

А. АДАМ, И. ВЕРЕ

ПОСЛЕДНИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ВЕНГРИИ

В первой части работы излагаются вопросы точности в связи с определением кривых магнитотеллурического частотного зондирования (МТЗ), проведенного в обсерватории при с. Надьценк, анализируются аномалии сопротивления, предоставляются данные для интерпретации кривых относительного теллурического частотного зондирования.

В дальнейшем устанавливается корреляция данных глубины на карте кристаллического основания бассейна, составленной Кёрёши, с площадями относительных эллипсов, вычисленных для пульсаций $T = 25$ сек, с одной стороны, и тенденциями изменения последних между 25 и 100 сек., с другой. На основании такой корреляции определяется среднее сопротивление осадочной толщи (МТ) для территории страны и эффект мощности осадков, отражающийся в данных относительного теллурического частотного зондирования. Также даются формулы для вычисления тенденции (t) относительного теллурического частотного зондирования. В качестве примера применения этих формул показывается построение кривых МТЗ, зарегистрированных в обсерватории в г. Бая, на участке пульсаций.

Для оценки искажения теллурических пульсаций вводится характеристика (R) и изучается ее изменение в зависимости от различных параметров (напр. расстояние между станциями, активность и т.п.). По мнению авторов изменения обуславливаются прежде всего особенностями осадочной толщи.

Заключительная часть посвящена направленности эллипсов и описанию их особенностей в зависимости от геологического строения.

A. ÁDÁM, J. VERŐ

LATEST RESULTS OF ELECTROMAGNETIC MEASUREMENTS IN HUNGARY

The first part of this paper deals with questions of accuracy in connection with the determination of curves of magnetotelluric frequency soundings registered in the observatory at Nagyecenk, analyses the resistivity anomalies, furnishes data for the interpretation of relative telluric frequency soundings.

Further the depth data taken from the map of crystalline base of the Hungarian basin, compiled by Kőrössi, are correlated with the areas of relative ellipses, computed with $T = 25$ sec pulsations, on the one hand, and with their variation tendencies between 25 and 100 sec, on the other. On this basis, the average resistivity (MT) of sediments and the effect of sedimentary thickness are given, as expressed by the data of relative telluric frequency soundings. Formulas for computing the tendencies (t) of relative telluric frequency sounding are also discussed. As an example of applying these formulas the plotting of MTS curves of the Baja observatory is demonstrated on the section of pulsations.

For the evaluation of distortion of telluric pulsations a characteristic value (R) is introduced and its variations examined as a function of various parameters (distance between stations, activity etc.). According to the authors' opinion the distortions are due first of all to the underground structure.

The concluding part deals with the directivity of the ellipses and describes their characteristics in dependence on geological structures.

A kézirat 1966. II. 2-án érkezett.

A MAGYARORSZÁGI ELEKTROMÁGNESES MÉRÉSEK ÚJABB EREDMÉNYEI

ÁDÁM ANTAL és VERŐ JÓZSEF

1. Bevezetés

Az országos földiárammérések eredményeiről legutóbb 1963-ban számoltunk be. A Freiburger Forschungshefteben publikált részletes tanulmány (ÁDÁM, VERŐ, 1965) összefoglalása volt az addig végzett kutatásoknak. Azóta 25 újabb tellurikus bázispont regisztrátumát dolgoztuk fel. Ez mintegy 30%-os pontgyarapodást jelent térképeinken. Így érdemesnek látszik az ország regionális elektromos sajátságaira vonatkozó megállapításainkat kiegészíteni. Szükségesnek tartottuk ugyanakkor a relatív frekvenciaszondázások kiértékelésének alapjául szolgáló obszervatóriumi magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbék pontosabb meghatározását is az eddigi görbéink vázlatos jellege miatt. Ezt az obszervatórium újabb műszerei tették lehetővé.

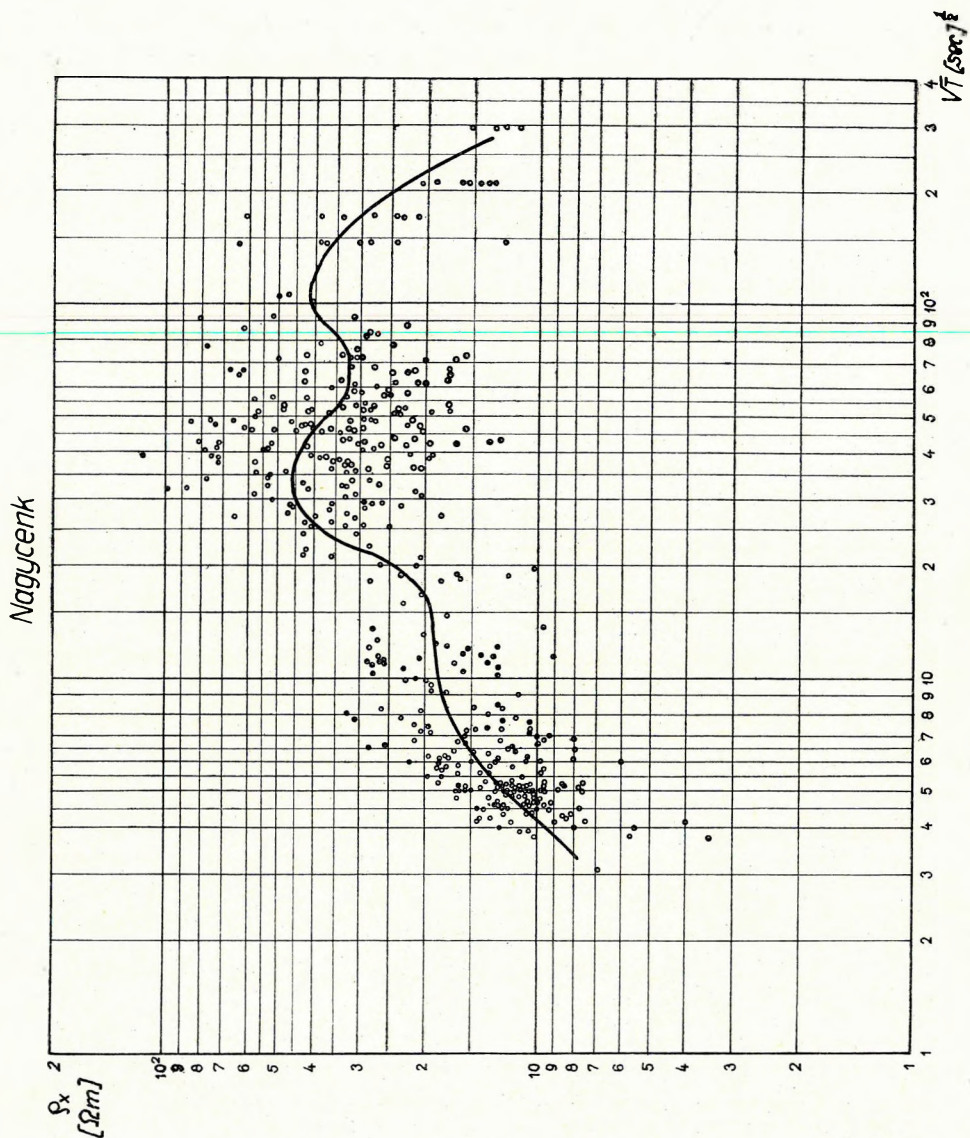
2. A Nagycenk melletti obszervatórium magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbéi (MTSz)

2.1. Mérés- és módszertechnikai kérdések

Az obszervatórium MTSz-görbéit $\sqrt{T} = 10$ [sec]^{1/2} értékig elektromágneses gyorsregisztrátumok (2 cm/perc filmelőtolás) $\sqrt{T} = 10 - 20$ [sec]^{1/2} értékeknél, az adatok átfedése miatt mind gyors-, mind lassú regisztrátumok (2 cm/óra tellurikus, 1,5 cm/óra a föld mágneses regisztrátumoknál a filmelőtolás), $\sqrt{T} > 20$ [sec]^{1/2}-nél pedig lassú regisztrátumok alapján határoztuk meg. (L. 1/a, 1/b ábrát és a 2. ábrán az a -t és b -t).

A földmágneses gyorsregisztrálás nagypermeabilitású maggal (permalloy-C) ellátott indukciós tekercs segítségével történt, amelyet egy (tranzisztoros) egyenáramú erősítő közbeiktatásával csatlakoztattunk a (T9 típusú) fotoregisztrálóhoz. A perióduskarakterisztikát forgó mágnessel, illetve 10 sec-nál kisebb periódusoknál kisfrekvenciás generátorral vettük fel. A műszer állandó ellenőrzése és hitelesítése is a fenti eszközökkel történt. Az alkalmazott, de nem maximális érzékenység $T = 8$ sec-nál $3,3 \cdot 10^{-3} \gamma/\text{mm} \sim 300 \text{ mm}/\gamma$ volt. A korábban magnetométerrel (Askania magnetométer differenciál fényelemes átalakítóval) felvett pulzációs görbeszakasz pontjai jól egyeznek az újabb eredményekkel, ami az indukciós elven működő érzékelő (magos tekercs) megbízhatóságának igazolásául is szolgál.

