

MAGYAR

# Geofizika



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE FOLYÓIRATA  
BUDAPEST, 1964. V. ÉVFOLYAM 3. SZÁM

**MAGYAR GEOFIZIKA**  
a **MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE** folyóirata

V. évfolyam

3. szám

*Szerkesztőség*

Magyar Geofizikusok Egyesülete,  
Budapest V., Szabadság tér 17.  
Telefon: 118-476

*Felelős szerkesztő*

Dr. SEBESTYÉN KÁROLY

*Szerkesztő bizottság*

BENCZE PÁL  
CZEGLÉDI ISTVÁN  
Dr. RENNER JÁNOS

*Felelős kiadó*

SOLT SÁNDOR

TARTALOMJEGYZÉK

<i>Schejfer Viktor</i> : A Föld geotermikus zónáinak geofizikai vizsgálata .....	1
<i>Tutár János</i> : Radioaktív lyukszelvényezés fejlődésének irányai .....	18
<i>Ádám Antal—Verő József</i> : A földi áramok eloszlásának vizsgálata Magyarországon .....	23
<i>V. Fritsch</i> : Geoelektromos kutatások az ausztriai Fertő tó környékén .....	31
<i>Chr. Oelsner</i> : A kalapácsszeizmika alkalmazásának kiszélesítése .....	33
<i>B. Beranek</i> : Néhány megjegyzés a nehézségi erő második deriváltjainak számítási képleteihez .....	39
<i>Renner János</i> : A nehézségi erőter és a mesterséges holdak ...	48
Egyesületi hírek .....	50

**MAGYAR GEOFIZIKA**

Felelős szerkesztő: Dr. Sebestyén Károly

Kiadja a Műszaki Könyvkiadó, Budapest V., Bajcsy Zsilinszky út 22. Telefon: 113-450.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Ez a folyóirat az MSZ szerint 700 példányban készült

Terjeszti: **MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE**

Megrendelhető egész évre 16,-Ft előfizetési áron, mely összeg a MTESZ 171.249-70. sz. csekkszámlájára  
fizetendő be.

64.2022. Állami Nyomda, Budapest

# A Föld geotermikus zónáinak geofizikai vizsgálata

SCHEFFER VIKTOR

*A Kárpát-medencék zónájának szeizmológiai adatok alapján megszerkesztett földkéregvastagság térképét tanulmányozván megállapítható, hogy a geotermikus mélységlépcső e területen tapasztalt regionális változása a földkéregvastagság változásait követi.*

*A Föld többi geotermikus zónáinak gravitációs anomáliáit, szeizmológiai viszonyait, hőfluxus-értékeit vizsgálva az tapasztalható, hogy helyenként nem a Mohorovičič felület kis mélységben fekvéséhez, hanem a felsőbb diszkontinuitási felületek viszonylagos felemelkedéséhez kötöttek a normálisnál nagyobb hőfluxusú területek.*

*A Föld néhány, kontinentális méretű mélytörések mentén található geotermikus zónája pedig azt bizonyítja, hogy egyes geotermikus zónák e mélytörések területén keletkeztek.*

*При изучении карты распределения мощности земной коры в зоне Карпатских бассейнов, построенной по сейсмологическим данным, отмечается совпадение регионального изменения геотермического градиента, характерного для данной территории, с изменением мощности земной коры.*

*Анализируя аномалии поля силы тяжести, сейсмологические условия и величины теплового потока других геотермических зон Земли выясняется, что зоны с повышенными по сравнению с нормальными значениями теплового потока местами приурочены не к участкам с небольшими глубинами залегания поверхности Мохоровичича, а к зонам относительных приподнятий разрывных верхних горизонтов.*

*Др. не геотермические зоны Земли, располагающиеся по глубинным разломам континентального масштаба свидетельствуют об образовании отдельных геотермических зон в области подобных глубинных разломов.*

*Die Karte der Erdkrustenmächtigkeiten der Zone der Karpathenbecken, welche auf Grund von seismologischen Daten zusammengestellt wurde, beweist, dass die regionalen Aenderungen der geothermischen Tiefenstufe dieses Gebietes die Aenderungen der Erdkrustenmächtigkeit widerspiegeln.*

*Die Untersuchung der Schwereanomalien, der seismologischen Verhältnisse, die Werte des Wärmestromes der anderen geothermischen Gebiete der Erde bringt uns zu der Feststellung, dass einige geothermische Gebiete nicht zu einer Hochlage der Mohorovicic-Fläche, sondern zur relativen Erhebung der über dieselbe liegenden Diskontinuitätsflächen gebunden sind.*

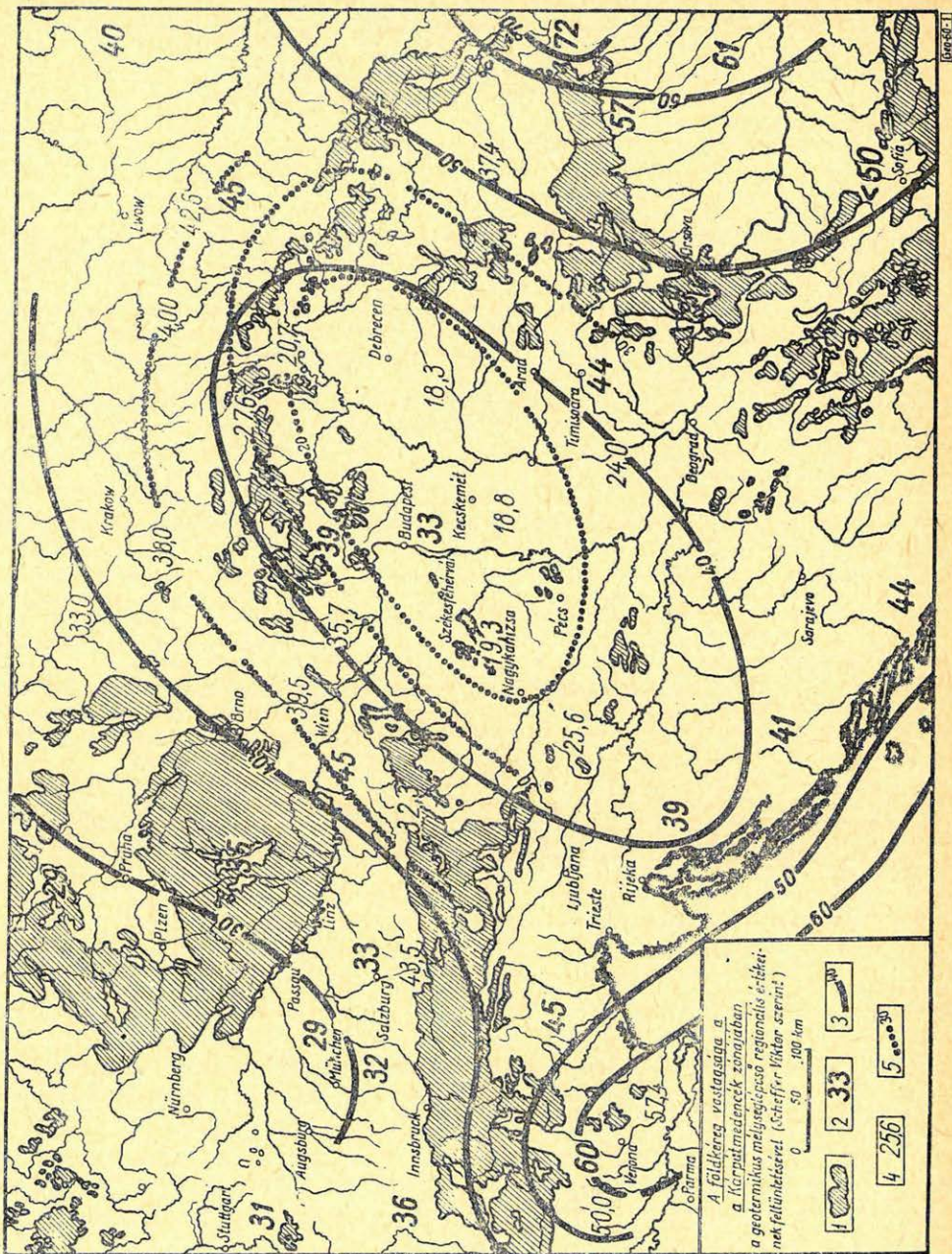
*Einige geothermische Zonen, welche sich auf Gebieten grosser Bruchflächen von kontinentalem Ausmasse befinden, beweisen, dass sich dieselbe entlang dieser Tiefbrüche gebildet haben.*

Az elmúlt években végzett geotermikus vizsgálataink megállapították, hogy a Kárpát-medencék centrális zónájában a geotermikus mélységlépcsőnek egy átlagosan kb. 20 m/°C-t kitevő regionális minimuma van.

Geotermikus anomáliának a földkéreg vastagság változásaihoz viszonyított helyzete tanulmányozása céljából megszerkesztettük az 1. ábránkat, melyben a földkéreg vastagságát tüntetjük fel a Kárpát-medencék zónájában szeizmológiai adatok alapján. E térképre a regionális mélységlépcső változásait is felvittük.

A térképen a Mohorovičič felület mélységvonalai 10 km-es szintkülönbséggel nyertek feltüntetést.

Megszerkesztéséhez figyelembe vettük a Kárpát-medencék és az ezeket övező területek 9 országában eddig megállapított földkéreg vastagság értékeket a következő források alapján:



1. ábra. A földkéreg vastagsága a Kárpát-medencék zónájában, a geotermikus mélységlépcső regionális értékeinek feltüntetésével, Scheffer Viktor szerint

Jelmagyarázat: 1. Gránitok, kristályos palák és harmadkori vulkáni képződmények; 2. A Mohorovičić felület mélysége km-ben; 3. A Mohorovičić felület azonos mélységeinek vonalait; 4. Regionális geotermikus mélységlépcső értéke  $m/C^2$ -ban; 5. Azonos regionális geotermikus mélységlépcső értékek vonalait 30  $m/C^2$

Magyarország területén Bisztricsány E. és Csomor D. (2) az 1956-os Dunahaszti-i földrengés adatainak feldolgozása során nyert 33 km-es értéket. A szerzők a kiértékelés végkonkluziójaként említik meg, hogy „Helgolandtól Haslach felé a gránitréteg kivastagodik s eredményeinkből úgy látszik, ez a kivastagodás a Kárpát-medence felé is folytatódik.”

A magyarországi földkéreg vastagságának egy másik meghatározását Csomor D. és Gálfi J. végezték el az 1951. évi nógrádi földrengés adatainak kiértékelése alapján. Eszerint „a Magyar Medence területén 34–39 km vastag kéreg adódik.” E munka fontos megállapítása, hogy „a kéreg a medencében vékonyabb, mint a Kárpátokon túl.”

Az Alföld D-i része, a K-i és D-i Kárpátok és a Havasalföld területére eső adatokat a Román Népköztársaság Tudományos Akadémiája Szeizmológiai Osztályának elnöke, G. Petrescu professzor bocsátotta rendelkezésünkre. Ezek a következő földkéreg vastagság adatokat szolgáltatják:

Az 1959-es temesvári földrengés G. Petrescu, C. Radu és P. Jonescu-Andrei által feldolgozott adatai 44 km mélységben határozták meg a Mohorovičič felületet a Nagy-Alföld e DK-i szegélyzónájában (4).

G. Petrescu és C. Radu (5) a C. E. S. (Commission Européenne Seismologique) 1962 szeptemberében megtartott jénai kongresszusa számára összeállították a földkéreg vastagságának román területen ezideig megállapított értékeit.

A Mohorovičič felület mélysége

Bucuresti zónájában középértékben	61 km
Cimpulung „ „	57 km
Jasi „ „	46 km

Vrancea-Focsani körzetében pedig, a Déli-Kárpátok legkeletibb, a Keleti-Kárpátok legdélibb részében, a kárpáti ív délkeleti szakaszán középértékben 72 km-ben nyert megállapítást. A felhasznált forrásmunkákat irodalomjegyzékünkben tüntettük fel (6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 4, 13, 14, 15, 16 és 17).

A bulgáriai, Szófia környéki < 50 km-es földkéreg vastagság érték I. Petkov és E. Grigorova (18) munkája alapján nyert feltüntetést.

Az Orosz Tábla délnyugati sarkának 40 km-es értékét, valamint az ÉK-i Kárpátok előterének 45 km-es földkéreg vastagságát A. A. Boriszov és G. I. Krugljakova (19) tanulmányában közölt földkéreg szelvényből vettük át. E szelvény gravitációs adatok alapján készült, a Kárpátalján már 35–40 km-es Mohorovičič felület mélységgel számol és valószínűnek tartja annak a Pannon-medence központi zónája felé tartó további felemelkedését.

A Wien környéki 45 km-es értéket a V. Conrad által az 1927-es Schwadorf-i földrengés adatai feldolgozásából vettük (20).

A dél-csehországi 35 km-es értéket A. Zatopek professzor szíves közlése alapján (21) tüntettük fel.

A Német Demokratikus Köztársaság D-i részére jellemző 29 km-es értéket W. Ullmann, a jénai Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung der Deutschen Akademie der Wissenschaften munkatársa közölte velünk (22).

A Bajor-Alpok előterében feltüntetett Alz-Salzach-i (33 km), Hofkirchen-Schwindegg-i (29 km), Ostermünchen-Mangfall-i (32 km), Immenstadt-i (36 km) és Mindelheim Nord, Kaufbeuren Nord-i (31 km) kéregvastagság értékeket H. I. Liebscher (23) értekezéséből vettük át.

Az észak-olaszországi, Cansiglio-i 45 km-es értéket P. Caloi (24) értekezéséből vettük át. A Salo-i 60 km-es és a Gran Sasso d'Italia alatti (ez utóbbit a romániai Jasi értékével együtt a térképen nem tüntettük fel), úgy szintén 60 km-es földkéreg mélységértékeket D. di Filippo és F. Peronaci kiértékeléséből vettük át (25).

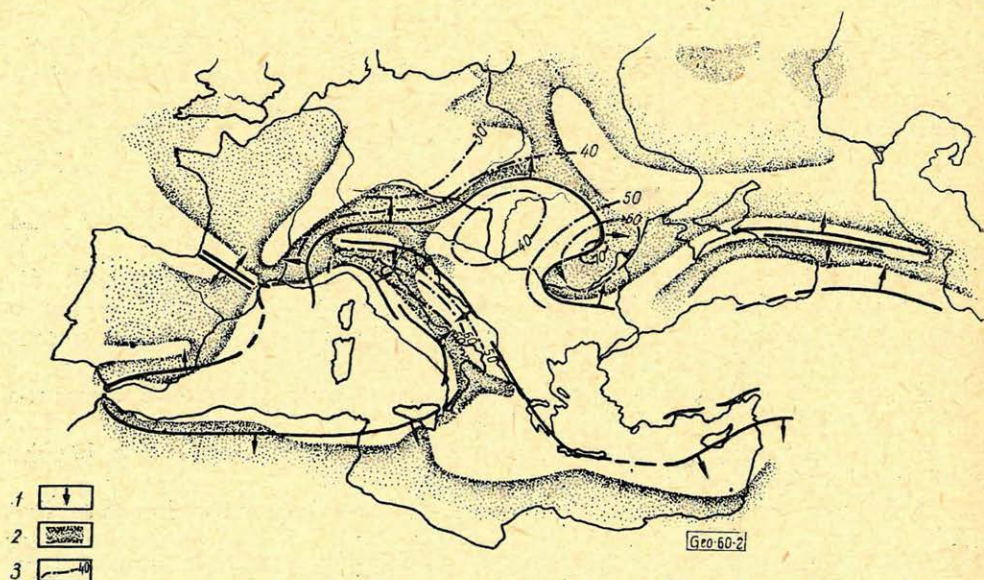
A Jugoszlávia tengerparti részének 3 vastagság értékét, a Cavtat-i 39 km-es, a Niksic környéki 41 km-es és a Titograd melletti 44 km-es vastagságokat M. Roksandic (26) gravitációs anomáliákból számított értékei adják.

A Kárpát-medencék zónájának szeizmológiai adatok alapján megszerkesztett földkéreg vastagság térképét tanulmányozván, megállapíthatjuk a földkéregnek a területen való nagymértékű kivékonyodását.

A szeizmológiai adatok szerint a Mohorovičić felület mélysége a Magyar-Medence alatti földköpenymagaslat centrális zónájában 33 km.

E földköpenymagaslattól minden irányban a Mohorovičić felület erős elmélyülése állapítható meg. Az elmélyülés mértéke Brassó környékéig kb. 40 km, az Adriai-tengerig kb. 30 km, az ÉK-i Kárpátok előteréig és a Bécsi medencéig kb. 10 km. A Bécsi medencétől a Cseh Masszívum irányában, É és ÉNy felé kb. 20 km-t emelkedik a földköpeny felszíne. DK-en a Balkán-hegység és az Adriai-tenger közti területen kb. 40 km körüli állandó mélységben folytatódik DK felé a földköpeny relatíve magas területe.

A Kárpát medencék zónájának ezen, szeizmológiai adatok alapján szerkesztett földkéregvastagság térképét tanulmányozván megállapítható, hogy a geotermikus mélységlépcső e területen tapasztalt, regionális változása a földkéregvastagság változásait követi oly értelemben, hogy a földköpeny felszínéhez közelfekvő magas zónájának a geotermikus mélységlépcső Kárpát-medencebeli minimum zónája felel meg.



2. ábra. A Kárpát-medencék földkéregvastagságai a mediterrán lánchegységek tektonikai sémájában

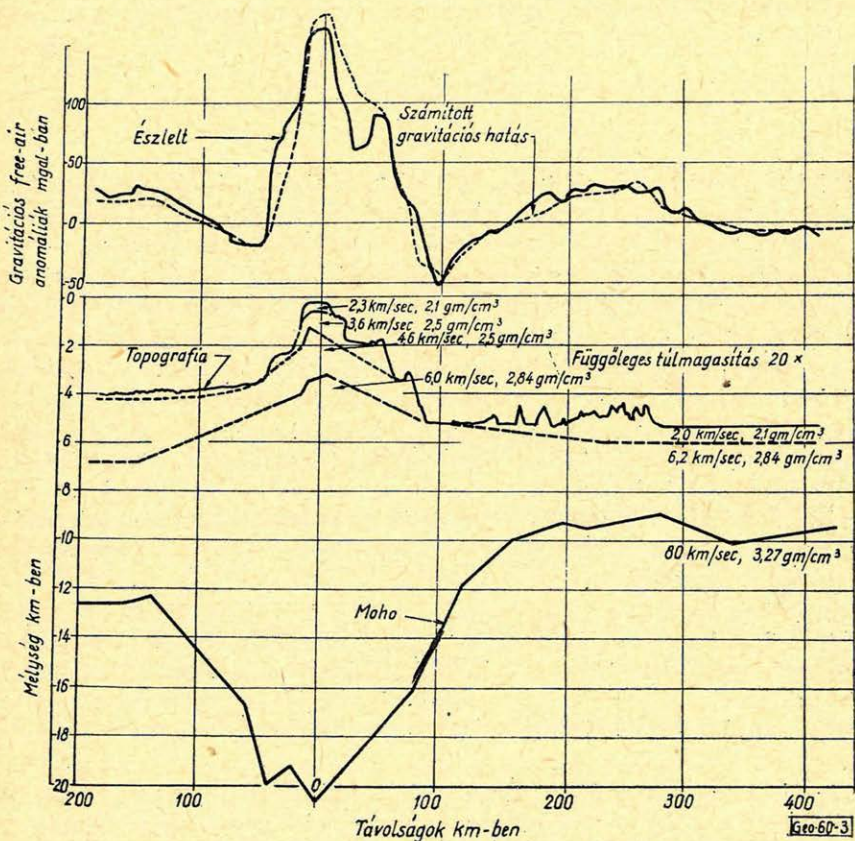
Jelmagyarázat: 1. vergenciák, 2. izosztatikussági depressziók, 3. a Mohorovičić felület mélysége km-ben az Alp-Kárpát vonulat belső medenceövében

A 2. ábránkon a földképenyfelszín 10 km-es mélységvonalait berajzoltuk a Kober-féle mediterrán lánchegység sémába. A rajz közvetlenül érzékelteti az ún. „közbülső tömeg”-nek megfelelő földképeny magaslatot, valamint ez utóbbinak a hegységképződési vergenciákkal való összefüggését.

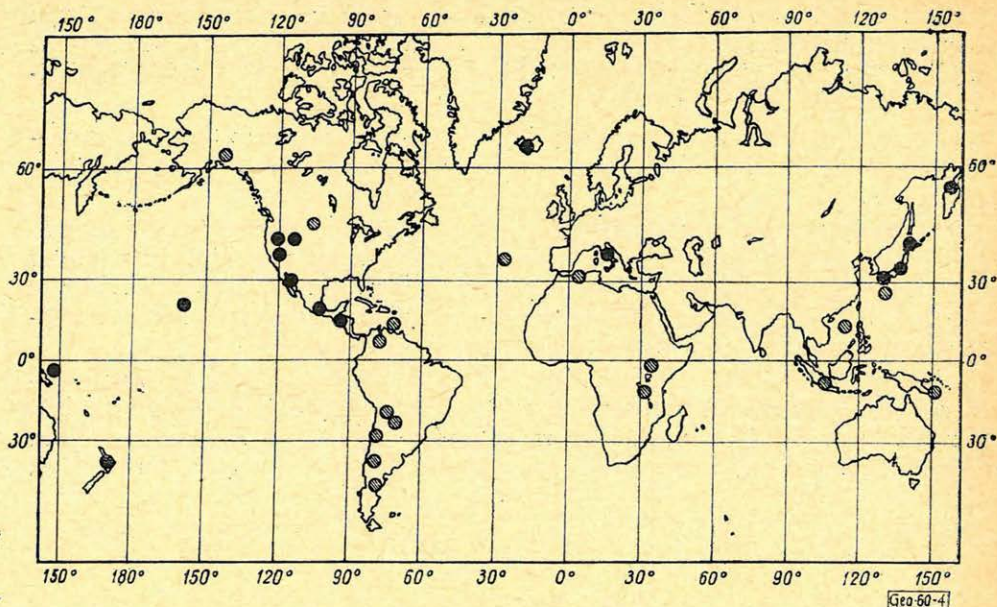
E tanulmányok eredményei azt a feltevést valószínűsítik, hogy az orogenezis folyamata és a földképeny felszínének domborzata között szoros összefüggés van.

A Földközi tenger Ny-i medencéjével kapcsolatos szeizmológiai tanulmányok (24) a gabbro és a peridotit kéreg emelt helyzetét mutatták ki e terület keleti, a Tirréni-tenger által övezett olaszországi zónájában. A larderelloi, Monte Amiata-i, Viterbo-i, Tolfa környéki és É.-szardíniai geotermikus zónák e földképeny magaslat K-i részén fekszenek (27, 28, 29, 30).

A geotermikus övekben természetes vízgőz, vagy melegvíz kutatás céljából végzett geofizikai felvételek sok esetben mélységbeli törések felkutatását célozzák. Azonban általánosságban megállapítható, hogy a Föld geotermikus zónái a földkéreg mélységbeli részének regionálisan emelt helyein terülnek el.



