

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

G E O F I Z I K A I K Ö Z L E M É N Y E K

SZERKESZTI
DR. SZÉNÁS GYÖRGY

XIII. KÖTET, 2. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1964

Felelős szerkesztő:

DR. FÜLÖP JÓZSEF

Szerkesztő bizottság:

DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. KERTAI GYÖRGY,
DR. OSZLACZKY SZILÁRD, PINTÉR ANNA, POSGAY KÁROLY,
RÁDLER BÉLA, DR. SEBESTYÉN KÁROLY

Szerkesztő:

DR. SZÉNÁS GYÖRGY

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Szabó Katalin — Azonossági szám: 40 877

Példányszám: 1000 — Ívterjedelem: 9,46 (A/5) — Ábrák száma: 50

64.1253. Állami Nyomda, Budapest

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE
IX. NEMZETKÖZI ANKÉTJÁN
1963. SZEPTEMBER 17 – 21-ÉN ELHANGZOTT ELŐADÁSOK

Доклады, прочитанные
на IX. Международном Симпозиуме
Общества Венгерских Геофизиков
с 17-го по 21 сентября 1963 г.

Papers Read Before the Society of Hungarian
Geophysicists at Its
IX. International Symposium
On The 17 – 21th September 1963.

Vorträge Gehalten Anlässlich des IX-ten Internationalen Symposiums
des Vereins Ungarischer Geophysiker
Am 17 – 21-Ten September 1963

A. ADAM

ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕНГРИИ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО И ОТНОСИТЕЛЬНОГО ТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЧАСТОТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В статье описывается аномалия сопротивления, выявленная на территории Венгрии в верхней мантии магнитотеллурическими и относительными теллурическими частотными зондированиями. Делается попытка объяснить наличие слоя с повышенной проводимостью, выделяющегося на глубине 50–60 км, исключительным тепловым хозяйством, характерным для территории Венгрии, по формулам различных способов электрической проводимости. Изучается вопрос о связи моделей распределения проводимости с зоной низких скоростей Гутенберга и с теорией Рингвуда о пиролите. По мнению автора анизотропия вызвана глубинными разрывами и связанными с ними температурными аномалиями.

A. ADAM

THE ELECTRIC STRUCTURE OF THE CRUST AND UPPER MANTLE IN HUNGARY ON THE BASIS OF MAGNETOTELLURIC AND RELATIVE TELLURIC FREQUENCY SOUNDING

The paper describes the resistivity anomaly, revealed in Hungary by the magnetotelluric and relative telluric frequency soundings in the upper mantle. Attempts are made to explain the existence of the highly conductive layer in abt. 50–60 km average depth by the exceptional heat economy of Hungary on the basis of formulas for various methods of electric conductivity. The connection between the models of conductivity distribution and the Gutenberg's low velocity belt and also Ringwood's pyrolite theory, joining to it, is investigated. As reasons for anisotropy the deep fractures and the corresponding temperature anomalies are indicated by the author.

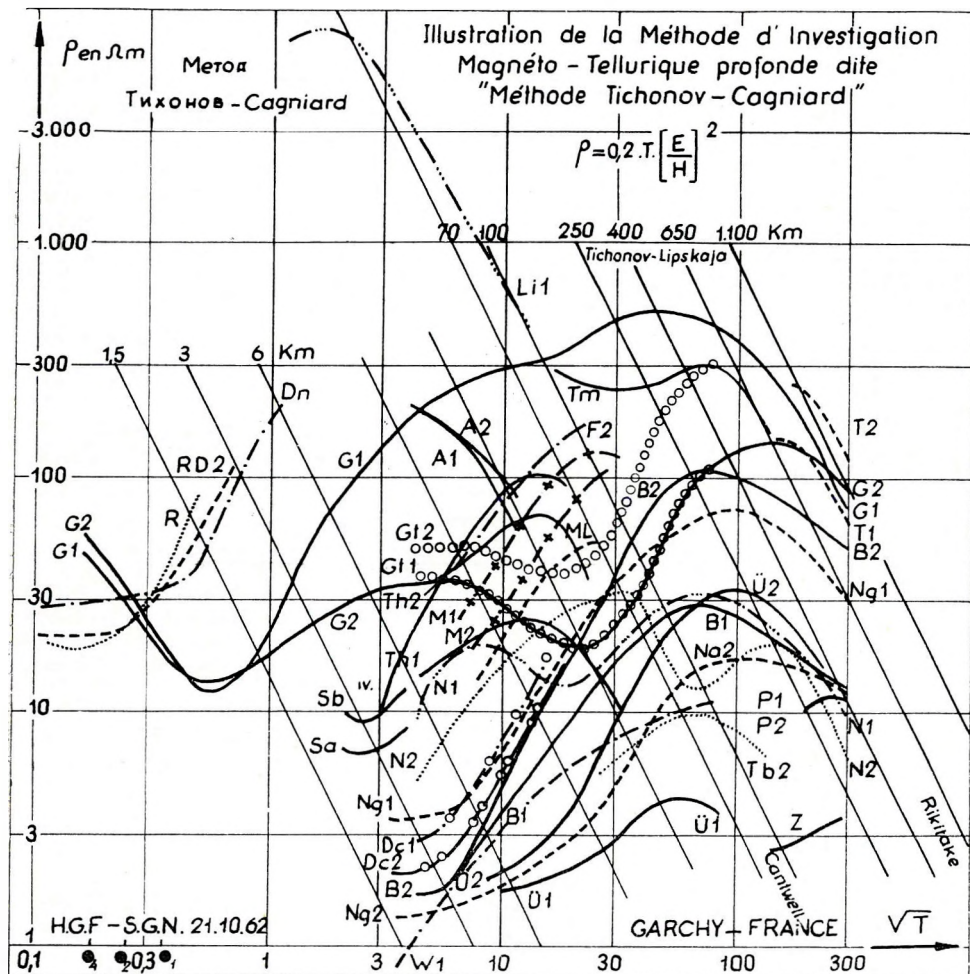
**A KÉREG ÉS A FELSŐ KÖPENY ELEKTROMOS FELÉPÍTÉSE
MAGYARORSZÁGON A MAGNETOTELLURIKUS ÉS RELATÍV
TELLURIKUS FREKVENCIASZONDÁZÁSOK ALAPJÁN**

ADÁM ANTAL

Több neves kutató az elektromágneses indukció elve alapján vizsgálta a Föld elektromos felépítését, s a felső köpenyt elektromos szempontból homogénnek tekintette. Bár Rikitake (1955) Japánban, továbbá a német kutatók [Fleischer (1954), H. Wiese (1956)] a ΔH_z anomáliáját megkísérelték megmagyarázni a felső köpenyben levő jólvezető réteggel, feltevésük nem bizonyult helytállónak és újabban többen már átértékelték korábbi munkájukat (Wiese, 1962). Itt említjük meg a teljesség kedvéért, hogy ez a réteg Wiese (1956) elképzelése szerint kapcsolatban van a többszáz km mélyen levő jólvezető mélyebb köpennyel. Rikitake egyik modellje, valamint T. Nagata és társai (1955) modellje szerint pedig egy rosszul vezető öv választja el az alsó köpenytől.

Magnetotellurikus vizsgálatok

A geofizikusok között mind a homogén, mind pedig az inhomogén felső köpennyel kapcsolatos feltevés elterjedt, sőt a „jólvezető réteg” és a ΔH_z anomália kapcsolatának kutatása tudományos divattá vált az 50-es években. Közben kidolgozták a magnetotellurikus (MT) mélyszondázást, mint a Föld elektromos felépítésének új kutatási módszerét. A legfeltűnőbb eredménye

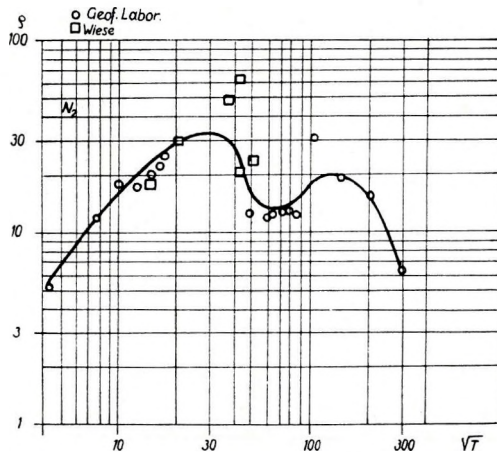


I. ábra. H. Fournier ábrája az 1962-ig mért magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbékről (MTSz)

Фиг. 1. Рисунок X. Фурнье о кривых магнитотеллурического частотного зондирования (МЧЗ), записанных до 1962 г

Fig. 1. Figure of H. Fournier, representing the curves of magnetotelluric frequency sounding (MTS), measured before 1962

ezeknek a szondázásoknak éppen az volt, hogy néhány helyen a felső köpenyben jólvezető réteget mutattak ki. H. Fournier 1962-ben összegyűjtötte a Földön addig mért jórészt csak töredékes magnetotellurikus szelvényeket és ezzel kapcsolatos tanulmányában (1963) felhívta a figyelmet a Nagycenk melletti obszervatórium általunk közölt (Ádám – Verő, 1962) MT görbéire, amelyeken ez a réteg határozottan jelentkezik, szerinte mint „kettős geológiai zavar”. Azóta H. Fournier (1963) értelmezte a Garchyban (Franciaország) mért MT szelvényeket és ezekkel kapcsolatban mint egész „természetes” jelenségről, minden külön indoklás nélkül beszélt egy 70 km mélységben jelentkező jólvezető rétegről, amely a görbék tanúsága szerint az alsóbb köpenytől a Nagata és társai modellje szerint el van szigetelve. Az általános áttekintés végett 1. ábránkon bemutatjuk H. Fournier gyűjteményes ábráját, kiegészítve egy újabb magyar szondázási görbével a Geofizikai Tanszék (Miskolc) mérései (Csókás – Takács, 1963) alapján. A magyarországi szondázási görbék egyöntetűen utalnak a felső köpenyben egy jólvezető réteg jelenlétére Magyarország jelentős részén, mivel a 3 pont, mégpedig Nagycenk (N_1, N_2), Tihany (Th_1, Th_2), továbbá az ország ÉK-i részén levő ún. IV. pont, közel K – Ny-i szelvénye átmetszi az országot. Csókás és Takács freibergeri előadásában szereplő MT szondázási görbék között $T = 500$ sec-ig a Tak-1 jelzésű görbe is jelzi az Alföld északi peremén a kérdéses réteget. A Nagycenk melletti obszervatórium MT szelvénye a legteljesebb, amint azt külön a 2a, b ábránkon is bemutatjuk, feltüntetve a szerkesztésre használt saját és ellenőrzésképpen H. Wiese mérési adatait is. Ezek az egyébként erős anizotrópiára utaló görbék (– erre a későbbiekben visszatérünk –) mutatják, hogy a „réteg” az alsóbb köpenytől el van szigetelve. A szondázási görbék közelítő és tájékozódó kiértékelését több-



2a ábra. MTSz-görbe a Nagycenk melletti obszervatóriumban az E_y/H_x impedanciából számítva

Фиг. 2а Кривая МЧЗ для обсерватории ок. Надыценк, вычисленная по импеданции E_y/H_x
 Fig. 2a MTS curve for the observatory at Nagycenk, as computed from the impedancy E_y/H_x

féle módszerrel végeztük el az elméleti görbék korlátozott száma miatt. Az eredményeket az alábbi táblázatban foglaltuk össze:

I. táblázat

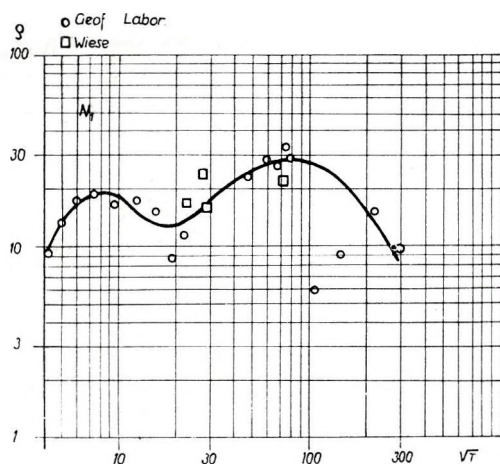
A Nagycenk melletti obszervatóriumban mért magnetotellurikus frekvencia-szondázási görbék kiértékelése

Réteg	ρ [Ωm]		h [km]		A réteg jellemzése	A módszer
	N_1	N_2	N_1	N_2		
1			1,5		üledékes rétegsor	szeizmikus adat
	~ 1,6 – 3					Tyihonov közelítő módszerével (1961)
2	$\gg 32\rho_1$	$32\rho_1$	~ 12	$\gg 48$	nagyellenállású alapközet	Tyihonov és társainak 3 réteges elméleti görbéivel (1962)
	$> 100\rho_1$	$(39 - 100)\rho_1$	< 36	$\gg 36$		Kolmakov, Vlagyimir 3 réteges elm. görbéivel (1961)
			~ 12			Niblett, Sayn – Wittgenstein módszerével (1960)
			~ 15	~ 76		Tyihonov közelítő módszerével (1961)
3	~ 0				jólvezető réteg (anomália)	Tyihonov és társainak 3 réteges elm. görbéivel (1962)
	ρ_1	$< \rho_1$				Tyihonov közelítő módszerével (1961)
4					szigetelő réteg	
5					jólvezető mélyebb köpeny	

A tihanyi görbét, valamint a Geofizikai Tanszék (Miskolc) IV. pont jelzésű görbéjét még nehezebb számszerűen elemezni, minthogy ezek megszerkesztésére csak pulzációs adatokat használtak fel. A jólvezető réteg ezeken kb. 60 km mélységben kezdődik.

Ha összehasonlítjuk az N_1 és Th_1 , valamint az N_2 és Th_2 görbékét, feltűnik, hogy az anizotrópia hasonló jellegű, bár Nagycenk esetében látszólag nagyobb. Mindkét pontban a H_x és E_y komponensekkel szerkesztett görbéken jelentkezik előbb, azaz kisebb mélységben a jólvezető réteg.

Annak igazolására, hogy a jólvezető réteg szempontjából Magyarország kitüntetett helyzetben van, az 1. ábrán az országhoz legközelebb fekvő és teljes értékű, tehát $T = 1$ napig terjedő szondázások közül az Ng_1 , Ng_2 jelzésű niemegki (NDK) és a B_1 , B_2 jelzésű boroki (SzU) szondázások görbéire hívjuk fel a figyelmet, amelyek nem jelzik a kérdéses réteget.



2b ábra. MTSz-görbe a Nagycenk melletti obszervatóriumban az E_x/H_y impedanciából számítva

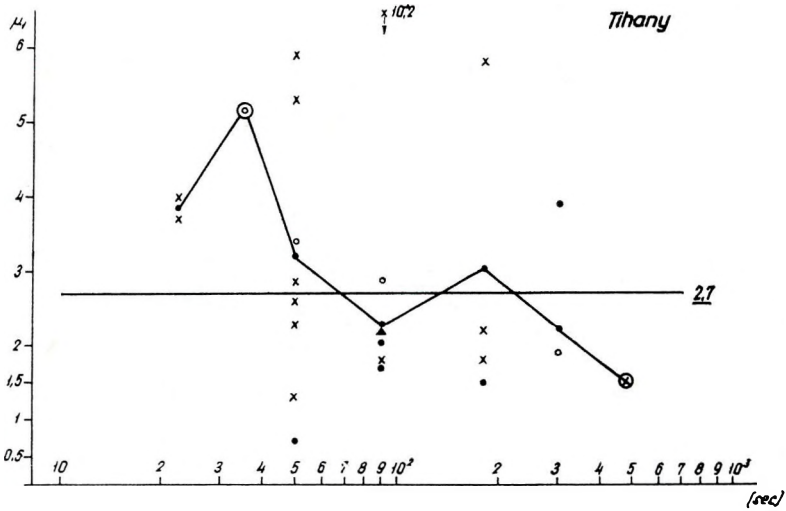
Фиг. 2б Кривая МЧЗ для обсерватории ок. с Надьценк, вычисленная по импеданции E_x/H_y
 Fig. 2b MTS curve for the observatory at Nagycenk, as computed from the impedance E_x/H_y

Tellurikus kutatások

A hazánkban eddig bemért MT szelvények száma kicsi. Az anomáliára, azaz a jólvezető réteg elterjedésére és a felső határára statisztikusan következtethetünk azonban a tellurikus relatív frekvenciaszondázási görbék alapján is. Ezek információtartalmának megítélése végett a tihanyi relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbét elemeztük a két obszervatórium MT görbéi alapján.

A 3. ábrán látható görbe $T = 100$ sec után jelentkező ága megfelelhet az N_1 görbén kezdődő csökkenő szakasznak, a $T = 180$ sec-nál kezdődő letörés pedig jelzi a jólvezető réteg jelentkezését mind a két Th görbén.

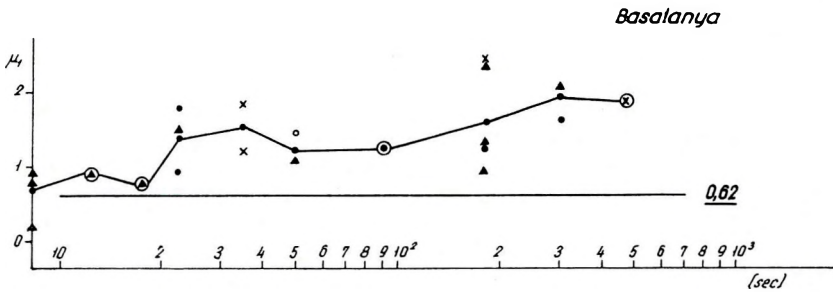
Ezek után nyilvánvaló, hogy a relatív frekvenciaszondázási görbének $T = 100$ sec utáni szakasza mintegy $T = 500$ sec-ig tájékoztathat a jólvezető rétegről, ha a relatív tellurikus ellipszis területe $\mu_1 = 2 - 3$. Amennyiben ezt a szakaszt átlagosan jellemző $t_{100-500}$ pozitív, tehát a görbeszakasz emelkedő tendenciát mutat, a jólvezető réteg vagy egyáltalában nem valószíníthető, vagy pedig nagyobb mélységbe tolódtott el. Ilyen görbéket kaptunk többnyire a Kisalföldön, de előfordult a Tiszántúlon is, pl. Basatanyán (l. 4. ábrát). Ha már a $T = 100$ sec és 180 sec közötti görbeszakasz csökkenő tendenciát mutat, vagy legalábbis párhuzamos a T idő-tengellyel, a jólvezető réteg feltehetően kisebb mélységben kezdődik, mint a Nagycenk melletti obszervatóriumban. Ennek legszebb példáját a Galvács környékén mért görbe adja (5. ábra), amellyel kapcsolatban tanulmányunkban (Ádám - Verő, 1963) már utaltunk a csupán relatív szondázási görbék és a regisztrátumokon megfigyelt változás-spektrum alapján a felszíni rosszvezető kőzet alatt nagyobb mélységben levő



3. ábra. Relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbe Tihanyban

Фиг. 3. Кривая относительного теллурического частотного зондирования для с Тихань

Fig. 3. Curve of relative telluric frequency sounding for Tihany

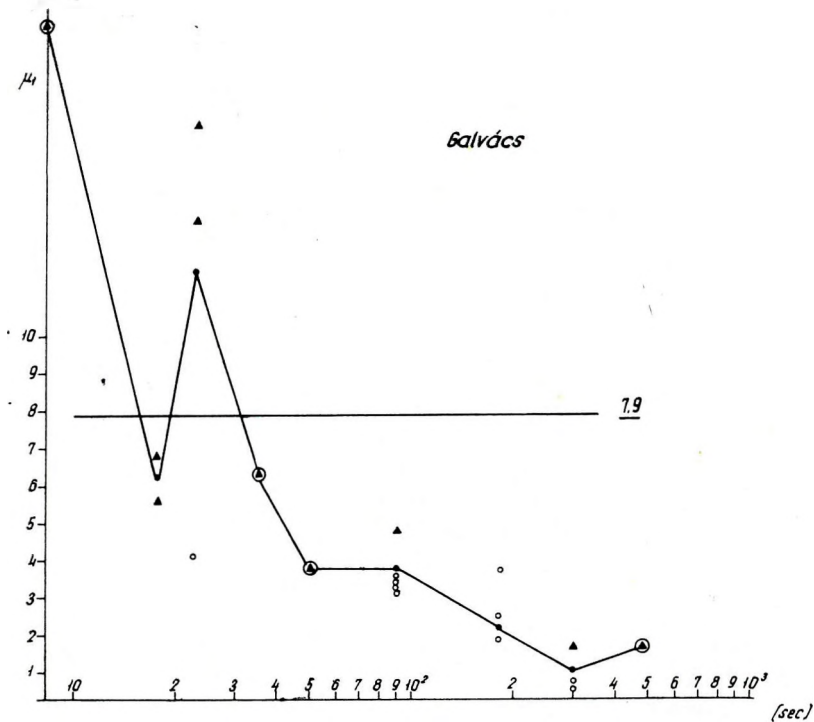


4. ábra. Relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbe Basatanyán

Фиг. 4. Кривая относительного теллурического частотного зондирования для Башатанья

Fig. 4. Curve of relative telluric frequency sounding for Basatanya

jólvezető rétegre. $t_{100-500}$ térképünk (6. ábra) alapján megállapíthatjuk, hogy az ország nagy területén a Nagycenk melletti obszervatóriumban észlelt mélységnél kisebb mélységben várhatjuk a jólvezető réteget.



5. ábra. Relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbe Galvácson

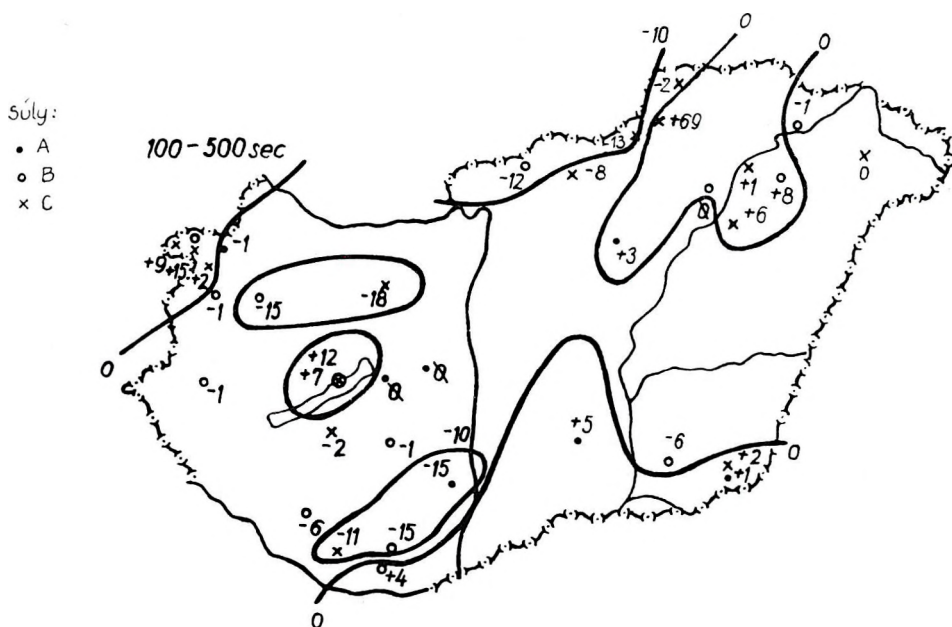
Фиг. 5. Кривая относительного теллурического частотного зондирования для с Галвац

Fig. 5. Curve of relative telluric frequency sounding for Galvács

Ezzel a térképpel kapcsolatban azonban van egy megjegyzésünk. A gyors és lassú regisztrátumok alapján kapott értékeket még nem sikerült azonos perióduson kielégítően összeegyeztetni, feltehetően a kiértékelési módszerek különbözősége miatt. Így a frekvenciaszondázási görbe tendenciáinak vizsgálatában is külön kell kezelni a kétféle eredetű adatsort. Ez a szétválasztás a $t_{100-500}$ térkép megszerkesztésénél nem mindig érvényesülhetett a nagyobb periódusoknál a $T = 400-500$ sec-tól felfelé jelentkező adathiány miatt, ami azután bizonyos tendenciák elmosásához vagy megváltoztatásához vezetett.

A jólvezető réteg eloszlását mutató térképen legfeltűnőbb az ország ÉNy-i részén, a Rába vonalától Ny-ra eső területen jelentkező pozitív anomália. Az N_2 magnetotellurikus görbe is arra utal, hogy ezen a területen a jólvezető réteg mélyebbre került, mint az ország belsejében. Érdekes a rétegnek mélyebbre tolódása Kömpöcön, ahol azonban a nagyobb periódusú változások adatai szerint ugyanakkor határozottan jelentkeznek.

A relatív frekvenciaszondázási görbék nagy része is mutatja, hogy ez az ellenállásanomália bizonyos mélységben megszűnik és a bevezetőben említett modellnek megfelelően ismét jelentkezik egy nagyobb ellenállású réteg.



6. ábra. A relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbék 100 és 500 sec közötti szakaszának átlagos iránytangensét ($t_{100-500}$) feltüntető térkép Magyarországról

Фиг. 6. Карта, показывающая средний тангент направления ($t_{100-500}$) участка кривых относительного теллурического частотного зондирования от 100 до 500 сек, для территории Венгрии

Fig. 6. Map, representing the mean directional tangent ($t_{100-500}$) of section 100–500 sec of curves of relative telluric frequency sounding in Hungary

Feltevések a felső köpenyben észlelt jólvezető réteggel kapcsolatban

Vezetőképesség a köpenyben

Amint elsősorban H. Hughes (1953) munkái alapján ismeretes, az ásványok vezetőképességét az abszolút hőmérséklet (T_k) függvényeként általánosan a következő képlettel írhatjuk le:

$$\sigma = \sum_r \sigma_r e^{\frac{A_r}{T_k}} \quad (1)$$

Bonyolultabbá teszi az összefüggést az, hogy σ_r és A_r értéke függvénye a Föld belsejében változó hőmérsékletnek és a nyomásnak is. Az r -nek bizonyos anyagoknál három értéke van, másoknál ezt a szilárd anyag megolvadása kettőre korlátozza. Az r három értéke háromféle vezetési mechanizmust fejez ki, amelyek a Földben a hőmérséklet és nyomás változásával helyüket egymás-

nak adják át. Vizsgálataink szempontjából teljesen elhanyagolható az ún. tisztátalansági félvezetés (impurity semiconduction), amely valószínűleg a vas ion hatása a rácsban. Ultrabázisos kőzeteknél $\sigma_r = 10^{-4} - 10^{-6} \Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$. Runcorn (1955) szerint erre a vezetési folyamatra igen nagy csökkentő hatása van a magas nyomásnak.

Sokkal jelentősebb a köpenyben a másik két vezetési mód. A benső elektronos félvezetés (intrinsic electronic conductivity) felszíni nyomás mellett, 900–1000 °K hőmérsékleten kezd szerephez jutni. Matematikai kifejezése

$$\sigma_{\text{int}} = \sigma_1 e^{-\frac{E_1}{2k_0 T_k}}, \quad (2)$$

ahol E_1 a folyamat karakterisztikus energiája, k_0 a Boltzmann-féle állandó. Tozer (1959) a magnéziumban gazdag olivinek számára a következő értékeket adja meg: $E_1 \doteq 3.0 \text{ eV}$; $\sigma_1 = 1 - 5 \Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$. Megjegyzi, hogy a vezetőképesség „független az ásvány kémiai összetételétől, azonban jellemző a *Mg*-végű tagra”.

1400–1500 °K-nál felszíni nyomáson az ásványok vezetése főleg ionos. Az egyenlet szerint

$$\sigma_{\text{ion}} = \sigma_2 e^{-\frac{E_2}{k_0 T_k}}. \quad (3)$$

Magnéziumban gazdag kőzeteknél $E_2 \doteq 3.0 \text{ eV}$ és $\sigma_2 = 5 \cdot 10^6 \Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$, ensztatit esetén $E_2 \doteq 2.8 \text{ eV}$, $\sigma_2 = 10^4 \Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$, diopszidnál pedig $E_2 \doteq 4.0 \text{ eV}$ és $\sigma_2 = 10^{10} \Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$ (Tozer szerint ezek az értékek bizonytalanabbak, mint a kisebb hőmérsékleten jelentkező vezetések állandóinak értékei.)

Míg E_1 értékét Mott és Gurney (1948) szerint a nyomás csökkenti, E - növeli. Ez utóbbinak megváltozása a nyomás hatására Hughes mérései szerint $4.8 \cdot 10^{-6} \text{ eV/bar}$. Ebből és a hőmérsékleteloszlás becslései alapján arra következtethetünk, hogy néhány száz km mélységben, a főként olivinből álló köpenyben a benső elektronos félvezetés az uralkodó. Kisebb mélységben az ionos vezetést is figyelembe kell venni.

Nem foglalkozunk részletesebben σ_1 és σ_2 függvényével. Ez még sok olyan tényezőt tartalmaz, amelynek mérése, meghatározása bizonytalan. Mint legkorszerűbb adatokat, Tozer (1959) értékeit fogadjuk el vizsgálatainkban. Tozer kiszámította azt a T_c hőmérsékletet, amelyen bizonyos mélységben a kétféle vezetés magnéziumban gazdag kőzetek esetében egyenlő.

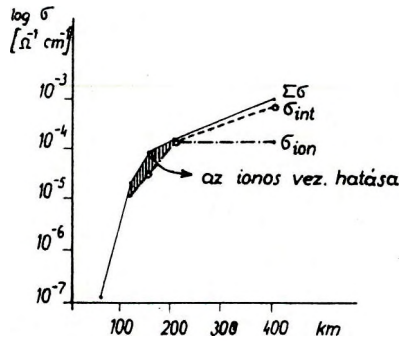
$$T_c = \frac{E_2 - \frac{E_1}{2}}{k_0 \log_e \frac{\sigma_2}{\sigma_1}}. \quad (4)$$

Ezeket az értékeket és a számításra felhasznált állandókat II. táblázatunkban átvettük. (L. Tozer könyvében (1959) a 3. táblázatot.) Az ennek megfelelő görbe a 7. ábrán látható.

II. táblázat

Tozer (1959) táblázata az elektronos és ionos félvezetés állandóinak hőmérséklet szerinti változásáról

Mélység [km]	$(\sigma_1)_p$ [$\Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$]	E_1 [eV]	$(\sigma_2)_p$ [$\Omega^{-1} \text{cm}^{-1}$]	E_2 [eV]	T_c [$^{\circ}\text{K}$]
0	5	3,2	$1,0 \cdot 10^6$	3,00	1450
200	6	3,14	$0,9 \cdot 10^6$	3,24	1680
400	7	2,94	$0,9 \cdot 10^6$	3,55	2100
600	7	2,85	$0,8 \cdot 10^6$	3,87	2650
1000	8	2,43	$0,7 \cdot 10^6$	5,55	4900
1400	11	2,34	$0,7 \cdot 10^6$	6,15	6100
2200	16	2,18	$0,7 \cdot 10^6$	7,08	8000
2900	15	2,08	$0,7 \cdot 10^6$	8,0	9800



7. ábra. T_c hőmérséklet- és mélységgörbe Tozer (1959) nyomán, továbbá Gutenberg (1959) és Ringwood (1962) hőmérséklet-mélység görbéi

Фиг. 7. Кривая T_c температуры и глубины по Тоцеру (1959), далее, кривые температуры и глубины Гутенберга (1959) и Рингвуда (1962)

Fig. 7. Curve T_c of temperature and depth after Tozer (1959), and the temperature-depth curves of Gutenberg (1959) and Ringwood (1962)

Összefoglalva a fentieket, megállapíthatjuk, hogy ismereteink, bár alapvetőek a vezetési mechanizmusok területén, még sok kísérletet igényelnek (pl. a fenti kifejezések anyagállandóit, tehát ásványonkénti változását, valamint az állapotváltozóktól való függést stb.). Éppen ezért még elég tág lehetőség van a különböző megfontolásokra. Ennek egyik megnyilvánulása volt pl. a neves japán kutató Rikitake tévedése, aki munkájában (1952) teljesen elhanyagolta a felső köpenyben az elektronos félvezetést és kizárólagosan ionos vezetéssel számolt.

A jólvezető réteg mibenléte

Mielőtt ezzel a kérdéssel érdemben foglalkozánk, vizsgáljuk meg ismételtén a magnetotellurikus szondázási görbék természetét, kifejező képességét a kiértékeléshez szükséges és elegendő számú elméleti görbe hiányában.

Jól ismert az elektromos szondázásokból a látszólagos ellenállás fogalma, amely a valódi ellenállásarányokat – Cagniard (1953) maliciózus megjegyzése szerint is – nehezen tükrözi, különösen több réteg esetében. Ez érvényes a MT szondázási görbékre is. Az 1. ábra világosan mutatja ezt. A kristályos alaphegység fajlagos ellenállása, mint ismeretes, $10^3 - 10^5 \Omega\text{m}$, tehát az üledék és az alaphegység között a valóságban $10^2 - 10^4$ nagyságú ellenálláskülönbség lehet. A görbéken a látszólagos fajlagos ellenállásban jelentkező legnagyobb ellenállásviszony alig több, mint egy nagyságrend. Ennek megfelelően kell megítélnünk a felső köpenyben levő jólvezető réteget is, amelynek fajlagos ellenállása, ellentétben a látszólagos fajlagos ellenállások közötti aránnyal, nagyságrendekkel kisebb, mint az alaphegységé. Ilyen változást kell tehát megkövetelnünk a fizikai és kémiai tényezőktől.

Ha az (1)–(3) képletek alapján keressük Magyarországon a felső köpenyben viszonylag kis mélységben jelentkező jólvezető réteg létrejöttének okát, elsősorban hőmérsékleti anomáliára gondolhatunk. Először is szükséges az, hogy a hőmérséklet a kérdéses mélységig annyira növekedjék, hogy a két vezetési forma (σ_{int} és σ_{ion}) számottevő legyen, és megnövelhesse az egyébként is rohamosan csökkenő tisztátalansági félvezetés mellett a kőzetek eredő vezetőképességét. (Ennek igazolásául csak annyit, hogy ha Ringwoodnak (1962) orogén területekre megadott hőmérséklet-mélység görbéje alapján (l. 7. ábrát) 32 km mélységben csak $T_k = 670 \text{ }^\circ\text{K}$ -t veszünk fel, a kétféle vezetésre kapott érték

$$\sigma_{\text{int}} = 5,3 \cdot 10^{-12} \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$$

$$\sigma_{\text{ion}} = 1 \cdot 10^{-17} \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$$

semmiképpen nem növelheti meg a vezetőképességet.) Másodszor, mivel hőmérsékleti inverzióról nem beszélhetünk, fel kell tételeznünk egyik modellként más tényezők hatására olyan jellegű változást, amely a vezetőképesség fenti kifejezéseiben szereplő anyagállandókon keresztül a vezetőképességet nagyszámúval csökkenti.

Kínálkozik egy másik modell is, amelynél az egész jólvezető réteg valóban réteg kémiai (ásványtani, kőzettani) összetételénél fogva. Az itt is alapul feltételezett magas hőmérséklet lehetővé teszi, hogy pl. δ_1 , illetve δ_2 -n keresztül ugrásszerűen megnövelje, majd lecsökkentse a vezetőképességet. Ebben az esetben azonban alacsonyabb alaphőmérséklettel is számolhatunk a változás kezdő mélységében, mint az előző modellnél. Ezeknek a modelleknek a lehetőségét az (1)–(3) képletben szereplő értékek alapján meg fogjuk vizsgálni.

A modellek hőmérsékleti előfeltételéről

A fenti tényezők közül a hőmérsékletanomáliával kezdjük részben jelentőségénél fogva, részben pedig, mert ilyen szempontból Magyarország közismerten kivételes helyzetben van az átlagnál lényegesen kisebb reciprok gradiensevel.

Mint Boldizsár (1963) különböző munkáiból ismeretes, a geotermikus reciprok gradiens legvalószínűbb értéke Magyarországon

$$18,43 \text{ m/}^\circ\text{C} \pm 0,15 \text{ m/}^\circ\text{C}.$$

Stegena (1963) értékei is teljesen hasonlóak. Boldizsár külön kiszámította a három országrész átlagát is. Ezek:

Dunántúl:	19.35 m/°C
Duna – Tisza köze:	17.60 m/°C
Tiszántúl:	18.18 m/°C.

A reciprok gradiensből 0,005 CGS hővezetőképességgel számolt hőáram regionális értékére Boldizsár

$$2,72 \cdot 10^{-6} \text{ CGS-t}$$

ad meg. Lokálisan ez $2 \cdot 10^{-6}$ és $3,3 \cdot 10^{-6}$ CGS között változik. (A Földön végzett eddigi hőárammérések átlagértéke $1,5 \cdot 10^{-6} \pm 10\%$ CGS Lee (1963) szerint.)

Scheffer Viktor (1963) tanulmányában foglalkozott a Magyar Medence geotermikus anomáliájával. A Scheffer-féle „geotermikus mélységlépcső” regionális értékeinek eloszlása némi hasonlóságot mutat azzal a képpel, amely a „jólvezető réteg” elhelyezkedéséről körvonalazható (l. 6. ábrát). Scheffer megállapítása szerint a rec. gradiens a Magyar Medence központi része felé 20 m/°C-os regionális csökkenést mutat a környező területekhez viszonyítva.