A földmágneses lassú regisztrátumok az obszervatórium DAN LA' COUR-féle variométereivel készültek.

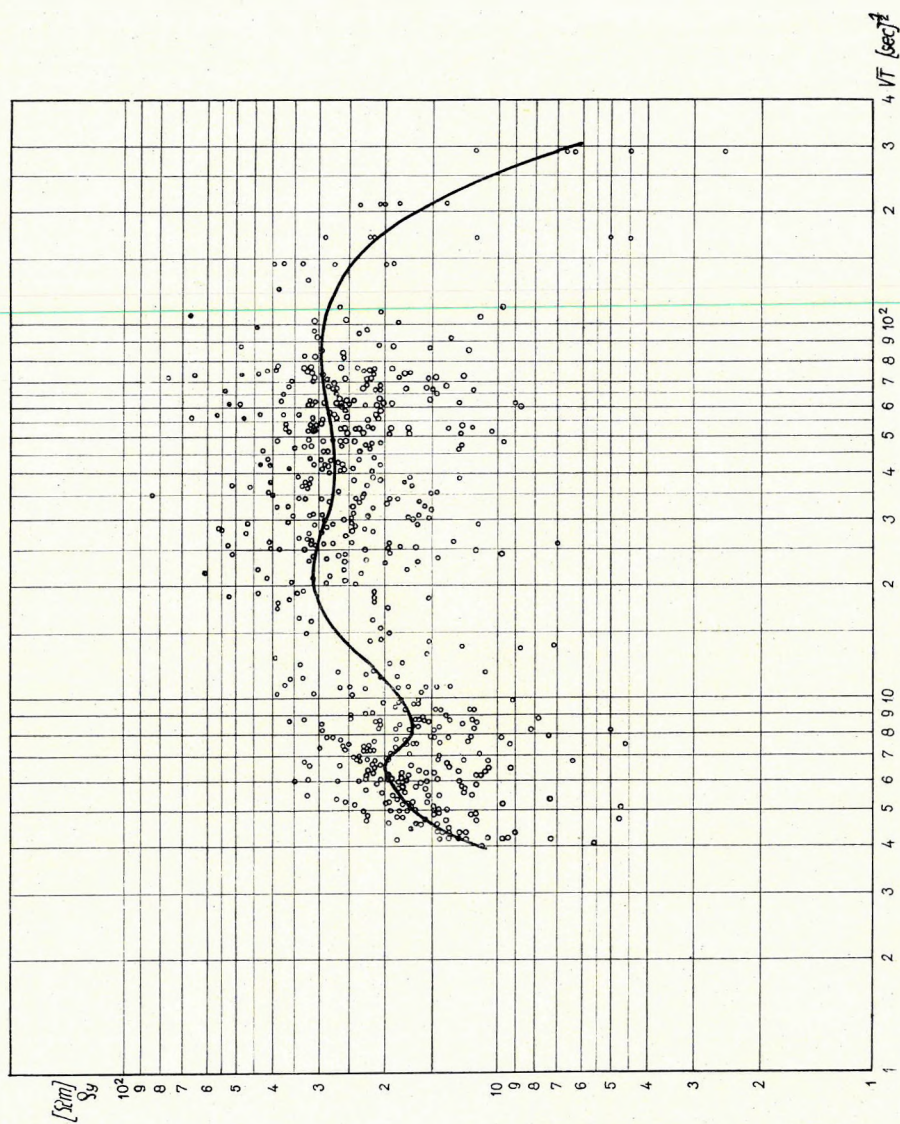


1/a. ábra. q_x magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbe pontszóródása a Nagyecenk melletti obszervatóriumban

Фиг. 1/a. Разброс точек по кривой q_x магнитотеллурического частотного зондирования в обсерватории при с. Надьценк

Fig. 1/a. Scattering of points on the curve q_x of magnetotelluric frequency sounding at the Nagyecenk observatory

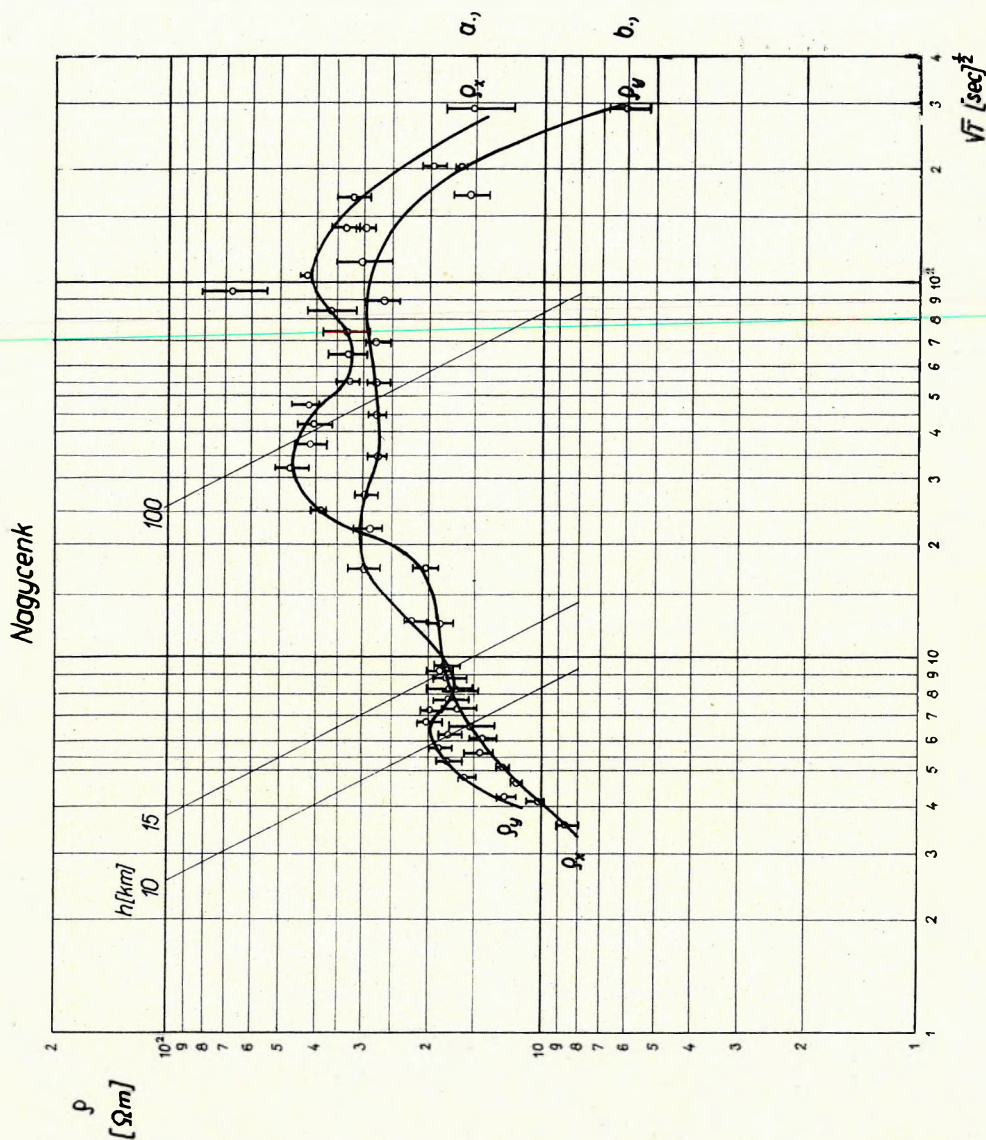
Nagyecenk.



1/b. ábra. Q_y magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbe pontszóródása a Nagyecenk melletti obszervatóriumban

Фиг. 1/б. Разброс точек по кривой Q_y магнитотеллурического частотного зондирования в обсерватории при с. Надьценк

Fig. 1/b. Scattering of points on the curve Q_y of magnetotelluric frequency sounding at the Nagyecenk observatory



2/a. ábra. f_x magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbe középváltozatok Nagyecenk melletti obszervatóriumában

