

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI:
DOMBAI TIBOR

VII. KÖTET 3—4. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ

BUDAPEST 1958

Felelős szerkesztő:
DOMBAI TIBOR

Szerkesztő bizottság:
DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. FACSINAY LÁSZLÓ, KILCZER GYULA,
OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:
BUDAY TIBOR

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő:	Ívterjedelem: 8 2/5 (A/5)	Megrendelve: 1958. IX. 24.
Hegedűs Ernő	Ábrák száma: 37+3 db. mell.	Imprimálva: 1958. XII. hó
Papíralak: 70×100	Példányszám: 900	Megjelent: 1958. XII. hó
	Azonossági szám: 40 239	

Ez a könyv az MNOSZ 5601—54 és MNOSZ 5602—50 A szabványok szerint készült

18444. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

Felelős vezető: Vértes Ferenc

BEVEZETÉS

A Magyar Geofizikusok Egyesületének 1957 szeptemberében rendezett tudományos ankétja a Kárpát-medencék geofizikai problémáival foglalkozott. A háromnapos ankéton a Kárpát-medencék szeizmogeológiai kérdéseiről, a rugalmassági állandókra vonatkozó vizsgálatokról, a Nagyalföld geotermikus viszonyairól, a Kárpát-medencék tektonikai és telepítési viszonyairól, majd a kéregmozgásokról és a sűrűségmeghatározásokról hangzottak el előadások, amelyeket minden esetben vita követett. Jelen számunkban az ankéton elhangzott előadásokat közöljük, kivéve Pécsi Mártonnak „A negyedkori tektonikai mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán” című előadását, amelynek közlésére — technikai okok miatt — következő számunkban kerül sor.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete abból a megfontolásból választotta nemzetközi tudományos ankétjának központi témájaként a Kárpát-medencék geofizikai kérdéseit, hogy ezek megtárgyalásában a szomszédos országok szakembereinek közreműködésére számíthasson. A Kárpát-medencék geofizikai problémáinak megoldása a szomszédos országok szakembereinek közös feladata; átfogó eredmények csak úgy érhetők el, ha szorosan együttműködnek, vizsgálataikról egymást tájékoztatják, egymás véleményét a további kutatás érdekében kicserélik.

A Kárpát-medencék regionális geofizikai kérdéseinek megtárgyalását az a körülmény is indokoltá teszi, hogy mind Magyarországon, mind a szomszédos országokban egyre nagyobb geofizikai észlelési anyag gyűlik össze, elkészülnek és kiértékelésre kerülnek a gravitációs földmágneses és regionális szeizmikus alapterületek és a rendelkezésre álló mérési anyag lehetővé teszi a szintetikus feldolgozást, a következtetéseket a Kárpát-medencék földtani felépítésére és az ezzel kapcsolatos kérdésekre nézve.

Amikor a geofizikusok a Kárpát-medencék regionális geofizikai problémáival foglalkoznak, nem tévesztik szem elől a gyakorlati geofizika követelményeit sem. A nagy tektonikai vonalaknak, az alaphegység felszíné-

nek és bizonyos fizikai jellemzőinek ismerete lehetővé teszi a helyes szemléletet a helyi szerkezetkutatásokban.

Az ankét alkalmat adott arra, hogy geofizikusok eddigi munkásságuk eredményeit felmérjék, értékeljék, szükség szerint megjavítsák és a jövő kutatásaik számára ösztönzést kapjanak.

A magyar geofizikusok az utóbbi években sokat foglalkoztak mérőműszerek szerkesztésével. Az újonnan szerkesztett műszerekből az ankét alkalmával kiállítást rendeztünk. A külföldi látogatók figyelmét különösen az új Eötvös-inga, a hordozható szeizmikus műszer, a magnetofonos szeizmikus berendezés, a geoelektromos ellenállásmérő műszer, a hordozható elektromos lyukszelvényező berendezés s a felszíni és mélyfúrás radioaktív műszerek keltették fel.

EINLEITUNG

Die im September 1957 veranstaltete wissenschaftliche Enquete des Vereines der Ungarischen Geophysiker befasste sich mit den geophysikalischen Problemen der Karpatenbecken. Auf der dreitägigen Enquete wurden Vorträge über die seismologischen Fragen der Karpatenbecken, Untersuchungen bezüglich der Elastizitätskonstanten, die geothermischen Verhältnisse der Grossen Ungarischen Tiefebene, die tektonischen und lagerstättenkundigen Verhältnisse der Karpatenbecken und die Krustenbewegungen und Dichtebestimmung gehalten, denen sich in jedem Falle eine Diskussion anschloss. In unserer jetzigen Nummer veröffentlichen wir die auf der Enquete gehaltenen Vorträge, mit Ausnahme des Vortrages Martin Pécsi's über „Ausmasse der tektonischen Quartärbewegungen im ungarischen Abschnitt des Donautales“, den wir aus technischen Gründen in unserer nächsten Nummer veröffentlichen werden.

Der Verein der Ungarischen Geophysiker wählte deshalb die geophysikalischen Fragen der Karpatenbecken zum Hauptthema der internationalen wissenschaftlichen Enquete, um bei den Besprechungen auf die Mitwirkung der Fachleute der Nachbarländer rechnen zu können. Bei der Lösung der geophysikalischen Probleme der Karpatenbecken sind die Fachleute der Nachbarländer aneinander angewiesen; umfassende Ergebnisse sind nur in engster Zusammenarbeit, und durch gegenseitige Orientierung über die durchgeführten Untersuchungen und durch Austausch der Meinungen, im Interesse der weiteren Forschung, erreichbar.

Die Besprechung der regionalen geophysikalischen Fragen der Karpatenbecken ist auch durch den Umstand gerechtfertigt, dass sich sowohl

in Ungarn, als auch in den Nachbarländern ein immer grösseres geophysikalisches Material ansammelt, gravimetrische und magnetische und regionale seismische Normalmessungen durchgeführt und ausgewertet werden, das zur Verfügung stehende Material die syntetische Bearbeitung ermöglicht und Rückschlüsse auf den geologischen Aufbau und auf die mit ihm verbundene Fragen zulässt.

Die Geophysiker, die sich mit den regionalen geophysikalischen Problemen befassen, bewahren ein Auge auch für die Forderungen der praktischen Geophysik. Die Kenntnis der grossen tektonischen Linien, der Oberfläche und gewisser physikalischen Merkmale des Grundgebirges, ermöglicht richtige Anschauungen bei den lokalen Strukturforschungen.

Die Enquete bot den Geophysikern Gelegenheit die Ergebnisse ihrer bisherigen Arbeit richtig zu ermassen und zu bewerten, je nach Bedarf zu verbessern und für die künftigen Forschungen Anregung zu schöpfen.

Die ungarischen Geophysiker haben sich in den letzten Jahren viel mit der Konstruktion von Messinstrumenten beschäftigt. Die Instrumente neuester Konstruktion wurden gelegentlich der Enquete zur Schau gestellt. Die Aufmerksamkeit der ausländischen Besucher erregten besonders die neue Eötvös'sche Drehwage, der tragbare seismische Apparat, die seismische Magnetophoneinrichtung, der geoelektrische Widerstandsmesser, die tragbare Karottageeinrichtung und die radiometrischen Instrumente für Oberflächen- und Bohrlochmessungen.



L. BENDEFY

ELASTIC, PLASTIC AND PERMANENT DEFORMATIONS OF THE EARTH-CRUST, CAUSED BY EARTHQUAKE

After the second world-war the Hungarian national levelling-network required a new development, because of the enormous destructions. This work lasted from 1951 till the autumn of 1956. The new network contains 33 levelling polygons. 30 polygon-measurements were fulfilled irreproachably, but in three polygons the errors of closure were inacceptably great. These 3 polygons were situated around the capital, in the NE and SE directions respectively. The measuring of the I. order levelling-lines of these polygons was accomplished in the autumn of 1954 and in the spring of 1955 (Fig 1).

In order to detect the measuring errors, the lines assumed as erroneous were several times relevelled in 1955, without detecting the supposed error.

The levelling was interrupted the 10. December 1955 and continued the 5. January 1956 by a spring-like weather, on a ground free of snow. A week after an earthquake occurred on this territory, which caused very great damages in three villages (Dunaharaszti, Szigetszentmiklós, Taksony).

After the earthquake we had to measure our levelling lines of the Fig. 2. again. So we had plenty of investigation material to our disposal, to establish what deformations suffered this portion of the crust, partly before, partly after the earthquake.

We investigated the results of the measurements by sections, i. e. in the form of changes of elevation differences, appearing between two altitudes. As we have to do with the difference of differences, we get directly absolute values. As starting point we choosed the bench-mark on the parish-church of Szolnok. This bench-mark, situated at more than 100 km from the epicentre of the earthquake, was not removed under the influence of it.

The observed changes in altitude were reduced to 1 days space. The so recieved measuring numbers, which may be called gradients of the changes in levels, are marked with G and expressed in 10^{-3} zum units.

If both measurements have been carried out *before the earthquake*, then the result (marked $[G_1]$) gives the elastic deformation of the crust, preceding the earthquake.

In so far as one measurement was carried out *before*-, and the other *after the earthquake*, the result (marked $[G_2]$) informs about the partly elastic, partly plastic (experienced in the surroundings of the epicentre), partly permanent deformations of the crust.

If both measurements were fulfilled *after the earthquake*, the result gives evidence of the elastic crustal movements, still observable after the earthquake.

Results of the investigations: In the period preceding the earthquake, plastic deformations of wave-like structure occurred in the crust $[G_1]$. Approaching the epicentre, the wave-lengths shortened, and the heights of the waves proportionally increased. The starting-point of the investigations is lying in an aseismic region. So far, as the levelling lines were proceeding in the aseismic region, the height of the plastic waves attained about 1—2 mm, and approaching the epicentre, they reached a height of 6—7 mm.

The motion-diagrams, marked with $[G_2]$ indicate also wave-like motions, but the changes in levels are now the opposites of those preceding the earthquake and the height of the waves is halved, compared with the $[G_1]$ curve.

The diagrams, marked with G_2 show in detail the changes in levels, which took place during the earthquake. Along all lines we can observe, that during the earthquake the movements were sped up, and rising became more vigorous. The diagrams are more saw-tooth-like as till now. This phenomenon indicates very active structural motions. The plastic deformation attained in the surroundings of the epicentre an ordre of maximum 10cm.

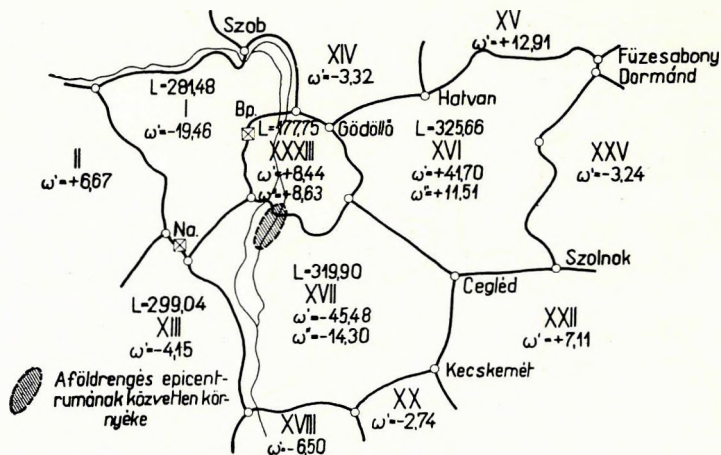
On the lines measured after the earthquake, in 62 and 104 days (according to the $[G^2]$ diagrams) occurred deformations of 6 mm and 4 mm respectively. After $1\frac{1}{2}$ Years the subsequent elastic changes in levels attained on the 12 km line between Monor and Pilis an order of 10 mm.

Plotting the values of the changes in levels under consideration on a map, and connecting the places of the observed great changes with each other, the outlines of a determined system of tectonic faults are unfolding before us. One of the tectonic lines is identical with the strike of the Hungarian-Central-Mountains. The strike of the second group of faultlines is nearly normal to the strike of the former.

FÖLDRENGÉS OKOZTA KÉREGDEFORMÁCIÓK

BENDEFY LÁSZLÓ

A magyar országos felsőrendű szintezési hálózat vonalait a második világháború után — a szintezési alappontokban keletkezett nagyobb arányú háborús kár miatt — teljességgel újból kellett mérni.



1. ábra. A magyar országos felsőrendű szintezés Budapest környéki zárt poligonjai. (A római számok a poligonok sorszámát jelentik. ω' = a földrengés előtti mérésekből, ω'' = a földrengés utáni mérésekből számított poligonzáróhiba.)

Budapest főváros környékén öt szintezési poligon található (1. ábra). Ezek közül a XXXIII. számú Nagy-Budapestet foglalja magába; a I. és XIII. számú a Dunától nyugatra, a XVI. és XVII. számú a folyamtól keletre esik. A I. és XIII. számú poligon szintezésével 1950—1953-ban készültünk el. Záróhibáik kifogástalanok. ($-19,46$ mm, illetőleg $-4,15$ mm.) Ezzel szemben az 1954 őszén, illetőleg 1955 tavaszán munkába vett

XVI. és XVII. számú poligonok záróhibáját 1955. tavaszutóján +41,70, illetőleg -45,48 mm-nek találtuk. Az ellentétes előjelekből következtetve azonnal a feltételezett durva hiba kereséséhez fogtunk, kiderült azonban, hogy elolvasási vagy számítási hiba nem történt. Ezért 1955 derekán megkezdődtek az ugyanazon év tavaszán egyszer már lemért Szolnok—Cegléd—Üllő közötti I. rendű szintezési vonal újbóli mérését.

Az újabb észlelés alkalmával egyetlen szakaszban sem lépett fel számottevő eltérés az előző mérési eredményhez viszonyítva, és az új mérési eredmény sem szolgáltatott elfogadható záróhibát. Emiatt az ellenőrző, megismételt szintezések egész éven át tovább folytak, míg csak a téliesre forduló időjárás meg nem akadályozta a helyszíni észlelést.

Ugyanezen időben a főváros belterületén kifejlesztett I. rendű szintezési hálózat — aránylag kis kiterjedésű — zárt poligonjaiban is, a várható néhány mm-es záróhibák helyett 10—14 mm-es záróhibák keletkeztek.

A jelenséget szintezési hibákkal, ide értvén minden lehetséges, a műszerből, a mérésből, a mérnök személyéből, vagy a számításból eredő hibát és tévedést is, nem lehetett megmagyarázni.

Az okot az 1956. január 12-én reggel Dunaharasztiin észlelt földrengés tette nyilvánvalóvá. A dunaharaszti epicentrum közelében levő szintezési vonalokból összeállított szintezési poligonok ugyanis azért zártak rosszul, mert az epicentrum közelében a földrengés kipattanását megelőzően a földkéregben alakváltozások mentek végbe. Ezek nagyságát és időbeni alakulását az országos felsőrendű szintezés mérnökei a földrengés által érintett vonalak újbóli szintezésével állapították meg.

Az ilyen módon összegyűlt mérési eredmények (2. ábra) azt bizonyítják, hogy az epicentrumtól mintegy 70—80 km-nél nem nagyobb sugarú területen belül a földkéregben a földrengést megelőzően igen számottevő mértékű alakváltozás ment végbe. Ez a kéregdeformáció a rengés epicentrumához és kipattanásához időpontjához közeledve folyton erősebbé vált.

Hasonló megfigyelésről számolnak be a japániak is (1).

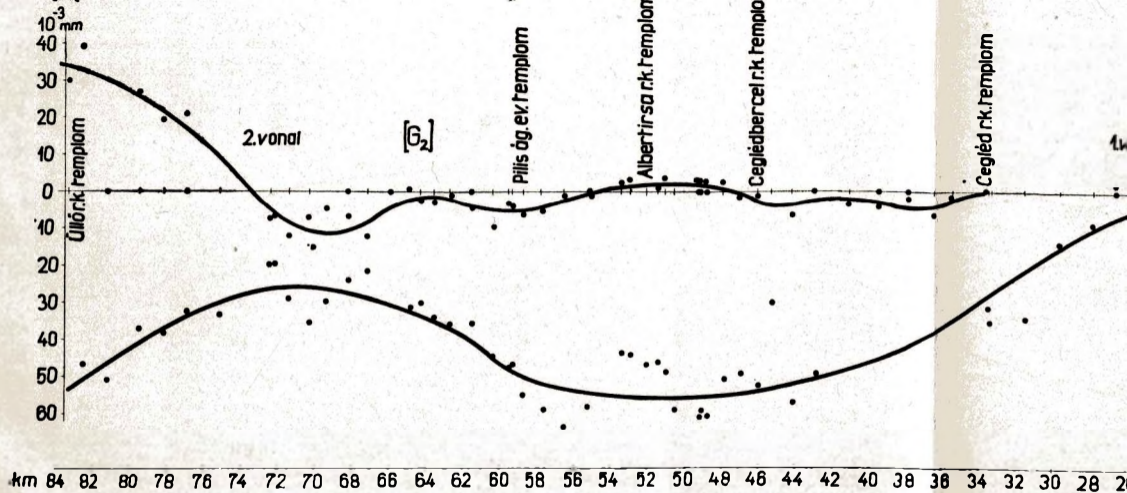
A földrengés kipattanása alkalmával a földkéreg felszakad. Egyes rögei egymáshoz képest elmozdulnak. Ezzel a kéregben felhalmozódott feszültség egy része megszűnik.

A felfokozott sebességű kéregmozgások lecsillapultával végrehajtott szintezések során nyert poligonok kifogástalanul zártak.

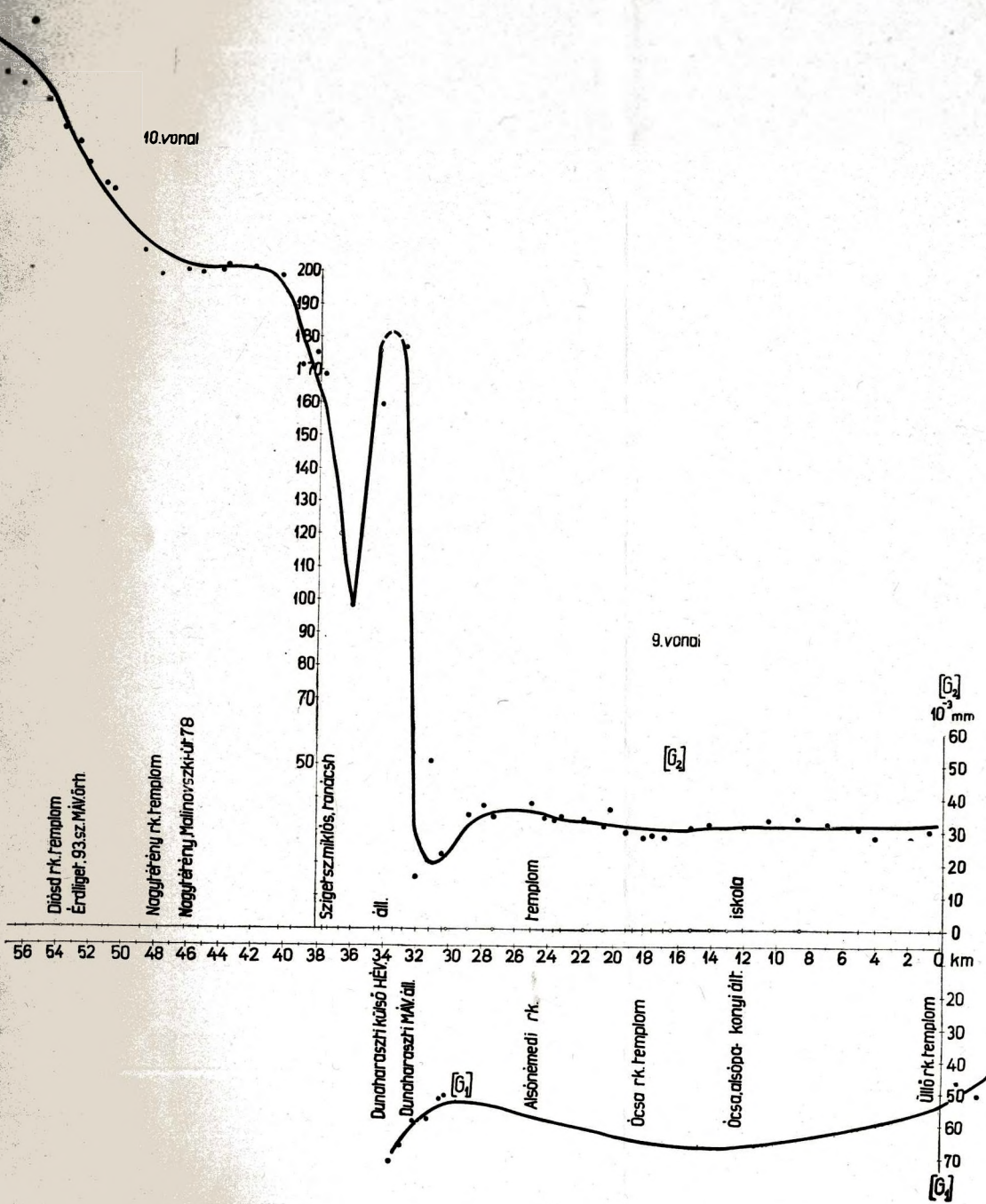
A vizsgálatba bevont szintezési vonalak

Mivel vizsgálati méréseink nem öncélúak voltak, elsősorban a főváros-környéki elsőrendű szintezési vonalakra szorítkoztak. Az Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet felkérésére újból szinteztük a földrengés epicentruma és Kiskunlacháza közötti II.-, illetőleg III. rendű szintezési vonalakat, majd valamivel később a Kiskunlacháza és Sári közötti vonalat is.

A vizsgálat tekintélyes hosszúságú hálózati részre terjedt ki (2. ábra). Időbelileg 1955. márciusa és 1956. novembere között zajlott le. A földrengést megelőző mérések középtideje 1955. szeptember 30.,



4. ábra. Kéregdeformációk Szolnok és Úllő között. A gradiensértékek $[G_1]$ és



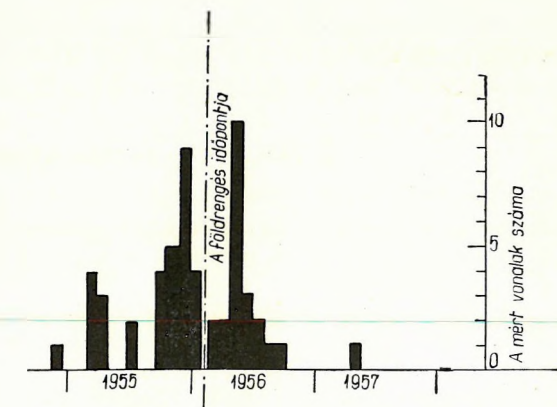
5. ábra. Az epicentrum közelében tapasztalt kéregdeformációk. Egység: 10^{-3} mm/nap.

a földrengést követően végrehajtott észlelések középideje pedig 1956. március 15. A két mérésorozat között tehát átlagosan 167 nap telt el. (3. ábra).

A vizsgálati időtartam alatt bekövetkezett szintváltozások mérőegységéül az 1 napra eső kéregdeformációt választottuk. Ezt G -vel jelöljük, és 10^{-3} mm egységben adjuk meg.

A rendelkezésünkre álló észlelési anyagból háromféle kéregmozgás határozható meg, éspedig:

1. A földrengés kipattanása⁷előtt végrehajtott két észlelés eredményeinek különbségeként adódnak a földrengést megelőző kéregmozgások. Az ebből származó különbségeket d_1 -gyel, az 1 napra jutó szintváltozást G_1 -gyel jelöljük.



3. ábra. A szintezések időbeli eloszlása és a szintezett vonalak száma

$$d_1 = h_{II} - h_I,$$

ha h_I -gyel, illetőleg h_{II} -vel az első, illetőleg a második szintezés alkalmával egy-egy szakaszra nyert magasságkülönbségeket jelöljük.

$$G_1 = \frac{d_1}{T}$$

ha T -vel a két mérés között eltelt időtartamot jelöljük napokban.

2. Két olyan mérés különbségét, amelyek közül az egyiket a földrengés kipattanása előtt, a másikat utána hajtották végre, d_2 -vel jelöljük, az 1 napra jutó szintváltozást pedig G_2 -vel. Ez a földrengés alkalmával bekövetkezett kéregmozgást jelenti.

3. Végül, ha két olyan mérés áll rendelkezésünkre, amelyek mindegyikét a földrengés kipattanása után hajtották végre, akkor a különbségeket d_3 -mal, illetőleg G_3 -mal jelöljük.

Az a körülmény, hogy a szintváltozásokat nem a szintezési alappontok tengerszintfeletti magasságaiból, hanem a szintezési szakaszok közvetlenül mért magasságkülönbségeinek különbségeként állítottuk elő (2), lehetővé tette, hogy függetleníteni tudtuk magunkat a különböző alapszinteltolódások, valamint a kiegyenlítés okozta hibáktól.

Vizsgálataink kiindulópontjául a szolnoki ferencrendi rk. plébánia-templomon levő szintezési falicsapot választottuk, mégpedig részben azért, mivel a vizsgálati vonalakon ez az alappont van a lehető legtávolabb, légvonalban több mint 100 km-re a földrengés epicentrumától, részben pedig

azért, mert Réthly szerint aszeizmikus területen fekszik. Feltehető tehát, hogy magában Szolnok városában a vizsgálatnak 505 napra terjedő teljes időszaka alatt csakis szabályszerű szekuláris változások következtek be.

A földrengés okozta kéregmozgások

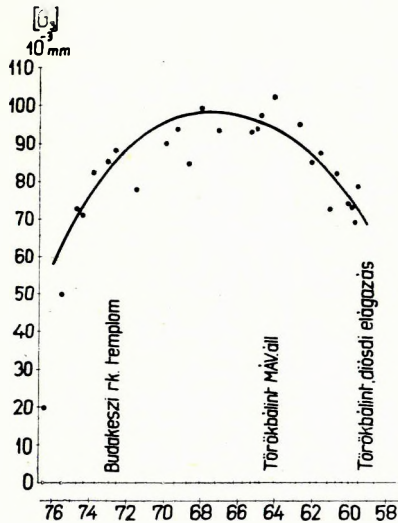
A mérési eredmények kétséget kizáróan igazolták, hogy a földkéregben a földrengést kb. már egy évvel megelőzően olyan mértékű volt a feszültség, hogy a kéregben jól mérhető és a plaszticitás határát meghaladó alaktorzulás lépett fel.

A földrengést megelőző szintváltozást az epicentrumtól számított, mintegy 50–70 km sugarú körön belül észleltük. A felszínen már 1955. áprilisában Szolnoktól Üllőn át az epicentrumig hullámszerű deformáció volt kimutatható. A térszín Szolnok és Cegléd között, mintegy 23 km hosszban enyhén felemelkedett, Ceglédtől ÉNy-ra pedig erőteljesen besüllyedt (4. ábra). A besüllyedés mértéke Dunaharasztiiban, 1955. november 23-án már 14 mm-t ért el (5. ábra).

A földrengés abban a pillanatban következett be, amikor a kéregben felhalmozódott feszültség túllépett a folyás határán, s az anyagban, a kohéziós erők megszűntével törés következett be.

A földrengést követően az addig tapasztalt kéregmozgások ellentétes értelműekké váltak, nagyságukat illetően azonban 1956. júniusáig a földrengést megelőzően tapasztalt alakváltozásnak általában csak fele mértékét érték el (4. és 5. ábra). Ezzel szemben az epicentrum közvetlen közelében a szintezési alapponthoz számottevő elmozdulását határoztuk meg. A kéregre települt mezozóos rétegek elmozdulásának legnagyobb mértékét Dunaharaszti és Szigetszentmiklós térségében, illetőleg Dunaharaszti és Taksony között, a Duna vonala közelében tapasztaltuk. Itt 1,5 km távolságon belül +11,7 mm, illetőleg -26,2 mm, tehát viszonylag -kerekben -40 mm szintváltozás mutatkozott.

Egyes vonaladarabokon a földrengést követő szintváltozások igen számottevőek voltak, és még a földrengés előtti deformációk mértékét is meghaladták. Így pl. 20 mm-t elérő szintváltozásoknak voltunk tanúi Buda-



6. ábra. Törökbálint környékén, a földrengést követően megállapított kéregemelkedés. Egység: 10^{-3} mm/nap.

örs környékén és a Szabadság-hegyen, a Csillagvizsgáló Intézet közelében.

Törökbálint és Budakalász között a földrengés után rövidesen, majd negyedévvel később szintezést hajtottunk végre. Megállapítottuk, hogy a

kéregemelkedés 1956. augusztusában még mindig folytatódott (6. ábra).

1957. júliusában, az epicentrumtól kb. 30–40 km távolságban ellenőrzésként lemért 12 km hosszú vonalon, Monor és Pilis között, az utolsó 13 hónap alatt számottevő változás mindössze három falicsapon mutatkozott +1,36-tól +2,10 mm-ig terjedően.

A $[G_2]$ és $[G_3]$ értékek összevetéséből arra lehet következtetni, hogy az epicentrum közvetlen közelében, a földrengés kipattanását követő percekben belül -10 , -60 mm nagyságrendű süllyedések és $+28$, $+31$, sőt $+40$ mm nagyságrendű emelkedések léptek fel. A *viszonylagos* legnagyobb függőleges elmozdulás mértéke tehát 10 cm nagyságrendű lehetett.

Végezetül arra óhajtom felhívni a figyelmet, hogy a dunaharaszti földrengés azon a helyen pattant ki, ahol — a hazai szekuláris szintváltozásokra vonatkozó vizsgálataink eredménye szerint — a Kisalföldet jellemző, süllyedőben levő terület ÉK-i csücske, a Duna vonala mentén, erősen emelkedőben levő területekkel találkozik (6, 11, 12).

IRODALOM

1. *Reports* (for the International Union of Geodesy and Geophysics . . . General Conference) presented by the National Committee for Geodesy and Geophysics. — National Research Council of Japan. Tokyo. — Számos idevágó közlemény az I. U. G. G. 1927., 1930., 1933., 1936., 1951., 1954., 1957. évi kongresszusaira készült beszámolókbán.
2. *Bendefy L.*, Módszer színváltozások abszolút mértékének meghatározására. I. közl. *Geofiz. Közl.* V. kt. 15—20 l. Bpest, 1956.
3. *Bendefy L.*, Orogén jellegű kéregmozgások Budapest főváros területén. *Bányászati Lapok* 7. (85.) évf. 10. sz. 544—556. l. Bpest, 1952.
4. *Bendefy L.*, Szekuláris változások Budapest területén. *Bány. Lapok* 8. (86.) évf. 7. sz. 377. l. Bpest, 1953.
5. *Bendefy L.*, Középhegységeink geomechanikai viszonyai a korszerű geodéziai méréseredmények tükrében. *Bány. Lapok* 10. (88.) évf. 3. sz. 162—163. l. Bpest, 1955.
6. *Bendefy L.*, Szekuláris mozgások Budapest térségében. (Pécsi M. szerk.: Budapest természeti képe III. rész) Akad. Kiadó, Bpest, 1958.
7. *Láng S.*, Az 1956. január 12-i Budapest környéki földrengés. *Földrajzi Közl.* IV. kt. (új folyam) 1. füz. Bpest, 1956.
8. *Somogyi S.*, Megfigyelések Budapest környékén az 1956. január 12-i földrengéstől sújtott területen. *Földrajzi Ért.* V. évf. 2. füz. Bpest, 1956.
9. *Bendefy L.*, Az 1956. január havi fővároskörnyéki földrengésről. *Földmérő*, II. évf. 2. sz. Bpest, 1956.
10. *Bendefy L.*, Vízszintes értelmű szekuláris mozgások Budapest területén. *Földmérés.* Közl. 5. évf. 19—25 l. és 67—76 l. 3 térképmelléklettel. Bpest, 1953.
11. *Bendefy L.*, Szintváltozások Dunántúl térségében korszerű szabatos szintezések eredményei alapján. (A M. Tud. Akad. által 1956. szeptemberében rendezett Nemzetközi Geodéziai Kongresszuson elhangzott előadás.) Németül: *Acta Technica* 1958. évf. Bpest, 1958.
12. *Szalai T.*: A Kárpátok tektonikai szintézise. — *Geotektonische Synthese der Karpaten.* — *Geofiz. Közl.* VII. kt. 1. sz. Bpest, 1958.

