

0362/27/K

Magyar Állami Eötvös Loránd  
GEOFIZIKAI INTÉZET  
KÖNYVTÁRA

1977 . . . . .

4.08/13  
5ndd.  
marras  
sürges

2010

MAGYAR

# Geofizika

1993 -nr-



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE FOLYÓIRATA  
BUDAPEST, 1963. IV. ÉVFOLYAM 1—2. 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

Szerkesztő

ELFER ANTALNÉ

Felelős kiadó

SOLT SÁNDOR

TARTALOMJEGYZÉK

× Scheffer Viktor: A geotermikus mélységlépcső regionális értékei a Kárpát-medencék területén .....	1
Sz. Kilényi Éva—Trenka Sándorné: A refrakciós későbbi beérkezések kiértékelése .....	7
Márton Péter: Megjegyzések a $\sigma_1 \sigma_2$ — földmodellhez ...	13
Barta György: Kiegészítés, Márton Péter: „Megjegyzés a $\sigma_1 \sigma_2$ -földmodellhez” c. értekezéshez .....	17
N. Panner: Die Anwendung des Turam — Verfahrens in der DDR nachweis tektonischer Störungen .....	18
H. Kautzleben: Die geomagnetischen Landesvermessungen auf dem Gebiet der DDR und einige Ergebnisse ihrer Bearbeitung .....	19
Ádám Antzsl—Bencze Pál: Kisfrekvenciás természetes elektromágneses energiaforrás vizsgálata .....	29
H. Militzer: Prinzip und Anwendungsmöglichkeiten der Vibratortechnik für moderne ingenieur-geophysikalische Untersuchungen .....	35
Czuczor Ernőné: A Hold hatása a földi áramokra .....	36
A Magyar Forradalmi Munkás-Paraszt Kormány 1014/1963. (VI. 30.) számú határozata a sajtóban nyilvánosságra hozott javaslatok és bírálatok megválaszolásáról .....	42
Ádám Antal—Verő József: Az országos földi árammérések újabb eredményei .....	43
Dr. Sebestyén Károly—Hoboth József: Új szempontok a tellurikusáram mérésekben .....	52
Szabadvány László: A nagymélységű geoelektromos kutatás fejlődése Magyarországon .....	58
Barlai Zoltán: Ekvivalens műföldhálózatok elmélete és alkalmazása az elektromos karottázs műszerkutatásban; az ekvivalencia-mátrix jelentősége .....	63
A III. Angyalföldi Újító- és Tapasztalatcsere Kiállítás eredményei .....	69
Kiss E. Zoltán: A hidasi barnaköszén-terület mélyfúrás geofizikai kutatása .....	70
Márhoffer József: Kísérletek a hőmérsékletméréssel történő cementpalást-magasság kimutatásának optimális idejére .....	75
Egyesületi Hírek .....	83
Szilágyi Endre: Mélyfúrásokban végzett ferdeségmérések kiértékelése .....	84
W. Ullmann—R. Maaz: Zur Ortung von Erdbeben .....	92
Ch. Teupser—W. Ullmann: Ein neuer Vertikalseismograph mit galvanometrischer Registrierung .....	93
Tóth Géza: Könyv- és lapszemle .....	94

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  
63.2719. Állami Nyomda, Budapest

# A geotermikus mélységlépcső regionális értékei a Kárpát-medencék területén

S C H E F F E R V I K T O R

*A dolgozat a Kárpát-medencében rendelkezésre álló geotermikus mélységlépcső-adatokat foglalja össze, teszi kritika tárgyává és megszerkeszti az egyenlő mélységlépcső-térképet. Megállapítja, hogy a Magyar-medence különleges helyzetet foglal el.*

*Дается обзор о величинах геотермического градиента, определенных до сих пор для всей территории Карпатского бассейна. Имеющиеся данные подвергаются критике и приводится схема равных геотермических градиентов. Делается вывод об особом положении Венгерского бассейна.*

*Im Vortrag werden die Angaben der geothermischen Tiefenstufe, die im Karpatenbecken zur Verfügung stehen, zusammengefasst, einer kritischen Untersuchung unterworfen und für eine Kartendarstellung der gleichen Tiefenstufen verwendet.*

*Es wird festgestellt, dass das Ungarische Becken eine besondere Lage besitzt.*

1961. május 27-én a Freiberg-i Bányásznapon tartott „Über einige regional-geophysikalische Probleme der Karpaten-becken” című előadásunkban (1) ismertettem, hogy a Kárpát-medencék centrális részében a gravitációs anomáliák regionális változásai, valamint a mélyszeizmika és a szeizmológia eredményei alapján a földköpeny egy kb. 10 km-es viszonylagos magaslata állapítható meg. A földkéreg e regionális elvékonyodásának területe pedig érdekes geotermikus anomáliák zónája.

A probléma fontosságára való tekintettel az elmúlt évben összegyűjtöttem és tanulmányoztam a Kárpát-medencék regionális jellegű geotermikus mélységlépcső értékeit. Eredményeimről a következőkben számolok be.

Az I. ábrában bemutatott „A geotermikus mélységlépcső regionális értékei a Kárpát-medencék területén” c. térkép-vázlatunkon a geotermikus mélységlépcső regionális vagy zónális értékeinek Magyarországon és a környező területeken megállapított nagyságát tüntettem fel.

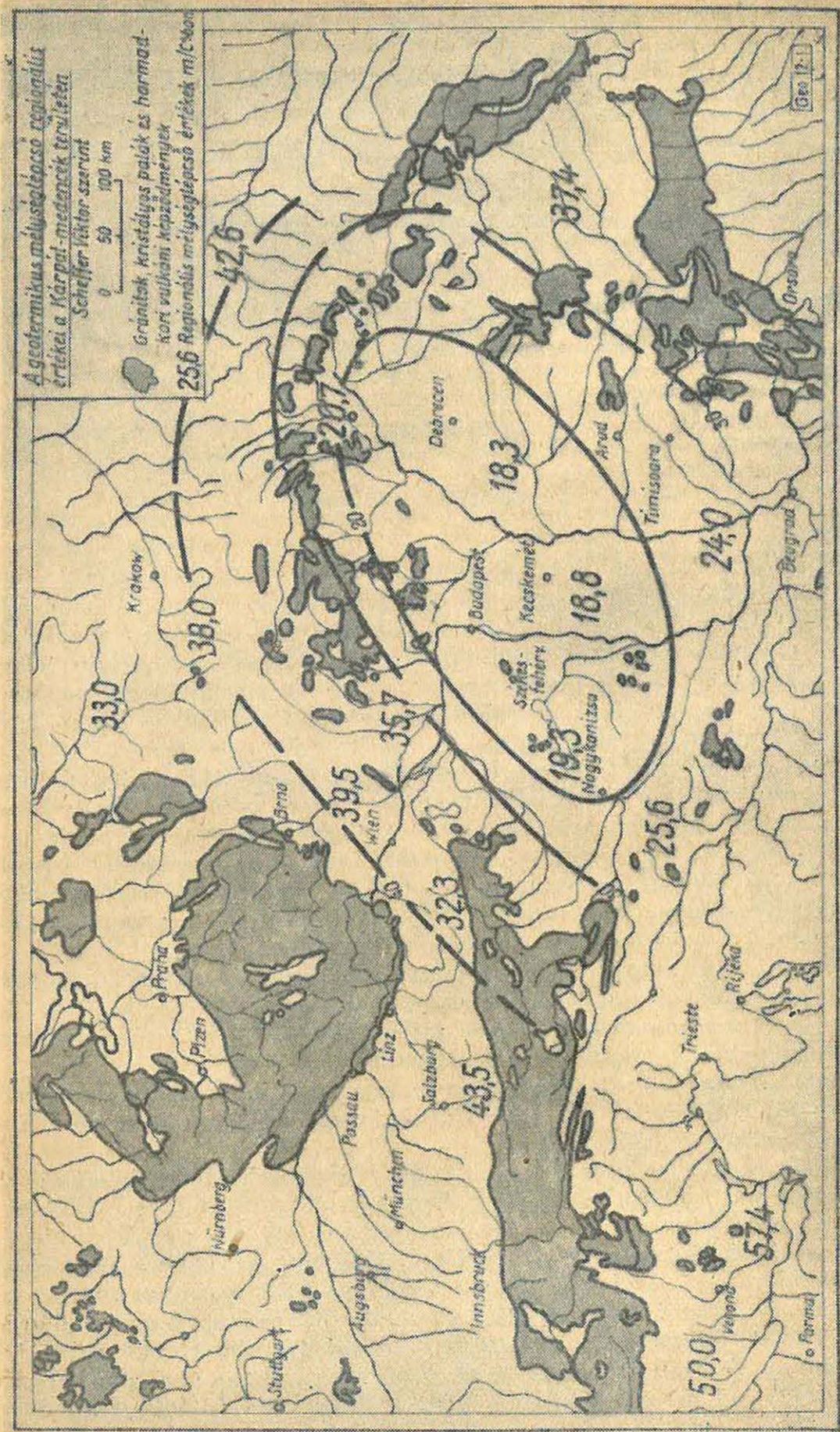
A mélységlépcső magyarországi regionális értékeit Boldizsár Tibor összeállításából (2) számítottam, hazánk területét 3 zónára osztva fel.

Ezek közül a dunántúli regionális mélységlépcső-érték 19 mélyfúrásban végzett meghatározás alapján, 19,3 m/C°-nak adódik.

A Duna–Tisza-közén a rendelkezésre álló 14 adat alapján a mélységlépcső 18,8 m, a tiszántúli 38 adat alapján pedig 18,3 m-nek adódik 1 C° hőemelkedésnek megfelelően.

A Bécsi-medencére számított 39,5 m/C° regionális mélységlépcsőérték meghatározásához tekintetbe vettük F. Schippeck (3) a Mühlberg-i, Matzen-i, Zwerndorf-i és Fischamend-i gázmezőkre vonatkozó adatgyűjteményét és az I. Kalina, Ceskoslovenské Naftové Doly, Hodonin geofizikusa által közölt a Bécsi Medence 9 csehszlovák kutató területén mért adatokat (4).

A kelet- és nyugat-ausztriai 32,3 és 43,5 m/C° nagyságú mélységlépcső-értékeket Robert Janoschek, az Osztrák Földtani Társulat elnöke volt szíves Bruno Kunz, a Rohölgewinnungs A. G. geofizikusa vizsgálatai alapján megadni. Ez értékeket 40 mélyfúrásban végzett hőmérsékletmérés eredményeiből állapították meg (5).



1. ábra. A geotermikus mélységlegeső regionális értékei a Kárpát-medencék területén

A Kisalföld csehszlovák részén a Diakovce-i és Spacince-i fúrásokban végzett hőmérsékletmérések eredményei alapján I. Kalina (4) által megadott adatokból  $35,7 \text{ m/C}^\circ$ -nak adódik a geotermikus mélységlépcső.

A kelet-szlovákiai neogén medence 6 mélyfúrásából az ún. külső flis zóna Vlasy-i fúrásában végzett méréseket véve alapul (4)  $20,7$  ill.  $27,6 \text{ m/C}^\circ$ -nak adódnak a mélységlépcsők regionális értékei.

A jugoszláviai, horvátországi  $25,6 \text{ m/C}^\circ$ -os regionális geotermikus mélységlépcsőértéket A. Rubinić (6) publikációjából ismerjük. Ennek alapja 55 horvátországi mélyfúrásban végzett mérésorozat.

A jugoszláviai Vajdaságra jellemző  $24,0$ -ás értéket V. Aksin, a Novi-Sad-i „Naftagas” vállalat főgeológusa számította ki és adta meg a vajdasági nagyszámban lemélyített mélyfúrásban végzett vizsgálatok alapján (7).

Az Erdélyi-medencét jellemző értéként a Nagysármás 1. sz. fúrásban végzett mérések alapján megállapított  $37,4 \text{ m/C}^\circ$ -t fogadtam el annál is inkább, mert román geofizikus kollégáink szóbeli közlései alapján is ez az érték, melyet a Papp K. közlésében foglalt adatok átszámításával nyertem (8), az eddig még nem publikált román adatok alapján is, nagyobb területegységre érvényesnek látszik.

Az Északkeleti-Kárpátok külső előterében Boryslaw környékére S. Plewa, a Krakow-i Instytut Naftowy tudományos munkatársa adatgyűjteménye (9) és a Reich-Zwenger kézikönyvben közölt adatok alapján (10)  $42,6 \text{ m/C}^\circ$  középértékűnek adódik a geotermikus mélységlépcső zónális értéke.

Ugyancsak S. Plewa összeállítása alapján a lengyel Keleti-Kárpátokban  $40,0 \text{ m/C}^\circ$ , a lengyel Nyugati-Kárpátokban  $39,0 \text{ m/C}^\circ$ , Felső-Sziléziában pedig  $33,0 \text{ m/C}^\circ$ -ra vehető regionális viszonylatban a geotermikus mélységlépcső.

A térkép DNy-i sarkában feltüntetett két Pó-síksági zónális értéket T. Rocco összeállításából (11) vettem át. Az  $50,0 \text{ m/C}^\circ$  értéket 12 Verona és Milano között fekvő gázmezőben végzett mérések eredményei alapján számítottam. A Verona és az Adriai-tenger között fekvő területre megadott  $57,4 \text{ m/C}^\circ$ -os mélységlépcsőértéket pedig 5 gázmezőben felvett adatok alapján határoztam meg.

A megszerkesztett térképet 8 országban végzett hőmérsékletmérések eredményei alapján állítottam össze. Az értékek összegyűjtése közben tapasztaltam, hogy a mélységlépcső számszerű értékének megállapítása az egyes országokban nem azonos kritériumok figyelembevételével történt. Az olaszországi mélységlépcsőértékek megállapítása pl. egy-egy fúróluk szakaszban mért hőmérsékleti különbség alapulvételével történt. Nálunk az évi talajközéphőmérséklet tekintetbevételével a földfelszínről indulunk ki a mélységlépcső meghatározásánál. Máshol szintén a földfelszínről indulnak ki az évi középhőmérséklet tekintetbevétele nélkül.

Nem mindenhol volt lehetséges a feldolgozásbeli különbségeket korrigálni. Azonban megállapíthattuk azt a tényt, hogy az ily módon előállható érték-ingadozások nagysága több, mint egy nagyságrenddel kisebb az ábrázolt értékeknél és hogy a helyenként lehetséges korrekciók elvégzése még jobban kidomborítaná azt a jelenséget, melyet a térkép személtet, vagyis a geotermikus mélységlépcsőértékek regionális lecsökkenését a Magyar-medencében.

A térképen egy igen érdekes és nagy jelentőségű jelenség jut kifejezésre. Az Alpok, az Északnyugati-Kárpátok, az Északkeleti-Kárpátok külső előtere és az Erdélyi-medencéből kiindulva a Magyar-medence központi zónája felé a geotermikus mélységlépcsőértékek egy kb.  $20 \text{ m}$ -es regionális le-

csökkenése tapasztalható. Az értéksökkenés Ny-ról K-felé az ún. Rába-vonal mentén ugrásszerűen megy végbe.

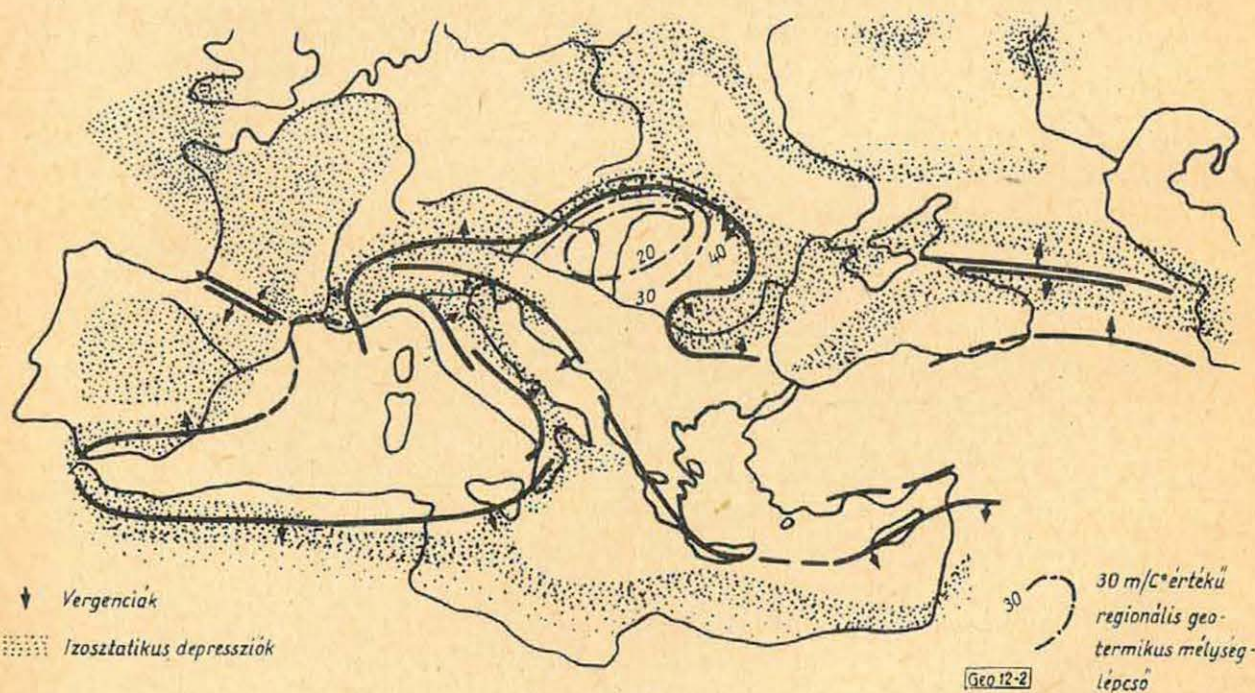
A kis geotermikus mélységlépcsőértékek területe pedig megegyezik a gravitációs anomáliák, valamint a mélyszeizmika és a szeizmológia által jelzett, a Magyar-medence alatti földkéregrészt kivékonyodás területével.

A Kárpát-medencék bemutatott regionális geotermikus mélységlépcső minimuma az eddig elmondottak alapján a földköpeny egy kb. 10 km-es magaslatának felel meg.

Ha e regionális geotermikus anomáliát berajzoljuk a mediterrán lánchegységek Kober-Bubnoff-féle sémájába (2. ábra) és egybevetjük Princz Gyula Tisia elképzelésével, megállapíthatjuk, hogy az alakra igen jól egyezik mind a Kober által felvázolt Kárpát-medence alatti Közbenső-hegység (12), mind a Princz által leírt Tisia masszívum (13) körvonalaival. (3. ábra).

Az alakra és kiterjedésre vonatkozó megegyezés megállapítása mellett azonban konstatálnunk kell azt a merőben új és elgondolásainkra nézve nagyhorderejű tényt, hogy a Kárpát-medence alatti közbenső hegység 20–30 km mélységben foglal helyet.

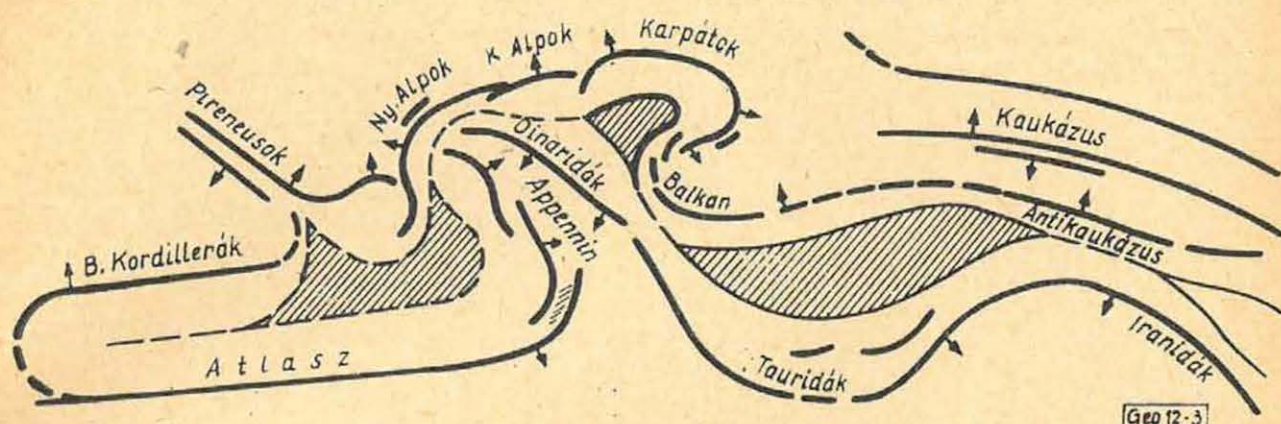
Gálfi-Stegena magyarországi szeizmikus földkéreg-szerkezeti adatait véve alapul (14) megállapítható, hogy a kb. 30 km mélységben levő földköpenynek a környezethez viszonyított 10 km-es magaslata felett a kb. 20 km mélységben elterülő Conrad felületnek már csak egy, kb. 1 km nagyságú relatív magaslata van.



2. ábra. Az izosztikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése a mediterrán lánchegységek zónájában a Kárpát-medencék regionális geotermikus mélységlépcső minimumának feltüntetésével.

A Kárpát-medence alatti földköpeny magaslatnak az alp-kárpáti orogén vonulathoz viszonyított helyzete valószínűsíti az előbbinek az orogenetikus mozgások kialakításában való döntő fontosságú szerepét. A földköpeny-magaslat nagy mélységben való fekvése folytán azonban nem tekinthető egy

„varisztikus közbülső tömeg”-nek, illetőleg egy Kober-i értelemben vett „köz-benső-hegység”-nek, és azt a tényt teszi valószínűvé, hogy az alp-kárpáti orogenezis gyökerei és indító okai az eddigi elképzeléseknél sokkal mélyebb szintekben, a földköpenyben és a földkéreg alsó zónáiban keresendők.



3. ábra. A mediterrán Lánc-hegységek övei Kober-Bubnoff szerint

Az elmúlt 2 évtizedben a Kárpátok íve és a Dinári-vonulat a Magyar Köz-benső-hegység zónájából kiinduló, kifelé mutató hegységképződési vergenciáinak magyarázatára sok érdekes elmélet született (15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26), melyek gravitáció okozta csuszamlások, termodinamikus, oszcillációs, „down-buckling” stb. hatások működését feltételezték.

A Magyar-medence alatti gravitációs, mélyszeizmikus, szeizmológiai és geotermikus módszerekkel kimutatott földköpeny magaslat megállapítása nagymértékben kell hogy befolyásolja ezen elképzelések helyes irányba való továbbfejlesztését és egyúttal indokolttá teszi hasonló vizsgálatoknak a földkéreg más részein kiterjedt mértékben való elvégzését.

\*

Kedves kötelességemnek teszek eleget, amidőn köszönetet mondok Jaroslav K a l i n a -nak, a hodonini Ceskoslovenké Naftové Doly geofizikusának,

Stanislaw P l e w a-nak, a krakowi Instytut Naftowy tudományos munkatársának,

Robert J a n o s c h e k-nek, az ausztriai Rohölgewinnungs A. G. igazgató-főgeológusának,

Bruno K u n z-nak, a leobeni Bányászegyetem geofizika tanárának, Vladimir A k s i n-nak, a novisadi „Naftagas” vállalat főgeológusának, Boldizsár Tibor egyetemi tanárnak és

Bélteky Lajos-nak, a budapesti Országos Földtani Főigazgatóság tudományos munkatársának azért, hogy ezideig publikálatlan adataikat kéziratban átadni szíveskedtek.

- (1) *V. Scheffer*: Über einige regional-geophysikalische Probleme der Karpatenbecken. Freiburger Forschungshefte C. 124. Berlin 1962.
- (2) *Boldizsár T.*: Bányászati Kézikönyv III. kötet. Műszaki Kiadó, Budapest, 1962. (Kézirat)
- (3) *F. Schippek*: Die Erdgasfelder der Österreichischen Mineralölverwaltung. I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale. Accademia Nazionale dei Lincei Roma 1959. Vol. I. pp. 299, 309, 319 e 326.
- (4) *I. Kalina*: A Československé Naftové Doly geofizikusának kézirati közlése, Hodonin 1962.
- (5) *R. Janoschek*: A Rohölgewinnungs A. G. hőmérsékletmérései alapján kéziratban közölt értékek. Wien 1962.
- (6) *A. Rubinic*: Temperaturni odnosi u Panonskon bazenu podroczju Hrvatske (Geothermal relations in the croatian territory of the Panon basin) „Nafta“ God. XII. Nr. 10. Okt. 1961. Zagreb.
- (7) *V. Aksin*: A „Naftagas“ Preduzece za Istrazivanje i Proizvodnju Nafta i Gasa“ Novi Sadi vállalat főgeológusának kéziratban közölt értéke. Novi Sad 1962.
- (8) *Papp K.*: A földmelegségi mélységi fokozat (geotermikus gradiens) Magyarországon. Schaffer X. Ferenc: Általános geológia, Bp. 1919. p. 628.
- (9) *S. Plewa*: a Krakowi Instytut Naftowy tudományos munkatársának adatgyűjteménye. Kézirat. Krakow, 1962. július.
- (10) *H. I. Schoene*: Temperaturmessungen. (H. Reich und R. v. Zwerger: Taschenbuch der Angewandten Geophysik) Leipzig, 1943. p. 391.
- (11) *T. Rocco*: Giacimenti gassiferi padani. I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale. Vol. II. Roma 1959.
- (12) *L. Kober*: Bau der Erde, Wien 1921.
- (13) *Prinz Gy.*: Magyarország földrajza I., Tudományos gyűjtemény 15. Danubia kiadása, Bpest 1926.
- (14) *Gálfi J., Stegena L.*: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian basin. Table I. Annales Univ. Sc. Budapestinensis de R. Eötvös nominatae. S. Geol. Tom III. 1959. Bp. 1960.
- (15) *M. Lugeon*: Une hypothèse sur l'origine du Jura. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 61. p. 465 – 478. Lausanne 1941.
- (16) *R. W. Van Bemmelen*: The geology of Indonesia, vol. Ia. p. 732. Govt Printing Office, The Hague 1949.
- (17) *R. W. Van Bemmelen*: Mountain Building. Govt Printing Office The Hague 1954.
- (18) *Scheffer V.*: Az izosztatikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése. Magy. Tud. Akadémia Műsz. Tud. Oszt. Közl. VII. k. 4. sz. Bpest, 1952.
- (19) *Glangeaud L.*: Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. B. S. G. F. (6) I. p. 735 – 759 Paris 1951.
- (20) *Glangeaud L.*: Corrélations chronologiques des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Appenin et l'Atlas nord-africain. Ibid., (6) VI., p. 867 – 891. Paris 1956.
- (21) *Glangeaud L.*: Essai de classification géodynamique des chaines et des phénomènes orogéniques. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. 2<sup>e</sup> sér. t. 1, N<sup>o</sup> 4. p. 200 – 220. Paris 1957.
- (22) *J. H. Brunn*: Étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. Ann. géol. Pays hellén., t. VII. Athènes 1956.
- (23) *J. H. Brunn*: Mouvements verticaux et translations dans le couple axe ancien-sillon orogène de la Grèce septentrionale. B. S. G. F., (6) VII. p. 305 – 325. Paris 1957.
- (24) *O. Ampferer*: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Bd. LVI. p. 539 – 622, Wien 1906.
- (25) *E. Kraus*: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge, p. 587. Ak. Verlag, Berlin 1951.
- (26) *F. A. Vening Meinesz*: Plastic buckling of the Earth's crust. Amer. geol. Soc. Sp. pap., 62 p. 319 – 330 Washington 1955.

# A refrakciós későbbi beérkezések kiértékelése

Sz. KILÉNYI ÉVA - TRENKA SÁNDORNÉ

A hazai medenceterületeken végzett korrelációs refrakciós mérések során mindenütt nagy-energiájú későbbi beérkezéseket észleltünk. Ezek úgy értelmezhetők, mint a felszínről többszörösen visszavert bemerülő direkt hullámok, amelyek létrejötte azt bizonyítja, hogy az üledékösszlet nem határozott sebességugrással bíró rétegekből áll, hanem a mélységgel fokozatosan növekvő sebességű. Másirányú kutatások is ezt bizonyítják. A későbbi beérkezések felhasználása a felszínről való többszörös visszaverődés alapján történhet.

Az egyes beérkezések  $x$  és  $t$  értékét a többszöröződés fokával osztva, az első beérkezések egy-egy szakaszát rekonstruálhatjuk. Így ha egy, az alaphegységre lőtt korrelációs rendszerünk van, a későbbi beérkezések felhasználásával létrehozhatjuk a fedőösszletet képviselő útidőgörbe rendszert. A fedőösszlet dőlésviszonyainak meghatározására több módszer is lehetséges.

При проведении сейсмических работ корреляционным методом преломленных волн в районах Венгерских бассейнов на сейсмограммах всегда выделяются последующие вступления высокой интенсивности. Эти волны могут быть интерпретированы как прямые рефрагированные волны, многократно отраженные от поверхности. Образование таких волн свидетельствует об отсутствии в осадочной толще границ раздела с скачкообразным изменением скорости и о постепенном увеличении скорости с глубиной. Такой вывод подтверждается и другими исследованиями. Последующие вступления могут быть использованы на основании их многократного отражения от поверхности.

Путем деления величинхер отдельных вступлений на кратность отражения, можно реконструировать участки годографа первых вступлений. Так, при применении корреляционной системы наблюдений, направленных на изучение фундамента, использование последующих вступлений позволяет составить годограф, характерный для покровной толщи. Для определения условий залегания пластов в осадочной толще, могут применяться несколько методов.

Im Laufe der Anwendung der Korrelations-Refraktionsmethode in den ungarischen Beckengebieten wurden überall Späteinsätze von hoher Energie beobachtet. Diese Einsätze können als an der Oberfläche mehrmals reflektierte direkte refragierte Wellen ausgewertet werden. Das Entstehen dieser Wellen beweist, dass die sedimentäre Schichtenfolge nicht von Schichten mit bestimmten Geschwindigkeitsprüngen aufgebaut ist, sondern durch eine mit der Tiefe ständig anwachsende Geschwindigkeit zu charakterisieren ist. Anderweitige Untersuchungen lassen dieselbe Folgerungen zu. Die Späteinsätze können auf Grund der mehrfachen Reflektierung an der Erdoberfläche nutzbar gemacht werden.

Teilt man die Werte und der einzelnen Einsätze mit der Mehrfachheit der Reflexion, so wird es möglich je einen Abschnitt der Laufzeitkurve rekonstruieren. So, im Falle einer Korrelations-Anordnung, die an die Feststellung des Grundgebirges abgestimmt ist, können wir – durch Anwendung von Späteinsätzen – das die Deckenschichtenfolge representierende Laufzeitkurvensystem konstruieren. Zur Bestimmung der Neigungsverhältnisse in der Deckenschichtenfolge können mehrere Methoden verwendet werden.

Magyarországon 1954-ben kezdődött meg a korrelációs refrakciós módszer meghonosítása. Már az első kísérleti mérések (Hajdúszoboszló, 1954.) során feltűntek a nagyenergiájú későbbi beérkezések. Ezeket nagy örömmel fogadtuk és nagy reményeket fűztünk kiértékelésükhöz.

Az 1956-ban a Kisalföldön már rutinszerűen mért KÁR-1 szelvény kiértékelése során kvantitatíve kívántuk felhasználni a későbbi be-

érkezéseket és ekkor derült ki, hogy nem is értelmezhetők olyan egyszerűen. A Geofizikai Intézet ezután nagyobb mennyiségű mérést – mély medence területen – csak Nagykánizsa környékén végzett. Itt a későbbi beérkezések észlelésére való törekvés miatt 1959-ben áttértek AGC használatára. Ezért az 1959. és 1960. évi anyagon végezhattünk kvalitatív vizsgálatokat, de éppen az AGC használata miatt kvantita-

tív vizsgálatokra a mérési anyag nem alkalmas. Vizsgálat alá vettük a Kőolajipari Tröszt Szeizmikus Kutatási Üzemétől kapott alföldi anyagot is, melyen ugyanazokat az alapvető jelenségeket állapítottuk meg, de kvantitatív kiértékelésre ez az anyag sem alkalmas.

A Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztálya 1961-ben kezdett tüzetesen foglalkozni a későbbi beérkezések elemzésével. Stegena Lajos 1961. április 7-én az Egyesületben tartott előadásán [6] mutatta be Magyarország négy különböző mélymedence területén mért rutin refrakciós szelvény egyes kiválasztott út-időgörbéit, felhívta a figyelmet azok azonos jellegzetességeire és a későbbi beérkezések keletkezésének háromféle lehetőségét világította meg. Ugyancsak Stegena 1962. áprilisában tartott előadásán azután a további vizsgálódások eredményeként leszögezte, hogy az előző évben adott 3 lehetőség közül az első, azaz a refraktált hullámok felszínről való többszörös visszaverődése látszik valószerűnek.

*Ezek jellemzői [2]:*

1. Kétszeres távolsághoz kétszeres idő és azonos látszólagos sebesség tartozik.
2. A robbantóponttól távolodva a látszólagos sebesség nő.
3. Azonos terítésben a többszörözéssel csökken az egyes beérkezések közötti idő-intervallum.
4. A magasabbrendű többszörösök energiája általában nagyobb.

Ha már most elfogadjuk, hogy az észlelt későbbi beérkezések ilyen, a felszínről többszörösön visszavert refrakciós hullámok, vizsgáljuk meg, hogy milyen körülmények között keletkezhetnek ilyen típusú hullámok [1].

Már 1934-ben leírt Don Leet [3] egy mérést, ahol egy 12 km hosszú refrakciós szelvényben többszörösök-

ket észleltek, és bár az első beérkezések három egyenes szakaszra bonthatók, a későbbiek gyengén görbültek, tehát fel kell tételezni bizonyos mérvű sebességgradienst az egyes rétegekben. Kínai szerzők [2] a Cajdam-medencében végzett mérések során már az ezen típusú hullámok keletkezésének alapvető feltételül írják első sebességgradienssel jellemezhető rétegek jelenlétét.

Több tengeri szeizmikus méréssel kapcsolatos cikk, de legfőképp Zverev [7] ír le a mi észleléseinkhez egészen hasonló eredményeket. A tengervízben a mélységgel közel lineáris sebességnövekedés áll fenn.

Másirányú kutatásaink szintén arra engednek következtetni, hogy a magyar pannon medencékben az üledékösszlet két vagy esetleg három nagyobb vastagságú, sebesség-mélység függvénnyel jellemezhető szakaszra bontható. Egészen bizonyos, hogy ezeken belül vékonyabb-vastagabb nagyobb sebességű padok találhatóak, de ez az összképen nem változtat, és azt lényegesen nem befolyásolja.

Tehát két oldalról bizonyítottnak látszik, hogy a medenceterületek üledékösszlete a folytonos üledékképződés folytán szeizmikus szempontból nem tekinthető rétegzettnek, a fedőösszletben elhanyagolható méretben keletkeznek fejhullámok, és így csak *bemerülő direkt, vagy egyes szerzők által valódi refraktált hullámnak nevezett hullámról beszélhetünk.*

Felvetődik most már a kérdés, hogy hogyan hasznosíthatjuk a későbbi beérkezéseket, ha azok többszörösön visszavert refraktált hullámok.

A KiR-8 szelvényen (1. ábra) részben a többszöröségi elmélet bizonyítására, részben a további felhasználási lehetőségek vizsgálatára az útidőgörbe ág-ellenágán a  $r_p$ -tól azonos  $X$ -távolságra kiválasztott szakasz-

későbbi beérkezéseinek  $X$  és  $t$  értékét a többszöröződés fokával osztottuk. Így ezzel az első beérkezések egy-egy szakaszát rekonstruáltuk, pontokkal jelölve.

Amint az ábrából látható, az egyezés rendkívül jó. Bizonytalanság, illetve hiba csak az 5., illetve 6. többszörösnél feltűnő, ezek viszont már amúgy is rövid szakaszt hoznak létre, ami már a kiértékelés szempontjából lényegtelen.

Tehát, ha egy, az alaphegységre lött korrelációs rendszerünk van, a későbbi beérkezések felhasználásával rekonstruálhatjuk a fedőösszletet képviselő út-időgörbét —, de természetesen csak szakaszosan. A Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztálya egy ilyen szelvényt mért Nagykanizsa környékén, a KiR-14-et. A szelvény 32,5 km hosszú, két végpontján a rp-ből folyamatos észleléssel 15–15 km-ig,

Az első beérkezések korrelációjában is volt némi nehézség, különösen a szelvény elejének dombos, rossz energiaközlő felszíni viszonyai miatt. A későbbi beérkezések korrelációja több nehézségbe ütközött, illetve több hibával terhelt. A hibák oka részben a műszerben keresendő, részben bizonytalanságok fordulhatnak elő az AGC használatának következtében is. Ennek ellenére a későbbi beérkezéseket minden korrekció nélkül számoltuk vissza első beérkezéssé és így az ábrán látható út-időgörbe rendszert nyertük. Ezt a rendszert szakaszos volta ellenére is jól fel lehet használni a fedőösszlet szelvénymenti sebességváltozásának meghatározására, ami az alaphegység domborzatának megszerkesztéséhez szükséges.

A refrakciós út-időgörbéből számítható sebességfüggvény elméletét Ádám Oszkár 1962. június 8-i előadásában fejtette ki részletesen. Most csak rövid összefoglalásként az eljárás lényegét ismertetnénk.

Medence-területek lyukszelvényezési adatainak és a reflexiós mérések átlagsebességgörbéinek a jellemzése arra az eredményre vezetett, hogy a mért értékek

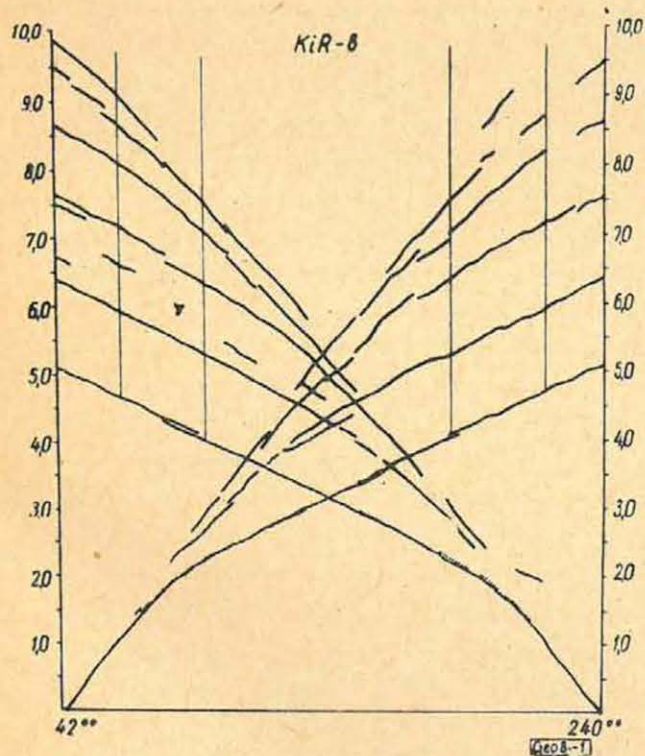
$$V = A \cdot z^{1/n} \text{ alakú hatványfüggvénynel}$$

jól megközelíthetők [4], [5]. Amennyiben ez fennáll, a refrakciós menet-időgörbék görbültek és

$$t = a \cdot x^{\frac{n-1}{n}}$$

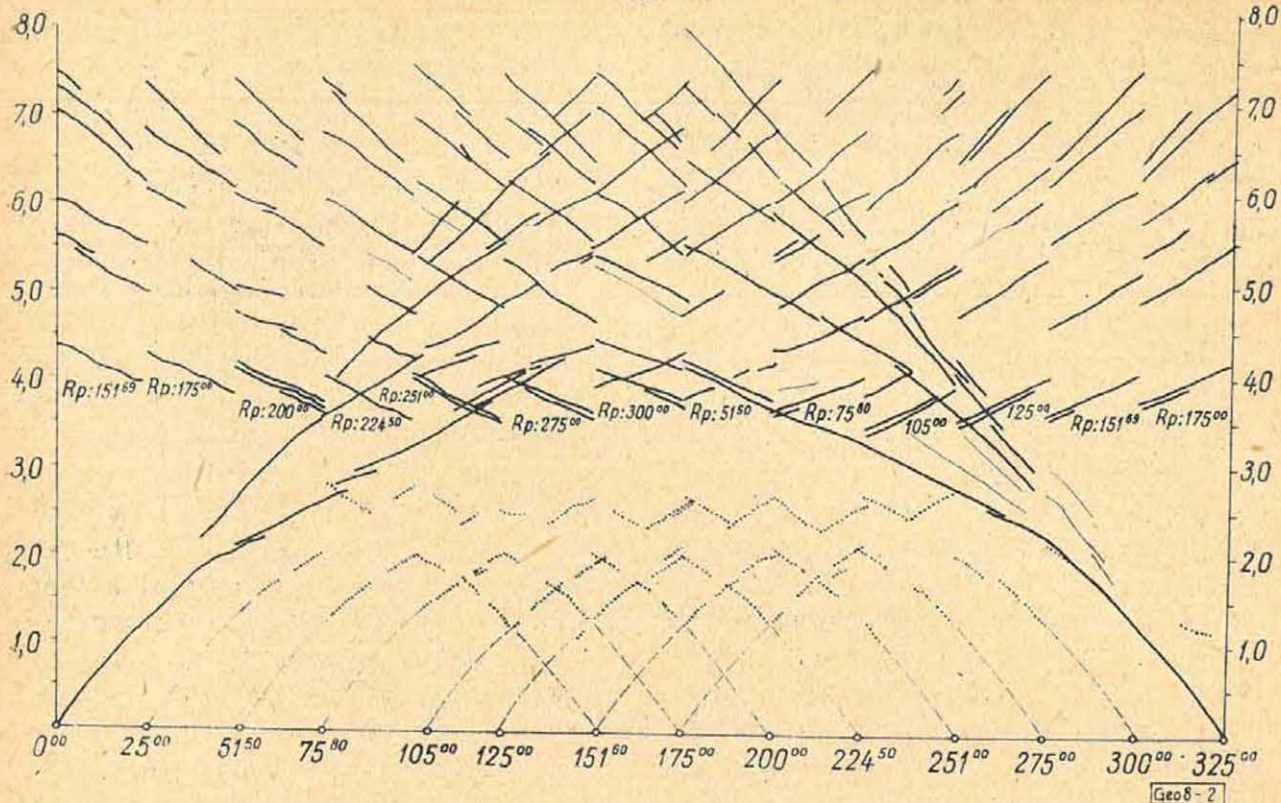
egyenlettel közelíthetők meg. Kettős logaritmus léptékben ábrázolva, azt találtuk, hogy az út-időgörbe nemcsak egy, hanem két vagy három egyenes szakaszra bontható.

Az első szakasz a  $V = A \cdot z^{1/n}$  egyenletből származtatott paraméteres egyenletnek megfelelően értelmezhető:



1. ábra

a két szélső rp. között pedig 2,5 km-ként elhelyezett rp-ből 12,5–15 km távolságok közötti észleléssel. Az észlelési rendszer: fedőágak nélküli teljes korrelációs rendszer (2. ábra).



2. ábra

$$X = 2 \int_0^{\pi/2} \frac{\sin \Theta}{pV'(z)} d\Theta =$$

$$= \frac{n \pi^{1/2}}{A^n p^n} \frac{\Gamma\left(\frac{n+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n}{2}+1\right)} \quad (1)$$

$$T = 2 \int_0^{\pi/2} \frac{d\Theta}{V'(z) \sin \Theta} =$$

$$= \frac{n \pi^{1/2}}{A^n p^{n-1}} \frac{\Gamma\left(\frac{n-1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} \quad (2)$$

Amennyiben a második szakaszt akarjuk értelmezni, magasabb fokú

parabola egyenletét kapjuk. De a második szakasz alapján egy, az egész rétegsorra érvényes közelítő sebesség-mélység függvényt származtathatunk le.

Ez a közelítő függvény  $V_k = A_k \cdot z^{1/k}$  alakú és az  $A_k$  és  $k$  konstansokat a logaritmus koordináta rendszerben ábrázolt út-időgörbéből határozhatjuk meg.

De térjünk vissza a KiR-14 szelvény kiértékelésére. Az egyes rp-hoz tartozó szakaszos út-időgörbéket kettős logaritmikus léptékben ábrázoltuk, meghatároztuk a fedőösszletet képviselő két egyenes szakaszt és a második szakasz alapján minden rp-ra kiszámítottuk a sebesség-mélység függvényt.

A következő táblázat tartalmazza a kiszámított konstansokat:

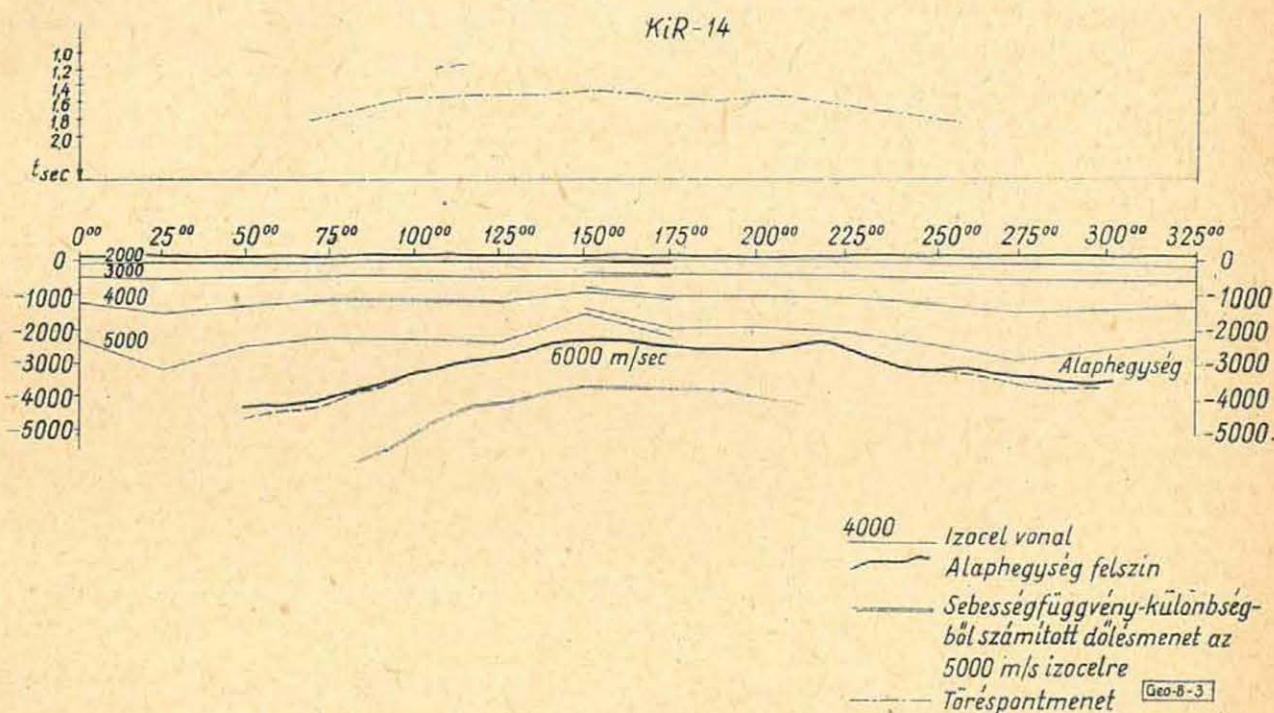
Rp.	000	2500	5150	7550	10000	12500	15100	17500	20000	22450	25100	27500	30000	32500
A	3,6	3,38	3,48	3,6	—	3,5	3,77	3,51						
k	2,87	3,07	2,76	2,72	—	2,67	2,02	2,50						
A							4,01	3,65	3,68	3,65	3,5	3,38	—	3,47
k							1,97	2,47	2,40	2,54	2,67	2,87	—	2,35

A 3. ábrán látható a megszerkesztett KiR-14 szelvény. A folytonos vastagság vonal jelzi az alaphegység domborzatát abban az esetben, ha a szerkesztéshez kétféle diagramot használtunk:

1. a kiemelt középső szakaszt a  $151^{60}$ ,  $175^{00}$ ,  $200^{00}$ ,  $224^{50}$  rp-ból számított sebességfüggvények átlagértékével, és
2. a szárnyakat a fenti négy rp kivételével az összes többi rp sebességfüggvényeinek átlagával.

de feltétlenül bizonyos közelítéssel a fedő rétegsor dőlésviszonyait tükrözik.

