

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

XVIII. KÖTET, 1–2. SZÁM

BUDAPEST

1969

Felelős szerkesztő:

MÜLLER PÁL

Szerkesztő bizottság:

ÁDÁM OSZKÁR, BARTA GYÖRGY, BENCZE PÁL, EGYED LÁSZLÓ,
ERKEL ANDRÁS, HAÁZ ISTVÁN, POSGAY KÁROLY, SZILÁRD JÓZSEF,
TAKÁCS ERNŐ

Szerkesztő:

SZÉNÁS GYÖRGY

A FÖLDMÁGNESES ELEMEK VÁLTOZÁSA AZ 1966-OS SZEKULÁRIS MÉRÉS SZERINT

ACZÉL ETELKA – STOMFAI RÓBERT

Э. АЦЕЛ – Р. ШТОМФАИ

О ВАРИАЦИЯХ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЯ НАД ВЕКОВЫМИ ВАРИАЦИЯМИ, ПРОВЕДЕННОГО В 1966 Г.

В 1966 г. в Венгрии была создана новая опорная сеть состоящая из 15 пунктов, для наблюдения над территориальным распределением вековых вариаций геомагнитного поля. Предусматривается повторять измерения по сети через каждые два года.

ACZÉL E. – STOMFAI R.

THE VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC ELEMENTS ACCORDING TO THE
SECULAR MEASUREMENTS IN THE YEAR 1966

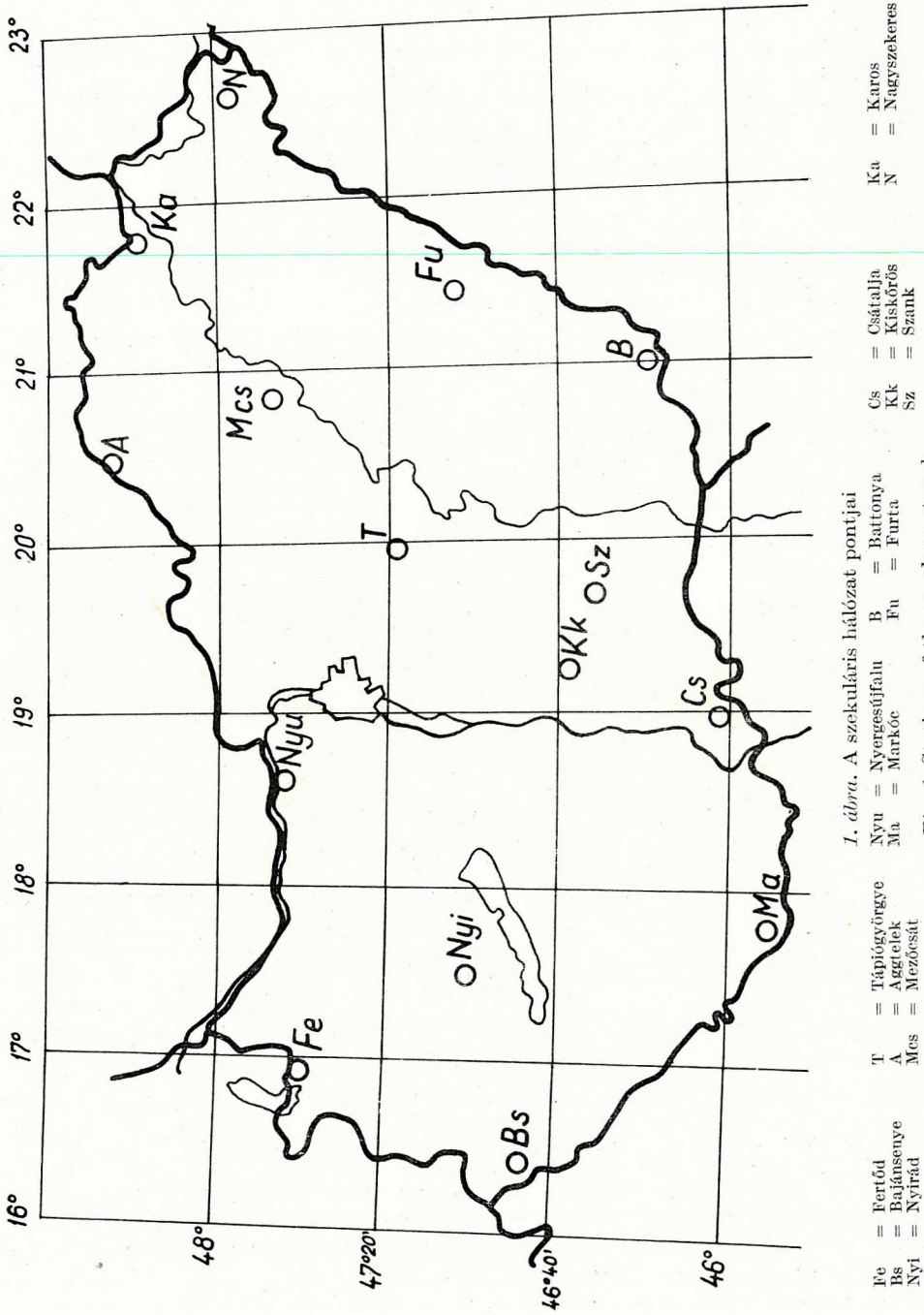
In Hungary in 1966 a new secular base-net of 15 stations was established, to trace the areal distribution of the magnetic secular variations in Hungary. A reambulation of the secular base-net in every two years is planned.

Előzmények

A keleteurópai országok több nemzetközi konferencián foglalkoztak a földmágnesség szekuláris változásának problémáival (Potsdam 1963; Budapest 1964; Varsó 1965; Budapest 1966). A konferenciákon résztvevő országok megállapodtak abban, hogy mágneses szekuláris hálózatot létesítenek országuk területén és a hálózat pontjain két évenként (a páros években) meghatározzák a mágneses térerősség vízszintes és függőleges összetevőjét, valamint a deklínáció értékét.

1963-ban kísérleti jelleggel megkezdtük a szekuláris mérések sorozatát (ACZÉL – SULOKY, 1964). E hálózat pontjait az 1949 – 50-es országos mágneses alaphálózatmérés pontjaiból választottuk ki.

1966-ban mértünk első ízben az újonnan létesített szekuláris hálózat pontjain. Az új szekuláris hálózat 15 pontját az 1964 – 65-ben végzett legújabb országos mágneses felmérés 300 állomása közül válogattuk ki azzal az igénnyel, hogy hosszú ideig azonos helyen tudjuk újramérni az ország területén egyenletesen elhelyezkedő pontokat.



Фиг. 1. Пункты опорной сети для наблюдения над вековыми вариациями геомагнитного поля

A mérés

A térelemek két év alatt olyan keveset változnak, hogy a mérendő különbségek nem sokkal haladják meg a műszerek szórását. Ezért a fent említett nemzetközi megbeszéléseken megállapodtunk abban, hogy a mérések pontosságának fokozására az észleléseket éjszaka végezzük. Éjszaka ugyanis a hőmérséklet változása egyenletesebb és a mágneses elemek menete is nyugodtabb.

Az éjszakai mérésekhez olyan világítóberendezést kellett műszereinkhez konstruálni, amely vas alkatrészeket nem tartalmaz és elektromágneses zavarokat sem okoz. Ezt a feladatot koaxiális vezetékek és réz alkatrészek felhasználásával sikeresen megoldottuk.

Sajnos az éjszakai mérés a gyakorlatban nem váltotta be a hozzáfűzött reményeket. Szélcsendes éjszakákon a hőmérséklet ugyanolyan szabálytalan változásokat mutatott mint nappal, és az erős harmatképződés is árt a műszereknek. Ilyen úton tehát a mérési pontosság nem növelhető. Tapasztalataink szerint a mérésre legmegfelelőbb a kora őszi napok délutáni, alkonyi időszaka. Műszereink mesterséges megvilágítása ebben az esetben is szükséges, a fent leírt eszközt a további szekuláris méréseknél is felhasználjuk.

A jobb összehasonlíthatóság érdekében a szekuláris hálózatot ugyanazokkal a műszerekkel (219 és 227 QHM; 59 és 125 BMZ) mértük, mint két évvel ezelőtt az országos alaphálózatot (ACZÉL—STOMFAI, 1968). A műszerek hőmérsékleti állandóinak ellenőrzésére 1966 tavaszán méréssorozatot végeztünk Tihanyban. A vizsgálat azt mutatta, hogy a műszerek korábban megállapított állandói nem változtak meg. A vizsgálat részleteire ezen a helyen nem térhetünk ki.

A szekuláris hálózat pontjait az 1. ábra szemlélteti. A hálózatot három szempont szerint alakítottuk ki: 1. Az országot lehetőleg egyenletes eloszlásban jól fedje. 2. A pontok anomáliamentes területen legyenek. 3. A pontok úgy helyezkedjenek el, hogy bármikor megközelíthetők és évekig újramérhetők legyenek.

A mérési munkák 1966. augusztus 16—október 27-ig tartottak. Minden ponton három térelemet határoztunk meg: a deklinációt, a vízszintes és a függőleges térerősséget.

A méréseket a szerzők végezték, rajtuk kívül a kiértékelő munkában BESLÉNYI KLÁRA és KURALI FERENCÉ vettek részt.

Az adatok feldolgozása

A térelemek lassú egyirányú változását a Tihanyi Observatórium méréssorozatából jól ismerjük. A változás sebessége azonban az ország különböző területein más és más. A szekuláris mérés célja éppen az, hogy e változások sebességének területi függését megállapítsuk.

A feldolgozás a következőképpen történt: a rövidperiódusú időbeli variációkat korrekcióba vettük. Ezután a mágneses elemek mért változását két részre bontva használtuk fel a további számításokhoz. A 2. elvi ábra szemlélteti a számításban szereplő mennyiségeket. Az ábrán feltüntettük az egyik mágneses térelem időbeli változását a Tihanyi Observatóriumban és egy sze-

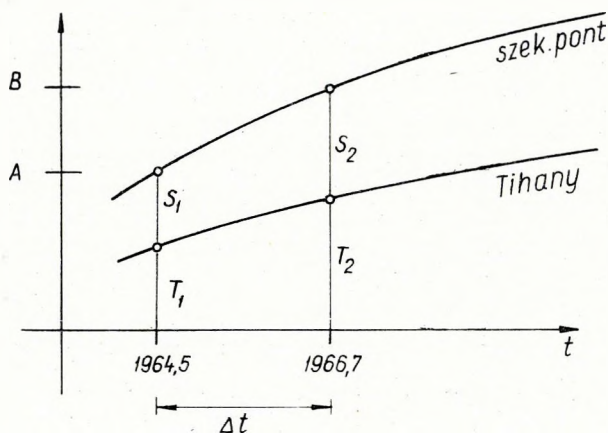
kuláris ponton. A szóbanforgó ponton az országos méréskor (1964 nyarán) a vizsgált térelem mért értéke A volt. 1966 őszére, a szekuláris mérés idejére ez az érték B -re növekedett. Az egy évre jutó átlagos változás tehát

$$\frac{B - A}{\Delta t} \quad (1)$$

Számítástechnikailag megkönnyíti a feldolgozást, ha ezt a változást a következő formában írjuk fel:

$$\frac{B - A}{\Delta t} = \frac{T_2 - T_1}{\Delta t} + \frac{S_2 - S_1}{\Delta t} \quad (2)$$

Ebben a felbontásban a jobboldalon álló első tag azt mutatja, hogy mennyi a vizsgált mágneses mennyiség 1 évi változása Tihanyban, a második tag pedig azt fejezi ki, hogy e változás mennyivel gyorsabb a szekuláris pont helyén, mint a Tihanyi Obszervatóriumban.



2. ábra

Fig. 2.

Фиг. 2.

A mágneses adatrendszer olyan formában áll rendelkezésünkre, hogy a (2) felbontás két tagja könnyen képezhető. Az első tag minden szekuláris ponton ugyanakkora. A második tagban jelentkezik a változások sebességének helytől való függése. Minden szekuláris pontra meghatároztuk az $(S_2 - S_1)/\Delta t$ hányadost és az így kapott értékrendszerre alkalmaztuk a területi kiegyenlítést.

A $(T_2 - T_1)/\Delta t$ kifejezést a tihanyi adatsorból képeztük és hozzáadtuk az előbbi kiegyenlítés eredményéhez. Így megkaptuk azt a kifejezést, amely leírja a szóbanforgó térelem 1 évi átlagos növekedésének normális területi változását az országos mérés és a szekuláris mérés közötti időszakra.

Eredmények

A mágneses térelemek 1 évre eső átlagos változását a földrajzi koordináták elsőfokú függvényével közelítettük meg. E változások területi függését a következő kifejezések írják le:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = 3,51 + 0,00163 \Delta\varphi + 0,00133 \Delta\lambda \quad \left[\frac{\text{szögperc}}{\text{év}} \right]$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} = 9,29 - 0,02498 \Delta\varphi - 0,00168 \Delta\lambda \quad \left[\frac{\gamma}{\text{év}} \right]$$

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = 11,46 + 0,03218 \Delta\varphi + 0,03378 \Delta\lambda \quad \left[\frac{\gamma}{\text{év}} \right]$$

ahol $\Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30'$ és $\Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00'$.

$\Delta\varphi$ -t és $\Delta\lambda$ -t percben kell a kifejezésekbe helyettesíteni.

E három izopor egyenlet segítségével megrajzoltuk az ország izopor térképeit (3., 4., 5. ábrák).

A 3. ábráról leolvasható, hogy a deklináció évi változása országos átlagban kb. 4'.

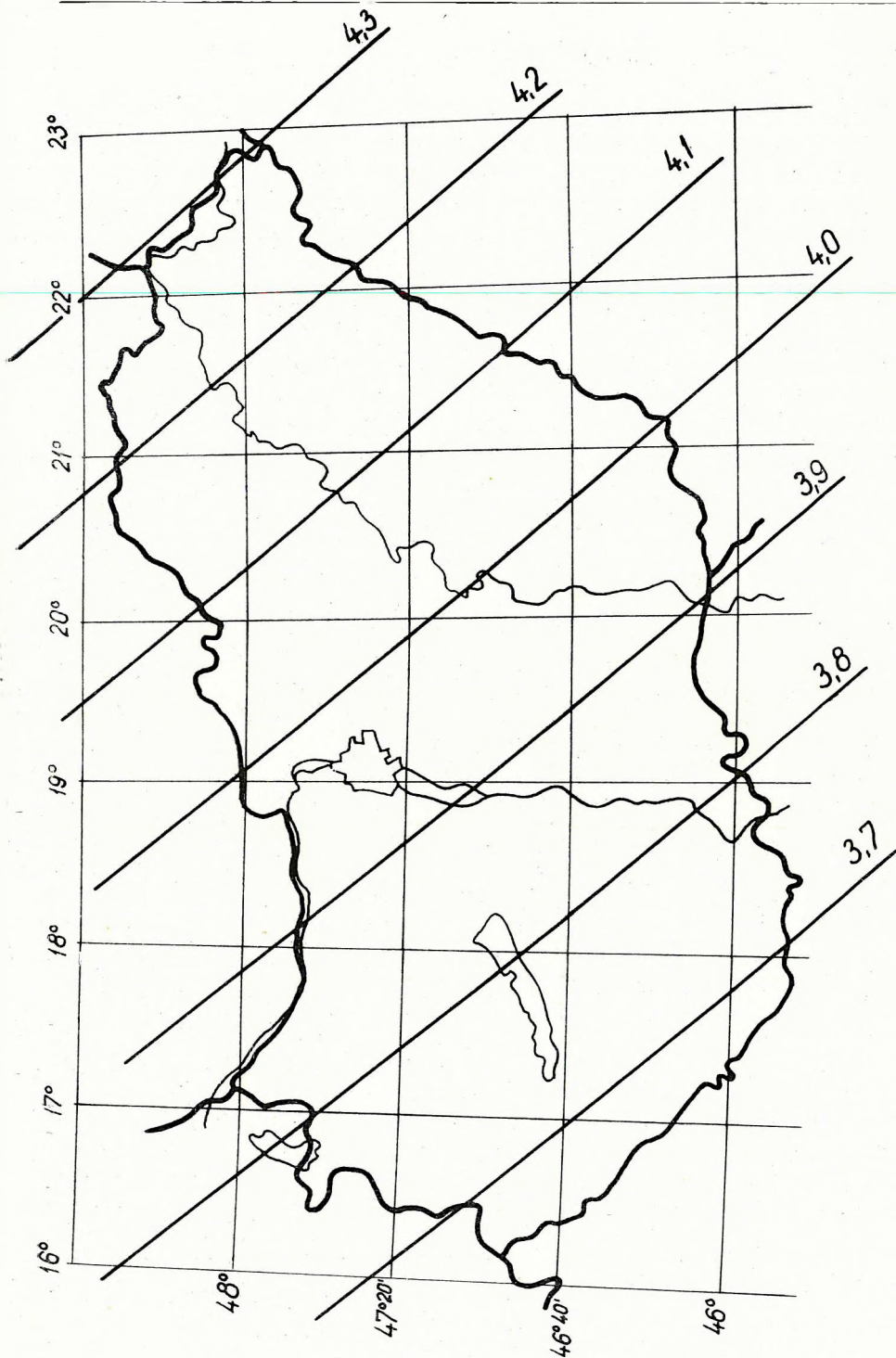
A 4. ábrán a vízszintes térerősség izopor görbéit ábrázoltuk. 1965,0 és 1966,7 között az évi változás területi átlaga 7γ volt.

Az 5. ábrán látható, hogy a függőleges térerősség az ország keleti részén kb. kétszer olyan gyorsan változik, mint a délnyugati területeken. Országos átlagban a növekedés $22\gamma/\text{év}$.

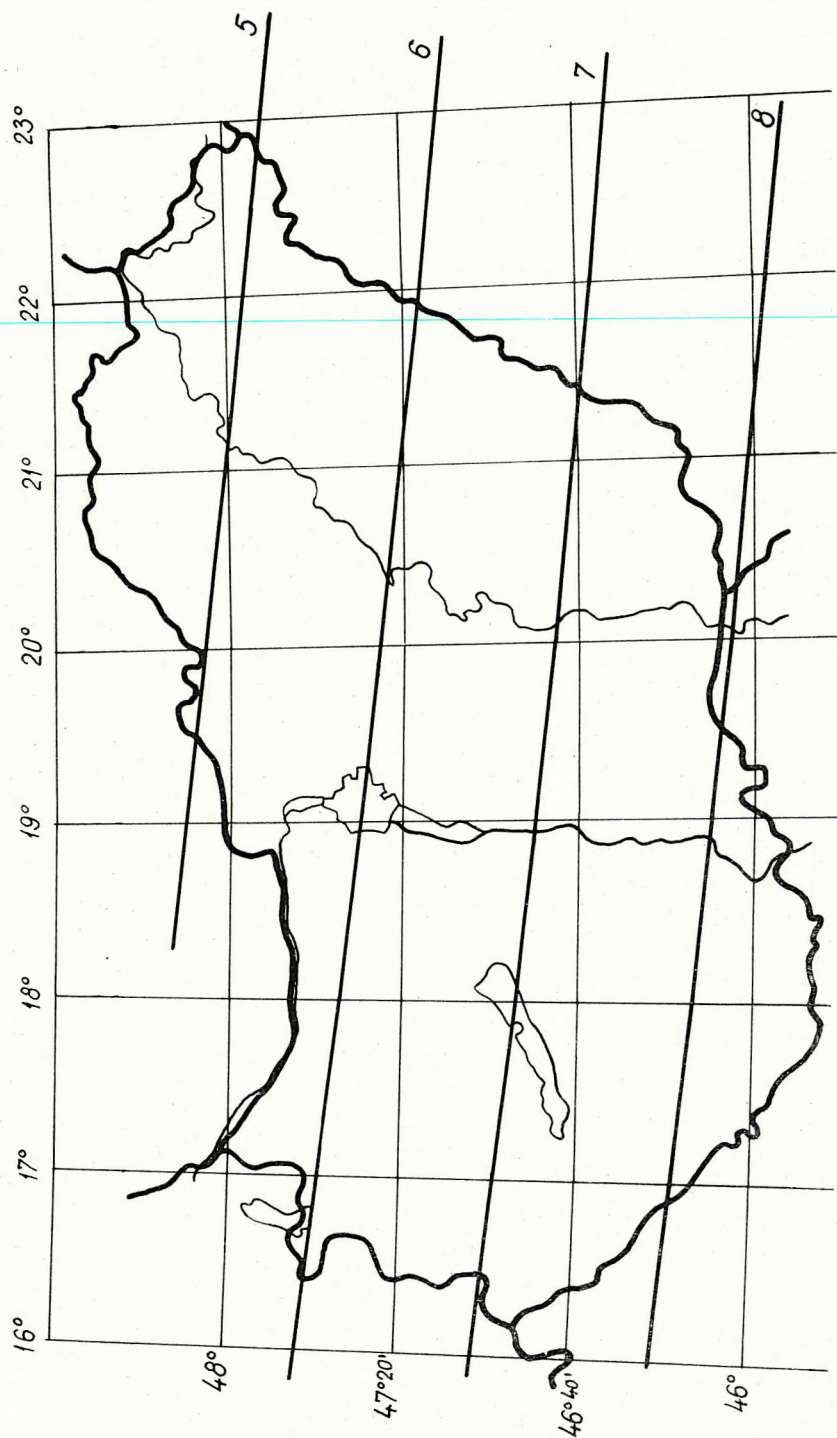
Az 1965,0-ra redukált országos mágneses alaphálózat mérési eredményeinek feldolgozásakor azt is meghatároztuk, hogy mennyit változtak a térelemek az előző, 1950,0-ra vonatkozó felmérés óta. A 15 éves változások alapján is megrajzoltuk a térelemek izopor görbéit, és az előző közleményben ezeket bemutattuk (ACZÉL—STOMFAI, 1968). A mutatkozó eltérések oka kettős. 1. A két országos mérésből készült izoportérképeken a 15 év átlagos változásából kapott görbéket látjuk, míg jelen mérésünk csak 2 évet fog át. 2. A kiegyenlítés az egyik esetben másodfokú, a másikban elsőfokú közelítéssel történt, így az izoporok az egyik esetben görbék, a másikkban egyenesek.

Térképeink a vizsgált természeti jelenség normális területi alakulását ábrázolják. Ezekről a normális értékektől az egyes pontokon mért értékek többé-kevésbé eltérnek. Az eltérések olyan kicsinyek, hogy a mérési pontosságot nem haladják meg. Lehetséges azonban, hogy némelyik szekuláris ponton valamelyik térelem időben anomálishan változik és az eltérést ez okozza. Ezt a kérdést a további mérések sorozata fogja eldönteni.

A 3. és 5. ábrán látható, hogy a deklináció és a függőleges térerősség időbeli menetének kb. a Tihany—Miskolc vonal mentén van a legerősebb területi változása. Ennek folyamatos megfigyelésére kívánatos lenne az ország ÉK-i részén is működtetni egy mágneses regisztráló rendszert. A Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem Geofizikai Tanszékével kooperálva most tervezzük egy északmagyarországi regisztrálóállomás telepítését.