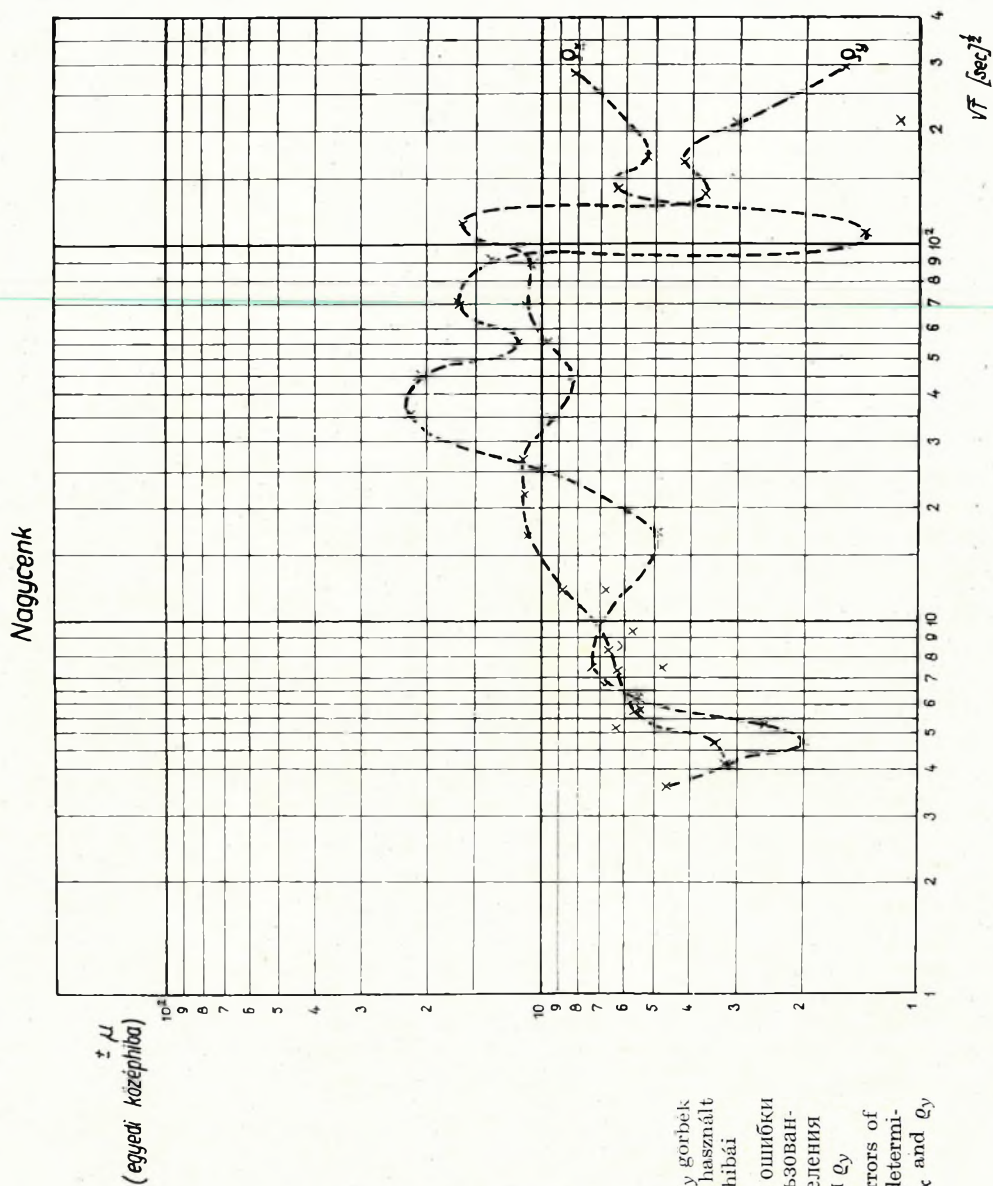
2/b. ábra. f_y magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbe középváltozatok Nagyecenk melletti obszervatóriumában

Fig. 2/a. Kривая f_x магнитотеллурического частотного зондирования со средними ошибками в обсерватории при с. Nagyecenk

Fig. 2/b. Kривая f_y магнитотеллурического частотного зондирования со средними ошибками в обсерватории при с. Nagyecenk

Fig. 2/a. Curve f_x of magnetotelluric frequency sounding with mean errors at the Nagyecenk observatory

Fig. 2/b. Curve f_y of magnetotelluric frequency sounding with mean errors at the Nagyecenk observatory



2/c. ábra. q_x és q_y görbék meghatározására használt értékek középhibái

Фиг. 2/в. Средние ошибки значений, использованных для определения кривых q_x и q_y

Fig. 2/c. Mean errors of values used for determining the curves q_x and q_y

$\sqrt{T} = 10 \text{ [sec]}^{\frac{1}{2}}$ -ig a pulzációknak megfelelő MTSz görberészt $\Delta\sqrt{T} = 0,5$ -es szakaszokra bontva átlag 20–20 egyedileg kiolvasott változással határoztuk meg. A relatív középhiba a sok adatnak megfelelően ritkán nagyobb $\pm 10\%$ -nál.

$\sqrt{T} > 10 \text{ [sec]}^{\frac{1}{2}}$ esetén az adatok összevonása a középhibaszámitáshoz nagyobb $\Delta\sqrt{T}$ értékenként történt. Általában $\Delta\sqrt{T} \cong 5$. Az egyes szakaszok jellemzésére felhasznált adatok száma különböző és rendszerint 20-nál több, esetenként, kritikus szakaszoknál ennek többszöröse. A $\sqrt{T} > 10 \text{ [sec]}^{\frac{1}{2}}$ -es szakasznak a bizonytalanságával az alábbi indokok miatt külön fejezetben foglalkozunk. (2/c. ábra.)

Az MTSz pulzációs szakaszának meghatározása egyedileg kiválogatott szinuszos változások segítségével nem jelentett nehézséget, mert főként a petípusú folyamatos pulzációsorozatban az egymásnak megfelelő tellurikus és földmágneses amplitúdókat ki lehetett jelölni. (Lényeges fázistolások nem jelentkeztek az ún. S-intervallumban.) A nagyobb periódusú változásoknál, főként az 1 óránál nagyobb periódusú öbölháborgásoknál a következő lényeges különbségek mutatkoznak a pulzációs szakaszhoz viszonyítva:

1. A változások többnyire egyedi jellegűek, azaz egy nyugalmi szintből emelkednek ki szinuszoidális formákkal a regisztrátumon.

2. Jelentős fázistolások vannak az összetartozó földmágneses és tellurikus komponensek között (ÁDÁM, 1964).

A fentiekből adódóan részben a periódus meghatározása, részben pedig az amplitúdók kijelölése bizonytalanná válhatik. Erre jellemző példaként emlékeztetünk azokra a nehézségekre is, amelyek az obszervatóriumi, periódusbontással történő adatfeldolgozásnál a 4. ($T = 12 - 24$ perc) és 5. ($T = 24 - 60$ perc) periódusosztályba tartozó változások elkülönítésénél jelentkeznek. A jelentős, $70 - 90^\circ$ körüli fázistolás (induktív hatás) ezeknél az egyetlen hullámból álló változásoknál látszólagos perióduskettőzéshez vezethet a tellurikus regisztrátumon a mágneses változáshoz viszonyítva (WALLNER, 1962). Így ugyanaz a változás a tellurikus regisztrátum feldolgozásánál a 4., a földmágneses feldolgozásnál pedig az 5. periódusosztályba kerülhet. A magnetotellurikus kiértékelő főként erősen aszimmetrikus (teljes hullámban a nyugalmi szinthez viszonyítva a + és – amplitúdó eltér) változásoknál hajlamos a tellurikus regisztrátumon csak a nagyobb amplitúdójú hullámot kiolvasni. Ez az elhanyagolás csökkenti a látszólagos fajlagos ellenállás (ϱ) értékét. Így például tellurikus keleti komponensben a hullám teljes amplitúdójának kiolvasásakor kapott ϱ_y -érték: 29,9, csak a nulla tengelytől mért nagyobbik amplitúdó kiolvasásakor pedig $14,1 \Omega\text{m}$ (11 adat átlagértéke). Perióduskettőzés nélküli, de ugyanolyan periódusú változások felhasználásával ϱ_y értékére 21,8, illetve $23,4 \Omega\text{m}$ -t kapott két független kiértékelő (21 adat átlagértéke). A különbség itt a kiolvasásnál elkövetett személyi hibából adódik. Helyes értékek meghatározásához célszerű tehát olyan változásokat kikeresni, amelyeknél perióduskettőzés nincs, amíg a fenti kérdést frekvencia-analízissel nem tisztázzuk.

22. A MTSz görbék megbízhatósága és a görbék változásainak indikációja az eloszlási diagramokban a $\sqrt{T} > 10[\text{sec}^{\frac{1}{2}}]$ periódusoknál

Ha a $\varrho(\sqrt{T})$ magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbéken a pontok szórását tanulmányozzuk, azt a következtetést kell leszűrni, hogy a görbe kellő pontosságú meghatározásához általában sok (egy-egy ponthoz legalább 10) adatot kell feldolgoznunk. Ez a munka történhetik a kvaziszinuszos változások egyedi kiválasztásával, vagy frekvenciaanalízis energiaspektrumával. Minthogy egyelőre az előbbi eljárást alkalmaztuk, most az egyedi változások válogatásának eredményét értékeljük az adatok megbízhatósága szempontjából. Mint ismeretes, a látszólagos fajlagos ellenállás relatív hibája a jólismert

$$\varrho = 0,2 T \left(\frac{E}{H} \right)^2 \quad (1)$$

összefüggés alapján

$$\pm \frac{\mu_n}{\varrho} = \pm \frac{\mu_T}{T} \pm 2 \frac{\mu_H}{H} \pm 2 \frac{\mu_E}{E} \quad (2)$$