3. ábra. Egy, az Atlanti hátságon át fektetett Graf-féle tengeri graviméterrel mért szelvény



4. ábra. A Föld geotermikus zónái

A földköpeny felszínének, vagy a földkéreg diszkontinuitásos felületeinek regionálisan magasan fekvő részei, a környezetüknél nagyobb sűrűség értékeik következtében, regionális gravitációs maximumokként jelentkeznek.

A 3. ábránkon egy, az Atlanti Hátságán át fektetett, Graf-féle tengeri graviméterrel mért szelvényt mutatunk be, annak geológiai értelmezésével együtt (31).

Mivel a földkéreg mélyebb és általában kompaktabb rétegeinek hővezetőképesség értékei nagyobbak, mint a felszínhez közelebb fekvő rétegekben, a földi hőáram magasabb értékű a mélységbeli rétegek emelt részeinek zónájában.

Nason és Lee (32) egy általuk 1962-ben Martiniquetől a Kanári-szigetekig az Atlanti Óceán 14 pontján át meghatározott hőfluxusszelvényt közölnek. A megállapított értékek 0,3-tól  $6,5 \cdot 10^{-6} \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$  közöttiek. A magas értékek kb. 200 km szélességben az Atlanti Hátságán találtattak, az alacsony értékek pedig a Hátság szárnyain, az „East Pacific Rise,” a Csendes Óceán K-i hátságához hasonlóan.

I. R. Elizondo (27) az Egyesült Nemzetek 1961-ben, Rómában megtartott geotermikus konferenciájának előadója, a Föld geotermikus zónáival kapcsolatos összefoglaló jelentésében a következő kérdést teszi fel: „In areas with volcanic Pliocene to Recent rock, lacking superficial hydrothermal manifestations, what will be the possibilities of finding commercial steam in the subsurface?”

G. Bodvarsson (33) pedig ugyanezen jelentésben állapítja meg, hogy mindemellett, hogy a Föld ismert magas hőmérsékletű geotermális telepei fiatal vulkáni tevékenység zónáihoz kötöttek, a termális aktivitás korántsem oly gyakori, mint a vulkanizmus. A viszonylag nagyszámú földi vulkánhoz csak



feltűnően kevés jelentős termális zóna tartozik. A következőkben, a Föld geotermális zónáinak geofizikai vizsgálata eredményeivel akarunk I. R. Elizondo kérdéseire felelni és egyúttal geofizikai kritériumot adni az eddig ismeretlen geotermikus zónák felkutatására.

A Kárpát-medencékben, valamint a Földközi-tenger nyugati részén szerzett és az előzőkben ismertetett tapasztalatainkat vesszük alapul és vizsgálat tárgyává tesszük, hogy azok a Föld termális zónáiban általános érvényűek-e.

A 4. ábránkon a Föld geotermikus zónáit tüntettük fel, I. R. Elizondo és a Larderello Vállalat összeállítása alapján.

Urry (35) 1949-ben megjelent munkájában a földi hőáram változását a következőképpen magyarázza:

„The heat from the interior must flow through the outer crust and in so doing, it affects the temperature of the upper surface layers of the earth. This temperature will not be uniform but will vary with the thermal conductivities of the various materials in the surface and near-surface of the crust and with their geometric distribution.”

A földkéreg mélyebb és a felszínközi rétegeknél általában nagyobb sűrűségű és hővezetőképességű részeinek emelt zónáiról a gravitációs anomália kép ad tájékoztató képet.

Az 5. ábránkon a Föld  $5^\circ \times 5^\circ$ -os területekre számított free-air anomáliáinak 1959. december 31-ig megállapított térképét mutatjuk be, melyet W. A. Heiskanen (34) adatai alapján a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet szerkesztett meg, 10 mGal-os értékközzel.

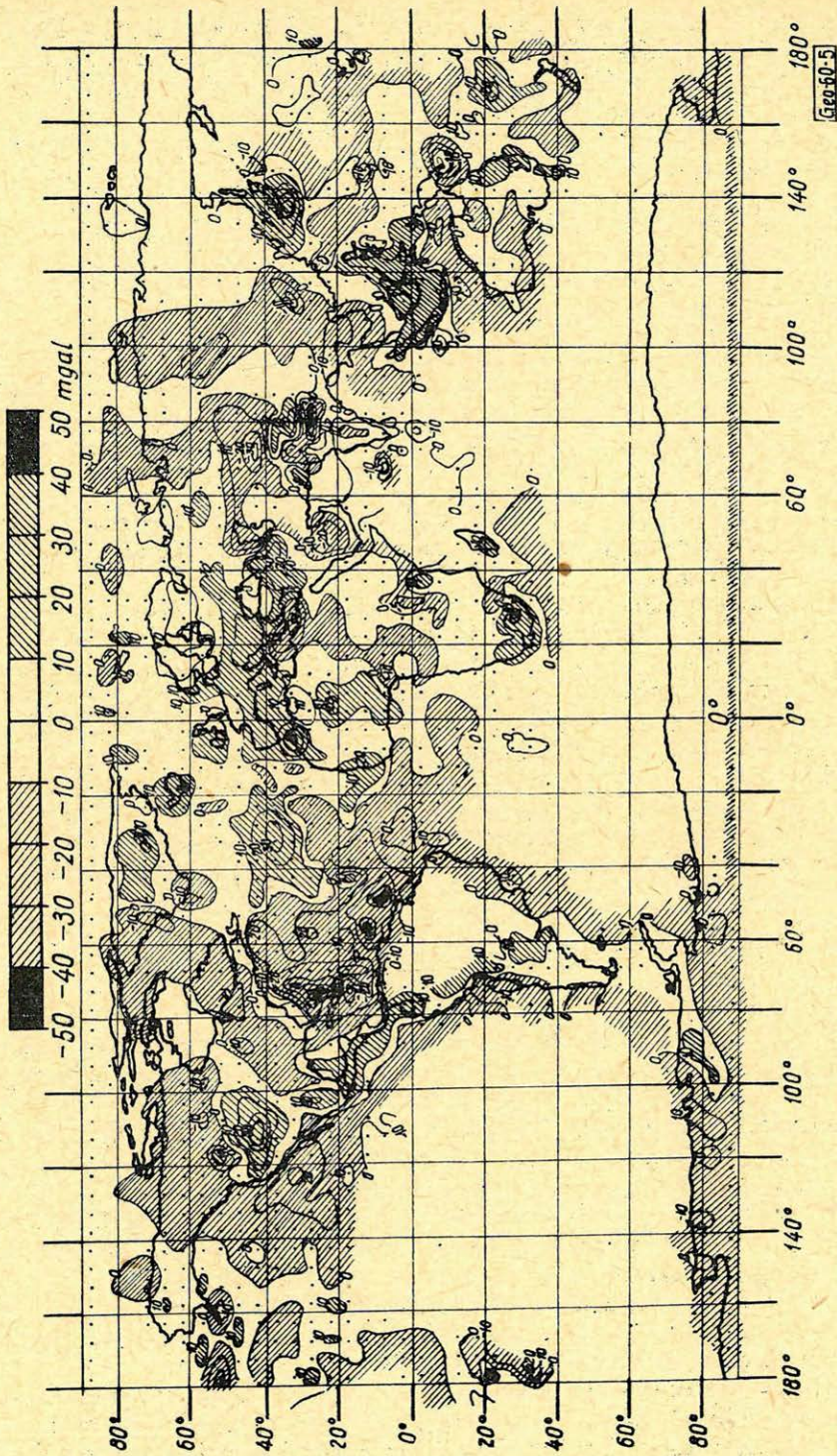
Elismerjük, hogy a földkéreg nagy szerkezeteinek megállapítására az izosztatikus anomáliák alkalmasabbak a free-air anomáliáknál, melyek a topográfia hatása által jobban befolyásoltak az előbbinél. Azonban a Föld izosztatikus anomália térképe még nem készült el, az izosztatikus anomáliákat egy térképen bemutatni egyelőre még nem tudjuk, ezért a különböző területek vizsgálatához a különböző, eddig megszerkesztett, területi szempontból lokális izosztatikus anomália térképeket vettük figyelembe.

A Föld geotermikus területeiről szerkesztett 6. ábránkon feltüntettük: a 10 mGal-nál magasabb free-air anomáliák területeit, a Föld ismert geotermikus zónáit I. R. Elizondo és a Larderello Vállalat összeállítása alapján, a földi hőáram  $2,0 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$ -nál magasabb értékeit, a W. H. K. Lee által 1963 elejéig begyűjtött 780 hőfluxus mérés adatai tekintetbevételével (36) és a Földön 1904-től 1952-ig észlelt 7-es magnitúdónál nagyobb sekélyfésztkű földrengések epicentrumait C. F. Richter, és B. Gutenberg szerint (37).

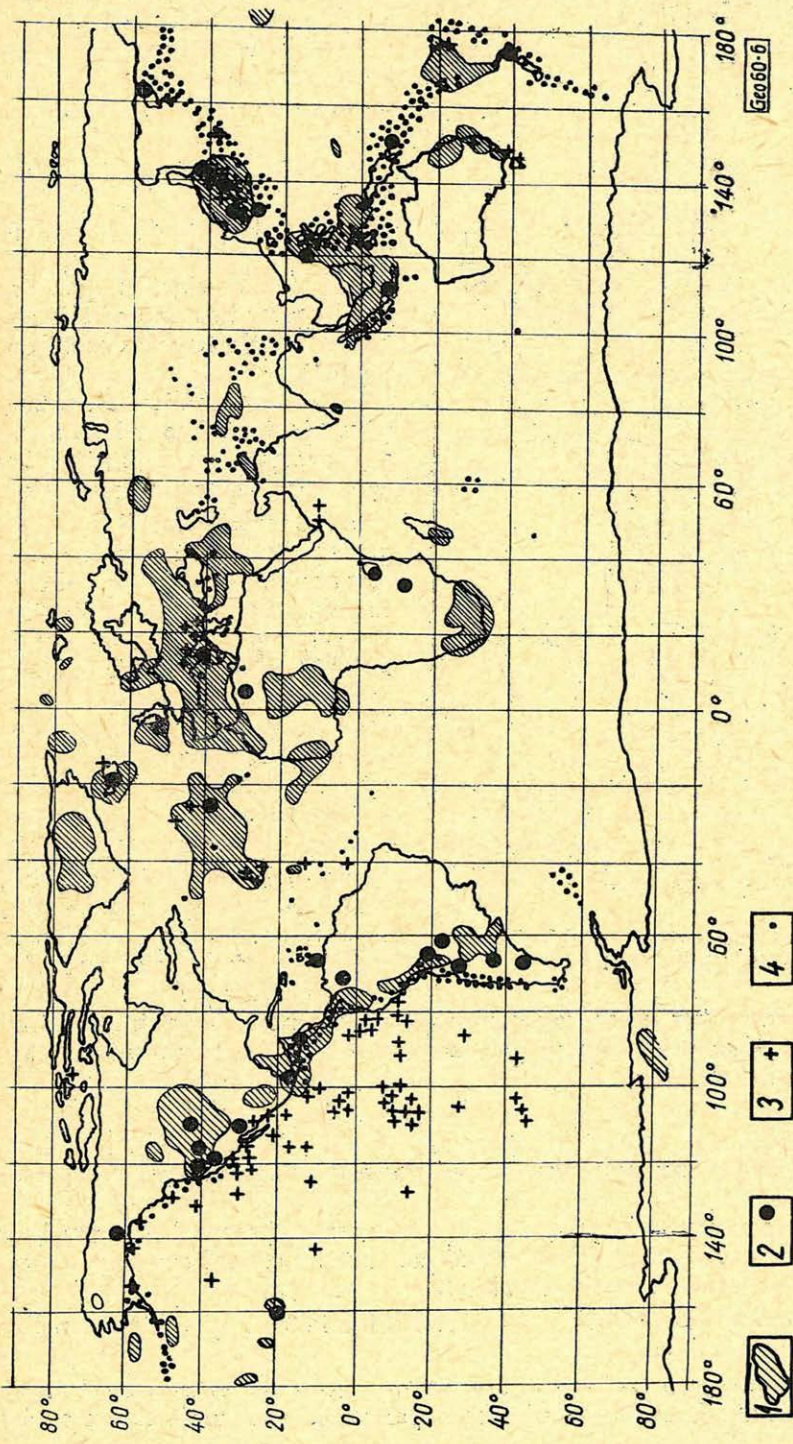
Ezen adatok egybevetése és analízise nagymértékben hozzájárul a Föld geotermikus zónái nagyszerkezeti megismeréséhez.

Ha az amerikai kontinens geotermikus zónáinak helyeit a gravitációs képpel hasonlítjuk össze, megállapíthatjuk, hogy az Egyesült Államok, Mexikó, El Salvador mind a 14 geotermikus területe, valamint a dél-amerikai geotermikus zónák is az igen kifejezett, egész Amerikán végig vonuló gravitációs maximumon fekszenek. (A gravitációs anomáliákkal való összehasonlítás a Nemzetközi Geodéziai Asszociáció Izosztatikus Intézete által kiadott izosztatikus anomália térképekkel (38) is elvégezhető.)

A Hawai-i geotermikus zóna szintén gravitációs maximumon fekszik. Izland geotermikus területe pozitív gravitációs anomáliának felel meg. A már említett Földközi-tenger Ny-i medencéjéhez tartozó É-afrikai geotermikus zó-

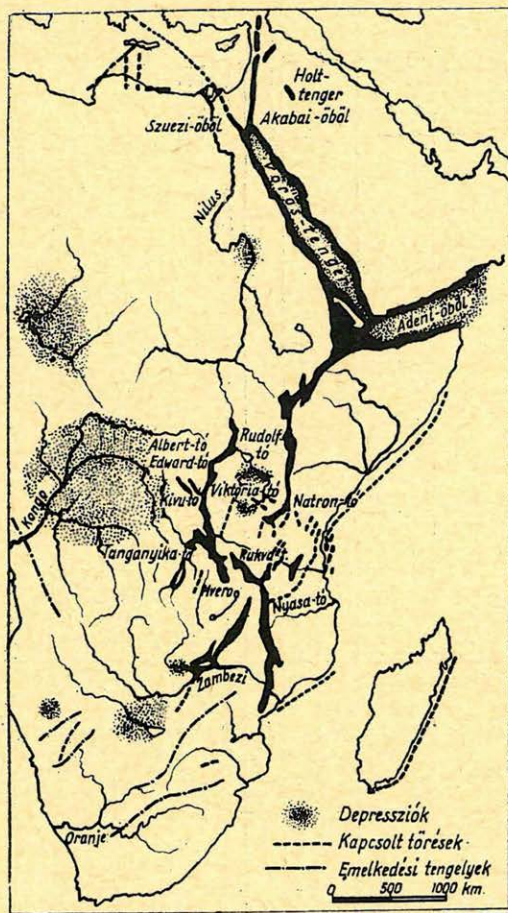


5. ábra. A free-air anomáliák eloszlása a Földön W. A. Heiskanen szerint.



6. ábra. A Föld geotermikus zónáit jellemző geofizikai adatok.

Jelmagyarázat: 1. Gravitációs free-air anomáliák 10 mGal-nál magasabb értékei W. A. Heiskanen szerint; 2. A Föld ismert geotermikus zónái J. R. Ellzondo és a Larderello S. p. A. szerint; 3. A földi hőáram 2,0  $\mu\text{cal cm}^2\text{sec}^{-1}$ -nél magasabb értékei W. H. K. Lee szerint, az eddig végzett 780 meghatározás eredményei alapján; 4. A Föld 7-nél nagyobb magintudójú rengései 1904-től 1952-ig C. F. Richter és B. Gutenberg szerint



7. ábra. A kelet-afrikai árokrendszer  
R. W. Girdler szerint

A keletafrikai két ismert geotermikus terület nincsen markáns gravitációs anomáliákkal jellemezve, hanem az ismert, a 7. ábránkon bemutatott (43) afrikai árok mélytöréseihez kötött.

### Földrengési epicentrumok és geotermikus anomáliák.

Gutenberg szerint a földrengéseket a hőenergia okozza. A földrengési epicentrumoknak a geotermikus anomáliák zónáihoz viszonyított helyzete ezt a feltevést megerősíteni látszik (8. ábra).

A földrengési epicentrumok általában a földkéreg regionális felemelkedéseinek szárnyain vannak.

A Föld legnagyobb szeizmikus öve az ún. „Circum Pacific belt”, a Cape Horn-tól Alaskáig D-és É-Amerika Ny-i partját követi, majd innen az ázsiai

nán kívül meg kell emlékeznünk az É-olaszországi Colli Euganei és Monti Berici termikus zónáról is, amely egy izosztatikus maximum gerincén fekszik (39).

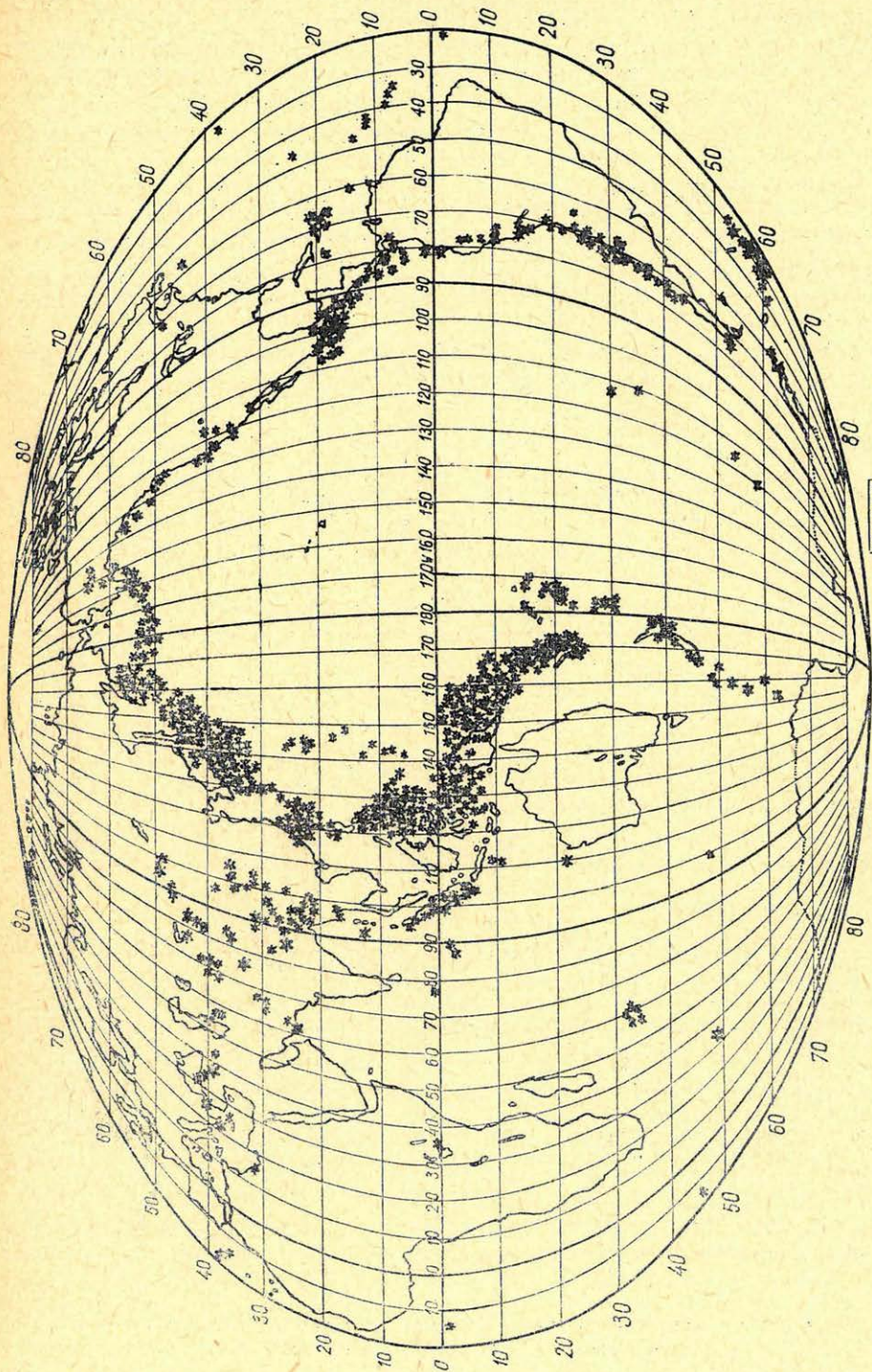
Az e területen végzett gravitációs és szeizmológiai vizsgálatok a Föld gránit kérgének emelt zónáját mutatták ki (40, 24, 25).

A Japán-szigetek igen érdekes izosztatikus anomáliáit Heiskanen tanulmányozta és dolgozta fel (41).

Ezen anomáliáknak a 20 japáni geotermikus zónával való egybevetése azt mutatja, hogy azok területileg jól egyeznek.

A Szovjetunióbeli Kamcsatka geotermikus területének gravitációs anomáliái még nem publikáltak. Azonban az e területen 1957–1958-ban végzett geofizikai felvételek eredményeiből (42) megállapítható volt, hogy a Kurili-szigetek íve alatt, a Japán-szigetek alól jövet a gránit kéreg egy tetőzónája húzódik Kamcsatka felé.

Az újjélandi és Rabaul-i, valamint a Nyugatindiai szigetvilág többi geotermikus területe szintén kiterjedt jelentős gravitációs anomáliákon és azok periferiáján helyezkednek el.



8. ábra. A Föld sekélyfészktű, 7-nél nagyobb magnitúdójú rengései 1904-től 1952-ig. Richter és Gutenberg szerint

kontinens K-i partja mentén Japánon és Indonézián át Új-Zélandig szegélyezi a geotermikus anomáliák területeit.

A 6. ábránkon csak a 7-es magnitúdónál nagyobb rengési epicentrumokat tüntettük fel. A kisebb magnitúdók tekintetbevételével megállapítható, hogy mint jelentőségben *második*, a Csendes Óceán földrengéses zónája után az a széles, K-Ny-i szeizmikus sáv következik, amely D-Ázsia magas hegységeitől a Földközi-tengeren át Gibraltárig terjed (44).

A *harmadik* hosszú szeizmikus öv az Arktisztól az Antarktiszig az Atlanti Hátságon át vonul, a *negyedik* földrengési öv pedig a közép-indiai hátságtól húzódik K-Afrikáig. Kisebb földrengéses területek az Atlanti- és Csendes Óceán szigetesoportjait veszik körül.