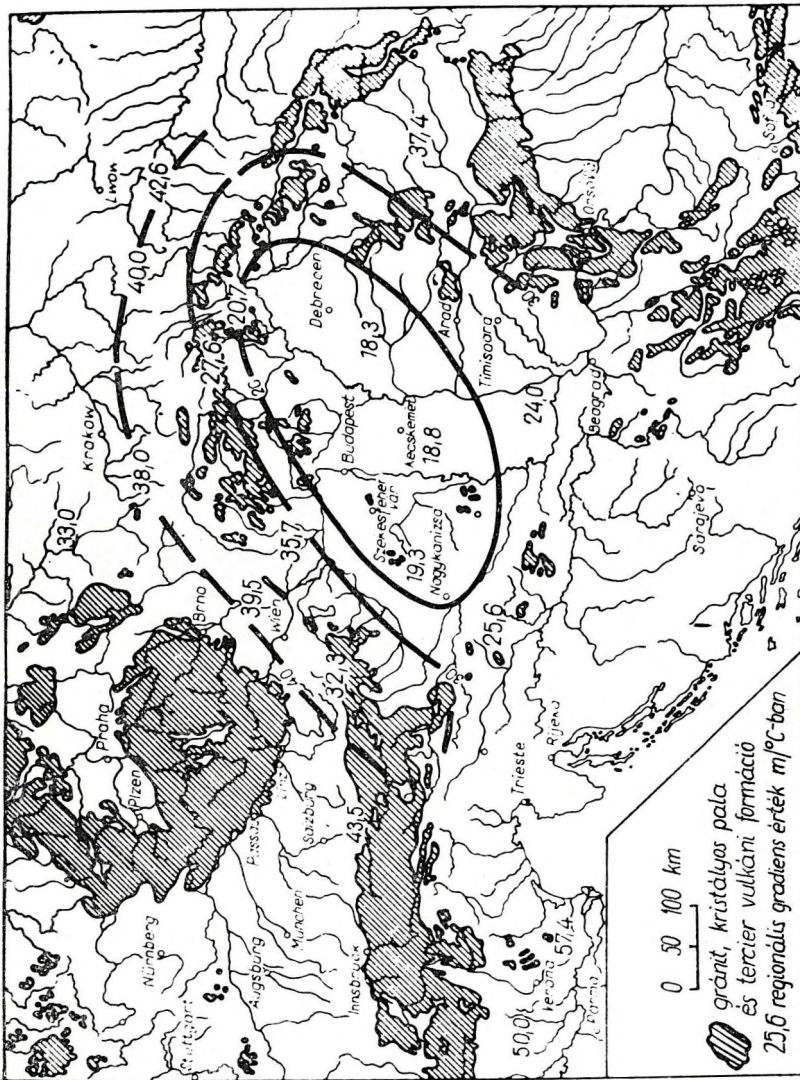
Scheffer a nagy földi hőárammal kapcsolatos tapasztalatokat úgy összegezi, hogy „a földfelszín nagy hőfluxusú részei fiatal vulkáni kőzetek zónáiban, olyan helyeken vannak, amelyek földtani felépítésében a földkéreg mélyebb részei emeltek szerkezeti helyzetbe, viszonylagos felszínközébe kerültek”. A L. Tanni (1942) által szerkesztett izosztatikus anomáliatérképével kapcsolatban hangsúlyozza, hogy a Magyar Medence gravitációs maximumterület.

A nagy földi hőáram és a magmatizmus közötti kapcsolatot az Egyed (1962) által feltételezett deformáló mechanikai energia hőenergiává alakulása mellett részben az is megmagyarázza, hogy a magmatizmus a mélyen fekvő radioaktív anyagot a kéregbe szállíthatja (Ringwood, 1962).

Hőmérséklet-mélység függvények és alkalmazásuk a vezetőképesség számítására

Bullard és Griggs (1962) azzal a feltevéssel, hogy „a hőforrások a köpenyben egyenletesen vannak elosztva” 35 km vastag kéreg aljára, $1,2 \cdot 10^{-6}$ CGS hőárammal 700 °C-t számított ki. Egyed könyvében (1956) 27 km mélyre extrapolált a felső 1000 m-ben meghatározott 22 m/°C gradienssel és a Magyar Medence lényegesen magasabb hőáramának megfelelően 1200 °C-t kapott. Ez a kétféle számítás viszonylag jól megfelel egymásnak, bár Egyed megjegyzi, hogy „A geotermikus reciprok gradiens extrapolációjának lehetősége még a kéreg méreteire is csak közelítés” és minden más munkájában hangsúlyozza ennek tarthatatlanságát.

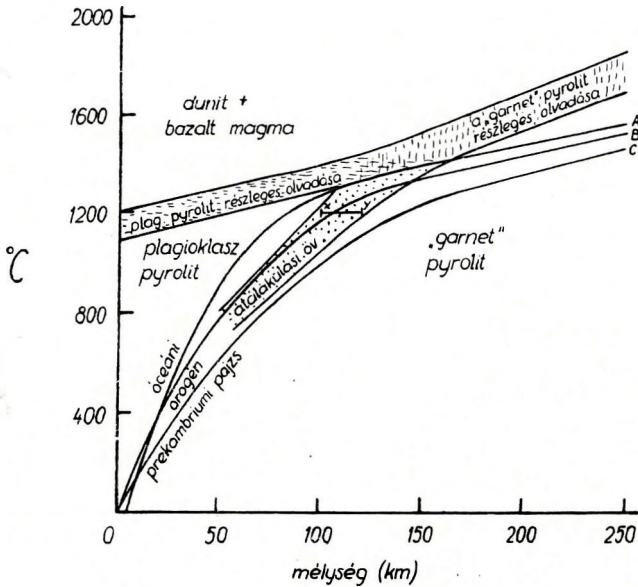
Annak megvilágítására, hogy egy ilyen extrapolálás mennyire helyes, illetve szükséges, induljunk ki egy „realisabbnak” tekintett hőmérséklet-mély-



8. ábra. A reciprok geotermikus gradiens eloszlása a Kárpátmedencében és a környező területeken (Scheffer (1963) nyomán)

Fig. 8. The distribution of the reciprocal geothermic gradient within and beyond the Carpathian range (After Scheffer)

ségeloszlásból, pl. Ringwoodnak (1962) már idézett és orogén területre megadott görbéjéből és számítsuk ki Tozer állandóival (l. II. táblázatot) a vezetőképesség változását a mélységgel. Ringwood görbéit a 9. ábrán, a segítségével számított vezetőképesség értékeket pedig a 10. ábrán mutatjuk be. Az utóbbin feltüntettük az ionos és a benső elektronos félvezetés értékeit külön is. A T_c értékeit bemutató 7. ábrára is felrajzoltuk Ringwood hőmérsékletgörbéjét, hogy az eredő vezetőképességben a különböző vezetési módok részvételét megítélhessük.



9. ábra. Ringwood (1962) hőmérséklet–mélység és átalakulási görbéi

Фиг. 9. Кривые температуры-глубины и преобразования Рингвуда (1962)

Fig. 9. Temperature-depth and transformation curves of Ringwood (1962)

Vegyük fel a jólvezető réteget a különböző MT görbék alapján átlagértékben nem kisebb, mint 60 km mélységben, ahol Ringwood hőmérséklet adata: $T_k = 1070$ °K alapján számított vezetőképességek:

$$\sigma_{\text{int}} = 1,77 \cdot 10^{-7} \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$$

$$\sigma_{\text{ion}} = 3,2 \cdot 10^{-9} \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1}$$

Ezen értékek szerint $T_k = 1070$ °K hőmérséklet egyik modell alkalmazását sem teszi lehetővé. Az alacsonyabb alaphőmérsékletet igénylő második modellnél szükséges mintegy 3 nagyságrendű kompozícióból adódó (mint pl. Ringwood (1963) pyrolit elméletének megfelelően ásványváltozás) ellenállásváltozás sem hozhat létre $10^3 - 10^4 \Omega \text{ cm}$ -es ($10 - 100 \Omega \text{ m}$ -es) fajlagos ellenállást. Valószínűtlennek látszik ez különösen akkor, ha megfontoljuk, hogy ilyen változást a fent megadott vezetőképességi állandók alapján magnéziumszilikátok

esetében elsősorban az ionos vezetéstől várhatunk. Itt mutatkozik σ_2 értékében 3–4 nagyságrendű változásra lehetőség. Ringwood hőmérsékleti adatai tehát a Magyar Medence számára kicsinek látszanak. Minthogy E_1 , E_2 , illetve σ_1 , σ_2 értéke a Föld felső 100 km-ében jelentősen nem változik meg, kereshetjük a hőmérsékleteloszlásra a megfelelő megoldást úgy is, hogy a 10. ábra görbéjét elcsúsztatjuk önmagával párhuzamosan addig, míg az első modellnél a 200 km mélységnél jelentkező

$$\Sigma\sigma = 2 \cdot 10^{-4} \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1} (T_k = 1680 \text{ }^\circ\text{K}),$$

a második modellnél pedig a 100 km-nél jelentkező

$$\Sigma\sigma = 5 \cdot 10^{-6} \Omega^{-1} \text{ cm}^{-1} (T_k = 1400 \text{ }^\circ\text{K})$$

érték a jólvezető rétegnek megfelelő mélységértékhez nem kerül, tehát átlagértékben 60 km-es mélységértékhez. A fenti vezetőképességértékek alapján a jólvezető réteg már létrejöhet az előzőekben említett változásokkal.

Következésképpen, a fenti megfontolásokból óvatosan valószínűsíthetünk annyit, hogy bár az extrapolálás a felszíni reciprok geotermikus gradiensevel a Mohorovičić diszkontinuitásig általában erős túlzásnak bizonyul (a követelmény a második modell esetében is csak 60 km-ben $\sim 1200 \text{ }^\circ\text{C}$), egyes szélsőséges esetben (pl. az N_1 görbének megfelelően), erős hőmérsékletanomália révén közel járhat a valósághoz. Bullard és Griggs értékei, ha a hőforrások jórészt a kéregben koncentrálnak, a Magyar Medence számára is jó közelítést adhatnak. Az első modell hőmérsékleti követelményei olyan nagyok, hogy azzal számolni, összehasonlítva Verhoogen (1961) korszerű becsléseivel, nagy merészséget jelentene.

Az elektromos modellek kapcsolata a geofizikának a felső köpenyre vonatkozó más megállapításaival

Felvetődhet a kérdés, hogyan kapcsolható az elektromos modell a felső köpenyről eddig más kutatási módszerekkel kialakított képhez? Földünk belsejének felépítéséről az alapvető ismereteket a szeizmológiai megfigyelésekből kaptuk. A jólvezető réteg mélysége (kb. 60 km) alapján kereshetjük azt a szeizmikus anomáliát, amely hasonló mélységtartományban jelentkezik. Ezt a Gutenberg-féle ún. „20° Discontinuity”-ben, azaz a kissebességű övben (B -öv) találjuk meg. Gutenberg (1959) a sebességminimum okát abban látja, hogy „a növekvő hőmérséklet jobban csökkenti a sebességet, mint amennyire a nyomás növekedése megnövelheti”. Bizonyos laboratóriumi kísérletek alapján is azt mondja, hogy „csökkenés a sebességben a mélységgel a Mohorovičić diszkontinuitás alatt legalábbis valószínűbb, mint növekedés”. Gutenberg azt találta, hogy az a mélység, ahol a két ellentétes hatás (hőmérséklet és nyomás) egyenlő, tehát a sebesség már nem növekszik, P hullámokra kisebb, mint 80 km. Vesanen és munkatársainak vizsgálata igazolta, hogy ez a kissebességű csatorna helyenként igen különböző mélységben van (pl. Alaszkában 45 km, Japánban 80 km, Dél-Amerikában pedig 120 km stb) (Gutenberg, 1959). A kissebességű csatorna alsó határa a definíció szerint ott van, ahol a sebesség értéke ismét eléri a köpeny tetején észlelt értéket. P hullámokra ez kb. 250,

az *S* hullámokra pedig 350 km körül van. Ez a meghatározás, megítélésünk szerint, teljesen megállapodás kérdése, de az ellenállásméréseknél pl. az MTSz esetében egy ilyen jellegű definíció, a látszólagos ellenállás fogalmából adódóan, feltétlenül téves következtetésre vezet.

Ennek a „régének” ismertetését Gutenberg (1959) azzal vezeti be könyvében, hogy a kissebességű csatorna „a viszonylag hatalmas litoszféra alatt az a kis szilárdságú réteg, amely lehetővé teszi a fokozatos mozgást a hidrosztatikus egyensúly felé” („Asthenosphere low velocity layer”).

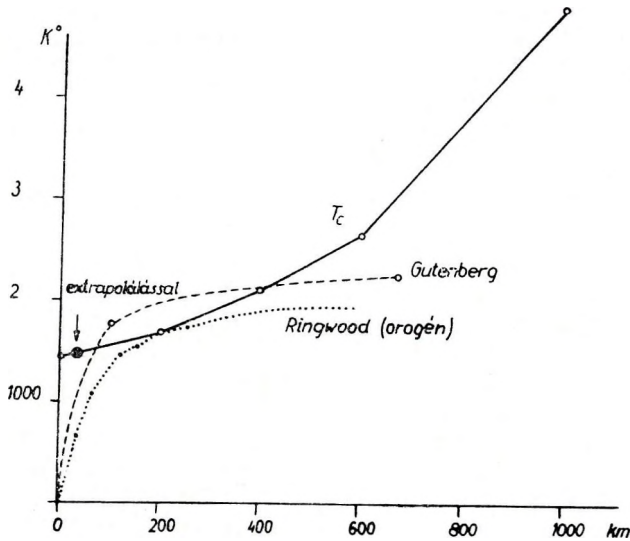
1926-ban Gutenberg azt is kutatta, vajon a sebességsökkenés nem annak a következménye-e, hogy a hőmérséklet itt éri el az anyag olvadáspontját. Könyvében 1959-ben a vulkánok gyökereivel kapcsolatos megfontolásaiiban még mindig feltételezi, hogy ebben a kritikus mélységtartományban a kőzetek helyenként olvadtak. Ezt a feltevését Gorskov japán rengésekkel kapcsolatos kamcsatkai megfigyelésével támasztja alá. Gorskov azt tapasztalta, hogy ha a hullám aktív vulkánokat keresztez, árnyékolódik. (l. Gutenberg (1959) könyvében a 145. oldalon.) Hivatkozik Uffen olvadáspontgörbéjére is, amely ebben a mélységben közelíti meg legjobban a hőmérsékletgörbét.

Verhoogen (1961) többszörösen elutasítja ezeket a feltevéseket az olvadékkal kapcsolatban. Megjegyzi: „A köpeny elaszticitása olyan nagy, hogy igen valószínűtlen az, hogy több, mint egy nagyon kis része olvadt legyen”. Ross és társainak (1954) vizsgálatai alapján pedig feltételezi, hogy a köpenyt peridotit alkotja, amely az eredeti meteorit anyag maradéka, amelyből az alacsony hőmérsékleten olvadó rész már különvált részleges olvadással és ma a kérget alkotja. (l. Verhoogen (1961) könyvében 29. oldalon.)

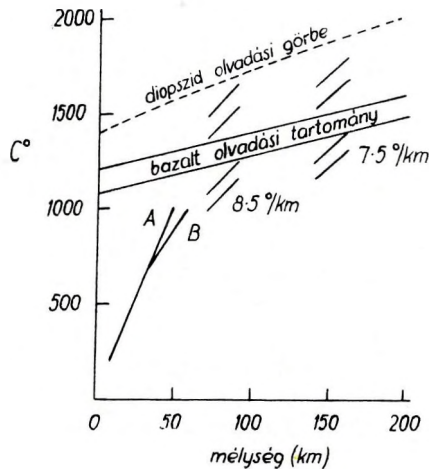
Ezek után csupán Ringwood (1962) elképzelésével foglalkozunk, aki a fentiekben ismertetett, szinte valamennyi egymásnak ellentmondó feltevést modelljében érdekes szintézisbe foglalta. Bullard hőmérsékleti görbéje, továbbá a bazalt olvadáspont-görbéje, valamint a kissebességű csatorna által megkívánt kritikus hőmérsékletgradiens alapján arra a következtetésre jut (l. a 11. ábrát), hogy ha az olvadást el kívánjuk kerülni, heterogén modellel kell számolnunk. Feltételezi, hogy a Mohorovičić diszkontinuitás után jelentkező peridotit és dunit (kevés eklogit szegregátummal) alatt területenként (óceáni, orogén, prekambriumi pajzs) különböző mélységben, „pyrolit” következik. A pyrolitnak az állapotváltozóktól függően két változata van: 1. a „gránit pyrolit” és 2. a „plagioklász pyrolit”. Közöttük az átmenet folyamatos. Az átalakulási övben a kétféle anyag együtt fordul elő. A kissebességű csatorna a magas hőmérséklet mellett a plagioklász jelenlétéhez van kötve.

Ringwoodnak ez az elképzelése teljesen egyezik az általunk felvázolt második modellel, annál is inkább, mert jórészt Bullard hőmérsékleti görbéjére épül fel. Kérdéses azonban, hogy a fenti kőzettani átalakulás létrehozza-e azt az ellenálláscsökkenést, amelyet az előzőekben feltételeztünk. Erre nézve kísérleti anyagunk egyelőre nincs.

Ringwood modellje, mint említettük, különbséget tesz az óceánok, az orogén területek és prekambriumi pajzsok között. Osztályozása szerint Magyarország az orogén övbe tartozik (– az elmúlt 500 millió évben volt jelentős vulkáni tevékenység Magyarországon –), a SzU területén pedig jelentős prekambriumi pajzsok vannak. A prekambriumi pajzsokon a pyrolit öv mintegy 150

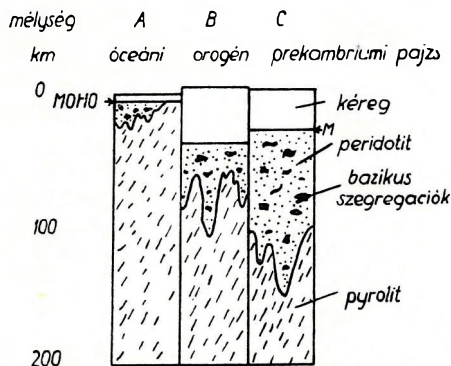


10. ábra. A vezetőképesség változása a mélységgel
 Фиг. 10. Изменение проводимости с глубиной
 Fig. 10. The change of conductivity with depth



11. ábra. Ringwood (1962) ábrája a hőmérséklet–mélység görbékről, a kritikus hőmérsékleti
 градиенсről és az olvadáspontokról
 Фиг. 11. Рисунок Рингвуда (1962) о кривых температуры-глубины, о критическом тем-
 пературном градиенте и точках плавления
 Fig. 11. The figure of Ringwood (1962) showing the temperature-depth curves, the critical
 temperature gradient and melting points

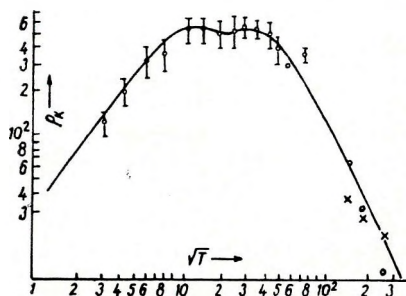
km mélyre tolódik Ringwood szerint. (L. 12. ábrát.) Megállapítja azt is, hogy az alacsony hőmérséklet miatt a kisebbességű öv (plagioklász jelenléte!) hiányozhatik is. Ezt igazolja Tyihonov és társainak (1961) MTSz görbéje is, amelynek kiértékelése a következő adatokat adja (l. 13. ábrát).



12. ábra. Ringwood (1962) által feltételezett kémiai modellek a felső köpenyről

Fig. 12. Химические модели верхней мантии, предложенные Рингвудом (1962)

Fig. 12. Chemical models of the upper mantle, as proposed by Ringwood (1962)



13. ábra. Tyihonov és munkatársainak (1961) MTSz görbéje

Fig. 13. Кривая МЧЗ Тихонова и его сотрудников (1961)

Fig. 13. MTSz curve of Tihonov and his collaborators (1961)

III. táblázat

Tyihonov és munkatársai (1961) MTSz görbéjének kiértékelési adatai

Réteg	Fajlagos ellenállás [Ωm]	Vastagság [km]
1	30 – 40	4 – 5
2	1500	150
3	250	350

Magyarország a fenti kategóriák közül rendkívüli hőmérsékleti viszonyival az előbbi megfontolásaink alapján sokkal inkább az „óceáni” feltételeket teljesíti, amelyre a kéreg viszonylagos kivékonyodása is érdekesen utal (Scheffer, 1963).

A MTSz görbék anizotrópiájáról

A MTSz görbék nagy anizotrópiára utalnak. Különösen feltűnő ez a Nagycenk melletti obszervatórium N_1 és N_2 jelzésű görbéinek esetében, vagy pl. a Garchy mellett végzett mérések eredményeiben. (G_1 és G_2 görbe az 1. ábrán.) Kérdés, hogyan magyarázhatók meg ezek az anizotrópiák a felső köpenyben

levő jólvezető réteggel kapcsolatban. A vizsgálatban kiindulhatunk a tellurikus kutatások ilyen irányú felszínközeli tapasztalataiból, a modellkísérletek eredményeiből és el kell jutnunk az állapothatározók (hőmérséklet, nyomás) figyelembevételéig.

A tellurikus áramok legerősebb irányítottságát, „csatornázását” tektonikai törésvonalak, vetődések, telérek mentén észlelték. Hazai példák közül megemlíthetjük a Soprontól délre húzódó ún. savanyúvíz törésvonalat, amely környékén levő pontban (pl. a K_6 -ban) a tellurikus abszolút ellipszis excentricitása $\frac{A}{B} > 50$ (Ádám – Verő, 1961). Hasonló eredményeket mutatnak Porstendorfer (1961) bányabeli mérései is. A törésvonalak mentén kapott relatív tellurikus ellipszisek területadatai (μ_1) arra utalnak, hogy a töréseknek mély gyökereik vannak. Az erős csatornázás a tellurikus áramoknál abból származhatik, hogy a törések többnyire a tektonikai igénybevétel következtében megőrölt, laza, törmelékes anyaggal (tektonikai breccsa) vannak kitöltve, amelyeket a vető mentén cirkuláló vizek jólvezetővé tesznek.

A vezetőképesség szemszögéből nézve: a víz szerepét, az üledékes kőzetek alatt a mélyben átveszi a hőmérséklet.

Két kérdésre kell válaszolnunk: lenyúlhatnak-e a törésvonalak olyan mélységbe, ahol a jólvezető réteg kezdődik és jelentkezik-e jelentős hőmérsékleti anomália ezekkel kapcsolatban.

Bjelouszov (1962) szerint léteznek „nagyon mély és nagy kiterjedésű vetők, amelyek valószínűleg átmetszik a földkérget teljes vastagságában és nagyon hosszú történetük van”. Ezek mentén a geológiai korokban többször történt elmozdulás, és ismételten megújultak. Érdekes, hogy példaként a szerző éppen a Dunántúl paleozoós aljazatának törésvonalait említi, amelyeket a folyók a Balatontól D-re a felszínen is jeleznek folyásirányukkal. (L. Bjelouszov (1962) könyvében a 300. ábrát.)

Nagyon mély törésrendszer mentén helyezkedhetnek el a mélyrengések, amelyeknek rengési fészkeit összekötő sík a mélytengeri árkok mentén éri el a földfelszínt.

A törésrendszerek eleget tesznek a hőmérsékleti anomália követelményeinek is. Egyed (1962) írja, hogy a „tengeri hátságok középvonalán végighaladó árokrendszer mentén helyezkednek el a legmagasabb hőfluxusértékek és ezektől jobbra-balra szimmetrikusan csökkenő hőfluxusértékeket észlelünk”.

Scheffer (1963) is hangoztatja munkájában, hogy a földkéregnek mind regionális, mind lokális jellegű törésvonalai erősen befolyásolják a geotermikus mélységlépcső alakulását. A regionális törésvonalra példaként említi a Rába-vonalat, amely mentén viszonylag hirtelen megváltozik a geotermikus mélységlépcső.

Ezek után megkísérrelhetjük például a G_1 és G_2 görbékben mutatkozó anizotrópia magyarázatát. A G_1 és G_2 görbe $T = 1$ sec-nál szétválik. Ez a hatás egy vetőzóna jólvezető (vizes) anyagának tulajdonítható, amelynek a szerepe a mélyebb kéregrészekben megszűnik. A „kérdéses jólvezető réteg” mélységében azonban a vetőhatás ismételten jelentkezhet, azonban itt a vele kapcsolatos hőmérsékleti anomália révén.

Ezek a megállapítások természetesen nem zárhatják ki az anizotrópia, tehát a horizontális irányú változások más, pl. anyagi elrendeződésből származó okait sem, csupán néhány szempontot adtak a kérdés megoldásához.¹

A vizsgálatok és megfontolások összefoglalása és általános értékelése

Az előzőekben ismertettük azt az ellenállásanomáliát, amelyet a magnetotellurikus szondázások Magyarországon a felső köpenyben kimutattak. Az átlagosan mintegy 60 km mélységben jelentkező jólvezető réteg okát megkíséreltük magyarázni Magyarország kivételesen magas hőáramával, a különböző vezetési módok formulái alapján. Kerestük a kapcsolatot a vezetőképesség-megoszlási modelljeink, valamint a Ringwood-féle kissebességű öv között. Feltevéseink szerint Ringwood pyrolit elmélete kielégítő magyarázatot adhat a jólvezető réteg mibenlétére, ha a kísérleti mérések igazolják az anyagállandók megkívánt értékeit. Az anizotrópia okát a mélytörésekben és az ezekkel kapcsolatos hőmérsékleti anomáliákban látjuk elsősorban.

Nagy merészség lenne azt állítani, hogy a MTSz módszerrel kimutatott jólvezető réteg paraméterei, elsősorban mélysége érzékeny a reciprok geotermikus gradiens lokális változásaira is, bár nem lehetetlen. A t_{25-100} és $t_{100-500}$ térképek részleges hasonlósága is igazolni látszik olyan megállapításokat, hogy a nagyobb rec. gradiensek kristályos kőzetek felett jelentkeznek. Ezekkel kapcsolatban felmerülő számtalan kérdésre csakis a MTSz-k jelentékeny fokozásával adhatunk részben választ. A kielégítő válasz azonban a jelenség természetéből adódóan sokáig várathat magára.

IRODALOM

- Ádám, A. – Verő, J. (1961): Tellurikus kutatás erősen töredezett tektonikájú területen (MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei, XXVIII., (1–4), 437–446, Budapest)
- Ádám, A. – Verő, J. (1962): Az országos földiárammérések adatainak feldolgozása és térképi ábrázolása (Magyar Geofizika, 3, (1–2), 81–90, Budapest)
- Ádám, A. – Verő, J. (1963): Az országos földiárammérések újabb eredményei (Magyar Geofizika, ?)
- Bjelouszov, V. V. (1962): Basic Problems in Geotectonics (McGraw Hill Book Company, INC., New York)
- Boldizsár, T. (1963): Magyarország geotermikus térképe és földi hőárama (Geotermikus Energiatermelés; Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság 418/1963. sz. kiadványa, Budapest)
- Bullard, E. C. – Griggs, D. J. (1962): The nature of the Mohorovičić discontinuity (Geophysical Journal, 6., 118–123., London)
- Cagniard, L. (1953): Basic Theory of the Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting (Geophysics, 18, 605–635, Tulsa)
- Csókás, J. – Takács, E. (1963): Magnetotellurische Sondierungen in der Grossen Ungarischen Tiefebene (Kézirat)
- Egyed, L. (1956): A Föld fizikája (Akadémiai Kiadó, Budapest)
- Egyed, L. (1962): A Vörös-tenger kialakulásának kérdéséhez (Geofizikai Közlemények, X. (1–4), 69–75, Budapest)
- Fleischer, U. (1954): Ein Erdstrom im tieferen Untergrund Norddeutschlands und sein Anteil in den magnetischen Bay-Störungen (Diss. Math. Nat. Fak. Göttingen, 1954, Auszug, Naturwiss. 41., 114)

¹ Meg kell jegyeznünk, hogy a 2–2 komponenssel végzett kiértékelés álanizotrópiához is vezethet.

- Fournier, H.* (1963): De quelques remarques à propos des courbes d'investigation et de sondage magnéto-telluriques actuellement connues (Acta Technica, 43, (3-4), 453-465, Budapest)
- Fournier, H.* (1963): La spectrographie directionelle magnétotellurique à Garchy (Nièvre) (Annales de Géophysique, 19, (2), 138-148, Paris)
- Gutenberg, B.* (1959): Physics of the Earth's Interior (International Geophysics Series, I. kötet, Academic Press New York-London)
- Hughes, H.* (1953): Conductivity of the Earth (Thesis, Cambridge University)
- Kolmakov, M. V. - Vlagyimirov, N. P.* (1961): K voproszü ob ekvivalentnosztyi krivüh magnyetotelluriceszkovo zondirovanyija (Izv. A. N. SzSzsZR, szer. geofiz. (4), 544-552)
- Lee, W. H. K.* (1963): Heat Flow Date Analysis (Review of Geophysics, 1, (3) 449-479)
- Mott, N. F. - Gurney, R. W.* (1948): Electronic Processes in Ionic Crystals (Oxford)
- Nagata, T., Oguti, T., Maekawa, H.* (1955): Modell Experiments of Electromagnetic Induction within the Earth (Bull. Earthqu. Res. Inst. 33, (4), 561-569, Tokyo)
- Nyblett, E. R. - Sayn - Wittgenstein, C.*: Variation of electrical conductivity with depth by the magnetotelluric method (Geophysics, XXV. (5), 998-1008, Tulsa)
- Porstendorfer, G.* (1961): Tellurik-Grundladung, Messtechnik und neue Einsatzmöglichkeiten (Freiberger Forschungshefte, C. 107, Freiberg/Sa)
- Rikitake, T. - Yokoyama, I.* (1955): The Anomalous Behaviour of Geomagnetic Variations of Short Period in Japan and Its Relation to the Subterranean Structure, The 6th report. (Bull. Earthqu. Res. Inst. 33, 297-331, Tokyo)
- Rikitake, T.* (1952): Electrical Conductivity and Temperature in the Earth (Bull. Earthqu. Res. Inst. 30, 13-23, Tokyo)
- Ringwood, A. E.* (1962): A Modell for the Upper Mantle (Journal of Geophysical Research, 67, (2), 857-867)
- Ross, C. S., Foster, M. D., Myers, A. T.* (1954): Origin of Dunites and Olivinerich Inclusions in Basaltic Rocks (Amer. Mineral 39. 693)
- Runcorn, S. K.* (1955): The Electrical Conductivity of the Earth's Mantle (Transactions American Geophysical Union, 35, (2), 191-198)
- Scheffer, V.* (1963): The regional values of the geothermic gradient in the area of the Carpathian Basins (Acta Technica, 43 (3-4), 429-436, 1963)
- Scheffer, V.* (1963): A Föld geotermikus zónáinak geofizikai vizsgálata (Kézirat)
- Stegena, L.* (1963): Thermische Verhältnisse der Becken (Kézirat)
- Tanni, L.* (1942): On the Isostatic Structure of the Earth's Crust in the Carpathian Countries and the related phenomena (Annales Acad. Sc. Fennicae, Ser. A. III. Geol.-Geogr. 4, 91. Helsinki)
- Tyihonov, A. N., Lipszkaja, N. V., Gyenyiszkin, N. A., Nyikiforova, N. N., Lomakina, Z. D.* (1961): Ob elektromagnytinom zondirovanyii glubokih szlojev zemli (Dokladü A.N. SzSzsZR, 140 (3), 587-590. Moszkva)
- Tyihonov, A. N., Lomakina, Z. D., Sachszuvarov, D. N.* (1962): Tablicü impedanzov dlja szlojsztovo prosztranzsztva v polja ploszkoj elektromagnytnoj volnü (Izdatyelszvo Moszkovszkovo Univerzita)
- Tozer, D. C.* (1959): The Electrical Properties of the Earth's Interior (Physics and Chemistry of the Earth, III. kötet, 414-436)
- Wiese, H.* (1956): Tiefentellurik (Meteorologischer und Hydrologischer Dienst der DDR, Abhandlungen des Geomagnetischen Institutes und Observatorium Potsdam-Niemegk, Nr 18.)
- Wiese, H.* (1962): Geomagnetische Tiefentellurik Teil II. Die Streichrichtung der Untergrundstruktur des elektrischen Widerstandes erschlossen aus geomagnetischen Variationen. (Geofisica pura e applicata, Bd. 52 (II) 83-103, Milano)
- Verhoogen, J.* (1961): Temperatures within the Earth (Physics and Chemistry of the Earth, I. 1961)

Б. БЕРАНЕК — Ф. КАДЕЧИК

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ
ВНУТРИКАРПАТСКИХ НЕОГЕНОВЫХ БАСЕЙНОВ ЧЕХОСЛОВАКИИ**

Автор обсуждает некоторые проблемы разведки нефти и газа в областях внутрикарпатских неогеновых бассейнов. Он устанавливает, что методы геофизической разведки, как основные методы разведки на нефть, существенно содействовали выяснению строения отдельных бассейнов.

B. BERANEK — F. KADLEČIK

**SEVERAL CHARACTERISTIC FEATURES OF GEOPHYSICAL PROSPECTING IN THE
INNER-CARPATHIAN NEOGENE BASINS OF CZECHOSLOVAKIA**

The author discusses several problems of petroleum and gas prospecting in the areas of Inner-Carpathian Neogene basins. He establishes, that the geophysical prospecting methods as basic methods of petroleum prospecting have substantially contributed to the investigation of the structure of individual basins.

**EINIGE EIGENTÜMLICHKEITEN DER GEOPHYSIKALISCHEN
FORSCHUNG IM GEBIETE DER NEOGENEN KARPATENBECKEN DER
TSCHECHOSLOWAKEI**

B. BERANEK — J. KADLEČIK

Der Vortrag erörtert einige Probleme der Erdöl- und Erdgaserkundung in den Gebieten der inneren neogenen Karpatenbecken der Tschechoslowakei. Die geophysikalischen Erkundungsmethoden wie die grundlegenden Methoden der Erdölforschung trugen zur Klärung des Aufbaus der Karpatenbecken und zur Auffindung erdöhlöffiger Strukturen in grossem Masse bei. Um die Aufgaben und Probleme der geophysikalischen Erkundung besser verstehen zu können, geben wir einen kurzen Überblick über den Aufbau der innerkarpatischen Neogenbecken.

**1. Kurze geologische Zusammenfassung der Depressionen der
Karpaten**

Das gesamte Gebiet der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik gehört zu zwei geologischen Einheiten, und zwar zu der Böhmischen Masse und zum Karpatensystem.

Ausser den östlichen gesunkenen Paleozoikum, Mesozoikum und Oligozän gibt es keine erdöhlöffigen Strukturen im Gebiet der Böhmischen Masse.

Hinsichtlich des Erdöl- und Erdgasvorkommens ist das Gebiet des Karpatensystems, genauer der jüngeren innerkarpatischen Becken, hoffiger. Zu den inneren Karpatenbecken gehören: das Wiener Becken, die Kleine Donaubene, die Neogengebiete der Ost- und Südslowakei.

Als Alter dieser Becken kann das Känozoikum angegeben werden. Die Becken wurden durch Neogensedimente aufgefüllt.

Im nördlichen Teil des Wiener Beckens lagern die Flyschsedimente unter dem Neogen, im südlichen Teil sind aber die Gesteine der Zentralkarpaten vorhanden. In der Kleinen Donaubene sind die Bildungen der Zentralkarpaten unter den Neogensedimenten zu finden. Es kann vorausgesetzt werden, dass die Einheiten der Karpaten unter den Neogengesteinen bis zum Paläogen vorliegen. Das Neogen besteht in diesen Becken aus folgenden Stockwerken: Aquitan, Burdigal, Helvet, Pontus. Über die grösste Mächtigkeit verfügt das obere und mittlere Miozän, d. h. die Karpatenformation und das Torton, Sarmat, Pannon, Pontus.

Die Stratigraphie des Neogens ist in jedem Becken ähnlich, nur in einigen fehlt das eine oder andere der bekannten Stockwerke. Im Osten der Kleinen Donaubene, im Neogengebiet der Ostslowakei, können auf der Oberfläche vulkanische Gesteine neogenen Alters gefunden werden, die eine wesentliche Rolle in der Ausbildung der Morphologie gespielt hatten. In jedem Becken, hauptsächlich in den Beckenrandgebieten, treffen wir die lithologischen und faziellen Änderungen der neogenen Beckensedimente an. Für das Neogen ist das Fehlen eines geologischen Leithorizontes charakteristisch.

Die Becken sind durch ihren komplizierten tektonischen Aufbau gekennzeichnet, der in den entlang der Verwerfungen in verschiedene Tiefe abgesunkenen Blöcken zum Ausdruck kommt.

Im Norden des Wiener Beckens, in der Kleinen Donaubene und im Neogengebiet der Ostslowakei ist die Wirkung der gebirgsbildenden Kräfte der Karpaten zu beobachten. Die Verwerfungen teilen die Becken in separate Blöcke auf, von denen einige herausgehoben, andere abgesunken sind. Die Streichrichtung der Brüche stimmt mit derjenigen der Karpaten überein (d. h. im Wiener Becken und in der Kleinen Donaubene NO—SW, im Neogengebiet der Ostslowakei NW—SO).

Nur selten kommen Verwerfungen mit NS-Richtung und senkrecht zum Streichen der Karpaten vor. Im ostslowakischen Neogengebiet und in der Kleinen Donaubene wird der tektonische Aufbau durch die in Torton und Sarmat von Zeit zu Zeit auftretende vulkanische Tätigkeit noch mehr kompliziert. Die weitaus meisten der in den Depressionsgebieten der Karpaten vorhandenen Strukturen sind an Verwerfungen gebundene Halbantiklinalstrukturen, und die durch die sich schneidenden Verwerfungen ausgebildeten Strukturen. Antiklinalstrukturen kommen nur sehr selten vor (z. B. ostslowakisches Neogen), und sie sind hauptsächlich als Ergebnisse der Effusivvorgänge anzusehen. Demzufolge, dass keine Heraushebungen in den neogenen Depressionen zu finden sind, die die günstigsten Verhältnisse für die geophysikalischen Forschungsmethoden bieten würden, bedeutet die Erkundung der an Verwerfungen gebundenen Strukturen eine ausserordentlich schwierige Aufgabe.

2. Die Methodik der geophysikalischen Untersuchungen

Die komplexe geophysikalische Untersuchung der erwähnten Gebiete wird durch die Anwendung sämtlicher geophysikalischer Methoden durchgeführt. Den Reflexions- und Refraktionsmessungen und den elektrischen Methoden gehen die magnetischen und Schweremessungen voran. Die Aufgabenstellung der Messungen hängt immer von den geologischen Verhältnissen und dem Stand der früheren Erforschung der vorliegenden Messgebiete ab. Z. B. im Wiener Becken, wo die geologischen Forschungsarbeiten schon seit 1913 erfolgen und die wichtigsten Strukturelemente bekannt sind, richten sich die gegenwärtigen Messungen auf die ausführliche Kartierung der einzelnen Blöcke und Strukturen. Die geophysikalischen Untersuchungen liefern auch in den geologisch weniger bekannten Gebieten wichtige Ergebnisse über den Aufbau des erforschten Gebietes.

Im Schwerkraftfeld zeigt sich die Wirkung der Basis der Neogensedimente als Dichtegrenze. Die Dichteinhomogenitäten der Neogensedimente üben nur geringe Wirkung auf das Feld der Schwerkraft aus. Die Heraushebungen der Neogensedimente zeichnen sich als positive, die Senkungen als negative Anomalien im Schwerebild ab. Dementsprechend spielen die Schweremessungen eine bedeutende Rolle bei den Forschungen des Aufbaues der Beckengebiete, hauptsächlich bei dem Nachweis der lokalen Heraushebungen und Senkungen.

