
III. 3.	7,2	09 45	11 10	85	1,93
III. 6.	5,0	20 23	20 33	10	1,0
III. 7.	6,25	19 27	20 19	52	1,72
III. 9.	6,25	19 40	20 20	40	1,6
III. 15.	5,6	12 05	12 40	35	1,54
III. 26.	5,5	14 22	14 41	19	1,28
III. 29.	5,0	02 42	03 04	22	1,34
IV. 17.	7,7	16 49	19 45	176	2,25
IV. 21.	7,75	20 53	23 38	165	2,22
IV. 22.	6,95	01 06	02 44	98	1,99
IV. 22.	7,2	10 51	12 50	119	2,07
IV. 22.	5,0	16 03	16 20	17	1,23
V. 7.	4,9	15 04	15 24	20	1,3
V. 9.	6,7	02 49	04 45	116	2,06
V. 11.	6,1	09 43	11 27	104	2,02
V. 12.	7,6	01 33	04 39	174	2,24
V. 17.	6,2	18 22	19 30	68	1,83
V. 25.	7,1	07 37	10 55	198	2,3
VI. 13.	4,8	06 40	07 02	22	1,34
VI. 15.	6,85	12 20	14 24	124	2,09
VI. 28.	7,2	07 44	10 40	176	2,24
VI. 30.	7,2	12 29	14 30	121	2,08
VII. 5.	6,9	14 10	15 59	109	2,04
VII. 7.	6,75	02 59	04 40	101	2,0
VII. 8.	5,9	12 46	13 40	54	1,73
VII. 14.	6,3	23 21	24 51	90	1,95
VII. 20.	6,3	11 51	13 28	97	1,99
VII. 30.	5,25	03 45,5	04 29	43	1,63
VIII. 27.	5,8	10 50	11 27	37	1,57
VIII. 27.	5,4	11 30	11 47	17	1,23
VIII. 28.	6,1	03 03	03 56	53	1,72
VIII. 28.	4,9	05 39	05 40	11	1,04
IX. 2.	6,4	00 13	02 24	131	2,11
IX. 8.	7,6	16 08	19 24	196	2,29
IX. 10.	7,15	14 21	16 47	146	2,16
IX. 11.	6,85	09 00	09 29	29	1,46

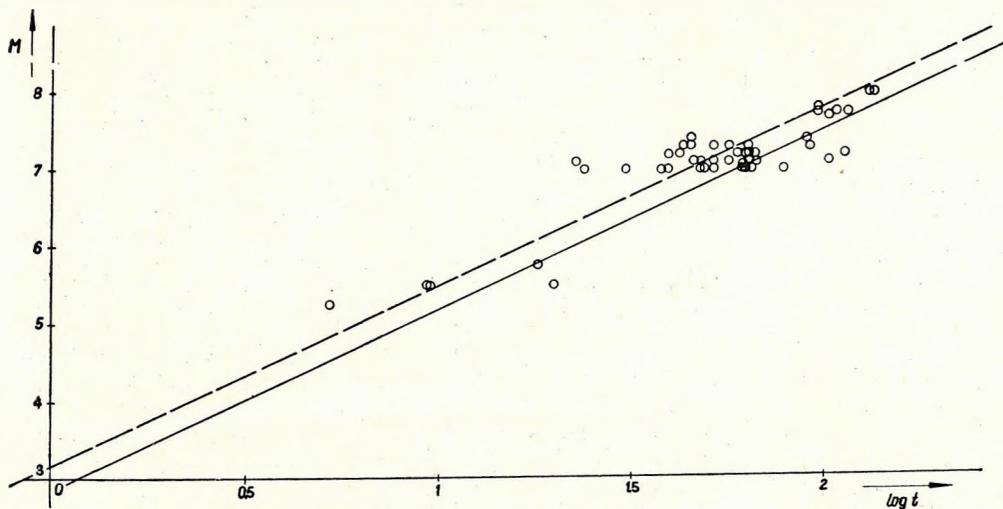
## VII. táblázat folytatása

Dátum	$M$	$eL$ h m	$F$ h m	$t$ idő perc	$\log t$
IX. 20.	5,3	18 09	18 33	24	1,38
IX. 21.	5,15	18 02	18 32	30	1,48
IX. 23.	5,75	01 30	02 01	31	1,49
IX. 27.	4,65	20 41,5	20 54	13,5	1,13
IX. 28.	6,15	22 08	23 08	60	1,78
X. 5.	7,95	20 27	24 00	213	2,33
X. 10.	5,8	17 52	18 32	40	1,6
X. 18.	5,7	09 09	09 45	36	1,56
XI. 1.	6,0	12 40	13 30	50	1,7
XI. 13.	5,5	04 51,5	05 15	24,5	1,39
XI. 22.	4,9	23 48,5	24 28	39,5	1,6
XI. 26.	6,35	06 23	08 02	99	1,99
XII. 23.	6,5	09 14	10 23	69	1,84
XII. 28.	5,2	05 30	05 42	12	1,08

viszont azt látjuk, hogy a (2) egyenletet felhasználhatjuk a mélyfészktű rengések méretének a meghatározására is, legfeljebb  $h = 200$  km-enként  $+ 0,1$  korrekciót kell alkalmaznunk.

A fentiekben vázolt módszer tehát új lehetőséget ad a méret meghatározására. Hibájaként a következőket említhetjük meg:

Esetenként nehéz a rengés pontos végét megállapítani. Nagy rengéseknél ez nem lényeges, de kicsinél igen fontos, ezért elsősorban nagy



11. ábra.

Az egyenes vonal a (2) egyenletet jelenti, a szaggatott egyenes a közepes és mélyfészktű rengések pontjainak grafikusán kiegyenlített egyenesé

## Közepes- és mélyfészki rengések

Dátum	Kipattanási idő h m s	h km	Epicentrum- koordináták			M	$\epsilon L$ h m	F h m	t idő- perc	log t	
1931.											
II. 20.	05 33 24	350	44,3	N	135,5	E	7,4	06 04	06 50	46	1,66
IX. 9.	20 38 26	180	19,0	N	145,5	E	7,1	21 12	22 20	68	1,83
1932.											
I. 9.	10 21 42	380	6,2	S	154,5	E	7,3	11 03	12 00	57	1,76
V. 26.	16 09 40	600	25,5	S	179 3	E	7,75	17 01	18 50	109	2,04
VIII. 14.	04 39 32	120	26,0	N	95,5	E	7,0	05 05	06 10	65	1,81
XI. 13.	04 47 00	320	43,75	N	137,0	E	7,0	05 07	06 10	63.	1,8
1933.											
IX. 6.	22 08 29	600	21,5	S	179,75	W	7,1	22 53	23 40	47	1,67
X. 25.	23 28 16	220	23,0	S	66,7	W	7,0	23 58	01 00	62	1,79
1934.											
III. 1.	21 45 25	120	40,0	S	72,5	W	7,1	22 05	23 10	65	1,81
V. 4.	04 36 07	80	61,25	N	147,5	W	7,2	05 06	06 30	84	1,92
VI. 13.	22 10 28	80	27,5	N	62,5	E	7,0	22 27	23 30	63	1,8
X. 10.	15 42 06	540	23,5	S	180,0		7,3	16 24	17 10	46	1,66
1935.											
I. 1.	13 21 00	300	17,5	S	174,5	W	7,1	14 02	14 50	48	1,68
V. 14.	23 23 10	155	59	S	26,5	W	7,0	00 11	01 00	49	1,69
VI. 24.	23 23 24	140	15,8	S	167,8	E	7,1	00 05	01 50	105	2,02
VII. 29.	07 38 53	510	20,8	S	178	W	7,2	08 26	10 20	116	2,06
VIII. 17.	01 44 42	120	22,5	S	171	E	7,2	02 27	03 30	63	1,8
X. 2.	05 33 00	70	43,5	N	146,5	E	7,0	06 07	07 00	53	1,72
1936.											
I. 20.	16 56 19	80	6,0	N	127	E	7,1	17 37	18 30	53	1,72
XII. 29.	14 47 56	100	4,5	S	153,5	E	7,0	15 50	17 10	80	1,90
1937.											
IV. 16.		400					7,75	03 52	05 50	118	2,07
VII. 26.	03 47 11	100	18,4	N	95,8	W	7,3	04 36	05 20	44	1,64
VII. 26.	19 86 37	90	38,5	N	141,5	E	7,1	20 47	21 10	23	1,36
VIII. 11.	00 55 54	610	6,3	S	116,5	E	7,2	01 25	02 30	65	1,81
1937.											
IX. 3.	18 48 12	80	52,5	N	177,5	W	7,3	19 27	21 00	93	1,97
IX. 15.	12 27 32	80	10,5	S	161,5	E	7,3	13 35	14 40	65	1,81
1939.											
IV. 5.	16 42 40	70	19,5	S	168	E	7,1	18 02	19 00	58	1,76
IV. 18.	06 22 45	100	17	S	70,5	W	7,4	07 09	08 40	91	1,96
IV. 21.	04 29 04	520	47,5	N	139,8	E	7,0	04 59	05 30	31	1,49
XII. 16.	10 46 32	75	43,8	N	147,8	E	7,1	11 20	12 00	40	1,6
XII. 21.		150 $\pm$					8,0	21 36	23 50	134	2,13

## VIII. táblázat folytatása

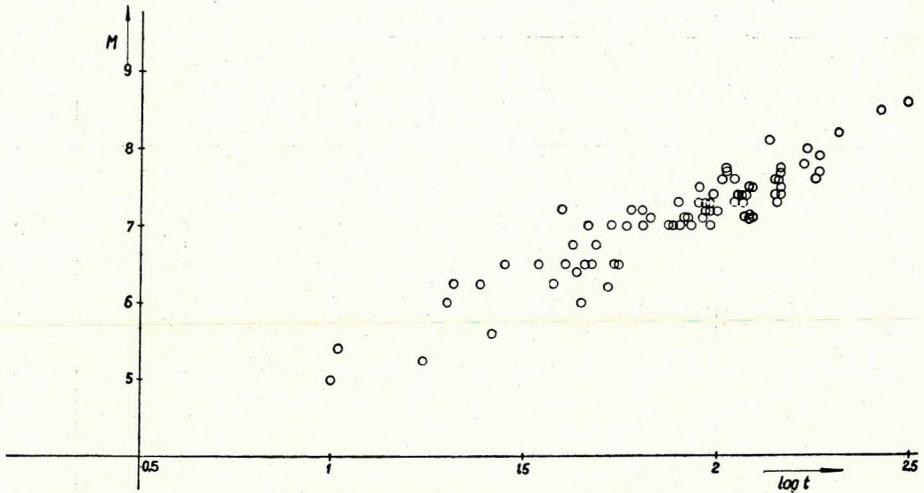
Dátum	Kipattanási idő h m s	<i>h</i> km	Epicentrum-koordináták		<i>M</i>	<i>eL</i> h m	<i>F</i> h m	<i>t</i> idő- perc	log <i>t</i>	
1940.										
I. 6.	14 03 24	90	22,0	S 171,0	E	7,0	15 10	16 10	60	1,78
VII. 10.	05 49 55	580	44,0	N 131,0	E	7,3	06 18	07 10	52	1,72
VII. 14.		80				7,8	06 33	08 10	97	1,99
XI. 8.		150				5,5	12 03,5	12 13	9,5	0,98
XI. 11.		150				5,5	0,6 37,5	06 47	9,5	0,98
XI. 19.		150				5,25	20 29,8	20 35	5,2	0,72
1946.										
I. 11.	01 33 29	580	44,0	N 129,5	E	7,2	02 00	02 40	40	1,6
XI. 3.		150				5,5	18 49,5	19 20 00	21	1,3
1948.										
I. 27.	11 58 28	630	20,5	S 178	W	7,2	12 37	13 20	43	1,63
V. 29.		150				5,75	04 52	05 10	18	1,26
1950.										
I. 28.		340				7,8	10 52	12 30	98	1,99
VII. 9.	04 40 04	650	8,0	S 70,8	W	7,0	05 21	05 45	24	1,38
VIII. 14.	22 51 24	630	27,3	S 62,5	W	7,25	23 31	00 10	39	1,59
XII. 9.		100				8,0	22 29	00 45	136	2,13
XII. 14.		200				7,7	02 50	04 35	105	2,02
1951.										
VII. 11.	18 21 52	480	27,5	N 139,5	E	7,0	19 01	19 50	49	1,69

periódusú ingákra érvényes az összefüggés. Ez természetesen további vizsgálatra szorul.

Előnye viszont, hogy

1. a módszer gyors,
2. nem látszik szükségesnek az ingaállandók pontos ismerete;
3.  $M = 0$  közelében is aránylag pontos a meghatározás;
4. kevésbé függ a távolságtól, tehát közeli rengésekre is használható;
5. az eddigiektől eltérő szempontból vizsgálja az  $M$  meghatározást, tehát ellenőrzést nyújt az eddigi módszerre.

A feldolgozott anyag hibája, hogy csak a 12. ábrán feltüntetett pontok származnak saját mérésünkből. A többit átvettük Szilberné: „Az országos földrengési obszervatórium mikroszeizmikus jelentései”-ből. Lehetséges, hogy az utóbbi pontok nagyobb szóródása onnan ered, hogy a rengések végének megállapítása nem történt a jelen vizsgálatokhoz kívánatos pontossággal. Ez azonban különösen nagy rengések esetén nem jelenthet nagy különbséget, amint azt a (2) és (12) ábra összehasonlításából láthatjuk.



12. ábra. Kiméréssel meghatározott  $t$  értékek függvényében  $M$ .

#### I R O D A L O M

- [1] *Richter, C. F.*: An instrumental Earthquake Magnitude Scale, *Bull. Seism. Soc. Am.* 25, 1935. 1–32. old.
- [2] *Gutenberg, B.*: Amplitudes of Surface Waves and Magnitude of Earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 35, 1945. 3–12. old.
- [3] *Kárník, V.—Vanek, J.—Nykles, J.*: *Bull. Československých Stanic, Praha, 1953–1955.*
- [4] *Gutenberg, B.—Richter, C. F.*: Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.* 32, 1942, 163–189. old.
- [5] *Zatopek, A.—Vanek, J.*: On the Regional Repartition of Magnitude Differences between Pasadena and Praha. 1950.
- [6] *Farr, I. B.—Tuller, B. A.*: Earthquakes in Northern California and the Registration of Earthquakes at Berkeley-Mount Hamilton — Palo alto. 1946.
- [7] *Biuletyn Obserwatorium Sejsmologicznego W Warszawie, Rok 1948.*
- [8] *M<sup>me</sup> Szilber*: Rapport Mikroseismique de l'Observatoire Seismologique de Budapest, 1931–1955.

L. EGYED

## THE ORIGIN OF TERRESTRIAL HEAT FLOW

It is proposed that at least part of the heat being transferred in terrestrial heat flow is due to a plastic release of the elastic stresses caused by the expansion of the Earth. This mechanism at the same time makes understandable the fact that terrestrial heat flow is independent of crustal structure.

### A HŐFLUXUS EREDETÉRŐL

EGYED LÁSZLÓ

Ha a Földet mint termodinamikai rendszert tekintjük, akkor a Föld által leadott hő, a végzett mechanikai munka és a belső energia megváltozása között a következő összefüggés van:

$$dQ = dW + dU.$$

Vizsgáljuk meg ezeket a mennyiségeket.  $dQ$  értékét megkaphatjuk, ha ismerjük a hőfluxus értékét. Ez átlagban  $1,0-1,2 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{sec}$ -ra tehető. Ha ezt az egész Föld felületére és egy évi időre számítjuk át, akkor a leadott hő évi  $6-8 \cdot 10^{27}$  erg energiát jelent.

$dW$  értékét a hőhatásból származó zsugorodás feltételezése miatt pozitívnak vették fel és  $dQ$  értékének legalábbis egy részét ebből igyekeztek leszármaztatni.

A Föld belső szerkezetére vonatkozó vizsgálatok azonban arra vezettek, hogy a Föld nem zsugorodik, hanem tágul [1,2 3]. A tágulás mértéke olyan, hogy a Föld sugara évente egy fél millimétert növekszik. Annak a földmodellnek, amelyikből a Föld tágulása következik, a lényege a következő:

A Föld belső magja, külső magja és köpenye kémiaiilag ugyanannak a szilikátos anyagnak három állapota, amelyek közül az első kettő a jelenleg fennálló nyomásoknál nagyobb nyomás alatt jött létre. Az ultranagy-nyomású állapot nem stabil, s ennek következtében a belső mag tömege állandóan átalakul a külső mag állapotába, ez meg a köpeny anyagának stabil állapotába. A folyamat eredménye az átlagsűrűség csökkenése, tehát a Föld állandó térfogatnövekedése.

Ez a földmodell lehetőséget ad a fellépő mechanikai munka becslésére. Itt nyilván a belső energia végez munkát a gravitációs térrel szemben, amikor a köpenyt évente legalább fél milliméterrel megemeli.

Az így végzett munka

$$dW = 4\pi R^2 dR \cdot g \cdot \Delta \cdot \Sigma \sigma,$$

ahol  $R$  a Föld sugara,  $dR = 5 \cdot 10^{-2}$  cm a földugár évi növekedése,  $\Delta$  a  $\sigma$  sűrűségű réteg vastagsága,  $g$  a nehézségi gyorsulás a köpenyben. Ha ezt kiszámítjuk, eredményül évi  $3,5 \cdot 10^{29}$  erg-et kapunk.

A mechanikai munka maga is energiaforrást kíván. A  $dU$  nagyságrendje tehát  $3,5 \cdot 10^{29}$  erg/év körüli érték kell legyen, mivel a hő ennek csupán 2%-a. A mechanikai munka forrása az az energia, amely az ultranagynyomású állapotból a normális nagynyomású stabil állapotba való átmenetkor felszabadul.

Mekkora lehet egy molekulára eső energia?

Ha a sugár  $dR$ -rel megnő, akkor a térfogatnövekedés

$$dV = 4\pi R^2 dR = 2,548 \cdot 10^{17} \text{ cm}^3.$$

Az átalakulásban résztvett molekulák eredeti térfogata legyen  $V_0$ , akkor átalakulás után ezek térfogata  $V_0 + dV$  lesz. Ha a földmag átlagos sűrűségét egyszerűség kedvéért 11,4-nek vesszük fel, akkor

$$11,4 V_0 = 5,66 (V_0 + dV),$$

ahonnan  $V_0 = dV$ .

Az átalakult anyag tömege ennek alapján ( $\sigma = 5,66$ )

$$dM = 2 \sigma dV = 2,884 \cdot 10^{18} \text{ g},$$

amely  $Mg_2 SiO_4$  és  $Fe_2 SiO_4$  keverékéből álló Föld esetén

$$1,696 \cdot 10^{16} \text{ mol-nak felel meg.}$$

Figyelembe véve, hogy a Loschmidt-szám  $L = 6,02 \cdot 10^{23} \text{ mol}^{-1}$ , adódik, hogy az átalakulásban résztvett molekulák száma

$$n = 1,02 \cdot 10^{40}.$$

Ha pedig felhasználjuk a köpeny megemeléseéből számított energiát, amely eV-ra átszámolva

$$dW = 3,5 \cdot 10^{29} \text{ erg} = 2,19 \cdot 10^{41} \text{ eV},$$

azt kapjuk, hogy 1 molekulára eső felszabaduló energia:

$$\frac{dW}{n} = 21,5 \text{ eV}.$$

Ha *Birch* [4] szerint a köpeny anyagát  $Mg_2 SiO_4$  és  $Fe_2 SiO_4$  keverékének tételezzük fel, s ezt az új hipotézis alapján a Föld magjára is alkalmazzuk, akkor egyszeres átlagos ionizációt feltételezve 11,1 eV energiát, kétszeres átlagos ionizációt feltételezve 38,1 eV energiát kapunk molekulánként. A kettő középértéke 24,6 eV, amely kb. megfelel az egy molekulára

igényelt 21,5 eV energiaértéknek. Van tehát realitás egy olyan elképzelésben, hogy a Föld magbelső kétszeresen, a maghéj egyszeresen ionizált állapotban levő molekulákból áll.

A kisugárzott hőenergiát régebben a Föld eredeti hőjének tulajdonították. Később a radioaktív jelenségek felfedezése után a radioaktív bomlásnál keletkező hőből igyekeztek leszámaztatni, feltételezván, hogy a kontinentális kéreg jó részét gránit alkotja. A gránit radioaktivitásából származó hő teljesen pótolta a kiáramló hőt, s miután az óceánok területéről hiányzik a gránitkéreg, azt várták, hogy ott a hőfluxus lényegesen kisebb lesz. Meglepő volt azonban [5], hogy a Csendes óceán területén újabban végzett mérések 25 adata közül 3 anomális helyet kivéve — amelyeken még az átlagosnál is nagyobb volt a hőfluxus — a középérték szintén 1,2 körül mozgott, míg az Atlanti óceánra vonatkozó adatok 1,1 körüli értéket szolgáltatottak.

A kontinentális és óceáni területek hőfluxusának egyezése nem tekinthető véletlennek; magyarázatot kíván, s egyúttal azt jelenti, hogy a hő lényeges része nagyobb mélységből ered. Az egyezés magyarázatára az óceáni üledékekben lejátszódó kémiai változások hőtermelése elégtelen, s ugyancsak nem lehet a jelenséget a bázikus, sőt ultrabázikus kőzetfelépítésű óceánfenék radioaktivitására visszavezetni, különösen ha e kőzeteknek rossz hővezetőképességét is figyelembe vesszük.

De az eredmény azt is magával hozza, hogy a kontinentális kéreg esetében se lehet a hőfluxussal megállapított kisugárzó hőt a gránittömegekben felhalmozott radioaktív anyag hőtermeléséből származtatni. A mérési adatok egyúttal megingatták azt a felfogást is, hogy a kéreg felső része radioaktív anyagban feldúsult gránitból épül fel. A kéreg nagy radioaktív tartalma s így a gránitintruziókkal való azonosítása kétségessé vált.

Bebizonyítható azonban, hogy a hőfluxusban jelentkező hőenergia lényeges része levezethető a Föld térfogatnövekedésekor felszabaduló energiákból.

A fázisátmenet miatt beálló térfogatnövekedés következtében ugyanis a megfigyelések alapján is szilárdnak tekinthető köpeny részecskéi rugalmas deformációt szenvednek. Az egységnyi térfogatban felhalmozott rugalmas energia közelítőleg

$$W = k\theta^2,$$

ahol  $k$  az inkompresszibilitási együttható, míg  $\theta$  a relativ térfogatváltozás. A köpeny  $V$  térfogatú részében tehát a deformációs energia:

$$W = k\theta^2 V.$$

Világos, hogy a deformációs energia évi változása

$$\frac{dW}{dt} = 2 k\theta V \frac{d\theta}{dt}$$

lesz.

Ennek értéke évi  $dR$  sugárnövekedés esetén a következő alakban írható:

$$\frac{dW}{dt} = \left[ \frac{32\pi}{3} \cdot R^2 dR \cdot \Delta \cdot \Sigma \frac{1-\sigma}{\rho} \right] \cdot p = Cp,$$

ahol  $\sigma$  a Poisson-állandó,  $\Delta$  a számításba vett rétegvastagság,  $\rho$  a rétegnek a Föld középpontjától mért távolsága, míg  $p$  a plasztikus határ-feszültség.

Kísérletek szerint a köpeny felső részének megfelelő kőzetek esetén  $p$  értéke  $1-2 \cdot 10^{10}$  dyn  $\text{cm}^{-2}$  körül mozog [6]. *Goranson* kísérletei [7] pedig azt igazolták, hogy a plasztikus határ a nyomás növekedésével alig változik. Mivel a fenti képlet alapján  $C = 2,95 \cdot 10^{17}$  cgs és

$$10^{10} \leq p \leq 2 \cdot 10^{10} \text{ dyn cm}^{-2},$$

következik, hogy az ebből származó évi hőfluxusra,  $\Phi_0$ -ra is fennáll, hogy

$$3 \cdot 10^{24} \text{ erg/év} \leq \Phi_0 \leq 6 \cdot 10^{27} \text{ erg/év},$$

azaz az így adódó hőfluxus nagyságrendben egyezik az észlelt hőfluxussal.