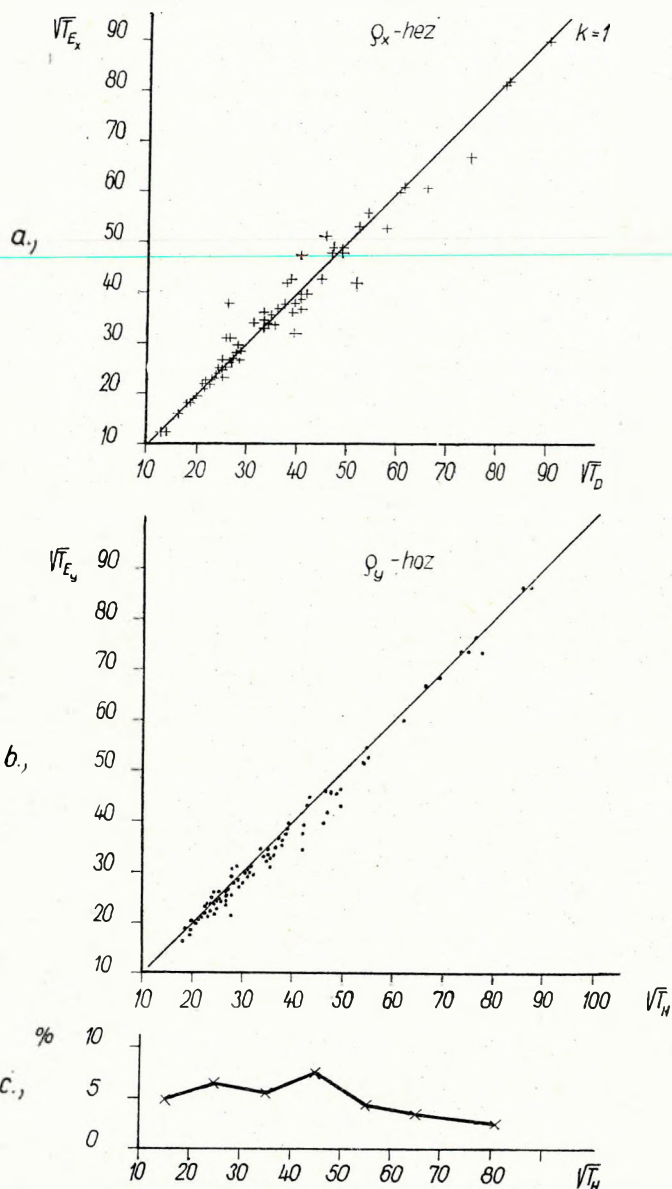
képletből adódik.

Ennek megfelelően a periódus és az összetartozó térerősség-amplitúdók bizonytalanságát kell megvizsgálnunk.

A periódus megbízhatóságát fokozhatjuk, ha mind a földmágneses, mind pedig a tellurikus komponens esetében kiolvassuk a regisztrátumból a periódust. Ez az eljárás lehetővé teszi a kiolvasott periódus középhibájának meghatározását. Ha az összetartozó periódusértékeket egymás függvényében ábrázoljuk, statisztikus képet kapunk a periódusmeghatározás pontosságáról a periódus függvényében. A Nagycenk melletti obszervatóriumból a 3. ábrán mutatunk ilyen periódusdiagramokat. Az $E_x - H_y$ ($\sim D$) térerősségeknél a periódus meghatározása bizonytalanabb, mint $E_y - H_x$ ($\sim H$)-nál; mindkét komponens-párnál fokozatosan romlik a nagyobb periódusok felé. A szórás az ábrán $\sqrt{T} = 40 - 50 [\text{sec}^{\frac{1}{2}}]$ -nél éri el a maximumát. (Mint látni fogjuk, ez az eloszlási diagramok jelentős torzulását eredményezi.) A periódus kiolvasási pontossága: $(\pm 0,2 \text{ mm}) \sim 48 \text{ sec}$ a földmágneses (filmelőtolás 15 mm/óra) és $\sim 36 \text{ sec}$ a tellurikus (filmelőtolás 20 mm/óra) felvételeken. A 3/c ábra szerint a két periódusadat, eltekintve a $\sqrt{T} = 40 - 50$ -es sávól nem tér el egymástól jelentősen. Ez a vizsgálat is igazolja azt, amit a nagyobb periódusú változások periódusának meghatározásával kapcsolatban az előző fejezetben leírtunk.

Az amplitúdó meghatározása különösen a H_y ($\sim D$) mágneses komponens esetében bizonytalan. Ez természetesen adódik a D variométerek nagy skálaértékéből (ε). Így pl. a Nagycenk melletti obszervatóriumban $\varepsilon_D = 5,32 \gamma/\text{mm}$, míg $\varepsilon_H = 1,64 \gamma/\text{mm}$. Ennek megfelelően a változások amplitúdója különösen $\sqrt{T} < 30 - 40 [\text{sec}^{\frac{1}{2}}]$ -nél igen kicsi, és ezért már a kiolvasási hiba ($\pm 0,2 \text{ mm}$) a ϱ_x értékek nagy szóródását eredményezi a $\varrho_x(\sqrt{T})$ görbén, nem is beszélve az elektromágneses forrás, valamint az általa inhomogenitásából, anizotrópiájából.

Nagycenk



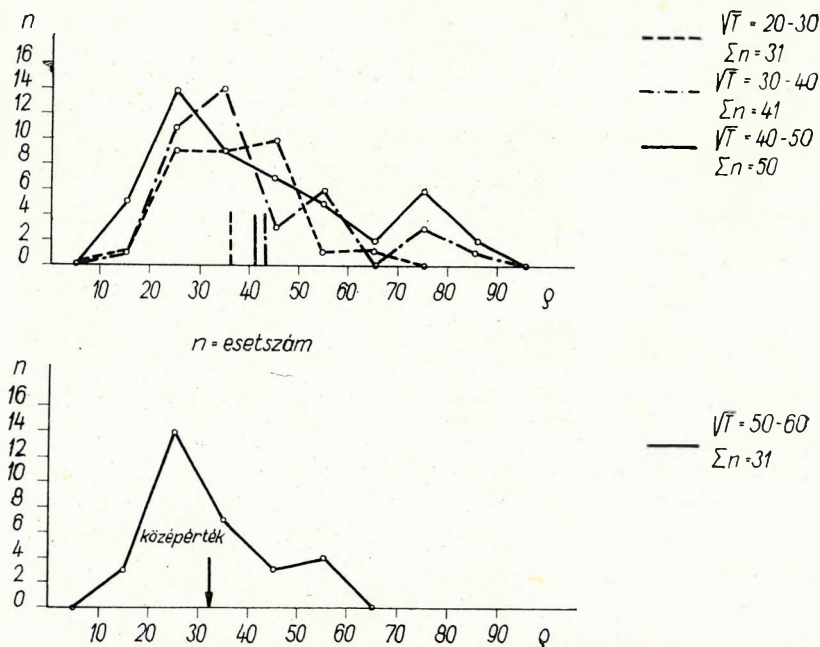
3. ábra. Összefüggés a tellurikus és mágneses komponens alapján meghatározott periódusok között $\sqrt{T} \approx 10$ értékek esetén a Nagycenk melletti obszervatóriumban

Фиг. 3. Связь между периодами, определенными по теллурической и магнитной составляющей при значениях $\sqrt{T} \approx 10$ в обсерватории при с. Надьценк

Fig. 3. Relationship between periods, determined on the basis of telluric and magnetic components for values $\sqrt{T} \approx 10$ at the Nagycenk observatory

ból származó pontszóródásról. A D -nél pl. a változások a 68%-a 2,5 mm-nél kisebb, sőt 49%-a kisebb, mint 1,5 mm (2 esettől eltekintve mind a $\sqrt{T} < 30-40$ [sec^{-1/2}] tartományban.) Hibátlanak tételezve fel a tellurikus térerősség értékét, a $\pm 0,2$ mm-es kiolvasási hiba 1,5 mm-es amplitúdót választva D -re, a ϱ_x értékében $\sim 26\%$ -os relatív hibát eredményez. Ez a hiba lényegesen nagyobb a tellurikus komponensekben jelentkező bizonytalanságnál, így arra nem térünk ki.

Ha a fenti feldolgozási hibákból, továbbá a CAGNIARD-féle elmélet feltevéseinek nem teljesüléséből származó (síkhullám, forrás-dimenziók, altalaj horizontális inhomogenitásai stb.) pontszóródás alapján bizonyos sávokban, pl. $\Delta\sqrt{T} = 10$ értékenként megszerkesztjük a ϱ értékek eloszlási diagramját, egyes sávokban a GAUSS, ill. PEARSON eloszlásnak megfelelő görbéket kapunk, más diagramok torzultak: a csúcs kiszélesedése vagy megkettőződése mutatkozik. Így a 4. ábrán fent $\sqrt{T} = 40-50$ [sec^{-1/2}] között. Az eloszlási diagramoknak ez a tulajdonsága a $\varrho(\sqrt{T})$ görbék változásainak indikációja lehet.¹ Ha a Nagycenk melletti obszervatórium (E_x/H_y) impedancia alapján szerkesztett $\varrho_x(\sqrt{T})$ görbéjét megvizsgáljuk a 4. ábrán bemutatott eloszlások is erre utalnak.