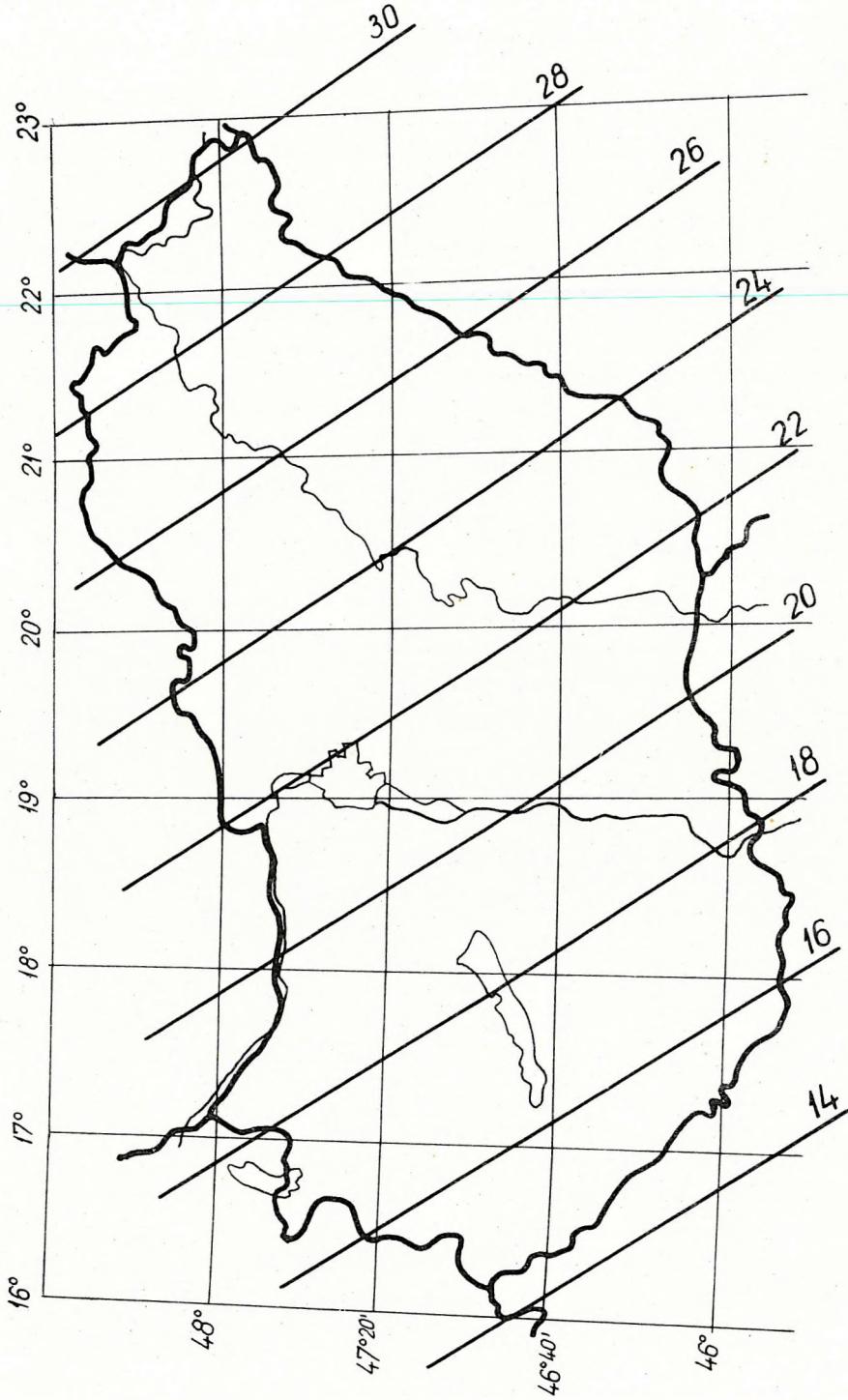
3. ábra. A deklináció izopor görbéi 1965 és 1966-ban [szögperc/év]
 Fig. 3. Isotherms of the declination in 1965 and 1966 (min/year)
 Фиг. 3. Изогоры склонения за 1965 и 1966 гг. (в мин./год)



4. ábra. A vízszintes tégerősség izorog görbéi 1965 és 1966-ban [$\gamma/\text{év}$]

Fig. 4. Isorog-lines of the horizontal intensity in 1965 and 1966 (gamma/year)

Фиг. 4. Изогоры горизонтальной напряженности поля за 1965 и 1966 гг. (в $\gamma/\text{год}$)



5. ábra. A függőleges térerősség izopor görbéi 1965 és 1966-ban [$\gamma/\text{év}$]
Fig. 5. Isopor-lines of the vertical intensity in 1965 and 1966 (gamma/year)
Фиг. 5. Изопопы вертикальной напряженности поля за 1965 и 1966 гг. (в $\gamma/\text{год}$)

További feladatok, nemzetközi együttműködés

Az ismertetett anomáliamentes hálózat mellett 1966-ban egy olyan hálózatot is létesítettünk, amelynek a pontjai erősen anomáliás területen vannak. Feltehető ugyanis, hogy azok a kőzettömegek, amelyek a területi anomáliákat okozzák, az évszázados változás helyi menetét is befolyásolják. Anomáliás hálózatunk pontjain ezt az utóbbi feltételezett, de eddig még nem vizsgált hatást akarjuk kimutatni. Ehhez a vizsgálathoz természetesen hosszú, több éves észlelési sorozatot kell összegyűjtenünk.

A bevezetőben már említettük, hogy az 1966-os méréssel lefektetett szekuláris hálózat újramérése és kiértékelése kétévenként megismétlődő feladatunk. A szekuláris hálózat pontjaiban fogjuk figyelemmel kísérni a földmágnesség időbeli változását. Ugyancsak kétévenként fogjuk lemérni az anomáliás területen kiválasztott pontokat is.

A földmágnesség szekuláris változása nemzetközi viszonylatban az érdeklődés homlokterében áll. Tervezzük, hogy a szovjet geofizikusokkal együttműködve a III. szeizmikus kéregkutató szelvény mentén mágneses méréseket végzünk annak vizsgálatára, hogy a Kárpátok vonulata milyen hatást gyakorol a földmágnesség szekuláris változására.

IRODALOM

- ACZÉL E. — STOMFAI R., 1968: Az 1964–65. évi magyarországi földmágneses alaphálózat mérés Geofizikai Közlemények, XVII. 3.
- ACZÉL E. — SULOKY I., 1964: A földmágneses tér évszázados változása Magyarországon 1950 és 1963 között, a szekuláris hálózat mérései alapján. Geofizikai Közlemények, XIII. 3.
- Protokoll der Besprechung über die Herstellung einer einheitlichen geomagnetischen Karte für Südosteuropa am 21. und 22. Mai, 1963. in Potsdam.
- Protokoll der Besprechung über die Herstellung einer einheitlichen geomagnetischen Karte für Südosteuropa; am 17. und 18. September, 1964. in Budapest.
- Protokoll der 3. Arbeitsbesprechung über die Herstellung einer einheitlichen geomagnetischen Karte für Mittel- und Südosteuropa; in Warszawa am 2. und 3. November 1965.
- Protokoll der 4. Arbeitsbesprechung über die Herstellung einer einheitlichen geomagnetischen Karte für Mittel- und Südosteuropa; in Budapest am 14. und 15. September 1966.

A FÖLDMÁGNESES TÉR HOLDNAPI VÁLTOZÁSÁVAL EKVIVALENS ÁRAMRENDSZER MAGASSÁGÁNAK MEGHATÁROZÁSA

BENCZE PÁL

П. БЕНЦЕ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТЫ СИСТЕМЫ ТОКОВ, ЭКВИВАЛЕНТНОЙ ЛУННО-СУТОЧНЫМ ВАРИАЦИЯМ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Высота системы токов, эквивалентной лунно-суточным вариациям геомагнитного поля может быть определена — как следует из теории динамомашин — по вертикальным (барометрическим) вариациям фазы лунной полусуточной составляющей атмосферного прилива. Эти вариации могут быть использованы и для интерпретации данных о лунных полусуточных вариациях параметров ионосферы.

P. BENCZE

DETERMINATION OF THE HEIGHT OF THE CURRENT SYSTEM EQUIVALENT TO THE LUNAR DIURNAL VARIATION OF THE GEOMAGNETIC FIELD

The exact determination of the height of the current-system equivalent to the lunar-daily variation of the terrestrial magnetic field can be made — as follows from the dynamo-hypothesis — by the vertical (barometric) variation of the phase of the lunar semidiurnal component of the atmospheric tide. The latter variation is suitable for the interpretation of the data referring to the lunar semidiurnal variation of the ionosphere-parameters.

A földmágneses tér időbeli változásával ekvivalens horizontális áramrendszerek magassági helyzetének ismerete a keletkezési mechanizmus vizsgálatánál igen fontos. Ezt azonban, amint ismeretes, kizárólag a mágneses térerősség felszínen mért értékéből nem lehet meghatározni, de meghatározásához a mágneses tér és a légkör magasságtól függő jelenségei közötti összefüggések felhasználhatók.

Általában feltételezik, hogy a földmágneses tér holdnapi változásával (L) ekvivalens áramrendszer a dinamó-hatás következtében jön létre (CHAPMAN, 1951). Ez azt jelenti, hogy a légköri árapály lunáris félnapos komponense az alsó ionoszférát alkotó töltéseket (elektronokat, pozitív és negatív ionokat), a Föld mágneses terében mozgatja; ebben a tartományban feszültség indukálódik, amely áramrendszer kialakulásához vezet. Ismeretes, hogy az évszakos változás nagysága csökken, a naptevékenység befolyása a magassággal növekszik. A tapasztalat szerint (I. és II. táblázat) az L tér évszakos változása nagyobb, a napfoltciklus folyamán fellépő változása pedig sokkal kisebb, mint az

I. táblázat

Az S és L tér évszakos változása

Table I. The seasonal variation of the S and L field

Таблица I. Сезонные вариации поля S и L

II	S Greenwich	52°N	L Pavlovszk	60°N
	γ	$\frac{\%}{Ny/T}$	γ	$\frac{\%}{Ny/T}$
Nyár	17,9	227	1,25	210
Tél	7,9		0,4	

Chapman nyomán

II. táblázat

Az S és L tér változása a naptevékenységgel

Table II. The variation of the S and L field with solar activity

Таблица II. Зависимость изменений поля S и L от солнечной активности

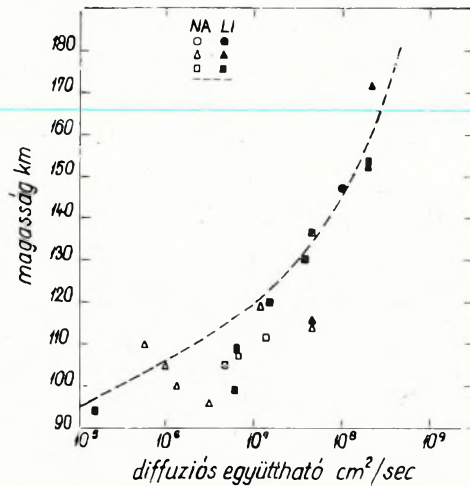
Közepes napfoltszám	S		L	
	γ	$\%$	γ	$\%$
6	10,5		1,05	
19	12,5	19	1,07	2
44	13,6	30	1,11	6
63	15,5	48	1,28	22
96	19,4	85	1,21	15

Greenwich-ben (52°N) mért deklinációra vonatkozó adatok (Chapman, 1951). A százalékos változásértékek a legkisebb napfoltszámhoz viszonyított értékek.

E tartományban kimutatott áramrendszerrel összefüggő S_q téré. Az L áramrendszert az S_q áramrendszer alatt kell keresni. Emellett szól az is, hogy az L áramrendszert indukáló árapály a magassággal növekvő csillapodás miatt, nagyobb magasságban (pl. az F tartományban) már nem alakulhat ki. A rendezett mozgásnak rendezetlen mozgássá való átalakulását részben viszkózus erők okozzák, részben pedig hőátadás, amely a légkörnek az adiabatikus összenyomódás állapotában levő részéből, az adiabatikus tágulás állapotában levő része felé irányuló vezetés vagy sugárzás útján megy végbe. Ezeket a folyamatokat és így a csillapítást elsősorban a molekuláris hővezetőképesség (a molekuláris diffúzió útján végbemenő hőátadás) és a molekuláris viszkozitás (a mozgásmennyiség átadódása molekuláris diffúzió útján) magassággal való változása szabja meg. A periodikus mozgásra vonatkozó hővezetési egyenletből meghatározható a

$$K \ll 2,1 \cdot 10^8 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

egyenlőtlenség, ahol K a diffúziós együttható. Ennek teljesülésénél a molekuláris hővezetőképesség elhanyagolható (WILKES, 1949). Az 1. ábrán a diffúziós együtthatónak a magassággal való – mérési adatokkal meghatározott – változását ábrázoltuk (MANRING, BEDINGER, KNAFLICH, 1961). Látható, hogy a molekuláris hővezetőképesség által okozott csillapítás 120 km felett kezd jelentőssé válni.



1. ábra. A lítiumra és nátriumra meghatározott diffúziós együttható változása a magassággal, Manring, Bedinger és Knafllich (1961) nyomán

Fig. 1. The barometric variation of the Li and Na diffusion-coefficient, after Manring, Bedinger and Knafllich (1961)

Фиг. 1. Зависимость коэффициента диффузии, определенного для лития и натрия от высоты, по Маррингу, Бедингеру и Кнафлиху (1961)

Hasonló egyenlőtlenség vezethető le a mozgási egyenletekből a molekuláris viszkozitási tényezőre vonatkozóan is. A két mennyiség tehát azonos nagyságrendű és körülbelül ugyanabban a magasságban kezd hatni (WILKES, 1949).

HINES (1963) még további két lehetőségre hívta fel a figyelmet az árapályhullámok csillapításával kapcsolatban. Az egyik, amely az árapályenergia elnyelődéséhez vezethet, a dinamó-mechanizmust kísérő ohmikus veszteség. A becslések szerint ez már 100 km magasságban felemésztheti a rendelkezésre álló energiát. A másik lehetőség abban rejlik, hogy mivel a szóbanforgó magasságban fellépő árapály sebessége megközelíti a hangsebességet, továbbá a nyomás és sűrűségváltozás a megfelelő középérték jelentős hányadát teszi ki, az energia kisebb dimenziójú oszcillációk között oszlik meg.

A dinamó-elméletet alapul véve, az L áramrendszer magasságát pontosabban az árapálymozgás fázisával határozhatjuk meg. ЧАРМАН (1951) kimutatta, hogy ha a dinamó elmélet érvényes, az L áramrendszert keltő árapály-

mozgás fázisának (a röv. kedvéért: a/fázis) ellentétesnek kell lennie azzal, amelyet a felszínen észlelt lunáris félnapos légnyomásváltozás jelez (a röv. kedvéért: b/fázis). A dinamó-elmélet értelmében ugyanis

$$E_i + E_p = \frac{i}{\sigma}; \text{ illetve } i = \sigma(vB + E_p),$$

ahol E_i az indukált elektromos télerősség, E_p a töltésfelhalmozódásból származó polarizációs elektromos télerősség, i az áramsűrűség, σ a vezetőképesség, v az árapálymozgás sebessége, B pedig a Föld mágneses terének erőssége. Ebben az egyenletben v és σ az idő függvénye. Ezt feltüntetve, a fenti egyenletet a következő alakban írhatjuk fel:

$$i(t) = \sigma(t) v(t)B + \sigma(t)E_p.$$

Számunkra csak a jobboldal első tagja érdekes. Tételizzük fel, hogy az alsó ionoszférában az a/fázis megegyezik a $\sin(2\tau + \alpha)$ formában kifejezhető b/fázissal, ahol τ a holdidő, α középértéke pedig 80° . A vezetőképességet a Nap zenittávolságának egyszerű függvényeként $\sigma \sin t$ alakban adva meg, új holdkor ($t = \tau$) az áram különböző harmonikus komponenseinek időfüggősége a

$$\sin(n\tau + 80^\circ) \cos(n\tau - 90^\circ)$$

tényezővel fejezhető ki; átalakítva:

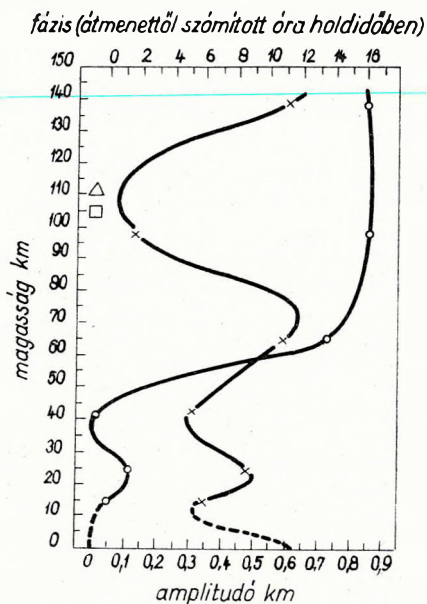
$$\sin(n\tau + 170^\circ).$$

Ezzel szemben az észlelt változásokból meghatározott időtényező $\sin(n\tau + 343^\circ)$ alakú. A dinamó-elmélet alapján számított és a mérésekből megállapított fázis közötti 180° -os eltérés arra mutat, hogy az árapálymozgás lunáris félnapos komponense az L áramrendszer magasságában a Föld felszínén észlelttel ellentétes fázisú.

A töltött részecskék mozgása, mivel $\gamma > \Omega$ (ahol γ a töltött és semleges részecskék közötti ütközések gyakorisága, Ω pedig a töltött részecskék girofrekvenciája), a semleges részecskékével azonosítható. BARBER (1962) a szürkületi égbolt fényességét (Na sáv/háttér) a Napnak a horizonttól 11° -os távolságig mérve, meghatározta a Hold által okozott árapálymozgásnak a magassággal való változását is. A 2. ábrán a légköri árapály lunáris félnapos komponense amplitúdójának és fázisának a magassággal való változását látjuk, ahogy BARBER (1961) a Halsingborgban ($53^\circ 3' N$) mért zenitális égboltfényesség adatokból meghatározta. A görbéből megállapítható, hogy a deleléstől (alsó v. felső meridiánátmenettől) számított fázis 87, illetve 128 km magasságban válik a Föld felszínén észlelt légnyomásváltozás lunáris félnapos komponensével ellentétes fázisúvá. Az említett tényeket figyelembe véve, az L áramrendszer tehát az alsó ionoszférában, az E réteg alján, kb. 87 km magasságban helyezkedhet el.

A 2. ábrán közölt görbe az ionoszféraparaméterek holdnapi változására vonatkozóan az irodalomban közölt adatok ellenőrzését, értelmezését is lehetővé teszi. A D réteg magasságváltozásában VLF fázismérések segítségével meghatározott lunáris félnapos komponens fázisa, amely a nappali órákban 70 km, az éjszakai órákban 85–90 km magasságra vonatkozik (BRADY és

CROMBIE, 1963), nagyon jól egyezik az égbolt-ragyogás mérésekből levezetett megfelelő értékekkel. Az éjszakai, nagyobb magasságra vonatkozó változás: $0,073 \sin(2t + 171^\circ)$ km; a nappali, kisebb magasságra vonatkozó változáshoz, $0,11 \sin(2t + 125^\circ)$ km-hez viszonyítva siet. Ugyancsak jól illeszkedik a szóban forgó görbéhez az E réteg lunáris félnapos magasságváltozásának Cambridge-re ($52^\circ 13' N$) megállapított, 112 km-re vonatkozó fázisa is (APPLETON és WEEKES,



2. ábra. A légköri árapály lunáris félnapos komponense amplitúdójának (○) és fázisának (×) változása a magassággal a zenitális égbolt-fényességadatokból, Barber (1962) nyomán

- Brady és Crombie (1963),
- △ Appleton és Weekes (1939),
- Ramana és Ramachandra Rao (1962).

Fig. 2. The barometric variation of the amplitude (○) and phase (×) of the lunar semidiurnal component of the atmospheric tide, as determined of zenithal sky-brilliance after Barber (1962)

- Brady and Crombie (1963),
- △ Appleton and Weekes (1939),
- Ramana and Ramachandra Rao (1962)

Фиг. 2. Барометрическая вариация амплитуды (○) и фазы (×) лунной полусуточной составляющей атмосферного прилива, по данным о яркости неба, по Барберу (1962)

- Brady и Crombie (1963),
- △ Appleton и Weekes (1939)
- Romana и Ramachandra Rao (1962)

1939). RAMANA és RAMACHANDRA RAO (1962) közleményében az E rétegben mért drift lunáris félnapos változása 100–110 km magasságra vonatkozik. Az árapályt keltő erők által okozott maximális magasságváltozásnak (felemelkedésnek) a megfelelő vízszintes szélrendszerben nyugati drift felel meg. A nyugati drift Waltair-ben ($17^{\circ} 43' N$) holdidőben 9 órakor, vagyis delelés előtt 3 órával lép fel. Ha azonban feltételezzük, hogy a Föld felszínén mért lunáris félnapos légnyomásváltozásnak CHAPMAN és WESTFOLD (1956) által megadott változása a földrajzi szélességgel az E tartomány magasságában is érvényes, a Waltair földrajzi szélességének megfelelő öv ($10^{\circ} - 20^{\circ} N$) fázisa 26° -kal, azaz majdnem két órával késik a Halsingborg földrajzi szélességének megfelelő öv ($50^{\circ} - 60^{\circ} N$) fázisához viszonyítva. A Waltair-ben mért fázist Halsingborg-ra átszámítva azt találjuk, hogy a maximális magasságváltozás delelés előtt kb. egy órával jelentkezik; az égbolt-ragyogás mérésekből levezetett értékeket ez szintén jól megközelíti.

Ami az árapálymozgás évszakos változását illeti, RAMANA és RAMACHANDRA RAO (1962) vizsgálatai szerint a vízszintes drift lunáris félnapos menete amplitúdójának évszakos változása az E tartományban nagyobb, mint az F tartományban (megjegyzendő, hogy az F tartományban, mivel $\nu < \Omega$, a részecskék mozgását elektromágneses erők határozzák meg, amelyek ebben az esetben a földmágneses tér erővonalai mentén az alacsonyabban fekvő rétegekből áttevődő, lunáris félnapos periódusú elektromos térrel függenek össze). Ez is megerősíti azt a tanulmányunk elején idézett megállapítást, hogy az évszakos változás nagysága a magasság növekedésével csökken. Megerősíti továbbá ebből levont következtetésünket is, hogy az L áramrendszert az S_q áramrendszer alatt kell keresni.

Jó egyezés tapasztalható a légköri árapály lunáris félnapos komponense amplitúdójának a magassággal való változását ábrázoló görbe (2. ábra) és az ionoszféraparamétereiből levezetett lunáris légköri árapálymozgás amplitúdója között is. Az amplitúdó a D tartományban sokkal kisebb (0,1 km; BRADY és CROMBIE, 1963), mint az E tartományban (0,9 km, APPLETON és WEEKES 1939).