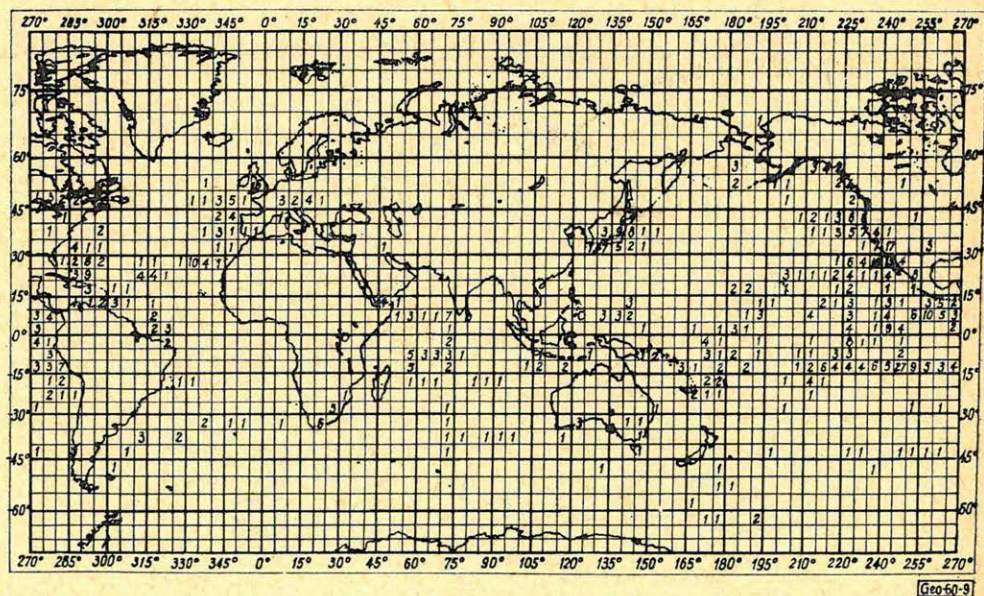
Már ez az egyszerű leírás is kimutatja a geotermikus zónák és a földrengéses területek kapcsolatát.

Meg kell említenünk hogy a földrengések 80%-a a Csendes Óceán térségében, 15%-a pedig a Himalaya és az alpi hegységrendszer területein pattan ki.

### Földi hőárammérések

Geotermikus szempontból nagy figyelmet érdemelnek W. H. K. Lee összefoglaló munkái. Ezek közül az 1963 elején összeállított „Heat flow data analysis” 634 hőfluxusmérés eredményeit közli, melyek közül 73 van a kontinenseken és 561 az óceánokon.

Lee ezen analízise alapján a földi hőáram középértéke  $1,5 \pm 0,15 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$ . Ebből a kontinensek középértéke  $1,43 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$ , az óceánok középértéke pedig  $1,65 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$ .



9. ábra. A Földön 1963 júniusáig végzett 757 hőfluxusmérés területi eloszlása  $5^\circ \times 5^\circ$ -os területeken Lee és MacDonald szerint

1963 júniusában már több mint 900 hőfluxus mérés adatai álltak Lee rendelkezésére (45). Ezekből 757 használtatott fel, melyekből 92 volt kontinentális és 665 óceáni mérés. Ezek területi eloszlását  $5^\circ \times 5^\circ$ -os területeken a 9. ábránk mutatja be.

Nincs szándékunkban ezen legújabb munkáról részletes ismertetést adni, csupán megemlítjük, hogy az új anyag alapján a földi hőáram számtani középértéke  $1,61 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$ , amelyből 1,48 a kontinentális és 1,63 az óceáni középérték.

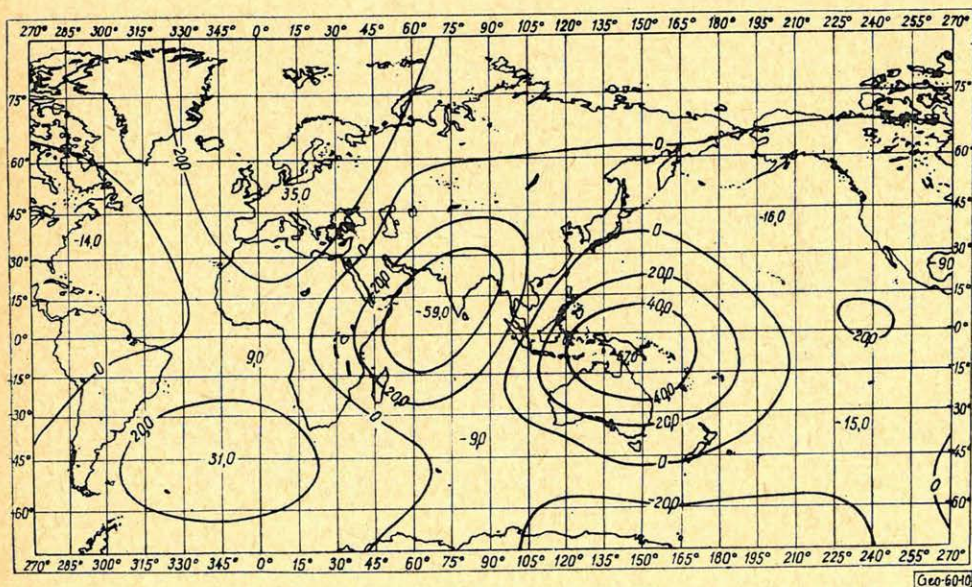
E munkájában Lee megkísérli a hőáramot a geoid undulációkkal összehasonlítani. Azonban, mivel nem kap valószínű eredményeket, végezetül megjegyzi, hogy lehetséges, hogy a földi hőáram anomáliák az alkalmazott közelítésnél kisebb mértékűek lehetnek.

Hogy ez valóban így van, azt a következő példával illusztráljuk:

A 10. ábránkon a geoid undulációk szatellit megfigyelések alapján Kaula által szerkesztett képét adjuk (46). Ha e térkép európai részét szemléljük, abból, az alkalmazott 20 m-es értéklépcső folytán nem tűnnek ki a Kárpát Medence, a Földközi-tenger Ny-i medencéje, É-Afrika és Angliának nagy hőfluxusra utaló geoid magaslatai.

Ha azonban a 11. ábrában bemutatott, Columbusban szerkesztett geoid európai undulációját szemléljük (47), ezen a nagy hőfluxusú területek, mint lokális undulációk jól megállapíthatók.

A 6. ábránkon feltüntettük a Föld 1963 elejéig ismert  $2 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$ -nél magasabb értékű hőáram helyeit a Csendes Óceán azon területein is, melyek gravitációs anomáliái ezideig még ismeretlenek.



10. ábra. A geoid undulációk 1963-ig végzett szatellit megfigyelések alapján szerkesztett térkép Kaula szerint

A hőfluxus magas értékei e területen a Csendes Óceáni Keleti Hátságra esnek, amint az Herzen adataiból ismeretes (48), (12. ábra).

A Föld nagy hőfluxusú helyeinek a gravitációs maximum területekkel való összehasonlítása lehetővé teszi annak ellenőrzését, hogy a geotermikus zónák a földkéreg felemelkedésein vannak-e.

Megállapítható, hogy az Atlanti Hátságnak megfelelő gravitációs maximum egyúttal maximális hőfluxus területet is jelez.

Az Angliában megállapított nagy hőfluxus érték pozitív gravitációs anomália területére esik.

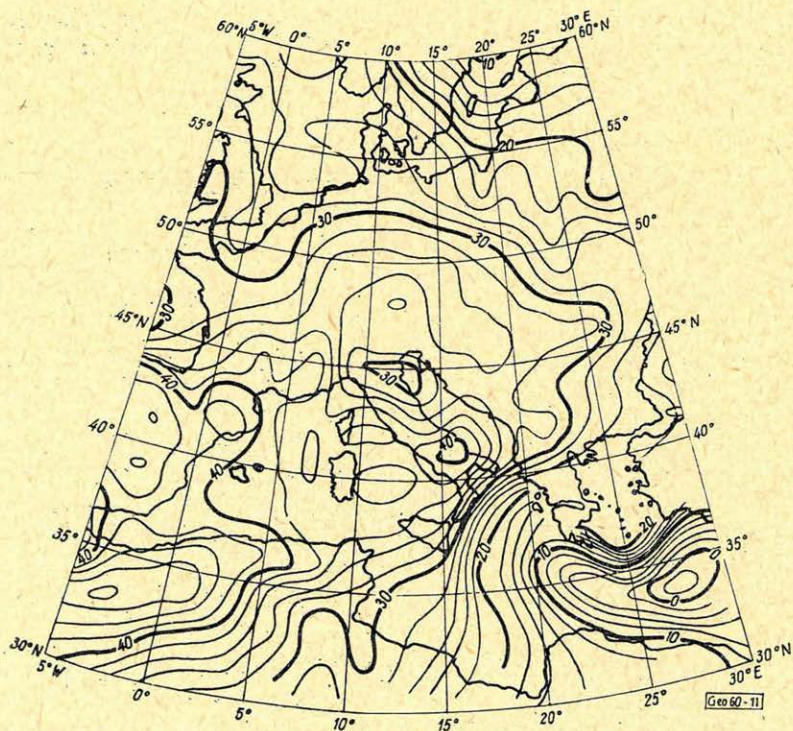
A Kárpát-medencében, K-Ausztráliában és az Új-Zélandtól É-ra megállapított magas hőfluxus értékek gravitációs maximumok zónáival esnek össze.

Az Indiai Óceán nagy hőfluxusú zónái pedig az e területen megállapítható mélytörésekkel hozhatók kapcsolatba.

Végezetül kedves köteleységünknek teszünk eleget, amikor köszönetet mondunk:

Csomor Dezsőnek és Gálfi Jánosnak, publikálatlan mélységértékük átengedéséért;

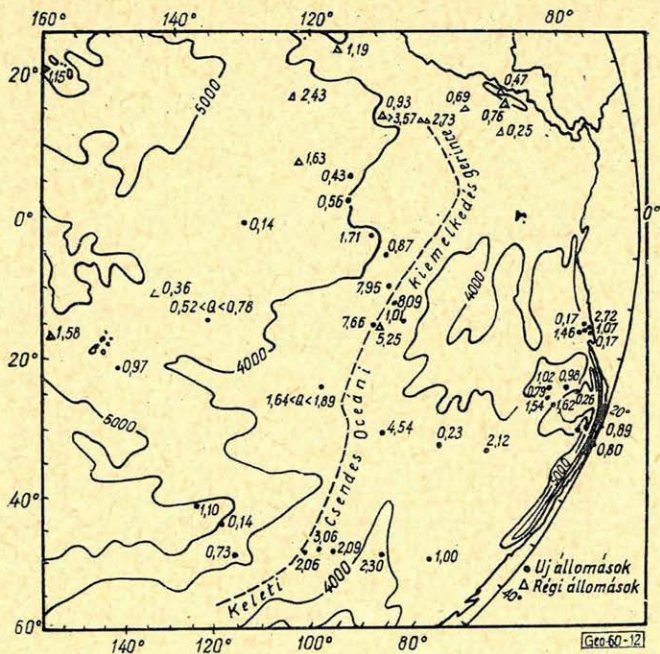
Dr Haáz Istvánnak, a Geofizikai Intézetben szerkesztett gravitációs anomália térkép közlésének engedélyezéséért;



11. ábra. A Columbus (Ohio)-ban 1954 - 57-ben 2 m-es értékközzel szerkesztett Európai Geoid, W. A. Heiskanen szerint



12. ábra. A Csendes Óceáni Keleti Hátság magas hőfluxus értékei, Herzen szerint



Simon Bélának és Csomor Dezsőnek az anyag feldolgozása során nyújtott segítségért;

G. Petrescu professzornak, a Román Népköztársaság Tudományos Akadémiája Szeizmológiai Osztálya Elnökének, valamint Radu és Jonescu-Andrei román szeizmológusoknak;

A. Zatopek professzor (CSSR) akadémikusnak;

Dr. Ullmann úrnak, az NDK Tudományos Akadémiája jénai Szeizmológiai Intézete munkatársának, a rendelkezésünkre bocsátott adatokért;

Dr. R. Janoschek, (Wien) és Dr V. Aksin, (Novi Sad) uraknak az adatok megszerzésében nyújtott segítségért és Bara Istvánnak a fényképanyag szép elkészítéséért.

#### IRODALOM

1. V. Scheffer: The Regional Values of the Geothermic Gradient in the area of the Carpathian Basins. Acta Technica Ac. Sc. Hung. T. 43. Fasc. 3-4. Budapest, 1963.
2. Bisztricsány E. - Csomor D.: Az 1956 jan. 12-i földrengés és a Föld kérgének felépítése a Magyar Medencében. Geof. Közl. 6. 37. Budapest, 1957.
3. Csomor D. - Gálfi J.: A Földkéreg felépítése a Magyar Medencében az 1951 febr. 20-i nóg-rádi földrengés adatai szerint. Budapest, 1963. (Kézirat).
4. G. Petrescu - C. Radu - P. Jonescu - Andrei: Activitatea seismica teritorial R. P. R. in 1959. Consideratii asupra astenosferei. si structurii scoartei in regiunea Vrancea. Ac. Rep. Pop. Romine, Studii si Cercetari de Astronomie si Seismologie 2. Anul VI. Bucuresti 1961.
5. G. Petrescu si C. Radu: Structura scoartei terestre in R.P.R. Ac. Rep. Pop. Rom. Studii si Cercetari de Astronomie si Seismologie. 2. Anul. VII. Bucuresti 1962.

6. *G. Demetrescu, G. Petrescu*: Prima evaluare a aidncimii stratului intermediar in subsolul Munteniei si Moldovei. Revista Universitatii Bucuresti si a Politehnicii Bucuresti, 4-6, 1954.
7. *G. Demetrescu*: Essai sur la determination des épaisseurs des couches de la croute. Studia. geoph. et. geod. 2. 1958.
8. *G. Demetrescu*: Cutremurul de la 18 mai 1943 din muntii Vrancei. Date provizorii asupra scoartei terestre in regiunea Bucuresti. Bul. Stiint. Acad. R.P.R. Sectia St. mat-fiz. V. 2. 327, 1953.
9. *D. Enescu, C. Radu*: Structura scoartei terestre in regiunea Bucuresti. St. Cerc. Astron. Seismol. III. 1., 1958.
10. *C. Radu*: Date asupra scoartei terestre in R. P. R. St. Cerc. Astron. Seismol. III. 2., 1958.
11. *T. Josif*: Structura scoartei terestre sub teritorul R. P. R. St. Cerc. Astron. Seismol. III. 2., 1958.
12. *T. Josif*: Determinarea stratului sedimentar la statiile seismice romine. St. Cerc. Astron. Seismol. III. 2., 1958.
13. *T. Josif*: Determinarea aproximativa a adincimii straturilor de discontinuitate in scoarta terestra de subsolul Munteniei. St. Cerc. Astron. Seismol. I. 1956.
14. *T. Josif*: Focar seismic adinc in Cimpia romina. St. Cerc. Astron. Seismol. V. 1. 1960.
15. *G. Demetrescu, D. Enescu*: Grosimile straturilor scoartei terestre deduse din studiul cutremurului din 19 august 1949. Com. Acad. R. P. R. X. 10. 1960.
16. *G. Demetrescu, D. Enescu*: Contributii la cunoasterea scoartei terestre in R. P. R. St. Cerc. Astron. Sismol. V. 1. 1960.
17. *G. Petrescu, T. Josif*: Studiul cutremurului de la 15 octombrie 1953. St. Cerc. Astron. Seismol. I. 1956.
18. *I. Petkov, B. Gregorova*: Epizentren und seismisch aktive Linien in Bulgarien. Tagung der C. S. E. in Sept. 1962. in Jena.
19. *A. A. Boriszov, G. I. Krugljakova*: O globinnom sztrojennii zemnoj kori Zakarpatja. Izvestija Akademii Nauk CCCP. Szeria Geofiziceszkaja 1961, 11. Moskva.
20. *V. Conrad*: Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927. Gerlands Beitrage zur Geophysik 1932, VIII.
21. *A. Zátópek*: A prágai Karlovy University tanárának szíves kézírati közlése. Praha, 1963.
22. *W. Ullmann*: A jeni Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung der Deutschen Akademie der Wissenschaften munkatársának szíves közlése, Jena, 1963.
23. *H. I. Liebscher*: Reflexionshorizonte der tieferen Erdkruste im Bayerischen Alpenvorland, abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexionsseismik. Zeitschrift für Geophysik, H. 4. 1962, Würzburg.
24. *P. Caloi*: La crosta terrestre, dagli Appennini all'Atlantico ricostruita sulla base dei rilievi sismici. Annali di Geofisica V. XI. N. 3-4. Roma, 1958.
25. *D. di Filippo - F. Peronaci*: Struttura della crosta terrestre nelle Prealpi Lombardo-Venete, quale risulta dallo studio del terremoto del Garda del 19 febbraio 1960. Annali di Geofisica, V. XIV. N. 4. Roma, 1961.
26. *M. M. Roksandic*: Beleska o odnosu Bouguer-ovih anomalija i strukture Zemljine kore u Dinaridima jugozapadne Crne Gore. Zavod za Geoloska i Geofizicka Istrazivanja. V. II. Ser. C. T. II. Beograd, 1961.
27. *I. R. Elizondo*: Prospection of Geothermal Fields and investigations necessary to evaluate their capacity. United Nations Conference on New Sources of Energy, Rome, 1961.
28. *L. Alfano*: Geoelectrical exploration for natural steam near „Monte Amiata”. Quaderni di Geofisica Applicata, Vol. XXI. Milano, 1960.
29. *O. Vecchia*: Gravimetric exploration for natural steam in Tuscany. Quaderni ni Geofisica Applicata, Vol. XXI. Milano, 1960.
30. *R. Cassinis*: Application of seismic methods to geothermal energy exploration. Quaderni di Geofisica Applicata, Vol. XXI. Milano, 1960.
31. *I. Lamar Worzel and Talvani Manik*: Latest results of Gravity Observations at sea from surface ships. Symposium Geodesy in the Space Age. The Ohio University, Columbus, Ohio, February 6-8, 1961.
32. *R. D. Nason and W. H. K. Lee*: Preliminary heat-flow profile across the Atlantic. Nature, V. 196. N. 4858. p. 975. 1962.
33. *G. Bodvarsson*: Utilization of Geothermal Energy for Heating Purposes etc. General Report for the United Nations Conference of New Sources of Energy p. 20-21. Rome, 1961.
34. *W. Heiskanen*: Report on gravimetric computation of the geoid and of the Gravity Anomaly Field and related quantities in higher elevations. Travaux de l'Association International de Géodésie, Tome 21, Paris 1962.

35. *Wm. D. Urry*: Significance of radioactivity in geophysics; thermal history of the Earth. Trans. Amer. Geophysical Union, Vol. 30. N. 2. 1949.
36. *W. K. H. Lee*: Heat flow data analysis. Reviews of Geophysics, Vol. 1. N. 3. American Geophysical Union, 1963.
37. *C. F. Richter and B. Gutenberg*: Seismicity of Southern California. California Institut of Technology, Division of Geological Sciences. Contribution N. 627. S. Francisco, 1955.
38. *L. Tanni*: On the continental undulations of the geoid as determined from the present gravity material. Annales Acad. Sc. Fennicae Ser. A. III. Geol. - Geogr. 16. Helsinki 1948.
39. *O. Vecchia*: Sui principali caratteri strutturali dell'Italia Settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche. Riv. Geofisica Appl. Anno XII. N. 1. 37. p. p. 2. carte 1:4 000 000 Milano 1952.
40. *P. E. Holopainen*: On the gravity field and the isostatic structure of the Earth's crust in the East Alps. Ann. Acad. Fennicae. S. A. P. III. N. 12. 94. p. and maps. Helsinki, 1942.
41. *W. A. Heiskanen*: The gravity anomalies on the Japanese islands and in the waters east of them. An. Acad. Sc. Fennicae S. A. III. Geol. - Geogr. 8. Helsinki 1945.
42. *P. S. Veitsman, E. I. Galperin, S. M. Zverew, R. M. Kosminskaja, R. M. Krakshina*: The structure of the Earth's crust in the transition zone from the Asiatic Continent to the Pacific Ocean. Intern. Geol. Congress XXI. Session Reports of Soviet Geologists. Moscow 1960.
43. *W. R. Girdler*: The relationship of the Red Sea to the East African Rift System. Quart. I. Geol. Soc. London 104, 79 - 105, 1958.
44. *Ch. R. Longwell and R. F. Flint*: Introduction to Physical Geology Second Edition New York 1962, p. 402.
45. *W. H. K. Lee and Gordon J. F., Mac Donald*: The global variation of terrestrial heat flow. San Diego and Los Angeles 1963.
46. *W. M. Kaula*: Improved geodetic results from camera observations of satellites. J. Geophys. Res. 1963. (Sajtó alatt).
47. *W. A. Heiskanen*: Geodetic Research in Finland. Public lecture of Dr. W. A. Heiskanen on August, 1. 1960. in the XII General Assembly of the IUGG in Helsinki, 1961.
48. *R. V. Herzen*: Heat flow values from the South-Eastern Pacific. Nature 183. N. 4665, 882 - 883, 1959.

# Radioaktív lyukszelvényezés fejlődésének irányai

TAT ÁR JÁNOS

A jelenleg alkalmazott radioaktív lyukszelvényező berendezések általában nem alkalmasak arra, hogy a természetes, vagy mesterségesen előidézett radioaktív sugárzások energiaviszonyairól tájékoztatást nyújtsanak. A műszertechnika fejlődése, főleg az energiaszintek elkülönítésének lehetősége, messzeemenően kiszélesíti a közismert radioaktív mérési eljárások alkalmazási és interpretálási körét. Különösen áll ez azokra a mérési eljárásokra, amelyeknél egyes elemekre jellemző energiaszintet lehet elkülöníteni. A radioaktív lyukszelvényezés ilyen esetben már nem a vizsgált földtani réteg fizikai paramétereit szolgálta, hanem közvetlenül meghatározta az elem koncentrációját. A radioaktív karottázs, a technika fejlődésének eredményeképpen, a többszatornás, energiaszintek elkülönítésére alkalmas lyukszelvényező berendezés monokromatikus, nagy energiájú neutronokat szolgáltató lyukgenerátorok alkalmazása révén, általában mélyfúrásban végrehajtott vegyiészeti analízáló módszeré. Az előadásban azokat a lehetőségeket tárjuk fel, melyek a mai nukleáris technika mellett, laboratóriumi körülmények között végrehajtható kísérleteken alapulnak és így mélyfúrási vizsgálatokra való átültetésük megfelelő műszerek kialakítása esetén gazdaságilag eredményesnek ígérkeznek.

Применяющаяся в настоящее время аппаратура радиоактивного каротажа в общем не дает сведений об энергетических условиях естественных или искусственно возбуждаемых радиоактивных лучей. Развитие техники приборостроения, в частности, возможность разделения уровней энергии, в значительной мере расширяет область применения и интерпретации общеизвестных методов радиометрических исследований. Это касается главным образом методов измерения, позволяющих разделить уровни энергии, характерные для отдельных элементов. При этом радиоактивным каротажом анализируются уже не физические параметры изучаемых геологических разрезов, а непосредственно определяется содержание в них различных элементов. В результате развития техники, путем применения каротажной аппаратуры, разделяющей различные уровни энергии, а также монохроматических скважинных генераторов, дающих нейтроны высокой энергии, радиоактивный каротаж преобразуется в метод химического анализа разрезов скважин. В докладе излагаются возможности, которые — при современной ядерной технике, открываются перед исследованиями, проводимыми в лабораторных условиях и осуществление которых в работах по исследованию глубоких скважин, при создании соответствующих приборов, может принести значительный экономический эффект.