A fedőösszlet dőlésviszonyainak megállapítására egyébként más módszer is lehetséges. Ha a lövés-ellenlövésből megállapított sebességfüggvényekből a kiválasztott sebességértékekhez tartozó mélységértéket kiszámítjuk és a rp-észlelési távolság felében ábrázoljuk, a két ágból kapott értékek különbsége a dőlés függvénye. A 3. ábrán az 5000-es izocelre ily módon kiszámított görbét is ab-



3. ábra

A szaggatott vonal jelzi az alaphegység lefutását abban az esetben, ha a szerkesztéshez csak a két szélső robbantópontot (tehát ami a későbbi beérkezések felhasználása nélkül rendelkezésünkre áll) használjuk fel. Fúrás ugyan nincs ezeken a szakaszokon, de a területen mért többi refrakciós szelvény a folytonos szinttel vág jobban össze. A különbség nem túl nagy, szinte a refrakciós mérések hibahatárán belül van. Ennél lényegesebb a fedőösszlet kutatásának lehetősége. Bár nem állíthatjuk, hogy a behúzott, izocel vonalak pontosan,

rázoljuk. Hasonlóképp a fedőösszlet dőlésviszonyaira jellemző a logaritmikus léptékben ábrázolt útidőgörbéből megállapítható két egyenes szakasz metszéspontja. Ezt a töréspontmenetet is feltüntettük. Ezt a görbét a 600–1000 m közötti mélységbe kellene betolni, a sebességfüggvény különbségekből számított dőlésmenet pedig az üledékösszlet legalsó részére vonatkozik. E két görbe valószínűleg hűebben követi az üledékes összlet valódi dőlését, mint az egyszerűen számított izocel vonalak.

A következőkben csupán a további kutatási lehetőségekről kívánnánk szólni. Az 1962. évi hajdúszoboszlói kísérleti mérés anyagának feldolgozásától főleg dinamikai jellegű problémák megoldását várjuk:

1. a régebbi mérési anyagon megfigyelt jelenség a későbbi beérkezések energiájának időnkénti gyengülése, majd újabb erősödése. Amennyiben ez fennáll, energiaszintek szerkesztését tesz lehetővé. Ez pedig már a sebességváltozástól függetlenül a pontos dőlést fogja tükrözni.

2. A többszörösen visszavert hullámok kb. azonos rétegben, azonos utakat tesznek meg. A hullámkép dinamikai változásaiból abszorpciókoefficiens meg lehetőségen pontos meghatározása válik lehetővé.

3. Választ szeretnénk kapni arra a kérdésre, hogy milyen egyéb hullámok jelennek meg a szeizmogramokon, és azokat milyen kinematikai

és dinamikai sajátságok alapján tudjuk elválasztani a többszörösen refraktált hullámtól.

#### IRODALOM

- [1] *Berzon és Epinatyeva*: A reverbált refrakciós hullámokról. (IAN Ser. Geofiz. 1952. No. 4.).
- [2] *Csen Zsung-seng et al*: Alacsonyfrekvenciás szeizmikus refrakciós eljárással nyert hullámok és többszörös hullámok a Cajdam-medencében. (Scientia Sinica V. XI. No. 1. 1962)
- [3] *Don Lect*: Some Phases on Explosion Records in a 3 Layered Region. (Gerlands Beiträge Band 42, p. 246 – 251).
- [4] *Kaufmann*: Velocity Functions in Seismic Prospecting (Geophysics XVIII. No. 2.).
- [5] *Goguel*: Seismic Refraction with Variable Velocity (Geophysics XVI. No. 1.).
- [6] *Stegena*: A korrelációs refrakciós szeizmika elvi kérdései. (Magyar Geofizika II. 3 – 4.).
- [7] *Zverev*: Hangregisztrálás felhasználása távolság meghatározására tengeri szeizmikus mélyszondázás során (IAN Ser. Geofiz. 1959. p. 560 – 569.).

Felhívjuk Olvasóink figyelmét arra, hogy a cikk 1., 2. ábráiban nyomdatechnikai okokból egyes jelölések g y e n g é n különböztethetők meg.

Szerk.

# Megjegyzések a $\sigma_1\sigma_2$ — földmodellhez

MÁRTON PÉTER\*

A dolgozat a földmagexcentricitás magyarázatára Barta György által felvetett  $\sigma_1\sigma_2$ -földmodell statikus nehézségi erőterének, valamint a modellben lehetséges excentricitás mértékének számítását tartalmazza.

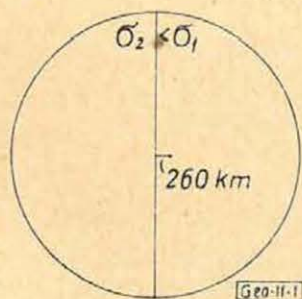
В работе рассматривается вопрос о вычислении статического поля силы тяжести для модели Земли  $\sigma_1, \sigma_2$ , принятой д-ром Барта Д. для объяснения эксцентricности ядра Земли, а также о вычислении степени возможной эксцентricности для данной модели.

Der Verfasser erläutert die Berechnung des statischen Schwerfeldes des Erdmodells  $\sigma_1, \sigma_2$  welches Gy. Barta um die Excentricität des Erdkernes zu erklären, aufgenommen hat. Es wird auch die mögliche Excentricität für dieses Modell berechnet.

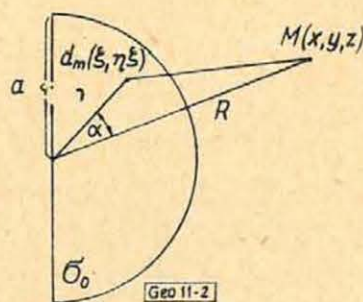
## Bevezetés

Dr. Barta György 1962 március 9-én előadást tartott a Magyar Geofizikusok Egyesületében a földmag általa feltételezett excentricitásának okáról. A magexcentricitás magyarázatára azzal a feltevéssel él, hogy „nemcsak a a földmag fekszik excentrikusan, hanem a Föld többi része sem teljesen homogén és a Földet felépítő övek anyagában nagy térfogatrészekre kiterjedő csekély mértékű sűrűségkülönbség van...”. Ebből az alapgondolatból kiindulva, a Földet két, külön-külön homogén  $\sigma_1$ , ill.  $\sigma_2$  sűrűségű félgömbből (a továbbiakban  $\sigma_1\sigma_2 =$  modell) teszi össze és bizonyos szimmetriatulajdon-ságokat kihasználó számítással kimutatja, hogy ha a sűrűség az egyik oldalon az átlagosnál egy ezreléssel kisebb és a másikon ugyanannyival nagyobb, akkor a maximális nyomás pontja 260 km-rel tolódik el a nagyobb sűrűségű gömb felé (1. ábra). Ez az érték jó egyezésben van a mágneses adatokból kapott excentricitással. Ezt az eredményt kvalitatív formában már előbb, az Egyesület 1961. évi őszi ankétján is közölte Barta György, „Újabb adatok a Föld háromtengelyűségének és a földmágneses tér excentricitásának kapcsolatáról” c. előadásában, amely a Magyar Geofizika 1962. 1–2. számában nyomtatásban is megjelent.

Barta Gy. e tárgyban végzett kutatásainak érdekessége megragadta figyelmemet, megkíséreltem számításainak általánosítását, hogy a  $\sigma_1\sigma_2$ -modellről teljesebbek legyenek ismereteink. Az általánosított számítások egyrészt a modell belsejében a maximális nyomású pont helyzetének meghatározására,



1. ábra



2. ábra

\* Eötvös L. Tudományegyetem, Geofizikai Tanszék

másrészt a model potenciálterének kiszámítására irányulnak. E két feladat megoldására elegendő a belső és külső potenciálok ismerete.

### A $\sigma_1\sigma_2$ -model potenciálja

A 2. ábrán látható  $\sigma_0$  sűrűségű félgömb potenciálja a félgömbön kívüli  $M(x, y, z)$  pontban:  $R > \rho$

$$V_k = \frac{1}{R} \int_G \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{\rho}{R}\right)^n P_n(\cos \alpha) dm \quad (1)$$

alakban állítható elő, ahol az integrálást a félgömb egész tömegére kell elvégezni.  $P_n(\cos \alpha)$  a Legendre-polinomokat jelenti. A többi jelölés a 2. ábrával magyarázatot nyer.

A sorfejtésben a hatodik tagig megyünk el. (Ez elegendő pontosság vizsgálatainknál.) Ekkor a potenciál  $R > \rho$  esetén

$$V = \frac{2}{3} \pi \sigma_0 a^3 \frac{1}{R} + \frac{1}{4} \pi \sigma_0 a^4 \frac{z}{R^3} + \frac{1}{48} \pi \sigma_0 a^6 \frac{3x^2z + 3y^2z - 2z^3}{R^7} + \frac{1}{1536} \pi \sigma_0 a^8 \frac{45z(x^2 + y^2)^2 - 120z^3(x^2 + y^2) + 24z^5}{R^{11}} \quad (2)$$

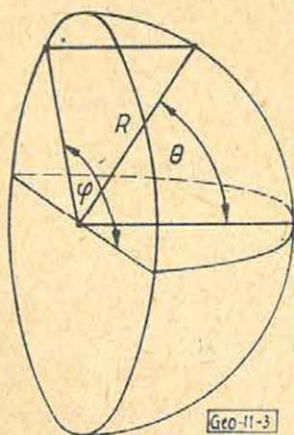
Két,  $\sigma_1$ , ill.  $\sigma_2$  külön-külön homogén anyageloszlású félgömb külső pontjában ( $R > \rho$ ), a potenciált (2) segítségével előállíthatjuk.

Legyen  $\sigma_1 > \sigma_2$ , továbbá  $\frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2) = \sigma$  és  $\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2) = \Delta\sigma$ , vagyis

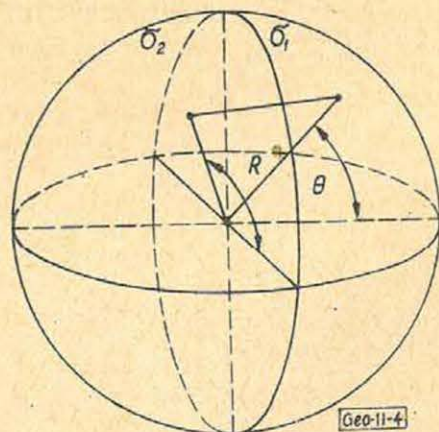
$$\sigma_1 = \sigma + \Delta\sigma, \quad \sigma_2 = \sigma - \Delta\sigma.$$

Gömbi koordináták bevezetésével a  $\sigma_1\sigma_2$  - modell potenciálja tetszőleges külső pontban (jelölések a 3. ábrán)

$$V = \frac{4}{3} \pi \sigma \frac{a^3}{R} + \frac{1}{2} \pi \Delta\sigma \frac{a^4}{R^2} + \frac{1}{24} \pi \Delta\sigma \frac{a^6}{R^4} (3 \cos \Theta - 5 \cos^3 \Theta) + \frac{1}{256} \pi \Delta\sigma \frac{a^8}{R^6} (63 \cos^5 \Theta - 70 \cos^3 \Theta + 15 \cos \Theta). \quad (3)$$



3. ábra



4. ábra

Az előbbihez hasonló számítással kaphatjuk meg a potenciál értékét a  $\sigma_1\sigma_2$ -modell tetszőleges belső pontjában (4. ábra).

$$\begin{aligned}
 U = & 2\pi\sigma\left(a^2 - \frac{1}{3}R^2\right) + 2\pi\Delta\sigma\left(a - \frac{3}{4}R\right)R \cos \Theta + \\
 & + \left\{\frac{1}{12}\pi\Delta\sigma\left[1 - \left(\frac{R}{a}\right)^3\right] + \frac{1}{24}\pi\Delta\sigma R^2\right\}(3 \cos \Theta - 5 \cos^3 \Theta) + \\
 & + \left\{\frac{1}{160}\pi\Delta\sigma\left[1 - \left(\frac{R}{a}\right)^5\right] + \frac{1}{256}\pi\Delta\sigma R^2\right\}(63 \cos^5 \Theta - 70 \cos^3 \Theta + 15 \cos \Theta).
 \end{aligned} \quad (4)$$

#### Az excentricitás számolása

Az „a” sugarú  $\sigma'(R, \Theta)$  sűrűségű gömb belsejében, középpontjától  $R_0$  távolságra a nyomást a

$$p(R_0, \Theta) = \int_{R_0}^a g(R, \Theta) \sigma'(R, \Theta) dR \quad (5)$$

összefüggés szolgáltatja. Ha azt kérdezzük, hogy hol helyezkedik el a maximális nyomás pontja a  $\sigma_1\sigma_2$ -modellben, akkor (5) szerint meg kell határoznunk a  $g(R, \Theta)$  függvényt.

$$\begin{aligned}
 g(R, \Theta) = & -\frac{\partial U}{\partial R} = \frac{4}{3}\pi\sigma R + \pi\Delta\sigma(3R - 2a) \cos \Theta + \\
 & + \left\{\frac{1}{4}\pi\Delta\sigma\frac{R^2}{a^3} - \frac{1}{12}\pi\Delta\sigma R\right\}(3 \cos \Theta - 5 \cos^3 \Theta) + \\
 & + \left\{\frac{1}{32}\pi\Delta\sigma\frac{R^4}{a^5} - \frac{1}{128}\pi\Delta\sigma R\right\}(63 \cos^5 \Theta - 70 \cos^3 \Theta + 15 \cos \Theta).
 \end{aligned} \quad (6)$$

Rögzítsük  $\Theta$  értékét, legyen  $\Theta=0$ , akkor  $\sigma'(R, \Theta) = \sigma + \Delta\sigma$ . Ezek mellett a feltételek mellett az (5) összefüggés

$$p(R_0, 0) = \int_{R_0}^a g(R, 0) (\sigma + \Delta\sigma) dR \quad (7)$$

alakba megy át, ahol

$$g(R, 0) = \frac{4}{3}\pi\sigma R + \pi\Delta\sigma\left(\frac{149}{48}R - 2a\right) - \frac{1}{2}\pi\Delta\sigma\frac{R^2}{a^3} + \frac{1}{4}\pi\Delta\sigma\frac{R^4}{a^5} \quad (8)$$

A (7) és (8) formulák szerkezetéből látszik, hogy a nyomásnak azon a helyen van maximuma, ahol a  $g(R, 0)$  függvény eltűnik, azaz a  $g(R, 0) = 0$ . Ha a (8) képlet alapján ezt a helyet megkeressük, akkor a gravitációs közeppontra azt kapjuk, hogy az a nagyobb sűrűségű félgömb felé tolódik el  $\sim 9600$  m-rel, ha Barta Gy. nyomán  $\sigma = 1000\Delta\sigma$ -t és „a” = 6400 km-t veszünk fel. Ez a pont előző megfontolásunk szerint egyben a maximális nyomás pontja is.

A modell nivófelületeinek számolása a (3) és (4) formulák segítségével történik. Két nivófelületet számoltunk ki. A külső nivófelületen a potenciál értéke egyenlő a  $\sigma_1\sigma_2$ -modell  $R=a$  és  $\Theta=\pi$  helyén levő potenciállal, azaz (3)-ból

$$V_{\Theta=\pi}^{R=a} = \frac{4}{3}\pi\sigma a^2 - \pi\Delta\sigma a^2 \frac{43}{96} - \text{dal.}$$

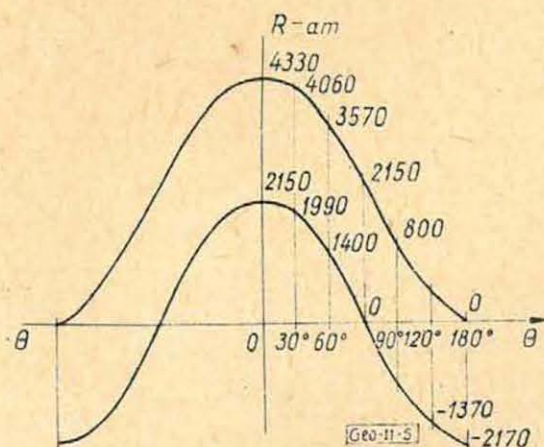
A belső nivófelületen a potenciál értéke egyenlő a homogén  $\sigma$  sűrűségű  $\left(\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}\right)$ , „ $a$ ” sugarú gömb felszínén levő potenciállal.

A számítás részletezése nélkül közöljük a nivófelületek pontjainak ( $R$ ) gömbtől való eltérését ( $R-a$ ),  $\sigma=1000\Delta\sigma$  és „ $a$ ”=6400 km esetén.

Külső nivófelület		Belső nivófelület	
$\pm \Theta^\circ$	$(R-a)m$	$\pm \Theta^\circ$	$(R-a)m$
0	~ 4330	0	~ 2150
30	~ 4060	30	~ 1990
60	~ 3570	60	~ 1400
90	~ 2150	90	0
120	~ 800	120	~ (-1370)
180	0	180	~ (-2170)

(5. ábra):  $(R-a) = f(\Theta)$

A nivófelületek pontjainak meghatározására közelítő számítást alkalmaztunk. Ezért nem lehetséges a modell egyenlítői és meridiánmetszetének lapultság értékét méter pontosan megadni. Az eredményekből azonban látszik, hogy a modell szimmetriája folytán egyforma, egyenlítői, ill. meridián nivófelület metszet lapultság-értéke közel van a zérushoz és legfeljebb méter nagyságrendű.



5. ábra

1. Egy esetleges 300 km nagyságú magexcentricitás magyarázatára a  $\sigma_1\sigma_2$  modellben nem elegendő a  $\sigma = 1000\Delta\sigma$  feltétel. Nagyobb sűrűségkülönbség ( $\sigma = 30\Delta\sigma$ ) felvétele megoldja a kérdést. Ilyen sűrűségkülönbség feltételezésének értelme azonban eldöntendő.

2. Figyelemre méltó az a tény, hogy ezrelékes sűrűségeltérés alig változtatja meg a nívófelület gömbalakját. Nagyobb sűrűségeltérések nagyságrendként egy nagyságrenddel növelik a nívófelület lapultságát.

## Kiegészítés

Márton Péter: „Megjegyzés a  $\sigma_1 \sigma_2$  földmodellhez” c. értekezéséhez

BARTAGYÖRGY

Márton Péter dolgozatában a  $\sigma_1 \sigma_2$  földmodell sztatikus nehézségi erőterének sajátágaival foglalkozik. Kimutatja, hogy a maximális nyomás pontja  $\pm 1/1000$ -es sűrűségkülönbség esetén kb. 10 km-rel tolódik el a geometriai középponttól ebben a földmodelben és az inhomogén gömb nívófelülete méteres nagyságrendi eltéréssel gömb marad.

Első megállapítása szerint a nyomáspont helyzete nem olyan érzékeny a sűrűség-változásra, mint ahogy azt első hozzávetőleges számításaim alapján feltételeztem. Ez az eredmény felhívja a figyelmet arra, hogy a modell ebben a formában túlságosan merev a földmagexcentricitás jelenségének közvetlen magyarázatához.

Vizsgáljuk meg ebből a szempontból H. Jeffreys és K. F. Bullen alapján a nyomásváltozás elosztását a mélységgel (G. Fanslau: Geomagnetismus und Aeronomie III. köt. 322. o.).

Mélység	Nyomás	Mélység	Nyomás
33 km	0,009 $\frac{\text{din}}{\text{cm}^2} 10^{12}$	5200 km	3,32 $\frac{\text{din}}{\text{cm}^2} 10^{12}$
500 „	0,174 „	5400 „	3,42 „
1000 „	0,39 „	5600 „	3,50 „
2000 „	0,88 „	5800 „	3,56 „
3000 „	1,47 „	6000 „	3,61 „
4000 „	2,40 „	6200 „	3,63 „
5000 „	3,17 „	6371 „	3,64 „

A táblázatból látható, hogy a nyomás a Föld középpontja környezetében alig változik és a maximális nyomáspont helye éppen a nyomásgörbe maximum-jellege miatt meglehetősen határozatlan. A geometriai középponttól 100 km-re a nyomás a teljes nyomásnak alig ezredrészével változik, kis nyomás aszimmetria tehát a maximális nyomás helyét viszonylag nagy mértékben megváltoztathatja. A nyomástér aszimmetriája tovább változtatja a sűrűség-eloszlást, ezzel deformálja a gyorsulás-teret és tovább növeli a kezdeti alap excentricitást. A táblázatból az is látható, hogy az aszimmetria modellben valószínűleg fel kell használni a Föld sűrűség-növekedését a mélységgel. Ez természetesen az amúgy sem egészen egyszerű számítások bonyolultságát lényegesen fokozza. A vizsgálatot a siker reményében úgy lehet megindítani, hogy a földmag köré különböző sűrűségű gömbhéjakból belülről építjük fel az egész inhomogén Földet.

Segítségét nyújt ebben Márton Péter második megállapítása, amely szerint különböző sűrűségű félgömbökből összerakott gömb gravitációs nívófelülete továbbra is nagy közelítéssel gömb marad, vagyis nagy térfogatra kiterjedő jelentős inhomogénitás sem okoz lényeges földalak-változást.

A Föld alakját elég jól ismerjük, sűrűség-eloszlásának finomabb részleteit azonban nem. Ha a gömbalak nagy térfogatra kiterjedő tömeginhomogénitása miatt nem változik meg lényegesen, akkor lehetőségünk van a földmagexcentricitás magyarázatához szükséges inhomogénitások feltételezésére.

## **Die Anwendung des Turam – Verfahrens in der DDR, Nachweis tektonischer Störungen**

N. P A N N E R

Nach einer kurzen Einführung, in der auf die Anwendung des Turam-Verfahrens bei Über- und Untertagemessungen hingewiesen wird, werden technische Einzelheiten bezüglich der Anlage und Durchführung der Messungen erörtert. Den Hauptteil der Ausführungen nehmen die Auswertung und Darstellung der Messergebnisse ein. Dabei gelangt man zu dem Schluss, dass mässige elektrische Leiter, wie sie tektonische Störungen im allgemeinen darstellen, besonders deutlich im Messbild der Phasendifferenzwerte in Erscheinung treten. Es zeigt sich deshalb, dass eine Umrechnung der unmittelbar gemessenen Phasendifferenzwerte und Quoten in einen reellen und imaginären Feldanteil keine Vorteile bringt. Bei der Auswertung der Phasendifferenzen ist es zum Teil erforderlich, von den gemessenen Werten ein theoretisch ermitteltes Normalfeld abzuziehen, um den störenden Einfluss der gut leitenden Umgebung zu eliminieren. In diesem Zusammenhang wird auf den wiederholt beobachteten sogenannten „topographischen Effekt“ eingegangen.

# Die geomagnetischen Landesvermessungen auf dem Gebiet der DDR und einige Ergebnisse ihrer Bearbeitung

H. KAUTZLEBEN

*Az NDK területén az 1898 – 1903, ill. – 1907; 1934 – 1935; 1953 – 1962 közötti időszakban 1. ill. 2-rendű földmágneses pontokat mértek be. A tanulmány a mérési pontok megoszlását, az észlelési technikát, valamint a méréseknek a Földmágneses Intézetben végrehajtott feldolgozását ismerteti.*

*Az észlelések kiértékelése során igyekeztek felvilágosítást kapni a földmágneses tér évszázados változásainak az NDK területére jellemző alakulására. Vannak bizonyos jelek az évszázados változások helyi anomáliáira, erre azonban földtani magyarázatot még nem találtak. Ezenkívül módszertani vizsgálatoknak vetettek alá bizonyos statisztikai kérdéseket a mágneses tér alakulásának értelmezésével és ábrázolásával kapcsolatban. A tanulmány, például, megállapításokat tesz a térképek hibáira vonatkozóan, amelyeknek létrejöttébe a tér adottságai is belezácsolnak. A szerző javaslatot tesz az észleléseknek újszerű térképi ábrázolására.*

*На территории ГДР периоды от 1898 до 1903 и 1907, от 1934 до 1935 и 1953 до 1963 были замерены магнитометрические пункты первого и второго классов. В данной работе дается описание о распределении пунктов, о технике наблюдений и о результатах обработки материалов, проведенной в Геомангнитном институте.*

*При отработке материалов наблюдений была поставлена задача получить сведения также и о вековых вариациях геомагнитного поля в ГДР. По некоторым данным в вековых вариациях имеются локальные аномалии, но дать им геологическое объяснение пока нельзя. Кроме того, методическому изучению подвергаются статистические вопросы, связанные с истолкованием поведения геомагнитного поля. Например, рассматриваются суммарные погрешности карт, в которые входят также и свойства геомагнитного поля. Предлагается новый способ изображения результатов в виде карты.*

*Auf dem Gebiet der DDR sind geomagnetische Messpunkt 1. bzw. 2. Ordnung in den Perioden 1898 bis 1903 bzw. 1907, 1934 bis 1935; 1953 bis 1962 vermessen worden. Es wird über die Verteilung der Stationen, die Beobachtungstechnik und die im Geomagnetischen Institut erfolgte Bearbeitung der Messungen berichtet.*

*Bei der Auswertung der Beobachtungen wird einmal eine Auskunft über die Säkularvariation im Gebiet der DDR angestrebt. Man erhält gewisse Hinweise auf lokale Anomalien der Säkularvariation, für die eine geologische Deutung bisher jedoch nicht möglich ist. Zum anderen werden methodische Untersuchungen über statistische Fragen bei der Erfassung und Darstellung des Feldverlaufs angestellt. Man erhält z. B. Aussagen über die resultierenden Fehler der Karten, in die auch die Eigenschaften des Feldes eingehen. Es wird eine neue Darstellung der Beobachtungen in Kartenform vorgeschlagen.*

Die geomagnetischen Landesvermessungen bilden eine wichtige Arbeitsmethode zur Erfassung der Verteilung des geomagnetischen Hauptfeldes längs der Erdoberfläche. Historisch gesehen lieferten die Beobachtungen an den einzelnen Punkten eines mit viel Sachkenntnis angelegten Punktnetzes die erste allgemeinere Vorstellung von der Verteilung der geomagnetischen Elemente längs der Erdoberfläche. In den letzten Jahren wird diese Aufgabe der Landesvermessungen alter Art weitgehend von aeromagnetischen Aufnahmen übernommen. Die grosse Bedeutung der Landesvermessungen an ausgewählten Punkten besteht heute einmal in der Erfassung der säkularvariation und zum anderen in der Schaffung eines Festpunktnetzes zum Anschluss lokaler Vermessungsarbeiten für Zwecke der Prospektionsgeophysik.

Die Erfassung des Hauptfeldes ist eine statistische Aufgabe, da man das geomagnetische Feld als stochastische Erscheinung ansehen kann. Im wesentlichen sind dabei zwei grundlegende Probleme zu lösen: Das erste ist die Trennung des Feldes in Anteile mit primären Quellen in der ionisierten Atmosphäre und im Erdkörper. Diese Trennung ist bekanntlich wegen des verschiedenen zeitlichen Verhaltens näherungsweise möglich. Schwierigkeiten entstehen einmal bei den längeren Perioden und zum anderen bei der Eliminierung der Induktionseffekte. Die zweite Aufgabe besteht in der Trennung des Krustenanteiles vom Kernanteil. Diese Trennung wird einmal wegen des verschiedenen Verhaltens, zum anderen wegen der verschiedenen Größe der zugehörigen Strukturelemente ermöglicht. Schwierigkeiten entstehen bei lokalen Anomalien der Säkularvariation; das entscheidende Problem ist die geeignete Definition eines Normalfeldes. In vielen Fällen liefern die Landesvermessungen gerade dieses Normalfeld.

### *Die geomagnetischen Landesvermessungen auf dem Gebiet der DDR*

Magnetische Vermessungen auf dem Gebiet der DDR wurden erstmals in den Jahren 1898 bis 1903 von M. Eschenhagen und J. Edler im Rahmen der magnetischen Vermessung 1. Ordnung des damaligen Königreiches Preußen ausgeführt. Diese Aufnahme wurde von Ad. Schmidt einer mustergültigen Bearbeitung [1, 2] unterzogen. Hierbei war mit Ausnahme des Gebietes von Sachsen das gesamte Gebiet der heutigen DDR vermessen worden. Dieser Teil wurde 1907 von Göllnitz mit sehr viel größerer Punktdichte vermessen [3]. Da vier gemeinsame Stationen existieren, kann man die beiden Netze aneinander anschließen. Die Messungen wurden sämtlich auf trigonometrischen Punkten ausgeführt. Gemessen wurden die drei Elemente Horizontalintensität, Deklination und Inklination mit Hilfe eines Reiseinstrumentes, bestehend aus einem magnetischen Theodoliten mit gegen den Magnetkasten auswechselbarem Schwingungsapparat, Nadelinklinatorium und astronomischen Höhenkreisaufsatz. Dieses Instrument wurde sowohl von Eschenhagen und Edler als auch von Göllnitz benutzt. Die Horizontalintensität wurde ausschließlich durch Ablenkungsbeobachtungen bestimmt. Der Magnet zeigte eine Pinnenaufhängung. Die Inklination wurde mit zwei Nadeln (jeweils unter Ummagnetisierung) bestimmt. Anschlußmessungen wurden in Potsdam ausgeführt. Reduziert wurden die preußischen Beobachtungen mit Hilfe der Potsdamer Registrierungen auf die Epoche 1901,0. Die Beobachtungen in Sachsen wurden im Sommer 1907 ausgeführt und zu Beginn und am Ende der Meßperiode in Potsdam angeschlossen. Kontrollbeobachtungen wurden auf einer speziellen Station in Skassa ausgeführt. Reduziert wurde mit Hilfe der Registrierungen in Potsdam auf die Epoche 1907,5.

Von der preußischen Aufnahme liegen 59 Stationen im Gebiet der DDR. Die sächsische Aufnahme umfaßt insgesamt 101 Stationen. Von diesen wurden außer den vier gemeinsamen Stationen nur 11 weitere herangezogen, um über das gesamte Gebiet der DDR eine einigermaßen homogene Meßpunktverteilung zu besitzen. Diese sind von uns ebenfalls auf die Epoche 1901,0 reduziert worden. Bei demnach 70 Stationen entfällt im Mittel auf jede Station eine Fläche von 1540 km<sup>2</sup>. Der mittlere Punktabstand beträgt also (bei Annahme eines Netzes von gleichseitigen Dreiecken) ca. 48 km.

Die zweite Aufnahme wurde von R. Bock, F. Errulat und F. Burmeister in den Jahren 1934 und 1935 ausgeführt [4]. Grundsätzlich wurde auf trigono-

metrischen Punkten beobachtet. Als Instrumentarium wurden Reisetheodoliten für die Messungen von D und H mit Pinnenmagneten, Erdinduktoren mit Saitengalvanometer und Vertikalfeldwaagen verwendet. Es wurden Ablenkungs- und Schwingungsbeobachtungen ausgeführt. Die Z-Messungen mit der Feldwaage dienten zur Kontrolle der H- und I-Beobachtungen sowie zur Überprüfung der lokalen Störungen. Reduziert wurde mit Hilfe der Registrierungen im Observatorium Niemegek auf die Epoche 1935,0.

Im Gebiet der DDR liegen 121 Stationen dieser Aufnahme. Im Mittel entfällt demnach pro Station eine Fläche von 900 km<sup>2</sup>. Dem entspricht ein mittlerer Stationsabstand von ca. 36 km.

In den Jahren 1953 bis 1962 wurde von H. Bolz unter Mitarbeit von H. Wolter eine magnetische Vermessung 2. Ordnung durchgeführt. Die Stationen liegen sämtlich auf trigonometrischen Punkten. Es wurden die Deklination mit einem Reisetheodoliten mit Fadenaufhängung und Horizontal- sowie Vertikalintensität mit jeweils zwei Feldwaagen mit Bandaufhängung bestimmt. Die Instrumente wurden nach jeder Meßreise im Observatorium Niemegek angeschlossen. Die Beobachtungen wurden mit den Registrierungen in Niemegek reduziert. Da mit einer längeren Dauer der Arbeiten zu rechnen war, wurden zur Erfassung der Säkularvariation 12 Säkularstationen angelegt, an denen im Rhythmus von zwei Jahren beobachtet wird [5]. Als gemeinsame Epoche ist das Jahr 1957,5 vorgesehen. Die Reduktionsarbeiten sind begonnen worden.

Insgesamt wurden bei dieser Aufnahme 1750 Stationen vermessen. Auf jede Station entfällt damit im Mittel eine Fläche von ca. 62 km<sup>2</sup>. Der mittlere Stationsabstand beträgt demnach ca. 10 km.

Soweit möglich, wurden bei diesen drei Aufnahmen die Beobachtungen an denselben trigonometrischen Stationen wiederholt. Die Aufnahme 1953/62 umfaßt 80 Stationen, die schon 1934/35 vermessen worden sind, und 27 Meßpunkte der Aufnahme 1898/1903 und 1907. Bei der Aufnahme 1934/35 wurde an 34 Stationen beobachtet, an denen schon 1898/1903 und 1907 beobachtet worden war.

Die Beobachtungsgenauigkeit der drei Aufnahmen ist verschieden, so daß ein Vergleich der einzelnen Beobachtungen erschwert wird. Als Werte für die erreichte Beobachtungsgenauigkeit an den einzelnen Stationen können nicht die von den verschiedenen Bearbeitern gemachten Angaben verwendet werden, da meist nur die sogenannte innere Beobachtungsgenauigkeit oder Meßgenauigkeit bestimmt worden ist. Grobe Abschätzungen über die äußere Beobachtungsgenauigkeit (die außer den reinen Meßfehlern auch die Reduktions- und Auswertungsfehler enthält) erhält man nach vom Verfasser angegebenen Methoden auf folgende Weise:

An den Säkularpunkten der Aufnahme 1953/62 liegen mehrere Beobachtungen zu verschiedenen Epochen vor. Sieht man z. B. die Beobachtungen in den einzelnen Säkularpunkten als fehlerfrei und die Differenzen „Wert im Säkularpunkt minus Wert in Niemegek“ als lineare Funktionen der Zeit an, so gibt die Streuung dieser Differenzen für die bisher vermessenen Epochen Maß für die erreichte Genauigkeit. Man erhält auf diese Weise folgende mittlere Fehler [5]:

$$D: \pm 0,6; \quad H: \pm 4''; \quad Z: \pm 4''$$

Diese Werte werden auch durch Betrachtungen mit Hilfe des Curl-Tests bestätigt [6].

Für die anderen Aufnahmen erhält man Aussagen mit Hilfe der Annahme über die zeitliche Konstanz lokaler Anomalien, die sich durch theoretische Abschätzung bestätigen läßt [7]. Die Differenz der Störwerte zu verschiedenen Epochen liefert ein Maß für die erreichte Genauigkeit zu beiden Epochen, wenn keine ausgeprägte regionale Verteilung der Differenzen erkennbar ist. Aus einem Vergleich der Aufnahmen 1953/62 und 1935 erhält man auf diese Weise folgende mittlere Fehler [8]:

$$D: \pm 2,5; \quad H: \pm 13''; \quad Z: \pm 23''$$

Da die äußere Genauigkeit der Aufnahme 1953/62 wesentlich größer ist, dürften diese Fehler hauptsächlich durch die Beobachtungen der Aufnahme 1935 verursacht werden und geben demnach deren mittlere Fehler an.

Durch Vergleich der Störwerte bei den Aufnahmen 1898/1903 mit den Störwerten an entsprechenden Stationen der Aufnahmen 1934/35 und 1953/62 erhält man auf ähnliche Weise für die mittleren Fehler die Abschätzungen:

$$D: \pm 2,5; \quad H: \pm 13''; \quad Z: \pm 70''.$$

Diese Fehlerabschätzungen gelten auch für die sächsische Aufnahme von 1907. Wie zu erwarten war, wurde die relativ geringste Genauigkeit bei der Bestimmung von Z erreicht.

Eine wesentliche Steigerung der äußeren Beobachtungsgenauigkeit gegenüber der Aufnahme von 1953/62 dürfte auch bei Einsatz modernerer Meßgeräte nicht mehr zu erwarten sein. Die größte Schwierigkeit besteht jetzt in der exakten Reduktion der Variationen, wobei Induktionseffekte im geologisch nicht einheitlichen Untergrund zu eliminieren sind. Eine Möglichkeit besteht dazu nur im Einsatz von Reiseregistrierstationen, wodurch aber die Meßdauer erheblich vergrößert wird.

### *Die Säkularvariation im Gebiet der DDR*

Nach heutigen Anschauungen besteht das geomagnetische Hauptfeld aus verschiedenen Anteilen: einem primären Grundfeld, dessen Quellen tief im Erdinneren zu suchen sind, einen sekundären Feld, das durch dessen Induktion in der Gesteinskruste entstehen dürfte, und dem Feld der permanenten Gesteinsmagnetisierung. Als zeitlich veränderliche Größen sind das primäre und das sekundäre Feld anzusehen. Abschätzungen [7] ergeben, daß bei der in Mitteleuropa beobachteten Säkularvariation das sekundäre Feld sich in einem halben Jahrhundert um höchstens  $5''$  ändert. Der überwiegende Teil der Säkularvariation ist im primären Grundfeld oder Kernfeld enthalten. Die räumliche Struktur dieses Kernfeldes ist an der Erdoberfläche schon stark ausgeglichen. Kleine, aber intensive Anomalien an der Oberfläche des Erdkerns treten schon aus geometrischen Gründen an der Erdoberfläche kaum in Erscheinung. Weiter muß man beachten, daß kräftigere Anomalien meistens auch zeitlich relativ schnell veränderlich sind. Die relativ schnell verlaufenden Variationen des Kernfeldes werden aber im Erdmantel durch Induktionseffekte abgeschirmt. Man darf demnach an der Erdoberfläche eine regional nur sehr langsam veränderliche Säkularvariation erwarten, was durch die Beobachtungen auch weitgehend bestätigt wird.

Das Grundfeld wird durch das sogenannte Normalfeld erfaßt. Ein solches Normalfeld bildet dabei das entsprechende analytische Modell für die Dar-

stellung des regionalen Feldverlaufs im jeweiligen Untersuchungsgebiet. Als analytisches Modell wird man eine Darstellung bezeichnen, die die allgemeinen Gesetzmäßigkeiten des Feldverlaufs aus dem in bezug auf räumliche und zeitliche Verteilung unvollständigen, in bezug auf die Einzelwerte fehlerhaften Beobachtungsmaterial heraushebt [9]. Bei den bisherigen Ableitungen hat sich ergeben, daß als Normalfeld für das Gebiet der DDR ein Polynom 1. bis 2. Grades der Koordinatendifferenzen gegen einen Zentralpunkt genügt. Das findet seine physikalische Bestätigung dadurch, daß zwischen den Amplituden der geometrischen Strukturelemente im Hauptfeld und deren charak-

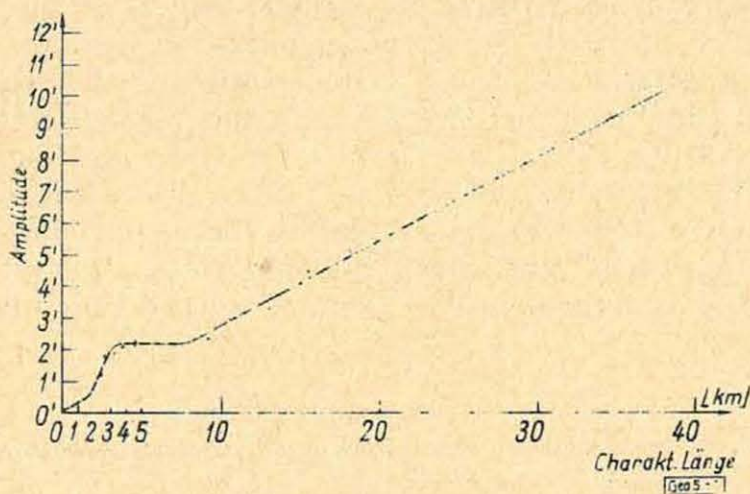


Fig. 1.

teristischen Längen bis etwa zu Längen von 10 km herab ein linearer Zusammenhang besteht (Abb. 1) [9]. Das wird durch die verschiedenen Ursachen dieser Strukturelemente erklärt. Strukturelemente mit charakteristischen Dimensionen unter 10 km werden durch die permanente Gesteinsmagnetisierung bedingt.

Zur Beschreibung des allgemeinen Verlaufs der Säkularvariation in der DDR genügt demnach die Darstellung durch ein geeignetes Normalfeld. Setzt man einen linearen Ausdruck für das Element  $E$  in der Form

$$E(t) = E_0(t) + E_1(t)\Delta\varphi + E_2(t)\Delta\lambda = E_0(t) + E_3(t)\cos\{\alpha - \varepsilon(t)\}\Delta r$$

an, wobei  $\Delta\varphi$ ,  $\Delta\lambda$  die kartesischen Koordinaten in Nord- und Ostrichtung und  $\Delta r$ ,  $\alpha$  ebene Polarkoordinaten bedeuten, erhält man eine Beschreibung des Feldverlaufs durch den Wert und die Hauptkrümmung der Feldfläche im Zentralpunkt. Mit Hilfe dieser Beschreibung erhält man die Aussage, daß die Hauptkrümmung, d. h. die Senkrechte auf die Isolinie im Zentralpunkt, im Laufe der Zeit ihre Richtung geändert hat. Bei allen Elementen liegt eine Drehung in Uhrzeigerichtung vor. Der Betrag der Drehung beträgt etwa von 1901 bis 1935 bzw. 1935 bis 1955: in D:  $11^\circ$  bzw.  $5^\circ$ , in H:  $19^\circ$  bzw.  $6^\circ$  und in Z:  $12^\circ$  bzw.  $4^\circ$ . Die Drehung ist demnach in den letzten Jahren langsamer geworden.

Die Säkularvariation wird vom Grundfeld vollständig bewirkt, wenn die Differenzen der Störwerte verschiedener Epochen an den verschiedenen Stationen nur eine zufällige, durch die Beobachtungsfehler bedingte Streuung zeigen. Wenn sich aber Gebiete gleicher Differenz der Störwerte abzeichnen, müssen diese lokalen Anomalien der Säkularvariation zugeschrieben werden.

Eine solche Untersuchung wurde mit Hilfe der Aufnahmen 1934/35 und 1953/62 durchgeführt. Dabei ergaben sich gewisse Hinweise auf eine regionale Ordnung und damit auf krustenbedingte Anomalien in der Säkularvariation. In D findet man ein Vorherrschen negativer Werte im Osten, in H ein Vorherrschen positiver Werte im Südwesten und in Z drei positive Zentren im Süden, im Nordwesten und im Nordosten. Diese Ergebnisse sind wegen der äußeren Beobachtungsfehler noch nicht ausreichend signifikant, so daß zur Entscheidung noch einige Zeit abgewartet werden muß.

Eine vorläufige Deutung könnte man etwa auf folgende Weise erhalten. Im Normalfall wird der Hauptteil der Krustenmagnetisierung durch die magnetischen Gesteine oberhalb der Tiefe geliefert, in der die Curietemperatur erreicht wird. Vergrößert sich diese Tiefe, so wird die Krustenmagnetisierung um einen Anteil zunehmen, der einer Schicht magnetischer Gesteine mit einer Mächtigkeit gleich der Differenz zwischen der alten und der neuen Tiefe der Curietemperatur entspricht. Die Beobachtungen im Gebiet der DDR würden sich dann qualitativ so deuten lassen, daß in den drei Gebieten, die den Anomalien in Z entsprechen, ein Vergrößern der Tiefe der Curietemperatur vor sich gehen müßte. Eine geologische Deutung dieser Vorgänge ist noch nicht gelungen.

#### *Bemerkungen zur statistischen Auswertung und kartographischen Darstellung von Landesvermessungen*

Wie schon eingangs erwähnt worden ist, bildet die Erfassung des geomagnetischen Hauptfeldes ein statistisches Problem. Aus der Eigenschaft des Hauptfeldes als stochastische Erscheinung folgt, daß für eine vollständige Beschreibung die Kenntnis der Feldwerte für kontinuierlich variierende Koordinaten erforderlich ist. Hieraus resultieren zwei grundsätzliche Schwierigkeiten für die Ableitung des Feldverlaufs aus magnetischen Aufnahmen und seine Darstellung in Form geomagnetischer Karten.

Jede Karte soll – innerhalb gewisser Grenzen – ein naturgetreues Abbild des wirklichen Feldverlaufs im Beobachtungsgebiet liefern. Die Genauigkeit bei der Konstruktion wird jedoch umso geringer, je kleiner der Maßstab ist. Jede Karte stellt demnach einen geglätteten mittleren Verlauf des Feldes dar. Die notwendige Generalisierung verursacht also eine erste Fehlerquelle für die Karte, auch wenn das Feld in allen Punkten bekannt wäre.

Die zweite Fehlerquelle bildet die Tatsache, daß Feldwerte nur in einer endlichen Zahl von Punkten durch Beobachtungen mit begrenzter Genauigkeit bekannt sind. Es ist demnach nicht möglich, alle Einzelheiten des Feldverlaufs zu erfassen. Da in der Karte jedoch nur ein geglätteter Verlauf zur Darstellung kommen kann, genügt eine endliche Zahl von Beobachtungen. Ihre Zahl wird von dem durch den Kartenmaßstab bestimmten Grad der Generalisierung und dem Störungscharakter des Feldes im Beobachtungsgebiet festgelegt. Angaben hierüber erfordern eingehende statistische Untersuchungen.

Untersuchungen dieser Art stehen gegenwärtig im Geomagnetischen Institut der Deutschen Akademie der Wissenschaften vor dem Abschluß [10]. Der Grundgedanke dieser Untersuchungen besteht darin, daß zur Beschreibung des Feldes ausschließlich Flächenmittelwerte verwendet werden. Die Größe der Fläche, über die gemittelt wird, wird durch den geforderten Kar-

tenmaßstab oder die Größe der noch zu erfassenden Strukturelemente vorgeschrieben. Der mittlere Fehler dieses Flächenmittelwertes wird durch den Störungscharakter des Feldes, d. h. die magnetischen Auswirkungen der geologischen Verhältnisse, bestimmt. Umgekehrt kann man bei Kenntnis des Störungsgrades, der aus einer Kombination der Flächengröße und des entsprechenden mittleren Fehlers besteht, die zur Erfassung des Feldverlaufs notwendige Meßpunktdichte bestimmen. In *Abb. 2* ist die Abhängigkeit des mittleren Fehlers in *D* von der Zahl der Meßpunkte und der Größe der linearen Approximationsfläche für den Nordteil der DDR dargestellt. Diese Darstellung ist repräsentativ für die gesamte DDR. Bemerkenswert ist hier-

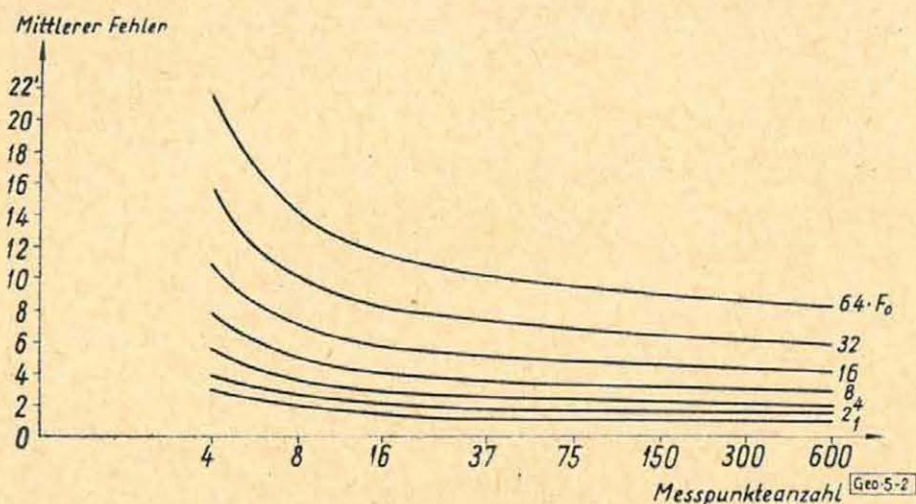


Fig. 2.

bei, daß der mittlere Fehler bei Verkleinerung der Approximationsfläche anfangs sehr langsam, später jedoch sehr schnell abnimmt. Man kann das auch als Bestätigung dafür ansehen, daß im Feldverlauf in der DDR im wesentlichen die regional sehr langsam veränderlichen Strukturelemente überwiegen, während die kleineren Elemente erst bei Dimensionen unter 10 km bemerkbar werden.