In einigen Becken lässt sich aber nur die Wirkung der Basis feststellen. In diesen Fällen geben die Schweremessungen keine Auskunft über den Aufbau des Neogens.

Die magnetischen Messungen lassen sich für den Nachweis der in der Tiefe liegenden vulkanischen Körper anwenden, die in die Neogensedimente oder auf die Oberfläche der Beckenbasis strömten. Das ist in der Kleinen Donauebene und im ostslowakischen Neogenbecken besonders auffallend.

Die Erkundung des Aufbaues der Neogenbasis wird durch Refraktionsmessungen durchgeführt. Zur erfolgreichen Benutzung der Methode sind diese Messungen mit elektrischen Tiefensondierungen kombiniert. Diese Kombination ist darum möglich, weil die Basis der vorliegenden Becken hohe Werte hinsichtlich der seismischen Geschwindigkeit und des spezifischen Widerstandes im Verhältnis zu denjenigen des Neogens zeigt.

Die Untersuchung des Aufbaues der Neogensedimente erfolgt durch Reflexionsmessungen. Bei der Anwendung der üblichen Methoden wäre die reflexionsseismische Untersuchung solcher Strukturen genügend, welche Heraushebung entsprechen.

Wie es schon früher erwähnt wurde, sind die Beckenstrukturen an Verwerfungen gebunden, darum ist die Bestimmung der Bruchlinien erforderlich. Im Folgenden werden wir einen Überblick über die Ergebnisse der bei der Erforschung der Verwerfungen einzeln angewandten geophysikalischen Methoden und über einige dazu gehörige Beispiele berichten.

3. Die Verfolgung und Erkundung der Bruchlinien und der an diese gebundenen Strukturen

Im Gebiet der Karpatendepressionen bedeutet die Bestimmung der Verwerfungen mit Hilfe geophysikalischer Messungen eine schwere Aufgabe, da hier keine seismischen und geoelektrischen Leithorizonte vorhanden sind. Dagegen ist es notwendig, diese Aufgaben zu lösen, weil erdöhlöffige Strukturen ohne diese nicht bestimmt werden können. Die seismischen Messungen zeigen grösstenteils nur eine monoklinale Neigung vom Rand bis zur Mitte der Becken. Untersuchen wir, was für Probleme bei der Erforschung der Verwerfungs-zonen auftreten können.

Magnetische Messungen

Die positiven Anomalien der Kleinen Donauebene und des ostslowakischen Neogenbeckens entsprechen der Wirkung der vorhandenen effusiven Gesteine. Die Effusion ist entlang der Abbrüche erfolgt, diese sollen also als tektonische Zentren angesehen werden. Anhand der magnetischen Ergebnisse ist die Bestimmung solcher Verwerfungen möglich, die nur die Oberfläche des Grundgebirges berührten. Im Gebiet des ostslowakischen Neogens sind in den Sarmatbildungen Tuffe mit erhöhter Suszeptibilität zu finden. Infolge der Vertikalbewegungen gerieten diese Schichten in verschiedene Tiefe und wirken auf das Feld der magnetischen Anomalien sehr unterschiedlich. Das ist besonders im Nordteil des Beckens zu sehen, wo die Bruchlinien — die die einzelnen Blöcke voneinander abtrennen — in den Deformationen der magnetischen Isolinien zum Ausdruck kommen.

Gravimetrie

Wie schon früher erwähnt, entsprechen die lokalen Anomalien den Hochgebieten. Als Beispiel hierfür können die Ergebnisse der Schweremessungen im Wiener Becken erwähnt werden. Auf der Bouguer-Karte zeichnet sich das Wiener Becken als Minimum ab, aus dem der Depressionscharakter des grundlegenden Aufbaues des Beckens ersichtlich ist. Auf Grund der Schwerekarte sind separate Blöcke nicht zu unterscheiden. Andererseits sind auf der nach dem Elkins-Verfahren konstruierten Residualkarte einige Heraushebungen zu erkennen.

Im Norden des Gebietes sind die an Verwerfungen gebundenen Schrattenberger und Steinberger Heraushebungen, der Hodoniner-Horst (Obelsker) und im Südteil die Heraushebung bei der Farscher Verwerfung, die Sastinchover Heraushebung und der Labsklaserer Horst zu finden. Die negativen Anomalien weisen auf Depressionen hauptsächlich in den zentralslowakischen und mährischen Becken hin. Der Verlauf der lokalen Anomalien, besonders der Null-Linien, kann mit Verwerfungen identifiziert werden. Die Null-Linien haben dementsprechend auf der Karte der Residualanomalien eine wichtige Bedeutung.

Reflexionsseismik

Auf dem Grund der Reflexionsangaben werden die tektonischen Linien bei der geologischen Interpretation der Profile bestimmt. Die genaue Stelle der Bruchlinien kann nur in einzelnen Fällen auf den Seismogrammen entschieden werden.

Die auf den dynamischen Besonderheiten der Reflexionen beruhenden direkten Bestimmungen liefern wegen des Fehlens eines seismischen Leithorizontes nur wenig brauchbare Ergebnisse.

Unter den gegenwärtigen Verhältnissen benutzen wir die schon konstruierten Reflexionselement-Profile, wo die vermuteten Bruchlinien auf Grund der Anordnung und des Verlaufes der Reflexionselemente festgelegt wurden. Diese Kriterien sind natürlich mittelbar. Am häufigsten werden die folgenden verwendet:

- Die Verminderung oder das Ausfallen der Reflektoren unter der Bruchebene.
- Unterschiede zwischen den Neigungen von Elementen der verschiedenen Blöcke.
- Die Abweichung der Reflexionselemente von der regionalen Neigung.
- Die Verdichtung der Reflexionselemente an einigen Stellen, die wahrscheinlich den gebeugten Wellen entspricht.
- Bei den Halbantiklinalen drehen sich die Schichten infolge der plastischen Deformationen entlang der Brüche auf die abgesunkene Flanke um.
- Bei der Bezeichnung des Phantomhorizontes treten in den Polygonzügen Schlussfehler auf.

Diese Erscheinungen werden auf den benachbarten Profilen ausgesucht und der Korrelationszusammenhang untersucht. Wenn diese Kriterien auf den parallel laufenden Profilen zu finden sind, ergibt sich die Möglichkeit für die Verfolgung der vermuteten Bruchlinien. Neben den hier erwähnten Kriterien wenden wir die geologische Interpretation an. In das seismische Profil werden die Ergebnisse der Tief- und Strukturbohrungen und der geologischen Kartierung eingetragen. Die durch die Strukturerkundung und Kartierung bestimmten Verwerfungen werden nach grösseren Tiefen unter Berücksichtigung der Kriterien extrapoliert.

Bei der geologischen Interpretation tritt manchmal ein Unterschied zwischen den Daten der Phantomhorizonte und der Tiefbohrungen auf. Die Ursache liegt im Vorhandensein der Brüche, deren Nachweis durch die Benutzung all dieser Kriterien möglich ist. In Kenntnis der Tiefe der stratigraphischen Grenzen können wir die Grösse der Amplitude der Verwerfungen bestimmen. Infolgedessen sind die Tiefbohrungen nach Möglichkeit mit seismischen Profilen verbunden.

Die geologische Interpretation der Reflexionsmessungen ermöglichte die Lösung der wichtigsten Frage des geologischen Aufbaues und die Feststellung separater tektonischer Elemente in der Kleinen Donauebene und im Neogengebiet der Ostslowakei. So wurde die Hrussecker Verwerfung neben den bekannten tektonischen Linien im Wiener Becken nachgewiesen, die sich nach dem Abbohren als erdölführend erwies. Ebenfalls haben die seismischen Messungen eine an Verwerfungen gebundene erdölführende Struktur bei Závod nachge-

wiesen. Die Auffindung beider Vorkommen in einem geologisch gut bekannten Gebiet beweist den Erfolg der seismischen Messungen.

Im Gebiet des ostslowakischen Neogens haben wir 2,200 Profilkilometer gemessen. Durch die komplexe Aufarbeitung der Angaben konnte die Oberfläche der Torton-Sarmat-Grenze konstruiert werden. Bei den Mocsaraner-Toplanern- und den Puschov-Hlumecer-Bruchzonen haben die Verwerfungen eine karpatische und eine darauf senkrechte Richtung. Da haben wir viele und höfliche Strukturen nachgewiesen, die später durch Bohrungen bestätigt wurden.

Die erwähnten Beispiele dienen dazu, dass wir die Wirksamkeit der geologischen Interpretation der reflexionsseismischen und anderen geophysikalischen Methoden auch in solchen geophysikalisch komplizierten Gebieten, wie die der Karpatenbecken der Tschechoslowakei veranschaulichen können.

Eine solche geologische Bearbeitung des geophysikalischen Materials haben die tschechoslowakischen Geologen und Geophysiker vorgenommen. Die Zusammenarbeit erwies sich als erfolgreich und gibt die Möglichkeit zur Benutzung der Daten der geophysikalischen Messungen bei der Lösung der grundlegenden erdölgeologischen Probleme der Karpatendepressionen.

Л. ЭДЕД

О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

В своем докладе автор показывает, что для увязки геологических, геофизических и астрономических данных в системе, свободной от противоречий, Земля по ее строению, за исключением верхних 400 км, должна представлять собой силикатное вещество, богатое газами и летучими, которое по своему составу сильнее всего приближается к оливину. Ядро и внутреннее ядро Земли являются только фазой этого вещества под высоким давлением. Модель Земли с железным ядром не является пригодной для объяснения явлений, наблюдаемых в связи с Землей.

L. EGYED

ON THE INNER STRUCTURE OF THE EARTH

In his paper the author shows, that for combining the geological, geophysical and astronomical data in a consistent system the earth, regarding its structure, with the exception of its uppermost 400 km, must represent a siliceous substance rich in gases and volatiles, which in its composition comes nearest to olivine. The core and inner core of the earth are only high-pressure phases of this substance. The model of the earth, postulating an iron core, is not suitable for explaining the phenomena observed in connection with the earth.

A FÖLD BELSŐ FELEPÍTÉSÉRŐL

EGYED LÁSZLÓ

A Föld felépítésére és fejlődésére vonatkozó ismereteink részben földtani megfigyeléseken, részben geofizikai méréseken alapulnak. Mintegy három milliárd évnyi távlatban ismerjük a Föld felszínének alakulását, de megfigyelési adataink annál bizonytalanabbak, mennél messzebbre megyünk vissza az időben. Ismerjük a Föld belsejének fizikai tulajdonságait a Föld középpontjáig, de megfigyelési adataink bizonytalansága a mélységgel is növekszik. A nehézségek akkor is nagyok, ha a Föld anyagi felépítésének a kérdését vetjük fel méginkább, ha a Föld belsejének fejlődéséről akarunk tájékozódni. Mégis, ha a Föld fejlődését és felépítését együtt vizsgáljuk, következtetéseink megbízhatóbbak lesznek. Az alábbiakban e kettős szempont állandó figyelembentartásával indokoljuk a Föld belsejének legvalószínűbb anyagi felépítését.

A Föld anyagi felépítésére vonatkozó következtetésben a következőkre támaszkodhatunk:

a Földdel kapcsolatos fizikai megfigyelések; a gravitációs tér, árapályjelenségek, földrengéshullámok, mágneses és elektromos jelenségek, geotermikus jelenségek;

kozmozgóniai és kozmokémiai megfigyelések; az elemek eloszlása a térben, meteoritok eloszlása és összetétele, csillagok sűrűsége stb.;

kőzetek fizikai viselkedésére vonatkozó laboratóriumi kísérletek;

energetikai problémák;

a Föld történetének adatai;

elméleti kvantummechanikai és elméleti kozmogóniai megfontolások.

A Föld anyagi felépítésének első megközelítése az alkotó anyagok fizikai adatainak részletes ismeretével kezdődhet. A Föld belsejének fizikai adataira a legtöbb és a legrészletesebb következtetést a rugalmas hullámok segítségével nyerték. A rugalmas hullámok sebességeloszlása alapján Földünk kéregre, felső és alsó köpenyre, külső és belső magra osztható; a mag és a köpeny határán, valamint a külső és belső mag határán átmeneti öv van. Ugyancsak a rugalmas hullámok s főképpen a felületi hullámok vizsgálata tisztázta, hogy a köpeny felső részében egy hullámcsatorna létezik.

A rugalmas hullámok elsősorban sebesség-adatokat adnak. Kiegészítve azonban a gravitációs gyorsulásból lezármaztatható átlagos sűrűségértékekkel és a precesszióból meghatározható tehetetlenségi nyomaték értékkel, a sebességértékek eloszlása az Adams–Williamson-féle összefüggés alapján a többi fizikai adat eloszlását is szolgáltatja. Ezek az adatok adják az első lehetőséget, hogy a Föld belsejének fizikai felépítése mellett, anyagi felépítéséről is képet alkothassunk.

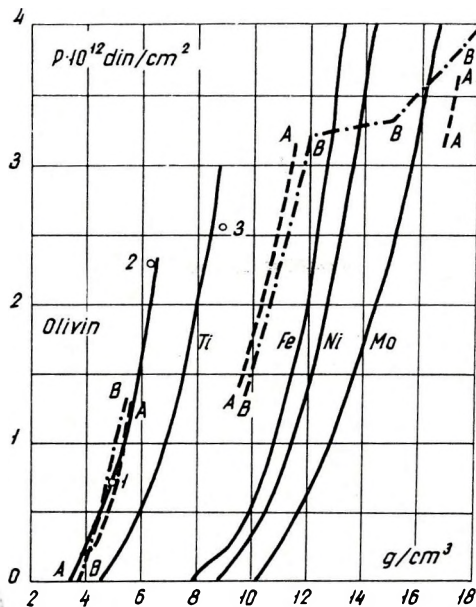
Könnyebb a köpeny felépítéséről képet alkotni. Itt a felszíni adatok is segítenek, hiszen a köpenyt borító kéreg s az óceán fenekén talán maga a köpeny felső része is közvetlenül jelentkezik. De képet kaptunk a mélyből jövő anyagokról a tűzhányótevékenység segítségével is. Megfigyeléseinket kiegészíthetjük a véges deformációk elméletéből levont következtetésekkel és a nagynyomású kísérletek eredményeivel. A köpenyre vonatkozó eredmények eléggé egyértelműnek mondhatók és legvalószínűbb, hogy a köpeny összetétele az olivin összetételéhez áll a legközelebb. Valóban az olivin nyomás-sűrűség görbéje eléggé egyezik a Föld belsejére megfigyelési adatokból származtatott mélység-sűrűség görbével. (Altschuler and Kormer, 1961).

A vizsgálatok azt is kimutatták, hogy a köpeny alsó része feltétlenül homogén összetételű és az a tény, hogy az olivin nyomás-sűrűség görbéjének nagynyomású szakasza egybeesik a köpeny alsó részére megfigyelt mélység-sűrűség görbével, — ezt alá is támasztja. A köpeny alsó részének pontosabb összetételére még visszatérünk.

A földmag és az átmeneti övek kérdése azonban már nagyobb bonyodal-makat okoz. A sűrűség hirtelen megnövekedésére, a magbelső folyékony halmazállapotára ugyanis nehezen adható olyan megoldás, amely valamennyi mai megfigyeléssel egybevágh.

A Föld magjáról alkotott és még ma is széles körben elfogadott klasszikus feltevés magán viseli a Naprendszer keletkezésének régi elméletét, és a felszíni körülmények között fellépő differenciáció lehetőségét kiterjeszti az egész Földre. A Föld magjáról ui. azt tételezi fel, hogy az vasból, ill. annak valamilyen ötvözetéből áll.

A nagynyomású kísérletek azonban bizonyítják, hogy a Föld magja nem állhat tiszta vasból vagy vasnikkel ötvözetből, mert a vas nyomás – sűrűség görbéje élesen eltér a mag nyomás – sűrűség görbájától (1. ábra).



1. ábra. Nyomás és sűrűség kapcsolata egyes anyagoknál

Фиг. 1. Зависимость густоты от давления для отдельных веществ

Fig. 1. The connection between pressure and density for individual materials

Még nehezebb a kérdés a Föld belső magjával kapcsolatban. Bullen (1963) legújabb eredményei szerint a Föld középpontjában a minimális sűrűség 15 gcm^{-3} -nak vehető. Ekkor azonban a földmag számára a vas sem megfelelő sűrűségű anyag. A feltételt leginkább a molibdén közelíti meg, ezt viszont a molibdén kozmoszbeli gyakorisága nem igen támasztja alá.

A csillagok között azonban találunk olyanokat, amelyeknek a sűrűsége több százezer, sőt millió gcm^{-3} is lehet. Itt tehát a sűrűség nagyságának magyarázatát nem lehet anyagi összetételben keresni.

Az anyag sűrűségének megnövekedése bizonyos körülmények között a fellépő nagy nyomások következtében is előállhat. Ez ugyanis legtöbbször a külső elektronhéjak elfajulásával is az anyagszerkezet fémessé válásával jár. Ilyen nagynyomású degenerált állapot homogén anyagi összetételű Föld esetében is adhat a fizikai megfigyeléseknek megfelelő képet, mert ilyenkor a sűrűség kizárólag a nyomás függvényeként szerepel.

A lökeshullámokkal előállított nyomás – sűrűség összefüggések azonban ezeknek a nagynyomású állapotoknak a létezését nem igazolták, ha tény-

legesen nem is cáfolták meg (Altschuler et. al. 1961). Ennek az oka talán a rendkívül rövid időtartamban és a nagy hőmérsékletben keresendő.

Ha azonban elfogadjuk, hogy a földmag vas és könnyebb szilikátok összetételéből áll, akkor az első nehézséget a Föld felszínének alakulása, a kontinensvándorlások kérdése, az óceáni medencék kialakulásának a problémája okozza.

A kontinensek vándorlása és egyéb jelenségek megmagyarázhatók a konvekciós áramok segítségével is. A konvekciós áramok termikus okokból fellépő ciklikus magmamozgások a köpenyben, amelyek képesek erőhatásokat átvinni a kéregre, és ezzel a kérget vagy tekintélyes részét elmozdítják.

A magmaáramok azonban Knopoff újabb vizsgálatai szerint csak mintegy 1000 km mélység alatt jöhetnek létre. Ezt alátámasztja az is, hogy a hőfluxus a Föld felszínén néhány jellegzetes, de elhanyagolható kiterjedésű helytől eltekintve állandó. Ez pedig azt jelenti, hogy ha vannak is magmaáramok, azok szükségképpen igen mélyen vannak és szerepük a kéreg alakításában nem lehet jelentős. A nagy hőfluxusú helyek pedig egybeesnek az óceáni árkokkal, amelyek mentén a terület földrengéseinek epicentrumai helyezkednek el. Ez pedig azt is jelenti, hogy a Föld nagy területei húzás alatt vannak, s a helyi földrengések, valamint a hőenergiatöbblet a húzások következménye.

A mesterséges holdak pályasíkjainak változásából azt a következtetést vonták le, hogy a Föld felső 700–800 km mélységű övében komoly nyírófeszültségek halmozódhatnak fel, hiszen a Föld a déli és az északi sarkon nem egyformán lapult. Ezzel szemben, ha a Földet felépítő anyagok plasztikus viselkedését nézzük, akkor azt látjuk, hogy a Föld – még legfelsőbb részein is – igen hamar reagál a fellépő erők hatására. Ezt bizonyítja az Antarktisz kiegyensúlyozottsága és a skandináviai emelkedés. Feltétlenül szükséges tehát valamilyen belső energiakészlet, amely a feszültségeket állandóan fenntartja. Lényegében ezt bizonyítják az újabb és újabb földrengések is. Ezek energiájának állandóan pótlódnia kell. Itt is beszélhetnénk a konvekciós áramok szerepéről, de akkor a nagyobb feszültségfeloldódásának mélyebben kellene lennie.

Ha azonban ezt meg is magyarázhatnánk a konvekciós áramokkal, az nem magyarázható meg, hogy a középső devon idején az év napjainak száma 400 volt, míg ma csupán 365. Ezt vagy lényegesen erősebb shelfsúrlódás, vagy pedig a Föld sugarának lényeges megnövekedése okozhatta. Az ennek megfelelő sugárnövekedés a dagálysúrlódások elhanyagolása esetén 0,7–1,5 mm/évek felel meg.

Ugyanekkora sugárnövekedés adódik a paleogeográfiai térképekből is.

Ha a Föld expanzióját vesszük a központi mozgóerőnek, akkor mind a földrengésenergiák, mind pedig a köpenyben levő feszültségek megmagyarázhatók, sőt kontinensvándorlás sugárnövekedés-szükséglete is biztosítható a nap-hosszabbodás megkívánta nagyságrenddel. A klasszikus vasmagos modell alapján magyarázva az expanziót, legalábbis egy nagyságrenddel kisebb sugárnövekedést kapunk, még akkor is, ha a Dirac-féle kozmogónia érvényességét feltételezzük.

Ha viszont a Ramsey–Wade-vizsgálatok alapján elfogadjuk a magnak és a belső magnak degenerált állapotú szilikátos anyag-összetételét, akkor pl. a legutóbbi 600 millió évre 0,5–1,0 mm/év átlagos sugárnövekedés vezet-

hető le tisztán elméleti alapon. Ez pedig jó egyezés a geofizikai, földtani, ill. csillagászati adatokból levezetett értékkel.

Az összeállítást az alábbi két táblázat adja:

I. táblázat

A időparaméter jelenlegi értéke 10^9 év	Átlagos évi sugárnövekedés mm/év		Időtartam, amire az átlag vonatkozik (millió években)
	Bullen – Bullard-modell	Bullen – Jeffreys-modell	
	4,1	0,5	
4,5	0,46	0,92	650
5,0	0,41	0,83	720
5,5	0,37	0,75	800
6,0	0,34	0,69	870
7,0	0,30	0,60	1000
8,0	0,26	0,52	1160
9,0	0,23	0,46	1300
10,0	0,21	0,42	1440

II. táblázat

Meghatározás módja	Minimum mm/év	Maximum mm/év
Elméletileg	0,5	1,0
Paleogeográfiai adatok	0,5	1,6
Kontinentális felszín	0,8	—
Földforgás lassulása	0,6	1,5
Rengéses energia és magmás tevékenység energiája	0,5	1,0

Az első táblázat a sugárnövekedés elméleti értékeit adja a kétféle számított földmodellre az univerzum idő függvényében. A második táblázat az elméletileg számolt sugárnövekedési értékeket hasonlítja össze a geofizikai, földtani és csillagászati adatokból levezetett sugárnövekedéssel. A kétféle adatsor egyezése igen jó.

A nagynyomású fázisok létezése és a Dirac-féle kozmogónia elfogadása azonban a Föld fejlődésére – mint azt már másutt bizonyítottuk – azzal a következménnyel is jár, hogy a Földben fel kell lépnie egy kissebességű csatornának, amely egyúttal egy sűrűségmaximum gömbövet is jelent. Ennek a gömbövénynek a Föld története folyamán – az óceáni területeken – elvileg ki kellett vékonyodnia.

A köpeny Rayleigh hullámaiból származó adatok ezzel teljesen összhangban állanak. Az is következik ebből, hogy míg a csatorna öve felett a Föld anyaga viszonylag szegény volatilkokban és gázokban, addig a mélyebb részeknek gázokban és volatilkokban gazdagoknak kell lenniük.

Összefoglalva: a fizikai vizsgálatok jelenlegi adatai és a Föld fejlődésének adatai csak akkor egyeztethetők össze, ha a Föld belső szerkezetének nem a vasmagos felépítése mellett foglalunk állást. Egységes magyarázatot akkor adhatunk a Föld felépítésére és jelenségeire, ha elfogadjuk a nagynyomású degenerált fázisok létezését és a Dirac-féle kozmogónia érvényességét.

Ebben az esetben a Föld legfelsőbb 400 km-étől eltekintve, gázokban és volatilkokban gazdag, az olivinhez hasonló, nagyban és egészben homogén összetételű anyagból áll (Egyed, 1960). A Föld magja és belső magja ugyanannak az anyagnak más és más mértékben degenerált formái. Az átmeneti övek első-sorban azért jelentkeznek, mert bizonyos határokon belül az alkotó anyagoknak más és más a degenerációhoz szükséges kritikus nyomásuk.

IRODALOM

- Altschuler, L. V. and Korner, S. B.:* On the internal structure of the Earth. Bull. (Izv.) Ac. Sci. USSR. Geophysics Series No. 1. 18–21. 1961.
- Bullen, K. E.:* Density in the Earth's core. XIII. General Assembly IUGG. Abstract of Papers III. 157. 1963.
- Egyed L.:* On the origin and constitution of the upper part of the Earth's mantle. Geol. Rundsch 50. 225–234. 1960.

G. I. KRUGLYAKOVA

THE INTERPRETATION OF MAGNETIC ANOMALIES AND THE DEEP TECTONIC STRUCTURE OF SUB-CARPATHIA

On the basis of common qualitative and quantitative interpretation of magnetic maps and of the map of gravity anomalies the author has plotted the tectonic scheme of Sub-Carpathia and marked out new areas for mineral prospecting.

The author analyses the reasons of deviation between magnetic and gravity anomalies in Sub-Carpathia. She determines the approximate thickness of the crust and expounds her assumption concerning the basaltification of the „granite” layer in this area.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ И ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА ЗАКАРПАТЬЯ

Г. И. КРУГЛЯКОВА

Особенности тектонического строения верхних структурных этажей Советских Карпат и Закарпатья изучались в течение почти ста лет многими исследователями и изучены достаточно детально. В противоположность этому строение глубоких горизонтов земной коры описываемого региона выяснено мало. Наиболее важные представления по этому вопросу разработаны С. И. Субботиным (1955).

Данные, выполненных в последние годы аэромагнитных исследований Закарпатья, а также материалы глубинных сейсмических исследований, проведенных в разных районах СССР и зарубежных странах позволяют несколько по новому представить себе глубинное строение земной коры Карпат и Закарпатья и, соответственно, по лному объяснить поведение наблюдаемых здесь магнитных аномалий и аномалий силы тяжести.

Из анализа графиков ΔT_a отчетливо выделяются территории, характеризующиеся разными типами распространенных на их площадях аномалий.

I. Наиболее спокойное магнитное поле (рис. 1а) наблюдается на Чоп – Мукачевской равнине. Оно характеризуется относительно повышенным фоном со значениями плюс 30 – 50 гамм на западе, постепенно понижающимся на восток и приобретающим отрицательное значение порядка минус 30 гамм в районе Хуста и еще ниже далее на восток. Такое распределение аномального магнитного поля, по-видимому, связано с погружением в восточном направлении складчатого фундамента и горизонтов в осадочном чехле. На этом относительно спокойном региональном фоне выделяются как положительные, так и отрицательные аномалии, интенсивностью порядка 200 – 250 гамм, изометрической формы, по площади не превышающей 1 км². Часть из них совпадает с куполообразными возвышенностями рельефа амплитудой в 20 – 50 м, которые обусловлены интрузивными телами магмы кислого и среднего состава. Другие аномалии этого типа наблюдаются над совершенно ровной поверхностью и указывают на залегание магматических тел, тождественных вышеуказанным, на некоторой глубине ниже дневной поверхности.

На северо-востоке региона наблюдаются значительно более интенсивные аномалии. Они соответствуют зоне распространения пород вулканогенной толщи Выгорлат – Гутинского пояса. В разных частях этой зоны аномалии не одинаковы по типу, что по-видимому, находится в связи с расчлененностью вулканогенной толщи на отдельные блоки.

На северо-западе региона распространены пилообразные аномалии небольшой интенсивности, порядка 100–150 гамм (рис. 1б) приуроченные к залегающим у поверхности образованиям паннонского возраста – эффузивно-туфогенной свиты андезито-базальтов, андезитоацитов, авгиотогипертенновых андезитов и их вулканических брекчий.

Обращают на себя внимание отрицательные аномалии, расположенные полосой вдоль северной границы Выгорлат–Гутинского хребта в его северо-западной части. (Рис. 1в). Интенсивность этих аномалий достигает 350–400 гамм при съемке с высоты 140 м. Они наблюдаются на площади распространения тех же пород, что и предыдущие для которых, как уже отмечалось, характерен тип пилообразных нечетко выраженных аномалий. Для этих аномалий характерно необычное для нашего полушария расположение отрицательной и положительной части: отрицательная их часть располагается с юга, а положительная с севера.

Сопоставление с геологической картой, линейность и большая протяженность этих аномалий и выясненная в результате соответствующих расчетов малая мощность возмущающих тел указывают, что эти аномалии связаны с разломами, пересекающими небольшую по мощности толщу магнитных, вероятно туфогенных, образований, т. е. они обусловлены разрывной тектоникой, характерной для северной границы Выгорлат–Гутинского хребта, отделяющей его от Карпатского антиклинория. Здесь проходит крупный разлом с поднятым северным и опущенным южным крылом с большим количеством „опережающих” трещин субширотного простирания, которые прекрасно прослеживаются как по карте графиков так и по карте изодинам.

Отрицательные магнитные аномалии наблюдаются и на юго– западной границе Выгорлат–Гутинского хребта (рис. 1д) на юго-восток от Ужгорода и на юг- и юго-восток от Мукачево. Для этих аномалий характерна резковывраженная асимметрия – очень интенсивный до – 1000 минимум на юге и слабо выраженный положительный максимум на севере. Аномалии, сравнительно небольшие по занимаемой площади (5–10 кв.км.). Такой их тип, по аналогии с ранее изученными наземной съемкой аномалиями района Запсонь–Берегово (рис. 1г), позволяет предполагать, что они отображают подводящие каналы обратно-намагниченных пород кислой магмы (липариты сарматского возраста).

В. С. Соболевым было высказано предположение о том, что подводящий канал купола, как особый геологический элемент обуславливает наличие необычных для наших широт отрицательных магнитных аномалий. По поводу вызывающих их причин мною было высказано два предположения, а именно: или обратная полярность объясняется микроструктурным планом породы – перемагничиванием мельчайшего магнетита, ранее выпавшими крупными кристаллами гематита, или она связана с перемагничиванием пород гранитной магмы в канале за счет прохождения их в уже застывших и ранее нормально намагниченных породах. Приуроченность к липаритовым куполам этой зоны интенсивной положительной гравитационной аномалии дает основание предположить отсутствие на глубине самостоятельного очага гранитной магмы и возникновение липаритовых куполов за счет дифференциации подстилающего их массива основных изверженных пород.

В центральной части Выгорлат–Гутинского хребта, в области распространения самых молодых пород оливиновых базальтов, андезито-базальтов и их брекчий наблюдаются интенсивные спокойные по форме положительные аномалии. Характерны их большие площадные размеры (от 20 кв. км., примерно до 100 кв. км. и больше). Породы обуславливающие эти аномалии, имеют нормальную намагниченность, что отображается наличием большого положительного максимума над южной частью тела и меньшего по интенсивности минимума над северной (рис. 1е).

Для этого типа аномалий характерен перегиб положительной части кривой ΔT_a разделяющей ее на две части, как бы обусловленные разными телами. Северная положительная часть кривой с соответствующей отрицательной частью отображает зону разлома с подводящими каналами, тогда как южная часть положительной кривой, как это показывают проведенные расчеты, характеризуют трог, заполненный излившимися породами основной магмы.

Район реки Боржавы характеризуется спокойным безаномальным полем, по-видимому, в связи с тем, что толща вулканогенных пород здесь размыта почти до основания и у поверхности распространены подстилающие ее породы осадочной толщи.

Южнее в районе гор. Великий–Шелес–Острый верх, Тлустый верх и др. также наблюдаются большие по площади, интенсивные положительные аномалии, обусловленные наиболее молодыми основными породами оливиновых базальтов и андезитобазальтов.

При общем обзоре карты ΔT_a выделяется большая область мозаичных аномалий северо-западной части Выгорлат—Гутинского вулканического хребта, проявляющаяся на фоне нулевых и слабо положительных значений.

Отчетливо видно уменьшение мозаичности и переход к большим по площади аномалиям восточной части описываемого региона. Граница изменения характера аномалий проходит через Берегово—Мукачево—Свалява, т. е. по разлому с направлением которого совпадает течение реки Латорицы.

В центральной части Выгорлат—Гутинского хребта от р. Латорицы до р. Баржава выделяются три большие по площади аномалии, расположенные в районе гор. Борлино-Дил, Бужора и Сняк. Южнее реки Латорица, в районе гор. Великий Шолес, прослеживается группа положительных аномалий.

Положительные аномалии большей интенсивности сравнительно близко совпадают с выявленными А. А. Богдановым вулканическими очагами паннонского времени.

Магнитные аномалии в зоне вершин Выгорлат—Гутинского хребта ориентированы субширотно и располагаются кулисообразно по отношению друг-друга. Они под углом до 20—30° пересекают осевую зону гравитационного максимума, разграничивающего Карпаты и Закарпатье и отображающего глубинный разлом. Такое соотношение региональной гравитационной и пересекающих его магнитных аномалий свидетельствуют, во-первых о том, что региональный разлом оперяется секущими его локальными дизъюнктивными нарушениями и, во-вторых, указывает на последовательное ступенчатое погружение с запада на восток тектонических блоков, на которое разбито Закарпатье. При этом наиболее приподнятый блок, соответствующий северо-западной части Выгорлат—Гутинского хребта сильно размыт и наблюдаемое здесь мозаичное аномальное магнитное поле отображает формы залегания, по-видимому, сарматских отложений, т. е. более древних комплексов, чем на остальной территории.

В центральной, тектонически более опущенной части Выгорлат—Гутинского хребта сохраняющаяся от размыва мощность эффузивной толщи соответственно значительно больше и наблюдаемые здесь магнитные аномалии отображают условия распространения самых молодых вулканогенных пород паннонского времени. Наконец, в районе г. Великий Шолес, расположенном за крайним восточным разломом, тектоническое погружение возрастает еще больше и здесь соответственно положительные аномалии выделяются на отрицательном фоне большей интенсивности.

С целью получения более объективной характеристики возмущенности аномального магнитного поля нами составлена схема отношений длины графиков ΔT_a на данном участке к единице длины прямой линии условно названная нами „схемой изрезанности” (рис. 2).

Схема дает важную дополнительную характеристику распределения аномалий магнитного поля описываемого района по его возмущенности, особенно в тех местах, где аномалиеобразующие тела разбиты трещинами.

Положительной стороной этой схемы является то, что она построена по точкам, равномерно расположенным по всей площади, одинаково освещает возмущенность поля в различных частях исследуемого региона и отчетливо подчеркивает наличие нарушенных аномалиеобразующих тел.

На этой схеме наиболее отчетливо выделяются в Закарпатье аномалии, отражающие главные разломы и трещины субмеридионального простирания к которым приурочены нарушенные магнетические тела.

Схема глубин залегания возмущающих тел района Закарпатья (рис. 3.) рисует глубины тел различных по природе, как-то: эффузивных магматических пород различных циклов излияний миоценового времени, на большей части Выгорлат—Гутинского хребта выходящих на поверхность; эффузивных образований, представленных туфами и туфобрекчиями различного возраста, наконец, отдельные глубины относятся к интрузивным телам или подводным каналам эффузивов, также различного возраста. Таким образом, значения вычисленных глубин не позволяют составить карту изоглубин какой-либо геологически-единой поверхности.

Кроме того, аномалии подлежащие расчету распространены неравномерно, поэтому в одних местах схемы очень много точек с известными глубинами, а в других их нет или очень мало. Поэтому проведенные изолинии являются условными и в каждом случае характеризуют объекты разные по геологической природе и по возрасту.

В районах наиболее высоких вершин Выгорлат–Гутинского пояса все глубины поверхностей возмущающих масс лежат выше уровня моря в пределах от +250 м до +1000 м. Отсюда следует, что все аномалии северо-восточной части Выгорлат–Гутинского пояса отображают внутреннее строение залегающего у поверхности эффузивного вулканического комплекса. У южной границы его распространения выделяется зона глубин, лежащих ниже и значительно ниже уровня моря (в пределах от 0 до –600 м). Аномалии этой последней зоны соответствуют трогу шириной порядка 6–7 км, заполненному эффузивными породами и протягивающемуся вдоль всего южного склона Выгорлат–Гутинской вулканической гряды.

Несколько южнее трога намечается уменьшение глубин и их значения здесь составляют от 0 до +250 м.

Юго-западнее, примерно вдоль прямой линии, совпадающей с нулевой изолинией, происходит новое увеличение глубин до отметок от 0 до –250 м, а на отдельных, однако очень малых по площади участках – до –250, –1000 м. На фоне глубин лежащих ниже уровня моря прослеживается зона глубин варьирующих от 0 до +200 м. Эти глубины относятся к телам, залегающим вблизи от дневной поверхности или выходящим на нее.

Наибольшие глубины наблюдаются северо-восточной антиклинальной складки Чоп–Береговского холмогорья и, по-видимому, соответствуют синклиналильному прогибу. В других местах изученного региона картина распределения глубин менее четкая, вероятно, отдельные встречающиеся здесь большие глубины – порядка до –1000 м, соответствуют подводящим каналам пород более древнего возраста (сарматского или древнее), тогда как подводящие каналы молодых паннонских образований фиксируются очень малыми глубинами.

Схема вертикальных мощностей (рис. 4.) также как и схема глубин до верхней кромки возмущающих масс отображает разные по природе тела, но тем не менее позволяет выявить отдельные важные особенности тектонического строения исследуемого региона.

Вертикальные мощности магнитоактивных масс в районе северо-восточной части Выгорлат–Гутинского хребта сравнительно невелики и, как правило, не превышают 500 м. Только на площадях отдельных вершин, которые, по-видимому, соответствуют жерлам подводящих магму каналов поннонского времени наблюдаются мощности, превышающие тысячу метров.

Трог намеченный на схеме глубин юго-западнее основной линии вершин этого хребта, характеризуется мощностями заполняющих его эффузивов, превышающими 500 и в отдельных точках достигающими 4500 м.

Юго-западнее выделяется полоса карпатского простираения, для которой отмечается уменьшение мощности эффузивов и, которая вероятно отвечает антиклинали, ограничивающей трог с юго-запада.

Далее на юго-запад картина распределения мощностей нечеткая и только у подножья Чоп–Береговских возвышенностей вновь наблюдаются большие мощности, достигающие 4500–5000 м. Полоса больших мощностей этой зоны вероятно отображает наиболее погруженную часть синклиналильного прогиба, который ограничивает с северо-востока Чоп–Береговскую антиклинальную складку.

По магнитным аномалиям Закарпатья рассчитывались также и значения намагниченности возмущающих тел. Данные расчетов отображены на схеме (рис. 5.).