Die gegenwärtig angewandten radiometrischen Bohrlochvorrichtungen sind im allgemeinen nicht geeignet von den Energieverhältnissen der natürlichen oder künstlich hervorgerufenen radioaktiven Strahlungen eine Auskunft zu geben. Die Entwicklung der Instrumententechnik, in erster Reihe die Möglichkeit der Absonderung der Energieniveaus, erweitert die Anwendbarkeit und Interpretation der bekannten radiometrischen Verfahren. Das gilt am meisten für die Messverfahren, die die Trennung der den einzelnen Elementen eigentümlichen. In diesem Fall liefert die radioaktive Bohrlochmessung nicht nur einen physikalischen Parameter der geologischen Schicht, sondern auch die Konzentration des betreffenden Elements. Die radioaktive Bohrlochmessung infolge ihrer technischen Entwicklung, wandelt sich in eine in der Tiefbohrung durchgeführte analytisch-chemische Methode um, durch Anwendung von monochromatischer hochenergetischer Neutronen liefernden Bohrlochgeneratoren.

Im Vortrag werden die Möglichkeiten dargelegt, die mit der heutigen nuklearen Technik auf unter laboratorischen Verhältnissen ausführbaren Experimenten beruhen, die aber durch entsprechende Ausgestaltung der Apparaten zu Bohrlochmessungen verwendet werden können.

Tíz esztendeje, hogy hazánkban is megkezdtek a mélyfúrási geofizikai módszerek körének kibővítését a radioaktív vizsgálati eljárásokkal. A gamma, neutron-gamma és gamma-

gamma szelvényezés a kőszénkutatásban és a vízfeltáró fúrások vizsgálatánál döntő sikert hozott, ezért gyorsan elterjedt, mindennapos használata természetessé vált.

A három közismert eljárás azonban a maga egyszerűségében még nem biztosítja a földtani kutatás számára mindazokat a lehetőségeket, amelyeket a radiológia magában rejt. A módszerek és műszerek fejlesztése, újabb elveken működő berendezések szerkesztése és a laboratóriumi viszonyok között kialakított radiológiai anyagvizsgálati eljárások átültetése mélyfúrási viszonyokra, képezik az előtünk álló feladatokat.

A fejlesztési feladatok műszeres vonatkozásban a felbontóképesség, az érzékenység, a hőtűrés és nyomásállóság növelését jelentik. A szelvényező és kiértékelő munka keretében is megtalálhatók a fejlesztési feladatok. A természetes gammaszelvények értelmezésénél például megelőgszünk a litológiai határok megvonásával és alig teszünk valamit annak érdekében, hogy egy közettípuson belül az agyagosság fokát kvantitatíve is kifejezzük. Erőfeszítések történtek már arra, hogy a gamma-gamma szelvényeket ellássák  $g/cm^3$  skálával és így a térfogsúly számszerűen is leolvasható legyen. Ezzel szemben a három közismert radiokatív eljárás együttes feldolgozását a porozitás számszerű meghatározása érdekében nem helyeztük még előtérbe.

A fejlesztési feladatok tehát még sok áldozatos munkát követelnek a mélyfúrási geofizikusoktól. Ez a program azonban nem vonhatja el figyelmünket az újabb nukleáris módszerektől. Az új módszerek a földtani következtetéseket már nem a fizikai paraméterek tolmácsolásával vonják le le. A vizsgált rétegben egyes elemek, ill. izotópok koncentrációját közvetlenül mérik.

Ahhoz, hogy egyes elemek koncentrációját nukleáris módszerrel detektálhassuk, néhány alapvető feltételnek teljesülnie kell. Első feltétel, hogy a vizsgálni kívánt elem természeténél fogva radioaktív legyen,

vagy nagy befogási hatáskeresztmetszete révén alkalmas legyen arra, hogy mesterségesen radioaktívvá tegyük a mélyfúrásban. A másik feltétel az, hogy a radioaktív bomlás a környezethez viszonyítva karakterisztikus legyen a vizsgált elemre nézve. A karakterisztikusságot szolgáltathatja a bomlás intenzitás változása (felezési idő) és a bomlást kísérő gammasugárzás energiája, vagy esetleg éppen a radioaktívvá tétel alkalmával fellépő gammasugárzás, az úgynevezett befogási sugárzás energiája. Természetes, de csak korlátozottan teljesülő további követelmény, hogy a szóbanlevő izotóp mennyisége, figyelembe véve a befogási hatáskeresztmetszetet és felezési időt, elegendő legyen a jól értelmezhető sugárzási szint kialakításához.

A feltételekből már látható, hogy a radioaktív szelvényezések fejlettebb formája jelentős követelményeket támaszt mind a lyukszelvényező berendezéssel, mind pedig az alkalmazott sugárforrással szemben.

A radioaktív lyukszelvényező berendezés általánosan használt formájában — egyszerű GM-csőves, vagy szcintillációs rateméter — csak kivételes esetben felel meg az új technikához. Ritkán oldható meg a feladat egyértelműen az energiaszintek elkülönítése nélkül. Ilyen kivételes eset a bauxittelepek alumínium-tartalmának becslése aktíválásos analízissel. Általában 3–5 csatornával rendelkező amplitudóanalizátort kell igénybe venni felszíni egységként. A csatornák szélességét és helyét az energiaspektrumon tág határok között kell változtatni. A szelektív gamma-gamma szelvényezésnél például 30–200 keV energiájú visszaszórt gammasugarakat kell elkülöníteni a nagyobb energiáktól a nehéz elemek kimutatása érdekében. A neutron befogási gammasugárzás vizsgálata viszont az 1,0–10,0 MeV ener-

gia tartományt öleli fel. Az aktiválásos karottázsnál az egyes elemek energiaspektrumai közel fedésben vannak, így az ideális lyukműszernél gondolni kell a Compton-tartományok kizárására. A jól szelektált fotocsőcsöket azonban nemcsak energia meghatározásra kívánjuk felhasználni, hanem az intenzitás értékekből az észlelt izotóp mennyiségére is nagy pontossággal akarunk következtetni. Mélyfúrási körülmények között a felsorolt követelmények ma még csak a kutatás célkitűzései lehetnek.

Gazdaságossági megfontolások miatt a lyukműszert komplex eszközként kell megtervezni. A nagymélységű fúrásokban a különböző radioaktív szelvényeket együttesen több csatornán át, vagy felszíni kapcsolás segítségével szükségszerűen csoportosítva, célszerű felvenni. A következő szelvénytípusok regisztrálására kell gondolni:

1. Természetes aktivitás, ill. annak spektruma.

2. Gyors neutronok sűrűségváltozása.

3. Lassú neutronok sűrűségváltozása.

4. A neutronok rugalmatlan ütközéséből származó gammasugárzás-energia érzékeny regisztrálása.

5. A befogási gammasugárzás spektruma.

6. Az aktivált elemek gammasugárzásának spektruma.

7. A szórt gammasugárzás energia-érzékeny regisztrálása.

Az eddig alkalmazott neutronforrással sem elégedhetünk meg a jövőben. A 138 nap felezési idejű Po-Be neutronforrást máris felváltják a Pu-Be és Am-Be források nagy felezési idővel. Nem elégedhetünk meg azonban az alfanutronforrások csekély fluxusával, folytonos energia spektrumával és alacsony energiájával. Az új szondatípusba zárt neut-

ronforrások helyett neutrongenerátor kerül. A neutrongenerátor ionforrása általában deutérium. Tríciumtarget esetén 14 MeV, deutérium céltárgy esetén pedig 3 MeV energiájú neutronokat nyerhetünk közel monoenergetikusan. A szondába természetesen megfelelő fékező elemeket is elhelyezünk a termikus neutronok termelése érdekében.

Ha a deutérium és trícium céltárgyat forgótárasára helyezjük, úgy váltakozva kapunk különböző energiájú neutronsugárzást. A céltárgyak forgási periódusának megfelelően a detektorok is váltakozva két-két csatornára dolgoznak és így egy menetben regisztrálják a magasabb és az alacsonyabb energiájú neutronok szóródását és befogásukból származó prompt gammasugarakat.

Impulzusüzemeltetés esetén viszont a generátor működési ideje alatt a neutronok rugalmatlan ütközéséből származó gammasugárzást regisztráljuk, az üzemszünetben pedig a befogási gammasugárzást.

A szonda távolabbi pontján elhelyezett további detektorok a vontatási sebességtől függően késve kerülnek a besugárzott rétegek elé és így egyrészt a gyors neutronok, másrészt a lassú neutronok által gerjesztett mesterséges radioaktív izotópok bomlási gammasugárzását regisztrálhatjuk. A detektorokat a besugárzott rétegek elé emelve és a neutrongenerátort kikapcsolva különböző energiatarományokban mérhetjük a rétegben keletkezett radioaktív izotópok gammaintenzitásának változását az idő függvényében. Így az energiámérésen kívül a felezési idő is bevonható a vizsgált elemek azonosításába.

A vázolt komplex nukleáris lyukszelvényező felszerelés bonyolult és költséges. Földtani értékelése ma még pontosan nem adható meg, csupán vázolhatjuk a teljesítőképességét.

A természetes aktivitás három energiatartományban történő regisztrálása például messzemenően növeli a litológiai felbontást. A karbonátos kőzeteket a tóriumtartalom alapján tagolhatjuk dolomitra, meszes dolomitra és kalcitos mészkőre. Különösen jelentős az a megfigyelés, hogy az agyagokban felvett spektrális természetes gammaszelvényből megállapíthatjuk az agyag ásványi összetételét, mert az urán-, tórium- és káliumkoncentráció aránya az egyes agyagásványok környezetében eltéréseket mutat. Figyelemre méltó viszont az a megállapítás is, hogy a gammaspektrum több hatalmas agyagelőfordulásban — az említett koncentrációváltozás ismerete ellenére — teljesen egységes. A spektrális gammaszelvényből tehát fontos következtetéseket vonhatunk le az üledékképződés mechanizmusára vonatkozóan, pontosabbá tehetjük számításainkat a Föld hőháztartásával kapcsolatban, nem beszélve arról a közvetlen gazdasági jelentőségről, amelyet a hasadó anyag kutatásánál mutat.

A neutrongenerátor alkalmazásának egyik nagy előnye, hogy biológiailag veszélytelenné teszi a neutronlyukszelvényezési eljárások alkalmazását. Nagy intenzitású monoenergetikus sugárzása az eddig is alkalmazott módszerek — neutron-neutron és neutron-gamma módszerek — értelmezését egyszerűsíti, a vizsgálat alá vont közettér fogatot növeli.

A gyors neutronok regisztrálásán alapuló szelvények indikációit csak a réteg hidrogéntartalma határozza meg. A képződményben végbemenő termikus neutronbefogás nincs hatással a szelvényre, így nem függ a mérés a sótartalomtól. Kedvezően alkalmazhatjuk a módszert porozitás pontos meghatározására, a kőolaj és földgáz kutatásban a tárolók kimutatására akkor is, ha a fúrófolyadék nagy ásványisótartalmú. Hasznos az eljárás az érc- és szénlelőhelyek fúrásai-

nak vizsgálatánál is.

A termikus neutronok regisztrálásán alapuló neutron-neutron karottázs alkalmas a rétegvíz és kőolaj határfelületének közvetlen meghatározására, ha a rétegvíz klórtartalma magas.

Impulzusüzemű neutrongenerátor alkalmazása esetén a neutronimpulzus kibocsátása után a termikus neutronok sűrűsége a diffúziós út és így a hidrogénkoncentráció függvénye. Alkalmasnak ígérkezik a módszer a víz-kőolaj határfelület kitűzésére akkor is, ha a rétegvíz ásványi sóartalma kicsi.

A neutrongenerátor alkalmazása a gammaspektrum felvételével egybekapcsolva különösen nagy jelentőségű az agyagos-homokos képződmények tanulmányozásánál. Az alumínium termikus neutronokkal, a szilícium gyors neutronokkal aktiválás útján mennyiségileg meghatározható. Az oxigén neutron-proton reakcióval 7,5 sec felezési idejű nitrogénné alakul, így impulzusüzemű generátorral az oxigénkoncentráció jól detektálható. Az oxigénkoncentráció változása a szénhidrogének kimutatásánál használható fel, mert környezetükben oxigénhiány mutatkozik.

A rétegsort szükség esetén a ferumtartalommal is jellemezhetjük, mert gyors neutronokkal mangáná aktiválható, bár a 2,5 órás felezési idő gazdaságos alkalmazását esetleg kétségesse teszi. A mangántartalom változását viszont lassú neutronokkal végbemenő aktiválással könnyen kimutathatjuk.

A dolomit a mészkőtől a magnézium aktiválásával különíthető el. Karbonátos kőzetekben a porozitást és áteresztőképességet a folyamatban levő dolomitosodás befolyásolja, így a szénhidrogén előfordulás szempontjából a magnézium és kalcium kimutatása fontos. Megoldható a fel-

adat impulzusüzemű generátor alkalmazásával.

Egyike a legkönnyebben aktíválható elemeknek a fluor és a vanádium. Mélyfúrási vizsgálatainkat nem befolyásolják, mert általában koncentrációik alacsonyak. A foszfor zavaró hatásával bizonyos esetekben számolnunk kell, mert gyors neutronokkal besugározva a szilíciumhoz hasonlóan alumíniummá alakul.

A röviden vázolt vizsgálati lehető-

ségek ezideig csak részben kerültek laboratóriumi körülmények között hazai ellenőrzés alá. Az új nukleáris mélyfúrási geofizikai technika, a gazdaságilag legfejlettebb országokban is kísérleti stádiumban van. Kivitelezése jelentős anyagi áldozatokat követel és nem csekély kutatói kapacitást is igényel. Az elénk táruló széles lehetőség azonban arra késztet, hogy javasoljuk gazdasági vezetőinknek az áldozatok meghozatalát.



# A földi áramok eloszlásának vizsgálata Magyarországon

Dr. ADÁM ANTAL és VERŐ JÓZSEF

A tanulmány ismerteti a Magyarországon végzett tellurikus relatív frekvenciaszondázások eredményeit. A Nagycenk melletti obszervatóriumra vonatkozó területarányok 25 sec-os variációk esetén jó áttekintést nyújtanak az üledékes medencék mélységi viszonyairól. A területarány változása a periódus függvényében egyrészt az alaphegység jellegével (mészkö, kristályos pala), másrészt az üledékvastagsággal függ össze. Mód van arra, hogy az üledékhatásra korrigálva a mérési adatokat, az alaphegység jellegét felszíni tellurikus mérésekkel meghatározhassuk. A továbbiakban a tanulmány a Kárpát-medencében talált regionális tellurikus irányinhomogenitás okaival foglalkozik. A medencében jelentkező regionális hatásnak megfelelő korrekció alkalmazása után vizs-zamaradó lokális irányítottságok a tektonikai szerkezettel állnak kapcsolatban. Ezt a korrekciót első közelítésben a Nagycenk melletti obszervatóriumra vonatkozó relatív ellipszisek számítása képviseli.

После короткого изложения методики обработки данных измерений, рассматривается вопрос о влиянии сопротивления осадочных отложений и фундамента на кривые зондирования. Делается попытка разделить отдельные типы фундамента известняки, кристаллические сланцы, основываясь при этом только на результатах частотного зондирования теллурических токов.

В дальнейшем анализируется направленность земных токов и рассматривается ее зависимость от региональной тектоники, факторов ионосферно-экзосферного происхождения и рельефа фундамента.

Zusammenfassung: Der Artikel beschäftigt sich mit den Ergebnissen der tellurischen relativen Frequenzsondierungen in Ungarn. Die auf das Observatorium bei Nagycenk bezogenen Flächeninhalte bei 25 sec geben eine gute Übersicht über die Tiefenverhältnisse der Sedimentbecken. Die Änderung der Flächeninhalte in Funktion der Periode ist einerseits mit dem Charakter des Grundgebirges (Kalksteine, kristalline Schiefer), andererseits mit der Mächtigkeit der Sedimenten im Zusammenhang. Es besteht die Möglichkeit nach einer Korrektur für die Sedimentenmächtigkeit den Charakter des Grundgebirges mit Hilfe von tellurischen Messungen zu bestimmen. Im weiteren werden die möglichen Ursachen der regionalen tellurischen Richtungsinhomogenitäten im Karpathen-Becken erörtert. Die für die regionale Richtungsinhomogenität korrigierten Ellipsen zeigen lokale Richtungsinhomogenitäten die mit den tektonischen Linien im Zusammenhang stehen. Die regionale Korrektur wird in erster Annäherung als Bildung der relativen Ellipsen zwischen Feldstation und Observatorium durchgeführt.

## 1. Bevezetés

A MTA Geofizikai Laboratóriuma által végzett országos földáram-mérések eredményeiről már több ízben beszámoltunk a megelőző szimpóziumokon (utóljára [1]-ben). Most egyrészt a mérésekkel, másrészt pedig a feldolgozással és az értelmezéssel annyira előrehaladtunk, hogy lehetségessé vált összefüggő kép felvázolása az ezekkel a mérésekkel kimutatható földtani szerkezetekről, szerkezeti vonalokról, a külső és belső hatásokról és ennek alapján következtetéseket vonhatunk le a mérések felhasználhatóságára vonatkozóan olyan területeken is, ahol a földtani szerkezet egyelőre ismeretlen.

## 2. A mérési anyag

A méréseket, amint azt már részletesebben ismertettük, a következő elv szerint végezzük: főbázis a Nagycenk melletti obszervatórium, az egyes pontokat lehetőleg egyenletesen elosztva az ország területén mozgó terepállomás-

sal mérjük be. Eleinte 2 napig lassú (2 cm/óra) és egy napig gyors (2 cm/perc előtolású) regisztrálást végeztünk. Később egyrészt a napfoltszám csökkenésével együttjáró mágneses tevékenység-csökkenés, másrészt a lassú regisztrátumok feldolgozásának nehézségei miatt úgy döntöttünk, hogy érdemesebb 2 napig csak gyors regisztrálást végezni. Jelenleg is ezt a beosztást követjük. Ezekből a regisztrátumokból az egyes változástípusok fellépése idején abszolút ellipsziseket határozunk meg. A periódustartomány szélső határa általában 5 sec és 1 óra. Az egyidejűleg mért obszervatóriumi abszolút ellipszisek alapján ezeket az ellipsziseket állandó bázisra redukáljuk.

### 3. A relatív frekvenciaszondázások értelmezése

A fent említett mérési adatokból összeállítottuk a mérési pontok és az obszervatórium közötti területarány változását a periódus függvényében. Természetesen egy-egy pont meghatározásához nem lehetett szigorúan egy meghatározott periódushoz ragaszkodnunk, hanem megfelelő periódus-határokat kellett felállítanunk és ezek között a határok között átlagértékeket képeznünk. Megjegyezzük, hogy nem lehetetlen, hogy ez az átlagolás a görbék bizonyos vonásait elmossa, mégsem mehetünk nagyobb részletezésbe anélkül, hogy következtetéseink merészekké ne váljanak. Az ilyen módon kiválasztott 5 perióduscsoport átlagperiódusa 10, 25, 100, 500 és 1000 sec. Az egyes periódusok között a területarány változását a

$$F = t \cdot \log T + \text{konst.}$$

függvénnyel közelítettük meg, ahol a  $F$  relatív ellipszis területaránya,  $T$  az átlagos periódus és  $t$  a területarányának a periódussal való változását jellemző irántangens. A múlt évi regionális kongresszuson bemutattuk a  $t(1-4)$  térképeket [ $t(1)$  10 és 25,  $t(2)$  25 és 100,  $t(3)$  100 és 500,  $t(4)$  500 és 1000 sec közötti szakaszra vonatkozik].

Ugyanakkor a területarány 25 sec-nál mért értékeinek eloszlását feltűnítő térképünket is bemutattuk. Az utóbbi térkép általában ismert szerkezeteket mutat (pl. az Alföldön a nagy üledékvastagságokat, emellett Szeged – Budapest vonalától Ny-ra a Dunántúl – Bácskai paleozoós küszöböt). Ezzel szemben a  $t(1-4)$  térképeket akkor nem tudtuk kielégítően megmagyarázni.

### 4. A $t(1-4)$ térképeken látható anomáliákat előidéző okok

Vizsgálataink során feltételeztük, hogy ezeknek a térképeknek az anomáliáit a következő okok hozhatják létre:

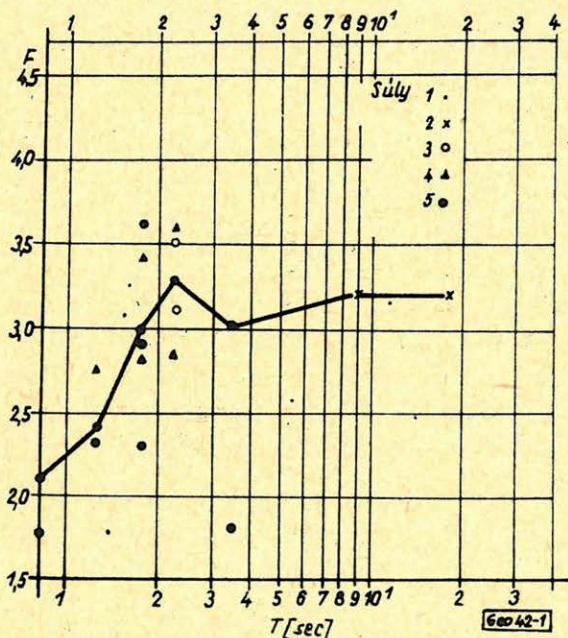
1. A jólvezető üledékes rétegek vastagságának változása.
2. Az üledékek és az alaphegység közötti ellenálláskontraszt.
3. A földkéregben helyetfoglaló, egyelőre ismeretlen ellenállás-inhomogenitások.

Ezeknek a tényezőknek hatása a  $t(1-4)$  térképekben együttesen kell, hogy megmutatkozzék és egyik hatás sem ismerhető fel tisztán, a többitől elkülönítve. Ezt jól mutatja az is, hogy az üledék horizontális vezetőképességét jelző területaránytérkép egyáltalán nem hasonló a  $t$  térképekhez. A térképek értelmezését nehezíti az is, hogy alapjában kettős hatással kell számolnunk: a mérési ponton kívül – fordított irányban – szerepel az obszervatórium általajá-

nak elektromos felépítése is. Ezt azonban egyrészt magnetotellurikus szondázás révén ismerjük, másrészt pedig, mivel ez a hatás minden egyes pontban azonos, felismerhető és így kiküszöbölhető.

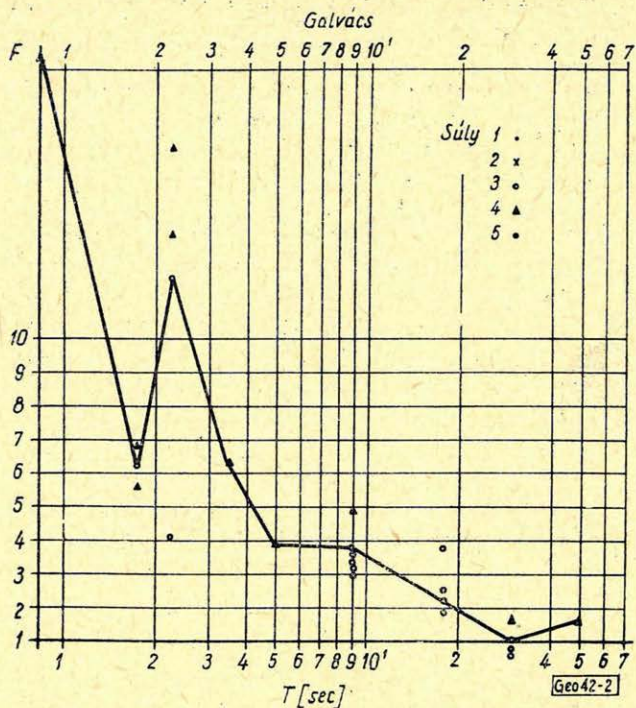
A mérések értelmezéséhez feltétlenül ismernünk kell — legalábbis az ország egy részében — az üledékek vastagságát és az alapkőzet milyenségét. Erre a mélyfúrások, és az ezek alapján végzett elméleti megfontolások révén van lehetőség [2]. Mindenesetre, az elméleti elképzelések hibásak is lehetnek, s így elsősorban a fúrások környékén elhelyezett állomások adataira támaszkodtunk.