Pilis—Üllő

különbsége		d_2 mm		$G_2 \cdot 10^{-3}$ mm		$10 [G_2]$ 10^{-3} mm	A pont száma	A szintezési alappont térbeli helyzete
3. mérés	Idő- tár- tam	+	--	+	-			
— 1 516,27	1955. ápr. 11 és 1956. okt. 15. mér- ések között: 552 nap		0,27		0,49	0,00	6001	Cegléd rk. †
+ 1 091,43			0,63		1,14	— 0,49	6153	
+ 0 159,33			2,46		4,46	— 1,63	52	
+ 2 149,09		2,25		4,08		— 6,09	51	
+ 1 415,18			1,32		2,39	— 2,01	6150	
+ 6 745,29		0,42		0,76		— 4,40	49	
+ 6 664,53		2,05		3,71		— 3,64	48	
						+ 0,07	47	
+ 4 263,16			2,93		6,56	— 6,49	46	
+ 1 753,55			1,47		3,29	— 3,20	45	
+ 3 011,51	1955. okt. 15-i mérések között: 447 nap.	0,91		2,04		— 1,16	42	Ceglédbercel rk. †
— 2 741,08			0,12		0,27	— 1,43	41	
— 0 238,42		1,68		3,76		+ 2,33	6140	
+ 0 861,50		0,02		0,04		+ 2,37	39	
+ 0 705,38		0,26		0,58		+ 2,95	38	
— 0 001,77		0,01		0,02		+ 2,97	37	
— 0 815,83		0,38		0,85		+ 3,82	36	
+ 4 033,01			0,06		0,13	+ 3,67	35	
+ 0 540,07			1,12		2,51	+ 1,18	34	
— 0 264,15		0,18		0,40		+ 1,58	32	
+ 1 365,43	0,71		1,59		+ 3,17	31	Albertiúrsa rk. †	
+ 0 095,92		0,42		0,94	+ 2,23	6130		
+ 3 903,14		1,38		3,09	— 0,86	29		
+ 2 798,19		0,12		0,27	— 1,13	28		
+ 2 173,24		1,76		3,94	— 5,07	27		
+ 2 991,10		0,34		0,76	— 5,83	26		
+ 1 547,11	0,77		1,72		— 4,11	25		
— 1 146,89	0,16		0,67		— 3,44	24		
+ 2 427,59		1,55		6,48	— 9,92	23		
+ 0 877,49	1,33		5,56		— 4,36	22		
+ 2 940,34	0,71		2,97		— 1,39	21	Pilis ev. †	
+ 0 106,01		0,29		1,21	— 2,60	6120		
+ 0 256,28	0,02		0,08		— 2,52	19		
— 0 926,34	0,72		3,01		+ 0,49	18		
+ 6 126,29		11,21		46,90	— 46,41	17		
— 12 084,25	8,13		34,02		— 12,39	16		
— 2 986,14	1,30		5,44		— 6,95	15		
— 1 424,12	0,50		2,09		— 4,86	13		
— 0 920,68		0,56		2,34	— 7,20	12		
+ 2 450,48		1,22		5,10	— 12,30	11		
+ 3 348,10	1,32		5,52		— 6,78	6110	Monor rk. †	
— 1 004,50	0,22		0,92		— 7,70	09		
— 2 471,34	1,18		7,97		+ 0,27	08		
— 4 237,47	1,63		11,01		+ 11,28	07		
— 1 057,73	1,43		9,66		+ 20,94	06		
— 1 439,21		0,21		1,42	+ 19,52	05		
+ 0 256,54	1,07		7,23		+ 26,75	03		
— 2 281,08		0,67		4,53	+ 22,22	02		
— 1 864,93	2,50		16,89		+ 39,11	6101		
— 0 763,53		1,37		9,26	+ 29,85	127		Üllő rk. †

9. vonal: Üllő—Ócsa—

A pont		A szakaszok mért magasság								
száma	neme	L km	[L] km	1955.	1955. dec. 8.	Idő- tar- tam	d_1 mm		$G_1 10^{-3}$ mm	$[G_1]$ 10^{-3} mm
				márc. 22			+	-		
127	cs		0,00							
402	„	0,70	0,70	+ 3 275,34						
403	„	1,21	1,91	- 6 500,60						
404	gb	1,14	3,05	- 4 433,79						
405	cs	0,98	4,03	+ 1 001,36						
406	„	1,54	5,57	+ 0 277,06						
407	„	1,36	6,93	+ 1 108,39						
408	kő	1,73	8,66	- 2 940,87						
128	„	1,43	10,09	- 1 576,18						
410	cs	1,98	12,07	- 1 290,04						
411	kő	0,93	13,00	- 2 035,20						
412	„	1,11	14,11	- 0 400,22						
413	„	1,21	15,32	- 6 001,39						
414	GI. kő	1,20	16,52	+ 6 852,21						
415	cs	0,45	16,97	+ 3 398,60						
416	„	0,72	17,69	- 10 970,84						
417	„	0,51	18,20	+ 1 251,96						
418	„	0,66	18,86	- 0 380,35						
421	„	0,45	19,31	- 0 118,72						
422	kő	1,41	20,72	+ 2 273,90						
423	„	1,17	21,89	- 2 680,22						
425	cs	1,36	23,25	- 0 291,70						
426	„	0,43	23,68	+ 0 564,41						
427	tesa	0,59	24,27	+ 1 267,70						
428	cs	0,76	25,03	- 0 955,29						
429	„	0,99	26,02	+ 0 382,44						
430	kő	1,32	27,34	- 3 413,35						
431	„	1,56	28,90	+ 1 950,55						-62,82
432	GI. kő	1,23	30,13	- 0 240,84	- 0 237,76		3,08		11,80	-51,02
433	cs	0,34	30,47	- 0 468,33	- 0 468,59			0,26		1,00 -52,02
434	„	0,72	31,19	- 0 028,25	- 0 029,84			1,59		6,09 -58,11
435	„	0,83	32,02	+ 2 054,00	+ 2 053,81			0,19		0,73 -58,84
436	„	0,88	32,90	- 1 553,17	- 1 555,12			1,95		7,47 -66,31
129	„	0,56	33,46	- 0 858,46	- 0 859,63			1,17		4,48 -70,79

1955. márc. 22. és dec. 8.-i
mérések között: 261 nap

Dunaharaszti

különbsége		Idő- tar- tam	d_2 mm		$G_2 \cdot 10^{-3}$ mm		$[G_2]$ 10^{-3} mm	A pont száma	A szintezési alappont térbeli helyezete	
1956. máj. 8.	1956. márc. 7.		+	-	+	-				
+ 3 275,52		1955. márc. 22. és 1956. máj. 8.-i mérések között: 413 nap	0,18		0,44		+ 29,85	127	Üllő rk. †	
- 6 501,52						2,23	+ 30,29	402		
- 4 433,76			0,03	0,92	0,07		+ 28,06	403		
+ 1 001,43			0,07		0,17		+ 28,13	404		
+ 0 278,09			1,03		2,49		+ 28,30	405		
+ 1 009,01			0,62		1,50		+ 30,79	406		
- 2 940,13			0,74		1,79		+ 32,29	407		
- 1 576,57				0,39		0,94	+ 34,08	408	Üllő—Ócsa 7,33 km-nél kő	
							+ 33,14	128		
- 1 290,80				0,76		1,84	+ 31,30	410	Ócsa, Alsó-pakonyi ált. iskola	
- 2 035,27				0,70		0,17	+ 31,13	411		
- 0 399,94			0,28		0,68		+ 31,81	412		
- 6 001,89				0,50		1,21	+ 30,60	413		
+ 6 851,70				0,51		1,24	+ 29,36	414		
+ 3 398,05				0,55		1,33	+ 28,03	415		
- 10 970,66			0,18		0,44		+ 28,47	416		
+ 1 251,60				0,36		0,87	+ 27,60	417		
- 0 379,66			0,69		1,67		+ 29,27	418		
- 0 118,58		0,14		0,34		+ 29,61	421			
+ 2 274,63		0,73		1,77		+ 31,38	422	Ócsa rk. †		
- 2 679,33		0,89		2,16		+ 33,54	423			
- 0 291,43		0,27		0,65		+ 34,19	425			
+ 0 564,09			0,32		0,78	+ 33,41	426			
+ 1 267,80		0,10		0,24		+ 33,65	427			
- 0 953,34		1,95		4,72		+ 38,37	428	Alsónémedi rk. †		
+ 0 381,45			0,99		2,40	+ 35,97	429			
- 3 413,98			0,63		1,52	+ 34,45	430			
- 1 950,67		0,12		0,29		+ 34,74	431			
- 0 239,79			2,03		13,36	+ 21,38	432			
- 0 468,41		0,18		1,18		+ 22,56	433			
- 0 025,48		4,36		28,68		+ 51,24	434			
+ 2 048,42			5,39		35,46	+ 15,78	435			
- 1 540,62		1955. XII. 8. és 1956. V. 8. közt 152 nap	14,50		161,11		+ 176,89		436	Dunaharaszti MÁV állomás
- 0 859,56		1955. XII. 8 és 1956. III. 7. közt 90 nap	0,07		0,78		+ 177,69		129	Dunaharaszti-külső HÉV-állomás

10. vonal: Dunaharaszti—Nagytétény—

A pont		L km	[L] km	A szakaszok mért magasság-			
száma	neme			1955. márc. 18.	1955. nov. 14.	1956. máj. 19.	Idő- tartam
129	cs		33,46				1955. márc. 18. és 1956. máj. 19-i mérések közl: 428 nap
501	gb	0,80	34,26	+ 0 454,90		+ 0 447,15	
502	„	0,23	34,49	— 4 187,32		— 4 180,38	
503	cs	1,50	35,99	+ 0 527,14		+ 0 494,00	
504	„	0,71	36,70	+ 0 163,13		+ 0 172,38	
505	„	0,69	37,39	+ 1 043,34		+ 1 053,06	
506	„	0,36	37,75	+ 0 945,86		+ 0 956,78	
507	„	0,46	38,21		— 1 019,62	— 1 018,32	
508	„	0,88	39,09		+ 0 343,73	+ 0 342,98	
509	„	0,45	39,54		— 0 606,36	— 0 603,12	
510	„	0,80	40,34		— 0 013,83	— 0 011,06	
511	„	1,75	42,09		+ 2 347,25	+ 2 347,72	
512	gb	0,46	42,55		+ 0 956,39	+ 0 956,45	
513	cs	1,08	43,63				
514	„	0,30	43,93		— 1 336,24	— 1 336,45	
515	„	1,26	45,19		— 2 031,14	— 2 031,26	
130	„	0,85	46,04		+ 0 663,54	+ 0 663,66	
601	„	1,63	47,67		+ 4 086,11	+ 4 085,82	
602	„	1,10	48,77		— 1 545,21	— 1 543,88	
603	„	1,89	50,66		— 2 065,21	— 2 061,58	
604	„	0,37	51,03		+ 1 950,62	+ 1 950,93	
605	„	1,23	52,26		— 3 323,58	— 3 322,36	
606	„	0,54	52,80		+ 7 786,59	+ 7 787,76	
607	kő	0,76	53,56		+ 4 587,92	+ 4 588,75	
608	cs	1,08	54,64		+22 366,98	+22 368,66	
609	„	1,05	55,69		+17 476,07	+17 480,56	
610	gb	0,68	56,37		+12 031,25	+12 027,52	
611	kő	0,93	57,30		+28 626,98	+28 627,84	
612	gb	1,24	58,54		—13 295,15	—13 293,55	
131	cs	0,90	59,44		—10 088,11	—10 086,44	

1955. nov. 14. és 1956. máj. 19.-i mérések között:
187 nap

II. vonal: Törökbalint—Budakeszi

A pont		A szakaszok mért magasságkülönbsége										A szintezési alappont térbeli helyzete
száma	neme	L km	[L] km	1956. máj. 7.	1956. aug. 19.	Idő tá- r 104 nap	d ₂ mm	d ₃ mm	G ₂ 10 ⁻³ mm	[G ₂] 10 ⁻³ mm	A pont szám	
131	cs		59,44								+ 78,62	131
613	"	0,25	59,69	- 10 388,64	- 10 389,63						+ 69,10	613
614	"	0,23	59,92	- 2 490,19	- 2 489,76		0,43	4,14	9,52	4,14	+ 73,24	614
615	"	0,34	60,26	+ 4 172,32	+ 4 172,45		0,13	1,25		1,25	+ 74,49	615
616	"	0,40	60,66	+ 8 421,71	+ 8 422,51		0,80	7,69		7,69	+ 82,18	616
618	"	0,36	61,02	+ 2 686,72	+ 2 685,72				9,62		+ 72,56	618
619	"	0,55	61,57	+ 0 548,52	+ 0 550,06		1,54	14,81		14,81	+ 87,37	619
620	"	0,38	61,95	- 7 323,97	- 7 324,20				2,21		+ 85,16	620
621	"	0,76	62,71	- 14 973,26	- 14 972,76		0,50	4,81		4,81	+ 89,97	621
622	"	1,20	63,91	- 1 258,72	- 1 257,45		1,27	12,21		12,21	+ 102,18	622
623	gb	0,76	64,67	- 3 500,22	- 3 500,73		0,51	5,96		5,96	+ 97,28	623
624	cs	0,27	64,94	+ 4 622,45	+ 4 622,11		0,34		4,90		+ 94,01	624
625	gb	0,25	65,19	- 2 795,46	- 2 795,57		0,11		3,27		+ 92,95	625
626	kő	0,41	65,60	+ 13 133,06	+ 13 132,19				1,06		+ 84,58	626
627	gb	0,44	66,04	+ 4 262,54	+ 4 261,49				8,37		+ 74,48	627
628	cs	1,02	67,06	+ 12 186,25	+ 12 188,22		1,97	18,94		18,94	+ 93,42	628
629	"	0,88	67,90	+ 6 936,31	+ 6 936,93		0,62	5,96		5,96	+ 99,38	629
630	kő	0,72	68,62	+ 13 929,53	+ 13 928,01				14,62		+ 84,76	630
631	cs	0,61	69,23	+ 4 316,94	+ 4 317,89		0,95	9,14		9,14	+ 93,90	631
632	kő	0,60	69,83	+ 13 439,98	+ 13 439,57				3,94		+ 89,96	632
633	cs	0,44	70,27	- 9 100,04	- 9 098,15		1,89	18,17		18,17	+ 108,13	633
634	gb	1,03	71,30	+ 4 318,06	+ 4 314,89				30,48		+ 77,65	634
635	cs	0,56	71,86	+ 7 639,31	+ 7 639,01		1,08	10,38		10,38	+ 88,03	635
636	"	0,51	72,37	+ 4 204,62	+ 4 204,62				2,79		+ 85,24	636
637	"	0,40	72,77	+ 7 931,13	+ 7 930,84		0,29		3,08		+ 82,16	637
638	"	0,72	73,49	+ 26 416,85	+ 26 416,53	1856. máj. 7. és 1956. aug. 19. 1-mérések között: 104 nap	0,32		3,08		+ 82,16	638
639	"	0,61	74,10	+ 21 688,82	+ 21 687,62		1,20	2,12		2,12	+ 70,62	639
640	"	0,40	74,50	+ 23 385,02	+ 23 385,24		0,22		11,54		+ 72,74	640
641	kő	0,73	75,23	+ 35 150,25	+ 35 147,88				22,79		+ 49,95	641
642	"	1,29	76,52	+ 4 411,77	+ 4 408,65		3,12	32,79		32,79	+ 19,95	642
132	cs	0,28	76,80	+ 7 691,73	+ 7 695,14		3,41		30,00		+ 52,74	132

Törökbalint, diósdí
elágazásnál,
transzfor. házbán

Törökbalint
MÁV állomás

Budakeszi rk. ő

Budakeszi-úton,
Sagvári liget
áll. lakóházán

D. CSOMOR AND Z. KISS

THE SEISMICITY OF HUNGARY

Based on the macroseismic observations of the years 1880—1956 a working up of the material for the construction of a seismicity chart of the country was set in progress. In all, 872 earthquakes have been considered and the depth of the foci could be calculated in 91 cases. The depths are between 1 and 20 kms, except one case, and most frequently between 4 and 7 kms. That means, that the causes of the Hungarian earthquakes must be located in the upper part of the crust or in the rocks above it. The mean depth was calculated as to 8.5 km. Using partial sums of the Benioff-numbers the conditions of the stress accumulation and dissolution for the whole of the country and for Transdanubia are investigated. It could be stated, in accordance with the world-wide results of Gutenberg and Richter, that the main part of the energy released is represented by the energies of the rare big earthquakes. A chart of the distribution of epicenters and depths was prepared and the construction of a seismicity map basing on the energy-distribution, as resulting from the material worked up, is projected.

MAGYARORSZÁG SZEIZMITÁSA

CSOMOR DEZSŐ és KISS ZOLTÁN

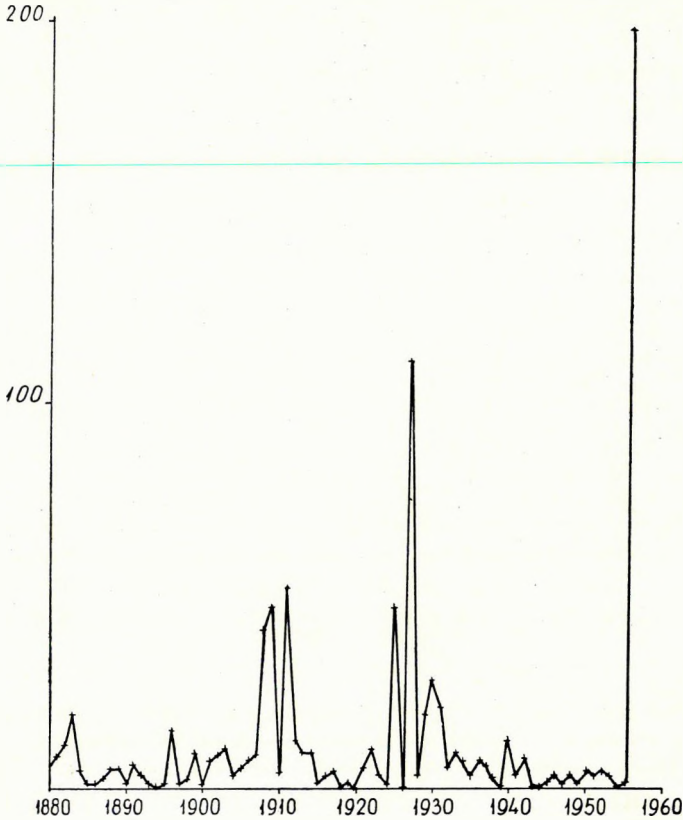
1956. tavaszán tervbe vettük Magyarország szeizmitási térképének elkészítését. Az adott esetben ez a térkép csak makroszeizmikus anyagra épülhetett, mivel nincs olyan földrengési állomáshálózatunk, amely az összes gyenge magyar rezgéseket regisztrálta volna, továbbá nincs közeli rengésekre érvényes magnitúdó egyenletünk sem, amelynek alapján meghatározhattuk volna a kipattant rengések magnitúdóját s ebből az energiát, amely a modern szeizmitási térkép elkészítéséhez szükséges.

A szeizmitási térkép elkészítéséhez az 1880—1956-ig Magyarországon kipattant földrengések makroszeizmikus anyagát használtuk fel. Sajnos, az eredeti megfigyelési anyag a második világháború alatt elpusztult s így részben az irodalomban fellelhető adatokra, részben pedig az Országos Földrengésvizsgáló Intézet által összegyűjtött anyagra támaszkodtunk.

Az anyag összegyűjtése után a feldolgozás első lépése a földrengések erősségének újbóli megbecslése volt. Több esetben nem fogadtuk el a közölt erősségi értékeket, hanem a talált kritériumok alapján megváltoztattuk. Becslésünk alapja a 12°-os Mercalli—Sieberg földrengés-erősségi skála.

Hazánk területén 1880—1956-ig összesen 872 rengés pattant ki, az elő- és utórengésekkel együtt. Az 1. ábrán láthatjuk a rengések évenkénti

eloszlását. Az évi átlag 11 rengés. A rengések száma az évi átlag fölé lényegesen csak azokban az esztendőkből (1908, 1909, 1911, 1925, 1927 és 1956) emelkedik, amely években egy-egy közepes, vagy annál nagyobb erősségű rengést több előrengés vezetett be, vagy több utórengés követett. A 872 rengésből 91 megfigyelési anyaga alapján lehetett izoszeiszta tér-



1. ábra. A magyarországi földrengések évi eloszlása 1880—1956-ig

képeket rajzolni. Néhány rengésnél izoszeiszták nélkül, egy-két pont alapján számítottuk a mélységet.

A kapott izoszeiszta térképek alapján a

$$\log \frac{r_2^2 + h^2}{r_1^2 + h^2} = \frac{1}{3} (I_1 - I_2) \quad 1.$$

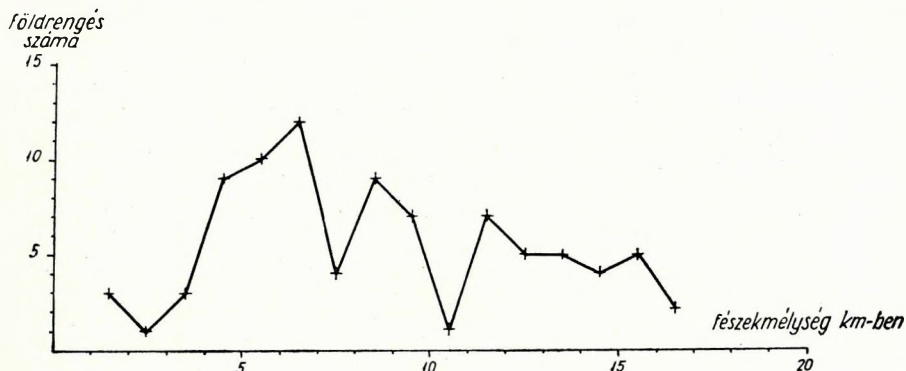
képlettel számítottuk ki a fészekmélységet és a megrázott terület sugarát. Az érzhetőség határán az erősséget $I_1 = 2^\circ$ -nak vettük a Mercalli — Sieberg skálában. A fenti egyenletben h a fészekmélység, I_0 az intenzitás az epicentrumban, $I_1 I_2 \dots I_l$ az intenzitások az $r_1 r_2 \dots r_l$ sugarú izoszeisztákon.

Az egyes rengésekre az

$$M = -1,3 + 1,8 \log h + 0,6 I. \quad 2.$$

egyenletből számítottuk a földrengés méretét, magnitúdóját, M -t.

Néhány rengésnél lehetséges volt az erősebb elő-, illetőleg utórengések-ből is fészekmélységet számítani. Az így kapott értékek jól megegyeztek a főrengésből kapott értékekkel. Pl. az 1931. április 18-án kipattant várpalotai 5° erősségű rengésre 4,9 km mélységet kaptunk, az április 19-i 4° -os utórengésből 5,8 km-t, a $3,5^\circ$ -osból pedig 5,9 km-t. Az 1936. március 4-én Zemplén megyében keletkezett 5° -os erősségű rengésre 10,3 km, az előrengésből pedig 9,4 km adódott. Az 1951. február 20-i nógrádmegyei



2. ábra. A magyarországi földrengések fészekmélységeinek gyakorisági görbéje 1880—1956-ig

7° -os rengésből 11,5 km, a 4° -os előrengésből 12,1 km, az ugyancsak 4° -os utórengésből pedig 15,1 km-t kaptunk. A kapott értékek jó egyezése az erősség-bebecslések reális és helyes voltára mutat.

A számított 91 fészekmélységből megszerkesztettük a gyakorisági görbét (2. ábra). Láthatjuk, hogy a vizsgált időszakban a makroszeizmikus adatokból meghatározott fészekmélységek egy kivételével (1939. március 23. biharmegyei rengés $h = 33,1$ km) az 1–20 km közbe esnek. Leggyakrabban a 4–7 km közé eső fészekmélységek fordulnak elő. Ha feltesszük azt, hogy az erősegeket $0,5^\circ$ -os, az izoszeiszták sugarát pedig 5 km hibával határoztuk meg, akkor a fészekmélység hibájára kerekén 6 km-t kapunk. Ez azt jelenti, hogy a magyarországi rengések keletkezésének okait egy-két kivételtől eltekintve a kéregben kell keresnünk, sőt a leggyakrabban előforduló rengések fészkei a kéreg felső részébe, vagy a fölé települt kőzetekbe esnek, elfogadva a 20–22 km körüli értéket Magyarországon is a Conrad-féle határfelület mélységére és a 30 km körüli értéket pedig a Mohorovicic-felületre. Az 1–3 km közbe eső fészekmélységű rengések Várpalota környékén pattantak ki, ezek Simon Béla szerint beomlásos rengések.

Átlagos fészekmélységül 8,5 km-t kaptunk. Ezt a h -értéket az intenzitás, a mélység és a magnitúdó között fennálló (2) egyenletbe helyettesítve az I_0 és M között nyerünk összefüggést.

$$M = 0,3 + 0,6 I_0 \quad 3.$$

Ebből azoknak a rengéseknek a magnitúdóját számítjuk, amelyekre fészekmélységet meghatározni a megfigyelési anyag alapján nem állt módunkban.

A kapott magnitúdó-értékek alapján a rengéseket osztályokba soroltuk. A rengések magnitúdó-osztályok szerinti eloszlását az 1. táblázat tartalmazza.

1. táblázat

M	A rengések száma 77 év alatt n	Százalékos eloszlás	Az osztályra eső energia	
			77 évre E'	1 évre E
$\leq 2,4$ J....	575	65,9	$2,95 \cdot 10^{18}$ erg	$3,80 \cdot 10^{16}$ erg
2,5—3,4	244	28,0	$4,17 \cdot 10^{19}$	$5,37 \cdot 10^{17}$
3,5—4,4	44	5,1	$5,89 \cdot 10^{20}$	$7,58 \cdot 10^{18}$
4,5—5,4	7	0,8	$8,32 \cdot 10^{21}$	$1,07 \cdot 10^{20}$
5,5—6,4	2	0,2	$1,17 \cdot 10^{23}$	$1,51 \cdot 10^{21}$
Összesen	872	100	$1,26 \cdot 10^{22}$ erg	$1,63 \cdot 10^{21}$ erg

A magnitúdó-osztályt jellemző magnitúdó értékek és a rengések száma (n) közötti összefüggést ábrázolva (3. ábra) exponenciális görbéhez hasonló görbét kapunk, így a $\log n$ és az M közötti összefüggést kiegyenlítővel határoztuk meg. Erre a

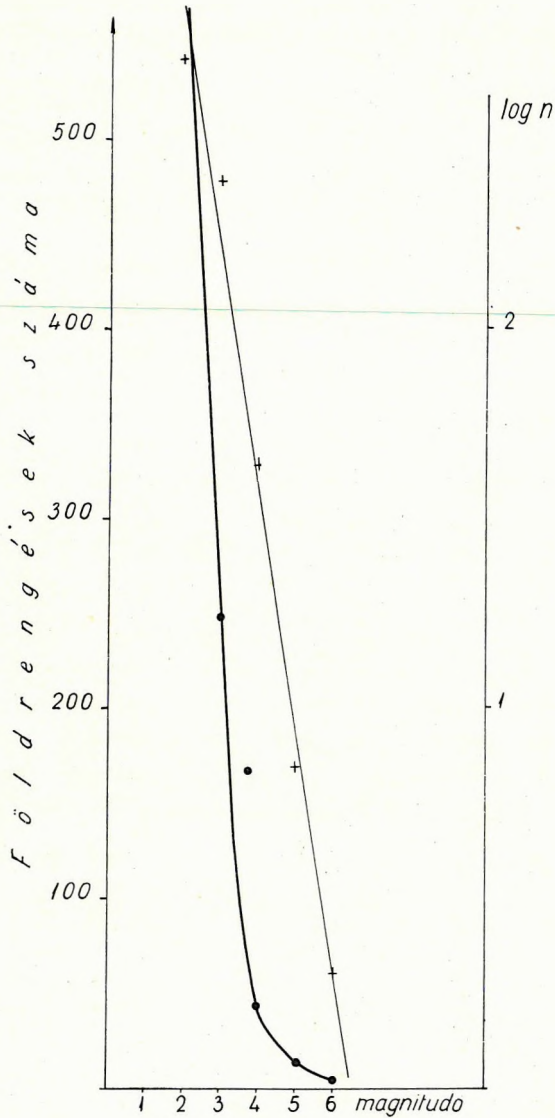
$$\log n = 4,17 - 0,65 M \quad 4.$$

összefüggést kaptuk. M. Bath Fennoscandiára a $\log n = 3,17 - 0,46 M$ egyenletet kapta.

Az így kapott egyenlet, továbbá a magnitúdó és energia közötti összefüggés segítségével kiszámítottuk a magnitúdó osztályra eső átlagos energia értékeket 77 évre és 1 évre.

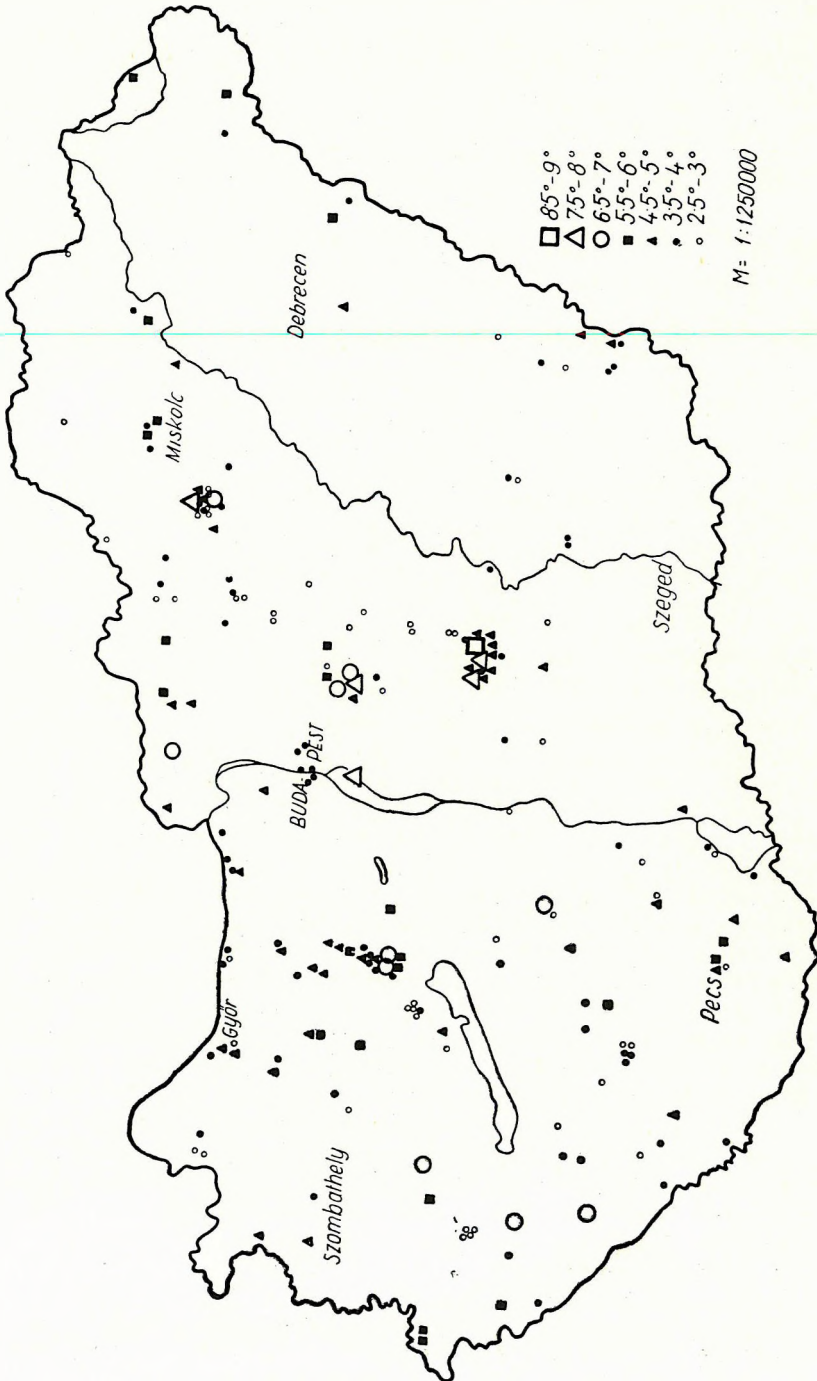
A kapott értékeket ugyancsak az 1. táblázat tartalmazza. A táblázatból a következőket olvashatjuk le. Bár a kis rengések száma nagy, a hozzájuk tartozó összes energia-érték lényegesen kisebb, mint a ritka, nagy rengések energiája. Magyarország területén a ritka erős rengések kipattanásakor felszabaduló energia az összenergia 92,9%-a. Ezzel Magyarország területére is igazoltuk, amit Gutenberg és Richter az egész Földre kimutattak, hogy a felszabaduló energiát a ritka, nagy rengések energiája adja.