Aus diesen Überlegungen folgen zwei Voraussetzungen für die Konstruktion von Karten aus Beobachtungswerten. Zum ersten muß vorausgesetzt werden, daß die Punktdichte relativ zum Störungscharakter und Grad der Generalisierung genügend groß ist. Zum zweiten müssen die Störungen des Feldverlaufs eine solche Eigenschaft aufweisen, daß ihre Amplituden mit der geometrischen Größe der Störung abnehmen. Zwischen zwei Flächenmittelpunkten dürften also keine Störungen großer Amplitude zu erwarten sein, die sich nicht schon in diesen Feldwerten bemerkbar machen. Im allgemeinen genügt man dieser Forderung, indem man Punkte mit extrem großen Flächenmittelwerten vernachlässigt. Dadurch erhält die Karte jedoch den Charakter einer Wahrscheinlichkeitsaussage: Je mehr Punkte vernachlässigt werden, desto geringer wird die Wahrscheinlichkeit, daß der aus der Karte entnommene Wert mit dem in der Natur vorliegendem übereinstimmt.

Bei der Konstruktion von Karten wird aus dem Punktnetz der Flächenmittelwerte durch Interpolation eine Darstellung durch Linien gleichen Funktionswertes abgeleitet. Zu dem Fehler der Flächenmittelwerte tritt damit noch der Fehler durch Interpolation. Im allgemeinen verwendet man jedoch

nicht Flächenmittelwerte, sondern betrachtet die Beobachtungswerte direkt als repräsentativ für den jeweiligen Mittelwert. Die Interpolation erfolgt gewöhnlich linear. Dann sind Interpolationsfehler und Fehler des Mittelwertes nicht mehr voneinander zu trennen. Beide Fehler gemeinsam liefern für die

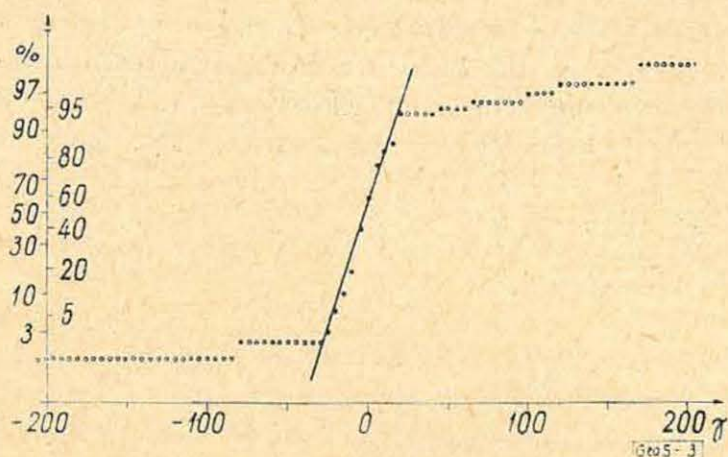


Fig. 3.

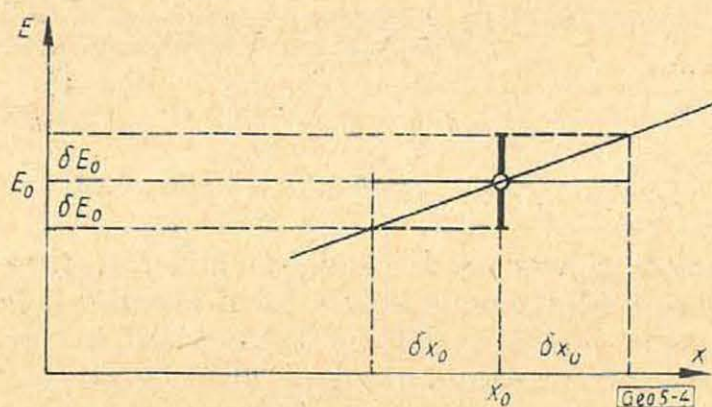
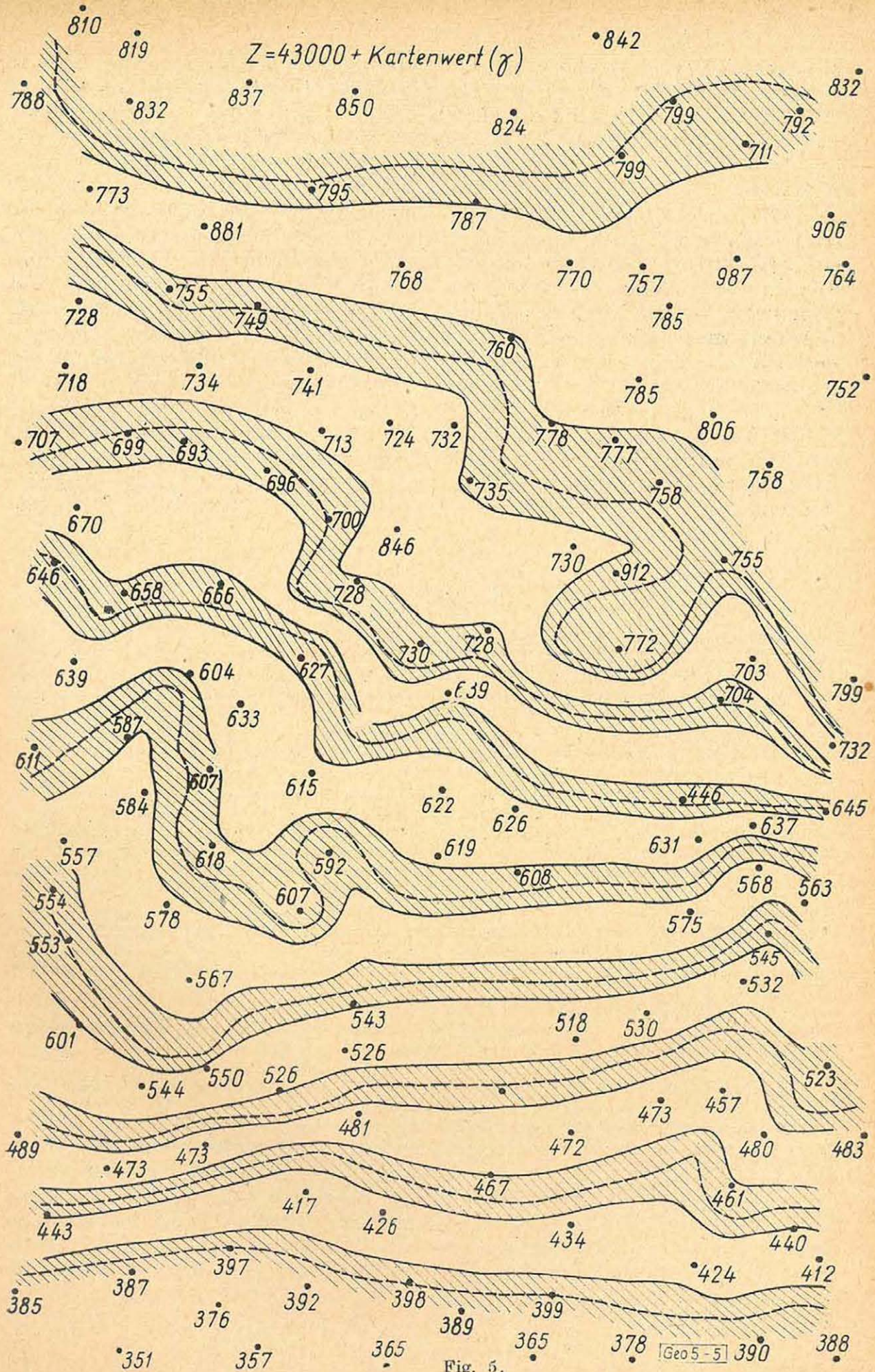


Fig. 4.

Karte neben der oben erwähnten Wahrscheinlichkeitsaussage eine weitere statistische Aussage, nämlich: mit welchem Fehler der aus der Karte entnommene Wert behaftet sein dürfte.

Zur Ableitung dieser beiden Aussagen kann man ein einfaches Verfahren anwenden. Man verwendet das vollständige Netz der Beobachtungen und konstruiert daraus unter Vernachlässigung der durch extrem abweichende Werte gekennzeichneten Einzelpunkte durch lineare Interpolation zwischen den Beobachtungen die Linien gleichen Funktionswertes. Dabei muß der Abstand der Funktionswerte so gewählt werden, daß zwischen zwei Beobachtungen höchstens eine Isolinie verläuft. Anschließend interpoliert man linear für jeden Beobachtungspunkt und trägt die Abweichungen der interpolierten von den beobachteten Werten im Wahrscheinlichkeitspapier auf. Daraus kann man sofort erstens die Häufigkeit der Werte, die nicht berücksichtigt werden dürfen, und zweitens den mittleren Fehler der Kartendarstellung ablesen. Als Beispiel wird ein Ausschnitt aus der magnetischen Aufnahme der DDR von 1953/62 (der auf die Epoche 1957,5 reduziert ist) untersucht (Abb. 3).



[Geo 5 - 5]

Man erhält hierbei die Aussage, daß man bei Vernachlässigung der Abweichungen über  $\pm 30\%$ , das sind 10% aller Fälle, für die Abweichungen eine Gaußsche Fehlerverteilung annehmen darf, die auf einen mittleren Fehler von  $\pm 10\%$  führt. Mit einer Wahrscheinlichkeit von 90% werden demnach die linear interpolierten Werte innerhalb von  $\pm 10\%$  mit den beobachteten übereinstimmen.

Wenn man die Darstellung durch Isolinien direkt als Karte des Feldverlaufs verwendet, erhält man ohne die beiden erwähnten Angaben lediglich ein qualitatives Bild der beobachteten Werteverteilung. In manchen Fällen wird es zweckmäßig sein, wenn man den mittleren Fehler – und damit die Genauigkeit – der Karte schon durch die Darstellung zum Ausdruck bringt. Das kann man dadurch erreichen, daß man den Begriff der Isolinie verallgemeinert. Man konstruiert statt der theoretisch unendlich dünnen Isolinie ein Isoband. Dieses stellt den Verlauf eines Funktionsbandes auf der als eben und horizontal angenommenen Erdoberfläche dar, in dem bei dem bekannten Fehler  $\delta E_0$  der zugehörige Kartenwert  $E_0$  gesucht werden kann. Die Breite des Isobandes wird durch den mittleren Fehler der Aufnahme und den lokalen mittleren Gradienten des Feldverlaufs bestimmt (*Abb. 4*). Damit ergibt sich dann für den betrachteten Ausschnitt aus der Aufnahme der DDR das Kartenbild der *Abb. 5*.

#### LITERATUR

- [1] *Ad. Schmidt*: Magnetische Karten von Norddeutschland für 1909. Abh. d. Preuß. Met. Institutes, Bd. III., Nr. 4 Berlin 1910.
- [2] *Ad. Schmidt*: Die magnetische Vermessung I. Ordnung des Königreiches Preußen 1898 bis 1903 nach den Beobachtungen von M. Eschenhagen und J. Edler. Abh. d. Preuß. Met. Institutes, Bd. IV, Nr. 12, Berlin 1914.
- [3] *O. Göllnitz*: Die magnetische Vermessung des Sächsischen Staatsgebietes. Beiheft z. Jahrbuch f. d. Berg- u. Hüttenwesen in Sachsen auf das Jahr 1919, 93. Jahrg., Freiberg 1919.
- [4] *R. Bock, F. Burmeister, F. Errulat*: Magnetische Reichsvermessung 1935,0. Teil I (Tabellen): Abh. d. Geophys. Institutes Potsdam Nr. 6, Berlin 1948. Teil II (Karten): Erg. heft Reihe B., Nr. 2 zur Deutsch. Hydrogr. Zeitschrift, Hamburg 1956.
- [5] *H. Bolz, H. Wolter*: Die Beobachtung der Säkularvariation im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Abh. d. Geomagnetischen Institutes Potsdam Nr. 24, Berlin 1960.
- [6] *K. Lengning, O. Lucke, K. Sellien*: Betrachtungen über die Vermessungen des erdmagnetischen Hauptfeldes in Norddeutschland zu den Epochen 1901, 1935 und 1955. Abh. d. Geomagn. Institutes Potsdam Nr. 30, Berlin 1961.
- [7] *G. Fanslau, H. Kautzleben*: Zur Auswertung der Potentialberechnungen in begrenzten Gebieten. Abh. d. Geomagn. Institutes Potsdam, Nr. 24, Berlin 1960.
- [8] *H. Bolz, H. Wolter*: Das Normalfeld nach Rössiger und die magnetischen Vermessungen im Gebiet der DDR von 1935,0 und 1955,5. Abh. Geomagn. Institut Potsdam Nr. 27, Berlin 1961, S. 19.
- [9] *H. Kautzleben, W. Mundt*: Zur Ableitung analytischer Modelle für das geomagnetische Feld aus Beobachtungsdaten auf der Erdoberfläche. Monatsberichte der DAW zu Berlin 1962, Heft 10.
- [10] *W. Mundt*: Statistische Bearbeitung und Analyse geomagnetischer Landesvermessungen (in Vorbereitung).

# Kisfrekvenciás természetes elektromágneses energiaforrás vizsgálata

ÁDÁM ANTAL - BENCZE PÁL

*A földi elektromágneses tér függőleges elektromos komponensének hangfrekvencián aluli és hangfrekvenciás változásainak 8, 21 és 86 Hz-en végzett előzetes vizsgálata azt mutatta, hogy ezeken a frekvenciákon az amplitúdó napi változása szabálytalan. A regisztrált változások gyakorisága délutáni maximumot mutat, amely a világzivatar tevékenységgel való összefüggésre enged következtetni. A 86 Hz-en regisztrált változáscsoportokon belüli periódusok átlagos száma nagyobb, mint a 8 és 21 Hz-en, továbbá 86 Hz-en is nagyobb a nappali órákban, mint napkelte előtt és napnyugta után. Ezek az eredmények az ionoszféra-Föld üregrezonátor jósaági tényezőjének frekvenciafüggőségével, illetve a jósaági tényező változásával magyarázhatók.*

*Предварительное изучение вертикальной электрической составляющей вариаций геоэлектрического поля с звуковыми и более низкими частотами на частотах 8, 21 и 86 гц показывает, что при таких частотах суточная вариация амплитуды является нерегулярной. Во второй половине дня частота зарегистрированных вариаций имеет максимум, что позволяет сделать заключение о наличии связи этих вариаций с мировой грозовой активностью. Среднее количество периодов в пределах группы вариаций, зарегистрированных на частотах 86 гц, оказывается большим, чем при частотах 8 и 21 гц, причем на частотах 86 гц в дневные часы появляется больше вариаций, чем до восхода и после захода солнца. Эти результаты объясняются зависимостью фактора добротности объемного резонатора ионосферы — земля от частоты, а также изменением фактора добротности.*

*Die Untersuchung der Vertikalkomponente der Änderungen des elektromagnetischen Erdfeldes von Unterschall- und Schallfrequenz, die auf den Frequenzen 8, 21 und 86 Hz durchgeführt wurde, zeigte, dass die Tagesänderung der Amplitude höchst unregelmässig ausfällt. Die Häufigkeit der registrierten Variationen zeigt ein Nachmittagsmaximum, woraus auf einen Zusammenhang mit der Weltgewitteraktivität gefolgert werden kann. Die durchschnittliche Anzahl der auf der 86 Hz Frequenz registrierten Perioden ist grösser, als diejenige der 8 und 21 Hz Frequenzen; weiterhin erscheint auch innerhalb des 86 Hz-Bereiches eine Anhäufung in den Tagesstunden gegenüber der Zeitintervalle vor Sonnenaufgang bzw. nach Sonnenuntergang. Diese Ergebnisse können durch die Frequenzabhängigkeit des Gütefaktors des Hohlraumresonators Ionosphäre-Erde, bzw. durch die Veränderlichkeit dieses Faktors erklärt werden.*

A geofizikai kutatómódszerek fejlődésében mindig nagy szerepet játszottak a természetes erőterek vizsgálatán alapuló módszerek.

A hasznosítható ásványi anyagok geofizikai kutatása kezdetén egy ideig szinte egyedüli eszközei voltak az alkalmazott geofizikának, olcsóságuknál és egyszerűségüknél fogva pedig az áttekinthető méréseknél még ma is kizárólag ezeket a módszereket használják. Éppen az előbbieken említett előnyeik (olcsóság, egyszerűség, gyorsaság) ösztönözték a kutatást arra, hogy a természetes erőtér vizsgálatán alapuló módszerek finomításával, továbbfejlesztésével azokat a részletező mérésekre is alkalmassá tegyék. Igen kedvező lehetőség kínálkozik ezen a téren a földi elektromágneses teret felhasználó geofizikai kutató módszereknél is (1, 2, 3). A klasszikus földiáram-módszer a földi áramok különböző mérési pontokon regisztrált, olyan periódusú változásainak az összehasonlításán alapul, amelyeknek a behatolási mélysége (a még torzítatlanul visszaadott legkisebb periódust 10 sec-nek véve) legalább 1000 m. Ez tehát azt jelenti, hogy a felvételen található más periódusú (természetesen csak a határfrekvenciánál nagyobb periódusú változásokról lehet szó) válto-

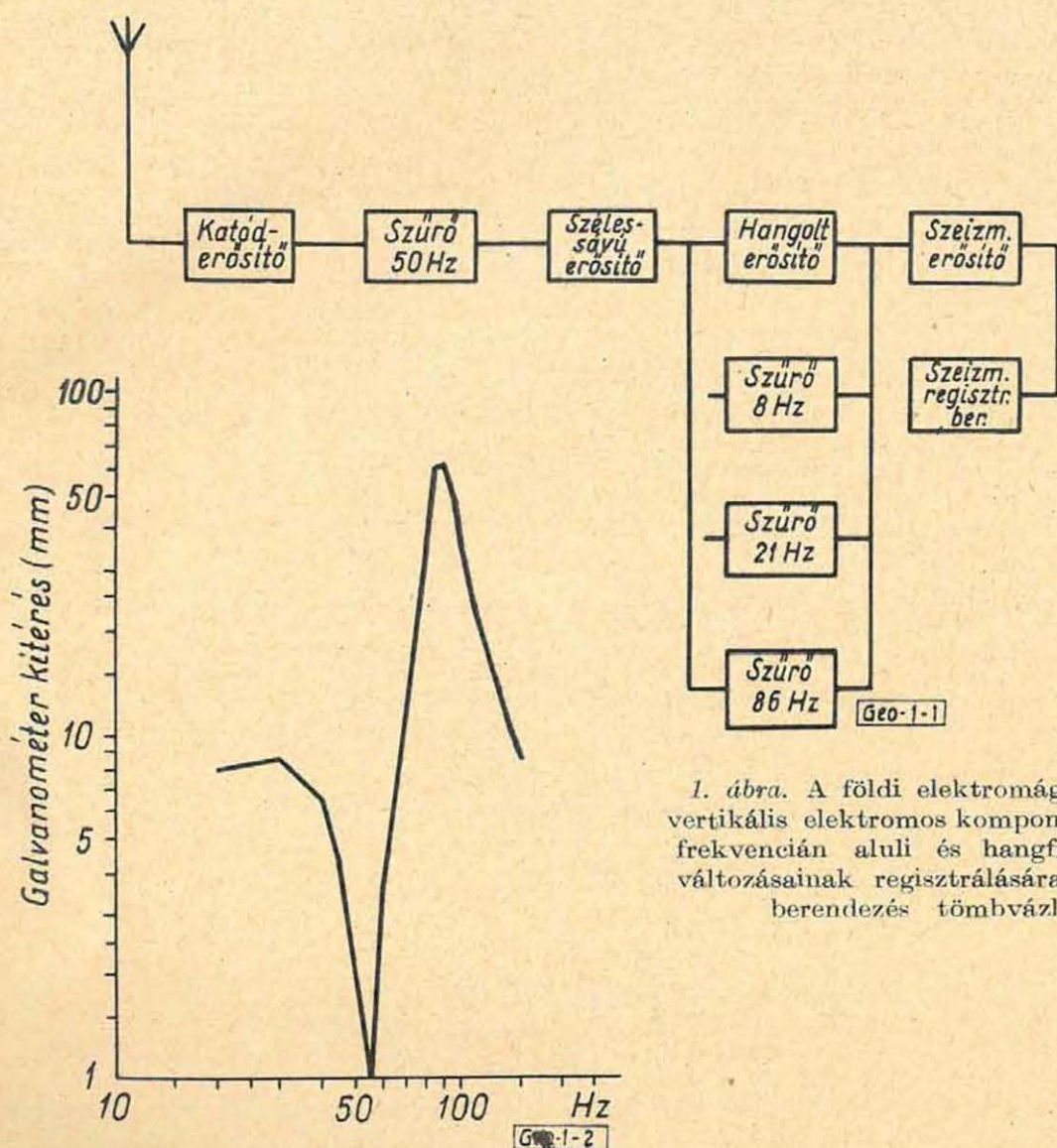
zások felhasználásával csak az ennél nagyobb mélységben fekvő rétegek elektromos tulajdonságaira következtethetünk. A magnetotellurikus módszer abból a szempontból hozott fejlődést, hogy az egyik, vagy mindkét horizontális mágneses komponens bevonása útján a horizontális vezetőképesség abszolút értékének meghatározásával az előbbi eljárást többetmondóvá és pontosabbá teszi. A földtani kutatás érdeklődésének előterében álló 1000 m-nél kisebb mélységeket csak az említett periódusú változásoknál is még rövidebb időtartamú, a hangfrekvencián aluli és a hangfrekvenciás tartományba eső változások vizsgálatával lehet részletesen kutatni.

Ezeknek a tartományoknak a vizsgálata egyébként tisztán tudományos szempontból, az általános geofizika szemszögéből is fontos és érdekesnek ígérkező feladat. A földi elektromágneses térről szerzett ismereteink ugyanis még nagyon hiányosak. A szóban forgó néhány tized Hz-től több száz Hz-ig terjedő tartományt egy-két próbálkozástól, illetőleg alkalmi méréstől (1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9) eltekintve rendszeresen még nem vizsgálták. További érdekessége ennek a tartománynak, hogy itt még nem tisztázott az elektromágneses energia forrása sem. Az eddigi vizsgálatok alapján az elektromágneses spektrumban valószínű, hogy itt van az átmenet a hydromágneses eredetű és az ionosféra és a Föld közötti térben, mint üregrezonátorban terjedő teresztrikus eredetű változások között. A földi elektromágneses tér hangfrekvencián aluli és hangfrekvenciás változásainak felhasználásával végzett frekvenciaszondázás módszertani kidolgozásához ezeknek a változásoknak az ismerete, alakjuk, időbeli eloszlásuk, a komponensek egymással való összefüggésének vizsgálata elengedhetetlen. Ezeknek a szempontoknak a figyelembevételével és az adott körülményekhez igazodva a földi elektromágneses tér hangfrekvencián aluli és hangfrekvenciás változásainak a regisztrálását a függőleges elektromos komponens vizsgálatával kezdtük meg.

A mérőberendezés tömb vázlatát az *I. ábrán* látjuk. Érzékelő szerve egy, a föld felett 6,5 m magasságban vízszintesen kifeszített 63 m K–Ny irányú hosszúhullámú antenna volt.\* Megjegyzendő, hogy ezekhez a vizsgálatokhoz közel kör alakú karakterisztikája miatt a függőleges botantenna a legkedvezőbb. Így a vétel irányfüggetlen. Az antennát az antenna-érzékenységet meghatározó hatásos magasság szempontjából célszerű minél magasabban elhelyezni. Minthogy a szóban forgó változások térerőssége elég nagy (30–60  $\mu\text{V}$ ), az antenna magasságának növelése a mesterséges elektromágneses zajok, elsősorban a hálózati frekvencia zavaró hatásának csökkentése érdekében kívánatos. Az antenna-levezetést ugyanezért árnyékoltuk is. A antennához, mint nagy belső ellenállású generátorhoz a mérőberendezés egy nagy bemeneti impedanciájú katódcsatolású erősítő fokozaton keresztül csatlakozik. Ezt az antennán keresztül bejutó zavaró hálózati frekvencia kiküszöbölésére a hálózati frekvenciára hangolt, 1,5 Hz sáv szélességű lyukszűrő követi, amely kettős T kapcsolásban működik. A hálózati frekvenciától megtisztított jelek egy szélessávú erősítőfokozatra kerülnek, majd ezeket visszacsatolással egy célszerűen megválasztott frekvenciára beállított szelektív erősítőfokozattal tovább erősítjük. A szelektív erősítés kis bemenő jeleknél előnyösebb, mert a jel/zaj viszony az ilyen típusú erősítőknél kedvezőbb. Kísérleteinknél három, különböző frekvenciára hangolt szűrőkört alkalmaztunk az erősítő visszacsatoló-

\* Az antennát eredetileg a Nagycenk melletti geofizikai obszervatóriumban, a légköri elektromos állomáson működő kisülésszámlálóhoz építettük.

körében, amelyeket egy kapcsoló segítségével egymásután iktathattunk be a fokozatba. A három kiválasztott frekvencia 8 Hz, 21 Hz, ill. 86 Hz volt. 8 Hz az ionoszféra-Föld üregrezonátor mért alappfrekvenciája, 20 Hz az alappfrekvencia második felharmonikusa, 86 Hz pedig egy tetszés szerinti harma-



1. ábra. A földi elektromágneses tér vertikális elektromos komponense hangfrekvencián aluli és hangfrekvenciás változásainak regisztrálására készített berendezés tömbvázlata

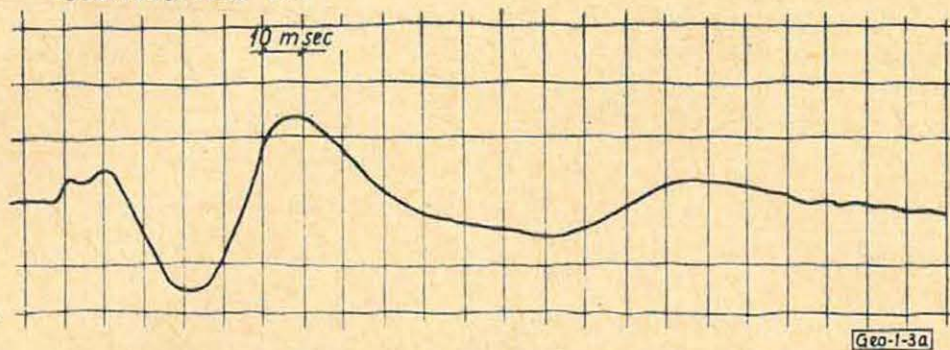
2. ábra. A mérőberendezés frekvencia-karakterisztikája 86 Hz-es szűrővel

dik frekvencia, amely, mint a 75 Hz és 100 Hz hálózati felharmonikusok közötti legkevesbé zavart frekvencia adódott. A további erősítésre egy két-fokozatú erősítőt használtunk. A jelek regisztrálására egy fotoregisztráló egységet alkalmaztunk, amelynek előtolása 70 cm/sec. Így a műszer a legnagyobb, 86 Hz-es frekvenciájú változások regisztrálását is kielégítően biztosítja. A teljes berendezés frekvenciakarakterisztikáját 86 Hz-es szűrővel a 2. ábrán mutatjuk be\*\*.

Előzetes vizsgálatainknak kettős célja volt: egyrészt tanulmányozni a szóban forgó frekvenciákon fellépő változások alakját, másrészt megállapítani

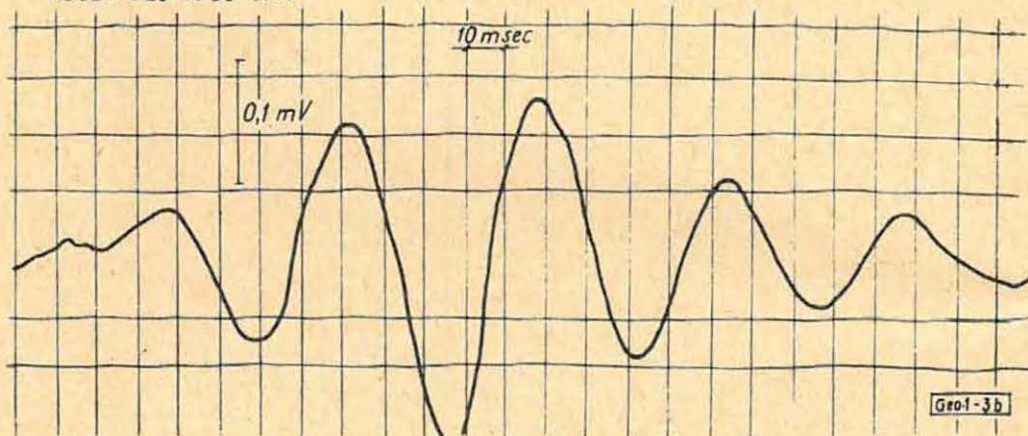
\*\* A műszer hitelesítése hangfrekvenciás RC oszcillátorral (EMG 1113/B típus) történt.

1962. VI. 29. 13 55 LMT

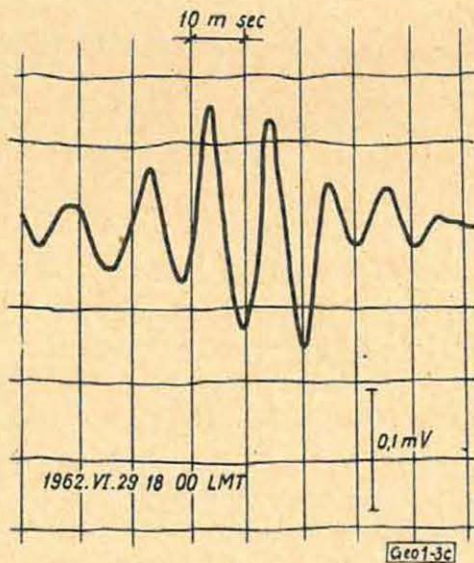


3. ábra. a) 8 Hz-es szűrővel készített felvétel

1962. VI. 29. 15 59 LMT



3. ábra. b) 21 Hz-es szűrővel készített felvétel

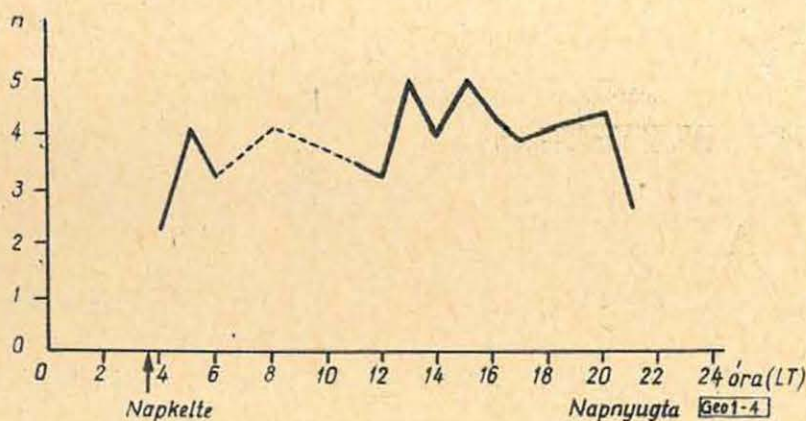


3. ábra. c) 86 Hz-es szűrővel készített felvétel

ezeknek időbeli változását (amplitudó, gyakoriság). A kitűzött célnak megfelelően és a rendelkezésre álló berendezéshez alkalmazkodva 1962. jún. 28–29-én 16 órán keresztül minden egész óra körül 4–5 sec-ig regisztráltunk. A rendszeres adatgyűjtéshez egyébként ez az észlelési módszer kényelmesebbé tehető, ha ezt az óránkénti mintavételt automatizáljuk (4), illetőleg ha csak

valamelyik frekvencia időbeli változására vagyunk kíváncsiak, a hurkos oszcillográfot csővoltmérővel helyettesítjük (7). A 3 a, b, c ábrán egy 8 Hz-es, 21 Hz-es, ill. 86 Hz-es regisztrátumot mutatunk be. Az egymást követő időjelek közötti távolság időben 10 msec.

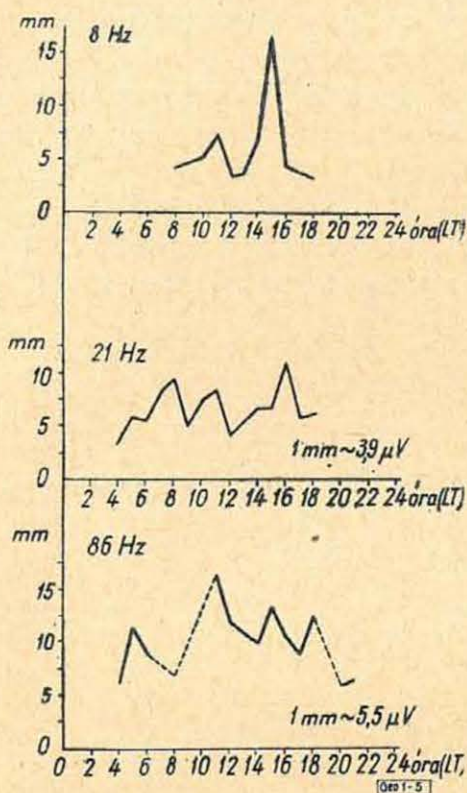
A felvételek feldolgozásánál a 8 és 21 Hz-es regisztrátumok esetében meghatároztuk minden egyes változás periódusát és amplitudóját, továbbá a regisztrálás időtartamát, hogy a tevékenység mértékére, tehát a változások gyakoriságára is következtethessünk. A 86 Hz-es regisztrátumok kiértékelésénél az egymástól elég jól elkülönülő változáscsoportok, az ún. trainek időtartamát, a csoporton belüli periódusok számát, a legnagyobb kitérés amplitudóját és a regisztrálás időtartamát olvastuk ki. Így a változáscsoport időtartamának és a csoporton belüli periódusok számának ismeretében egy jellemző átlagos frekvenciát számíthattunk. Amint az már a feldolgozásnál megállapítható volt és a közölt felvételeken is látható, a változások megjelenési formája mind a három frekvencián hasonló, s azok több periódusból álló változáscsoport formájában jelentkeznek. A csoporton belüli periódusok száma a 8 és 21 Hz-es változásoknál általában 2–3, a 86 Hz-es változásoknál 4–5. Ezt a jelenséget az üregrezonátor-elmélet alapján azzal magyarázhatjuk,



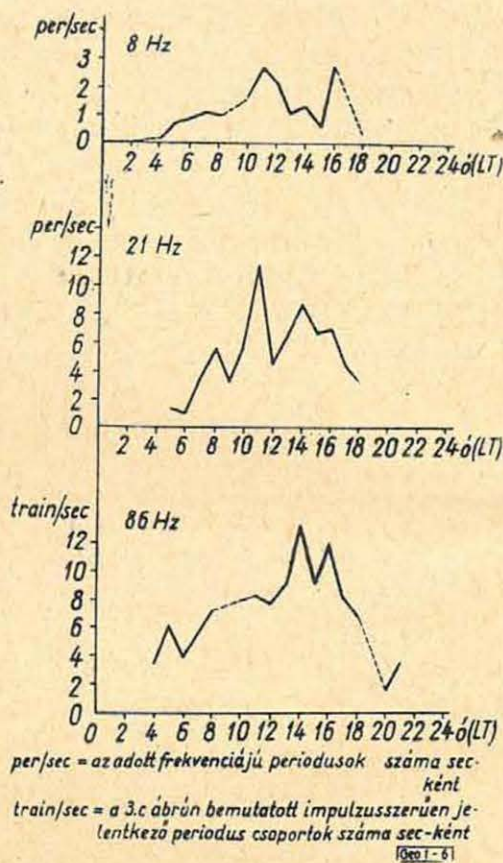
4. ábra. A 86 Hz-en regisztrált változáscsoportokon belüli periódusok átlagos számának napi változása

hogy a 8 és 21 Hz-es frekvenciájú változások kisebb elektronsűrűségű tehát kisebb vezetőképességű rétegről verődnek vissza, amelyre nézve az ionosféra-Föld üregrezonátor jósági tényezője kisebb és az elektromágneses hullámok csillapítása nagyobb, mint a 86 Hz-es változások esetén. Ez utóbbiaknál a változáscsoporton belüli periódusok átlagos száma a nappali órákban nagyobb volt (4. ábra). Ez szintén az ionosféra vezetőképességének megnövekedésével, tehát az üregrezonátor jósági tényezőjének feljavulásával függhet össze. Mindhárom frekvencián megfigyelhető a már König által tapasztalt jelenség (8), hogy a változáscsoporton belül az egymást követő periódusok időtartama fokozatosan nő. Az átlagamplitudó napi változása mind a három frekvencián szabálytalan (86 Hz-en a változáscsoporton belüli, maximális amplitudók átlagértékét vettük) (5. ábra). Megjegyzendő, hogy az ábrákon tapasztalható szabálytalanság részben abból származhat, hogy azokat csupán két napi észlelésből és így kevés adatból szemezgettük. A változások gyakoriságának napi menete mind a három frekvencián egy, a délutáni órákra eső maximumot mutat (6. ábra). Ez arra enged következtetni, hogy az elektromágneses

energia forrása ezeken a frekvenciákon a világvivartartevékenység lehet, mivel az említett napi menetnek a világvivartartevékenység napi menetéhez hasonlóan délutáni maximuma van. Az a kérdés, hogy a világvivartartevékenység a vizsgált frekvenciákon valóban az elektromágneses energia egyetlen forrása-e, természetesen még további vizsgálatra szorul, amelyhez a földi elektromágneses tér többi öt komponensének a regisztrálása és rendszeres tanulmányozása is szükséges.



5. ábra. A 8, 21 és 86 Hz-en regisztrált változások átlagos amplitúdójának napi menete



6. ábra. A 8, 21 és 86 Hz-en regisztrált változások gyakoriságának napi menete

Mindezek rendszeres vizsgálatára a Nagycenk melletti geofizikai obszervatóriumban a jövőben kerül sor. Úgy véljük azonban, hogy előzetes eredményeink is érdeklődésre tarthatnak számot. Közlésünknek még az a célja, hogy a többi obszervatórium figyelmét erre, az eddig elhanyagolt területre felhívja.

#### IRODALOM

- [1] Enestein, B. Sz. és L. E. Aronov: Ekszperimentalntie izsledovanija jesztesztvennovo elektromagnytivo polja zemli v szpektre csasztot ot 2 do 300 Hz. Izvesztija Akademii Nauk, SzSzsZR szer. geof. 1957. 62 old.
- [2] Vladimirov, N. P. és N. N. Nyikiforova: O szpektre variacii jesztesztvennovo elektromagnytivo polja zemli. Izvesztija Akademii Nauk, SzSzsZR szer. geof. 1959. 1868 old.
- [3] Vladimirov, N. P.: O vazmozsnozszyi iszpolzovanija jesztesztvennovo elektromagnytivo polja zemli dlja geologicseszkoj razvedki. Izvesztija Akademii Nauk, SzSzsZR szer. geof. 1960. 139 old.
- [4] Aarons, J.: Low-frequency electromagnetic radiation 10 – 900 cycles per second. Journal of Geophysical Research, vol. 61. pp. 647 (1956).

- [5] *Maple, E.*: Sub-audio-frequency geomagnetic fluctuations at College, Alaska. Transactions American Geophysical Union, vol. 38. pp. 399 (1957).
- [6] *Tepley, L. R.*: A comparison of sferics as observed in the very low-frequency and extremely low frequency bands. Journal of Geophysical Research, vol. 64. pp. 2315 (1959).
- [7] *Large, M. I. and T. W. Wormell*: Fluctuations in the vertical electric field in the frequency range from 1 cycle per second to 500 cycles per second. In Recent Advances in Atmospheric Electricity. Pergamon Press, London 1958.
- [8] *König, H.*: Atmosphärisches geringster Frequenzen. Zeitschrift für angewandte Physik, Bd. XI. s. 264 (1959).
- [9] *Balser, M. and C. A. Wagner*: Observations of earth-ionosphere cavity resonances. Nature, vol. 188, pp. 638 (1960).

## **Prinzip und Anwendungsmöglichkeiten der Vibratortechnik für moderne ingenieurgeophysikalische Untersuchungen**

H. MILITZER

Bei der Untersuchung sehr schallharten Untergrundes, wie es Festgesteine, Strassen- und Betondecken darstellen, erbringen die herkömmlichen impulsseismischen Verfahren oft unbefriedigende Ergebnisse bezüglich des Auflösungsvermögens und der Laufzeitmessung. Die Ursache dafür ist im wesentlichen darin zu suchen, dass sich bei der Impulsanregung die longitudinalen und transversalen Verschiebungsanteile mit unbeeinflussbaren Wellenlängen fortpflanzen, die für ingenieurtechnische Probleme oft gross gegen interessierende Abmessungen des Untergrundes sind und dass die höherfrequenten Verschiebungsanteile rascher absorbiert werden, als die bevorzugt angeregten niederfrequenten Oberflächenwellen. Dadurch ist bei grösseren Beobachtungsentfernungen eine Phasenkorrelation sehr erschwert.

Eine Möglichkeit, diese Unzulänglichkeiten des impulsseismischen Verfahrens für Nahuntersuchungen zu umgehen, bietet die Anregung des Bodens mittels elektromechanischer Quellen, sog. Vibratoren. Es wird hier über einen elektrodynamischen Vibratortyp berichtet, welcher am Institut für Angewandte Geophysik der Bergakademie Freiberg und an der Arbeitsstelle für praktische Geophysik Freiberg der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin auf Anregung von Prof. Meisser entwickelt und erprobt wurde. Theorie und Einzelheiten des Apparates werden mitgeteilt und eine beträchtliche Anzahl von Anwendungsfällen teils experimentellen, teils praktischen Charakters angeführt und besprochen.

Zusammenfassend weist der Verfasser darauf hin, dass der Vibratortechnik sowohl bei Impulsbetrieb als auch bei stationärer (periodischer) Erregung ein breiter Anwendungsbereich der Baugrund- und Baustoffuntersuchung offensteht. Mit der Vibratortechnik konnte ein Verfahren entwickelt werden, das besonders für die Untersuchung sehr schallharter Medien geeignet ist und die bestehende Lücke zwischen den Ultraschall- und den schlagseismischen Verfahren schliesst. Die Einführung dieser neuen Technik in die Praxis des Bauingenieurs lässt eine wirkungsvolle Unterstützung der herkömmlichen Baugrund- und Bauwerkuntersuchungen erhoffen.

# A Hold hatása a földi áramokra

CZUCZOR ERNŐNÉ

*A tellurikus áramoknak a holdhónapi periódusokra vonatkozó vizsgálatai azt mutatják, hogy az egyes frekvenciaosztályokra a karakterszámok alapján kapott holdhónapi görbék mind határozott kettős hullámúak és maximumuk holdtölte és újhoid idejére esik.*

*Исследование теллурических токов по лунным периодам показывает, что все кривые, полученные для отдельных групп частот по характерным числам на лунные месяцы, имеют явно двойные экстремумы, причем максимумы приходятся на время полнолуния.*

*Die Untersuchung der tellurischen Ströme in mondmonatlichen Perioden zeigt, dass die auf Grund der Charakterzahlen für die einzelnen Frequenzbereiche erhaltenen mondmonatlichen Kurven eine gewisse doppelte Wellenform haben, wobei die Maxima vor Vollmondperioden und in Neumondperioden erscheinen.*

A Hold a Földhöz legközelebb eső égitest. Talán emiatt is régóta kutatják már, milyen szerepe van a Földünkön uralkodó fizikai viszonyok kialakulásában. Ilyen vizsgálatoknál több tényezőt kell figyelembe venni, pl.: a Hold árapályt keltő hatását, elektromágneses sugárzását, vagy elektromágneses sugárzásokra gyakorolt hatását stb.

A Föld víztömegeiben a Hold tömegvonzása és a Föld körüli keringése folytán fellépő erőhatás kettős dagályhullámot kelt. Ennek a tömegvonzásnak nemcsak a tenger, hanem a földkéreg is enged.

A Hold azonban nemcsak a Föld gravitációs, hanem mágneses terére is hat. Kreil a múlt század közepén kimutatta a holdnapi változást a prágai elhajlás-adatokból [1]. Kettős hullám jelentkezett itt is, a maximum dagály, a minimum pedig apály idejére esett. Egyes vizsgálatok szerint [3] a földmágneses tevékenységnek van holdhónapi változása is, amelynek a maximuma holdtöltekor és másodlagosan az újhoidkor van.

A Hold hatása Föld gravitációs és mágneses terére tehát részben már régebben ismert. Felmerül a kérdés, hogy vajon ki lehet-e mutatni a Hold hatását a földi áramokra is. Dolgozatunk ezt a kérdést óhajtja megvizsgálni.

Vizsgálatainkhoz a Nagycenk melletti obszervatórium tellurikus lassú regisztrálásának anyaga (2,5 cm/óra előtolás) állott rendelkezésre. Megpróbáltuk kimutatni a holdnapi és a holdhónapi hullámot is a földi áramokra vonatkozólag.

## a) Vizsgálatok a holdnapi hullámra vonatkozólag

Először a 24<sup>h</sup> 50'-es holdnapi hullámot a potenciál órás átlagértékeiben próbáltuk kimutatni. Eredményül kb. 0,2 mV/km nagyságú változást kaptunk. (A Nap-napi változás ennek 15–20-szorosa.)

Ez az érték, a kiolvasás feltételezhető hibájánál alig nagyobb, ezért reális következtetést még nem lehet belőle levonni. Egyedül a két különböző félév-ből számított holdnapi hullám első és második harmonikusánál figyelhető meg a fázisszögek hasonlósága.

Pl.		1. félév	2. félév
É. komp.	1 harm.	$\varphi$ 58°	60°
	2 harm.	$\varphi$ 117°	150°
K. komp.	1 harm.	$\varphi$ 339°	305°
	2 harm.	$\varphi$ 104°	71°

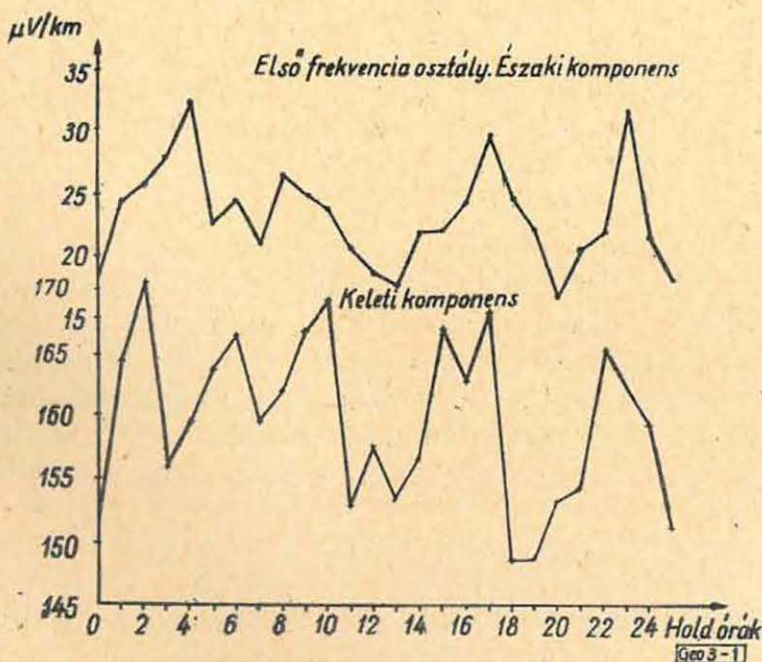
A 24<sup>h</sup> 50'-es holdnapi változást megpróbáltuk kimutatni a tellurikus változások különböző összetevőinek átlagamplitúdóiban is. Először a vizsgálatokat a pulzációkra vonatkozólag végeztük el, ennek a feldolgozásunkban szereplő öt frekvenciaosztály közül az első felel meg, amely a 0'–2' periódusú változásokat tartalmazza. Ezután próbaképpen a vizsgálatokat nagyobb periódusú változások egy csoportjára végeztük el (ötödik frekvenciaosztály, amely a 24'–1<sup>h</sup> periódusú változásokat tartalmazza). A rendelkezésre álló 1957. aug. 1. – 1959. jún. 30. anyagot 4 szakaszra tagoltuk: 1957. aug. 1 – dec. 31-ig, 1958 két félévére és 1959 első félévére.