A továbbiak szempontjából érdemes két relatív frekvenciaszondázási görbét részletesebben megvizsgálnunk. Az egyiket a Soproni Hegység kristályos paláján mértük, a másikat pedig a Szendrői Hegység mészkövén. 25 sec-nál mindkettőnél maximum van — ez az obszervatóriumi üledék hatása lehet — utána viszont a kristályos palán gyenge emelkedést (+1), a mészkövön gyors csökkenést (-25) tapasztalunk (1., 2. ábra).



1. ábra. Tellurikus relatív frekvenciaszondázás görbéje, Sopron környékén, kristályos pala alaphegység felett mérve („Muck”)

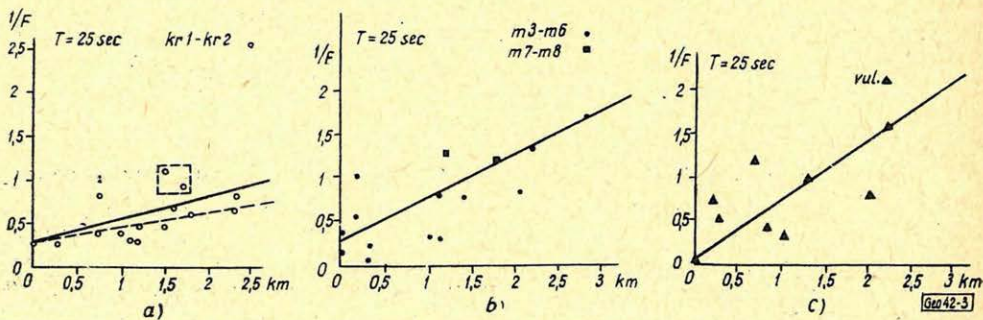
A jelenség magyarázata az, hogy a mészkövek fajlagos ellenállása általában kisebb mint 1000 ohmm, még szárazállapotban is, míg a kristályos pala ellenállása 1000 ohmm-nál általában lényegesen nagyobb, az üledékek ellenállása nagyságrendileg 10 ohmm körüli. Ha ezeknek az adatoknak a figyelembevételével, megszerkesztjük a Yungul-féle kétréteges magnetotellurikus görbék [3] alapján a relatív frekvenciaszondázás várható eredményét (tudva azt, hogy az obszervatóriumban az alapkőzet 1500 m mélységben kristályos pala), nagyon jó közelítéssel a mért görbéket kapjuk vissza.



2. ábra. Tellurikus relatív frekvenciaszondázás görbéje, mészkő-alaphegység felett mérve a Szendrői hegységben („Galvács”)

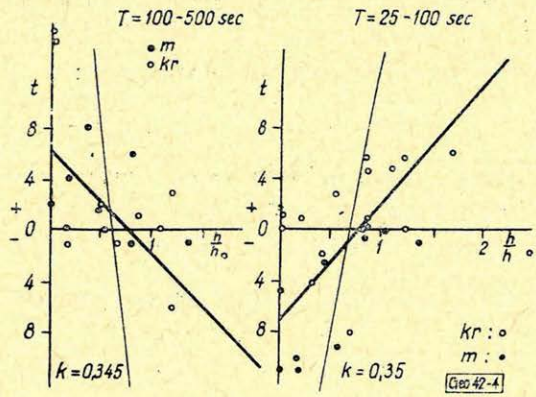
A továbbiakban a pontokat nem egyedileg, hanem statisztikusan vizsgáltuk:

Elsőként a területarányok és az üledékvastagság közötti összefüggést vizsgáltuk. Megállapítottuk, hogy mészkő-alaphegység esetén az áram által átfolyt keresztmetszet viszonylag megnő, míg a kristályos alaphegység esetén az áramok behatolóképesége kisebb (3. ábra). Ezt az eredményt megerősítette a  $t_{25-100}$  térkép vizsgálata is. Először is ezek az értékek lineáris kapcsolat-



3. ábra.  $1/F$  értéke 25 sec-os variációknál a) kr: kristályos pala, b)  $m^3 - m^6$ : paleozoós, triász és jura mészkő,  $m^7 - m^8$ : kréta mészkő, c) vul: vulkánikus képződmények az üledékben (pl. tufa)

4. ábra. A  $t_{25-100}$  ill.  $t_{100-500}$  értékei és a  $h/h_0$  relatív mélység közötti összefüggés



ban vannak az üledékvastagsággal, elsősorban pedig a pannon rétegek üledékvastagságával (4. ábra). A kristályos alaphegység feletti pontok a regressziós egyenes felett, a mészkő feletti pontok  $t$  értéke pedig a regressziós egyenes alatt helyezkedik el általában, az eddigi megállapításokkal egyezően. A pannon rétegek vastagságával a korrelációs faktor  $+0,35$ . Ezzel szemben az üledékvastagság és a  $t_{100-500}$  között hasonló mértékű  $-0,35$ , de negatív korrelációt találtunk, ez az üledék hatásnak ebben a tartományban való csökkenésére utal. Vizsgálataink alapján a 25 sec-nál mért területarányból közvetlenül is lehet következtetni az üledékvastagság ismeretében az alapkőzet mineműségére. Az üledékvastagságot komplex geoelektromos mérésekkel lehet meghatározni.

#### 5. A magyarországi tellurikus főirányok

Eddigi vizsgálataink az országos mérésekkel kapcsolatban inkább a frekvenciaszondázás kérdésére vonatkoztak. Ebben az évben az eddig mért 65 állomásnak a relatív ellipszisést is meghatároztuk az  $(a, b, c, d)$  lineáris vektorfüggvény segítségével [4]. A számításokat elektronikus számítógép végezte. A számítás menete az volt, hogy az egyes mért abszolút ellipszisekből számítottuk az obszervatórium és a mérési pont közötti relatív ellipszis adatait. Egy közelítéssel kellett élnünk: az abszolút ellipsziseknek megfelelő tenzorokat szimmetrikusnak tételeztük fel. Statisztikus feldolgozásnál ez a feltevés csak hosszadalmas kiegyenlítéssel kerülhető el, emellett ilyen irányú vizsgálataink szerint, a szimmetrikus tenzor az esetek túlnyomó többségében (több, mint 95%-ában) még az 1%-os hibahatáron belül is megfelelő eredményt ad.

Ennek a feldolgozásnak az alapján a 65 pontban megkaptuk az abszolút és relatív ellipsziseket, nemcsak összesítve a pulzációk teljes spektrumára, hanem külön a 25 és 60 sec-os változásokra is. Azt vártuk, hogy az abszolút ellipsziseknek az átlaga kör (itt átlag alatt nem egyszerű számtani középértéket kell értenünk, hanem a lineáris vektorfüggvény minden egyes koefficiensének megfelelően súlyozott középértékét), tehát a tellurikus áramok átlagos irányított-sága nulla. Ezzel szemben azt találtuk, hogy az országos átlag nagyjából  $70^\circ$  irányban elnyúlt, azaz nem tér el túlságosan az obszervatórium abszolút ellip-

szisétől, amelyet 3 év regisztrátumai alapján határoztunk meg. Az ellipszisek adatai:

A relatív ellipszisek országos átlaga:

$$a = 1,08, \quad b = -0,08, \quad c = -0,08, \quad d = 0,93$$

Obszervatóriumi ellipszis az országos átlaghoz viszonyítva: (az előző reciprok ellipszise)

$$a = 0,93, \quad b = 0,08, \quad c = 0,08, \quad d = 1,08$$

Obszervatóriumi abszolút ellipszis:

$$a = 36,3, \quad b = c = 9,1, \quad d = 57,1$$

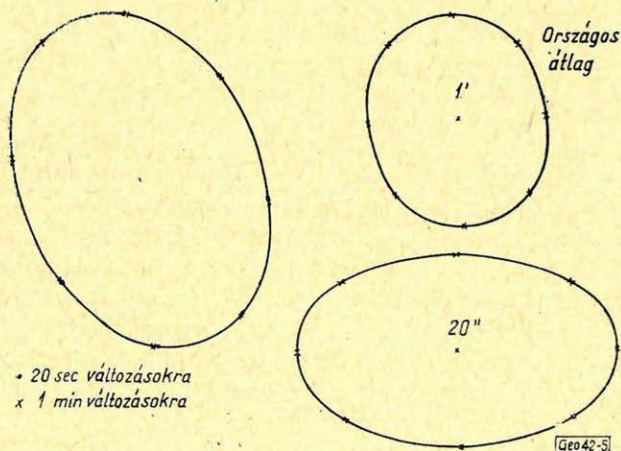
Országos átlag abszolút ellipszis:

$$a = 38,6, \quad b = c = 5,4, \quad d = 52,4$$

Felvetődik a kérdés, mi okozhatja ezt az erős irányítottságot?

Elsőnek azt a lehetőséget vizsgáljuk meg, nem származhatik-e az irányítottság az exoszférából, tehát nem rögtön a keletkezésnél születik meg az inhomogenitás? A kérdés eldöntésére figyelembe kell vennünk, hogy ma már a pulzációkat nem tekintik „véletlen eloszlásúaknak”. Jacobs és Sinno [5] még egyes pulzációk áramrendszerét is megszerkesztette. Így elméletileg megvan a lehetőség a pulzációk irányított keletkezésére. Ezzel szemben a napi változások már nem felelnek meg az ilyen egyszerű keletkezési feltevésnek [6]. Ezt a kérdést a legegyszerűbb volna úgy eldönteni, hogy azonos szélességi övben számos helyen meghatároznánk az abszolút ellipszist. Ezek átlaga megadná – mivel az eltérő geológiai helyzetekből adódó irányítottságok eredője közel nulla –

Obszervatórium relatív ellipszise az országos átlaghoz képest



5. ábra. Az országos (térbeli) átlagellipszis és az obszervatóriumi (időbeli) átlagellipszis közötti relatív ellipszis 20 és 60 sec-os variációk esetén, valamint az országos átlagellipszis ugyanerre a két periódusávra

a kérdéses szélességi övezet átlagos irányítottságát. Sajnos, csak nagyon kevés állomásról ismerjük az ellipszisek helyzetét. Az általunk összegyűjtött, mintegy 20 állomás alapján nem lehetett semmiféle KÉK-i átlagos irányítottságot kimutatni [7].

A kérdés vizsgálatának másik útja a magnetotellurikus eredményekkel való összehasonlítás. A magnetotellurikus ellenállás-ellipszis az abszolút ellipszisek országos átlaga és a kérdéses pont abszolút ellipszise közötti relatív ellipszist adja meg méréseink szerint, legalábbis közelítőleg. Ez azonban nem döntő bizonyítéka az irányítottság exoszférikus eredetének. Ugyanis Ádám kimutatta, hogy mind a tellurikus, mind a földmágneses abszolút ellipsziszben regionális hatások jelentkezhetnek, amelyek a két abszolút ellipsziszből számított magnetotellurikus anizotrópia ellipsziszből kiesnek [8].

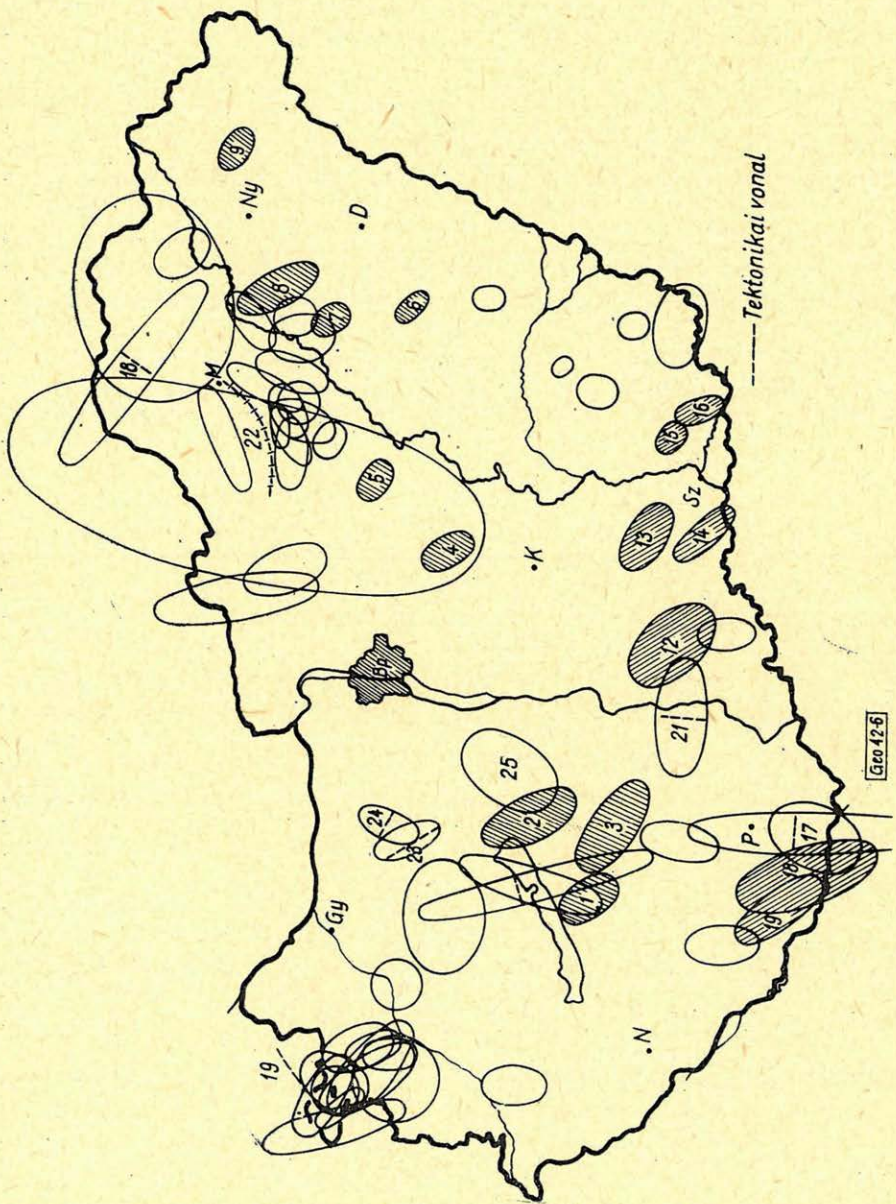
Mint nagyon érdekes eredményt kell itt megemlítenünk, hogy az országos átlagos abszolút ellipszis 20 sec és 1 min között nagyon jelentékenyen megváltozik. 20 sec-os változásokhoz viszonyítva 1 min-nál alig van irányítottság. Ezzel szemben az obszervatóriumnak az átlagra vonatkozó relatív ellipszise csaknem teljesen azonos (5. ábra).

Mindezek alapján megállapíthatjuk, hogy a pulzációk regionális irányítottságának kérdését véglegesen még nem tudjuk megoldani. A legvalószínűbbnek az látszik, hogy van külső és belső eredetű irányítottság is, és a Kárpát-medencében a kettő közelítőleg egybeesik. A belső irányítottságot feltehetőleg a kistengellyel párhuzamos vetőrendszerek okozzák: eszerint elektromos szempontból nem a KÉK felé húzódó törésvonalak (pl. a Balaton-vonal) jelentik a fő tektonikai irányt, hanem erre nagyjából merőlegesen, a Scheffer Viktor által felismert Dunántúl – Bácskai Paleozoos-küszöb [9] peremi törései, a Kraistida törésrendszer folytatása és ennek irányában, a Dunántúl nyugati részén Vendel Miklós [10] által geológiai módszerekkel is kimutatott törések.

Végezetül még rámutatunk arra, hogy a méréseink alapján összeállított térkép (6. ábra) a legtöbb esetben közvetlenül megadja a fő tektonikai vonalakat, már legalábbis azokat, amelyek elektromosan is kimutathatók. Így pl. a Balaton vidékétől hosszú szakaszon lehet követni a Balaton-vonallal párhuzamos kistengely-irányokat [a Balaton környékén Tihany (20) és több újabb, fel nem tüntetett pont, továbbá az 1–9. pont]. Ezzel a vonalattal párhuzamosan D-re van egy másik, hasonló irányítottságú vonulat is (10–16. pont). A két vonulat a frekvenciaszondázások térképén is megtalálható, az első egy kivételével negatív (átlag  $-4$ ), az utóbbi csupa pozitív (átlag  $+12$ ) anomáliával. A 17–21. pontban, általában hegyvidéken, mindig a fő tektonikai irányra merőleges a nagy tengely. A Bükk alján (22) a rosszul vezető masszívum körül körbeforgó ellipsziseket [11] láthatjuk. Egyes helyeken két irányítottság eredőjét látjuk (pl. Sárosd, 25), máshol (Mór, 23) az elektromos főirány nem esik egybe a tektonikai főiránnyal.

A felvázolt eredmények maguk jelölik ki a jövőben követendő utat: a méréseket tovább szeretnénk folytatni addig, míg az egész ország területét hálózatosan bemérjük, megfelelő számban magnetotellurikus szondázásokkal kombinálva. Az irányítottsági probléma megoldásánál a Kárpát-medencén is túl kell lépnünk.

E helyen szeretnénk köszönetet mondani a Miskolci Nehézipari Egyetem Geofizikai Tanszékének és az Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézetnek az általuk mért bázispontok regisztrátumainak átengedéséért, valamint Zilahi-Sebess Lászlónak az elektronikus számítógéppel történt relatív ellipszis számításokért.



6. ábra. Az obszervatóriumra redukált relatív ellipszisek a regionális mérés egyes pontjaiban (számokat l. a szövegben)



- [1] *Ádám, A. – Verő, J.*: Ergebnisse der regionalen tellurischen Messungen in Ungarn (Megjelenés előtt az Acta Technica-ban).
- [2] Magyarország vízföldtani atlasza (M. Áll. Földtani Intézet kiadása).
- [3] *Fungul, S.*: Magneto-Telluric Sounding Three-Layer Interpretation Curves (Geophysics, Vol. XXVI., 1961., 465.).
- [4] *Verő, J.*: Die Bestimmung der tellurischen Stationsellipsen (Gerlands Beiträge, Bd. 69., 1960., 257.).
- [5] *Jacobs, J. – Sinno, K.*: World-Wide Characteristics of Geomagnetic Micropulsation (Geophys. Journal, Vol. 3., 1960., 333.).
- [6] *Verő, J.*: Ein Versuch zur Trennung der einzelnen Frequenzbänder der Erdstromvariationen (Geofisica Pura e Appl., 49., 1961., 83.).
- [7] *Ádám, A. – Verő, J.*: Über die Ursachen der Erdstromverteilung in Ungarn mit besonderer Berücksichtigung der Geologie des Landes (Megjelenés előtt a Freiberger Forschungshefteben).
- [8] *Ádám, A.*: Über die Berechnung der magnetotellurischen Anisotropie (Megjelenés előtt a Freiberger Forschungshefteben).
- [9] *Scheffer V.*: A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez (Geof. Közl., IX., 1960., 56.).
- [10] *Vendel M.*: Über die Beziehungen der Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 51., 1960., 281.).
- [11] *Ádám, A.*: Über Erdstrommodellversuche (Freiberger Forschungshefte, C 100, 1961., 7.).

## Die geoelektrischen Untersuchungen im Bereiche des österreicherischen Neusiedlersees

V. FRITSCHE

*A nagyterjedésű tó vizének olyan nagy az elpárolgási vesztesége, hogy ezt csak a tó fenekén levő források vize tudja pótolni. 1955-ben a Mörbisch melletti, 121 m mélységig hatoló 1. sz. fúrás 10 finomhomok-víz-tároló szintet talált. Az ezekből nyert vízminták átlag 26 g/l sótartalmat mutattak. Tauber burgenlandi tartományi geológus a kérdés tanulmányozására hidrogeológusokkal, geoelektromos, vegyész, balneológus és más szakemberekkel együtt kutatócsoportot szervezett. A geoelektromos csoport vezetője az előadó.*

*Magának az ásványvíznek a fajlagos ellenállása kicsi, 0,5 – 3,0 ohmm, míg a vele átitatott rétegé 10 – 30 ohmm, a tó vizéé 5 – 10 ohmm. Az izoohm térképen az ásványvíz előfordulása szempontjából a 10 – 20-as izoohm vonalaknak van különleges jelentősége. A geoelektromos mérések célja, hogy a fúrások helyét kijelöljék.*

*Egy újabban felmerült probléma megoldása céljából magában a tóban is történtek mérések. Ugyan-is Mörbisch és Illmitz között a tóban gátat készülnek építeni, ennek alapozási kérdéseit vizsgálják geoelektromos módszerrel.*

*Eddig egyenárammal 4 elektródás elrendezésben mértek. Ujabban 6 elektródás eljárással kísérleteznek.*

*A Fertő vidékének gyógyközponttá fejlesztésére egy külön tervező vállalat alakult, amelyben az osztrák állam is részt vesz.*

Озеро Найзидлер испытывает вследствие высокого испарения столь значительную потерю воды, которая может восполняться только за счет источников, существующих на дне озера. Скважина № 1, пробуренная в 1955 г. вблизи с. Мёрбиш до глубины 121 м, вскрыла 10 водоносных горизонтов, представленных мелкозернистыми песчаниками. Возятых здесь образцах содержание соли составляет в среднем 26 г/л. Для изучения района, геологом района Бургенлянд, д-ром Таубер была организована рабочая группа, в состав которой входят геологи, гидрологи, геоэлектрики, химики, бальнеологи и другие специалисты. Геоэлектрические работы проводятся под руководством автора.

Сама минеральная вода имеет сравнительно низкое удельное сопротивление, равное 0,5–3 омм, в то время, как сопротивление слоев, пропитанных этой водой, составляет 10–30 омм, а сопротивление воды озера – 5–10 омм. На карте изоомов значительными с точки зрения минеральной воды являются изолинии 10–20 омм. Целью геоэлектрических измерений является обоснование выбора мест для бурения скважин. Водоносные горизонты имеют довольно сложное строение и распределение.

Для решения вновь возникшей проблемы в самом озере также были проведены измерения. Это связано с тем, что между районами Мёрбиша и Иллмица предусмотрено строить дамбу, и вопросы, связанные с основанием этой дамбы изучаются геоэлектрическими методами.

До настоящего времени измерения проводились с применением четырех-электродной схемы, а теперь проводятся опытные работы по использованию схемы из 6 электродов.

Для развития района озера как лечебного места, организовано проектное общество, в работе которой будет участвовать и Австрийское государство.