4. ábra. ϱ értékek eloszlása különböző \sqrt{T} tartományokban

Фиг. 4. Распределение значений ϱ в разных диапазонах \sqrt{T}

Fig. 4. Distribution of values ϱ in various \sqrt{T} domains

¹ U. a. periódus hibája miatt a görbe szomszédos szakaszából kerülnek át pontok, amelyek már a megváltozott ϱ értékekkel jelentkeznek. Így a csúcsot az eloszlási diagramban meglapossítják, esetleg megkettőzik.

Megjegyezzük még, hogy az eloszlási görbe kettősségét akkor is megtartja, ha a vizsgált sávot felezzük (pl. $\sqrt{T} = 40 - 50$ helyett $\sqrt{T} = 40 - 45$ -t és $\sqrt{T} = 45 - 50$ -t külön vizsgáljuk). Ez a $\pm \mu_T$ említett bizonytalanságából következik. Hasonló hatás mutatkozik a tihanyi magnetotellurikus görbékben, vagy FOURNIER GARCHY-i q_{EW} görbéjén $\sqrt{T} = 30 - 100$ [$\text{sec}^{-\frac{1}{2}}$] között (FOURNIER, 1963).

A 2/c ábrán az egyes $\Delta\sqrt{T}$ sávokra kiszámított egyedi középhibákat mutatjuk be. (Nem a középérték középhibáját!) Ezek közelítőleg a q görbét követik, másszóval a százalékos hiba közel állandó (a q_x görbénél 20–55%, átlagosan 40%, a q_y görbénél 25–40%, átlagosan 35% a relatív, százalékos hiba) egy-egy meghatározás esetére, a napi járásból számított értékeken kívül.

A középérték $\pm \mu_e$ középhibáit a 2/a–2/b ábrán tüntettük fel. Ezek nagysága természetesen a $\mu_e = \pm \sqrt{\frac{[vv]}{n(n-1)}}$ kifejezésének megfelelően lényegesen kisebb, mint az egyedi értéké.

q_x görbénél a középhiba határai: $\pm 1,5 \Omega\text{m}$ és $\pm 6,11 \Omega\text{m}$

q_y görbénél a középhiba határai: $\pm 1,23 \Omega\text{m}$ és $\pm 2,7 \Omega\text{m}$

(Ezekben a napi járásból számított értékek bizonytalansága nem szerepel. A százalékos középhiba határai: 5 és 15%.)

23. A magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbék értelmezése

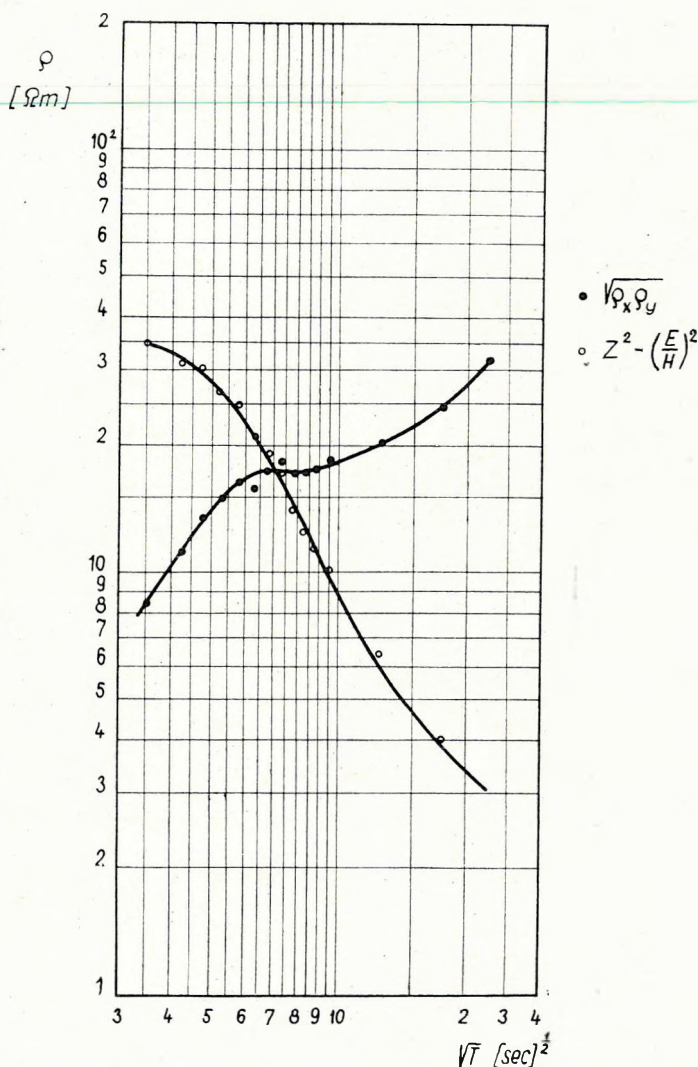
Bár korábbi tanulmányainkban közölt (ÁDÁM, 1964/a) magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbék (N_1, N_2) kevés adatukkal vázlatosak voltak, a mostani többszáz adattal részletesebben kirajzolt görbék (1., 2. ábra) főbb jellegzetességeit tartalmazták. Ennek megfelelően a kéreg- és a felső köpeny elektromos felépítéséről sem alkothatunk új képet a Nagycenk melletti obszervatóriumra nézve a lényeges vonásokban.

A vertikális elektromos szelvényben három jelentős változás mutatkozik. [A közelítő mélységadatokat (h) grafikus eljárással határoztuk meg (FOURNIER, 1965). A jólvezető réteg mélységét (h) megadó néhány tájékoztató egye-

nest a $h = \frac{\sqrt{10 \cdot \rho \cdot T}}{8}$ összefüggésnek megfelelően berajzoltunk a 2/a–b ábrára.]

Mind a q_x , mind a q_y görbe jelzi a q_∞ -szintnek (medencealjzatnak) megfelelő ellenállásnövekedést. Ebben az első változás a q_y görbén jelentkezik határozottabban. Az ellenállás $\sqrt{T} = 6,75$ -től kezdve csökken. A jólvezető réteg mélysége mintegy 12 km. A réteg indikációjának kell tekinteni a q_x görbe ellaposodását is. Ennek a rétegnek a magyarázatával egyelőre nem tudunk érdemben foglalkozni. A második változás, amely a MTSz görbék növekvő tendenciáját megszakítja, a q_x görbében mutatkozik erőteljesebben ($\sqrt{T} = 35$ -től kezdődően) és megfelel annak az anomáliának, amelyet korábbi feltevéseinkben a szeizmikus kissebességű rétegnek (GUTENBERG-féle öv) tulajdonítottunk (ÁDÁM, 1964/a). Ennek mélysége az újabb görbe szerint nagyobb, kb. 100–110 km. (A kevésbé jól meghatározott korábbi q_x görbe alapján 70–80 km-es mélységet

határoztunk meg.) Ez az ország belsejében észlelt átlag 60–70 km mélységekhez viszonyítva tükrözheti a geotermikus képen az ország Ny-i felében jelentkező változást. A ϱ_y görbének is van $\sqrt{T} = 20-25$ -től kezdődően gyenge indikációja. A harmadik változást az S_q harmonikusaival számított ellenállásértékek jelzik, mintegy 250–400 km mélységtartományban. Ez a felső köpenyben levő kőzet-fázisváltozások következtében fellépő ellenállás-csökkenés.



5. ábra. $\sqrt{\varrho_x \varrho_y}$ és Z^2 görbék a Nagycenk melletti obszervatóriumban

Фиг. 5. Кривые $\sqrt{\varrho_x \varrho_y}$ и Z^2 в обсерватории при с. Надьценк

Fig. 5. Curves $\sqrt{\varrho_x \varrho_y}$ and Z^2 at the Nagycenk observatory

A ϱ_x és ϱ_y görbe, amint az a fentiekből is kiviláglik, az altalaj elektromos anizotrópiájára utal, nemcsak a pulzációknak megfelelő felszínközeli rétegekben, hanem a mélyebb övekben is. A MTSz-szondázás is igazolja az anizotrópiának azt a változását, amelyet a pulzációk, az öbölháborgások, valamint az S_q periódustartomány között kimutattunk (ÁDÁM, 1965).

A relatív tellurikus frekvenciaszondázások szemszögéből nézve nagy jelentősége van a bázis, esetünkben az obszervatóriumi altalaj elektromos felépítésének. Minthogy a relatív tellurikus frekvenciaszondázások jórészt csak a pulzációk periódustartományára terjednek ki, a további elemzéseinkbe a MTSz-görbének is csak ennek megfelelő szakaszát vonjuk be. A relatív tellurikus frekvenciaszondázásoknál a periódus függvényében a relatív ellipszisz területét ábrázoljuk. Így az obszervatórium altalaj-hatásának kiszűrésekor sem használhatjuk külön-külön a ϱ_x és ϱ_y , MTSz görbét, hanem csak a $\varrho_{xy} = \sqrt{\varrho_x \varrho_y}$ átlaggörbét (L. 5. ábrát). A frekvenciaszondázást jellemző paramétereink az obszervatóriumi MTSz átlaggörbénél:

	t_{10-25} + 37,5	t_{25-100} + 9	$t_{100-500}$ + 14,6
azaz	$\varrho_{25}/\varrho_{10}$ 1,94	$\varrho_{100}/\varrho_{25}$ 1,36	$\varrho_{500}/\varrho_{100}$ 1,73

ahol a t a görbe átlagos iránytangense, az indexben megadott periódushatárok között. (L. részletesen a 3.2 fejezetben.)