A hőenergia egy részét tehát egyszerűen abból lehet származtatni, hogy a tágulás miatt beálló rugalmas deformáció a nagyobb mélységekben plasztikusan feloldódik, s a felhalmozott rugalmas energia hővé alakul. Ez lényeges részét adja annak a hőnek, amelyet hőfluxus alakjában észlelünk, és ezért értéke független attól, hogy óceáni vagy kontinentális területek felett mértük-e.

#### I R O D A L O M

- [1] *Egyed L.*: A Föld belső szerkezetének új elmélete és annak földtani-geofizikai következményei. *Földtani Közöny* 85. 3. 1955. 277–318. old.
- [2] *Egyed L.*: The change of the Earth's dimensions determined from paleogeographical data. *Geofisica pura e appl.* 33. 1956. 42–48. old.
- [3] *Egyed L.*: A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth. *Geologische Rundschau* 46. 1957. 101–121. old.
- [4] *Birch, F.*: Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J. Geophys. Research.* 57. 1952. 227–289. old.
- [5] *Bullard, E. C.*–*Maxwell, A. E.*–*Revelle, R.*: Heat flow through the Deep Sea Floor. *Advances in Geophysics* III. (ed. *Landsberg*), New York, 1956.
- [6] *Birch, F.*–*Schairer, J. F.*–*Spicer, H. C.*: Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 36. 1942.
- [7] *Goranson, R. W.*: Effect of pressure on physical phenomena in the crust. *Trans. AGU.* 30. 1949. 187–189. old.

E. KURALI

A COMPARISON OF THE MARCH OF THE GEOMAGNETIC ELEMENTS IN SOME OBSERVATORIES IN THE YEARS 1950—55.

Yearly, monthly, daily and hourly mean values of the magnetic elements at the observatories Istanbul-Kandilli, Budakeszi (near Budapest), Průhonice, Niemeck and Rude Skov are investigated. The march of all these mean values shows a rather close parallelism owing to the circumstance, that the observatories are not too far one from another. As a result of these comparative studies the author can state, that the data of the temporary magnetic observatory: Budakeszi, which was in use in the years 1948—55, are reliable and fit well into the system of data of other European observatories.

A FÖLDMÁGNESES ELEMENK MENETÉNEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA  
NÉHÁNY OBSZERVATÓRIUM 1950—55. ÉVI ADATAI ALAPJÁN

KURALI FERENCNÉ

A földmágneses elemek időbeli változásainak menetét megvizsgáltam Istanbul-Kandilli, Budakeszi, Průhonice, Niemeck és Rude Skov obszervatóriumának 1950—55. évi adatai alapján. A felsorolt obszervatóriumok évkönyveiből nyert évi, havi, napi és óraátlagértékeket hasonlítottam össze. A török, cseh és német adatok a vizsgált időközben csak részben álltak rendelkezésre.

A vizsgálatnak célja annak megállapítása volt, *hogyan jelentkeznek az egyes mágneses elemek változásai* a vizsgált obszervatóriumok adatrendszereiben.

*Az elemek évi átlagértékei* a vizsgált rövid szakaszon is *jelzik az évszázados változás hatását*. Ismeretes, hogy a függőleges összetevő az évszázados változás következtében az eurázsiai kontinensen ez idő szerint nő. Az I. táblázatból kitűnik, hogy ez a növekedés nálunk nagyobb, mint a tőlünk északabbra fekvő obszervatóriumokban. A vízszintes összetevő értéke 1950-től 1955-ig szintén nő (II. táblázat). A nyugati deklináció az évszázados változás folytán csökken; a csökkenés évi mértéke a német és dán obszervatóriumban valamivel nagyobb, mint nálunk (III. táblázat), általában azonban fogyó tendenciájú.

*A földmágneses elemek havi átlagértékeinek* vizsgálatából első tekintetre megállapítható, hogy az egyes elemek *mindegyik obszervatóriumban csaknem párhuzamos menetet mutatnak*. Különösen a horizontális intenzitásban jó az egyezés, ahol egyes háborgások hatására valamennyi össze-

A kézirat 1957. október 9-én érkezett be.

I. táblázat

## A függőleges összetevő évi átlagértékei és ezek változásai

Év	Budakeszi	Évi változás	Niemegk	Évi változás	Rude Skov	Évi változás
1950	41 817 γ		43 763 γ		45 498 γ	
		44 γ		38 γ		31 γ
1951	861		801		529	
		37		28		25
1952	898		829		554	
		31		23		14
1953	929		852		568	
		17		27		18
1954	946		879		586	
		40				30
1955	986				616	

II. táblázat

## A vízszintes összetevő évi átlagértékei és ezek változásai

Év	Budakeszi	Évi változás	Niemegk	Évi változás	Rude Skov	Évi változás
1950	20 792 γ		18 396 γ		16 685 γ	
		5 γ		10 γ		7 γ
1951	797		406		692	
		8		11		9
1952	805		417		701	
		9		16		12
1953	814		433		713	
		15		13		13
1954	829		446		726	
		11				7
1955	840				733	

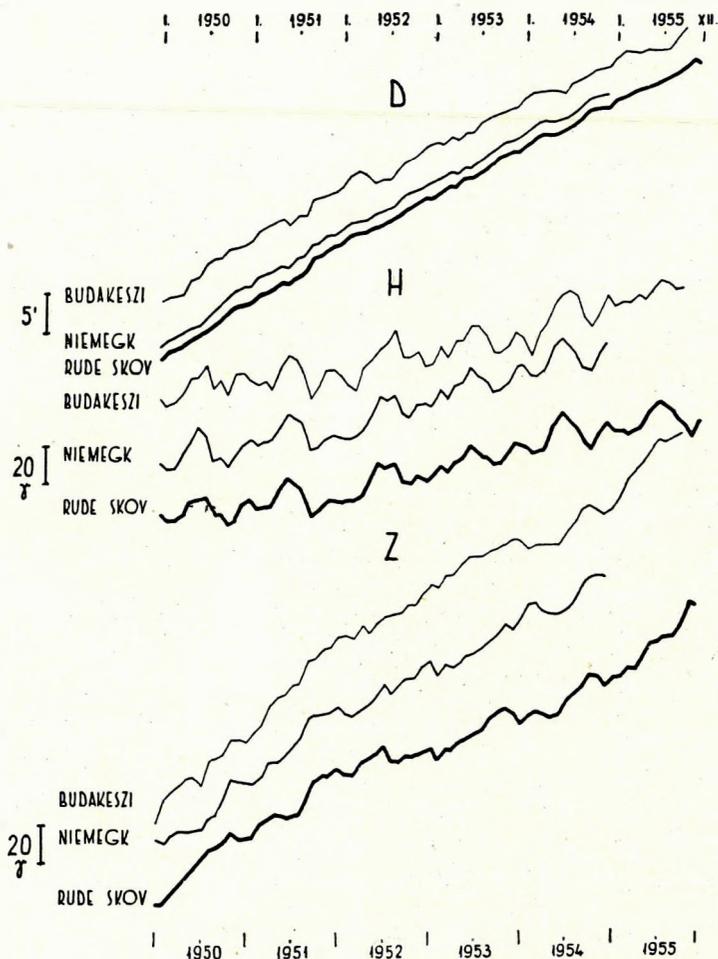
III. táblázat

## A deklináció évi átlagértékei és ezek változásai

Év	Budakeszi	Évi változás	Niemegk	Évi változás	Rude Skov	Évi változás
1950	-0°27,0'		-2°53,1'		-3°04,8'	
		7,4'		7,8'		7,5'
1951	19,6		45,3		-2°57,3	
		6,2		6,9		7,1
1952	13,4		38,4		50,2	
		5,8		6,2		6,4
1953	07,6		32,2		43,8	
		5,7		6,3		6,2
1954	01,9		25,9		37,6	
		5,3				6,0
1955	+0°03,4				31,6	

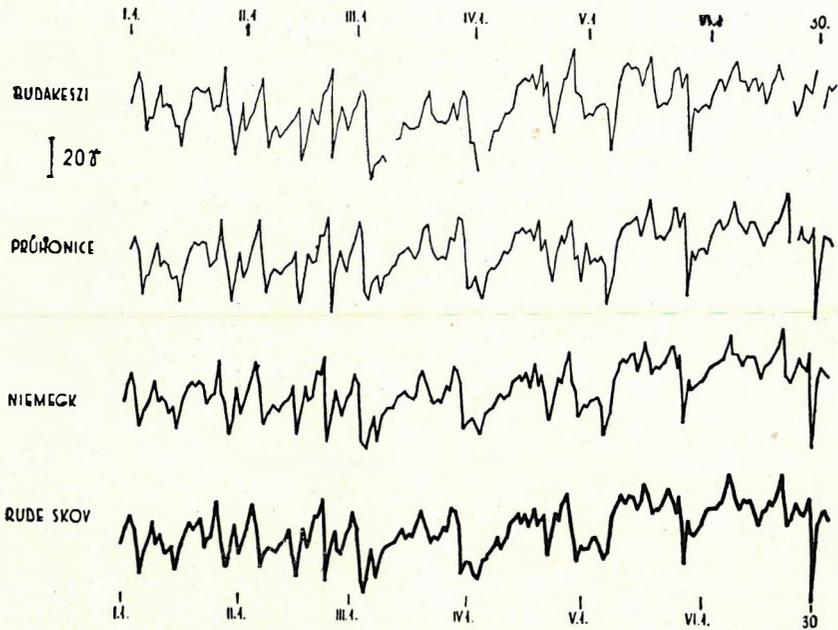
használt observatóriumban a havi átlagok szintjének egyidejű csekély csökkenése is észlelhető (1. ábra).

Ezután az elemeknek az évkönyvekből nyert napi átlagértékeit vizsgáltam meg. A 2. ábrán szemléltetjük a vízszintes térerősség napi átlagainak menetét 1952. első felében a magyar, cseh, német és dán observatóriumi

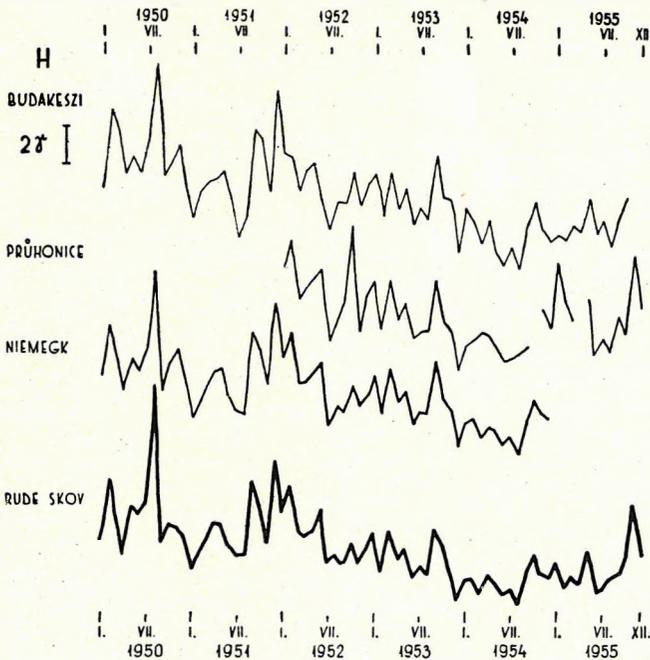


1. ábra. A földmágneses elemek havi átlagértékei

adatok alapján. Az ábrán láthatjuk, hogy a négy görbe majdnem teljesen párhuzamos. A jellegzetesen éles csipkék, de még a kisebb változások is mind a négy adatsorban megtalálhatók. Valószínű tehát, hogy a földmágneses tér rövid periódusú változásai az egymás közelében levő observatóriumokban egyidejű értékváltozást mutatnak. Érdekes megfigyelni,



2. ábra. A horizontális intenzitás napi átlagértékei 1952 első felében



3. ábra. A horizontális intenzitás havi átlagos háborgatottságának adatai

hogy a napi középértékek ingadozása észak felé haladva lényegesen nem növekedik. A háborgások vizsgálatában azonban látni fogjuk, hogy a D- és Z-változás amplitudója egy-egy napon belül észak felé erősen nő, és a vizsgálat alá vont legészakibb dán obszervatóriumban a legnagyobb.

A vizsgálatot kiterjesztettük az obszervatóriumok adatainak háborgatottsági fokára is. A háborgás lefutása ugyanis az obszervatórium helyétől függ. Mivel a legtöbb háborgás sarki eredetű, ezért a magasabb szélességeken nagyobb változást okoz. A háborgások erősségének követésére meghatároztuk a napi átlagértékek különbségeinek sorozatát. Az évkönyvi adatok szomszédos napi  $H$  átlagértékéből képezett különbség abszolút értékeinek havi középértékeit számítottuk ki. Ezeket a havi átlagértékeket, vagyis egy-egy obszervatórium havi átlagos háborgatottságát bizonyos fokig jellemző értékek menetét a 3. ábrán szemléltetjük. (Ugyanígy kiszámítottuk a deklináció és a függőleges összetevő havi átlagos háborgatottságát is, de az ezekről készült rajzok lényegesen újat nem tartalmaznak.) A háborgások görbéi jóval változatosabb képet mutatnak, mint a havi átlagok görbéi. A vizsgálatnak ez a módja már a finomabb részletekre is ad felvilágosítást.

Az évi átlagos háborgatottság-különbségek abszolút értelemben Budakeszi és Rude Skov között a legnagyobbak, mivel a két obszervatórium — az összehasonlítottak között — észak-déli irányban a legtávolabb van egymástól (IV. táblázat). A  $Z$ -ben a különbség általában pozitív jellegű, a  $H$ -ban pedig negatív, vagyis a vertikális intenzitás északon, Rude Skovban erősebben háborgog, a horizontális intenzitás háborgása pedig Budakeszin nagyobb. A deklináció háborgásai a vizsgált obszervatóriumokban csaknem azonos méretűek, a legnagyobb különbség 0,2'.

IV. táblázat

## Évi átlagos háborgatottság-különbségek

Év	Z			H			D		
	Bk—Pr	Bk—Ni	Bk—RS	Bk—Pr	Bk—Ni	Bk—RS	Bk—Pr	Bk—Ni	Bk—RS
1950		0,5 $\gamma$	1,7 $\gamma$		-0,8 $\gamma$	-1,0 $\gamma$		0,0'	0,1'
1951		0,7	2,1		-0,6	-0,7		0,0	0,2
1952	0,6 $\gamma$	0,2	1,4	0,6 $\gamma$	-0,4	-0,5	0,1'	0,1	0,2
1953	0,4	0,1	0,7	-0,1	-0,5	-0,9	0,0	0,0	0,1
1954	-0,1	-0,4	0,3	-0,3	-0,8	-0,9	0,1	0,0	0,1
1955	0,3		1,0	0,4		-0,6	0,1		0,1

A IV. táblázatból azt is láthatjuk, hogy a függőleges összetevő különbsége Budakeszi és Niemegek között 1950—51-ben nő; Budakeszi és Rude Skov között szintén növekedést látunk, de nagyobb mértékben. 1951—52-ben a magyar és német értékek különbsége csökken, Budakeszi és Rude Skov között pedig nagyobb mérvű csökkenés tapasztalható. 1952—53-ban már a négy obszervatórium értékeiből adódó három különbségben láthatjuk az egyöntetű csökkenést. 1953—54-ben további csökkenés észlelhető,

majd 1954—55-ben Budakeszi és Rude Skov, valamint Budakeszi és Průhonice különbségei egyaránt növekednek.

A horizontális intenzitás táblázatában ugyancsak azonos jellegű meneteket figyelhetünk meg az obszervatóriumok között. A deklinációban, mint már említettük, a háborgások csaknem azonos változásokat okoznak, ez a tény a háborgatottság-különbségekben is kifejezésre jut.

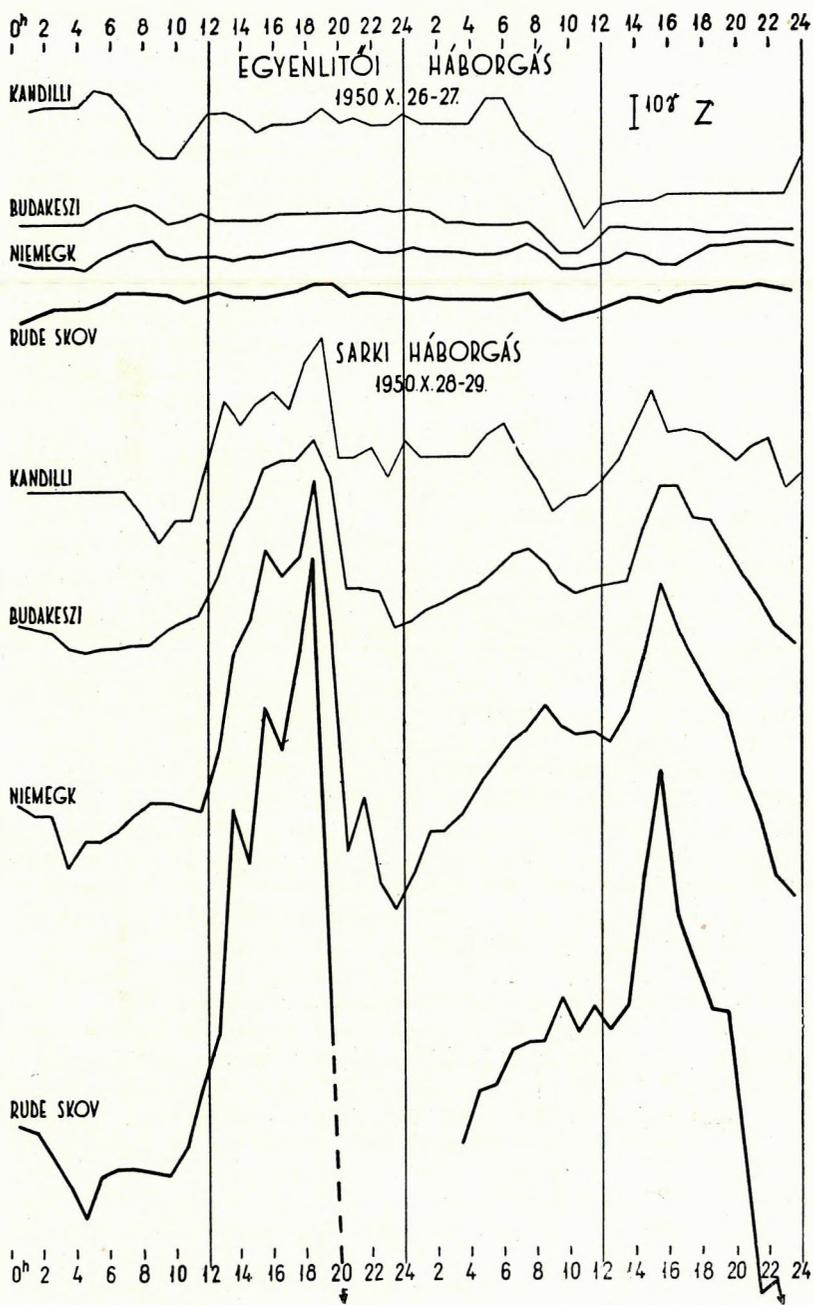
A vertikális intenzitás *óraátlagértékeinek* a háborgások szempontjából történt feldolgozásából is közlünk néhány esetet. Megfigyeltük pl., hogy 1950. október 26—27-én a délebbre eső Kandilliben egymást követőleg két háborgás tűnik fel, amelyek valószínűleg *egyenlítői eredetűek*, mert ezeknek a háborgásoknak az északabbra levő megfigyelő állomásokon csak a nyomai találhatók meg (4. ábra). Az október 28-i háborgás viszont *sarki eredetű* lehet, mert a legészakibb obszervatórium jelzi legerősebben. Hasonló sarki háborgás volt 1950. november 4-én (5. ábra). A hullám amplitudója a vertikális intenzitásban Rude Skovban 210, Niemegekben 110, Budakeszin pedig 60 gamma. A függőleges összetevő háborgását Rude Skovban kisebb minimum, Niemegekben és Budakeszin lassú emelkedés vezet be, majd az összetevő értéke hirtelen megnő, és ugyancsak gyorsan tér vissza a háborgás előtti szintre.

Ezt a háborgást a vízszintes összetevő és a deklináció óraátlagértékeinek menetében is megvizsgáltuk. A háborgás mind a függőleges összetevőben, mind pedig a vízszintes összetevőben egy időben lép fel. A vízszintes összetevő értéke a háborgás következtében hirtelen csökken, és ezután csak lassan éri el a korábbi szintet.

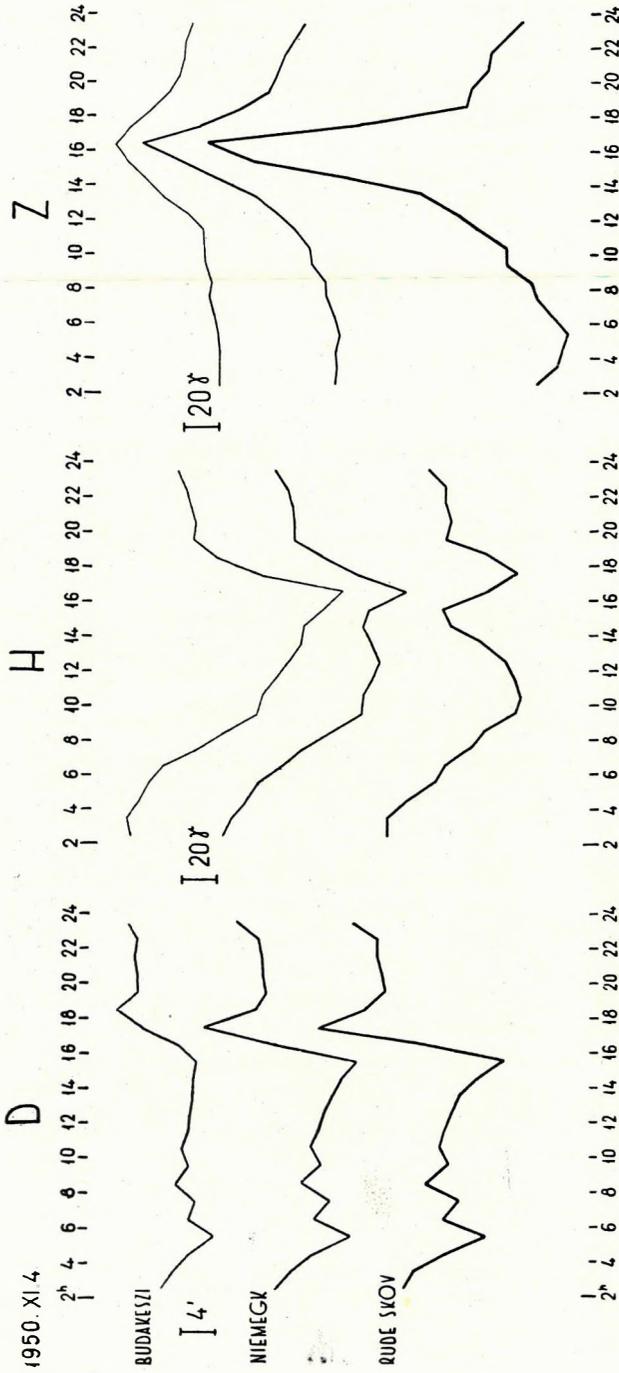
A deklináció változását vizsgálva azt találjuk, hogy amikor a vertikális intenzitásnak maximális értéke van, akkor a deklináció minimumból maximumba megy át, illetve fordítva. Tehát a vizsgált háborgásban a *Z*-maximumot *H*-minimum és *D* inflexió kíséri. A háborgások az összehasonlított obszervatóriumokban mindhárom elemnél egy időben játszódnak le. A háborgás hullámának amplitudója a *Z*-ben és a *D*-ben az északi obszervatóriumokban nagyobb, mint Budakeszin. Ezzel szemben ismét hangsúlyozzuk, hogy *a napi átlagok változása az egyik napról a másikra egyik mágneses elemnél sem mutat a háborgás méreteinek megfelelő különbséget*. Ennek az oka valószínűleg az, hogy a *D*-ben a háborgásnak *nincs határozott jellegzetes menete, a Z-ben a háborgás rövid időtartamú és északon a nagyobb maximumot egy jól kialakult minimum ellensúlyozza, a H változásának pedig nincs határozott észak-déli irányú menete*, és ezért az elemekben a napi szint csak kevéssé mutatja a háborgás erősségének megfelelő változást.