Az epicentrum-eloszlási térképen (1. térkép) az epicentrumokat erősségük feltüntetésével ábrázoltuk. Erre a térképre a különböző időben kipattanó rengésekből meghatározott epicentrumokat tettük fel. Így



3. ábra. Magnitudo-osztály és a földrengések gyakorisága közötti összefüggés ábrázolása

néhány területre epicentrum-halmazt kaptunk. Ilyen területek Kecskemét, Eger, Várpalota, Isztimér, Csókakő, Kaposvár, Budapest, Veszprém és Zalaegerszeg környéke. Nézzük meg részletesebben, milyen és mennyi rengés pattant ki ezeknek a területeknek némelyikén.



1. Magyarországi rengések epicentrumai 1880—1956-ig

Az Eger környékére eső rengések adatait a 2. táblázatban foglaltuk össze.

2. táblázat

Kipattanási idő	Epicentrum földrajzi koordinátái		Fészekmélység	Erősség	Elő-, utó-rengések száma
1884. XII. 5.	47° 54'	20° 22'		4°	1
1888. XI. 26.	47 54	20 22		3	
1903. VI. 26.....	47 53	20 24	6,1	8	
1916. I. 19.	47 54	20 22		4	
1917. VII. 14.	47 54	20 22		3	
1922. VIII. 12.	47 54	20 22		3	
VIII. 21.	47 54	20 22		2	
1923. II. 9.	47 56'	20 28		3	
1925. I. 31.	47 52	20 24	6,1	8,5	44
1928. IV. 22.....	47 54	20 22		4	
XI. 20.	47 54	20 22		4,5	1
1934. XII. 14.	47 51	20 25	11,0	3	
1938. VII. 13.	47 51	20 22	7,8	3	
1939. VIII. 22.	47 54	20 22	6,2	4	
1940. V. 23.	47 52	20 23		2,5	
1946. IV. 26.....	47 54	20 22	4,7	3	
1956. XII. 14.	47 52	20 16	14,1	5	4

A fészekmélységeket vizsgálva 2 csoportra esnek szét az epicentrumok. Az első csoport a 4,7–7,8 km közbe eső epicentrumokat tartalmazza, amelyeknek földrajzi koordinátái 47°51–54' N és 20°22–24' E közé esnek. Ezek az epicentrumok meghatároznak egy 6,2 km átlagos mélységű és a 47°52,8' N, 20°22,8' E földrajzi koordinátákkal jellemzett fészket. Ez a fészke esik Eger közvetlen környékére, ebből pattant ki a két erős egri rengés, elő- és utórengésekkel együtt összesen 46, továbbá még 12 olyan rengés, amelyeket Egerben éreztek legerősebben. A 2. csoportba eső három rengés három fészket határoz meg. Az 1923. II. 29-i rengésre mélységünk nincs, ez Berta-major környékére esik. Az 1934. XII. 14-i rengés fészke Andornaktálya határában van, amelynek jellemzői 47°51' N, 20°25' E és a 11 km-es mélység. A 47°52' N, 20°16' E két koordináta és a 14,1 km-es mélység határozza meg az Egerszólát közelében levő fészket, amelyből összesen 5 rengés pattant ki 1956. XII. 14-én. Az Eger környékére eső 4 fészekben összesen 67 rengés keletkezett.

A Kecskemét környéki rengések epicentrumainak (3. táblázat) földrajzi koordinátáit vizsgálva a rengések két csoportra választhatók szét, az egyik csoportnak a 46° 54–57' N, 19° 40–43' E, a másiknak viszont a 46°55–58' N, 19°34–37' E közbe esnek a koordinátái.

3. táblázat

Kipattanási idő	Epicentrum földrajzi koordinátái		Fészkekmélység	Erősség
1896. X. 29.	46° 55'	19° 42'	14,9	5°
1908. V. 24.	58	37	13,8	5°
1908. V. 28.	57	35	16,9	7,5°
1908. VIII. 26.	55	35	15,4	5°
1908. IX. 8.	55	42	15,7	5°
1909. II. 16.	56	37	16,0	5°
1911. VI. 1.	55	42	15,6	4°
1911. VI. 19.	56	40	14,8	8°
1911. VI. 19.	55	43	16,0	9°
1937. IV. 28.	54	41	13,5	4°

Az így adódó két fészket azonos mélység jellemzi, 15,2 illetőleg 15,3 km. A fészkek koordinátái pedig $46^{\circ}55,3' N$, $19^{\circ}41,7' E$ és $46^{\circ}56,2' N$, $19^{\circ}35,8' E$. Erre a két fészkekre összesen 139 rengés esik. Az egyik fészkekből pattant ki az 1911. év legerősebb (9°), a másikkól pedig az 1908. év legerősebb ($7,5^{\circ}$) rengése.

4. táblázat

Erősség	Fészkek száma
2°	14
2,5°—3°	51
3,5°—4°	50
4,5°—5°	30
5,5°—6°	20
6,5°—7°	6
7,5°—8°	4
8,5°—9°	2
Összesen:	177 fészek

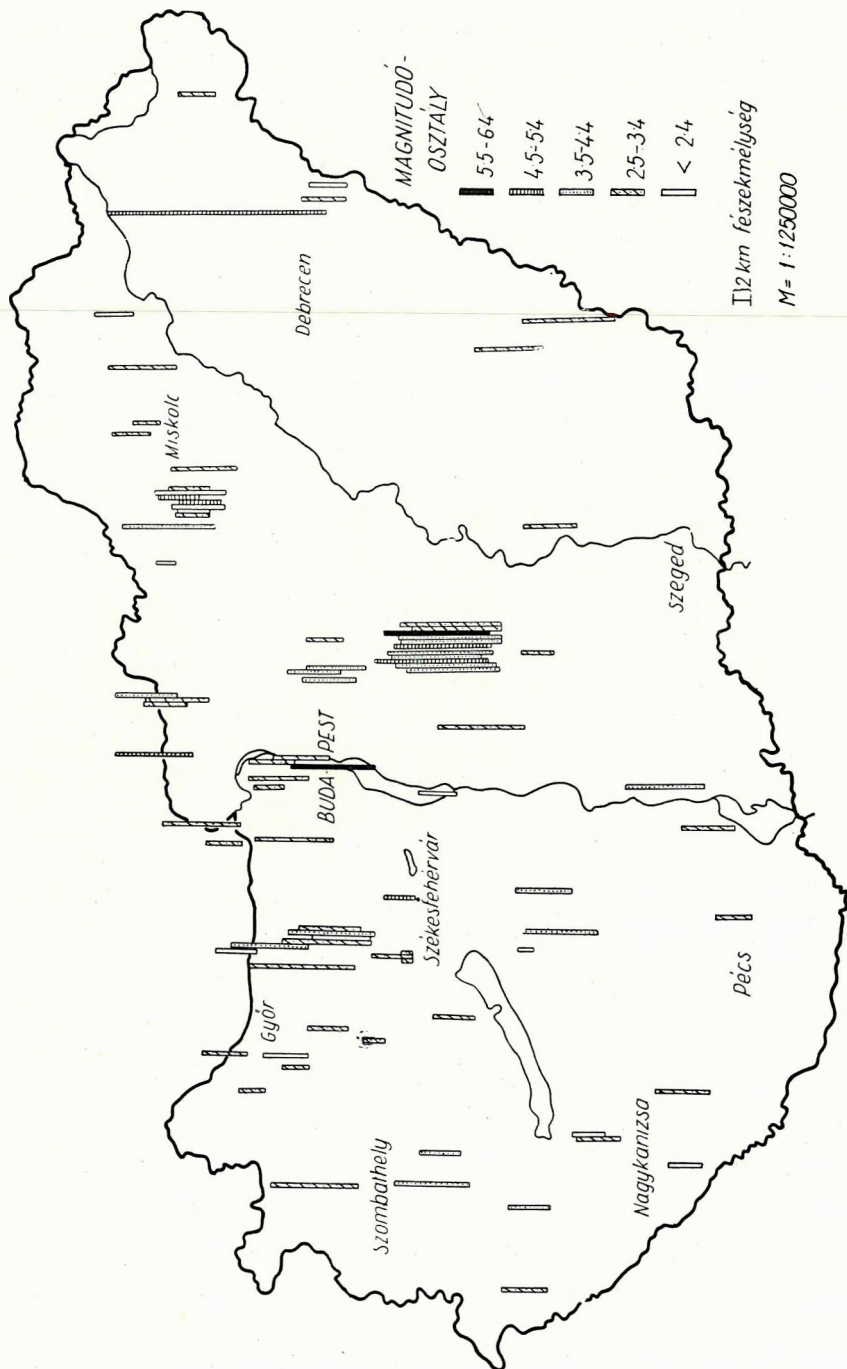
A többi terület epicentrum-halmazait is összehasonva összesen 177 fészket találtunk a vizsgált időszakban. A kipattant rengések epicentrális erőssége szerint a fészkek a 4. táblázat szerint csoportosíthatók'

Feltűnő az epicentrum-eloszlási térképen, hogy a Tisza vonalától keletre csak 15 fészek esik, az összes fészkek 8,5 százaléka. Ezekből a fészkekből a vizsgált időszakban $5,5^{\circ}$ — 6° epicentrális erősségű rengésnél erősebb rengés nem pattant ki. A legerősebb epicentrális erősségű rengések a Kecskemét, Eger, Dunaharszti, Gomba környékén levő fészkekben keletkeztek.

Simon Béla: „A magyar medence föld-rengési térképe”, amelyet 1936-ban adott ki a jeni Földrengésvizsgáló Intézetben rendelkezésre álló anyag alapján, ke-reken 70 fészket tartalmaz. Réthly Antal: „A Kárpátok övezte Duna—Tisza—Dráva—Maros medencék földrengés erősségi térképe” szerint hazánk területén kb. 150 fészek van.

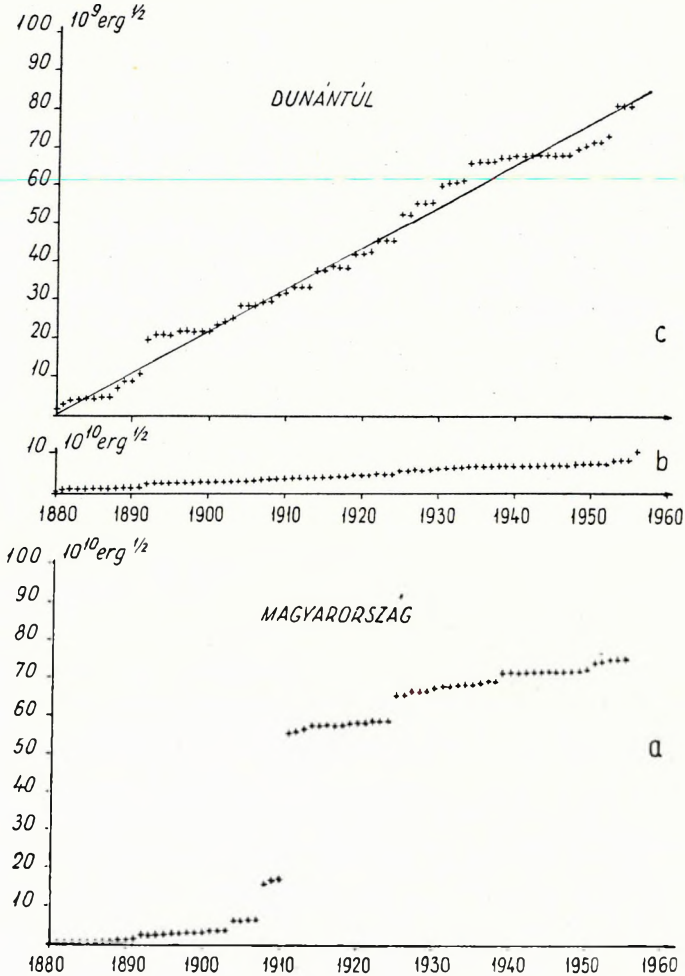
A 2. térképen azoknak a rengéseknek az epicentrumait tüntettük fel, amelyekre fészkekmélységet számítottunk. A fészkekmélységet nem a térkép méretében ábrázoltuk, hanem a mélységet ábrázoló téglalap hosszúságának 1 cm-e 2 km-nek felel meg. A különböző jelzésekkel azt érzékeltettük, hogy a fészkekből kipattant legerősebb rengés melyik magnitúdó osztályhoz tartozik.

Már az epicentrum-eloszlási térkép vizsgálatánál láttuk, hogy az Eger környéki rengések négy fészek körül csoportosíthatók, Kecskemét környékére pedig két közel azonos mélységű fészek adódik. A 2. térképről leolvas-



2. Magyarországi rengések fészekmélységei 1880—1956-ig

hatjuk továbbá, hogy vannak területek, amelyekre jellemző fészekmélységet kaptunk. Pl. a Duna vonalára Esztergomtól nyugatra eső rengések közel azonos mélységűek. Vas, Zala, Somogy negye déli részén és Baranya megyében kipattant rengések mélységei is jó megegyezést mutatnak.



4a ábra. A Benioff-számok részletösszegei a magyarországi rengések alapján 1880—1956-ig — 4b, 4c ábra. A Benioff-számok részletösszegei a dunántúli rengések alapján 1880—1956-ig

Egy terület feszültségeinek feloldódására és az ott folyó tektonikai mozgásokra mindig jellemzők a Benioff-számok időbeli részletösszegei. A Benioff-számokat az egyes rengésekre a $\log B = 6 + 0,9 M$ összefüggésből számítottuk, ahol B a Benioff-féle szám. A részletösszegeket 1880-tól 1956-ig az egész ország területére (4a ábra) és a Dunántúlra (4b ábra)

képeztük. A 4c ábrán az ordináták tizszeresei a 4b ordinátáinak. A 4a és 4b ábrákat összehasonlítva láthatjuk, hogy a két területen a feszültségfeloldódás nem megy azonos módon végbe, tehát a tektonikai mozgások sem azonosak. Amíg a Dunántúlra vonatkozó részletösszegek csaknem egyenest adnak, addig az egész országra vonatkozó részletösszegek nagy ugrásokat mutatnak. A Dunántúlra vonatkozóan tehát a földrengés-energia felhalmozódása és feloldódása állandó és egyenletes folyamat. Az 1880—1956-ig terjedő időre érvényes egyenletet kiegyenlítéssel meghatároztuk:

$$S_B = (1,1 t + 0,65) 10^9 \text{ erg}^{\frac{1}{2}}$$

A továbbiakban a feldolgozott anyag alapján Magyarország energiaeloszláson alapuló szeizmicitási térképét szeretnénk elkészíteni.

I R O D A L O M

M. Bath: Seismicity of Fennoscandia and Related Problems. Gerlands Beiträge zur Geophysik LXII.

Egyed L.: Geofizikai alapismeretek, Bpest, 1955.

Egyed L.: A föld fizikája, Bpest, 1956.

B. Gutenberg — C. F. Richter: Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. Bull. of the Seismological Society of America Vol. 32. No. 3. 1942.

Simon B.: Földrengések. Bpest, 1943.

A felhasznált makroszeizmikus jelentések és feldolgozások:

1. *Ballenegger R.:* Kecskeméti földrengés. Földtani Közl. XLI. k. 1911.
2. *Cholnoky J.:* Kecskeméti földrengés. Földrajzi Közl. XXXIX. köt. 1912. 373—391.
3. *Réthy A.:* A földrengésről, különös tekintettel az Alföldre és Kecskemétre. Földrajzi Közl. 1911.
4. *Réthy A.:* Újabb adatok a kecskeméti földrengéshez. 1912-es kötet 534. old.
5. *Réthy A.:* Az aug. 17-i monorvidéki földrengés. 1912-es Kötet 694. old.
6. *Schafarzik F.:* A magyarországi földrengésről 1883-ban. Földtani közlöny, XIV. 48—58. Bp. 1884.
7. *Schafarzik F.:* Az 1901. II. 16-i É Bakonyi földrengésről. Földtani Közlöny XXXI. 1901.
8. *Schafarzik F.:* Az idei földrengések hazánkban. Természett. közl. XXXII. 1901.
9. *Schafarzik F.:* Magyarországi földrengésekről 1884-ben. Földtani Közl. XV. 1885. 121—133.
10. *Schafarzik F.:* Az 1887- és 1888. évi magyarországi földrengésről. Földtani Közl. XXII. 1892.
11. *Réthy A.:* Az egri földrengés (1903. VI. 26.) makroszeizmikus elemei. Az 1906. évi Földrengési Évkönyvben, 103—109. old.

12. Réthly A.: Az 1911. évben észlelt földrengések hazánkban. Földtani Közl. XLII. 1912.
13. Réthly A.: A Baranyai Szigethegységben 1909. V. 29-én észlelt földrengés. Különlenyomat a Föld. Közl. XLVII. 1917. évi kötetéből.
14. Réthly A.: A Kárpátmedencék földrengései (455—1918) Bpest, 1952.
15. Szilber J.: A máj. 13-i pestmegyei földrengés. Term. Közl. XLVII. 1914.
16. Szilber J.: Földrengés Monoron. Term. Közl. XLV. 1913.
17. Simon B.: Az 1927. III. 4-i várpalotai földrengés. Term. Közl. Pótfüzetei 1927. X.—XII.
18. Simon B.: A Várpalotán és környékén észlelt földrengések, 1038-tól 1930-ig. A Bp-i Földrengési Obsz. Kiadványai 1937.
19. Moravetz K.: A folyó évi januárius 31-i egri földrengés. Term. Tud. Közl. LVII. 5.
20. Schréter Z.: Az egri földrengés. Term. Tud. Közl. LVII. 2.
21. Schréter Z.: Az egri földrengés utórezgései. Term. Tud. Közl. LVII. 8—9.
22. Schréter Z.: 1925. januárius 31-i egri földrengés. Földtani Közlöny LV.
23. Réthly A.: Magyarországi földrengések 1894—1907-ig. Meteorológiai és Földmágnasségi Intézet Kiadványai.

L. CONSTANTINESCU

ON THE COMPARABILITY OF THE NORMAL VALUES OF GEOMAGNETIC
ELEMENTS ESTABLISHED FOR THE CARPATHIAN BASIN
BY THE HUNGARIAN AND ROUMANIAN FORMULAE

The formulae of normal distribution of the geomagnetic field, which were established, through analogous procedures, by G. Barta for Hungary and by the author of this paper and his collaborators for Roumania, should furnish in principle comparable results for the Carpathian Basin. The comparison of the two categories of normal values for the region situated on both sides of the boundary between Hungary and Roumania makes conspicuous an agreement which, though good in general, presents nevertheless some peculiarities.

Some remarks are made as to these peculiarities, from the double point of view of the observational material having been used as a basis and of the conditions under which the analytical smoothing by means of the method of least squares has been carried out. The importance of these remarks lies in the conclusions to which they lead as to the cause of the established differences and in the suggestions resulting from them for contingent further developments of the problem of the normal geomagnetic field for the Carpathian Basin.

**COMPARABILITÉ DES VALEURS NORMALES DES ÉLÉMENTS
GÉOMAGNÉTIQUES FOURNIES POUR LE BASSIN CARPATHIQUE
PAR LES FORMULES HONGROISES ET ROUMAINES**

LIVIU CONSTANTINESCU

La présentation d'une courte communication que j'ai faite dans le cadre du second Symposium International de l'Association des Géophysiciens Hongrois, en septembre 1956, sur le problème de la distribution normale du champ géomagnétique en Roumanie et sur la solution qui lui y a été donnée a offert l'occasion de discuter, entre autres, l'opportunité et les possibilités existant à l'heure actuelle d'établir des formules unitaires de distribution normale, valables pour l'ensemble du Bassin Carpathique. Les opinions exprimées dans cette occasion ayant souligné l'intérêt d'une telle solution du problème — surtout du point de vue des perspectives qu'elle offrirait de fournir une base commune pour la mise en évidence des anomalies magnétiques dans le Bassin Carpathique et, par cela même, d'assurer la corrélation correcte de ces anomalies à travers les frontières des pays intéressés —, je me suis proposé d'examiner de plus près la ques-

tion. Pour le moment je l'ai fait en me limitant à une comparaison des résultats auxquels conduisent les formules normales données par G. Barta (1) pour la Hongrie et par moi-même et mes collaborateurs (2) pour la Roumanie. C'est la présentation de cette comparaison et de ses implications pour le problème des formules normales de plus large valabilité qui constitue l'objet de cette note, présentation précédée toutefois d'un coup d'oeil sur la manière dont le problème du champ géomagnétique normal a été résolu en Roumanie.

Sans doute, un problème à caractère plutôt national comme celui de champ géomagnétique normal — déterminé pour servir comme niveau de référence en vue de la mise en évidence des anomalies des différentes régions d'un pays et de leur corrélation — ne serait autorisé à solliciter l'attention des géophysiciens étrangers que dans la mesure où les moyens d'observation et d'élaboration impliqués par l'obtention de sa solution comporteraient des éléments d'une incontestable originalité ou bien si les résultats acquis présenteraient un intérêt dépassant les frontières nationales. Pour ce qui est du premier point — originalité des procédés d'observation et de mise en valeur des résultats — il n'entre décidément pas en ligne de compte dans le cas que je présente. En effet, les données d'observation se trouvant à la base de la détermination du champ géomagnétique normal pour la Roumanie ont été obtenues par des voies classiques, peut-être même trop classiques — je veux dire que je crains qu'elles ne soient un peu surannées — et leurs réductions ont été faites suivant des procédés dont la simple indication suffit à les faire identifier et à en deviner les moindres détails. En échange, les résultats auxquels ont conduit ces méthodes routinières, appliquées à des observations également plus ou moins standardisées, peuvent prétendre à la considération des cercles de spécialité de l'étranger, surtout de ceux des pays voisins.

Premièrement, les renseignements généraux — c'est-à-dire abstraction faite des anomalies à caractère plus ou moins local — que ces résultats fournissent sur la distribution géographique du champ magnétique terrestre dans la partie du Globe qui est en question comblent une lacune masquée jusqu'à présent presque exclusivement par des interpolations sur les cartes magnétiques mondiales, en contribuant à compléter l'image générale de la répartition du champ magnétique à la surface de notre planète. Deuxièmement, ces mêmes résultats sont capables de souligner quelques aspects particuliers du vaste problème d'un nouveau levé magnétique mondial, dont la préparation a constitué l'une des préoccupations principales de la récente réunion de l'Association Internationale de Géomagnétisme et Aéronomie à Toronto; c'est à ce titre qu'ils y ont d'ailleurs été présentés (3). Enfin, pour nos voisins l'intérêt de connaître les résultats sur ce que nous considérons comme l'image normale du champ géomagnétique pour notre pays est constitué tant par le caractère présenté par leur ensemble de niveau de référence pour les anomalies magnétiques que par les inévitables prolongements dans les problèmes des liaisons à travers les frontières des données magnétiques obtenues d'un côté et de l'autre de ces frontières. Ce qui justifie la présentation de cette question ici est surtout ce dernier intérêt.

Des mesures des valeurs absolues des éléments géomagnétiques — D, I et H — effectuées en Roumanie entre 1949 et 1952, en vue d'établir la variation séculaire de ces éléments pour l'époque 1950, ont fourni des données numériques qui justifiaient un essai de résoudre le problème du champ géomagnétique normal pour le territoire roumain. En effet, l'exécution des mesures en un système cohérent de stations uniformément réparties sur tout ce territoire, avec un appareillage unitaire, contrôlé périodiquement à l'Observatoire Géophysique de Surlari, leur déploiement dans un intervalle de temps relativement court et la possibilité d'appliquer les réductions des variations avec le temps à l'aide des enregistrements de cet observatoire assuraient aux résultats non seulement une précision intrinsèque initiale mais également une précision finale des valeurs réduites aux mêmes conditions.

Voilà pourquoi, étant données d'une part l'importance de la connaissance du champ géomagnétique normal et d'autre part l'absence des formules ou des cartes de distribution normale pour la Roumanie, nous avons abordé le problème de la détermination de ce champ sur la base du matériel d'observation ainsi obtenu, bien que le nombre des stations fut relativement petit. On avait considéré néanmoins — et les résultats finals ont confirmé à posteriori la justesse de ce point de vue — que la précision des mesures et le choix soigné de l'emplacement des stations garantissaient le caractère représentatif des valeurs des éléments géomagnétiques pour les points auxquels on les attribuait et que, à défaut d'un matériel plus riche, une solution du problème était possible même dans ces conditions, au moins comme une première étape d'un travail de plus grande ampleur, qui devait se déployer ultérieurement, le long d'un plus grand intervalle de temps.

Ce n'est pas le cas de nous attarder sur la notion, discutable à l'infini, de champ géomagnétique normal, dont nous reconnaitrons l'utilité et l'importance, tout en admettant son caractère arbitraire et conventionnel, donc sa relativité et ses limitations. Précisons seulement que pour éliminer des valeurs mesurées et réduites les influences régionales et locales, en vue d'obtenir les valeurs normales des éléments géomagnétiques, nous avons adopté le procédé de nivellement analytique, offert par la méthode des moindres carrés de Gauss. (Le procédé de nivellement graphique qui présente, sans doute, certains avantages était inapplicable dans notre cas, étant donné le petit nombre de stations utilisées, ce qui ne permettait pas de tracer au préalable les isogones, isoclines et isodynames H réelles qui soient transformées ultérieurement, par voie purement graphique, en isolignes normales.) Le procédé analytique, tout indiqué dans le cas des pays d'étendue réduite ou moyenne, avait été déjà adopté pour le cas de l'Italie par Morelli (4) et pour le cas de l'Allemagne par Bock, Burmeister et Errulat (5). La seule différence que présente la manière dont nous avons appliqué ce procédé dans le cas de la Roumanie, par rapport aux deux cas mentionnés, réside dans le fait que les valeurs numériques soumises au processus de calcul ont été les valeurs observées elles-mêmes — évidemment convenablement réduites — et non pas des valeurs moyennes adoptées comme représentatives pour certaines régions. La raison en est très simple et a

déjà été indiquée: on ne disposait pas d'un matériel d'observation récent et unitaire plus riche.

Quelques mots relatifs à ce matériel d'observation. Comme il a été déjà dit, les données initiales sont constituées exclusivement par les résultats de mesures propres, exécutées entre 1949 et 1952. La possibilité de baser notre travail sur un matériel d'observation plus ample a été évidemment examinée mais les difficultés rencontrées ont été sérieuses et jusqu'à la fin elles se sont montrées prohibitives. Il suffit de mentionner la longueur des intervalles de temps séparant les époques dans lesquelles on avait fait des mesures magnétiques dans différentes régions de notre pays dans le passé, l'ignorance de la variation séculaire des divers éléments géomagnétiques dans les intervalles et les régions considérés, l'hétérogénéité des méthodes et des procédés de réduction, de même que le degré variable de précision qui en résulte pour comprendre le caractère catégorique de l'interdiction d'utiliser les résultats des mesures anciennes. La limitation aux données propres, obtenues dans un court intervalle de temps et par une voie unitaire, présentait l'avantage indiscutable de ne laisser entrer dans le processus de transformation analytique qu'un ensemble homogène et cohérent de valeurs numériques, assurant — en dépit du nombre réduit des stations — une base sûre de départ pour atteindre le champ normal.

Les méthodes de mesure de D , I et H ont été les méthodes classiques, appliquées à l'aide d'un théodolite magnétique de voyage „Askania” complété avec un inducteur terrestre de même fabrication; ces appareils avaient été vérifiés initialement à l'Observatoire Géomagnétique de Niemegk et contrôlés par la suite périodiquement à l'Observatoire Géophysique de Surlari. La précision instrumentale des mesures a été de l'ordre de 1 minute pour la déclinaison et l'inclinaison et d'environ 20 gammas pour la composante horizontale; elle n'a pas été affectées sensiblement dans les résultats finals par les opérations de réduction, qui ont été appliquées par les procédés habituels, à l'aide des enregistrements de l'Observatoire de Surlari.

Le matériel d'observation ainsi obtenu et réduit se rapporte à 21 stations, dont l'une est représentée par l'Observatoire de Surlari, constituant la station de référence pour tout le système, dix stations sont des stations de répétition pour l'étude de la variation séculaire et les dix autres des stations intermédiaires mesurées en vue de l'étude du champ normal. Les dernières ont été soigneusement choisies d'un ensemble plus grand de stations mesurées, à la suite d'une double représentation graphique des valeurs de chaque élément géomagnétique — en fonction de la longitude, respectivement de la latitude de la station —, qui a permis d'éliminer les stations pour lesquelles un trop grand écart par rapport à l'allure générale présentée par l'ensemble suggérait la possibilité de l'existence d'une anomalie locale. De cette manière, le caractère „normal” de valeurs fournies par les formules finales est assuré non seulement par le nivellement dû au processus de transformation analytique mais aussi par ce triage préliminaire des données initiales.

En poursuivant la représentation du champ géomagnétique normal à l'aide de formules capables de rendre la distribution des valeurs des diffé-

rents éléments géomagnétiques, à une certaine date et en un certain point, comme fonction des coordonnées géographiques λ et φ , la méthode analytique, que nous avons choisie, adopte comme point de départ la conception que la valeur d'un élément géomagnétique quelconque E est une fonction continue de la position de la station d'observation dans la région pour laquelle doit être valable la représentation et, par conséquent, à une distribution géographique représentable par un développement en série.

$$(1) \quad E = E_0 + \left(\frac{\partial E}{\partial \lambda}\right)_0 \Delta\lambda + \left(\frac{\partial E}{\partial \varphi}\right)_0 \Delta\varphi + \left(\frac{\partial^2 E}{\partial \lambda \partial \varphi}\right)_0 \Delta\lambda \Delta\varphi + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 E}{\partial \lambda^2}\right)_0 \Delta\lambda^2 + \\ + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 E}{\partial \varphi^2}\right)_0 \Delta\varphi^2 + \dots,$$

où E_0 représente la valeur de l'élément respectif en une station de référence située autant que possible au centre de la région considérée et $\Delta\lambda$ et $\Delta\varphi$ sont les différences de longitude, respectivement de la latitude entre le point quelconque considéré et la station adoptée comme point de référence.

Pratiquement, étant donné que la fonction E est inconnue, la relation précédente s'écrit sous la forme

$$(2) \quad E_0 = E + M \Delta\lambda + N \Delta\varphi + P \Delta\lambda \Delta\varphi + Q \Delta\lambda^2 + R \Delta\varphi^2$$

les coefficients M , N , etc. devant être déterminés à l'aide des valeurs E mesurées en un grand nombre de stations, par la condition que les valeurs calculées soient en le meilleur accord possible avec les valeurs mesurées — dans les régions sans anomalies magnétiques locales —, possibilité fournie par l'application de la méthode des moindres carrés.

J'ai considéré opportun d'insister sur cette manière de regarder la relation (2) comme résultant du développement en série (1) et non pas comme un simple polynôme d'approximation — bien que sa forme soit compatible avec cette dernière conception aussi —. Je l'ai fait pour souligner deux choses essentielles pour la comparaison qui constitue le principal objet de cette note: (1) que la valabilité de la relation (2) est limitée pour des valeurs de $\Delta\lambda$ et $\Delta\varphi$ qui ne sont pas trop grandes — la puissance d'approximation décroissant avec l'augmentation de ces valeurs —, ce qui recommande l'utilisation d'un point de référence central par rapport à la région considérée et 2) que l'adoption de cette relation implique une autre limitation résultant du fait d'avoir négligé les termes d'ordre supérieur de développement (1). Les deux points reviennent pratiquement à la même chose: réduction des possibilités d'approximation des formules du type (2) au fur et à mesure qu'on considère des valeurs plus grandes pour $\Delta\lambda$ et $\Delta\varphi$.

Passant maintenant à la comparaison des résultats obtenus par cette voie pour la Roumanie (2) avec ceux qui ont été fournis pour la Hongrie par l'adoption de la même formule (2) comme base de calcul (1), il est nécessaire de rappeler tout d'abord ces résultats mêmes, qui ont été réduits

tous à l'époque 1950,0. Leur ensemble est présenté par le tableau qui suit, dans lequel les coefficients sont indiqués par les notations de la formule (2).