Северо-западная часть региона, относящаяся к Выгорлат–Гутинскому поясу, характеризуется распространением наиболее магнитных пород. Их интенсивность намагниченности превышает $500 \cdot 10^{-6}$ cgs. В отдельных участках этой полосы наблюдается и большая интенсивность намагниченности, достигающая $2000 - 3000 \cdot 10^{-6}$, а на трех-четырёх небольших площадях даже $8000 - 10 \cdot 10^{-6}$.

Чоп–Мукачевская впадина характеризуется группой пятен средней и малой интенсивности намагниченности (от $100 - 200 \cdot 10^{-6}$ до $500 - 1000 \cdot 10^{-6}$ cgs), которые отображают отдельные интрузивные тела и значительные толщи эффузивных пород, залегающих, главным образом, в трогах. Вероятно это андезиты и их туфы более древние по возрасту (сарматские), чем андезитобазальты Выгорлат–Гутинского хребта, которые имеют интенсивность намагниченности от $200 - 400 \cdot 10^{-6}$ до $8000 - 10\,000 \cdot 10^{-6}$.

Отдельные пятна на малых площадях, характеризующиеся намагниченностью более $500 \cdot 10^{-6}$ cgs и в некоторых случаях достигающие значений $2000 - 3000 \cdot 10^{-6}$ соответствуют интрузивам и их подводящим каналам.

Схема интенсивности намагничивания горных пород, построенная по расчетам аэромагнитных аномалий, находится в хорошем соответствии с результатами лабораторных исследований магнитных характеристик горных пород, которые производились нами для всей этой территории.

Материалы магнитометрических исследований, проинтерпретированные совместно с картой аномалии силы тяжести позволяют, как уже указывалось выше, несколько расширить представления о тектоническом строении региона, особенно в отношении структурных форм, образуемых неогеновым комплексом.

Область Закарпатских впадин ограничивается двумя полосами положительных гравитационных аномалий: на севере Перечин—Долгое и на юге Чоп—Береговое—Вышово (рис. 6.). Обе эти полосы связаны с глубинными разломами и на поверхности фиксируются распространением разновозрастных и разных по составу изверженных пород.

Между ними располагается узкая гравитационная депрессия, расширяющаяся и углубляющаяся в восток-юго-восточном направлении и обширный Мукачевский максимум силы тяжести.

Наблюдаются сложные и неоднозначные соотношения гравитационных и магнитных аномалий, а именно: гравитационной депрессии соответствует Выгорлат—Гутинская зона интенсивных положительных аномалий магнитного поля, зоне Мукачевского гравитационного максимума-относительно спокойное магнитное поле и, наконец, к полосе гравитационных максимумов Чоп—Берегово—Вышово приурочены относительно интенсивные магнитные аномалии.

По-видимому, это находится в связи с тем, что аномалии силы тяжести, в основном, отображают особенности глубинного строения земной коры и лишь отчасти структуру ее верхних комплексов, тогда как магнитные связаны, главным образом с магматическими породами неогенового чехла, как кислой, так и основной магмы. Их связь с более древними магматическими образованиями, залегающими на относительно больших глубинах, незначительна.

В. С. Буровым (1958) составлены карты фаций сарматских и паннонских отложений Закарпатья. Для нижнего сармата выделены область суши, соответствующая современным Карпатам, полоса распространения мощных туфов и липаритовых куполов Чоп—Берегово—Вышово и заключенная между ними область накопления морских осадков-мелководных по краям и глубоководных в центральной части (рис. 7.). Таким образом, общий план распределения фаций сармата хорошо согласуется с гравитационной картиной, причем полоса мощных туфов и липаритовых куполов соответствует полосе интенсивных гравитационных максимумов Чоп—Берегово—Вышково, а граница между Карпатской сушей и центральной областью прогибания близко совпадает с полосой максимумов Перечин—Долгое. Обращает внимание соответствие центральной области накопления наиболее мощных толщ нижнего сармата зоне Мукачевской положительной аномалии силы тяжести, что позволяет рассматривать эту зону как грабен, по-видимому, с сильно переработанной и базальтифицированной земной корой.

Распределение фаций нижнего паннона (рис. 8.) свидетельствует о неизменности положения северной границы впадины и существенной перестройке структурного плана в южной части региона. В это время потеряла свое тектоническое значение Чоп—Берегово—Вышковская зона разломов, ограничивающая впадину с юга, она втянулась в общий процесс прогибания Паннонской (Венгерской) впадины и в связи с этим Закарпатские впадины превратились в окраинную зону этой депрессии. При этом северная часть Закарпатских впадин, судя по мощности паннонских осадков, в это время характеризуется относительно слабым прогибанием, а южная значительно более интенсифицируется. Граница между этими двумя зонами проходит по линии Иршава—Хуст и характеризуется хорошо выраженной полосой резкого изменения градиента нарастания мощностей. По-видимому, в это время ей соответствовали уступы или линия резкого перегиба фундамента. Примерно вдоль этой линии, соответствующей осевой зоне Чоп—Мукачевской впадины, условно намечается протяженный разлом запад-северо-западного простирания. Он фиксируется отрицательными магнитными аномалиями южнее Ужгорода и в районе Мукачева. Тип этих аномалий аналогичен аномалиям, приуроченным к липаритовым куполам Чоп—Береговской полосы их распространения, и по аналогии с ними, аномалии центральной полосы рассматриваются как указания на наличие здесь липаритовых образований сарматского возраста. Эти излияния липаритов приурочены к пересечениям предполагаемого центрального разлома с разломами субмеридионального направления.

Положительные магнитные аномалии, соответствующие по площади гравитационной депрессии, отображают глубокий трог, заполненный эффузивными породами основной магмы не имеющими корней на глубине. Наиболее мощные скопления эффузивных пород закономерно располагаются на некотором расстоянии к юго – юго-западу от подводящих каналов зоны разлома Перегин – Долгое. При этом в полосе между подводящими каналами и осевой зоной трога мощность эффузивов незначительна, что свидетельствует о подъеме в сторону Карпат отложений, подстилающих эффузивы и на наличие здесь антиклинальной складки. Таким образом выясняется, что Карпаты надвинуты на окраинную антиклиналь Закарпатских впадин (рис. 9.).

Помимо трех продольных разломов Карпатского простираения Закарпатские впадины рассекаются крупными поперечными нарушениями. Наблюдаемая с запада на восток смена характера магнитных аномалий позволяет разделить территорию Чоп – Мукачевской впадины на два основных блока, разграниченных примерно вдоль субмеридиональной линии Берегово – Мукачево – Сусков. К западу от нее фундамент и соответственно комплексы осадочных пород (в том числе неогеновых образований) относительно приподняты. На последнее указывает тип магнитных аномалий, которые свидетельствуют о малой мощности паннонских эффузивов, по-видимому, в связи с их глубокой эрозией. В восточном блоке фундамент опущен глубже, а паннонские эффузивы имеют соответственно большую мощность.

В западном блоке Закарпатья ширина Выгорлат – Гутинского пояса больше, чем в восточном, причем в пределах восточного блока на Выгорлат – Гутинский пояс надвинуты юрские отложения Карпатской складчатой области, а в пределах более широкого западного блока палеогеновые. При переходе от одного блока к другому наблюдается резкий излом южной границы Карпат и ее кулисообразное смещение к югу. Таким образом, субмеридиональный разлом, разграничивающий Западный и Восточный блоки из области Закарпатья, переходит в пределы Карпат и, следовательно, пересекает две структурно-различные области.

Оба указанных блока системой субмеридиональных разломов низших порядков, в свою очередь подразделяются на отдельные глыбы, последовательно погружающиеся при переходе от западных к более восточным. В частности, это находит отражение в очертании южной границы гравитационной депрессии, соответствующей неогеновому трог (рис. 10.).

Разломы, пересекающие западный блок ориентированы в субмеридиональном направлении. Разломы пересекающие восточный блок ориентированы в северо – северо-восточном направлении, т. е. перпендикулярно Карпатам и под углом около 30° по отношению к разлому западного блока. Западные разломы по-видимому, заложены в сарматское время, на что указывает приуроченность к ним отрицательных магнитных аномалий, характерных для сарматских липаритовых куполов. В паннонское время начинают развиваться восточные разломы северо – северо-восточного простираения, особенно разлом, расположенный непосредственно западнее Хуста. Это подтверждается приуроченностью к нему подводящих каналов паннонского времени и резким изломом Выгорлат – Гутинского эффузивного пояса в целом. Два других разлома ССВ простираения, подобно Хустскому, проявляются в изгибах южной границы неогенового трога и служат поперечными перемычками, подразделяющими его на отдельные впадины. Это находит четкое отображение в очертаниях соответствующей этому трог отрицательной региональной гравитационной аномалии и в наличии в пределах ее площади локальных минимумов силы тяжести, разделенных поперечными перемычками вдоль линий всех описанных разломов.

В общем плане Закарпатские впадины характеризуются наличием в неогеновом комплексе антиклинальных и синклинальных структур Карпатского простираения, рассеченных в осевых зонах антиклиналей протяженными продольными разломами и подразделенных поперечными разломами на отдельные кулисообразно расположенные звенья.

Как известно, с липаритовыми образованиями сарматского возраста Чоп – Береговской зоны связаны месторождения цветных металлов, золота, барита и других полезных ископаемых.

Выявление, примерно, по линии Ужгород – Мукачево – Иршава центрального разлома, с приуроченными к нему предположительно липаритовыми куполами, фиксируемыми отрицательными магнитными аномалиями, значительно повышает перспективу открытия в Закарпатье месторождений перечисленных выше полезных ископаемых.

Проведенный анализ аномалий магнитных и гравитационных полей Закарпатья позволяет на основании имеющихся глубинных разрезов земной коры сопредельных районов, с учетом известных соотношений между значениями аномалий силы тяжести, рельефом поверхности твердой оболочки Земли и глубинами до поверхности Мохоровичича дать предположительный разрез земной коры описываемого региона.

В качестве исходных данных принимаются следующие данные:

1. Мощность земной коры Русской платформы равна примерно 40 км, в том числе осадочный чехол 0–5 км, слой „гранитов” 15–20 км и „базальтов” до 20 км, с соответствующими им плотностями равными 2,40–2,60, 2,75 и 2,90 и плотностью подкорового субстрата 3,10.

2. Плотность мезо-кайнозойского чехла Карпат повидимому, достигает в среднем около 2,50–2,60, что принимается нами в связи с большой мощностью (8–10 км) и сильной дислоцированностью этого комплекса, а в Закарпатье, в связи с развитием здесь мощных малоуплотненных отложений неогена порядка 2,40.

На основании этих исходных данных А. А. Борисов используя палетки и другие методы расчетов гравитационных аномалий, определил разрез земной коры этого региона.

Для осевой зоны Карпатской гравитационной депрессии разрез может быть представлен так: мезо-кайнозойский чехол до 10 км, „гранитный” слой (складчатый палеозой и докембрий) около 15 км, и „базальтовый” около 20 км, и, соответственно, глубина до поверхности Мохоровичича около 45 км.

В Закарпатье кровля палеозойского складчатого фундамента погружена, повидимому, в среднем на меньшую глубину чем в области Карпат, но все же лежит достаточно глубоко, вероятно, на глубинах от 6 до 10 км и, следовательно, разность уровней залегания палеозойского фундамента не может объяснить разность значений напряженности силы тяжести Карпат и Закарпатья.

Учитывая так же широкое развитие в Закарпатье неогеновых магматических пород и, повидимому, значительное насыщение ими более глубоких горизонтов разреза и путем сопоставления значений силы тяжести Паннонской впадины, Закарпатья и Карпат схематический разрез земной коры в зоне Мукачевской региональной положительной аномалии силы тяжести представляется так: неоген, палеоген, мезозой мощностью до 6–10 км, слой „базальтов” около 15–30 км, глубина до поверхности Мохоровичича порядка 35–40 км, т. е. на 5–10 км меньше чем в Карпатах. Главное же отличие Закарпатского разреза от Карпатского и Паннонского заключается в том, что в зоне Закарпатских впадин на большей части их площади сильно сокращен по мощности или полностью отсутствует слой — „гранитов”, уничтоженный при формировании этих впадин (в результате его дробления и базальтификации путем насыщения дериватами основной магмы) (рис. 11).

Абсолютные значения положительной Мукачевской аномалии силы тяжести однако свидетельствуют, что процесс базальтификации кристаллического фундамента „гранитного слоя” до конца не дошел и вероятно только существенно повысилась основность слагающих его кристаллических пород. Сравнительно небольшие значения магнитных аномалий и их тесная связь с магматическими телами неогенового комплекса также свидетельствует, что базальтификация „гранитного” слоя произошла не до конца и не за счет внедрения больших отдельных порций основной магмы, так как интрузивные тела основного состава должны были бы проявиться интенсивными магнитными аномалиями, — а путем общего повышения основности фундамента. Только мелкие локальные гравитационные максимумы, совпадающие с магнитными, повидимому, непосредственно соответствуют внедрениям основной магмы в верхние слои коры, вплоть до неогенового чехла.

Наконец, в пределах Паннонской впадины по данным Гальфи и Штегена (1960 г.) разрез земной коры представлен осадочным слоем мощностью 0–5 км, „гранитным” слоем до 20 км и тонким „базальтовым” — около 5 км, а поверхность Мохоровичича погружена всего лишь до глубины 25 км.

Таким образом разрез земной коры Карпат, Закарпатья и Паннонской впадины существенно различаются между собой как по общей мощности, так и соотношениям слагающих их слоев.

Между собой блоки земной коры этих регионов разделены глубинными разломами, со связанной с ними очень интенсивной магматической деятельностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. А. Беляевский, В. В. Федынский — Изучение глубинных недр Земли и задача сверхглубинного бурения. Сов. геол. № 12, 1961 г.
2. А. А. Богданов, Б. П. Высоцкий — Основные черты истории развития взглядов на тектонику Восточных Карпат. Тр. МГРИ им. Орджоникидзе, 1951.
3. А. А. Богданов — Основные черты тектоники Восточных Карпат. Советская геология, 1949, 40.
4. А. А. Богданов, И. В. Высоцкий, Ю. М. Пушаровский — Очерки истории развития взглядов на тектонику Восточных Карпат. Тр. МГРИ, 1950, 35.
5. А. А. Богданов, Б. Л. Гуревич, С. Я. Шершевская — Аномалии силы тяжести и их связь с главнейшими тектоническими элементами Западной области Украинской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1950 г.
6. А. А. Борисов — Аномалии силы тяжести горных областей. Прикл. геофиз., вып. 21, 1958 г.
7. А. А. Борисов, Г. М. Круглякова — Глубинное строение земной коры Закарпатья. Изв. АН СССР, сер. геол. № 11, 1962 г.
8. В. С. Бузов — Об условиях накопления сарматских и паннонских отложений Закарпатья. Геолог. сборник № 5–6, Изд. Львовского ун-та, 1958 г.
9. Гальфи, Штегена — Строение земной коры Венгрии. Геологич. журнал, вып. 20, 1960 г.
10. Р. М. Домницкая — Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости. Совет. геол. № 6, 1957 г.
11. В. П. Костюк — К вопросу о миоценовом вулканизме Закарпатья. Изв. АН СССР сери. геол. № 1, 1959 г.
12. Г. И. Круглякова — Влияние аксессуарных минералов на обратную полярность. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 2, 1956 г.
13. Г. И. Круглякова — Магнитные аномалии Закарпатья и их геологическая интерпретация. Геомагнетизм и аэрономия т. II, № 5, 1962 г.
14. А. А. Логачев — Методическое руководство по аэромагнитной съемке. Госгеол-издат, 1955 г.
15. Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская — Палеогеновая фаза вулканизма Восточных Карпат. Геологич. сборник № 4, Изд. Львовского университета, 1958 г.
16. К. П. Соколов — Геологическое истолкование магниторазведочных данных. Госгеол-издат, 1956 г.
17. В. И. Славин — О срединном Паннонском массиве Карпат. Геол. об. Львовского геол. об-ва. Изв. Львовского ун-та, 1958 г.
18. С. И. Субботин — О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры. Изв. АН СССР сер. геофиз. № 4, 1955.
19. С. И. Субботин — Глубинное строение советских Карпат. Из-во АН УССР, 1955 г.
20. В. В. Федынский — Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. Тр. МГК. XXI сессия, разд II, геофизика 1961 г.

A MÁGNESES ANOMÁLIÁK KIÉRTÉKELÉSE ÉS A MÉLYTEKTONIKA KÁRPÁTALJA TERÜLETÉN

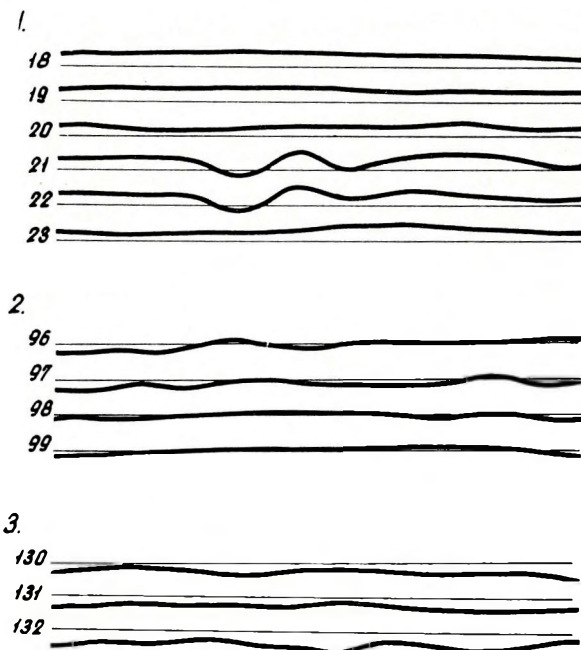
KRUGLJAKOVA G. I.

A Szovjet Kárpátokban és Kárpátalján a felső szerkezeti emeletek tektonikai felépítésének sajátosságait csaknem száz éven keresztül tanulmányozta számos kutató, így ezeket elég részletesen ismerjük. Ezzel szemben a földkéreg mélyszerkezetét még nem eléggé tisztázták e területen. Ezen a téren a legfontosabb elképzelések Sz. I. Szubbotyin (1955) nevéhez fűződnek.

A Kárpátalján az utóbbi évek folyamán végzett légi mágneses mérések adatai, továbbá a SzU különböző területein és a környező országokban végrehajtott szeizmikus mélykutatás lehetővé tette, hogy a Kárpátok és Kárpátalja területén újszerű képet alkossunk a földkéreg mélyszerkezetéről és ennek megfelelően magyarázzuk az itt észlelhető mágneses és gravitációs anomáliák alakulását.

A ΔT_a görbék elemzése alapján határozottan elkülöníthető három terület, amelyeken az anomáliák különböző jellegűek:

A legnyugodtabb mágneses tér (1a ábra) a csap – munkácsi síkságon figyelhető meg. Itt viszonylag magas az alapérték: a nyugaton +30, +50

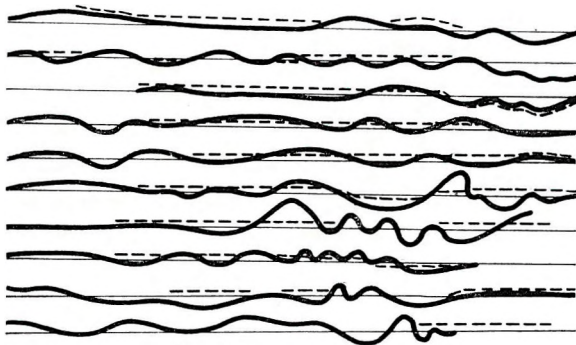


1a ábra. A mágneses tér típusai a csap – munkácsi medencében
1 nyugati rész – 2 központi rész – 3 keleti rész

Фиг. 1а Типы полей Чоп – Мукачевской впадины
1 Западная часть – 2 Центральная часть – 3 Восточная часть

gamma nagyságú értékek kelet felé fokozatosan csökkennek. Huszt környékén már -30 gamma nagyságrendűek és tovább kelet felé haladva még jobban csökkennek. A mágneses anomátiatérkép valószínűleg a gyűrt alaphegységnek, és az üledéktakaróban levő szinteknek keleti irányú süllyedésével függ össze. A viszonylag nyugodt regionális háttéren $200-250$ gamma nagyságrendű izometrikus alakú pozitív és negatív anomáliák rajzolódnak ki. 1 km^2 -t meg nem haladó területtel. Ezek egy része a domborzat kupolaszerű, $20-50$ m magasságú kiemelkedéseivel esik egybe, az utóbbiakat savanyú és közepes összetételű intruziós magmatestek idézik elő. Egyes anomáliák teljesen sík felszín felett észlelhetők, ezek arról tanúskodnak, hogy a fentiekkel azonos magmaképződmények a földfelszín alatt bizonyos mélységben helyezkednek el. A terület ÉK-i részén jóval intenzívebb anomáliák jelennek meg. Ezek az anomáliák a Vihorlát–Gutin vulkáni eredetű kőzet-összetételének kifejlődési területére esnek. E terület különböző részein az anomáliák nem azonos típusúak, ami nyilvánvalóan arra vezethető vissza, hogy a vulkáni eredetű összetétel egyes tömbökre tagolódik.

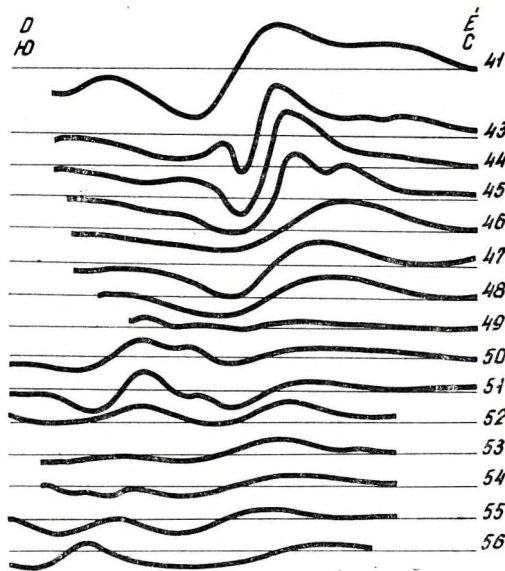
A terület ÉNy-i részén kisebb intenzitású, $100-150$ gamma nagyságrendű fűrészfog alakú anomáliák vannak (1b ábra), ezek a felszínnél levő pannóniai képződményekhez: andezit-bazalt, andezit-dacit, augit-hiperszten-andezit effúzív tufás eredetű összeteléhez és ezek vulkáni breccsáihoz kötöttek.



1b ábra. Az anomáliák típusa a nyugati tömb területén
 Фиг. 1б Типы аномалий в районе западного блока

Feltűnőek a Vihorlát–Gutin hgs. északi határa mentén és annak ÉNy-i részén sávokban elhelyezkedő negatív anomáliák (1c ábra). Ezeknek az anomáliáknak az intenzitása eléri a $350-400$ gammát, 140 m-es mérési magasság mellett. Ezek ugyanazon kőzetek kifejlődésének területén figyelhetők meg, mint az előbb említettek, amelyekre – mint már említettük – fűrészfog alakú, kisebb intenzitású anomáliatípus jellemző. Az anomáliákra a negatív és pozitív rész szokatlan elhelyezkedése jellemző: a negatív rész dél felől, a pozitív pedig észak felől helyezkedik el.

A földtani térképekkel való összehasonlítás, az anomáliák vonalmenti elrendeződése és nagy kiterjedése, továbbá a megfelelő számításokkal meg-



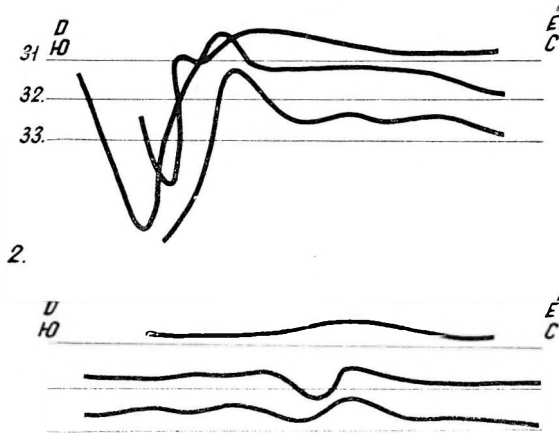
1c ábra. A Vihorlát – Gutin hegység északnyugati részén Antalovicétől északra levő anomáliák

Fig. 1c Аномалии севернее Анталовице на Северо-западной части Выгорлат – Гутинского хребта

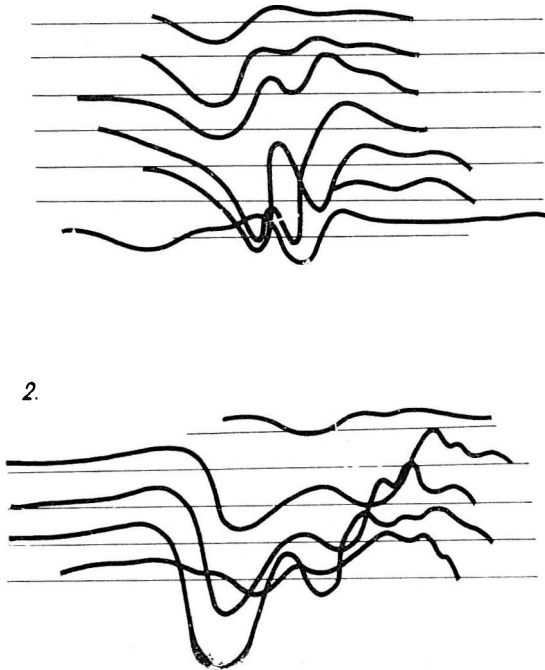
állapított kis ható-vastagság arra enged következtetni, hogy ezek az anomáliák egy kisebb vastagságú mágneses, valószínűleg tufás eredetű összletet harántoló törésekhez kötöttek. Az anomáliákat a Vihorlát – Gutin hegységet a Kárpátok antiklinóriumától elválasztó északi határra jellemző töréses tektonika idézi elő. Itt egy hatalmas törés halad, melynek északi szárnya kiemelt, déli szárnya pedig lesüllyedt helyzetben van, ezt a törést számos közel K – Ny irányú repedés harántolja.

Negatív mágneses anomáliák a Vihorlát – Gutin hgs. DNy-i határán is megfigyelhetők (1e ábra) Ungvártól DK-re és Munkáctól DDK-re. Ezekre az anomáliákra határozott aszimmetria jellemző: délen igen intenzív, – 1000 gammát is elérő minimum, északon pedig kevésbé határozott pozitív maximum. Az anomáliák viszonylag kis kiterjedésűek (5 – 10 km²). A korábban felszíni mérésekkel Zapszony – Beregszász környékén észlelt anomáliák (1d ábra) analógiája alapján ez az anomália típus arra enged következtetni, hogy a savanyú magma fordított mágnességű kőzeteinek kürtőit (szarmatakorai riolitok) tükrözik.

Szoboljev V. Sz. akadémikus feltételezte, hogy a kürtő mint különleges földtani elem, okozza az ezen földrajzi szélességeken szokatlan negatív mágneses anomáliákat. Az ezeket létrehozó okok magyarázatára a szerző két feltevést alkalmaz: a fordított polaritás vagy a kőzet mikroszerkezeti képével (a legapróbb magnetitnak a korábban kivált nagy hematit-kristályok által



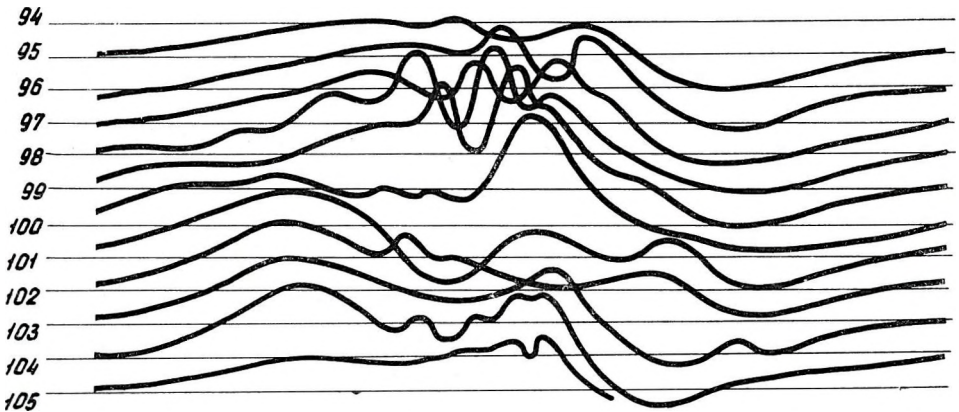
1d ábra. Csap – Beregszász környéki fensík
 1 a koszin – zapszonyi anomália részlete – 2 Ardov környéki anomália
 Фиг. 1г Чоп – Береговская возвышенность
 1 – Косино Запсонская аномалия (часть), 2 – аномалия г. Ардоб



1e ábra. A Vihorlát – Gutin hegység déli peremén elhelyezkedő anomáliacsoportok
 1 Dolha környéke, Ungvártól délre – 2 Munkácsról délre eső terület
 Фиг. 1д Группы аномалий, расположенных по южной окраине Выгорлат – Гутинского пояса
 1 – р-н Довге на юг от Ужгорода, 2 – р-н южнее Мукачево

történt átágnesezésével) magyarázható; vagy pedig a kürtő már kihült normális mágnességű kőzetei között áthaladó gránitmagma átágneseződésével függ össze. Mivel ez az intenzív pozitív gravitációs anomáliával rendelkező terület a riolitdómokhoz kötött, feltételezhetjük, hogy a mélyben nincs önálló gránitmagma-fészek, és a riolitdómok az alattuk települő bázikus eruptív kőzetek differenciációja folytán keletkeznek.

A Vihorlát – Gutin hegység középső részén, ahol a legfiatalabb olivinos bazalt, andezit-bazalt kőzetei és ezek breccsái fejlődtek ki, nyugodt lefutású, intenzív pozitív anomáliák jelentkeznek. Ezekre nagy területi kiterjedés (kb. 20 – 100 km²) jellemző. Ezeket az anomáliákat normális mágnességű kőzetek okozzák, ami abból látható, hogy a képződmények déli része felett nagy pozitív maximum, az északi része felett pedig kisebb intenzitású minimum van (1f ábra).



1f ábra. Borlino Dil, az olivinos bazaltok beomlási kalderája

Fig. 1e г. Борлино Дил. Кальдера обрушения оливиновых базальтов

Erre az anomáliatípusra a ΔT_a görbe pozitív részének behajlása jellemző, amely két részre osztja a görbét. Lehetséges, hogy ez a két rész különböző hatókra vezethető vissza. A görbe északi pozitív része a megfelelő negatív részszel a kürtőkkel jelzett töréses területet tükrözi, míg a pozitív görbe déli része, mint ezt a számítások mutatják, a bázisos magma kiömléses kőzeteivel feltöltött árkot jellemzi.

A Borzsava folyó területe nyugodt, csaknem anomáliamentes nyilván azért, mert a vulkanogén kőzetösszetlet itt majdnem az alapzatig erodálódott.

Dél felé, a Velikij – Selesz – Osztrij csúcs, a Tlusztij csúcs stb. területén nagy kiterjedésű intenzív pozitív anomáliák észlelhetők, ezeket az olivinos bazalt és andezit-bazalt legfiatalabb bázikus kőzetei idézik elő.

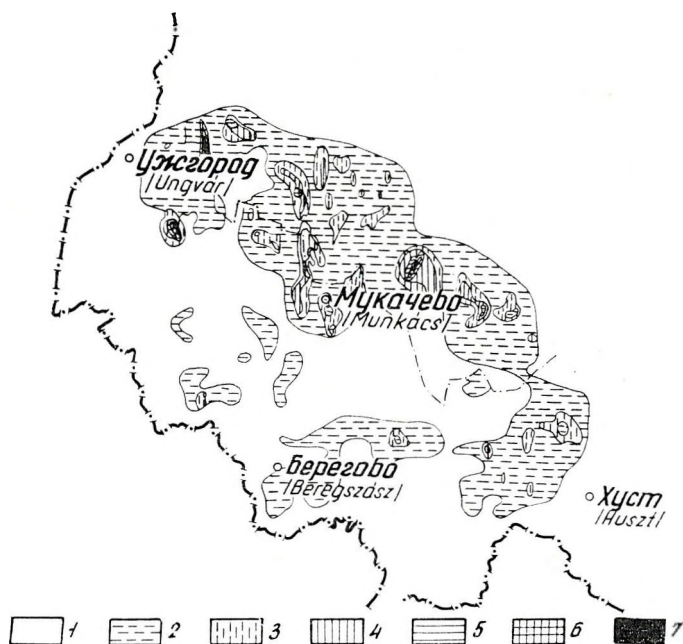
Ha megvizsgáljuk a ΔT_a térképet, azon kirajzolódik a vulkáni Vihorlát – Gutin hegység ÉNy-i részén levő mozaikszerű anomáliák nagy területe. Ezek az anomáliák nullás vagy kis pozitív értékű háttérből emelkednek ki.

E terület keleti részén az anomáliák mozaikjellege csökken és helyükbe nagy kiterjedésű anomáliák lépnek. Az anomáliák jellegének megváltozását

jelentő határ Beregszász – Munkács – Szvaljav vonalában, vagyis azon törés mentén húzódik, amelynek iránya megegyezik a Latorica folyásával.

A Vihorlát – Gutin hegységnek a Latorica és Borzsava folyók közötti központi részén három nagykiterjedésű anomália figyelhető meg mégpedig a Borlino – Dil, a Buzsora és a Szinyák hegy anomáliái. A Latorica folyótól délre, a Velikij Solesz hegy területén pozitív anomáliacsoportot találhatunk. A nagy intenzitású pozitív anomáliák területe közelítőleg egyezik az A. A. Bogdanov által kimutatott pannóniai vulkáni fészkekkel.

A Vihorlát – Gutin hegység csúcsainak területén levő mágneses anomáliák közel K – Ny irányúak, és egymáshoz viszonyítva kulissza-szerűen helyezkednek el. $20^\circ - 30^\circ$ szög alatt harántolják a Kárpátokat és Kárpátalját elválasztó és mélybeli törést tükröző gravitációs maximum tengelymenti részét. A regionális gravitációs anomália és az azt harántoló mágneses anomáliáknak ez a kölcsönös helyzete elsősorban arról tanúskodik, hogy a regionális törést lokális dizjunktív diszlokációk harántolják, másodsorban pedig arra utal, hogy azok a tektonikai tömbök, amelyekre a Kárpátalja területe oszlik, fokozatosan, lép-



2. ábra. Kárpátalja ΔT_a anomáliájának tagoltsági térképe (I. M. Szvidzinszkaja anyaga alapján)
1 zavartalan tér – 2 0–20% zavart tér – 3 20–40% zavart tér – 4 40–60% zavart tér – 5 60–80% zavart
tér – 6 80–100% zavart tér – 7 100–120% zavart tér

Az izovonalak értékköze 20%

Фиг. 2. Карта изрезанности аномалии ΔT_a Закарпатья (по материалам И. М. Свидзинской)

1 – не возмущенное поле, 2 – возмущенность поля от 0 до 20%, 3 – возмущенность поля от 20 до 40%
4 – возмущенность поля от 40 – 60%, 5 – возмущенность поля от 60 до 80%, 6 – возмущенность поля
от 80 до 100%, 7 – возмущенность поля от 100 до 120%

Изолинии возмущенности проведены через 20%

csőzetesen süllyednek Ny-ról K felé. Emellett a Vihorlát – Gutin hegység ÉNy-i részének megfelelő legkiemeltebb helyzetű tömb erősen erodált és az itt észlelhető mozaikjellegű anomális mágneses tér minden bizonnyal a szarmata képződmények, vagyis a többi területeknél idősebb összletek települési formáit tükrözi.

A Vihorlát – Gutin hegység középső, tektonikailag jobban lesüllyedt részén az effuzív összletnek az eróziótól mentes vastagsága ennek megfelelően jóval nagyobb és az itt észlelhető mágneses anomáliák a legfiatalabb, pannóniai vulkanogén kőzetek elterjedését tükrözik. Végül a szélső keleti töréssén túl elhelyezkedő Velikij Solesz környékén a tektonikai süllyedés még jobban fokozódik és ennek megfelelően a pozitív anomáliák itt nagy intenzitású negatív háttérből emelkednek ki.

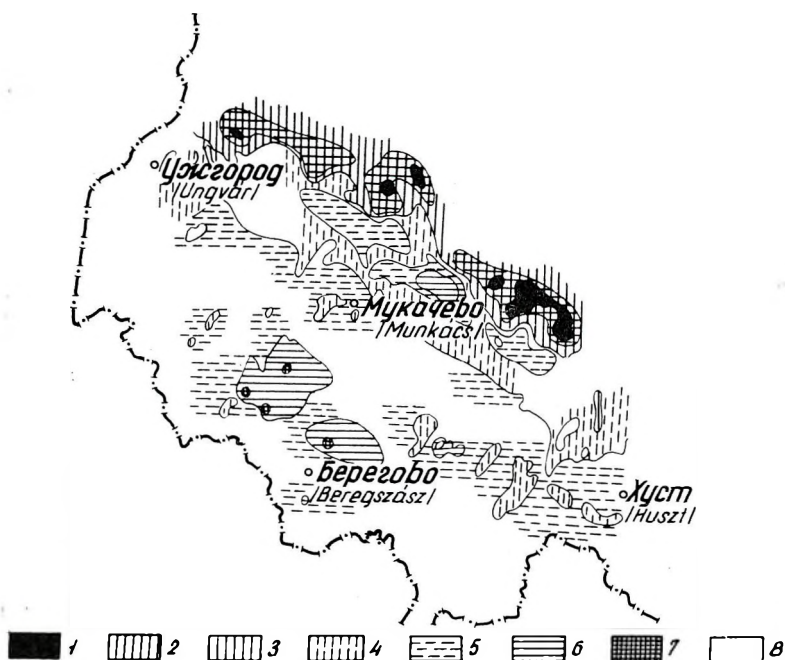
Annak érdekében, hogy objektívebb jellemzést kapjunk az anomális mágneses tér zavartságáról, elkészítettük a ΔT_a görbe hosszának az egyes vonal egységnyi hosszához való viszonyát ábrázoló vázlatot, amelyet „tagoltsági vázlatnak” neveztünk el. (2. ábra.) Ez a vázlat jól kiegészíti e terület anomális mágneses terének megoszlásáról kialakított képet, különösen azokon a helyeken, ahol az anomáliát előidéző testeket törések harántolják; előnye, hogy az egész területen egyenletesen elhelyezkedő pontok alapján készült, egyformán világítja meg a terület különböző részein a tér zavartságát és szemléltetően mutatja a ható testeket. Ezen a vázlaton határozottan rajzolódna ki a Kárpátalján azok az anomáliák, amelyek a közel É – D irányú fő töréseket és repedéseket mutatják; e törésekhez kapcsolódnak a ható magmás képződmények.