IRODALOM

- APPLETON, E. V. – WEEKES, K., 1939: On lunar tides in the upper atmosphere. Proc. Roy. Soc. A 171, 171.
- BARBER, D. R., 1962: Optical evidence of the lunar atmospheric tide. J. Atmosph. Terr. Phys. 24, 1065.
- BRADY, A. H. – CROMBIE, D. D., 1963: Studying the lunar tidal variations in the D region of the ionosphere by means of very-low frequency phase observations. J. Geophys. Res. 68, 5437.
- CHAPMAN, S. – BARTELS, J., 1951: Geomagnetism. University Press, Oxford, 757 old.
- CHAPMAN, S. – WESTFOLD, K. C., 1956: A comparison of the annual mean solar and lunar atmospheric tides in barometric pressure, as regards their worldwide distribution of amplitude and phase. J. Atmosph. Terr. Phys. 8, 1.
- HINES, C. O., 1963: The upper atmosphere in motion. Quart. J. Roy. Met. Soc. 89, 1.
- MANRING, E. – BEDINGER, J. – KNAFLICH, H., 1961: Some measurements of winds and of the coefficient of diffusion in the upper atmosphere. Space Research II. North-Holland Publishing Company, Amsterdam.
- RAMANA, K. V. V., RAMACHANDRA RAO, B., 1962: Lunar daily variation of horizontal drifts in the ionosphere at Waltair, J. Atmosph. Terr. Phys., 24, 220.

A FÖLDI ELEKTROMÁGNESES TÉR $\pi-2$ (pt) TÍPUSÚ VÁLTOZÁSAINAK VIZSGÁLATA KÖZEPES FÖLDRAJZI SZÉLESSÉGEKEN

HOLLÓ LAJOS

Л. ХОЛЛО

ИЗУЧЕНИЕ ВАРИАЦИЙ ТИПА $\pi-2$ (pt) ЗЕМНОГО ЭЛЕКТРОМАГ- НИТНОГО ПОЛЯ НА СРЕДНИХ ШИРОТАХ

Изучение морфологических особенностей геомагнитных пульсаций типа $\pi-2$ по зволяет выявить зависимость их амплитуд и периодов от магнитной и солнечной активности. Сделана попытка определить зависимость амплитуды, периода и затухания пульсаций $\pi-2$ от слоя F2 ионосферы.

L. HOLLÓ

UNTERSUCHUNG DER VERÄNDERUNGEN DES ELEKTROMAGNETISCHEN FELDES DER ERDE VOM TYP $\pi-2$ (pt) AN DEN MITTLEREN GEOGRAPHISCHEN BREITE

Durch Untersuchung der morphologischen Eigentümlichkeiten der erdmagnetischen Pulsationen vom Typ $\pi-2$ ist die Abhängigkeit der Amplitude und der Periode von der magnetische – und Sonnentätigkeit zu beweisen. Es wurden Versuche zur Nachweisung des Zusammenhangs zwischen der Periode, der Dämpfung der Amplitude von $\pi-2$ und der Schicht F2 der Ionosphäre ausgeführt.

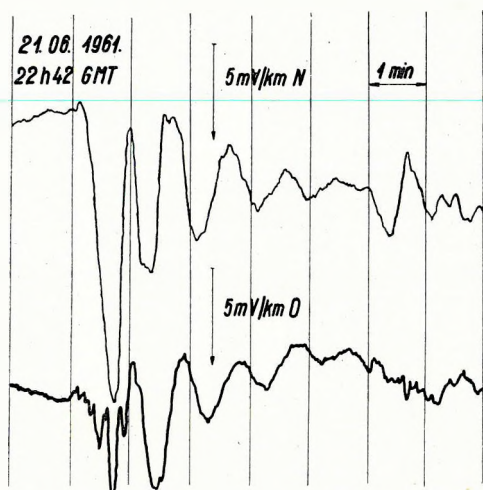
I. A $\pi-2$ típusú változások morfológiai sajátosságainak vizsgálata

A $\pi-2$ típusú pulzációk rövid ismertetése

A földi elektromágneses tér rövidperiódusú (0,2–600 sec) pulzációi tanulmányozásának megkönnyítésére a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió Földmágneses és Aeronómiai Asszociációja 1963-ban ezeket a pulzációkat a következő jelöléssel látta el: szabályos, folyamatos variációk jelölése pc, a szabálytalan jellegűeké pi. A pi típusú pulzációknak két alsoportja van: $\pi-1$ (1–40 sec) és $\pi-2$ (40–150 sec). Tanulmányunkban a $\pi-2$ (korábban pt) típusú változásokkal foglalkozunk.

Az elsők között ANGENHEISTER (1914) fordított figyelmet az ilyen típusú változásokra; utána számos kutató foglalkozott a $\pi-2$ típusú pulzációk morfológiai sajátosságaival és keletkezési elméletével. A $\pi-2$ pulzációk erősen csillapodó változások (1. ábra), amelyek az éjjeli órákban, leggyakrabban éjfél

előtt jelennek meg, különálló csoportokban. Az egyes csoportok rezgéseinek időtartama pár perc. A pi-2 pulzációk általában az öblök kezdeti szakaszában jelentkeznek és gyakran azok maximumáig tartanak (JACOBS és SINNO, 1959). Különösen a negatív öblök esetében szoros a kapcsolat (NISHIDA, 1964), mások szerint a nagy naptevékenységű években a pozitív öblök járnak inkább



1. ábra. pi-2 típusú változás a Nagycenki obszervatórium 20 mm/min sebességű tellurikus regisztrátumán

Abb. 1. Pulsation Typ pi-2 auf dem tellurischen Registrat - von einer Geschwindigkeit 20 mm/min - des Observatoriums bei Nagycenk

Фиг. 1. Вариации типа pi-2 на теллуриграмме, записанной в Надыценкской обсерватории со скоростью 20 мм/мин

Föld magnetoszférájáig plazmafelhők és ún. napszél alakjában (2. ábra). A Föld magnetoszférájának határa néhányszor 10 földugár távolságra tehető, itt a napszél nyomása egyenlő a földi mágnes tér nyomásával. A Nap korpuszkuláris sugárzásának következtében mágneses háborgások keletkeznek. A magnetoszféra alakja durva közelítéssel vízcsepphez hasonlítható, amelynek határa a nappali oldalon közelebb van a Földhöz, mint az éjjeli oldalon, amelyet a magnetoszféra uszályának is nevezünk (AXFORD, 1962). A magnetoszféra uszályában létrejöhét a földi és az interplanetáris tér erővonalainak egyesülése, amelyek erővonalhurkokat alkotnak. Ezek jelentős energiátöbblettel rendelkezve olyan hidromágneses hullámokat sugároznak a Föld felé, amelyek pi típusú geomágneses pulzációkat és más ezzel egyidejűleg fellépő jelenségeket okozhatnak.

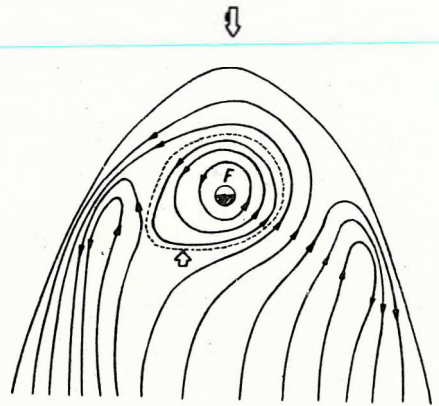
A hidromágneses hullámok terjedhetnek a Föld mágneses erővonalai mentén (toroidális típusú rezgések); hatásukra a magnetoszférából az ionoszférába átdiffundáló korpuszkulumok a sarki övezetekben sarki-fény jelenségeket,

együtt a pi-2 pulzációkkal (DVORJASIN, 1961). JACOBS és SINNO (1959) több állomás adatainak felhasználásával, az egyidejűleg előforduló pi-2 pulzációk maximális amplitúdói alapján megszerkesztették a pi-2 pulzációk ekvivalens áramrendszerét. Ezt hasonlónak találták ahhoz az áramrendszerhez, amelyet SELSBEE és VESTIN (1952) az öblökre vonatkozóan szerkesztett. Az áramrendszerek hasonlóságából és a két jelenség egyidejű előfordulásából arra a következtetésre jutottak, hogy a kiváltók azonos lehet. Ez azonban vitatható, mert a közepes szélességeken számos olyan öblöl figyelhető meg, amellyel pi-2 nem jelentkezik.

A pi-2 pulzációk keletkezésével kapcsolatban néhány elmélet született (KATO, 1961; AXFORD, 1962; NISHIDA, 1964; ODAYASHI, 1966), amelyek feltételezték, hogy a Napból kiáramló töltéssel rendelkező részecskék eljutnak a

mágneses háborgásokat, öblöket váltanak ki; vagy terjedhetnek a mágneses erővonalakra merőlegesen (poloidális típusú rezgések); ekkor a közepes szélességeken is viszonylag nagy területen egyidőben keletkezhetnek pi-2 típusú pulzációk (NISHIDA, 1964). Ezért AKASOFU (1956), KATO és WATANABE (1964) a pi-2 pulzációk terjedését poloidális típusú rezgésekkel magyarázzák. Ebben az esetben a rezgések periódusa a külső atmoszféra szerkezetétől, a földmágneses tér nagyságától és irányától függ.

A pi-2 pulzációkat előidéző hidromágneses hullámok, amikor áthaladnak az alsó ionoszférán, elektromágneses hullámokká transzformálódnak, és mint ilyenek az éjjeli oldalon kapcsolódnak az ionoszférikus áramrendszerekhez. Ha feltételezzük, hogy a hidromágneses hullámok, keresztülhaladva a Földet körülvevő ionoszféra rétegeken, változást szenvednek az említett rétegek ionsűrűsége, vagy e rétegek Földtől való távolságának (azaz a rezgő üreg méreteinek) változása miatt, akkor természetesnek látszik, hogy a pulzációk periódusa és amplitúdója – az észlelési pont földrajzi helyzetének és a mágneses tevékenységének függvényében – eltérő lesz. Némelyik szerző szerint a pulzációk és az ionoszféra rétegek közötti kapcsolat az E réteg szintjében a legszorosabb (KUSNYE-REVSZKÍJ és MIRKOTAN, 1961), azonban közepes szélességeken ebben a rétegben az elektronsűrűség éjjel az észlelhető szint alá csökken; ilyen helyeken tehát csupán az F2 réteg vizsgálata jöhet számításba. Kimutatható volt a kapcsolata a pi-2 pulzációk és az ionoszférikus háborgások között is (CAMPBELL 1961).



2. ábra. A magnetosféra alakja Nishida (1966) nyomán

Abb. 2. Die Form der Magnetosphäre nach Nishida. 1966

Фиг. 2. Конфигурация магнитосферы по Нисида (1966)

Tanulmányunkban a pi-2 típusú pulzációk morfológiai jellemzőinek statisztikus vizsgálatával szándékozunk foglalkozni. A nagycenki tellurikus gyorsregisztrálás adatainak jelenlegi feldolgozási rendszere (VERŐ, 1963) a pi típusú pulzációk periódusátárait és maximális amplitúdóit rögzíti. Ezekből az adatokból azonban messzemenő következtetéseket levonni elég nehéz, mint-hogy a pi jelenség lecsengési ideje igen változó, és az első változások után már különböző zavarok módosíthatják alakját és periódusának hosszát. A bizonytalanságot a feldolgozott anyag nagy számával (347) ellensúlyoztuk.

A pi-2 típusú geomágneses pulzációk és a naptevékenység közötti kapcsolat

A pi-2 pulzációk változásainak periódusait és amplitúdóit átlagolva azt tapasztaltuk, hogy a napfoltcikluson belül periódikus változás látszik, amelynek maximuma és minimuma közötti különbség az 50%-ot is eléri. Kisebb mérték-

ben, de jelentkezik ez a periodicitás a $\pi - 2$ pulzációk csillapítási tényezőiben is (I. táblázat, II. táblázat).

I. táblázat

A $\pi - 2$ pulzációk 1., 2. és 3. változása
átlagperiódusainak nagysága évente sec-ben

Tabelle 1. Die Grösse der Durchschnittperioden
der Veränderung 1, 2 und 3 der Pulsationen von
 $\pi - 2$ jährlich in sec

Таблица I. Величины средних периодов
вариаций 1, 2 и 3 пульсаций типа $\pi - 2$ по
годам, в сек.

Év	1	2	3
	változás periódusa		
1957	109	115	116
1958	96	98	102
1959	97	95	99
1960	85	85	85
1961	99	105	107
1962	75	75	73
1963	72	71	68
1964	99	95	90
1965	94	95	91
1966	105	109	114
1967	106	112	110

II. táblázat

Az átlagamplitúdók nagysága évente (egység 0,15 mV/km)

Tabelle 2. Die Grösse der Durchschnittamplituden (einheit 0,15 mV/km)

Таблица II. Величины средних амплитуд по годам (0,15 мв/км)

Év	1	2	3	A_1/A_2	A_2/A_3	Átlagos
	változás amplitúdója			csillapítási tényező		
1957	16,5	9,4	4,9	1,75	1,90	1,83
1958	15,2	13,3	5,6	1,16	2,38	1,77
1959	18,1	11,2	6,8	1,61	1,65	1,63
1960	11,7	7,1	4,5	1,65	1,58	1,62
1961	13,8	9,1	5,7	1,52	1,60	1,56
1962	12,9	8,7	5,0	1,49	1,74	1,62
1963	10,1	6,7	3,7	1,51	1,81	1,66
1964	9,8	6,6	4,0	1,48	1,50	1,49
1965	10,5	7,2	4,8	1,46	1,47	1,46
1966	14,9	9,8	6,3	1,52	1,56	1,54
1967	18,0	11,2	7,0	1,60	1,60	1,60

A π - 2 előfordulási gyakorisága és az elektromágneses tevékenység közötti kapcsolat

Megvizsgáltuk az 1957 és 1966 között feldolgozott napokat, figyelembe véve az elektromágneses háborgatottság fokát. Azt tapasztaltuk, hogy a π - 2 előfordulások többsége kis és közepes elektromágneses tevékenység idejére esik. Az elektromágneses tevékenységet a ΣT mennyiséggel, a 3 órás intervallumok lineáris léptékű T karakterszámainak összegével mértük. A továbbiakban mindenütt a ΣT , ill. 3 órás T jelölést használjuk (III. táblázat).

III. táblázat

A π - 2 és a ΣT közötti kapcsolat

Tabelle 3. Die Verbindung zwischen π - 2 und ΣT

Таблица III. Связь между пульсациями π - 2 и величиной ΣT

ΣT	0-10	11-20	21-30	31-40	41-50	51-60	61-
Feldolgozott napok száma	208	248	102	52	34	24	12
A π - 2-k átlagos száma azokon a napokon, amikor π - 2 előfordult	1,7	2,1	2,4	1,6	1,3	1,5	1,0
Azon napok aránya, amikor π - 2 előfordult	12,9%	15,2%	13,2%	14,8%	15,8%	15,2%	12,9%

Miután a mágneses tevékenység 27 napos visszatérési tendenciát mutat, ezért erre vonatkozóan is végeztünk vizsgálatokat az 1966-os évre, a π - 2 pulzációk előfordulásában azonban ezt a tendenciát kimutatni nem tudtuk (a 27 napos visszatérésre az autokorrelációs tényező $-0,2$ körül van).

A π - 2 periódusa, ill. amplitúdója és az elektromágneses tevékenység közötti kapcsolat

Az előbbi vizsgálatok kiegészítéseképpen megállapítottuk a π - 2 típusú pulzációk periódusát és amplitúdóját az adott ΣT határok között (IV. táblázat, V. táblázat).

Mindkét esetben tapasztalhatjuk, hogy a π - 2 amplitúdója az elektromágneses tevékenységgel egyenletesen növekszik. T egységnyi változásával a π - 2 első amplitúdója 0,268 mV/km-t, a második és harmadik amplitúdó pedig 0,178 mV/km-t nő átlagosan. A π - 2 pulzációk periódusára kapott adatokból azt a következtetést vonhattuk le, hogy közepes aktivitásnál kisebb a periódus, mint nagynál vagy kicsinél.

IV. táblázat

A periódusok és az amplitúdók, valamint a ΣT közötti összefüggés (amplitúdó egység 0,15 mV/km, periódus sec)

Tabelle 4. Die Verbindung zwischen den Perioden, Amplituden und ΣT (Amplitudeneinheit 0,15 mV/km, Periode sec)

Таблица IV. Связь между периодами, амплитудами и величинами ΣT (амплитуды в 0,15 мВ/км, периоды в сек.)

ΣT	1	2	3	1	2	3
	amplitúdó			periódus		
0 – 10	9,9	6,6	4,0	98,0	98,5	94,4
11 – 20	10,9	7,0	4,1	90,2	89,7	87,6
21 – 30	12,4	8,8	4,7	75,5	76,0	75,3
31 – 40	15,5	9,8	5,8	81,4	84,4	85,8
41 – 50	20,4	13,3	7,5	82,7	84,4	90,1
51 – 60	22,1	13,3	8,6	93,8	93,5	90,3
61 –	25,9	20,8	12,1	98,1	95,4	103,4

V. táblázat

A periódusok és az amplitúdók, valamint a 3 órás T közötti összefüggés (amplitúdó egység 0,15 mV/km, periódus sec)

Tabelle 5. Die Verbindung zwischen Perioden, Amplituden und dem dreistündigen T (Amplitudeneinheit 0,15 mV/km, Periode sec)

Таблица V. Связь между периодами и амплитудами, а также трехчасовыми величинами X (амплитуды в 0,15 мВ/км, периоды в сек.)

T	1	2	3	1	2	3
	amplitúdó			periódus		
0	8,0	5,2	3,4	90,3	90,3	87,9
1	8,6	5,6	3,5	96,7	96,3	92,6
2	10,5	6,8	4,2	89,5	88,6	87,0
3	12,6	7,8	4,4	86,1	87,3	86,1
4	14,3	9,6	5,3	73,0	73,9	74,5
5	15,7	10,5	6,2	80,5	83,6	84,1
6	17,9	10,7	4,8	107,6	108,1	75,7
7	20,0	13,2	6,7	69,8	69,0	79,0
8	14,8	9,7	5,6	71,2	68,0	76,9
9	22,3	14,7	8,9	87,3	88,1	90,3

A pi – 2 periódusának és amplitúdójának évszakos változása

Az 1957–1965-ig tartó időszakra évszakos változást nem tudtunk kimutatni. Ennek oka az is lehet, hogy a tellurikus gyorsregisztrálás csupán időszakos, havonta átlagban mindössze négy nap regisztrálási anyagára támaszkodhattunk. Ezzel szemben az 1966. évi folyamatos gyorsregisztrálás anyagá-

ból már lehetett némi következtetést levonni (VI. táblázat). A pi-2 típusú pulzációk maximális amplitúdója nyáron 10-20%-kal nagyobb, mint más évszakban. A periódusok szintén mutatnak némi nyári maximumot.

VI. táblázat

A pi-2 amplitúdóinak és periódusainak évszakos változása
1966-ban (amplitúdó egység 0,15 mV/km, periódus sec)

Tabelle 6. Jahreszeitliche Veränderung der Amplituden und Perioden von pi-2 im Jahre 1966 (Amplitudeneinheit 0,15 mV/km, Periode sec)

Таблица VI. Сезонные вариации амплитуд и периодов пульсаций pi-2 за 1966 г. (амплитуды в 1,15 мв/км, периоды в сек.)

	1	2	3	1	2	3
	amplitúdó			periódus		
Tél	13,5	9,3	5,8	98,4	100,0	103,4
Nyár . . .	16,8	10,7	6,3	116,5	122,6	102,0
AE	14,5	9,7	6,3	104,1	106,9	124,0

II. A pi-2 típusú pulzációk és az F2 réteg közötti kapcsolat vizsgálata¹

A pi-2 amplitúdói és az f_0F_2 és $h'F$ közötti kapcsolat vizsgálata

CAMPBELL és MATSUSHITA (1961, 1962) úgy találták, hogy a pi-2 típusú pulzációk megjelenésének időpontjában ionoszférikus háborgások is gyakran jelentkeznek. Megfigyelhető az f_{min} és az f_0Es értékeinek növekedése, valamint a röntgensugárzás elnyelődése. Ez azt jelenti, hogy amikor ilyen típusú pulzációk keletkeznek, akkor nagyenergiájú részecskék hatolnak be az atmoszférába. Másrészt azt tapasztalták (Elektron I, Elektron II műhold adatai), hogy a sarki-fény övezetben a pi-2 típusú pulzációk a külső radiációs öv által kibocsátott részecskék csomagszerű megjelenésével egyidejűleg jelennek meg. Amint már korábban említettük, feltételezhető, hogy ezek a nagyenergiájú részecskék az ionoszférán való keresztülhaladásukkor változást okoznak az ionoszféra rétegek állapotában.

A pi-2 pulzációk amplitúdóit három csoportra osztottuk:

A_I csoport: az amplitúdó az évi átlagnál nagyobb,

A_{II} csoport: átlag körüli amplitúdók,

A_{III} csoport: átlagon aluli amplitúdók.

A megfelelő f_0F_2 és $h'F$ adatok évi átlagolása során azt tapasztaltuk, hogy minél nagyobb az amplitúdó, viszonylag annál kisebb az elektronkoncentráció és ezzel egyidejűleg nő az F2 réteg magassága (VII. táblázat).

¹ Vizsgálatainknál a breisachi ionoszféra jelentések rendelkezésünkre álló adatait használtuk fel.

Amplitúdók és ionoszféra paraméterek közötti összefüggések

Tabelle 7. Verbindung zwischen den Amplituden und den Parametern der Ionosphäre

Таблица VII. Соотношение амплитуд пульсаций и параметров ионосферы

Év	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	Átlag
az f_0F_2 mediántól való eltérései (egység 0,1 MHz-ben)									
A _I	-7,5	-5,4	-0,6	+2,2	-1,0	-1,6	-1,2	-2,9	-2,1
A _{II}	-5,5	-3,1	+0,8	+1,1	-1,1	+1,2	+3,0	-0,4	-0,5
A _{III}	+0,5	+0,3	+0,4	-0,3	+0,7	+0,4	+2,8	-1,2	+0,5
a $h'F$ mediántól való eltérései (km-ben)									
A _I	+16,3	+15,1	+20,2	+3,4	+8,7	-0,6	+3,8	+1,8	+8,6
A _{II}	+13,9	+21,0	+8,8	+2,0	+5,8	-3,3	+0,5	+2,6	+6,4
A _{III}	+3,1	-2,3	+5,5	-4,0	-0,6	-0,5	+9,8	+5,2	+2,0

A pi-2 periódusa és az f_0F_2 és $h'F$ közötti kapcsolat vizsgálata

A pi-2 típusú pulzációkat periódusuk szerint 3 csoportra osztottuk:

 P_I csoport: a periódus 120 sec-nál nagyobb, P_{II} csoport: a periódus 60-119 sec között van, P_{III} csoport: a periódus 60 sec-nál kisebb (3. ábra).