*Der See erleidet durch Verdunstung einen sehr hohen Wasserverlust, der nur durch am Boden existierende Quellen ersetzt werden kann. Die Bohrung Nr. 1. bei Mörbisch, die in 1955 bis 121 m geteuft war, hat 10 Feinsand Horizonte durchquert. Die aus diesen erhaltenen Wasserproben zeigten einen durchschnittlichen Salzgehalt von 26 g/l. Der burgenländische Landesgeologe Dr Tauber hat für die Untersuchung des Gebietes eine Arbeitsgruppe organisiert, die aus Geologen, Hydrographen, Geoelektrikern, Chemikern, Balneologen und anderen Fachleuten besteht. Die geoelektrischen Messungen werden von dem Vortragenden geleitet.*

*Das Mineralwasser selbst zeigt einen geringen spezifischen Widerstand von 0,5–3 ohm m, während die impregnierten Schichte 10–30 ohmm und das Seewasser 5–10 ohmm zeigen. Vom Gesichtspunkte der Mineralwasser sind die 10–20 Isoohmlinien von Bedeutung. Zweck der geoelektrischen Messungen ist es, die Ansatzpunkte für die Bohrungen festzusetzen. Die Struktur und Verteilung der wasserführenden Schichten ist ziemlich kompliziert.*

*Zwecks Lösung eines neuerlich aufgeworfenen Problems wurden Messungen selbst auch im See durchgeführt. Man plant nämlich zwischen Mörbisch und Illmitz einen Seedamm zu bauen, dessen Baugrundprobleme mit der geoelektrischen Methode untersucht sind.*

*Zur Entwicklung der Neusiedlersee-Gegend wurde eine Planungsgesellschaft für ein Heilzentrum gegründet, an der auch die Republik Beteiligt ist.*

# Erweiterung der Schlagseismik

CHR. OELSNER\*

A sekélyseizmikus vizsgálatoknál manapság sikerrel alkalmazzák a kalapácsseizmikát. Sekélyseizmikus problémák földalatti- és mérnökgeofizikában fordulnak elő. Ezideig az ejtősúlyos eljárás hátránya abban mutatkozott meg, hogy a különböző területek regisztrátumait a dinamikai sajátosságokat tekintve, nem lehetett egymással összehasonlítani. A szerző beszámol arról, hogy az ejtősúlyos seizmikánál alkalmazott kalapácsoshoz hozzáépített piezoelektromos rezgésfelvevő segítségével lehetségessé vált a hagyományos kalapácsseizmika kiszélesítése a sekélyseizmikus vizsgálatoknál.

A GRAMMEL által közölt lefekezési törvényt a kalapácsütésre alkalmazták. A primérimpulzus regisztrálásával a relatív ütési energiák meghatározhatók és ezáltal a regisztrátumok dinamikai sajátosságai jobban kiértékelhetők.

A cikk végül a Freiberg mellett végzett földalatti mérések eredményét tárgyalja.

В настоящее время с большим успехом при исследованиях на небольшие глубины применяют ударную сейсмику. С проблемами сейсмики небольших глубин сталкиваемся в подземном картировании и в инженерной геофизике. До сего времени недостаток способа падающего груза выразился в том, что нельзя было сопоставить друг с другом сейсмограммы различных разностей, относительно их динамических особенностей. Докладчик упоминается о том, что как с помощью пьезоэлектрического приемника вконструированного в молот стало возможным расширение области применения обычной ударной сейсмики при исследовании небольших глубин.

В ударе молота применили закон торможения предложенный Граммелем. С регистрацией непосредственного импульса могут быть определены относительные ударные энергии, с помощью которых могут быть лучше проинтерпретированы динамические особенности сейсмограмм. С особым успехом может быть применен в прикладной геофизике известный в теории связи метод определения функций передачи с помощью электронного анализатора частот.

В заключении докладчик приводит результаты подземного картирования в районе Фрейберга.

Für nachseismische Untersuchungen wird heute mit Erfolg die Hammerschlagseismik benutzt. Nachseismische Probleme liegen bei der Ingenieurgeophysik und bei untertätigen Untersuchungen vor. Der Nachteil der Schlagseismik lag bisher darin, dass Registrate der verschiedenen Aufstellungen hinsichtlich der dynamischen Eigenschaften nicht miteinander verglichen werden konnten.

Der Verfasser gibt bekannt, dass eine Erweiterung der für nachseismische Untersuchungen üblichen Hammerschlagseismik durch Anbau eines piezoelektrischen Schwingungsaufnehmers an einen zur Schlagseismik benutzten Hammer möglich ist. Ein von Grammel gegebenes Abbremsgesetz wird auf den Hammerschlag angewendet. Mit der Registrierung des Primärimpulses können die relativen Schlagenergien bestimmt und somit die dynamischen Besonderheiten der Registrierungen besser ausgewertet werden.

Der Verfasser schliesst das Referat mit der Besprechung der Ergebnisse der untertätigen Messungen bei Freiberg ab.

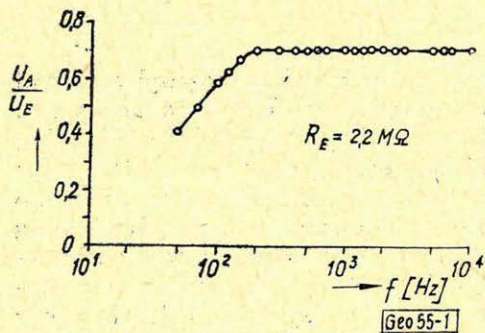
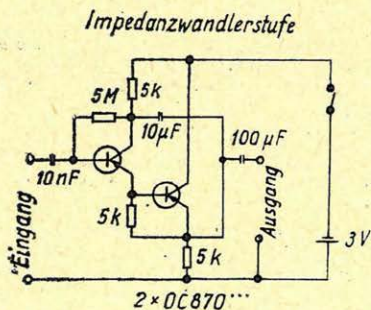
Für nahseismische Untersuchungen wird heute mit Erfolg die Fallgewichts- bzw. Hammerschlagseismik benutzt. Nahseismische Probleme lie-

gen bei der Ingenieurgeophysik und bei untertätigen Untersuchungen vor. Der Nachteil der Schlagseismik lag bisher darin, dass hinsichtlich der dynamischen Eigenschaften nur die Aufzeichnungen einer Aufstellung miteinander verglichen werden konnten. Die Registrierungen verschiedener Schläge waren hinsichtlich der dynamischen Charakteristiken nur bedingt vergleichbar.

\* Dipl.-Geophys. Chr. Oelsner

Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg Veröffentlichung Nr. 131 des Instituts für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg. Direktor: Prof. Dr. O. Meisser.

Um verschiedene Hammerschläge miteinander vergleichen zu können, und um den Hammerschlagimpuls mit in die Auswertung einzubeziehen, wurde an einem Hammer ein piezoelektrischer, keramischer Dickenschwinger aus Piezolan angebracht. Dieser piezoelektrische Schwingungswandler ist eine Kreisscheibe von 12 mm Durchmesser und 2 mm Höhe. Er wurde in Epoxydharz eingebettet und so an dem Hammer angebracht, dass die senkrecht zur Grundfläche des Hammers auftretenden Beschleunigungen gemessen werden können. Unterhalb des Hammers ist eine transistorisierte Impedanzwandlerstufe untergebracht. Da der Hammerimpuls direkt mit einem Schleifenzillograph registriert wird, dessen Galvanometer einen Widerstand von  $15 \Omega$  besitzen, und der Dickenschwinger einen Widerstand von einigen  $M\Omega$  besitzt, ist eine Widerstandsanpassung nötig. Diese erzielt man mit einer



1. ábra

3/III  
*Schlag auf Sandsteinblock*

3/V  
*Schlag auf Erdboden*

— 0,001 s

Geo 55-2

2. ábra

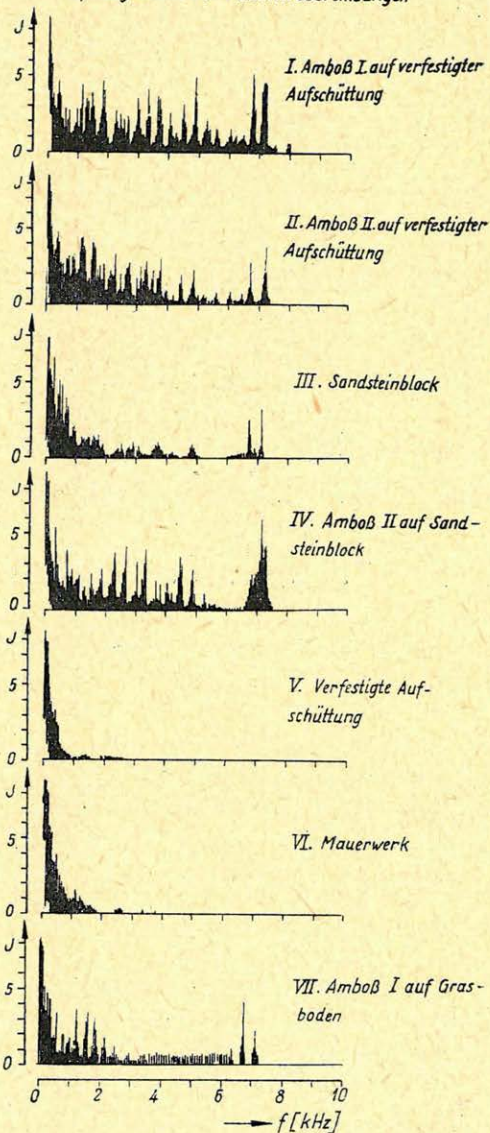
transistorisierten Impedanzwandlerstufe. *Bild 1* zeigt ihre Schaltung und den Frequenzgang. Zur Impedanzwandlung eignet sich ein Transistor in Kollektorschaltung. Durch eine zweite Kollektorstufe, deren Eingangswiderstand der Arbeitswiderstand der ersten ist, erreicht man eine noch bessere Impedanzwandlung. Die Spannungsverstärkung der Kollektorschaltung ist stets kleiner als 1. Die untere Grenzfrequenz der Impedanzwandlerstufe liegt bei 70 Hz. Sie wird hauptsächlich zur Untertageseismik benützt, wobei das Frequenzband zwischen 500 und 3000 Hz liegt. Der Eingangswiderstand beträgt  $2,2 M\Omega$ . Der gesamte Abbremsvorgang kann somit oszillographisch aufgezeichnet werden. *Bild 2* gibt zwei Originalregistrierungen wieder. Die auftretende Verzögerung springt auf einem Höchstwert und klingt dann ab. Der Betrag dieses Höchstwertes und die Abklingzeit hängen von der Schlagintensität und dem Elastizitätsmodul des Untergrundes ab. Auf *Bild 3* sind die Formen verschiedener Hammerabbremsungen dargestellt. Die Fallhöhe betrug jeweils 0,5 m.

Als Amboss I wurde ein zylindrisches Eisen von 5 cm Durchmesser und 40 cm Höhe mit einer Grundplatte von 40 cm Durchmesser und als Amboss II das gleich ohne Grundplatte bezeichnet. Die Originalregistrierungen der Vorgänge I, II, IV und VII wurden von Eigenschwingungen des Ambosses bzw. der des Systems Amboss – Untergrund überlagert. Das ist auch den Frequenzspektrogrammen dieser Abbremsvorgänge, die auf Bild 4 wiedergegeben sind, zu entnehmen. Die Abbremsvorgänge wurden auf Magnetband registriert und mit einem Tonfrequenzanalysator Type FNA der Firma Rohde und Schwarz analysiert.

Die Maxima bei 7 kHz sind die Eigenschwingungen des Hammers.

Vergleicht man die Spektrogramme mit dem Frequenzspektrum eines Rechteckimpulses, kommt man zu dem Schluss, dass bei diesen Schlägen Rechteckimpulse der Dauer  $10^{-3}$ -s erzeugt wurden. Besonders gut ist

### Spektrogramme von Hammerabbremsungen

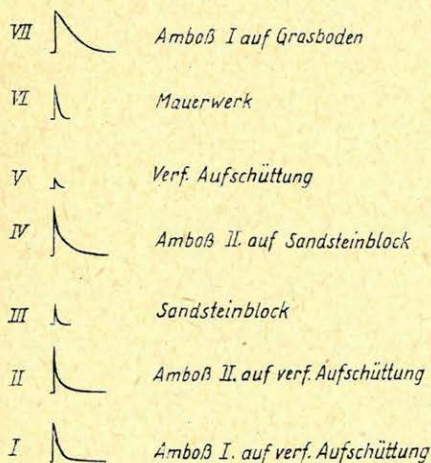


Institut für Angewandte Geophysik Bergakademie Freiberg  
Prof. Dr. Meißner Geo55-4

4. äbra

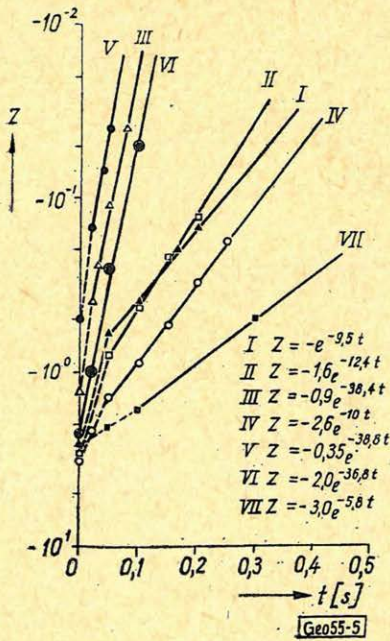
dies dem Vorgang III – Schlag auf einen Sandsteinblock – zu entnehmen. Auf dem Spektrogramm ist die Periode von 1000 Hz gut zu erkennen.

### Registrierung verschiedener Hammerabbremsungen



0 0,5 s

3. äbra



5. ábra

Trägt man die Abbremsvorgänge auf halblogarithmisches Papier auf (Bild 5), ergeben sich nach spätestens 0,05 s Geraden, die auf ein Exponentialgesetz hinweisen.

Ein Gesetz zur Abbremsung dreh-symmetrischer Körper beim Fall auf Sand wurde bereits von GRAMMEL (1) angegeben. Er hat das Gesetz für kegelförmige Körper abgeleitet und experimentell bestätigt. Die Gültigkeit für Körper mit ebener Stirnfläche wird von Ihm bezweifelt. Das Abbremsgesetz von GRAMMEL besagt, dass der Impulsverlust pro Zeiteinheit proportional der verdrängten Sandmasse ist. Für einen Körper mit ebener Stirnfläche, der die Masse  $M$  besitzt, gilt dann

$$-M\ddot{z} dt = k dz \quad (1)$$

In (1) ist  $k$  eine Konstante. Integriert man über den Vorgang, der durch

die Anfangsgeschwindigkeit  $\dot{z}_0$  und die maximale Eindringtiefe  $z_\infty$  gekennzeichnet ist, (erhält) man

$$-M \int_{z_0}^0 \ddot{z} dt = k \int_0^{z_\infty} dz \quad (2a)$$

Aus (2a) wird

$$-Mz_0 = k z_\infty \quad (2b)$$

Durch Elimination von  $\frac{M}{k}$  in (1) und (2b) erhält man

$$\ddot{z} = \frac{z_0}{z_\infty} \dot{z} \quad (3)$$

Es wird mit GRAMMEL zu folgenden dimensionslosen Grössen übergegangen

$$\xi = \frac{z_\infty}{z_0^2} \ddot{z} \quad (4a)$$

$$\eta = \frac{\dot{z}}{z_0} \quad (4b)$$

$$\zeta = \frac{z}{z_\infty} \quad (4c)$$

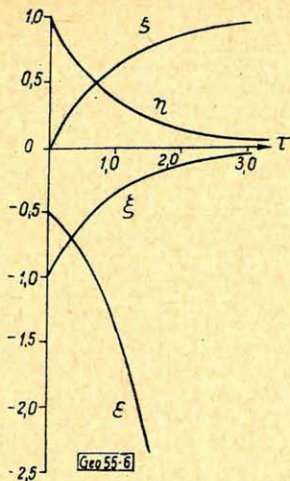
$$\tau = \frac{\dot{z}_0}{z_\infty} \quad (4d)$$

$$\text{Mit } \eta \frac{d\xi}{d\tau} \quad (5a)$$

$$\text{und } \xi = \frac{d\eta}{d\tau} \quad (5b)$$

und (4a)–(4d) erhält man schliesslich aus (3)

$$-\xi = \eta = 1 - \zeta = e^{-\tau} \quad (6)$$



6. ábra

Die Beziehungen (6) sind in *Bild 6* dargestellt. Die Verzögerung  $\xi$  und Geschwindigkeit  $\eta$  nehmen mit wachsendem  $\tau$  ab, während die Verschiebung  $\zeta$  zunimmt. Die mit  $\varepsilon$  bezeichnete Kurve ist die einer normierten Energie, für die man erhalten kann:  $\varepsilon = \frac{1}{2\xi} = -\frac{1}{2}e^{-\tau}$  (6d). Es zeigte sich somit, dass das Abbremsgesetz von GRAMMEL auch für Körper mit ebener Stirnfläche gilt.

Die Kenntnis des dem Boden aufgeprägten Impulses erlaubt die Bestimmung der Übertragungsfunktion des Bodens zwischen dem Impulsgeber und dem Geophon. *Bild 7* möge die Verhältnisse veranschaulichen. Der Boden kann als Filter mit der Übertragungsfunktion  $Y(f)$  angesehen werden. Ihm werde der Impuls, der als Zeitfunktion  $g(t)$  dargestellt werden kann, aufgeprägt. Mit dem Geophon wird der durch  $Y(f)$  verformte Impuls  $g(t)$  aufgezeichnet. Die registrierte Zeitfunktion werde mit  $h(t)$  bezeichnet. Eine Zeitfunktion und ihr Amplitudenspektrum kön-

nen durch Fouriertransformationen ineinander übergeführt werden, d. h.

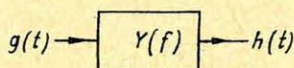
$$g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} G(f)e^{j\omega t} df \quad (7)$$

und 
$$G(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t)e^{-j\omega t} dt \quad (8)$$

wobei  $G(f)$  das Amplitudenspektrum von  $g(t)$  ist. Entsprechend ist  $H(f)$  das Amplitudenspektrum von  $h(t)$ . Aus den Amplitudenspektren kann die Übertragungsfunktion  $Y(f)$  bestimmt werden. Es ist

$$Y(f) = \frac{H(f)}{G(f)} \quad (9)$$

Mit Hilfe des Tonfrequenzanalysators FNA von Rohde und Schwarz kann  $Y(f)$  leicht bestimmt werden. Send- und Empfangsimpuls werden dazu auf Magnetband registriert und mit Hilfe des Frequenzanalysators ihr Amplitudenspektrum bestimmt. Das Spektrogramm kann in logarithmischer Darstellung gewonnen werden. Die Differenz der Amplitudenspektren von Empfangs- und Sendepuls in logarithmischer Darstellung ist  $\log Y(f)$ , d. h. die Übertragungsfunktion im Dämpfungsmass. Einige

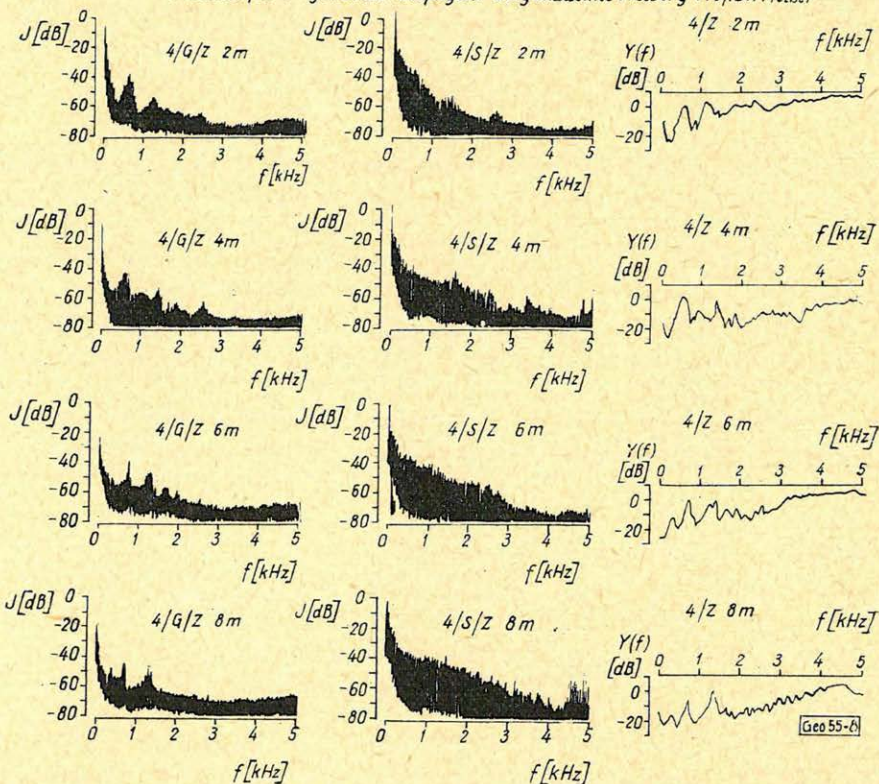


$$g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} G(f)e^{j\omega t} df \quad h(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} H(f)e^{j\omega t} df$$

$$G(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(t)e^{-j\omega t} dt \quad H(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(t)e^{-j\omega t} dt$$

$$Y(f) = \frac{H(f)}{G(f)} \quad \text{Geo 55-7}$$

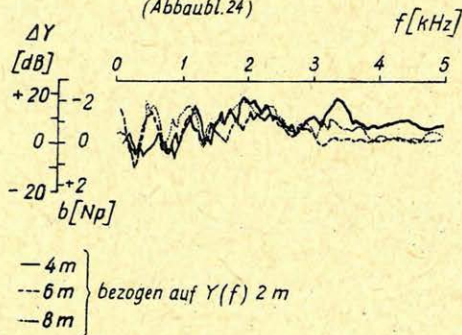
7. ábra



8. äbra

Frequenzcharakteristik (Gneis)

(Revier Halsbrücke, 250 m S, Drei Prinzenspat NW.  
(Abbaubl. 24)



Institut für Angewandte Geophysik Bergakademie  
Freiberg, Prof. Dr. Meißer Geo 55-9

9. äbra

Ergebnisse, die bei einer Untertage-  
messung im Grubenrevier Halsbrücke  
bei Freiberg auf der 250 m-Sohle ge-  
wonnen wurden, sind auf Bild 8  
dargestellt. Aus den Spektrogrammen  
der Sendeimpulse ist wiederum zu  
entnehmen, dass es sich um Rechte-  
eckimpulse  $\left( \begin{array}{l} 1. \text{ Nullstelle bei } \frac{2\pi}{T}, \\ 2. \end{array} \right.$

Nullstelle bei  $\frac{4\pi}{T}$ ), handelt. Aus den

Spektren der empfangenen Impulse  
ist bereits deutlich zu erkennen, dass  
bestimmte Frequenzen durch den  
Untergrund mehr, und bestimmte we-  
niger gedämpft werden. Die Übertra-  
gungsfunktionen besitzen im gros-



sen und ganzen den gleichen Verlauf. Charakteristisch ist der bevorzugte Durchlass bei 500–600 Hz, 1100 Hz und 2000 Hz. Die Spektrogramme wurden bei gleicher Aufnahme- und Wiedergabeverstärkung gewonnen. Um die unterschiedlichen Schlagintensitäten zu eliminieren, wurden alle Übertragungsfunktionen  $Y(f)$  auf die bei 2 m bezogen. Das Ergebnis zeigt *Bild 9*. Auf der Ordinate ist hier zusätzlich die Übertragungsdämpfung  $b$  in Neper angegeben. Die Kurven weisen auf den Bandfiltercharakter des im Untersuchungsbereich anstehenden Gneises hin. Als Resonanzfrequenz kann 2,2 kHz abgelesen wer-

den. Auf die Deutung der Oberschwingungen soll in diesem Zusammenhang nicht eingegangen werden, da nur die sich durch die Registrierung der Abbremsvorgänge ergebenden neuen Möglichkeiten der Hammerschlagseismik angedeutet werden sollten.