3. A relatív tellurikus mérések értelmezése

31. A tellurikus izoareatérkép $T = 25$ sec-os változások esetén

A tellurikus kutatásnál egy-egy pont bemérésére szánt idő többnyire csak arra elegendő, hogy a pulzációs spektrum legnagyobb gyakoriságú változásával $T = 20-30$ sec-os pulzációkkal tájékozódjunk az altalaj felépítéséről. Az így kapott információ, az S -intervallum periódushatárait jellemző egyenlőtlenség (BERDICSEVSZKIJ, 1959), valamint a Magyar Medence mélység- és átlagos üledékellenállás értékei alapján a horizontális vezetőképességet (S) adja meg. (A ritka, 3–4 km-nél mélyebb medencerészeknél esetleg korrekció szükséges.)

A vizsgálatainkban feldolgozott bázisregisztrátumokból mi is ennek a 20–30 sec-os periódusnak megfelelő izoareaértéket tudtuk leggyakrabban meghatározni. A Nagycenk melletti obszervatóriumra vonatkoztatott egységes országos izoareatérképünket (6. ábra) ezekkel az adatokkal szerkesztettük meg. Ez, mint azt korábbi munkáinkban többször hangsúlyoztuk, segítséget ad az ipari tellurikus mérések adatai alapján az egész országot beborító egységes tellurikus térkép megszerkesztéséhez.

Bemutatott térképünk az alapkőzet mélységviszonyairól csak az ellenálláskorrekció elvégzése után adhat számszerű képet. Mint ismeretes, ennek szükségességét megítélhetjük, ha fúrásból, vagy esetleg szeizmikus mérésekből meghatározott mélységértékekkel vetjük össze tellurikus adatainkat és az összefüggéseket közös koordináta-rendszerben ábrázoljuk. Mindaddig csupán tájé-

kozódó jelleggel végeztünk adatainkkal hasonló jellegű vizsgálatot, hogy az országos (regionális) átlagos üledék ellenállásviszonyokról felvilágosítást kapjunk. A mélységértékeket KÖRÖSSY LÁSZLÓNAK a kristályos medencealjzat mélységviszonyairól szerkesztett térképéről vettük. A 7. ábránkon a reciprok

ellipszis területét $\left(\frac{1}{A} = \frac{F \text{ obszerv.}}{F \text{ mozgó áll.}} \right)$ ábrázoltuk a ϱ_{∞} szintnek tekintett

kristályos medencealjzat mélységének függvényében. A tellurikus paraméter és a mélység összefügg. A pontszóródás oka az üledék fajlagos ellenállásának változásán és szerkezeti hatásokon kívül a mélységbecslés bizonytalansága is lehet.² Ha a Nagycenk melletti obszervatórium alatt a ϱ_{∞} -szint mélységét a szeizmikus adat alapján 1500 m-nek vesszük fel, akkor a kapcsolatot

jellemző egyenesnek $\left(\frac{1}{A} = 1, h = 1,5 \right)$ ponton kellene keresztül mennie. He-

lyette a mediánok közé interpolált egyenes az $\left(\frac{1}{A} = 1, h = 2 \right)$ ponton megy át. Ezt többféleképpen indokolhatjuk.

1. az ország átlagos üledékellenállása nagyobb, mint az obszervatórium altalajában levő üledékeké;
2. az ország átlagos üledék-medencealjzat ellenállásviszonya nagyobb, mint ua. az obszervatórium altalajában.

A 2. indok kevésbé valószínű, ha figyelembe vesszük azt, hogy az obszervatórium alatt a medencealjzat a Soproni Hegység kristályos palája.

Így az 1. feltevést kell elfogadnunk. Számításunkban a Nagycenk melletti obszervatórium impedanciájából célszerű kiindulnunk (L. 5. ábrát). $Z_{eff} = \sqrt{Z_x Z_y}$ -ből (az 5. ábra szerint $T = 25$ sec körül az S -intervallumnak megfelelően Z -nek közel állandó értéke van) a magnetotellurikus szelvényezés képletével (BERDICSEVSKIJ, BRJUNELLI 1959) számított horizontális vezető-képesség $S = 457 \Omega^{-1}$. Ebből $\varrho_{\bar{u}} = 3,3 \Omega\text{m}$, $h = 1500$ m mellett. Az országos átlagot jellemző $\frac{1}{A}(h)$ függvény szerint az $\frac{1}{A} = 1$ értékének $h = 2000$ m felel meg. Így

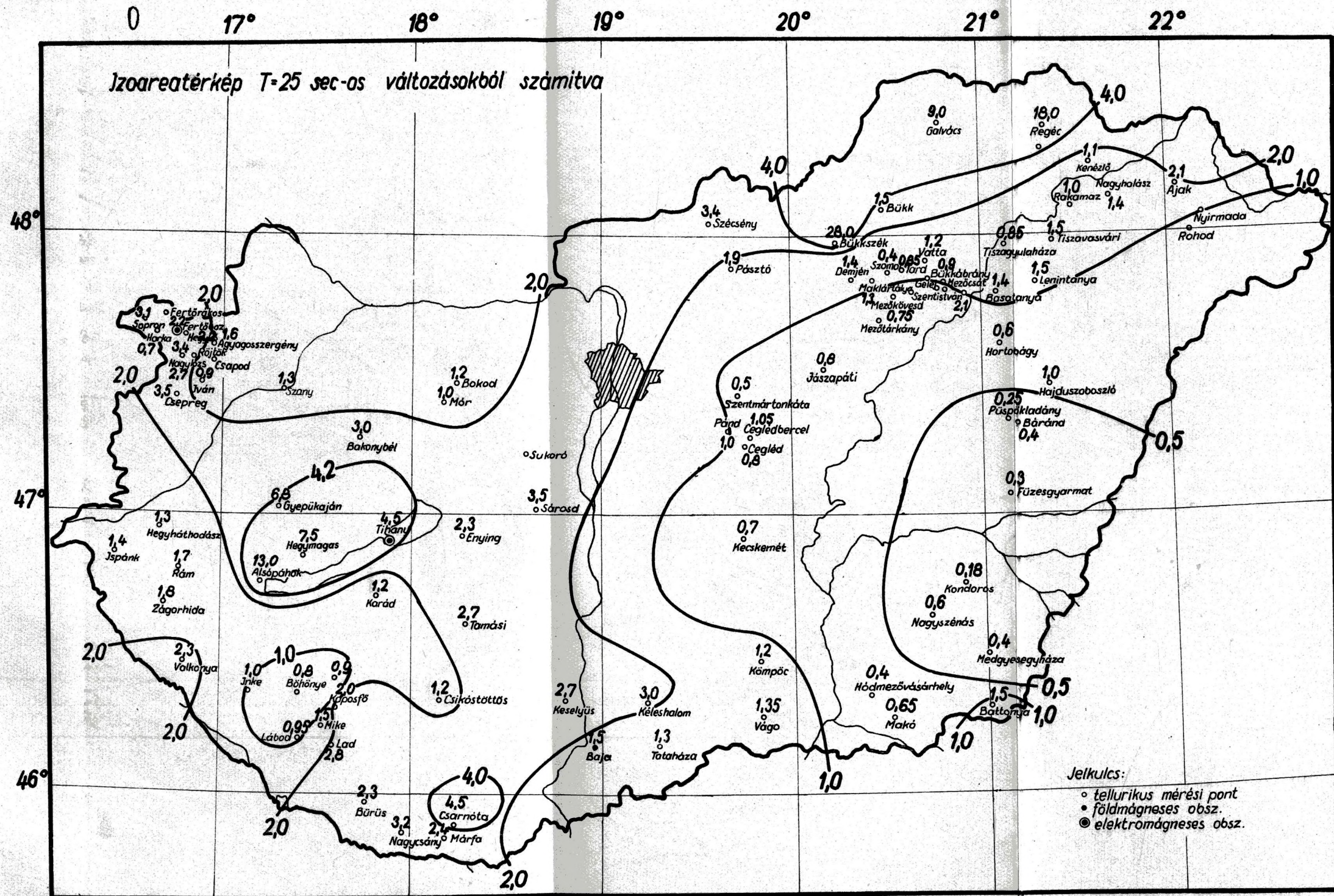
$$S = 457 = \frac{2000}{\varrho \text{ ü. orsz.}}$$

összefüggésből az országos átlagos üledékellenállásra $\varrho_{\bar{u}, \text{ orsz.}} = 4,37 \sim 4,4 \Omega\text{m-t}$ kapunk.