Formules	Hongroises			Roumaines			
	Éléments	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>H</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>H</i>
Coefficients	E_0	$-1^{\circ}40,9$	$61^{\circ}36,8$	21839	$+1^{\circ}36,5$	$61^{\circ}04,5$	22480
	M	$+0,37091$	$+0,02233$	$+0,1845$	$+0,31848$	$-0,01804$	$+0,5580$
	N	$-0,05249$	$+0,95253$	$-8,9480$	$+0,20203$	$+0,91777$	$-9,9985$
	P	$+0,000116$	$+0,000057$	$-0,000226$	$+0,00010$	$+0,000554$	$-0,0020$
	Q	$-0,000035$	$-0,000025$	$+0,000385$	$+0,00014$	$+0,000204$	$-0,0018$
	R	$+0,000535$	$-0,000316$	$+0,000896$	$-0,00026$	$+0,000004$	$+0,0057$
Coordonnées du point de référence	λ_0		$16^{\circ}00'$			$26^{\circ}15,2$	
	φ_0		$45^{\circ}30'$			$44^{\circ}40,8$	

On s'est limité à mettre dans ce tableau les résultats qui sont directement comparables pour les deux catégories de données. Pour cette raison ce sont seulement les coefficients des formules normales pour la déclinaison, l'inclinaison et la composante horizontale qui y figurent, la formule hongroise de distribution normale des valeurs de la composante verticale n'ayant pas d'équivalent roumain.

Après avoir souligné l'identité de forme pour les formules représentant le champ normal dans les deux cas envisagés, il faut mentionner du commencement une différence mise en évidence entre les deux catégories de résultats par certaines des valeurs numériques du tableau, à savoir la différence qui résulte de la comparaison des coordonnées géographiques des points de référence: En opposition avec le cas des formules hongroises, pour lequel les valeurs de ces coordonnées sont représentées par des nombres ronds — ce qui montre qu'il s'agit d'un point idéal choisi pour des raisons extragéomagnétiques —, les valeurs correspondantes dans le cas des formules roumaines indiquent par les nombres fractionnaires qui les représentent la réalité géomagnétique du point qu'elles définissent. En effet, tandis que dans le premier cas le point de référence est seulement le point d'intersection d'un certain méridien avec un certain parallèle, point situé à l'extérieur de la Hongrie, dans le second cas le point de référence est l'emplacement même de l'Observatoire Géophysique de Surlari.

Les raisons de ce choix sont évidentes: d'une part des facilités de calcul pour les formules hongroises — car pour n'importe quel point du territoire hongrois $\Delta\lambda$ et $\Delta\varphi$ ont des valeurs positives et de l'autre la possibilité d'avoir une inconnue de moins dans les formules roumaines — l' E_0 de la relation (2), représentant la valeur de l'élément géomagnétique correspondant à l'Observatoire de Surlari, valeur non seulement connue avec précision mais pouvant être suivie d'une manière continue dans ses variations avec le temps —. Les désavantages qui résultent d'un choix et de l'autre seront mentionnés plus tard. Pour le moment soulignons encore que la comparaison des signes et des valeurs numériques des diffé-

rents coefficients du tableau donné est capable de suggérer elle-même des différences qui ne sont pas dépourvues d'intérêt pour le problème qui nous préoccupe. Comme pourtant de telles différences sont mieux mises en évidence par la représentation cartographique de la distribution des valeurs normales des éléments géomagnétiques fournies par les deux catégories de formules, j'ai préféré avoir recours à une telle représentation pour la région de la frontière entre la Hongrie et la Roumanie.

Les résultats obtenus de cette manière — pour la région délimitée par les méridiens 20° et 23° et par les parallèles 46° et $48^\circ 30'$ — sont représentés dans les figures 1 (isogones), 2 (isoclines) et 3 (isodynames H). Dans chacune de ces figures la distribution normale de l'élément géomagnétique correspondant (D, I, H) a été représentée en trait plein à l'intérieur du pays titulaire de la formule utilisée pour obtenir la courbe respective et en pointillé à l'extérieur de ce pays, c'est-à-dire dans le pays voisin (par exemple dans la fig. 1 l'isogone normale hongroise $+0^\circ 25'$ — qui se coupe deux fois en Hongrie avec l'isogone normale roumaine $+0^\circ 40'$, approximativement aux latitudes $47^\circ 15'$ et 48° — est tracée en plein sur le territoire hongrois et en pointillé sur le territoire roumain, l'inverse ayant lieu pour cette dernière isogone).

Le degré de concordance et de discordance entre les images des champs géomagnétiques normaux, fournies par les formules hongroises, d'une part, et par les formules roumaines, de l'autre, est tellement bien mis en évidence par les représentations cartographiques des figures 1, 2, et 3 qu'une description en est presque superflue. Néanmoins quelques remarques s'imposent quant aux discordances existantes qui, sans être négligeables, n'arrivent pourtant à des contradictions graves dans la région considérée, ni en ce qui concerne la forme des isolignes ni quant à leurs valeurs numériques. Si l'on considère, par exemple, le cas des isogones, on constate dans la portion du nord-est de la région comprise dans le cadre de la figure 1 une marche presque concordante des courbes $+1^\circ 00'$ hongroise et $+1^\circ 05'$ roumaine, les divergences s'accroissant pour les autres isogones au fur et à mesure qu'on se déplace vers le sud-ouest, pour arriver dans la région du „triplex confinium” hongrois-roumain-yougoslave à une discordance mise en évidence par la marche différente des isogones $-0^\circ 05'$ hongroise et $+0^\circ 15'$ roumaine. Ce qui mérite encore d'être souligné dans le cas des isogones est leur courbure, inverse pour les deux catégories de courbes. En relation avec cette question, il faut mentionner — sans en constituer un argument en faveur de l'une ou de l'autre des formules — que l'orientation générale des isogones normales roumaines est en accord avec la marche des isogones réelles nivelées de la dernière carte mondiale des isogones (pour l'époque 1955) de l'Institut de Magnétisme terrestre NIZMIR de Moscou (6). La tendance vers une courbure dans le sens indiqué par les isogones normales roumaines peut être également reconnue — en dépit des nombreuses anomalies — dans l'allure des isogones réelles tracées par Bock pour l'époque 1944,5 (7). (Il est évidemment à présumer, dans les deux cas, que la variation séculaire — qui est petite — n'a pas beaucoup changé la forme des isogones dans les intervalles séparant les époques considérées.)

Quant aux isoclines, elles sont en excellent accord dans la portion nordique de la carte de la fig. 2 (presque coïncidence des isoclines $64^{\circ}20'$), mais présentent des divergences en tant qu'orientation et valeur dans la région sudique, une inversion du sens de la courbure de ces isolignes étant évidente, d'ailleurs, pour toute la région représentée sur la figure.

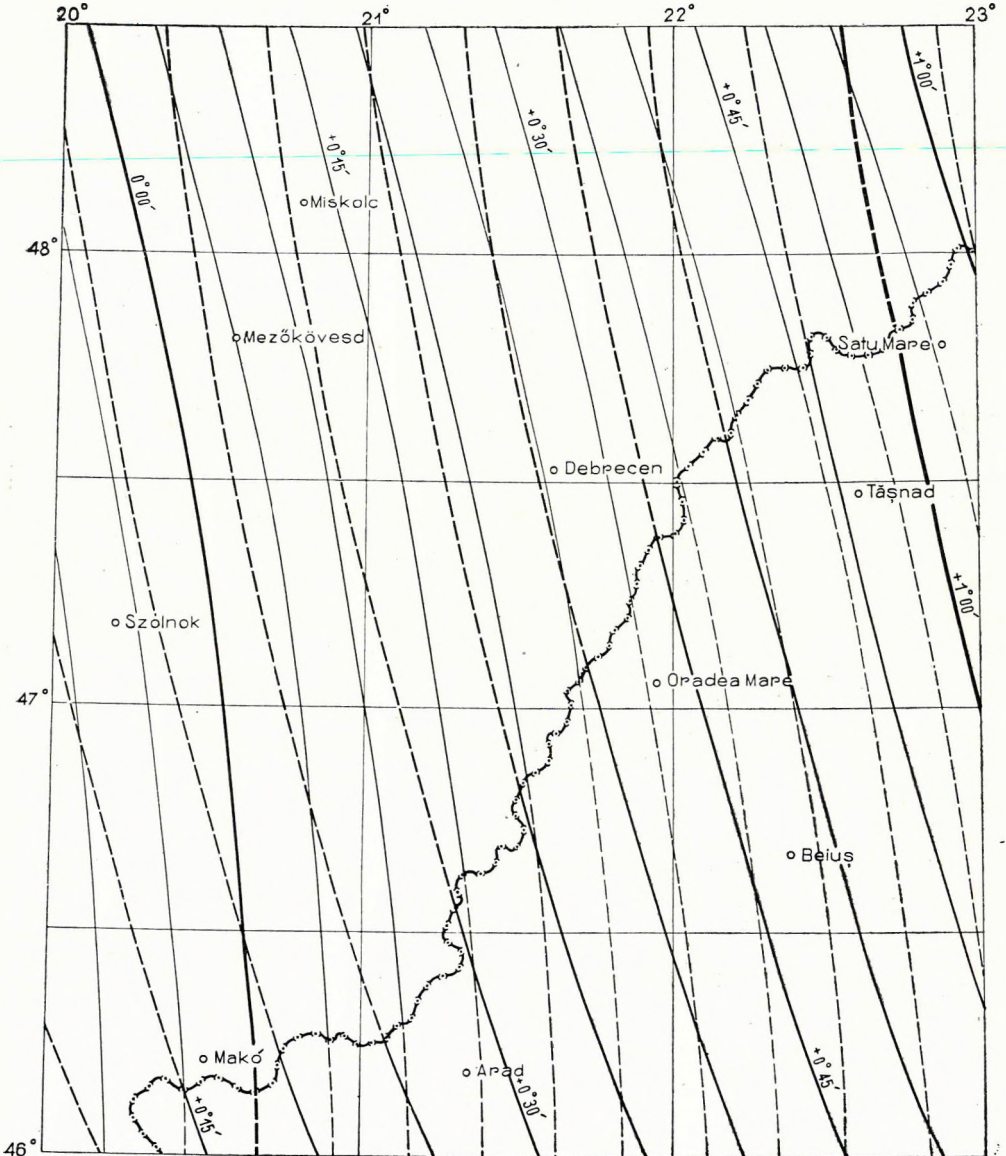


Figure 1.

Les isodynames H, enfin, présentent des discordances qui sont assez petites dans la portion du nord-est de la carte de la fig. 3 — où l'on constate presque une superposition de ces isolignes — mais qui s'accroissent dans la région du sud et surtout du sud-ouest, tant à cause de leurs orientations divergentes que comme conséquence de la variation des gradients horizon-

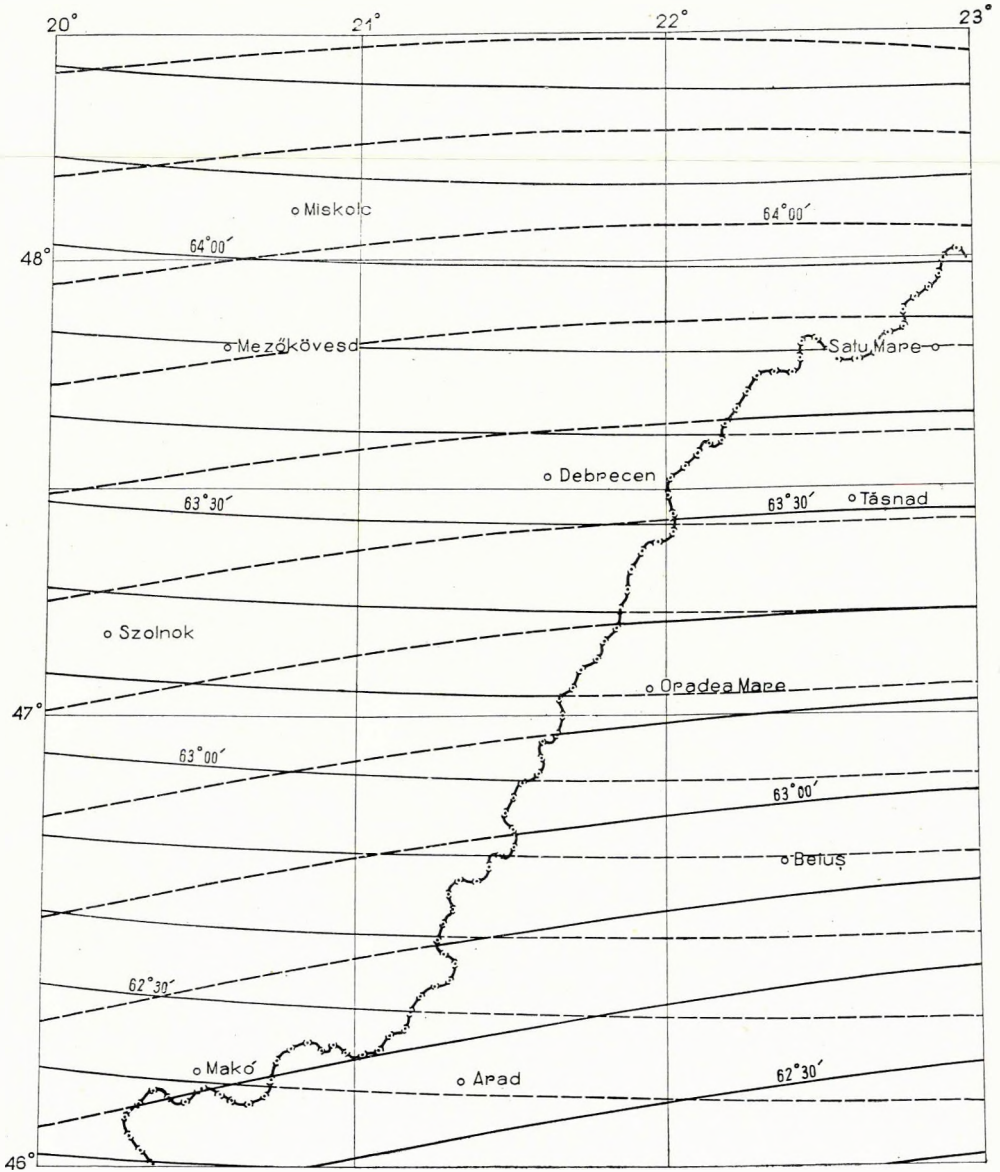


Figure 2.

taux — qui est mise en évidence surtout par l'éloignement variable des isodynamos H normales hongroises —. À mentionner que dans ce cas ce sont ces dernières isolignes qui sont en meilleur accord avec la situation indiquée par la carte correspondante de NIZMIR (6).

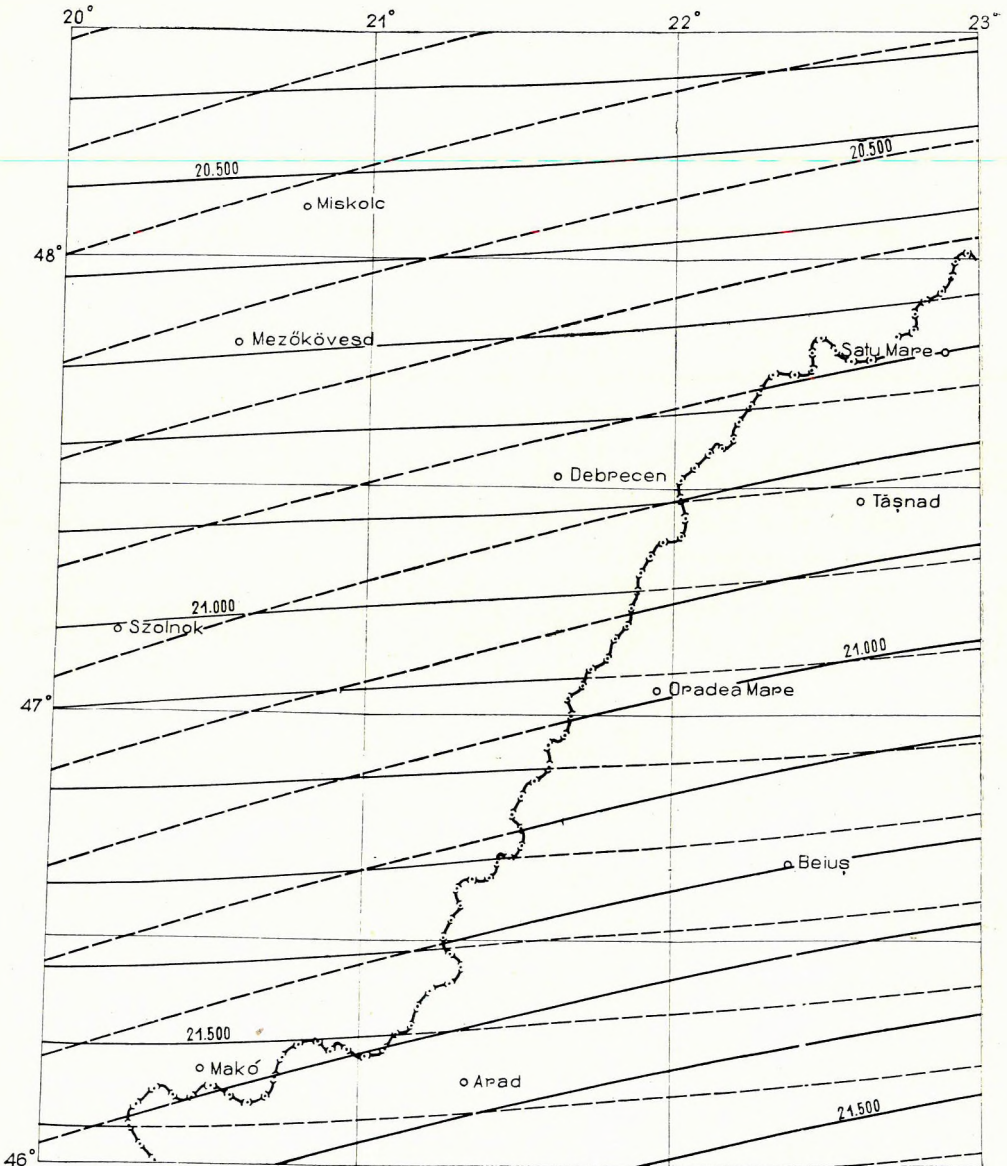


Figure 3.

J'arrive maintenant à la question de l'origine de ces discordances dans la région considérée, question que je vais examiner tant du point de vue du matériel d'observation ayant servi de base aux transformations qui ont conduit aux deux catégories de formules que du celui des conditions dans lesquelles ces transformations ont été exécutées. S'agit-il, en d'autres mots, de différences résultant des données d'observation ou faut-il penser seulement à des manifestations de l'imperfection intrinsèque du procédé analytique employé ou des modalités extérieures de son application?

Bien que la qualité du matériel d'observation soit différente dans les deux cas — fait souligné par le type d'appareils utilisés et donnant, sans doute, de ce point de vue, la priorité aux déterminations hongroises —, les erreurs qui pourraient être introduites par cette voie restent pourtant petites. La probabilité de leur intervention est égale dans les deux sens — ce qui entraîne une compensation statistique dans le processus conduisant aux valeurs représentées cartographiquement —; leur influence dans les résultats finals est encore réduite par les procédés de nivellement auxquels les données d'observation ont été soumises. Excepté un décalage possible entre les niveaux „absolus” de référence — décalage probable, étant donné qu'il n'y a pas de mesures de liaison entre les points de référence ou les observatoires magnétiques des deux pays, de même qu'il n'y a pas de déterminations en parallèle d'un côté et de l'autre de la frontière — rien n'indique qu'il y aurait lieu de croire que dans les discordances des images des champs normaux obtenues par l'intermédiaire des deux catégories de formules c'est la réalité des divergences des données d'observation qui se manifeste.

Pour ce qui est de la seconde possibilité, il faut rappeler que les formules du type (2) sont des formules approximatives, dont la puissance de rendre les rapports réels est en liaison avec l'ordre de grandeur de $\Delta\lambda$ et $\Delta\varphi$, tant par la déduction de ces formules d'un développement en série de la forme (1) que par la limitation de ce développement à quelques termes seulement. Il en résulte que des divergences pourraient apparaître d'une part entre les valeurs calculées à l'aide de ces formules et les valeurs réelles, d'autre part entre les valeurs calculées par des formules dont les coefficients auraient été établis dans des conditions différentes. C'est évidemment ce dernier cas qui nous intéresse.

Quoique la forme de la relation adoptée pour représenter la distribution normale des différents éléments géomagnétiques soit la même pour les deux cas qui nous intéressent, les modalités de détermination des coefficients de ces formules sont différentes. Le plus important élément dont il faut tenir compte, de ce point de vue, est, sans doute, l'emplacement des points de référence choisis pour la déduction des formules — et, évidemment, pour leur application —, par rapport à la région dans laquelle nous apprécions la comparabilité des deux catégories de résultats. Comme les deux points de référence sont très éloignés de cette région, l'un présentant une différence moyenne de 5° en longitude et de 2° en latitude, tandis que pour l'autre les différences correspondantes sont d'approximativement 5° et 3° , la conclusion s'impose que la région considérée se situe très défavorablement du point de vue des possibilités d'approximation des deux

classes de formules. Dans ces conditions il serait même surprenant que des discordances ne se manifestassent pas. Burmeister (5) considère l'emplacement central du point de référence par rapport à la région de mesure (et de valabilité de la formule normale) comme un élément essentiel dans la résolution du problème du champ géomagnétique normal et Bock (5) signale des discordances même entre les valeurs normales d'un certain élément déduites directement des formules respectives et les valeurs calculées indirectement des valeurs normales d'autres éléments (par exemple Z calculé directement de sa formule normale ou bien comme $H \cdot \operatorname{tg} I$, des formules normales de H et de I) si les calculs sont exécutés pour les frontières de la région à l'intérieur de laquelle se situent les mesures ayant servi de base. Eu égard à cette circonstance, on est amené à la conclusion que la plus importante cause de discordance entre les valeurs normales des éléments géomagnétiques fournies par les formules hongroises et roumaines dans la région de la frontière entre les deux pays est à chercher dans l'éloignement des deux points de référence par rapport à cette région. Même pour l'ensemble de chacun des deux pays la représentation du champ normal se ferait mieux si le point respectif se trouvait au milieu du pays. (De tels points pourraient être, par exemple, celui de coordonnées $\lambda_0 = 19^\circ 30'$ et $\varphi_0 = 47^\circ$ pour la Hongrie et celui de coordonnées $\lambda_0 = 25^\circ$ et $\varphi_0 = 46^\circ$ pour la Roumanie.)

De la comparaison qu'on vient de faire entre les valeurs des éléments géomagnétiques fournies par les formules de distribution normale hongroises et roumaines pour la région de la frontière entre les deux pays il résulte donc, indirectement, qu'une amélioration pourrait être obtenue non seulement pour la liaison des deux images du champ normal — et, par conséquent, pour la possibilité de corrélation des anomalies magnétiques des deux pays — mais aussi pour la distribution normale à l'intérieur de chaque pays, par un nouveau choix des points de référence et par une révision correspondante — éventuellement sur la base d'un plus ample matériel d'observation aussi — des formules normales. De plus, de nouvelles formules normales, qui pourraient être calculées par exemple pour 1960, seraient à même de fournir par l'amélioration des conditions de corrélation les éléments nécessaires pour juger la question de l'obtention de formules normales pour l'ensemble du Bassin Carpathique. Un tel essai devrait pourtant être précédé de mesures de liaison à travers les frontières et entre les observatoires magnétiques nationaux des pays intéressés, parmi lesquels il faut compter la Tchécoslovaquie et la Yougoslavie, également.

En conclusion, on peut résumer les résultats de la comparaison que nous venons de faire et leurs implications comme il suit:

1. Dans la région de frontière entre la Hongrie et Roumanie la concordance entre les données fournies par les formules hongroises et roumaines existant à l'heure actuelle pour la distribution normale du champ géomagnétique tout en étant bonne n'est pas parfaite; en tout cas elle est au-dessous de la précision intrinsèque et de réduction des résultats d'observation.
2. La cause des divergences doit être cherchée d'une part dans la possibilité de l'existence d'une différence entre les niveaux de réduction

des données d'observation pour les deux pays — entre lesquels il n'y a pas de mesures de liaison à travers les frontières ou entre les observatoires magnétiques — d'autre part et surtout dans l'éloignement trop grand des points de référence choisis pour les deux catégories de formules, chacun situé très excentriquement par rapport à l'ensemble du pays respectif.

3. Un nouveau calcul des formules normales est à recommander. Il devrait se baser sur un matériel d'observation autant que possible homogène quant aux conditions de mesure et de réduction, comparable donc en tant que précision et ramené au même niveau par des mesures de liaison. Le point de référence pour chaque pays devrait être choisi aussi central que possible.

4. Le problème du champ géomagnétique normal pour le Bassin Carpathique entier pourrait être résolu, en une étape ultérieure, sur la base du même matériel pour la Hongrie et la Roumanie et par l'entraînement de données équivalentes concernant la Tchécoslovaquie et la Yougoslavie. En ce cas, le choix d'un point central de référence pour l'ensemble du bassin est, évidemment, nécessaire.

En terminant je dois préciser que, en dehors de l'idée même de faire la comparaison qui constitue l'objet de cette note, je dois aux collègues hongrois une partie des moyens nécessaires pour sa réalisation. En effet, j'ai utilisé dans ce but non seulement les travaux publiés mais aussi des données d'observation qui ont été gracieusement mises à ma disposition par l'Institut de Géophysique „Roland Eötvös”. Pour cette aide, je tiens à exprimer ma gratitude à la direction de l'Institut Eötvös. Mes remerciements cordiaux sont également au Dr. György Barta, qui a toujours été prêt à m'accorder son précieux concours.

R É F É R E N C E S B I B L I O G R A P H I Q U E S

1. *Barta Gy.*: A földmágnességi erő változásai Magyarországon. *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 1955. — Földmágnesség, *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 1957.
2. *Constantinescu L.*: Contributii la studiul cimpului geomagnetic normal I, *Studii și Cercetări de Fizică*, 5, 73, 1954.
Constantinescu L., Milea N., și Constantinescu P.: Idem II, *Ibidem* 5, 85, 1954.
3. *Constantinescu L.*: Distribution normale du champ géomagnétique en Roumanie pour l'époque 1955,0, — *Abstracts of Technical Communications, IAGA Document No. 24*, Toronto, 1957.
4. *C. Morelli*: Distribuzione normale della componente orizzontale del campo magnetico terrestre in Italia, *Atti del'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti*, 53, 183, 1944.
5. *Bock R., Burmeister F., und Errulat F.*: Magnetische Reichsvermessung 1935,0 — Teil I (Tabellen), *Akademie Verlag*, Berlin, 1948. — Teil II (Karten), *Deutsch. Hydrogr. Inst.*, Hamburg, 1956.
6. *Altsuler L. I., Vinc B. D., Malceva K. A., Csugurjan Z. F. i Sljahtina A. P.*: Mirovie magnetne karti epohi 1955 goda, *Trudi NIZMIR*, 11 (21), 229, 1954.
7. *Bock R.*: Atlas of Magnetic Declination of Europe for Epoch 1944,5, *Army Map Service*, Washington.

A tanulmánnyal kapcsolatban a szerkesztő bizottság megjegyzi, hogy a magyarországi normálérték-függvényből számított normálértékek nem függnék a kiindulási pont megválasztásától, mert a magyarországi normálértékeket olyan másodfokú függvény szolgáltatja, amelynek együtthatóit a legkisebb négyzetek elve alapján határozták meg.

G. P. GORSKOV

SEISMICITY CHARTS FOR PREVENTIONAL PLANNING.

The author discusses the seismicity map of the Soviet Union and China, showing the principles underlying the construction of the map. The aim of the representation is to serve as a base to industrial planning by marking the zones of different earthquake-activity.

„О СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ”

Г. П. ГОРШКОВ

В Советском Союзе строится много крупных промышленных предприятий, электростанций, шахт, целых городов; особенно много в Сибири и южных национальных республиках: на Кавказе, в Средней Азии. Но именно здесь, на юге, бывают сильные землетрясения. И вот, каждое строительство требует от сейсмологов сведений о том, как строить здания: на какую силу подземных толчков рассчитывать.

Антисейсмическое строительство — задача государственного значения. От рекомендации сейсмолога зависит сумма расходов на антисейсмические мероприятия. Если сейсмолог слишком высоко оценит сейсмическую опасность — будут затрачены без надобности десятки и сотни миллионов рублей. Если сейсмолог даст слишком низкую цифру — при будущих землетрясениях здания пострадают и появятся лишние жертвы.

Таким образом, практика, сама жизнь, требуют от нас точных сведений о том, *где* могут быть землетрясения и *какой силы* они достигнут. Точный ответ мы дать не можем, но все же пытаемся. Сейсмическое районирование и есть ответ на запросы практики.

Итак, задача состоит в том, чтобы оценить потенциальную сейсмическую опасность для любого пункта, т. е. составить схему сейсмического районирования. Как можно решить эту задачу?

Я хотел бы показать карту сейсмического районирования территории СССР (рис. 1). Масштаб карты — 1 : 5 000 000. При ее составлении использованы следующие материалы:

1. Исторические *неинструментальные* сведения о землетрясениях за несколько сот лет.

2. Материалы *сейсмических станций* за последние 50 лет. У нас функционирует сейчас около 70 сейсмических станций, с помощью которых определяются координаты эпицентров для многих тысяч землетрясений ежегодно.

3. Соображения *геологические*, т. е. данные о связи землетрясений с теми или иными тектоническими структурами.

Карта сейсмического районирования для СССР была первый раз составлена в 1937 году. Последний ее вариант получен в 1956 г.

Такие же вопросы встали недавно и перед китайскими учеными. В прошлом году мне пришлось принять участие в составлении карты сейсмического районирования для территории Китая. Основными авторами карты являются Ли Шен-пан, Го Цзэн-цзян, Мэй Ши-жун, Мин

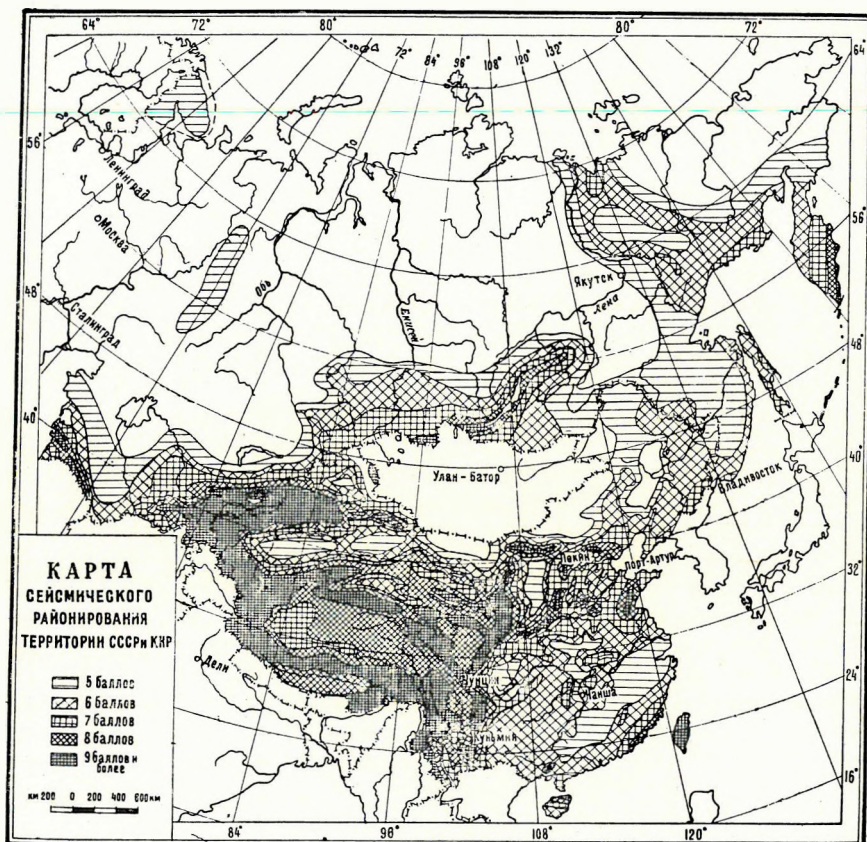


Рис. 1. Карта сейсмического районирования территории СССР и КНР. Составлена: для СССР — Институтом Физики Земли Академии наук СССР (1956 г.); для КНР — Геофизическим институтом Академии наук КНР (1956 г.).

Цзы-цунь, Го Люй-цан, Чжан Шоу-шэн, Сюй Юй-цзянь, Хань Юань, Ши Чжэн-лян, Чжу Чжи-чэн.

Мне хотелось бы показать, какие материалы при этом использовались. Сведения об эпицентрах землетрясений, полученные из самых различных источников (архивы и проч.) за 3 000 лет. Список землетрясений содержит более 10.000 описаний. Соответственно была составлена и карта распределения этих эпицентров по территории Китая.