A számítást frekvenciaosztályonként és komponensenként (É-i, K-i) végeztük. A féléves időközt 25 óránként (jó közelítéssel egy holdnap) csoportosítottuk és meghatároztuk a 25 órás szakaszoknak az átlag-amplitudóját.

A négy félévre kapott holdnapi átlagamplitudó változást összegeztük, az így kapott adatokat 3 és 5 óránként bloxamáltuk és ábráztuk. Az adatok hármásával való bloxamálása után kapott görbék még elég kuszáltak. Viszont az adatok ötösével való bloxamálása után megrajzolt kisimultabb görbéknél már az egyes hullámok kivehetők és az első frekvencia-osztályra kapott görbéknél a második hullám megjelenése is feltételezhető.

Ezért az eredeti görbéket (1. és 2. ábra) harmonikus analízisnek vetettük alá. A harmonikus analízist numerikusan, 24 ordinátával végeztük el [4].

Az így kapott eredményeket a 3. ábrán ábráztuk. Itt az egyes harmonikusokra vonatkozólag a modulációs mélységek vannak felhordva a fázisszögek irányában. Erről azt a következtetést lehet leszűrni, hogy uralkodik az első harmonikus, százalékos aránya a legnagyobb, a fázisszögei egy síknegyeden belül vannak.



1. ábra. Holdnapi hullám  
Első frekvencia osztály. Északi komponens

Számításaink megbízhatóságát Bartels módszerével ellenőriztük [2]. A módszer lényegét a következőkben foglalhatjuk össze.

Ha adva van egy  $\Phi(t)$  sorozat, ( $t$ =idő) és ennek kiszámítjuk  $r$  harmonikusát, méghozzá úgy, hogy az  $r$  kevesebb, mint az ordináták számának a fele, akkor az így kapott sorozat, az eredeti sorozatnak csak megközelítése. A közelítés jóságát Bartels szerint az eredeti  $\Phi(t)$  sorozat középértéktől való eltérései alapján számított középhiba csökkenése fejezi ki, ha  $\Phi(t)$ -ből az első, második ...  $n$ -edik harmonikus rendre levonjuk. Ennek mértéke, ha a kérdéses  $n$ -ik harmonikus levonása előtti középhiba  $\mu_{n-1}$  és a harmonikus átlagamplitudója pedig  $A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$ ,

$$\mu_n^2 = (\mu_{n-1})^2 - (A_n/2)^2$$

és ezt arányosíthatjuk  $\mu_{n-1}$ -hez, azaz

$\mu_n - \mu_{n-1}$ -et kifejezhetjük  $\mu_n$  százalékában.

Ennek alapján kiszámítottuk, hogy mennyire megbízhatóak sorozataink. Eredményül a következőket kaptuk:

1 fr. o.		5 fr. o.	
É. komp.	$\frac{\mu_n - \mu_{n-1}}{\mu_n} \%$	$\mu_n$	$\frac{\mu_n - \mu_{n-1}}{\mu_n} \%$
$\mu_n$			
3,6000		55,2899	
3,3930	5,7%	49,8870	9,7%
3,1770	6,4%	48,2902	3%
3,0096	5,1%	47,3746	2%
2,1024	30,1%	43,9007	7,3%
K. komp.			
5,9994		61,740	
5,5458	6,4%	50,760	17,7%
5,5062	0,9%	49,680	2,1%
5,3136	3,3%	49,392	0,5%
4,3596	17,9%	47,142	4,5%

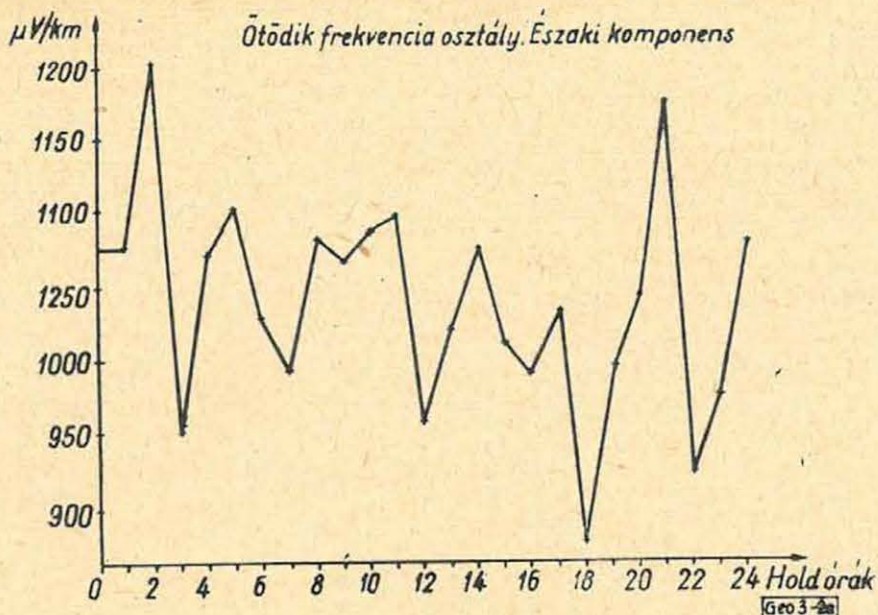
Számításaink tehát megbízhatóak, mert az első harmonikus a legnagyobb, az 5 fr. o.-ban és a negyedik az első frekvenciaosztályban.

\*

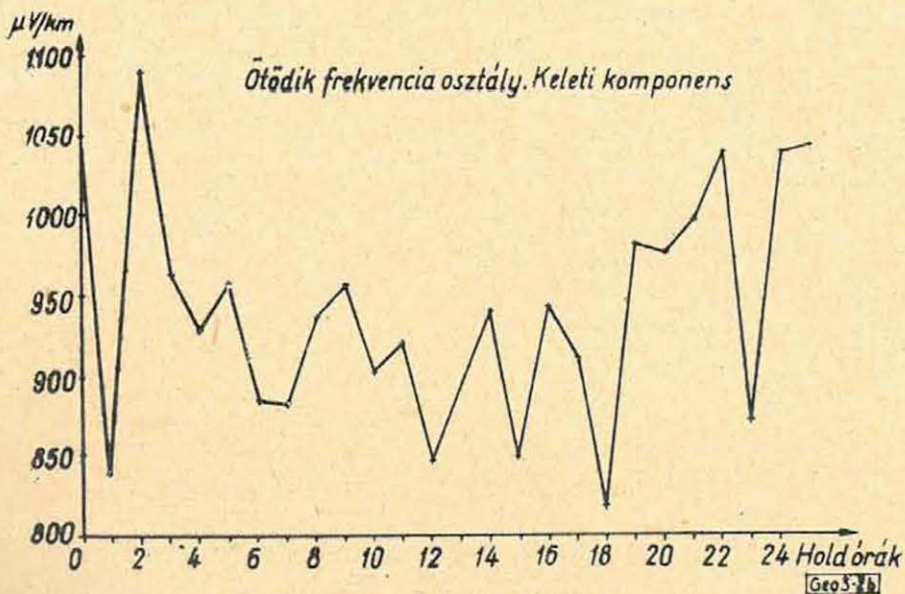
Számításainkat összevetve, arra az eredményre jutunk, hogy a tellurikus áramok első és ötödik frekvenciaosztályára kapott holdnapi hullámból legnagyobb amplitudójú az első és negyedik harmonikus, de a második és harmadik harmonikus amplitudója is elég nagy ahhoz, hogy feltételezhetjük a holdnapi hullámnak egy kisebb jelentőségű kettős és hármas hullámát is. A helyzet az, hogy két év adata még kevés ennél pontosabb és biztosabb következtetések levonására.

#### b) Holdhónapi vizsgálatok

Megpróbáltuk kimutatni a holdhónapi hullámot is a tellurikus változások feldolgozásunkban szereplő öt frekvenciaosztályában. A legmegfelelőbb ezért az egyes frekvenciaosztályok karakterszámaiból kiindulni.



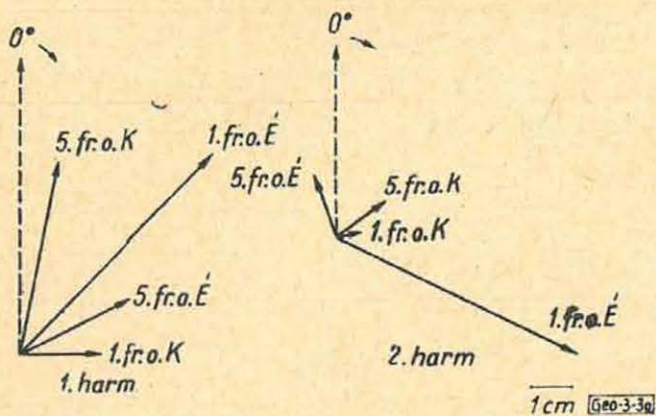
2a ábra. Holdnapi hullám  
Ötödik frekvencia osztály. Északi komponens



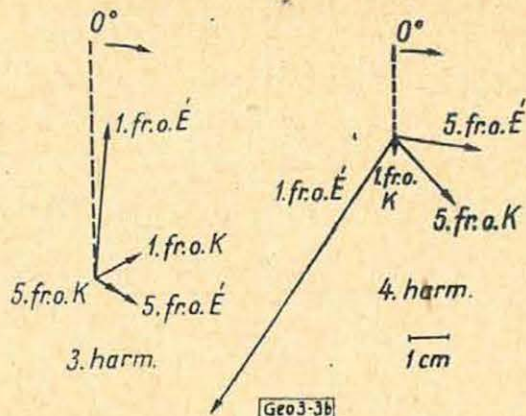
2b ábra. Ötödik frekvencia osztály  
Keleti komponens. Hold-napi hullám

Ezek a  $K_1 - K_5$  karakterszámok minden frekvencia osztályban 9 fokozatúak az átlagamplitudó nagysága szerint. Számításainkat az 1957. aug. 1. – 1960. október 31-ig terjedő időszak adataival végeztük el. Az egyes frekvenciaosztályok karakterszámait csoportosítottuk a holdhónapok megfelelő napjai szerint. Végül az így csoportosított karakterszámokat összegeztük és képeztük az egy napra eső átlagukat. Hogy ábrázolásnál a holdhónapi hullámra kisimítottabb görbéket kapjunk, a kapott értékeket hármásával bloxamáltuk.

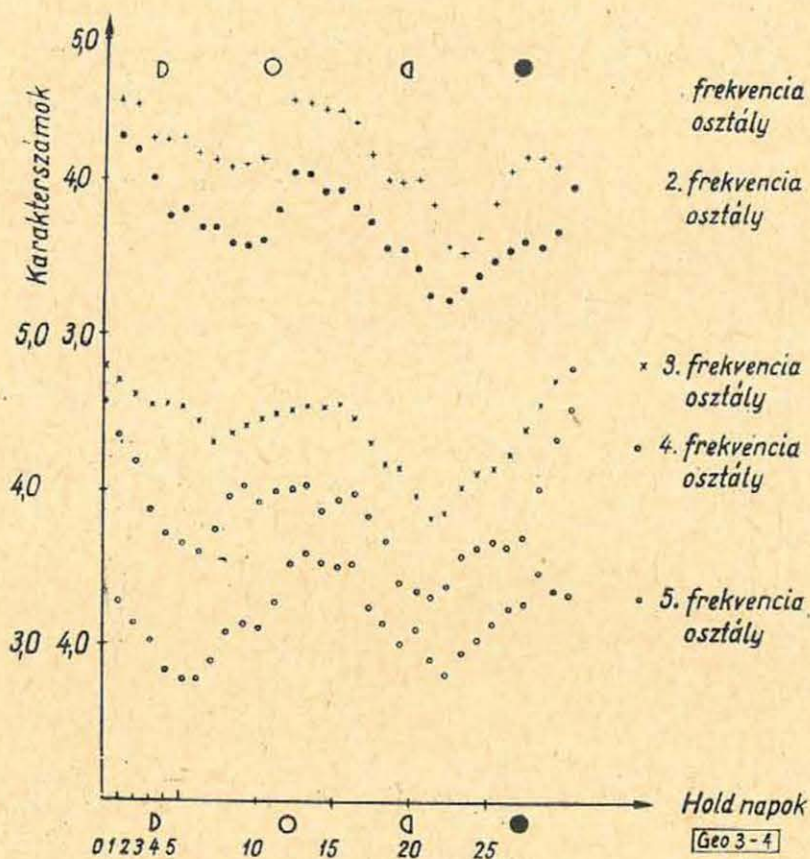
A 4. ábrán láthatók az egyes frekvenciaosztályokra kapott holdhónapi hullámok. A görbék mind kettős hullámúak és menetük mind az öt frekvenciaosztályban azonos. A hullámok maximuma holdtöltekor és újhholdkor van.



3a ábra



3b ábra



4. ábra. Holdhónapi hullám

Mint már a bevezetőben említettük a földmágnesség holdhónapi változását is kettős hullámmal jellemezhetjük, s a hullámnak maximuma szintén holdtöltekor és újholdkor van. Az egyes frekvenciaosztályokra kapott eredeti holdhónapi görbéket harmonikus analízátorral meganalizáltuk. Eredményül a következő értékeket kaptuk:

1. frekvencia-osztály

Karakterszám egységekben

fázisszögek

$A = \sqrt{a^2 + b^2}$

$a_1 = +0,226$

$b_1 = -0,026$

$353^\circ 27'$

0,2276

$a_2 = -0,036$

$b_2 = +0,264$

$87^\circ 45'$

0,2642

$a_3 = +0,034$	$b_3 = -0,012$	340°33'	0,0360
$a_4 = -0,044$	$b_4 = -0,068$	237°05'	0,0808
$a_5 = +0,088$	$b_5 = -0,002$	358°40'	0,0880
$a_6 = +0,120$	$b_6 = +0,080$	82°45'	0,1280

### 2. frekvencia-osztály

Karakterszám egységekben		fázisszögek	A
$a_1 = +0,220$	$b_1 = +0,028$	7°18'	0,2376
$a_2 = 0$	$b_2 = +0,270$	90°00'	0,2700
$a_3 = +0,100$	$b_3 = -0,012$	353°10'	0,1006
$a_4 = +0,052$	$b_4 = -0,012$	347°00'	0,0532
$a_5 = +0,094$	$b_5 = +0,098$	46°10'	0,1256
$a_6 = +0,098$	$b_6 = 0$	0°00'	0,0980

### 3. frekvencia-osztály

Karakterszám egységekben		fázisszögek	A
$a_1 = +0,228$	$b_1 = +0,092$	22°00'	0,2456
$a_2 = -0,054$	$b_2 = +0,250$	102°10'	0,2556
$a_3 = +0,006$	$b_3 = 0$	0°00'	0,0060
$a_4 = +0,018$	$b_4 = -0,006$	341°30'	0,0180
$a_5 = -0,028$	$b_5 = +0,038$	126°20'	0,0472
$a_6 = -0,050$	$b_6 = +0,062$	128°50'	0,0796

### 4. frekvencia-osztály

Karakterszám egységekben		fázisszögek	A
$a_1 = +0,192$	$b_1 = +0,118$	31°35'	0,2254
$a_2 = -0,108$	$b_2 = +0,288$	110°30'	0,3072
$a_3 = +0,020$	$b_3 = +0,104$	79°10'	0,1060
$a_4 = +0,140$	$b_4 = +0,138$	44°40'	0,1960
$a_5 = -0,028$	$b_5 = +0,106$	104°50'	0,1104
$a_6 = -0,022$	$b_6 = +0,006$	151°20'	0,0250

### 5. frekvencia-osztály

Karakterszám egységekben		fázisszögek	A
$a_1 = -0,012$	$b_1 = -0,100$	263°10'	0,1008
$a_2 = -0,146$	$b_2 = +0,306$	113°30'	0,3380
$a_3 = -0,004$	$b_3 = +0,006$	123°40'	0,0072
$a_4 = -0,002$	$b_4 = +0,042$	92°40'	0,0420
$a_5 = +0,054$	$b_5 = -0,016$	343°30'	0,0562
$a_6 = -0,006$	$b_6 = -0,020$	253°20'	0,0208

A harmonikus analízis alapján nyert értékek is alátámasztják azt a már előbb említett megállapítást, hogy a tellurikus áramok mind az öt frekvenciaosztályára számított holdhónapi hullám jellege kettős hullám, s uralkodik a második harmonikus. A második harmonikus után nagyságrendileg mind az 5 frekvenciaosztályban az első harmonikus következik. A 3. – 6. harmonikusok szerepe az első kettőhöz viszonyítva lényegesen kisebb.

### IRODALOM

- [1] Dr. Barta György: Földmágnesség. Budapest, Akadémiai Kiadó, 1957.  
 [2] J. Bartels: Random Fluctuations, Persistence and Quasipersistence in Geophysical and Cosmical Periodicities. (Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, Volume 40, No 1. 1935. p. 1 – 60.)

- [3] *ifj. Barta Lajos*: A Hold geofizikai hatásai. (Természettudományi Közlöny II. évf. 1958. 8. szám).
- [4] *Ja. Sz. Bjezikovics*: Közelítő számítások. Budapest, Tankönyvkiadó, 1952.
- [5] *Champman and Bartels*: Geomagnetism (Oxford, 1951).
- [6] *Dr. Egyed László*: A Föld fizikája. Budapest, Akadémiai Kiadó, 1956.
- [7] *Joos-Kaluza*: Höhere Mathematik für den Praktiker. Barth Verlag, Leipzig, 1956.

## **A Magyar Forradalmi Munkás-Paraszt Kormány 1014/1963. (VI. 30.) számú határozata a sajtóban nyilvánosságra hozott javaslatok és bírálatok megválaszolásáról**

1. Az időszaki lapok (újságok, folyóiratok), a Magyar Rádió és Televízió, a Magyar Távirati Iroda (a továbbiakban: a sajtó) útján nyilvánosságra hozott javaslatokban, illetve bírálatokban érintett állami szerv közvetlen felettese (közvetlen felügyeleti szervének vezetője) köteles a javaslatot, illetve a bírálatot megvizsgálni, s a szerkesztőségnek érdemi választ adni, amennyiben a szerkesztőség a közlemény nyilvánosságra hozatalától számított öt nap alatt a szöveg egyidejű megküldésével választ kér. A választ a közlemény kézhezvételétől számított 30 nap alatt kell a szerkesztőségnek megküldeni s tartalmaznia kell a vizsgálat megállapításait és a tett intézkedéseket.

2. Ha nem a felkért állami szerv illetékes a válasz megadására, köteles erről a szerkesztőséget a közlemény kézhezvételétől számított öt nap alatt értesíteni, s a megkeresést ugyanezen határidő alatt az illetékes szervnek megküldeni.

3. Ha a felkérés ellenére az illetékes állami szerv válaszadási kötelezettségének a megszabott határidőn belül nem tesz eleget, a szerkesztőség bejelentése esetén a szóban forgó állami szerv közvetlen felettes szerve, végsőfokon pedig az illetékes miniszter (országos hatáskörű szerv vezetője) köteles haladéktalanul intézkedni az érdemi válasz megadása iránt és a körülményektől függően elrendelni a mulasztást elkövető személyek felelősségre vonását.

4. Ha az állami szerv vezetője arra a megállapításra jut, hogy a közlemény valótlan tényt tartalmazott, vagy való tényt hamis színben tüntetett fel, a további eljárás a sajtóval kapcsolatos egyes kérdésekről szóló 26/1959. (V. 1.) Korm. számú rendeletnek a helyreigazítást szabályozó 13–23. §-a irányadó.

5. A Minisztertanács felkéri a társadalmi, a tömegszervezetek és a szövetkezeti szervek vezető testületeit, hogy e határozat szellemében illetékességi területükre megfelelő intézkedéseket hozzanak.

6. E határozat kihirdetése napján lép hatályba.

*Kádár János* s. k.,

a Magyar Forradalmi Munkás-Paraszt Kormány  
elnöke

# Az országos földiárammérések újabb eredményei

ÁDÁM ANTAL - VERŐ JÓZSEF

*A Magyarország területén végzett földiárammérések egyes eredményeit ábrázoló térképek alapjául szolgáló mérési anyag, ennek feldolgozása és értelmezésük kérdései mellett néhány idetartozó speciális problémát (galvanométerek frekvenciafüggése, földi-árammérés hegyvidéki területen) tárgyalnak a szerzők.*

*В работе обсуждаются материалы измерений, проведенных на территории Венгрии для изучения земных токов и послуживших основой для составления карт; дается оценка обработки и интерпретации этих материалов и рассматриваются некоторые специальные проблемы (как зависимость показаний гальванометров от частоты, особенности проведения работ методом теллурических токов в горных районах и т. д.).*

*Die Verfasser erörtern das Messmaterial, das zu der Kartendarstellung der einzelnen Ergebnisse der in Ungarn durchgeführten Erdstrommessungen verwendet wurde, weiterhin die Fragen der Bearbeitung und Interpretation dieses Materials und ausserdem einige diesbezügliche Problemen (die Abhängigkeit der Galvanometer von der Frequenz, Erdstrommessungen in Berggebieten).*

A MTA Geofizikai Kutató Laboratóriuma által végzett országos földiárammérésekről már két ízben tartottunk előadást: egyik alkalommal [1] a mérés célját és kezdeti problémáit ismertettük, később pedig már egyes eredményekről is beszámoltunk (2) és meghatároztuk azt a három jellemzőt (1. területarány, 2. területarány változása a periódus függvényében, 3. irányítottság), amelyek alapján a mérések eredményeit összevethetjük. Ez alkalommal főleg a területarány-periódus törvényszerűségeivel kívánunk foglalkozni, erre vonatkozólag ugyanis az 1961. év végéig nyert 65 pont végleges feldolgozása is megtörtént.

Bevezetésképpen megemlítjük, hogy a naptevékenység csökkenése a tellurikus méréseket is befolyásolja. Míg pár évvel ezelőtt, 1957–59-ben a nyári időszakban szinte tökéletes biztonsággal számíthattunk nappali pulzációkra és az esti-éjszakai órákban tekintélyes nagyságú öblökre is, addig – különösen az 1962-es évben – a tevékenység már olyan csekély, hogy néha az egynapos gyors regisztrálás is csak szűk frekvenciaspektrumot szolgáltat. Mivel az éjszakai órákban viszont a pT-pulzációk gyakorisága erősen megnőtt, az eddigi egy nap helyett két éjszakát és másfél nappalt kell regisztrálnunk, és ez szolgál a nagyperiódusok feldolgozására is, mivel a nagy előtolás mellett a fázishelyzetet a nagyperiódusoknál is, még a jelenlegi kis amplitudók esetében is, jól meg lehet határozni.

A Nagycenk melletti obszervatóriumra, mint bázisra vonatkozó területarányokat első ábránkon mutatjuk be, kizárólag az országos mérés alapján, 25 sec-os változásokból számítva. A nagycenki bázisállomáson a horizontális vezetőképességet ( $S$ ) két módszerrel határoztuk meg: magnetotellurikus módszerrel 25 sec-nál a mágneses északi és a tellurikus keleti komponensből:

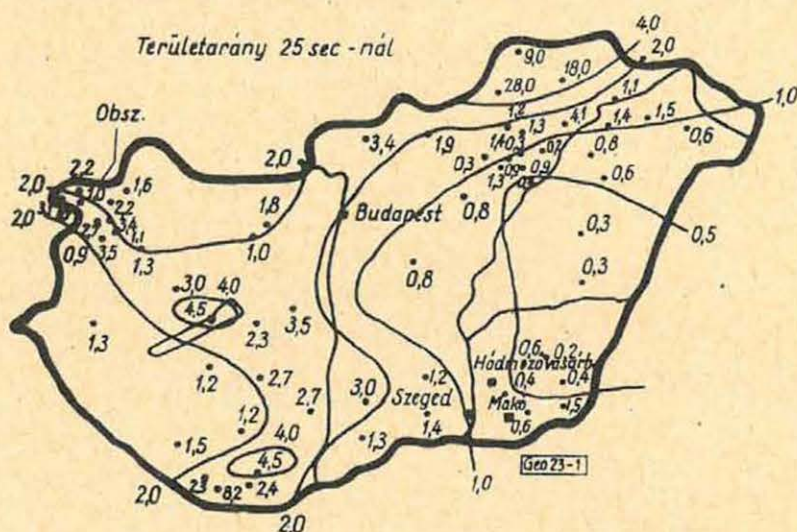
$$S_1 = 796 \frac{H_x}{E_y} = 478$$

adódik, s ez  $h=1600$  m esetén  $\rho_1=3,3 \Omega\text{m}$ -et jelent; míg a mágneses keleti és a tellurikus északi komponensből

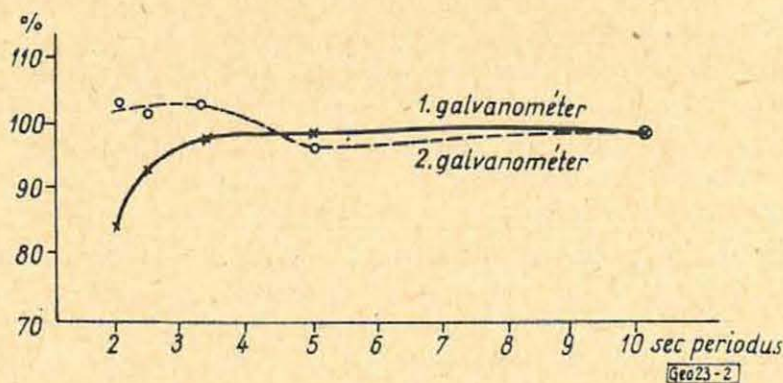
$$S_2 = 796 \frac{H_y}{E_x} = 724$$

értéket szolgáltat, s ebből  $\rho_2=2,2 \Omega\text{m}$ .

Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet mélyszondázása Nagycenk közelében 1000 m-nél vastagabb  $6 \Omega\text{m}$  ellenállású rétegre s 381 értékű  $S$ -re következtetett. Az obszervatóriumra vonatkozó területarányok szélső értékei 0,2 és 28, tehát több, mint két nagyságrend különbség fordul elő. Természetesen



1. ábra. Az országos mérések pontjainak területaránya a Nagycenk melletti obszervatóriumra vonatkozólag 25 sec-es változások esetén



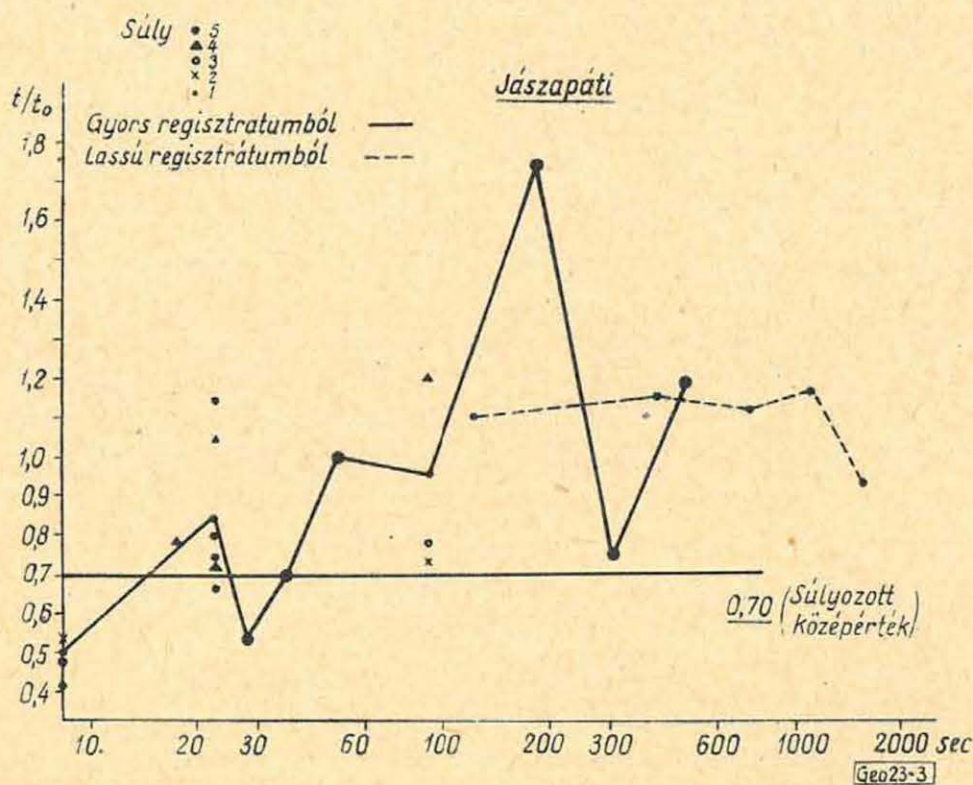
2. ábra. Folyadékesillapítású galvanométerek frekvenciakaraktisztikája

a közölt térkép csak regionális hatásokat tükröz (hiszen az állomástávolság nagyon nagy), mégis jól kirajzolódik a Kárpát-medence magyar részének nagyvonalú szerkezeti képe. A berajzolt vonalak a szokásos izoareák, de megrajzolásuknál nem vettünk figyelembe minden részletpontot, inkább az általános tendenciát igyekeztünk bemutatni. Ezt a térképet az országban végzett tellurikus mérések szelvénypontjaival kívánjuk kiegészíteni.

A fentiek előrebocsátása után rátérünk tulajdonképpeni tárgyunkra, a területarány-periódusfüggvényre.

Az első probléma a kérdéses függvénnyel kapcsolatban a méréshez használt galvanométerek frekvenciafüggőségéből adódhat. A méréseket  $2 \cdot 10^{-9}$  és  $10^{-8}$  A/mm/m érzékenységű folyadékcsillapítású galvanométerekkel végeztük. Ezeknek a galvanométereknek a frekvenciakaraktisztikája (2. ábra) 7 sec-nél nagyobb periódusoknál konstans érzékenységet ad; alatta érzékenységük gyorsan csökken, de már 5 sec felett a megvizsgált galvanométereknél 5%-nál nagyobb érzékenységkülönbség nem fordult elő a vizsgált periódustartomány szélső értékei között. Ezek szerint 7 sec-nél kisebb periódusok esetén még szerepet játszhat a galvanométerek frekvenciafüggő érzékenységkülönbözése, de 10 sec felett már semmi esetre sem.

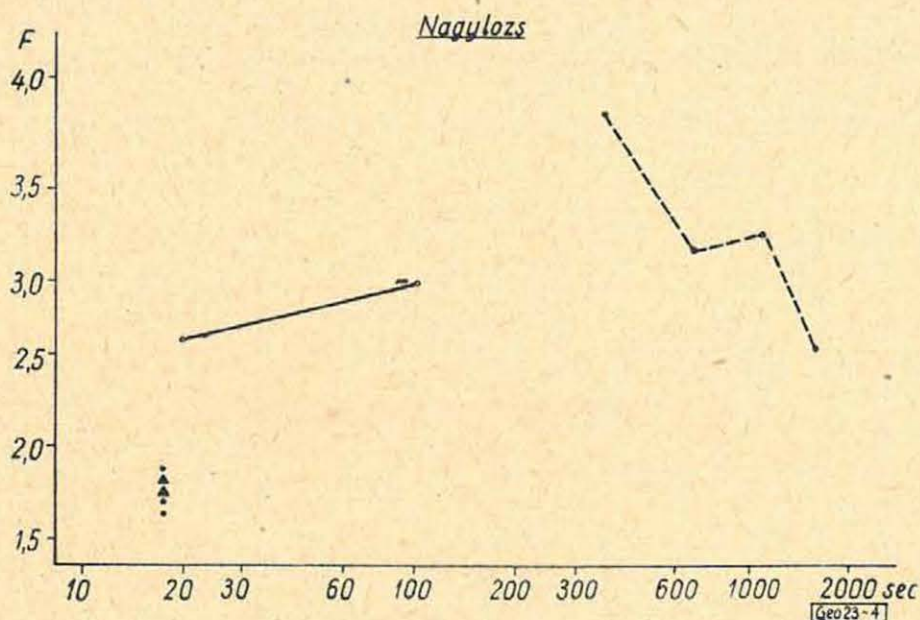
A tellurikus frekvenciaszondázás eredményeit [2]-ben bemutató térképünk az egyes komponensek arányán alapult: a  $\sqrt{\frac{x_M y_M}{x_0 y_0}}$  mennyiség tulajdonkép-



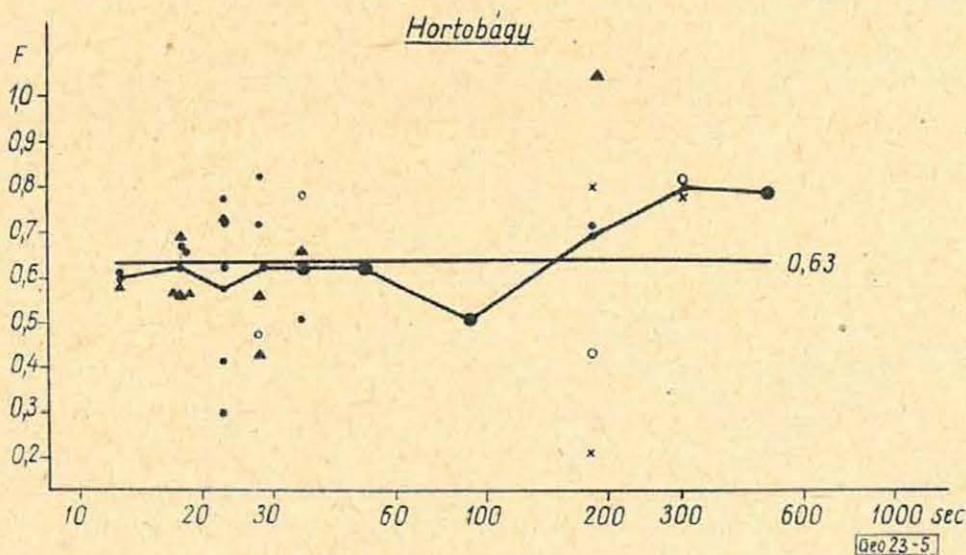
3. ábra. Jászapati állomás területarány-periódus függvénye

pen az ortoptikus kör sugara, s mint ilyen, csak közelítő értékű volt. Azóta az egész anyagot tényleges területarányok alapján is átszámoltuk. Ehhez minden egyes kiolvasási szakaszra meghatároztuk az abszolút ellipszis területképlete alapján a területet az obszervatóriumban és a mozgó állomáson egyaránt. Minden egyes területpár megfelelő súlyt kapott: a súlyszámot a végzett kiolvasások mennyisége (kevesebb kiolvasás – kisebb súly; a maximális súlyt 40 kiolvasáson felül adtuk meg), valamint az obszervatóriumi időleges állomás-ellipszis nagysága (kis területű ellipszis súlya kicsi, a 2000–10 000 ( $\mu\text{V}/\text{km}/\text{sec}$ )<sup>2</sup> nagyságú ellipszisek súlya maximális, az ennél is nagyobb területű, viharos szakaszt ábrázoló ellipszisek súlya ismét kisebb) szabta meg. A területarányértékek súlyozott középértéke adja meg az átlagos területarányt egy-egy jellemző periódus-szakaszra, s ezeket használ-

tuk fel a további vizsgálatokra. Végeredményben 5–5 jellemző periódust használtunk: 10, 25, 100, 500, 1000 sec. Ezek közül az első három a gyors (20 mm/min), az utolsó a lassú (25 mm/óra) regisztrátumok adata, míg az 500 sec-ost mindkettőből meghatároztuk s ez az átfedést biztosítja. A 10 sec-os területarányra 27, a 25-ösre 61, a 100-asra 45, az 500-asra 35, az 1000-esre 27 állomásról tudtunk értéket meghatározni. Sajnos azon pontok száma, ahol mind az öt adat megvan, mindössze 10. Ezekre példaként a még 1959-ben mért s most az újabb szempontok szerint kiértékelt Jászapáti-állomást mutat-



4. ábra. Nagylozs állomás területarány-periódus függvénye

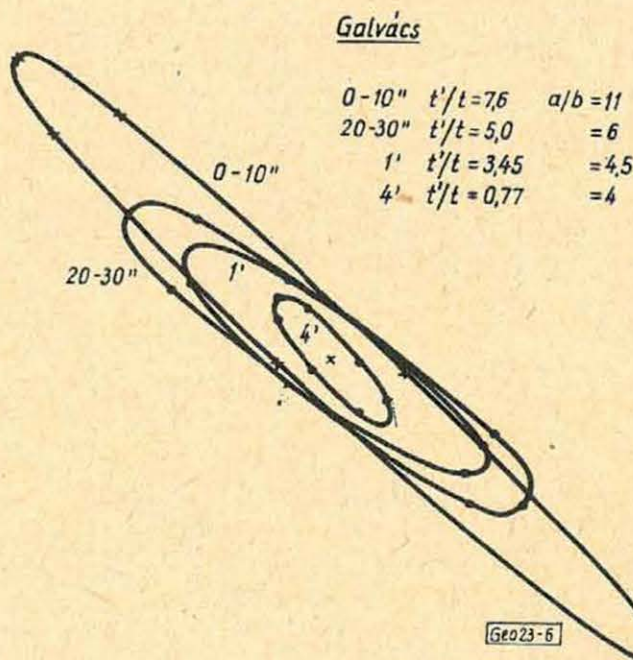


5. ábra. Hortobágy állomás területarány-periódus függvénye

juk be (3. ábra). Látható, hogy az egyes értékek szórása még a gyors pontoknál is elég nagy. Különösen jellemző ezeknél, hogy voltak olyan időszakok pl. 22 sec-nál az 1,15 és 1,25 értékű területarányt magában foglaló két óra, amikor a pulzációk jellege valószínűleg még egész Magyarországon sem volt állandó, és így eléggé kiütő területarány-értékeket kaptunk. Ezeket a ponto-

kat az 5 adat végleges meghatározásánál elhagytuk. A nagyperiódusú változásoknál a szórás szintén igen nagy nemcsak az abszolút ellipszis módszer, de általában minden módszer alkalmazásánál. Kellő eredményt érhetünk el azonban a megfigyelések számának, illetőleg a megfigyelés időtartamának növelésével, azaz az adatok statisztikus feldolgozásával.

Jászapáti területarány-periódus görbéje jellegzetesen emelkedő tendenciájú: 10 sec-nál a területarány 0,5, míg 1 min-nél már 1 körül van. Elég jól egyezik a gyors és a lassú regisztrálásból nyert megfelelő ellipszis. Sajnos ez az egyezés elég sok esetben nem kielégítő, mert elég jelentékeny ugrás van a területarányban a kétféle módon számított érték között. Véleményünk szerint a hiba a lassú regisztrálásból nyert ellipszis rovására írható, ugyanis a szabálytalan alakú, és legtöbbször pulzációkkal együtt jelentkező lassú, több perces változások pontos kiolvasása, s különösen a fázishelyzet meghatározása a lassú regisztrátumon nagyon nehéz, (és ami a legzavaróbb) szisztematikus hibával terhelt lehet. Ez is egyik oka annak, hogy a jövőben a lassú változásokat is gyors regisztrátumról olvassuk ki. Tapasztalataink szerint ilyenkor ugrás nincs (l. 4., 5. ábra). Így a kétfajta úton nyert ellipszis közötti átmeneti szakaszt csak akkor tudtuk kellőképpen hasznosítani, ha az 500 sec-os lassú és gyors regisztrálás együtt megvolt.



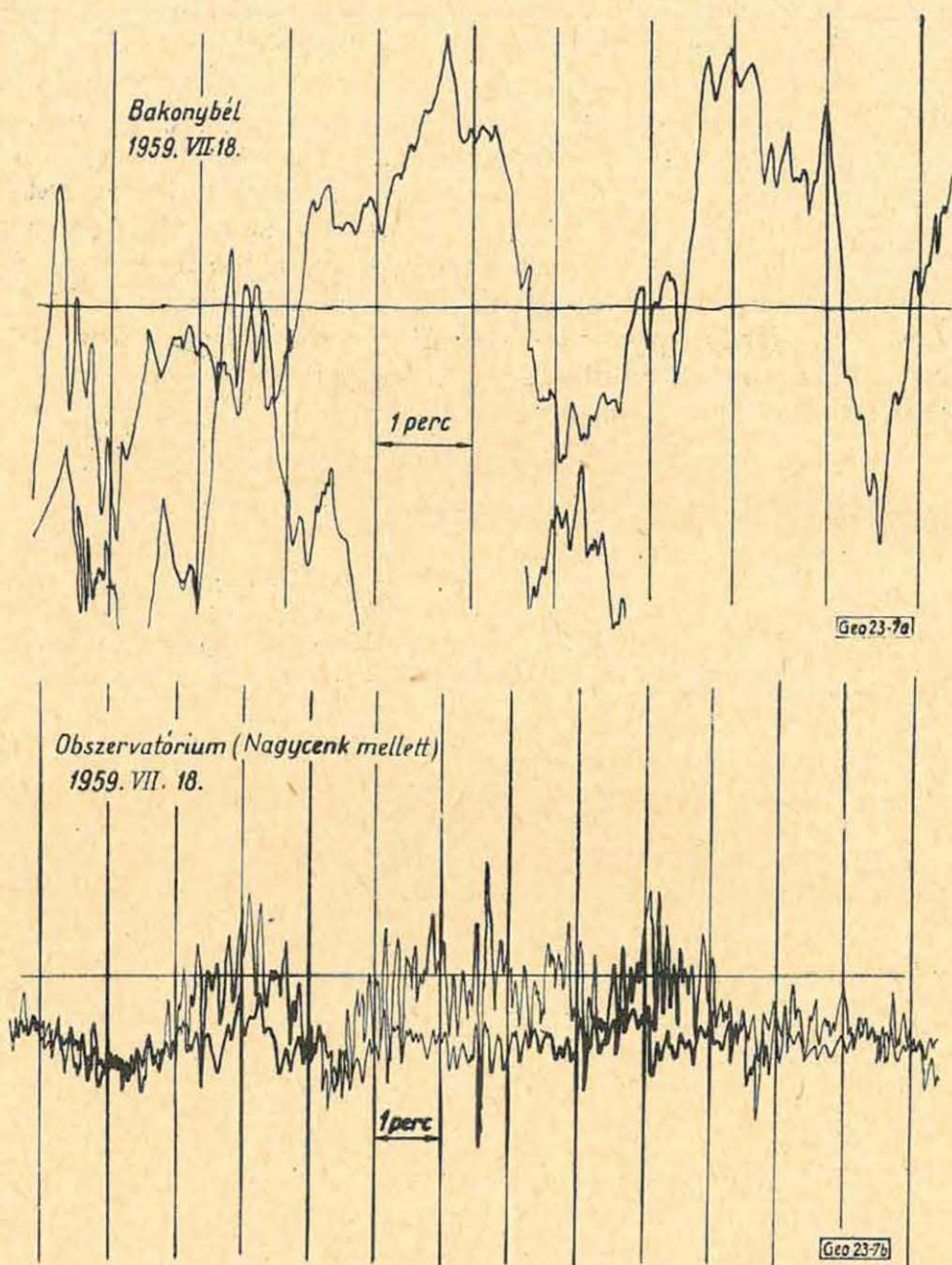
6. ábra. Galvács állomás relatív ellipszisei különböző periódusok mellett

Még egy érdekes jelenséget említünk meg: kb. 10 pontunk közvetlenül a tellurikus szempontból alaphegységnek tekinthető kőzetre települt. Ezeknek a pontoknak a közös jellemvonása, hogy a kisperiódusú változások (kezdve a légköri elektromos kisülésekkel kapcsolatos variációktól a különböző elektromágneses változásokig) sokkal erőteljesebben jelentkeznek. Példaként a Miskolctól északra fekvő Galvács relatív ellipsziseit (6. ábra) és Bakonybél egy regisztrátumát (7. ábra) mutatjuk be. Ez egyértelműen arra utal, hogy a felszíni rosszvezető kőzet alatt nagyobb mélységben egy jobbvezető kőzet helyezkedik el, amely nagy területen megtalálható.

A frekvenciaszondázási görbéket az alapul választott 5 periódus között lineáris szakaszokra bontottuk és a görbék jellemzéséül az 5 egyenes darab iránytangensét ( $t$ ) használtuk fel félig logaritmikus koordináta rendszerben.

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

ahol  $F$  a területarány,  $T$  pedig a közepes periódus.



7 a-b. ábra. Bakonybél és az obszervatórium párhuzamos regisztrátuma

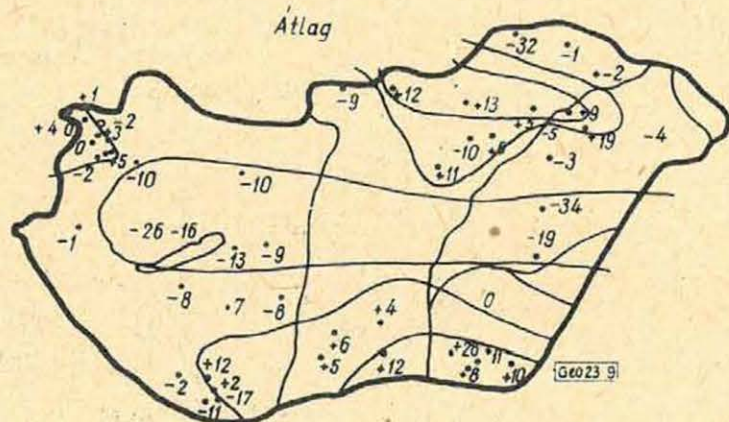
Az így kiszámított  $t$  értékeket az egyes periódussávokra a 8a-d ábrán találhatjuk. Az obszervatóriumi és a Magyarországon megfigyelt átlag közti különbséget is figyelembe véve kaptuk a 9. ábrát a teljes kisperiódusú (kb. 3-5 min-ig) sávra vonatkozólag. Ez a térkép nem sokban tér el a [2]-ben bemutatott és az ortoptikus körök területaránya alapján szerkesztett térképtől. Természetesen itt sem lehetett az izovonalak megrajzolásánál minden



pontot felhasználni: a jobb spektrumú pontokat a szerkesztésnél nagyobb súllyal vettük figyelembe, míg a hegyvidéki pontokat elhagytuk.

A most bemutatott s a [2]-ben közölt térkép közös sajátága a délkeleten fellépő erős maximum. Északkeleten található még egy kisebb és az egyes térképeken különböző alakú maximum. Ez a Bükk-hegységtől délre az Alföldre is lehúzódik (Jászapáti). Az északnyugati határszélien ugyancsak gyenge pozitív anomália mutatkozik. Ezek között a pozitív anomáliák között nagyjából kelet-nyugati csapásiránnyal vonul a már [2]-ben bemutatott negatív terület, a Balaton-Kőrös vidék közötti sávban. E terület közepén jó mérési pontunk kidolgozott mérési tervünk alapján csak később lesz.

A periódus szerint felbontott térképek nagyjából hasonló képet mutatnak. A legeltérőbb a 100–500 sec-os, de az 500-as adatok a lassú regisztrátumokon a már említettek miatt bizonytalanok, viszont az 500-as változások



9. ábra. A teljes kisperiódusú sávra vonatkozó területarány-periódus-függvény együtthatójának térképe

kat tartalmazó gyors regisztrátum több helyen hiányos. Ezen felismerésünk alapján a gyors regisztrátumokat a jövőben előtérbe helyezzük.