A mélységtérkép (3. ábra) a különböző eredetű hatók mélységét jelzi, mégpedig: a különböző kiömlési ciklusokhoz tartozó miocénkorú effuzív kőzetek mélységét, amelyek a Vihorlát – Gutin hegység nagy részén a felszínre bújnak; a különböző korú tufás és tufabreccsás effuzív képződmények mélységét, végül a különböző korú intruzív testekre, vagy effuzív kürtökre vonatkozó mélységértékeket. Így tehát a számított mélységértékek alapján nem szerkeszthetünk valamilyen földtanilag egységes felszínről izovonalas térképet.

A számított anomáliák nem helyezkednek el egyenletesen, így a térkép egyes részein igen sok az ismert mélységű pont, másutt viszont egyáltalán nincs vagy csak nagyon kevés pont van. Ezért az ábrázolt izovonalak minden esetben különböző földtani eredetű és korú képződményekre jellemzőek.

A Vihorlát – Gutin hegység legmagasabb területén a hatók felszíne mindenütt +250 – +1000 m tengerszint feletti magasságban van. Ebből következik, hogy a Vihorlát – Gutin hegység ÉK-i részének valamennyi anomáliája a felszínen levő effuzív vulkáni összlet belső szerkezetét mutatja. A hegység déli határánál rajzolódna ki azok a mélységértékek, amelyek a tengerszintnél mélyebben, ill. sokkal mélyebben vannak (0 és –600 m között). Ennek a területnek az anomáliái az effuzív kőzetekkel kitöltött, mintegy 6–7 km szélességű ároknak felelnek meg; ez az árok a Vihorlát – Gutin hegység déli lejtője mentén, annak egész hosszában végighalad. Az ároktól valamivel délebbre a mélység csökken és értéke 0 – +250 m között van.

DNy-ra, kb. a nullás izovonal irányával megegyező egyenes mentén a mélységek 0 és –250 m közötti, sőt egyes kis kiterjedésű területeken –250 és –1000 m közötti értékig növekszenek. A tengerszintnél alacsonyabb mély-



3. ábra. A hatók mélységtérképe Kárpátalja területén (I. M. Szvidzinszkaja anyaga alapján)

1 $> +750$ m tszfm – 2 $+750 - +500$ m tszfm – 3 $+500 - +250$ m tszfm – 4 $+250 - 0$ m tszfm – 5 $0 - 250$ m tengerszint alatt – 6 $-250 - -500$ m tengerszint alatt – 7 < -500 m tengerszint alatt – 8 mélységmeghatározás nem történt

Фиг. 3. Схема распределения глубин залегания возмущающих тел Закарпатья (по материалам И. М. Сви́дзинской)

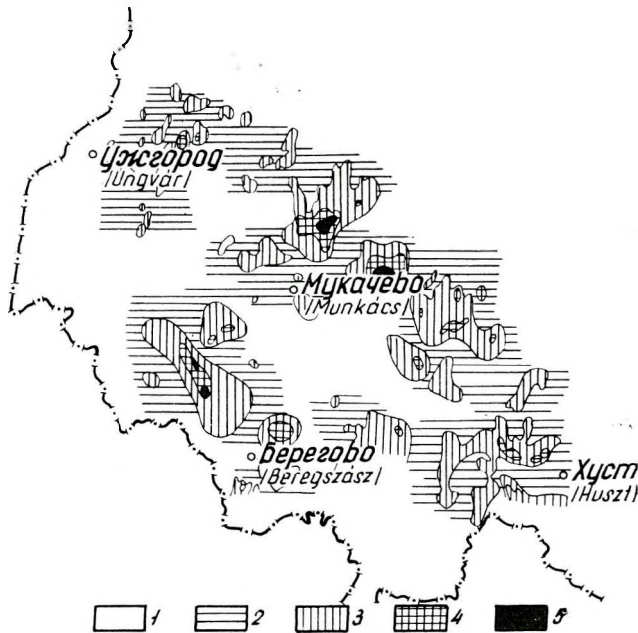
1 – > 750 м выше уровня моря, 2 $+750 - +500$, 3 – $+500 - +250$, 4 – $+250 - 0$, 5 – $0 - -250$, 6 – $-250 - -500$, 7 – -500 , 8 глубина не определялась

ségek háttéréből kirajzolódik egy $0 - +200$ m mélységű terület. Ahol is a földfelszín közelében levő, ill. a felszínre bűvő hatók mutatkoznak.

A legnagyobb mélységek a Csap – Bereg dombvidék antiklinális gyűrődéstől ÉK-re figyelhetők meg; ezek minden bizonnyal szinklinális bemélyedést jelentenek. A terület más részein a mélységeloszlás képe kevésbé határozott. Az itt megfigyelhető egyes nagy – 1000 m körüli – mélységek valószínűleg az idősebb, szarmata vagy még idősebb korú kőzetek kürtőihez tartoznak: a fiatalabb pannóniai képződmények kürtőit igen kis mélységértékek rögzítik.

A vertikális vastagságok térképe (4. ábra), hasonlóan a hatók felső pereméig terjedő mélységek térképéhez, különböző eredetű képződményekre jellemző. Ennek ellenére lehetővé teszi, hogy néhány fontos megállapítást tegyünk a kutatott terület tektonikai szerkezetére vonatkozóan.

A mágnesen aktív tömegek vertikális vastagsága a Vihorlát – Gutin hgs. ÉK-i részén viszonylag kicsi, általában nem haladja meg az 500 m-t. Ezer métert meghaladó vastagságértékeket csak azoknak az egyes hegycsú-



4. ábra. A hatók vastagságmegoszlásának térképe Kárpátalja területén (I. M. Szvidzinszkaja anyaga alapján)

1 vastagságmeghatározás nem történt – 2 0–500 m vastagság – 3 500–1500 m vastagság – 4 1500–2500 m vastagság – 5 2500 m-nél nagyobb vastagság

Фиг. 4. Схема распределения вертикальных мощностей возмущающих тел Закарпатья (по материалам И. М. Свидзинской)

1 – вертикальная мощность не определялась, 2 – вертикальная мощность от 0 до 500 м, 3 – вертикальная мощность от 500 до 1500 м, 4 – вертикальная мощность от 1500 до 2500 м, 5 – вертикальная мощность более 2500 м

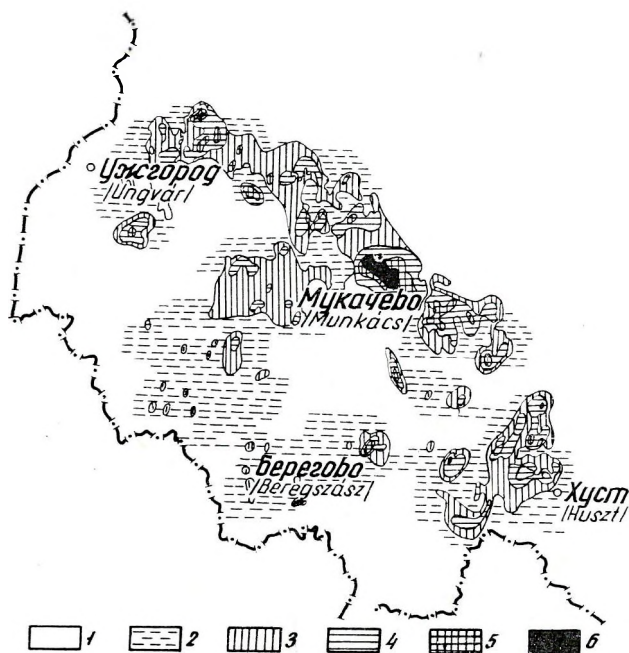
csoknak a területén figyelhetünk meg, amelyek minden bizonnyal a pannóniai magma-kürtöknek felelnek meg.

A mélységtérképen kimutatott árokban e hegység csúcsainak fővonalától DNy-ra nagy vastagságú effuzívumok vannak; ezek vastagsága nagyobb 500 m-nél, sőt egyes pontokban eléri a 4500 m-t is.

DNy-ra a Kárpátokkal egyező csapásirányú sáv rajzolódik ki, ahol az effuzívumok vastagsága csökken, ez valószínűleg az árkot DNy-ról határoló antiklinálisnak felel meg.

Ha tovább haladunk DNy-i irányban, a vastagságmegoszlás képe elég határozatlan és csak a Csap–Bereg környéki dombvidék lábánál figyelhetők meg újból nagyobb, 4500–5000 m körüli vastagságértékek. A nagy vastagságok sávja valószínűleg a Csap–Bereg-i antiklinális gyűrődést ÉK-ről határoló szinklinális bemélyedés legmélyebbre süllyedt részét tükrözi.

Kárpátalja mágneses anomáliái alapján a hatók mágnesességének értékeit is kiszámítottuk. A számítások adatait térképen ábrázoltuk (5. ábra).



5. ábra. A hatók mágnességének intenzitáseloszlási térképe Kárpátalja területén (I. M. Szvidzinszkaja anyaga alapján)

1 mágneses intenzitás meghatározás nem történt – 2 $0-500 \cdot 10^{-6}$ CGSM mágneses intenzitás – 3 $500-1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM mágneses intenzitás – 4 $1000-2000 \cdot 10^{-6}$ CGSM mágneses intenzitás – 5 $2000-5000 \cdot 10^{-6}$ CGSM mágneses intenzitás – 6 $5000 \cdot 10^{-6}$ CGSM-nél nagyobb mágneses intenzitás

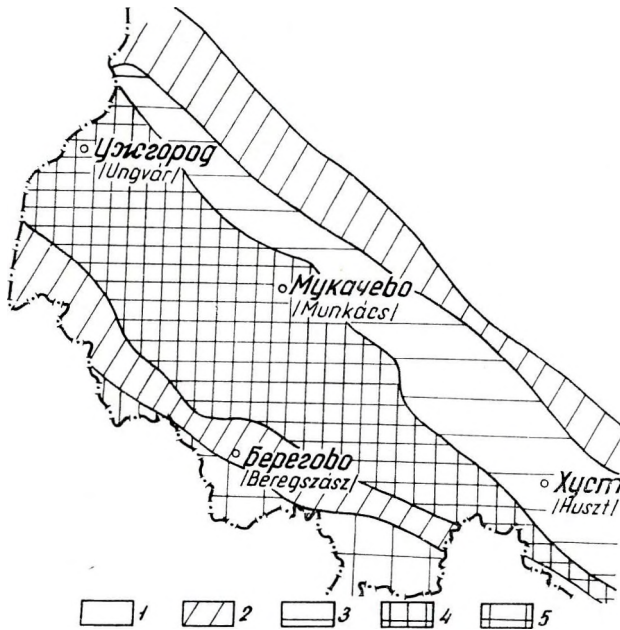
Фиг. 5. Схема распределения интенсивности намагничивания возмущающих тел Закарпатья (по материалам И. М. Свидзинской)

1 – интенсивность намагничивания не определялась, 2 – интенсивность намагничивания от 0 до $500 \cdot 10^{-6}$ CGSM, 3 – интенсивность намагничивания от 500 до $1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, 4 – интенсивность намагничивания от 1000 до $2000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, 5 – интенсивность намагничивания от 2000 до $5000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, 6 – интенсивность намагничивания больше $5000 \cdot 10^{-6}$ CGSM

A Vihorlát – Gutin övezetbe tartozó ÉNy-i részre a leginkább mágneses kőzetkifejlődés jellemző. Mágnességük intenzitása meghaladja az $500 \cdot 10^{-6}$ cgs-m-t. Ennek a sávnak néhány területén $2000-3000 \cdot 10^{-6}$ és három-négy kisebb területen még $8000 \cdot 10^{-6}$ cgs-m intenzitású nagy mágnesség is megfigyelhető.

A Csap – Munkács környéki medencében foltokban közepes és kis intenzitású ($100-200 \cdot 10^{-6}$ cgs-m – $500-1000 \cdot 10^{-6}$ cgs-m) mágnesség észlelhető. Ezek az értékek egyes intrúziókat és jelentős, főként árkokban elhelyezkedő effuzív kőzetösszletet, valószínűleg andezitet és tufát jelentenek, amelyek idősebbek (szarmatakorúak), mint a Vihorlát – Gutin andezitbazaltjai; ez utóbbiak mágnessége $200-400 \cdot 10^{-6}$ és $8000-10\,000 \cdot 10^{-6}$ között változik.

Az egyes, $500 \cdot 10^{-6}$ cgs-m értékű, egyes esetekben $2000-3000 \cdot 10^{-6}$ -t is elérő mágnességű foltok intrúzióknak és azok kürtőinek felelnek meg. A légimágneses anomáliák számításai alapján készített kőzetmágnességi térkép



6. ábra. A gravitációs anomáliák megoszlásának térképe Kárpátalja területéről (I. M. Szvidzinszkaja anyaga alapján)

1 gravitációs depresszió területe – 2 lineáris Δg maximumok területe – 3 Δg minimumok területe – 4 izometrikus Δg maximumok területe – 5 kisebb intenzitású izometrikus Δg maximumok területe

Фиг. 6. Схема распределения аномалий силы тяжести Закарпатья (по материалам И. М. Свидзинской)

1 – область гравитационной депрессии, 2 – зоны линейных максимумов Δg , 3 – зоны минимума Δg , 4 – зона изометрических максимумов Δg , 5 – зона изометрических максимумов (менее интенсивных)

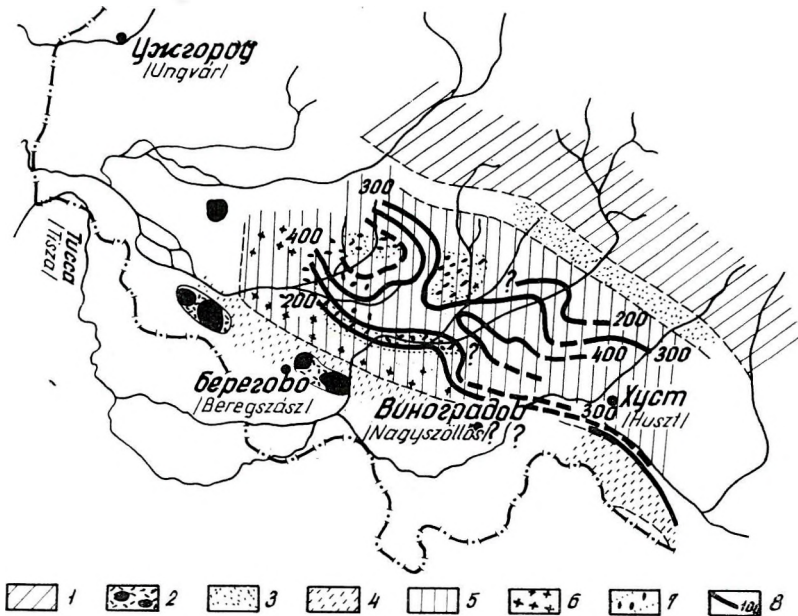
jó egyezést mutat az egész területre elvégzett laboratóriumi vizsgálatok eredményeivel.

A gravitációs anomáliatérképpel együtt kiértékelt mágneses mérési eredmények, mint már a fentiekben említettük, lehetővé teszik, hogy kiegészítsük a terület tektonikai felépítéséről alkotott elképzeléseket, főként a neogén összletben kialakult szerkezeti formák tekintetében.

A kárpátaljai medencék területét két pozitív gravitációs anomáliásáv határolja: északon a percseny–dolhai, délen pedig a csap–beregszász–visnyói (6. ábra). Mindkét sáv mélybeli törésekkel függ össze, a felszínen pedig különböző összetételű és különböző korú eruptív kőzeteket találunk.

E két sáv között helyezkedik el a KDK irányban kiszélesedő és elmélyülő keskeny gravitációs depresszió, valamint a nagy kiterjedésű munkácsi maximum.

A gravitációs és mágneses anomáliák között bonyolult és inhomogén összefüggés van, nevezetesen: a gravitációs depresszióknak a Vihorlát–Gutin környéki intenzív pozitív mágneses anomáliaterület, a munkácsi gravitációs maximumnak viszonylag nyugodt mágneses tér, végül pedig a csap–beregszász



7. ábra. Alsó szarmata

1 szárazföld – 2 nagyvastagságú tufák és riolit-dómok (vulkánszigetek területe) – 3 sekélyvizi partmenti üledékek (homokos üledékek, kavicsok, kagylók) – 4 sekélyvizi homokos-agyagos és tufás eredetű üledékek – 5 viszonylag mélyvízű, túlnyomórészt agyagos üledékek – 6 a futák maximális felhalmozódásának területe (agyagos üledékek között) – 7 mélyvízi homokok és görgetegek maximális felhalmozódásának területe – 8 az azonos üledékvastagságok vonalai (felső szint)

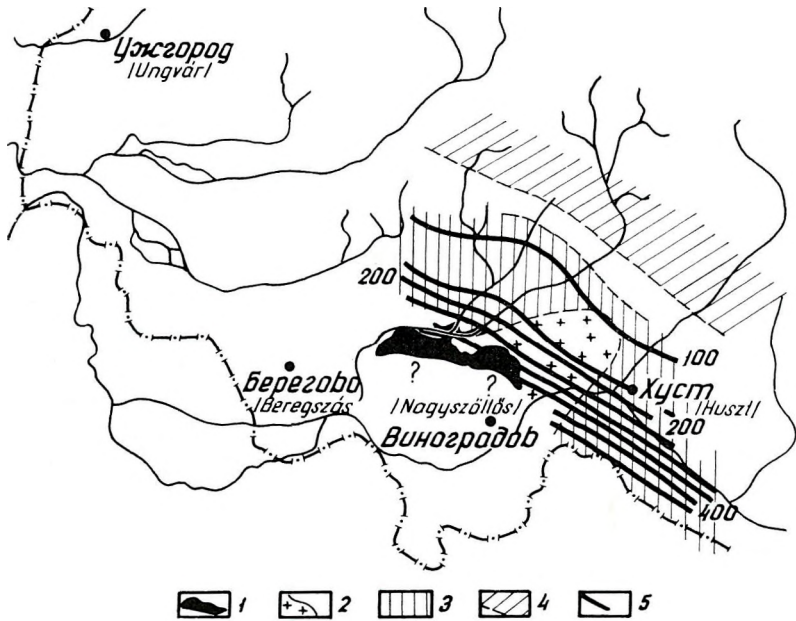
Фиг. 7. Нижний сармат

1 – суша, 2 – мощные туфы и купола липаритов (зона вулканических островов), 3 – мелководные прибрежные отложения (песчаные осадки, галечники ракушняки), 4 – мелководные песчано-глинистые и туфогенные отложения, 5 – относительно глубоководные, преимущественно глинистые осадки, 6 – зона максимального накопления туфов среди глинистых осадков, 7 – зона максимального накопления глубоководных песков и галечников, 8 – линии равных мощностей отложений (верхний горизонт)

szász–visnyói gravitációs maximumsávnak viszonylag intenzív mágneses anomáliák felelnek meg.

Ez nyilvánvalóan azzal magyarázható, hogy a gravitációs anomáliák főként a földkéreg mélyszerkezetét és csak részben a felsőbb összletek szerkezetét jellemzik, míg a mágneses anomáliák elsősorban a neogéntakaró magmás közeteivel, mégpedig mind a savanyú, mind a bázikus magmával függnek össze. A mágneses anomáliák csak jelentéktelen kapcsolatban állnak a viszonylag nagy mélységekben levő idősebb magmás képződményekkel.

B. Sz. Burovoj térképet szerkesztett (1958.) a Kárpátja szarmata és pannóniai üledékeinek fácieseiről. Az alsó szarmatában a jelenlegi Kárpátoknak megfelelő szárazföld-terület rajzolódik ki; itt láthatjuk továbbá a nagy vastagságú tufák és riolit-dómok kifejlődésének csap–beregszász–visnyói sávját, valamint a közöttük elhelyezkedő tengeri üledékfelhalmozódás területét; ennek széleit sekélyvizi, középső részét pedig mélyvízi üledékek töltik fel (7. ábra). Így tehát, a szarmata fácies megoszlásának általános képe jó



8. ábra. Alsópannon

1. andezit – 2. nagyvastagságú tufák – 3. túlnyomórészt agyagos üledékek – 4. szárazföld – 5. az azonos pannonkori üledékvastagságok vonalai

Фиг. 8. Нижний паннон

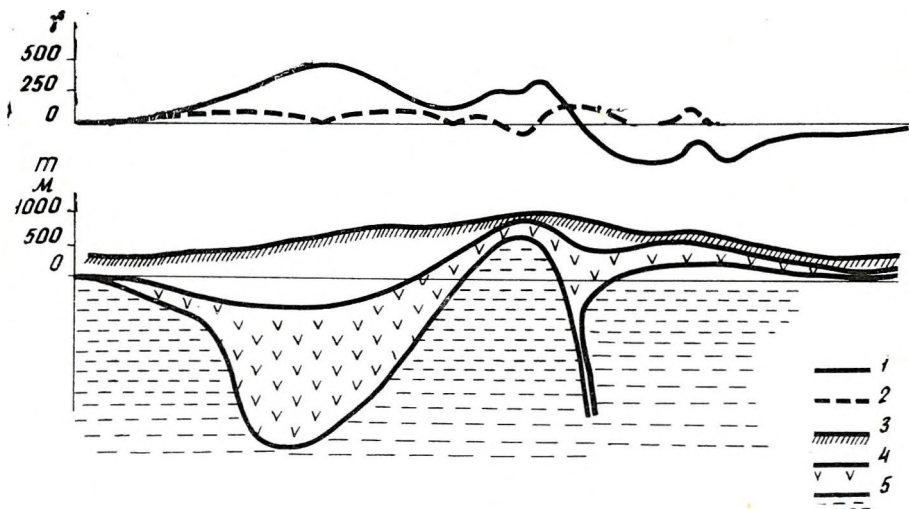
1 – андезиты, 2 – распространение мощных туфов, 3 – преимущественно глинистые осадки, 4 – суша, 5 – линии равных мощностей отложений паннона

egyeztést mutat a gravitációs képpel; itt a vastag tufák és riolit-dóмок sávja a Csap–Beregszász–Visnyó vonalában húzódó intenzív gravitációs maximumoknak felel meg, a Kárpátok szárazföld-területe és a bemélyedés központi területe közötti határ pedig csaknem egybeesik a Perecsin–Dolha maximum-sávval. Feltűnő az alsó szarmata legvastagabb összeleteinek központi területe és a munkácsi pozitív gravitációs anomália közötti egyezés, aminek alapján ezt a területet olyan ároknak tekinthetjük, ahol a földkéreg erősen átalakult és bazaltosodott.

Az alsó pannon fáciesének megoszlása arról tanúskodik, hogy a medencék északi határának helyzete változatlan maradt, a terület déli részén viszont jelentős mértékben átalakult a szerkezeti kép. (8. ábra.) Ebben az időben veszítette el tektonikai jelentőségét a csap–beregyszász–visnyói töréses övezet, amely a medencét délről határolja. A pannón (magyar) medence általános süllyedésébe kapcsolódva a kárpátaljai medencék ennek a depresszióznak a peremi övezetévé alakultak. A kárpátaljai medencék északi részére gyenge, a délre pedig jóval erőteljesebb süllyedés volt jellemző. E két terület közötti határ Irsava–Huszt vonalában húzódik, és ez határozottan kifejezésre jut az üledékvastagság hirtelen megváltozásában. Ebben az időben e határnak min-

den bizonyos törés, vagy pedig az alaphegység hirtelen besüllyedése felel meg. Körülbelül a csap–munkácsi medence tengelyrészének megfelelő vonal mentén jelölhető ki feltételesen a Ny–ÉNy-i csapásirányú hosszú törésvonal, amit Ungvártól délre, Munkács környékén negatív mágneses anomáliák jeleznek. Az anomáliák típusa azonos a Csap–Beregszász vonalában levő riolit-dómokhoz kötött anomáliákéval és ezek analógiájára a központi sáv anomáliái a szarmatakorú riolitos képződmények indikátoraiként tekinthetők. A riolit-kiömlések a feltételezett központi törés és a közel É–D irányú törések metszéspontjához kapcsolódnak.

A gravitációs depresszióknak megfelelő pozitív mágneses anomáliák területileg a bázikus magma mélybeli gyökerekkel nem rendelkező, effuzív kőzeteivel kitöltött mély árkot tükrözik. Az effuzív kőzetek legnagyobb vastagságban szabályszerűen DDNy-ra, meghatározott távolságra a Perecsen–Dolha környéki töréses terület kürtőitől található. A kürtők, ill. az árok tengelymenti területe közötti sávban az effuzívumok kis vastagságúak, ami arról tanúskodik, hogy az effuzív képződmények alatt levő üledékek a Kárpátok irányában emelkednek és itt antiklinális gyűrődés van. Így megállapítható, hogy a Kárpátok a kárpátaljai medencék peremi antiklinálisára tolódtak rá (9. ábra).



9. ábra. Vázlatos rétegsor

1 ΔT_{α} görbe — 2 különbségi görbe — 3 felszíni domborzat — 4 effuzívumok — 5 nem mágneses kőzetek

Fig. 9. Схематический разрез

1 — график ΔT_{α} , 2 — кривая разности, 3 — рельеф, 4 — эффузивы, 5 — поверхность немагнитных пород

A Kárpátoknak megfelelő csapásirányú három hosszanti törés mellett hatalmas keresztirányú diszlokációk is tagolják a Kárpátaljai medencéket. A mágneses anomáliák jellege kelet felé megváltozik, a Csap–Munkács me-

dencét a közel É – D irányú Beregszász – Munkács – Szuszkov vonallal elhatárolva két fő tömbre oszthatjuk: Ny-ra az alaphegység, és ennek megfelelően az üledékösszet (beleértve a neogén képződményeket is), viszonylag kiemelt helyzetben van. Erre utal a mágneses anomáliák típusa is, amely a pannóniai effuzióknak valószínűleg a mély erózió miatti kis vastagságáról tanúskodik. A keleti tömbben az alaphegység mélyebben van, a pannóniai effuziók képződmények pedig ennek megfelelően nagyobb vastagságúak.

A Kárpátalja Ny-i tömbjében a Vihorlát – Gutin hegység szélessége nagyobb, mint a keleti tömbön. A keleti tömbben a Vihorlát – Gutin övre a Kárpátok gyűrt területének jurakori üledékei, a szélesebb nyugati tömbre pedig a paleogén kőzetek tolódtak rá. A két tömb között a Kárpátok déli határának hirtelen megtörése és dél felé való kulisszaszerű eltolódása figyelhető meg. Így a Ny-i és K-i tömböket elválasztó közel É – D irányú törés a Kárpátalja területéről a Kárpátok területére megy át és ennek következtében harántolja a két szerkezetileg eltérő területet.

A két említett tömböt közel É – D irányú törésrendszer tagolja egyes rögökre, amelyek Ny-ról K felé fokozatosan süllyednek. A süllyedés többek között a neogén ároknak megfelelő gravitációs depresszió déli határának alakulásában is kifejezésre jut (10. ábra).

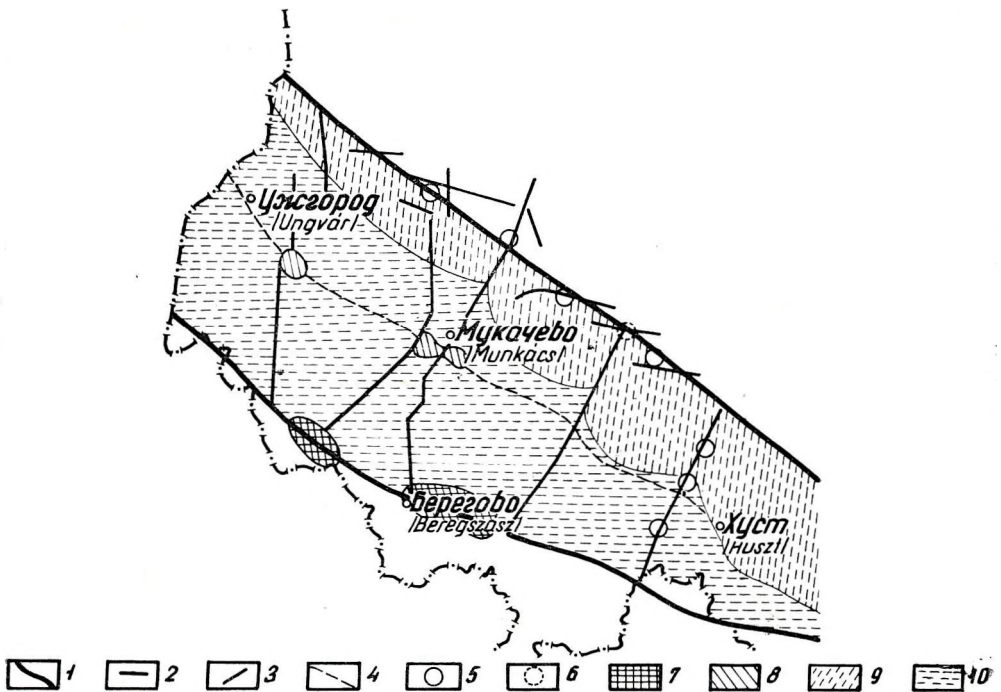
A Ny-i tömböt tagoló törések közel É – D irányúak. A keleti tömbön áthaladó törések ÉÉK irányúak, vagyis merőlegesek a Kárpátokra és 30° szögben haladnak a nyugati tömb töréseire képest. A nyugati törések valószínűleg szarmatakorúak, ugyanis a szarmata riolit-dómokra jellemző negatív mágneses anomáliák kapcsolódnak hozzájuk. Az ÉÉK csapásirányú keleti törések a pannónban kezdtek kifejlődni, különösen a Huszttól közvetlenül nyugatra elhelyezkedő törés. Ezt igazolja az, hogy e törésekhez kapcsolódnak a pannónkori kürtők, és hogy a Vihorlát – Gutin környéki effuzív öv hirtelen megtörik. A neogén árok déli határának behajlásában két másik, a husztival megegyező ÉÉK irányú törés jelenik meg, ezek a törések osztják az árkot különálló medencékre. Ez határozottan kifejezésre jut a regionálisan negatív gravitációs anomáliáképben, továbbá abban, hogy e területen belül lokális gravitációs minimumok vannak, amelyeket keresztirányú hegyvonulatok harántolnak a fentiekben ismertetett valamennyi törés mentén.

A Kárpátaljai medencékre általánosságban az jellemző, hogy a neogén összletben a Kárpátok csapásirányát követő antiklinális és szinklinális szerkezetek vannak; ezeknek tengelymenti részeit kiterjedt, hosszirányú törések harántolják, és egyes kulisszaszerűen elhelyezkedő tagokra osztják.

Mint ismeretes, a Csap – Beregszász környéki szarmatakorú riolitképződményekhez színesfém-, arany-, barit- és egyéb ásványi nyersanyagelőfordulások kapcsolódnak.

A körülbelül Ungvár – Munkács – Irsava vonalában kimutatott központi törés és az ehhez kapcsolódó, negatív mágneses anomáliákkal jelzett, feltételezett riolit-dómok megerősítik azt az elképzelést, hogy Kárpátalja területén a fentiekben felsorolt ásványi nyersanyagelőhelyeket találhatunk.

A Kárpátalján észlelt mágneses és gravitációs anomáliák elemzése lehetővé teszi, hogy a szomszédos területeken rendelkezésre álló rétegsorok, a gravitációs anomáliaértékek, valamint a Föld szilárd köpenyének felszíni dom-



10. ábra. Kárpátalja tektonikai vázlata

1 a Kárpátokkal egyező irányú fő törések – 2 a fő töréseket harántoló repedések – 3 észak és északkeleti irányú törések – 4 a Kárpátokkal egyező irányú másodrendű törések – 5 pannonkori vulkáni kiömlési fészkek (A. A. Bogdanov nyomán) – 6 vizsgálataink alapján kiegészítésképpen megállapított vulkáni kiömlési fészkek – 7 szarmata korú riolit kürtök területe – 8 szarmata korú riolit kürtök területe mágneses anomáliák alapján – 9. a vulkáni vonulatot kísérő depresszió területe – 10. az átalakult és bazaltosodott aljzatú árok területe

Фиг. 10. Схема тектоники Закарпатья

1 – Основные разломы карпатского направления, 2 – трещины оперяющие основные разломы, 3 – разломы субмеридионального и северо-восточного направления, 4 – разломы карпатского направления II-го порядка, 5 – очаги вулканических излияний паннонского времени (по А. А. Богданову), 6 – очаги вулканических излияний дополненные нами на основании проведенных исследований, 7 – области распространения проводящих каналов липаритовых излияний сарматского времени, 8 – области распространения проводящих каналов липаритовых излияний сарматского времени, выделенные по типам магнитных аномалий, 9 – область глубокого прогиба, сопровождающего вулканическую гряду, 10 – область грабена с переработанным базальтифицированным основанием

borzata és a Moho szint mélységadatai közötti ismert összefüggések figyelembevételére alapján összeállítsuk a kutatott terület feltételezhető rétegsorát. (11. ábra.)

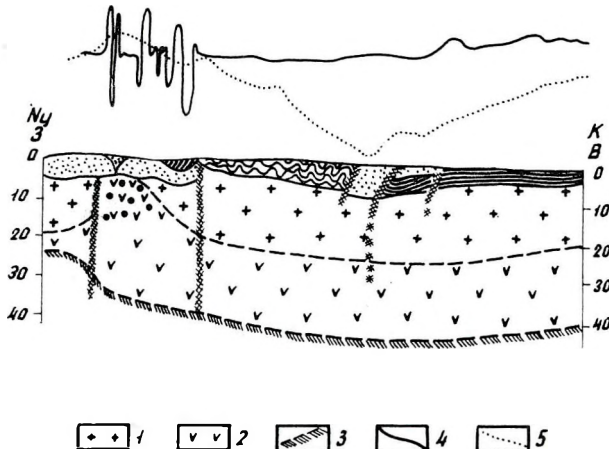
Kiindulásul az alábbi adatokat fogadjuk el:

1. Az Orosz Táblán a földkéreg vastagsága kb. 40 km, ezen belül az üledéktakaróé 0–5 km, a „gránitréteg” 15–20 km, és a „bazaltréteg” max. 20 km. A megfelelő sűrűségadatok: g/cm^3 -ben 2,40–2,60; 2,75 és 2,90; a kéreg alatti anyag sűrűsége 3,10.

2. A mezo-kainozoós takaró sűrűsége a Kárpátokban valószínűleg eléri a 2,50–2,60 g/cm^3 átlagértéket; a Kárpátalján pedig, mivel itt a neogén ke-

vésbé tömör üledékei nagy vastagságban fejlődtek ki, a $2,40 \text{ g/cm}^3$ sűrűségértéket fogadhatjuk el.

Ezen kiindulási adatok alapján Boriszov, nomogramok és egyéb gravitációs számítási módszerek alkalmazásával, meghatározta e területen a kéreg rétegsorát.



11. ábra. A földkéreg feltételezett rétegsora a Kárpátok területén és a környező területeken

1 gránit – 2 gabbró – 3 a kéreg talpa – 4 mágneses Z anomália – 5 gravitációs anomália

Фиг. 11. Гипотетический разрез земной коры Карпат и сопредельных районов

1 – гранит, 2 – габбро, 3 – подошва коры, 4 – магнитная аномалия, 5 – гравитационная аномалия

A Kárpátok gravitációs depressziójának tengelymenti részén a rétegsort az alábbiak szerint képzelhetjük el: mezó-kainozóos takaró: 10 km; „gránit-réteg” (gyűrt paleozoikum és prekambrium): kb. 15 km, és a „bazalt-réteg” kb. 20 km; ennek megfelelően a Moho szint mélysége mintegy 45 km.

Kárpátalján a paleozoós gyűrt alaphegység fedője minden bizonnyal átlagban kisebb mélységben van, mint a Kárpátok területén, de mégis elég mélyen, valószínűleg 6–10 km-ben, következésképpen a paleozoós alaphegység mélység szintjében mutatkozó különbség nem okozhatja a gravitációs térerősség különbségét a Kárpátok és a Kárpátalja területe között.

Ha figyelembe vesszük azt, hogy a Kárpátalján nagymértékben kifejlődtek a neogén magmás kőzetek, és hogy ezekkel a rétegsor mélyebb szintjei valószínűleg jelentős mértékben át vannak itatva, továbbá, ha összehasonlítjuk a Pannon medence, a Kárpátalja és a Kárpátok nehézségi erő értékeit, akkor a munkácsi pozitív regionális anomália területén a földkéreg vázlatos rétegsorát az alábbiak szerint képzelhetjük el: neogén, paleogén, mezozoikum: kb. 6–10 km; „bazalt”-réteg kb. 15–30 km, a Mohorovičić szint mélysége pedig mintegy 35–40 km, vagyis 5–10 km-rel kisebb mélységű, mint a Kárpátok területén. A Kárpátalja rétegsora főként abban különbözik a Kárpátok és a Pannón medence rétegsorától, hogy a Kárpátaljai medencék területén a

gránitréteg jóval kisebb vastagságú, vagy teljesen hiányzik, ez valószínűleg a medencék kialakulása során pusztulhatott el (a feldarabolódás, továbbá a savanyú magma származékanyagaival való telítés következtében végbement bazaltosodás eredményeként).

A munkácsi pozitív gravitációs anomália értékei arról tanúskodnak, hogy a gránitréteg kristályos alaphegységének bazaltosodási folyamata nem fejeződött be és valószínűleg csak a kristályos kőzetek bázikussága fokozódott lényegesen. A viszonylag kis mágneses anomáliaértékek és ezeknek a neogén öszlet magmás testeivel való szoros kapcsolata ugyancsak arról tanúskodik, hogy a gránitréteg bazaltosodása nem ért véget és nem az egyes savanyú magmabetürelések miatt következett be. A savanyú összetételű intruzív testeknek intenzív mágneses anomáliákban kellene jelentkezniük, tehát a kis mágneses anomáliákat az alaphegység bázikusságának általános fokozódása okozza. A mágneses anomáliákkal egybeeső kisebb lokális gravitációs maximumok feltehetően közvetlenül a savanyú magmának a felső kéregrétegekbe, a neogén takaróig történt betürelésével függnek össze.

Végül a Pannon medencén belül, Gálfi és Stegena (1960.) adatai szerint, a földkéreg rétegsorát 0–5 km vastagságú üledékréteg, max. 20 km vastagságú gránitréteg és kb. 5 km vékony bazaltréteg építi fel, a Moho szint pedig mindössze 25 km körüli mélységben van.