Ez a rövid ismertetés csak az egyes Magyarországhoz közelebb levő obszervatóriumok megfigyeléseit tárgyalja. A vizsgálatot kiterjesztettük ugyan távolabbi obszervatóriumok adatsorozataira is, de azt tapasztaltuk, hogy az időbeli változás ezekben már másként jelentkezik.

Végeredményben megállapíthatjuk, hogy a vizsgált kis területen a földmágneses elemek időbeli változásai nagyon hasonlóan mennek végbe, a háborgások fellépése világidőben egyidejű, és bár a háborgás erőssége az obszervatórium földrajzi helyének függvénye, a napi középértékekben ki-egyenlítőten jelentkezik és általában azonos nagyságrendű változásokat okoz.



4. ábra. Egyenlítői háborgás 1950. X. 26 – 27-én. Sarki háborgás 1950. X. 28 – 29-én



5. ábra. Sarki háborgás 1950. XI. 4-én

Továbbá megállapítást nyert az a fontos körülmény is, hogy a budakeszi mágneses adatok jól beleillenek a környező országok adatrendszerébe és pontosan jelzik a földmágneses elemek időbeli változásait. Ez a tény nagyon megnyugtató, mert így a budakeszi és a tihanyi obszervatóriumok adatait egységes adatsorozattá kapcsolhatjuk össze.

Ez a dolgozat a Geofizikai Intézet földmágneses obszervatóriumi szolgálatánál készült. A vizsgálatokra dr. Barta György hívta fel a figyelmet, és a munka során igen sok értékes tanáccsal támogatott.

#### I R O D A L O M

- Annuaire Magnétique 1950. Observatoire Astronomique et Géophysique d'Istanbul-Kandilli. Istanbul, 1955.  
1954. \*\*\*Istanbul, 1955.
- Annuaire Magnétique 1950. Publikationer fra det Danske Meteorologiske Institut. København, 1951.
- Annuaire Magnétique 1951. \*\*\* København, 1952.  
Annuaire Magnétique 1952. \*\*\* København, 1953.  
Annuaire Magnétique 1953. \*\*\* København, 1954.  
Annuaire Magnétique 1954. \*\*\* København, 1955.  
Annuaire Magnétique 1955. \*\*\* København, 1956.
- J a n B o u š k a*: Výsledky geomagnetických měření na observatoři Průhonice u Prahy za rok 1952. Praha, 1953.  
\*\*\* za rok 1953. Praha, 1955.  
\*\*\* za rok 1954. Praha, 1956.  
\*\*\* za rok 1955. Praha, 1957.
- G. F a n s e l a u—H. W i e s e*: Ergebnisse der Beobachtungen am Adolf Schmidt-Observatorium für Erdmagnetismus in Niemeck in den Jahren 1946 bis 1950. Berlin, 1956.  
\*\*\*im Jahre 1951. Berlin, 1954.
- Erdmagnetisches Jahrbuch 1952 mit wissenschaftlichen Mitteilungen. Akademie-Verlag Berlin, 1955.
- Erdmagnetisches Jahrbuch 1953 \*\*\* Berlin, 1956.
- Jahrbuch 1954 des Adolf Schmidt-Observatoriums für Erdmagnetismus in Niemeck mit wissenschaftlichen Mitteilungen. Akademie-Verlag, Berlin, 1957.



SZALAI TIBOR

## A KÁRPÁTOK GEOTEKTONIKAI SZINTÉZISE

Tanulmányom a Kárpátok névvel jelölt hegységekkel, valamint ezek és a Szávidák által közrefogott területtel foglalkozik. Ez a közrefogott terület a Kárpátrendszer tartozéka. E közrefogott terület egyes részei a legszorosabb kapcsolatban állanak az Alpokkal és a szorosabb értelemben vett Kárpátokkal. Ezek fejlődésmenetének, szerkezetének kialakulása a legteljesebb egésznek képezi. Így a közrefogott terület hegységei is a Kárpát-rendszer tartozékai. A tanulmányból a Kárpát Medence hegységei nem maradhatnak ki.

A litoszféra ősi kiemelkedései és besüllyedései a mai Kárpátokon belüli és kívüli területeken összefüggnek. Ezeket a Kárpátok láncai szakítják meg. Ezek közül azokat, amelyek kiemelkedések, geoantiklinálisoknak nevezem. Ezeknek nyomozható részei a nucleusok. E nucleusok, amikor a geoantiklinálisokat körülvelték a tengerágak, illetve amikor részben be is nyomultak ezek a geoantiklinálisokra, szigetként, zátonyként jelentkeznek. Ezeket ebben az értelemben küszöbnek tekinthetjük.

A Kárpát-rendszer geoantiklinálisait az általuk követett irányoknak megfelelően STILLE nevezéktanát használva, érchegységi, herciniai és tétisz irányú geoantiklinálisoknak nevezem.

Ezek a geoantiklinálisok, amint azt kimutatni törekszem, a variszkuszi hegrendszer keletkezése előtt alakultak ki. A variszkuszi hegrendszer már ezekhez kapcsolódik, de ezeken alapul az alpi hegrendszer is. Így tehát a mai Kárpátok közvetlen elődeit, ott ahol a variszkuszi üledékek a mai Kárpátokban megvannak: paleokárpátoknak tekinthetjük.

Felfogásunkból, amely a Kárpátok keletkezését ősgeoantiklinálisok keletkezésével magyarázza, amelyek nem álltak, illetve csak részben álltak egymással kapcsolatban, következik, hogy a mai Kárpátok idegen elemekből, illetve korábban össze nem függő részekből, különböző származású tagokból tevődnek össze. Tanulmányomban arra törekszem, hogy ezt a felfogást kellő módon alátámasszam, részben pedig arra, hogy néhány esetleg általánosabb érdekű gondolatot is előadjam.

Főbb eredmények:

1. A Kárpát-rendszer három főtektonikai (érchegységi, herciniai, tétisz) irány mentén való kialakulásának levezetése. Ez irányokban praevariszkuszi geoantiklinálisok helyezkednek el. Ez ősi szerkezet irányította a terület későbbi fejlődésmenetét. Ezek egy része a mai kárpáti téren túl is követhető. A Kárpátokon kívüli és belüli alapkőzet ősi szerkezetének kialakulása tehát a variszkuszi-alpi idők előtt történt. A geoantiklinálisok ma is nyomozható tagjai a praevariszkuszi kristályos kőzetek. E legidősebb kristályos kőzetek a nucleusok. Ezek a variszkuszi és részben az alpi időkben szigetként álltak ki a tengerből, részben elborította őket a tenger, de ekkor is megtartották küszöb jellegüket, amint ezt a sekély tengeri üledékek mutatják.

A Kárpát Medence legidősebb küszöb jellegű területe a Centrál alpi küszöbtől a Kis Alföldön, a Nyugati Kárpátok maghegységén keresztül a Felső Sziléziai Köszénmedence területéig nyomozható.

A variszkuszi küszöbökből levezethetők az alpi küszöbök, a variszkuszi Kárpátokból, a Paleokárpátokból levezethetők a mai Kárpátok.

Az internida, vagy amint PRINZ GYULA nyomán nevezzük a magyar közbenső tömeget, a Tisia e nucleusok és a hozzájuk tapadt fiatalabb üledékek egy

részének összeforradása által akkor alakult ki, amikor az e területet körülfogó üledékek kifelé irányuló vergenciája létrejött.

2. A Lippától Tordáig, illetve Zsibóig a felszínen látható NY-felé konkáv és ennek folytatásaként az Alföld É-i és D-i részén a fúrások feltárta flis által körülfogott terület a Mecsek—Villány hegységeken keresztül a K—NY csapású Iván-šicához vezet, és így kapcsolódik az Alpokhoz. Ez ősgeoantiklinális területén a mezozoikumban kialakul a részküszöbökkel összetevődő Lóczy-küszöb.

3. Az Erdélyi Medence területén a mélybe süllyedt ősi kristályos alapközet szerkezete arra utal, hogy ez a terület, éppúgy mellékdarabja Fennosarmaciának, mint az Elbától K-re eső terület is az.

4. Annak megállapítása, hogy *kimutathatóan* a Balaton-vonal a legrégebb szerkezeti vonala a Kárpát Medencének. A Hernád-vonalnak, mint az Alföldön áthúzódó, de a Kárpátoktól É-ra is követhető ősi, az alpi Kárpátok keletkezését megelőző-szerkezeti elemnek felismerése.

5. Új adatokkal való igazolása SZENTES és STAUB felfogásának arra nézve, hogy a Kárpátok egymástól független tagokból tevődnek össze. Ezek egységbe forradása a flis üledékképződés idejében történt.

Ez a felfogás BUBNOFF véleményét is követi. BUBNOFF szerint nem beszélhetünk csapás mentén folyamatosan folytatódó hegységívekről [58].

6. Tanulmányom sok tekintetben visszatérés SUESS-hez és id. LÓCZY-hoz, továbbá VOITESTI-hez és ifj. LÓCZY-hoz.

## GEOTEKTONISCHE SYNTHES DER KARPATEN

T. SZALAI

Meine Studie befasst sich mit den unter den Namen „Karpaten“ zusammengefassten Gebirgen, sowie mit dem von diesen und den Saviden begrenzten Gebiet. Dieses Gebiet bildet ein Glied des Karpatensystems. Einige Teile dessen stehen im innigsten Zusammenhang mit den Alpen und mit den im engeren Sinne bezeichneten Karpaten. Die Entwicklung und Tektonik all dieser Gebiete bildet ein einheitliches Ganzes. So sind also auch die Gebirge des erwähnten umschlossenen Gebietes Glieder des Karpatensystems. In der Studie können also die Gebirge des Karpatenbeckens nicht fehlen.

Auf den Gebieten innerhalb und ausserhalb der jetzigen Karpaten hängen die uralten Emporhebungen und Senkungen der Lithosphäre zusammen. Diese Formen werden durch die Karpatenketten unterbrochen. Die emporgehobenen Formen sind die Geoantiklinalen. Die Nucleen sind die nachweisbaren Teile der Geoantiklinalen. Als die Meeresarme die Geoantiklinalen umarmten und in diese teilweise eindringen, meldeten sich die Nucleen als Insel, Bänke. In diesem Sinne können sie als Schwellen betrachtet werden.

Die Geoantiklinalen des Karpatensystems nenne ich auf Grund ihrer Richtung, der STILLE'schen Nomenklatur entsprechend: erzgebirgisch, herzynisch und Tethys gerichtete Geoantiklinalen.

Mein Ziel ist nachzuweisen, dass diese Geoantiklinalen vor der Entstehung der variszischen Gebirge entstanden sind und letztere sich an jene angeschlossen haben. Diese Geoantiklinalen bilden auch den Grund der alpiden Karpaten. So können wir also die unmittelbaren Vorläufer der

gegenwärtigen Karpaten, die Paläokarpaten dort suchen, wo heute die variszischen Ablagerungen in ihnen zugegen sind.

Aus der Auffassung, dass die Genese der Karpaten mit Urgeoantiklinalen verknüpft ist, welche voneinander ganz oder teilweise getrennt waren, folgt, dass die Karpaten aus Teilen verschiedenen Ursprungs zusammengesetzt sind.

Ich bestrebe mich in meiner Studie, diese Auffassung zu begründen und einige Gedanken vorzutragen, die eventuell von allgemeinerem Wert sein könnten.

Mit diesem Thema hat sich zuletzt STILLE [47] befasst. Gegenwärtige Studie wurde durch die neuesten geophysikalischen, sowie durch die neuesten Bohrangaben ermöglicht. Die neuen Angaben beweisen, dass E. SUESS und LÓCZY sen., ferner VOITESTI [64] und hauptsächlich LÓCZY jun. [27, 27a] die ersten waren, die die innerhalb der äusseren Karpaten, Alpen- und Dinaridenketten liegenden paläozoischen und mesozoischen Sedimente tektonisch richtig gedeutet haben.

Innerhalb der Karpatenketten ist die Visé-Stufe die älteste, mit Fossilien nachgewiesene Meeresablagerung. Am westlichen Rande des Karpatenbeckens in Moravosilesicum-Burgenland und in den Alpen finden wir auch Devon. Über das Alter der deren Sedimentation vorangehenden prävariszischen krystallinen Gesteine haben wir keine genaueren Angaben. Es wurden zwar über das Alter einiger krystallinen Gesteinen des Gebietes Meinungen geäussert, obwohl nicht genügend begründet. Nach LÓCZY sen. sind an vielen Stellen archaische Ablagerungen zu finden. LÓCZY jun. ist derselben Meinung. „Atlas Polski zeszyt I.“ bezeichnet Vepor als archaische-algonkische Ablagerung. Andere krystalline Vorkommnisse werden als algonkisch-devon (VALEK), kaledonisch (NOPCSA), altpaläozoisch (KÖRÖSSY) betrachtet. STILLE denkt auch an eine vor-kambrische Konsolidation. Die paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen, *den erzgebirgischen, herzinischen und Tethys-Richtungen* folgend, sind in drei haupttektonischen Streichen orientiert. Die tertiären Ablagerungen folgen auch teilweise diesen Richtungen. So ergeben sich fünf Haupteinheiten:

1. *Erzgebirgische Geoantiklinale*: Der zentrale Teil ist durch die zentral-alpine Schwelle, das Mihályer Gravitationsmaximum, die Kerngebirge der Westkarpaten und der westlichen Endigung des Vistulikums vertreten. (Abb. 1—3.)

2a. *Herzinische Geoantiklinalen*: Die Nordost- und Ostkarpaten.

2b. Die Dinariden.

3a. *Tethys Geoantiklinalen*: Ivanščica, Mecsek-Villány, das in weiterem Sinne aufgefasste Bihar (LÓCZY-Schwelle).

3b. Die Südkarpaten, das Krassószörény-Gebirge, Balkan-Gebirge, Walachischer Sporn.

## I. Erzgebirgische Geoantiklinale

An der südöstlichen Seite dieser Geoantiklinale ergibt sich ein Gravitationsmaximum. Auf der Geoantiklinale selbst finden wir auch ein Gravitationsmaximum, dessen Achse sich durch Mihályi zieht. Das südöstliche Gravitationsmaximum folgt von der Umgebung von Keszthely an bis zum Hernád der NO-SW Streichrichtung. In der Umgebung von Keszthely wenden sich die Isogammen nach Westen. In der Gegend von Hernád nach Norden. Die Verbiegung des Maximums nach Westen weist auf die Verbindung mit den Alpen. Die Biegung nach Norden unterstützt vielleicht LIMANOWSKI's [28] Auffassung. Nach ihm ist nämlich diese Richtung das Streichen der paläozoischen Sedimenten.

Verknüpft mit dem langen schlingenförmigen Gravitationsmaximum (Abb. 3) kennen wir von vier Gegenden Karbon-Ablagerungen) (Abb. 1):

1. Transdanubien, Szabadbattyán: Visé [11, 13]; Karád, Bohrung No. 1: permokarbon [29].
2. Die Umgebung von Bükk, Nagyvisnyó: permokarbon [29, 36].
3. Dobschau: Moskwa-Stufe [36].
4. Zemplener Inselgebirge: Stephanische Stufe.

Visé von Szabadbattyán kann mit Visé der Karnischen Alpen in Zusammenhang gebracht werden. Betreffs des Zusammenhanges der permokarbon Ablagerungen von Transdanubien und Nagyvisnyó haben wir keine Angaben.

Als älteste Ablagerungen von Balatonhochland finden wir Phyllit, Tonschiefer. Phyllit-Quarzschiefer mit Diabas, Diabastuff Ablagerungen. Diese Ablagerungen sind offenbar älter als Perm. Diese sind nach Daten von Szabadbattyán und Urhida an Visé Ablagerungen aufgeschuppt. Auf Grunde der Diabas-Produkte kann auf die Entstehung der Ablagerungen im Devon oder im tieferen Unterkarbon gedacht werden. Nämlich im Rheinischen Schiefergebirge ist Diabas im Mittel- und Oberdevon, ferner in Unterkarbon bekannt [46, p. 30]. Der Diabas und Diabastuff des Grazer Beckens stammt vom unteren Devon.

Im Velenceer Gebirge betrachtet die Literatur die im Kontakthof des Granits hervorkommende fossilfreien Schiefer als Karbon.

Die Bohrung von Székesfehérvár hat in 1200 m Tiefe Phyllit und Grauwacke aufgeschlossen. Diese Ablagerung kann vielleicht analog der im Gebiet der Karner Alpen bekannten Grauwacke und Schiefer im Unterkarbon eingeteilt werden [17. p. 83].

So die Bükker Karbonvorkommnisse, wie der Bükker Perm weisen auf östliche Verbindungen hin, wie das RAKUSZ [36] und SCHRÉTER [39] beschrieben haben. „Die beste Übereinstimmung — schreibt RAKUSZ [36. p. 156] — zeigt unsere Fauna von Dobsina mit dem Karbon des Donez-Beckens und stellt sich dort automatisch auf das obere Moscovien ein.“

Ausser den permokarbon Ablagerungen ist Meeres-Perm im Gebiet des Karpatenbeckens nur vom Bükkgebirge bekannt. Von hier beschreibt SCHRÉTER [39] fossilführendes oberes Perm. Das Perm bei dem Balaton und die übrigen Perm vorkommnisse sind kontinentaler Abstammung.

# VARISZISCHER NUCLEUS DER ERZGEBIRGISCHEN GEANTIKLINALE

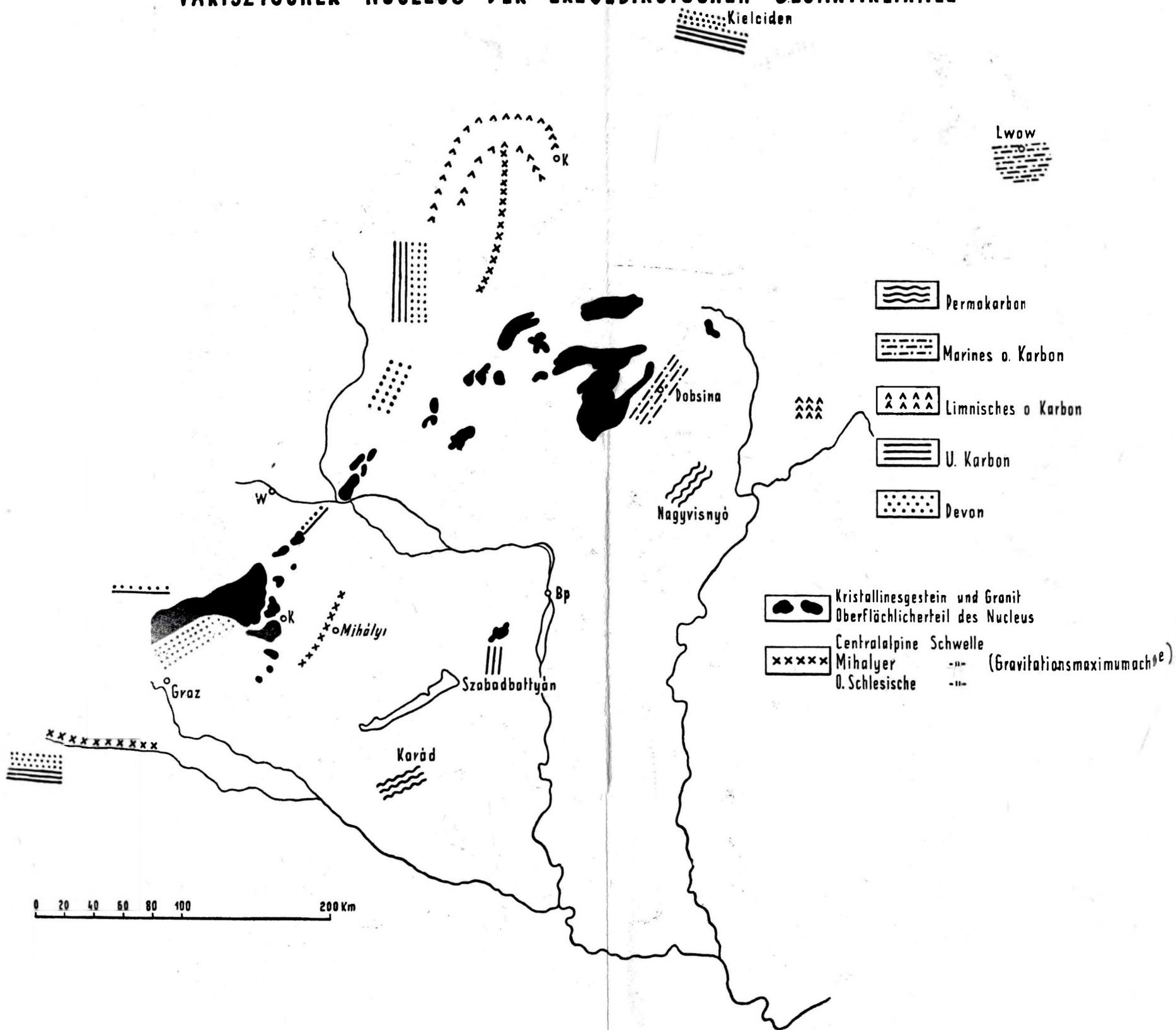
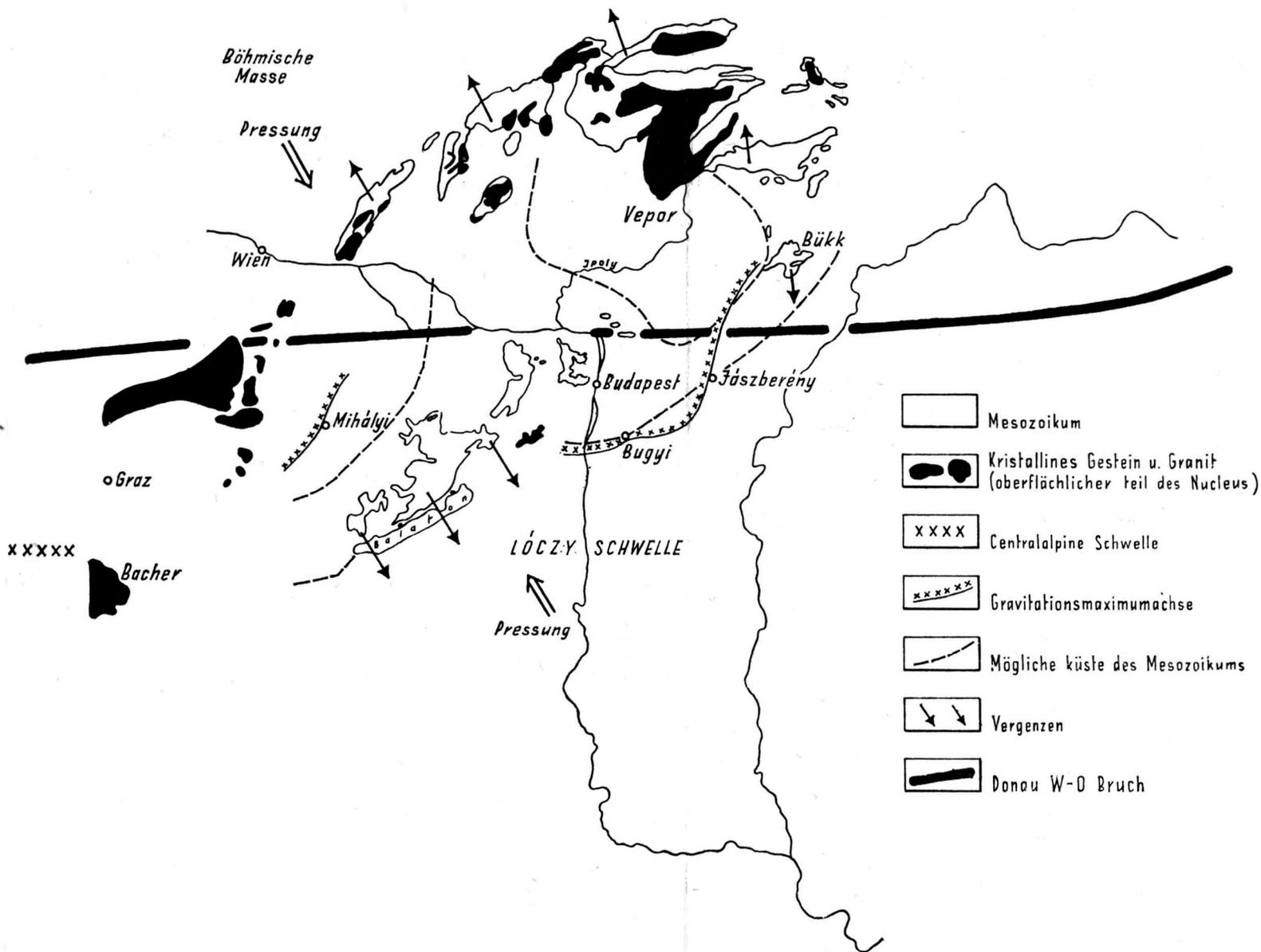


Abb 1.