Érdekes végül megemlíteni, hogy a területarány és a területarány-periódus térképek között nincs hasonlóság. Ez bizonyítja azt, hogy az utóbbiak nem az üledékvastagságot, hanem más hatásokat tükröznek.

A területarányok térképe (1. ábra) mai ismereteink szerint is jól értelmezhető. A Balatontól DK-i irányban húzódó magas terület a Scheffer Viktor által felismert Dunántúl–Bácskai Küszöbvel azonosítható, míg ettől K-re, a Szeged–Budapest vonalában mutatkozó kimélyülés a Vardar-törésvonal folytatásaként fogható fel. A Küszöbtől DNY-ra ismét mélyebb terület van. Ugyancsak megtalálható a Makó–Hódmezővásárhelyi árok is [5].

Sokkal nehezebb a területarány-periódus térkép (8. a–d ábra) értelmezése. Múlt alkalommal (2) feltételeztük, hogy a Mohorovičić-szint mélységváltozásai [3] és a mi térképünk közötti hasonlóság miatt esetleg ilyen mélységben kell a hatót keresnünk. Ez a lehetőség ma sincs teljesen kizárva, bár újabban az elektromágneses anomáliák okát sokkal kisebb mélységben keresik (l. pl. [4]). Az értelmezés egyik lehetőségére utal az alaphegység alatt talált jobb vezetőképességű szint elhelyezkedése, illetve ennek feltételezhető mélységváltozása; erre viszont semmiféle más adatunk nincsen, s a magnetotellurikus szelvények sem nyújtanak ilyen értelmezésre támpontot. Sokkal valószínűbb, hogy egy törés-rendszer az, amely ezt az anomáliát okozza. Ilyen irányú törés-rendszer létezik is, a dél-alpi vonulat, de ez inkább a fiatal üledékeket érintette,

s nem hatol le olyan mélységekbe, amelyek itt szóba jöhetnek. Nem lehetetlen, hogy a pozitív anomáliák a hegységek előterére jellemzők (Bükk, ill. Alpok). A DK-anomália pedig ismét csak Makó – Hódmezővásárhelyi árokkal lehet kapcsolatban. Amint arra már utaltunk, a magnetotellurikus szelvények sok kérdésre választ adhatnak, s a méréseket a jövőben ilyen irányban is szeretnénk folytatni.

#### IRODALOM

- [1] *Ádám Antal és Verő József*: Előzetes beszámoló a MTA Geofizikai Kutató Laboratórium országos földáram-méréseiről (Geofizikai Közlemények, X. kötet, 1–4 szám 27–37. o.).
- [2] *Ádám Antal – Verő József*: Az országos földáram-mérés adatainak feldolgozása és az adatok térképi ábrázolása (Magyar Geofizika, 3. évf. 1–2 szám, 81–90. o.).
- [3] *Gálfi János – Stegena Lajos*: Geotermikus időbeli változások (Magyar Geofizika, 2. évf. 70. o.).
- [4] *H. Wiese*: Geomagnetische Tiefentellurik (Geofisica Pura e Applicata Bd. 51. 59. o.).
- [5] *Scheffer Viktor*: On some problems of the regional geophysics of the Carpathian Basins (Annales Universitatis Scientiarum Bp. de R. Eötvös nom, Sectio Geol., Tom. V., 127. o.)

# Új szempontok a tellurikusáram mérésekben

Dr. SEBESTYÉN KÁROLY – HOBOTH JÓZSEF

*A dolgozat két új szempontot ismertet a tellurikus árammérésekkel, illetve a kiértékeléssel kapcsolatban: a regisztráló berendezéssel szoros kapcsolatban alkalmazott megfelelő kapacitású kondenzátor lehetővé teszi a lassan változó potenciálok (pl. elektróda polarizáció) kiszűrését; a megfelelő potenciometrikus kapcsolás segítségével a további változások módszerében szereplő  $x+y$  ill.  $x-y$  komponensek képezhetők.*

*В работе излагается два новых соображения, связанных с измерениями теллурических токов и с интерпретацией получаемых материалов. Применение конденсатора соответствующей емкости, включаемого параллельно регистрирующему устройству, позволяет отфильтровывать медленно изменяющиеся потенциалы (напр. поляризацию электродов); при помощи соответствующей схемы потенциометра можно образовать компоненты  $x+y$  или  $x-y$ , необходимые для интерпретации методом тотальных изменений.*

*Zwei neue Standpunkte werden in Zusammenhang mit der Messung tellurischer Ströme, bzw. der Interpretation erörtert: verwendet man in Reihenschaltung mit dem Registriergerät ein Kompensator geeigneter Kapazität, ist es möglich die sich langsam ändernden Potentiale (z. B. die Elektrodenpolarisation) auszufiltern; eine entsprechende Potentiometerschaltung bietet die Möglichkeit die in der Methode der totalen Änderungen figurierenden Komponenten  $x+y$  bzw.  $x-y$  zu bilden.*

Alábbiakban a tellurikus mérésekkel kapcsolatban két-két kísérletről számolunk be. Ezek egyike az észlelés, másika a kiértékelés végrehajtását van hivatva megkönnyíteni.

A tellurikus áramok vizsgálatának klasszikusnak tekinthető szerzői M. Schlumberger és Kunetz a tellurikus áramok rövid periódusú változtatásait 6 csoportba osztották, periódusidejük függvényében.

Az általuk rövid periódusúnak tekintett tartomány 15–30 sec-os periódusidőtől néhányszor 10 perces periodusokig tart. A gyakorlati tellurikus mérések kiértékelésének alapját a 15–40 sec-os periódusok képezik. Ennél hosszabb periódusok csak ritkán kerülnek felhasználásra.

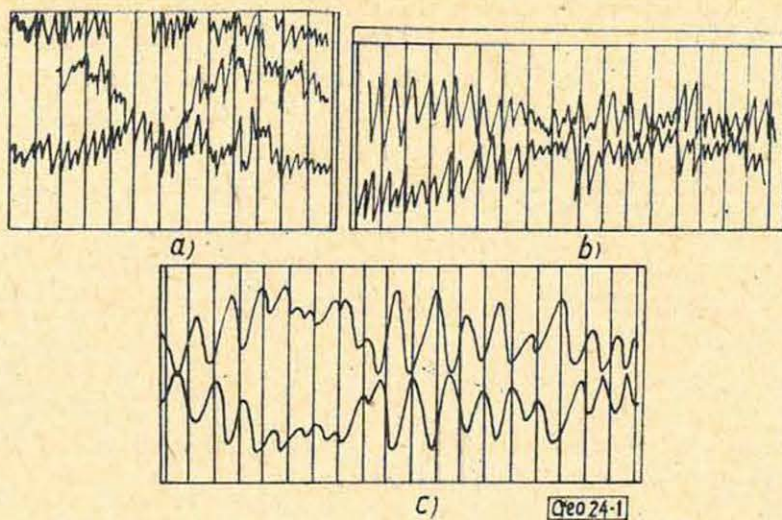
Az előbb említett periódus-csoportok csak ritkán jelennek meg tisztán a felvételeken. Általában rövidebb és hosszabb periódusú tellurikus változások szuperponálódnak egymásra.

Ezt mutatják az említett szerzők által az egyes csoportok jellemzésére bemutatott felvételek is (1. ábra).

Különösen zavaróvá válnak a hosszabb (néhányszor 10 min.) periódusú változások, mert ezek amplitúdója lényegesen nagyobb, mint a rövidebb periódusúaké és a mérés közben csak többszörös kompenzációval tartható a galvanométer fénye a látómezőben.

Az észlelés gyakorlatát megnehezítő ezen hatáson kívül elvileg is kifogástalanabb, a kiértékelés egységességét jobban szolgáló mérésanyagokhoz juthatunk, ha a felvételekből a hosszú periódusú változásokat a mérőberendezés kapcsolásának megfelelő kialakításával kiküszöböljük.

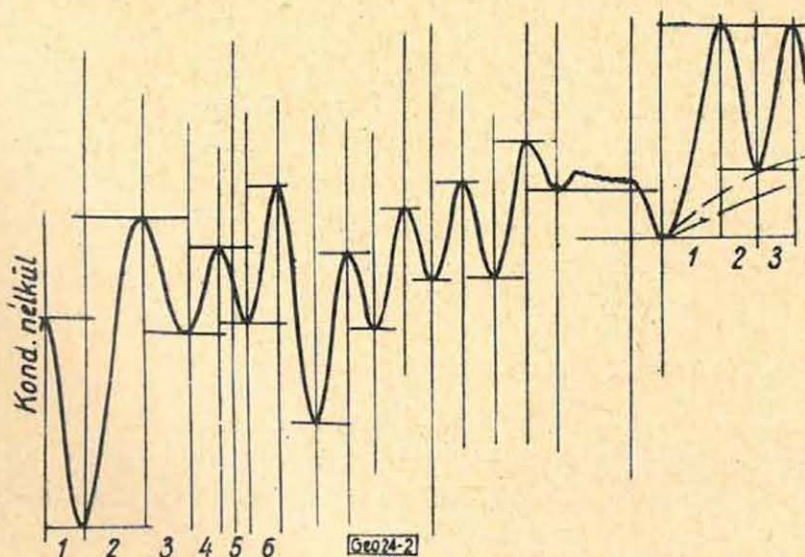
Hasonló zavaró hatást okoznak a nem tellurikus eredetű potenciálok. Ezeket általában egyenárammal működtetett ipari vagy egyéb objektumok környékén lehet tapasztalni nagymértékben, de előfordulnak egyéb ipari centrumoktól távol eső területeken is. Természetesen ezeket az áramokat



1. ábra

más-más okok hozzák létre. E zavaró áramokat – keletkezésüket tekintve – két csoportba osztjuk, úgymint mesterséges és természetes eredetűekre. Mindkét fajta áramok időben és térben rendszertelenül váltakoznak, s helyi jellegűek. Az egyre nagyobb területekre kiterjedő tellurikus kutatások tekintetében ezek a  $10 \mu\text{V}$ -tól több száz V-ig terjedő zavaró potenciálok, rendkívül kedvezőtlenek, mert szuperponálódnak a normál tellurikus komponensekre, s így a kiolvasott értékek tetemes hibával vannak terhelve. Kedvezőtlenebb esetben a tellurikus kiértékelésnél felhasznált 15–40 sec-os frekvenciasávot annyira eltorzíthatják, hogy a bázis és mozgóállomások felvételei teljesen korrelálhatatlanok.

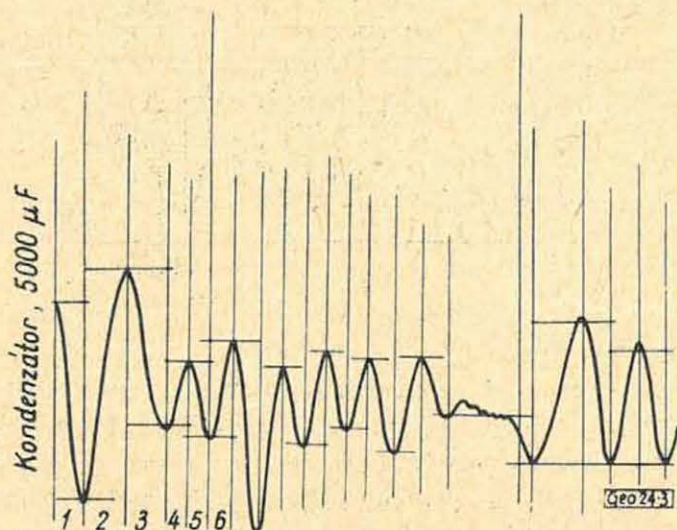
Fokozza a kiértékelés pontatlanságát az elektróda-polarizáció jelensége is. Az elektródák és a talaj érintkezési felületén kialakuló kontaktpotenciált a mérés megkezdésekor kompenzálni kell, mialatt egyes elektródáknál polarizációs hatás lép fel. Ezek nagysága a kompenzáció idejétől függ, s mivel egyirányúak, s hozzáadódnak vagy levonódnak a tellurikus komponensekből, de mindenképpen meghamisítják azok leolvasási értékét. Ilyen felvételt láthatunk a 2. ábránkon. A mérések kiértékelési pontosságát csak úgy lehet biz-



2. ábra

tosítani, ha ezeket a hatásokat kiküszöböljük a felvételekről. Az ismertetett esetben megfelelő szűrőhatást azzal érhetünk el, hogy a mérőkör bemenetével szorosán  $5000 \mu F$  kapacitású kondenzátort helyeztünk el.

Mint azt a 3. ábránk mutatja, ilyen nagy kondenzátor a rövid periódusok számára nem okozott lényeges érzékenység csökkenést, de teljesen kiküszöbölte a hosszú (kb. 10 min.) periódusú változást.



3. ábra

A bemutatott felvételek úgy készültek, hogy ugyanazon mérőtávolságon egymással párhuzamosan két mérővonal volt kifejlesztve és egy regisztráló két mérőesatornájára rákötve. Az egyik a szokott kapcsolásban, a másikon az  $5000 \mu F$ -os kondenzátorral sorbakötve.

A hosszú hullám kiszűrésének az ellipszis kialakulására gyakorolt hatását egy régebbi felvételnek grafikus feldolgozásával mutatjuk be. A felvételen grafikusán megállapított hosszú hullámot levontuk az eredeti görbéből. Az így nyert görbét is és az eredeti felvételt is kiértékeljük a szokott módon relatív ellipszis módszerrel. A 4. és 5. ábra az eredeti felvételt és a grafikusán megállapított hullám levonás utáni felvételt adja.

Az eredeti felvételtől kapott területarány: 0,670

A módosított felvételtől nyert területarány: 0,725

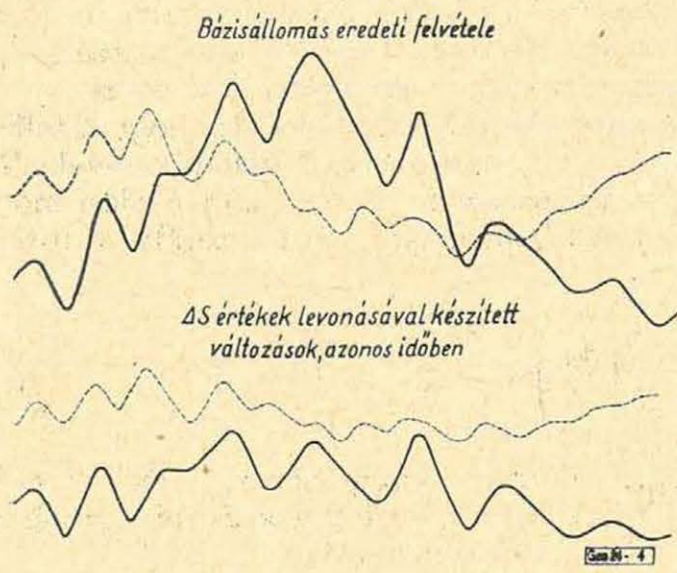
Kapcsolástechnikailag vizsgálva a kondenzátoros összeállítást úgy tekinthetjük, hogy a tellurikus berendezés mérőkörének  $2000 \Omega$ -os belső ellenállása és a kondenzátor sorba van kapcsolva az elektródák által képviselt áramforrásra.

Tehát egy  $RC$  szűrővel van dolgunk, melynek eredő ellenállása

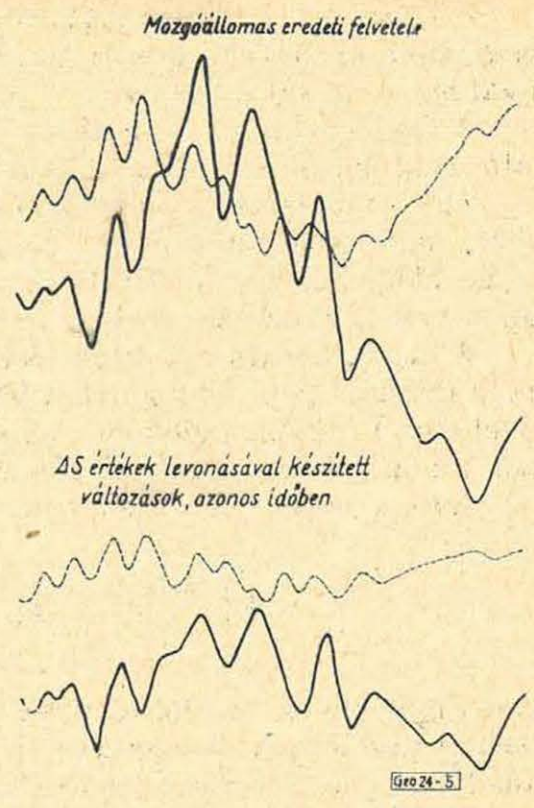
$$R = \sqrt{R_1^2 + \left(\frac{1}{\omega C}\right)^2} \quad (C\text{-t Faradokban kifejezve az ellenállás } \Omega\text{-okban van)}$$

Az eredő ellenállást a rezgésidő függvényében ábrázolva a 6. ábrát kapjuk.

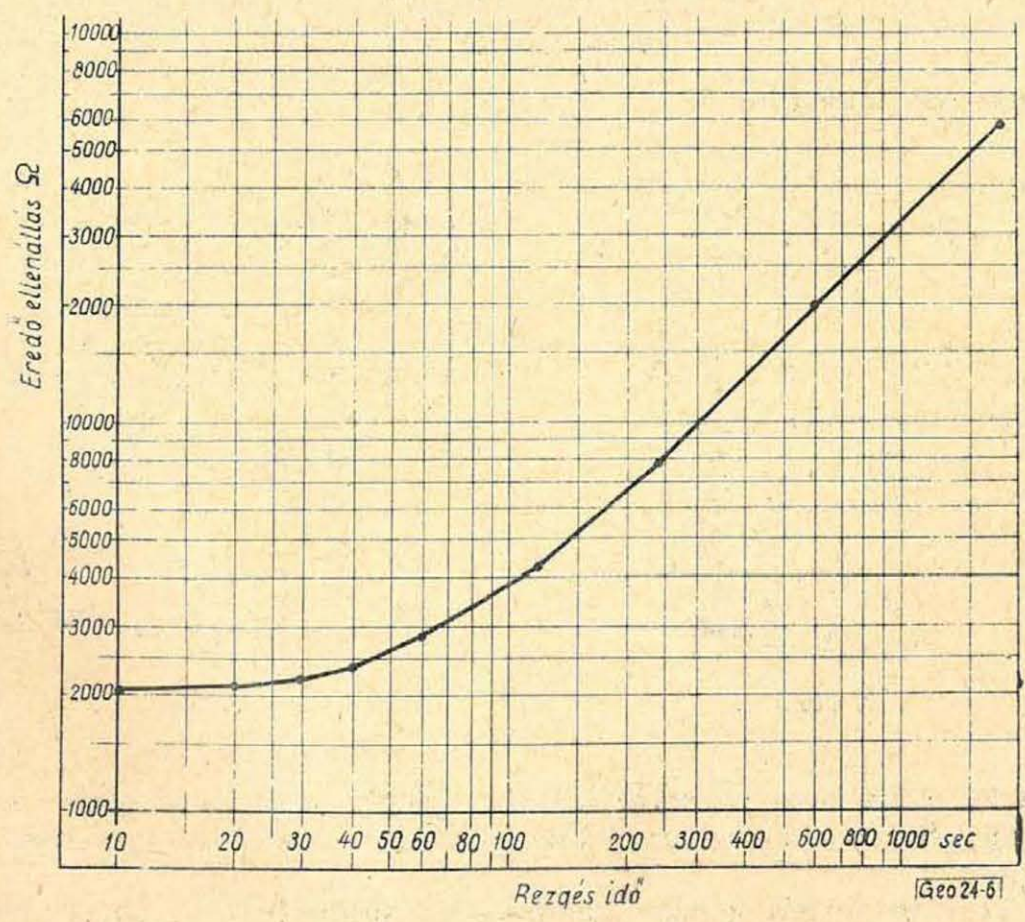
Az ellenállásértékek alakulása világosan mutatja, hogy 20 sec körül kb. 5% érzékenység veszteség áll elő, míg a 10 perces nagy periódushoz kereken  $\frac{1}{10}$ -es érzékenység tartozik.



4. ábra. Bázisállomás eredeti felvétele



5. ábra. Mozgóállomás eredeti felvétele



6. ábra

A 2. és 3. ábrán bemutatott felvételek azt mutatják, hogy a kondenzátoros és anélküli felvétel között érzékelhető fázistolás nincs. Ez a kérdés azonban további vizsgálatot igényel.

A kondenzátor és ellenállásértékek megfelelő kombinálásával változtatható szűrőkarakterisztika állítható be.

Az így kialakított tellurikus regisztráló berendezés egyszerűbb felépítésű lehet, mert elmaradhatnak a kör ellenállást és a kompenzációt szolgáló egységek. Megfelelően kialakított szűrőkarakterisztikával esetleg alkalmassá lehet tenni egyenáramú zavarokkal terhelt területen való mérés végzésére.

A másik kérdés a kiértékeléshez kapcsolódik. Az a törekvés, hogy a tellurikus mérések gépi feldolgozása lehetővé váljék, a mérési kapacitás növekedésével egyre inkább indokolt. A totális változásokon alapuló kiértékelési módszer különösen alkalmasnak látszik a mechanizálásra, mert a totális változások komponensei képzéséhez a:

$$v_x = \int_{t_1}^{t_2} \left| \frac{dx}{dt} \right| dt; \quad v_y = \int_{t_1}^{t_2} \left| \frac{dy}{dt} \right| dt; \quad v_x^1 = \int_{t_1}^{t_2} \left| \frac{dx^1}{dt} \right| dt$$

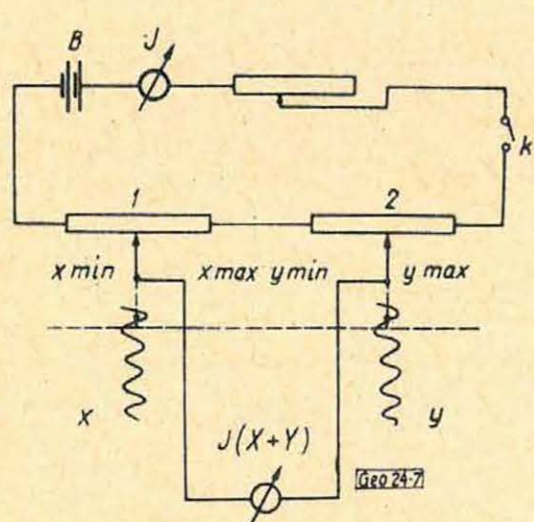
összefüggéseknek megfelelően az egyes tellurikus komponensek szélső értékei közötti távolságok összegezését kell végrehajtani, ami egy korábbi egyesületi előadásban ismertetett mechanikus számlálóval lehetséges.

Problémát jelent a harmadik (és negyedik) komponens megszerkesztése, mely pl. az

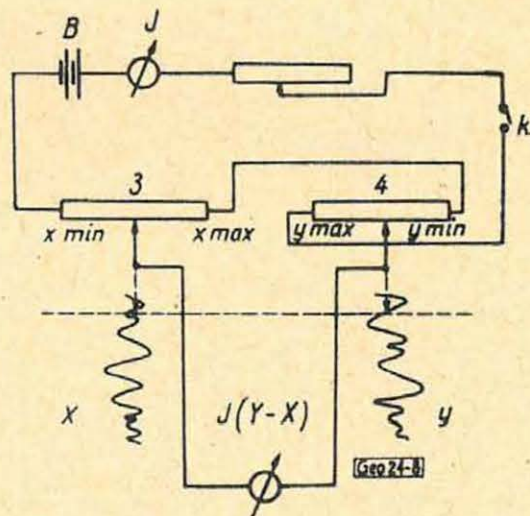
$$x^1 = 0,707(x + y)$$

$$y^1 = 0,707(y - x)$$

összefüggésekkel képezhető.



7. ábra



8. ábra

A  $v_x^1$ -re előírt összegezésnek ki kell terjednie az  $x^1$  görbe szélső helyeire, melyek megállapítása az  $x$  és  $y$  görbék egyszerű szemlélete alapján nem mindig lehetséges.

Az  $x^1$  és  $y^1$  görbék képzése azonban jól megoldható az ismert potenciometrius elv alkalmazásával, melyet esetünkre kialakítva 7. ábránk mutat be.

Ha az 1., illetve 2. potencióméter  $x$ , illetve  $y$  csúszkájához csatlakozó mutató az  $x$ , illetve  $y$  komponensgörbén mozog végig – mozgását tehát az  $x$  ill.  $y$  komponens amplitúdója szabja meg, akkor az  $x$  és  $y$  csúszkák között az  $(y+x)\Omega$  összegnek megfelelő ellenállás – ha  $i$  mA áram folyik, akkor  $i(x+y)mV$  jelenik meg. Az  $i$  megfelelő beállításával a 0,707 tényező és a csatorna érzékenység vehető figyelembe. Fel kell azonban tételezni, hogy az  $x$  és  $y$  csatornák érzékenysége azonos. Ugyancsak feltétel a potencióméterek azonossága és linearitása.

Az  $x$  és  $y$  csúszkák közé nagy bemenőellenállású regisztráló kört, célszerűen magát a tellurikus regisztráló egyik csatornáját kapcsolva, az  $i(x+y)$  komponens regisztrálható.

A feldolgozandó felvételt egyenletesen mozgatva az  $x$  ill.  $y$  mutató alatt a görbék letapogatása azonos időpillanatban történik.

Az  $y-x$  komponens egy másik az előzővel páronként közös tengelyen mozgó potencióméterkettőssel képezhető a 8. ábra bekötése szerint. A csúszkák közé a másik csatorna galvanométerét kapcsolva ez az  $i(y-x)$  regisztrálását végzi.

Az eredeti felvétel egyetlen menetben való letapogatásával az  $x^1$  és  $y^1$  görbe regisztrátuma nyerhető.

Minthogy a további feldolgozás folyamán csak a szélső értékek kerülnek felhasználásra, a görbe idő tengely menti léptéke nem is lényeges. A berendezés aránylag egyszerű eszközökkel megépíthető. Különleges követelményként csak a potméterek linearitása és egymás közötti azonossága jelentkezik.

Ezzel a mechanikus összegezés lehetőségét megteremtettük és a tellurikus mérésanyag totális változások módszerével történő kiértékelése csaknem teljesen mechanizálva van.

# A nagymélységű geoelektromos kutatás fejlődése Magyarországon

SZABADVÁRY LÁSZLÓ

A geoelektromos kutatások mélységi behatolásának növekedésével a kompenzációval működő berendezéseknél előnyösebben alkalmazhatók a fotoregisztrálással működők.

A dolgozat ismerteti azokat a szempontokat, amelyek nagy hatómélységű geoelektromos berendezések szerkesztésénél, illetve terepi alkalmazásánál figyelembe veendők.

Для проведения геоэлектрической съемки с повышенной глубиной исследования более удобным оказывается применение геоэлектрической аппаратуры с фотографической записью, чем аппаратуры, работающей на принципе компенсации.

В работе описываются условия, которые должны учитываться при конструировании и полевом применении геоэлектрической аппаратуры с повышенной глубиной исследования.

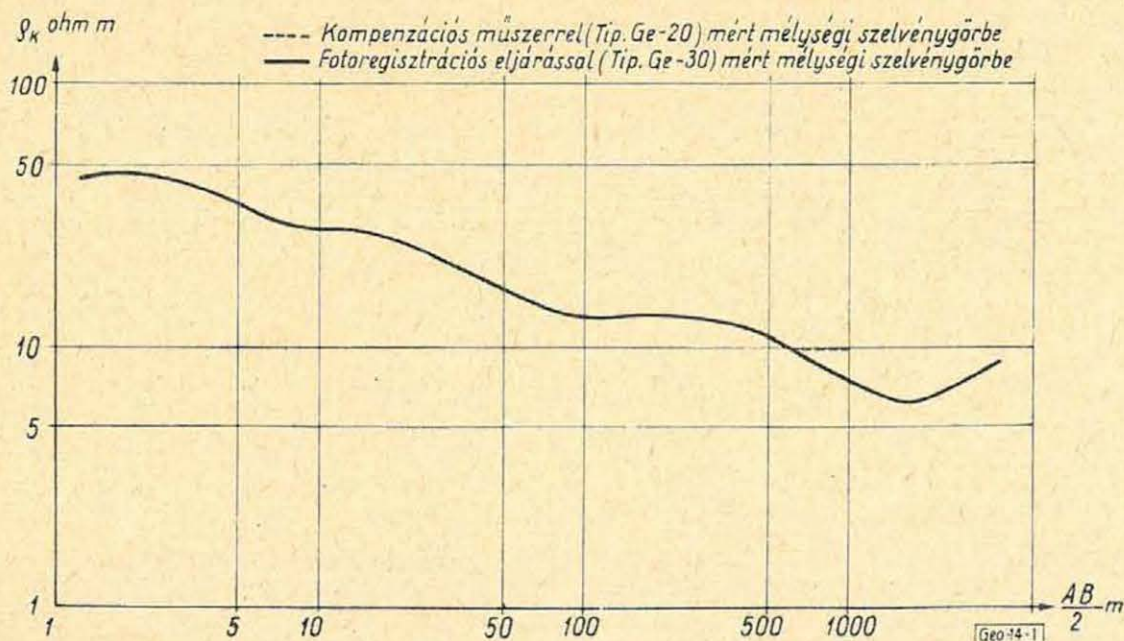
Mit der Erhöhung der Einbringungstiefe der geoelektrischen Untersuchungen können die Anlagen mit Photoregistrierung günstiger verwendet werden, als die Anlagen, die mit Kompensation arbeiten.

Im Vortrag werden die Forderungen, die bei der Konstruierung und Verwendung der geoelektrischen Anlagen für Tiefsondierung in Betracht genommen werden sollen, erörtert.

Magyarországon a geoelektromos ellenállásmérés alkalmazása az ötvenes évek elején terjedt el. Kezdetben Schlumberger-rendszerű kompenzációs műszerekkel dolgoztak. Később áttértek a magyar gyártmányú, dekádós besztású kompenzációs műszerek — GE—9 és GE—10 típus — használatára.

1958-ban megszerkesztették az első automatikusan számoló műszert — a GE—20 típust —, amely kedvezően megváltoztatta a terepi mérések teljesítményadatait.

Az említett műszereket mélységi- és vízszintes szelvényezésre, természetes potenciál mérésre használják, ill. használták. A műszerhez rendszeresített



1. ábra. A kompenzációs mérési adatok eltérése a helyes értéktől nagymélységű geoelektromos szelvényezés esetén

segédeszközök és tartozékok elsősorban AMNB gradiens mélységi szelvényezésre készültek. Kezdetben Magyarországon is alkalmaztak Wenner-elektroda elrendezést, a mérőmódszerek fejlődésével párhuzamosan azonban megállapították, hogy a Wenner elrendezés nemcsak kisebb felbontóképessége miatt kerül hátrányba az AMNB elrendezéssel szemben, hanem a Wenner elrendezésnél a MN elektródák állandó változtatása is torzítja a szelvénygörbét. Ez a torzulás különösen a kavicsos, törmelékes felszínű talajokon nagy, s egyáltalában nem elhanyagolható. Amióta lehetőség nyílt nagyérzékenységű galvanométerek geofizikai alkalmazására, a Wenner elrendezésnek említett hátrányait már nem ellensúlyozza viszonylag kicsiny tápáramszükséglete, és ezért ennek az elrendezésnek használata teljesen háttérbe szorult.

A műszerek fejlődésével párhuzamosan nőtt a geoelektromos ellenállás-mérések kutatási mélysége is. Az ötvenes évek elején ez még csak 50 méter volt, az ötvenes évek végén 400 m. Ezen a mélységhatáron túl is végeztek kísérleti méréseket, de a rutin jellegű kutatás éveken keresztül nem terjedt 400 méternél mélyebbre. Oka ennek a kompenzációs mérési eljárás megbízhatatlansága, ha bizonyos AB tápelektroda távolságon túl alkalmazzák.

A nagymélységű geoelektromos kutatást ezenkívül megnehezítette a magyarországi üledékes rétegek viszonylag nagy anizotrópiája (1,8). Ez főként a fiatal, harmadkorú üledékeknél feltűnő, és annak a következménye, hogy ezek a rétegsorok nagyszámú, de vékony homok, agyag, kavics, homokkő, márga rétegekből állanak. A nagy anizotrópia okozza pl., hogy 400 m mélységben fekvő alapkőzet megbízható kimutatásához néha  $AB_{max} = 2000$  méteres mélységi szelvényezés sem elegendő.

1957-től kezdődően rendszeresen vizsgáltuk a kompenzációs módszer eme hiányosságának okait. Az 1960. évig húzódó mérési sorozatnak röviden a következő eredménye volt:

1. Nagymélységű szelvényezés esetén bizonyos altalajoknál több másodperc nagyságú lehet az időtényező, vagyis az az időtartam, ami az áram tápelektrodákra történő kapcsolása és az altalajban létrejövő áramtér végleges kialakulása között eltelik. Mivel kompenzációs méréseknél a tellurikus áramok zavaróhatása miatt  $\Delta V$ -t mindig az első időpillanatban mérik, ez  $\Delta V$  és így  $\rho_L$  meghatározásánál állandó jellegű hibalehetőséget okoz.

2. A terepi méréseknél alkalmazott műszerek szigetelése általában 100 M $\Omega$ , de kedvező esetben sem nagyobb 10 000 M $\Omega$ -nál. Ugyanakkor nagymélységű kutatásnál 250 000 M $\Omega$  szigetelés is szükséges lehet, az alkalmazott tápfeszültség nagysága (500–1000 V) és a  $\Delta V$  galvanométer  $10^{-9}$ . A nagyságrendű érzékenysége miatt. Így a szigetelés ki nem elégítő volta miatt  $\rho_L$  meghatározásánál 100%-nál nagyobb hiba is jelentkezhetik.

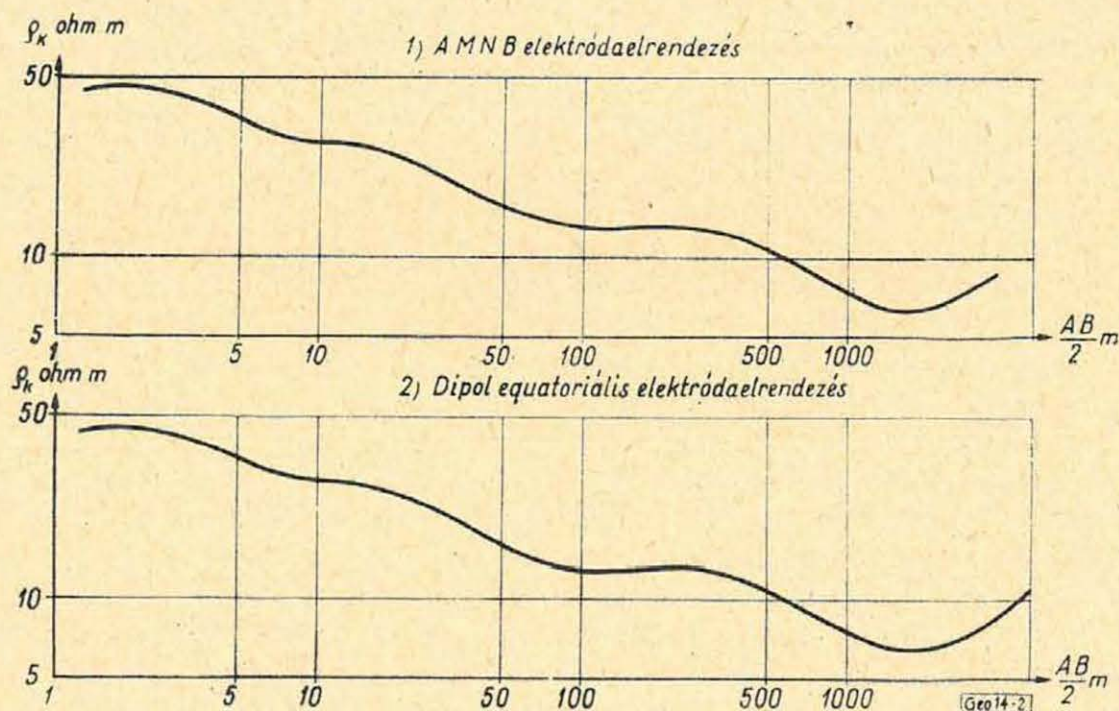
3. Magyarországon a nagyvastagságú üledékes rétegek ellenállása nagyon kicsiny, helyenként 2–3 ohm. Ezért nagyteljesítményű generátorokra és nagyérzékenységű  $\Delta V$  indikátorokra van szükség. (Pontos szelvénygörbék méréséhez emellett szükséges, hogy a generátor és indikátor  $\pm 1-2\%$  pontossággal és stabilitással dolgozzék. Az indikátorral kapcsolatban az érzékenység és stabilitás feltételét a rezgésmentes galvanométerek kielégítik.)

4. A tellurikus áramok zavaróhatása, valamint az időtényező fellépése miatt az I tápáramot és  $\Delta V$  potenciálkülönbséget regisztrálni kell legalább 0,5 percig, a felvételtől a leolvasást az áramtér bekapcsolásától számított 10–15 másodperc és 30 másodperc közti időközben a legjobb elvégezni.

5. Magyarországon a nagymélységű szelvényezéseknek több sajátos nehézsége is van. A sűrűn lakott, parcellázott, szőlő vagy kertészeti művelésű területeken a szelvényezés kábeleit több országúttal, és sok földutat harántolnak. Az útakon közlekedő gépkocsik, állatvonatátású kocsik a kábelt könnyen elvághatják. A tapasztalat azt mutatta: a kábelszakadások olyan gyakoriak, hogy a rutinszerű méréseket lehetetlenné is teszik.

Ezért a GE-30 mérőállomás tervezésénél a rendelkezésünkre álló lehetőségekhez mérten igyekeztünk kiküszöbölni az említett nehézségeket. Ez a mérőállomás 2000-4000 méter mélységű kutatás elvégzésére alkalmas. Egy bázis- és két mozgó műszerkocsiból, valamint generátor kocsiból áll. Első sorban dipol szelvényezés céljaira készült, de használható AMNB vagy más elektróda elrendezésnél is. Jellemzője, hogy különböző árnyékoló körök alkalmazásával sikerült elérni a műszerek megfelelő szigetelését, ami terep-körülmények között 1 millió  $M\Omega$ -nak felel meg.

A mérőállomásba műszerkocsinként egy kétsatornás fotoregisztráló van beépítve. A csatornák érzékenysége  $10 \mu V$ , pontossága  $\pm 1\%$ . A terepi méréseket a bázis műszerkocsiból vezérlik, egyenirányítós körökkel dolgozó telefonok, valamint rádióadók segítségével. A generátor működését távvezérléssel szintén a bázis műszerkocsiból irányítják. A generátor leadott teljesítményének stabilitását az A, B elektróda rendszerekre való rákapcsolás pillanatában nagyteljesítményű műföld és a generátorra szerelt automatikus gázszabályozó biztosítja. A műföld beállításakor az elektródák polarizációs feszültsége is figyelembe vehető.

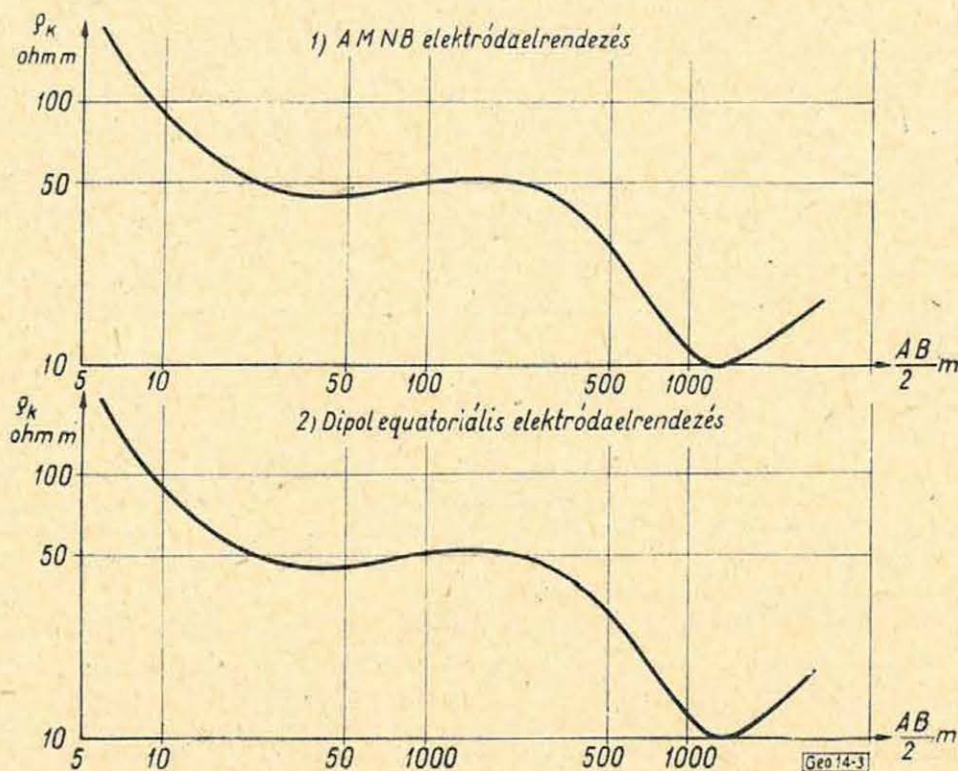


2. ábra. Mélységi szelvénygörbék Hajdúszoboszlón

A GE-30 mérőállomás elkészítése biztosította a nagymélységű szelvényezés kifejlesztésének műszertechnikai feltételeit. A tulajdonképpeni módszertani vizsgálatok csak azután indulhattak meg, és főként az alábbi négy kérdés tisztázására irányultak:

1. Magyarországon a viszonylag kicsiny kiterjedésű és változó vastagságú üledékes rétegek anizotrópiája nem változik-e túlságosan nagy mértékben? Nem teszi-e ez lehetetlenné a tényleges vastagságadatokat adó, önálló (fúrástól független) kutatás kifejlesztését?

2. Az üledékes rétegek kis kiterjedése, valamint a feltehetően erős, vízszintes irányú inhomogenitás miatt a dipol szelvényezés az AMNB elektródaelrendezéssel egyenértékű adatokat ad-e?



3. ábra. Mélységi szelvénygörbék Jánoshalma 2. sz. ponton

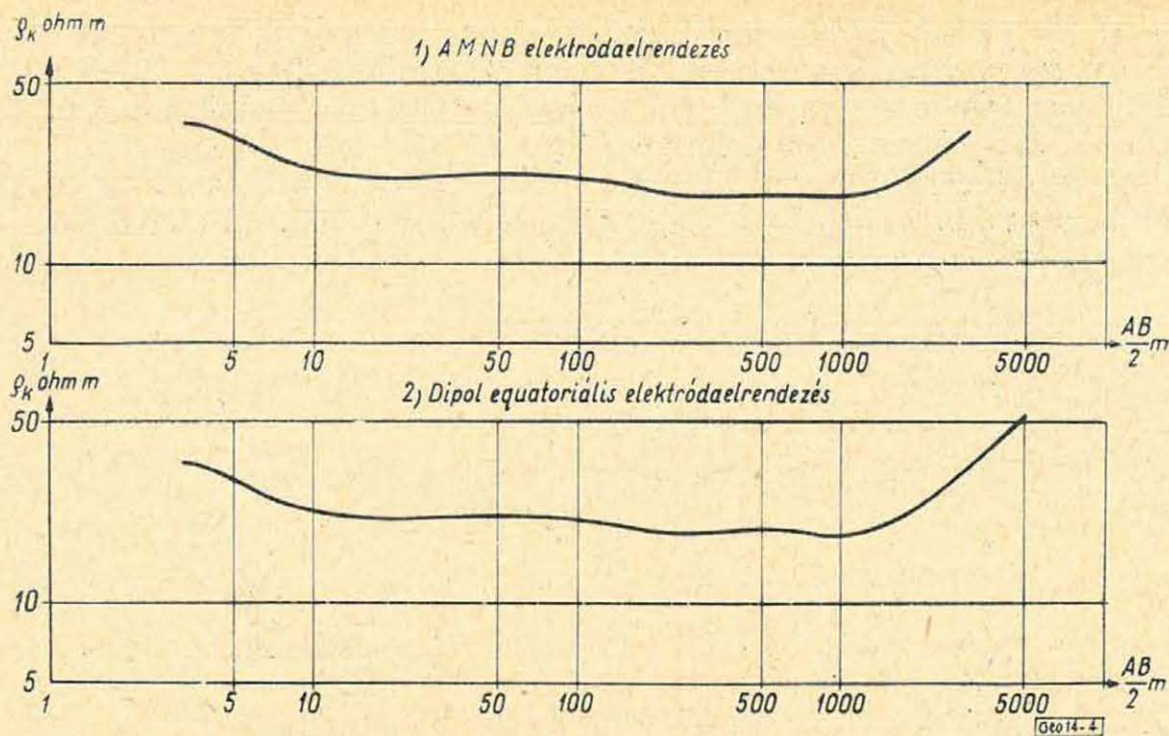
3. A Nagyalföldön a felszínközeli holocén és levantei rétegek fajlagos ellenállása többszörösen nagyobb, mint a pannon rétegeké. Ha az alapkőzet közvetlenül az alsó pannon alatt található meg,  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$  típusú altalajjal állunk szemben. Kérdéses, hogy az alsó pannon kicsiny ellenállása miatt a mért mélységű szelvénygörbék nem esnek-e mélyen az equivalencia tartományba, s emiatt az alapkőzet tényleges mélységmeghatározása elvégezhető-e?

4. Magyarországi viszonyok között milyen maximális AB távolságig érdemes AMNB mélységi szelvényezést végezni? Ha alkalmazható a dipol elektróda elrendezés, milyen pontsűrűség (hány elektródaállás) szükséges? Ennek függvényében lecsökkenthető-e a nagymélységű geoelektromos kutatás költsége annyira, hogy alkalmazása gazdaságos legyen?

A kérdésekre végleges választ adni jelenleg még nem lehet, mert ehhez a rendelkezésünkre állónál lényegesen nagyobb számú mérési anyag szükséges. Az eddigi adatok viszont biztató eredményt ígérnek.

Az anizotrópia változásának vizsgálatára az ország különböző területein, egymástól teljesen elütő altalajokon végeztek méréseket.

A területeken az alapkőzet mélysége és az üledékes rétegsor ellenállása lényegesen eltér egymástól. Ennek ellenére az üledék anizotrópiájára  $\lambda = 1,8 \pm 9\%$  értéket kaptunk. Ugyanakkor a geoelektromos kiértékelés analitikusan meghatározott hibája  $5\% - 15\%$  között ingadozott, tehát az anizo-



4. ábra. Mélységi szelvénygörbék Szigetváron

tropia változás teljes egészében a kiértékelés relatív pontatlanságából is adódhat.

Az AMNB és dipol elektróda elrendezés mérésadatai számszerű megegyezésének a vizsgálatára az említett területeken azonos ponton, egymásnak megfelelő azimutban AMNB és dipol szelvényezést is végeztek.

Az eredmények a vártnál jobbak voltak, mondhatjuk a két görbe gyakorlatilag megegyezett egymással.

Az equivalencia hatás az eddigi mérések feldolgozásánál nem okozott különösebb nehézséget.

Végül összehasonlítva az AMNB és dipol szelvényezés alkalmazhatóságára kapott adatokat, megállapítható, hogy a dipol elektródaelrendezés Magyarországon jobban alkalmazható, mint az AMNB elrendezés. Kisebb mélységű kutatásnál, valamint különleges topográfiai, földtani és geofizikai (tellurikus áramok!) viszonyok esetén viszont az AMNB elektróda elrendezés alkalmazása a célszerű. A geofizikai kiértékelés és földtani értelmezés általában megköveteli, hogy ellenőrzésképpen egy-két AMNB szelvényezést végezzenek olyan területen is, ahol a kutatást dipol elrendezéssel végzik.