Így tehát a Kárpátok, a Kárpátalja és a Pannon medence földkéregszerkezete lényegesen különbözik egymástól mind az általános vastagságértékek, mind az egyes rétegek egymáshoz való viszonya tekintetében.

E területek földkéreg-tömbjeit az igen intenzív magma aktivitású mély törések választják el egymástól.

Э. МИТУХ, К. ПОШГАЙ, Л. ШЕДЫ

PRIMENENIE ZAKRITICHESKIH OTRAZHENIY PRI IZUCHENII ZEMNOY KORY

V процессе измерений для изучения земной коры Геофизическим Институтом были сделаны попытки получить отражения, приходящие под широким углом около критической точки с поверхности Мохоровичича, и определить с их помощью мощность земной коры. Опыт оказался успешным и полученные результаты совпадают с результатами, полученными обычным методом преломленных волн. На основании приобретенного при этом опыта была введена методика исследования земной коры, основывающаяся главным образом на регистрации отражений с большими углами и на их корреляции. В условиях Венгрии и густонаселенных районов этот метод кажется наиболее экономичным и легко осуществимым.

E. MITUCH—K. POSGAY—L. SÉDY

THE USE OF WIDE ANGLE REFLECTIONS FOR THE INVESTIGATION OF THE EARTH'S CRUST

In the course of the measurements for the investigation of the earth's crust the Geophysical Institut attempted to observe wide angle reflections around the critical point arriving from the Mohorovičić discontinuity and to determine the thickness of the crust by their help. The attempt was successful and the results obtained corresponded to the data furnished by the traditional refraction method. On the basis of the experiences, obtained here a method was introduced for the investigation of the crust based mainly on the registration of wide angle reflections and their correlation. In Hungary and in areas with a dense population this method seems to be the most economical and the easiest to be realized.

SZÉLESSZÖGŰ REFLEXIÓK ALKALMAZÁSA A KÉREGKUTATÁSBAN

MITUCH ERZSÉBET—POSGAY KÁROLY—SÉDY LORÁND

1. Bevezetés

A földkéreg felépítésének részletes megismerését a közeli sekélyrengések, továbbá a reflexiós és refrakciós vizsgálatok eredményei tették lehetővé. Ezek segítségével alakult ki szemléletünk a mélyebb kéreg szerkezetéről, felépítéséről és kialakulásának mechanizmusáról.

A kéreg felépítésében lényeges különbség az óceánok és a kontinensek területén mutatkozik, de bizonyos különbségre következtethetünk az egyes kontinensek, sőt a kontinenseken belül levő nagyszerkezeti egységek között is. A kéreg tehát nem csupán keletkezési körülményeinek nyomait mutatja, hanem későbbi deformációk hatását is.

A Kárpát-medencében végzett kéregkutató mérésektől azt várjuk, hogy adatokat kapjunk az úgynevezett közbülső tömeg problémájához, a medencealjzat nagyszerkezeti egységeinek kialakulásához, a kéreg és az izosztikus anomáliák kapcsolatához.

E kérdések tisztázásához még számos mérés szükséges, amelyek elvégzése a különböző országok kutatóinak közös feladata: olyan mérési eljárásokat kell kidolgozni, amelyek a területi adottságoknak legmegfelelőbbek és olyan műszereket kell készíteni, amelyek érzékenységgükkel biztossá teszik az igen nagy-távolságú észleléseket is (100–200 km).

A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztálya ezeket a szempontokat tartotta szem előtt, amikor saját készítésű új, kisfrekvenciás átvitelű tranzisztoros műszerrel 1962–1963. évi kísérletei során olyan mérési eljárást próbált ki, amely — úgy hisszük — hazai viszonyok mellett legalkalmasabb a kéregkutatásra. Mielőtt azonban ennek az ismertetésére rátérnénk, röviden összefoglaljuk az eddigi kéregkutató méréseket, és rámutatunk az új mérési eljárás bevezetését indokló szempontokra.

2. Az eddigi mérési eljárások és eredmények rövid összefoglalása

Hazánkban az első kéregkutató kísérleti mérések 1954-ben reflexiós módszerrel kezdődtek és egészen 1958-ig ezzel az eljárással folytatódtak. Az ország több helyén észleltek ez alatt az idő alatt mélyreflexiókat, melyek közül a 8–9,5 sec körül jelentkezőket a Mohorovičić határfelületről származóknak fogadtak el. Ezeken kívül egyes felvételeken a Conrad határfelülettel azonosítható beérkezéseket is sikerült regisztrálni.

A mélyreflexiók észlelési helyét, a beérkezési időket és a számított mélységeket az I. táblázat tünteti fel (Gálfi–Stegena, 1960).

I. táblázat

A mérés		Beérkezési idő (s)		Mélység felszíntől (km)	
száma	helye	Conrad refl.	Moho refl.	Conrad szint	Moho szint
1	Sopron	6,82	7,83	16,3	19,7
2	Debrecen	7,45	8,62	19,2	23,2
3	Karád	7,78	—	20,8	25,2*
4	Pécs	7,57	9,25	21,5	27,2
5	Bonyhád	7,52	9,62	19,1	25,9
6	Putnok	7,45	8,55	18,8	22,6
7	Szerencs	7,25	8,76	18,2	23,2
8	Szolnok	8,28	9,54	20,2	24,5
9	Tótkomlós	7,30**	8,30**	18,8	22,3

* Extrapolált érték

** Az adatokat a Köolajipari Tröszt Szeizmikus Üzeme bocsátotta rendelkezésünkre

Ezek a reflexiók mérések bizonyos tájékoztatást adtak ugyan a magyarországi kéreg vastagságára vonatkozólag, de mivel az egymástól nagy távolságban kapott adatokat csak a számított mélységek alapján lehetett összehasonlítani, azért ezeknek az eredményeknek biztossága nem volt megnyugtató.

Ezért szükségszerű volt a kéregkutatást refrakciós módszerrel folytatni, és ennek segítségével sebességadatok megállapítására is lehetőséget nyerni.

1958-ban Hajdúszoboszló – Törtel között egy 120 km hosszú vonal mentén végezték az első refrakciós méréseket. A Mohorovičić határfelületről azonban a 800 kg-os töltetű robbantás is csak gyenge beérkezéseket eredményezett. 1960–1961-ben ugyanezen a területen folytatódottak a kísérletek. A kapott felvételek nem voltak elég jók és mindössze néhány adatot lehetett az eddigiék pótlására felhasználni.

Az eredménytelenség okát egyrészt abban láttuk, hogy műszereink e célra nem alkalmasak, másrészt pedig, hogy a szokásos mérési eljárás mellett az eddig alkalmazott töltetek nem elegendők, viszont a 800–1000 kg-os vagy ezen felüli robbantások a hazai sűrű települési viszonyok mellett komoly nehézséget okoznak.

A megoldás keresésének útja tehát kettős volt:

1. olyan műszert konstruálni, amely kisfrekvenciás átvitelű és így alkalmas a nagy távolságban rendszerint kis frekvenciával beérkező jelek regisztrálására.

2. olyan mérési eljárást keresni, amelyben kisebb észlelési távolságok is elégségesek.

Az első feladatot megoldotta a Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztályán épített hordozható, a fenti kívánalmaknak megfelelő tranzisztoros berendezés, amely 1962-ben készült el 24 csatornás kivitelen; a másodikat pedig a Mohorovičić és esetleg a Conrad felületről a későbbi beérkezések között jelentkező szélesszögű – főleg a kritikus pont körüli – reflexiók felhasználása. Kritikus pontnak azt a pontot nevezzük, amelyben a totális reflexió határszögével reflektált hullám a felszínre ér. Ez egyúttal az első refraktált hullám beérkezési helye is. A viszonylag kis távolság miatt a robbantópont és a felvevőhely közötti rádióösszeköttetés is egyszerűbb eszközökkel oldható meg.

3. A kritikus pont közelítő meghatározása és a szélesszögű reflexiók észlelésén alapuló mérési eljárás ismertetése

A Mohorovičić szintről származó kritikus ponton túli szélesszögű reflexiók kijelölésének lehetőségét elsőnek Tuve és Tatel mondta ki 1947-ben, de elgondolásuk nem talált támogatásra a szeizmológusok körében.

A Szovjetunióban a Mohorovičić szintről származó kritikus ponton túli reflexiók regisztrálásának lehetőségét I. D. Nyerszeszov ismertette 1956-ban, majd 1958-ban A. Sz. Alexejev végzett számításokat a reflexiók dinamikai sajátosságaira vonatkozóan. 1961-ben I. P. Koszminszkaja és R. M. Kraksina ismertették a Mohorovičić szintről származó, kritikus ponton túli reflexiók legfontosabb kinematikai és dinamikai tulajdonságait. (Koszminszkaja – Kraksina, 1961.)

1962-ben az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztályán is tervbe vettük, hogy a kéregkutató mérések során megkíséreljük a Mohorovičić szintről származó kritikus pont körüli reflexiókat regisztrálni, és a kritikus pont helyét közelítően meghatározni. A rendelkezésre álló rövid idő miatt nem tervezhettünk folyamatos szelvényezést, hanem csak a robbantóponttól számított kb. 50–100 km távolságon belül 5 km-es állomásközpontokra korlátoztuk az észleléseket. A Hajdúszoboszló–Szolnok irányában húzódó vonal ily módon való felmérése után, annak a helynek a környékén, ahol a nagy energiájú későbbi beérkezések már megjelentek a felvételeken, 2,5 km-es közzel sűrítettük az észlelési állomásokat. Az eredmény igen biztató volt. Sikeredt ugyanis ezzel az eljárással:

1. az energianövekedés valószínű helyét megállapítani, és ezzel a kritikus pontnak a robbantóponttól való távolságát közelítően meghatározni (52–54 km),

2. felismerni és követni a kritikus ponton túli megnövekedett energiájú reflexiókat,

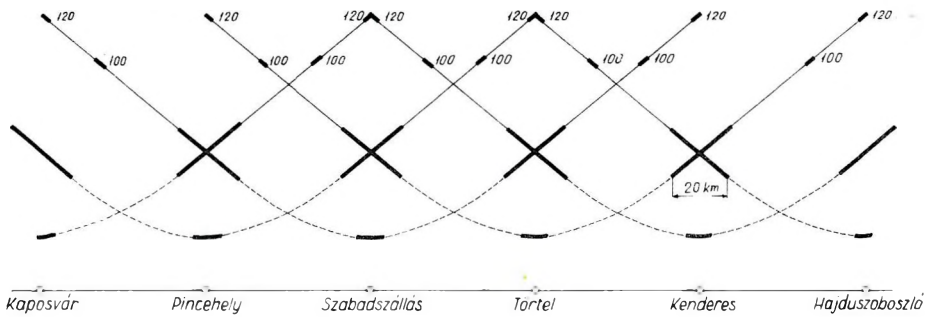
3. kijelölni egy bizonyos szakaszon a refraktált és reflektált beérkezések szétválását.

A refrakciós észlelésekre szánt robbantásokat a hajdúszoboszlói robbantópont közelében egy reflexiós műszer is regisztrálta szintén nem folyamatos terítésben. Határozott fázistengelyű, a zajból jól kiemelkedő reflexiókat kaptunk a Mohorovičić és néhány terítésben feltehetően a Conrad határfelületről is. A reflexiós adatokból számított mélységek közel azonos értéket adtak a refrakciós beérkezésekből számítottakkal. A Mohorovičić felület mélységére Hajdúszoboszlónál 23,9 km-t, a Conrad határfelületére pedig átlagban 18,5 km-t kaptunk.

Az 1962. évi sikeres mérés adta meg a lehetőséget olyan mérési rendszer megalkotására, amelyben, ha a robbantópont távolságokat 5–10 km-rel nagyobbra választjuk a feltételezett kritikus pont távolságnál, a kölcsönös pontokban a kritikus ponton túli reflexiók és az esetleg már különvált refraktált beérkezések korrelálhatók. Ebben az észlelési rendszerben 22 km hosszú folyamatosan beterített szakaszokat terveztünk a robbantópontoktól kb. 50–72 km távolságban. Ezekon kívül tervbe vettünk észleléseket egy-egy terítésben kb. 100 és 120 km távolságban is. Mivel ezekben a távoli terítésekben – hazai viszonyok között – már a Mohorovičić határfelületről jövő refraktált beérkezések jelentkeznek elsőként, azért ezeknek a segítségével olyan sebesség-ág-szakaszok határozhatók meg, melyek a Mohorovičić határfelülethez tartoznak, és korrelálhatók a kölcsönös pontokban. Továbbá, ha ezeket az ágakat összekötjük a kritikus pont környéki Mohorovičić szintről kapott refrakciós beérkezésekkel, akkor – ha a beérkezések valóban a Mohorovičić szintről származnak – olyan sebesség-ágakat kell nyernünk, amelyekből az erre a határfelületre jellemző 7,9–8,2 km/sec valódi sebességérték határozható meg.

A szélesszögű reflexiókból számítható mélységadatok ellenőrzésére tervbe vettünk lyukközeli reflexiók folyamatos észlelését is 10–12 terítésben.

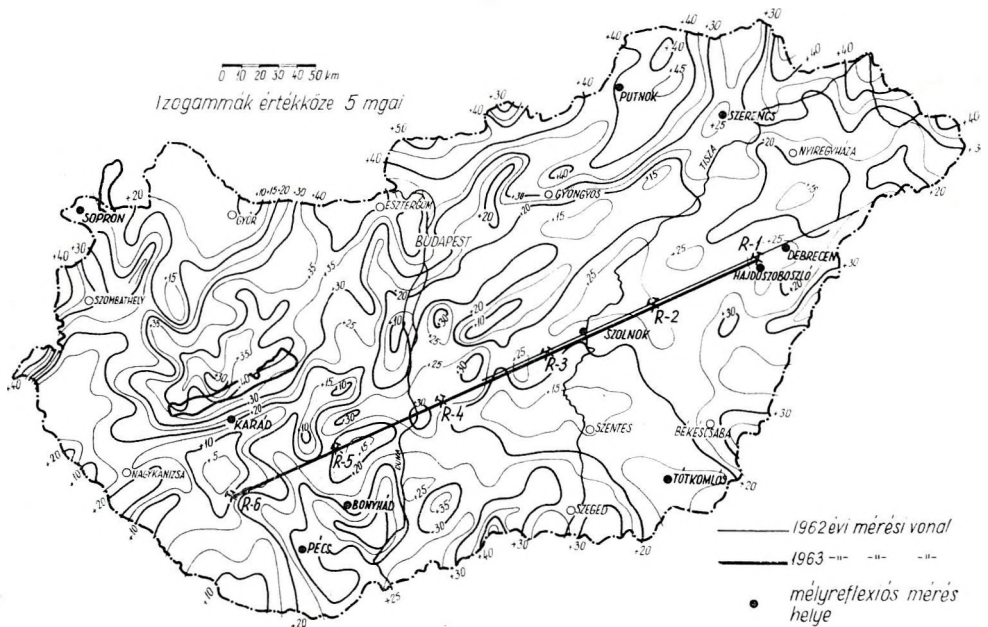
Az ilyen elgondolások alapján tervezett, kereken 300 km hosszú – Hajdúszoboszló–Kaposvár irányában fektetett – vonalunkat az 1963. évi kísérleti mérésünk során mértük végig. E vonal mentén 6 robbantópontot



1. ábra. Az 1963. évi kéregkutató kísérleti szeizmikus vonal lövési vázlata

Fig. 1. Схема взрывных пунктов по экспериментальной сейсмической линии для изучения земной коры в 1963 г.

Fig. 1. The scheme of shooting of the experimental seismic profile for the investigation of the earth's crust in 1963.

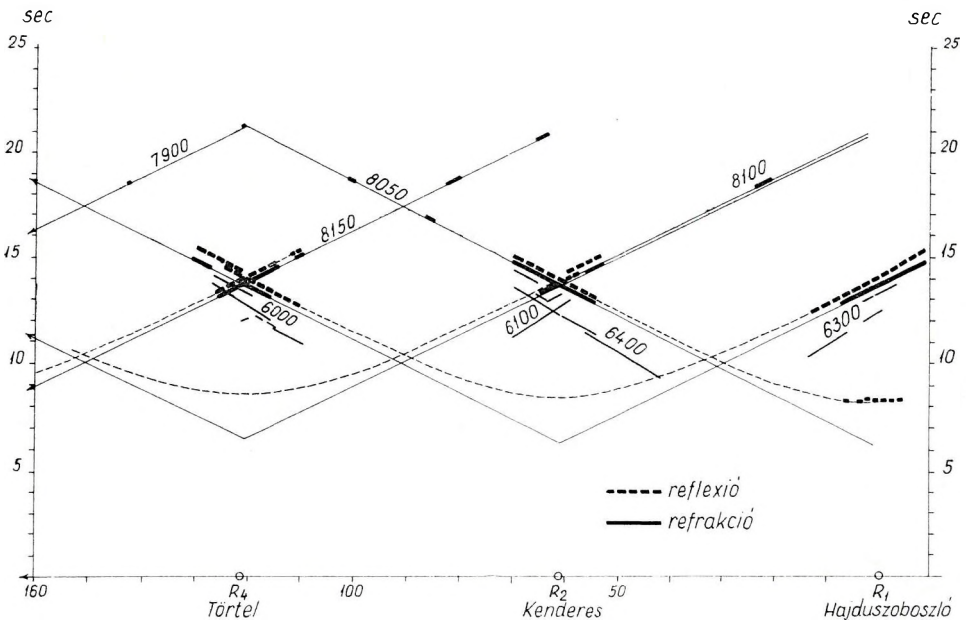


2. ábra. Magyarország izosztaticus anomália térképe az 1962. és 1963. évi kéregkutató kísérleti szeizmikus vonalakkal

Fig. 2. Карта изостатических аномалий Венгрии с экспериментальными сейсмическими линиями для изучения земной коры, созданными в 1962 и 1963 гг.

2. Map of isostatic anomalies in Hungary showing the location of the experimental seismic profiles for the investigation of the crust, laid in 1962. and 1963.

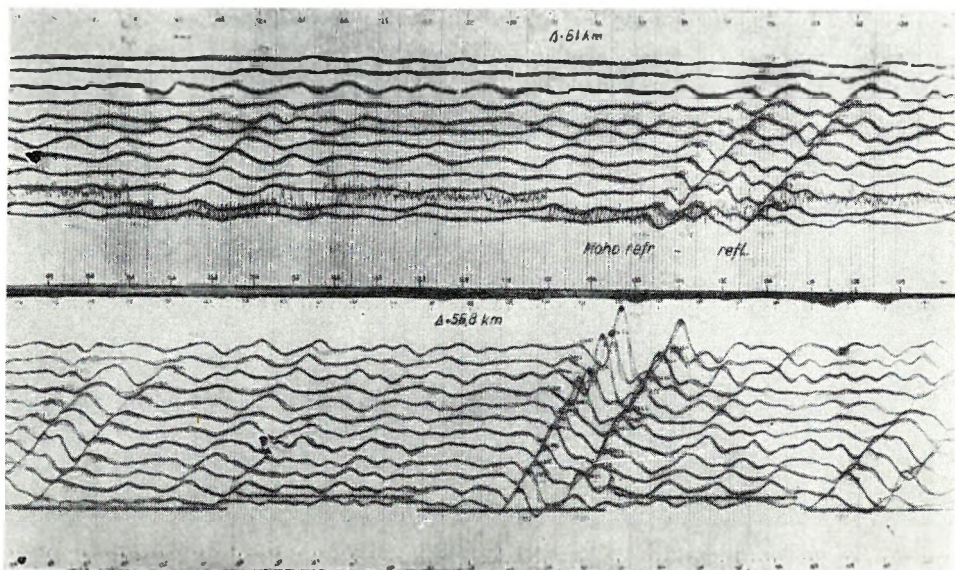
helyeztünk el egymástól kb. 60–60 km távolságban. Minden robbantópontnál a kritikus pont környékét 22 km-es folyamatos terítéssel ág-ellenágban észleltük végig, kivéve a kenderesi robbantópont környékét, amelyet 35,2 km hosszú szakaszon lőttünk meg. Ezeket a szakaszokat, valamint a távoli ágakat képező 100, illetve 120 km-re levő terítéseket egy-egy, az előbbieken már említett kisfrekvenciás átvitelű tranzisztoros berendezéssel mértük. A geofonok közti távolság 200 m volt. A lyukközeli reflexiók felvételeket egy GMG típusú hordozható műszerrel készítettük 40 m-es geofonközzel. Egy-egy robbantáshoz általában 100 kg robbanóanyagot használtunk, a távoli ágak meglövéséhez pedig 400 kg-ot.



3. ábra. Az 1963. évi kéregkutató kísérleti szeizmikus vonal egy részének menetidő-diagramja
 Фиг. 3. Годограф на участке экспериментальной сейсмической линии для изучения земной коры, созданной в 1963 г.

Fig. 3. Travel-time diagram on a part of the experimental seismic profile for the investigation of the crust, measured in 1963.

Adataink egy részét vázlatosan a 3. sz. ábrán látható menetidő-diagram tünteti fel. Eredményeink jóknak mondhatók, mert bizonyos távolságon túl sikerült mindenütt észlelnünk azokat a nagy energiával jelentkező későbbi beérkezéseket, amelyek a Mohorovičić szintről származó szélesszögű reflexiókkal azonosíthatók. Egyes helyeken a reflektált és refraktált beérkezések szétválását is nyomon tudtuk követni. A 4. sz. ábrán bemutatott két szeizmogramon ez a jelenség jól látszik. A felvételek nem egymás melletti terítésben készültek; az alsó szeizmogram első geofonja a robbantóponttól 56,8 km-re,



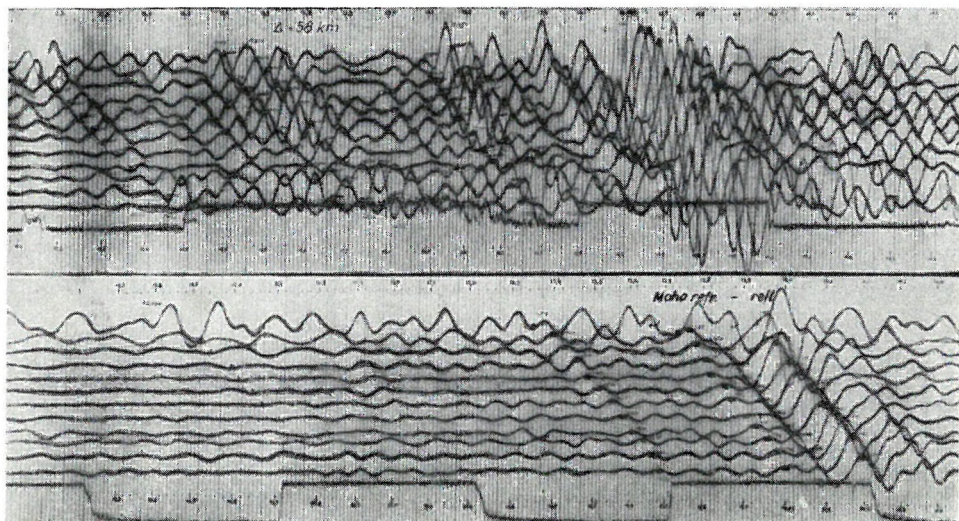
4. ábra. Kenderes környékén készült felvételek a Mohorovičić határfelületről származó kritikus ponton túli refraktált és reflektált beérkezésekkel

Фиг. 4. Записи из района Кендереш с закритическими отражениями и преломленными волнами от поверхности Мохоровичича

Fig. 4. Records from the Kenderes area with reflection and refraction arrivals beyond the critical point from the Mohorovičić discontinuity

a felsőé 61 km-re volt. A távolság növekedésével a fázis tengelyek szétválása és a beérkező energia csökkenése jól megfigyelhető. Az 5. sz. ábrán látható két szeizmogram más helyen készült. Itt a terítések szomszédosak. Ezek a felvételeken is a Mohorovičić határfelületről származó kritikus ponton túli beérkezések jelentkeznek maximális amplitúdókkal. Azt az állításunkat, megerősítik azok a 100 és 120 km távolságban a menetidő-görbén feltüntetett refrakciós észlelési adatok is, amelyek az első beérkezésben jelentkező hullámok idő és látszólagos sebesség értékeit ábrázolják. Ha ugyanis ezeket összekapcsoljuk a kritikus pont körüli refrakciós beérkezésekkel, akkor ág-ellenágból 8100 m/sec körüli valódi sebesség adódik, amely – az előzőek értelmében – a Mohorovičić határfelület mentén terjedő rengéshullámok határsebességének felel meg.

Az említettekén kívül a 22 km-es szakaszon folyamatosan meglőtt terítésekben több helyen találunk elsőként jelentkező 6000–6400 m/sec-os sebességet adó beérkezéseket. Ezek értelmezése egyéb – az alaphegységre vonatkozó – sebességadatok ismerete hiányában csak feltételeesen lehetséges. Gondolhatunk arra, hogy a kapott beérkezések esetleg arról a határfelületről származnak, amely a kéregszerkezetre vonatkozó külföldi adatokban mint „gránit-felszín” szerepel.



5. ábra. Hajdúszoboszló környékén készült felvételek a Mohorovičić határfelületről származó kritikus ponton túli refraktált és reflektált beérkezésekkel

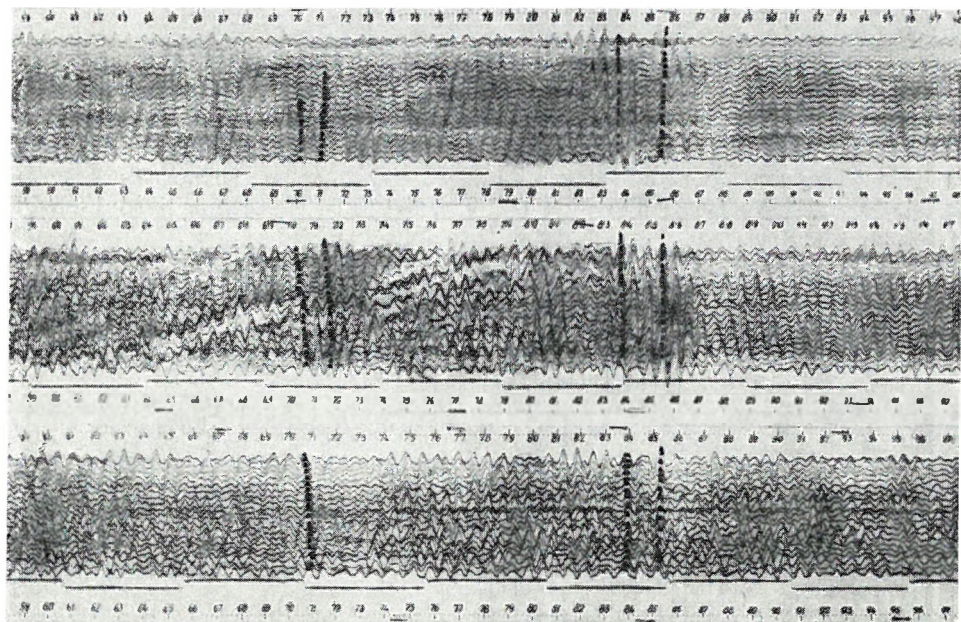
Фиг. 5. Записи из района Хайдусобосло с закритическими отраженными и преломленными волнами от поверхности Мохоровичича

Fig. 5. Records from the Hajdúszoboszló area with reflection and refraction arrivals beyond the critical point from the Mohorovičić discontinuity

A lyukközeli mélyreflexiós felvételek közül említésre méltók a hajdúszoboszlói robbantópont közelében készültek. A 6. sz. ábra ezek közül mutat be hármat, melyek egymástól kb. 2 km távolságban levő terítésekben rögzítették a beérkezéseket. A két szélső felvétel csoportgeofonnal, a középső normál terítéssel készült. A 8,4–8,6 sec körül látható beérkezés a „Moho”-reflexió, a 7,0–7,1 sec körül jelentkezőről pedig feltételezzük, hogy a „Conrad”-reflexió.

A többi robbantópontnál sajnos nem sikerült hasonló minőségű mélyreflexiókat kapni.

A mérési eredményekről bővebben nem szólhatunk, mert a kiértékelés jelenleg még folyamatban van. Az eddigiekből azonban már látszik, hogy az idei adatok igazolják az előző évi kéregvastagságra vonatkozó számításokat, továbbá, hogy ez a vastagság valamennyire változik a mérési vonal mentén. Megállapítható, hogy a mérési szisztéma jó, és a kettős korreláció feltétlen biztonságot jelent a refrakciós és reflexiós menetidőgörbék helyes megszerkesztésében. Nem a mérési eljárást, hanem a kivitelezést kell a jövőben tökéletesítenünk. Ugyancsak meg kell kísérelni csoportgeofonnal eredményt elérni azoknál a robbantópontoknál, ahol normál terítéssel nem sikerül lyukközeli mélyreflexiókat kapni. Ezeknek a Mohorovičić határfelületről származó reflexióknak ismerete azért is előnyös, mert a kritikus pont körüli reflexiós beérkezési időket a lyukközelen kapott értékekkel összekapcsolva, egy-egy



6. ábra. A hajdúszoboszlói robbantópont közelében készült reflexiós felvételek a Mohorovičić és Conrad határfelületekről származó reflexiókkal

Фиг. 6. Записи отраженных волн, зарегистрированные вблизи взрывного пункта в районе Хайдусобосло, с отражениями от поверхностей Конрада и Мохоровичича

Fig. 6. Reflection records, registered in the proximity of the shot-point at Hajdúszoboszló, containing reflections from the Mohorovičić and Conrad discontinuities

kb. 120 km hosszú szakaszra jellemző nagy hiperbolát kapunk, amelyből a Mohorovičić szint feletti rétegösszlet átlagsebessége meghatározható.

Az elmondottakon kívül tervezzük még a harántlövéses szelvényezési eljárás kipróbálását is.

Ezekre a módszertani finomításokra az idei méréseink során nem volt lehetőség.

Röviden megemlítjük, hogy a hazai kéregkutató méréseink eddigi eredményei azt mutatják, hogy a Magyar medence alatti kéreg jóval vékonyabb az átlagosnál. Ezt a tényt a szeizmológiai számítások is alátámasztják, bár ezek a Mohorovičić szint mélységét — az általunk számított kerek 24 km-rel szemben — nagyobb, 33 km mélységben adják meg (Bisztricsány E. — Csomor D., 1957). Ennek magyarázata az, hogy a szeizmológusok a mélységszámításhoz a Kárpát medencén túli állomások adatait is felhasználták, ami indokoltá teszi a mélység növekedését. Számításaink szerint, ha csak a medencebeli adatokat vesszük figyelembe, az ezekből számított mélység a szeizmikusan meghatározott értékkel egyezik.

4. Összefoglalás

Az elmondottakat összefoglalva úgy gondoljuk, hogy az ismertetett, és az idei mérésünk során kipróbált mérési eljárás igen alkalmas hazai viszonylatban a kéregkutatásra, mert viszonylag kistöltetű robbantásokkal, azaz viszonylag kis költséggel nyerhetünk a Mohorovičić határfelületről megbízható beérkezéseket. Ennek köszönhető az is, hogy az ismertetett mérési eljárás sűrűn lakott vidéken is a többi szeizmikus méréshez hasonló üzembiztonságú, rutinszerű szelvényezést tesz lehetővé.

IRODALOM

- A. G. Averjanov, P. Sz. Fejerman, Je. J. Galjperin et al (1961.) Glubinnyje szeizmszeszkoje zondirovanije v perehodnoj zonzje ot aziatszkovo kontinenta k tyihomu okeanu v period MGG (IAN. SzSzSzR, Szer. geof. No. 2.)
- Balkay B. (1960): A magyarországi földkéreg szerkezete (Geofizikai Közlemények IX. köt. 1–2. sz.)
- M. Bath (1961): Die Conrad-Diskontinuität (Freiberger Forschungshefte. C. 101.)
- Bisztricsány E. — Csomor D. (1957): Az 1956. jan. 12-i földrengés mikro szeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése a Magyar Medencében (Geofizikai Közlemények VI. köt. 1–2. sz.)
- A. Clement és C. Layat (1961): Correlation à distance constante sismique réfraction (Geophysical Prospecting, Vol. IX. No. 2. June)
- A. M. Epinačeva (1957): Reflected waves produced at angles of incidence greater than critical (Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR. No. 6.)
- Gálfi J. — Stegena L. (1955): Nagymélységű reflexiók Hajdúszoboszló környékén (Geofizikai Közlemények IV. köt. 2. sz.)
- Gálfi J. — Stegena L. (1957): Szeizmikus reflexiók mérésével meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről (Geofizikai Közlemények VI. köt. 1–2. sz.)
- Gálfi J. — Pálos M. (1960): Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar Medencében (Geofizikai Közlemények VIII. köt. 4. sz.)
- Gálfi J. — Stegena L. (1960): Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében (Geofizikai Közlemények VIII. köt. 4. sz.)
- H. Gunter Reinhardt (1954): Steinbruchsprüngungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes Freiberger Forschungshefte. c. 15.
- Kertay Gy. (1957): A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján (Földtani Közlemények LXXXVII. köt. 4. sz.)
- I. P. Koszmínszkaja, R. M. Kraksina (1961): O zakriticseszkih otrazsenijah ot granyciu Mohorovicicsa (IAN. SzSzSzR, Szer. geof. No. 6.)
- dr. Körössy L. (1957): A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás kilátásai szempontjából (Bányászati Lapok 9. sz.)
- L. V. Molotova (1959): O regisztracii glubinnih otrazsenij pri szeizmorazvedke (Trudü Insztituta fiziki Zemli, No. 6.)
- I. A. Rezanov (1961): Szovescsanyie po glubinnomu szeizmszeszkomu zondirovanyiju zemnoj korü (IAN. SzSzSzR, Szer. geol. No. 5.)
- T. C. Richards (1960): Wide Angle Reflections and their Application to Finding Limestone Structures in the Foothills of Western Canada (Geophysics, Vol. XXV., No. 2.)
- T. C. Richards and Walker (1959): Measurement on the thickness of the earth's crust in the Albertan plaine of the Western Canada (Geophysics, Vol. XXIV. No. 2.)
- Sz. M. Sztjiszov (1963): Priroda granyciu Mohorovicicsa (IAN. SzSzSzR, Szer. geof. No. 1.)

Г. Н. ПЕТРОВА

ИЗУЧЕНИЕ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С ПАЛЕОМАГНИТНЫМ МЕТОДОМ

На основании палеомагнитных исследований автор устанавливает, что вековая вариация геомагнитного поля является не только процессом локального характера, а, вероятно, прямым последствием процессов, происходящих внутри Земли.

G. N. PETROVA

THE INVESTIGATION OF SECULAR VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD WITH PALEOMAGNETIC METHOD

On the basis of paleomagnetic investigations the author establishes, that the secular variation of the geomagnetic field is not only a local process, but a phenomenon, probably representing the direct consequence of processes, taking place in the interior of the earth.

A FÖLDMÁGNESES TÉR ÉVSZÁZADOS VÁLTOZÁSAINAK TANULMÁNYOZÁSA PALEOMÁGNESES MÓDSZERREL

G. N. PETROVA

A földmágneses tér évszázados változásának tanulmányozását megnehezíti az a tény, hogy az évszázados változás periódusa 1000 év nagyságrendű, ezzel szemben közvetlen megfigyelési adatsorozataink legfeljebb néhány 100 évre nyúlnak vissza. Ilyen módon nem ismerjük sem a változás pontos periódusát, sem azt, hogy megmarad-e az évszázados változás periódusa és amplitúdója ciklusról ciklusra, vagy sem.

A paleomágneses vizsgálatok segítségével azonban ezekre a kérdésekre választ kaphatunk. Ismert adatsorozatunkat ugyanis a paleomágneses vizsgálatok eredményeivel kiegészíthetjük, és ezáltal a jelenségeket folyamatosan szemlélhetjük.

A paleomágneses módszer alap az a fizikai törvényszerűség, hogy a tárgyak magas hőmérsékletről szobahőmérsékletre történő lehűlésük ún. termomágneszettséget vesznek fel és olyan irányban mágnesesződnek, amilyen a mágneses tér iránya a kihűlés helyén. A tárgyak ilyen módon nyert mágneszettsége igen stabilnak bizonyul: több ezer, sőt néha több millió év folyamán sem tűnik el. Ismerve azt az időt, amikor a lehűlés bekövetkezett, a vizsgált tárgy mágneszettségének iránya és nagysága alapján megítélhetjük annak a térnek irányát és nagyságát, amelyben a lehűlés végbement.

Paleomágneses vizsgálatokra a kiégetett agyagtárgyak: téglák, cserepek, agyagedények, régi tűzhelyek vagy kemencék töredékei alkalmasak.

Paleomágneses vizsgálatokat először *E. Thellier* (Franciaország) végzett, majd *N. Watanabe* (Japán) és *I. S. Belshe* (Anglia). (Tudomásunk szerint először *G. Folgheraiter* alkalmazta először a paleomágneses módszert. A XIX. század végén *Eötvös* is végzett hasonló kutatásokat. Saját megjegyzés.) A Szovjetunióban a paleomágneses vizsgálatokat a Földfizikai Intézetben *Sz. P. Burlackaja* irányítja.

Burlackaja és munkatársai vizsgálatai szerint az évszázados változás utóbbi 8000 évre vonatkozó periódusa és amplitúdója egyenletesen változott. Az egyes ciklusokra 600–1300 év adódott. Ezek az eredmények a Kaukázus régi épületeiből származó téglákra vonatkoznak. Megállapították ezenkívül azt is, hogy a Szovjetunióra vonatkozó irányváltozás megegyezik a különböző európai országokban (Franciaország, Anglia) kimutatott változással; ezzel szemben a Japánra vonatkozó görbék ellenkező fázisúak.

Ezek az eredmények arra mutatnak, hogy a földmágneses tér évszázados változása nemcsak helyi jellegű folyamat, hanem olyan egységes jelenségről van szó, amelynek fő része valószínűleg a Föld belsejében lejátszódó folyamatok közvetlen következménye.