# MESOZOISCHE NUCLEEN DER ERZGEBIRGISCHEN GEDANTIKLINALE

T. SZALAI 1957

0 20 40 60 80 100 200 Km



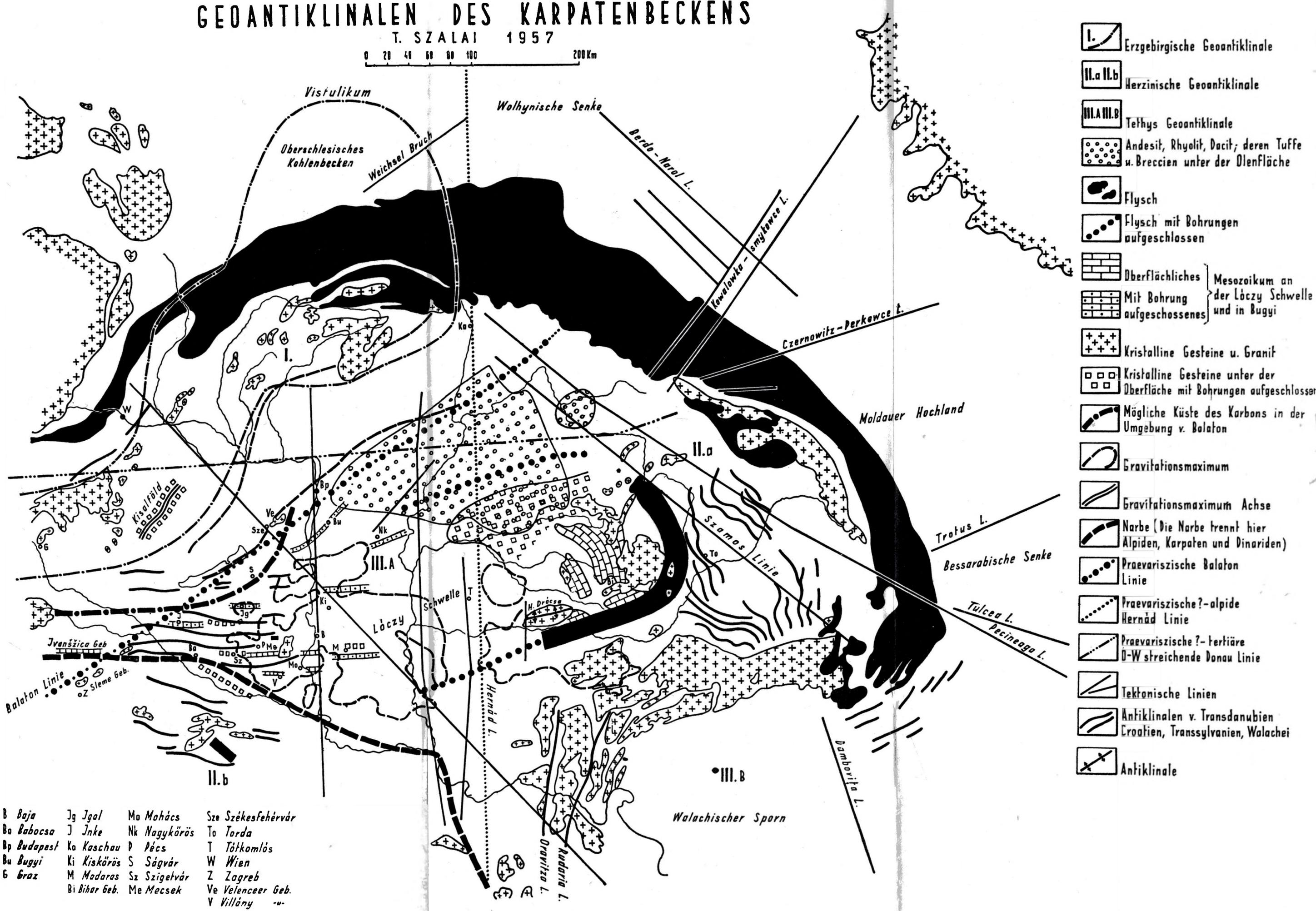
- Mesozoikum
- Kristallines Gestein u. Granit (oberflächlicher teil des Nucleus)
- XXXX Centralalpine Schwelle
- XXXXXX Gravitationsmaximumachse
- Mögliche küste des Mesozoikums
- Vergenzen
- Donau W-D Bruch

Abb. 2.

# GEOANTIKLINALEN DES KARPATENBECKENS

T. SZALAI 1957

0 20 40 60 80 100 200 Km



- Erzgebirgische Geantiklinale
- II.a II.b Herzynische Geantiklinale
- III.A III.B Tethys Geantiklinale
- Andesit, Rhyolit, Dacit; deren Tuffe u. Breccien unter der Olenfläche
- Flysch
- Flysch mit Bohrungen aufgeschlossen
- Oberflächenliches Mesozoikum an der Lóczy Schwelle und in Bugyi
- Mit Bohrung aufgeschossenes Mesozoikum an der Lóczy Schwelle und in Bugyi
- Kristalline Gesteine u. Granit
- Kristalline Gesteine unter der Oberfläche mit Bohrungen aufgeschlossen
- Mögliche Küste des Karbons in der Umgebung v. Balaton
- Gravitationsmaximum
- Gravitationsmaximum Achse
- Narbe (Die Narbe trennt hier Alpiden, Karpaten und Dinariden)
- Praevariszische Balaton Linie
- Praevariszische?-alpiden Hernád Linie
- Praevariszische?-tertiäre D-W streichende Donau Linie
- Tektonische Linien
- Antiklinalen v. Transdanubien Croatien, Transsylvanien, Walachei
- Antiklinale

B Baja	Jg Jgal	Ma Mahács	Sze Székesfehérvár
Bo Baboča	J Inke	Nk Nagykörös	To Torda
Bp Budapest	Ka Kaschau	P Pécs	T Tótkomlós
Bu Bugyi	Ki Kiskörös	S Ságvár	W Wien
G Graz	M Madaras	Sz Szigetvár	Z Zagreb
Bi Bihar Geb.	Me Mecsek	Ve Velenceer Geb.	V Villány

Abb. 3.

Die Achse des Mihályier Gravitationsmaximums kann über Monostor-szentpéter—Mihályi—Répcelak verfolgt werden. Die Mihályi No. 1 Bohrung traf in der Tiefe von 1602 m, die Mihályi No. 3 Bohrung in der Tiefe von 1898 m unter dem unteren Pannon kristalline Schiefer. Die nordöstliche Fortsetzung des hier erbohrten kristallinen Gesteins bezeichnen die Kerngebirge. Diese Schwelle führt über die Karpaten zur westlichen Endigung des Vistulikums. (Vgl. Abb. 1.) Nach BEDERKE ist das kristalline Grundgebirge von Oberschlesien eine vorkambrische Formation. Seiner Meinung nach war Oberschlesien im Uraläozoikum ein hochgelegenes Gebiet [46. p. 54]. Nach STILLE zeigt das Gebiet im Devon und Karbon die Charakterzüge einer Schwelle, gegenüber dem Moravikum, welches das Gepräge einer Orthogeosynklinale hat [46. p. 55]. Die erwähnten Gebiete standen im Variszikum in festländischem Zusammenhang. Das variszische Meer umgab das Gebiet. Das Gebiet also, welches sich vom Vistulicum bis zur zentralalpinen Schwelle erstreckte, hatte schon in der variszischen Zeit den Charakter einer Schwelle. Der vom Westen umarmende Meeresarm kann auf Grund der Daten als bewiesen gelten. Betreffs des östlichen Arms haben wir Schwierigkeiten, wie auch aus der beigelegten Karte zu ersehen ist.

Der oberschlesische und dobschauer Oberkarbon werden nach STILLE [47. p. 125] durch einen Nucleus getrennt. „Nicht allzu weit nördlich von Dobschau muss damals die breite Landschwelle eingesetzt haben, die das Südmeer der Moskau-Zeit vom oberschlesischen Karbonbecken trennte und von der ein wesentlicher Teil des Gesteinsmaterials des oberschlesischen Oberkarbons und danach auch des oberschlesischen Perms stammt.“ BEDERKE [2] meint auf Grund des im oberschlesischen Becken eingeschleppten Schuttmaterials, dass das Becken im Westen und im Süden vom Hochgebirge umgeben war. Er stellt fest, dass die Hauptmasse der oberkarbon Sedimenten von den Paläokarpaten stammt. Diese variszischen Karpaten bildeten also die zur oberschlesischen Geosynklinale angehörige Geoantiklinale. *Diese Angaben sprechen für meine den Nucleus betreffende Auffassung.* Die Senkung des oberschlesischen Gebietes erfolgte im Oberkarbon, südwestlich von diesem die Umgebung der Kerngebirge sank im Mesozoikum, das Gebiet des Gravitationsmaximum von Mihályi aber nur im Miozän-Pannon. LÓCZY sen. [24a p. 120] betrachtet die Kerngebirge auch als ein ursprünglich zusammenhängendes Massiv.

Im Zusammenhang mit der Mihályier Struktur erwähne ich folgendes: es ergab sich aus den seismischen Resultaten J. LÁNYI's, dass die Kleine Ungarische Ebene (Kis-Alföld, vgl. Abb. 3) von zwei Brüchen in NO—SW-lichen Richtung gegliedert ist. Die westlichere zieht über Szombathely—Vát—Kapuvar, die andere Bruchlinie finden wir in der Umgebung von Körmend—Ostffyasszonyfa—Egyházaskesző—Szany—Rábapatona—Ótvevény. Entlang der westlichen liegt das Grundgebirge in 3000 m Tiefe unter der Oberfläche, entlang der östlicheren finden wir es 4000 m tief. Die zwei Bruchlinien teilen die Kleine Ungarische Ebene in drei Teilen. Der westliche Teil schliesst sich den Alpen, der östliche dem Balaton an.

Im Mesozoikum trennt sich diese Schwelle in zwei Hauptteile, und zwar in das mit dem Gravitationsmaximum von Mihályi bezeichnetes Gebiet und den Vepor. (Vgl. Abb. 2.) Die mesozoische Teilgeosynklinale Transdanubiens gibt eine ununterbrochene, von kontinentalen Ablagerungen vollkommen freie Sedimentationsreihe; in der Gegend von Esztergom teilt sie sich in zwei Äste. Es ist möglich, dass diese Teilung südlicher erfolgt und die Bugyi—jászberényer Gravitationsmaximumachse deutet auf die Lage des südlichen Astes. Die bugyier Bohrung hat nämlich Mitteltrias Sedimente aufgeschlossen. Im Bükk sind auch hauptsächlich diese entwickelt. Dieser Umstand macht diese Verbindung wahrscheinlich. Leider haben die Bohrungsangaben von Jászberény keinen beweisenden Wert. Es wurde nämlich diese Bohrung in für Trias und Paläozoikum gehaltenen Sedimenten abgebrochen. Der in der Umgebung von Esztergom nördlich gerichtete Ast umsäumt nördlich und westlich den heutigen Vepor und das Erzgebirge [56, 57]. (Abb. 2.)

Die Kerngebirge der Westkarpaten behüten das Andenken der paläozoischen Schwelle. Das mesozoische Meer umrahmte diese, aber überflutete sie nicht vollkommen. Ein Teil der Schwelle sondert das alpine Trias der Westkarpaten vom germanischen Trias des Vorlandes ab. „Triadische Scherlingen sind aus dem karpatischen Flyschbereich nicht bekannt, und so wird ziemlich allgemein angenommen, dass die Trias im Untergrunde fehlt, während sie sowohl in den karpatischen Innenbereichen (— Tatriden, Graniden hier in alpiner Entwicklung —) wie im nordwestlichen Vorlande der Karpaten (— hier in germanischer Entwicklung —) vorhanden ist. Es dürfte sich also im Untergrunde der westlichen Flyschkarpaten eine der vindelizischen Schwelle Süddeutschlands vergleichbare, — schreibt STILLE [47. p. 89—90] — die germanische und alpine Trias trennende Barre befunden haben.“ Vom Lias einschliesslich der Kreide ist das Mesozoikum schon hier bekannt. Kontinentale Ablagerungen (lunzer Sandstein, rheingraber Schiefer, Keuper des oberen Trias eine etwa 100 m Mächtigkeit erreichende kontinentale Gesteinfolge) weisen darauf hin, dass ein Teil des Gebietes im Trias eine Schwelle war.

Das Mesozoikum der erzgebirgischen Geoantiklinale ist durch eine vielfach identische Fazies gekennzeichnet. So der Chocsdolomit der Kerngebirge: der Kleinen Karpaten, Inovec, Maguren, Zđjar, Minčov ist eine auf die Trias Dolomite und Kalksteinablagerungen Transdanubiens erinnernde, vom mittleren und oberen Trias Sedimenten aufgebaute Gesteinbildung. Es ist möglich, dass zur Chocs-Teilgeosynklinale des Veporidgebietes sich die Geosynklinale Transdanubiens anschliesst.

Das Balatonhochland in Transdanubien und das in dessen nordöstlicher Fortsetzung bis zur Umgebung von Buda sich erstreckende Gebiet erhebt sich als synorogene Erscheinung der *altkimmerischen Bewegung*. Das erhobene Gebiet nenne ich den *Kimmerischen Rücken* [57]. Von einer ähnlichen Erhebung spricht SCHÖNENBERG [38] nordwestlich von Dobschau. Er stellt fest, dass die gegenwärtige Tisovec-Zone in der Trias und Jura auch eine Schwellenregion war [38. p. 150]. Dieses Gebiet liegt auf der besprochenen Variszischen Schwelle. Diese Bewegung spielt also eine wichtige Rolle in der Geschichte der Erzgebirgischen Geoantiklinale. Die

altkimmerische Bewegung spielt auch eine bedeutende Rolle in den nordöstlichen Karpaten [55], sowie im Gebiet der Lóczy—Schwelle. Die tithon Transgression im nördlichen Bakony ist ein Zeichen der *jungkimmerischen Bewegung*. Die *austrische Bewegung* ist die Zeit der bedeutendsten Beanspruchung des Gebietes. Deren wichtige Rolle betonte ich in meiner Arbeit [56], welche die Gegenden von Tatabánya, Dorog, Kósd bespricht. Von den Westkarpaten schreibt ANDRUSOV [1]: „Die grossen tektonischen Einheiten dieser Zone sind aber alle vormalögene.“

Das transdanubische Mittelgebirge ist in südöstlicher Richtung geschuppt. Diesbezügliche wichtige Feststellung ist die durch PÁVAI [35] erkannte Schuppe von Litér. Mit diesem parallel zieht sich die Schuppe von Szárhegy [57].

*Die Bewegung der Westkarpaten war nordwestlich, die der Nordkarpaten aber nördlich gerichtet.* (Vgl. Abb. 2). Betreffs der Bewegungsrichtungen besteht also ein scharfer Gegensatz zwischen dem nördlichen und südlichen Teil der Erzgebirgischen Geoantiklinale; ich erwähne, dass in der Bakony Kette bis zu einem gewissen Grad eine nach Nordwest gerichtete Schuppung zu erkennen ist. Der Existenz der Differenz von Vergenzen am nördlichen und südlichen Teil dieser Geoantiklinale widersprechen scheinbar die über die Zentralkarpaten gelegte Profile von D. ANDRUSOV und R. KETTNER (KRAUS, É.: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge, Berlin 1931). Diese Profile zeigen eine kräftige südliche Vergenz. Jedoch unterdrückt diese Struktur nicht die auf Grund uralter, nördlich gerichteter Überschiebungen entstandene Tektonik. So stehen die Profile von ANDRUSOV und KETTNER nicht im Gegensatz zu der beigelegten Karte. Die beigelegte Karte veranschaulicht nämlich einen früheren Zustand. Dieser Zustand, die SO Vergenz des Bakonys, die S, SO Vergenz des Bükks entstand im älteren Mesozoikum, zur selben Zeit hatten die West- und Zentralkarpaten NW und N Vergenz. Zwischen den beiden verschieden gerichteten Vergenzen zieht sich die 0—W streichende tektonische Linie hin, entlang welcher die Donau fliesst. Von welch gewaltigem Ausmass diese tektonische Linie ist, erwähne ich, dass 10 km südöstlich von Galanta (Gyakovec) eine Bohrung in 3300 m Tiefe nur das Sarmatien erreicht hat. Zur selben Zeit südlich von der Donau ist das Miozän an der Oberfläche. Nach der Feststellung von SCHEFFER [37] sprechen die Angaben der erdmagnetischen und gravimetrischen Ergebnisse einstimmig dafür, dass diese tektonische Linie vom nördlichen Abbruchrand der kristallinen Schiefermassen der Alpen bis zum Radnaer Schneegebirge zieht. Es scheint so, wie wenn sich diese tektonische Linie zu der Zernowitz—Perkowce Linie anschliesse. Entlang dieser tektonischen Linie finden wir Erdbeben-Epizentren von der Umgebung von Sopron über Győr—Komárom—Esztergom—Vác—Gyöngyös—Mezőkövesd—Nagykálló—Nagykároly bis zur Gegend von Nagybánya. Durch diese tektonische Linie, welche also vor der Zeit der Hauptbewegungen entstanden ist, wird die Erzgebirgische Geoantiklinale in zwei Hauptmassen gegliedert. *Auf die südliche Masse wirkende Hauptkraft stammt von der später zu besprechenden Lóczy—Schwelle, die auf die nördliche Masse wirkende Hauptkraft stammt aber von der Böhmisches Masse.* (Zweite Kartenskizze.) Diese Erscheinung ist ähnlich dem

von STILLE [45. p. 253] in brit-skandinavisch-kaledonischem Raum beschriebenen Phänomen. Im Raume des britischen Abschnittes ist die Vergenz NW, im Raume des skandinavischen Abschnittes aber SO. Zwischen den beiden finden wir die Paläeuropäische Scheitelung. Das selbständige Leben der erzgebirgisch gerichteten Geoantiklinale und innerhalb deren das der nördlichen Masse kann auch durch die Tatriden, Graniden und Gömöriden charakterisiert werden.

Infolge der Bewegungen, Überschiebungen wird der Nucleus zusammengepresst. Grössere Komplexe werden verschluckt und das paläogeographische Bild wird verändert. So kann also die geographische Situation der Geosynklinalzeit kaum rekonstruiert werden.

Am Rand des Gravitationsmaximums zwischen Keszthely und Hernád ziehenden tektonischen Linie entlang finden wir pälöogene Andesite (Ederics, Hahót, Velenceer Gebirge, Lahoca). Theoretisch habe ich deren Eruption im Paläogen gesetzt [54]. Meine Auffassung wurde durch spezielle Untersuchungen gerechtfertigt. Der Effusion der paläogen Andesiten ging längs dieser Linie ein Granitplutonismus voran. (Velenceer Gebirge, Ságvár No. 1. Bohrung hat unter der Oberfläche 157,8 m tief nach Überquerung pannonischer Schichten Granit erreicht.)

*Ich nenne diese tektonische Linie Balaton-Linie.* In einer früheren Studie habe ich diese als „0“ Linie bezeichnet [54]. Südöstlich von dieser Linie entlang einer eng parallel mit ihr laufenden tektonischen Linie haben Bohrungen (Nagyszokoly, Kulcs) miozän Rhyolit aufgeschlossen. In deren NO-lichen Streichrichtung auf der Ungarischen Ebene haben die Bohrungen auch Rhyolit-Dazit-Andesit aufgeschlossen. Diese Struktur erscheint im Gravitationsbild hauptsächlich als Minimum, im erdmagnetischen Bild aber hauptsächlich als Maximum.

Es ist möglich, dass es richtiger wäre, die Bezeichnung „Balaton-Linie“ durch „Balaton-Zone“ zu ersetzen. Letztere Struktur möchte die SO-liche Grenze der Zone bezeichnen.

Diese Richtung folgen im Retyezät und bis zu einem gewissen Grad im Pareng — schreibt NOPCSA [32] — die alte (kaledonischen?) Horst bildenden vorliasische Gesteine.

Zwischen dem Ostalpenrand und der Balaton-Linie liegt die Erzgebirgische Geoantiklinale.

Das Erscheinen der Sedimente der Visé-Stufe entlang dieser Struktur bestätigt, dass diese Struktur infolge einer Vorvisé-Bewegung entstand, bzw. neubelebt wurde. Diese tektonische Linie kann nach SCHEFFER [37] auch aus dem Gravitationsbild festgestellt werden. Seiner Meinung nach ist das auch im äusseren Vorland der Nordostkarpaten und im südwestlichen Teil der Russischen Tafel zu erkennen. Dieser Umstand weist darauf hin — schreibt SCHEFFER —, dass diese Linie in den vorkarpatischen geologischen Zeiten entstanden ist. So auf verschiedenen Wegen fortschreitend gelangten wir zu demselben Resultat und *betrachten diese tektonische Linie älter als die alpine Karpaten.* Diese tektonische Richtung ist eine der ältesten tektonischen Richtungen des Karpatenbeckens. Es ist unzweifelhaft, dass es in neuester Zeit neubelebt wurde, was von BENDEFFY's in Transdanubien durchgeführten [5] Untersuchungen hervor-

geht. Parallel mit dieser Richtung ziehen in den Alpen die Judicaria-Linie, in Transsylvanien (Pareng, Retyezát) die von Nopcsa für kaledonisch (?) bezeichneten Linien. — Eine andere, sehr alte, der Bildung der alpinen Karpaten vorangehende tektonische Linie ist die Hernád-Linie. Wir wollen noch darauf zurückkommen. — Auf Grund der Gravitationsmessungen kann es festgestellt werden, dass die Balaton-Linie von Sleme, Kalnik bis zum Hernád gefolgt werden kann. Es kann südwestlich von Sleme, Kalnik im nordwestlichen Teil der Adria und des Mittelmeeres aufgefunden werden und schliesst sich an STILLE's [44] kapverdische, tektonische Linie. Nach STILLE führt diese über die vulkanischen Inseln St. Paul und Fernando de Noronha zu dem Ostufer Südamerikas. Die kapverdische Linie ist laut STILLE vor dem algonkischen Umbruch entstanden. Parallel dieser Linie und auch senkrecht zu ihr sind viele Brüche bekannt. Durch diese wird die Geoantiklinale in kleinere Blöcken gegliedert, worauf auch KRETZOI [21] verwies.

Ausser den besprochenen Brüchen spielen die N—S streichende Brüche auch eine bedeutende Rolle. Die von der Donau nordwärts liegenden Flüsse folgen auch teilweise die O—W, teilweise die N—S Richtungen, die haupttektonischen Richtungen des Gebietes kennzeichnend. Diese Tektonik ermöglichte es, dass die transdanubische, mesozoische Teilgeosynklinalen bei dem Donauellenbogen sein Streichen geändert hat, und ihren Weg in nördlicher Richtung fortsetzt [56].

## II. Herzinische Geoantiklinalen

### A)

Nordost- und Ostkarpaten: Laut der Feststellung VOITESTI's [64 p. 8—9] zog sich im oberen Paläozoikum am SW-lichen Rand des Russischen Massivs mit NW—SO Streichen ein mächtiges variszisches Gebirge. Nur zwei Überbleibsel können heute an der Oberfläche entdeckt werden: die Sudeten und die *Dobrudscha*. An der südwestlichen Seite des einstigen Gebirges finden wir die Pecineaga Linie. Diese Linie läuft parallel mit STILLE's Szamos-Linie nur etwas nach NO gelegen. Nach VOITESTI kann entlang dieser Linie von Mesozoikum bis heute eine undatorische Bewegung der Ostkarpaten festgestellt werden, unter den Ostkarpaten versteht er auch die Nordostkarpaten. So ist die Feststellung der Selbständigkeit dieses Karpatenabschnittes an VOITESTI's Namen geknüpft. Der Kern des Gedankens ist zwar bei SUESS aufzufinden: Kimmerikon Gebirge [24. p. 14].