A nagymélységű geoelektromos szelvényezés kifejlesztése Magyarországon egy nagyobb arányú módszerfejlesztés első lépése volt. A fejlődés további fokozata kétirányú; mégpedig a *módszertanilag komplex* geoelektromos eljárás kialakítása, és a *földtani értelmezést* elősegítő, a *mélységmeghatározás pontosságát növelő komplex* módszer alkalmazása. Előbbinél nagymélységű felszíni ellenállásmérést és tellurikus mérést végeznek együttesen úgy, hogy a felszíni ellenállásmérésből számított korrekciós adatokkal az eddigi kvalitatív adatokat szolgáltató izoarea térképet kvantitatívvá tegyék. Utóbbinál a szeizmikus refrakciós- és reflexiós méréseket, valamint a nagymélységű geoelektromos méréseket együttesen végzik, és kölcsönösen korrekciós adatokat adnak a másik módszer feldolgozási és értelmezési problémáinak az egyszerűsítésére, ill. egyértelműbbé tételére.

# Ekvivalens műföldhálózatok elmélete és alkalmazása az elektromos karottázs műszerkutatásban; az ekvivalencia-mátrix jelentősége

B A R L A I Z O L T Á N

*Az elektrokarottázs mérőberendezések mérési pontosságának ellenőrzésére jelenleg nem állnak rendelkezésre etalon mérési terek és a gyakorlatban végzett ellenőrzések nélkülözik az etalonvizsgálatok kellékeit. Ennélfogva gyakorlati jelentőséggel bír megfelelő etalonvizsgáló eszközök előállítás. Etalonmérési közegként egyenértékű műföldhálózatokat lehet készíteni. Az egyenértékűség kritériuma az, hogy a mérőrendszer a szokásos mérőáramok betáplálásával ugyanakkora potenciálokat keltsen az etalonhálózat csatlakozási pontjain, mint a karottázs mérőszonda a hálózattal modellezett háromdimenziós földi rétegekben.*

*Для проверки измерительной точности электрокаротажной аппаратуры до настоящего времени не имеются эталонные измерительные поля и осуществляемые на практике испытания нуждаются в средствах эталонирования. В связи с этим создание соответствующих устройств для эталонирования представляет практический интерес. В качестве эталонной измерительной среды можно создать эквивалентную сеть искусственной земли. Критерием эквивалентности служит условие, что в контактирующих пунктах эталонной сети, при включении обыкновенных цепей, измерительной системой должны быть созданы потенциалы, аналогичные потенциалам, возбуждаемым измерительным каротажным зондом в трехмерных земных слоях, моделируемых этой сетью.*

*Zur Prüfung der Messgenauigkeit von elektrischen Kernungs-Einrichtungen stehen uns keine Etalon-Felder zur Verfügung und die in der Praxis ausgeführten Kontrollmessungen können den Anforderungen einer wirklichen Etalonuntersuchung nicht genüge leisten. Es ist daher die Konstruktion entsprechender Etalon-Einrichtungen von praktischer Bedeutung. Als solche können äquivalente Kunsterdenetze dienen, wobei als Kriterium für die Äquivalenz gilt, dass in der Messeinrichtung durch die Zuführung der üblichen Mess-Ströme an den Anschlusspunkten des Etalonnetzes dieselbe Potentiale erregt werden sollen, wie dies bei der Anwendung der Bohrlochmess-sonde in den dreidimensionalen Erdschichten geschieht, welche durch das Netz modelliert werden sollen.*

Az elektrokarottázs mérőberendezések ellenőrzésére általánosan elterjedt szokás az, hogy a berendezéssel – azonos körülmények között – ismételt kútméréseket végeznek és összehasonlítják a szelvényeket; néha két berendezéssel mérnek – ugyanazt a szondát használva – és az így nyert szelvények összehasonlítása útján következtetnek a mérőberendezés mérési pontosságára.

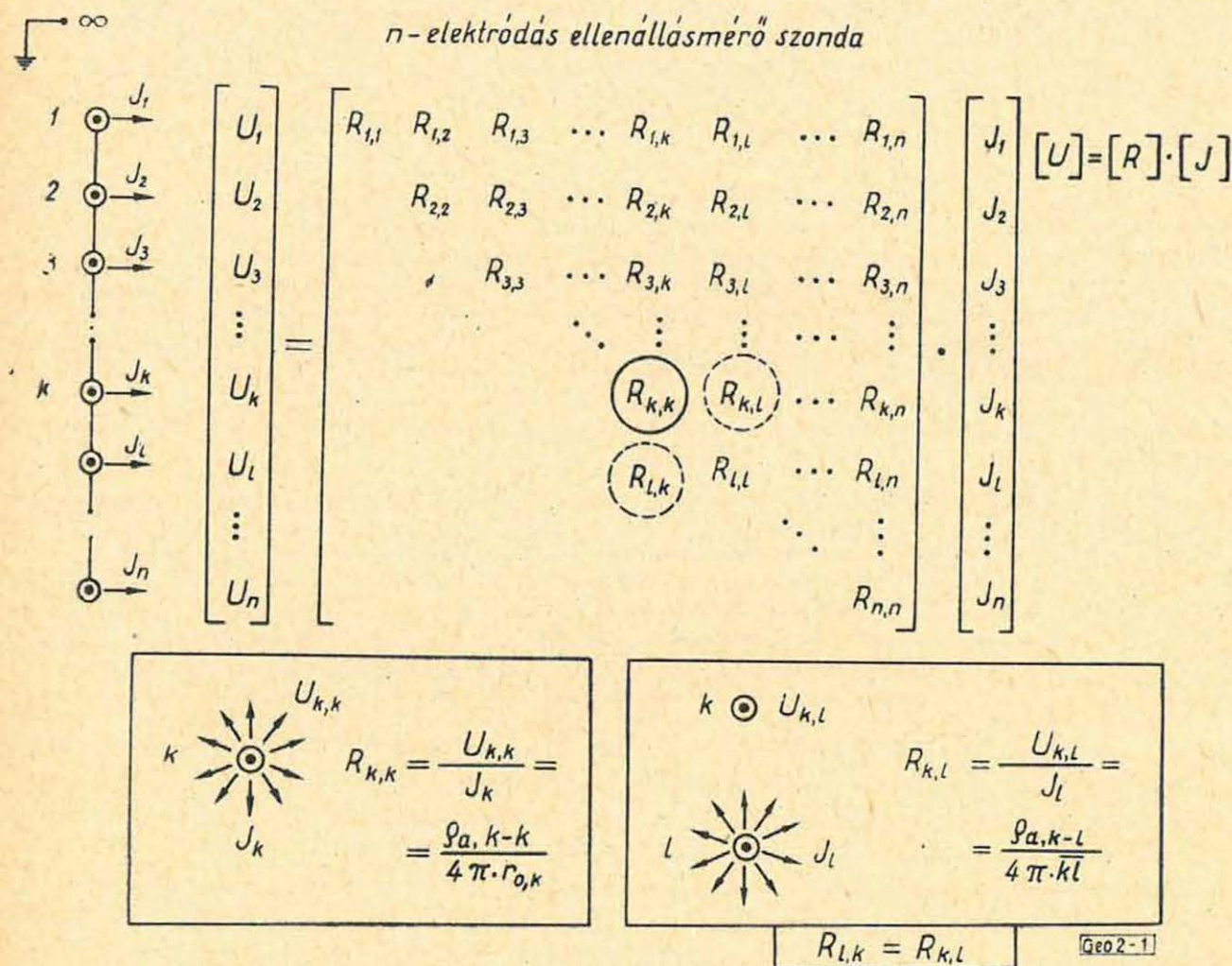
A mérőrendszerek ilyen összehasonlító ellenőrzése nélkülözi az etalonmérések kellékeit, mivel egyrészt nem létezik etalon mérőberendezés, másrészt a fúróllyukkal harántolt rétegsor sem ismeretes olymértékben, hogy etalon mérési teret nyújthatna.

Ennélfogva nagy jelentőségre tart számot az elektrokarottázs műszerkutató munkában etalon közegek előállítása, hogy a különféle mérőberendezések mérési pontosságát hitelesen ellenőrizhessük és reprodukálható vizsgálatokat végezhessünk a mérőberendezések működését befolyásoló különféle zavaró tényezők hatásával kapcsolatban.

Az elektrokarottázs mérőrendszerek, illetve azok szondái számára etalon mérési közegként olyan egyenértékű műföldhálózatok szolgálhatnak, amelyekben a mérőrendszer – a szokásos mérőáramok betáplálásával – ugyanakkora

potenciálokat kelt a hálózat csatlakozási pontjain, mint a karottázs mérőszonda a műföldhálózattal modellezett, definiált földi rétegekben.

A magyarországi elektrokarottázs műszerkutatás jelenlegi szakaszában az ekvivalens műföldhálózatok alkalmazása vezetési áramokat hasznosító ellenállásmérő-rendszerek tekintetében bír jelentőséggel. E mérőrendszerek fémlektrodokon keresztül kapcsolódnak a mérési térrel; mivel a mérőáramok frekvenciája 100 Hz-nél kisebb, sem számottevő örvényáramok, sem dielektromos eltolási áramok nem lépnek fel. Az ilyen mérőrendszerekben a betáplált mérőáramok által az egyes lektrodokon keltett potenciálokat a mérési tér  $[R]$  ellenállás-mátrixának a felhasználásával lehet leírni. Üledékes kőolaj- és gáztároló rétegek esetében az ellenállás-mátrix lineáris természetű.



1. ábra

Az 1. ábrán bemutatjuk egy  $n$ -számú lektrodából felépített ellenállás-szelvényező szonda ellenállás-mátrixát, továbbá a szonda jellemző mátrix-egyenletét, amely az lektrodokon megjelenő mérési potenciálok, a betáplált mérőáramok és az ellenállás-mátrix közötti összefüggést írja le.

A szóban forgó függvénykapcsolatot – valamennyi lektrodra – az Ohm-törvény mátrix-egyenlet formájában felírt alakja képezi, amelyben az  $[U]$  feszültség-mátrix és az  $[I]$  áram-mátrix  $n$ -elemből felépített, egyoszlopos mátrixok, az  $[R]$  ellenállás-mátrix pedig  $n$  sort és  $n$  oszlopot tartalmazó négyzetes mátrix. A mátrix-algebra alkalmazására az ad fizikai alapot, hogy az  $n$

elektrodból felépített szonda és a teret folytonosan kitöltő közetanyagok együttes rendszere  $2n$ -pólusú lineáris áramvezető rendszernek tekinthető, amelyben az áramtérlelésítő és potenciálfigyelő pólusokat a szonda elektrodbjai képezik. A  $2n$  pólus közül  $n$  számú pólus közösítve van: ezek a bevezetett áramoknak a végtelen távolban elhelyezett visszatérési helyei és egyúttal az elektrodpotenciálok referencia helye; e közösített pont az áramvezetési tér ún. „földelési pont”-ja.

Az ellenállásmátrix főátlójában elhelyezkedő  $R_{k,k}$  mátrixelemeket az elektrodbok földelési ellenállásai, az  $R_{k,l}$  oldalelemeket pedig az elektrodbpárok közötti átcsatoló (transzfer) ellenállások képezik. A  $k$ -edik elektrodba földelési ellenállása az elektrodba – mint monoelektrodba – által a mérési térben mérhető  $\varrho_{a,k-k}$  látszólagos ellenállással van kapcsolatban; a  $k$ -edik és az  $l$ -edik elektrodbok között fellépő transzfer ellenállás pedig a két elektrodbból képzett potenciálszonda által mérhető  $\varrho_{a,k-l}$  látszólagos ellenállással hozható összefüggésbe. Megemlítendő, hogy az ellenállásmátrix a főátlóra szimmetrikus tükrös-mátrix, ugyanis a lineáris mérési terekre érvényes Maxwell-féle felcserélhetőségi elv értelmében;

$$R_{l,k} = R_{k,l}$$

Mármost az a kérdés, hogy a háromdimenziós mérési térrel egyenértékű, etalon műföldhálózatok elvi és gyakorlati felépítésében milyen utat követhetünk?

Az ekvivalens műföldhálózat megszerkesztése úgy történik, hogy koncentrált ellenállások – alkalmas geometriával bíró – hálózatából  $n$  bemenő pólusú és egy közös földelt pontú, ún. sokpólust képezünk oly módon, hogy mindegyik bemenő pólus és a földelési pont között megjelenő földelési ellenállás, továbbá bármely két bemenő pólus relációjában fennálló transzfer ellenállás megegyezik a modellezett térbeli vezetési rendszer  $[R]$  ellenállás-mátrixának megfelelő mátrix-elemével. Mivel az  $\{n\}$ -edrendű ellenállásmátrix független elemeinek  $W$  száma:

$$W = n \cdot \frac{n+1}{2}$$

ezért  $W$  számú követelmény szempontjából kell kielégíteni a hálózat és a modellezett háromdimenziós tér közötti egyenértékűséget. Mivel az egyenértékűség megvalósításakor alapvetően az ellenállás-mátrixra támaszkodunk, ezért azt – feladatunk szempontjából – ekvivalencia-mátrixnak nevezhetjük.

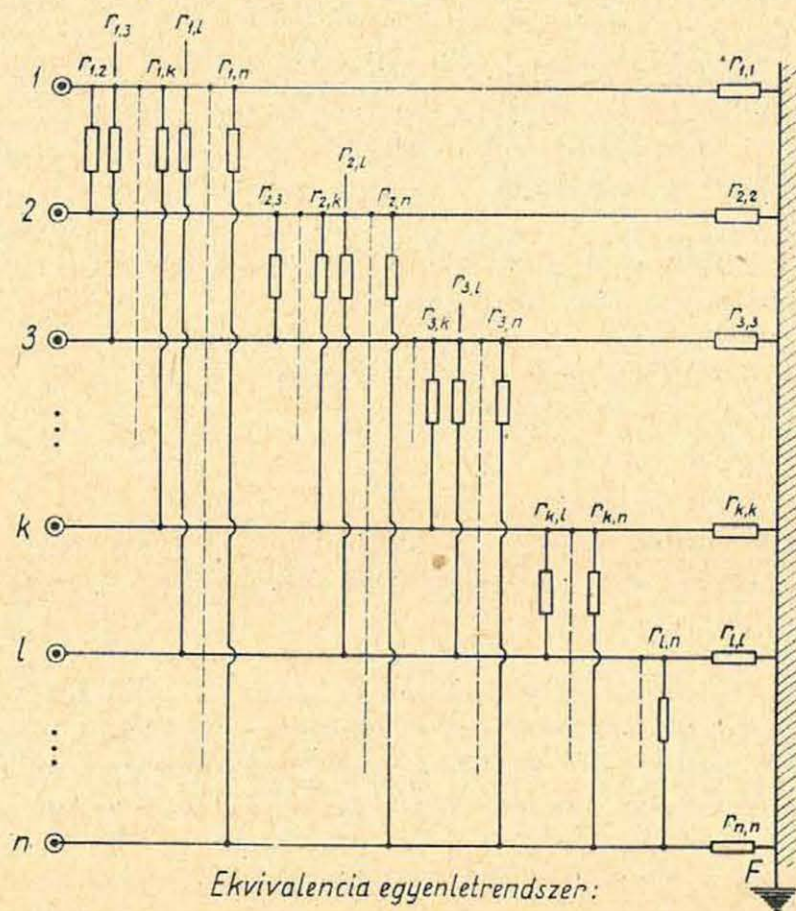
A  $W$ -számú ekvivalencia-követelmény egyidejű és egyértelmű kielégítéséhez ugyancsak  $W$ -számú ellenállásból építjük fel a műföldhálózatot. A hálózat felépítését a 2. ábra mutatja be  $n$ -elektrodbás szonda esetében.

A hálózat homogén – és az ekvivalenciamátrixszal formális logikai kapcsolatban álló – felépítését azáltal tartjuk biztosíthatónak, hogy egy-egy ellenállást helyezünk el minden bemenő pólus és a közös földelési pont közé ( $r_{k,k}$ ), továbbá minden két bemenő pólus közé ( $r_{k,l}$ ).

A hálózatot felépítő ellenállások szimultán meghatározása

$R_{k,l} = f(r_{i,j})$  általános alakú,  $W$ -ismeretlenes,  $n$ -edfokú egyenletrendszer megoldása útján történik. Az egyenletrendszert felépítő egyenletek azt írják le, hogy az ellenálláshálózat pólusainak földelési ellenállásai, továbbá a póluspárok közötti transzfer ellenállások megegyezzenek az ekvivalencia-mátrix megfelelő mátrixelemeivel.

Az egyenletrendszer általános felírásában szereplő  $k$ ,  $l$ ,  $i$  és  $j$  indexek az  $n$  pólusszámnál nem nagyobb természetes egészszámokat jelentenek. Az egyenletek bal oldalán mindig csak egy diszkrét  $k$ ,  $l$  értékpár szerepel, amelyben  $l$  nem kisebb  $k$ -nál, a jobb oldalon viszont az összes lehetséges  $i$ ,  $j$  értékpárok képviselve vannak azzal a megkötéssel, hogy  $j$  nem kisebb  $i$ -nél.



$$R_{k,l} = f(r_{i,j}) \dots \quad N = n \frac{n+1}{2} \text{ egyenlet}$$

ahol:  $1 \leq k \leq n$  és  $k \leq l \leq n \dots$  diszkrét értékpárok  
 továbbá:  $1 \leq i \leq n$  és  $i \leq j \leq n \dots$  valamennyi értékpár  
 $k, l, i, j$  : természetes egészszámok [Geo 2-2]

2. ábra

A hálózati földelési ellenállások és a mátrix főátlójában levő analóg elemek közötti egyenlőségeket az  $l=k$  indexű egyenletek képezik, míg a hálózat transzfer ellenállásai és a mátrix megfelelő oldalelemei közötti egyenlőségek az  $l>k$ -indexű egyenletekkel vannak képviselve. Az egyes egyenletek felírása a műföldhálózatra alkalmazott ún. csomóponti feszültségek módszerével történhet, amelynek során mindig  $n$  ismeretlenes lineáris egyenlet-rendszerre jutunk, ahol a szabad paraméterként meghagyott csomóponti feszültségek képezik az ismeretlen mennyiségeket.

A  $W$ -számú ekvivalencia-követelmény szimultán kielégítéséhez tehát az

$$R_{k,l} = f(r_{i,j})$$

$W$ -ismeretlenes  $n$ -ed fokú egyenletrendszerrel kell megoldani; az ilyen egyenletrendszerek megoldása külön problémakört képez. A megoldás szolgáltatja

a koncentrált hálózati ellenállástagok nagyságát. Ezekből felépítve a 2. ábrán bemutatott geometria szerinti hálózatot, rendelkezésünkre áll az adott mérőszonda és mérési tér ekvivalens műföldhálózata.

A feladat gyakorlati elvégzése műszerkutatásunkban jelenleg a különféle laterolog mérőrendszerek és az elektronikus karottázs berendezés ellenállásszelvényező szondái tekintetében bír aktualitással. A gyakorlati kidolgozást ezideig az elektronikus karottázs berendezés egy kombinált ellenállásszelvényező szondájára végeztük el, amely két különféle méretű gradiensszondából és két potenciálszondából van összetéve. A numerikus számításokat homogén, végtelen kiterjedésű izotróp vezető térre hajtottuk végre.

Az ekvivalens műföldhálózatokat több fontos probléma tisztázására lehet felhasználni az elektromos karottázs műszerkutatásban:

1. Miként már szóltunk róla, az etalon műföldhálózatok segítségével – mint etalon mérési térrel – végezhetjük el a mérőberendezések mérési pontosságának hiteles ellenőrzését.

Ilyenkor – a fúrólyukakban végzett mérésekhez hasonlóan – a komparatív ellenállásmérés elvét használjuk fel, vagyis a mérőáramkörben elhelyezett etalon hitelesítő ellenálláson létrejövő hitelesítő műszerkiteréssel hasonlítjuk össze a mérési indikációt, amely utóbbi a műföldhálózat mérőpólusaira csatolt mérőkörben jön létre.

2. Etalon műföldhálózatok alkalmazásával lehet vizsgálni azt a zavaró hatást, amit a szondák fémelektrodjainak az ideálistól eltérő viselkedése gyakorol a mérési eredményekre.

Köztudomású, hogy a folyadékba merített fémelektrodok fázishatárfelületén elektrokémiai eredetű kontakt hártványok jönnek létre, amelyek áramköri hatása – párhuzamosan kapcsolt  $R_c$  ohmos ellenállás és  $C_c$  kapacitás eredőjeként – komplex  $Z_c$  impedanciával modellezhető, szinusz jelalakú periodikus váltakozó áramok átbocsátásakor. E kontakt impedanciák hatására komplex áramok lépnek fel a szonda áramköreiben; ez mérési hibákra, súlyosabb esetekben a mérőrendszer instabil működésére vezethet.

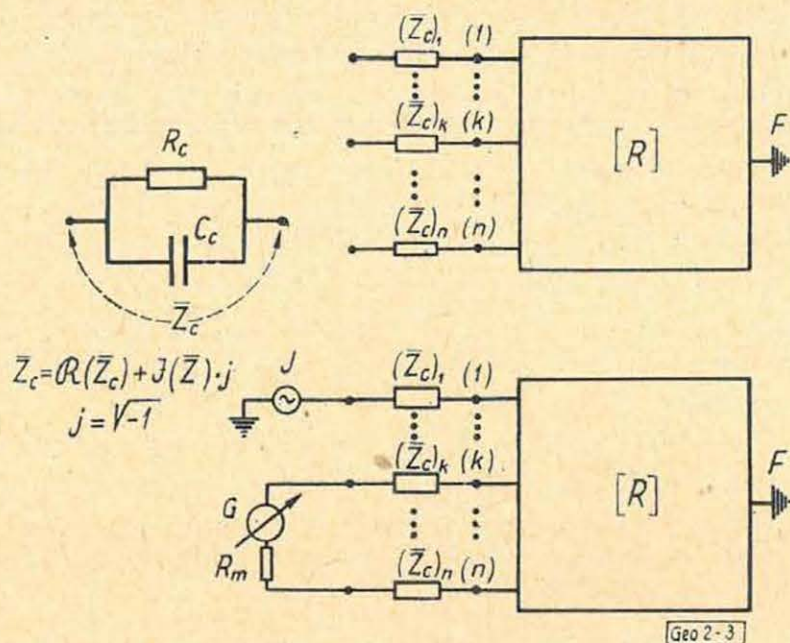
A vizsgálat számára az elektród impedanciákkal egyenértékű komplex impedanciákat kapcsolunk a műföldhálózat bemenő pólusai elé, a műföldhálózat és a mérőrendszer közé, ahogy azt a 3. ábra szemlélteti.

Az ábra példaként egy olyan vizsgálatot mutat be, amikor háromelektrodos ellenállásmérő rendszert kapcsolunk a kontakt impedanciákkal kiegészített műföldhálózatra. A kontakt impedanciák értékének megfelelő megválasztásával és változtatásával mennyiségileg vizsgálható azok zavaró hatása a mérőrendszer működésére és a mérési eredmények pontosságára.

3. Egy további alkalmazásként megemlítjük, hogy etalon műföldhálózatokon vizsgálhatók azok a mérési hibák és működési zavarok, amelyeket a karottázs szelvényező kábelek okoznak az elektrokarottázs mérőrendszerek üzemében. A karottázs kábel, mint sokparaméterű, elosztott elektromos átvívó rendszer, súlyos mérési hibákat okozhat, sőt kiválthatja a mérőrendszerek instabil működését is.

A vizsgálatokhoz kábel-műkapcsolásokat, vagy eredeti karottázs kábeleket használhatunk fel; a kábeleket laboratóriumban a mérőrendszer és az etalon műföldhálózat közé kapcsolhatjuk, sőt lehetőség nyílik arra is, hogy az etalon műföldhálózatot zárt karottázs szondatokba építsük és a kábel végére kapcsolva, a vizsgálatot fúrólyuk körülmények között végezzük el; ilyenkor

a karottázs kábel elszenvedí azokat a változásokat, amelyek folyadék környezetben, a lyukfolyadék nyomásán és hőmérsékletén jönnek létre. E vizsgálati lehetőség különösen időszerű a 3000 m-nél mélyebb, nagymélységű fúrások számára tervezett elektrokarottázs mérőrendszerek kutatása tekintetében.



3. ábra

$$[U] = [Z] \cdot [J]$$

(1) □	=	$\begin{bmatrix} U_1 \\ \vdots \\ U_k \\ \vdots \\ U_l \\ \vdots \\ U_n \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} Z_{1,1} & \dots & Z_{1,k} & Z_{1,l} & \dots & Z_{1,n} \\ \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots \\ \vdots & & \textcircled{Z_{k,k}} & \textcircled{Z_{k,l}} & \dots & Z_{k,n} \\ \vdots & & \textcircled{Z_{l,k}} & Z_{l,l} & \dots & Z_{l,n} \\ \vdots & & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \vdots & & \vdots & \vdots & \vdots & Z_{n,n} \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} J_1 \\ \vdots \\ J_k \\ \vdots \\ J_l \\ \vdots \\ J_n \end{bmatrix}$
⋮				
(k) □				
⋮				
(l) □				
⋮				
(n) □				

Geo 2-4

$$\bar{Z}_{k,k} = \frac{\bar{U}_{k,k}}{J_k} ; \bar{Z}_{k,l} = \frac{\bar{U}_{k,l}}{J_l}$$

$$\bar{Z}_{l,k} = \bar{Z}_{k,l}$$

4. ábra

Befejezésül szólunk az elektrokarottázs mérőszondák és mérési terek ellenállás mátrixának általánosításáról.

A modern elektrokarottázs mérőrendszerek egy részében 10 kHz, illetve 1 MHz nagyságrendű frekvenciákat alkalmaznak; előbbit az indukciós ellenállásszelvényező, utóbbit pedig a dielektromos karottázs rendszerekben.

E frekvenciákon az indukciós szelvényező rendszer alkalmazásakor örvényáramok, a dielektromos mérés alkalmával pedig dielektromos eltolási áramok lépnek fel a mérési térben. Az ilyen mérőrendszerek esetén is figyelemre

tarthat számot a szondák és a mérési tér kapcsolatát leíró ekvivalencia-mátrix meghatározása, majd — arra támaszkodva — etalon műföldhálózatok megvalósítása.

Az örvényáramokkal vagy dielektromos eltolási áramokkal képviselt szondaterék ekvivalencia-mátrixa komplex elemekből épül fel; ezzel eljutottunk a vezetési áramok egyszerű eseteire érvényes ellenállás mátrixok általánosítására: a  $[Z]$  impedancia mátrix fogalmára. Egy  $\{n\}$ -rendű impedancia mátrixot, továbbá az  $n$ -pólusú mérőszonda elektromos paraméterei között fennálló mátrixegyenletet a 4. ábra mutat be.

Ez esetben a feszültségmátrix és az árammátrix is komplex jellegűek.

Összegezve a mondottakat megállapítható, hogy az általános elektrodinamikussal működő elektrokarottázs mérőrendszerek esetében a mérőszonda és a háromdimenziós mérési tér közötti kapcsolatot a rendszer  $[Z]$  impedancia mátrixával írhatjuk le.

Az impedancia mátrixra támaszkodva az általánosított esetben is el lehet készíteni az ekvivalens műföldhálózatokat, amelyek komplex impedancia komponensekből épülnek fel. A komplex ekvivalens műföldhálózatok alkalmazása fontos szerepet tölthet be az indukciós és dielektromos karottázs berendezések elméleti és gyakorlati kutatásában.

### A III. ANGYALFÖLDI ÚJÍTÓ- ÉS TAPASZTALATOSERE KIÁLLÍTÁS EREDMÉNYEI

1962 április havában fejeződött be a III. Angyalföldi újító, műszaki fejlesztési és találmányi kiállítás, amelyet a XII. ker. Pártbizottság és a Budapesti Szakszervezeti Tanács rendezett az MSZMP kerületi bizottságának 1961 szeptember havi határozata alapján.

A kiállításon bemutatott újításokkal, találmányokkal és azok népgazdasági eredményeivel folyóiratunk szűkreszabott terjedelme miatt részletesen nem foglalkozhatunk.

Közöljük azonban Egyesületünk tagjaival, hogy a Geozifikai Mérőműszerek Gyára által készített és kiállított különböző típusú szeizmométerek leírásai Egyesületünk irattárában az érdeklődők számára rendelkezésre állnak.

A szeizmométer műszaki leírását Tamás Béla főmérnök bocsátotta Egyesületünk rendelkezésére, akinek ez úton is köszönetünket fejezzük ki.

*Szerk.*

# A hidasi barnakőszénterület mélyfúrási geofizikai kutatása

KISS E. ZOLTÁN

*A dolgozat a mélyfúrási geofizikai eljárásoknak a barnakőszénkutatásban való alkalmazhatóságát dokumentálja.*

*В работе рассматривается возможность применения промыслово-геофизических методов в области разведки бурых углей.*

*Es wird die Anwendbarkeit der geophysikalischen Bohrlochmessungen im Braunkohlengebiet zu Hidas dokumentiert.*

## 1. A terület rövid földtani áttekintése

A medence területe az egész óharmadkorban szárazulat volt. E hosszú szárazföldi periódus után kezdett tért hódítani a miocén tenger, a hegységet azonban sohasem tudta egészen elborítani. A Mecsek közepén kiálló szigetét mintegy körülölelte, s annak öbleibe behatolva paralikus mocsárerdők kifejlődését tette lehetővé. A barnakőszéntelepés édesvízi rétegsoron belül a torton emeletben több műre való telep fejlődött ki, fás, földes-agyagos barnakőszén (lignit) formájában. A széntelepeket beágyazó kőzetek főleg márgákból és ezek homokos kifejlődéséből állnak. A széntelepés rétegsor fedője torton tengeri kövületeket tartalmazó agyagos homok, amely a tenger előrenyomulását jelzi. Erre rakódnak a szarmata csökkent sósvízi cardiumos – cerithiumos márgái. A szarmata üledékeket ezenkívül mészkövek, mészmárgák, homokkövek és alárendelten agyagok képviselik. (A széntelepés összlet feküjét tortonkorú lajtamészkövek alkotják. A helvét és torton emelet tengeri rétegei között helyenként dacittufa betelepülés is megfigyelhető.)

A széntelepek a szarmata emelet után bekövetkezett attikai és rhodáni hegységképző fázisok hatására elég erősen meggyűrődtek. Erre a meggyűrődött rétegsorra nyomult rá a pliocén beltenger, amelynek rétegei egy kisebb megbillenéstől eltekintve már nem szenvedtek a hegységképző fázisok hatásától. A telepeket vízszintesen ható erők ÉK–DNY csapású redőkbe gyűrték. A redők mellett ÉNY–DK irányú kisebb-nagyobb vetők is előfordulnak.

## 2. Mélyfúrási geofizikai szelvényezés a barnakőszénterületen

Az eddig szelvényezett fúrások zöme – eltekintve a keleti részre eső két perspektivikus és egy vízkutató jellegűtől – a Hidas–Dél kutatási területre korlátozódott. A fúrólyukak a két perspektivikus kivételével általában kis mélységűek voltak.

A mélyfúrási geofizikai eljárások felhasználhatóságát tanulmányozva, először az egyes kőzetfélések jellegzetes geofizikai paramétereit kell megismerni.

a) Az SP szelvényen a barnakőszéntelepek az agyagmárgavonalnak megfelelő értékkel jelentkeznek, emiatt a telepek a beágyazó márgáktól nem

különíthetők el. A SP görbéknek a telepese rétegsorban előforduló erősen homokos agyagmárgák, valamint a szarmata emelet agyagmárgái közé települő mészkövek és meszes homokkőfeleségek kimutatásában van nagy szerepük. Ezen kívül a rétegazonosításban is alkalmazhatók.

b) A barnakőszéntelepek látszólagos fajlagos ellenállása 5–20 ohm m között változik az agyagosságtól függően. Tapasztalati megfigyelések szerint a látszólagos fajlagos ellenállásgörbékből következtetni lehet a széntelepek agyagosságára, amelyet általában az oldalfalminták is alátámasztanak. Így pl. az 1. ábra „a” és „f” telepei erősen agyagosak, ami az alacsony fajlagos ellenállásértékekben is kifejezésre jut (10, ill. 5 ohm m). Ugyanakkor viszont a jobb minőségű telepek – 1. ábra „b”, „c” – nagyobb fajlagos ellenállásértékekkel jelentkeznek (20, ill. 65 ohm m), azonban még ezek sem választhatók el egyértelműen a beágyazó kőzetektől.

A széntelepeket beágyazó márgák látszólagos fajlagos ellenállása a homokszennyeződés mértékétől függően 5–30 ohm m között változik. A tömör homokos márgák, valamint a kövülethéjpadok fajlagos ellenállása a 40 ohm m-t is meghaladhatja. A fedő és fekükkőzetek igen változatos fajlagos ellenállásértékekkel jelentkeznek. A legnagyobb fajlagos ellenállást a mészkövek, különösen a feküt alkotó lajtamészkövek képviselik, néha többszáz ohm m-t is elérő értékkel. Igen szembetűnő ez a 2. ábra esetében. Az ellenállás-szelvények a meddőkőzetek közettani felosztásában, valamint a réteggörbékkel játszanak nagy szerepet.

c) Természetes gammaaktivitás szempontjából a barnakőszéntelepek inaktívnak mondhatók. A viszonylag nagyobb gamma-anomáliával jelentkező széntelepek erősen agyagosak. A telepekből vett oldalfalminták a görbékkel teljes mértékben igazolták. Ebből tehát az a következtetés vonható le, hogy a széntelepek viszonylagos agyagtartalmáról a természetes gamma-szelvény adataiból felvilágosítás nyerhető. Érdekes, hogy – eddig nem tisztázott ok miatt – egyes torton és szarmata mészkövek, ill. homokos képződmények magas természetes gamma-anomáliával jelentkeznek. A terület fúrásainak eddigi legnagyobb természetes gamma-anomáliái – a fedőmárgák esetében figyelhetők meg, amelyek a beágyazó agyagmárgák aktivitásának a hatnyolcszorosát is elérik. A mészkövek és mészmárgák általában inaktívak. Az erősen homokos agyagmárgák a széntelepek gamma-szintjeinek megfelelő értékkel jelentkeznek, mely felhasználható a rétegazonosításnál.

d) Tekintve, hogy a hidasi területen a széntelepek és a meddőkőzetek sűrűségkülönbsége 0,9–1,2 g/cm<sup>3</sup>, a  $\gamma$ - $\gamma$  eljárás eredményes alkalmazására lehetőség nyílt. A módszert 1958 őszén vezettük be.

A felvételeket 100 mC névleges erősségű Co-60-as izotóppal, 25 cm vastag ólomárnyékolás mellett készítettük. A szonda optimális hosszát az itt használatos lyukátmérőknek megfelelően – rövid kísérletsorozat után – 60 és 75 cm-re választottuk. A 113 mm-es és annál kisebb átmérőjű fúrásokban a 60 cm-es, míg az ennél nagyobb lyukátmérők esetén a 75 cm-es szondahosszat alkalmaztuk.

A módszer felhasználhatóságáról a következők mondhatók. A jellegzetes gamma-gamma anomáliák az esetek többségében széntelepekkel kapcsolatosak. A nagyvastagságú telepek anomális hatása szembetűnő, de a kisvastagságú telepek is legtöbbször egyértelműen elkülöníthetők. Egyes esetekben a szondahossznál kisebb vastagságú telepek nem jelentkeznek elég élesen. (Pl. az 1. ábra B szakaszán a „b” telep három vékony padja a szelvényen

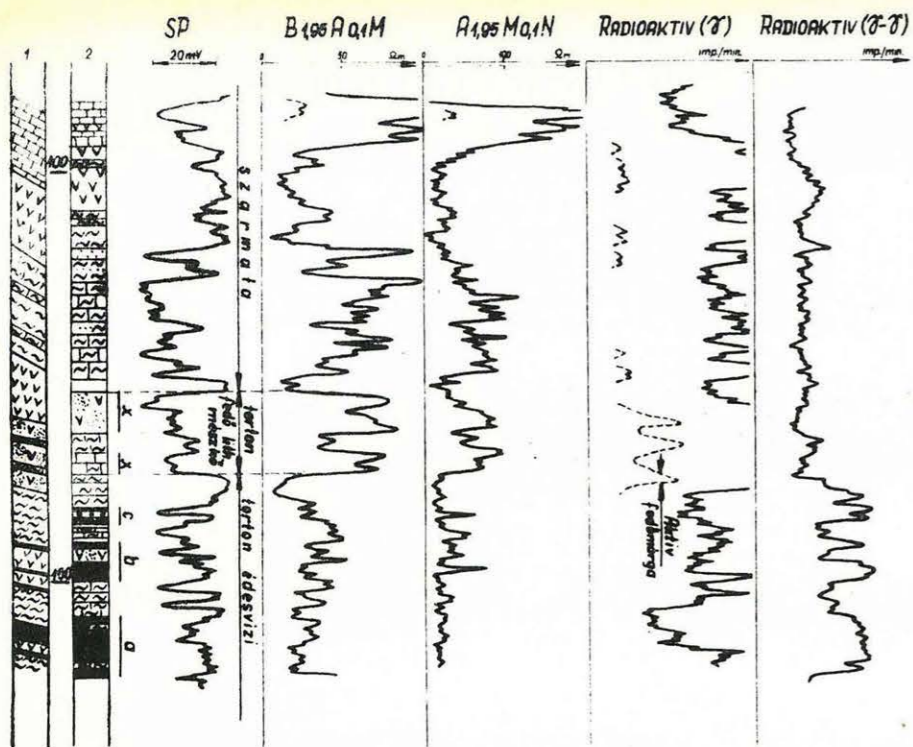
egy vastagabb telepként adódik. A kérdést itt is oldalfalmintavétellel döntöttük el.) A gamma-gamma szelvények kedvező esetben telepazonosításra is felhasználhatók. A terület egyik fúrásában kísérleti jelleggel neutron-gamma mérést is végeztünk, de a fúróluk rossz állapota miatt a széntelepeket nem tudtuk vizsgálni.

### 3. A rétegazonosítási lehetőségek vizsgálata

A korreláció lehetőségét vizsgálva abból a feltételből kell kiindulnunk, hogy kis távolságon belül ugyanazon rétegnek, ugyanazon települési viszonyok mellett geofizikai paraméterei nem változnak meg lényegesen. Tehát ha egy területen van geológiai rétegazonosítás, akkor geofizikai rétegazonosítást is lehet végezni. A feladat legjobban a karottázsgörbék segítségével oldható meg. Ha ugyanis egy terület előre megszokott kifejlődését a geofizikai szelvényeken nyomon tudjuk követni, akkor az is szembevetjük, ha ez a kifejlődés hirtelen megváltozik [7]. Ily módon tehát a geofizikai szelvények összehasonlításából rendszerint megmutatkoznak a tektonikai diszlokációk (vetődések, gyűrődések, lepusztulások stb), egyszóval pontos földtani metszetek készíthetők. Csupán azt kívánjuk példákon bemutatni, hogy a rétegek azonosítása a geofizikai szelvények alapján, a hidasi barnakőszénterületen is elvégezhető.

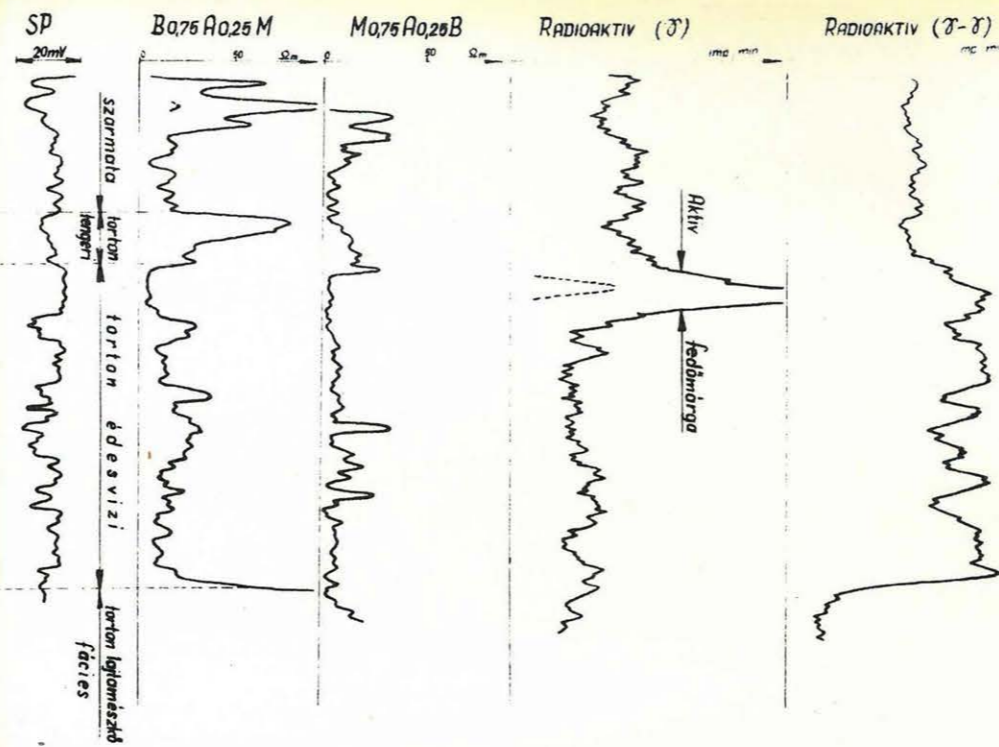
Az 1. ábrán egy antiklinális szárnyában mélyített három egymáshoz közelfekvő fúrás rétegsorai és geofizikai szelvényei láthatók. Alulról felfelé haladva a rétegsorokon a következő megfigyelések tehetők. A fekély lajtamészko feletti vékony márgapadra először az „a” telep következik, amely a radioaktív szelvények jellege alapján korrelálható. A telepek középső részének agyagosabb volta is szépen jelentkezik a természetes gamma szelvényeken. Az elektromos görbék itt nem eléggé jellegzetesek. Néhány méter meddő után a három részből álló „b” telep következik, amelynek azonosítását a telep alsó részébe beágyazott kövületes pad teszi lehetővé, mivel az a PS és az ellenállásgradiens szelvényen mindhárom fúrásban jellegzetes maximummal jelentkezik. További meddőbetelepülés után a „c” telep két padja látható. Ezek korrelálása a B és C ábrán az elektromos és radioaktív felvételek, míg A ábrán („b” telep kivételével) csak a gamma-gamma szelvények alapján végezhető el. Megjegyezzük, hogy az A ábrán látható fúrás rétegsora eltér a másik kettő megszokott rétegsorától, ami az elektromos görbék eltérő jellegében is kifejezésre jut. Többek között a torton tengeri fáciesű fedőhomokok helyett, a torton fedő lithotaniumos mészkő fácies jelenik meg. Tovább haladva felfelé a B, C ábra rétegsorán, a „d” „e” és „f” telepek következnek, amelyek az elektromos és radioaktív szelvények hasonlósága alapján azonosíthatók. (L. a „c” és „f” telep közötti szakasz PS, ellenállás és gamma-gamma felvételeit. Az A ábrán ezek a telepek lepusztulás következtében hiányoznak.)