Ismertette

Sz. Aczél Etelka

Э. АЦЕЛ—А. ПИНТЕР

ПРЕДЛОЖЕНИЕ О ПРОЕКТИРОВАНИИ МЕЖДУНАРОДНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ПО ПРОФИЛЯМ, ПЕРЕСЕКАЮЩИМ КАРПАТЫ, ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современная величина и распределение гравитационных аномалий, измеряемых нашими приборами, является результатом продолжительного исторического развития Земли. Земная кора находится и в настоящее время в движении и развитии. Изменения аномалий со временем можно ожидать особенно по молодым орогеническим поясам. Относительно размеров и направлений этих изменений нет достоверных результатов измерений. Для изучения этого вопроса было бы желательно проводить измерения по профилям, пересекающим Карпаты, при участии польских, чешских и венгерских геофизиков одновременно по возможности несколькими (5—10) гравиметрами на гравиметрических и геодезических опорных пунктах, и повторить их по истечении определенного времени.

Так как точность приборов и влияние от ожидаемых изменений уровня примерно совпадают по порядку величин, необходимо было бы проводить измерения на возможно большем числе пунктов для получения в крайней мере результатов статистического характера.

Очень важно, чтобы для выявления относительных движений профили, пересекающие складчатый пояс Карпат, были привязаны к Венгерскому бассейну, польской части северо-восточной европейской платформы и чешскому массиву.

A. PINTÉR—E. ACZÉL

EIN VORSCHLAG ÜBER DIE PLANUNG INTERNATIONALER GEOPHYSIKALISCHER MESSUNGEN DURCH DIE KARPATEN, UM DIE GEGENWÄRTIGEN ERDKRUSTEN-BEWEGUNGEN ZU UNTERSUCHEN

Die gegenwärtige Grösse und Anordnung der Schwereanomalien ist das Resultat eines langen geologischen Entwicklungsgangs. Die Erdkruste ist noch jetzt in Bewegung und Entwicklung. Auf die Dimensionen und Tendenzen dieser Änderungen stehen noch keine zuverlässige Messergebnisse zur Verfügung. Zur Untersuchung dieser Frage wäre es notwendig, mit der Kooperation polnischer, tschechoslowakischer und ungarischer Geophysiker gleichzeitig mit möglichst mehreren Gravimetern (5—10) an Gravitations- und Höhenfestpunkten Messungen auszuführen und sie nach bestimmter Zeit zu wiederholen.

Weil die Pünktlichkeit der Instrumenten und der Effekt von Niveauveränderungen, die zu erwarten sind, ungefähr dieselbe Grössenordnung geben, müssen die Messungen an möglichst mehreren Stationen ausgeführt werden, um wenigstens ein Resultat von statistischen Charakter zu erreichen.

Es ist wichtig, dass sich die Profile, die die Faltenzone der Karpaten durchkreuzen, zur Nachweisung der relativen Bewegungen an das ungarischen Becken, sowie an den polnischen Teil der NO-europäischen Tafel und an das tschechische Massiv anschliessen.

JAVASLAT A KÁRPÁTOKAT HARÁNTOLÓ NEMZETKÖZI GEOFIZIKAI MÉRÉSEK TERVEZÉSÉRE A RECENS KÉREGMOZGÁSOK VIZSGÁLATA CÉLJÁBÓL

PINTÉR ANNA ÉS SZ. ACZÉL ETELKA

A jelenkori kéregmozgások vizsgálata a geofizikának egyik aktuális kérdése. Ezzel a témával foglalkozott az 1962-ben Lipcsében megtartott I. Nemzetközi Kéregmozgási Szimpózium, amelynek legfőbb tanulsága az volt, hogy a földkéreg mozgásaira vonatkozó ismereteink szórványosak és nem eléggé megbízhatóak (Lipcsei Szimpózium 1962.). Komolyabb eredményeket csakis nemzetközi összefogással, valamint a geodéziai és geofizikai módszerek összehangolásával lehet elérni. Nemcsak a Föld egészére vonatkozó vizsgálatoknál van szükség nemzetközi együttműködésre, hanem a földkéreg kisebb egységeinek mozgásviszonyait is csak így lehet eredményesen tanulmányozni.

A Kárpát medence és környezete regionális tanulmányozása keretében a medencének a Kárpátokhoz, illetve a lengyel ÉK-európai táblához viszonyított mozgásainak kimutatására is törekednünk kell. Ilyen mozgásokra a megismételt szintezési adatok utalnak, bár kétségtelen, hogy a múlt századi geodéziai mérések megbízhatósága vitatható, sőt olyan kicsiny, hogy a kéregmozgások beható vizsgálatára e mérések adatai alkalmatlanok. (Gárdonyi J. 1932.; Bendefy L. 1956. és 1958.; Vyskocil, V. 1956.; Svoboda, K. 1962.; Niewiarowski, J. — Wyrzykowski, T. 1962.) A terület izosztatikus anomáliái szintén indokolhatják a recens kéregmozgások feltételezését, de az eddigi vizsgálatok alapján nem dönthető el egyértelműen, hogy az észlelt szintváltozások valóban izosztatikus jellegűek-e. (Scheffer V. — Kántás K. 1949.; Egyed L. 1957.; Scheffer V. 1958.; Balkai B. 1960.; Scheffer V. 1963.)

Az ismételt gravitációs mérések közötti eltérések is kapcsolatban lehetnek a kéregmozgásokkal. A Kárpát medencében és környezetében ilyen adatok nem állnak rendelkezésre. A Kaukázusban azonban végeztek megismételt gravitációs méréseket (J. D. Boulanger 1962.), amelyek esetleg arra engednek következtetni, hogy a változások oka a kéregmozgásban kereshető (Pintér A. 1963.).

A jelenleg rendelkezésünkre álló adatok tehát nem elegendők e kérdés vizsgálatához. Szükséges lenne ezért nagy pontosságú szintezésekre és ezek megismétlésére törekedni, a Kárpátokat harántoló vonalak mentén. A szintezési munkák lassú és költséges volta miatt, a kéregmozgások kimutatása céljából, esetleg nagy pontosságú graviméter mérésekre is gondolhatunk. (Általában célszerű lenne a szintezési munkálatokat mindig graviméter mérésekkel párhuzamosan végezni, mivel a két adatrendszer a szintváltozások szempontjából egymást kiegészítheti, megerősítheti, illetve a megbízhatóság kérdésében döntő lehet.)

Felmerül tehát a kérdés, milyen nagyságrendű szintváltozást lehet graviméterrel kimutatni? Ha csak évi 1 mm szintváltozást tételezünk fel — ami a dunántúli, illetve a magyarországi szintezési adatok alapján reális érték (Bendefy L. 1958.) —, akkor ez a gravitációs tér átlagos vertikális gradiensének figyelembevételével évi 0,0003 mgal változást jelent. Ekkora változást

0,03 mgal pontosságú graviméterrel legfeljebb 100 év múlva mutathatunk ki. Ha azonban feltételezzük, hogy a Kárpátok övében az évi változás a dunántúlinak mintegy két-háromszorosa, akkor a néhány 10 év múlva megismételt graviméter mérésekben ezeknek a mozgásoknak jelentkezniük kell. Svoboda, K. szerint a Kárpátok területén évi 7 mm szintváltozást is mértek. A graviméter mérések megismétlése ilyen nagy változásoknál már 15–20 év múlva is lehetőséget nyújthat a szintezési adatok helyességének ellenőrzésére, sőt magának a nivófelületnek a változásait is lehetséges ilyen módon kimutatni, amire a szintezési adatok természetesen nem nyújtanak lehetőséget.

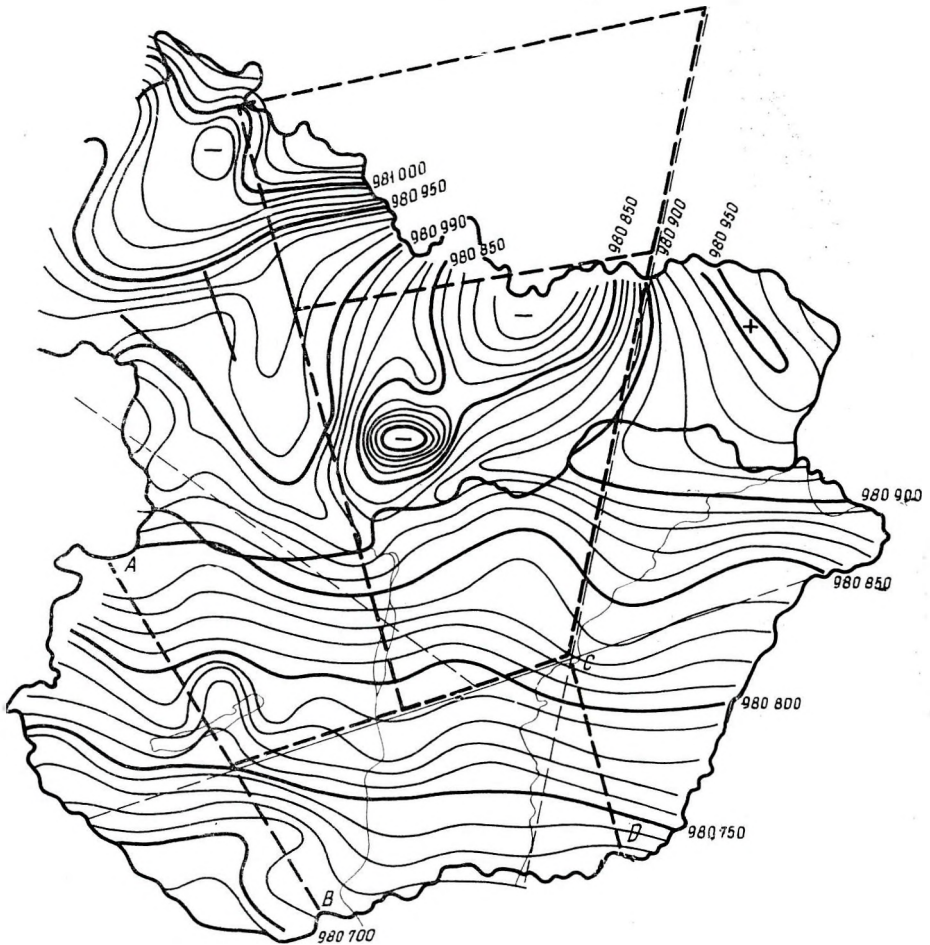
Ismeretes, hogy a Kárpátok öve a környező területekhez képest gravitációs szempontból eltérő jelleget mutat, ami pl. a Bouguer-anomáliák nagy negatív értékeiben jelentkezik a lengyel masszívum és a magyar medence pozitív anomáliáihoz viszonyítva.

Az ábrán Magyarország és Csehszlovákia egy részének, a graviméteres alaphálózati pontok alapján készült észlelt-érték térképe látható. Lengyelország területén hasonló adatok sajnos nem álltak rendelkezésünkre. Szaggatott vonallal tüntettük fel a Kárpátok és környezete mozgásviszonyainak vizsgálata céljából tervezett graviméter mérések vonalait. Ezeket a vonalakat igyekeztünk a már meglévő vagy tervezett egyéb geofizikai szelvényekkel összehangolni (Mituch E. 1962.; KGST jegyzőkönyv 1962.).

Természetesen a mérések helyének végleges kijelölését – ha ezekre sor kerülne – a mérésben részt vevő államok geofizikus és geodéta szakembereinek közös megbeszélése alapján kell eldönteni. Igen fontos azonban, hogy a Kárpátok gyűrt övét harántoló vonalak a magyar medencéhez, a cseh masszívumhoz, és a lengyel ÉK-európai táblához legyenek kötve, a relatív mozgások kimutatása céljából. A mérések tervezését a szeizmikus kéregkutató vonalakkal való egyeztetés mellett a gravitációs kalibrációs vonalak létesítésének szempontjából is össze lehet hangolni. Ami a Magyarország területén kijelölendő vizsgálati vonalakat illeti, szükségesnek látszik az AB és CD vonalak javaslatba hozatala is a dunántúli kéregmozgások és a battonyai–tótkomlói szerkezetek feltűnően élénk mozgásviszonyainak megvilágítása céljából.

A mérést egyidejűleg több, lehetőleg 5–10 graviméterrel kellene végezni. A térképről leolvasható, hogy az áthidalandó legnagyobb gravitációs különbség kb. 250–300 mgal. Két, egymásután következő gravitációs alappont között azonban csak átlag 50 mgal különbség van, ami a nálunk használatos Heiland és Sharpe graviméterek mérési tartományába kényelmesen belefér. A méréseket a meglévő gravitációs alaphálózat és a felsőrendű szintezési vonalak pontjain célszerű végezni, hogy elkerülhessük az eddigi, hasonló jellegű méréseknek azt a hibalehetőségét, ami a pontok azonosításának problémájából ered.

Végül hangsúlyozni szeretnénk, hogy tudatában vagyunk műszereink jelenlegi pontosságából eredő korlátoknak. Ez a pontosság ui. éppen csak eléri azt az értéket, ami a feltételezett változások kimutatásához minimálisan szükséges. Természetesen minél több állomáson kell mérnünk, hogy legalább statisztikus eredményre jussunk. Olyan nagy változások esetében azonban, amit pl. a cseh szintezési adatok sejtetnek, feltétlenül felhasználható és döntő eszköz lehet, akár pozitív, akár negatív eredményre jutunk. Elképzelhető



- mért szeizmikus kéregkutató mérések vonala
- tervezett " " " "
- mért graviméter mérések vonala
- tervezett " " " "

1. ábra. Magyarország és Csehszlovákia egy részének vázlatos gravitációs észlelt-érték térképe, a kéregmozgások vizsgálatára céljából tervezett graviméter mérések vonalaival

Fig. 1. Схема наблюдаемых значений силы тяжести в Венгрии на части территорий и Чехословакии с указанием предложенных гравиметрических профилей для изучения современных движений земной коры

- — — — сейсмические профили для изучения земной коры, — — — — проектированные сейсмические профили для изучения земной коры, — — — — профиль гравиметрических измерений, — — — — проектированный профиль гравиметрических измерений

Fig. 1. Schema der beobachteten Gravitationswerte von Ungarn und an einem Teil Tschechoslowakei mit den Linien der Gravitationsmessungen, die für die Untersuchung der Erdkrustenbewegungen geplant wurden

- — — — seismische Linie für Erdkrustenuntersuchung — — — — geplante seismische Linie für Erdkrustenuntersuchung
- — — — die Profile der Schwerkraftmessungen — — — — die geplanten Profile der Schwerkraftmessungen

továbbá, hogy e jelenleg még elvi kutatásnak számító vizsgálatoknak gyakorlati jelentőségük lesz, ha a műszerek fejlettsége már lehetővé teszi a gravitációs időbeli változásáról részletes térképek készítését.

Az előzőekben nem törekedtünk az idevonatkozó adatok részletes ismertetésére és kritikai vizsgálatára sem. Az elmondottak csak a probléma felvetését célozták. Az 1963. augusztus 8-án Miskolcon megtartott csehszlovák – magyar közvetlen földtani együttműködés keretében lefolytatott gravitációs és földmágneses vonatkozású megbeszélésen többek között ez a gondolat is szerepelt. Itt határozatot hoztak, hogy a Brünnben megtartandó szeizmikus tárgyaláson a kiküldött szakemberek egyeztessék a Kárpátokon keresztül tervezett szeizmikus szelvényeket a javasolt gravitációs mérésekkel (Jegyzőkönyv Miskolc 1963.; Jegyzőkönyv Brünn 1963.).

Úgy látszik azonban, hogy a mérések végrehajtására a nemzetközi együttműködés bonyolultsága, valamint a mérés előkészítésének és kivitelének nagyarányú munkálatai miatt csak távolabbi időben kerülhet sor.

IRODALOM

- Balkay B.* (1960): A magyarországi földkéreg szerkezete. Geofizikai Közlemények IX. kötet, 1–2. szám 5–21. old. Bp.
- Bendefy L.* (1955): Szintezési alappontok időközi magasságváltozásának meghatározása. Geofizikai Közlemények IV. évf. 2. szám 3–30 old. Bp.
- Bendefy L.* (1958): Szintezési munkálatok Magyarországon 1820–1920. (Akadémiai Kiadó) 1–736. old.: 9 fejf. Az egykori bécsi Katonai Földrajzi Intézet szintezésének hibaforrásai. 520–595. old. Bp.
- Bendefy L.* (1958): Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemässiger Feineinwägungen. (Vortrag am 4. Sept. 1956. im Internat. Geodätischen Konferenz der Ung. Wiss. Akademie, Budapest) – Acta Technica Acad. Scient. Hung. Tom. 23. Fasc. 1–5. Ser. Geod. et Geophys. Tom. 1. Fasc. 1–3. pp. 167–190. Bp.
- Boulanger, J. D.* (1962): On secular gravity changes. I. Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen. S. 203–208. Akademie-Verlag, Berlin.
- Egyed L.* (1957): A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások. Geofizikai Közlemények. VI. 1–2. Bp.
- Gárdonyi J.* (1932): A régi felsőrendű szintezési alappontok magasságainak változásai. Geodéziai Közlöny VIII. évf. Bp.
- Mituch E.* (1962): Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztályának 1962. évi kísérleti földkéregkutató méréséről. Geofizikai Intézet Adattár, Bp.
- Niewiarowski, J. – Wyrzykowski, T.* (1962): Die Bestimmung gegenwärtiger vertikaler Erdkrustenbewegungen im polnischen Raum durch Vergleich von Ergebnissen wiederholter Präzisionsnivellements. I. Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen. S. 119–125. Akademie-Verlag, Berlin.
- Pintér A.* (1963): A gravitációs tér évszázados változásáról. Geofizikai Közlemények XIII. 1. Bp.
- Scheffer V. és Kántás K.* (1949): A Dunántúl regionális geofizikája. Földtani Közlöny LXXIX, 1–4. Bp.
- Scheffer V.* (1958): A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. Geofizikai Közlemények IX. kötet 1–2. szám 55–68 old. Bp. 1960.
- Scheffer V.* (1963) Regional geophysical data from the southern part of the Great Hungarian Plain. Annales Univ. Scienc. Budapestensis (Sectio Geolog.) Tom. VI.
- Svoboda, K.* (1962): Zur Frage der Erdkrustenbewegungen in dem karpatischen Teil der CSSR. I. Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen. S. 498–507. Akademie-Verlag, Berlin.

- Viscocl*, V. (1956): Príspevek ke studiu soucasnych tektonickych pohybu na Slovensku Vestnik. Ustredniho ustavu geologického 31. v. 5. Praha.
- I. Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen. Leipzig, 1962. Akademie-Verlag, Berlin.
- KGST tagországi földtani szerveinek ideiglenes földtani munkacsoport ülése. 1962. október 29–november 5. Varsó. Országos Földtani Főigazgatóság, Budapest.
- Feljegyzés az 1963. augusztus 8-án, Miskolcon, a csehszlovák – magyar közvetlen földtani együttműködés keretében lefolytatott gravitációs és földmágneses vonatkozású megbeszélésről. Országos Földtani Főigazgatóság, Bp.
- Feljegyzés a Magyar geofizikai delegációval 1963. október 15–16-án a brünni Alkalmazott Geofizikai Intézetben tartott megbeszélésről. Országos Földtani Főigazgatóság, Bp.

G. РИХТЕР

ИСТОЛКОВАНИЕ ВСТУПЛЕНИЙ „S” В ТЕНЕВОЙ ЗОНЕ ЯДРА ЗЕМЛИ

При изучении поляризации поперечных волн от землетрясений с эпицентральной дистанцией превышающей 80° , автором были найдены на ряде сейсмограмм вступления S до 121° эпицентрального расстояния. Времена вступления волны падают на прямолинейное продолжение годографа прямых волн P, или немного опахдывают. По мнению автора эти волны показывают истолкуемую поляризацию SH. Отмечается, что часть энергии составляющей SV поперечной волны расходуется на возбуждение ядровых волн, а другая ее часть возбуждает продольные волны, отраженные на поверхности ядра. Излагается теоретическое исследование Кнопофа и его сотрудников по составляющей SV.

G. RICHTER

DIE DEUTUNG VON S-EINSÄTZEN IM SCHATTENBEREICH DES ERDKERNES

Im Schattenbereich des Erdkernes treten Transversaleinsätze auf, deren Laufzeit den Laufzeitkurven der direkten S-Welle und einer geradlinigen Fortsetzung derselben entspricht.

Entsprechend den Untersuchungen von Knopoff sind sie von um den Erdkern gebeugten S-Wellen hervorgerufen. Da die Einsätze SH-polarisiert sind, kann die allgemeine von Knopoff aufgestellte Beugungstheorie nur grundlegend sein. Für die Beugung der SH-Komponente ist die Theorie noch erforderlich.

AZ „S” BEÉRKEZÉSEK ÉRTELMEZÉSE A FÖLDMAG ÁRNYÉKZÓNÁJÁBAN

G. RICHTER

A földrengések kipattanásakor a fészekből kiinduló direkt longitudinális és tranzverzális hullámok 105° epicentrális távolságig figyelhetők meg. Az ebben a távolságban kilépő sugár csücsmélysége 2900 km. 143° epicentrális távolságtól ismét intenzív beérkezések figyelhetők meg. $105^\circ - 143^\circ$ epicentrális távolságban földrengési árnyékszóna van. Egy ilyen árnyékszóna létezése csak úgy értelmezhető, ha 2900 km mélységben a longitudinális hullámok terjedési sebessége csökken, és a földrengéshullámok terjedésére tett

$$\frac{dv(r)}{dr} \leq \frac{v(r)}{r} \text{ feltétel nem teljesül.}$$

Ebből következik, hogy földrengési árnyékszóna, mind a sebesség mélységgel való folytonos csökkenésénél felléphet, mind határfelület létezésénél. A Föld belső szerkezetére vonatkozó felfogás szerint 2900 km mélységben kezdődik

a földmag, így a 105° – 143° epicentrális távolságig terjedő árnyékszónát a földmag okozza.

A szeizmogrammok tüzetesebb vizsgálata azt mutatja, hogy az árnyékszónában is fellépnek értelmezhető P és S hullámok. Ezeknek a hullámoknak a beérkezési ideje a megfelelő direkt hullámok menetgörbéi plauzibilis meghosszabbítására esnek.

Az árnyékszónában megfigyelhető P és S beérkezések a földrengéshullámoknak a földmagon történő elhajlásával értelmezhetők. Számos értekezés foglalkozik az árnyékszónában megfigyelhető P hullámok elméletével. A vizsgálatok nagy része megadja a P hullámok útját és az amplitúdó eloszlást is. Kiemelkedők Knopoff idevonatkozó vizsgálatai, amelyek a Bull. Seis. Soc.-ban 1961-ben jelentek meg. Kimutatja, hogy ha a földrengés energiája elég nagy, akkor az ilyen 2,5 sec periódusú hullámok az antiepicentrumig is felléphetnek.

G. Richter a tranzverzális hullámok polarizációját vizsgálva, 80° -nál nagyobb epicentrális távolságú földrengések esetében, nagyon sok szeizmogramon talált 121° epicentrális távolságig S beérkezéseket. Az S hullámok menetideje a direkt P -hullám menetgörbéje egyenes vonalú meghosszabbítására esnek, illetőleg valamennyit késnek. G. Richter szerint a hullámok értelmezhető SH polarizációt mutatnak.

Bullen–Jeffreys menetgörbéi csak 105° -ig tüntetik fel a direkt térhullámokat. Számos szerző, többek között I. Lehmann, Jeffreys, Gutenberg kimutatták, hogy az amplitúdó eloszlás alapján nem határozható le pontosan a földmag árnyékszónája. A direkt S hullámok Gutenberg vizsgálatai szerint 80° -epicentrális távolságig sem SH , sem SV polarizáltságot nem mutatnak, a nagyobb epicentrális távolságban mutatkozó polarizációt a földrengéshullámoknak a földmaggal való találkozása okozhatja.

G. Richter kimutatta, hogy a tranzverzális hullám SV komponense energiájának egy része a longitudinális maghullámok keltésére szolgál, a másik része pedig a mag felszínén visszavert longitudinális hullámokat kelti. Az SH komponens energiája kelti a reflektált S hullámokat. A fenti hullámok elméleti tárgyalásakor különféle peremfeltételeket kell felvennünk a földmagra.

Knopoff és munkatársai az SV komponensre végeztek elméleti vizsgálatokat félsíkon történő elhajlás esetére. Eredményeik jó megegyezést mutatnak a modellkísérletekkel. Vizsgálataik nem terjedtek ki a beeső SV hullámokra. Nagyon valószínű, hogy a félsíkon és gömbön történő elhajlásnál az amplitúdó eloszlás egészen más lesz.

Ismertette
Csomor Dezső

Л. ШТЕГЕНА

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ КАРТЫ ВЕНГРИИ

Результаты большого объема работ, проведенных за последнее десятилетие по измерению геотермических температур, а также собранные до сих пор данные позволяют составить новую, уточненную геотермическую карту Венгрии.

В докладе описываются карты глубинных геозотерм 30, 50 и 100 °C, а также карта средних геотермических градиентов, построенные для территории страны по имеющимся данным. Рассматривается методика составления этих карт.

L. STEGENA

GEOHERMIC MAPS OF HUNGARY

The great volume of geothermic temperature measurements made in the past decade and the industrious collection of data permit the construction of new, more accurate geothermic maps of Hungary.

The present paper gives information about the maps of depth of geoisothermal horizons of 30, 50 and 100° C, constructed on the basis of data, obtained so far, and about the map of average geothermic gradient on the territory of Hungary. Information is also given on the methods of constructing these maps.

MAGYARORSZÁG GEOTERMİKUS TÉRKÉPEI

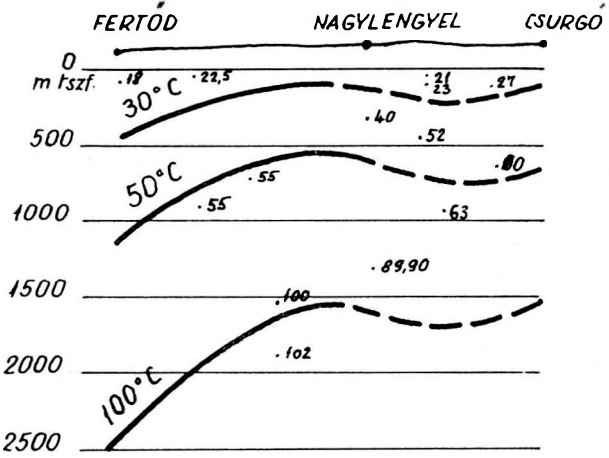
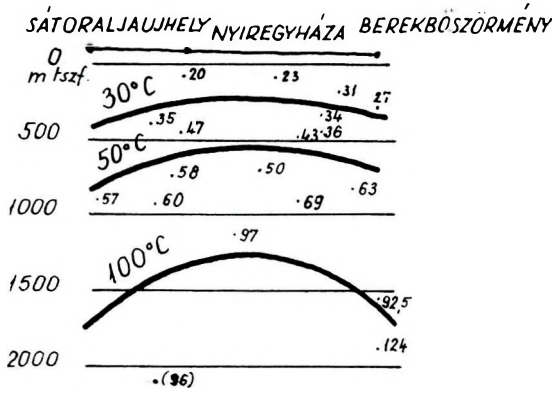
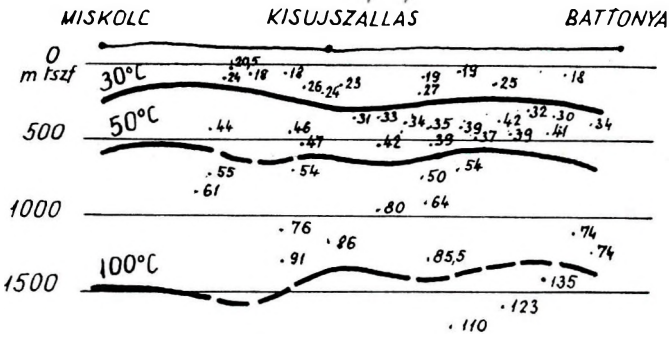
STEGENA LAJOS

Egy régebbi munkámban geotermikus térképet szerkesztettem az Alföldről (1). Ez a térkép még régebbi, nem mindenben megbízható adatok alapján készült. Ezért az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben újabb mérésekhez és adatgyűjtéshez kezdtünk. E kútkataszteri csoportok munkáját hamarosan az Országos Földtani Főigazgatóság egyéb szervei vették át. Így jött létre, Bélteki Lajos szakszerű irányításával az a geotermikus adathalmaz, amely a jelen térképszervezés egyik alapját szolgáltatja (2).

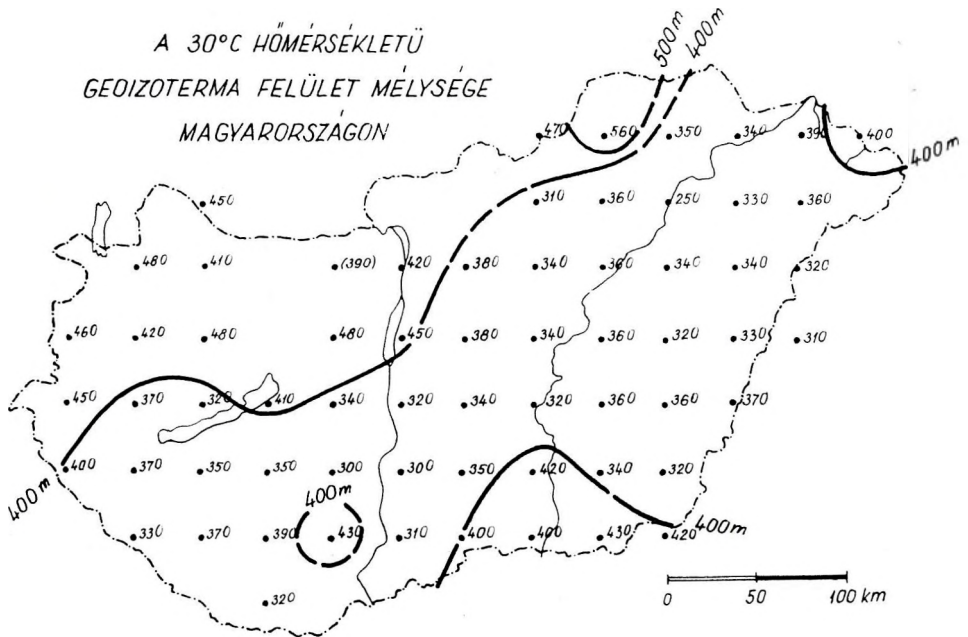
Időközben az Országos Kőolaj- és Földgázipari Trösztnél is általánosabbá vált a mélyfúrásokban végzett geotermikus hőmérsékletmérés. A trösztnél összegyűjtött anyaggyűjtést elsősorban Tomor János és Dubay László irányították (3, 4).

Nagy mennyiségű, régebbi és újabb geotermikus anyagot publikált a Földtani Intézet Vízföldtani Osztálya is, Schmidt E. Róbert irányításával (5).

Kisebb mennyiségű anyagot az alábbi forrásokból gyűjtöttünk: Földtani Intézet Központi Adattára, Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Sümeghy József gyűjtése (6).



1. ábra
 Фиг. 1.
 Fig. 1.



2. ábra. A 30 °C hőmérsékletű geozotermafelület mélysége Magyarországon

Фиг. 2. Глубина поверхности геозотерм с температурой 30 °C на территории Венгрии

Fig. 2. The depth of the geoisothermal horizon of 30 °C temperature in Hungary

Végül a geotermikus térképek szerkesztésénél felhasználtuk egyes artézi kutak kifolyó vizének hőmérsékletét, az alábbiak szerint:

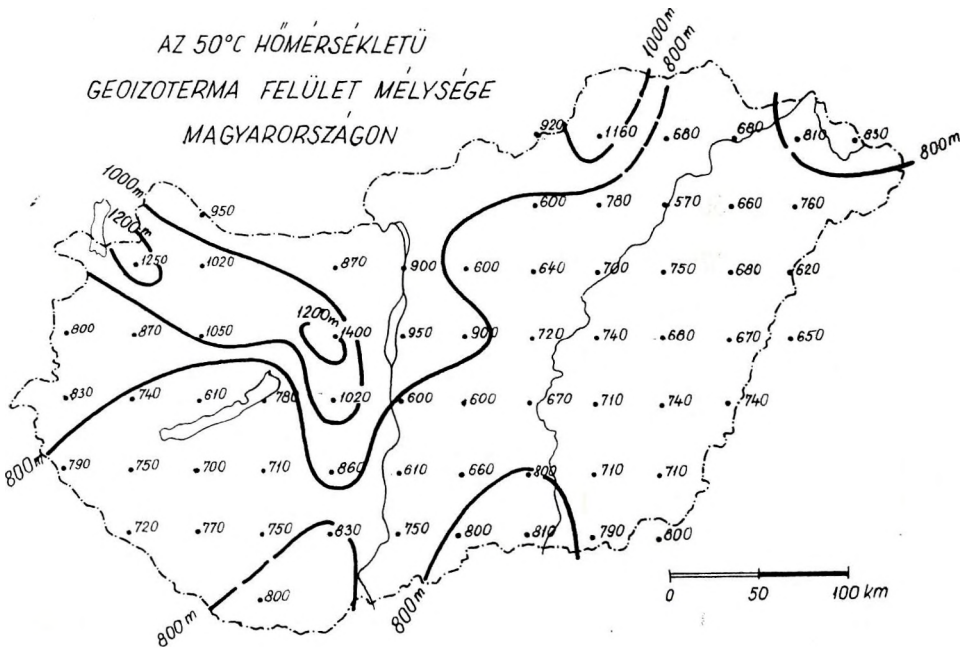
Azok az elméleti képletek, amelyeket az irodalom közöl az artézi vizek kifolyó vize lehűlésének számítására, hibásak és nem alkalmasak arra, hogy a kifolyó víz hőmérsékletéből a geotermikus hőmérsékletet kiszámoljuk. Salát Péter vizsgálataiban (7) empirikus eljárást dolgozott ki, amelynek segítségével ez a számítás elvégezhető. A lehűlés a kifolyó víz hozamától is függ, minél kisebb a vízhozam, annál nagyobb a lehűlés. Ezért, a számítás bizonytalansága miatt, csak a nagy hozamú kutakat használtuk fel a térkép szerkesztésénél.

Az egyes forrásokból nyert, és az összesen felhasznált adatok mennyiségét tünteti fel az I. táblázat.

Az adatok szemléltetése, az első térképszervezési kísérletek megmutatták, hogy az adatok hibával terheltek. Egyes pontokon túlságosan nagy, más, egymáshoz közeli pontokon geotermikusan nem plauzibilis különbségek mutatkoztak.

Ezért a feldolgozás jelenlegi stádiumában az alábbi szerkesztési módot választottuk:

Az ország területét 35 km-es távközű ÉD és KNy irányú szelvényekkel fedtük be. Ezekbe a szelvényekbe bevetítettük, a szelvény két oldaláról, a 17,5 km-nél nem távolabbi geotermikus mérési adatokat.



3. ábra. Az 50 °C hőmérsékletű geozotermafelület mélysége Magyarországon

Фиг. 3. Глубина поверхности геозотерм с температурой 50 °C на территории Венгрии

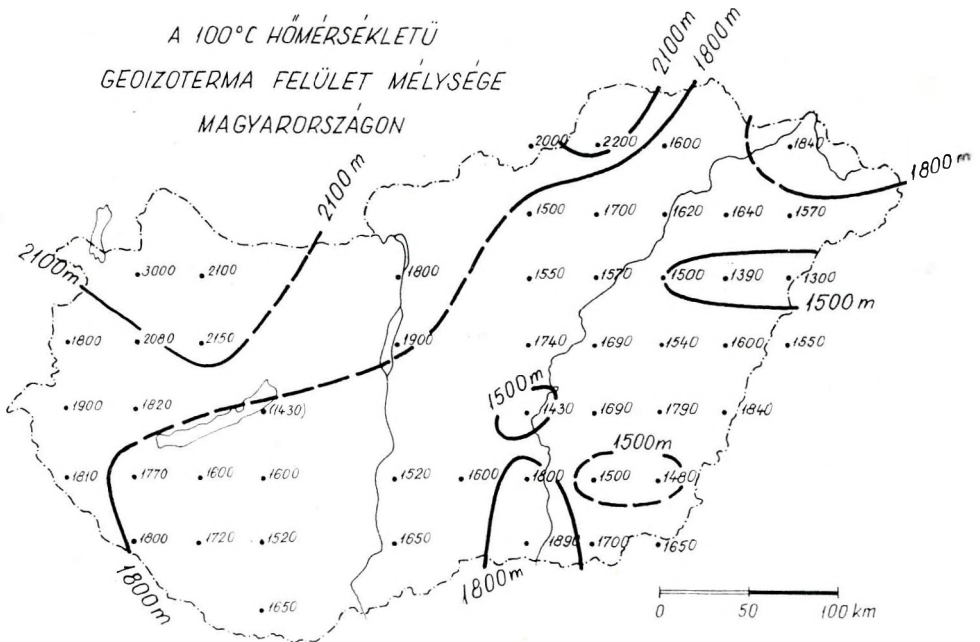
Fig. 3. The depth of the geoisothermal horizon of 50 °C temperature in Hungary

Ily módon 13 ÉD-i és 8 KNy-i irányú geotermikus szelvényt kaptunk. E szelvényekben a mérési adatok és a felszínre egységesen felvett 10 Celsius fok hőmérséklet segítségével, a lineáris interpoláció és néha extrapoláció módszerével kijelöltük a 30, 50 és 100 Celsius fokos pontok mélységét. Ezután meghúztuk a fenti hőmérsékletű pontokat összekötő vonalakat, a grafikus kiegyenlítés, simítás szabályai szerint. A grafikus kiegyenlítésnél figyelembe vettük az egyes értékek megbízhatóságát, továbbá azt, hogy a földtani plauzibilitásokon belül maradjunk (az egymás alatti izoterma vonalak nagyjából párhuzamosak kell legyenek; az izotermák hirtelen törése nem lehetséges).

E geotermikus szelvények közül közlök hármát, azok minőségének érzékelteése céljából.

Ezután az ÉD-i és KNy-i szelvények metszéspontjában kiolvastuk a megszerkesztett izotermák mélységét. Minden metszéspontban ábrázoltuk az ÉD-i és a KNy-i szelvényekből kiolvasott mélység középértékét. A két érték általában kevéssé tért el egymástól.

Ily módon három, többségében egymástól független adathalmaz alapján készült geotermikus térképhez jutottunk: a 30, 50 és 100 Celsius fokos geozotermák mélységi térképéhez.