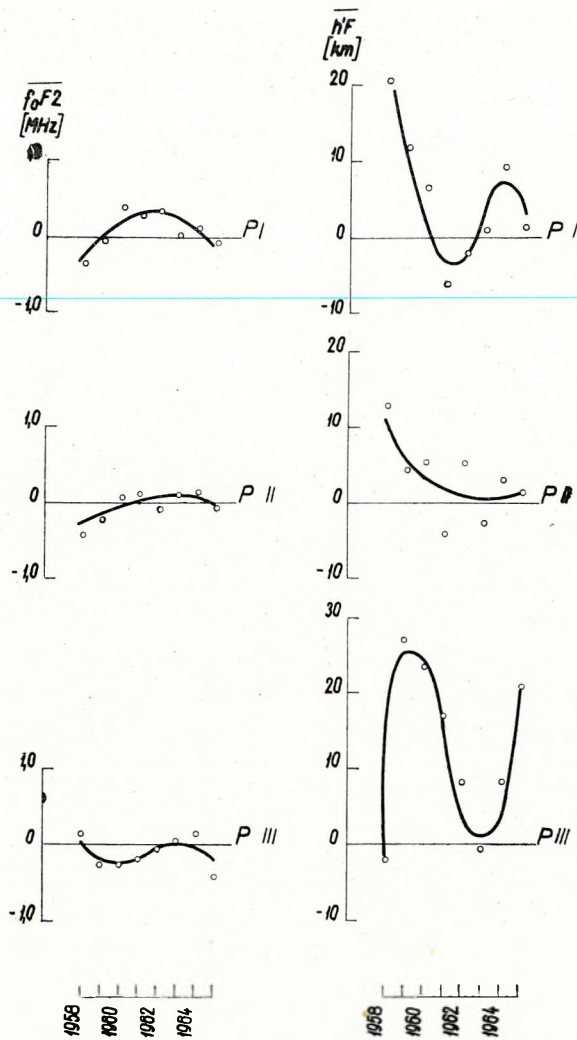
Az egyes csoportokhoz tartozó pi-2-k keletkezésének időpontjában, valamint az azt megelőző és utána következő órában az f_0F_2 és a $h'F$ mediántól való eltéréseit és ezek éves átlagát a VIII. táblázat mutatja.

Évente átlagoltuk az $n-1$, n és $n+1$ órákra kapott f_0F_2 és $h'F$ értékeket is, mert a pi-2 keletkezésének időpontja esetenként 30 percet is eltérhet az óránként megadott ionoszférikus adatoktól, és ez idő alatt az ionoszféra állapota, elektronkoncentrációja, inhomogeneitása jelentős mértékben megváltozhat.

Az ábrából világosan látszik, hogy a pi-2 periódusának növekedése csekély mértékben együtt jár az F_2 réteg elektronkoncentrációjának növekedésével. Az F_2 réteg magassága viszont jelentősen változik az egyes csoportokon belül a napfoltciklus alatt. Az átlag körüli periódusok és az említett ionoszféra paraméterek között összefüggést nem találtunk.

A pi-2 típusú pulzációk periódusai és a vizsgált ionoszféra paraméterek közötti kapcsolat vizsgálataiból (4. ábra) – tekintettel a napfoltcikluson belüli helyzetre – a következő képet nyerjük:

A kisebb periódusú pi-2 típusú pulzációk (40-100 sec) jelentős $h'F$ változással járnak együtt (VIII. táblázat); a naptevékenység átmeneti időszakában az F_2 réteg magasabb helyzetével. Napfoltmaximum idején az adatok szórása – valószínűleg a gyakori ionoszférikus háborgások miatt – nagy. A hosszabb periódusú pi-2 pulzációk (< 100 sec) és az említett ionoszféra paraméterek között nem találtunk összefüggést.



3. ábra. A pi-2 típusú pulzációk periódusa és az F2 réteg paramétere közötti kapcsolat a vizsgált időszakban

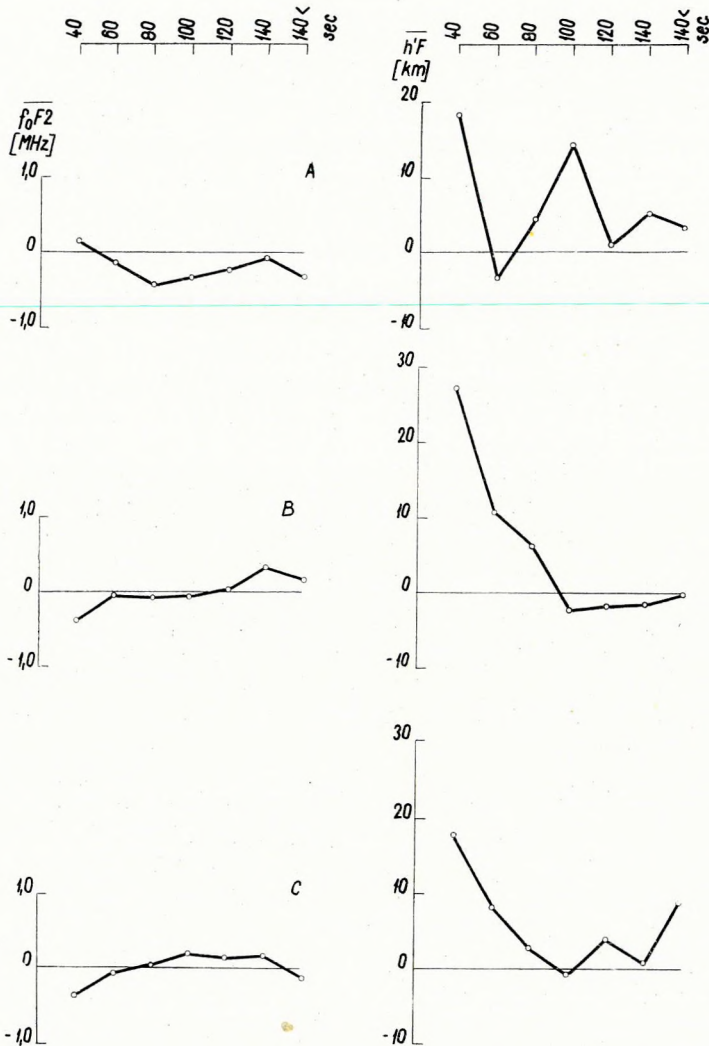
P_I	120 sec
P_{II}	60-119 sec
P_{III}	60 sec

Abb. 3. Die Verbindung zwischen der Periode der Pulsationen vom Typ pi-2 und den Parametern der Schicht F2 während des untersuchten Zeitabschnittes

P_I	1200 sec
P_{II}	60-119 sec
P_{III}	60 sec

Фиг. 3. Связь между периодами пульсаций типа pi-2 и параметрами слоя F2 за рассматриваемый период времени

P_I	- 120 сек.
P_{II}	- 60-119 сек.
P_{III}	- 60 сек.



4. ábra. A pi-2 típusú pulzációk periódusai és az F2 réteg paramétereit közötti kapcsolat változása a naptevékenységgel

A napfoltmaximum: 1958, 1959;
 B átmeneti időszak: 1960, 1961, 1962;
 C napfoltminimum: 1963, 1964, 1965

Abb. 4. Die Veränderung der Verbindungen mit der Sonnentätigkeit zwischen den Perioden des Typs pi-2 und der Schichte F2

A Sonnenflecksmaximum: 1958, 1959
 B Übergangszeitperiode: 1960, 1961, 1962
 C Sonnenflecksminimum: 1963, 1964, 1965

Фиг. 4. Изменение связи между периодами пульсаций pi-2 и параметрами слоя F2 в зависимости от солнечной активности

A — максимум солнечных пятен — 1958, 1959 гг.
 B — переходный период — 1960, 1961, 1962 гг.
 C — минимум солнечных пятен — 1963, 1964, 1965 гг.

VIII. táblázat

A pi-2 pulzációk periódusa és az f_0F2 , ill. $h'F$ közötti kapcsolat

Tabelle 8. Verbindung zwischen der Periode der Pulsationen von pi-2, f_0F2 und $h'F$

Таблица VIII. Связь между периодами пульсаций pi-2 и f_0F2 и $h'F$ соответственно

I. csoport

Év	f_0F2 (0,1 MHz)			$h'F$ (km)		
	n-1	n	n+1	n-1	n	n+1
1958	-6,7	-1,3	-2,9	+28,4	+15,0	+16,7
1959	-0,2	-0,2	-1,1	+28,7	-3,7	+10,5
1960	+5,2	+5,8	-0,1	+13,7	-5,0	+10,0
1961	+2,8	+1,9	+3,2	-4,5	-4,3	-10,5
1962	+2,2	+4,5	+2,7	-2,8	-2,3	-1,5
1963	-0,4	-0,1	+0,4	+2,9	-2,3	+1,1
1964	+0,1	+0,7	+2,6	0	+15,5	+12,4
1965	-0,3	-0,9	-1,6	-7,1	+7,8	+2,6
Átlag	+0,3	+1,3	+0,4	+7,4	+2,6	+5,2

II. csoport

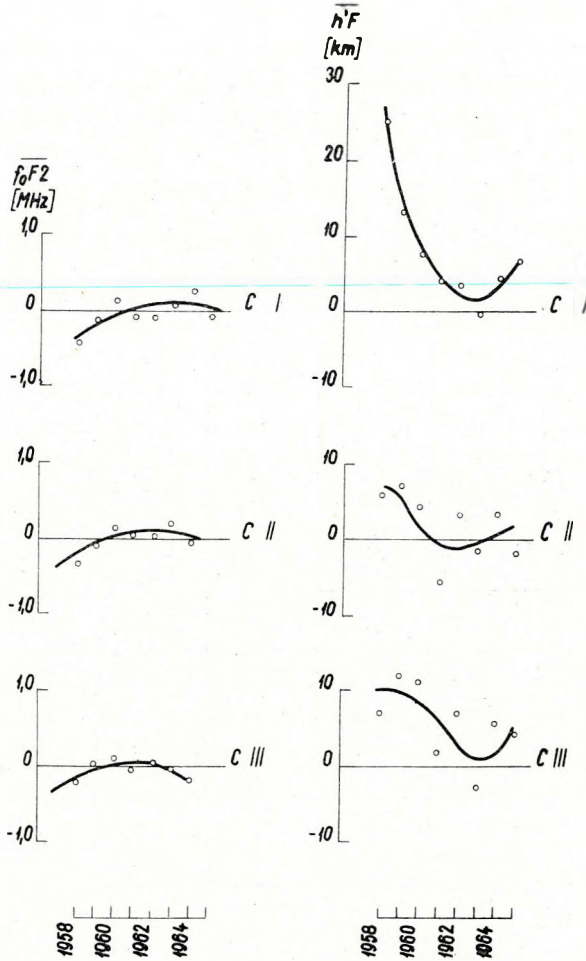
1958	-6,3	-4,2	-2,8	+17,5	+2,9	+18,2
1959	-2,7	-2,4	-2,4	+0,7	+8,5	+4,0
1960	+1,0	+0,8	-0,2	+5,5	+2,5	+7,6
1961	-0,3	+1,3	+1,6	-4,3	-3,2	-4,4
1962	-1,3	-0,7	-1,1	+4,3	+2,9	+8,8
1963	+0,2	+0,9	+1,3	-3,0	-2,0	-3,2
1964	+1,2	+1,2	+1,8	+2,0	+4,6	+3,4
1965	-0,3	-1,0	-0,8	+0,8	+0,7	+2,3
Átlag	-1,1	-0,5	-0,3	+2,9	+2,1	+2,4

III. csoport

1958	+1,0	+0,4	+2,7	-9,2	-15,0	+11,4
1959	-1,9	-4,0	-2,9	+20,0	+38,5	+23,5
1960	-3,8	-3,2	-1,3	+9,8	+30,2	+30,8
1961	-0,1	-1,7	-4,2	+15,1	+17,8	+18,2
1962	-1,1	-0,2	-0,6	+10,1	+10,4	+4,4
1963	+0,5	-0,2	+0,2	+2,9	-1,3	-3,9
1964	-0,8	+3,3	+1,5	+11,3	+6,6	+7,5
1965	-5,4	-3,5	-4,7	+20,5	+15,3	+26,7
Átlag	-1,4	-1,1	-1,2	+10,0	+12,8	+14,8

A pi-2 csillapítása és az f_0F2 , valamint a $h'F$ közötti összefüggés

A pi-2 típusú változások csillapodását még nem tanulmányozták olyan részletesen, mint amplitúdóit és periódusait. Korábban (1966) azt írtuk, hogy a pi-2 pulzációk első amplitúdója az F2 réteg elektronkoncentrációjától függ. Az akkor tanulmányozott kevésszámú pi-2 eset azonban nem tette lehetővé a beható tanulmányozást.



5. ábra. Az F2 réteg elektronkoncentrációjának és magasságának változása a napfoltcikluson belül, a pi-2 típusú pulzációk csillapodási koefficiensének nagyságával (A_1/A_2) kapcsolatban

C_I	A_1/A_2	1,80
C_{II}	A_1/A_2	1,40-1,79
C_{III}	A_1/A_2	1,00-1,39

Abb. 5. Veränderung der Elektronkonzentration und der Höhe der Schichte F2 binnen des Sonnenzyklus in Verbindung mit der Grösse (A_1/A_2) des Dämpfungskoeffizienten der Pulsationen vom Typ pi-2

C_I	A_1/A_2	1,80
C_{II}	A_1/A_2	1,40-1,79
C_{III}	A_1/A_2	1,00-1,39

Фиг. 5. Сопоставление концентрации электронов и высоты слоя F2 в пределах солнечного цикла с величиной коэффициента затухания (A_1/A_2) пульсаций типа pi-2

C_I	A_1/A_2	1,80
C_{II}	A_1/A_2	1,40-1,79
C_{III}	A_1/A_2	1,00-1,39

Az átlagos csillapítási tényezőket figyelembe véve, a következő csoportosítást hajtottuk végre:

C_I csoport: az A_1/A_2 viszony 1,80-nál nagyobb,

C_{II} csoport: az A_1/A_2 viszony 1,40 és 1,79 között van,

C_{III} csoport: az A_1/A_2 viszony 1,00 és 1,39 között van (5. ábra).

IX. táblázat

A $\pi-2$ pulzációk csillapítása és az f_0F_2 , ill. $h'F$ közötti kapcsolat

Tabelle 9. Verbindung zwischen der Dämpfung der Pulsationen von $\pi-2$, f_0F_2 und $h'F$

Таблица IX. Связь между затуханием пульсаций $\pi-2$ и f_0F_2 и $h'F$ соответственно

I. csoport

Év	f_0F_2 (0,1 MHz)			$h'F$ (cm)		
	n-1	n	n+1	n-1	n	n+1
1958	-7,3	-5,3	-1,0	+34,6	+18,5	+21,5
1959	-2,1	-1,6	-0,5	+13,4	+13,4	+12,5
1960	+0,5	+2,0	+0,9	+12,4	+2,1	+9,1
1961	-1,1	-1,2	-0,3	+2,9	+7,6	+2,3
1962	-0,7	-0,2	-0,2	+6,2	+2,5	+3,1
1963	+0,6	+0,5	+0,8	+0,9	+0,4	-1,9
1964	+2,3	+2,8	+3,3	+5,0	+5,8	+2,9
1965	-1,2	-1,0	-0,6	+7,1	+3,7	+9,3
Átlag	-1,1	-0,5	-0,3	+10,3	+6,7	+7,4

II. csoport

1958	-4,8	-2,3	+0,3	0	-1,1	+18,7
1959	-2,6	-3,6	-4,0	-2,1	+16,3	+7,1
1960	+0,3	-0,6	-1,6	+2,3	+3,9	+7,0
1961	+1,5	+1,2	+1,7	-7,6	-3,8	-5,3
1962	-0,2	+0,4	+0,2	+1,4	+2,8	+7,4
1963	+0,2	+0,2	+0,6	+1,4	-1,5	-4,8
1964	+2,0	+2,2	+2,5	-1,7	+4,1	+8,1
1965	-0,2	+0,1	-0,6	-4,1	-1,2	-0,7
Átlag	-0,5	-0,3	-0,1	-1,0	+2,4	+4,7

III. csoport

1958	-3,5	-2,6	-5,5	+16,1	-5,0	+10,3
1959	-2,0	-2,3	-2,9	+16,8	+10,3	+8,8
1960	+0,9	+0,2	-0,3	+4,8	+11,4	+17,6
1961	+0,5	+1,7	+0,5	+3,6	+0,9	+0,7
1962	-1,3	+0,4	0	+7,8	+8,4	+6,1
1963	+0,2	+0,2	+0,5	-1,8	-4,0	-2,8
1964	-0,7	-0,4	+0,1	+3,9	+6,3	+7,7
1965	-1,0	-1,8	-1,9	+2,0	+5,4	+5,3
Átlag	-0,9	-0,6	-1,0	+6,6	+4,2	+6,8

Az egyes csoportokhoz tartozó $\pi-2$ -k keletkezésének időpontjában, valamint az ezt megelőző és utána következő órában az f_0F2 és a $h'F$ mediántól való eltéréseit és ezek éves átlagát a IX. táblázat mutatja.

A szórás mértékének csökkentésére az $n-1$, n és $n+1$ órák értékeit átlagoltuk. Ha a csillapítás az átlagnál nagyobb, a nagy naptevékenység éveiben az $F2$ réteg magasabb helyzetű az átlagosnál, míg az elektronkoncentráció kismértékben csökken. A $h'F$ növekedése és az f_0F2 értékek csökkenése ionoszférikus háborgásra utal a $\pi-2$ pulzációk keletkezése idején. Az átlagnál nagyobb csillapításoknál az $n-1$ -től az $n+1$ -ig 0,8 MHz növekedés, átlagos csillapításnál 0,4 MHz figyelhető meg. A kis csillapításoknál változást alig tapasztalunk.

Összefoglalás

I. Úgy tűnik, hogy a mágneses tevékenység növekedésével a π előfordulások száma csökken. Ez ТРОИЦКАЯ (1953) vizsgálataival is egyezik. A mágneses tevékenység növekedésével egyidejűleg a $\pi-2$ pulzációk amplitúdója is nő. A periódusoknál viszont azt tapasztaljuk, hogy közepes mágneses aktivitásnál kisebb a periódus, mint nagynál, ill. kicsinél. Az évszakos változást megbízhatóan kimutatni nem sikerült.

II. A $\pi-2$ pulzációk amplitúdójának növekedése az elektronkoncentráció csökkenésével és az $F2$ réteg magasságának növekedésével jár együtt. A periódus viszont függetlennek látszik az elektronkoncentrációtól és látszólag csupán a kisebb periódusú (>100 sec) $\pi-2$ pulzációk függnek az $F2$ réteg magasságától a naptevékenység átmeneti időszakában. Az $F2$ réteg magassága a különösen nagy csillapításoknál mutat szabályos változást a napfoltciklus alatt; ez arra utalhat, hogy az ionosféra, vagy a felette levő ún. üreg méretei is fontos szerephez jutnak a vizsgált pulzációknál.

Megállapíthatjuk, hogy a $\pi-2$ pulzációk keletkezésének idején az elektronkoncentráció kevésbé, az $F2$ réteg magassága viszont nagyobb mértékben változik. Pontosabb vizsgálatokhoz szükséges lenne a külső radiációs öv által kibocsátott részecskeáram intenzitásának a mágneses térrel való korrelációt, valamint a részecske-áram sebességét, sűrűségét és az azt körülvevő plazmasűrűséget meghatározni. Számos probléma tisztázatlan még a $\pi-2$ pulzációk keletkezésével kapcsolatban, és jelenleg még nincs olyan elmélet, amely ezeknek a pulzációknak valamennyi sajátosságát megmagyarázná. További eredményeket valószínűleg a műhold kísérletektől várhatunk.

IRODALOM

- ANGENHEISTER, G., 1914: Über die Fortpflanzung magnetischer Störungen und Pulsationen. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 13.
- AXFORD, W. J., 1962: The interaction between the solar wind and the Earth's magnetosphere. Journal of Geophysical Research, 67.
- CAMPBELL, W. H., 1961: Magnetic field micropulsations and electron bremsstrahlung. Journal of Geophysical Research, 66.
- CAMPBELL, W. H. — MATSUSHITA, S., 1962: Auroral-zone geomagnetic micropulsations with periods of 5 to 30 seconds. Journal of Geophysical Research, 67.
- DUNGEY, J. W., 1958: Cosmic electrodynamics. Cambridge, University Press.

- DVORJASIN, A. Sz., 1961: Korotkoperiodicseszkie kolebanija magnitnogo polja i ih szvjaz' sz korpuzskuljarnüm izlucseniem szolnca i ionoszferoj. Mezsdunarodnűj Geofiziceszskoj God, Inf. Bjul.
- HOLLÓ, L. – VERÓ, J., 1966: Zusammenhang zwischen elektromagnetischen Pulsationen und der F2 Schicht. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 74.
- JACOBS, J. A. – SINNO, K., 1959: Occurence frequency of geomagnetic micropulsations. Journal of Geophysical Research, 64.
- KATO, Y., 1961: Geomagnetic micropulsations. The Science Reports of the Tohoku University, 5, 13.
- KATO, Y. – AKASOFU, S., 1956: Relationships between the geomagnetic micropulsation and the solar UM region. Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 9.
- KATO, Y. – WATANABE, T., 1964: A model of geomagnetic micropulsations with long period. Canadian Journal of Physics, 42.
- KUSNYERESZKIJ, J. V. – MIRKOTAN, Sz. F., 1961: Hronika (szovescesanie po isszledovaniju vetrov v ionoszfere). Geomagnetizm i Aeronomija, I.
- NISHIDA, A., 1964: Theory of irregular magnetic micropulsations associated with magnetic bay. Journal of Geophysical Research, 69.
- NISHIDA, A., 1966: Formation of plasmopause, or magnetospheric plasma-knee, by the combined action of magnetospheric convection and plasma escape from the tail. Preprint. Geophysics Inst. Univ. Tokyo.
- OBAYASHI, T., 1966: The interaction of solar plasma with geomagnetic field. Belgrád.
- SELSBEE, H. B. – VESTIN, E. H., 1952: Geomagnetic days, their frequency and current systems. Journal of Terrestrial Magnetism, 47.
- TROICKAJA, V. A., 1953: Korotkoperiodicseszkie kolebanie v zemnom magnitnom pole. Dokladü AN. SZSZSZR, 91.
- VERÓ, J., 1963: Die abgeänderte Methode zur Bearbeitung der tellurischen Schnellregistrierungen von 1960 an, im Observatorium bei Nagyecenk. Acta Technica Hung., 43.

NÉHÁNY VULKÁNI, ILL. SZUBVULKÁNI KÖZET REMANENS ÉS INDUKÁLT MÁGNESEZETTSÉGÉNEK VISZONYA

M. SZALAY EMŐ

Э. САЛАИ М.

О СООТНОШЕНИЯХ ОСТАТОЧНОЙ И НАВЕДЕННОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ НЕ КОТОРЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Естественная и наведенная намагниченность 77 образцов магматических пород изучалась при помощи магнитометра с подвесной системой В–З, с чувствительностью 10^{-6} CGS. Полученные результаты позволили определить магнитную восприимчивость и отношение Кёнигсбергера для проанализированных образцов.

Величины восприимчивости одновозрастных отложений хорошо согласуются между собой, в то время, как отношение их естественной остаточной намагниченности к наведенной резко меняется.

Полученные результаты дают дополнительные сведения для интерпретации магнитометрических съемок, причем они свидетельствуют о последующем изменении минерала, несущего намагниченность.

M. SZALAY E.

ON THE RELATION BETWEEN THE REMANENT AND THE INDUCED MAGNETIZATION OF CERTAIN VOLCANIC AND SUBVOLCANIC ROCKS

The natural and the induced magnetization of 77 magmatic rock samples were measured with a 10^{-6} CGS sensitivity E–W oriented magnetometer. From the results, the susceptibility and the Koenigsberger ratio have been determined.