Az A ábrán a „c”, a B és C ábrán az „f” teleppel a széntelepés rétegsor befejeződik. Így a korreláció alapján le tudjuk vonni azt a következtetést, hogy a lepusztulási időszak az édesvízi és a csökkent sósvízi fácies között következett be. A „c” ill. „f” telepek csökkent sósvízi fáciesű fedőmárgáinak azonosítását az teszi lehetővé, hogy ezek mindhárom fúrásban jellegzetes természetes gamma anomáliával jelentkezik. A fedőmárgák és a rájuk települő agyagoshomokok az elektromos felvételek alapján is korrelálhatók, ill. egymástól elkülöníthetők. Ebből a földtan számára fontos következtetés vonható le; a széntelepés rétegsor csupán a geofizikai szelvények alapján a

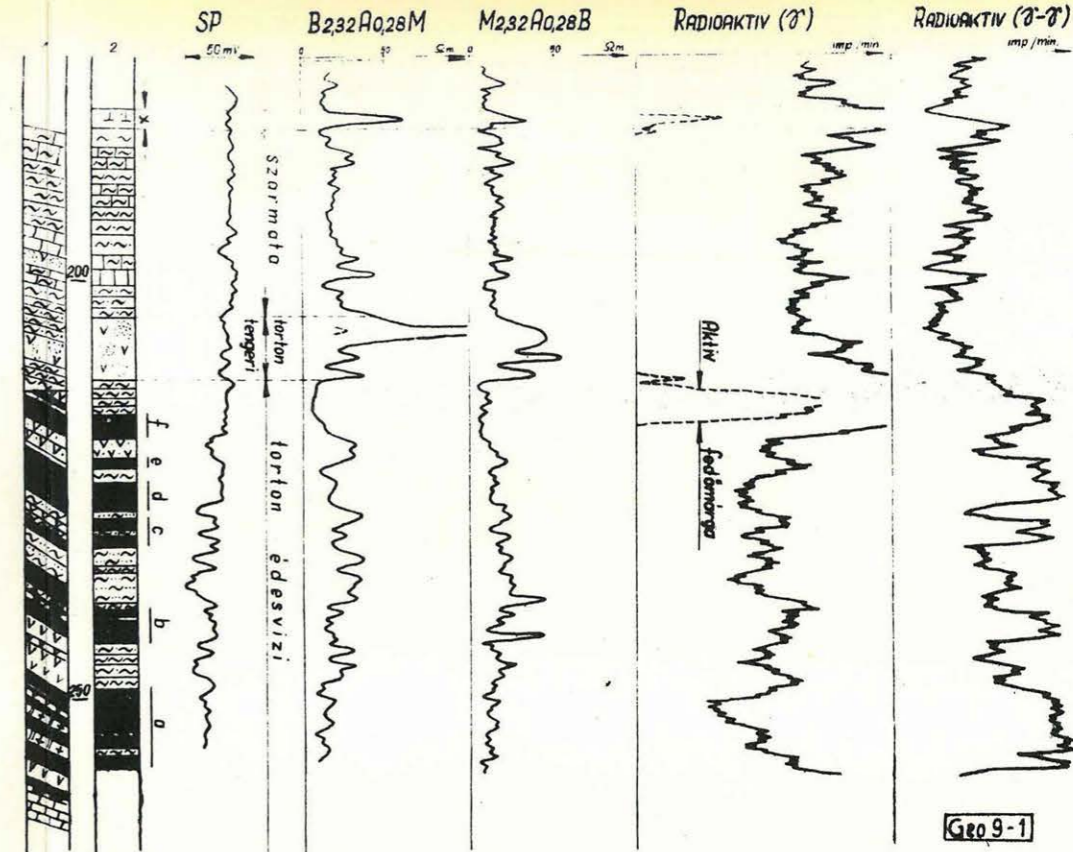


1 Fürs-földtani szelvény  
2 Carottage-földtani szelvény

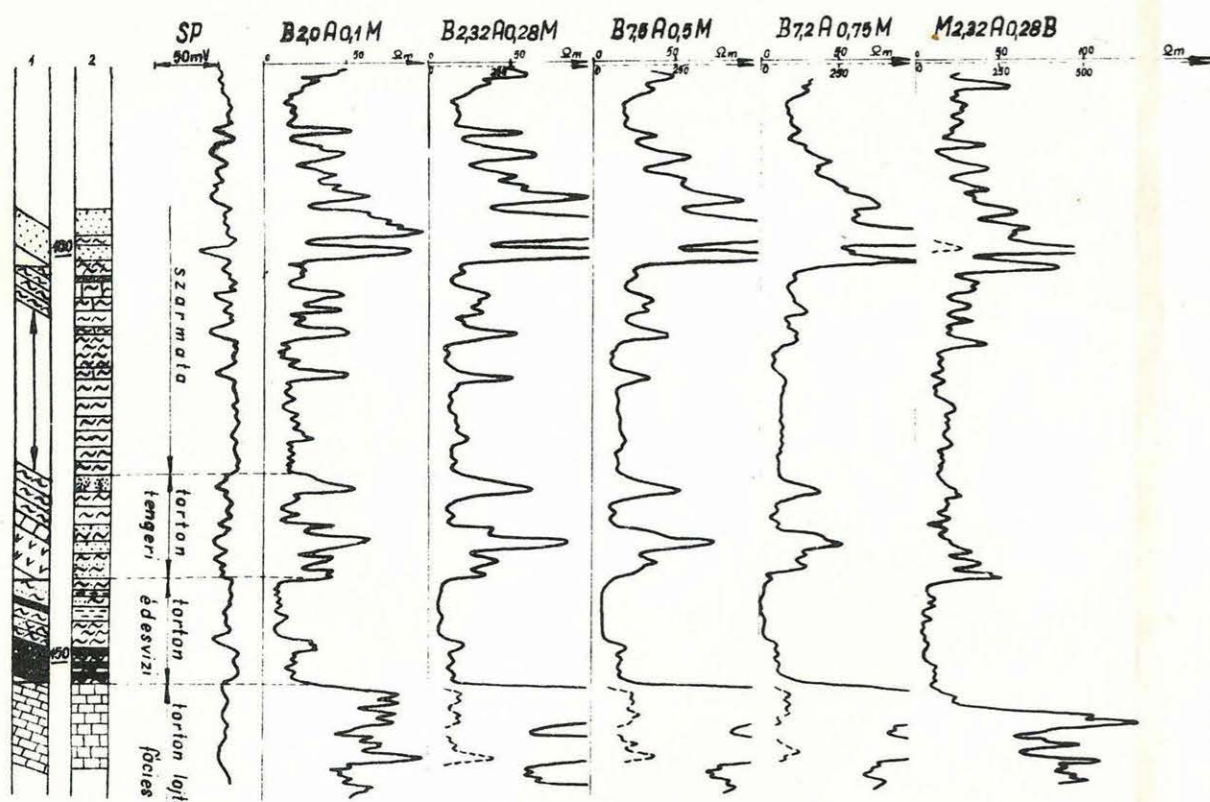
A



B

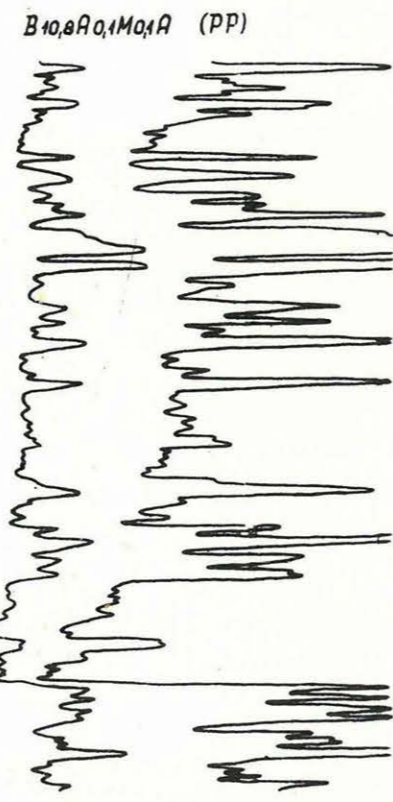


C

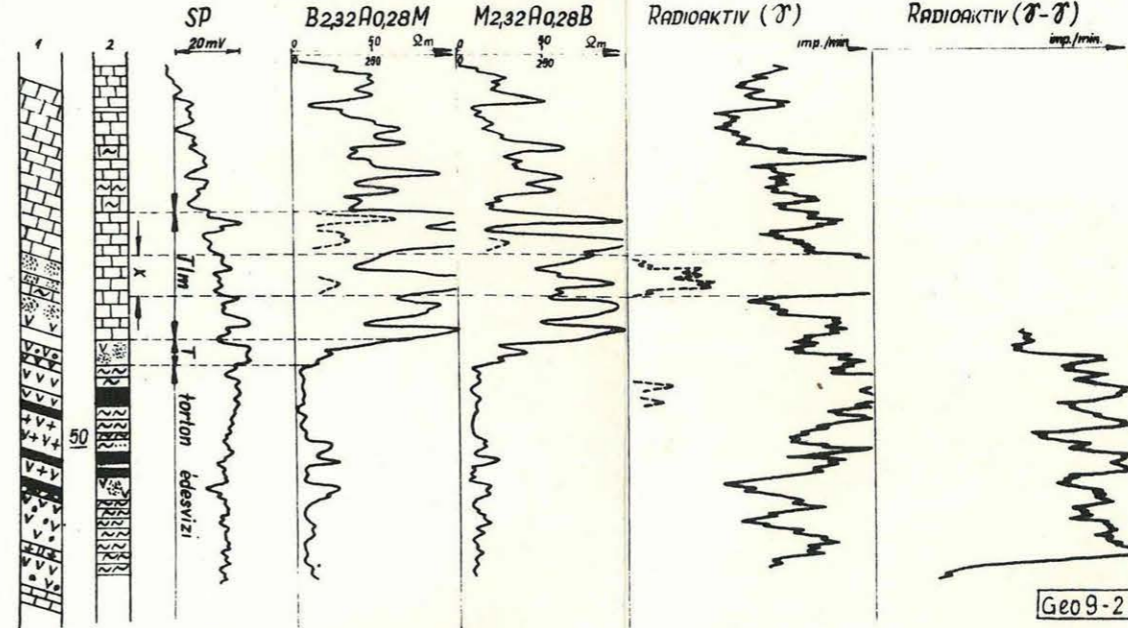


A

1 Fürs-földtani szelvény  
2 Carottage-földtani szelvény



B



T = torton tengeri  
Tim = torton fedő lithotamniumos mészkő fácies

fedőkőzetektől elválasztható, valamint az édesvízi, a csökkent sósvízi és tengeri fácies, továbbá a torton és szarmata emelet határa kijelölhető.

A 2. ábra A része ugyancsak egy a délhidasi területen mélyített fúrás geofizikai szelvényeit tünteti fel. Az A fúrásban — amely az 1. ábra. A, B, C. szelvénye mentén, A, B. között helyezkedik el, radioaktív mérés nem történt, mivel a szelvényezés a kutatás kezdeti szakaszára esett.

Alulról felfelé haladva a rétegsoron a nagyellenállású fekü lajtmészko szépen elválasztható az édesvízi összlet kis ellenállású agyagmárgáitól. Az édesvízi rétegsorra települő nagyobb ellenállású torton fedőhomokok is jól elkülöníthetők a márgáktól. A széntelepes csoport kifejlődése itt jóval vékonyabb, mint pl. az 1. ábra fúrásainak bármelyikén.

Az elektromos szelvényeket az 1. ábra B, C szelvényeivel összevetve, kétségtelen hasonlóság állapítható meg. Ennek alapján a torton emelet fáciesei, valamint a torton és szarmata emelet határa a radioaktív felvételek nélkül is kijelölhetők.

A széntelepek azonosítása (pl. 1. ábra B, C telepeivel) a felvételek alapján nem végezhető el, bár valószínű, hogy az alsó három szénpad a „d” míg a két széncsíkos agyagmárgaréteg az „e” és „f” teleppel vehető azonosnak.

#### 4. Összefoglalás

a) Az SP módszer bár a széntelepek kimutatását nem segíti elő, azonban a meddőkőzetek szétválasztásában, valamint a rétegazonosításban betöltött szerepére való tekintettel a fontosabb és továbbra is alkalmazandó eljárások közé sorolható.

b) A látszólagos fajlagos ellenállásmérés a települési mélységek és telepvastagságok egyértelmű indikálását — a széntelepek és a beágyazó kőzetek azonos elektromos jellege miatt — nem teszi lehetővé, de a fedő és fekü kőzetek közettani felosztásában, valamint a réteggörrelációban vitt nagy szerepére való tekintettel, mint fontos kutatómódszer ezután is alkalmazásra kerül.

c) A természetes gamma módszer a széntelepek és a beágyazó, erősen homokos képződmények inaktív volta miatt a telepek kijelölésére nem alkalmazható. Tekintettel az esetleges sugárzó anyag felhalmozódásokra, továbbá kvalitatív vizsgálatokra és görrelációs célokra való jó használhatóságára, ez a módszer is fontos kutatóeljárásnak tekintendő és a jövőben is alkalmazandó.

d) A gamma-gamma módszer mint a széntelepek egyértelmű indikálására — kedvező esetben telepazonosításra is — alkalmas legfontosabb eljárásnak tekinthető. Hátránya, hogy a meddőkőzetek felbontását nem teszi lehetővé, valamint a jelenleg használatos technikai megoldás mellett a szondahossznál kisebb vastagságú telepeket nem jelzi elég élesen. Ezért csak a többi módszerrel együtt kerülhet alkalmazásra.

e) Az egész mérés-komplexum együttes figyelembe vétele mellett a földtani emelet és fáciesek határai megadhatók, valamint a rétegek azonosíthatók.

#### IRODALOM

- [1] Dr. Wein György: A mecseki szénvagyon keletkezése. Kézirat.  
[2] Dr. Vendel Miklós: Történeti földtan. Felsőoktatási Jegyzetellátó Vállalat, Budapest  
[3] Sz. G. Komarov: A kőolajkutak vizsgálatának geofizikai módszerei. Moszkva — Leningrád, 1952. fordítás.

- [4] *Dr. Sebestyén Károly*: Vizsgálatok kőszenek minőségi paramétereinek mélyfúrási geofizikai módszerekkel történő meghatározásához. Magyar Geofizika 1 – 2. Budapest, 1961.
- [5] *G. M. Voszkobojnyikov és L. L. Gyejev*: Szénkutató fúrások sűrűségsvényezése. Fordítás
- [6] *Fabiáncsics László*: A mélyfúrási geofizika lehetőségei a Nógrád – Borsodi szénmedencében. Bányászati Lapok, 1960. 10. sz.
- [7] *Fabiáncsics László*: Az észak-magyarországi barnakőszénterület geofizikai kutatása. Magyar Geofizika 1. 2. Budapest, 1961.
- [8] *I. A. Garkalenko*: Vüdelénie ugolnüh plasztov i opredelénie ih mosnoszti po gamma-gamma karotúzsú. Prikladnaja Geofizika. Vüpuszk 25. 234 old.

# Kísérletek a hőmérsékletméréssel történő cementpalást-magasság kimutatásának optimális idejére

M Á R H O F F E R J Ó Z S E F

*A dolgozat részletesen vizsgálja a termikus szelvényezésnek a cementpalást elhelyezkedésére való alkalmazását. Megállapítja a mérések elvégzésének optimális feltételeit.*

*В работе подробно рассматривается вопрос о возможности применения термического каротажа для определения высоты подъема цементного кольца. Обсуждаются оптимальные условия проведения измерений.*

*Durchführlich erläutert der Verfasser die Anwendbarkeit der Thermischen Bohrlochmessungen im Gebiet der Bestimmung der Zementhüllenhöhe. Es werden die optimalen Messbedingungen bestimmt.*

1960-ig az Alföldi Kőolajfúrási Üzemnél a cementpalást magasságának kimutatására egyetlen módszerként a cementhőmérsékletmérést alkalmaztuk. Ez a módszer azon alapszik, hogy a cement kötésének folyamatát meghatározott mennyiségű hőfelszabadulás kíséri. A kialakult gyakorlat alapján méréseinket a cementezés után általában 18–24 órával végeztük. Az idevonatkozó szakirodalom is ezt a mérési időintervallumot jelöli meg optimálisnak. Gazdasági szempontból ez minimum két műszak-berendezés munkaidő kiesést jelentett. Kifogások merültek fel ez idő alatt felvett cementhőmérséklet mérések minősége ellen is. Egyes területeken, különösen magas hőmérsékletű mélyfúrásokban (pl. Furta-Zsáka, Kaba), ismételt mérések ellenére sem sikerült a cementpalást jelenlétére vonatkozóan megbízható adatokat szerezni.

1960-ban, egyrészt a fúróberendezések állásidejének csökkentése, másrészt pedig a cementpalást mérések eredményesebbé tétele céljából bevezettük a radioaktív izotópos cementezést. Ennél a módszernél a cementkeverés kezdetén nyomjelzőként vízben jól oldódó radioaktív izotópot adagoltunk a cementhez. A módszer előnyei a következők:

1. ha az adagolt radioaktív izotóp felezési idejét megfelelő nagynak választjuk, akkor gyakorlatilag a cement elhelyezése után a cement jelenlétét bármely időpontban mérni és regisztrálni lehet,

2. elvileg a cementpalást jól kimutatható magashőmérsékletű, nagymélységű fúrólukban is,

3. a másodlagos cementezéseknél használt kis mennyiségű cementek is jól meghatározhatók.

1961. évben a radioaktív izotópok alkalmazásával igen szép eredményeket értünk el. Az év folyamán az összes cementezések kb. kétharmad részét végeztük radioaktív izotóppal. Ennek eredményeképpen a cementezések utáni várakozási időt az átlag 18 órától 5 órára átlagra csökkentettük. Lényegesen javult a cementpalástok pontos kimutatásának eredményessége is. A radioaktív izotópok alkalmazása a mélyfúrásoknál az említett előnyök mellett igen sok műszaki problémát is okozott. A legfontosabb ezek közül a radioaktív műszerhez tartalékalkatrészek beszerzési problémája. Ismeretes, hogy

ezeket a speciális műszereket a Szovjetunióból szerezzük be. Az 1960. év elején el voltunk látva különböző típusú és méretű 80 C°–100 C°-on üzembiztosan dolgozó radioaktív lyukműszerekkel. A megfelelő műszer és pótalkatrész utánpótlást azonban ezideig sem sikerült megszervezni. A jelenlegi rossz műszerparkunk következménye az, hogy az 1962. évben a cementezéseknek már csak kb. egyhatod részét végeztük izotópos módszerrel. Igen gyakran az izotóppal szennyezett cementpalástokat is hőmérsékletméréssel határoztuk meg a radioaktív lyukműszerek üzemképtelen volta miatt. Egyes esetekben pl. felszínhez közel elhelyezett cementpalástok cementezésénél, biztonsági okokból, nem alkalmazhatók radioaktív izotópok. Más esetekben hőmérsékletméréssel gazdaságosabban ugyanaz az eredmény elérhető, mint izotóp alkalmazásával. Ezenkívül meg kell még jegyezni, hogy amíg az izotópos cementmérési módszer csak a cement jelenlétéről ad felvilágosítást, addig a hőmérsékletméréssel végzett módszer a cement kötését regisztrálja, tehát bizonyos mértékig a cementpalást minőségére is választ ad.

A felsoroltakból látható, hogy célszerű a cementhőmérséklet mérések elvégzésével behatóbban foglalkozni.

1962. év kezdetére világosan állt előttünk az a feladat, hogy egyrészt a cementhőmérséklet méréseknél lehetőségek szerint csökkentjük a cementezéstől a mérés megkezdéséig terjedő várakozási időt, másrészt határozzuk meg területenként azt a mélységet (maximális hőmérséklet), amelynél a cementpalást még egyértelműen kimutatható hőmérséklet méréssel. Ezek figyelembevételével oldottuk meg 1962-ben a megnövekedett számú cementhőmérséklet méréseket. A különböző területeken – a sajátos körülmények figyelembevételével – fokozatosan a 18 órás várakozási időt 15, majd 12 órára, néhány esetben ennél is kisebbre csökkentettük.

Ilyen módon egyes területeken szép eredményeket értünk el. Megállapítottuk, hogy Hajdúszoboszló közvetlen környékén a 400–800 m között elhelyezkedő cementpalást-tető a cementezés után 7–9 órára jól kimutatható. A demjéni területen pedig 6–8 órára végzett mérések is teljesen megbízható eredményt adnak.

A jó mérési eredmények mellett számos bizonytalan és eredménytelen mérést is végeztünk. Ezek azt igazolják, hogy a cementhőmérséklet mérést sok olyan tényező befolyásolja, melyeket kiküszöbölni, illetve figyelembe venni ilyen körülmények között lehetetlen. A probléma megoldására szükségszerű a cementkötés mechanizmusának vizsgálata.

Erre kétféle lehetőség kínálkozott:

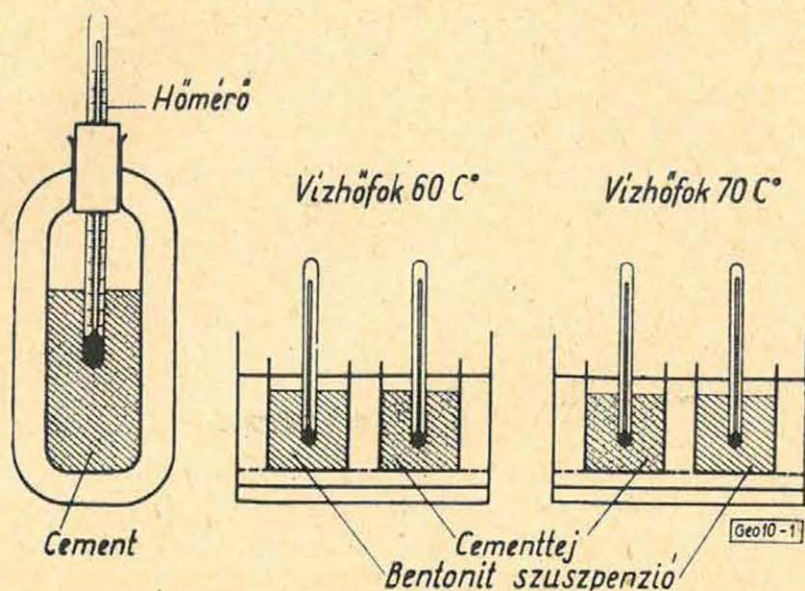
- a) a jelenség matematikai leírása és megoldása,
- b) a laboratóriumi modellezés.

A jelenség matematikai leírása és megoldása igen bonyolult. Tételezzük fel, hogy a cement bekeverése pillanatától kezdődően időben változó mennyiségű hőt bocsát ki. Ez a cement a béléscsőön keresztül növekvő hőmérsékleti viszonyok között jut le a talpra, ott megfordul, majd a béléscső és a lyukfal közötti gyűrűs térben csökkenő hőmérsékleti viszonyok között jön fel a kívánt magasságra. Mi a gyorsabb eredmény elérése érdekében hozzá láttunk a laboratóriumi modellezéshez.

A jelenség laboratóriumi modellezéséhez szerény eszközök álltak rendelkezésünkre.

Két kísérletsorozatot hajtottunk végre.

Az első sorozatnál feltételeztük, hogy a különböző rétegek, továbbá a fűróiszap és a cementtej igen rossz hővezetők. Ennek igazolására számítást végeztünk (1). A számítással megállapítottuk, hogy a  $8\frac{1}{2}$ " fűrólyukban a  $20\text{ C}^\circ$  hőmérsékletű iszap,  $70\text{ C}^\circ$  réteghőmérsékletnél – azaz környezetnél – 35 óra múlva melegszik fel  $60\text{ C}^\circ$ -ra és csak 55 óra múlva  $65\text{ C}^\circ$ -ra.



1. ábra

Kiindulásunk első lépéseként feltételeztük, hogy a cementtej a környezettől teljesen el van szigetelve, azaz a környezettől nem vesz fel és a környezetnek nem is ad le hőt.

Első kísérleti eszközünk egy Dewar-féle edény volt, melyben 400 g tatabányai 600-as portland cement és 200 g víz keverékét tettük. Ennek közepére egy  $0-100\text{ C}^\circ$  mérési határral rendelkező,  $0,1$  fok beosztású hőmérőt helyeztünk (1. ábra). A cementtej és a környezet hőmérséklete a bekeverés pillanatában  $25\text{ C}^\circ$ , a leolvasás időköze 5 perc, pontossága pedig  $0,1\text{ C}^\circ$  volt. A kapott eredmény grafikus ábrázolása a 2. ábrán látható.

Az így kapott adatok értelmezése nehézkes. A görbe legjellemzőbb pontja, a maximum, csak annyit mond, hogy 14 óra 30 perc elteltkor a Dewar-edény annyi hőt adott le, mint amennyi hidratációs hőt a cement termelt. Célszerű az adatok segítségével az időegység alatt kiváló hőmennyiséget kiszámítani és az idő függvényében ábrázolni.

$$Q = (t_1 - t_2)C \cdot m; \quad (1)$$

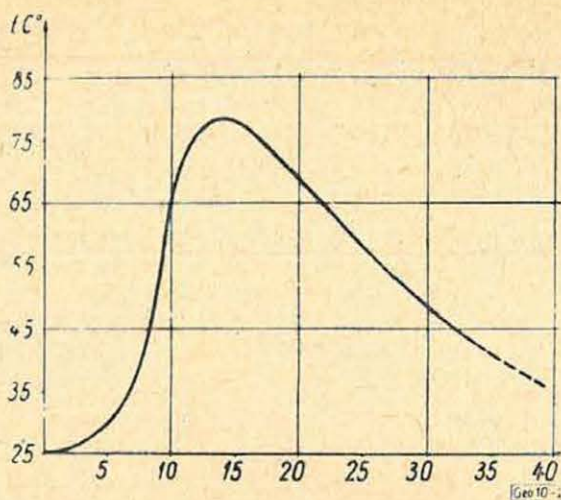
ahol  $Q$  az időegység alatt kiváló hőmennyiség (az időegységet  $\frac{1}{4}$  órának választottuk;  $\tau = \frac{1}{4}$  óra);

$C$  a 400 g cement + 200 g víz keverékének fajhője, melyet a következőképpen számítottunk ki:  $C_v$  a víz fajhője =  $1\text{ Kkal/kg C}^\circ$ ;  $C_c$  a cement fajhője =  $0,28\text{ Kkal/kg C}^\circ$ ;

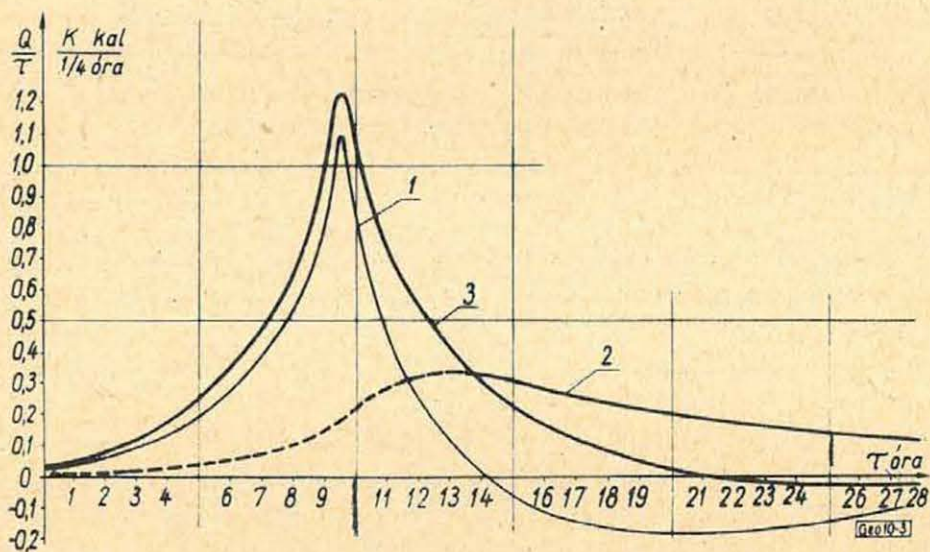
$$C = \frac{2C_c + C_v}{3} = 0,52\text{ Kkal/kg C}^\circ$$

$m$  a cement + vízkeverék tömege =  $0,6\text{ kg}$ ;

$$mC = 0,312\text{ Kkal/C}^\circ$$



2. ábra. Kötésben levő cement hőmérsékletváltozása a Dewar-féle edényben



3. ábra. A kötésben levő cement időegység alatt kiváló hő mennyisége

1. Dewar-edényben időegység alatt kiváló hőmennyiség görbéje
2. Dewar-edény hőleadásának ellenkező előjelű görbéje
3. Időegység alatt kiváló korrigált hőmennyiség görbéje

$(t_1 - t_2)$  a cement + vízkeverék  $\frac{1}{4}$  óra alatt keletkezett hőmérséklet különbsége.

Az így kapott  $Q = f(\tau)$  függvény (3. ábra, 1. görbe) jellemző pontja már világosan mutatja, hogy adott körülmények között a maximális hőkiválás 9 óra 30 perckor van.

Mivel a Dewar-edény nem tökéletes hőszigetelő, bizonyos hőelvezetéssel rendelkezik (ez a 2. ábrán is látható). A hőleadás torzítja az időegység alatt kiváló hőmennyiség görbéjét. Ezt a torzítást fejezi ki a 3. ábra görbéjének negatív előjelű része.

Azért, hogy korrigálni tudjuk a Dewar-edény hőelvezetéséből származó torzulást, a következő mérést kellett elvégezni: A Dewar-edényben a cement maximális hőmérsékletének és fajhőjének megfelelően  $78,5^\circ\text{C}$  hőmérsékletű és  $312\text{ g}$  tömegű vizet helyeztünk el (ahol  $mC = 0,312\text{ Kkal (}^\circ\text{C)}$ ).

Az előbbi eljárással analóg módon, 25 C° hőmérsékletű környezetnél 5 percenkénti leolvással meghatároztuk a Dewar-edényben a víz hőmérséklet változását.

A folyamat a környezet és a rendszer hőmérséklet-különbségétől függ. Az időegység alatt leadott, ellenkező előjelű hőmennyiség az idő függvényében ábrázolva a 3. ábrán látható (2. görbe jobboldali ága). Hasonló módon számítjuk ki és szerkesztjük meg a korrekciós görbe baloldali ágát is (szaggatott vonal).

A két görbe összegezéséből (1. és 2. görbék) megkapjuk a cement időegység alatti hőkiválási görbéjét (3. görbe). Az eredő görbének természetesen nem lenne szabad már hőleadást ábrázolni. A kapott hőleadás a korrigálás pontatlanságából származik. Azt ábrázolja, hogy milyen hiba terheli az eredő görbét.

A kapott görbe egy harang-görbe, melyből megállapítható, hogy a cement hőtermelése az adott körülmények között 21 óráig tart és, hogy a harang-görbe szimmetriatengelye 9 óra 30 perckor metszi az időtengelyt, vagyis ekkor mutatkozik a maximális hőkiválás.

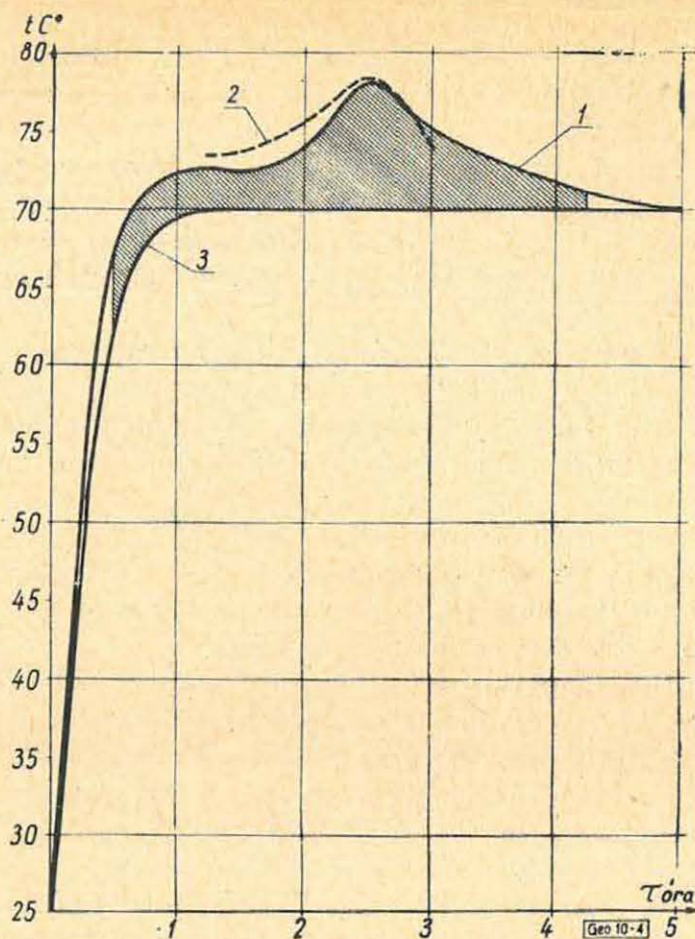
Arra az esetre tehát, melyre feltételezzük, hogy a cement a környezetétől teljesen el van szigetelve, célszerű a hőmérséklet-mérést a cementezéstől számított 9 óra 30 perc eltelte után végezni, figyelembe véve azt, hogy a hőmérséklet-mérés béléscsőben levő fúróiszapban történik, amelyet a kivált hőmennyiségnek még fel kell melegítenie. A kísérletet megismételtük 60 C°-on induló cementtej hőmérséklettel is (1. táblázat). Ebben az esetben a cement hőkiválása 10 óráig tartott, a maximális hőkiválás pedig 5 óránál mutatkozott. A kísérletből látszik, hogy a cementtej induló hőmérséklete lényegesen befolyásolja a hőmennyiség kiválásának időbeli folyamatát. Gyakorlati viszonyok között azonban a cementtej induló hőmérséklete sohasem haladja meg a 25 C°-ot, ezért részünkre az első kísérlet eredményei az irányadók.

1. táblázat

A kötésben levő cementhőmérséklet változása Dewar-féle edényben

(400 g cement + 200 g víz; cementtej induló hőmérséklete 60 C°; környezet hőmérséklete 25 C°)

Nº	$\tau$ óra, perc	t C°	Nº	$\tau$ óra, perc	t C°	Nº	$\tau$ óra, perc	t C°
1	0	60,0	19	4,30	80,2	37	9,0	99,0
2	0,15	59,4	20	4,45	82,7	38	9,15	98,8
3	0,30	58,8	21	5,0	84,9	39	9,30	98,6
4	0,45	58,4	22	5,15	87,1	40	9,45	99,2
5	1,0	58,2	23	5,30	89,1	41	10,0	97,8
6	1,15	58,0	24	5,45	91,0	42	10,15	97,4
7	1,30	57,8	25	6,0	92,8	43	10,30	96,9
8	1,45	57,6	26	6,15	94,4	44	10,45	96,4
9	2,0	57,5	27	6,30	95,4	45	11,0	95,9
10	2,15	57,6	28	6,45	96,3	46	11,15	95,4
11	2,30	58,0	29	7,0	97,0	47	11,30	94,9
12	2,45	58,6	30	7,15	97,5	48	11,45	94,3
13	3,0	59,9	31	7,30	97,9	49	12,0	93,7
14	3,15	61,7	32	7,45	98,2	50	12,15	93,1
15	3,30	64,0	33	8,0	98,5	51	12,30	92,5
16	3,45	67,6	34	8,15	98,7	52	12,45	91,9
17	4,0	73,0	35	8,30	98,9	53	13,0	91,3
18	4,15	77,0	36	8,45	99,0			



4. ábra. A kötésben levő cement hőmérsékletváltozása 70 C° termosztátban

1. A cement hőmérsékletváltozás görbéje
2. Ismétlés megváltoztatott geometriai rendszerrel
3. Bentonit-szuszpenzió felmelegedési görbéje

A második kísérlet sorozatnál a kísérlet eszközéül termosztát, 2 db 90 mm átmérőjű alumínium edény és 2 db hőmérő szolgált.

Itt minden irányú térbeli hővezetést tételeztünk fel. Az egyik edénybe 400 g cement + 200 g víz keverékét, a másik edénybe pedig 400 g bentonit + 200 g víz keverékét helyeztük el és mindkét edényt 70 C°-ra hevített automatikusan szabályozott vízfürdőbe tettük.

A bentonit és vízszuszpenzió keverési arányát kísérletekkel határoztuk meg. A megválasztott bentonitkeverék hővezetőképessége azonos geometriai viszonyok mellett megfelel a cement hővezető-képességének (2. táblázat).

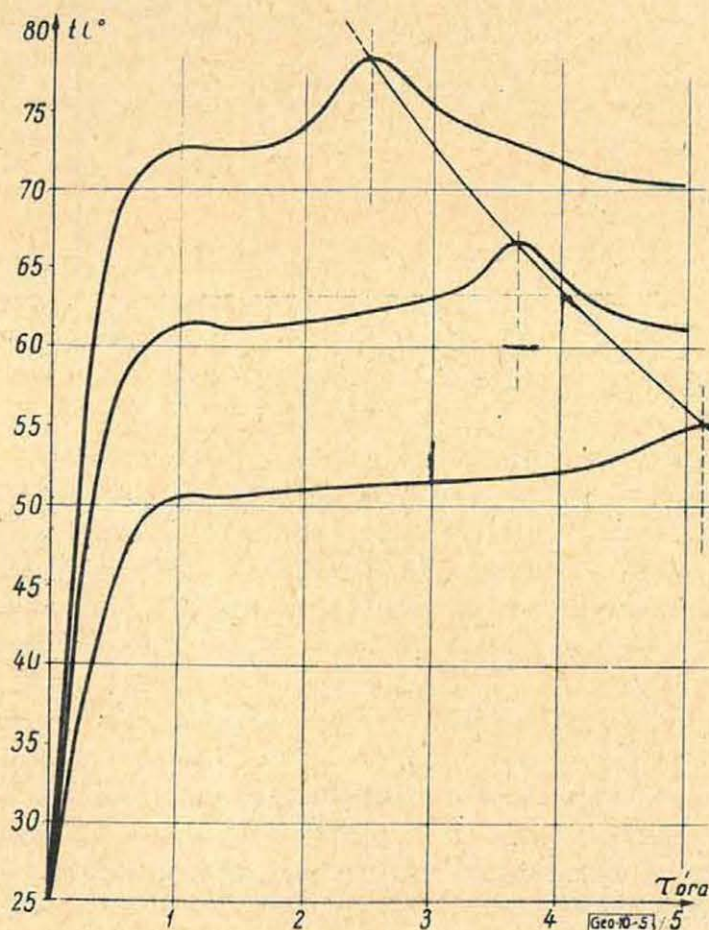
2. táblázat

A cement és a bentonit + víz azonos hővezető képességének igazolása hűtéssel

№	τ óra, perc	t C°	
		cement	bentonit
1	0	60,4	60,5
2	0,05	57,0	57,0
3	0,10	53,6	53,7
4	0,15	51,0	51,1
5	0,20	48,3	48,4
6	0,25	46,4	46,5

A cement + víz és a bentonit + víz keverékébe helyezett hőmérők leolvasása 5 perces időközökben történt, 0,1 C° pontossággal. A kapott eredmény a 4. ábrán látható. Az ábrából megállapítható, hogy a cement hőtermelése már az első negyedóra után megkezdődik és félóra múlva eléri a környezet hőmérsékletét. Ugyanakkor a bentonit hőmérséklete csak másfél óra múlva áll be a termosztát hőmérsékletére. Másfél óránál a cementgörbén egy lokális kis minimum észlelhető. Ez valószínűleg a cement kötésekor végbemenő kémiai reakcióval kapcsolatos jelenség. A maximális hőmérsékletet 2 óra 30 perckor éri el és 5 óra 30 perckor áll be ismét a termosztát hőmérsékletére. A hőkiválás tehát mindössze 5 óráig tart. A maximális hőmérséklet különbség 8,3 C°. A kísérletet a körülmények jelentéktelen változtatásával megismételve, a görbe maximum-pontját a hőmérséklet tengelye 0,1 C°-nyi, az időtengelyen pedig 5 pernyi pontossággal ugyanazon a helyen kaptuk (4. ábra, 2. görbe).

Vizsgáljuk meg, hogy a környezet hőmérséklet változásának hatására miképpen változik a kötésben levő cementhőmérséklet. Az előbbiekkal analóg módon, a kísérletet megismételtük 50 C°, majd 60 C°-ra automatikusan szabályzott vízfürdőben. A kapott eredmény az 5. ábrán látható, melyből megállapítható, hogy a környezet hőmérséklet-csökkenésének hatására a cementhőmérsékleti anomáliák csökkennek és az időtengely irányában megnyúlnak, vagyis lényegesen nő a hőkiválás ideje. A görbe maximumai jobbra eltolódnak.

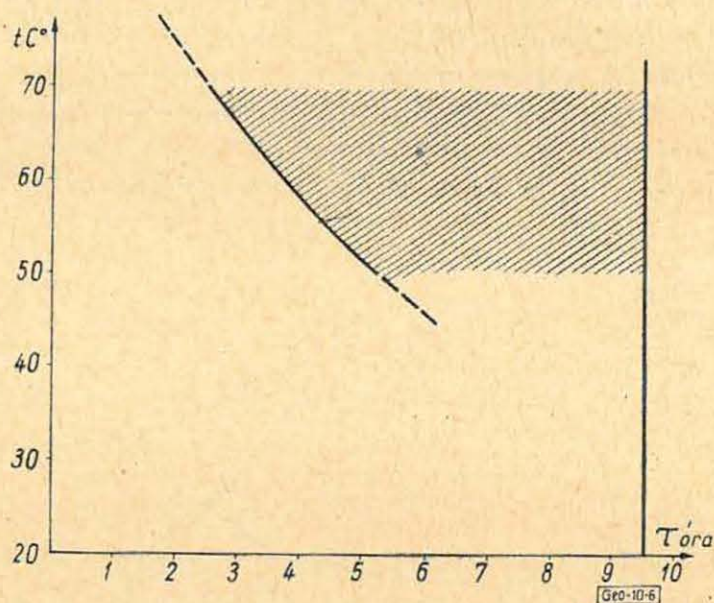


5. ábra. A kötésben levő cement hőmérsékletváltozása a termosztát különböző hőmérsékleteinél (70, 60 és 50 C°)

A kapott eredmények alapján – minden irányú hőelvezetést feltételezve – a hőmérséklet-szelvényezést különböző réteghőmérsékletek mellett célszerű a megadott eredményvonal (5. ábra) által jelzett időpont után végezni.

Szükséges még említést tenni arról is, hogy a kísérleti eredményeket lényegesen befolyásolja a rendszer geometriája. Ennek igazolására kísérleteket végeztünk 90 mm, 70 mm és 45 mm átmérőjű edényekben. Mivel a fúrásoknál a 45 mm-hez közeli cementvastagságok dominálnak, ezért a továbbiakban 90 mm-es edényt használtunk a kísérlet lefolytatására.

Az első kísérletsorozatnál – mint már említettük – a hőelvezetést 0-nak, a második kísérletsorozatnál pedig minden irányúnak tételeztük fel. Mivel a fúrólyukak cementezésénél keletkező hőkiválást sugárirányú hőelvezetés befolyásolja – hiányzik a „Z” irányú hőelvezetés –, ezért a két kísérlet eredménye a tényleges helyzet két szélső határértékének felel meg. Ezek szerint megállapíthatók azok az optimális mérési időintervallumok, melyek a minimális várakozási idő felhasználásával valószínűség szerint a legjobb eredményt adják (6. ábra).



6. ábra. A mérés optimális időintervallumának meghatározása

A kapott adatok alkalmazhatóságát a gyakorlatban csak részben ellenőriztük, további terepi mérési eredmények szükségesek az értékek igazolására.

Ilyen módon az első kérdésre, hogy mennyi az optimális várakozási idő a cementezés után a mérés megkezdéséig, választ adtunk. A második kérdéssel, hogy mekkora az a mélység (maximális hőmérséklet), amelynél a cementhőmérséklet-mérés még megbízható eredményt ad, a kísérleteinkben nem foglalkoztunk.

Meg kívánjuk azonban említeni, hogy a 80 C° – 90 C° feletti réteghőmérsékletek esetében szükségesnek tartjuk a rádióaktív izotópos cementezések alkalmazását (amennyiben ezt a radioaktív lyukműszerek hőtűrése lehetővé teszi), mert a környezet hőmérsékletének növekedésével csökken a cementkötési hő kiválásának időtartama, ami bizonytalanná teszi a cementhőmérséklet-mérés eredményességét.

#### IRODALOM

[1] Komarov: Szpravocsnjik Geofizika II. Moszkva, 1961. 329 old.

# EGYESÜLETI HÍREK

## A III. Nemzetközi Geokémiai Konferencia

Csehszlovákia, Lengyelország és Magyarország tudományos és ipari kutató intézeteinek munkatársai 1957-ben rendeztek először ankétot – szovjet, német és román vendégek részvételével – s az ankéton beszámoltak a kőolajgeokémiai, geomikrobiológiai és kőolajkémiai kutatásairól.

A második ankétot 1953-ban Krakkóban, a harmadikat pedig 1962. október 8–13. között Budapesten rendezték, amely az eddigi konferenciák közül a legnagyobb érdeklődést váltotta ki. A konferencia rendezői: Csehszlovák Naftove Doly (Bruno), Institut Naftowy (Krakkó), Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt (Budapest), Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet és a Magyar Állami Földtani Intézet.

A budapesti ankét – ugyanúgy mint az I., II. konferencia – a következő tárgykörökkel foglalkozott: a kőolaj kutatás geokémiai és mikrobiológiai módszerei; a kőolajgenetika és anyakőzetkérdés; a mély vizek geokémiája és mikrobiológiája; a kőolajtermelés mikrobiológiai vonatkozásai; a radiológiai módszerek geokémiai alkalmazása.

A kőolajtémával kapcsolatban a konferencia elsősorban a fúrás és termelés problémáival foglalkozott, és pedig: az öblítőiszapok kezelése; a cementezés; a savazás; a rétegrepesztés és lyukkezelés; a kőolaj-kiseprést javító módszerek fizikai és kémiai vonatkozásai; gazolintechnika stb.

A konferencia előadójának a száma a résztvevő nemzetek között a következőképpen oszlott meg:

Magyarország	10 előadás	(15 szerző)
Lengyelország	10 előadás	(11 szerző)
Csehszlovákia	9 előadás	(12 szerző)
Szovjetunió	7 előadás	(9 szerző)
NDK	6 előadás	(5 szerző)
USA	5 előadás	(5 szerző)
Olaszország	5 előadás	(2 szerző)

A konferencián 41 külföldi vendég vett részt.

Az előadások a legújabb geokémiai, mikrobiológiai és kőolajkémiai kutatási eredményekről számoltak be.

A konferencián elhangzott előadások visszhangja igen nagy volt, amit az is bizonyít, hogy az előadások anyagát számos külföldi kutató intézet megrendelte.

A konferenciát két napos kirándulás fejezte be. A külföldi és a magyar kutatók egy napot Veszprémben a MÁFKI laboratóriumainak tanulmányozásával; egy napot pedig a nagylengyeli olajmező megtekintésével töltöttek el.

Külön köszönet illeti meg az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt szervező és rendező bizottságát, amelynek munkája a konferencia külföldi és hazai résztvevőinek teljes elismerését érdemelte ki.

*Jarányi István*

# Mélyfúrásokban végzett ferdeségmérések kiértékelése

SZILÁGYI ENDRE

*A ferdeségmérések kiértékelésének módját a feladat jellege és a mérések pontossága szabja meg.*

*A mérések pontosságánál vizsgálni kell a mérőműszer pontosságát és azt, hogy a mérési pontok egymástól való távolsága mekkora. Az optimális mérési távolságokat a feladat pontossági követelményei és a görbe változásai együttesen határozzák meg. A távolságnak olyannak kell lennie, hogy a mért ferdeség és azimutszögek megfelelőképpen jellemezzék a térgörbét.*

*A kiértékelési célokra általában a húrmódszert célszerű alkalmazni. Ezzel nagyobb mérési távolságokkal is érhető el olyan pontosság, mint az érintőmódszerrel kisebb mérési távolságok alkalmazásával. Ha a változások az egyik szögértékben kicsik, a közelítő eljárás alkalmazása is jó eredményekre vezet. Nagy változások esetén, ha a pontossági követelmények nagyok, a részletes eljárással célszerű dolgozni.*

*Способ интерпретации материалов, получаемых измерениями кривизны скважин определяется характером поставленной задачи и точностью измерений.*

*При оценке точности измерений необходимо учитывать точность измерительной аппаратуры и расстояние между отдельными пунктами измерений. Оптимальные расстояния определяются требованиями к точности измерений, а также изменениями кривой. Оптимальные расстояния должны подбираться с таким расчетом, чтобы измеряемая кривизна и углы азимута соответствующим образом охарактеризовали пространственную кривую.*

*Для интерпретации в основном целесообразно применять метод хорды. Этот метод позволяет, даже при больших расстояниях, достигать такой точности, которая достигается методом касательной только при меньших расстояниях. При небольших изменениях одной из угловых величин, применение приближенного метода приводит также к удовлетворительным результатам. В случае наличия значительных изменений, при повышенных требованиях к точности измерения, целесообразным оказывается применение подробного метода.*

*Das Verfahren der Interpretation von Bohrlochablenkungsmessungen wird durch den Charakter der Aufgabe und die Genauigkeit der Messungen bestimmt.*

*Bei der Feststellung der Messgenauigkeit ist die Genauigkeit der Messapparatur und der Abstand zwischen den Messpunkten in Betracht zu ziehen. Die optimalen Messabstände werden durch die gegenüber der Messgenauigkeit gestellten Anforderungen und die Änderungen der Kurve bestimmt. Der Abstand soll so ausgewählt werden, dass die gemessene Ablenkung und die Azimutwinkel die Raumkurve entsprechend charakterisieren.*

*In der Interpretation scheint es im allgemeinen zweckmässig zu sein die Chordemethode anzuwenden, womit man auch im Falle grösserer Abstände dieselbe Genauigkeit erreichen kann, wie mit der Tangentenmethode bei kleineren Messabständen. Sind die Änderungen in einem der Winkelwerte gering, so führt auch das Annäherungsverfahren zu guten Ergebnissen. Falls grosse Änderungen vorhanden sind und gegenüber der Genauigkeit hohe Anforderungen gestellt werden, ist zweckmässig das Detailverfahren anzuwenden.*

A mélyfúrással készített fúrólyukak a legritkább esetben függőlegesek. Az elferdülés a fúrás folyamán létrejöhet minden külső beavatkozás nélkül, vagy szándékos elferdítés következtében. Eszerint a ferde mérések kiértékelésének célja is kettős:

1. Az elferdült fúrólyuk térbeli elhelyezkedésének meghatározása főleg geológiai munkákhoz. A pontossági követelmények itt nem nagyok.

2. Az elferdített fúrás térbeli helyzetének megállapítása. A pontossági követelmények a ferdítés céljainak megfelelően változnak. Irányított ferdefúrások esetében a lehető legnagyobb pontosságra kell törekednünk.

A fenti feladatok legcélszerűbb megoldásához vizsgálni kell:

a fúrólyuk alakját,

a ferdeségmérés által szolgáltatott adatokat.

a különböző mérési módszereket és ezek pontosságát.

### A fúróluk alakja

A fúróluk elferdülését geológiai és fúrás technikai tényezők okozzák.

A geológiai okok két csoportra oszthatók:

a) A fúrólukak alakjára befolyást gyakorolnak a szerkezeti viszonyok, nevezetesen a rétegek dőlése és a kutatandó szerkezet jellege. Kis rétegdőlések esetén a fúróső a rétegekre merőleges helyzetet igyekszik elfoglalni. Nagy dőlésszögek ( $55^\circ - 65^\circ$ ) azt eredményezik, hogy a fúróluk tengelye a rétegek dőlési síkjával közel párhuzamosan halad. Boltozatos szerkezetekre telepített fúrások iránya a boltozat teteje felé mutat. Tört szerkezetek esetében kimutatható a törésvonalak irányába való törekvés.

b) A harántolt kőzetek néhány litológiai tulajdonsága (keménység, hasadékoság) szintén befolyásoló tényező.

A fúrás technikai okok között az alkalmazott fúrósövek méretei és szilárdsági viszonyai, valamint a fúrás folyamán alkalmazott terhelés a legfontosabbak. Előbbiek a fúrósövek elhajlíthatóságát szabják meg, utóbbi pedig a fúrási irányból való kitérés lehetőségét befolyásolja.