Herrn Prof. Dr Meisser danke ich für seine Anregungen und die Genehmigung, diese Arbeit aus dem Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg hier veröffentlichen zu dürfen.

#### Litteratur:

Grammel, R.: Das Abbremsen drehsymmetrischer Körper beim Fall auf Sand. Ing. Arch. 17 (1949), S. 219–222.

## Néhány megjegyzés a nehézségi erő második deriváltjainak számítási képleteihez

*Az előadás első része a második deriváltak azon számítási képleteinek általános levezetését mutatja be, melyeknél a második deriváltat koncentrikus körök mentén mért nehézségi értékek középértékének bizonyos együtthatókkal szorzott összegével képezik. Ilyen általános képletből a számításba kerülő körök számának, sugarának és együtthatójának különböző megválasztásával az irodalomból ismert és számos más formula kiadódik. E formulának alapján nyert értékeket az előadó összehasonlítja gömb és henger alakú testek hatásával.*

*A második részben az előadó az együtthatók határait adja meg, amikor a formulák kiszámítása Peters és Elkins mintája szerint a legkisebb négyzetek módszerével történik, miközben a súlyegyütthatókat változónak tekinti. Megmutatja, hogy az 1. táblázatban felsorolt 25 formula a súlyegyütthatók megfelelő megválasztásával nyerhető.*

*В первой части доклада рассматривается общий вывод формул для вычисления вторых производных, при помощи которых вторые производные получаются умноженной на определенные коэффициенты суммой средних величин силы тяжести, измеренных по концентрическим окружностям. Показано, каким образом получается ряд формул, известных из литературы, а также и некоторые другие формулы, путем соответствующего подбора количества, радиуса и коэффициентов используемых окружностей. Привод сопоставления величин, получаемых этими формулами, с эффектом сферических и цилиндрических тел.*

*Во второй части доклада определяются пределы коэффициентов для случаев, когда формулы выводятся методом наименьших квадратов по способу Петерса и Элькинса, а весовые коэффициенты принимаются переменными. Показано, что 25 формул, приведенных в таблице 1 можно получить соответствующим подбором весовых коэффициентов.*

Der erste Teil des Vortrags beschäftigt sich mit der allgemeinen Ableitung solcher Berechnungsformeln der zweiten Derivierten, bei denen man die mit gewissen Koeffizienten multiplizierten Mittelwerte der an den einzelnen konzentrischen Kreisen erhaltenen Schwerewerte summiert. Es wird ausgeführt, wie man eine Reihe der in der Literatur angegebenen Formeln und auch andere bekommt, wenn man die Anzahl und Halbmesser der Kreise, und die Koeffizienten entsprechend wählt. Die durch diese Formeln erhaltenen Zahlenwerte werden mit den Wirkungen kugelförmiger und zylindrischer Körper verglichen.

Im zweiten Teile werden die Grenzen der Koeffizienten bestimmt, falls man die Formeln mittels der Methode der kleinsten Quadrate in der von Peters und Elkins angegebenen Weise ableitet, und die Gewichts-Koeffizienten als veränderliche betrachtet werden. Es wird gezeigt, dass man die in Tabelle I. angeführten 25 Formeln durch entsprechende Wahl der Koeffizienten erhalten kann.

## Einige Bemerkungen zu den Formeln für die Berechnung der zweiten Schwereableitungen

B. BERÁNEK\*

In den letzten Jahren erschien in der geophysikalischen Literatur eine Reihe von Arbeiten, welche sich mit Ableitung und Bewertung der Formeln für die Berechnung der zweiten Ableitungen befassen. Die Anwendbarkeit der einzelnen Formeln wird an verschiedenen Modellen des Schwerfeldes bewiesen. Die vorliegende Arbeit bringt einen Versuch eine mehr allgemeine und anschauliche Bewertung der einzelnen Formeln derart durchzuführen, dass die Beziehungen zwischen den Koeffizienten in den Formeln gesucht werden und einen Versuch die Formeln in einer allgemeineren Weise abzuleiten.

Eine Reihe von Formeln für die Berechnung der zweiten Ableitungen der Schwere lässt sich in nachstehender Form schreiben:

$$(g_{zz})_p = \frac{1}{r^2} \sum_{i=0}^N A_i \bar{g}_i(k_i r), \quad (1)$$

- wobei  $r$  = die Maschenweite des quadratischen Gitternetzes (Gitterabstand),  
 $k_i r$  = Radius des  $i$ -ten Kreises, wenn  $k_0=0$ ,  $k_1=1$ ,  
 $\bar{g}_i(k_i r)$  = der mittlere Schwerewert auf dem Kreise mit dem Radius  $k_i r$ ,  
 $A_i$  = numerische Konstanten, die die einzelnen Formeln charakterisieren,  
 $N$  = Anzahl der Kreise.

Das Limit der Gleichung (1) für  $r \rightarrow 0$  konvergiert zum wahren Werte der zweiten Schwereableitung  $g_{zz}$ . Aus dieser Bedingung kann die Abhängigkeit zwischen den Koeffizienten  $A_i$  ( $i=0, 1, 2 \dots N$ ) abgeleitet werden.

\* RN Dr Břetislav Beránek  
Hauptgeophysiker der ČND, Nationalunternehmen,  
Betrieb Geofysika, Pobebradova 102 - B r n o.

Der mittlere Schwerewert auf dem Kreise mit dem Radius  $r$  kann durch die bekannte Entwicklung ausgedrückt werden:

$$\bar{g}(r) = \sum_{i=0}^{\infty} c_{2i} r^{2i}, \quad (2)$$

wobei

$$c_2 = -\frac{1}{4}g_{zz}, \quad c_0 = g(0).$$

Wenn man Gleichung (2) in Gleichung (1) einsetzt und zum Limit für  $r_N \rightarrow 0$  übergeht, erhält man:

$$(g_{zz})_p = \lim_{r \rightarrow 0} \left\{ \frac{g_0}{r^2} \sum_{i=0}^N A_i - \frac{g_{zz}}{4} \sum_{i=0}^N A_i k_i^2 + \sum_{j=2}^{\infty} c_{2j} r^{2(j-1)} \sum_{i=0}^N A_i k_i^{2j} \right\} \quad (3)$$

Das dritte Glied in der Klammer (3) konvergiert offenbar nach Null. Das zweite Glied ist endlich. Will man erreichen, dass das erste Glied nicht über alle Grenzen wächst ist es erforderlich, dass

$$\sum_{i=0}^N A_i = 0 \quad (4)$$

sei.

Vom zweiten Glied ergibt sich dann

$$\sum_{i=0}^N A_i k_i^2 = -4 \quad (5)$$

Ausdrücke (4) und (5) sind die Grundbeziehungen zwischen den Koeffizienten  $A_i$ . In Gleichung (1) gibt es daher  $N-1$  unabhängige Koeffizienten.

Die gefundene Beziehung zwischen den Koeffizienten  $A_i$  gewährt manche Adjustierungen der Gleichung (1) für die Berechnung der zweiten Ableitungen.

Bezeichnen wir die zweite Schwereableitung, die bloss aus den Schwerewerten auf dem  $i$ -ten Kreise berechnet wird, als

$$(g_{zz})_{pi} = \frac{4}{k_i^2 r^2} [g_0 - \bar{g}(h_i r)], \quad (6)$$

so lässt sich Gleichung (1) folgenderweise schreiben:

$$(g_{zz})_p = \sum_{i=1}^N e_i (g_{zz})_{pi}, \quad (7)$$

wobei

$$e_i = -\frac{k_i^2 A_i}{4}; \quad (8)$$

es gilt dann:

$$\sum_{i=1}^N e_i = 1. \quad (9)$$

Gleichung (7) bedeutet daher, dass die Formel für die Berechnung der zweiten Schwereableitungen eine Gewichtsumme der Werte der zweiten Ableitungen  $(g_{zz})_{p_i}$  ist, die aus den Schwerewerten auf einzelnen Kreisen mit den Radien  $k_i r$  für  $i = 1, \dots, N$  berechnet werden. Die Gewichtskoeffizienten  $e_i$  können positiv oder negativ sein, aber die Summe derselben muss Eins sein. Einzelne Formeln lassen sich dann nach Grösse der Gewichtskoeffizienten  $e_i$  bewerten, denn diese Koeffizienten geben den Anteil der Schwerewerte auf einzelnen Kreisen an dem Totalwerte der Schwereableitung.

In der Praxis benutzt man meistens Formeln mit 3 Kreisen. Man wählt üblicherweise  $k_2 = \sqrt{2}$ ,  $k_3 = \sqrt{5}$ . Mit Hinsicht auf die Beziehungen zwischen den Koeffizienten  $A_i$  lässt sich Gleichung (1) für  $N = 3$  in Abhängigkeit bloss von zwei Koeffizienten, z. B.  $A_2, A_3$  ausdrücken. Man kann diese folgenderweise schreiben:

$$(g_{zz})_p = \frac{1}{r^2} \{ (4 + A_2 + 4A_3)g_0 - (4 + 2A_2 + 5A_3)\bar{g}_1(r) + A_2\bar{g}_2(\sqrt{2}r) + A_3\bar{g}_3(\sqrt{5}r) \}. \quad (10)$$

Infolgedessen kann man auch die Eigenschaften der Formeln für die zweiten Ableitungen in Abhängigkeit bloss von zwei Koeffizienten untersuchen. Die einzelnen Formeln können in einem Koordinatensystem  $A_2, A_3$  graphisch als Punkte dargestellt werden.

In Tabelle I sind einige Formeln angegeben, die in der Praxis benutzt werden. Sie sind durch ihre Koeffizienten  $A_i$  und  $e_i$  bestimmt.

Bei den ersten drei Formeln handelt es sich eigentlich um eine *Netteltonsche* Formel für verschiedene Radien.

Formeln 4, 5, 6 sind Mittelwerte der zweiten Schwereableitungen, die für einzelne Kreise obigen Beziehungen gemäss berechnet werden.

Formeln 8, 9, 10 werden immer aus zwei Gleichungen (2) von der Entwicklung für den mittleren Schwerewert berechnet, in welcher die ersten drei Glieder betrachtet werden, mit der Voraussetzung, dass  $c_0 = g(0)$ . Formel (8) wird von *Henderson-Zietz* angegeben.

Formel (11) wird aus drei Gleichungen (2) für den mittleren Schwerewert  $\bar{g}(r)$  mit Berücksichtigung von 4 ersten Gliedern errechnet. Die Verfasser derselben sind *Henderson* und *Zietz*.

Ähnlicherweise werden Formeln 12, 13, 14, 15 berechnet mit der Voraussetzung, dass  $g_0$  unbekannt ist. Das Verfahren für die Berechnung der Formeln 8–15 wird von *Rosenbach* angegeben.

Weitere Formeln 16–21 sind nach einzelnen Verfassern mit Verwendung der Methode der kleinsten Quadrate angegeben. Formel 23 lässt sich berechnen durch die Kombination verschiedener Verfahren nach *Sharpe*, *Fullerton* und *Elkins* – mit Benutzung des quadratischen Gitternetzes (*Hergerdt*).

Formel 24 und 25 folgt aus den Überlegungen im nachstehenden Absatz über den mittleren Fehler in der Berechnung von  $(g_{zz})_p$ .

Die einzelnen Formeln können den Gewichtskoeffizienten  $e_1, e_2, e_3$  gemäss bewertet werden. Diese Koeffizienten geben – wenn wir erwägen, dass die Summe derselben nach Gleichung (9) der Eins gleich ist – den Anteil der einzelnen partiellen Ableitungen  $(g_{zz})_{p_i}$  an dem Totalwerte von  $(g_{zz})_p$ . Die ersten 3 Formeln brauchen nicht einzeln analysiert werden. In Formeln 4–7 ist der Anteil

Nr	Bezeichnung	$A_0$	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$e_1$	$e_2$	$e_3$
1	<i>Nettleton</i> (r)	4	-4	0	0	1	0	0
2	" (r $\sqrt{2}$ )	2	0	-2	0	0	1	0
3	" (r $\sqrt{5}$ )	$\frac{4}{5}$	0	0	$-\frac{4}{5}$	0	0	1
4	Mittelwert: (r; r $\sqrt{2}$ )	3	-2	-1	0	0,5	0,5	0
5	(r $\sqrt{2}$ ; r $\sqrt{5}$ )	$\frac{7}{5}$	0	-1	$-\frac{2}{5}$	0	0,5	0,5
6	(r; r $\sqrt{5}$ )	$\frac{12}{5}$	-2	0	$-\frac{2}{5}$	0,5	0	0,5
7	(r; r $\sqrt{2}$ ; r $\sqrt{5}$ )	$\frac{34}{15}$	$\frac{20}{15}$	$\frac{10}{15}$	$-\frac{4}{15}$	0,3333	0,3333	0,3333
8	Direkte Ausrechnung, $g_0$ bekannt: (r; r $\sqrt{2}$ )	6	-8	2	0	2	-1	0
9	(r; r $\sqrt{5}$ )	$\frac{24}{5}$	$-\frac{25}{5}$	0	$\frac{1}{5}$	1,25	0	-0,25
10	(r $\sqrt{2}$ ; r $\sqrt{5}$ )	$\frac{42}{15}$	0	$-\frac{50}{15}$	$\frac{8}{15}$	0	1,6667	-0,6667
11	(r; r $\sqrt{2}$ ; r $\sqrt{5}$ )	$\frac{102}{15}$	$-\frac{150}{15}$	$\frac{50}{15}$	$-\frac{2}{15}$	2,5	-1,6667	0,1667
12	Direkte Ausrechnung, unbekanntes $g_0$ (r; r $\sqrt{2}$ )	0	4	-4	0	-1	2	0
13	(r; r $\sqrt{5}$ )	0	1	0	-1	-0,25	0	1,25
14	(r $\sqrt{2}$ ; r $\sqrt{5}$ ;	0	0	$\frac{4}{3}$	$\frac{4}{3}$	0	-0,6667	1,6667
15	(r; r $\sqrt{2}$ ; r $\sqrt{5}$ )	0	7	-8	1	-1,75	4	-1,25
16	<i>Elkins</i> I.	$\frac{16}{15}$	$-\frac{2}{15}$	$-\frac{4}{15}$	$-\frac{10}{15}$	0,0333	0,1333	0,8333
17	II.	$\frac{4}{7}$	$\frac{2}{7}$	0	$-\frac{6}{7}$	-0,0714	0	1,0714
18	III.	$\frac{22}{31}$	$\frac{8}{31}$	$-\frac{6}{31}$	$-\frac{24}{31}$	-0,0645	0,0967	0,9678
19	<i>Grosse</i> I.	$\frac{558}{163}$	$-\frac{254}{163}$	$-\frac{374}{163}$	$\frac{70}{163}$	0,3896	1,1472	-0,5368
20	II.	$\frac{558}{181}$	$-\frac{128}{181}$	$-\frac{518}{181}$	$\frac{88}{181}$	0,1768	1,4309	-0,6077
21	<i>Rosenbach</i>	$\frac{12}{9}$	$-\frac{3}{9}$	$-\frac{4}{9}$	$+\frac{1}{9}$	0,75	0,6667	-0,4167
22	<i>Baranov</i>	$\frac{144}{25}$	$-\frac{185}{25}$	$-\frac{40}{25}$	$\frac{1}{25}$	1,85	-0,8	-0,05
23	<i>Elkins, (Sharpe und Fullerton)</i>	$\frac{102}{33}$	$-\frac{24}{33}$	$-\frac{94}{33}$	$\frac{16}{33}$	0,1818	1,4242	-0,6060
24		0,201	0,540	0,278	-1,019	-0,1351	-0,1390	1,2741
25		0,352	0,468	0,122	-0,942	-0,1165	-0,0612	1,1781

der einzelnen Kreise gleichmässig. In Formeln 8, 9, 11 ist der Wert  $(g_{zz})_p$  insbesondere durch den mittleren Schwerewert von dem ersten Kreise beeinflusst. Von den bekannten *Elkinsschen* Formeln ist es ersichtlich, dass von grösster Bedeutung für den Totalwert der zweiten Ableitung der dem dritten Kreise entsprechende Wert  $(g_{zz})_p$  ist. Bei den Formeln von *Grosse* äussert sich der Einfluss des zweiten Kreises. In der Formel von *Rosenbach* und besonders von *Baranov* ist der Wert des ersten und zweiten Kreises von grösster Bedeutung.

Die Zweckmässigkeit der einzelnen Formeln lässt sich weiter daraus bewerten, welchen Teil des wahren Wertes der zweiten Schwereableitung sie an geben in den Höhepunkten der Schwereanomalien, die durch einen kugel- oder zylinderförmigen Körper hervorgerufen werden, ähnlich wie es *Elkins*, *Hergerdt*, *Grosse* durchführen.

Man berechnet das Verhältnis des angenäherten und wahren Wertes der zweiten Schwereableitung mit Bezug auf  $t = \frac{r}{h}$ , wobei  $r =$  Gitterabstand,  $h =$  Tiefe des Mittelpunktes einer Kugel oder der Achse eines horizontalen Zylinders. Für den Fall einer Kugel bezeichnet man dieses Verhältnis  $\alpha(t)$ , für eine Zylinder  $\beta(t)$ .  $\alpha(t)$  und  $\beta(t)$  sind lineare Funktionen der Werte  $A_2, A_3$  die graphisch dargestellt ein System von Geraden ergeben.

Ähnlicherweise lässt sich die Anwendbarkeit der einzelnen Formeln dem Fehler gemäss bewerten, den man in der Berechnung der zweiten Ableitung mit Hinsicht auf die Genauigkeit des ursprünglichen Schwerfeldes begeht. Dabei betrachtet man die Anzahl der Punkte auf den einzelnen Kreisen, die Grösse des Gitterabstandes  $r$  und den Fehler in Ablesung des Schwerwertes  $\pm e$ . Man kann den Fehler mit Beziehung auf die Koeffizienten  $A_2, A_3$  ausdrücken.

Die Formeln, die den wahren Werten nahe Ergebnisse leisten, — d.h. die Formeln, welchen grosse Werte von  $\alpha$  und  $\beta$  entsprechen — besitzen gleichzeitig grosse Fehler  $\delta$  in der Berechnung der zweiten Ableitung. Für die geeignetsten Formeln ist es erforderlich, dass das Verhältnis des Mittelwertes und der Grösse von  $\alpha$  oder  $\beta$  am geringsten ist. Zum Zwecke der Vereinfachung wurde das Verhältnis

$$k(A_2, A_3) = \frac{\delta^2}{\alpha(1)} \text{ betrachtet.}$$

Es sind die *Elkinsschen* Formeln, Formeln 3 und 13, bzw. die abgeleitete Formel 24 und Formel 25, welche dem kleinsten Werte von  $k$  entsprechen. Als wenig geeignet für die Berechnung der zweiten Ableitungen erscheinen die Formeln vom *Henderson-Zietz* Nr. 8, 11 und Formel 22 von *Baranov*.

Im zweiten Teil befasst sich die vorliegende Arbeit mit der Aufgabe, in welchen Grenzen sich die Koeffizienten  $A_i$  ändern können, falls man die Formeln für die Berechnung der zweiten Ableitungen mittels der Methode der kleinsten Quadrate in der von *Peters* und *Elkins* angegebenen Weise ableitet, wenn man die variablen Gewichtskoeffizienten betrachtet.

Zuerst wird man diese Aufgabe allgemein lösen für den Fall, dass die Anzahl der Kreise mit den bekannten mittleren Schwerewerten dem  $N$  gleich ist. Benutzt man die Methode von *Peters*, bestimmt man von den bekannten Werten  $\bar{g}(k_j r)$  für  $j = 1, \dots, N$  mittels der Methode der kleinsten Quadrate den Koeffi-

zienten  $c_2$  in der Entwicklung (2) für  $\bar{g}(r)$ , wo  $M$  Glieder betrachtet werden. Man kann zwei Fälle unterscheiden: in der Entwicklung  $\bar{g}(r)$ , 1.  $g_0 = c_0$ , 2.  $g_0 \neq c_0$ .

Falls  $g_0 = c_0$ , gibt es  $M$  unbekannte Koeffizienten  $c_{2i}$  ( $i = 1, 2 \dots M$ ). Dabei muss man  $M < N$  wählen. Die normale Gleichung (Summe der Quadrate der Korrekturen)  $W$  wird folgende Form haben:

$$W = \sum_{j=1}^N \alpha_j \left[ \bar{g}_j(k_j r) - g_0 - \sum_{i=1}^M c_{2i} (k_j r)^{2i} \right]^2,$$

wobei  $\alpha_j =$  Gewichtskoeffizienten mit Voraussetzung, dass  $\alpha_j \geq 0$ .