STAUB [43. p. 84] erörtert den Gedanken, dass die von kristallinen Gesteinen aufgebaute Zone der Ostkarpaten der Rest eines älteren Gebirges ist. Nördlich schliesst sich diese kristalline Zone nicht der inneren kristallinen Zone der Nordkarpaten an: sie nimmt seinen Weg nördlich vom Kerngebirge der Tatra. MURATOV und MASLACOVA's [31b] Feststellung schliesst sich an STAUB's Auffassung an. Laut MURATOV und MASLAKOVA lag im Präkambrium und im Altpaläozoikum ein riesiger NW—SO

streichender Sammelbecken südwestlich von der russischen Tafel zwischen Kielce und *Süddobruška*. Von dieser Geosynklinale erhoben sich die Sedimente wahrscheinlich am Ende des Silurs oder im Devon. Gemäss dem Streichen dieses Urkristallins sind die mesozoische Sammelbecken der Ostkarpaten entfaltet. SCHEFFER [37] stellt fest, dass die grösste positive Gravitationsanomalie des östlichen Teils Mitteleuropas, das Sudetiden Antiklinorium, an dieses Gebiet geknüpft ist. Diese regionale Gravitationsanomalie weist auf einen riesigen paläozoischen und präpaläozoischen Gebirgszug. Dieses Antiklinorium überquert die Karpaten in NW—SO Richtung mit einer Achse Zielona Góra, Wrocław, Kraków, Ungvár. Innerhalb der Karpaten zieht es zwischen dem Eperjes—Tokajer Gebirge und dem Vihorlat in die Randzone des Alfölds. Der Randabbruch des Alfölds bezeichnende vulkanische Massen melden sich längs der Grenze des Antiklinoriums. Gegen das Innere des Alfölds grenzt es an eine Gravitations-tiefzone in der Richtung Nyírség, Szatmárnémeti, Nagybánya. Dieses breitet sich in südöstlicher Richtung gegen die Kristallinschiefermassen des Lapos-Gebirges, ferner nach in der Tiefe des Transsylvanischen Beckens liegenden Urmassiv. In dessen nordwestlicher Fortsetzung finden wir die von POMPECKJ bestimmte paläozoische Schwelle. Die Anwesenheit dieser Schwelle wird auch durch die neuesten Untersuchungen bestätigt, doch stellen diese auch fest, dass jene Schwelle aus Teilschwellen und Trögen zusammengesetzt ist. Die Pompeckj-Schwelle ist den Schwellen des Karpatenbeckens ähnlich, hauptsächlich der Lóczy- und der Erzgebirgisch gerichteten Schwelle. (BRINCKMEIER und W. ELBERSKIRCH: *Geophysical Case Histories* Vol. II. 1956; MEINHOLD, R.: *Berichte der Geol. Ges.* Bd. 2. H. 2. Berlin; ZWARGER, R. v. *Abh. der Geol. Landesanstalt Berlin* N. F. H. 210. Berlin 1948.) Es ist möglich, dass im Südosten sein Randschwellencharakter bis zum Ende der Flyschbildung bestand. Der Flysch endet nämlich am Dambovitě Tal. Man dürfte daran denken, dass im Süden das sudetische Antiklinorium der Weiterverbreitung des Flysches Einhalt gebot. Darauf weist auch NOPCSA's Feststellung: „... in den transsylvanischen Gebieten lag die Wasserscheide und die die Fazies teilende Linie nicht so wie heute östlich von dem Brassóer Becken, sondern westlich davon. Am Platze der heutigen Nordwestkarpaten wurde dieses Antiklinorium durch Querbrüche zerstückelt (austrische Bewegung). Durch den so frei gewordenen Weg drang das Flyschmeer an die südwestliche Seite der gegenwärtigen Ostkarpaten und auf die von der Hohen Tatra südlich gelegenen Gebiete.

Die Sedimentationsverhältnisse der Nordost- und Ostkarpaten unterscheiden sich von den Sedimentationsverhältnissen der Nordkarpaten. Der Anschluss der zu den Herzynischen und Erzgebirgischen Geoantiklinalen anfügenden mesozoischen Geosynklinalen erfolgte im Unterlias. Aber die Konsolidation, das Beständigwerden erfolgte nur in der Flyschzeit. Die Selbständigkeit der zwei Systeme spiegelt sich in der erwähnten undatorischen Bewegung der Herzynischen Geoantiklinale. Die Folge dieser Bewegung ist die wiederholte Unterbrechung der Sedimentbildung. Im Nachfolgenden möchte ich die Daten kundgeben, die darauf verweisen, dass die mesozoischen Sammelbecken dieses Karpatenabschnittes mit den

mesozoischen Sammelbecken der Nordkarpaten in keinem beständigen Zusammenhang standen.

Die Ablagerungen der Trias sind im Gebiete der Nordostkarpaten nicht entwickelt, beziehungsweise sie sind problematisch. Diese Ablagerungen, welche hier bedingt für Trias betrachtet werden, unterscheiden sich von der Trias der Nordkarpaten. Sie bilden ein auf kristallinen Schiefern lagernes Konglomerat. Nach SZÁDECZKY [49] ist es eventuell als Untertrias zu betrachten. Wir finden hier ferner einen kristallinen Kalkstein (manchmal mit Dolomit), dieser lagert sich über dem vorher erwähnten. Nach SZÁDECZKY dürfte dieser auch Untertrias sein. Westlich von den Nordostkarpaten dauerte die Sedimentationbildung der Subpienninen Klippen vom unteren Dogger bis Obertithon [1]. In den Nordostkarpaten vollzog sich diese Sedimentation im Malm [55]. Es kann ferner auch festgestellt werden, dass westlich von den Nordostkarpaten die Glieder der Pienninen Reihe vom Keuper bis zum oberen Neokom entfaltet sind [1] und, dass deren Sedimentreihe im allgemeinen eine tiefere Meeresausbildung aufweist. Am Gebiete der Nordostkarpaten entwickelten sich diese vom unteren Lias bis zum Neokom [55]. In der mittleren Kreide finden wir auf diesem Gebiete keine Meeresablagerungen. In der oberen Kreide im Mästrichtien oder vielleicht früher im Santonien beginnt die Meeresablagerung auf diesem Gebiete. Das Sinken der Nordkarpaten beginnt früher [55]. In den Ostkarpaten in der Umgebung von Brassó und Persány Gebirge sind verschiedene Stufen der Trias bekannt [59]. In Kimpolung, Nagyhagymás, Persány ist unteres Meereslias zugegen. Im allgemeinen ist aber hier das Lias von grestener Fazies [59].

Diese Angaben bestätigen, dass die Sedimentationsverhältnisse der Nordost- und Ostkarpaten sich vom denselben der Nordkarpaten unterscheiden. Sie zeigen ferner, dass der Entwicklungsgang der zwei karpatischen Einheiten auch voneinander verschieden war. *Dieses Gebiet war bis zu der der Flyschablagerung vorangehenden Zeit von den übrigen Sammelbecken der heutigen Karpaten teilweise abgesondert.* Die Tektonik spiegelt auch diesen Zustand zurück. „Haben doch die Ostkarpaten ihre tektonische Verformung — schreibt STILLE [47. p. 140] — unter einem wesentlich andersartigen Beanspruchungsplane als die Nordwestkarpaten erfahren.“ Darauf weist auch der Umstand, dass sich dem Streichen der Geosynklinale parallel mehrere unabhängige Einheiten entwickelten, was auch VOITESTI erwähnt. Das westlichste Glied der Einheitserie ist selbst die Geoantiklinale. Diese Richtung wird auch von Erdbeben heimgesucht. Das Erdbeben von 10. XI. 1940 folgte teilweise dieser Richtung und bewegte sich der Pecineaga Linie entlang. Zu dieser Zeit waren aber die Bewegungen auch in O—W Richtung kräftig [22b].

Die Antiklinalen der transsylvanischen Miozän-Bildungen folgen der herzinischen Richtung. Es ist wahrscheinlich, dass diese Tektonik auch die Struktur des Grundgebirges widerspiegelt. Dieselben Verhältnisse finden wir in der Walachei und in Transdanubien. In Transdanubien wiederholen die Achsen der pannonischen Falten mit ihren fingerartigen Verzweigung die Tektonik des Grundgebirges, in der Walachei folgen sie dem Streichen der Karpaten. Das herzinische Streichen kann also auch südwestlich von

der Szamos-Linie im Becken festgestellt werden. Das Erscheinen der Bruchlinien des Grundgebirges an der Oberfläche in der Form von Antiklinalen kann mit den PAULCKE'schen Experimenten erklärt werden, wie darauf PÁLFY [34, p. 96] bezüglich des Transsylvanischen Beckens verwiesen hat. Demgemäss entstehen die Falten entlang der sinkenden Streifen.

Dem östlichsten Teil des herzinischen Systems bildet der Südteil des Scythischen Walls. Parallel zieht sich der kristalline Kern der Ostkarpaten. Östlich von den Ostkarpaten und, wie wir sahen, auch westwärts (Transsylvanisches Becken) sanken die kristallinen Gesteine in die Tiefe. Teilweise sind sie aber südlich von der Kowalowka-Linie auf der Oberfläche. Auf diesen in die Tiefe gesunkenen Gebieten auf beiden Seiten der Ostkarpaten entwickelte sich eine herzinisch streichende Tektonik, bestätigend den tektonischen Zusammenhang dieser Gebiete.

Diese Tektonik bestimmt die Entstehung der an der Grenze des Eozän-Oligozäns im Flysch Meer entstandenen Becken [31b]. Solche Sonderbecken melden sich schon im Barremien, worauf MACOVEI und ATANASIU [28a p. 262] hinweisen. Diese zeigen ein NW—SO-liches Streichen und sind in der Umgebung von Brassó, Damuc, Kampolung (Bukovina) bedeutend; aber sie kommen auch im Prahovatal und in der Umgebung von Ceahlau, Hátszeg auch vor.

Diese tektonischen Richtungen werden von den NO—SW streichenden Kowalowka—Smykowce, Kumasi, Czernowitz—Perkowce, Trotus Linie und von dem O—W streichenden Luher Bruch begrenzt. (Vgl. Abb. 3.4.)

Entlang der von Warsawa SW-lich ziehenden Pawlowskischen magnetischen Linie (es entspricht im Grunde genommen der Baltopodolischen tektonischen Linie [44. p. 161] und ist mit dem südlichen Teil des Scythischen Walls parallel [9, p. 276] hat KISLOW [16 p. 485] ein 6000—7000 m tiefes Sinken des Grundgebirges angenommen. Südwestlich von dieser Linie finden wir das Grundgebirge wieder an der Oberfläche (Ostkarpaten, Bihar).

Auch nach MURATOV [31a] sind im Prämesozoikum vom Präkambrium angefangen Balkan, Rhodope, Banat, Südkarpaten, Apuseni Gebirge in den Tiefen des Karpatenvorlandes weiterziehend mit dem Präkambrium der Russischen Tafel vereinigt gewesen. In grossem kann hier also diejenige Erscheinung erkannt werden, welche jedem kartierenden Geologen bekannt ist, nämlich, dass von einem entlang der Brüchen sinkenden Gestein immer die der Bruchfläche parallele Schollen an der Oberfläche bleiben.

STILLE betrachtet das von der Elbe-Linie östlich liegende Gebiet als ein Nebenstück Fennosarmatiens. Die kristallinen Massen der Ostkarpaten und des Transsylvanischen Beckens müssen auch in diese Gruppe eingeteilt werden.

Die Karte des Transsylvanischen Beckens weist lebhaft magnetische Anomalien auf. Ebenso ist in den östlichen Teil Polens auch eine lebhaft magnetische Unruhe. Im letzteren Gebiet ist das Grundgebirge teilweise an der Oberfläche. Im westlichen Teil Polens zeigen sich keine magnetische Anomalien. Hier sank das Grundgebirge in die Tiefe [16].

Auf Grund dieser Feststellung ist es möglich, dass im Transsylvanischen Becken das Grundgebirge in einer geringeren Tiefe liegt als entlang der Pawlowski-Linie. Längs der Pawlowski-Linie zwischen Pomorze-Kujawy liegt eine Antiklinale [16. p. 485]. Die Entstehung dieser Antiklinale kann ebenso erklärt werden, wie wir es im Falle des Transsylvanischen Beckens mit Bezugnahme auf PÁLFY taten. Es dürfte hier auch auf eine längs der Senkung entstehende Falte gedacht werden.

Die Kowalowka-Smykowce Linie, wie ich nachgewiesen habe [55], zieht sich von einem NO-lichen Vorland in die inneren Gebiete der Karpaten; längs der von diesem östlich liegenden Kumasi-Linie sank das Maramaroser Massiv in die Tiefe und bestimmt so die östliche Grenze der Nordostkarpaten. Diese Strukturfläche bildet die westliche Grenze der transkarpatischen, podolischen Schwelle [60]. Das Maramaroser Massiv dient also als Pfeiler dieser Schwelle innerhalb der Karpaten. H. BÖCKH (Ung. Geol. Inst. Gazdaságföldtani Adattár 362) hielt es schon vor 30 Jahren möglich, dass im Vorland der Karpaten die kristallinen Gesteine mit denselben binnen der Karpaten im Zusammenhang stehen, dasselbe nahm er an von den dortigen tektonischen Linien: „We now very little about the Réz Mountains, about the Bükk of Szatmár and the crystalline rocks of the Mountains of Preluka, but it is noteworthy that these blocks are in the continuation of the spur of the Foreland, which lies between the faults of Czernowitz-Perkowce and Kowalowka-Smykowce.”

Die auf den einstigen Zusammenhang der aussen und binnen der Karpaten liegenden kristallinen Gesteinen beziehende Auffassung BÖCKH's wird durch die Untersuchungen von MACOVEI und ATANASIU [28a, p. 253–254] bestätigt.

Der äussere Klippengürtel kann nur östlich von der Kumasi-Linie, also im erhobenen Gebiete aufgefunden werden. Der innere Klippengürtel ist hier nicht zu finden. (Vgl. Abb. 4.) Dieser entwickelte sich nur westlich von der Kowalowka-Smykowce Linie. Hier fehlt der äussere Klippengürtel. Zwischen den zwei tektonischen Linien können Klippen nicht beobachtet werden. Ebenda ist keine der älteren Bildungen an der Oberfläche zu sehen. Es muss daraus gefolgert werden, dass zwischen diesen zwei tektonischen Linien das Gebiet am stärksten gesunken ist. (Siehe [55] und beigelegte Karte.) Es dürfte auch möglich sein, dass sich der innere und äussere Klippengürtel durch eine nach aussen gerichtete Bewegung des äusseren Klippengürtels abgesondert haben. Diesen Klippen knüpften sich auch kristalline Gesteine an [31a]. Darum besteht auch die Möglichkeit, dass der innere Klippengürtel eine westliche Fortsetzung des Maramaroser Massivs bezeichnet. Der äussere Klippengürtel kann seinerseits auf die emporgehobene Antiklinale des Maramaroser Massivs verweisen. Wir können auf Grund MURATOV's Auffassung auf diesen Gedanken kommen.

Die westliche Grenze der nordöstlichen Karpaten wird von der östlich von Kassau ziehender Hernád-Bruch gebildet. Diesen Bruch hat VOITESTI mit diesem Namen bezeichnet [64]. SENES [40b] nennt ihn Hernád-Taracer Bruch. Der tektonischen Fläche entlang vollzog sich die undatorische Bewegung des Gebietes.

KISLOW [16] stellt eine grosse Depression des Grundgebirges zwischen

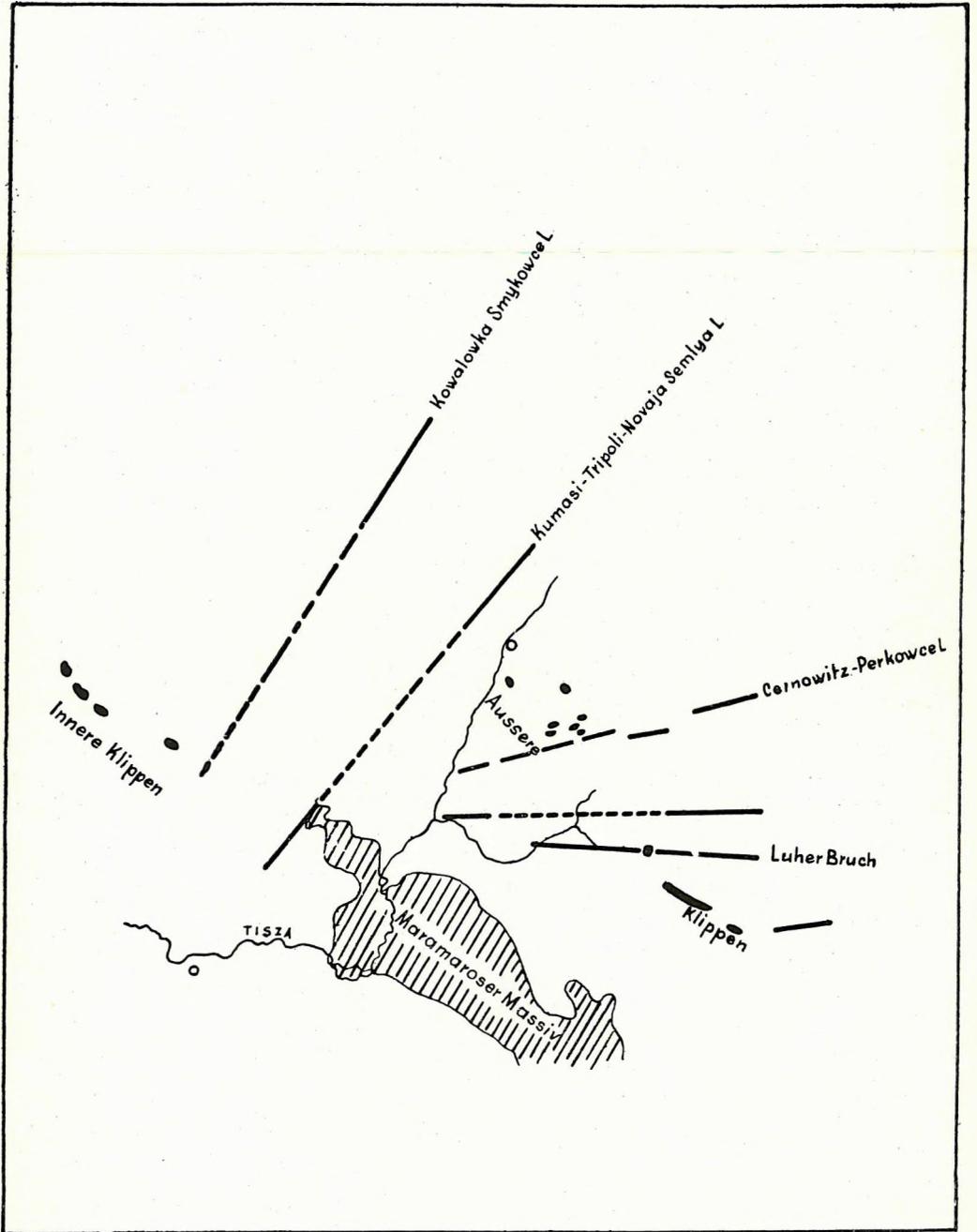


Abb. 4. Äussere und innere Klippen der NO-Karpaten

Warsawa-Byalistok und Lwow fest. (Vgl. Abb. 5.) Die nördliche Fortsetzung des Hernád-Bruches kann auf diesem Depressionsgebiet gesucht werden. Es ist möglich, dass die N—S-lich streichende tektonische Richtung zwischen Riga-Bialystok seine weitere nördliche Fortsetzung bezeich-

## A. KISŁOW MAPA STRUKTURALNA

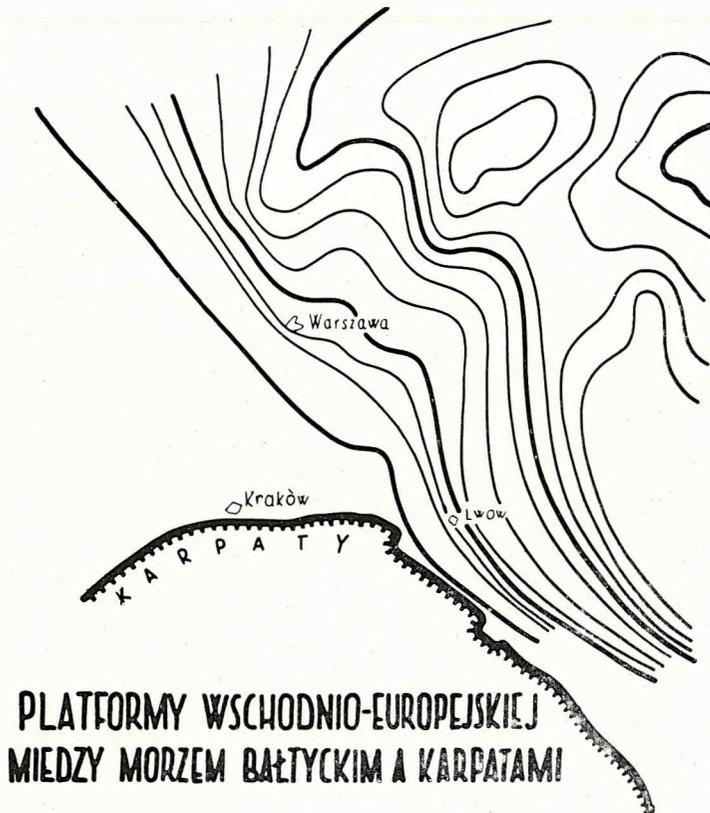


Abb. 5.

net. Seine Fortsetzung dürfte wohl längs der Bottener Bucht liegen, wie ich schon darauf in einer früheren Studie verwies [55], wo ich aber diesen Bruch als Tisza-(Theiss) Bruch bezeichnete. Der Theiss-Bruch LÓCZY sen.'s liegt westlich von diesem. Die Hernád-Linie durchschneidet das schöne Gravitationsmaximum, welches westlich von Mecsek nach Osten bis Déva zieht. So entfaltete sich also der Hernád-Bruch in den präalpinen-präkarpatischen Zeiten.

Diesem Bruch parallel zieht der Tótkomlós durchquerende Bruch. Die Anwesenheit der auf Grunde des Gravitationsbildes angenommenen tektonischen Linie ist durch die Bohrungen von Tótkomlós bestätigt. Die Daten der Bohrungen von Tótkomlós No. 4 und No. 8 zeigen einen Niveauunterschied von 228 m in mehreren Stufen.

Anschliessend an diesen Gedankenkreis berufe ich mich auf BUBNOFF [9. p. 226]: „Fassen wir das Gesagte zusammen, so sehen wir, dass eine meridionale Zone verstärkter Hebung im Ostbaltikum eigentlich durch alle Zeitalter zu verfolgen ist.“

Die N—S gerichteten Brüche sind in unserem Becken auch anderswo uralte Elemente.

Sehr interessant behellt die Frage BANAI's mit der Eötvös'schen Drehwaage durchgeführte Aufnahme. BANAI arbeitete in der Umgebung von Várpalota. Südlich von Várpalota hat T. SZALAI die in der Fortsetzung des Bruches von Litér liegende tektonische Linie festgestellt. Das hat BANAI auch nachgewiesen. Nördlich von dieser bildet Mesozoikum das Grundgebirge, im Süden aber Paläozoikum. Nördlich vom Bruche von Litér herrscht eine NW—SO und nahe O—W gerichtete Tektonik. Südlich aber ist die N—S Tektonik die herrschende, wie es aus den mit Eötvös-Drehwaage durchgeführten Aufnahmen hervorgeht. Die jüngere mesozoische Tektonik verdeckt diese alten Bildungen.