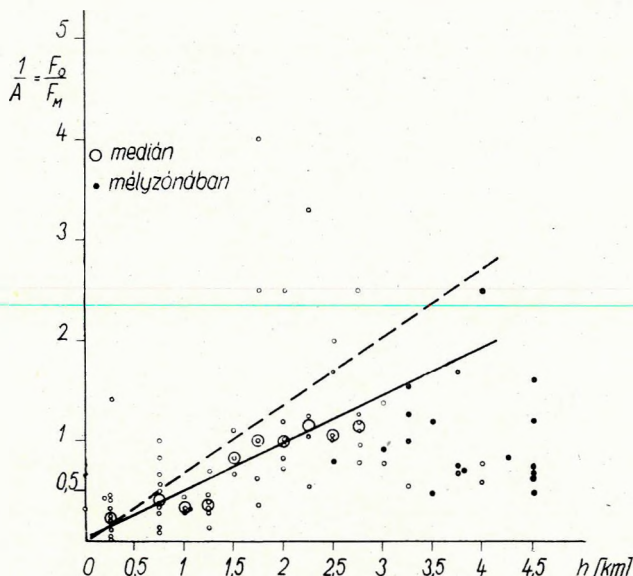
A 7. ábra ponteloszlásának további jellegzetessége még a nagy mélységeknél levő pontok kis $\frac{1}{A}$ értéke. (Ezek között a mélyzónabeli pontokat külön

megjelöltük.) Ez arra utal, hogy a medenceüledékek, így a flis (10–200 Ωm , SZÉNÁS, 1965) és a vulkáni származékok (NYITRAY, 1963) jelentős része rosszabb vezető és tellurikus szempontból már vezérszintként is jelentkezhetik.

² Ezt a függvényt kisebb, szerkezetileg azonos felépítésű és homogén üledékellenállású területen pontosabban lehet meghatározni és ez szolgál alapul a komplex geoelektromos kutatásokban a vizsgált területen a ϱ_{∞} szint mélységének számítására.



6. ábra. Izoareatérkép Magyarországról T = 25 sec-os változásokból számítva
 Фиг. 6. Карта одинаковых площадей для территории Венгрии по вариациям T = 25 сек.
 Fig. 6. Isoareal map for Hungary as computed with T = 25 sec variations



7. ábra. Az inverz relatív tellurikus ellipszis területe ($1/A$) és a Kőrössy-féle kristályos medence aljzat térképről vett mélységértékek (h) közötti összefüggés

Фиг. 7. Связь между площадью обратного относительного теллурического эллипса ($1/A$) и значениями глубины, взятых с карты Кёрёши кристаллического основания бассейна
Fig. 7. Relationship between the area of inverse relative telluric ellipse ($1/A$) and the depth values (h) taken from the map of crystalline bottom of the Hungarian basin, compiled by Kőrössy

A korábban közölt izoareatérképünk (ÁDÁM, VERŐ, 1964) az újabb pontok révén lényegesen nem változott. A 6. ábrán jobban kirajzolódnak a D-Dunántúli szerkezetek (Somogy–Zala) ahová az újabb pontok esnek. Ezek egy részéről a Geofizikai Közleményekben bővebb anyag felhasználásával (ERKEL, HOBOT, SZABADVÁRY, 1964) kimerítő értékelés jelent meg.

32. Relatív tellurikus frekvenciaszondázások értelmezése

Az újabb szondázási anyag ismertetése előtt áttekintjük azokat a vizsgálatokat, amelyekre a relatív tellurikus frekvenciaszondázásaink értelmezését felépítettük. Ezt most a számítási alap, a Nagycenk melletti obszervatórium magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbéjének pontosabb meghatározása indokolja, mert így lehetővé vált bizonyos átszámítások elvégzése.

A regisztrátumokat a különböző átlagperiódusú szakaszok szétválasztása után a tangens módszerrel (VERŐ, 1962) dolgozzuk fel és eredményül abszolút, majd ezekből relatív tellurikus ellipsziseket kapunk. A szondázási görbéken a periódus függvényében a relatív tellurikus ellipszisek területét (A) ábrázoljuk és ezekkel számítjuk a frekvenciaszondázási görbék tendenciáit $T = 10, 25, 100, 500, (1000)$ sec-os periódusok között.

Adva van tehát:

$$A_T = \left(\frac{F_M}{F_B} \right)_T = \mu_T^2 = \left(\frac{E_M^2}{E_B^2} \right)_T \quad (3)$$

ahol E_M a mozgó, E_B pedig a bázisponton az elektromos térerősség. (A leveztetés egyszerűsítése miatt az abszolút ellipszisek határesetével: körrel számolunk.) μ nem az ugyanígy jelölt középhiba.

Ha a felszínre elektromágneses síkhullám esik be, és a bázis, valamint a mozgó állomás környezetében az altalaj különböző felépítésű ugyan, de horizontálisan egynemű homogén rétegekből áll, akkor a fenti tellurikus paramétert közelítőleg kifejezhetjük a bázis és mozgó állomás impedanciájának (Z) hányadosával (ÁDÁM, 1963; JAKOVLEV, 1965)

$$\mu_T^2 = \left(\frac{E_M^2}{E_B^2} \right)_T = \left(\frac{Z_M^2}{Z_B^2} \right)_T = \left(\frac{\varrho_M}{\varrho_B} \right)_T \quad (4)$$

Ez $\varrho = 0,2 \text{ TZ}^2$

összefüggés alapján tehát megadja az azonos periódusokhoz tartozó megnetotellurikus látszólagos fajlagos ellenállások hányadosát a két pontra vonatkozóan. A relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbék tendenciájának összehasonlítását, a $\varrho(\sqrt{T})$ görbe ábrázolásának megfelelően logaritmikus léptékben kell elvégeznünk, ezért $\mu_{T_1}^2$, $\mu_{T_2}^2$ stb. hányadosából (t) kell kiindulnunk. Így pl. 25 és 100 sec közötti változás jellemzése

$$\frac{\mu_{100}^2}{\mu_{25}^2} = \frac{\left(\frac{Z_M^2}{Z_B^2} \right)_{100}}{\left(\frac{Z_M^2}{Z_B^2} \right)_{25}} = \frac{\frac{Z_{M100}^2}{Z_{B100}^2}}{\frac{Z_{M25}^2}{Z_{B25}^2}} = \frac{\frac{\varrho_{M100}}{\varrho_{B100}}}{\frac{\varrho_{M25}}{\varrho_{B25}}} = \frac{(t_{z^2})_M}{(t_{z^2})_B} = \frac{(t_e)_M}{(t_e)_B} \quad (5)$$

kifejezés alapján történhetik.

Ismerve az obszervatóriumban a magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbék tendenciáit (t) a relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbék jellemzésére felhasznált $t'(:t_{1-4})$ értékek átszámíthatók a mozgó állomás magnetotellurikus frekvenciaszondázási görbéjének tendenciáivá. μ_T^2 értékek alapján a $\varrho(\sqrt{T})$ görbe is megszerkeszthető a mozgó állomáson.

t' értékek számítása az egyes sávok összehasonlítása végett ún. sávkorrekcióval 1 és százalékosan történik:

$$t'_{25-100} = \left(\frac{(t_e)_M}{(t_e)_B} - 1 \right) \frac{25}{100} \text{ ha } \frac{(t_e)_M}{(t_e)_B} > 1 \text{ azaz } t_{25-100} (+) \quad (6/a)$$

$$t_{25-100} = \left(1 - \frac{(t_e)_B}{(t_e)_M} \right) \frac{25}{100} \text{ ha } \frac{(t_e)_M}{(t_e)_B} < 1 \text{ azaz } t_{25-100} (-) \quad (6/b)$$

Ezzel a két formulával biztosítjuk azt, hogy a görbe egyenlő emelkedése (+), illetve esése (−) ugyanakkora, de ellentétes előjelű jellegszámot (t') kapja.

Így a mozgó állomás tendenciáit megkapjuk:

$$t_{eM} = \left(\frac{100}{25} t'_{25-100} + 1 \right) t_{eB} \quad \text{és} \quad (7/a)$$

$$t_{eM} = \frac{t_{eB}}{1 - \frac{100}{25} t'_{25-100}} \quad (7/b)$$

képletek alapján.

Figyelembe véve az obszervatóriumra megadott tendenciákat, a $T = 25$ és 100 sec közötti tartományban a mozgó pont MTSz görbéje párhuzamos a \sqrt{T} tengellyel, ha $t'_{25-100} = -9$. A fenti kifejezések csak közelítő számításra alkalmasak, mert a

$$Z = \frac{E}{H}$$

impedanciában szereplő horizontális mágneses komponens nagy területen már nem állandó s a homogeneitási feltételek sem teljesülnek az altalajban.

Az átszámítás kísérleteként bemutatjuk a bajai földmágneses obszervatórium lassú regisztrátumaival szerkesztett MTSz-görbét (8/a, 8/b ábra). Ezeken feltüntettük azokat a Q értékeket, amelyeket a relatív tellurikus frekvenciaszondázás alapján kaptunk a pulzációk periódustartományában. A két különböző eredetű görbeszakasz illeszkedése az ábrán látható.