2. Сведения о расположении изосейст. Каждое землетрясение можно изобразить с помощью изосейст. Наложив все такие изображения на одну карту, мы получаем карту, которую можно назвать изосейсмальной. Например, таковы изосейсмальная карта Китая (тоже за 3 000 лет) или Италии (за 50 лет). Я хотел бы подчеркнуть, что такая карта говорит только о прошедших землетрясениях. На ней отмечены только события прошлого.

При оценке силы землетрясения, как в СССР, так и в Китае, мы использовали 12-балльную шкалу, советскую (Института физики Земли, Москва) и китайскую (Геофизического института, Пекин); обе близки к шкале Меркалли-Канкани-Зиберга.

При составлении изосейсмальной карты для территории Китая использованы сведения о многих сотнях землетрясений*.

Обе эти карты — эпицентров и изосейст — составлены, следовательно, по *неинструментальным* историческим данным.

3. Сведения об эпицентрах, полученные сейсмическими станциями за последние 50 лет. Здесь использованы бюллетени советских и китайских станций, а также бюллетени International Seismological Summary, известная монография Гутенберга и Рихтера (1954 г.) и др. Эпицентры разделены по силе толчков и по точности определения координат. Всего удалось получить координаты эпицентров для 1450 землетрясений территории Китая (за 1906—1954 гг.).

После этого наступает последний этап работы: от фактов прошлого перейти к общей, *теоретической* картине распределения землетрясений как в прошлом, так и в *будущем*. Нам кажется, что здесь решающее слово принадлежит геологии. Представьте себе такой пример: в данном районе произошло 9-балльное землетрясение; в стороне от него, в другом месте — также произошло, в иной срок, 9-балльное землетрясение. Можно поставить два вопроса:

1) Могут ли возникнуть землетрясения большой силы (скажем те же 9 баллов) там, где они уже отмечены в прошлом? Я полагаю, что могут. Тектонические процессы развиваются столь медленно, что нет оснований ожидать изменения в их режиме за короткий срок.

2) Могут ли возникнуть землетрясения той же силы, скажем, те же 9 баллов, в промежутке между эпицентрами упомянутых выше землетрясений? Очевидно, без учета данных геологии экстраполяция невозможна. Но с учетом данных геологии прогноз дать можно.

Если отмеченные в прошлом эпицентры лежат в пределах *единой* тектонической структуры, если все свойства этой структуры на всем ее протяжении одни и те же, если современные тектонические движения проявляются здесь всюду с одинаковой интенсивностью и в одинаковых формах, тогда мы вправе распространить нашу 9-балльную зону на всю площадь структуры.

Если же здесь *разные* структуры, разобщенные между собою, разделенные тектонически спокойными участками — тогда экстраполяция недопустима.

* В данный момент полный каталог землетрясений Китая уже опубликован в изданиях Совета по сейсмологии Академии наук КНР.

Опыт изучения землетрясений СССР и Китая показывает, что они, землетрясения, связаны с участками современных, интенсивных, дифференцированных тектонических движений. Конечно, играют свою роль и древние движения — каледонские, герцинские, киммерийские, альпийские, поскольку они в известной мере обуславливают собою план современной тектоники. Но основную, решающую роль в возбуждении землетрясений играют современные движения.

Современные движения выражаются в различных формах. Это — разрывы, пересекающие толщи четвертичных отложений; складки в четвертичных отложениях; наклоны, изгибы и разрывы террас; расхождение (спектр) террас; деформации денудационных поверхностей; различные характерные особенности плана речной сети, расположения озер; определенные закономерные изменения в профиле речных долин; молодой вулканизм и, конечно, непосредственно сейсмические деформации поверхности земли, сохраняющиеся, как показывают наблюдения, в течение длительных сроков.

Итак — современные, дифференцированные, достаточной интенсивности тектонические движения и сейсмические явления взаимно связаны, и если у нас нет абсолютных количественных критериев, то всегда можно выполнить сравнительный анализ интенсивности движений и получить представление о потенциальной сейсмической опасности.

Многообразие тектонических движений очень велико. В каждом районе — свои сейсмогеологические соотношения. Я плохо знаю, в чем проявляются современные тектонические движения в Венгрии, но поскольку здесь есть землетрясения — то есть и неотектоника. Интересная книга выпущена недавно в Германии на тему о „Живой тектонике”, а также в Китае — „Неотектоника Китая”.

Итак, тщательный анализ сеймотектонических соотношений позволяет установить связь землетрясений с особенностями геологического строения, а тем самым составить карту сейсмического районирования. На рис. 1 такая карта дана сразу для СССР и Китая.

В заключение мне хотелось бы высказать ту мысль, что было бы очень интересно несколько расширить наши карты — и составить их для других стран. В первую очередь — для стран Восточной Европы. Известно, что такого рода исследования здесь велись. Мы с большим уважением и интересом изучаем работы сейсмологов Венгрии. Зесь — свои методы, свои особенности сейсмогеологии, свои цели, свой очень богатый опыт.

Перед нами встанет много сложных задач. Многое еще неясно, многое не изучено, особенно в методическом отношении. Но тем более важно действовать совместно.

Мне трудно сейчас сформулировать конкретные предложения. Может быть будет полезным созвать особую конференцию, посвященную вопросам сейсмогеологии. Может быть, следует попытаться составить план совместных исследований.

Как сейсмогеолог, я могу лишь сказать, что совершенно уверен в практическом значении подобной работы и в реальной возможности достичь успеха.

O. C. HILGENBERG

THE FAULTING SYSTEM OF HUNGARY AND NEIGHBOURING COUNTRIES
AS COMPARED TO THE FAULT-STRUCTURE OF OTHER PARTS OF THE
SIALIC CRUST AND RELATED TO THE PAST SITES OF THE EARTH'S
POLES

The author, starting from the supposition of a basic fault-system as a consequence of the expansion-theory, shows that the Z-direction of the fault-system is lying between N50°—70°W in Hungary and neighbouring countries.

DIE BRUCHSTRUKTUR VON UNGARN UND SEINEN NACHBAR-
LÄNDERN, VERGLICHEN MIT DER BRUCHSTRUKTUR DER REST-
LICHEN SIALKRUSTE UND BEZOGEN AUF DIE FRÜHEREN POLLAGEN
DER ERDE

von O. C. HILGENBERG

Als ich vor 25 Jahren im Zusammenhang mit der Deutung der Schwerkraft der Erde eine Expansion der Erde für wahrscheinlich hielt, fand ich keine Zustimmung für meine Ideen. Immerhin haben damals einige Geologen, Geomorphologen und Physiker (11, 19, 20, 63, 5, 4, 59, 40, 1) die Expansion der Erde wenigstens als eine interessante andere Möglichkeit neben der alten Auffassung ihrer Abkühlung und Schrumpfung in Betracht gezogen. Es scheint sich jedoch nunmehr ein Umschwung anzubahnen. Die Expansion der Erde wird nicht mehr als völlig indiskutabel abgelehnt. Ja, es haben sich sogar zwei verschiedene Auffassungen der Expansion entwickelt, nämlich die Expansion bei konstanter und zunehmender Masse. Zu der ersten bekennen sich *Keindl* (34, 35) und *Egyed* (12). Die andere Auffassung, dass nämlich sowohl das Volumen als auch die Masse der Erde zunehmen, hat frühe Anhänger (6, 65) und wird zur Zeit von *Kort* (38) und mir vertreten (21, 22, 23, 24, 26).

Dieser Unterschied, betreffend die Ursache der Expansion, mag zunächst auf sich beruhen. Vielmehr ist es das Ziel meiner jetzigen Ausführungen, einen indirekten Beweis zu erbringen lediglich für die Expansion der Erde. In (21) habe ich den Zustand der Erde, als die einzelnen Festländer noch nicht durch Tiefseebecken voneinander getrennt waren, mit Festlandschelf-Erdkugel bezeichnet, weil die heutigen Festländer samt ihren Schelfen die in sich geschlossene Sialhaut dieser Erde bildeten. Diese

tiefseelose Schelfkugel hatte gemäss der von mir (21) aufgestellten Krustensprengungshypothese einen Durchmesser, nur mässig grösser als der heutige Erdradius, und wurde längs ihrer Breitenkreise auf Druck beansprucht.

Die Bruchstruktur dieser Schelfkugel ist auf Bild 1 dargestellt. Bis zu ihren Breitengraden 60° N (NN' im Bild) und 60° S (SS') zeigt Bild 1 die Schelfkugel in winkeltreuer Mercatorprojektion, während die 30° Breitengrade umfassenden Polgebiete in annähernd winkeltreuer ebener Projektion dargestellt sind. Die von mir benutzte Schelfkugel von 30 cm Durchmesser wurde mit Hilfe von bedrucktem Globuspapier für einen Globus von 50 cm Durchmesser hergestellt.

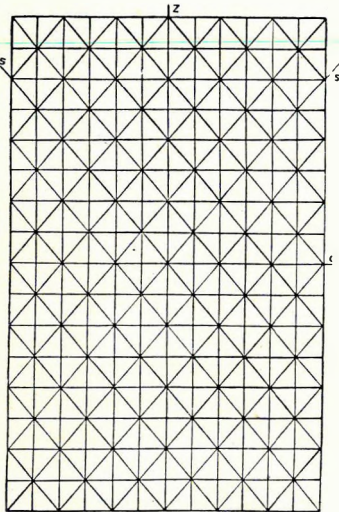


Bild 2. Bruchschema

Bild 2. Bruchschema.

Das heutige Gradnetz der Erde konnte somit für die gewählte Äquatorlage der Schelfkugel durch den Golf von Kalifornien, Südgrönland, Ostsee, Kaukasus, Persischer Golf, Vorderindien, Westaustralien und nahezu durch den heutigen Südpol ohne Mühe und einigermaßen genau auf die Schelfkugelprojektion gemäss Bild 1 übertragen werden. Das in meiner Dissertation (25) beschriebene für die gesamte sialische Erdkruste geltende Bruchschema mit vier typischen Bruchrichtungen ist hier als Bild 2 wiedergegeben. Dies Bruchschema erklärt für die gewählte Äquatorlage der Schelfkugel viele Brüche zwischen den einzelnen Festländern; vgl. z. B. die Bruchränder des Roten Meeres und der Südostküste von Arabien. Auf der arabischen Seite der Spalte des Roten Meeres streicht, wie sich leicht auf Bild 1 ausmessen lässt, die z-Richtung, nämlich die lange Rhombendiagonale des Bruchschemas nach

Bild 2, die infolge der rotationsbedingten Druckspannung in der Erdkruste parallel zum gewählten Schelfkugeläquator laufen muss, in Richtung $N30^\circ W$. Auf der afrikanischen Seite des Roten Meeres hingegen streicht z, wie aus Bild 1 ersichtlich ist, in Richtung $N24^\circ W$.

In der gleichen Weise, wie an der Bruchspalte des Roten Meeres dargestellt wurde, kann mit Hilfe von Bild 1 die theoretische z-Richtung an jeder beliebigen Stelle der Schelfkugel bestimmt werden durch blosse Messung des Winkels zwischen der heutigen Nordrichtung und der jeweiligen Breitenkreisrichtung auf der Schelfkugel.

Beispielsweise (s. Bild 3) ergibt sich die Streichrichtung von z: $N35^\circ W$ für die Halbinsel Celeken am Kaspischen Meer, d. h. die genannten theoretischen z-Richtungen tatsächlich vorwiegend auftreten und vorwiegend begleitet werden von den übrigen drei typischen Richtungen von Bild 2.

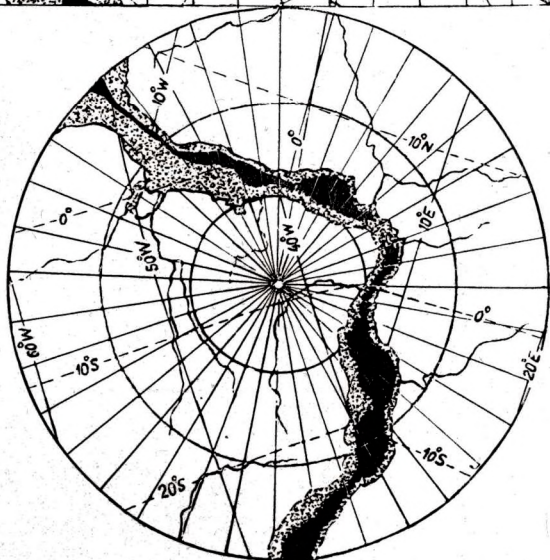
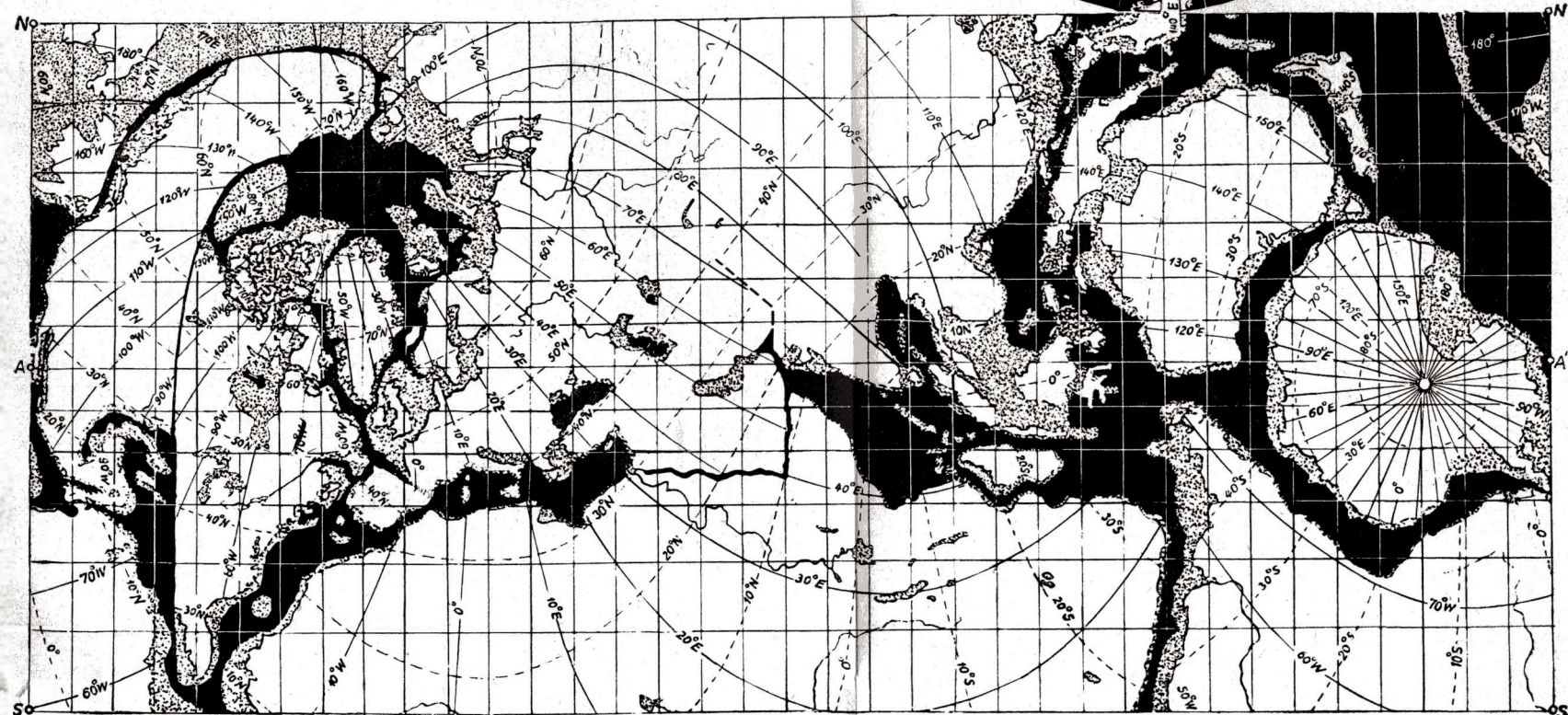
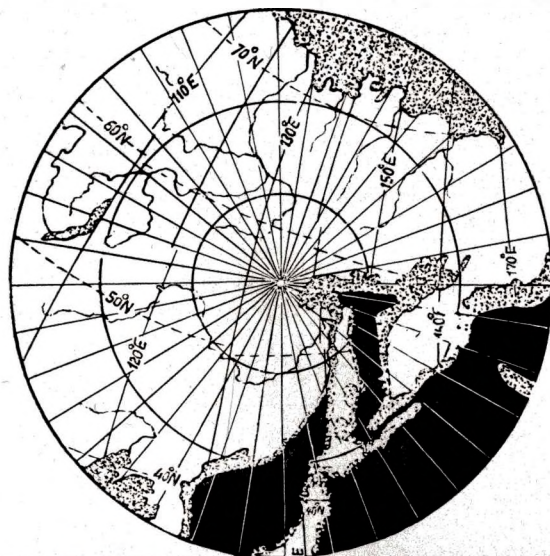
Für das Gebiet von Ungarn und seinen Nachbarländern zeige ich nun an Hand von Bild. 4—9 einigermaßen überzeugend ebenfalls diese Übereinstimmung. Aus Bild 1 ergibt sich in erster Annäherung die Richtung




Bild 1.

*Winkeltreue Projektion der
Festlandschelf-Erdkugel gemäß
der Krustensprengungshypothese*

0 1000 2000 3000 km an den Polen

0 2000 4000 6000 8000 10000 km am Äquator



-  heutiges Festland
-  heutiges Schelfmeer und heutige Seen
-  Bruchspalten und abgesunkenenes bzw aufgeschmolzenes Sial

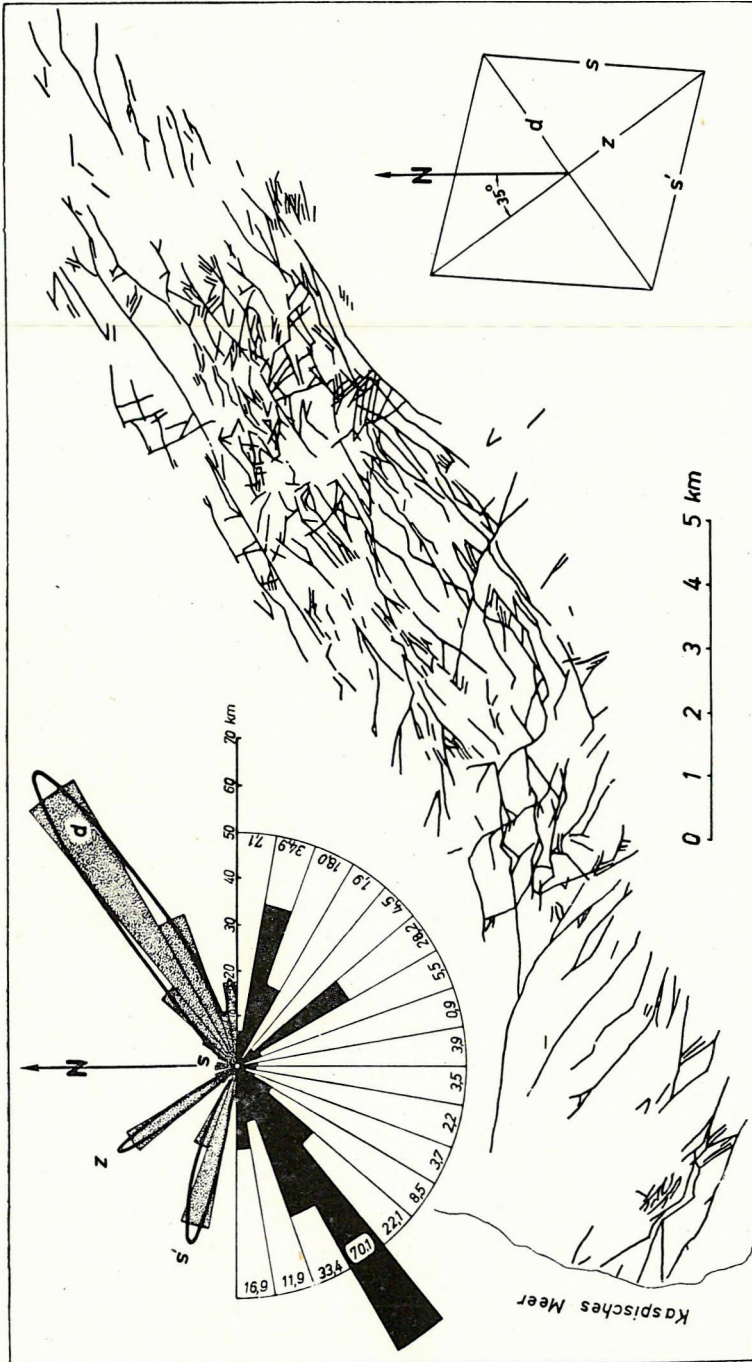


Bild 3. Verwerfungen und Kirrgänge im Ölfelde auf der Halbinsel Căteana.

N50–70°W als Streichrichtung von z für das Gebiet, das Rumänien (50–55°), Bulgarien (50–55°), Podolien (50°), Ungarn (50–65°), Tschechoslowakei (55–60°), Polen (55–60°), Albanien (60°), Jugoslawien (55–75°) und Österreich (65–75°) umfasst; in Klammern sind die von Norden aus entgegen dem Uhrzeiger gemessenen Abweichungswinkel α_z angegeben. (Mit Ausnahme von Spanien liegen in Europa alle z -Richtungen im NW-Quadranten).

Es ist nun sehr wichtig, dass nach Bild 1 in den einzelnen Festländern im grossen und ganzen ein stetiges allmähliches Schwenken der z -Richtung, bezogen auf die heutige Nordrichtung, stattfindet. Da Europa heute

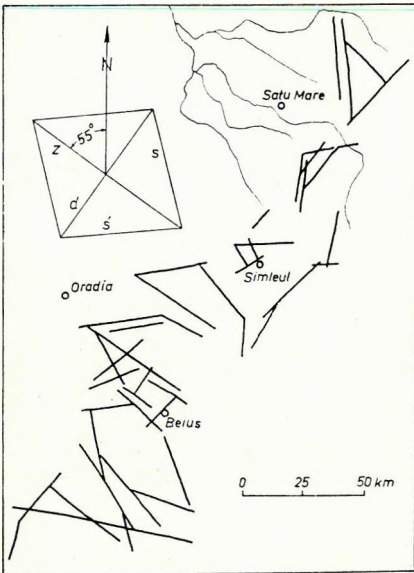


Bild 4. Die von *Pauca* (51) gebrachte Bruchstruktur südlich und nordöstlich von Oradea; Orientierung $z = N55^\circ W$.

weit nördlich des Äquators liegt, während es zur Schelfkugelzeit der Erde vor rund 600 Millionen Jahren zum Teil nördlich, zum Teil südlich des Äquators lag (vgl. Bild 1), müssen die Abweichungswinkel α_z der jeweiligen z -Richtung von der heutigen Nordrichtung beim Fortschreiten von Osten nach Westen zunehmen. Das ist tatsächlich der Fall. Am Kaspischen Meer (Čeleken) ergibt sich $\alpha_z = 35^\circ$. Für die Halbinsel Krim gilt bereits 40° . Für Podolien gilt 50° , für den Mittellauf des Dnjestr, sofern nur die typischen Richtungen d , s und s' betrachtet werden. Die gemessene z -Richtung weicht hingegen nicht unerheblich ab von der hypothetischen z -Richtung. Nichtsdestoweniger stimmen aber gemäss der Kluft- und Schluchtenrose nach *Kučeruk* (42) für das gleiche Gebiet (Westpodolien) die z - und s -Richtung für $\alpha_z = 50^\circ$ mit gemessenen Richtungen überein, während die s' - und die d -Richtung nicht durch gemessene Richtungen bestätigt werden. Wenn keine ab-

weichenden Richtungen vorhanden wären, die nur durch statistische Verfahren ausgemerzt werden können, wäre das von mir für die ganze Erde als typisch erkannte Richtungsschema gemäss Bild 2 längst als vorhanden festgestellt worden.

Im Osten von Rumänien gilt $\alpha_z = 50^\circ$, (vgl. mit der geologischen Skizze der getischen Depression nach *Popescu* (52)). Im Westen von Rumänien gilt $\alpha_z = 55^\circ$, (Bild 4), der geologischen Skizze des Gebietes im S und NE von Oradea (51) und der Skizze der Goldtellurlagerstätten von Săcărâmb (Nagyág, Bild 5) (18) ersichtlich ist. Auch die Manganerzlagerstätten im Städtedreieck Arad-Dolinesti-Dédes (27) sprechen für $\alpha_z = 55^\circ$ in Südwestrumänien.

Im westlichen Bulgarien sowie im südlichen und östlichen Ungarn ist

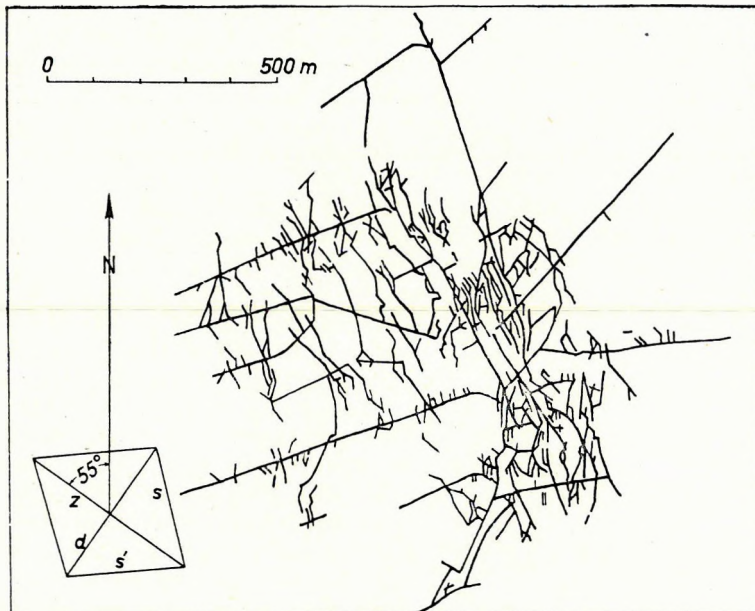


Bild 5. Der Grundriss des Franz-Stollens der Lagerstätten von Săcărâmb nach Helke (18); Orientierung $z = N55^\circ W$.

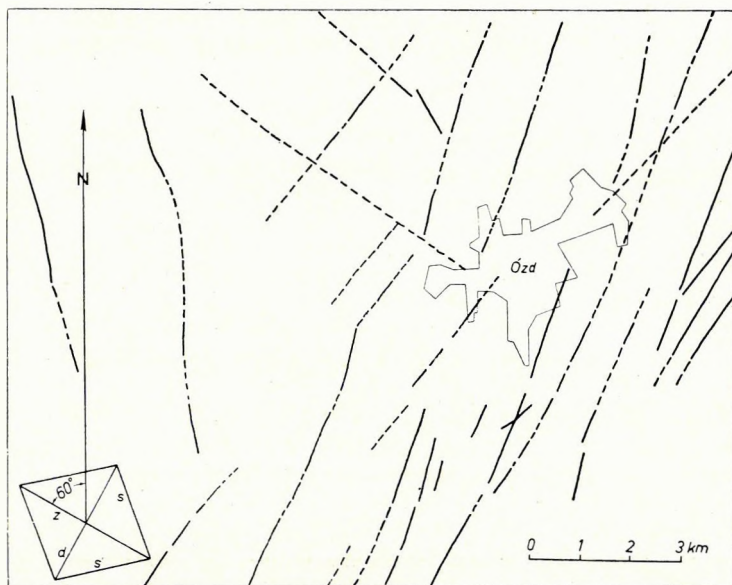


Bild 6. Bruchstruktur der Umgebung von Ózd; $z = N60^\circ W$.

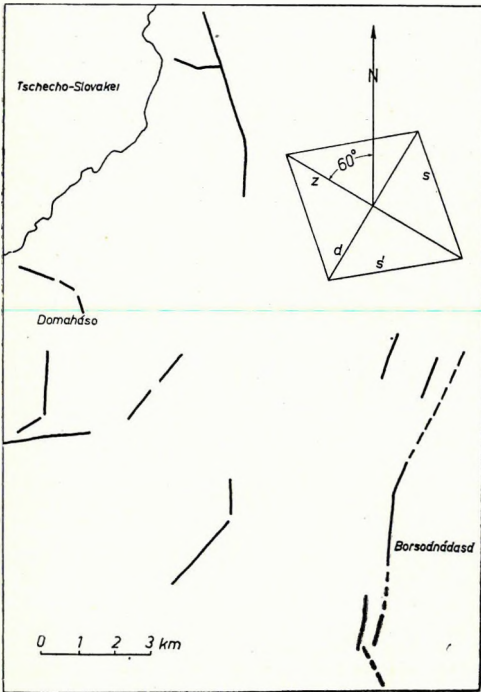


Bild 7. Gebiet südwestlich von Ózd;
 $z = N60^\circ W$.

des DulaSchluckschlundes in Kroatien (45) überzeugend hervorgeht.

Im Norden von Ungarn gilt der Orientierungswinkel 60° [siehe: Bild 6 (31) für die Umgegend von Ózd; Bild 7 (17) für das Gebiet südlich und südwestlich daran anschliessend; und (60) für das Bentonitgebiet von Komlóská, wo nur die s -Richtung auftritt]. In der Umgebung von Eger ergibt sich (43) der Orientierungswinkel 57° .

Im westlichen Teil von Ungarn, nordwestlich des Balaton-Sees, steigt die Abweichung der z -Richtung auf 65° an [vgl. (64), Bild 8

ebenfalls $\alpha_z = 55^\circ$ (siehe: die tektonische Skizze von Westbulgarien nach Muratov (48); die geomorphologische Skizze von Nordwestbulgarien (14); die Skizze des Zusammenflusses von Theiss und Donau (46); (62), das die Streichrichtungen der sehr wahrscheinlich tektonisch bedingten Gebiete der Über- und Unterschwere in der Ungarischen Ebene aufweist). Im nördlichen Teil des Gebietes zwischen Donau und Theiss halte ich die Richtung 57° für die zutreffende Streichrichtung von z (vgl. 55).

Südwestlich von Ungarn, in Mittelalbanien, weicht die z -Richtung um den Winkel 60° von der Nordrichtung ab wie die tektonische Skizze von Nopcsa (49) bestätigt [vgl. auch mit der geologischen Skizze des Tals der Radika (30)].

Im westlichen Teil von Jugoslawien gilt $\alpha_z = 73^\circ$, wie aus den geologischen Skizzen der Insel Korčula (2), der Insel Vis (3) und

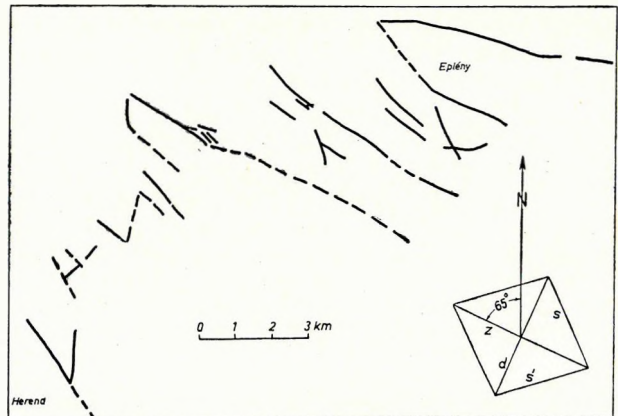


Bild 8. Gebiet zwischen Herend und Eplény;
 $z = N65^\circ W$.

(61), sowie Bild 9 (32) mit Richtungen der Steilhänge im Basalt- und Tuffgebiet von Tapolca].

Westlich von Ungarn, in Österreich, tritt ein noch grösserer Orientierungswinkel als 65° auf, nämlich 68° im Gebiet zwischen Graz und Salzburg (vgl. (13) und viele andere Autoren). In den westlichen Alpen erreicht α_z den Wert 80° .

Für die Tschechoslowakei und Polen gilt einheitlich die Orientierung 60° , wie hervorgeht aus (55) für die Gegend von Čakanovce, aus (44) für das Gebiet von Banská Štjavnica (nur d - und s' -Richtung), aus (47) für den Gold- und Antimonbau von Magurka, aus (39) für die Slouper- und Vypustek-Höhle bei Brünn, aus (50) für das Sudetengebiet und aus (29) für das Sudeten-gebiet und aus (29) für das Lublin-Plateau. Auch die tektonischen Skizzen bzw. Kluffrosen von *Dzulyński* (10) für das Gebiet westlich von Krakow, sowie von *Stille* (58) und in *Ksiazkiewicz* (41) für das gesamte Karpatenbecken bestätigen die Orientierung $55-60^\circ$ in Polen.