Auf den uralten Charakter der N—S Tektonik verweist auch BECKER [3. p. III. 5]: „In Böhmen erkennt man noch manchmal den ursprünglichen, N—S-lichen Gebirgsverlauf; sogar Überschiebungen glaubt man hier aus vorkambrischer Zeit nachweisen zu können.“

Die Entwicklung der Nordostkarpaten zeigt eine Ähnlichkeit mit der Evolution der Szebener Schneegebirge und der Aluten. Nach STILLE [47, p. 124] zeigt dieses Gebiet eine nach oben gerichtete undatorische Bewegung. Als Ergänzung dieser Bewegung meldet sich eine nach unten gerichtete Bewegung im Norden und im Süden (Transsylvanisches Becken, Walachei). Mit der savischen Bewegung beginnt die Erhöhung der Nordostkarpaten. Hier auch, wie im vorigen Falle sinken die nördlich und südlich liegenden Gebiete (Wolhynische Senke, Grosse Ungarische Ebene).

## II. B)

*Die Dinariden* umrändern gegen Südwest das Karpatenbecken. KOBER [15. p. 10] nennt den unserem Becken angrenzenden Teil Saviden. Nach KOBER bilden diese den Übergang zu dem pannonischen Massiv. Vom pannonischen Massiv wird sie aber durch der Radophitzzone abgeschnitten, welche die Saviden nach seiner Meinung umarmt. In der Umgebung von Fruska Gora und Zagreb grenzt er auf Grund der grünen Gesteine nördlich von den Saviden die Radophitzzone um. Auf die Wahrscheinlichkeit der Verbindung von Fruska Gora und der Vardar-Zone kann auf Grund der identischen Gesteinfazies und der Erscheinung der Kreide Trachitandesit auf beiden Gebieten gefolgert werden. Die Saviden betrachte ich als Schwelle. Altkristalline Gesteine bilden seinen Kern.

Zwischen den Saviden und der Lóczy—Schwelle liegt das östliche Festland von PETERS und MOJSISOVIČS.

Entlang der Sava zieht sich die Giudicaria Linie. Mit dieser parallel liegt eine Serie von Bruchlinien, wie sich STAUB [43. Taf. V.] bezeichnend ausdrückt. Es kann hier ein ähnlicher Fall erkannt werden, wie in den eben besprochenen Karpaten. Die Dinariden, Helleniden, Adria, Apenninen sind von einander getrennte tektonische Einheiten. *Die unabhängigen Einheiten des karpatischen und dinarischen Vorlandes unterscheiden sich nur im Ausmasse.* Unter den hiesigen tektonischen Linien spielt die Adria-Linie eine wichtige Rolle. Nach STILLE [44] ist diese zur Zeit des Algonkischen Umbruchs entstanden. Zwischen diesem und dem in derselben Zeit entstandenen balto-podolischen Linie liegt der von uns besprochene Teil Mitteleuropas, dessen Zusammengehörigkeit, also bis zu den präpaläozoischen Zeiten zurückgeführt werden kann. Die herzinischen Brüche werden durch erzbergische und rheinische Brüche überquert. Unter diesen ist die bedeutendste jene Richtung, welche entlang der schon erwähnten Balaton-Linie liegt und die Adria von Nordwesten her begrenzt. Es ist möglich, dass diese auch vor dem algonkischen Umbruch entstanden war.

Laut der Gravitationskarte befolgt das Streichen des Grundgebirges längs der Drau von Heresznye—Babocsa die NW—SO-Richtung. Bei der Babocsa No. 9 Bohrung wurde unter den Torton Sedimenten Gneis angefahren. Das hiesige herzinische Streichen bezieht sich also auf das Urgestein. Nicht weit nördlich entfernt folgt Villány noch dem Tethys Streichen. Auf Grund der eben beschriebenen Änderung des Streichens, sowie auf Grund des danach orientierten Streichens der mesozoischen Sedimenten kann die Lage der die Alpen und Dinariden trennenden Narbe festgestellt werden: Ivanščica gehört noch zu den Alpen, aber südlich von diesen Sleme, Kalnik sind schon Glieder der Dinariden. Diese liegen in KOBER's Radophitzzone. Von dieser nördlich liegt die Narbe. Von Heresznye—Babocsa an finden wir sie längs der Drau. Die eben geschilderte Verbindung der Alpen und Dinariden steht mit STAUB's Auffassung [43. p. 92] in Einklang, indem nach ihm nördlich von der Linie Karlstadt—Zagreb die Dinariden immer mehr ersterben.

### III. Die Tethys Geoantiklinalen

#### A)

*Lóczy—Schwelle:* Nach LÓCZY sen. setzen sich die kristallinen Massen der Alpen unter Transdanubien und der Ungarischen Ebene in der Tiefe fort [10. p. 474].

Ihr Streichen ist O—W. Am nördlichen Rande des in die Tiefe gesunkenen Massivs zieht sich die schon besprochene von SCHEFFER nachgewiesene tektonische Linie. Dieses kristalline Massiv ist auch im Süden von einer tektonischen Linie begrenzt. Nach den Angaben der Gravitationskarte zieht sich diese Grenze nördlich von Hódság, nördlich von Temerin und Temesvár; seine Lage wird durch die Maros, Trotus-Linie angegeben. Die in die Tiefe gesunkene kristalline Masse zwischen Bihar und Getikum, sowie zwischen Ostkarpaten und Aluti Karpaten bezeichnet den Lauf dieser Linie. Die Urgeoantiklinale lag zwischen diesen Linien.

„Die neueren alpinen Studien haben gezeigt — schreibt STAUB [43. p. 41—42] —, dass zwischen den grossen wenn auch in sich höchst komplexen penninischen Zentraltrogl der alpinen Geosynklinale und die Recoaro—Schwelle der Südalpen im Grunde genommen nur eine einzige grosse, in sich allerdings abermals weiter gegliederte Einheit sich einschaltet; das ist die westpannonische Scholle mit ihren verschiedenen Unter-elementen, die heute das ganze Gebiet der ostalpinen Schubmassen und der nördlichen und westlichen Südalpen umfasst.“ Hier sagt STAUB dasselbe, was LÓCZY sen. In LÓCZY's Auffassung setzen sich die Alpen in der Tiefe Ungarns fort. STAUB erkennt die Anwesenheit des den Kern der ungarischen Gebirge bildenden Massivs in den Alpen. Wesentlich ist, dass beide den Zusammenhang feststellen. Innerhalb des eben umschriebenen Gebietes liegt die zu besprechende Geoantiklinale. Zu Ehren L. LÓCZY sen. nenne ich diese Geoantiklinale Lóczy-Schwelle.

Ivanszica—Mecsek—Villány im weiteren Sinne genommenes Bihar sind die an der Oberfläche zugängliche Glieder der Lóczy-Schwelle. Der Zusammenhang dieser Gebirge sowie die die Berechtigung der Aufstellung des Begriffs der Lóczy-Schwelle werden durch die tektonischen und Sedimentationsverhältnissen motiviert. Den tektonischen Zusammenhang drückt die Gravitationskarte recht lebendig aus. Vom westlich von Mecsek liegenden Gebiet nach Osten fortschreitend, finden wir ein mächtiges O—W streichendes Gravitationsmaximum. Das kann bis zum im weiteren Sinne aufgefassten Bihar verfolgt werden, wie das in SOCOLESCU, BISYR, POPOVICI, VISARION's [50] (vgl. Abb. 6) Gravitationskarte veranschaulicht ist. Nördlich von dieser Maximumlinie können mehrere O—W streichende Maximum-Minimumlinien erkannt werden. Diese Hauptstrukturen hat die spätere Tektonik in Teilstrukturen aufgelöst. So entwickelten sich die mehr oder weniger NO—SW-lich streichende Einheiten. Ein solches ist z. B. auch das Gravitationsmaximum von Madaras. Die uralte O—W streichende Tektonik bringt auch die unter Leitung von I. B. HAÁZ gefertigte erdmagnetische Karte gut zum Ausdruck.

Diese Tektonik kommt auch durch die oberpliozäne Depression zum Ausdruck, wie SÜMEGHY (53a, p. 150) nachweist. Es ist auch SÜMEGHY's nachstehende Feststellung zu beachten: In dieser Gebirgsstruktur sind nicht nur die bis jetzt verallgemeinerte NO-liche, sondern auch die O-lich und SO-lich streichende Längshauptbrüche charakteristisch, weil im ungarischen Becken sind nicht nur NO-liche, sondern auch O-lich und SO-lich streichende Platten.

KERTAI (Földt. Közl. LXXXVII. 4. 1957.) kommt auf Grund von geophysikalischen und Bohrangaben zum Resultat, dass die NO—SW Brüche keine Alleinherrschaft haben.

Im Mecsek und im Villány kann das O—W-liche Streichen in gleicher Weise festgestellt werden. Bezüglich des Mecseks berufe ich mich auf die Angaben von VADÁSZ [62], bezüglich des Villánys auf die von LÓCZY [26] und KRETZOI [22]. LÓCZY berichtet über O—W Schuppen, KRETZOI aber über O—W-lich gerichteten Spalten.

Die Sedimentationsverhältnisse sprechen auch für die identische

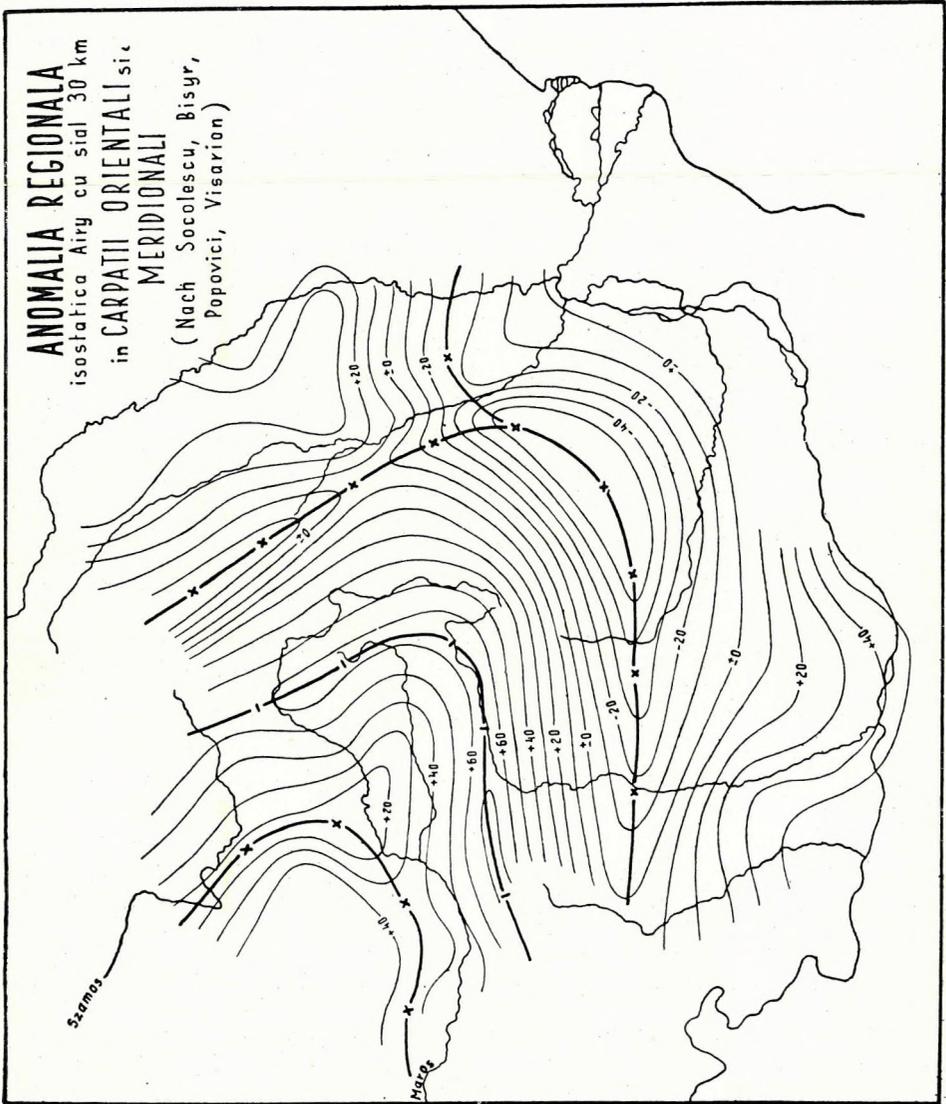


Abb. 6.

Ablagerung im Mecsek—Villány und im weiteren Sinne genommenen Bihar. Mit der Entwicklungsgeschichte des Mecsek—Villány befassen wir uns etwas näher, damit ihr Zusammenhang mit dem östlichen Festland entsprechend zum Ausdruck gebracht werde.

	Mecsek	Villány
Perm	Terrigene Sediment-Akkumulation	Sedimentmangel
U. Trias.	Meeressedimentation	„
Anisisch	„	Meeressedimentation
Ladinisch	„	Sedimentmangel
Labinische Phase	Regression	„
Altkimmerische Phase	Meeressedimentation	Sedimentmangel
Rhätisch		
Lias	Von der Lotharingischen Stufe an Meeressedimentation	„
Bajocien	Meeressedimentation	„
Bath	„	Meeressedimentation
Callovien	„	„
Oxford	„	„
Malm	„	„
Hauterivien	„	„
Trachydolerit Effusionen	„	„
Senon	Meeressedimentation Flysch	Sedimentmangel?
Laramische Phase		
Altsteierische Phase	Meeressedimentation	Sedimentmangel
Helvet-Torton		
Jungsteierische Phase		
Pannon	„	Meeressedimentation

Einleitend erwähne ich, dass die labinische Phase hier mit Bestimmtheit zum Ausdruck kommt. Im Bakony weist die Erscheinung des ladinischen Diabastuffes auf diese Phase hin. Aber solange im Bakony auch die Ablagerungen der karnischen und norischen Stufe zugegen sind, melden sich diese hier nicht. Im Mecsek—Villány also ebenso, wie in den Südalpen [22c] spielt diese Bewegung eine betonte Rolle.

Aus der Tabelle folgt: 1. Perm und Trias — abgesehen von den anisischen Ablagerungen — fehlt im Villány. 2. Es ist möglich, dass im Anisisch das Gebiet der beiden Gebirgen in Meereszusammenhang stand. 3. Vom Bath bis zum Hauterivien mag ein Meereszusammenhang erneut vorhanden gewesen sein. SZÉNÁS stellt mit seismischen Untersuchungen fest, dass die Gebirge Mecsek und Villány im Mesozoikum in Meeresverbindung standen. Dafür spricht auch das Vorkommen des mittleren Jura zwischen Mecsek und Villány. 4. Im Hauterivien kann auf beiden Gebieten Trachydolerit Effusion und Trockenwerden festgestellt werden. Von dieser Zeit an gibt es im Villány keine Sedimentbildung. Diese Angaben sprechen für eine Undationsbewegung des südlich vom Mecsek liegenden Gebietes;

diese führte letzten Endes früher zu einer Trockenlegung im Villány wie im Mecsek. Das abweichende Verhalten von Villány und Mecsek kann damit erklärt werden, dass Villány am Rand des Orientalischen Festlandes liegt.

Aus dem Vorhergehenden wird es klar, dass das Sammelbecken des gegenwärtigen Mecsek—Villány identisch war. Dieses Becken wurde im Süden vom Orientalischen Festland, im Norden von der Lóczy-Schwelle begrenzt. Das Orientalische Festland liegt aber näher zum Villány als die Lóczy-Schwelle zum Mecsek. Die Nähe des Festlandes spiegelt sich in den Sedimentationsverhältnissen des Villánys zurück.

Das Orientalische Festland erscheint im Perm bzw. in der Trias. Vor dem Visé stand es als Ganzes im Zusammenhang mit Rhodope und den übrigen prävariszischen Massiven des Karpatenbeckens.

Das Orientalische Festland liegt nach MOJSISOVICS zwischen Belgrad—Zagreb—Pécs—Szabadka. Nach ihm geriet es zuerst im Jura unter die Herrschaft des Meeres. Wie wir sahen, hat das Meer schon teilweise auch in der Mitteltrias dieses Gebiet überflutet. Vollkommen hat das Meer auch später das Gebiet nicht erobert. Ich halte das wahrscheinlich, auf Grund der durch die Bohrung Babocsa No. 9 aufgeschlossene Schichtfolge:

- 0,00— 340,00 m Levantisch
- 340,00—1275,00 m O. Pannonisch
- 1275,00—2319,00 m U. Pannonisch
- 2319,00—2350,00 m Torton (Kalkstein mit Lithothamnium, kristallin Schieferschutt)
- 2350,00—2376,00 m Gneis

Heute kennen wir zahlreiche Fälle von ähnlichem Verhalten von Strandgebieten beziehungsweise Inseln. Wir müssen auch darauf denken, dass sich zwischen beiden Gebieten zeitweise eine Schwelle emporhob. Diese Schwelle war für beide Gebirge Vorland. Die Hauptbewegung von Mecsek war nämlich nach Süden, die des Villány nach Norden gerichtet. Die synorogene altkimmerische Bewegung kann auf beiden Gebieten festgestellt werden. LÓCZY [26] konstatiert die Schuppung. Das Alter der Bewegung setzt er zwischen Unterkreide und Mediterran. RAKUSZ und STRAUSZ [48] bestimmen die Bewegung in der Unterkreide. Demnach kann es mit der jungkimmerischen Bewegung in Bezug gebracht werden. Darauf weisen auch die Trachydolerit Efusionen der Unterkreide hin [48].

Im Folgenden möchte ich die mögliche Verbindung von Ivanštica und Mecsek klarlegen. Unmittelbar am südlichen Fuss des Bachers — schreibt LÓCZY [24. p. 20] — die, von Laibach mit östlichem Streichen ziehende südliche Kalkgrate, ihre Richtung haltend, reichen auch in das ungarische Becken und Kroatien hinein, am Ende mit dem 1061 m Kamm der Ivanštica, bei welchem an der Faltung auch der grobe Kalkstein des Miozäns teilnimmt. Meiner Ansicht nach enden diese Kalkkämme nicht in der Ivanštica, sondern setzen sich unter der Oberfläche fort, um im Mecsek und im Villány an der Oberfläche wieder zu erscheinen.

Im Folgenden möchte ich die Sedimentationsverhältnisse des Mecseks und des im weiteren Sinne genommenen Bihar vergleichen. Innerhalb des

letzteren war nach ROZLOZSNIK [36a, p. 287] die Sedimentation im Mesozoikum einschliesslich der unteren Kreide ununterbrochen. Dieser Zustand hörte in der austrischen Phase auf. Die ununterbrochene Sedimentation beginnt im Perm; die Trias lagert nämlich konkordant am Perm [33a, p. 141] VADÁSZ [61. p. 30 und p. 112—116] hat im Mecsek vom Perm einschliesslich zur unteren Kreide einen nahe identischen Entwicklungsgang festgestellt. Der Unterschied besteht nur darin, dass sich hier das Gebiet nach der Mitteltrias vorübergehend erhob. Diese Feststellung ergibt sich auf Grund der Oberflächensedimente und kann mit der relativen Hebung des Östlichen Festlandes erklärt werden. Es ist möglich, dass nördlich vom Gebirge an den in die Tiefe gesunkenen Gebieten auch zu jener Zeit eine ununterbrochene Sedimentation stattfand. Ich muss erwähnen, dass die neueren Untersuchungen eine ununterbrochene mesozoische Schichtenfolge voraussetzen. Noch ein Negativum unterstützt den gemeinsamen Entwicklungsgang der beiden Gebirge: Nämlich der Umstand, dass auf keinem der Gebiete das Karbon entwickelt ist. „Unterkarbon — schreibt STILLE [47. p. 206] — wird im variszischen Grundgebirge z. B. Apusenidenraume vermutet.“ „Was nun die Einreihung der Schichtenfolge in das Karbon anbelangt, — schreiben Pálffy—Rozlozsnik [33a, p. 140] — beruht dieselbe einstweilen nur auf rein lithologischer Grundlage.“ Diese Zitate zeigen den Zustand des im weiteren Sinne verstandenen Bihars. Der Charakter der identischen Entwicklung beider Gebirge kommt auch dadurch zum Ausdruck, dass in beiden Fällen die Trias konkordant am Perm lagert. Zur selben Zeit finden wir aber eine Diskordanz der beiden Bildungen im Gebiete der Erzgebirgisch gerichteten Geoantiklinale. Den Entwicklungsgang des Mecseks und des im weiteren Sinne aufgefassten Bihars bringt auch das näher zueinander, dass in beiden die vorpermische und austrische Phase eine entscheidende Rolle spielen.

Die bisherige Literatur [47, 64] weist auf den Zusammenhang des in weiterem Sinne aufgefassten Bihars und des Krassószörényer Gebirges hin. Diese Annahme beruht teilweise am „Karbon“ des Bihars, teilweise an der räumlichen Nähe der beiden Gebirge.

Im Vorhergehenden habe ich mich bemüht, den Sedimentationszusammenhang der besprochenen Gebirge nachzuweisen, da diese die an der Oberfläche gebliebenen Pfeiler der LÓCZY-Schwelle sind. Die Existenz der LÓCZY-Schwelle ist aber am deutlichsten durch die sie umgebenden Flyschablagerungen zu beweisen. Den im weiteren Sinne aufgefassten Bihar umrahmen von Lipppa bis Torda beziehungsweise teilweise bis Zsibó Flyschablagerungen [24. p. 38—39]. Deren Alter ist nach LÓCZY sen. Unterkreide. NOPCSA [32a. p. 166—169] betrachtet aber den bunten Ton von Zsibó als obere Kreide. *Diesem nach Westen konkaven Flyschbogen schliesst sich auf der nördlichen und südlichen Seite laut der Tiefbohrungen des Alfölds der Flysch an.*

Der Flysch ist ein Denudationsprodukt. Seine Lage spricht demnach auch für den Schwellencharakter des von ihm umarmten Gebietes. An der nördlichen Seite der Schwelle erschlossen die Bohrungen von Nagykároly, Nádudvar, Rákóczifalva, Törtel den Flysch. MAJZON bestimmt dessen Alter für Oberkreide. Eine zusammenfassende, ausführliche Besprechung

gibt darüber KÖRÖSSY [18]. Nach VADÁSZ [62, p. 245] weist das Bohrmaterial auf einen Zusammenhang mit dem Bihar hin. Die Bohrungen von Debrecen, Nádudvar haben im Hangenden der Oberkreide Eozänablagerungen aufgeschlossen. *Hier ist also auch ein mit den transsylvanischen Verhältnissen identisches Bild aufzufinden.*

An der südlichen Seite der Schwelle in den Bohrungen von Törökbecse, Orlód, Bárányos wurde eine oberkreide-flyschartige Ablagerung vorgefunden [19]. Diese Ablagerung — beziehungsweise wenigstens die von Törökbecse — kann mit der Geosynklinalflyschablagerung des Maros in Zusammenhang gebracht werden. Die Oberflächenflyschbildung südlich von Požega kann eventuell als deren Fortsetzung betrachtet werden.

Der neuestens im Mecsek nachgewiesener „couches rouges“-artiger Flysch kann unmittelbar dem Flysch der Maros Geosynklinale angeschlossen werden [40a]. (Abb. 3.)

Die Literatur betrachtet den nördlich von der Lóczy-Schwelle liegenden Flysch für Senon, den südlichen für Cenoman, den östlichen für Unterkreide. Da aber offenbar ist, dass sich in der stratigrafischen Unterscheidung der Flyschbildungen Schwierigkeiten ergeben, kann die Frage nicht als abgeschlossen betrachtet werden.

Parallel der konkaven Flyschfalte zieht nach NOPCSA [32] die Kápolnás-Tordaei, Nachtiton, Vorecnoman Sichelfalte. Diese Falte ist parallel mit der Grenze des weiter nach innen liegenden kristallinen Schiefers.

Parallel diesem nach Westen konkav gerichteten Flysch ziehen die westlichen Glieder des Bihars. Diese Angaben weisen auch auf Schwellencharakter hin.