Aus der Bedingung, dass der Wert  $W$  minimal sei, lässt sich ein System von  $M$  Gleichungen ableiten, von welchen man den Koeffizienten  $c_2$  berechnen kann. Für den Koeffizienten  $A_i$  erhält man folgende Ausdrücke:

$$A_0 = \frac{4}{\Delta} \sum_{\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_M)} \alpha_{\varepsilon_1} \dots \alpha_{\varepsilon_M} \begin{vmatrix} k_{\varepsilon_1}^2 \dots k_{\varepsilon_M}^2 \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_M}^{2M} \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} 1 \dots 1 \\ k_{\varepsilon_1}^4 \dots k_{\varepsilon_M}^4 \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_M}^{2M} \end{vmatrix},$$

wobei  $\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_M) =$  Kombinationen von  $M$  Elementen (Nummern) aus  $N$  Elementen (Nummern).

$$A_t = -\frac{4\alpha_t}{\Delta} \sum_{\substack{\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_{M-1}) \\ \varepsilon_i \neq t}} \alpha_{\varepsilon_1} \dots \alpha_{\varepsilon_{M-1}} = 1 \begin{vmatrix} k_t^2, k_{\varepsilon_1}^2 \dots k_{\varepsilon_{M-1}}^2 \\ k_t^{2M}, k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_{M-1}}^{2M} \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} k_{\varepsilon_1}^4 \dots k_{\varepsilon_{M-1}}^4 \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_{M-1}}^{2M} \end{vmatrix}.$$

In den angeführten Formeln bedeutet

$$\Delta = \sum_{\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_M)} \alpha_{\varepsilon_1} \dots \alpha_{\varepsilon_M} \begin{vmatrix} k_{\varepsilon_1}^2 \dots k_{\varepsilon_M}^2 \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_M}^{2M} \end{vmatrix}^2$$

Ähnlicherweise kann man für den Fall  $c_0 \neq g_0$  folgende Ausdrücke für die Koeffizienten  $A_i$  ableiten.

$$A_0 = \frac{4\alpha_0}{\Delta} \sum_{\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_M)} \alpha_{\varepsilon_1} \dots \alpha_{\varepsilon_M} \begin{vmatrix} k_{\varepsilon_1}^2 \dots k_{\varepsilon_M}^2 \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_M}^{2M} \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} 1 \dots 1 \\ k_{\varepsilon_1}^4 \dots k_{\varepsilon_M}^4 \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_M}^{2M} \end{vmatrix}$$

$$A_i = -\frac{^i\alpha_i}{\Delta} \left\{ \alpha_0 \sum_{\substack{\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_{M-1}) \\ \varepsilon_j \neq i}} \alpha_{\varepsilon_1} \dots \alpha_{\varepsilon_{M-1}} \begin{vmatrix} k_i^2, k_{\varepsilon_1}^2 \dots k_{\varepsilon_{M-1}}^2 \\ \vdots \\ k_i^{2M}, k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_{M-1}}^{2M} \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} k_{\varepsilon_1}^4 \dots k_{\varepsilon_{M-1}}^4 \\ \vdots \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_{M-1}}^{2M} \end{vmatrix} - \right. \\ \left. - \sum_{\substack{\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_M) \\ \varepsilon_j \neq i}} \alpha_{\varepsilon_1} \dots \alpha_{\varepsilon_M} \begin{vmatrix} 1 & 1 & \dots & 1 \\ k_i^2, k_{\varepsilon_1}^2 \dots k_{\varepsilon_M}^2 \\ \vdots \\ k_i^{2M}, k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_M}^{2M} \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} 1 & \dots & 1 \\ k_{\varepsilon_1}^4 \dots k_{\varepsilon_M}^4 \\ \vdots \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_M}^{2M} \end{vmatrix} \right\},$$

wobei

$$\Delta = \alpha_0 \sum_{\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_M)} \alpha_{\varepsilon_1} \dots \alpha_{\varepsilon_M} \begin{vmatrix} k_{\varepsilon_1}^2 \dots k_{\varepsilon_M}^2 \\ \vdots \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_M}^{2M} \end{vmatrix}^2 + \\ + \sum_{\pi(\varepsilon_1 \dots \varepsilon_{M+1})} \alpha_{\varepsilon_1} \dots \alpha_{\varepsilon_{M+1}} \begin{vmatrix} 1 & \dots & 1 \\ k_{\varepsilon_1}^2 \dots k_{\varepsilon_{M+1}}^2 \\ \vdots \\ k_{\varepsilon_1}^{2M} \dots k_{\varepsilon_{M+1}}^{2M} \end{vmatrix}^2$$

In allen Formeln setzt man voraus:  $\varepsilon_1 < \varepsilon_2 < \dots < \varepsilon_M$ .

Aus der Bedingung, dass die Gewichtskoeffizienten nur positive Werte annehmen können, findet man die Grenzen, in welchen sich die Koeffizienten  $A_i (i=0, 1 \dots N)$  bewegen. Diese Aufgabe wird man für einen Sonderfall  $N=3$  lösen.

Nachdem für  $N=3$  nur zwei Koeffizienten  $A_i$  unabhängig sind, wird man nur die Beschränkung der Koeffizienten  $A_2, A_3$  folgern. Die Ergebnisse — wie auch im ersten Teil dieser Arbeit — können in dem Koordinatensystem  $A_2, A_3$  graphisch dargestellt werden. Die Beschränkung der Werte  $A_2, A_3$  wird in der Ebene  $A_2, A_3$  den Bereich begrenzen, in welchem die Formeln  $(g_{zz})_p$  Abhängigkeit von den variablen Gewichtskoeffizienten  $\alpha_j$  liegen.

Wenn man ein Bereich bezeichnet, in welchem die Formeln  $(g_{zz})_p$  für  $g_0 = c_0; M=1$  liegen, so der stellt Bereich ein Dreieck mit den Gipfeln von folgenden Koordinaten vor:  $(-2, 0), (0, 0), (0, -\frac{4}{5})$ .

Für den Fall  $g_0 = c_0; M=2$ . Es ist eine Gerade der Gleichung  $A_2 + 10 A_3 - 2 = 0$ , die mit den Punkten  $(-\frac{10}{3}, \frac{8}{15}), (2, 0)$  begrenzt ist.

Für den Fall  $M=3$  erhält man einen Punkt mit den Koordinaten  $(\frac{10}{3}, -\frac{2}{15})$  welcher auf der vorhergehenden Geraden liegt und Formel 11 angibt.

Ebenso im Fall  $c_0 \neq g_0$  ergibt sich für  $M=1$  ein Bereich der Formeln  $(g_{zz})_p$ .



Für  $M=2$  erhält man einen Bereich der Formeln  $(g_{zz})_p$  in der Form einer Abszisse der Gleichung  $A_2 + 10 A_3 - 2 = 0$ , die durch die Punkte  $(-8, 1)$   $(0,0)$  begrenzt ist.

Für den Fall  $M=3$ , der sich schon der Lösung durch die Methode der kleinsten Quadrate entzieht, ergibt sich Punkt  $\left(\frac{10}{3}, -\frac{2}{15}\right)$  welcher auf der Geraden von dem vorhergehenden Falle liegt und Formel 11 darstellt.

Alle Formeln liegen in den gefundenen Bereichen und lassen, sich einheitlich mittels der Methode der kleinsten Quadrate ableiten wenn man geeignete Gewichtskoeffizienten  $\alpha_j$  wählt.

# A nehézségi erőtér és a mesterséges holdak

RENNER JÁNOS

Évszázados törekvése a tudománynak, hogy a Föld alakját minél pontosabban megismerje. Hosszú időn át geodéziai és csillagászati módszerekkel igyekeztek a feladatot megoldani. Azonban egyre inkább előtérbe kerül az a szemlélet, hogy mivel a geoid a nehézségi erőtér szintfelülete, a Föld alakjához a nehézségi erőtér pontos megismerésével jutunk el. Ez a szemlélet vetette meg a fizikai geodézia alapját. A fizikai geodézia alapítója *Stokes*tól származik, akinek alapvető munkája a múlt század közepén jelent meg. A feladatnak gravimetriai megoldásához az egész Föld felületére kiterjedő nehézségi mérések szükségesek, amiben még nagyon sok a hiány, különösen az óceánokon és általában a déli féltéken. Újabban nemzetközi összefogással igen komoly erőfeszítések történnek a még meglévő hiányok megszüntetésére tengeri és légi mérések útján.

1957. október 4-e új fordulatot adott a földalag kutatásának. Ezen a napon lőtték fel a Szovjetunióban az első mesterséges holdat, a Szputnyik I-et. Azóta már sok különböző típusú, részben szovjet, részben észak-amerikai mesterséges hold került földkörüli pályára. A mesterséges holdak a Föld nehézségi erőterében végzik mozgásukat az égi mechanika törvényei szerint s így kézenfekvő az a gondolat, hogy a mesterséges hold Földről megfigyelhető pályaelemeiből a nehézségi erőtérre, tehát egyúttal a Föld alakjára lehet következtetni. Ennek a kérdésnek az 1957 óta eltelt néhány év alatt gazdag irodalma van. Néhányat felsorolok az erre vonatkozó tanulmányokból:

*Buchar, E.*: The motion of the orbital node of Sputnik 2 and the oblateness of the Earth. *Studia Geophys. et Geod. Praha.* 1958.

*King-Hele, D. G.*: The Earth's Gravitational Potential, deduced from the orbits of Artificial Satellites. *Geophysical Journal.* 4. 1961.

*Kaula, W. M.*: Improved Geodetic Results from Camera Observations of Satellites. *Journal of Geophysical Research.* V. 68. Nr. 18. 1963.

*King-Hele, D. G., Cook, G. E., Rees, J. M.*: Determination of the even harmonics in the Earth's Gravitational Potential. *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society.* 8. 1963.

*Ledersteger, K.*: A mesterséges holdak és a Föld tömegfüggvényei. *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Oszt. Közleményei* 32. k. 1-4. 1963.

Tudvalevő, hogy ha a pályájára tért mesterséges hold sebessége az első kozmikus sebességnél nagyobb, akkor a pálya ellipszis. A pálya jellemzői: a pálya és az egyenlítő síkja közti hajlásszög, az ellipszis nagytengelye, excentricitása, a perigeum, továbbá a pályaellipszis és az egyenlítő síkjának metszéspontja, ún. csomópont s ennek ívtávolsága a tavaszponttól. A Föld lapultságának következtében a csomópont a tavaszponthoz viszonyítva elmozdul, éspedig retrográd irányban; másik következménye pedig az, hogy a pályaellipszis saját síkjában elfordul, tehát megváltozik a perigeum ívtávolsága a csomóponttól.

A mesterséges hold pályaelemeinek változása a tömegvonzási potenciál gömbfüggvényes sorfejtésének együtt-

hatóival van kapcsolatban. A potenciál ugyanis:

$$U = \frac{fM}{R} \left[ \frac{R}{l} - \sum_{n=2}^{\infty} J_n \left( \frac{R}{l} \right)^{n+1} P_n(\sin \psi) \right]$$

Itt  $M$  a Föld tömege,  $R$  a sugara,  $l$  és  $\psi$  a mesterséges hold geocentrikus koordinátái.  $J_n$  együtthatók a tömegfüggvények,  $P_n$  a Legendre-féle gömbfüggvény  $n$ -edfokú tagja.

$J_2$  tömegfüggvény fizikai jelentése:

$$J_2 = \frac{C - A}{MR^2}$$

E kifejezésben  $C$  a Föld tehetetlenségi nyomatéka a forgástengelyre,  $A$  az egyenlítő átmérőjére vonatkozólag.

A csomópont elmozdulásának kifejezésében előfordulnak a  $J_n$  tömegfüggvények, s így ha megfelelő megfigyelési anyag áll rendelkezésre, akkor az egyes tömegfüggvények kiszámíthatók.

Több szerző által végzett számítás eredményeképpen

$$10^6 J_2 = 1082,9 \pm 0,1$$

A többi tömegfüggvény értéke ennél jóval kisebb, pl.

$$10^6 J_4 = -1,03 \pm 0,2$$

A Föld lapultsága a  $J_2$  tömegfüggvényből számítható ki. A mesterséges holdak eddigi adataiból nyert lapult-

ság az  $1/298,3$  értéket közelíti meg legjobban s ez megegyezik a Krasszovszkij-féle ellipszoid lapultságával. A nagyobb indexű tömegfüggvények értéke alig haladja meg a meghatározás középhibáját.

A mesterséges holdak adatainak geodéziai felhasználásában némi bizonytalanságot okoz a levegő ellenállításának a pályára kifejtett módosító hatása. A pontos kiértékeléseknél a luniszoláris hatást is tekintetbe kell venni.

Bár a mesterséges holdak megfigyeléséből értékes információkat kapunk a Föld alakjáról, ezek nem pótolják a gravimetriai geoidmeghatározást. A geoidundulációk és a függővonelehajlások részletes megállapítása a mesterséges holdak pályaelemeiből ma még nem lehetséges, de a geoidundulációk nagyvonalú meghatározására már van lehetőség, miként az *Kaula* 1963. évi fent említett tanulmányában közölt ábrákból kitűnik. Az így megállapított geoidundulációk elég jól egyeznek a gravimetriai úton nyert undulációkkal.

A legutóbbi években az Amerikai Egyesült Államokban különleges geodéziai célú mesterséges holdat szerkesztettek. A geodéziai holdat nagy magasságba juttatták fel s olyan berendezéssel látták el, amely 5–6 másodpercenként igen rövid tartamú, erősen felvillanó fényjeleket ad le. Ezek a jelek több állomásról egyidejűleg figyelhetők meg.

# Szilágyi Béla

1876—1964

Még nemrégén sorainkban tevékenykedett és nehezen nyugszunk bele, hogy többé nem jelenik meg közöttünk.

Szilágyi Béla több mint 60 év előtt, mint kultúrmérnök kezdte pályáját, majd rövidesen a háromszögelés lett a munkaköre. Több publikációja jelent meg a nagy hálózatok koordináta kiegyenlítéséről. Tudományos és irodalmi működését az első világháború félbeszakította.

Tizenhat hónapi frontszolgálatában közben kétszer is megsebesült. A román különbéké megkötése előtt a magyar-román határmegállapító bizottságban magyar részről a geodéziai munkálatokat vezette.

A háború befejezése után a Háromszögeli Hivatalban, később a Pénzügyminisztérium Felmérési Osztályán dolgozott. 1921-től három évig vezette a magyar-csehszlovák határmegállapító bizottság műszaki munkálatait.

1924-től ismét a Pénzügyminisztériumban működött nyugdíjbalépéséig, 1937-ig, előbb mint osztályvezető, majd mint a Földmérési és Földadó Főosztály vezetője. Mérnöki, de

együttal emberi értékeinek elismerését jelentette, hogy e szétágazó munkakör élére személyében először nem jogász, hanem mérnök került. E területen legfőbb érdeme, hogy ő létesítette a régi Osztrák-Magyar monarchiától független, országos magyar felsőrendű szintezési hálózatot.

1925-től kezdve azonban már a Geofizikai Intézetben is tevékenykedett. Az újonnan készülő Eötvös-ingák tehetetlenségi nyomatakát határozta meg. 1937-től kezdve egyéb műszaki munkák mellett több ízben résztvett az Intézet terepi méréseiben.

1949-től 1957-ig, második nyugdíjbalépéséig, az Intézet tudományos munkatársaként az országos földmágneses hálózati mérésekben, majd mágneses kutatásokban vett részt.

A felszabadulás után tagja volt az MTA. Geodéziai Főbizottságának. 1957-ben egyesületünk tiszteleti taggá választotta.

Nagyon szép népi kerámiai gyűjteménye volt, szerette a szép zenét és az embereket.

Most fájdalommal búcsúzunk tőle, emléket kegyelettel őrizzük.

*Oszlaczky Szilárd*

---

## KÖZLEMÉNY

A Magyar Forradalmi Munkás-Paraszt Kormány 1013/1964 (V. 4.) számú határozata a Központi Földtani Hivatal hatásköréről, szervezetéről és működéséről megjelent a Magyar Közlöny 29. számában (1964. máj. 4.)

A Központi Földtani Hivatal elnöke:

*Dr. Kertai György*

# EGYESÜLETI HÍREK

Tájékoztató a Magyar Geofizikusok Egyesülete 1964. április 24-i vezetőség-választó közgyűléséről:

1. A közgyűlés a főtitkári beszámolót egyhangúan elfogadta.
2. A közgyűlés a módosított alapszabályt – kisebb kiegészítéssel – szintén egyhangúlag elfogadta.
3. A közgyűlés az alábbi tisztkart választotta meg:

Elnök	<i>Bese Vilmos</i>
Társelnökök:	<i>Dr. Egyed László</i> <i>Dr. Tárczy-Hornoch Antal</i>
Ügyvezető alelnök:	<i>Dr. Sebestyén Károly</i>
Főtitkár:	<i>Czeplédi István</i>
Titkárok:	<i>Ádám Oszkár</i> <i>Molnár Károly</i>
Vidéki titkárok:	<i>Bencze Pál (Soproni Csoport)</i> <i>Dorogi József (Nagykanizsai Csoport)</i> <i>Elek István (Mecseki Csoport)</i> <i>Hartner Mihály (Alföldi Csoport)</i>
Elnökségi tagok:	<i>Barlai Zoltán</i> <i>Dr. Barta György</i> <i>Dr. Csókás János</i> <i>Dr. Fülöp József</i> <i>Honfi Ferenc</i> <i>Nagy Sándor</i> <i>Rádlér Béla</i> <i>Dr. Renner János</i> <i>Dr. Rybár István</i> <i>Dr. Stegena Lajos</i>

A továbbiakban megválasztotta a 36 tagu választmányt és a 3 tagu számvizsgáló bizottságot.

4. A közgyűlés azoknak a tagtársaknak, akik az Egyesület megalapítása óta – 10 éve – tagok, emléklapot adott át.

*Alapítótag emléklapot kaptak:*

<i>Dr. Albert Anna</i>	<i>Elek Jánosné</i>	<i>Józsa László</i>
<i>Dr. Ádám Antal</i>	<i>Erkel András</i>	<i>Karas Gyula</i>
<i>Ádám József</i>	<i>Erős János</i>	<i>Karas Gyuláné</i>
<i>Ádám Oszkár</i>	<i>Dr. Facsinay László</i>	<i>Kardos István</i>
<i>Banai Gyula</i>	<i>Fekete János</i>	<i>Kárpáti Elemér</i>
<i>Dr. Barta György</i>	<i>Dr. Flórián Endre</i>	<i>Dr. Kertai György</i>
<i>Bádonyi Géza</i>	<i>Forró Nándor</i>	<i>Kilczner Gyula</i>
<i>Bender Leventéné</i>	<i>Földy Gyula</i>	<i>Kiss Lajos</i>
<i>Bencze Pál</i>	<i>Fülöp Lajos</i>	<i>Kiss Zoltán</i>
<i>Dr. Bendefy László</i>	<i>Gadó Károly</i>	<i>Komáromy István</i>
<i>Bertha István</i>	<i>Gálfi János</i>	<i>Kovács Béla</i>
<i>Bese Vilmos</i>	<i>Gellert Ferenc</i>	<i>Dr. Kőrössy László</i>
<i>Béldi Ferenc</i>	<i>Grimm Lajos</i>	<i>Kremszner Miklós</i>
<i>Dr. Csiky Gábor</i>	<i>Groholy Tivadar</i>	<i>Kurali Ferencné</i>
<i>Dr. Csomor Dezső</i>	<i>Hartner Mihály</i>	<i>Kutasy Imre</i>
<i>Dr. Csókás János</i>	<i>Dr. Haáz István Béla</i>	<i>Laczkovics József</i>
<i>Dankházi Gyula</i>	<i>Dr. Haáz Istvánné</i>	<i>Lakatos Sándor</i>
<i>Dankházi László</i>	<i>Hobot József</i>	<i>Lambert Ferenc</i>
<i>Detre László</i>	<i>Hoffer Egon</i>	<i>Lányi János</i>
<i>Divéky Adorján</i>	<i>Honfi Ferenc</i>	<i>Dr. Lendvai Károly</i>
<i>Dombai Tibor</i>	<i>Horváth Árpád</i>	<i>Liszt Ferenc</i>
<i>Doroszlai Sándor</i>	<i>Ihász János</i>	<i>Liptay István</i>
<i>Egerszegi Pál</i>	<i>Járányi István</i>	<i>Markó László</i>
<i>Dr. Egyed László</i>	<i>Jerzsabek József</i>	<i>Masszi Dénes</i>

Márton Péter  
Miklós Gergely  
Mituch Erzsébet  
Molnár Károly  
Molnár Károly  
Nagy Magdolna  
Németh László  
Nyitrai Tibor  
Országh János  
Dr. Oszlaczky Szilárd  
Ottlik Péter  
Pakróczy Imre  
Petrasovitch Eleonóra  
Péter Ferenc  
Pintér Anna  
Pollhammer Manóné  
Posgay Károly  
Radványi László  
Rákóczy István  
Reményi György  
Dr. Renner János

Dr. Rybár István  
ifj. Rybár István  
Rumpler János  
Ruzicska Jenő  
Ruzsa Béla  
Sajti László  
Dr. Scheffer Viktor  
Dr. Sebestyén Károly  
Sédy Lóránd  
Dr. Simon Béla  
Dr. Stegena Lajos  
Dr. Suloky István  
Szabó Gábor  
Szabó Margit  
Dr. Szabó Pál Zoltán  
Szabó Zoltán  
Szabó Zoltánné  
Szabadváry László  
Szalay Mihály  
Szarka Rudolf  
Dr. Szemerédy Pál

Dr. Szénás György  
Dr. Szénás Györgyné  
Szilárd József  
Szilágyi Béla  
Takács Ernő  
Dr. Tárczy-Hornoch Antal  
Dr. Tolmár Gyula  
Trenka Sándorné  
Ujjalussy Antal  
Ujhelyi Györgyné  
Vados István  
Varga Imre  
Vándor Béla  
Várfalvi Lajos  
Várnai László  
Wallner Ákos  
Zilahi-Sebess László  
Zimányi István  
Zsille Antal  
Zsitvay Szilárd

5. A közgyűlés az Egyesület további munkájának hatékonyabbá tétele és irányítására az alábbi határozatokat hozta:

A geofizika területén hosszabb ideje dolgozó technikusok fokozottabb szakmai és erkölcsi megbecsülése céljából lehetővé kell tenni — miután annak idején erre nem volt lehetőség — a geofizikus levelező felső technikai oktatást.

A fiatal tagtársaink aktivitásának növelése céljából törekedjen az Elnökség ifjúsági bizottság működtetésére.

Az egyesületi előadások és viták színvonalának emelése céljából vizsgálja meg az elnökség szakosztályok létrehozásának és az előadóülések szakosztályokban való megtartásának lehetőségét.

Fokozza az Egyesület Elnöksége a társegyesületekkel való együttműködést; közös szakbizottságok létrehozásával, előadó ülések és nagyrendezvények közös rendezésével.

Hozzon létre az Elnökség olyan kapcsolatot a geofizikát alkalmazó intézményekkel, vállalatokkal, hogy a távlati és éves népgazdasági tervek egyesületi szinten megvitatásra kerüljenek.

Fordítson különös gondot az Egyesület vezetősége a vidéki csoportok működésére. Támogassa munkájukat a központban elhangzott, érdeklődésre számot tartó előadások vidéken való megismétlésével.

Tegyen az Elnökség kezdeményező lépéseket a „szeptemberi ankét” nemzetközivé tételére. Keresse meg a baráti országokat a ankét váltakozó megrendezésére vonatkozóan.

Az Elnökség dolgozza ki az Egyesület ügyrendjét és tájékoztassa az 1965. évi közgyűlést a végrehajtásáról.

Az Elnökség vizsgálja meg az egyesületi tagdíjfizetés helyzetét és szerezzen érvényt az alapszabály idevonatkozó rendelkezéseinek.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete

## X. SZIMPÓZIUMA

1964. szeptember 14 – 20-ig kerül megrendezésre.

A rendezvény helye: Technika Háza

\*

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Шеффер В.</i> : О геофизическом исследовании геотермических зон Земли .....	1
<i>Татар Я.</i> : О направлениях развития радиоактивного каротажа .....	18
<i>Адам А.—Вере И.</i> : Н влиянии геологического строения Карпатского бассейна на региональные работы по изучению теллурических токов .....	23
<i>Фрич В.</i> : Геоэлектрические работы в районе озера Найзидлер .....	31
<i>Ольцнер Х.</i> : Расширение области применения ударной сейсмоки .....	33
<i>Беранек Б.</i> : Некоторые замечания к формулам для вычисления вторых производных поля силы тяжести .....	39

## INHALT

<i>V. Scheffer</i> : Geophysikalische Untersuchung der geotermischen Gebiete der Erde .....	1
<i>J. Tatár</i> : Die Entwicklungslinien der radioaktiven Bohrlochmessung .....	18
<i>A. Ádám—J. Verbó</i> : Die Wirkung der geologischen Struktur der Karpatenbecken auf die regionalen Messungen der tellurischen Ströme .....	23
<i>V. Fritsch</i> : Die geoelektrischen Untersuchungen im Bereiche des österreichischen Neusiedlersees .....	31
<i>Chr. Oelsner</i> : Erweiterung der Schlagseismik .....	33
<i>B. Beranek</i> : Einige Bemerkungen zu den Formeln für die Berechnung der zweiten Schwereableitungen .....	39