Ich hoffe, am Vergleich der Bruchstruktur von Ungarn und seinen Nachbarländern mit der hypotetischen Bruchstruktur der Schelfkugel gezeigt zu haben, dass eine gewisse Wahrscheinlichkeit für die frühere Existenz der Schelfkugel besteht, dass somit eine Expansion der Erdkugel erfolgte.

Herrn Dr. *F. Stock* und dem Personal der Bibliothek an der Staatlichen Geologischen Kommission der DDR, Berlin, spreche ich meinen Dank aus für die Überlassung eines Teils der Bildvorlagen und die Hilfe bei der Beschaffung des Schrifttums.

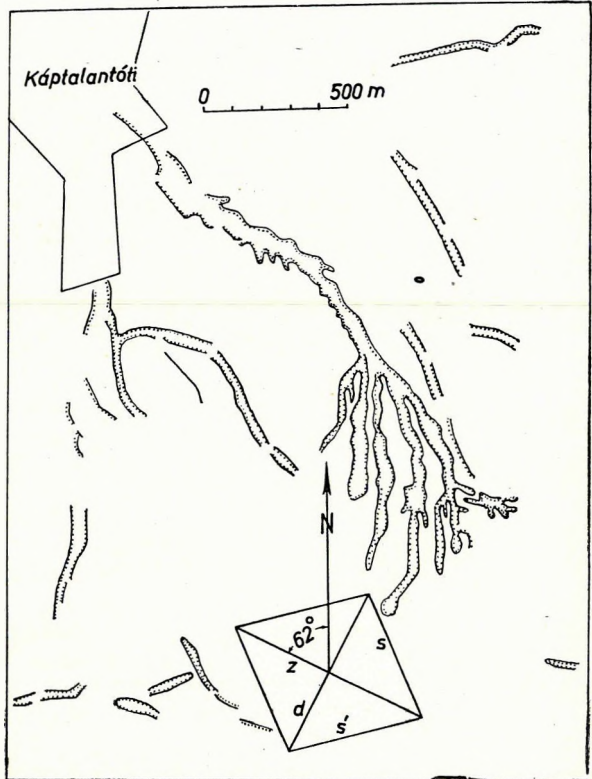


Bild 9. Tuffgebiet von Tapolca; $z = N62^\circ W$.

S C H R I F T T U M

1. *Andrée, K.*: Petermanns geogr. Mitt. 90, 123—136, 1944.
2. *Anič, D.*: Geološki Vjesnik 8—9, 1954/55, 39—51, Zagreb, 1956.
3. *Crnolatac, I.*: Geološki Vjesnik 8—9, 1954/55, 45—62, Zagreb, 1956.
4. *Berg, G.*: Z. prakt. Geol., 43, 11, 1935.
5. *Berg, G.*: Z. prakt. Geol., 48, 12, 154, 1940.
6. *Bernoulli, Joh.*: Opera omnia. Tome 3: Essai d'une nouvelle physique céleste. — Lausanne & Genève: Bousquet 1742.
7. *Blackett, P. M. S.*: Phil. Trans. Roy. Soc. A 245, 309—370, 1952.
8. *Blanchet, P. H.*: Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 41, 1748—1759, Aug. 1957.
9. *Blundell, D. J.*: Geol. Mag. 94, 187—193, May-June 1957.
10. *Džužynski, S.*: Acta Geol. Polonica 3, 325—440, Juli/Sept. 1953.
11. *Ebert, H.*: Phys. Ber. 15, 295, 1934, Geophys. Ber. 10, 35, 1934.
12. *Egyed, L.*: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 4, 43—83, 211—228, 1956.
13. *Flügel, H.*: Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark 84, 40—49, 1954.
14. *Gellert, J. F.*: Petermanns geogr. Mitt. 93, 160—164, 1949.
15. *Gofstein, I. D.*: Izv. Akad. Nauk SSSR Ser. Geol. 6, 108—117, 1952.
16. *Gough, D. I.*: Mon. Not. Roy. Astron. Soc., geophys. Suppl. 7, 198—213, 1956.
17. *Hegedüs, G.*: Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1948. évről. 159—166, 1952.
18. *Helke, A.*: Neues Jb. Min. Geol. Pal. 68 A, 19—85, 1934.
19. *Hennig, E.*: Probleme der Erdgestaltung. Heft 4 der Vortragsreihe „Moderne Naturwissenschaft“ der Württ. Ges. z. Beförd. d. Wissenschaft. Stuttgart, 1934.
20. *Hennig, E.*: Natur u. Volk 64, 350—352, Abb. 22, 1934.
21. *Hilgenberg, O. C.*: Vom wachsenden Erdball. Berlin-Charlottenburg 9: Selbstverl. 1933.
22. *Hilgenberg, O. C.*: Gerlands Beitr. z. Geophys. 42. 409—412, 1934.
23. *Hilgenberg, O. C.*: Z. Geomorph. 10, 121—136, 1938.
24. *Hilgenberg, O. C.*: Ann. Hydrograph. u. marit. Met. 68, 261—272, 1940.
25. *Hilgenberg, O. C.*: Die Bruchstruktur der sialischen Erdkruste. Leipzig, 1949.
26. *Hilgenberg, O. C.*: Polarforschung 3, 65—67, 1951.
27. *Ianovici, V.*: Informations générales sur les gisements de minéral de manganèse de la Roumanie, 20. Congr. géol. int. Mexico 1956. Sympos. sobre Yacimiento de Manganese. 5, 349—373.
28. *Irving, E.*: Geofis. pura e appl. 33, 65—66, 1951.
29. *Jahn, A.*: Prace Geogr. 7, 1—453, 1956.
30. *Jaranoff, D.*: Bull. Inst. Géol. Républ. Macédonienne 1, 23—60, Skopje, 1947.
31. *Jaskó, S.*: M. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése az 1948. évről, 143—147, 1952.
32. *Jugovics L.*: M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1944. évről, 13—25, 1952.
33. *Kalickij, K.*: Trudy geol. Komiteta N. S. 59, 1—89, 1910.
34. *Keindl, J.*: Theorie der Weltraummassen. Wien: Selbstverl. 1934.
35. *Keindl, J.*: Dehnt sich die Erde aus? München-Solln: 1940.
36. *Kiss, J.*: Földtani Közlöny 81, 264—272, 1951.
37. *Klimm, L. E.*: Geogr. Rev. 25, 619—624, 1935.
38. *Kort, L.*: Das Wachsen der Erde und die Wanderung der Kontinente. Hannover, 1949.
39. *Kříž, M.*: Jb. k. k. geol. Reichsanst. 41, 443—570, 1891; 42, 463—625, 1892.
40. *Krumbein, W. C.*: Jour. Geol. 44, 112, Chicago 1936.
41. *Książkiewicz, M.* (Hrsg.): Regionalna geologia Polski. 1. Karpaty. Zeszyt 2: Tektonika. 207—454, Tabl. 17. Krakow, 1953.

42. *Kučeruk, A. D.*: Izv. Vjesoj. geogr. Obs. 86, 554—557, 1954.
43. *Lengyel E.*: Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar. 46, 251—381, 1957.
44. *Lipold, M. V.*: Jb. k. k. geol. Reichsanst. 17, 317—460, 1867.
45. *Malez, M.*: Geoloski Vjesnik 8—9, 153—172, Zagreb, 1956.
46. *Marković-Marjanović, Jelena*: Glasnik Prirod. Muz. Srpske Zeml. Ser. A. 4, 77—105, Beograd 1951.
47. *Meier, R.*: Jb. k. k. geol. Reichsanst. 18, 257—268, 1868.
48. *Muratov, M. V.*: Tektonika i istorija razvitija al'pyskoy geosinklinal'noj oblasti juta evropejskoj casti SSSR i sopderel'nyh stran. Moskva-Leningrad 1949.
49. *Nopcsa, F.*: Z. Dtsch. Geol. Ges. 82, 1—13, 1930.
50. *Oberg, J.*: Acta Geol. Polonica 7, 1—27, 1957.
51. *Pauca, M.*: Ann. Comitet. Geol. 27, 259—336, Bucure:ti 1954.
52. *Popescu, G.*: Dari de Seama Sedin elor 38, 118—136, Bucure:ti 1954.
53. *Quiring, H.*: Geol. Rundsch. 11, 193—234, 1921.
54. *Quiring, H.*: Forsch. und Fortschritt 31, 193—196, 1957.
55. *Rónai, A.*: Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar. 46 1—245, 1956.
56. *Seneš, J.*: Geol. Sbornik 2, 55—70, 1951.
57. *Sólyom F.*: M. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése az 1950. évről, 221—231, 1953.
58. *Stille, H.*: Der geotektonische Werdegang der Karpaten, Hannover 1953 (Beihefte zu Geol. Jb. H. 8.)
59. *Stiny, J.*: Geol. u. Bauwesen 7, 143, 1935.
60. *Széky—Fux, V.*: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 4, 361—382, 1957.
61. *Szentes F.*: M. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése az 1950. évről, 271—279, 1953.
62. *Szurovy, G.*: Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hungar. 41, 1—24, 1948.
63. *Wagner, G.*: Geogr. Z. 40, 348, 1934.
64. *Weisse, J.-G. de*: Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 9, 1—162, 1947/50.
65. *Yarkowski, J.*: Hypothèse cinétique de la gravitation universelle en connexion avec la formation des éléments chimiques. Moscou: chez l'auteur 1888.
66. *Hospers, J.*: Jour. Geol. 63, 59—74, Chicago 1955.
67. *Runcorn, S. K.*: Endeavour 14 (No 55), 152—159, London 1955.
68. *Runcorn, S. K.*: Bull. Geol. Soc. Amer. 67, 301—316, 1956.
69. *Runcorn, S. K.*: Geol. en Mijnbouw 18, 253—256, 1956.

ШЕФФЕР ВИКТОР

ПРОБЛЕМА ДРЕВНЕГО МАССИВА ТРАНСИЛЬВАНИИ

Недавно опубликованные результаты геофизических измерений в Румынии значительно расширили наши знания о региональной геофизике юго-восточной части Карпатских впадин.

По ним установлено, что вокруг центральной зоны, лежащей над кристаллическим глубинным массивом, располагаются антиклинальные зоны Трансильванской депрессии.

Строение скалистого дна бассейна неоднородно. Кроме глубинного массива центральной зоны перед северо-восточной и южной окаймляющими зонами впадины располагаются местные возвышения более глубинных частей земной коры-антиклинории.

VIKTOR SCHEFFER

DAS PROBLEM DES TRANSYLVANISCHEN URMASSIVS

Die Ergebnisse der neuerlich veröffentlichten Resultate der in Rumänien durchgeführten geophysikalischen Messungen haben unsere regionalgeophysikalischen Kenntnisse über den südöstlichen Teil der Karpatenbecken bedeutend erweitert.

Nach diesen konnte es festgestellt werden, dass die Antiklinalzüge des siebenbürgischen Beckens sich um eine zentrale Zone scharen, welche über eine kristalline Tiefenmasse liegt.

Der Felsengrund des Beckens hat keinen einheitlichen Aufbau. Ausser der Tiefenmasse der zentralen Zone ist in dem nordöstlichen und in dem südlichen Randgebiet des Beckens je ein Emporkommen der tieferen Schichten der Erdkruste, ein Antiklinorium festgestellt worden.

AZ ERDÉLYI ŐSMASSZIVUM PROBLÉMÁJA

SCHEFFER VIKTOR

I. Regionális geofizikai áttekintés

Az 1957-ben megjelent „Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához” (1) című értekezésünkben megállapítottuk, hogy a Kárpátokat a *Stille*-féle „Baltopodolisches Lineament” (2) mentén harántoló Szudetida Antiklinórium az Északkeleti Kárpátok hátterében a Bereg—Szatmári tömegben folytatódik.

A Bereg—Szatmári tömeg peremi leszakadási vonalait ÉK-en a Vihorlát-hegység, Ny-on az Eperjes—Tokaji-hegység fiatal eruptív

tömegei követik, D-ről pedig a vulkáni képződmények Nyírségi Amfiteátruma határolja. Megjegyeztük, hogy ez a földtani alakulat DK-felé, az Erdélyi neogén medence alatt húzódván, a Dobrudzsai rög felé tart.

Időközben érkezett hozzánk *M. Socolescu*, *D. Bişir*, *D. Popovici* és *M. Visarion* román geofizikus kartársak a Déli és Keleti Kárpátok területének izosztatikus gravitációs anomáliáit tárgyaló munkája (3), *S. Airinei* „Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul bazinului Transilvaniei” (4) című értekezése, a bukaresti *Comitetul Geologic* által kiadott romániai Bouguer anomália-térkép (5), valamint *M. Socolescu* és *D. Bişir* „Le calcul du réseau des stations de pendule de la République Populaire Roumaine” című munkája (6). E kiadványokban közölt eredmények nagymértékben kiterjesztették a Kárpátmedencék délkeleti részéről ezideig szerzett regionális geofizikai ismereteinket.

Az új eredmények lehetővé teszik számunkra azoknak néhány régebben, Erdélyben végrehajtott geofizikai felvétel eredményeivel való összehasonlítását és azok pontosabb geológiai értelmezését.

A Déli és Keleti Kárpátok területe izosztatikus anomália-képének főbb elemei a következők:

1. A Szudetida Antiklinórium a Bereg—Szatmári tömegtől DK-re eredeti irányában folytatódik és a Keleti Kárpátok hátterében, a neogén medence K-i része alatt vonulva harántolja az erdélyi területet. Gerinczónájában, Székelyudvarhely körzetében +55 mgal-os értékek állapíthatók meg.

Külső övezetében a Szudetida előtér szinklinóriuma, valamint a Szudetidák peremi törésvonalának vonulatai (7) ÉNy-ről jövet Bacău és Târgu Ocna-ig követhetők az izosztatikus anomáliák alapján.

2. A D-i Kárpátok előterében elterülő hatalmas izosztatikus depresszió, melynek legnagyobb, -50 mgal alatti negatív anomáliaértékei Ploesti—Buzău és Focşani környezetében vannak, a Trotus vonal folytatásának zónájában megszakítja a Dobrudzsai tömeg felé tartó Szudetida antiklinórium gravitációs indikációját.

E depressziós vonulat az izosztatikus tanulmány szerzői szerint a Déli Kárpátok előterében levő tömeghiányt jelzi, melynek oka a szial megvastagodása és fiatal üledékeknek felhalmozódása az előtér előtti árokban. Tecuci és Birlad között húzódik K-felé és valószínűleg a Krim félsziget É-i részén elterülő negatív anomáliához kapcsolódik. Ez a depressziós vonulat a szial-kéregnek egy K—Ny irányú kivastagodását jelenti és merőleges a Szudetida előtér szinklinóriumának megfelelő szial kéreg elmélyülésére. Megkerüli a Dobrudzsai-rögöt és annak előtere gyanánt fogható fel.

3. A D-i Kárpátok hátterében egy, a K-i Kárpátokon át kelet felé vonuló és Nagyszeben—Fogarás környékén +70 mgal tetőértéket elérő maximum van.

Ez a Déli Kárpátok belső zónája kérgében levő anyagtöbbletnek, a szial-alatti tömegek felemelkedésének felel meg az izosztatikus tanulmány szerzői szerint.

E maximumvonulat Nagyszeben—Fogarás vidékéről Târgu Ocna—Bacău és Husi felé jelzi a szial elkeskenyedését.

Ennek geológiai valóságát ez utóbbi időben már fúrások is megállapították. N. Grigoraş szerint: „Birladtól D-re depresszió van, ezt az Északi Szubkárpatí depressziótól a Prut alsó folyása vidékén egy kiemelkedés



1. ábra.

választja el. Ezen lemélyített néhány fúrás 650 m körüli mélységben új-paleozoos rétegeket ért el” (8).

A fentiek alapján az is megállapítható, hogy a Brassótól ÉK-re elterülő Vrancea vidékén, amely Erdély legnagyobb szeizmicitással bíró területe (9), két hatalmas, egymásra merőleges izosztikus anomáliavonulat keresztezi egymást.

4. A Bihar-hegység vidékén egészen Kolozsvárig pozitív izosztatikus anomáliák mutatkoznak, melyeket Dés—Torda és Brádon átvonuló depressziós zóna fog körül és elválasztja a Nagyszeben—Fogaras-i gravitációs maximum övezettől.



2. ábra

A részletmérések alapján szerkesztett Bouguer anomáliatérkép nem tartalmaz mérési eredményeket a Kárpátok zónájában, ennél fogva a fent leírt indikációk a Bouguer anomáliákban helyenként nem követhetők.

5. A Szudetida Antiklinórium erdélyi folytatása, a Déli Kárpátok háttérében vonuló gravitációs maximum-zóna és a Bihar-hegység vidéké-

nek maximumterületei az izosztatikus anomáliák szerint egy oly regionális depressziós területet zárnak közre, amely *Socolescu*, *Bişir*, *Popovici* és *Visarion* szerint ÉNy-felé folytatódva kapcsolódik a nagyalföldi, nyírségi gravitációs minimumzónához.

Kiemelkedőnek tartjuk azonban annak megemlítését, hogy a Nyírség és az Erdélyi Medence vulkáni képződményeinek tartományait a Keleti Középhegység ÉK-i végződése, amely a geofizikai mérések eredményei alapján a Száva redők zónájából kiinduló délalpi vonulat, választja el.

Az Alföld É-i része regionális geofizikájának tárgyalásakor megállapítást nyert, hogy a Száva redők folytatását képező délalpi vonulatnak az egész Magyar Medencét harántoló északalföldi legdélibb elfedett paleozoos pásztája, amely Biharnagybajom és Mezőtúr alatt húzódik, van a legkiemelkedőbb szerkezeti helyzetben és hogy e vonulat legészakibb, felszíni tagját a Szatmári Bükkhegység képezi (10).

Vizsgálatainkat az Erdélyi Medence határterületeire kiterjesztve megállapíthatjuk, hogy az Erdélyi ÉNy-i szélén húzódó és *telegdi Roth Károly* szerint „a Rodnai havasok kiugró sarkantyújából kiinduló Keleti Középhegység meg-megszakadozott, kisebb-nagyobb hegységrogókból, úm. a Prelukai rögből, a Szamos menti és a szilágysági rögből, valamint a Szatmári Bükk-hegységből álló láncolata” (11) választja el az Erdélyi Medence és a Nyírség azonos jellegű, a délalpi vonulat keletkezése idejénél valószínűleg régebbi eredetű és vulkáni képződményekkel kitöltött medencealakulatait.

Az Erdélyi Medence rendkívül érdekes földmágneses zavaraira először a múlt században, 1847-től végrehajtott országos jellegű mágneses mérések eredményei hívták fel a figyelmet (12, 13, 14), melyek e területen a mágneses izogon vonalak nagyfokú rendellenességeit állapították meg.

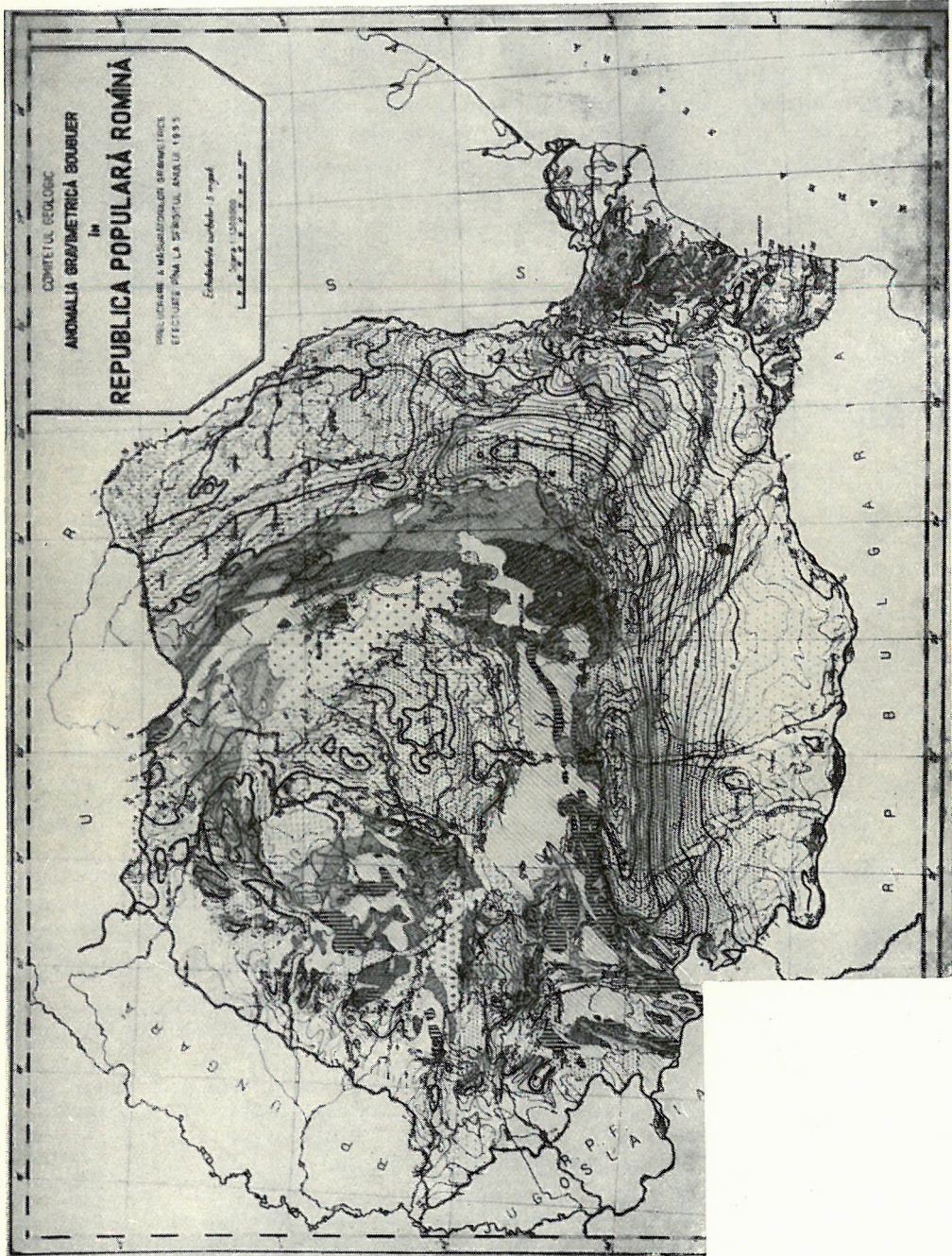
A „Mágneses izogon vonalak a Keleti és Déli Kárpátok területén 1943,5 időpontban” című, *Hofhauser Jenő* által közölt adatok alapján (15) szerkesztett 2. ábránkat az izosztatikus anomália-képpel összehasonlítva figyelemreméltó összefüggések állapíthatók meg az izosztatikus anomáliák és az izogon vonalak menetei között ezen érdekes, nagy mágneses zavarokkal jellemzett vidéken.

II. Az Erdélyi Medencében végzett újabb geofizikai felvételek eredményei

Az Erdélyi Medencében végzett gravitációs mérések eredményeiből 5 mgal-os értéklépcsővel szerkesztett Bouguer anomália-térképet 3. ábránk szemlélteti.

Megállapítható, hogy e térkép az izosztatikus anomáliaképpel ellentétben a neogén medence központi zónájának megfelelő depressziós területen, Torda, Beszterce és Marosvásárhely között egy kb. 25–30 mgal viszonylagos nagyságú gravitációs maximumot jelez.

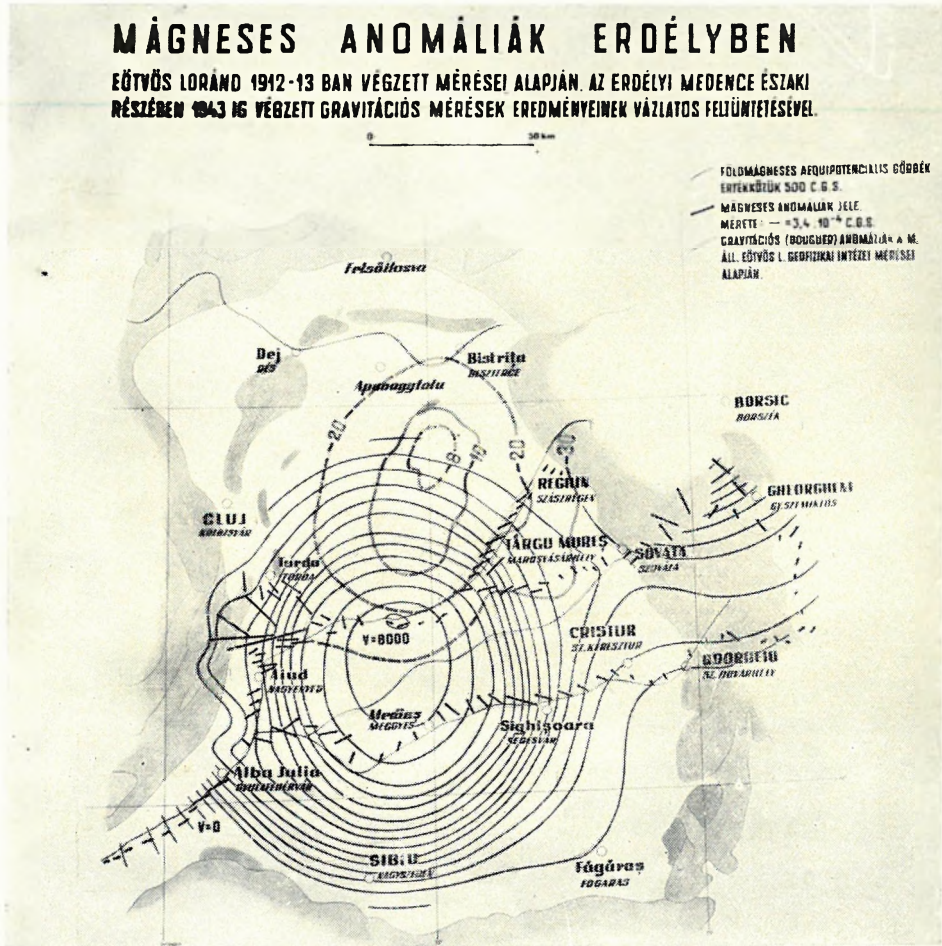
Ezt a pozitív gravitációs anomáliát különben már az 1912–13-ban *Eötvös Loránd* által végzett torziósinga-mérések, valamint az 1940–43-ig terjedő időszakban a *M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* erdélyi



3. ábra Az Erdélyi Medence gravitációs Bouguer-anomáliatérképe az 1955-ig végzett mérések alapján, a román Comitetul Geologic szerint.

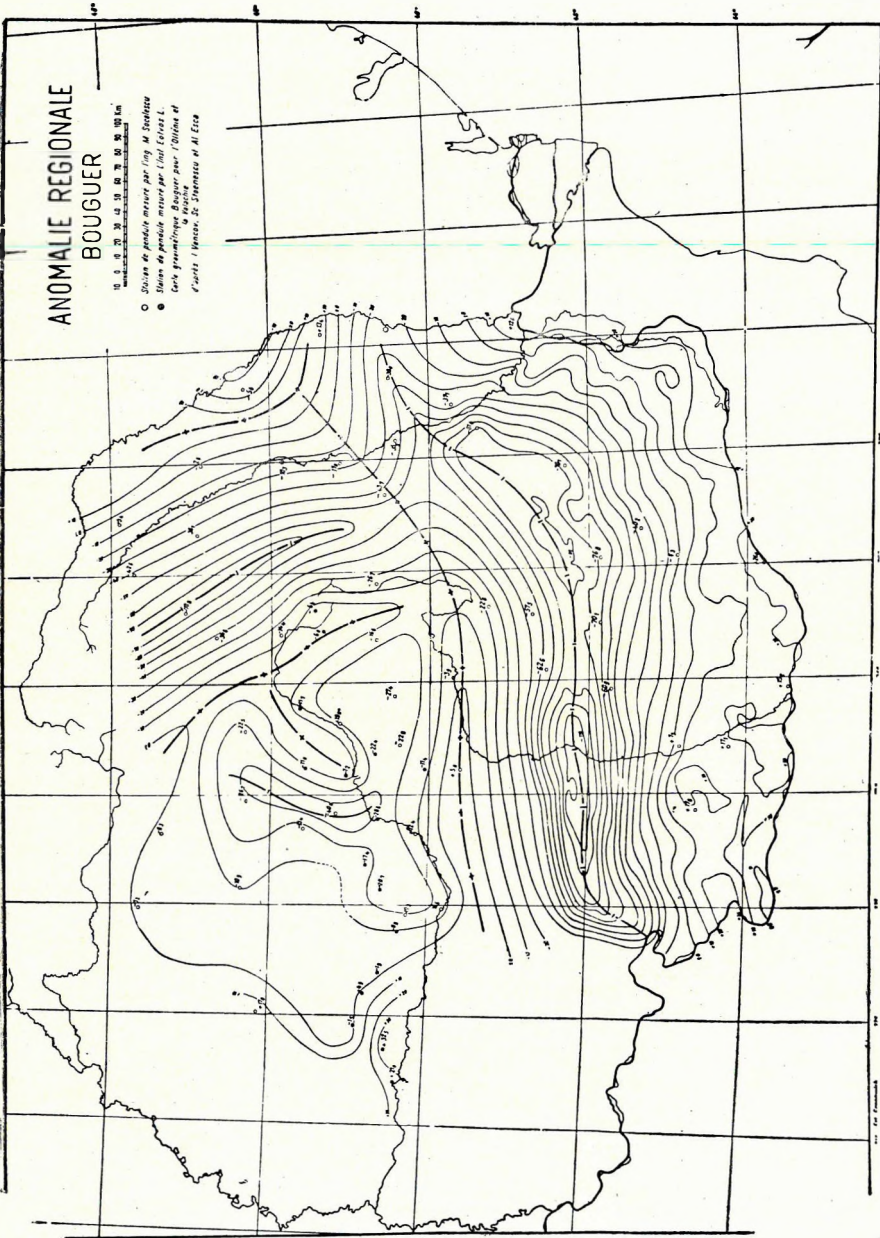
graviméteres felvételeinek eredményei is megállapították (16, 17, 18, 19, 20, 21, 22). (Lásd a 4. ábrát)

Az előző fejezetben ismertetett izosztatikus anomáliaképpen ez a gravitációs maximum azért nem juthat kifejezésre, mert ezen anomália területén értékmeghatározás nem történt.



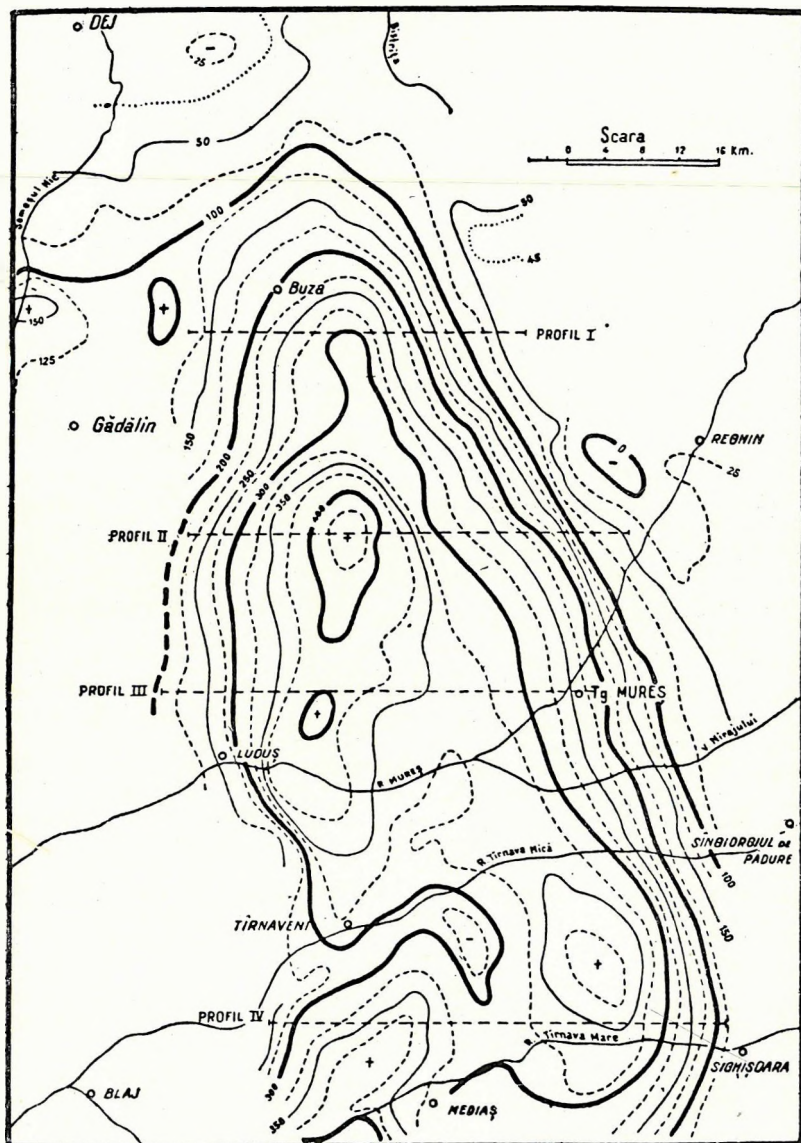
4. ábra.