The susceptibility values of formations of the same age show a good agreement; the ratio of the natural remanent magnetization and of the induced magnetization is strongly varying.

By the results, data have been furnished for the interpretation of geomagnetic measurements, indicating later alterations of the mineral carrying the magnetization.

KOENIGSBERGER (1932) vizsgálatai szerint az olvadékból megszilárduló mágnesezhető magmás kőzetek, amikor Curie pontjuk (≈ 600 C°) alá hűlnek, a földi mágneses térben felmágneseződnek és ezt az ún. remanens mágnesezettséget stabilan tartják. Ez azt jelenti, hogy a földi mágneses tér későbbi változása vagy akár megfordulása nem képes lemágnesezni, ill. polaritásának megfelelően mágnesezni ezeket a kőzeteket. A remanens mágnesezettség ezekben a kőzetekben tehát többszöröse lehet a jelenlegi földi mágneses tér (H_0) által keltett, ún. indukált mágnesezettségnek. Koenigsberger a remanens és indukált mágnesezettség viszonyát (Q), 100 magmás kőzetmintából 5 és 9 között

határozta meg. A természetes remanens mágnesezettség (I_n) és az indukált mágnesezettség (αH_0) viszonya (Q_n), általában szintén nagyobb egynél;

$$1 < Q_n = \frac{I_n}{\alpha H_0},$$

ahol a Q_n -t Koenigsberger viszonyzámmak nevezzük. A megfigyelések azt mutatják, hogy harmadidőszaki eruptivumoknál $Q_n = 3-5$, idősebb (variszkuszi és kaledóniai) eruptivumoknál $Q_n < 2$, sőt néha egynél kisebb.

KOENIGSBERGER szerint tehát a Q értéke nagy vonalakban a kőzet korától is függ. A Koenigsberger állandót ily módon durva korbecslésre (legalábbis szelektív korbecslésre) fel lehet használni.

JANOVSKIJ (1964) szerint az erős remanens mágnesezettség döntő lehet az intenzív mágneses anomáliák kialakításában.

NAGATA (1961) szerint a Koenigsberger-féle viszonyszám magmás közteknél általában 2 és 10 között mozog, sőt némelyik a százat is meghaladhatja.

A remanens és indukált mágnesezettség viszonyának vizsgálata paleomágneses szempontból lényeges. Az ötnél nagyobb Koenigsberger-viszonyszám a termoremanens mágnesezettség (TRM) jelentékeny részének megmaradásáról tanúskodik. Ennél kisebb értékeknél a TRM utólagos csökkenésével és egyéb mágnesezési folyamatokkal (kémiai, izotermikus) kell számolnunk (KHRAMOV ET AL., 1961).

Anomáliák értelmezéséhez elegendő a Q_n értékét ismerni, függetlenül attól, hogy milyen folyamatok alakították ki a remanens és indukált mágnesezettség viszonyát.

* * *

Paleomágneses mérésekhez mintákat gyűjtöttünk és ezek egy részén meghatároztuk a Q_n értékeket. Vizsgálataink eddig két hazai területre (Mátra és Mecsek hg) és két földtörténeti időszakra (miocén, alsókréta) koncentráltak.

Mintavételi helyek

I. *Mátra hegység* (miocén andezit) Ágasvár, alsó andezit; Csörgőlyuk, középső andezit; Csókakő, középső andezit; Mátrakeresztes, középső andezit (mikroandezit); Mátrakeresztes, középső andezit (sejtes andezit); Kékestető, felső andezit; Nyestetvár, felső andezit; Rudoltanya, felső andezit.

Az alsó andezit a helvétii emeletbe, a középső és felső andezit a tortónai emeletbe tartozik (KUBOVICS, 1963).

II. *Mecsek hegység* (alsókréta trachidolerit, ill. diabáz) Jánosi Nagy völgy, valangini; Márévári-völgy, valangini telér; Márévári-völgy, valangini; Márévári-völgy, valangini alkáli diabáz; Márévári-völgy, hauterivei; Zengővárkony, valangini; Hosszúhetény, valangini.

Ezekon kívül a recki Lahócahegy (III) eocén andezitjéből, a Velencei-hegység (IV) eocén andezitjéből és a Bükk-hegység (V) triász (kréta?) diabázából (VADÁSZ, 1960) származó mintákat vizsgáltunk (a képződmények korára vonatkozó adatok az irodalmon kívül KUBOVICS IMRE és BILIK ISTVÁN szóbeli közléseiből származnak). I., II., III. táblázat.

I. táblázat

Mintavételi hely	Minta száma	Q_n	$\times 10^{-4}$ CGS
I a Ágasvár	463	10,4	9,2
	465	10,8	7,8
	467	1,94	10,9
	468	4,7	9,2
I b Csörgölyuk	471	0,84	7,2
	472	0,53	5,6
	473	0,70	7,7
I c Csókakő	475	6,2	3,22
	479	6,3	5,3
	480	1,46	3,71
I d Mátrakeresztes	481	0,49	20,0
	482	0,59	6,4
	483	0,99	10,8
	485	0,46	21,7
	486	0,19	27,0
	487	0,28	27,8
I e Mátrakeresztes	692	2,8	15,2
	697	1,2	8,1
I f Kékestető	660	0,52	4,15
	662	0,42	5,2
	663	0,18	4,27
	664	0,34	4,49
	666	0,23	3,50
	667	0,17	4,90
	668	0,31	2,45
	669	0,16	2,62
	670	0,16	3,02
	671	0,30	5,7
I g Nyestetvár	644	0,61	11,7
	646	0,28	6,9
	647	0,56	6,9
	648	0,75	10,5
	650	1,42	8,0
	651	0,56	5,0
	652	17,9	2,86
653	17,1	7,6	
I h Rudolftanya	631	1,05	4,21
	636	0,54	8,9
	637	1,21	14,8

II. táblázat

Mintavételi hely	Minta száma	Q_n	$\times 10^{-4}$ CGS
II a Jánosi Nagyvölgy	841	16	23
	842	32	20
	843	19	22
	844	18	17
	845	27	15
	846	36	17
II b Márévári-völgy	813	0,36	33,3
	814	0,22	52
	815	0,80	30,8
	817	0,51	36,1
II c Márévári-völgy	818	0,81	30,7
	819	0,90	33,9
	822	1,38	59
	823	1,07	92
	826	0,94	33,9
II d Márévári-völgy	827	11	20,7
	828	14	31,0
	829	18	23,9
II e Márévári-völgy	835	0,48	41
II f Zengővárkony	801	0,60	51
	802	0,81	48
	804	0,45	76
II g Hosszúhetény	806	0,11	42
	807	0,66	54
	808	0,36	28,2
	809	0,15	40
	810	0,24	50

III. táblázat

Mintavételi hely	Minta száma	Q_n	$\times 10^{-4}$ CGS
III Lahócahegy	588	0,72	15,8
	589	1,48	4,9
	590	1,08	8,3
IV Velencei-hegység	505	0,05	32,0
	507	0,13	75
	508	0,10	22,2
	509	0,35	52
	510	0,11	48,5
	511	0,06	48,2
V Bükk-hegység	557	0,08	15,2
	560	0,76	25,7

Mérési és számítási módszer

A Koenigsberger-viszonyszám meghatározása lényegében a természetes remanens mágnesezettség és a mágnese szuszeptibilitás meghatározását jelenti. I_n és κ egyidejű mérése K–Ny irányban beállított asztatikus magnetométerrel (1. ábra) végezhető. K–Ny-i lengőbeállításnál ugyanis a magnetométer mérőmágnese (alsó mágnes) E–D irányú mágnese térre érzékeny. E–D-i hatás egyrészt a minta remanens mágnesezettségéből, másrészt a földi tér horizontális komponense által indukált mágnesezettségből származhat. A két komponens szétválasztható. A használt magnetométer maximális érzékenysége 10^{-6} CGS intenzitás (mágnesezettség) egység volt. A mérés három egymásra merőleges irányban összesen 12 helyzetben történt (2. ábra).

A magnetométer skálaértékét C -vel, az x -irányú kitérést α' -vel, a remanens mágnesezettség x irányú komponensét I_{nx} -el, a szuszeptibilitást κ' -vel és a földi mágnese tér horizontális komponensét H -val jelölve az x irányú mérésekre (2a ábra) a következő egyenleteket írhatjuk fel:

$$\begin{aligned} C\alpha'_1 &= (I_{nx} + \kappa'H) \\ C\alpha'_2 &= (-I_{nx} + \kappa'H) \\ C\alpha'_3 &= (-I_{nx} + \kappa'H) \\ C\alpha'_4 &= (I_{nx} + \kappa'H). \end{aligned} \quad (2)$$

Ezekből a remanens mágnesezettség x -irányú komponense

$$I_{nx} = \frac{C}{4} X, \quad (3a)$$

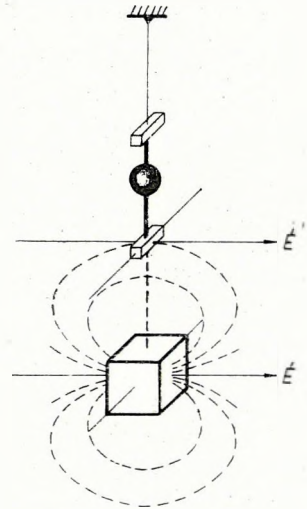
$$\text{ahol } X = (\alpha'_1 + \alpha'_4) - (\alpha'_2 + \alpha'_3),$$

a szuszeptibilitás pedig az x -irányú mérésnél

$$\kappa' = \frac{C}{4H} a, \quad (4a)$$

ahol

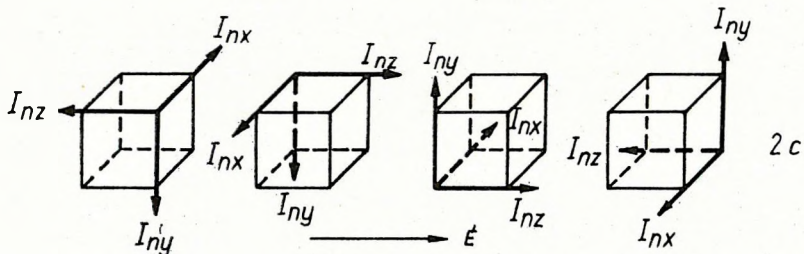
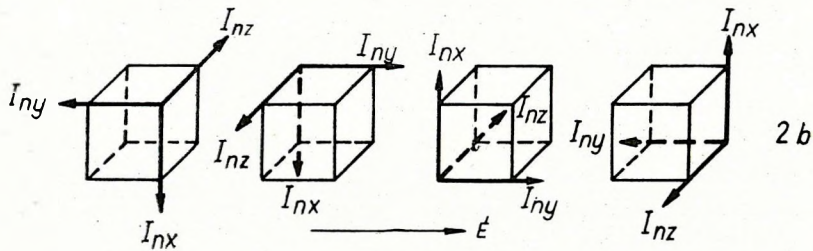
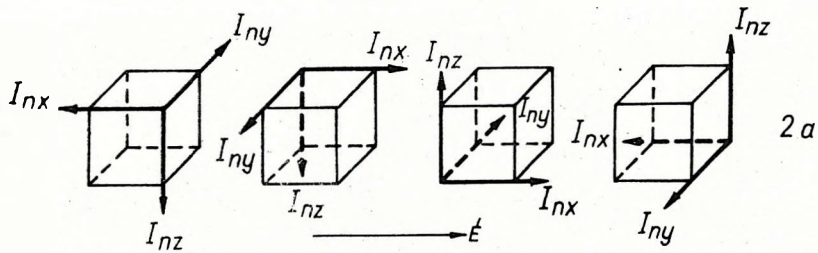
$$a = \sum_{i=1}^n \alpha'_i.$$



1. ábra. K–Ny lengőfelállítású asztatikus magnetométer a remanens mágnesezettség E–D-i komponense és a tér horizontális komponense által indukált mágnesezettség eredőjének mérésére

Fig. 1. E–W oriented astatic magnetometer for the measurement of the resultant magnetization by the N–S component of the remanent magnetization and by the horizontal component of the magnetic field

Фиг. 1. Астатический магнитометр с подвесной системой, качающейся в направлении восток-запад, для измерения результирующей намагниченности, создаваемой меридиональной составляющей остаточной намагниченности и горизонтальной составляющей магнитного поля



2. ábra. A remanens mágnesezettség X komponensének (a), Y komponensének (b) és Z komponensének (c) mérése összesen 12 helyzetben. A földmágneses tér horizontális komponense által indukált mágnesezettség minden helyzetben $\vec{E} - D$ irányú és a mérendő remanens komponenshez hozzáadódik, ill. levonódik belőle

Fig. 2. The measuring of the X component of (a), of the Y component (b) and of the Z component (c) of the remanent magnetization, altogether in 12 positions

Фиг. 2. Измерение составляющей X (a), составляющей Y (b) и составляющей Z (c) остаточной намагниченности всего при 12 положениях

Hasonlóképpen kapjuk a mágnesezettség $y(I_{ny})$ és $z(I_{nz})$ irányú komponenseit (2b, c ábra);

$$I_{ny} = \frac{C}{4} Y \quad (3b)$$

$$I_{nz} = \frac{C}{4} Z \quad (3c)$$

ahol

$$Y = (\alpha_1'' + \alpha_4'') - (\alpha_2'' + \alpha_3''),$$

$$Z = (\alpha_1''' + \alpha_4''') - (\alpha_2''' + \alpha_3''').$$

Az y és z irányban mért szuszceptibilitás (κ'') és (κ'''):

$$\kappa'' = \frac{C}{4H} b, \quad (4b)$$

$$\kappa''' = \frac{C}{4H} c, \quad (4c)$$

ahol

$$b = \sum_{i=1}^n \alpha_i'' \quad \text{és} \quad c = \sum_{i=1}^n \alpha_i'''$$

A fentiekből a teljes remanens mágnesezettség nagysága:

$$I_n = \sqrt{I_{nx}^2 + I_{ny}^2 + I_{nz}^2} \quad (5)$$

a szuszceptibilitás pedig a három irányban mért érték számtani közepe:

$$\kappa = \frac{\kappa' + \kappa'' + \kappa'''}{3} \quad (6)$$

A módszer előnye, hogy az indukált és remanens mágnesezettséget ugyanazzal a méréssel határozhatjuk meg, ezért a Q az adott távolságra vonatkozó skálaérték felhasználása nélkül (a skálaértéket mintaméretű tekercsrel határozzuk meg) közvetlenül a leolvasásokból kiszámítható.

A leírt módszernél a földi mágneses tér horizontális komponense (0,2 Gauss) által indukált mágnesezettséget mérjük. A Koenigsberger-viszonyszám meghatározásánál azonban a totális tér (0,5 Gauss) által indukált mágnesezettségre van szükségünk, ezért számításainknál a két intenzitás arányát kell figyelembe venni. Ekkor

$$Q = 0,4 \frac{\sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}}{a + b + c} \quad (7)$$

Az ismertetett módszerrel meghatározott Koenigsberger viszonzyszámokat és szuszceptibilitásértékeket az I., II. és III. táblázatban összefoglalva közöljük.

A szuszceptibilitás mérési hibáját becsültük. $Q_n \ll 1$ -nél a relatív hiba 2%; $Q_n \sim 1$ -nél a mérési hiba 5%. $Q_n \gg 1$ -nél a hiba szintén 5%, mert a remanens mágnesezettséget váltóáramú tisztítással erősen csökkentettük.

A remanens mágnesezettség mérési hibája ugyancsak becsülhető, mégpedig a szuszceptibilitás mérési hibájának megfelelően. $Q \gg 1$ -nél a hiba 2%, $Q_n \sim 1$ -nél 5%, $Q_n \ll 1$ -nél pedig néhányszor 10%-ot is elérhet.

A Q_n meghatározásának a hibája a következő:

$Q_n \gg 1$ -nél 7%, $Q_n \sim 1$ -nél 10%, $Q_n \ll 1$ -nél pedig a hiba gyakorlatilag a remanens mágnesezettség mérési hibája, vagyis néhányszor 10%. Az utóbbi azonban érdektelen, mert csak kis Q_n -eknél és ott is csak a második tizedesben jelentkezik (lásd: I., II., III. táblázat).

Következtetések

1. A szuszceptibilitásértékek a két fő mintavételi területről egységes képet nyújtanak. A szóbanforgó kőzetek szuszceptibilitása akkora, hogy mindenképpen – pusztán indukált mágnesezettségükkel is – anomáliát okoznának (HAÁZ, 1963).

2. A Koenigsberger-viszonyszám azonban a két fő területen nagyságrendileg különbözik, azonos területen belül is (lásd pl. a Márévári-völgy adatait). Ennek jelentősége a földmágneses mérések értelmezésében nyilvánvaló.

3. A 2. pont következtetése arra is rámutat, hogy a remanens és indukált mágnesezettség viszonya a legváltozatosabban alakulhat, még egyazon kőzetfajtában is. A kréta szubvulkánitok Q_n értéke néha meghaladja a miocén vulkánitokét ($II/a \gg I_f$). A Q összefüggése a földtani korrall tehát nem egyszerű kapcsolat.

A 3. pontban leírtak éppen arra mutatnak, hogy – legalábbis vizsgálati anyaguknál – a Q_n érték még közelítőleg sem jellemző a földtörténeti korra.

4. Néha a Q_n -ben egyetlen mintacsoporton belül is nagyságrendi különbségek vannak ($I/a, I/g$). Ez arra enged következtetni, hogy a Q_n viszonyszám erősen függ a TRM utólagos változásától. Lehetséges, hogy a kiemelkedően nagy Q_n egyszerűen a TRM megmaradását jelenti. Az sem lehetetlen azonban, hogy a nagy Q_n érték ásványtani változások eredménye (pl. magnetit \rightarrow maghemit). Ennek eldöntésére vizsgálatainkat a kőzetmágnesség és a kőzettan irányában folytatjuk.

IRODALOM

- BILIK, I., 1966: A mecsekhegységi alsókréta vulkánitok nevezéktani kérdései. Földt. Int. Évi Jel. az 1964. évről.
- BURLACKAJA, SZ. P., 1965: Archeomagnetizm, Izdatyelsztvo „Nauka” Moszkva.
- HAALCK, H., 1942: Der Gesteinsmagnetismus, Akademische Verlagsgesellschaft Leipzig.
- HAÁZ, I., 1963: Kőzetek mágneses tulajdonságainak meghatározása a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet földmágneses kutatásaiban. Geof. Közl. XII. 3–4.
- KHRAMOV, A. N. – PETROVA, G. N. – KOMAROV, A. G., 1961: Metodika paleomagnetnüh issledovanyij, Goszudarsztvennoje Naucsno-Technicseszkoje Izdatyelsztvo Leningrad.
- JANOVSKIJ, B. M., 1964: Zemnoj magnetizm, Izdatyelsztvo Leningradszkovo Univerzitéta.
- KOENIGSBERGER, J. G., 1932: Über remanenten Magnetismus von Gesteinen, Gerl. Beitr. Geoph. 204–216.
- KUBOVICS, I., 1963: Az északkeleti Mátra földtani és kőzettani vizsgálata. Földt. Közl. XCIII. 2.
- KUBOVICS, I., 1963: Az ÉNy Mátra földtani és vulkanológiai viszonyai. Földt. Közl. XCIII. 4.
- MÁRTON, P. – SZEMERÉDY, P. – VÖRÖS, I., 1964: Hazai paleomágneses vizsgálatok. Magyar Geofizika, V. 1–2.
- Munkaközösség, 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. A M. Áll. Eötvös L. Geofiz. Int. Évkönyve. I. kötet.
- NAGATA, T., 1953: Rock-Magnetism, Maruzen Tokyo.
- VADÁSZ, E., 1960: Magyarország Földtana. Akad. Kiadó, Budapest.

PALÄOMAGNETISCHE STUDIEN ÜBER DIE PERMISCHEN GESTEINE IM GEBIET DES PANNONISCHEN BECKENS (UNGARN)

J. KOTÁSEK – M. KRŠ – Á. JÁMBOR

J. KOTÁSEK – M. KRŠ – JÁMBOR Á.

MAGYARORSZÁG PERMIDŐSZAKI KÖZETEINEK PALEOMÁGNESES VIZSGÁLATA

A vizsgálat célja a magyarországi permidőszaki üledékes képződmények paleomágneses tulajdonságainak megállapítása, a Mecsek, a Balatonfelvidék és a Bükk hegység rétegsorait felölelő orientált magmintákból. Laboratóriumi eljárásokkal sikerült kimutatni, hogy a Bükk és a Balatonfelvidék permi közeteinek remanens mágnesezettségük nincs, sőt a mecseki permi rétegsorban is egyedül az alsóperm felső részét képviselő aleurolit összlet mintáinak – Bükkösd-től K-re, Egéd-pusztá mellett – van irányított remanens mágnesezettségük. A vizsgálat eredménye azt bizonyítja, hogy ez a képződmény jól őrzi az egykori permi mágneses tér irányát, s az azóta lejátszódott szerkezeti mozgások során rotációs elmozdulásokban nem vett részt.

И. КОТАШЕК – М. КРШ – А. ЯМБОР

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНГРИИ

Orientированные образцы кластических пермских отложений Паннонского бассейна (Венгрия), отобранные в трех районах (горы Мечек, озеро Балатон и горы Бюкк) были проанализированы для определения положения пермского магнитного полюса. Лабораторные исследования с использованием переменного тока и термического размагничивания показали, что породы района озера Балатон и гор Бюкк в течение геологического прошлого испытали перемагничивание, в то время, как образцы, отобранные из обнажений Эгедпуста в районе гор Мечек, отличаются палеомагнитной устойчивостью и пригодны для проведения подобных анализов даже в своем естественном залегании. Поскольку образцы пород, полученные в районах Балатона и Бюкка, являются тонко пористыми, можно предполагать, что на них влияли атмосферные факторы, что могло сыграть значительную роль в процессе их перемагничивания. Положение палеомагнитного полюса, определенное по образцам района Мечек (Эгед-пуста) хорошо согласуется с положением, определенным по горным породам тектонически устойчивых регионов Евразии. Таким образом можно сделать вывод о том, что район Мечек в своей геологической истории не подвергался вращательным тектоническим силам.

J. KOTÁSEK – M. KRŠ – Á. JÁMBOR

PALAEOMAGNETIC INVESTIGATION OF SOME PERMIAN ROCKS OF HUNGARY

Oriented samples of clastic Permian red sediments, collected in the Pannonian Basin (Hungary), from three regions (Mecsek, Balaton, Bükk) were analysed in order to derive the Permian magnetic pole position. Laboratory tests applying A. C. and thermal demagnetization

procedures showed that the rocks from the Balaton and Bükk regions were remagnetized in the geological past, while those collected from outcrops in the proximity of Egéd-puszta in the Mecsek region were found to be palaeomagnetically stable and suitable to such analyses even in the natural state. Since the rocks from the Balaton and Bükk regions are finely porous, it may be derived, that they were influenced by atmospheric agencies which could play a significant role in the remagnetization processes in the geological past. The palaeomagnetic pole position derived from rocks of the Mecsek region (Egéd-puszta) corresponds well to the Permian pole positions derived from rocks of tectonically stable regions of Eurasia. Hence one may conclude, that the Mecsek region was not affected by rotational forces in its geological history.