Die mesozoischen Ablagerungen des Bihar — Kondru wurden von O — W zusammengepresst. So entstand eine östlich gegen das Transsylvanische Becken und westlich gegen die Lóczy-Schwelle gerichtete Schuppung. Die Hegyes — Drocsa wurde nördlich in der Richtung der Lóczy-Schwelle geschuppt. Villány bewegte sich auch nach Norden. Die Schuppung des Mecseks ist zweiseitig. Es bewegte sich nach Norden und nach Süden. *Diese Bewegungen sind bezüglich der Schwelle hauptsächlich zentripetal.*

Das eben geschilderte Bild ist VOITESTI's [64] Konstruktion ähnlich. VOITESTI's tektonisches Schema weist Elemente auf, deren prinzipielle Richtigkeit auf Grund des Vorhergehenden für richtig angenommen werden kann. VOITESTI umrandet das in weiterem Sinne aufgefasste Bihar mit einem nach Osten konvexen, nach Westen konkaven tektonischen Bogen. Von Norden nach Westen fortschreitend verbindet er diese mit den Alpen, in südlicher Richtung aber mit dem Banatikum. Das erwähnte konkave Streichen wird auch von LÓCZY jun. [27, 27a] angeführt, er tritt meiner oben mitgeteilten Anschauung bedeutend näher als VOITESTI. Er verlängert nämlich die tektonischen Linien nicht nur vom nördlichen Ende des Bihar Massivs, sondern auch von dessen südlichen Ende in westlicher Richtung und knüpft diese auch den Alpen an. So VOITESTI, wie LÓCZY sind einig darin, dass sie den Bakony mit dem Bihar Massiv in organischem Zusammenhang stellen. Nach LÓCZY's Darstellung fassen die nach W und NW ziehenden tektonischen Linien das Zempléner Inselgebirge und das von diesem östlich gelegene Vihorlat — Gutin Gebirge, fer-

ner auch den Vepor zusammen. LÓCZY's Anschauung übernimmt auch VADÁSZ [62. p. 245]. Die südwestlich gerichteten tektonischen Linien schliesst LÓCZY den Dinariden an.

Hier müssen wir PÁVAI's [35. p. 157] vor drei Jahrzehnten geschriebene Studie erwähnen. PÁVAI machte darauf aufmerksam, dass zwischen den Alpen und dem nördlichen Gürtel der Karpaten einerseits und dem Dinariden andererseits eine dritte mesozoische Geosynklinale liegt. Diese dürfte eine in parallelen Zonen geteilte, ein veränderliches Höhenniveau aufweisende Inselwelt repräsentieren. Der die Lóczy-Schwelle umrahmender Flysch und das auf der Schwelle abgelagertes Mesozoikum kann als PÁVAI's dritte Geosynklinale betrachtet werden. Weiter schreibt er [35. p. 158] „Es steht also im zentralen Teil der Alpen und Karpaten, ... eine variszische Emporfaltung vor, deren Seiten und Intervalle die Ufern darstellten. Zwischen denen die Sedimente dreier mesozoischer Synklinalen von verschiedenem Typus abgelagert und sukzessive emporgefaltet werden ...“ Wie wir im Späteren sehen werden, vollzog sich die Entwicklung des Grundgebirges im Karpatbecken in vorvariszischer Zeit. Es ist aber unzweifelhaft, dass PÁVAI zuerst die inneren Gebirge des Karpatbeckens von einer früheren Emporfaltung abgeleitet hat. „Zwischen ... Pest ... und ... Baja ... — schreibt PÁVAI [35. p. 171.] — taucht ... die beiden trennender, uralter Grat auf ...“. Dieser Grat deutet auf die LÓCZY-Schwelle hin. PÁVAI's Feststellungen müssen als Vorboten meiner Studien angesehen werden.

Im Gebiet dieser Einheit haben die N—S Brüche (Donau, Tisza, Hernád, Karánsebes, Déva) [55, 32] eine bedeutende Rolle.

PANTÓ's Beobachtung ist auch ein Zeugnis für das Donau—Bruch-Bündel. Er [34a, p. 164] stellt fest, dass im NO Börzsöny im herrschenden Pyroxenandesit-Lavastrom ein 1,5 km breiter und etwa 5 km langer mit Biotit und Amphibol gekennzeichneter N—S gerichteter Streifen eingebettet ist. Dieser Streifen ist älter als der ihn umgebender Andesit.

Die LÓCZY-Schwelle ist der central liegende Kern der Alpen-Karpaten. Diese wird von Geosynkinal-Ästen umarmt. Die nordöstliche Abweichung des Bakony-Zuges steht mit der uralten Balaton-Linie in Zusammenhang. Diese uralte Struktur leitet nämlich die von den Alpen einlaufenden Meereszweige in nordöstlicher Richtung und bestimmt die südliche Lage des Urvepors. Während die West- und Nordkarpaten von der LÓCZY-Schwelle in nordöstlicher Richtung abweichen, sind die Dinariden, Apenninen in südöstlicher Richtung abgelenkt. Ohne die LÓCZY-Schwelle, deren südlicher und östlicher Teil am längsten unversehrt geblieben ist (Mecsek—Villány— in weiterem Sinne aufgefasstes Bihar) wäre es kaum zu erklären, dass während längs der Drau-Linie schon das Streichen der Dinariden erscheint, westlich vom Bakony, westlich von dem erwähnten Gravitationsmaximum aber das erzgebirgische Streichen zur Geltung kommt. Dieses Bild entfaltet sich auch aus KRETZOI's [21] vor Jahrzehnten durchgeführten geologischen Untersuchungen. KRETZOI setzt voraus, dass das Transdanubische Grundgebirge aus Blöcken besteht. Diese Vorstellung wurde durch die Gravitationsuntersuchungen teilweise bestätigt. Auf Grund der Bohrungsangaben und des Gravitationsbildes wurde die

Konstruktion der Lage der Lóczy-Schwelle möglich. Die beigelegte Kartenskizze (Abb. 3) veranschaulicht auch das von Tiefbohrungen vielerorts aufgeschlossene kristalline Grundgebirge. Im nördlichen Teil des Alfölds erhebt sich dieses von seiner Umgebung mit einem Niveauunterschied von 1000—2000 m [18. p. 396]. Das im nördlichen Teil des Alfölds mit Bohrungen aufgeschlossene kristalline Gestein schliesst sich dem Réz-, Bükk- und Lapos-Gebirge an, worauf KÖRÖSSY verweist. Auf die wesentliche Fortsetzung der kristallinen Massen von Kondru verweist schon STAUB [42. p. 43]. Seine westliche Fortsetzung zeigt die Nagykörös No. 3. Bohrung, die 1300 m tief ist. Diese hat in tonigem, sandigem Bindestoff Quarz, Feldspat Kiese von 2—3 cm Durchmesser aufgeschlossen. Diese sind Denudationsschutt von Gneis oder Granit. Sie können von Süden oder Norden von Nagykörös stammen. Die Entscheidung dieser Frage ist sehr wichtig. Wenn nämlich der Ursprungsplatz der Kiese nördlich von Nagykörös liegt, kann die westliche Fortsetzung des Grates im von der Sárvárer Bohrung aufgeschlossenen Granit gesucht werden. In diesem Fall dürften wir es bewiesen betrachten, dass die mesozoischen Vorkommnisse von Bugyi und Igal nicht miteinander in Verbindung standen. Es folgt daraus, dass die Fortsetzung des Bugyer Mesozoikums im Westen gesucht werden muss.

Das kristalline Gestein an der nördlichen Seite der Lóczy-Schwelle nenne ich die Turkeveer Scholle. Die Konturen dieser Scholle fallen ungefähr mit den Konturen der erdmagnetischen Zone zusammen. Es ist aber beachtenswert, dass während die Kismarjaer Bohrung das kristalline Grundgebirge im Gebiete der cca 60  $\gamma$  Werte in der Tiefe von — 949 m erreicht hat, die Turkeveer Bohrung traf dasselbe im Gebiete der cca 100  $\gamma$  Werte in — 2130 m Tiefe. Es ist also offenbar, dass in der Umgebung von Turkeve, wo auch der Wert 180  $\gamma$  vorkommt, ausser dem kristallinen Gestein noch eine andere Ursache wirksam ist. Es ist auch möglich, dass hier binnen dem Kristallin ein basisches magmatisches Gestein eingelagert ist. In der Umgebung von Turkeve hat die magnetische Maximumachse eine ausgesprochene O—W gerichtete Streichrichtung. Entlang der O—W-lichen tektonischen Richtung dürfte der magnetische Wirkkörper aus der Tiefe in das Kristallin geraten sein, der das 180  $\gamma$  Wert liefert. Diese Möglichkeit wird auch durch das auf diesem Gebiet sich meldende Gravitationsmaximum unterstützt.

In Transdanubien und im südlichen Teil des Alfölds weisen aber die mit Bohrungen aufgeschlossenen (Szigetvár, Kaposfő, Madaras) kristallinen Gesteine auf einen Zusammenhang mit Hegyes Drócsa hin. Es ist erwähnungswert, dass das Streichen der Faltungsachse der Hegyes-Drócsa O—W-liche Richtung aufweist, wie es TELEGDÍ ROTH festgestellt hat. Auf Grund dieser Angaben kann teilweise die genaue (nördlicher Teil des Alfölds) teilweise nur die mutmassliche (südlicher Teil des Alfölds und Transdanubiens) Verbindung zwischen den oberflächlichen und den von Bohrungen aufgeschlossenen kristallinen Gesteinen festgestellt werden. Auf die in die Tiefe gesunkenen kristallinen Gesteine transgredierte das mesozoische Meer.

Die Bohrung Inke No. 9. in Transdanubien, welche in 1738 m in einem

Kalkstein mit Hornblende und Dolomit endete, die Bohrung von Igal No. 1., welche in 651 m in Dolomitmalkstein endete und die Bohrungsangaben von Nagykörös, deren letztes Material aus Analogiegründen für Trias betrachtet wird, ferner die Kisköröser fossilführendes Lias aufschliessende Bohrung weisen darauf hin, dass zwischen dem kristallinen Block im nördlichen Teil des Alfölds und dem kristallinen Zug des Hegyes Drócsa, Kaposfő Mesozoikum liegt. Im Gebiete des letzteren kristallinen Gebirges finden wir den ebenfalls mesozoischen Zug von Ivanštica, Mecsek-Villány, Bába, Mohács (anisischer Kalkstein), Madaras (nach MAJZON durchquerte Bohrung No. 3. den Mecseker Lias Schiefer), Tótkomlós (die Daonella Schieferserie weist nach VADÁSZ [62. p. 242] auf die Trias von Bihar) und Transsylvanischen Erzgebirge. Das Streichen der in den erwähnten Bohrungen hervorgekommenen Bildungen ergibt sich aus den Angaben der Gravitationskarte. Im Zusammenhang mit dieser Frage äusserten MACOVEI und ATANASIU [28a, p. 256] folgende Meinung: „... qu'il n'est pas exclue qu'elle ait eu vers l'ouest une communication quelconque avec la mer qui a déposé le Jurassique des Monts Mecsek." Die paläogeographische Karte des Hauteriviens und Barremiens von MACOVEI und ATANASIU veranschaulicht ein Bild, welches auf die Möglichkeit der Fortsetzung dieser Bildungen gegen das Alföld verweist. Am Rande des Alfölds sehen wir in Folge des Mangels der Angaben nur Fragezeichen auf diesen Karten.

Diese Schwelle wird westlich in dem den Alpen anschliessenden Gebiet verengt, wie es auch zu erwarten ist. Auf diesem verengten Gebiet wird die Schwelle durch das im Norden über Újudvar, Oltárc, Budafa, Újfalú ziehende Gravitationsmaximum bezeichnet [62a]. Dieses Maximum ist gegen das Buzsák-karäder teilweise mit Fossilien nachgewiesenem permokarbonischem Maximum gerichtet. Im Süden bezeichnet die die Alpen von den Dinariden scheidende Narbe die Grenze dieser Schwelle.

STAUB [43. p. 76] schreibt, dass von der Westküste Indiens bis zum Atlantischen Ozean das Streichen des Alpen-Systems unverändert bleibt und nur in Ungarn, im Balkan, in Italien eine Störung erleidet. Nach ihm liegt die Ursache der Nordwertwölbung der Karpaten in dem Eindringen der afrikanischen Masse in den Nordkontinent, welcher nach Süden konkav war. Die Fremdheit der Dinariden, Apenninen, Helleniden bringt er mit Bruchsystemen in Zusammenhang [43. p. 79]. Im Vorhergehenden haben wir die nördliche Konkavität der Karpaten auch mit einem Bruchsystem in Zusammenhang gebracht. Mit dem nördlichen Vordringen der Afrikanischen Masse kann diese Konkavität darum nicht erklärt werden, weil zwischen Gondwana und der Nordkarpaten die der Tethys-Richtung folgende Lóczy-Schwelle und die diese von Süden umrandende O—W-lich streichende Mecsek Kette liegt. Nach STAUB's Auffassung müsste diese auch eine nördliche Wölbung aufweisen.

## Der Walachische Sporn

### III. B)

Der Walachische Sporn ist die westliche Endung der euxinischer Schwelle. Im Westen ist es durch das Danubikum und die Resitza Zone bzw. der Rhodope umrandet. Es ist möglich, dass letztere dem Sporn auch von Norden folgt. Im Süden ist es von Balkan-Gebirge umrandet. Seine mit Fossilien nachgewiesene Ablagerungen können in die moskauer und stefanien Stufe eingeteilt werden. Die die Schwelle umgebende Ablagerungen bewegten sich zentripetal.

Diese und die LÓCZY-Schwelle sind in mancher Hinsicht einander ähnlich. Die umgebenden Ablagerungen bewegten sich auch bei der letzteren zentripetal. Es ist zu beachten, dass an beiden Schwellen geknüpft der Banatit erscheint. Dieses Gestein wurde nirgends anderswo im Karpatenbecken entwickelt und wird durch STILLE [47. p. 203.] mit der laramischen Bewegung in Zusammenhang gebracht. PAPIU betrachtet den Ausbruch des Banatits für obere Kreide. (Bul. stiintific v. Bucuresti 1953.)

Der obigen Schwelle sind die von den betisch-balearischen Zügen umfasste Schwelle und das Anatolische Massiv ähnlich.

Der das fogaraser Gebirge im Norden begleitende grosse Abbruch bildet die den Walachischen Sporn im Norden begrenzende tektonische Linie. Erdbeben kommen hier häufig vor. [24. p. 14]. Parallel damit läuft der in der Mitte des Sporns liegender Donaubruch. Zu dieser Mittellinie schliessen sich NW—SO-liche und SW—NO-liche Brüche an. Unter diesen ist vielleicht die Dombovita-Linie die bedeutendste tektonische Linie. Die Senkung des westlich von dieser gelegenen Gebietes dauerte von der oberen Kreide bis zum Quartär; das Sinken des östlich liegenden Gebietes begann im mittleren Miozän und dauert noch heute an [64]. Diese Schwelle ist im Westen von der N—S streichenden Rudaria und Oravitza tektonischen Linie begrenzt. Die Oravitza Linie ist auch ein Erdbebengebiet [22b]. Das herrschende Bauelement dieser Geoantiklinale ist das Danubikum und Getikum, welche die Eigenart der Einheit bilden. Seine von den Ostkarpaten und von der LÓCZY-Schwelle abgesonderte Existenz wird auch durch die Karbon-Ablagerungen verraten.

\* \* \*

Aus dem Vorhergehenden wird es klar, dass die besprochenen Geoantiklinalen faziologisch sowie tektonisch voneinander unterschieden werden können.

Dadurch dürfte erklärt werden, dass in den Karpaten die Fortsetzung der alpiden Zentraliden und Metamorphiden nicht aufgefunden werden kann, die Externiden und Interniden sind aber zugegen. *Die Interniden entfalten sich, wenn die Vergenz der umrandenden Gebirge zustande kommt und durch diesen Prozess das Gebiet den Charakter eines Rücklandes annimmt.* Diese Zeit fällt im Karpatenbecken mit der Zeit des Subsequentvulkanismus zusammen. Die Bezeichnung Internid kann um so mehr aufrechterhalten werden, da die zwei Gebiete sich tektonisch wesentlich von einander unterscheiden. In das Internid umgebenden Gebiet sind die Überschie-

bungen von sehr bedeutendem Ausmasse. Im Zwischengebirge kennen wir solche nicht. Hier sind nur kleinere Schuppen, Faltungen und Brüche bekannt. Die Tektonik der zwei Gebiete ist verschieden. So kann meine Synthese mit KOBER's Auffassung in Einklang gebracht werden.

Bis zu einem gewissen Grade können wir den metamorphisierten Zustand der Gesteine zu Hilfe rufen bei der Unterscheidung der zwei tektonischen Einheiten. Es sind nämlich im Gebiete der äusseren Ketten die jüngeren Gesteine metamorphisiert.

*SZENTES [58] stellte prinzipiell fest, dass das morphologisch einheitliche Karpatengebirge tektonisch zerstückelt ist. Diese verschiedenen tektonischen Einheiten werden vom Flysch zusammengeschweisst. STAUB [43. p. 83] stellte fest, dass die kristallinen Gesteine der Ostkarpaten sich als fremde Glieder in die Karpatenkette einfügen. STILLE [47. p. 156] betrachtet das zwischen den Südkarpaten und den Balkaniden gelegene Gebiet als den Sporn der sich tief in Asien erstreckenden Euxinischen Schwelle und stellt fest, dass diese südliche Tethys-Einheit eine von den übrigen Karpatenglieder gesonderte Stellung einnimmt. Mich in die Gedankenfolge dieser Feststellungen einfügend stelle ich die Erzgebirgische und LÓCZY Geoantiklinalen auf. Den zentralen Teil dieser Geoantiklinalen bilden Nucleen; die Sedimentbildung schliesst sich diesen an.*

Die obige Systematisierung der Karpaten gleicht sehr der Auffassung MURATOV's. MURATOV befasst sich in erster Linie mit den Ost- und Südkarpaten. In den Südkarpaten setzt er eine zentrale Antiklinale voraus, welche noch im Paläozoikum entstand. Der Unterschied besteht hauptsächlich in der Nomenklatur, ferner in MURATOV's ablehnendem Standpunkt betreffs der Überschiebungen. *Die diese Ureinheiten bedeckenden jungen Ablagerungen folgen den urtektonischen Richtungen des Grundgebirges (Transdanubische, Transsylvanische, Walachische Antiklinalen).*

Die vulkanischen Bildungen liegen teilweise innerhalb der Einheiten, teilweise aber entlang an deren Kontakt. Zu beachten ist der Vulkanismus, welcher zwischen der LÓCZY-Schwelle, den Nordost-Karpaten und der Erzgebirgischen Geoantiklinale bzw. teils auf diesen Einheiten selbst vorhanden ist. Zwischen diesen Einheiten liegt ein tiefer als jene abgesunkener Krustenteil, gleich einer Fortsetzung der Wolhynischen Niederung innerhalb der Karpaten. Dieser wird von Andesit, Rhyolit und Dacit Krater durchbrochen. Vulkanische Produkte (Tuffe, Agglomerate, Lavabänke in Abwechslung) bedecken in ansehnlicher Mächtigkeit das Grundgebirge. Das Bohrmaterial des in die Tiefe gesunkenen Krustenteils hat KÖRÖSSY [18] besprochen. Diese vulkanischen Bildungen können westlich bis zur Mátra, eventuell zum Cserhát verfolgt werden, und sind am Rande des tiefgesunkenen Gebietes auch auf der Oberfläche zu finden (Cserhát, Mátra, Bükk, im letzterem finden wir nur Tuffe und Agglomerate, Eperjes—Tokaj Gebirge, Vihorlát Gutin). Wo aber die Krustenteile nicht in die Tiefe gesunken sind, können keine Krater gefunden werden (Bükk). Die Bohrungen von Debrecen, Nádudvar, Hajdúböszörmény, Nyíregyháza, Sajóhidvég, Bugyi, Mezökerecsztes haben diese aufgeschlossen. Sie sind mächtiger als die oberflächlichen; nach NOSZKY [33] beträgt die Mächtigkeit der vulkanischen Bildungen in der Mátra 500 m, nach KÖRÖSSY [18] ist sie

in Sajóhídvég 1466 m, in Nyiregyháza übertrifft sie 1429 m, in Hajdú-böszörmény ist sie grösser als 600 m. SCHEFFER [37] nennt dieses Gebiet „nyírséger Amphiteatrum“. Das Grundgebirge sinkt hier bedeutendermassen. Es ist dies ein mit tektonischen Richtungen umrahmtes, in die Tiefe gesunkenes Gebiet des Alfölds: das auch heute noch tief liegendes Bodrogeköz und der Szernye-Sumpf.

Die Effusion dieser Bildungen beginnt im Eozän. (Lahoca, Bugyi, Mezökeresztes, weiter nach SW Velenceer Gebirge) [54]. Es ist möglich, dass die erwähnten älteren börsönyer Andesite auch in Paläogen auf die Oberfläche gelangten. Die Mehrheit der Effusionen spielte sich aber im mittleren Miozän ab. Im Sarmatien sind die Ausbrüche schwächer, sie übergreifen auch noch in das Pannon. Die vulkanische Ausbrüche folgen der Senkung des Gebietes. Die Senkung beginnt vor dem Senon, was die senonischen Sedimente bezeugen. Die ersten Effusionen sind Eozän. Die Hauptausbrüche sind aber die Folgen der savischen und steierischen Bewegungen. Der Vulkanismus von Körmöc, Schemnitz, Visegrád, Börzsöny und eventuell noch von Cserhát dürfte mit dem Sinken des Vepors entlang des N—S-lichen Donaubruches in Bezug gebracht werden. Auf den zwischen dem Sudetischen Antiklinorium und den Ostkarpaten eingesunkenem Gebiet entlang des Pecineaga Bruches an der Innenseite der Ostkarpaten und in der Dobrudscha ist ein bedeutender Vulkanismus vorhanden [64]. Auch dieses Gebiet begann in der oberen Kreide zu sinken. Die maximale Amplitude wird im Tertiär erreicht. Im Westen gewissermassen als dessen Spiegelbild, zeigen die geophysikalischen Untersuchungen auf dem ebenfalls eingesunkenen Gebiet südlich von Kőszeg bis zum Bacher Gebirge einen vulkanischen Zug an. Szany No. 1. Bohrung überquerte vulkanischen Tuff in 2087—2093 m und Lapilli in 2131—2135 m unter der Oberfläche und rechtfertigte dadurch die geophysikalischen Messungen.

Auf Grunde des Vorhergehenden schliesse ich mich betreffs der Frage der Entstehung des Vulkanismus der Meinung von LÓCZY an. LÓCZY schreibt [24. p. 25]: „Ein grosszügiger Vulkanismus begleitete seit dem Eozän das Einsinken des Beckens.“ STILLE [47] bringt die vulkanischen Erscheinungen mit dem Unterschub des Vorlandes unter den Karpaten, beziehungsweise mit dem Einschmelzen des so verdickten Sials in Zusammenhang. Aus dem Obigen geht hervor, dass diese Ansicht in Falle des Vulkanismus innerhalb der Karpatenkette nicht gerechtfertigt ist. *Die vulkanischen Erscheinungen passen sich nämlich dem Grade des Sinkens des Grundgebirges an.* Es kann aber eventuel im Falle von Plutonen innerhalb der Ketten angenommen werden.

\*

Wenn wir die Frage der Entstehung der Einheiten, der Geoantiklinale untersuchen, muss die Tektonik des äusseren Rahmens mit der Tektonik der innerhalb der Karpaten liegenden Gebietes in Zusammenhang gebracht werden.

Zwischen dem Vistula Bruch und der Kowalowka—Smykowce Linie liegt die Wolhynische Niederung. Zwischen der südwestlichen Verlängerung der beiden tektonischen Linien liegt die erzgebirgisch gerichtete

Geoantiklinale und der grösste Teil des Ungarischen Alfölds. Ferner auch jener Teil des Alfölds, wo die mächtigen vulkanischen Bildungen angehäuft sind. Von der Vertiefung innerhalb der Karpaten erhebt sich als ein Horst die Erzgebirgisch gerichtete Geoantiklinale.

Die Lóczy-Schwelle ist von den Ostkarpaten durch das Transsylvanische Becken getrennt, jenseits der Karpaten liegt die Moldauer Hochebene.