Az 5. ábránkban közölt, M. Socolescu és D. Bişir által az ingaállomás-hálózat eredményei alapján szerkesztett Bouguer anomáliatérkép az Erdélyi Medencében alkalmazott nagyobb állomássűrűség folytán már jobban megközelíti a graviméteres részletmérések alapján nyert anomália-képet.



5. ábra. Románia regionális Bouguer-anomáliatérképe M. Socolescu és D. Bisir szerint ingamérések eredményei alapján.

Az erdélyi neogén medence északi felében megállapított gravitációs maximum-zóna jellegzetessége, hogy két részre tagozódik. Az egyik, amely a gravitációs rendellenességekben elsődlegesen, az izoanomál



6. ábra A földmágnesség vertikális intenzitásának rendellenességei az Erdélyi Medencében S. Airinei szerint.

vonalak záródásaiban jut érvényre, ÉK —DNy-csapású, Beszterce, Marosvásárhely és Torda között terül el. A másik, ennél kiterjedtebb, amely részben másodlagosan, az anomáliák értékelésében Nagybánya — Székelyudvarhely ÉNy —DK irányú tengellyel jelentkezik, a Szudetida Antiklinórium-vonulatának megfelelő gravitációs maximum indikáció.

A *Ștefan Airinei* által közölt erdélyi földmágneses anomáliatérképet 6. ábránkban adjuk közre.

E térkép az 1952 —55-ös években a román *Comité Géologique* munkáinak keretében készült, az Erdélyi Medencében elterülő mágneses anomália felvétele céljából 3018 állomáson végzett meghatározás alapján.

E térképnek a Bouguer anomáliák térképével való összehasonlítása érdekes megállapításokra ad lehetőséget.

A mágneses anomáliaképben az Erdélyi Medencének megfelelően egy ÉÉNy —DDK-tengelyű, ellipszis alakú, kb. 400 gamma viszonylagos értékkülönbségű mágneses maximum indikáció állapítható meg, mely a Szamos és az Olt folyók között terül el. Az ellipszis alakú indikáció nagytengelye Betlen —Mezőpágozca —Erzsébetváros —Noul Săseșc között húzódik, hossza 120 km, kistengelye pedig 50 km hosszú és Urca —Marosvásárhely között van. Az anomália kb. 4000 km² kiterjedésű és három lokális centruma van, melyek Budatelke, Mezőpágozca és Sáros községek mellett fekszenek.

4. ábránk, amely az *Eötvös* által szerkesztett földmágneses potenciál-görbékén kívül a *M. Áll. Geofizikai Intézet* által az Erdélyi Medence északi részében 1943-ig végzett gravitációs mérések eredményeit is feltünteti, módot nyújt a medence északi részében jelentkező és az előzőekben említett két jellegzetes gravitációs anomália egymástól eltérő mágneses tulajdonságainak megállapítására, amint az a fent ismertetett korszerű román mérések eredményeiben is jelentkezik.

A Torda —Beszterce és Marosvásárhely között elterülő, záródó gravitációs maximum egyúttal a mágneses ekvipotenciál-görbék nagy maximuma. Ezzel szemben a Szászrégen és Marosvásárhely között jelentkező kiterjedt másodlagos gravitációs rendellenesség a Szudetida Antiklinórium e zónán átvonuló, környezeténél kisebb mágneses szuszceptibilitású része, a földmágneses ekvipotenciális görbék képében jól definiált hatalmas mélyvonulat alakjában jut kifejezésre.

Megállapítható, hogy az Erdélyi Medence északi részének regionális geofizikai elemeit már a régi geofizikai felvételek eredményei is hűen visszatükrözték.

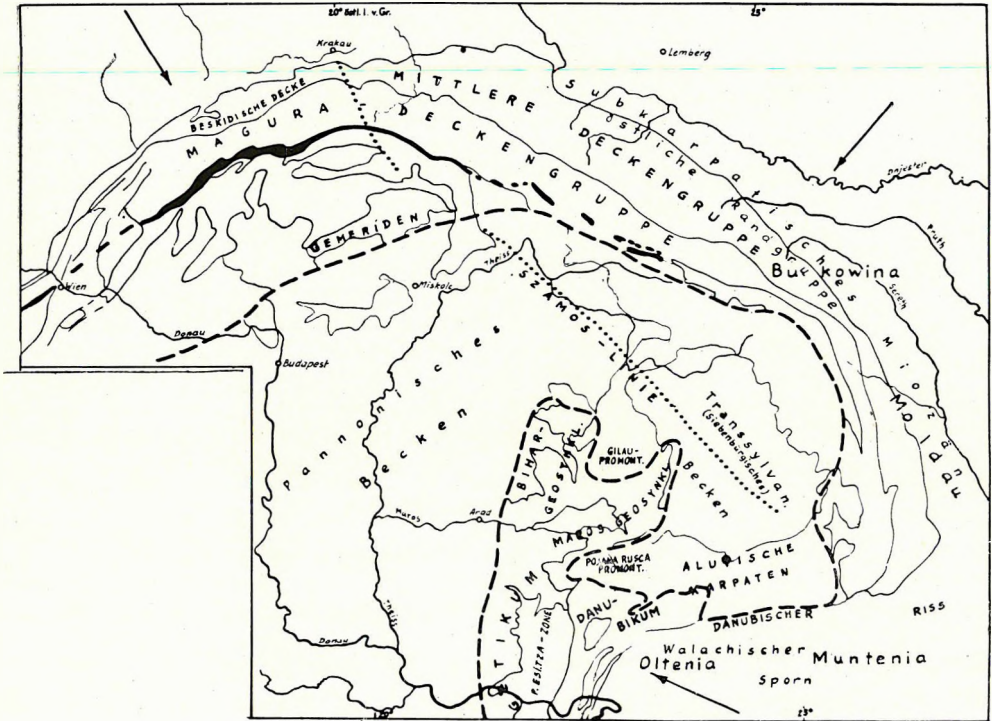
III. Az Erdélyi Medence földtani felépítésére vonatkozó újabb megállapítások

Az Erdélyi Medence aljzatának geofizikai módszerek eredményei alapján megállapítható tektonikai elemeit a következőkben adjuk. E tektonikai elemek egyrészt a Kárpátmedencék szerkezetének, másrészt pedig a területtel szomszédos alföldi zónák felépítésének megismerése szempontjából nagyjelentőségűek.

1. A Szudetida Antiklinórium

Nagybánya — Székelyudvarhely tengely mentén harántolja az Erdélyi Medence keleti részét.

Északkeleti szárnyát a sötetek övén túl a Kelemen-hegység, Görgényi-havasok és a Hargita felszíni andezit-vulkáni tömegei követik, délnyugati szegélye mentén pedig, a vulkáni képződmények Nyírségi Amfiteátrumához hasonlóan, mélyenfekvő, eltemetett vulkáni közettömegek határolják.



8. ábra. A „Szamos vonal” H. Stille szerint.

Ezek azonban, az előbb említettekkel ellentétben, a geofizikai mérések eredményei alapján nagyobb részükben bázikusoknak mondhatók.

Az Antiklinórium mindkét szárnya egy-egy nagyjelentőségű tektonikai vonalat képvisel. Az északkeleti szárnyat *I. Popescu—Voitești* „Linea Pecineaga”-ja (23) követi (7. ábra). E szárny mentén Nagybánya környékétől Besztercén át Görgényüvegsűrűig *Réthly* „A Kárpátmedencék föld-rengésgyakorisági térképe” szerint számos földrengési epicentrum van. A délnyugati szárny mentén pedig a *Stille* által felismert „Szamos vonal” (24) húzódik. (8. ábra)

A geofizikai mérések eredményei alapján tehát igazolást nyert mind *I. Popescu—Voitești*, mind *H. Stille* tektonikai elképzelése e két szerkezeti

vonatra vonatkozóan. Természetes azonban, hogy ezen elméleti megfontolások alapján megsejtett szerkezeti vonalak pontos lefutását a geofizikai mérések eredményei adják meg.

Az Erdélyi Medencében mindkét szerkezeti vonal mentén hatalmas vulkáni közettömegek törtek fel.

Míg a Linea Pecineaga menti feltörések felszíni savanyú vulkáni közettömegeket hoztak létre, az Antiklinórium délnyugati szárnyán, a Szamos vonal mentén mélységbeli magmatikus tömegek állapíthatók meg a geofizikai mérések eredményei alapján.

Kiemelendőnek tartjuk, hogy mind *Popescu—Voitești*, mind *Stille* a fentemlített szerkezeti vonalakat megszakítás nélkül átvezetik a Keleti Középhegység északkeleti nyúlványainak zónáján, ezzel is kifejezésre juttatván az utóbbinak a terület regionális mélyszerkezeti felépítése szempontjából való kisebb jelentőségét.

A Nagyalföld északkeleti részén, a Kárpátalján és Észak Erdélyben végzett geofizikai tanulmányok (25) megállapították, hogy a Bereg—Szatmár-i tömeget, mint a Szudetida Antiklinórium az Alföld északkeleti része alatti tagját északkeleten ugyancsak a Linea Pecineaga-nak megfelelő regionális törésvonal, a Szudetidák peremi törése határolja. E szerkezeti vonal mentén törtek fel az Alföld északkeleti peremi leszakadási vonalának megfelelő Vihorlát-hegységi felszíni andezit tömegek.

A Bereg—Szatmár-i tömeget délről határoló szerkezeti mélyedést kitöltő nyírségi vulkáni közettömegek azonban nem a Szamos vonalnak megfelelő, hanem egy a Rodnai-havasoktól nyugat felé húzódó regionális K—Ny irányú törésvonal mentén elhelyezkedő vulkáni centrumokból törtek fel.

2. A Szudetida Antiklinórium háttérének vulkáni képződményekkel kitöltött mélyvonulata

Ha az *I. Popescu—Voitești* tektonikai térképét (26), *Pávai-Vajna Ferenc* 1926-ban megjelent „A Magyar—Horvát és Erdélyi neogén medencék tektonikai és geofizikai térképét”-t (27) vagy *telegdi Róth Károly* „A Magyar Föld és külső keretének hegyszerkezeti térképé”-t (28) összehasonlítjuk *S. Airinei* a 6. ábrán közölt földmágneses anomáliatérképével, meglepő hasonlatosságot tapasztalhatunk e tektonikai térképek Erdély-részi szerkezeti vonalai és a földmágneses izoanomál görbék elhelyezkedése és alakja között. Ugyancsak érdekes összefüggés állapítható meg a mágneses anomáliatérkép és a *Papp Simon* által közölt „A Szászrégen, Parajd, Medgyes és Segesvár közötti terület tektonikai térkép”-én (29) jelzett földtani szerkezetek között is.

A térképen ábrázolt földtani szerkezetek és a földmágneses rendellelenségeket okozó mélységbeli vulkáni eredetű tömeg nyilvánvalóan tektonikai kapcsolatban állnak egymással.

S. Airinei a mágneses hatóközetet egy oly kristályos eruptív merev tömegnek tartja, amelynek a kárpáti keretben való elhelyezkedése folytán feltehető, hogy ez a merev tömeg képezte egyik tényezőjét a délkeleti Kárpát-ív kialakulásának.

Az Erdélyi Medence gáztartó boltozatai a regionális mágneses anomália területén vannak.

S. *Airinei* a gravitációs és mágneses mérések által nyert eredmények számításbavételével *Stoenescu* és *Ghiciu* munkája alapján a mágneses anomáliát létrehozó kőzetet oly nagymélységű infrakrisztallin, intruzív tömegnek képzeli el, mely egy geológiai egységet képez és amelynek mélysége nagyobb a mikesfalvai eddigi legmélyebb erdélyi fúrás talpmélységénél, 4017 m-nél. E hatóanyagot *Airinei* az Erdélyi Közép-hegység és a Görvényi-havasok—Hargita neogénkorú vulkáni kőzeteivel tartja azonosnak.

Megállapítható, hogy *Eötvös Loránd* 1912—13-ban az Erdélyi Medence területén végzett mágneses méréseinek eredményei (30) jó felderítő képet adtak e mágneses anomáliáról. Ez a 4. ábrából is kivehető.

Eötvös Loránd geofizikai méréseinek eredményeiből már több mint négy évtizeddel ezelőtt azt a következtetést vonta le, hogy az Erdélyi Medence központi része alatt elterülő földalatti tömeget nagysűrűségű és mágnesezhetőségű eruptív kőzet alkotja. (31)

A földmágneses és gravitációs mérések eredményeinek összehasonlítása alapján megállapítható, hogy e felszínalatti tömegnek a Szudetida Antiklinóriummal párhuzamosan délkeletről északnyugat felé vonuló része nagyobb magmasavanyúságú, a Torda—Beszterce—Marosvásárhely között elterülő mágneses és gravitációs anomália alatt pedig az előbbinél bázikusabb kőzetek vannak.

Ez utóbbi terület mágneses és gravitációs anomáliái a Maros geoszinklinális (32, 33) csapásirányába és annak folytatásába esnek.

Valószínűnek tartjuk, hogy a Maros geoszinklinális zónájából egy oly tektonikai vonal húzódik ÉK irányban, amint azt *Popescu—Voitești* a 7. ábrán feltüntetett tektonikai térképén és *iff. Lóczy Lajos* (34) 1928-ban közölt „Magyar hegységszerkezeti vázlatán” érzékeltették.

E tektonikai vonal párhuzamos azzal, a Keleti Középhegység Alföld felőli oldalán húzódó vonallal, mely az Orosz Tábla délnyugati szegélyzónájából indul ki és amelyet előző munkáinkban (35) mint „Az Alföld keleti, felszínalatti peremi leszakadási övét” ismertettünk.

A Maros geoszinklinális felszíni geológiája, a mezozoos korú vulkáni kőzetek Torockó és Torda környéki irányítottasága, az alsószentmihályi, Torda, Nagysármás és szászbanyieai földrengési epicentrumok valószínűsítik e tektonikai vonal létezését. E vonal mentén törhetett fel az Erdélyi Medence északi része alatt, Torda—Beszterce és Marosvásárhely között elterülő bázikus vulkáni tömeg, amely ilymódon az Erdélyi Érchegység bázikus mezozoos vulkáni tömegeinek (36) északkeleti felszínalatti folytatását és végződését képezheti.

Az elmúlt év egyik legérdekesebb kutatási eredményét az e területet jellemző gravitációs és mágneses anomáliára telepített Mezőpagocsa-i földtani alapfúrás szolgáltatta. E fúrás 2800 m mélységben, közvetlenül a miocén rétegek alatt érte el a kristályos palát és bizonyosságot szolgáltatott arra vonatkozóan, hogy az Erdélyi Medence kristályos aljzatának nagy lemélyedésében e helyen egy viszonylagos kiemelkedés van.

Az alföldi, gyulai gravitációs és mágneses maximumok földtani okának feltételezhető bázikus vulkáni közettömeg az utóbbihoz hasonló körülmények között jelentkezik a geofizikai mérések eredményeiben. Valószínűnek tartjuk, hogy a gyulai maximumot egy az Erdélyi Medence alatt levőhöz hasonló összetételű bázikus vulkáni tömeg okozza.

3. A Déli Kárpátok mélyszerkezeti háttere

Az izosztikus anomáliák ismertetésénél már említettük a földkéreg mélyebb részének a Déli Kárpátok hátterében megállapított Ny —K irányú antiklinórium-szerű felemelkedését, mely a Vrancea legnagyobb szeizmicitású területén keresztezi a Baltopodolisches Lineament menti nagyszerkezeti vonalakat.

Az Arad környékétől Déván és Gyulafehérváron át Segesvárig húzódó Ny —K irányú földrengési epicentrumsor tanúskodik e földtani alakulat északi szárnyának szeizmicitásáról.

IV. Az Erdélyi Ősmasszívum problémája a geofizikai mérések eredményeinek megvilágításában

Az erdélyi neogén medence földtani felépítésével foglalkozók egyik sarkalatos kérdéscsoportja az Erdélyi Ősmasszívum létezése körül alakult ki.

Néhány évtizedes földtani kutatómunka után, a román geofizikusok hatalmas lépéssel vitték előbbre az Erdélyi Medencét kitöltő harmadkorú rétegek alatt fekvő alaphegység megismerésére irányuló erőfeszítéseinket.

Miután legújabb eredményeinket az előző fejezetekben ismertettük, befejezésül röviden óhajtjuk vázolni a problémakörnek az előző évtizedekben lezajlott kialakulását és fejlődését.

Pávai-Vajna Ferenc (37) és *iff. Lóczy Lajos* (38) a belső erdélyi tömeg létezését a medencét északon és keleten övező kristályos koszorú virgációjának, bifurkációjának magyarázataképpen feltételezik.

Ezen elképzelés lényegét az *iff. Lóczy Lajos* által szerkesztett, „A Délkelet-európai variszkuszi orogén tagoltsága” című 9. ábránkon láthatjuk. E szerint az Erdélyi Masszívum északi oldalán, az Orosz Tábla délnyugati szélén vonu ó variszkuszi hegység két részre osztódik. A hegység főágát a Keleti és Délkeleti Kárpátok variszkuszi részei képezik, míg a délnyugatnak tartó vonulat a Lápos- és Meszes-hegységek felé követhető.

Az Erdélyi Ősmasszívumnak a medencekeret tektonikája alapján való fentvázolt feltételezésével *Th. Kräutner* (39), *J. Atanasiu* (40), *Földvári A.* (41), *D. M. Preda* (42) és *Reich Lajos* (43) nem értenek egyet.

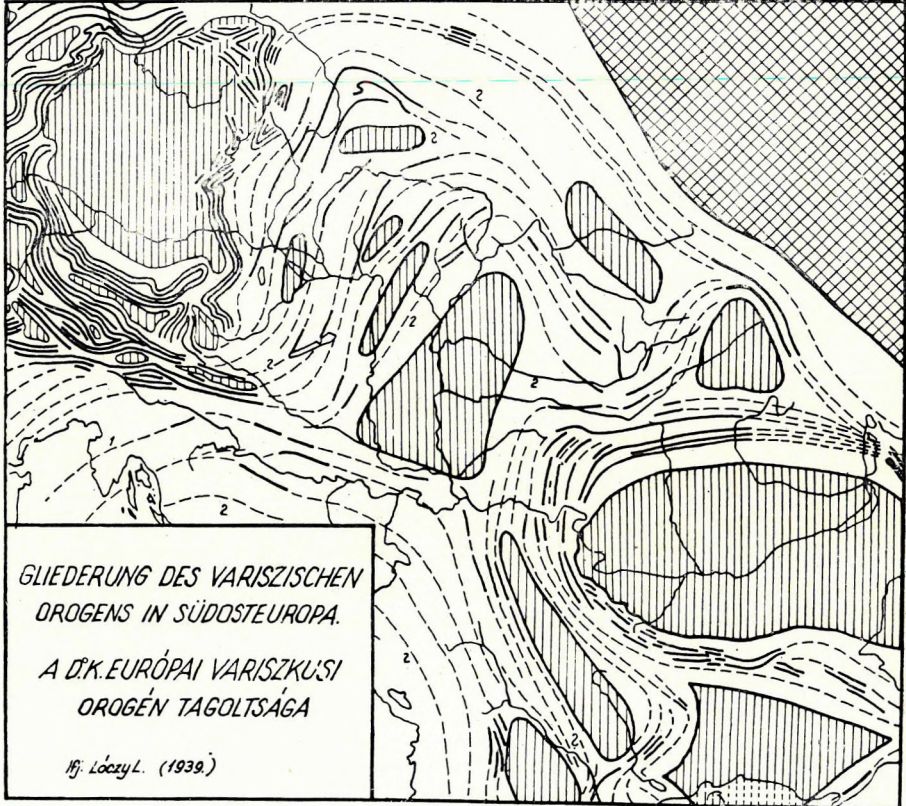
Szádeczky-Kardoss Elemér (44) nem a medencekeret felépítéséből, hanem belső okokból, öslénytani megfontolások alapján tételezi fel egy központi tömb létezését.

Az Erdélyi Medence antiklinális vonulatainak mind *Pávai-Vajna Ferenc*, mind *telegdi Róth Károly* és *Papp Simon* által szemléltetett ábrázolása jellegzetessége az, hogy a pliocén utáni redőzések egy kb. Sármás és M. Sáros között elterülő központi zónát övezve jöttek létre. Ez a tény való-

színüvé teszi azt, hogy a redőzések kialakulásakor a központi zónában egy merev tömb foglalt helyet.

Ugyanezt a feltevést valószínűsíti Papp Károly „Az Erdélyi Medence peremén elhelyezkedő gipsz- és sötömzsók helyszínrajza” című térképe is (45).

Ezen jelenségre majdnem egy félévszázaddal ezelőtt különösen Gaál István (46) és Pálffy Mór (47) hívták fel a figyelmünket. Pálffy szerint:



9. ábra.

„Régen ismert jelenség a geológusok előtt, hogy az üledékes képződményeknek a régibb alaphegységre települt része gyakran zavartalanul, szintesen fekszik, míg a hegységtől távolabb eső része gyűrűt. Ezen esetben azt szokták mondani, hogy a fiatalabb képződményeknek az alaphegység közelébe eső részét a régibb alaphegység megóvta a gyűrődéstől”, és

„Az Erdélyi Medencében kimutatott redők Böckh szerint a medence szélén sűrűbben állnak és meredekebbek, míg a medence belseje felé levők sokkal gyérebben mutatkoznak és lankásabbak.”

Lényegében *L. Mrazec* és *E. Jekelius* (48) is ezt mondják, amikor *Eötvös Loránd* erdélyi torziósinga mérései eredményeivel kapcsolatban a következőt állapítják meg:

„Si de *Eötvös* n'a pas pu constater des dislocations profondes dans le centre du bassin où domine le type du dôme, au contraire, dans la zone des plis diapirs, par exemple a *Uioara*, des dislocations en profondeur ont pu être facilement déterminées.”

Az Erdélyben végzett geofizikai mérések eredményei alapján megállapítást nyert, hogy egy kristályos mélységbeli tömeg felett fekvő központi zóna körül redőződtek fel az Erdélyi Medence antiklinális vonulatai.

A medence sziklafeneke nem egységes felépítésű. Az előzőkben megállapítottuk, hogy a központi zóna mélységbeli tömegén kívül a medence északkeleti és déli szegélyzónái alatt a földkéreg mélyebb részeinek egy-egy felemelkedése, antiklinóriumai vonul át.

Külön érdekességnek és megemlítendőnek tartjuk azt a tényt, hogy *Szádeczky-Kardoss Elemér* egy fentebb idézett értekezésében őslénytani tanulmányok alapján közel jutott a fenti, geofizikai eredményekből levont következtetésre. Szerinte a nummulina faunák különbözősége alapján az Erdélyi Medence nem volt egységes üledékképző medence, hanem a közbenső tömeg osztotta ketté és egyidejűleg két ősföldrajzi provinciát választott el.

I R O D A L O M

1. *Scheffer V.*: Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához. Geofizikai Közlemények 1957. 2. szám, Budapest.
2. *Stille, H.*: Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. Z. Deutsch. Geol. Ges. B. 99., 1947. Stuttgart.
3. *Socolescu M.* — *Bişir D.* — *Popovici D.* — *Visarion M.*: Corectii izostatice in R. P. R., Studii si cercetari de Fizica, Tomul V. nr. 1—2, 1954, Bucureşti.
4. *Airinei, Ş.*: Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul bazinului Transilvaniei, Academia R. P. R. Buletin Stiintific, SecŃia de Geologie si Geografie, Tomul II. Nr. 2. 1957, Bucureşti.
5. Comitetul Geologic Bucureşti: Anomalia gravimetrica Bouguer in Republica Populara Romina, prelucrare a masuratorilor gravimetrice efectivate pina la sfirsitul anului 1955.
6. *Socolescu M.* — *Bişir D.*: Le calcul du réseau des stations de pendule de la république populaire roumaine. Revue de Physique, Tome II. 1957, No 1. Bucureşti.
7. *Scheffer V.*: lásd 1.
8. *Grigoraş, N.*: Rolul depresiunilor premontane in formarea rocilor bituminoase din R. P. R. Annalele Universitatii Parhon, Nr. 13. 1957, p 181—186. Bucureşti.
9. *Réthy A.*: A Kárpátmedencék földrendései. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952.
10. *Scheffer V.*: lásd 1.
11. *Telegdi Róth K.*: Magyarország geológiája I. Pécs, 1929. 89—90. old.
12. *Kreil K.*: Magnetische und geographische Ortsbestimmungen im südöstlichen Europa und einigen Küstenpunkten Asiens. — Denkschriften der math.-naturw. Cl. d. kais. Akad. d. Wiss. XX. kötet.
13. *Schenzl G.*: Adalékok a magyar koronához tartozó országok földmágnesei viszonyai ismeretéhez. Magy. Term. Tud. Társulat, Bpest. 1881.
14. *Kurländer I.*: Földmágnesei mérések a magyar korona országaiban 1892—94. években. Magy. Term. Tud. Társulat Budapest, 1896.

15. *Hofhauser I.*: Measurements of the Magnetic Declination in Hungary, Magnetic Report of the Hungarian National Committee of the International Union of Geodesy and Geophysics, Bpest, 1948.
16. *Irekele J.*: Előzetes jelentés az 1940. évben Erdélyben végzett torziós ingamérések eredményeiről. Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1940. évben.
17. *Dombai T.*: Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által 1940-ben és 1941-ben Erdélyben végzett torziós ingamérésekről. Jelentés a M. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről 1941. évben.
18. *Ország J.*: Jelentés az Erdélyben végzett torziós ingamérésekről. Jelentés a M. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1942. évben.
19. *Dombai T.*: Jelentés az Erdélyben végzett graviméteres mérésekről. Jelentés a M. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1942. évben.
20. *Bassó I.*: Jelentés az 1943. évben Erdélyben végzett torziós ingamérésekről. Jelentés a M. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről 1943. évben.
21. *Dombai T.*: Jelentés az 1943. évben Erdélyben végzett graviméteres mérésekről. Jelentés a Magy. Kir. br. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet működéséről az 1943. évben.
22. *Renner J.*: Die geophysikalischen Forschungen von Eötvös im Dienste der praktischen Erdöl- und Gasschürfung. Eötvös Loránd összegyűjtött munkái. Akadémiai Kiadó 1953.
23. *Voitești, I. P.*: Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. Annales de Mines de Roumanie IV-e année, No. 8—9. București 1921.
24. *Stille, H.*: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Geologisches Jahrbuch. Beiheft 8. Tafel I. 1953. Berlin.
25. *Scheffer V.*: Lásd 1.
26. *Voitești, I. P.*: Lásd 23.
27. *Pávai Vajna F.*: A Magyar-Horvát és Erdélyi neogén medencék tektonikai és geofizikai térképe. Bányászati és Kohászati Lapok LIX. évf. 20—22. sz. 1926. Budapest.
28. *Telegdi Róth K.*: Lásd 11.
29. *Papp S.*: Adatok a magyarországi földgáz és földolaj kutatásokhoz. 1942. Budapest.
30. *Fröhlich I.*: Bárány Eötvös Loránd Emlékkönyv. 1930. Budapest.
31. *Renner J.*: Lásd 22. 380. és 383. old.
32. *Stille H.*: Lásd 24.
33. *Muratov M. V.*: A Szovjetunió tektonikája. Jantsky B. magyarnyelvű összefoglalása. 1951. Budapest.
34. *ifj. Lóczy L.*: Sketch map showing Hungarian mountain system. 1928. Budapest.
35. *Scheffer V.*: Lásd 1.
36. *Oncescu, N.*: Geologia R. P. R. București 1957. 325. old.
37. *Pávai Vajna F.*: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. Földt. Közl. LV. kötet 1925.
38. *ifj. Lóczy L.*: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des inner-karpatischen Beckensystems. 1940. Sofia.
39. *Kräutner, Th.*: Das kristalline Massiv von Rodna, Annarul Inst. Geol. al Rom. XIX. kötet.
40. *Atanasiu, I.*: Recherches géologiques dans les environs de Tulghes, District Neamtu. Annarul Inst. Geol. al Rom. XIII. kötet.
41. *Földvári A.*: A ditrói nefelinszienit masszívum koráról és kontakt hatásáról. Földt. Int. Évi Jelentése. Beszámoló a vitaülésekről 1946. VIII. kötet 1—2. füz.
42. *Preda, D. M.*: Sur la présence d'une tectonique cimmerienne dans les Carpatés Orientales. C. R. Inst. Geol. Roum. T. XXIV. Bucarest 1940.

43. Reich L.: Északerdély földtani fejlődéstörténete és hegyszerkezeti helyzete a Kárpátmedence rendszerében. A M. Áll. Földt. Int. Évi Jelentése az 1941—42. évekről. II. kötet. Északerdélyi Földtani tanulmányok.
44. Szádeczky-Kardoss É.: Die petrographischen Faciesgebiete des Nord-west-Siebenbürgischen Eozäns und der Innertransylvanische Block. A soproni BM. és EM Főiskola Közl. 1930.
45. Schaffer X. F.—Papp K.: Általános geológia 1919. Budapest.
46. Gádl I.: Az Erdélyi Medence neogén képződései és hegyszerkezeti viszonyairól. Koch Emlékkönyv. 1912. Budapest, 29. old.
47. Pálffy M.: A medencék gyűrődéséről, tekintettel az Erdélyi Medence antiklinálisaira. Koch Emlékkönyv. 1912. Budapest 91. old.
48. Mrazec, L.—Jekelius E.: Aperçu sur le structure du Bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. Guide des Excursions Bucarest 1927.

L. STEGENA

GEOTHERMIC STATE OF THE GREAT HUNGARIAN PLANE

Vertical heat flow and geothermic gradient are investigated, basing on the measurements of the temperature of artesian wells mainly is collected by Sümeghy. The functional connection between temperature and depth can well be approximated by a quadratic polynomial. The value of the average heat flow is well in agreement with the values found in variuns places on the Earth. A map of geothermic anomalies is constructed and some connections with the values of the coefficient of heat conduction are discussed.

A NAGYALFÖLD GEOTERMIKUS VISZONYAI

STEGENA LAJOS

Földünk belsejéből állandó hőáram folyik a felszín felé. A mélyebb pontok magasabb, a felszínközeli alacsonyabb hőmérsékletűek. A hosszegységre eső hőmérsékletváltozás, a geotermikus gradiens, a hőállapot egyik jellemzője.

A hőáramlás elméletét Fourier dolgozta ki.

Általánosságban a

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

egyenlet írja le a hőáramlást. Regionális geotermikus kutatásoknál, lokális hőforrások vagy hőnyelők kizárása esetében legtöbbször teljesen megfelelő közelítést ad a felfelé irányuló hőáramlás egydimenziós

$$\left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right)_x = \lambda \frac{\partial T}{\partial x}$$

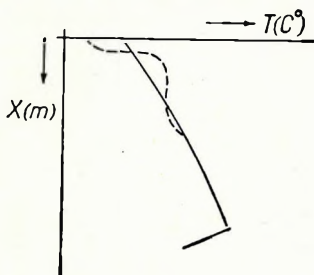
egyenlete, mivel a vizsgált, legfeljebb 5 km-es legfelső réteg vastagsága a Föld sugarához képest elhanyagolható.

A geotermikus gradienst hosszú ideje, számos helyen tanulmányozták. A gradiens két tényezőtől függ: a hőfluxus nagyságától, és azon kőzetek hővezetőképességétől, amelyeken a gradiens létrejön. Ezért a helyes geológiai értelmezéshez a gradiens mellett a hőfluxus ismerete is szükséges. Azonban a hőfluxus-meghatározások szerte a világon új keletűek és egyelőre még kis számúak. Mintegy 63 meghatározás ismeretes, részint a kontinensek, részint az óceánok területéről.