4. ábra. A 100 °C hőmérsékletű geozotermafelület mélysége Magyarországon

Фиг. 4. Глубина поверхности геозотерм с температурой 100 °C на территории Венгрии

Fig. 4. The depth of the geoisothermal horizon of 100 °C temperature in Hungary

E feldolgozási mód alapján:

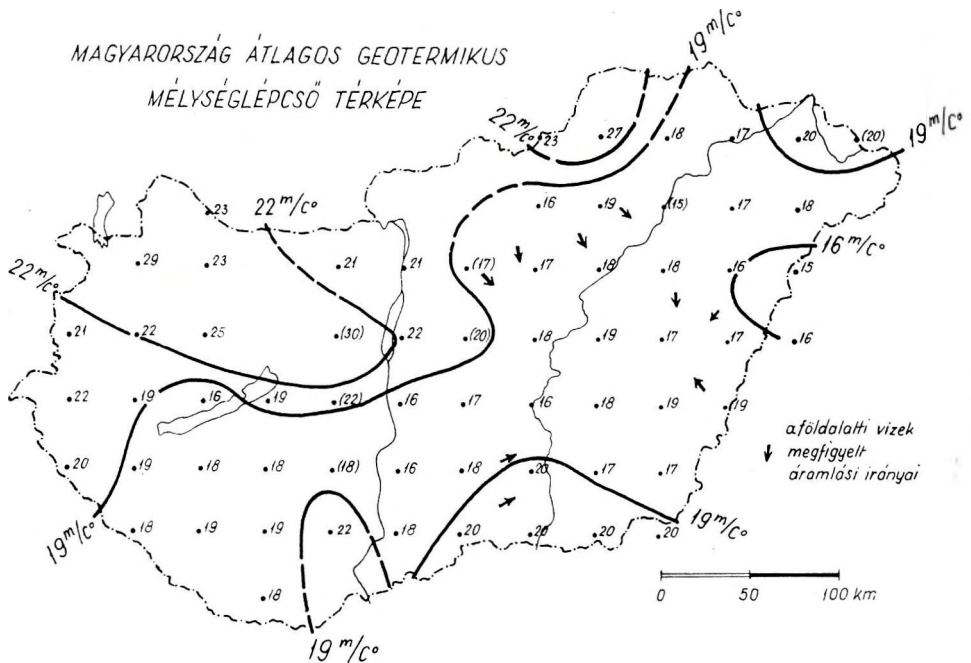
1. A térkép mentesebb az egyes mérések esetleges hibáitól.
2. A többszöri közepelés elmossa a kisebb, lokális geotermikus szerkezeteket.

Ezért a már ismert és a további még ismeretlen, de bizonyosan létező lokális geotermikus szerkezeteket a térképek nem tükrözik; e térképek a regionális geotermikus viszonyokat tükrözik.

A három izoterma-felület izohipsza térképe alapján átlagos geotermikus mélységlépcső (m/°C) térképet is szerkesztettünk, bár a geotermikus hőmérséklet mélységfüggése nem lineáris.

A szerkesztés a 30, 50 és 100 Celsius fokos izotermák hálózati pontjainak felhasználásával történt, azzal a feltevéssel, hogy a talajfelszín hőmérséklete az egész országban egységesen 10 Celsius fok. A három izoterma mélységéből számított három geotermikus mélységlépcső érték számtani közepét nevezem a hálózati pont átlagos geotermikus mélységlépcsőjének.

Az átlagos geotermikus mélységlépcső térképen feltüntettem azokat a mélységi vízáramlási irányokat, amelyeket Schmidt E. Róbert és Almássy Endre határoztak meg a mélységi vizek nyomásviszonyainak tanulmányozása alapján (5).



5. ábra. Magyarország átlagos geotermikus mélységlépcső térképe

Фиг. 5. Карта среднего геотермического градиента на территории Венгрии

Fig. 5. Map of average geothermic gradient in Hungary

Bár a geotermikus adatok az ország egyes részein még szórványosak, a három egymástól nagyjából független geotermikus térkép lényegében azonos eredményei alapján a geotermikus térképekből az alábbi következtetéseket lehet levonni:

1. Hazánk területén a geotermikus térképek planimetrálása alapján

a 30 C°-os izotermfelület átlagos mélysége	385 m
az 50 C°-os izotermfelület átlagos mélysége	800 m
a 100 C°-os izotermfelület átlagos mélysége	1780 m
a közepes geotermikus mélységlépcső	19,2 m/C°.

2. A Magyar Középhegység vonala jelentős geotermikus vonal: ettől ÉNy-ra hidegebb, DK-re melegebb területek terülnek el.

3. Hegységeink (Középhegység, Mecsek) hidegebbek, legmelegebb az Alföld közepe.

4. Az Alföldön bizonyos összefüggés látszik a geotermikus mélységlépcső értékek eloszlása és a Schmidt E. R.--Almássy E. által megállapított föld alatti vízáramlások között. Lehetséges, hogy az áramló talajvíz a földi hó egy részét magával szállítja. Ennek megfelelően az áramlás a geotermikusan hidegebb helyek felől általában a melegebb helyek felé történik.

I. táblázat

A geotermikus térképek szerkesztéséhez felhasznált adatok

Község	Mély- ség	Hőmér- séklet	Irodalmi hivat- kozás	Község	Mély- ség	Hőmér- séklet	Irodalmi hivat- kozás
Abony	600	41	5	Csepel	1144	60	2
	701	52	2	Cserkeszöllő	230	30	7
Alattyan	480	41	2	Csongrád	270	24	7
Algyő	233	23	7		1000	53	2
Átány	450	33	2	Csolnok	325	20,5	8
Badacsony	146	21	2		451	31	8
Balatonöszöd	280	29,5	2	Csorna	462	29,7	7
Baja	151	22	2		469	32,5	7
Bajcsa	2850	141	3	Csökmő	406	28	2
Barcs	700	42	7		410	30	2
Battonya	1250	74	3	Csurgó	300	27	2
Báránd	337	40	2	Debrecen	172	21	2
Bázakerettye	1150	63	5		205	23	2
Besenyszög	650	46	2		970	69	5
Besenyőtelek	260	23	2	Dévaványa	1135	80	2
	333	26	2	Dorog	550	26	5
	404	37,5	2		620	29,5	5
Berettyóújfalu	318	32	7	Dunaújváros	550	48	2
	325	26	7	Dunavecse	290	26	7
	350	34	2	Eger	438	30	2
	450	35,5	2	Egyek	218	24	2
	452	38	2	Endrőd	310	27	2
	810	63	2	Eperjes (Gádoros)	416	33	5
Berekböszörmény	321	27	2	Ercsi	200	18	7
Berettyószentmárton	282	31	7	Erk	330	29	2
Békés	788	54	2	Fehérgyarmat	980	60	2
Békésszentandrás	652	49	2	Felgyő	223	19	7
Békéscsaba	277	25	7	Fedémes	398	35	3
	431	32	2		410	25	3
	2001	110	2	Fonyód	195	23,9	7
Biharnagybajom	300	30	2		430	37	5
Bicske	350	27	7	Furta	353	34	2
Boconád	410	34	2	Füzesgyarmat	360	33,5	2
Borsodnádásd	520	27	5		542	42	2
	600	28,7	5	Gödöllő	218	22	7
Budapest	300	25	5	Görgeteg	1820	97	5
	676	48	5		2000	106	5
	701	44	2	Gyoma	450	32,6	5
	1256	79,5	5		625	39	5
Buzsák	485	30	5		884	50	5
	593	44	5		1070	65	7
Budafa – Lovászi	1470	84	3	Gyöngyös	210	24	7
Bük	1010	61	7		363	37	2
	1282	61	5		814	59	2
Cellőmölk	102	17,5	2	Győr	375	25	7
	199	21	2		390	31	2
	250	24	2		1840	83	2
Cegléd	230	24	7	Győrszemere	410	30	2
	493	38	2	Gyula	950	57	2
	1183	69,5	2		1200	64	5
Cinkota	500	30	5		2000	112	5
	1000	37,5	5		2004	112	2
Csárdaszállás	542	37	5	Hajdúböszörmény	745	50	2

Község	Mély- ség	Hőmér- séklet	Irodalmi hivat- kozás	Község	Mély- ség	Hőmér- séklet	Irodalmi hivat- kozás
Hajdúnánás	1006	61	7	Kaposvár	206	25,4	7
	1017	60	5		351	32	2
Hajdúszoboszló	408	34	5		420	34	7
	598	44	5	Karcag	1000	70	2
	812	55	5		627	46	5
	1090	74	5		1180	75,5	5
	1180	79	5		1500	91	2
	1380	102	5	Kállósemyén	92	19	2
	2000	127,5	5	Kecskemét	185	21,6	2
Hatvan	200	23,6	6		249	21	7
	230	23,7	6		250	24	2
Heves	374	32	7	Kecel	941	65	2
	402	32	2	Kertészsziget	361	31	2
	793	57	2	Kiskörös	500	50	5
Heresznye	2357	126	3		1000	71	5
Hencida	565	43	2		1450	87,5	2
Héreg-Tarján	231	20	8		1470	87,5	5
Hidas	242	20	9	Kisköre	400	33	2
	318	28	9		500	37	5
	319	28	8	Kiskunhalas	973	64,5	5
	326	32	8		989	64,5	2
	326	26	9	Kiskundorozsma	216	23	7
	328	28	9	Kisújszállás	223	23	7
	342	28	9	Kondoros	550	39	2
	351	25	9		753	46,5	2
	358	31	8	Komló	600	32	5
	424	28	9		750	40	5
	467	34	9		800	42	5
Homokterenyé	400	28	2	Körösetétlen	252	27	2
Hódmezővásárhely	402	30	2		260	27	2
	450	30	2	Körösladány	415	30,8	6
	608	32	2		463	35	2
	1025	56	5	Köröstarcsa	510	39	2
	1096	54,4	2	Körmend	266	20,5	7
Hortobágy	600	44	5	Kunhegyes	998	66	2
	828	55	5	Kuncsorba	330	29	2
Högyész	210	25	7	Kunszentmárton	250	23,5	7
Igar	257	35,6	7	Lovászpataka	127	17	2
	275	36	2	Lőrinci	250	30,5	2
Inke	500	50	5		284	32	2
	1000	64	5	Major tsz.	200	31,3	2
	1500	77	5	Martfű	290	31	7
	2000	85	5		310	30	2
Jánoshida	548	44	2	Makó	435	32	5
Jászapáti	805	58	2		500	35,5	5
Jászberény	234	22	7		500	35	2
	288	29	2		993	56,5	2
	318	29	2	Mátraszele	290	23	2
Jászkisér	610	47	2		300	21	2
Jászszentandrás	600	50	2	Mátészalka	1009	67	2
Jásztelek	300	33	2	Mánfa	420	38,8	5
Kaba	210	23	7	Mezőpetend	350	29	2
	650	50	7	Mezőberény	465	31,6	6
	671	52	7		1030	65	2

Község	Mély- ség	Hőmér- séklet	Irodalmi hivat- kozás	Község	Mély- ség	Hőmér- séklet	Irodalmi hivat- kozás
Mezőtúr	498	38,5	2	Pusztabánréve	520	40	2
	530	40,2	5	Pusztaföldvár	1765	123	3
	626	50	2	Püspökladány	245	26	7
	1449	95,5	2		480	27,9	6
Mezőhék	370	35	2	Rákóczi falva	613	52	2
Mezőhegyes	450	36,7	6	Sarkadkeresztúr	529	39	2
	470	34	7	Sarud	353	31	2
Mesztegyő	205	21,3	7	Sárvár	998	55	2
Mélykút	671	43	2	Sátoraljaújhely	474	17	5
Mihályi	1500	60	5	Sárbogárd	140	16	2
	2476	95,2	5	Seregélyes	312	31	7
Milej	1470	76	5	Sikonda	300	38,7	2
	1800	86	5		425	52	2
Miskolc	615	47,3	7	Siklós	101	29	2
Murony	491	42	2	Simontornya	335	35	7
Nagyszokoly	125	17	2	Sümege	560	53	5
Nagybátony	300	15	2	Szarvaskő	105	14	2
Nagylengyel	500	36	4	Szarvas	425	35	2
	1748	100	5		697	47	2
	2000	102	4		800	53	2
	2023	104	4	Szatymaz	213	20	7
Nagykovácsi	257	24	8	Szeged	180	26	2
Nagysáp	422	39	8		498	36	2
Nagykanizsa	210	23	7		501	34,5	2
Nagyatád	342	27,3	7		944	58	5
	350	32,3	7		949	53	6
Nemesbükk	248	36	2	Szentes	297	26	2
Nyíregyháza	160	20	2		353	28,5	5
	601	47	2		365	29	2
	800	58	2		1720	84	5
	998	65	2		1736	85	2
	1610	78	5	Szeghalom	407	34	2
	2000	86	5	Szentendre	490	29,5	8
	2350	96	5		490	28,5	8
Óföldségek	297	27,5	8		499	27,2	8
Oltárca	2500	120	5		1175	45	8
	2950	136	5	Székesfehérvár	285	20	5
Oroszháza	500	42	7		1100	41	5
Oroszlány	215	26	8	Székkutas	266	26	7
Örménykút	140	19	2	Szombathely	1480	80,5	2
Órszentmiklós	391	39	5	Szolnok	309	32	7
	945	71	5		416	36	2
Paks	160	22	2		855	55	5
Pápa	825	35,5	2		1001	69	2
Pásztó	332	35	2	Tab	201	17	2
Pély	626	46	2	Tarnabod	314	29,5	2
	784	48	2	Tard	332	27	2
Pécs	214	16	9		642	40,3	5
	287	25	9		1296	60,3	5
	308	30	9		1665	68,5	5
	408	26	9	Tarnaszentmiklós	430	35	2
	582	32	9	Tatabánya	146	29	8
	650	40	9		146	33	8
	971	41	9	Taszár	463	35	7
	1000	50	9	Tarany	710	80	3
	1200	67	9	Tápiószentmárton	328	30,5	2

Község	Mély- ség	Hőmér- séklet	Irodalmi hivat- kozás	Község	Mély- ség	Hőmér- séklet	Irodalmi hivat- kozás
Tápé	237	23	7	Újkígyós	597	41	8
Tiszanána	300	28	5	Újlőrincfalva	414	31	2
	302	24	2	Újszász	337	31	2
	400	34,5	2	Újszeged	468	34	2
	400	33	5		520	36	2
Tiszaföldvár	1050	78	2		664	42	2
Tiszafüred	946	61	2		1013	68	2
Tiszakürt	2050	122	5	Üllő	530	39	8
	2300	124	5	Vajhát	741	44	2
	2311	143	5	Váncsod	340	28	2
Tiszaörs	767	51	5	Vekerd	364	25	2
	1724	124	5	Végardó	287	49,5	2
	1766	126	5		330	47	2
Tiszainoka	210	23	7	Vízvár	1890	108	3
Tószeg	501	39	2	Zagyvarékás	470	38	2
Túrkeve	1310	72	5				

II. táblázat

Magyarország geotermikus térképeihez felhasznált adatforrások

Béltéki L.	164
Schmidt E. R.	86
Salát P.	53
Geofizikai Int.	18
Földtani Int.	17
Tomor J.	9
Sümeghy J.	7
Dubay L.	3

Összesen: 357

IRODALOM

Stegena L.: A Nagylétföld geotermikus viszonyai. Geofizikai Közl. VII. 3–4. 1958.

Béltéki L.: A magyarországi artézi kutak adatai. Geofizikai Közl. s. a.

Tomor J.: szóbeli közlés.

Dubay L.: Geotermikus viszonyok a nagylengyeli területen. Bányászati Lapok 1. 1963.

Schmidt E. R.: Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. Budapest, 1963.

Sümeghy J.: Die geothermischen Gradienten des Alföld. Földtani Int. Évk. XXVIII. 1929.

Salát P.: Az artézi kutak vizének lehülése kifolyáskor. Előadás a M. Geofizikusok Egyesülete 1963. évi IX. Nemzetközi Szimpoziúmán.

A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet mélyfúrás geofizikai adattára.

A Magyar Állami Földtani Intézet adattára.

M. НАДЬ – Д. СЕНАШ

СПЕЦИФИЧЕСКОЕ ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВЕНГЕРСКОГО БАСЕЙНА

Венгерский бассейн, образовавшийся в ранний третичный период в результате относительно быстрого погружения и наполнения осадками, является специфическим геологическим явлением. Соответственно этому отмечается специфическое геофизическое строение и во многих случаях требуется специфическая методика исследований.

В докладе обсуждаются обычные геофизические проблемы, вытекающие из характера впадины, отдельно для каждого геофизического метода.

GY. SZÉNÁS – M. NAGY

THE SPECIFIC GEOPHYSICAL FEATURE OF THE HUNGARIAN BASIN

The Hungarian Basin has been formed since the young Tertiary period by a relatively fast sinking and upfilling. It has a specific geological feature as well, as it requires a specific geophysical methodology of investigations accordingly.

The paper deals with such fundamental geophysical problems as arise of the Basin-character proper. Several geophysical methods are considered in treating the problem.

A MAGYAR MEDENCE SAJÁTOS GEOFIZIKAI ALKATA

SZÉNÁS GYÖRGY – NAGY MAGDOLNA

Az alpi-kárpáti gyűrt hegységvonulat közbezárt medencéivel már számos – főleg közép- és kelet-európai szerző – foglalkozott. Legutóbb (1962-ben) M. V. Muratov közölt az Izvesztyijában – magyar szerzőkre is hivatkozva – egy nagyon érdekes összefoglalást az alpi gyűrődéses terület tektonikai fejlődéstörténetéről. Muratov – mint előtte már mások is – az alpi geoszinclinálisfejlődés és hegységképződés befejező szakaszaként írja le a kiterjedt kiemelkedést és a hegység közötti, valamint hegység előtti (peremi) depressziók kialakulását a fiatal harmadkorban.

A hegység közötti medencék szerinte abban különböznek a megelőző időszakok geoszinclinálisaitól, hogy szélességük nagyobb és aljuk (a medence-aljzat) viszonylag lapos (ennél lényegesebb az izosztatikus különbség). Rendszerint törésekkel határoltak és e törések mentén egészükben lesüllyedtek. A medencét kitöltő laza, fiatal harmadkori üledékes kőzetek különféle régebbi szerkezeti elemekre települnek, beleértve a flis-depressziókat is. Számos helyen a neogén és a negyedkor intenzív vulkanikus jelenségei ezekkel a törésekkel kapcsolatosak.

A fiatal harmadkori köztes medencéket (nevezzük így a rövidség kedvéért) a szomszédos táblavidékektől – E. Haug és A. D. Archangelszkij szerint – két szerkezeti öv választja el: 1. maga a geoszinklinális jellegű, erősen gyűrt hegység, és 2. egy világosan kifejezett, külső peremdepresszió-rendszer.

Tanulmányunkban csak a fiatal harmadkori medencével foglalkozunk, mert hazánk területe csaknem teljes egészében ilyen medence.

Muratov számos ilyen medence (Bécsi, Erdélyi, Tiranai, Thesszaliai, Trákiai stb.) közül a Magyar medencét csak méreteinél fogva (mint legnagyobb) emeli ki. Minthogy ő a medencék alkatával nem foglalkozik, egyéb különbségeket nem említ.

A Magyar medence viszonyát a többi alp-kárpáti köztes medencéhez még nem tanulmányoztuk. Azoknak a vizsgálatoknak, amelyekről ez a tanulmány beszámol, ez későbbi feladata lesz. Annyit azonban alaposabb tanulmányozás nélkül is mondhatunk, hogy méretein kívül feltétlenül különbözik a Magyar medence a többitől teljes zártságával és a miocén, de főleg a panóniai üledékképződés egyes helyi sajátosságaival (szigetenger jelleg, szakadozott beltenger jelleg, édesedő vizű, majd folyóvízi üledékképződés).

Feladatunk jelenleg nem a Magyar medence és az egyéb medencék viszonyának, hanem a Magyar medence és a táblavidék különbségének megvilágítása geofizikai kutatási szempontból.

A fiatal harmadkori köztes medence, mint a fentiekből is következik, meglehetősen elszigetelt jelenség a Föld nagy tektonikai egységei között. Jóllehet, a mi országunk területén ez a típus uralkodik, a legtöbb országban – és elsősorban azokban, ahol geofizikai kutatás, kőolajipar jelentősen kifejlődött, USA, SZU – alárendeltebb jelentőségű.

Ha igaz az, hogy a geofizikai kutatómódszerek alkalmazásában – sőt fejlődésük irányában – a földtani viszonyoknak is szerepük van, akkor a medence jellegű ország kutatási feladatai nem feltétlenül azonosak a táblás szerkezetű ország kutatási feladataival.

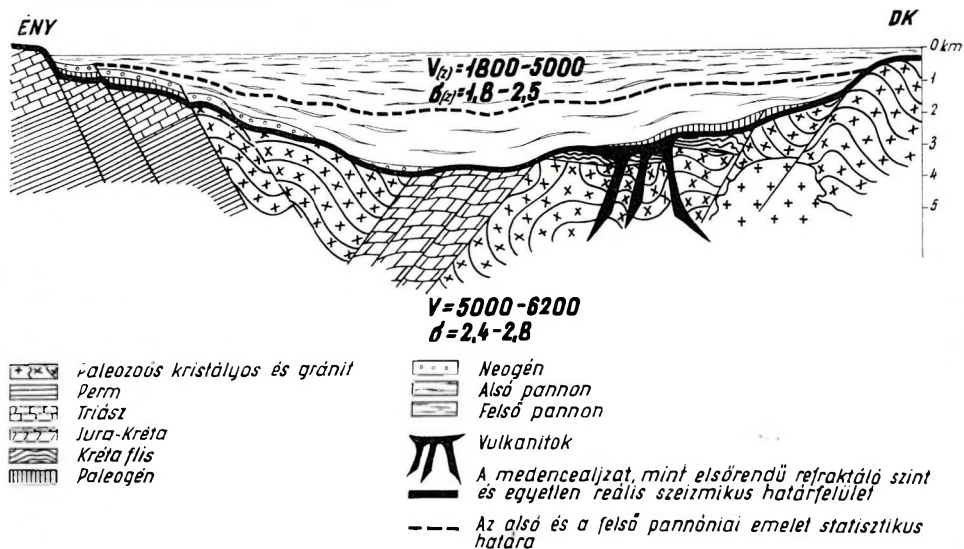
A fiatal köztes medence földtani sajátosságai – ahogyan Muratov nyomán a fentiekben ismertettük – régóta ismeretesek és a geológusok természetes tényként tartják számon. Ennek a ténynek következtetéseit a geofizikai kutatás szempontjából is le kell vonni. A geofizikai módszerek alkalmazásánál számos esetben olyan tényezőkkel kerülünk szembe, amelyek a medencejelleg felismerését és módszertani tudomásulvételét megkövetelik. Vizsgáljuk meg ezeket a tényezőket főbb módszerenként. Előre kell bocsátani, hogy nem befejezett, hanem csak megkezdett vizsgálatokról számolunk be. Az a felismerés, hogy a sajátos medencejelleg sajátos metodikát kíván, nem nagyon régi és vitatott kérdés is.

* * *

Gravitációs erőter és gravitációs anomália a Földön mindenütt van. Nem képzelhető el olyan sajátos medence-szempon, amely a hálózatos gravitációs méréseket lényegesen befolyásolná. Az anomáliák értelmezésénél azonban már nagy különbséget találunk, ha táblavidék, ill. medence anomáliáit akarjuk értelmezni. A táblavidék anomáliáit nem egyszerűen és nem

mindig, de mégis lehet és szabad klasszikus szerkezeti fogalmakban értelmezni. Maximumról általában valamely pozitív tektonikai formaelemre, minimumról pedig valamely negatívra következtethetünk. Annak a kőzetösszletnek, amely az anomáliaképben uralkodik, és amelynek a geometriai változásai az egész terület tektonikai változásaira jellemzők lehetnek, rétegtani helye és szerkezeti szerepe területről területre változhat.

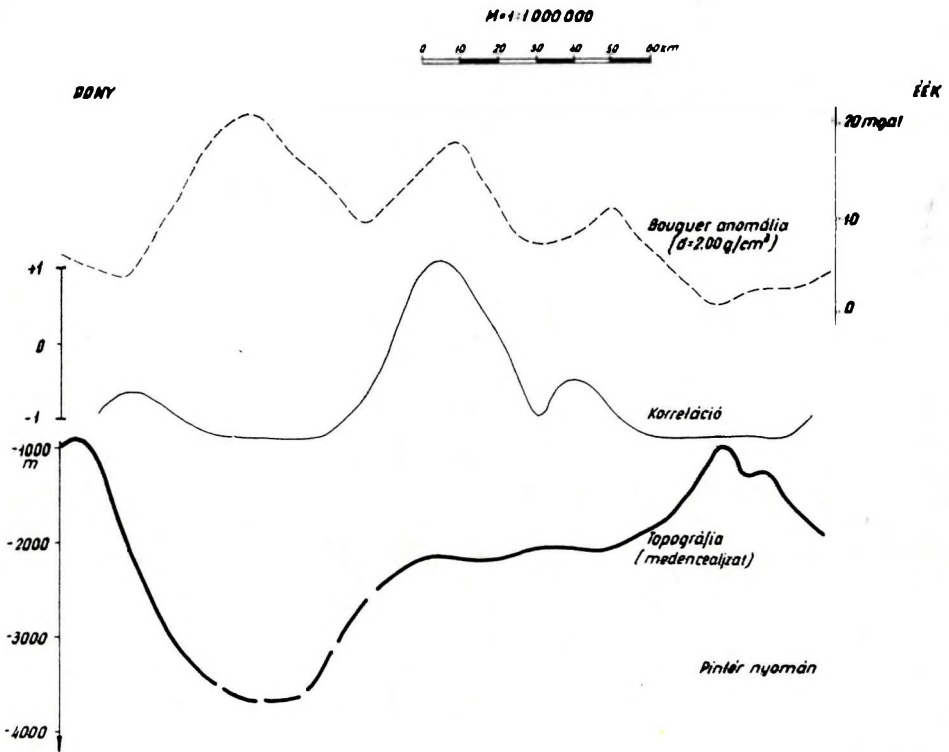
A fiatal harmadkori medencében van egy idős és változatos szerkezetű, valamint változatos rétegtani és kőzettani összetételű medencealjzat, amely fölött a fiatal harmadkori, laza üledékes kőzetek úgy helyezkednek el, hogy településükkor felvették az aljzat domborzati formáit. (1. ábra.) Tehát a fiatal összlet szerkezetei nagyrészt ún. települt szerkezetek. Magyarország



1. ábra

Bouguer-anomália térképéről sokáig az a felfogás uralkodott, hogy elsősorban a medencealjzat domborzatát tükrözi. Az újabb időkben számos mélyfúrás és szeizmikus eredmény szolgált amellett, hogy ilyen összefüggés nem mindenütt van, sőt a Bouguer-anomália menet és a medencealjzat domborzat között negatív korreláció is lehetséges. (2. ábra.) Az anomáliakép kialakításában tehát szerepe van a medencealjzat laterális sűrűségváltozásának, a fiatal harmadkori összlet laterális sűrűségváltozásának, sőt az egészen felszínközeli földtani változásoknak is.

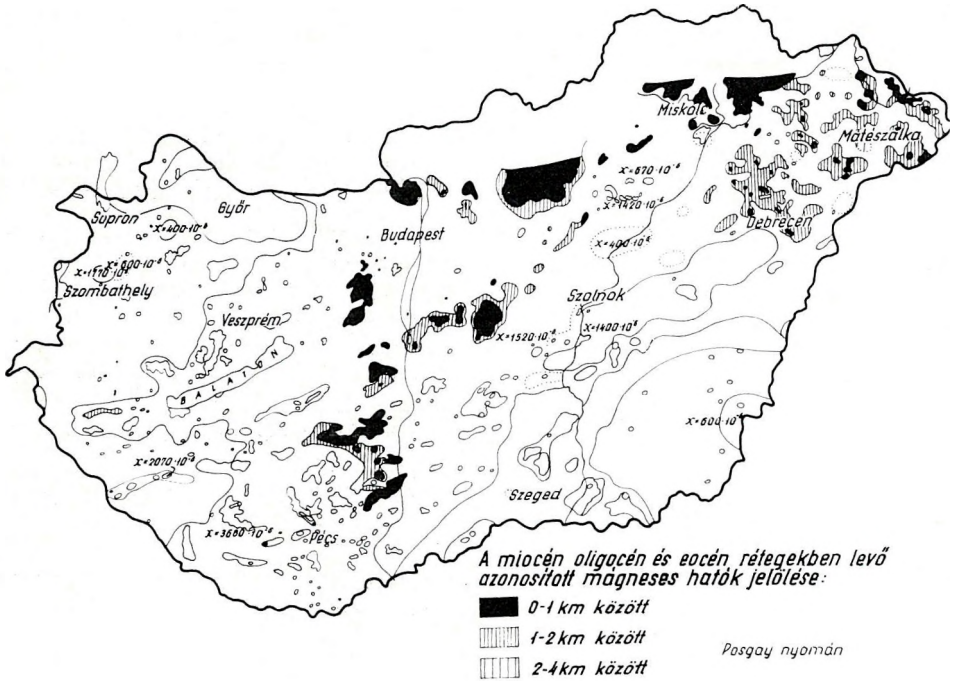
A medence sajátos problematikája akkor válik szembeesőkévé, ha a medencealjzat valamely bérce kibújik a felszínre. Minthogy itt a laza, kis sűrűségű medenceüledékek közül egy nagy sűrűségű konszolidált kőzettömeg emelkedik ki, azonnal felmerül a Bouguer-redukcióban használandó helyes sűrűség-



2. ábra

érték kérdése. (3. ábra.) A probléma megoldására nem alkalmazható egyszerűen a Nettleton-, vagy az Egyed-féle eljárás, minthogy a kibúvás sűrűsége a környező síksághoz, vagy a medenceösszlethez tartozó környező dombokéhoz képest túlságosan nagy; ill. a kérdés nem egyszerű átlagsűrűségkérdés és különösen nem a tszf. magasság függvényében. Nem állíthatjuk, hogy ezt a kérdést megnyugtató módon lezártuk. Jelenleg az egységes hálózat kedvéért egységes — a medenceüledéket figyelembe vevő — sűrűségértékeket használunk, ezáltal egyes anomáliákat tudatosan — felfelé — torzítunk.

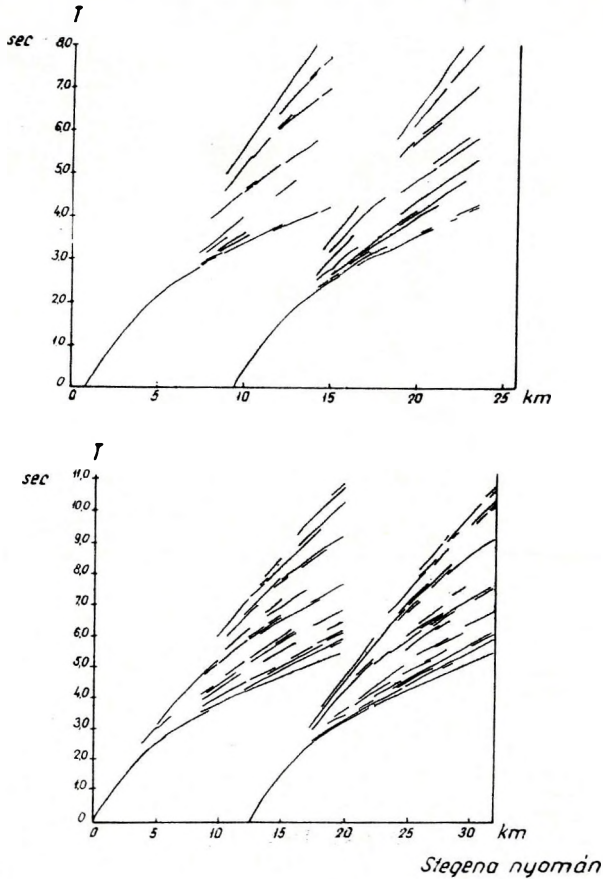
Amennyiben a Magyar medence gravitációs anomáliáit regionális és maradék anomáliákra akarjuk elkülöníteni, kérdés, hogy melyik az a függvény, amelyik a regionális anomáliát, vagyis azt az anomáliát, amelyről feltételezzük, hogy szoros kapcsolatban van a regionális földtani hatóval, legjobban megközelíti, és kérdés az is, hogy mekkora területre terjesszük ki a számítást. Eddigi vizsgálataink alapján megállapítható, hogy csak azonos szerkezeti egységre vonatkozóan lehet regionális ható meghatározására szolgáló matematikai eljárást alkalmazni, ellenkező esetben a nyert regionális kép nem értelmezhető. Vagyis csak akkor van értelme regionális anomáliát számolni, ha a felvett területen földtanilag egységes regionális hatót tételezhetünk fel. A közelítés fokát a felvett területen várható regionális anomália lefutása szabja meg.



5. ábra

Sajátosabb és különösen jellegzetes a medence és a szeizmikus kutatás viszonya. A szeizmikus kutatás szempontjából ugyanis nagyon élesen meg kell különböztetnünk a medencealjzatot a medenceüledékek összletétől (1. ábra). A fiatal harmadkori medence aljzata, ami táblásvidéken nincs, nagy sebességkülönbsége folytán elsősorban refrakciós kutatásra kínálkozik. Ezért Magyarországon a refrakciós kutatás aránya a reflexióshoz mindig magasabb lesz, mint a táblaországokban (a refrakciós kutatás mélységi és felbontóképességkorlátait szándékosan nem említjük).

A reflexiók kutatásának a medenceüledékek összlete marad alkalmazási területül, amely nemcsak korában és kőzettani összetételében különbözik a táblák „tábláitól”, hanem szeizmikus szempontból elsősorban abban a tényben, hogy vezérszintet rendszerint nem kínál. Ez a körülmény a medence sajátos, lencsés üledékképződésében leli magyarázatát. A terjedési sebesség ehben a tömörödő összletben lefelé folytonosan növekszik, ennek következtében görbült hullámutak, bemerülő hullámok és többszörös (reflektált) refrakciók (6. ábra) alakulnak ki (a görbült hullámút nagyon mély medencealjzat esetében a refrakciós kutatást rendkívül megnehezíti). A medenceüledékek összletében levő statisztikus nagyobb rétegtani egységek (pl. alsó pannóniai alemelet) kimutatására a szeizmikus hullámoknak nemcsak spektrális érzékenységét igyekszünk felhasználni, hanem az összes lehetséges fizikai állandó (frekvencia, sebesség, abszorpció) gradienseit.



6. ábra

Geoelektromos kutatás szempontjából: sokáig azt gondoltuk, hogy a geoelektromos eljárások közül kizárólag a tellurikus alkalmas a medencealjzat kutatására.

Ha van a tellurikus eljárás számára ideális alkalmazási terület, akkor a fiatal harmadkori medence valóban az. A fiatal üledékösszlet fajlagos ellenállása 5–20 ohm, a medencealjzaté pedig 1000 ohm nagyságrendű, gyakorlatilag végtelen. Ilyen körülmények között a medencealjzat felderítésében a szeizmikus eljárást számos esetben tellurikus eljárással kívánjuk helyettesíteni (7., 8. ábra). A tellurika magnetotellurikus fejlődése, továbbá a dipolszondázás rendszere az ellenállásmérésekben, a geoelektromos módszer jelentőségét a kutatási komplexusban már a közel jövőben megnöveli.

TARTALOM

<i>Ádám Antal</i> : A kéreg és felsőköpeny felépítése Magyarországon a magnetotellurikus és relatív tellurikus frekvenciaszondázások alapján	141
<i>B. Beranek – F. Kadlečík</i> : A geofizikai kutatások néhány sajátossága Csehszlovákia Belső-Kárpát neogén medencéiben	163
<i>Egyed László</i> : A Föld belső felépítéséről	169
<i>G. I. Krugljakova</i> : A mágneses anomáliák kiértékelése és Kárpátalja mélytektonikája	175
<i>Mituch Erzsébet – Posgay Károly – Sédy Loránd</i> : Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban	201
<i>G. N. Petrova</i> : A földmágneses tér évszázados változásainak tanulmányozása paleomágneses módszerrel	211
<i>Aczél Etelka – Pintér Anna</i> : Javaslat a Kárpátokat harántoló nemzetközi geofizikai mérések tervezésére a recens kéregmozgások vizsgálata céljából	213
<i>G. Richter</i> : Az „S” beérkezések értelmezése a földmag árnyékszónájában	219
<i>Stegena Lajos</i> : Magyarország geotermikus térképei	221
<i>Szénás György – Nagy Magdolna</i> : A Magyar medence sajátos geofizikai alkata	231

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А. Адам:</i> Электрическое строение земной коры и верхней мантии на территории Венгрии по данным магнитотеллурического и относительного теллурического частотного зондирования	141
<i>Б. Беранек – Ф. Кудлечик:</i> Некоторые особенности геофизической разведки внутрикарпатских неогеновых бассейнов Чехословакии	163
<i>Л. Эдед:</i> О внутреннем строении Земли	169
<i>Г. Й. Круглякова:</i> Интерпретация магнитных аномалий и глубинная тектоника Закарпатья	175
<i>Э. Митух – К. Пошгаи – Л. Шеды:</i> Применение закритических отражений при изучении земной коры	201
<i>Г. Н. Петрова:</i> Изучение вековых вариаций геомагнитного поля с палеомагнитным методом	211
<i>А. Пинтер – Э. Ацел:</i> Предложение о проектировании международных геофизических измерений по профилям, пересекающим Карпаты, для изучения современных движений земной коры	213
<i>Г. Рихтер:</i> Столкновение вступлений „S” в теневой зоне ядра Земли	219
<i>Л. Штегена:</i> Геотермические карты Венгрии	221
<i>Д. Сенаш – М. Надь:</i> Специфическое геофизическое строение Венгерского бассейна	231

CONTENTS

<i>A. Adam</i> : The electric structure of the crust and upper mantle in Hungary on the basis of magnetotelluric and relative telluric frequency sounding	141
<i>B. Beranek – F. Kadlečík</i> : Several characteristic features of geophysical prospecting in the Inner-Carpathian Neogene basins of Czechoslovakia	163
<i>L. Egyed</i> : On the inner structure of the earth	169
<i>G. I. Kruglyakova</i> : The interpretation of magnetic anomalies and the deep tectonic structure of Sub-Carpathia	175
<i>E. Mituch – K. Posgay – L. Sédy</i> : The use of wide angle reflections for the investigation of the earth's crust	201
<i>G. N. Petrova</i> : The investigation of secular variations of the geomagnetic field with paleomagnetic method	211
<i>A. Pinter – E. Aczel</i> : Proposal for the projecting of international geophysical measurements through the Carpathians with the purpose of investigating the present crust movements	213
<i>G. Richter</i> : The interpretation of S arrivals in the shadow-zone of the earth's core	219
<i>L. Stegena</i> : Geothermic maps of Hungary	221
<i>Gy. Szenas – M. Nagy</i> : The specific geophysical structure of the Hungarian basin	231