Einleitung

Das ursprüngliche Ziel dieser Arbeit war paläomagnetische Daten von den auf dem Gebiet Ungarns sich befindenden permischen Formationen zu gewinnen und auf diesem Wege die über den eurasiatischen Kontinent bisher bekannten Angaben zu ergänzen. Im allgemeinen kann festgestellt werden, dass viele permische Gesteine (besonders der Typ „red beds“) paläomagnetisch sehr stabil und bis zum oberen Perm invers magnetisiert sind. Die erste Zone der normal magnetisierten Gesteine wurde im mittleren Teil der sogenannten tatarischen Stufe festgestellt (vgl.: M. KRŠ, 1966a). Die genaue Feststellung der ersten normal magnetisierten Zone an der Perm-Trias-Grenze kann von grosser stratigraphischer Bedeutung sein, deshalb ist es notwendig, diesem Problem, in allen Ländern, wo die permischen Gesteine auffindbar sind, Aufmerksamkeit zu widmen. Ferner wurde festgestellt, dass die paläomagnetischen Richtungen der in den tschechoslowakischen Westkarpaten auftretenden permisch-triassischen Gesteine von einer alpinen Rotationstektonik stark beeinflusst wurden (vgl. J. KOTÁSEK und M. KRŠ, 1965). Unter bestimmten Umständen kann die paläomagnetische Methode ein geeignetes Mittel des Studiums der Paläotektonik sein. Schliesslich, können die paläomagnetischen Daten ein Bild über den Dipol- (oder anderen) Charakter des geomagnetischen Feldes der geologischen Vergangenheit bieten, bzw. einen Ausgangspunkt in Zusammenhang mit der Bestätigung der Hypothese über die Expansion der Erde geben (vgl.: O. C. HILGENBERG, 1962., L. EGYED, 1961 u. a.). Solche Beschlüsse können nur aus Untersuchung des Paläomagnetismus eines grösseren Gebiets, und von isopischen Formationen gezogen werden; deshalb ist die Kenntnis des Paläomagnetismus der erwähnten Formationen — auf Grund der Daten der betreffenden Staaten — von vielen Gesichtspunkten aus sehr wünschenswert.

Die in Laboratorium gemessenen Werte der permischen Gesteine Ungarns zeigten, dass die untersuchten Gesteinsproben überwiegend paläomagnetisch ganz instabil sind, obwohl Gesteine des Typs „red beds“ untersucht waren. Nur ein Aufschluss bei Egéd-puszta (bei Pécs) bot verlässliche paläomagnetische Daten. Der Schwerpunkt dieser Abhandlung liegt in der Beschreibung der paläomagnetischen Daten von Egéd-puszta und in der Analyse mehrerer Fragen, die sich auf die bei den anderen Proben durch Laboratoriumsmethoden festgestellte Instabilität beziehen.

Position der permischen Gesteine auf dem Gebiete des pannonischen Beckens (Ungarn)

Das Gebiet Ungarns bildet eine ausgeprägte Zwischendepression Europas, die zwischen die durch den karpatischen Bogen repräsentierte nördliche Achse des alpinen Kettengebirges und die durch die Dinariden repräsentierte südliche Achse eingekeilt ist.

Auf Grund unserer heutigen Kenntnisse fanden auf diesem Gebiet, im Laufe der Entwicklung der neoiden Kettengebirge überwiegend Bruchbewegungen statt. Der germanotype Charakter der tektonischen Vorgänge rief einerseits vertikale Bewegungen mit einer Höhe von mehreren Kilometern (z. B. längs der Balaton-Linie, oder der Raab-Linie), andererseits Schollenüberschiebungen (z. B. zwischen den Uppony und Bükk Gebirgen) hervor. In seiner tektonischen Entwicklung und in seinem Bewegungsmechanismus teilte sich das pannonische Gebiet im Laufe des oberen Tertiärs auf kleinere tektonische Gebiete, und zwar auf intermontane Erhebungen und intermontane Senkungen, die durch die, die ständige Senkung ausgleichenden, aus verschiedenen Zeiten stammenden mächtigen Ablagerungen aufgefüllt wurden.

Auf dem Gebiete Ungarns treten die permischen Formationen in den folgenden tektonischen Einheiten (Regionen) auf:

- I. Die tektonische Einheit von Mecsek – Nagykovács.
- II. Die zentral-transdanubische tektonische Einheit.
- II. Die tektonische Einheit des Bükk-Gebirges.

Da unsere Untersuchungsmethode eine orientierte Probeentnahme erforderte, haben wir unsere Proben nur aus Oberflächenausbissen genommen (Abb. 1).

I. In der tektonischen Einheit von Mecsek – Nagykovács, westlich von Pécs, kommen die permischen Bildungen vor, und sie bilden hier eine von mehreren, kleineren-grösseren Verschiebungen und Überschiebungen durchgesetzte Antiklinale mit östlich fallender Achse, und west-östlicher Streichrichtung. Die Struktur der permischen Schichtfolge ist – nach A. BARABÁS ET AL. (1964) – folgende (Abb. 2/1):

Die Formation lagert sich westlich von Bükkösd mit Diskordanz auf dem älteren paläozoischen Granit und in seinem Hangenden liegen seisischen Schichten. Ungefähr ein Drittel der Schichtfolge ist im Laufe des unteren Perms entstanden.

Über dem Granit treten unterpermische Konglomerate auf; sie gehen in Sandsteine und Aleurite über, mit denen der Sedimentationszyklus des unteren Teils des Perms endet. Nach einer kurzen stratigraphischen Lücke kommen die Ergüsse der Quarzporphyre und die Sedimentation der fluviatilen Schichten, über denen sich die Schichtfolge der Aleurite und der aleuritischen Dolomite ablagert, mit denen die untere permische Sedimentation endet. Das obere Perm ist diskordant gelagert. Die basale Schichtfolge wird durch bunte Sandsteine mit Konglomeratlagen und durch Aleurite gebildet. Über dieser Schichtfolge befindet sich die Schichtfolge der grauen Sandsteine mit verhältnismässig kleinem Anteil der Aleurite. Die untere Abteilung des oberen Perms endet mit roten Sandsteinen, in denen feinkörnige Konglomerate auftreten. Über

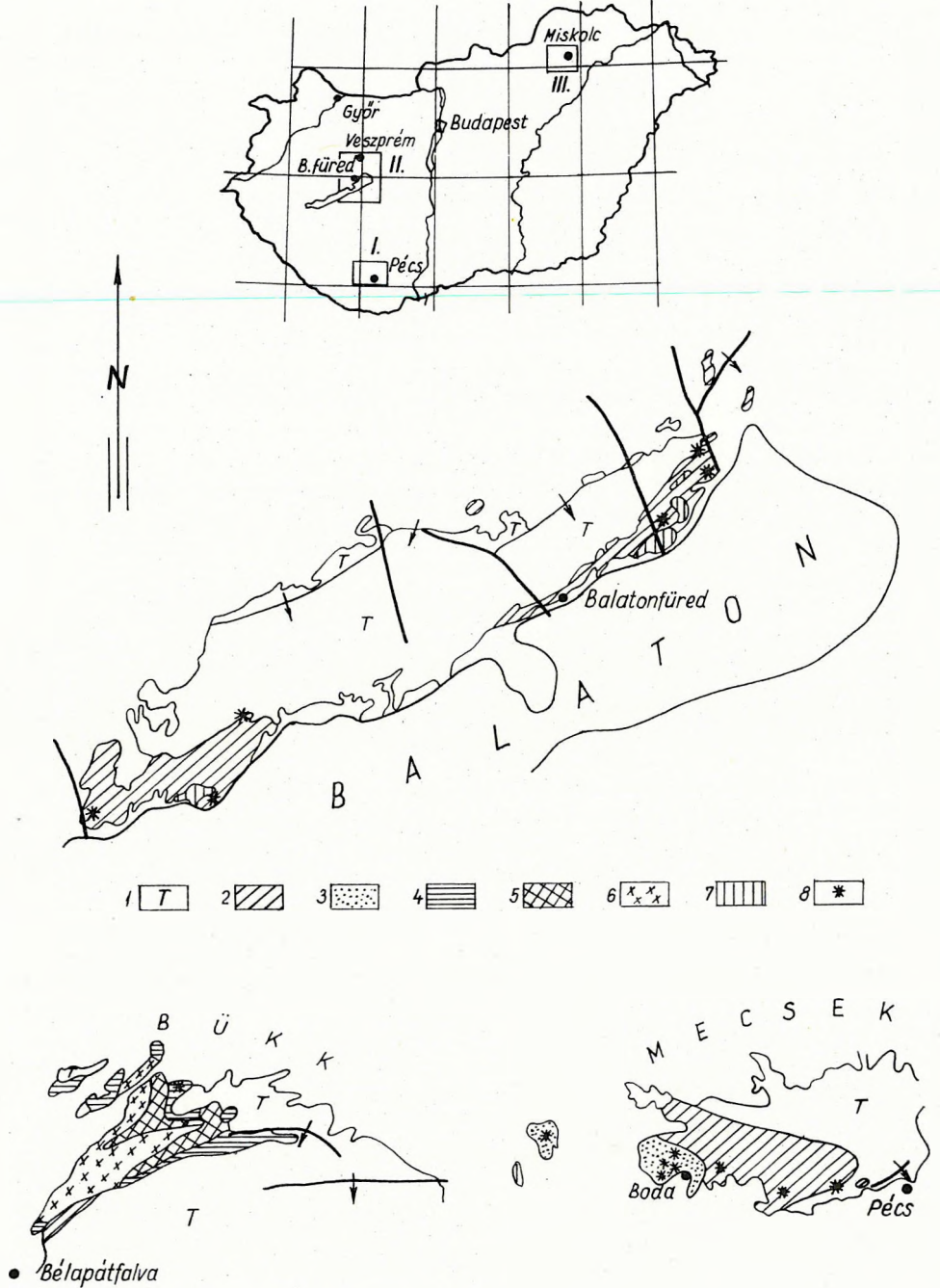


Abb. 1.

1. Trias; 2. Kontinentales Oberperm; 3. Kontinentales Unterperm; 4. Marines Oberperm 5. Marines Unterperm; 6. Oberkarbonische Tonschiefer; 7. Phyllit, Granit; 8. Fundorte

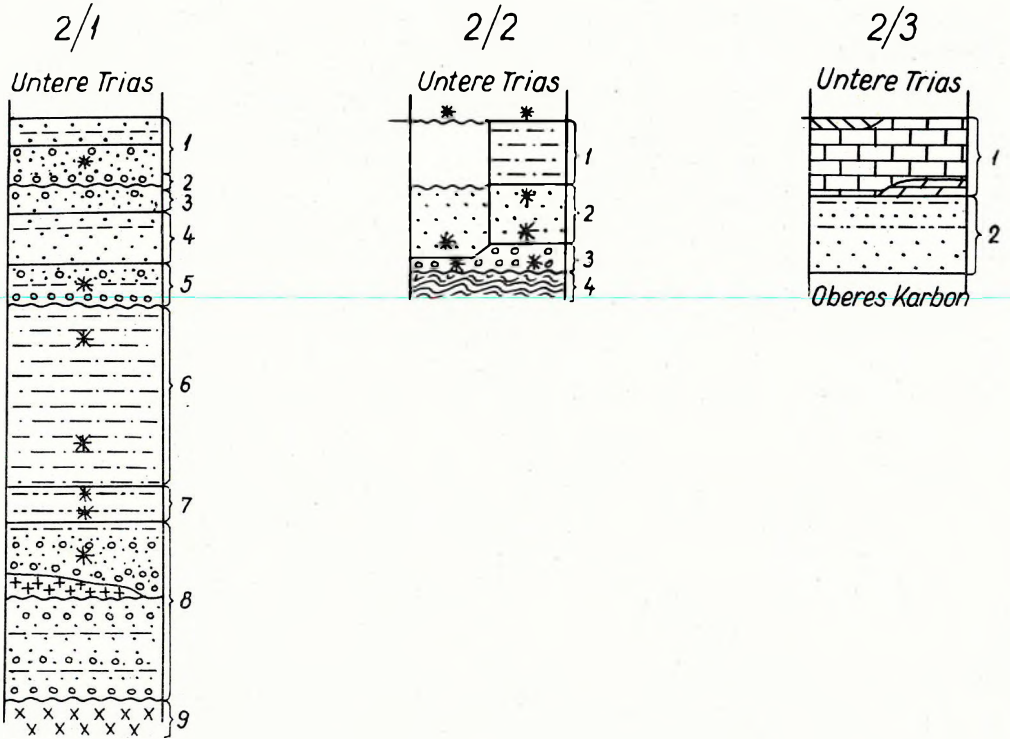


Abb. 2.

2/1.

1. Sandstein von Jakobhegy, 2. Hauptkonglomerat; 3. Roter Sandstein; 4. Grauer Sandstein; 5. Bunter Sandstein; 6. Aleurolit-Formation; 7. Übergangsschichtengruppe, Sandstein und Aleurolit; 8. Fluvialisch-grobklastischer Komplex mit Quarzporphyr-Effusiva; 9. Granit

2/2.

1. Bunter Sandstein; 2. Grob- und mittelkörniger roter Sandstein; 3. Basalkonglomerat; 4. Phyllit

2/3.

1. Dunkelgrauer Kalkstein, 2. Grauer violetter und grüner Sandstein.

ihnen liegt diskordant das grobkörnige Hauptkonglomeratum und über ihm der Sandstein von „Jakabhegy“. Das obere Perm gehört der fluvialen Fazies.

II. In der zentral-transdanubischen Einheit treten permische Gesteine längs des Balatons auf. Die stratigraphische Aufteilung des Perms wurde von GY. MAJOROS (1963) durchgeführt (Abb. 2/2).

In dieser Einheit liegen oberpermische Gesteine diskordant auf den altpaläozoischen Phylliten. Das basale Glied ist durch ein Konglomerat repräsentiert, das aufwärts in mittelkörnigen Sandstein übergeht, in dem, nur sehr untergeordnet, Aleurite vertreten sind. Im südwestlichen Teil sedimentierten unterseisische marine Schiefer auf die Erosionsfläche der Sandsteine. Demgegenüber folgt im nördlichen Abschnitt (im Gebiet von Balatonfüred) über der basalen Schichtfolge noch der Buntsandsteinkomplex. Erst über im sedimentieren dolomitisch-sandige seisische Schichten ohne Unterbrechung. In der

Richtung nach Nord-Osten (in das Gebiet des Vértes-Gebirges) geht diese oberpermische Formation in die lagunäre Kalkstein-Fazies über.

III. In der tektonischen Einheit des Bükkgebirges befinden sich die permischen Gesteine in einer unterschiedlichen Fazies. Nach K. BALOGH (1963) setzt im Hangenden der Karbongesteine, ev. der dunklen Schiefer die Sedimentation der permischen Gesteine ohne Unterbrechung fort. Das untere Perm bildet den bunten Schichtenkomplex der Gesteine, in dem der Sandstein und Tonschiefer mit Einlagerungen der Plattenkalksteine vertreten sind. Im obersten Teil befinden sich Einlagerungen der dolomitischen Schiefer. Es handelt sich um lagunäre Entwicklung des unteren Perms. Im oberen Perm herrscht überwiegend die Kalksteinformation. Es sind Kalksteine mit Foraminiferen. Unter den Kalksteinlagerungen befinden sich Mergelplatten (Abb. 2/3).

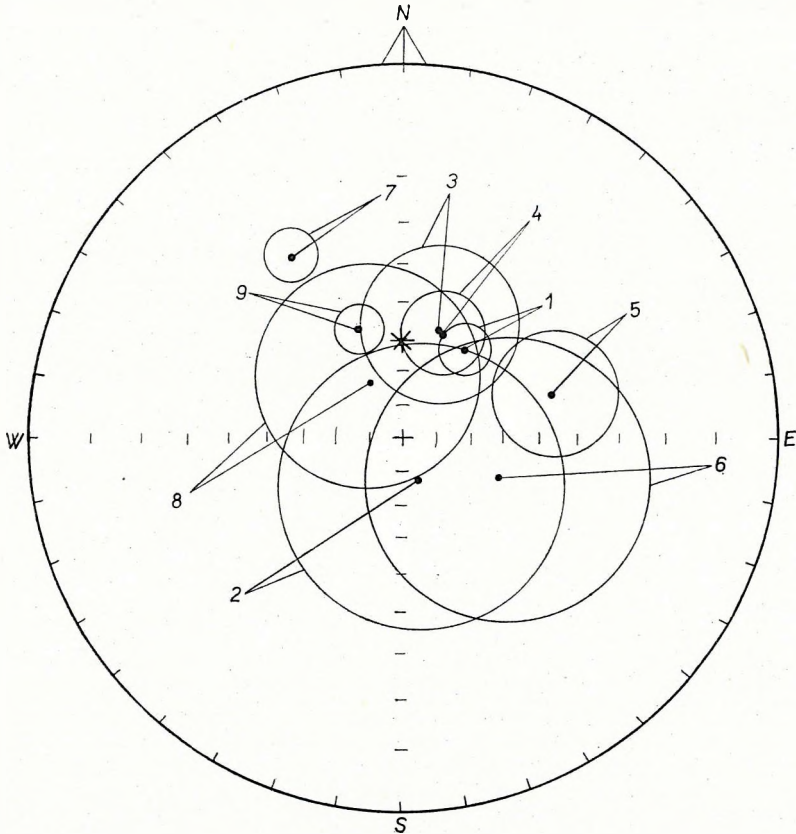


Abb. 3. Stereographische Projektion der mittleren Richtungen und Konfidenzkreise der natürlichen remanenten Magnetisierung (J_A) statistisch berechnet nach R. Fisher (1953). Der volle Ring bezeichnet die Projektion auf der unteren Halbkugel, das Sternchen bezeichnet die Richtung des Feldes heutigen theoretischen (koaxialen, geozentrischen) magnetischen Dipols. Die Angaben repräsentieren Aufschlüsse an den Fundorten

1. Dunkelgrauer Kalkstein; 2. Grauer, violetter und grüner Sandstein
 Region I: 1 — Cserdi; 2 — Bakonya; 3 — Cserkút; Region II: 4 — Badaacsony; 5 — Balatonrendes; 6 — Zánka;
 7 — Vörösbény; 8 — Balatonalmádi; Region III: 9 — Mályinka

Paläomagnetische und petrographische Untersuchung der Proben der untersuchten permischen Gesteine

Die natürliche remanente Magnetisierung (im weiteren Text durch das Symbol \vec{J}_n bezeichnet) wurde mit Hilfe des hochempfindlichen Rock-Generators gemessen, mit welchem es möglich ist, die remanente Magnetisierung bis

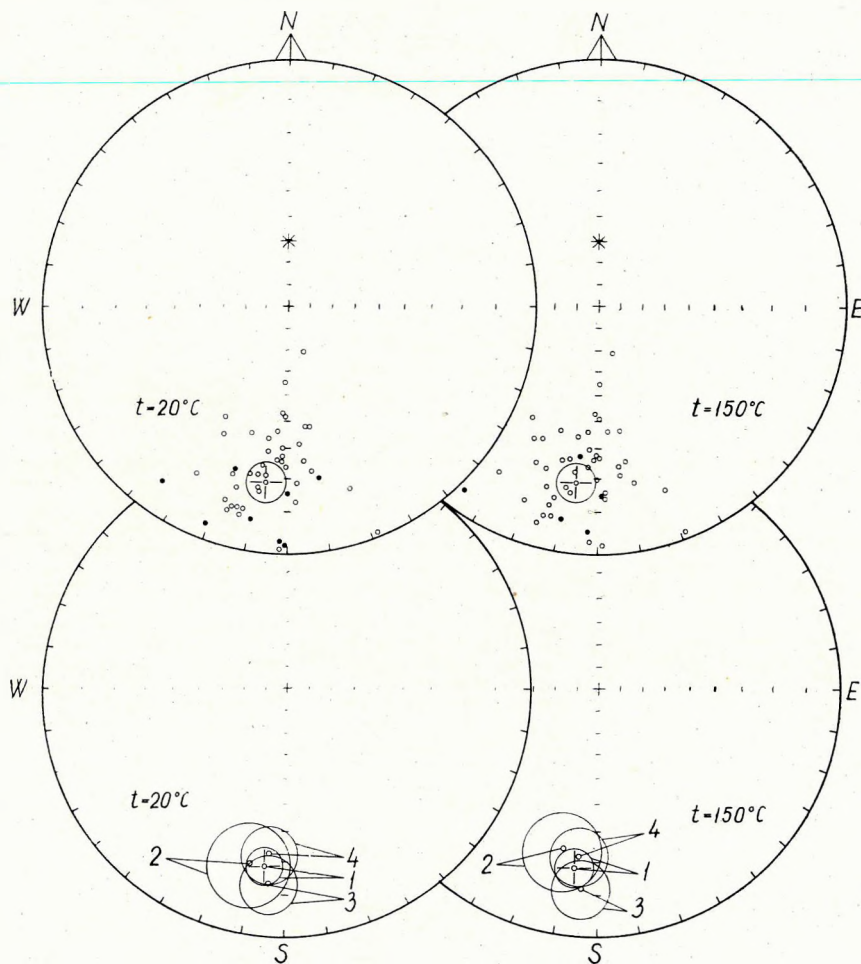


Abb. 4. Stereographische Projektion der Richtungen J_n und Richtungen der (bei 150°C) wärmeentmagnetisierten Gesteine aus der weiteren Umgebung von Egéd-puszta. Der volle Ring bezeichnet die Projektion auf der unteren Halbkugel, der leere Ring bezeichnet die Projektion auf der oberen Halbkugel. Die mittlere Richtung wird durch ein Kreuz über den leeren Ring bezeichnet, um den der Konfidenzkreis, berechnet für $(1-P) = 0,95$ nach R. Fisher (1953) umgeschrieben wird. Das Sternchen bezeichnet die Richtung des heutigen theoretischen (koaxialen und geozentrischen) magnetischen Dipols. Die Zahlen bezeichnen:

- 1 - mittlere Richtung aus allen Orten; 2 - Egéd-puszta; 3 - Bükkösd-Egéd-puszta; 4 - der südliche Teil des Tals von Bükkösd (Region I.)

zu der Grössenordnung von 10^{-8} CGSM zu messen (V. JELINEK, 1966). Aus jedem Aufschluss wurden mehrere orientierte Proben genommen, aus denen Würfel mit einer Kantenlänge von 24 mm geschnitten wurden. Bei Auswertung der gemessenen Ergebnisse wurde die Standard-Methode angewendet, d. h. es wurde die Korrektion der Richtungen um die Neigung des Gesteins durchgeführt und für jeden Aufschluss wurde die mittlere Richtung der remanenten Magnetisierung berechnet (R. FISHER, 1953).