Az eddig ismeretes hőfluxus-adatokból *Birch* (1) megállapítja: bár kevés és pontatlan mérés van, a hőfluxus az egész Földön, mind a kontinenseken, mind az óceánok területén meglehetősen állandó, valószínű értéke $1,2 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec.

Ez a tény ellentmondásban látszik lenni a földkéreg felépítésére és a radioaktív hőerjesztésre vonatkozó eddigi nézetekkel. Így igen érdekes minden újabb adat, amely a földi hőáram nagyságára vonatkozik.

Geotermikus gradiensen a $\frac{\partial T}{\partial x}$ differenciálhányadost értjük. A földtani-gradiens ennek reciprokja, és a differenciálhányados helyett a gyakorlatban differenciahányadost határoznak meg. A kivonandók a mérési



1. ábra

mélységből a „neutrális zóna” mélysége (20–30 m), a mért hőmérsékletből pedig az évi középhőmérséklet. Ez az elgondolás azt feltételezi, hogy a felszínközeli, ingadozó hőmérsékletű réteg alatt van egy rétegszint, melyben a hőmérséklet már állandó és megegyezik az évi középhőmérséklettel. *Boldizsár* mutatott rá e nézet helytelenségére. A talaj átlagos hőmérséklete a *felszínen* azonos az évi középhőmérséklettel; a felső rétegek évi (és napi) hőmérsékletingadozása a mélységtől függő amplitudó és fázis viszonyokkal rátevérdik a zavartalan geotermikus hőmérsékletre (1. ábra).

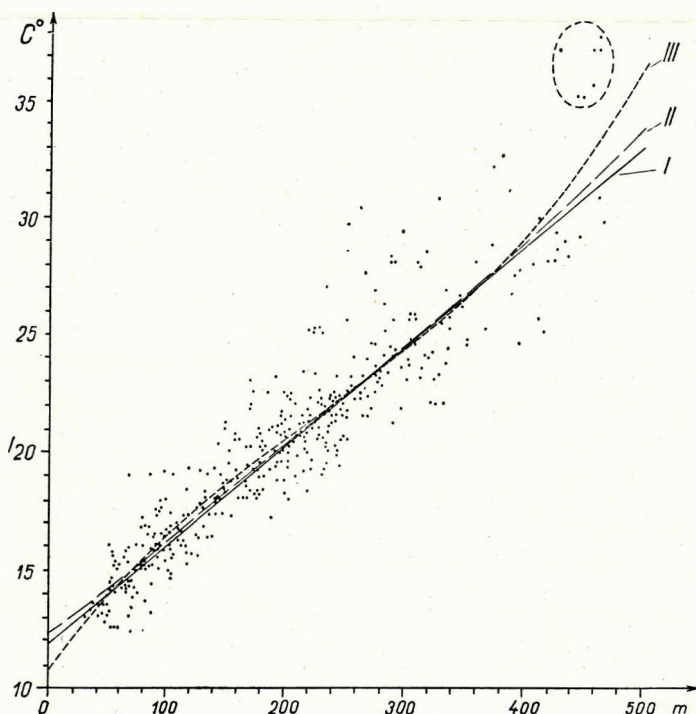
Magyarország területén kevés megbízható geotermikus adat ismeretes. A régi kincstári mélyfúrásoknál végzett gondos hőmérsékletmérések után nem sok történt ezen a téren. *Sümeghy* alapvető fontosságú munkájában (2) elég nagy adattömeget gyűjtött egybe, elsősorban az alföldi artézi kutak kifolyó vizének hőmérsékleti adatait. Ennek az adathalmaznak két feldolgozása ismeretes. Az elsőt maga *Sümeghy* végezte el. E feldolgozás nem tekinthető véglegesnek, lényegileg azért, mert különböző mélységű fúrásokból számított gradienseket hasonlított össze, márpedig a hőmérséklet a mélységnek nem lineáris függvénye. Ezenkívül nem volt ismeretes a *Boldizsár*-féle felismerés. Ezért számítástechnikai okokból a kismélységű kutak kis geológus gradienseket adtak, az igen kis mélységű, 30–80 m-esek pedig feltűnően kicsit. A *Scheffer*–*Kántás*-féle feldolgozás (3) az első hibát igyekezett kiküszöbölni és a mélységtől való függést figyelembe vette. A grafikusán szerkesztett gradiens-átlag görbe csak közelítő pontosságú.

A nagyteljesítményű számológépek geofizikai alkalmazhatóságának első kísérleteként a *Sümeghy*-féle $x-T$ adathalmaz feldolgozását végeztük el. A Hollerith rendszerű lyukkártyás gépeken kiszámoltattuk a 431 értékpárt legjobban megközelítő első-, másod- és harmadfokú görbéket. A *Sümeghy*-féle adatokat és a közelítő görbéket mutatja a 2. ábra.

A *Sümeghy*-féle adatok közül csak a Dunától K-re lévőket vettük figyelembe, és kihagytuk a bizonytalan vízadó-mélységű fúrásokat, és az 500 m-nél mélyebbeket, a gyér adat miatt.

Feltűnő a harmadfokú, tehát a három közül legjobban közelítő görbe

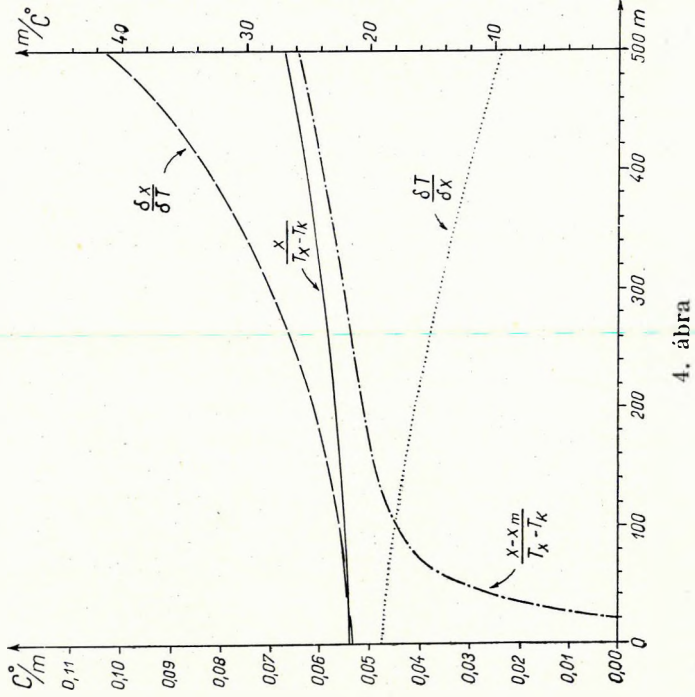
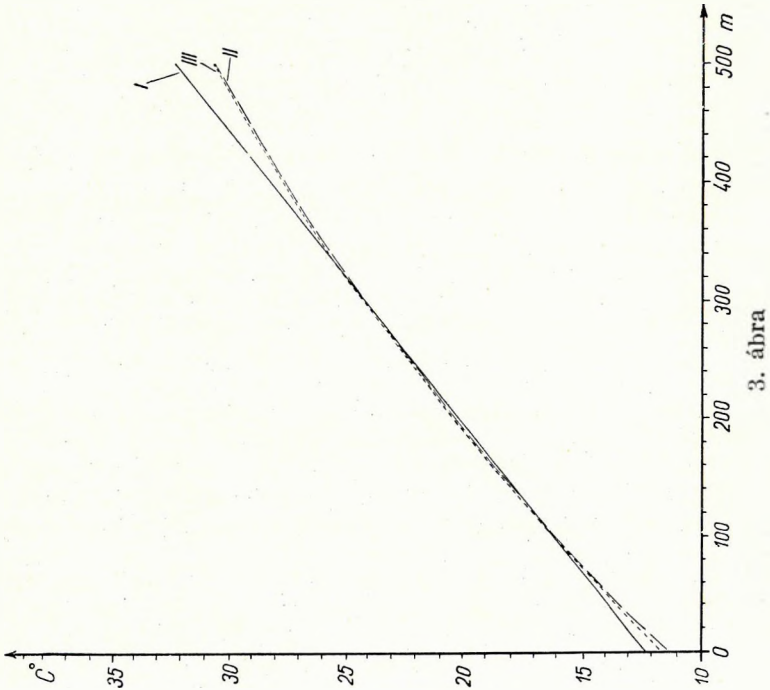
felfelé hajlása 400–500 m között. A görbét a szaggatott vonallal határolt 7 adat húzza fel. Ezek az adatok mind egy helyről, Orosháza környékéről származnak. *Jaskó* kvarter-térképe (4) ezen a helyen a negyedkori rétegek erős kivékonyodását jelzi, valószínűleg fennmaradt rög eredményeképpen. Az így létrejövő magasabb hőfluxus magasabb hőmérsékleteket eredményez. Ha az Alföld hőmérsékletéről átlagos képet akarunk nyerni, akkor az átlagos görbe megállapításából ezeket az értékeket ki kell hagyni. A 3. ábra az Orosháza környéki adatok nélküli első, másod- és harmadfokú görbéket ábrázolja.



2. ábra

Feltűnő a másod- és harmadfokú görbék igen jó egyezése. A közelítő egyenes ezektől eléggé eltér. Ez csak azt a várható tényrt bizonyítja, hogy a hőmérséklet a mélységnek nem lineáris függvénye; a hővezetőképesség a mélységgel nő. A másod- és harmadfokú görbék jó egyezése azt jelenti, hogy már a másodfokú közelítés elegendő, azaz a hőellenállás a mélységgel nagyjából lineárisan csökken.

A 3. ábrán megrajzolt, harmadfokú közelítő görbéből kiszámíthatjuk a geofizikai gradiens $\left(\frac{\partial T}{\partial x}; \text{grad/m}\right)$ és a *Boldizsár-féle* gradiens



$\left(\frac{x}{Tx - Tk}; m/grad\right)$ értékeit, a mélység függvényében. A 4. ábrán e számítások eredménye látható. Az ábrán feltüntettük a földtani-gradiens értékeit is $\left(\frac{x - xm}{Tx - Tk}; m/grad\right)$ csupán az eltérés szemléltetése végett.

Végül felrajzoltuk a geofizikai gradiens reciprok értékét is, amely az x mélységben érvényes hővezetőképességgel arányos számadat.

A görbékől kiolvasható, hogy

1. A geofizikai gradiens közepes értéke a felső 500 m-re vonatkoztatva $355 \cdot 10^{-6}$ cgs.

2. A *Boldizsár*-gradiens a felszínen 21 m/grad, közepesen a felső 500 m-re 24 m/grad.

3. A földtani gradiens — per definitionem — 0 m-ben negatív szám, 20 m-ben nulla (!). Ettől kezdve értéke előbb gyorsan, majd lassabban emelkedik, s a helyes *Boldizsár*-gradienst csak 500 m-ben közelíti meg.

A kapott gradiens értékek nem nevezhetők alacsonyoknak. Megfelelnek azon értékeknek, amelyeket a normális hőfluxus mellett ilyen laza, nagy hőellenállású üledékes rétegsorban kapnunk kell.

A felső 500 m összetétele az Alföldön homok, agyag, ezek keveréke, kisebb mértékben talaj, vályog, márga. A táblázatban összeállítottam az előforduló kőzetek hővezetőképességét, különböző szerzők szerint.

Üledékek hővezetőképessége (10^3 cgs-ben)

Üledék neve	Jakosky (5) szerint	Landolt—Börnstein szerint	(6) D'Ans—Lax (7) szerint
Homok (száraz)	0,8—0,9	0,7	0,7—0,8
Homok 10% víztart.	2—3	2,49	2,7
Mészhomok 0—20% víztart.	—	—	0,8—2,9
Kvarchomok	1—3	—	0,6
Agyagos homok	3—4	0,62—2,05	2,2—2,9
Agyag	2—4	2,2—4,4	—
Különböző talajok	0,3—4	1,7—2,8	1,9—2,6
Homokkő	2—7	3,5—10	2,2—5,0
Márga	—	2,2—5,3	—
Konglomerát	—	5	—
Víz	1,4	—	—

Baly és *Papp* (8) magyarországi kőzet hővezetőképességét határozta meg. Mi három berendezést (Eucken-féle, Benfield-féle, Zsuzse—Regal-féle) építettünk a hővezetőképesség meghatározására, és ezekkel mintegy 25 magyarországi kőzet hővezetőképességét határoztuk meg.

Ezek alapján a szóbanforgó 500 m-es rétegösszlet hővezetőképessége minimálisan $2 \cdot 10^{-3}$ cgs-re, maximálisan $4 \cdot 10^{-3}$ cgs-re tehető és így az alföldi átlagos hőfluxus $0,72 \cdot 10^{-6}$ és $1,43 \cdot 10^{-6}$ között van, ezek középértéke pedig $1,08 \cdot 10^{-6}$ cal \cdot cm $^{-2}$ \cdot sec $^{-1}$.

Visszatérvén a 2. ábrára, a hőmérsékleti adatok a kapott átlag-görbe körül szórnak. Ha e szórást reálisnak fogadjuk el, akkor módunkban van

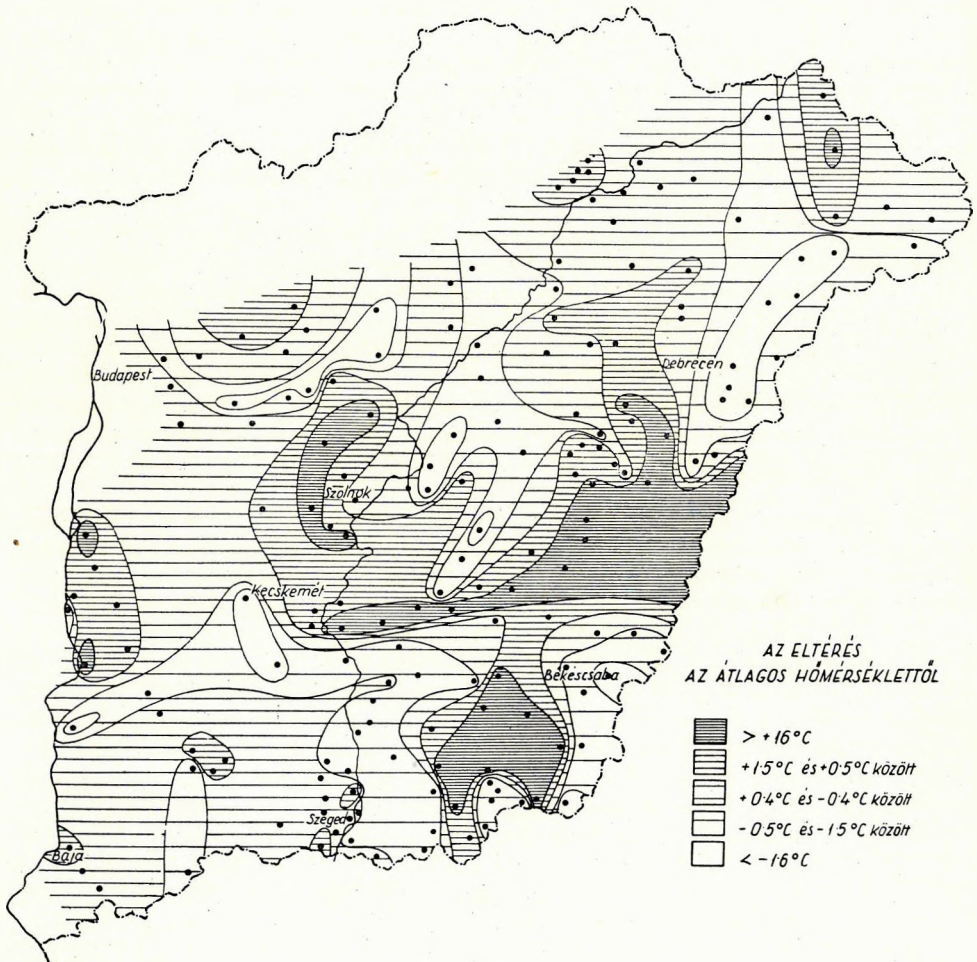
az Alföldről termikus anomália-térképet szerkeszteni. Az 5. ábrán az átlag-
görbétől való hőfokeltéréseket tüntettük fel, $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ értékű izoanomálok-
kal. Az egy helysége eső fúrások anomáliáit közepeltük, ha azok nem
mutattak túl nagy szórást.

A Sümeghy-féle adattár alapján tehát, amely artézi kutak kifolyó
vizének hőmérsékleti adatait tartalmazza, kiszámítottuk az Alföld geoter-

AZ ALFÖLD GEOTERMIKUS ANOMÁLIA TÉRKÉPE

LÉPTÉK:

0 10 50 km



5. ábra

mikus gradiensét és hőáramát, és anomáliatérképet is szerkesztettünk. Ez adathalmaz ellen azonban komoly kifogások emelhetők. Az alábbiakban csak a lényegesebbnek látszókkal foglalkozom.

Elsősorban kifolyó víz hőmérsékletét mérték, ez pedig alacsonyabb, mint a vízfakasztás mélységének geotermikus hőmérséklete. A kifolyási hőmérséklet korrekciójával *Birch* (9), *Kozłowski* (10) és *Boldizsár* (11) foglalkoztak. *Kozłowski* szerint ha stacionárius állapotra számolunk, akkor

$$t(x, \infty) = -\Gamma x + \frac{v\Gamma}{b} + c$$

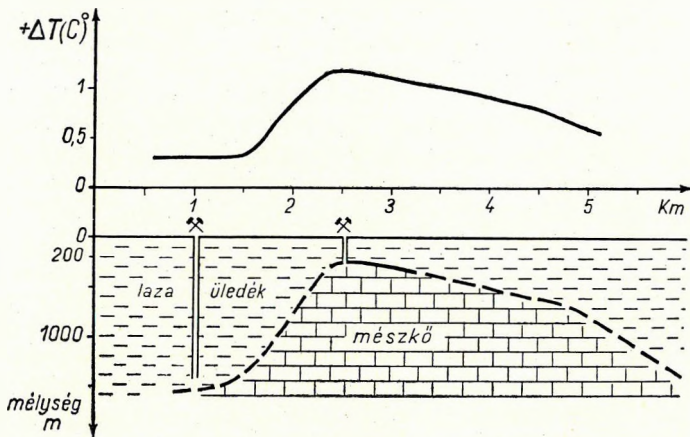
ahol $t(x, \infty)$ a kifolyó víz hőmérséklete x távolságra a vízfakasztás mélységétől, a vízfakasztástól számított ∞ idő múlva, Γ a geotermikus gradiens ($\partial T/\partial x$), v a vízfolyás sebessége, $b = 2h/c$. ρ r., ahol h a hőátadási tényező, ρ a víz sűrűsége, r a fúróluk sugara és $c = t(x, 0) = t(0, \tau)$. A korrekció függ a gradienstől, a mélységtől, a vízhozamtól, a hőátadási tényezőtől, a fúróluk sugarától. Értéke az alföldi viszonyok között, 0–500 m mélységtartományban 0–1 C°. Sajnos a *Sümeghy*-féle adattárra nem lehet meghatározni, mert az egyes kutak vízhozama ismeretlen. $x = 0$ mélységnél nincs korrekció, így a felszíni 21 m/grad érték a gradiensre helyes. Az viszont lehetséges, hogy ez a felszínen érvényes érték nem emelkedik — a felső 500 m-re vonatkoztatva — 24 m/grad-ra, ahogyan azt előbb megadtuk, hanem a kifolyási hőmérséklet korrekciója miatt csak 22 vagy 23 m/grad-ra. Megjegyzem még, hogy — statisztikus feldolgozásról lévén szó — a gradiens értékére csak a korrekciónak a mélységgel való változása hat. Százalékosan ugyanilyen, 5–10% bizonytalanságot okoz a kifolyási korrekció a megadott hőáram értékben is. Ami az anomáliatérképet illeti, ennek szempontjából közömbös a kifolyási hőmérséklet korrekciójának a mélységgel való változása, mert az anomáliát a középgörbétől számítom; így a korrekció alárendelt jelentőségű.

A második tényező a kutak gázossága. Ha a víz- és a gázhozamot ismerjük, és feltesszük, hogy a gázexpanzió által emésztett hőmennyiség teljesen a víztől vonódik el, akkor kiszámítható a víz hőmérséklet-csökkenése. Ilyen számításokat *Kampe* (12) értekezése alapján *Schmidt* (13) végzett. A karcagi II. számú fúrás, amely 870 l/perc vizet, és 1107 m³/nap metángázt termel, kifolyó vizének hőmérséklete 0,077 C°-kal; a szegedi Tisza-úti fúrás, amely 600 l/perc vizet és 40 m³/nap metángázt termel, 0,001 C°-kal ad alacsonyabb hőmérsékletű vizet a gázexpanzió miatt. A *Sümeghy*-féle adattárban meg van jelölve, hogy az egyes kutak gázosak-e vagy sem, de mennyiségi adat nincsen. Azonban részben a fenti számpéldák alapján, részben annak alapján, hogy a gázos vagy nem gázos kutak nem tűnnek ki a termikus középgörbéhez viszonyítva, végül, hogy a termikus anomáliák a *Schmidt*-féle alföldi gáztérképpel (14) semmi hasonlóságot nem mutatnak, joggal feltehetjük, hogy a gázexpanzió nem befolyásolta lényegesen a *Sümeghy*-féle adatokat.

Valószínűleg lényegesebb szerep jut a mérési hibáknak. Nem lehet tudni, hogy a használt hőmérők megfelelően kalibráltak voltak-e, a méréseket eszközlő személyek megfelelő gondossággal jártak-e el, a vízfakasztás-

tól a mérésig elég idő volt-e a termikus egyensúly beálltaig. Az ilyen jellegű, esetleges hibák csak az anomáliatérképet érintik, a gradiensre és a hőáramra vonatkozó megállapításainkat nem. Az anomáliatérképet, különösen az egy-két mérési ponttal alátámasztott anomáliákat, e szempontok figyelembevételével kell vizsgálnunk.

Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a *Sümeghy*-féle értékek valószínűleg tizedfok rendű hibával terheltek; a hibák egyes esetekben ismeretlenek. Ha reális értékeknek fogjuk fel, akkor a középgörbétől való eltérés, a geotermikus anomália két okra vezethető vissza. Vagy a szóbanforgó, felső 500 m-es kőzetösszetétel hővezetőképessége változik meg, vagy a hőfluxus változik. Az első eset nem valószínű; a felső 500 m összetétele az



6. ábra

Alföldön homok, agyag, ezek keveréke, kisebb mértékben talaj, vályog, márga, meglehetősen egyöntetűen az egész Alföldön. Valószínűbbnek látszik az, hogy az anomália-térkép a hőáram ingadozásait tükrözi vissza. Alföldünk meglehetősen laza, fiatal üledékes kőzetekből van felépítve, egészen a tömör mezozoós vagy paleozoós alaphegységig. A fiatal üledékek és az alaphegység között tetemes ugrás várható a hővezetőképességben. A felső 500 m hővezetőképessége az előzőek alapján $3 \cdot 10^{-3}$ cgs-re, a karbonátos alaphegységé $5,5 \cdot 10^{-3}$ cgs-re, a kristályos alaphegységé $6,5 \cdot 10^{-3}$ cgs-re tehető. Így a jobb hővezető kőzetek mint fűtőtestek emelkednek ki, és maguk felett a hőáramot és a hőmérsékletet megemelik. Méréseink szerint például a bugyii sásbérc, amely mintegy 1400 m mélységből 300 m-ig felemelkedő triász mészkörög, a talaj hőmérsékletét 2 m mélységben $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal megemelte a környezethez viszonyítva (6. ábra).

E felfogásnak a mélyfúrások sem mondanak ellent. Az Alföld közepén, nagyjából K—Ny irányban húzódó pozitív anomaliasáv megfelel a kristályos alaphegység ismeretes felemelkedésének, amelyet *Körössy* ismertet (15) és amely a mágneses térképen is jelentkezik. Az anomália É-i részén van a hajduszoboszlói fúrás, amely 1442 m-ben érte el a kristályos alap-

hegységet. Tőle K-re és Ny-ra vannak a debreceni, nádudvari és kabai mélyfúrások, amelyek 2016, ill. 1931 m-ben sem érték el a kristályos alaphegységet, illetve Kabánál 2089 m-ben érték azt el. Délebbre az anomálián fekvő biharnagybajomi fúrások 1100–1800 m-ben ütötték meg a kristályos palát, a püspökladányi fúrás 1939 m-ben. Az anomáliától K-re levő negatív anomálián a karcagi, nagyhortobágyi, tatárülési fúrások nem érték el a kristályos alaphegységet, a türkevei és szerepi fúrások pedig 2220, ill. 1978 m mélységben érték el azt. Az anomália D-i részén nincsen mélyfúrás. A termikus anomália tengelye délebbre van, mint *Körössy* térképén a kristályos tömegek tetővonalára. Azonban a meglévő mélyfúrások nem mondanak ellent annak az elképzelésnek, hogy a kristályos alap felemelkedését itt is a pozitív geotermikus anomáliával azonosítsuk. Az anomáliát É–D irányban átszelő regionális szeizmikus szelvény éppen az anomália metszésénél mutat tetőződést. Sajnos a K-i részről, Kismarja környékéről nincsen termikus adatunk.

A DK-i határ közelében fekvő melegebb területen vannak a tótkomlói mélyfúrások, amelyek 1500 m körül érték el az alaphegységet. Ezzel szemben az anomáliától Ny-ra a ferencszállási mélyfúrás 2573 m-ben sem, a nagyszénási mélyfúrás 3001 m-ben sem érte el az alaphegységet. Tótkomlós és környéke gravitációsan relatíve minimumterület a szomszédos gyulai nagy gravitációs maximumhoz viszonyítva. Termikusan fordított a helyzet; a gyulai terület negatív anomáliával, a tótkomlói pozitív anomáliával jelentkezik. Ez a tény a szomszédos romániai fúrásokkal is összhangban áll, *Körössy* szerint (16) a gyulavarsándi 4. fúrás 3215 m-ben, a Tótkomlós alatti zádorlaki 2. fúrás 800 m-ben érte el a kristályos alapot.

A Cegléd és Szolnok közötti pozitív anomáliáról megjegyezhető, hogy a mélyfúrások tanúsága szerint az anomálián fekvő Törtel lényegesen emeltebb helyzetű, mint az anomália DK-i csücskében levő Rákóczi-falva, ez megint emeltebb helyzetű, mint az anomáliától K-re fekvő Szolnok.

A többi, kevésbé definiált, elszórt anomália értelmezésével megfelelő mélyfúrási és termikus adatok híján nem lehet és nem is érdemes behatóan foglalkozni.

Az elmondottak meggyőzhettek bennünket arról, hogy feltétlenül hasznos volna korszerű geotermikus adatgyűjtést végezni. Ez nem is látszik túlságosan nagy munkának. Első lépésként a meglévő alföldi kutak vízének hőmérsékletét kellene újra mérni, a vízhozam és esetleg a gázhozam egyidejű mérésével. Egy ilyen, megfelelő pontosságú adatgyűjtés minden bizonnyal közelebb vinne bennünket az Alföld megismeréséhez, mint ahogy a *Sümeghy* által összegyűjtött adatokból is hasznos következtetéseket lehetett leszűrni.

I R O D A L O M

1. *Birch, F.*: The Present State of Geothermal Investigations; Geophysics XIX. 4. (1954).
2. *Sümeghy, J.*: Die geothermischen Gradienten des Alföld; Földtani Int. Évkönyve XXVIII, (1929).
3. *Scheffer V.—Kántás K.*: A Dunántúl regionális geofizikája; Földtani Közlöny, LXXIX, 9—12. (1949).

4. *Jaskó S.*: Lepusztulás és üledékhalmozódás Magyarországon a kainozoi-kumban; Földtani Közlöny, LXXVII, 1—12. (1947).
5. *Jakosky, J. J.*: Exploration Geophysics; (1950).
6. *Landolt—Börnstein*: Zahlenwerte und Funktionen; III., (1952).
7. *D'Ans, J.—Lax, E.*: Taschenbuch für Chemiker und Physiker; (1949).
8. *Balyi K.—Papp F.*: Közeteink hővezetőképessége; Földtani Közlöny, LXXX, 10—12. (1950).
9. *Birch, F.*: Temperature and heat flow in a well near Colorado Springs; Am. Jour. Sci., 245, 12. (1947).
10. *Kozłowski, M.*: Temperature distribution in a liquid flowing out through a boring; Acta geophysica Polonica, III, 2. (1955).
11. *Boldizsár, T.*: The thermal field of the Earth's crust and its influence on the ventilation of deep and hot mines; Acta Technica, XVI, 3—4. (1957).
12. *Kampe, R.*: Zur Mechanik gasführenden Quellen; Ing. Zeitschrift, (1922).
13. *Schmidt E. R.*: A geothermikus gradiens kérdéséhez; Bányászati Lapok, LXV, 8. (1932).
14. *Schmidt, E. R.*: A tiszántúli földgázkérdés mai állása; Földtani Közlöny LXX, 4—6. (1940).
15. *Kőrössy L.*: A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutatások; Földtani Közlöny LXXXVI, 4. (1956).
16. *Kőrössy L.*: A környező államok kőolajkutatási eredményei és hazánkra vonatkoztatható tanulságai; Bányászati Lapok, XII. 2. (1957).

GEOPHYSICAL NOTES VOL. VII., 1958

CONTENTS

<i>G. Barta</i> : Longitudinal and transversal effect of the secular variation of the geomagnetic field	3
<i>Facsinay—Pintér—Pollhammer</i> : Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to greater territorial units	33
<i>F. Steiner</i> : Measuring method for the determination of the γ -activity and selfabsorption coefficient of small samples	57
<i>E. Bisztricsány</i> : A new method for the determination of the magnitude of earthquakes	69
<i>L. Egyed</i> : The origin of terrestrial heat flow	97
<i>E. Kurali</i> : A comparison of the march of the geomagnetic elements in some observatories in the Years 1950—1955	101
<i>T. Szalai</i> : Geotektonische Synthese der Karpaten	112
Einleitung	150
<i>L. Bendefy</i> : Elastic, plastic and permanent deformations of the earthcrust, caused by earthquake	153
<i>D. Csomor and Z. Kiss</i> : The seismicity of Hungary	169
<i>L. Constantinescu</i> : On the comparability of the normal values of geomagnetic elements established for the Carpathian Basin by the Hungarian and Roumanian formulae	181
<i>G.P. Gorskov</i> : Seismicity charits for preventional planning	195
<i>O.C. Hilgenberg</i> : The faulting system of Hungary and Neighbouring countries as compared to the fault-structure of other parts of the SiAlie crust and related to the the past sites of the earth's poles	199
<i>V. Scheffer</i> : Das Problem des transsylvanischen Urmassivs	209
<i>L. Stegena</i> : Geothermic state of the great Hungarian Plane	229
Auszüge einigen, an der Konferenz vorgetragenen Aufsätze	239

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK VII. KÖTET, 1858.

TARTALOM

<i>Barta György</i> : A földmágneses tér évszázados változásának longitudinális és transzverzális effektusa	4
<i>Facsinay—Pintér—Pollhammer</i> : A magasabb deriváltak számításának eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatások számításának kiterjesztése nagyobb területegységre	33
<i>Steiner Ferenc</i> : Mérési módszer kisméretű minták γ -aktivitásának és önelnyelési együtthatójának meghatározására	57
<i>Bisztricsány Ede</i> : A földrengések méretmeghatározásainak új módszeréről	69
<i>Egyed László</i> : A hőfluxus eredetéről	97
<i>Kurali Ferencné</i> : A földmágneses elemek menetének összehasonlítása néhány obszervatórium 1950—55. évi adatai alapján	101
<i>Szalai Tibor</i> : A Kárpátok geotektonikai szintézise	111
Bevezetés	149
<i>Bendefy László</i> : Földrengés okozta kéregdeformációk	154
<i>Csomor Dezső és Kiss Zoltán</i> : Magyarország szeizmicitása	169
<i>L. Constantinescu</i> : Comparabilité des valeurs normales des éléments géomagnétiques fournies pour le Bassin Carpatique par les formules Hongroises et Roumains	181
<i>G.P. Gorskov</i> : „О сейсмическом районировании”	195
<i>O.C. Hilgenberg</i> : Die Bruchstruktur von Ungarn und seinen Nachbarländern, verglichen mit der Bruchstruktur der restlichen SiAlkruste und bezogen auf die früheren Pollagen der Erde	199
<i>Scheffer Viktor</i> : Az erdélyi ősmasszívum problémája	209
<i>Stegena Lajos</i> : A Nagyalföld geotermikus viszonyai	229
Auszüge einiger, an der Konferenz vorgetragenen Aufsätze	239