Diese Hochebene verknüpft die eben erwähnten mit dem Podolischen Block. Diese uralte, teilweise noch heute erhobene mit der bessarabischen und wolhynischen Niederung von Trotus und Kumassi Linien begrenzte Masse bewahrte das Andenken der prävariszischer Zeit. Nur die spätere Tektonik verursachte das Zerfallen der früher einheitlichen Masse in drei Stücken (Bihar, Ostkarpaten, Podolische Masse).

*Diese Anschauung weist darauf hin, dass der Tiefbau dieser Gebiete vorvariszisch ist und als Folge dieser uralten Tektonik blieben die besprochenen tektonischen Einheiten zurück.* Diese Einheiten sind also Geoantiklinalen, grosszügige Emporhebungen der Kruste. Nach KRAUS [20. p. 297—301] wird die Lithosphäre gewellt, es entstehen riesige Emporhebungen und Senkungen.

Die vorvariszische Geschichte des Gebietes ist noch in Dunkel gehüllt. In dieser Zeit stand das Gebiet mit der kristallinen Bildung der Alpen, ferner mit der Rhodope und mit der Russischen Tafel in Zusammenhang. Von der Böhmisches Masse war es schon wahrscheinlich in der kaledonischen Zeit abgesondert. In der variszischen Zeit können im gegenwärtigen Karpatenbecken die Umrisse von drei Geoantiklinalen erkannt werden. Diese sind: die eingehender besprochene erzgebirgisch gerichtete Geoantiklinale, die dinarische Geoantiklinale, die herzynisch gerichtet ist, und die walachische-euxinische Geoantiklinale. Das Alter dieser kann mit Fossilien unterstützt werden. Die Bildung des die Lóczy-Schwelle umgebenden Sedimentationsbeckens beginnt im Perm. Der Zeitpunkt der Bildung der Geoantiklinale der NO— und Ostkarpaten kann nicht genau bestimmt werden. Die Literatur setzt voraus, dass ausserhalb der Karpaten, aber in deren Streichen in der variszischen Zeit hier ein NW—SO streichendes Gebirge vorhanden war.

*Aus der obigen Besprechung geht hervor, dass die Bedeutung von Laurasien und Gondwana durch das Spiel der einzelnen Schollen, Nucleen und der mit diesen verknüpften Senkungen zur Geltung kommt. Aus der Tatsache, dass im Gebiete innerhalb der Karpaten und der Dinaridenketten verschiedene Vergenzen erkannt werden können [58], folgt, dass die Entstehung der Vergenzen und selbst der Gebirgen unmittelbar mit dem Spiel der Mosaiken in Zusammenhang steht.* Auf diese theoretische Möglichkeit verweist auch STAUB [43. p. 106].

Die Entstehung der Tethys erfolgte vorwiegend entlang eines ost-westlichen Streichens. Im Zusammenhang mit deren Bildung entstanden diesem System entsprechende Mosaiken und Inseln, so dürften die O—W streichenden Glieder des Systems entstehen. Es ist zu beobachten, dass z. B. im Gebiet des Colorados entsprechend dem Streichen des Gebirges die konkaven Seiten der Schwellen in den Richtungen S, SO bzw. N, NW

schauen. In ihrem Kern enthalten sie archaische Gesteine [53. p. 140], ähnlich ist das Bild auf der von SUESS [52. Taf. VI.] vorgelegten Tafel, welche die Virgation der Rocky Mountains darstellt. Die übrigen Einheiten folgen auch uralten tektonischen Richtungen. Ihre Entstehung steht einerseits mit Fennoarmatien, andererseits mit der uralten Tektonik der Balaton-Linie in Zusammenhang.

Die beschriebene Systematisierung der Karpaten-Dinariden bedeutet eine Rückkehr zur Auffassung von SUESS und LÓCZY Sen. SUESS stellt fest, dass die Alpen als einheitliche Masse die ungarische Grenze erreichen. Von hier senden sie fächerartig auseinandergehende Äste nach Osten. SUESS vergleicht nämlich die Gebirge Zagreb, Pécs, Villány und die slawonischen Gebirge mit den offenen Strahlen eines Fächers. MOJSISOVICS reiht noch hierher die an der nördlichen Grenze von Bosnien liegenden alten Gebirge, d. h. die Dinariden. So kann also die von STAUB betonte Virgation auch im Karpatenbecken, wie auch SZENTES [58] hervorhebt, recht gut festgestellt werden.

Das so geschilderte Bild gleicht der Tektonik der Bretagne. Von diesem Gebiet teilt SUESS nach Barrois [53. p. 51] eine Figur mit. Diese Figur wurde seit SUESS von vielen übernommen. In der Bretagne lagern zwischen den Gneisachsen die jüngeren (Silur, Devon, Karbon) Ablagerungen. Es scheint als wir im Gebiet des Karpatenbeckens wären. Auf beiden Gebieten finden wir uralte Nucleen, welche von jüngeren Ablagerungen umrahmt und durchdrungen sind. Diese Ablagerungen sind immer entlang tektonischer Linien geordnet. Diese Strukturen sind neubelebte, frühere Strukturen, worauf schon SUESS und nach ihm andere verwiesen. LÓCZY Sen. [25, p. 123—125] war der erste, der den paläogeographischen Charakter des ungarischen Beckens richtig aufgefasst hat. Heute wird die Richtigkeit seiner Auffassung schon durch zahlreiche Bohrungangaben bestätigt. „Sicherlich waren auch zur Zeit der paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen — schreibt LÓCZY [25, p. 123] — in den das grosse ungarische Becken damals einnehmenden autochthonen grossen Festländern kleinere und grössere Depressionen und Buchten, die von miteinander nicht kommunizierenden Meeresteilen bedeckt waren.“ Er schreibt weiterhin (p. 124) „Für die Richtigkeit meiner Ansichten sprechen die Resultate der bisher zu allgemeiner Kenntniss gelangten gravimetrischen Studien Baron Loránd Eötvös's; dieser unser verewigter grosser Gelehrter beging mit seinen wunderbaren Instrumenten auf Grund vieljähriger Versuchsergebnisse das Alföld, mit seinen Arbeitsgenossen eine mühevollere Arbeit verrichtend. Seine Messungen konstatierten unter der Ebene des Alfölds (Tieflandes) Massen von verschiedener Dichte und Regionen von Massen-Anreicherung und Verminderung in grösserer Ausdehnung.“

„Hiemit stimmt meine Annahme überein, dass in den Tiefen des Alfölds und der es umgebenden Hügellagen dichtere kontinentale Massive und Geosynklinale Zonen von loseren Gesteinen abwechseln.“

Diese Feststellung LÓCZY's ist der Vorbote von STAUB's grossartigem Werk. LÓCZY schreibt: „Die aus dem umgebenden „Thetys“-Meer eindringenden Buchten, Becken und Kanäle von verschiedenen Tiefen, Strömungen, Flusssystem und Ufergegend der Verzweigungen der Geosyn-

klinalen mag die häufig sich ändernde Fazies auf dem Gebiete des grossen autochtonen Massivs erklären."

### *Hauptresultate*

1. Ableitung der Ausbildung des Karpatensystems in den drei haupttektonischen (erzgebirgischen, herzinischen, Tethys) Richtungen. In diesen Richtungen sind prävariszische Geoantiklinalen zu finden. Diese uralte Tektonik gab Richtung der späteren Entwicklung des Gebietes und die variszische, mesozoische und teilweise tertiäre Sedimentation ist auch mit diesen verknüpft. Ein Teil von diesen Einheiten kann auch über den heutigen Karpatenraum verfolgt werden. Die Bildung der uralten Tektonik des ausser- und innerkarpatischen Grundgebirges geschah also vor den alpiden Zeiten. Die noch heute nachweisbare Glieder der Geoantiklinalen sind die Nucleen. Diese ragten in den variszischen und teilweise in den alpiden Zeiten als Inseln aus dem Meere hervor, teilweise überströmte sie das Meer, aber auch in diesem Fall blieben sie schwellenartig, was die Seichtwassersedimente zeigen. Das älteste schwellenartige Gebiet des Karpatenbeckens kann von der Zentralalpiden Schwelle, über Kisalföld, der Kerngebirgen der Westkarpaten bis zum Oberschlesischen Kohlenbecken verfolgt werden.

Von den variszischen Schwellen können die alpiden Schwellen von den variszischen Karpaten, den Paläokarpaten die heutigen Karpaten abgeleitet werden. Das Internid, oder wie wir nach Gy. PRINZ das Ungarische Zwischengebirge Tisia nennen, ist aus dem Zusammenwachsen dieser Nucleen und der anschliessenden jüngeren Sedimente entstanden, als die nach aussen gerichtete Vergenz der dieses Gebiet umrahmenden Sedimente zustande gekommen ist.

2. Von Lippa bis Torda, bzw. Zsibó kann den der nach Westen konkave, und in deren Fortsetzung am südlichen und nördlichen Saum des Alfölds von Bohrungen aufgeschlossene Flysch auf der Oberfläche verfolgt werden. Das vom Flysch umgrenzte Gebiet führt über Mecsek—Villány Gebirgen zum O—W streichenden Ivanšzica und schliesst sich so den Alpen an. Im Gebiet dieser Urgeoantiklinale entsteht im Mesozoikum die von Teilschwellen zusammengeschweisste Lóczy-Schwelle.

3. Im Gebiete des Transsylvanischen Beckens weist die Tektonik des in die Tiefe gesunkenen Grundgebirges darauf hin, dass dieses Gebiet ebenso ein Teilstück Fennosarmatiens ist, als das von der Elbe östlich liegende Gebiet.

4. Feststellung der Tatsache, dass die Balaton-Linie nachweislich die älteste tektonische Linie des Karpatenbeckens ist. Erkenntnis der Hernád-Linie, als eines das Alföld durchziehenden auch von den Karpaten nördlich verfolgbareren uralten tektonischen Elementes, das in der der alpiden Karpatenbildung vorangehenden Zeit entstanden ist.

5. Mit neuen Angaben belegte Rechtfertigung der Auffassung von SZENTES und STAUB, nach welcher die Karpaten von fremden, selbständigen Gliedern zusammengeschweisst sind. Diese Zusammenschweissung geschah in der Zeit der Flyschablagerung. Diese Auffassung folgt

auch BUBNOFF's Ansicht. Nach ihm sind die längs dem Streichen ziehenden Gebirgsbogen nicht immer einheitlich [58].

6. Meine Studie ist in vieler Hinsicht eine Rückkehr zur Auffassung von SUESS und LÓCZY sen., ferner von VOITESTI und LÓCZY jun.

#### WICHTIGSTE BENUTZTE LITERATUR

- [1] *Andrusov, D.*: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXX, 1937.
- [2] *Bederke, E.*: Der Werdegang des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Glückauf, Essen 78. Jhrg. H. 21, 23. Mai 1942.
- [3] *Becker, H.*: III. Mittel- u. Westeuropa. -Regionale Geologie der Erde Bd. 2. Abschnitt III.
- [4] *Bartha, F.*: Die panonische Fauna von Tab. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici Budapest, XLV. 3. 1956.
- [5] *Bendefy L.*: Szintváltozások Dunántúl térségében korszerű szabatos szintezések alapján. M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. Kongresszusi külön füzet. (Im Druck.) Budapest.
- [6] *Bruyn, J. W.*: Isogam Maps of Europe and North Africa. Geophysical Prospecting Vol. III. No. 1. 1955.
- [7] *Bubnoff, S. V.*: Fennosarmatia. Berlin 1952.
- [8a] *Bubnoff, S. V.*: Grundprobleme der Geologie. Berlin, 1954.
- [9] *Diener, Bau und Bild der Ostalpen und Karstgebietes.* Wien, Leipzig, 1903.
- [10] *Kiss J.*: A Szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. Budapest, Földt. Közl. LXXXI. 1951.
- [11] *Facsinay L. - Pollhammerné - Pintér.* A magasabb deriváltak számításának gyakorlati eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhátások számításának kiterjesztése nagyobb területegységekre. Geofizikai Közl. Budapest, Vol. VII. 1. 1958.
- [12] *Földvári A.*: A szabadbattyáni ölomérc és kövületes karbon előfordulás. M. Tud. Akad. Műszaki T. O. Budapest, 5. K. 3. sz. 1952.
- [13] *Kober, L.*: Das alpin-variszische Orogen. Centralblatt f. Min. etc. Abt. B. Stuttgart, 1927.
- [14] *Kober L.*: Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. Serbische Akademie der Wissenschaft Beograd BD. CLXXXIX No. 3. 1952.
- [15] *Kislow, A.*: Le Bord Sud-Ouest de la Plateforme de L'Europe Orientale entre la Mer Baltique et Karpates (Ann. de la Soc. Géol. de Pologne Kraków, Vol. XIX. Fasc. 4. 1949. 1951.
- [16] *Kossmat, F.*: Palaeographie und Tektonik. Berlin, 1936.
- [17] *Körössy L.*: A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutató földtani eredményei. Földt. Közl. Budapest 1956. 4. sz.
- [18] *Körössy L.*: A környező államok kőolajkutatói eredményei és hazánkra vonatkoztatható tanulságok. Bányászati Lapok, XC. 2. Budapest, 1957.
- [19] *Kraus E.*: Die Baugeschichte der Alpen. I. Teil. Berlin, 1951.
- [20] *Kretzoi, M.*: Jelentés az 1936-ik évben a Dunántúl DNY-i részén végzett geológiai felvételekről. Manuscript in M. Á. Eötvös L. Geofizikai I.
- [21] *Kretzoi, M.*: Die Altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges. Geol. Hung. Ser. Budapest, Palaeont. Fasc. 27. 1956.
- [22c] *Leuchs, Mosebach.*: Die spätalpinische Hebung. Zentralblatt f. Min. etc. Stuttgart. Abt. B. No. 1. Jhrg. 1936.
- [22b] *Kulhay Gy.*: Az 1940. évi nov. 10-i erdélyi földrengés stb. Földt. Közl. Budapest, LXXI. 1941.
- [22a] *Lengyel A.*: A Dunazughegység andezitterületének felépítése. M. Á. Földt. Int. Évi Jelentése. Budapest, 1951.
- [23] *Lóczy, L. Sen.*: Geologische Bildungen der Umgebung des Balaton Lagerung dieser nach Gegenden Resultate d. Wiss. Stud. d. Balaton. I. Bd. I. Teil. I. Hälfte des I. Abschn. 1913. Budapest.

- [24] *Lóczy, L. Sen.*: Magyarország földtani szerkezete. A Magyar Szent Korona országainak földrajzi stb. leírásában. Budapest. Kiadja a M. Földrajzi Trs. 1918.
- [24a] *Lóczy, L. Sen.*: Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynklinalen des Siebenbürgischen Erzgebirges und der Nordwestlichen Karpathen. Földtani Közl. Budapest. Bd. XLVIII H. 7–9. 1918.
- [25] *Lóczy, L. Sen.*: Geologische Studien im Westlichen Serbien. — Die Ergebnisse der von der Orientcommission der Ungarischen Akademie der Wissenschaften Organisierten Balkanforschungen. Berlin und Leipzig. II. Bd.: Geologie 1924.
- [26] *Lóczy, L. Jun.*: Die geologischen Verhältnisse der südlichen Gebirgsgegend im Komitate Baranya. M. Kir. Földtani Int. Évi Jelentése. Budapest 1912.
- [27a] *Lóczy, L.*: Ricerche d'idrogene carbonato Ungheria. — Földrajzi Közl. LXVII. 4. Budapest, 1939.
- [27] *Lóczy, L. Jun.*: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. Festschrift prof. dr. S. BONCEV Z. d. Bulgarischen geologischen Ges. Sofia XI. 1939.
- [28] *Limanowski, M.*: Sur le croisement successif des chaines de l'Europa centrale en Pologne etc. Bull. du Serv. Geol. de Pologne Varsovie. Vol. V. I. 1920–22.
- [28a] *Macovei, G. et I. Atanasiu*: Evolution Geologique de la Roumanie — Cretace — (Ann. Inst. Geol. al Roumaniei XVI. 1931. Bucuresti 1934.).
- [29] *Majzon, L.*: Olajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. Földt. Közl. Budapest, 1956.
- [30] *Medwenitsch, W.*: Die tektonische Stellung der Pelagoniden im Raum der Dinariden. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte. Wien. J. Hrg. 101. H. 2. 1956.
- [31] *Mojsisovics, E.*: West Bosnien u. Türkisch-Croatien. Jhrg. K. K. Geol. R. Wien. XXX. 1880.
- [31a] *Muratov*: A Kárpátok hegyszerkezete a legújabb Szovjet irodalomban. Übersetzt von JANTSKY. Manuscript Budapest, 1951.
- [31b] *Muratov, M. V.—Maslakova, N I.*: Osznovnúje etapi geologiceszkoj isztorij Vasztochnih Karpat. Bjulleten Maszkovszkovo Obszesztva Iszplitatyeei Priirodi, Novaja Szeria Tom. LVII. God. 1952. Moszkva, 1952.
- [32] *Nopcsa, F.*: Hunyad vármege és környékének geologiai és tektonikai térképe. M. kir. Földt. Int. Kiadványa Budapest.
- [32a] *Nopcsa F.*: A Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya és a romániai határ közé eső vidék geológiája. M. kir. Földtani Int. Évk. XIV. Budapest, 1902–05.
- [33] *Noszky, J. Sen.*: A Mátrahegység geomorfológiája. Debreceni Tisza István Tud. Trs. Honismertető Bizottságának kiadványa. Debrecen. III. 1927.
- [33a] *Pálffy M.—Rozlozsnik P.*: Geologie des Bihar- und Béler Geb. Geol. Hung. Ser. Geol. T. 7. Budapest, 1939.
- [34] *Pálffy M.*: A Medencék gyűrődéséről tekintettel az Erdélyi Medence antiklinálisaira. KOCH Emlékkönyv. Budapest, 1912.
- [34a] *Pántó G.*: Geology of the Nagybörzsöny ore deposit. M. Á. Földt. Int. Évi Jel. Budapest. 1945–47.
- [35] *Pávai-Vajna F.*: Skizze des Baues der Gebirge Ungarns. Földt. Közl. LX. Budapest, 1931.
- [36] *Rakusz Gy.*: Die Oberkarbonischen Fossilien von Dobsina und Nagyvisnyó. Geologica Hung. Ser. Palaeont. Budapest. 8. 1932.
- [36a] *Rozlozsnik P.*: Földtani megfigyelések a tágabb értelemben vett Bihar hegycsoport különböző tagjaiban. M. kir. Földtani Int. Évi Jelentése. Budapest. 1914-ról. I. rész 1915.
- [37] *Scheffer V.*: Angaben zur Regionalen Geophysik der Karpatenbecken. Geofizikai Közlemények. Budapest, Vol. VI. 1–2. 1957.
- [38] *Schönenberg, R.*: Die Tektonik im Grenzgebiet von Gemerides und Graniden Nordwestlich von Dobschau (Westkarpaten) N. J. f. Min. etc. Stuttgart Abt. B. 1949.
- [39] *Schréter, Z.*: Lytonia aus dem Bükk-Gebirge. Földt. Közl. Budapest. LXVI. 1936.
- [40] *Schréter, Z.*: A Bükk-hegység geológiája. Beszámoló a M. kir. Földtani Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest. V. 1943.

- [40a] *Sidó, M.*: Előzetes jelentés a vékényi f. kréta előfordulásról. (Manuscript.)
- [40b] *Senes, J.*: Földtani Közlöny. Budapest. Vol. LXXXVI. 1. 1956.
- [41] *Simon, B.*: Die Erdbebentätigkeit des Ungarischen Beckens. Veröffentlichung d. Reichsanst. für Erdbebenforschung in Jena II. 40. 1941.
- [42] *Staub, R.*: Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1928.
- [43] *Staub, R.*: Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. *Eclogae Geol. Helv.* Basel. Vol. 44. No. 1. 1951.
- [44] *Stille, H.*: Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. *Z. d. D. Geol. Ges.* Berlin. Bd. 99. 1947.
- [45] *Stille, H.*: Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen. *Z. d. D. Geol. Ges.* Bd. Hannover. 100. 1948. 1950.
- [46] *Stille, H.*: Das mitteleuropäische Grundgebirge im Bild der gesamteuropäischen. Beihefte zum *Geol. Jhrb.* Hannover. H. 2. 1951.
- [47] *Stille, H.*: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte zum *Geol. Jhrb.* Hannover. H. 8. 1953.
- [48] *Strausz, L.—Rakusz, Gy.*: La géologie de la Montagne de Villány. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici.* Budapest. XLI. Fasc. 2. 1953.
- [49] *Szadeczky E.*: Előzetes jelentés a máramarosi vasércelőfordulásokon 1939. szeptember első felében végzett bányageológiai kutatásokról. *M. kir. Földt. Int. Évi Jel.* Budapest, 1939. (Manuscript.)
- [50] *Socolescu, M.—Bisyr, D.—Popovici, D.—Visarion, M.*: CORECTII Izo-statice in R. P. M. Studii si Cercetari de Fizica T. V. nr. 1—2. 1954. Bucuresti.
- [51] *Suess, E.*: Die Entstehung der Alpen. Wien. 1875.
- [52] *Suess, E.*: Das Antlitz der Erde. Bd. I. Prag und Leipzig 1885.
- [53] *Suess, E.*: Das Antlitz der Erde. Wien—Leipzig. III. zweite Hälfte. 1909.
- [53a] *Sümegehy, J.*: A Tiszántúl. Magyar Tájak Földt. Leírása. M. kir. Földtani Intézet Kiadv. Budapest, 1944.
- [54] *Szalai, T.*: Eine paläogene vulkanische Kette entlang der „O“ Linie des ungarischen Internid. *Z. f. Min. etc.* Stuttgart. Jhr. 1938. Abt. A. No. 3.
- [55] *Szalai, T.*: Geology of the Northeastern Carpathians *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici.* Budapest. Vol. XXXVIII. 1947.
- [56] *Szalai, T.*: Tektonisches Schema des von Donauellenbogen Umfasten Gebietes und der Umgebung von Naszál. *Geofizikai Közlemények.* Budapest. V. 4. 1956.
- [57] *Szalai, T.*: Adatok a Dunántúl hegyszerkezetéhez. *Bányászati Lapok* Budapest. LXXXIV. 1. 1952.
- [58] *Szentes, F.*: Die Lage des Karpatensystems im Alpinen Orogen. *Földtani Közlöny.* Budapest. LXXIX. 1949.
- [59] *Telegdi Roth, K.*: Magyarország geológiája. I. Pécs. 1929.
- [60] *Teisseyr, W.*: Der paläozoische Horst von Podolien u. die umgebenden Senkungsfelder. Beiträge z. Paläontologie u. Geologie Österreich-Ungarns u. des Orients. Wien u. Leipzig. Bd. XV. 1903.
- [61] *Vadász, E.*: Mecsek-Gebirge. Magyar Tájak Földtani Leírása. M. kir. Földtani Int. Budapest, 1935.
- [62] *Vadász, E.*: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázolata. *M. Tud. Akad. Közl.* XIV. 1—3. Budapest, 1954.
- [62a] *Tomor, J.*: Kőolaj és földgázkutatások a Dunántúlon. Kőolajkutatás és Feltárás Módszerei Magyarországon. Budapest, 1957.
- [63] *Válek, R.*: *Geofysikální Sborník.* No. 14. 1954.
- [64] *Voitesti, I. P.*: Aperçu Général sur la géologie de la Roumanie. *Synthèse des Carpathes Actuelles.* Bucuresti, 1921.

## TARTALOM

<i>Bisztricsány Ede</i> : A földrengések méretmeghatározásának új módszeréről ...	69
<i>Egyed László</i> : A hőfluxus eredetéről .....	97
<i>Kurali Ferencné</i> : A földmágneses elemek menetének összehasonlítása néhány obszervatórium 1950–55. évi adatai alapján .....	101
<i>Szalai Tibor</i> : A Kárpátok geotektonikai szintézise .....	111

## CONTENTS

<i>E. Bisztricsány</i> : A new method for the determination of the magnitude of earth-quakes .....	69
<i>L. Egyed</i> : The origin of terrestrial heat flow .....	97
<i>E. Kurali</i> : A comparison of the march of the geomagnetic elements in some observatories in the Years 1950–1955 .....	101
<i>T. Szalai</i> : Geotektonische Synthese der Karpaten .....	112