Abb. 3 veranschaulicht in einer stereographischen Projektion die mittleren Richtungen \vec{J}_n und die entsprechenden Konfidenzkreise, berechnet für $(1-P) = 0,95$. Diese Richtungen unterscheiden sich auffallend von den Richtungen \vec{J}_n der Gesteinsproben, die aus der Umgebung von Egéd-pusztá genommen und auf Abb. 4 erwähnt wurden. Die Streuung der Richtungen \vec{J}_n ist manchmal auch erheblich (der grosse Halbdurchmesser des Konfidenzkreises bei einigen Aufschlüssen). Die Richtungen die auf Abb. 3 angeführt werden, liegen der Richtung des Feldes des heutigen theoretischen magnetischen Dipols nahe und unterscheiden sich auffallend von den paläomagnetischen Richtungen für Mittel-Europa (z. B. E. IRVING, 1964; M. KRŠ, 1966), während die Richtungen \vec{J}_n , die auf der Abb. 4 angeführt werden, den paläomagnetischen Richtungen im Perm entsprechen. Der Einfluss der starken Komponente der sekundären Magnetisierung war der Hauptgrund für die anomalen Richtungen, die auf der Abb. 3 angeführt wurden. Zur Klärung dieser Frage wurden sämtliche Proben durch Labormethoden einer Detailanalyse der paläomagnetischen Stabilität unterzogen.

Laboruntersuchung der paläomagnetischen Stabilität

Es wurden Methoden des entmagnetisierenden Wechsel- und Wärmefeldes angewendet.

Die Gesteinsproben, die die Aufschlüsse repräsentieren, die auf Abb. 1 dargestellt werden, wurden einer Entmagnetisierung mit magnetischem Wechselfelde von einer Intensität von 100 und 200 Oe unterzogen. Alle diese Proben wiesen einen auffallenden Abfall des Moduls \vec{J}_n auf, der 30% erreichte und manchmal sogar 50% überstieg. Dagegen wiesen die Proben aus Egéd-pusztá im Felde 200 Oe keinen Abfall des Moduls auf. Daraus geht hervor, dass die Proben, die die Gruppen auf Abb. 3 repräsentieren, einen instabilen (viskosen) Anteil der Magnetisierung besitzen, während die Gesteinsproben aus Egéd-pusztá im allgemeinen eine hohe Koerzitivkraft besitzen.

Die Wärmeentmagnetisierung insbesondere der sedimentären Gesteine ist gewöhnlich effektiver und deshalb wurden aus jedem Aufschluss zwei Proben einer Stabilitätsuntersuchung mit der Methode des entmagnetisierenden Wärmefeldes unterzogen. Ebenfalls wurde durch die Wärmeentmagnetisierung bei den Gesteinsproben, die die Kollektionen (Abb. 3) repräsentieren, ein grosser Anteil der instabilen (viskosen) Magnetisierung erwiesen. In vielen Fällen war es nicht möglich, die Wärmeentmagnetisierung bis zur Curie-Temperatur des Hämatits wegen der Phasenänderungen der Fe-Oxyde, die im Laufe des

Laborwärmeprozesses in Gesteinen entstanden, durchzuführen. In dieser grossen Gruppe der Proben erschienen drei Gesteinstypen mit folgenden magnetischen Eigenschaften: *a)* Gesteine, bei denen der grössere Anteil der instabilen Magnetisierung bereits bei niedrigen Temperaturen beseitigt wurde; die entsprechenden Ergebnisse wurden auf Abb. 5 dargestellt; *b)* Gesteine, bei denen der Einfluss der instabilen Magnetisierung im breiten Bereich des

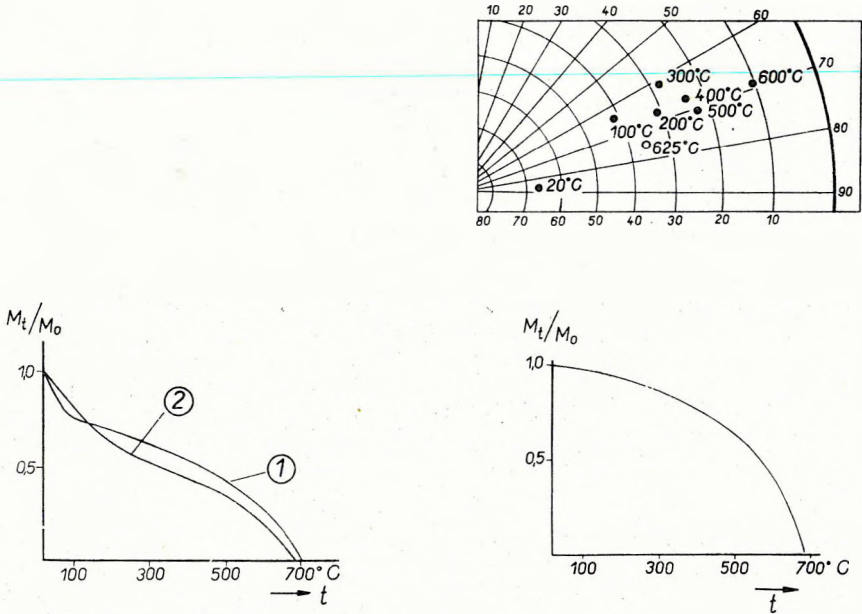


Abb. 5. Diagramme der Wärmeentmagnetisierung der Proben aus Balatonalmádi (1) Region II und Mályinka (2) Reg. III. M_t – das remanente magnetische Moment einer Probe, entmagnetisiert bei t Temperatur; M_0 – das natürliche magnetische remanente Moment (Zustand vor der Entmagnetisierung)

Abb. 6. Wärmeentmagnetisierung der Probe aus Zánka (Reg. II) Die Symbole bei dem Entmagnetisierungsdiagramme sind dieselben wie bei Abb. 5. Über dem Diagramm ist ein Ausschnitt aus der stereographischen Projektion der Richtungen der wärmeentmagnetisierten remanenten Magnetisierung; für entsprechende Richtungen werden entsprechende Temperaturen angegeben. Der volle Ring bezeichnet die Projektion auf der unteren Halbkugel, der leere Ring bezeichnet die Projektion auf der oberen Halbkugel

Wärmeintervalls beobachtet wurde und die Änderungen der Richtungen der remanenten Magnetisierung auffallend gross sind (Abb. 6); *c)* Gesteine, bei denen zwar der grössere Anteil der sekundären Magnetisierung bei niedrigen Temperaturen beseitigt wurde, aber die anomale Richtung \vec{J}_n mit der Richtung der remanenten Magnetisierung der wärmeentmagnetisierten Proben übereinstimmend war (Abb. 7). Gesteinstypen, die unter *a)* und *b)* angeführt wurden, sind vom paläomagnetischen Standpunkt aus nicht anwendbar. Gesteinstypen unter *c)* sollten weiter untersucht werden. Man kann die Möglichkeit nicht ausschliessen, dass im Verlaufe der geologischen Vergangenheit durch

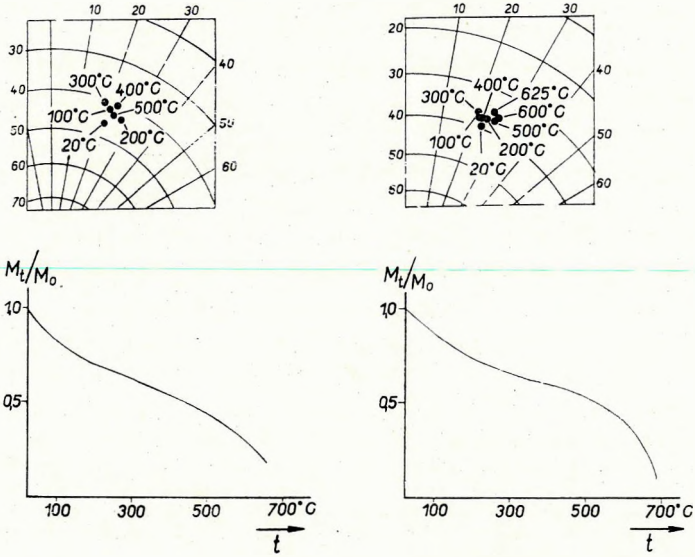


Abb. 7. Die Wärmeentmagnetisierung der Proben aus Badacsony (Reg. II). Dieselbe Symbolik wie bei vorhergehenden Abbildungen

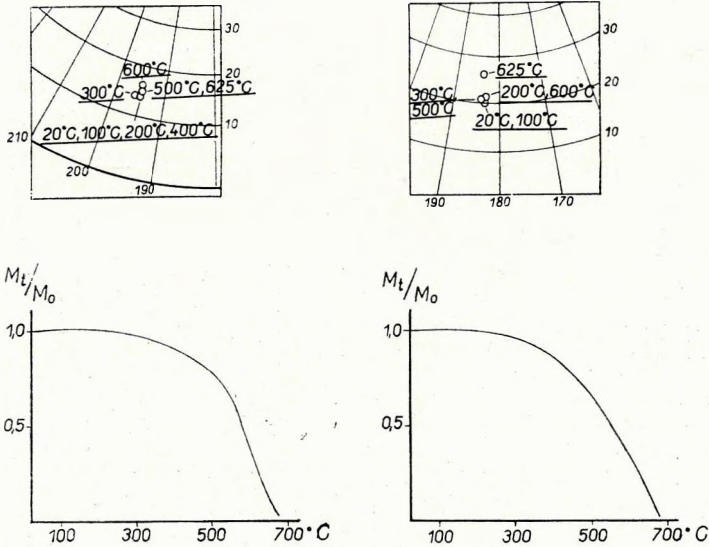


Abb. 8. Die Wärmeentmagnetisierung der Proben aus Egéd-pusztá (Region I). Dieselbe Symbolik wie bei den vorhergehenden Abbildungen. Die Ergebnisse weisen auf die hohe paläomagnetische Stabilität der untersuchten Proben hin, die Inversionsrichtungen der Magnetisierung werden im ganzen Wärmeintervall beibehalten. Die Projektion der Richtungen der Magnetisierung auf der unteren Halbkugel wird mit leerem Ring bezeichnet

Einfluss der chemischen Reaktionen die Komponenten der sekundären Magnetisierung mit den stabileren magnetischen Eigenschaften im Gesteine entstanden. Diese Gesteine sollten im allgemeinen einer petrogenetischen Detailuntersuchung unterzogen werden. In ihrem natürlichen Zustand sind sie zur paläomagnetischen Analyse nicht geeignet und im allgemeinen haben sie einen so grossen Anteil an der sekundären Magnetisierung, dass es nicht einmal mit der kombinierten Methode der Wechsel- und Wärmeentmagnetisierung gelang, die Richtung der primären Magnetisierung zu reproduzieren. Nur die Gesteinsproben, die aus der Umgebung von Egéd-puszta entnommen wurden, beweisen eindeutig die hohe paläomagnetische Stabilität (Abb. 8, Abb. 4).

Einige Bemerkungen zum petrographischen Charakter der untersuchten permischen Gesteine

Die Bildung der permischen Gesteine, ausser dem geomorphologischen Faktor (tektonischen Zustand) wurde auch durch das Klima beeinflusst. Der klimatische Zustand in der Periode des Perms änderte sich im Zentralteil Europas im Bereich der Wüste und Steppe und so hat das Material, das auf dem Festland oder in Molassen sedimentierte, die rote Färbung, als Produkt der Verwitterung des Fe-Minerals bekommen.

Was die Petrographie betrifft, beweisen die untersuchten permischen Gesteine (überwiegend aus der Gegend des Balatons), dass es sich überwiegend um Sandsteine bis Grauwacksandsteine, stellenweise feinkörnige Konglomerate, einige mit deutlicher Makroporosität, handelt. In den Intergranularen sind die Wände mit Limonit überzogen. Die ganze Höhlung ist mit Fe-Oxyden gefüllt. Ausser dem Limonit tritt hier auch der Magnetit mit sehr veränderlicher Vertretung auf. Diese Porosität beeinflusste offensichtlich die Entstehung des Limonits zum Nachteil des Hämatits.

Das klastische Material im Gesteine ist nicht gut bearbeitet. Es überwiegen Quarzite und Sandsteine, stellenweise erscheint auch das Material aus dem Kristallinikum. Das Material aus dem Gebiet von Mecsek (aus Egéd-puszta) zeigt eine erhebliche Vertretung der tonigen Fraktion. Es handelt sich um den Schiefertone (aphanatisches Gestein). Sicherlich hat diese Porosität die Entstehung des Limonits anstatt Hämatit beeinflusst.

Paläomagnetismus der Gesteine aus der Umgebung Egéd-puszta (Mecsek)

Die Laboruntersuchung der Stabilität \vec{J}_n der Gesteine aus Egéd-puszta erwiesen, dass der Vertreter ihrer \vec{J}_n unzweifelhaft der Hämatitpigment ist (rechteckiger Typ auf der Wärmeentmagnetisierungskurve; fast kein Anteil der viskosen Magnetisierung; die Curie-Temperatur liegt nahe bei 675° C). Weiter wurde mit der Methode der Wärmeentmagnetisierung bewiesen, dass die primäre remanente Magnetisierung der Gesteine aus diesem Gebiet in der geologischen Vergangenheit durch spätere chemische oder Wärme-Prozesse nicht störend beeinflusst wurde; bis zu den höchsten Temperaturen stimmen die Richtungen der remanente Magnetisierung der wärmeentmagnetisierten

Tab. I

Magnetische und paläomagnetische Grundangaben, abgeleitet aus den Gesteinen der weiteren Umgebung von Egéd-puszta (Meesek, Ungarn)

Geographische Koordinaten		Richtung der Magnetisierung		α_{95}	k	N	Lage des permischen magnetischen Poles		Konfidenzovale		Bemerkungen
Breite φ	Länge λ	Deklination D	Inklination I				Paläobreite φ_p	Paläolänge λ_p	δ_m	δ_p	
46,14°N	18,00°E	186,87°	-18,94°	5,63°	14,32	48	53,13°N	186,71°E	5,87°	3,06°	Natürlicher Zustand der Gesteine
46,14°N	18,00°E	186,89°	-18,43°	5,80°	13,57	48	52,85°N	186,74°E	6,03°	3,13°	Nach der magnetischen Reinigung (bei 150°C)

Proben vollkommen mit den Richtungen der \vec{J}_n überein, wobei im Verlaufe des Laborprozesses es nicht zu Phasenänderungen kam. Die Stabilität dieser Gesteine ist so hoch, dass sie zur paläomagnetischen Untersuchung auch in ihrem natürlichen Zustand geeignet sind und die Richtungen \vec{J}_n die auf Abb. 4 dargestellt sind, als paläomagnetische Richtungen betrachtet werden können.

Tabelle 1 gibt einer Standardbezeichnung die Grundangaben für die Lage des paläomagnetischen Pols. Dieser Pol wurde mit Hilfe des Rechenautomaten Minsk - 22 aus den Richtungen \vec{J}_n und den Richtungen der remanenten Magnetisierung der Gesteine (bei Temperatur 150° gereinigt) berechnet (Abb. 4). Die Proben stammen meistens aus Egéd-puszta und die Werte, die aus den Richtungen \vec{J}_n berechnet wurden, charakterisieren die Lage des paläomagnetischen Poles in Perm am besten. Die Symbolik auf der Tabelle bedeutet: φ, λ - geographische Breite und Länge des Ortes; D, I - Deklination und Inklination der paläomagnetischen Mittelrichtung; α_{95} Hälfte des Scheitelswinkels des Konfidenzkegels; k - Präzisionsparameter; N - Anzahl der analysierten Proben; φ_p, λ_p - paläogeographische Breite und Länge des paläomagnetischen Pols; δ_n, δ_p - Halbachsen des Konfidenzovals, wobei δ_n in der senkrechten Richtung zum Paläomeridian und δ_p in der Richtung des Paläomeridians liegt.

Schlussfolgerungen

Die paläomagnetische Untersuchung der permischen Gesteine in den Gebieten von Mecsek, Balaton und Bükk ergaben die folgenden zwei Hauptergebnisse:

a) Die feinporösen Gesteine aus dem Gebiet des Balatons und Bükk wurden meistens in der geologischen Vergangenheit remagnetisiert und sie eignen sich weder im natürlichen Zustand noch nach der Anwendung der Laboruntersuchung der magnetischen Reinigung mit der Methode des Wechsel- und Wärmefeldes zur paläomagnetischen Analyse. Dagegen enthalten Gesteine aus dem Gebiet von Mecsek (Egéd-puszta) einen grossen Anteil der Tonfraktion, die das Gestein gegen atmosphärische Agenzien undurchlässig machte; diese Gesteine bewahrten ihren primären Paläomagnetismus in der Masse, dass sie sich sogar im natürlichen Zustande zur paläomagnetischen Analyse eignen. Aus dem Paläomagnetismus der Gesteine, die in der Umgebung von Egéd-puszta vorkommen, wurde die Lage des paläomagnetischen Poles berechnet.

b) Die paläomagnetischen Richtungen, die von den permischen Gesteinen aus der Umgebung Egéd-puszta abgeleitet wurden, entsprechen den mitteleuropäischen paläomagnetischen permischen Richtungen, und die Lage des Pols stimmt gut mit der Lage der paläomagnetischen Pole überein, die von Gesteinen der tektonisch stabilen Gebiete Eurasiens abgeleitet wurden. Daraus folgt, dass im Mecsek Gebiet die untersuchten Gesteine tektonisch eine stabile Einheit representieren und diese Gesteine im Verlaufe ihrer geologischen Geschichte keine tektonischen Deformationswirkungen Rotationscharakters erleiden mussten.

LITERATUR

- AUBOIN J., 1961: Propos sur les géosynclinaux Bull. de la Soc. Géologique de France.
- AUBOIN J., 1961: Propos sur l' orogénèse. Bull. Trimesriel Service d' Information Géologique.
- BALOGH K., 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 48, 2.
- BARABÁS A. – B. STUHL Á. – JÁMBOR Á. – TÖZSÉR O., 1964: A baranyai terület kristályos és paleozóos képződményei. Manuskript in ungarischer Sprache.
- EGYED L., 1961: Paleomagnetism and the ancient radii of the Earth. Nature, London, 190, 1097–1098.
- FISHER R., 1953: Dispersion on a sphere. Proceedings of the Royal Society, London, A, 217, 295–305.
- HILGENBERG O. C., 1962: Rock magnetism and the Earths palaeopoles. Geofisica Pura e Applicata, Milano, 53.; 52–54.
- IRVING E., 1964: Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. John Wiley and Sons, Inc., New York – London – Sydney.
- JELINEK V., 1966: A high sensitivity spinner magnetometer. Studia Geophysica et Geodaetica, Prague, 10, 58–77.
- KOTÁSEK J. – KRŠ M., 1965: Palaeomagnetic study of tectonic rotation in the Carpathian Mountains of Czechoslovakia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, N. 1.
- KŐRÖSSY L., 1964: Tectonics of the basin areas of Hungary. Acta Geol. Hung., 8,1–4, 377–394.
- KRŠ M., 1966 a: The basic elements of paleomagnetic geochronology. Sbornik geologických ved, užitá geofyzika, rada UG, Prag, 5.
- KRŠ M., 1966 b: Paleomagnetism of some Central European mineral deposits and its geophysical significance. Geologie en Minjbouw, Amsterdam, Vol. 45, 210–230.
- MAJOROS GY., 1963: A balatonmelléki permii rétegösszlet üledékföldtani vizsgálata. Manuskript in ungarischer Sprache.
- VADÁSZ E., 1955: Grosstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. Acta Geol. Hung. 3., 207–244.

ÚJABB GE-TÍPUSJELŰ BERENDEZÉSEK

KAKAS KRISTÓF – VERŐ LÁSZLÓ

К. КАКАШ – Л. ВЕРЕ

НОВЫЕ ТИПЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЙ АППАРАТУРЫ СЕРИИ GE

Принцип работы описываемых в настоящей работе новейших типов электроразведочной аппаратуры серии GE совпадает с принципом работы прибора GE–20. Однако в их схемах использованы самые современные элементы и материалы. Прибор типа GE–23 предназначен для исследования средних, а прибор типа GE–22 – для исследования мелких глубин.

K. KAKAS – L. VERŐ

NEUE GE INSTRUMENTE

Das Funktionsprinzip der – im nachfolgenden beschriebenen, neuen Instrumente GE – stimmt mit dem Prinzip des Instruments GE–20 überein, doch die angewendeten Schaltelemente sind die modernsten. Das Gerät GE–23 dient für die Erkundung mittlerer, das GE–22 für kleine Tiefen.

GE – 23 közpérszondázó berendezés

A berendezés alkalmazási területe

Az utóbbi években egyre nagyobb a szerepe a Dunántúli Középhegység peremi részein vagy belső medencéiben végzett geofizikai kutatásoknak, ezen belül a geoelektromos ellenállásméréseknek. Nőtt a mérések volumene is: 1965-ben egy, 1967-ben pedig már négy mérőkocsi dolgozott folyamatosan a Dunántúlon. A földtani felépítés közös vonásai – a felszínközeli képződmények nagyfokú ellenállás-inhomogeneitása és a ρ_{∞} szint 500 – 1500 m körüli mélysége – meghatározzák az alkalmazandó mérési módszert: 2000 – 6000 m-es AMNB gradiens szondázás. Nagy AB távolságokon megfelelő jel/zaj viszony eléréséhez nem elegendő a korábbi automata kompenzátorok (*Erkel, Király, Szabadváry*, 1964) 120 W-os maximális teljesítménye. A leggyakrabban előforduló ρ_L értékeket figyelembe véve, legalább 5 kW-os áramforrásra van szükség. Ennek szem előtt tartásával készült a GE–23 típus, amelynek elsősorban erősáramú részével kellett eltérnie a sekélyszondázó műszerektől. A mérőegységben az automatikus számítás hasonló a korábbihoz, észlelés-technikai megoldásai viszont lényegesen megváltoztak.

Működési elv

Automatikusan számoló műszerről a $\varrho_L = K \frac{\Delta V}{I}$ értéke közvetlenül le-

olvasható, általában 3 számjegy pontossággal. A műszer egyenletét tehát így írhatjuk fel:

$$\varrho_L = 10^n R,$$

ahol R a leolvasott, 10^2 nagyságrendű érték. ϱ_L tényleges nagyságrendjét, azaz n -t, a következő kifejezés határozza meg:

$$\frac{K}{K'} \cdot \frac{R_r}{K_r} \cdot \frac{\varepsilon_{\Delta V}}{\varepsilon_I} \cdot \frac{i_{\Delta V}}{i_I} \cdot R_0$$

ahol

K az elektródakoefficiens,

K' a műszeren beállított, 10^2 nagyságrendű koefficiens,

R_r , ill. K_r a koefficiens beállításánál, illetve a ΔV kompenzálásnál használt változtatható ellenállások értékének $1/1000$ része,

$\varepsilon_{\Delta V}$, ill. ε_I a ΔV , illetve az I mérésnél a kompenzáló körben folyó áramerősség nagyságrendje,

$i_{\Delta V}$, ill. i_I a ΔV , illetve az I mérésnél a kompenzáló körben folyó áram nagysága (csak számértékben),

R_0 a műszer „feszültségejtő” ellenállásának értéke.

A minél kevesebb kapcsolást igénylő gyors észlelés és a gyakorlatban előforduló ϱ_L értékek ($1 - 10^5$ ohmm) azt kívánják, hogy ezeket az adatokat a következők szerint válasszuk meg.

1. R_0 optimális értéke 0,3 ohm. Nagy tápáramoknál 0,03 ohm-os ellenállásra is szükség van.

2. Az $i_{\Delta V}/i_I$ viszonynál ΔV és IR_0 terepen előforduló értékeinek statisztikus elemzésével:

$$\frac{i_{\Delta V}}{i_I} = \frac{1}{3}$$

arányt találtuk optimálisnak. Ebben az esetben

$$\frac{i_{\Delta V}}{i_I} \cdot R_0 = 10^x$$

ahol

$x = -1$, ha $R_0 = 0,3$ ohm,

$x = -2$, ha $R_0 = 0,03$ ohm.