A fúrás technikai okok hatását mutatják a következők:

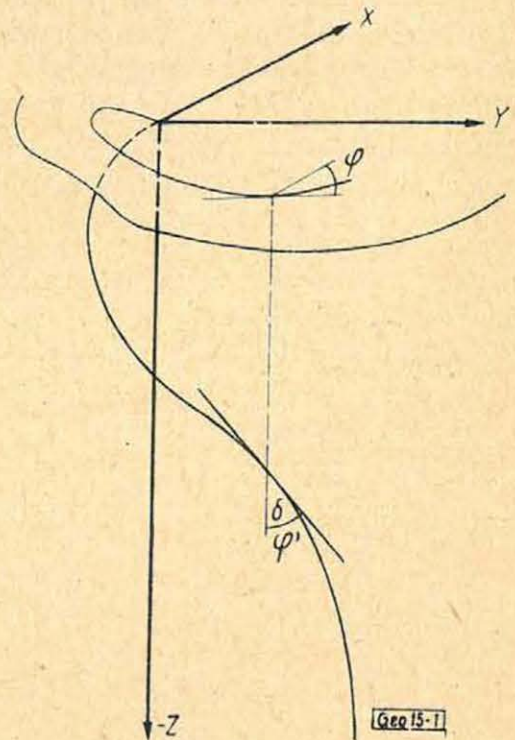
Üzemünkben a „mélyfúró berendezéseknél” általában 5"-es fúrósöveket és 6–7 tonna súlyosbító terhelést alkalmaznak. A fúrólukak ferdesége csak kivételes esetben haladja meg a 2 fokot. Ilyen ferdeség mellett a fúrások alakja legjobban egyenes szakaszokkal közelíthető meg.

A „sekélyfúró berendezéseknél”  $2\frac{7}{8}$ "-es fúrósöveket használnak, a súlyosbítóterhelés pedig a 2 tonnát

nem haladja meg. A mért ferdeségek eseténként a 10–12 fokot is elérik, a fúrólukak közelítőleg különböző görbületesi sugarú körívekből tehetők össze.

A mélyfúrások ferdítése vagy forgatóasztalos fúrással, főleg ferdítőék alkalmazásával, vagy turbinafúrással történik. Ferdítőék használata esetén a ferdeségváltozás ugrásszerűen következik be. Turbinás ferdítésnél a fúróluk ferdülése folyamatos, érvényes továbbá, hogy nagy ferdeségváltozás esetén az azimutváltozás kicsi, és fordítva.

Matematikailag minden fúróluk olyan folytonos térgörbe, melynek töréspontjai nincsenek, ugrásszerű ferdeség, vagy azimutváltozások esetén sem (1. ábra). A töréspontok lehetőségét a fúrósövekkel történő fúrás ténye kizárja.



1. ábra

### A ferdeségmérések által szolgáltatott adatok

Az elferdülések mérésére hazánkban fotoinklinométereket és ingás ferdeségmérő műszereket használnak

(IS-2, IK-2). Ezeknek közös tulajdonsága, hogy csak pontmérésekre alkalmasak, folytonos szelvényezésre nem. A mérésről feltételezzük, hogy a mérőműszer hossz tengelye a mérési pontban a térgörbe érintője.

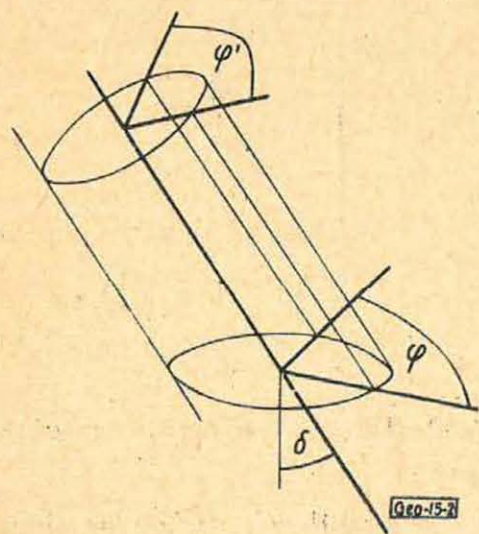
Egy mérési pontban a következő adatokat kapjuk (1. ábra):

- A térgörbe kezdőpontjától a mérési pontig a görbén mért távolságot.
- Az érintőnek a  $-Z$  tengellyel bezárt ferdeségi szögét ( $\delta$ ).
- Ingás ferdeségmérőknél az érintő lefelé mutató ága vízszintes vetületének mágneses északi iránnyal bezárt szögét, mágneses azimutját ( $\varphi$ ).

Fotoinklinométerek filmjeiről az azimut szögek a lyuktengelyre merőleges síkban levő vetületét olvashatjuk le ( $\varphi$ ). A lyuktengelyre merőleges sík a fényképezés síkja (2. ábra). A tényleges azimut a következőképpen függ  $\varphi'$  és  $\delta$  szögektől:

$$\cos \varphi = \frac{\cos \varphi'}{\sqrt{1 - \sin^2 \delta \sin^2 \varphi'}}$$

Ha  $\varphi' = 0^\circ, 90^\circ$  és  $n \cdot 90^\circ$ , a mért azimut a valódival megegyezik. Legnagyobb az eltérés, ha  $\varphi' = 45^\circ$  vagy  $(45^\circ + n \cdot 90^\circ) \cdot \varphi' = 45^\circ$  látszólagos azi-



2. ábra

mutnál  $\delta$  különböző értékeinél az eltérések a következők:

$\varphi' = 45^\circ$	$\delta$	$5^\circ$	$10^\circ$	$20^\circ$
	$\varphi$	$44^\circ 53'$	$44^\circ 34'$	$43^\circ 14'$

A ferdeségmérők mágneses azimut szöget mérnek. Ez a geodéziai észak szöggel ( $A$ ) nem egyezik. Az összefüggés:

$$A = \varphi + \gamma + \beta$$

ahol  $\beta$  a deklináció,  $\gamma$  a vetületi meridiánkonvergencia, s ezeket előjel-helyesen kell behelyettesíteni. Az összefüggésre főleg az irányított fúrások iránymegadásánál kell figyelmet fordítani.

### A fúróluk-térgörbe meghatározásának módjai

A mért adatokból csupán a görbe egyes pontjainak közelítő meghatározására van mód. Közelítő módszerek kidolgozásánál egyszerűsítő feltételeket kell bevezetni. A módszerek két csoportra oszthatók. Nevezük ezeket „húrmódszernek” és „érintő módszernek” aszerint, hogy mérési pontpárok, vagy mérési pontok adatait használjuk fel a számításoknál. Pontosságuk a bevezetett feltételektől függ.

### Húrmódszerek

A térgörbét két mérési pontot összekötő egyenesszakaszokkal, húrokkal közelítjük meg. A feladat ezeknek a húroknak azimut és ferdeségszögét, valamint hosszúságát meghatározni. A további számításokat ezekkel szemben a meghatározott értékekkel folytatjuk.

Két lehetőséget vizsgáljunk:

1. tételezzük fel a következőket:

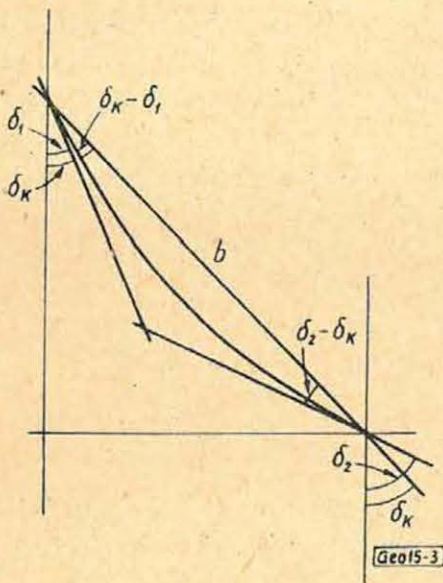
- két mérési pont között a térgörbe vetülete a vízszintes síkon körív.

$$\varphi_k = \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2}$$

b) Ugyancsak körív a görbe vetülete a két pontot összekötő egyenest magában foglaló,  $Z$  tengellyel párhuzamos síkon (3. ábra).

c) Eltekintettünk attól, hogy a ferdeségszöget nem ebben a síkban mérték és a vetület körív végpontjainak érintőit ezekkel a mért ferdeségekkel jellemezzük.

d) A két mérési pont közötti görbén mért távolsággal tesszük egyenlővé az összekötő egyenes hosszát.



3. ábra

Vizsgáljuk az összekötő egyenes ( $b$ ) ferdeségszögét a 3. ábrán. A körív két érintője a  $-Z$  tengellyel  $\delta_1$  és  $\delta_2$  ferdeségszöget zár be. Az egymást metsző érintőszakaszok és a húr egyenlőszárú háromszög oldalai. Az átfogón levő két szög egymással egyenlő:

$$\delta_k - \delta_1 = \delta_2 - \delta_k$$

Amiből a húr ferdeségszöge

$$\delta_k = \frac{\delta_1 + \delta_2}{2}$$

Az összekötő egyenes azimutja ugyanilyen megfontolással nyerhető

Nevezzük ezt a számítási módot „közelítő eljárásnak”.

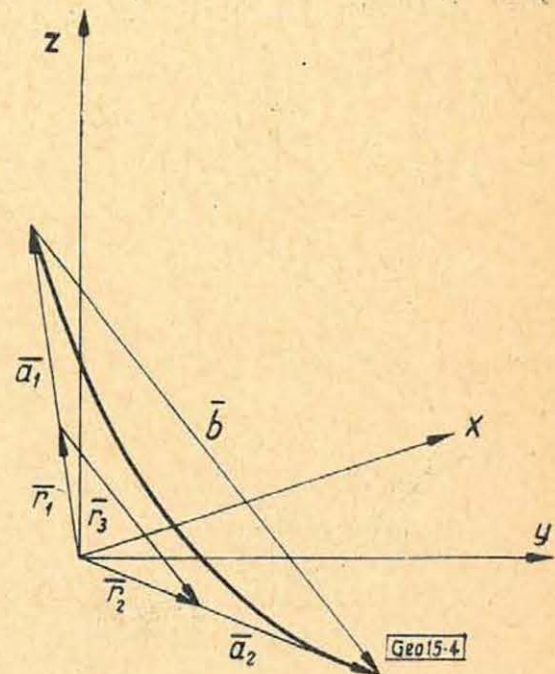
2. Pontosabb eredményt kapunk, ha csak a következő feltételeket szabjuk meg:

a) a térgörbe két mérési pont közötti szakasza körívvel helyettesíthető;

b) a körív két végpontjában a ferdeségmérő tengelye a körív érintője, tehát a két műszertengely-irányú egyenes és a körív egy síkban vannak. Ebben az esetben metszi egymást a két egyenes.

Feladatunk most is a  $b$  húr ferdeség- és azimutszögének meghatározása. Meg kell továbbá határozni a húr hosszát is.

Helyezzük koordináta-rendszerünk kezdőpontját a két műszertengely-irányú egyenes metszéspontjába (4. ábra). A koordináta-rendszer  $+x$  tengelye az északi,  $+y$  tengelye a keleti irányt jelöli ki, a  $+z$  tengely felfelé mutat.



4. ábra

Tekintsük az érintési pontok és a metszéspont között levő egyeneszakaszokat  $\bar{a}_1$  és  $\bar{a}_2$  vektoroknak. A vektorok állását a mért azimut és ferdeségszögek szabják meg, irányuk a tengelyrendszer kezdőpontjától elmutató. Vegyük fel  $\bar{a}_1$ , és  $\bar{a}_2$  egységvektorait,  $\bar{r}_1$ , és  $\bar{r}_2$ -t:

$$\bar{r}_1 = \cos\Phi_1 \cos\Delta_1 \tau + \sin\Phi_1 \cos\Delta_1 \tau + \sin\Delta_1 \bar{k}$$

$$\bar{r}_2 = \cos\Phi_2 \cos\Delta_2 \tau + \sin\Phi_2 \cos\Delta_2 \tau + \sin\Delta_2 \bar{k}$$

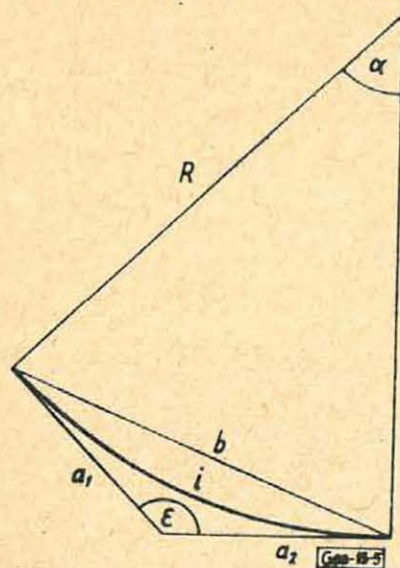
ahol  $\Delta_1, \Delta_2, \Phi_1, \Phi_2$ , a mért  $\delta$  ferdeség és  $\varphi$  azimutértékekből származtathatók a vektorok irányának és állásának megfelelő képpen.

Számítsuk ki az egységvektorok által bezárt szöget ( $\varepsilon$ ). Az úgy kapható, hogy a két vektor skalárszorzatát osztjuk abszolút értékeik szorzatával:

$$\cos \varepsilon = \frac{\bar{r}_1 \bar{r}_2}{|\bar{r}_1| |\bar{r}_2|}$$

ahol esetünkben  $|\bar{r}_1| |\bar{r}_2| = 1$ .

A körív és a két metszőegyenes által meghatározott síkban végzett számításokkal meg lehet határozni  $b$  összekötő egyenes hosszát (5. ábra).



5. ábra

Ismerjük  $\varepsilon$ -t és az  $i$  ívhosszat. Az utóbbi feltételezéseink értelmében egyenlő a két mérési pont között a térgörbén levő, általunk mért távolsággal.

Az  $i$  ívhez tartozó  $\alpha$  középponti szög:

$$\alpha = 180^\circ - \varepsilon$$

A körív sugara

$$R = \frac{i}{\text{arc } \alpha}$$

$R$  ismeretében  $b$  számítható:

$$b = 2 R \sin \frac{\alpha}{2}$$

A  $b$  húr, mint az ábrán látható irányú  $\bar{b}$  vektor, az  $\bar{a}_2$  és  $\bar{a}_1$  vektorok különbsége. Az állást és irányát jellemző  $\delta_k$  és  $\varphi_k$  értékek megkaphatók, ha a két egységvektort kivonjuk egymásból.

$$\bar{r}_3 = \bar{r}_2 - \bar{r}_1$$

Ebből

$$\sin \Delta_3 = \frac{r_{3k}}{|r_3|} \quad \text{tg } \Phi_3 = \frac{r_{3i}}{r_{3k}}$$

és  $\delta_k = 90^\circ - \Delta_3 \quad \varphi_k = \Phi_3$

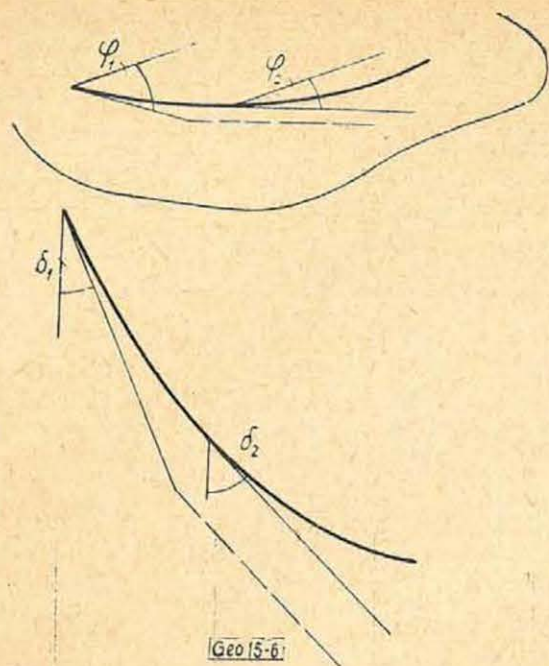
A továbbiakban ezt a számítási módot részletes eljárásnak nevezzük.

### Érintő módszer

A térgörbét érintési pontokból kiinduló, érintőirányú egyenesszakaszokkal közelítjük meg. A módszert a 6. ábra szemlélteti, amelyben a térgörbe egy szakasza és annak a vízszintes síkban levő vetülete látható. Az egyenesszakaszok hossza a két mérési pont között a görbén mért távolság, irányszögei pedig a kiinduló pontban mért ferdeség és azimutszögek.

### A további feldolgozás

Az irányszögek meghatározása után a további feldolgozást a feladat jellege szabja meg. Kisebb pontos-



6. ábra

sági követelmények és geológiai munka céljaira megrajzoljuk a görbét megközelítő egyenesszakaszok vetületét a vízszintes síkon. A vetületi hosszakat számítjuk:

$$v_i = b_i \sin \delta_{ki}$$

és ezeket a hosszakat az azimut-szögek által meghatározott irányokba rajzoljuk fel.

Számítjuk továbbá a mélységcsökkenést, ami a megközelítő egyenesszakaszok hosszúsága és azok függőleges vetületeinek különbsége

$$M = \sum_{i=1}^n b_i (1 - \cos \delta_{ki})$$

Nagy pontosságot igénylő munkáknál célszerű koordinátákat kiszámítani. Ebben az esetben egy térbeli poligon egyes pontjait határozzuk meg.

#### A számítási módszerek összehasonlítása

A ferdeségek kiértékelésének pontosságát két tényező befolyásolja:

- az alkalmazott műszer
- a választott kiértékelési módszer.

Itt fel kell hívni a figyelmet arra, hogy a kiegyenlítő számítás alkalmazásával nem jellemezhetjük egy módszer pontosságát. Ebben az esetben ugyanis csak arról kapunk képet, hogy a mérési bizonytalanságok a megválasztott kiértékelési módszer végeredményeit mennyire befolyásolják. Arról azonban nem, hogy ezzel a módszerrel a térgörbét hogyan sikerült megközelíteni.

Abból a célból, hogy a módszerek pontosságáról tájékozódjunk, azokat össze kell hasonlítani egymással. Az összehasonlításnál olyan fúrési térgörbét feltételezünk, amely körívekből tehető össze. A gyakorlat számára általában csak ez az eset fontos.

Az elvi megfontolások azt mutatják, hogy ilyen esetekben a húrmódszer a pontosabb. Az érintőmódszer alkalmazása ugyanis a térbeli poligon minden irányú elcsavarodását eredményezi (lásd a 6. ábrán a szaggatott vonalat). Az is kitűnik, hogy a részletes eljárás nagyobb pontosságú, mert kezdeti feltételei inkább teljesülnek, mint a közelítő eljárásé. Ez utóbbi feltételezései általában nem teljesülnek, csak abban a szélső esetben, ha az egyik szög nem változik.

A részletes eljárás pontosabban adja a  $\varphi_k$ -t, mint  $\delta_k$ -t. Ugyanis, ha a kezdeti feltételek a valóságban nem teljesülnek, azaz a két görbe-érintő ténylegesen nem metszi egymást, a számításkor ezeket önkényesen hozzuk metszésbe és így a viszonyokat meghamisítjuk. Az érintők önmagukkal párhuzamos Z irányú eltolása az azimutokat azonban nem változtatja meg.

Részletes összehasonlítás céljából a hajduszoboszlói irányított ferdefúrás 100-m-es szakaszát vizsgáljuk. Az 1. táblázatból látható, hogy ennek a szakasznak egyes részeit nagy ferdeség vagy azimutváltozások jellemzik. A táblázatban a mérési eredmények és a különböző számítási

## Hajdúszoboszlói irányított ferdefúrás

Mért értékek			Számított értékek a húrmódszer szerint				Az érintőmódszer felhasznált értékei	
mélys. m	ferd. <sup>o</sup>	azimut <sup>o</sup>	közelítő eljárás		részletes eljárás		ferd. <sup>o</sup>	azimut <sup>o</sup>
			ferd. <sup>o</sup>	azimut <sup>o</sup>	ferd. <sup>o</sup>	azimut <sup>o</sup>		
800	21	157	21 30	158 30	21 30	158 32	21	157
810	22	160	18 45	161 30	18 44	161 15	22	160
820	15 30	163	13 30	165 30	13 29	165 08	15 30	163
830	11 30	168	10 00	176 30	9 54	175 14	11 30	168
840	8 30	185	8 15	197 30	8 04	197 07	8 30	185
850	8	210	8 15	225	7 58	225 28	8	210
860	8 30	240	7 15	250	7 08	248 14	8 30	240
870	6	260	5 45	257 30	5 44	257 37	6	260
880	5 30	255	5 00	257 30	5 00	257 15	5 30	255
890	4 30	260	4 15	260	4 15	260 00	4 30	260
900	4	260						

Mélységsökkenés : 2,04 m

2,06 m

2,4 m

800	21	157	14 30	183 30	13 20	171 07	21	157
850	8	210	6	235	5 30	226 11	8	210
900	4	260						

Mélységsökkenés : 1,57 m

1,71 m

3,81 m

módszerek ferdeség és azimutszögei vannak feltüntetve. A számításokat 1 perc pontossáig végeztem el. A mérési eredményekből feltételezem, hogy azok a lehető legpontosabban adják a ferdeség és azimutszögeket.

Hasonlítsuk össze a közelítő és a részletes eljárást.

A ferdeség-szögeket vizsgálva a következőket láthatjuk:

a) Ha az azimutértékek egyeznek, akkor a két eredmény is egyezik, ami természetes, mert ez a közelítő eljárás szélső esete.

b) Kis azimutkülönbségek esetében a ferdeségszögek közötti eltérések nagyobb ferdeség különbségek esetében is kicsik, kis ferdeség különbségek esetén pedig nincs eltérés a két eredmény között.

c) Nagy azimutkülönbségek esetén a ferdeségszögek is különbözőek és a részletes eljárással számolva kisebbek lehetnek, mint a mért szögértékek.

Az azimutszögek összehasonlítása azt mutatja, hogy abban az esetben,

a) ha két mérési pont ferdeség és azimutszögei nem sokban különböznek, a két eljárással számított értékek jól megegyeznek;

b) Ha az azimut különbsége nagy, a ferdeségszögek kis különbsége is nagy eltérést okoz;

c) ha mind az azimutok, mind a ferdeség értékek nagyon különbözők, az eltérés is nagy.

A táblázatban az 50 m-es mérési távolságok esetére kiszámított ada-

tok, valamint a különböző módszerek adataival kiszámított mélységcsökkenések is szerepelnek.

A további összehasonlítást szolgálja a 7. ábra. Az 1. görbe a részletes, a 2. görbe a közelítő eljárás adataival kiszámított vízszintes vetületeket mutatja. Látható, hogy az eltérés 900 m-es végpontokban 0,11 m.

A 6. és 7. görbe az 50 m-es mérési távolságok esetére kiszámított vízszintes vetület, a részletes és közelítő eljárás szögértékeivel és  $b$  hosszaival. Az eltérések az előbbi végpontokhoz viszonyítva nagyok, de a részletes eljárás adataival számított vetületnél lényegesen kisebbek, mint a közelítő eljárással számítottnál. Ugyanez vonatkozik a 850 m-es pontokra is.

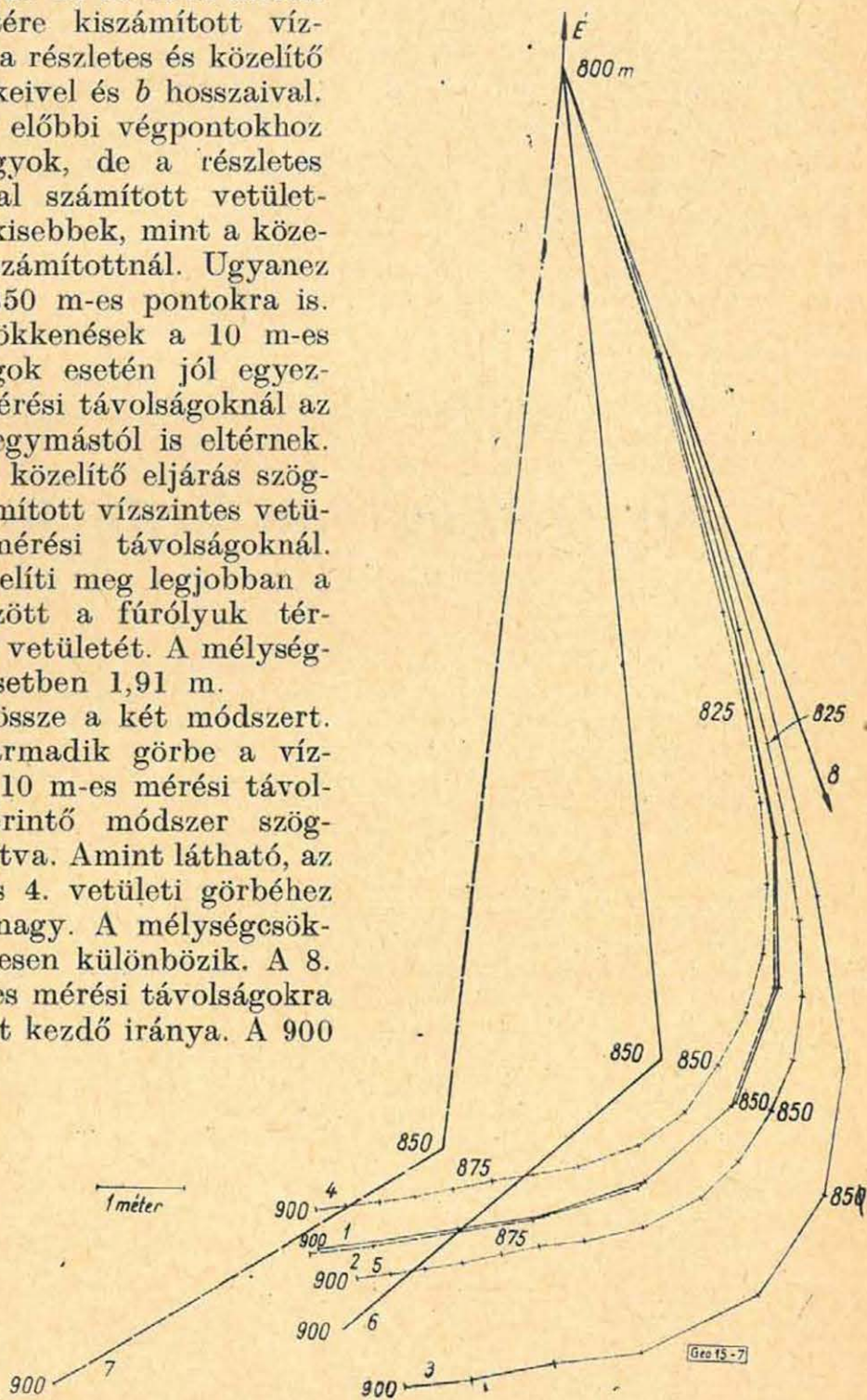
A mélységcsökkenések a 10 m-es mérési távolságok esetén jól egyeznek, az 50 m mérési távolságoknál az előbbiektől és egymástól is eltérnek.

A 4. görbe a közelítő eljárás szögadataival kiszámított vízszintes vetület, 5 m-es mérési távolságoknál. Ez a görbe közelíti meg legjobban a felrajzoltak között a fúróluk tér görbe vízszintes vetületét. A mélységcsökkenés ez esetben 1,91 m.

Hasonlítsuk össze a két módszert. A 7. ábrán a harmadik görbe a vízszintes vetület 10 m-es mérési távolságoknál az érintő módszer szögadataival számítva. Amint látható, az eltérés az 1. és 4. vetületi görbéhez viszonyítva is nagy. A mélységcsökkenés is lényegesen különbözik. A 8. görbe az 50 m-es mérési távolságokra érvényes vetület kezdő iránya. A 900

m-es végpont eltérése itt már nagyon nagy.

Az 5. görbe az érintő módszerrel számított vetület 5 m-es mérési távolságok esetében. Amint látható még ez sem ad olyan jó eredményt, mint a 10 m távolságú mérések húrmódszerrel feldolgozva.



7. ábra

A 7. ábrából és a mélycsökkenések kiszámított értékeiből az is látható, hogy a húrmódszer, különösen a részletes eljárás, kevésbé érzékeny a mérési távolságok megváltozására, mint az érintómódszer.

A részletes eljárással a térgörbét helyettesítő körívek sugarait is számítjuk. Ezekre az értékekre fúrési szempontból lehet szükség. Ha számítani akarjuk, hogy a fúrólýuk fal-súrlódása milyen mélységi eltérést okoz a geofizikai méréseknél, szintén szükségünk van a helyettesítő körívek sugarára.

A fenti lyukszakasz néhány számított  $R$  értéke:

810–820 m között 87 m (nagy ferdeségváltozás),

820–830 m között 140 m (közepes azimut és ferdeségváltozás),

890–900 m között 1150 m (kis változások).

#### IRODALOM

- [1] Komarov Sz. G.: Technika promüszlovoj geofiziki (Moszkva, 1957)
- [2] Fölsz Attila: Rétegdőlésmérések kiértékelése. (Kézirat).
- [3] Deres János: Ferdefúrások térbeli helyének meghatározása. (Bányászati Lapok 1962. 3. sz.).

## Zur Ortung von Erdbeben

W. ULLMANN - R. MAAZ

Die am Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena durchgeführten theoretischen Untersuchungen über die Ortung seismischer Herde in Bergbaugebieten können durch entsprechende Modifizierung der Überlegung auf eine Halbkugel übertragen werden. Das daraus resultierende Ortungsverfahren berücksichtigt von vornherein eine kugelförmige Erdoberfläche.

Zuerst wird aus Messungen an drei Stationen ausgegangen und vorausgesetzt, dass diese samt mit dem zu lokalisierenden Erdbebenherd auf einer die Erdoberfläche approximativ darstellenden Kugel liegen. Für die Ortung eignet sich prinzipiell jede seismische Welle, die sich mit bekannter, nahezu konstanter Geschwindigkeit parallel zur Erdoberfläche ausbreitet. Aus den Seismogrammen werden die Einsatzzeiten einer an den drei Stationen am deutlichsten registrierten Phase abgelesen. Die Produkte der zu bildenden Laufzeitdifferenzen mit der bekannten Ausbreitungsgeschwindigkeit liefern sphärische Abstandsdaten, die zusammen mit den geographischen Koordinaten die rechnerische Ortbestimmung des Herdes ermöglichen. Die Unterscheidung zwischen den bei der Rechnung ergebenden äquivalenten Paare der Herde verursacht einige Schwierigkeiten, gelingt aber meistens in den praktischen Fällen.

Verfügt man über mehr als drei seismischen Stationen, dann kann das Verfahren entsprechend erweitert und die überzähligen Daten zur Verfeinerung der Ergebnisse benützt werden. Die numerische Durchführung des Verfahrens wird bei der Verwendung eines elektronischen Rechenautomaten im wesentlichen mit der Programmierung gelöst.

# Ein neuer Vertikalseismograph mit galvanometrischer Registrierung

CH. TEUPSER - W. ULLMANN

Seismische Stationen mit Instrumenten gleicher Abstimmung für die beiden horizontalen Komponenten und die vertikale Komponente der Bodenbewegung auszurüsten ist eine bekannte und oft erhobene Forderung. Es war daher auch ein Ziel der seismometrischen Forschung am Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, zu dem bereits bekannt gemachten elektrodynamischen Horizontalseismographen HSJ-I den entsprechenden Vertikalseismographen VSJ-I zu entwickeln.

Die grundlegenden Betrachtungen über die Abstimmung sind beim Vertikalseismographen die gleichen gewesen, wie beim horizontalen. Die Anwendung der galvanometrischen Registrierungsmethode erweist sich beim Vertikalinstrument schon deshalb empfehlenswert, da die selbst bei kleinen Temperaturschwankungen schon sehr grossen Nullpunktsverlagerungen nicht registriert werden. Die reduzierte Pendellänge wurde ebenfalls  $l = 50$  cm gewählt und das gleiche Typ H-01 des Galvanometers eingesetzt; die Gehängemasse ist cca 4 kg.

Wenn auch die Konstanten vom Horizontal- und Vertikalinstrument übereinstimmen, so besteht doch ein wesentlicher Unterschied in der Art der Aufhängung des Gehänges. Um bei einer reduzierten Pendellänge von 50 cm die hohe Eigenperiode von 20 s zu erreichen, wird beim Vertikalseismographen eine geeignete Anordnung der Aufhängefeder vorgenommen.

Der seismische Empfänger der Einrichtung soll natürlich nur die vertikale Komponente der Bodenbewegung empfangen und für horizontale Translationen unempfindlich sein. Aus theoretischen Erwägungen ergibt sich, dass wenn der Massenmittelpunkt des Gehänges und der gehängefeste Angriffspunkt der Aufhängefeder in die horizontale Ebene durch den Schwerpunkt gelegt werden, ist der Vertikalseismograph in der Gleichgewichtslage gegen horizontale Translationen nicht empfindlich, ganz gleich wie gross die Masse der Aufhängefeder ist. Daraus ergeben sich Bedingungen für die Lagerung des Gehänges mit Berücksichtigung der Federmasse. Es wird eine Lösung gewählt, wie es schon auch Lacoste vorgeschlagen hatte.

Wie beim Horizontalseismographen ist sehr viel Aufmerksamkeit auf eine einwandfrei definierte Drehachse zu legen; als beste Lösung erwies sich ein nur auf Zug beanspruchtes Blattfedergelenk.

Die grösste Schwierigkeit bei der Konstruktion von langperiodischen Vertikalseismographen bereitet der Temperaturkoeffizient des Elastizitätsmoduls der Aufhängefeder. Da bei gewöhnlichem Federstahldraht der Temperaturkoeffizient mindestens zehnmal grösser ist, als der theoretisch zugelassene Wert, musste zu einer Speziallegierung gegriffen werden. Es wurde vorbehandeltes Nispan C verwendet und dadurch die für Grösse des Temperaturkoeffizienten aufgestellte Schranke - wenn auch knapp - erreicht.

Zum Schluss werden ein Mustergerät und das ebenfalls neu entwickelte Registriergerät im Lichtbilde gezeigt.

# KÖNYV- ÉS LAPSZEMLE

F. Gassmann—M. Weber: „Einführung in die angewandte Geophysik”,  
Verlag Hallvag, Bern  
1960, 284. old.

Ha a könyvet egy mondatban, összefoglalóan akarnánk jellemezni, valahogy így kellene nyilatkozni: nem rendszeres tankönyv és mégis teljes elméleti egzaktással megalapozott; nem törekszik teljességre és mégis a tudományág egész területéről jó áttekintést ad; komoly szakemberek igényét elégíti ki és mégis igen érdekes olvasmány: mindent összefoglalva, nem mindennapi, figyelemre méltó kis könyv.

A könyvnek ez a nem mindennapi jellege abból a különös körülményből következik, hogy a mű, mint „folytatásos” közlemény jelent meg évek során át az igen jónevű és magas színvonalú svájci ipari és kereskedelmi hírlapban, a „Technische Rundschau”-ban 1953-tól 1959-ig. A cikkek a könyvbe változatlanul kerültek bele, csupán a szerző- és tárgymutató szerepel kiegészítésként. A magas szintet a két szerző személye már eleve biztosítja, úgyhogy az újságcikkek alakjában való megjelenés a színvonallal szemben a legcsekélyebb mértékben sem nyújt bizalmatlanságra, vagy előítéletre alapot. F. Gassmann a zürichi műegyetemen a geofizika professzora, M. Weber pedig magántanár ugyanott: mindketten a geofizikai szakirodalom kimagasló művelői.

A munka öt részre tagolódik. Az első rész (43 szakasz, 27 oldal terjedelemben) általános alapfogalmakat tárgyal és áttekintést ad az alkalmazott geofizika munkaterületéről, felsorolja a módszereket, beszél a kutatások tervezéséről, a mindenkor szükséges, illetve alkalmas módszer kiválasztásáról, az alkalmazásról, gazdaságossági kérdésekről és rövid történeti áttekintést is ad. Számunkra érdekes ebben a részben, hogy Eötvös szerepét a szakirodalomtól nem minden esetben látható objektivitással méltányolja. Megemlékezik az Eötvös-inga megszerkesztésének és gyakorlati terepi mérésekre való első alkalmazásainak körülményeiről, majd így folytatja: *Ezzel Eötvös lerakta a modern alkalmazott geofizika alapjait.* Ugyancsak megemlíti, hogy Böck Hugó volt az első, aki Eötvös eredményeit tényleg sódómozgások és antiklinálisok felkutatására alkalmazta, a továbbiakban viszont talán a kelleténél kissé egyoldalúbban emeli ki a Schweydar szerkesztette Askania-ingák szerepét, mondván, hogy ezek voltak az első igazán „terepálló” műszerek!

Érdekes, amit a légi mágneses műszerek fejlődésével kapcsolatban elmond. A módszert megelőző Logacev a Szovjetunióban alkal-

mazta 1936-ban Sztaraja Russa felett, de a műszer még nagyon érzéketlen volt. Komoly fejlődést csak a második világháború hozott, amikor is Vacquier az USA-ban ezen az elven alapozva tengeralattjáró-nyomozó eszközt fejlesztett ki és ennek a során módjában állott költségkímélés nélkül felhasználni a modern technika nyújtotta lehetőségeket. A haladás előnyét a háború után persze az alkalmazott geofizikai kutatás élvezte.

A következő részek tárgyköre: II. *Gravimetrik* (44–143. szakasz, 28–79. oldal); III. *Magnetik* (144–219. szakasz, 80–129. oldal); IV. *Seismik* (220–390. szakasz, 130–239. oldal); V. *Geoelektrik* (391–467. szakasz, 240–279. oldal).

A szöveget mindenütt ábrák egészítik ki és teszik érthetőbbé (ezek számozása nem folytatódó, hanem a szakasz számával megegyező, esetleg a, b) stb. jelöléssel), bőven találunk a szöveg között elhelyezve irodalmi utalásokat is. A mérési eljárások és a mérőműszerek leírása mellett a szerzők nagy súlyt fektetnek a gyakorlati alkalmazási és értelmezési példák gondos kiválasztására is.

A fentiek alapján megegyezhetjük, hogy igen érdekes és hasznosan forgatható kis összeállítással van dolgunk, de tekintetbe kell vennünk a felsorolt körülmények megszabta korlátokat is. Amint a fentebb adott tartalmi felsorolás is mutatja, az egyes kutatási ágak nem egészen jelentőségüknek megfelelően kaptak teret, hanem valamennyire a szerzők érdeklődési körének alakulása szerint, továbbá azért is, mert a hosszú idősakra kiterjedő sorozatos megjelenés eleve lehetetlenné tette a teljes, arányos dimenzionálást. Így történt aztán, hogy míg a szeizmika része mintegy 110 oldal, az elektromosságra csak kb. 40 jutott s olyan ugrás-szerűen fejlődő kutatási ág, mint a lyukszelvényezés, éppenhogy csak megemlítést nyert az általános részben. Mindez azonban abból folyik, hogy nem is tankönyv vagy kézikönyv készült, hanem egy többé-kevésbé szabad szerkezetű, de a maga nemében igen jól használható és némely részben igen kiváló és alapos ismereteket nyújtó, az elméleti alapokat röviden, de egzakt formában adó cikkyűjtemény, amelynek forgatását a szakembereknek is, de a rokon szakmák általános tájékoztatást kereső munkásainak is igen ajánlhatjuk.

Tóth Géza

### A HARMADIK EÖTVÖS LORÁND EMLÉKÉREM KIADÁSÁRÓL

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE 1963. évi január hó 17-én megtartott választmányi ülésén az 1963. évi Eötvös Loránd Emlékérem adományozásának előkészítésére a következő tagokból álló bizottságot küldte ki:

*Dr. Csókás János, Rádler Béla, Dr. Renner János, Dr. Rybár István, Dr. Stegena Lajos, Szabó János és Dr. Tolmár Gyula.*

A bizottság számba vette az 1957–1963. években megjelent geofizikai tárgyú tanulmányokat és műszerszerkesztéseket.\*\*

A bizottság három alkalommal, 1963 január 31-én, március 14-én és április 11-én tartott ülésein az összeállított anyagot tüzetesen megvizsgálta és beható tanácskozás után egyhangúlag úgy döntött, hogy a Választmánynak az 1963. évi Eötvös Loránd Emlékéremmel való kitüntetésre

Dr. EGYED LÁSZLÓ  
egyetemi tanárt,

a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagját, az Egyesület ügyvezető alelnökét javasolja.

Dr. Egyed László 1956-ban az oktatásügy kiváló dolgozója, 1957-ben Kossuth-díj kitüntetést kapott. 1960-ban a Magyar Tudományos Akadémia levelező tagjává választották.

Széleskörű társadalmi tevékenységet fejt ki – a magyar geofizika szempontjából – az MTA Geofizikai Bizottságának elnöki; a Nemzetközi Geofizikai és Geodéziai Unió Magyar Nemzeti Bizottságának titkári, valamint a Magyar Geofizikusok Egyesülete ügyvezető alelnöki tisztségviselőjeként.

Geofizikai irányú tudományos munkásságának első része olyan módszerek és eljárások kidolgozására irányult, amelyek segítségével lehetőleg biztos következtetéseket lehet levonni a felszíni mérési adatokból a mélyben levő földtani szerkezetekre. Ezeknek a vizsgálatoknak az is feladata volt, hogy tisztázza, mennyire egyértelmű a mérési adatok és a hegységszerkezetek közötti összefüggés, és milyen tényezők befolyásolják a kiértékelést. A dolgozatok egy másik csoportja olyan eljárásokat tartalmaz, amelyek a geofizikai mérések pontosságának fokozását teszik lehetővé, másrészt ilyen irányú kutatások általánosítását jelentik. A dolgozatok harmadik csoportja a geofizikai ismeretelmélet és tudománytörténet kérdéseivel foglalkozik. Három más dolgozatának tárgya: a nyersanyagkutatások geofizikai problémái.

Későbbi vizsgálatai az izosztázia és a földkéreg rugalmas viselkedése közötti kapcsolatokkal foglalkoznak, majd a Föld belső szerkezete került vizsgálatainak előterébe. Itt olyan meglepő új eredményekre jutott, amelyek sok szempontból megváltoztatják a Föld felépítésére vonatkozó eddigi felfogást. Jelenlegi vizsgálatai is e téma körül mozognak.

A legutóbbi hat évben megjelent tanulmányai közül több mint 30 foglalkozik ezzel a kérdéssel. A dinamikus földmodell jelentős, átfogó koncepció, amely nagy visszhangot keltett szerte a világon, intenzív diszkussziókat váltott ki és jelentős hatással van az új geofizikus szemlélet kialakítására.

Egyed Lászlónak a Föld felépítésére vonatkozó elmélete minden részletében logikus egyiséget alkot és nemcsak kvalitatív megállapításokat tartalmaz, hanem fizikai paraméterek ismeretében a nyomás, a sűrűség, az energiaviszonyok figyelembevételével elgondolásait mennyiségileg is alátámasztja.

\* A zárójelentés az 1963. évi június hó 27-i Választmányi ülésen vált határozattá.

\*\* Az Eötvös Loránd Emlékérem Bizottság munkájának dokumentációja megtalálható az Egyesület könyvtárában.

E nagyjelentőségű tudományos elmélet kidolgozása mellett megemlítendő az a tevékenység is, amelyet a nevelő és a tudományszervezés területén elvégzett. A „Föld fizikája” és a „Geofizikai alapismeretek” című könyvein nevelkedik az új geofizikus nemzedék.

A szeizmológia hazai fellendülése az ő fáradságos munkájának köszönhető.

Az Eötvös-Emlékérem Bizottság 1963. április 11-i ülésén – a megvizsgált munkásságok alapján javasolja a választmánynak : *Dr. Oszlaczky Szilárd* és *Dr. Scheffer Viktor* érdemes tagokat válassza a Magyar Geofizikusok Egyesülete „Tiszteleti tagja”-ivá.

Budapest, 1963. április 11.

Az Eötvös Loránd Emlékérem Bizottság nevében :

*Rádlér Béla* sk.  
jegyző

*Dr. Renner János* sk.  
elnök

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. Шеффер</i> : Региональные величины геотермического градиента в районе Карпатских бассейнов	1
<i>Э. С. Килени — М. Тренка</i> : Интерпретация последующих вступлений преломленных волн	7
<i>П. Мартон</i> : Примечания к модели Земли $\sigma_1, \sigma_2$	13
<i>Г. Варта</i> : Дополнение к работе П. Мартона „Примечания к модели Земли $\sigma_1, \sigma_2$ “	17
<i>Н. Паннер</i> : Применение метода Турам для выделения тектонических нарушений	18
<i>Х. Кауцлебен</i> : Геомагнитная съемка территории ГДР и некоторые результаты обработки ее материалов	19
<i>А. Адам — П. Бенце</i> : Об изучении естественных источников электромагнитной энергии низких частот	29
<i>Х. Милицер</i> : Принцип и возможности применения вибраторной техники в современных исследованиях инженерной геофизики	35
<i>Э. Цуцор</i> : О влиянии Луны на земные токи	36
<i>А. Адам — И. Вере</i> : Новые результаты региональных работ по изучению земных токов	43
<i>Д-р К. Шебештен — И. Хобот</i> : О новых соображениях по методу теллурических токов	52
<i>Л. Сабадвари</i> : Развитие глубинного геоэлектрического зондирования в Венгрии	58
<i>З. Барлаи</i> : Теория и применение эквивалентных сетей искусственной земли в работах по разработке аппаратуры электрического каротажа; значение матрицы эквивалентности	63
<i>Э. Киш</i> : Промыслово-геофизическое исследование Хидашского месторождения бурого угля	70
<i>Й. Мархофер</i> : Об опытах по оптимальным временам определения высоты подъема цементного кольца температурными измерениями	75
Новости в Обществе Венгерских Геофизиков	83
<i>Э. Силади</i> : Интерпретация материалов по измерению кривизны глубоких скважин	84
<i>В. Ульманн — Р. Маз</i> : Определение места землетрясения	92
<i>Х. Тайпсер — В. Ульманн</i> : О новом вертикальном сейсмографе с гальванометрической записью	93
<i>Г. Тот</i> : Библиография; <i>Ф. Гасманн — М. Вебер</i> : „Введение в прикладную геофизику“	95

## INHALT

<i>V. Scheffer</i> : Regionale Werte der geothermischen Tiefenstufe im Gebiet der Karpatenbecken	1
<i>E. Sz. Kisényi — M. Trenka</i> : Auswertung von Refraktions-Späteinsätzen	7
<i>P. Márton</i> : Bemerkungen zum Erdmodell $\sigma_1, \sigma_2$	13
<i>G. Barta</i> : Ergänzung zu der Abhandlung von P. Marton „Bemerkungen zum Erdmodell $\sigma_1, \sigma_2$ “	17
<i>N. Panner</i> : Die Anwendung des Turam-Verfahrens in der DDR für Nachweis tektonischer Störungen	18
<i>H. Kautzleben</i> : Die geomagnetischen Landesvermessungen auf dem Gebiet der DDR und einige Ergebnisse ihrer Bearbeitung	19
<i>A. Ádám — P. Bencze</i> : Untersuchung von natürlichen Niederfrequenz-Energiequellen	29
<i>H. Militzer</i> : Prinzip und Anwendungsmöglichkeiten der Vibratortechnik für moderne ingenieur-geophysikalische Untersuchungen	35
<i>E. Czuczor</i> : Der Einfluss des Mondes auf die tellurischen Ströme	36
<i>A. Ádám — J. Verő</i> : Neue Ergebnisse der regionalen Erdstrommessungen in Ungarn	43
<i>Dr. K. Sebestyén — J. Hoboth</i> : Neue Standpunkte bezüglich der Messungen tellurischer Ströme	52
<i>L. Szabadváry</i> : Entwicklung der geoelektrischen Tiefsondierung in Ungarn	58
<i>Z. Barlai</i> : Theorie von equivalenten Kunsterdenetzen und ihre Anwendung bei den elektrischen Bohrlochmessgeräten; die Rolle der Äquivalenzmatrix	63
<i>Z. E. Kiss</i> : Geophysikalische Bohrlochuntersuchungen im Braunkohlengebiet zu Hidas	70
<i>J. Márhoffer</i> : Experimentelle Bestimmung der Zementhüllenhöhe durch Temperaturmessungen	75
Nachrichten des Vereins Ungarischer Geophysiker	83
<i>E. Szildgyi</i> : Auswertung der in Tiefbohrungen durchgeführten Ablenkungsmessungen	84
<i>W. Ullmann — R. Maaz</i> : Zur Ortung von Erdbeben	92
<i>Ch. Teupser — W. Ullmann</i> : Ein neuer Vertikalseismograph mit galvanometrischer Registrierung	93
<i>G. Tóth</i> : Bibliographie. <i>F. Gassmann — M. Weber</i> : „Einführung in die angewandte Geophysik“	95