3. R_r és K_r adott hibahatáron ($\pm 1\%$) belül egyenlő, azaz

$$\frac{R_r}{K_r} = 1$$

4. K és K' számértékben megegyeznek, hányadosukat tehát 10^y -nal jelölhetjük (ahol y egész szám).

5. A gyakorlatban előforduló ρ_L értékek megkövetelik, hogy mind $\varepsilon_{\Delta V}$, mind ε_I legalább 3 nagyságrendet, hányadosuk tehát 5 nagyságrendet ($10^{-2} - 10^2$) fogjon át.

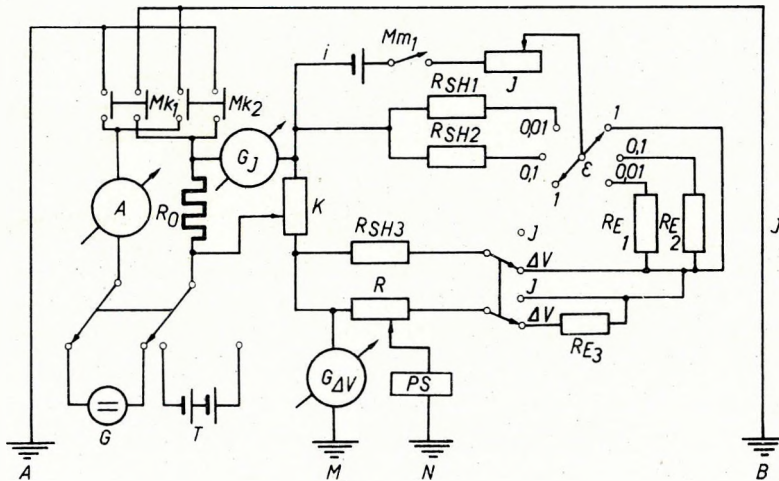
A ρ_L nagyságrendjét meghatározó kifejezés ezek szerint 10 egész kitevőjű hatványa lesz.

A műszer felépítése

A berendezés erős- és gyengeáramú, valamint kiegészítő áramköröit közös fémdobozba szereltük.

Erősáramú rész

Az 5 kW-os teljesítményt benzinmotor meghajtású, egyenáramú generátor biztosítja. Kis AB távolságok méréséhez telepekből álló áramforrás is van. A két áramforrás külön csatlakozik a berendezéshez (1. ábra).



1. ábra. A GE-23 műszer elvi kapcsolása

Fig. 1. Block-schema des Gerátes GE-23

Фиг. 1. Схема аппаратуры GE-23

A tápáramkörbe kapcsolt A-mérő csak a durva ellenőrzést szolgálja, a tulajdonképpeni I mérés az R_0 ellenálláson történik, amelynek pontossága $\pm 2^0/_{00}$. Az R_0 ellenállás 2 mm átmérőjű manganin huzalból készült, ellenállása 15 A-es terhelésnél sem változik $1^0/_{00}$ -nél többet.

A tápáram ki- és bekapcsolását szikrakioltásos mágneskapcsoló végzi. Az alkalmazott típus az ívet a tápáram saját mágneses terével oltja ki s működ-tetése jelzős (izzós) nyomógombokkal történik. Két, ellentétes működésű mág-

neskapcsolóval (M_{k1} és M_{k2}) a teljesítmény (a dipolszondázásoknál alkalmazott pozitív alapvonalas észleléshez hasonlóan; KIRÁLY — SZABADVÁRY — VERŐ, 1968) látszólag kétszeresére növelhető.

A mágnescapcsolók mellékáramköröit a táp- és telefonkör kényszerkapcsolásos szétválasztására, illetve a tap- és kompenzátorkör egyidejű bekapcsolására használtuk fel (M_{m1} és M_{m2}).

Kompenzátorkör

Az R és K ellenállásos a korábbi műszerekben 28 ellenállásból vagy 9 ellenállásból és egy potenciométerből állt. Csak így lehetett biztosítani, hogy az adott K , ill. R érték beállítási pontossága (R_r , ill. K_r) az összellenállás $1/1000$ része legyen. Ez a követelmény ma már kielégíthető az $10^0/00$ linearitású, sorozatban gyártott helipotokkal is. Ezek végellenállásának tűrése $\pm 5\%$, a kompenzátorkör két helipotjának ellenállása azonban legfeljebb $\pm 10^0/00$ -kel különbözhet; a helipotokat tehát „párba kell válogatni”. A kompenzációs áramerősség (i) szabályozását is helipotokkal oldottuk meg.

A helipotok alkalmazása — a korábbi pontosság ($\pm 1\%$) megtartása mellett — elsősorban a terepi észlelést tette egyszerűbbé.

A 3 érzékenységfokozatnak megfelelő 3 nagyságrendes áramosztót alkotó R_{SH1} , R_{SH2} , R_{E1} , R_{E2} , valamint az $1/3$ -as áramosztót (I és ΔV mérés) alkotó R_{SH3} és R_{E3} ellenállás értékének meghatározásánál az R és K helipotok végellenállásának középértékét kell figyelembe venni, így jelentkezik a legkisebb eredő hiba.

A galvanométer adatai (lásd később) figyelembevételével R , illetve K helipot végellenállását 500 ohm-nak választottuk, a kompenzációs telep 4,5 V-os, így a kompenzátor jellemző áram és feszültségadatai:

Érzékenység	Kompenzációs áramerősség (mA)		Az ellenállásorról levehető feszültség (mV)		
	min.	max.	min.	max.	
ϵ_I	1	0,82	9,0	41,0	4500
	0,1	0,082	0,9	4,1	450
	0,01	0,0082	0,09	0,41	45
$\epsilon_{\Delta V}$	1	0,27	3,0	13,6	1500
	0,1	0,027	0,3	1,36	150
	0,01	0,0027	0,03	0,136	15

Az eddigi lineáris karakterisztikájú PS kompenzátor helyett híd-kapcsolású kompenzátort alkalmaztunk. Előnye az egyszerűbb kezelés (nincs szükség polaritásváltó kapcsolóra), valamint az, hogy a leggyakrabban előforduló kis PS feszültségek tartományában a speciális kivitelű, kettős potenciométerekkel igen finom szabályozás érhető el, illetve a galvanométerrel 100 ohm-nál kisebb ellenállás van sorbakapcsolva.

Galvanométer

Előnyös és gyakorlatilag is megoldható, hogy a műszerben csak egyetlen galvanométer legyen, amely felváltva tölti be a G , és G_{AV} szerepét. Ilyen esetben az átkapcsolással egyidejűleg I mérésnél az R helipotot az MN elektródák-ról, ΔV méréskor pedig a K helipotot az R_0 ellenállásról lekapszoljuk.

A galvanométernél – nagy érzékenység mellett – elsőrendű követelmény a mechanikai stabilitás (rázásállóság, elektromos túlterhelhetőség).

Mindezek figyelembevételével a Műszeripari Kutató Intézetben a következő jellemzőkkel rendelkező galvanométert fejlesztették ki, kifejezetten a GE–23 típusú berendezés számára.

S_i	(áramérzékenység)	$1,7 \cdot 10^{-7}$ A/mm
R_b	(belső ellenállás)	120Ω
S_u	(feszültségérzékenység 500Ω külső ellenállás mellett)	$1,1 \cdot 10^{-4}$ V/mm
R_k	(kritikus csillapító ellenállás)	$1,9 \text{ k}\Omega$
T	(visszatérési idő 500Ω külső ellenállás mellett)	$6 - 7 \text{ sec}$
rázásállóság		$3 - 5 \text{ g}$
mutató		erős késél, tükör alátéttel

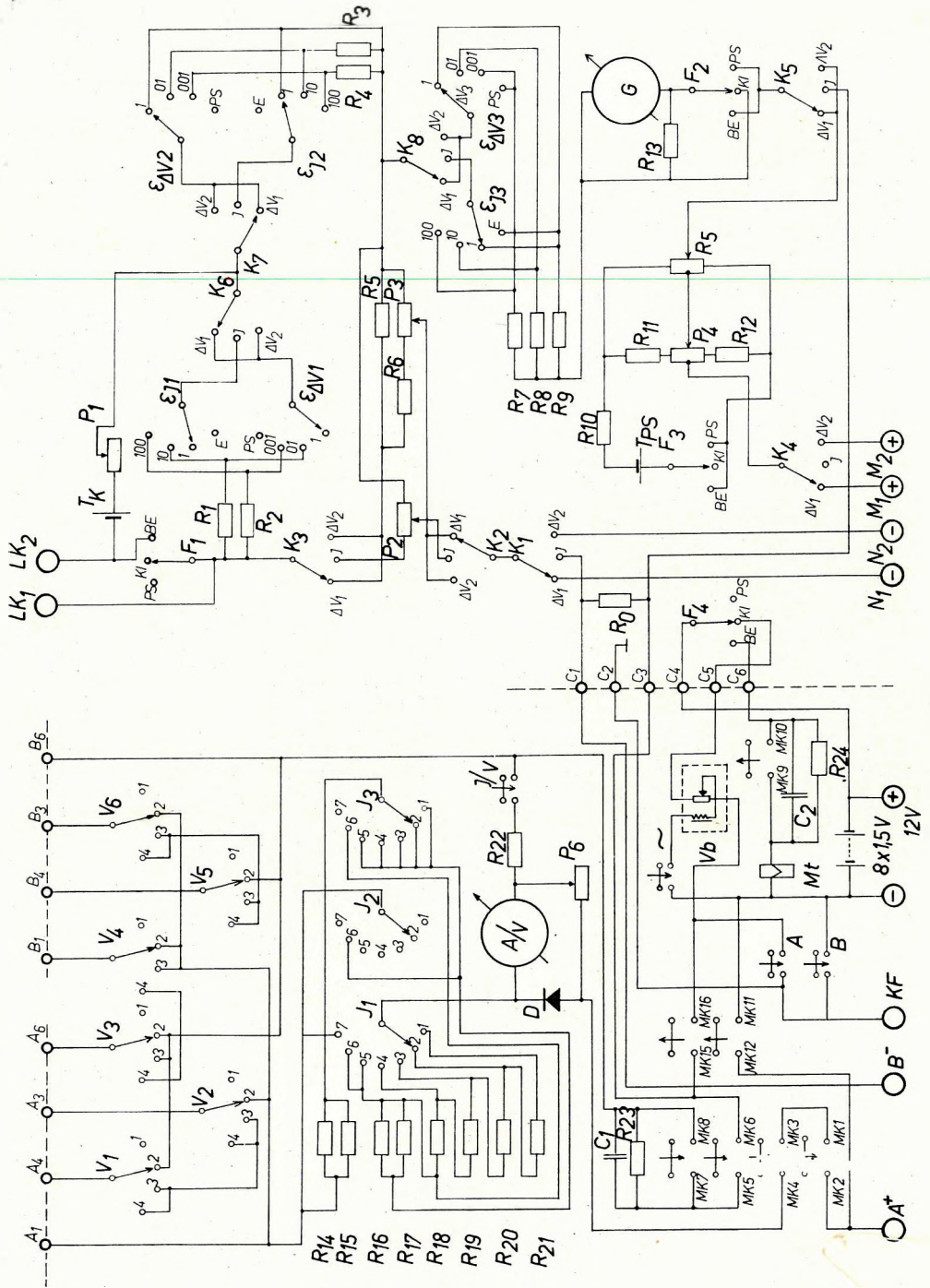
A galvanométer érzékenységét a kompenzátor valamennyi érzékenység-fokozatában előtétellenállásokkal úgy állítottuk be, hogy az R , illetve K helipot 3 osztásrésznyi elfordulása a galvanométert közel 1 osztásrésznivel térítse ki.

Szigetelés

A geoelektromos ellenállásmérő műszerek építésénél legnagyobb nehézséget az erős- és gyengeáramú körök közötti $10^5 - 10^6 \text{ M}\Omega$ -os szigetelés biztosítása jelenti. A korábbi műszereknél ezt középárnyékolással érték el (KIRÁLY, SZABADVÁRY, 1964). A GE–23 építésénél – tekintettel a mérésnél alkalmazott nagyobb feszültségre és áramerősségre – olyan alkatrészeket használtunk fel, amelyek szigetelési ellenállása kielégítő (keramikus kapcsolók), másrészt a mechanikai felépítésben is figyelembe vettük az átvezetés lehetőségeit. Lényeges javulást értünk el a passzív felületű szigetelőanyagok segítségével. Az apoláros molekulákból álló műanyagokon nem alakul ki felületi vezető réteg (hidrofilm), s ezáltal felületi ellenállásuk igen nagyra növekszik. A GE–23 építéséhez politetrafluoretilént (teflont) használtunk fel, ebből készítettük az átvezetés szempontjából legkritikusabb pontok szigetelő elemeit (csatlakozó hüvelyek szigetelő gyűrűi, galvanométer felerősítő lemeze stb.).

Telefonkör és kiegészítő műszerek

Az észlelő és a tápelektrodák közt összeköttetést a korábbi típusoknál már bevált telefon biztosítja (a tápáramkábel egyben telefonkábel is, a mérő- és telefonáramot nagyteljesítményű diódák választják szét).



3. ábra. A GE-22 részletes kapcsolási rajza

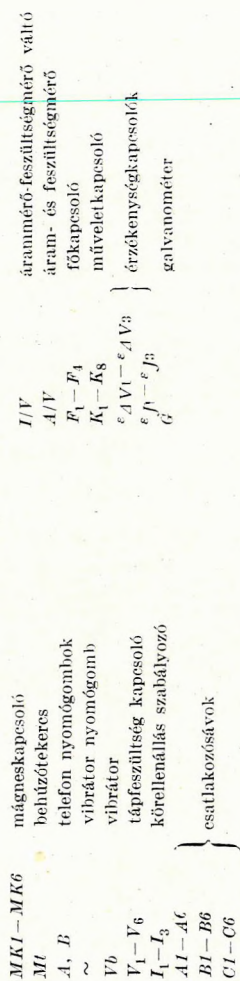


Fig. 3. Detailliertes Schalt-schema von GE-22

Фиг. 3. Детальная схема аппаратуры GE-22

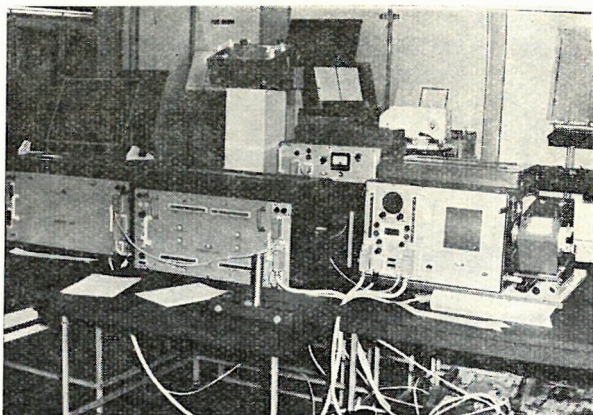
FÜGGELÉK

A KORSZERŰ MAGYAR GEOFIZIKAI MŰSZEREK SREGSZEMLÉJE

Budapest 1968

A Budapesten 1968 szeptemberében rendezett XIII. Geofizikai Szimpóziummal egyidőben a magyar geofizikai intézmények és vállalatok a Technika Házában kiállították néhány eddig kifejlesztett vagy már gyártásban levő legújabb geofizikai műszerüket és a geofizikai kutatásoknál használatos egyéb terméküket.

A kiállításon – amelyet a külföldi és belföldi érdeklődők mindvégig sűrűn látogattak, – 11 intézet, laboratórium, illetve gyár és vállalat több, mint 40 műszert, berendezést vagy termékészletet mutatott be. Ezek túlnyomó része korszerű szeizmikus, mélyfúrás-geofizikai és geoelektromos berendezés.



1. ábra. SM – 24 + 6F típusú mágneses regisztrálású analóg szeizmikus felvételberendezés (GAMMA)

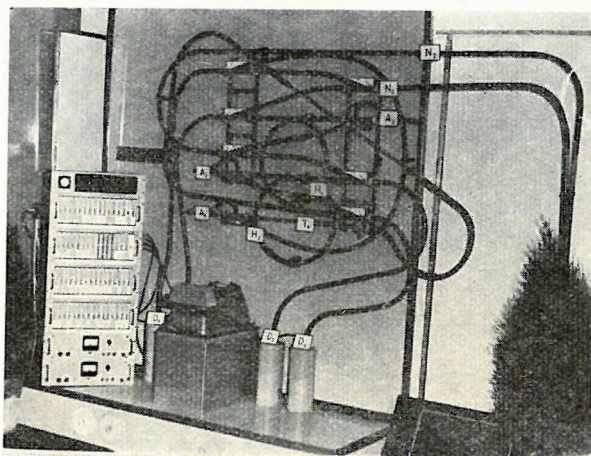
A bemutatott műszerekre, berendezésekre általában az jellemző, hogy létrehozásuk a kutató intézmények által végzett fejlesztőmunka és a gyártó vállalatok kivitelező tevékenysége harmonikus egységének köszönhető. Ez egyúttal biztosítja a magyar geofizikai műszergyártás tervszerű ütemezésű előrehaladását is.

A szeizmikus műszerek csoportját elsősorban a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) és a Gamma Geofizika által kifejlesztett s

berendezés keltett nagy érdeklődést. Mindkét berendezést terepjáró gépkocsiba szerelve is bemutatták.

A magyar mélyfúrásgeofizikai eszközök magas színvonalát mutatják az ELGI, a Gamma és az OGIL által kiállított különféle szondák és rendszerek is (szcintillációs, 6-eres laterolog, 2-paraméteres neutron-neutron, mikrolaterolog, proximity, indukciós stb. szondák).

Több értékes, a MTA Geofizikai Kutató Laboratóriuma, és az ELGI által kifejlesztett tellurikus, földmágneses, geoelektromos ellenállás- és potenciálmérő műszer is kiváló elméleti és gyakorlati kutató-fejlesztő munkáról tanusodik.



6. ábra. Neutronaktivációs gyorselmező rendszer; beépítetlen bemutató példány (ELGI)

Érdeklődést keltett az ELGI által kiállított neutronaktivációs gyorselmező berendezés, szellemes megoldású pneumatikus automatikájával és széles alkalmazhatósági körével (60 különféle elem meghatározására alkalmas).

Sok látogató érdeklődött a KFKI korszerű 1024-csatornás analizátora, az ELGI félautomata szelvénydigitalizálója, a VFV 600 m-s kútvizsgáló berendezése, az ÉTI kisfrekvenciás lengésűtmérője, a FOK – GyEM stabilizált tápegységei és mérőbőröndjei, az ELGI villamos rezgésgerjesztője, a Magyar Kábelművek kábelbemutatója, a Bányagyutacsgyár hőálló termékei és a Gamma műszerfiókjai és műszeralkatrészei iránt. Az OKGT izléses maketten bemutatott szondavizsgáló állomása Közép-Európa legmodernebb ilyen célú berendezése lesz.

A bemutatott műszerek exportját túlnyomórészt a NIKEX, részben a Metrimpex és a Chemolimpex külkereskedelmi vállalatok bonyolítják.

A kiállítást sok nagyméretű tabló színes rajzos és fotós anyaga, tájékoztató szövege élénkítette.

A látogatók szinte egyöntetűen hangsúlyozták, hogy a bemutatott műszerek és berendezések belső értéke és korszerű, izléses, szép kivitele egyaránt jó helyet biztosít a magyar geofizikai műszereknek a nemzetközi élvonalban.

A kiállított eszközök egy része már sikeresen dolgozik több külföldi országban is; a magyar belföldi kutatómunka túlnyomórészt erre a műszerbázisra támaszkodik.

A látottak alapján remélhető, hogy az egyre fejlődő magyar geofizikai műszeripar termékei nem csak itthoni kiállításokon, hanem külföldi kiállításokon és vásárokon is az eddigénél sűrűbben láthatók lesznek.

Kiállítók

Finommechanikai és Elektronikus Műszergyártó Ktsz. (FOK – GYEM)
Építéstudományi Intézet (ÉTI)
GAMMA Geofizika (Gamma)
Kőolaj- és Földgázbányászati Ipari Kutató Laboratórium (OGIL)
Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI)
Magyar Bányagyutaacsgyár
Magyar Kábelművek
MTA Központi Fizikai Kutató Intézet (KFKI)
Nitrokémia Ipartelepek
Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt (OKGT)
Vízkutató és Fűró Vállalat (VFV)

TARTALOM

<i>Aczél Etelka – Stomfai Róbert</i> : A földmágneses elemek változása az 1966-os szekuláris mérés szerint	3
<i>Bencze Pál</i> : A földmágneses tér holdnapi változásával ekvivalens áramrendszer magasságának meghatározása	13
<i>Holló Lajos</i> : A földi elektromágneses tér $\pi - 2$ (pt) típusú változásainak vizsgálata közepes földrajzi szélességeken	19
<i>M. Szalay Emő</i> : Néhány vulkáni, ill. szubvulkáni kőzet remanens és indukált mágneszettségének viszonya	35
<i>J. Kotasek – M. Krš. – Á. Jámbor</i> : Paläomagnetische Studien über die permischen Gesteine im Gebiet des Pannonischen Beckens (Ungarn)	43
<i>Kakas Kristóf – Verő László</i> : Újabb GE-típusjelű berendezések	57
Függelék	69

CONTENTS

<i>E. Aczél – R. Stomfai</i> : The variations of the geomagnetic elements according to the secular measurements in the year 1966	3
<i>P. Bencze</i> : Determination of the height of the current system equivalent to the lunar diurnal variation of the geomagnetic field	13
<i>L. Holló</i> : Investigations of the $\pi - 2$ (pt) type variations of the terrestrial electromagnetic field on medium geographical latitudes	19
<i>E. Szalay</i> : On the relation between the remanent and the induced magnetization of certain volcanic and subvolcanic rocks	35
<i>J. Kotásek – M. Krš. – Á. Jámbor</i> : Paleomagnetic investigation of some Permian rocks of Hungary	43
<i>K. Kakas – L. Verő</i> : New resistivity-meters of the type GE	57
Appendix	69

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Э. Ацел – Р. Штомфай</i> : О вариациях элементов геомагнитного поля по данным наблюдения над вековыми вариациями, проведенного в 1966 г.	3
<i>П. Бенце</i> : Определение высоты системы токов, эквивалентной лунно-суточным вариациям геомагнитного поля	13
<i>Л. Холло</i> : Изучение вариаций типа $\pi - 2$ (pt) земного электромагнитного поля на средних широтах	19
<i>Э. Салай</i> : О соотношениях остаточной и наведенной намагниченности некоторых вулканических горных пород	35
<i>Й. Коташек – М. Крш – А. Ямбор</i> : Палеомагнитное исследование некоторых пермских отложений Венгрии	43
<i>К. Какаш – Л. Верё</i> : Новые типы электроразведочной аппаратуры серии GE	57
Годавление	69

Felelős kiadó: Müller Pál igazgató
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Azonossági szám: 033; Ívterjedelem: 7(A5)
Példányszám: 1060
68.2608. Állami Nyomda, Budapest