A bajai magnetotellurikus görbék közelítő kiértékelése (FOURNIER, 1965) két jólvezető rétegre utal a felső köpenyben, bár a Q_x és Q_y görbén eltérő mélységben

Q_x -görbe	Q_y -görbe
1. réteg mélység: 60–70 km	35–40 km
2. réteg mélység: ~120 km	~130 km

A Q_x és Q_y görbe eltérésnek oka az obszervatórium környékén levő vetődésnek tulajdonítható, amely Kőrössy tektonikai térképe szerint (Kőrössy, 1964) jelentős elvetési magasságú.

Az újabb relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbéknek többnyire csak a 25–100 sec közötti szakaszát tudtuk meghatározni. Így térképünket (L. 9. ábrát) is csak a t'_{25-100} illetve – néhány esetben a 10 sec-ra kapott adatokat is figyelembe véve –, a $t'_{(10)25-100}$ értékekről szerkesztettük meg. Mint azt korábbi munkánkban (ÁDÁM, VERŐ, 1965) kiemeltük, az anomáliák egy része az üledékvastagságnak tulajdonítható. Ennek megfelelően a relatív tellurikus ellipszis területe (A) és t'_{25-100} között is összefüggésnek kell lennie.

10. ábránkon $\frac{1}{A}$ függvényében mutatjuk a t_{25-100} értékeket. Ezek közötti korrelációs tényező $k_1 = 0,29$ (illetve $k_2 = 0,27$, néhány szélső érték elhagyásával), míg az említett tanulmányunkban az üledékvastagság és t_{25-100} között 0,35-ös értéket adtunk meg. Ha az alföldi mélyzónákra (Kőrössy V, VII-el

8/a. ábra. ϱ_x magnetotellurikus frekvenciaszonázási görbe a Bajai obszervatóriumban

8/b. ábra. ϱ_y magnetotellurikus frekvenciaszonázási görbe a Bajai obszervatóriumban

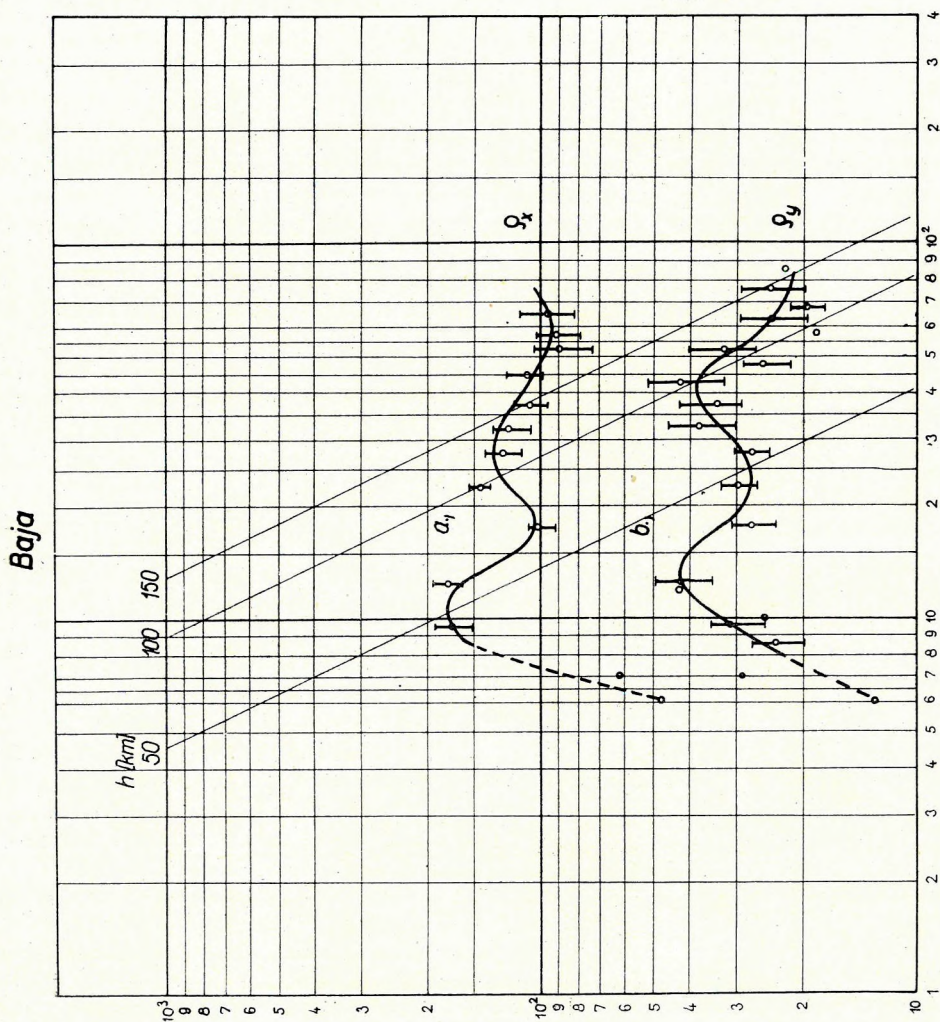
Fig. 8/a. Кривая ϱ_x магнитотеллурического частотного зондирования в обсерватории в г. Бая

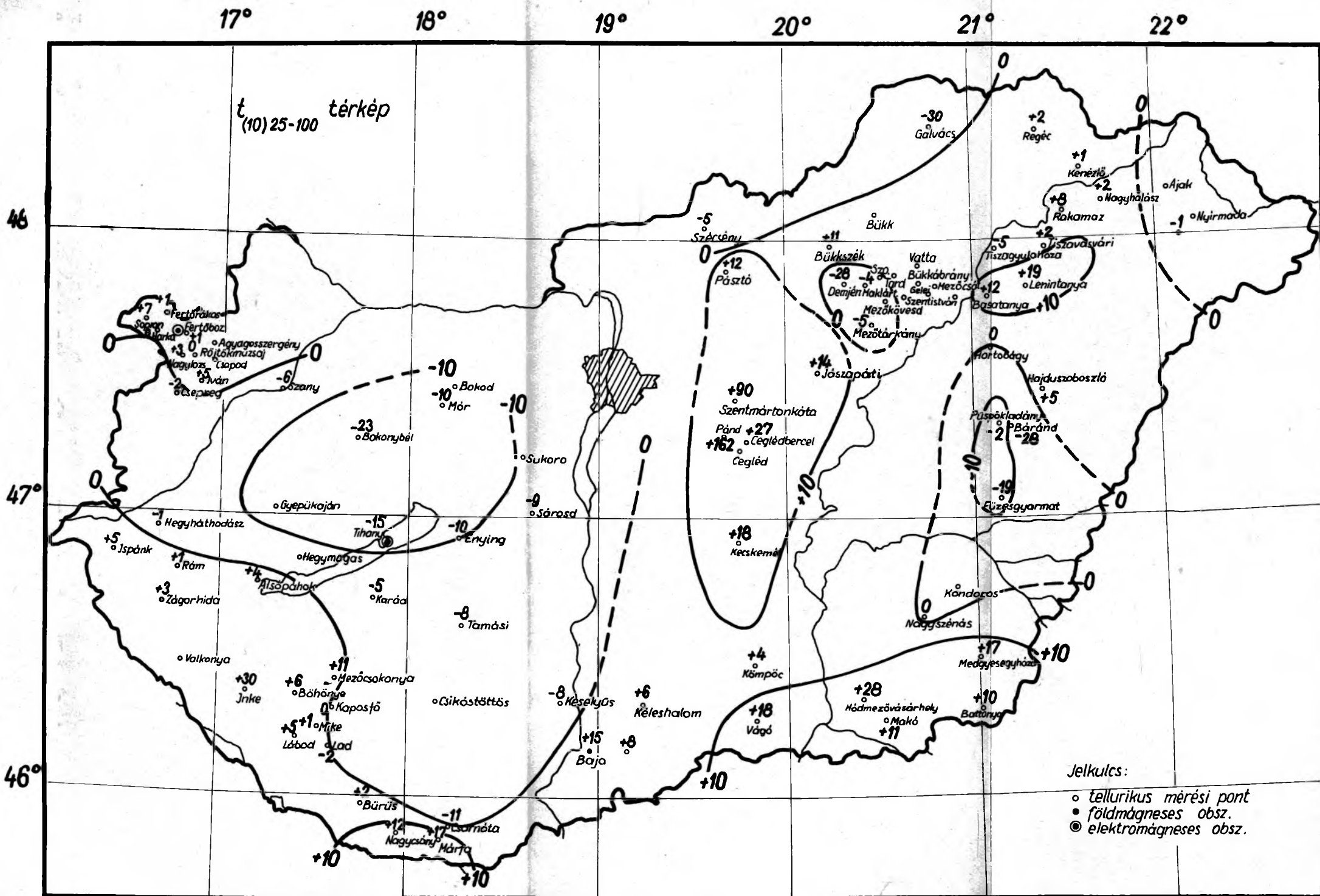
Fig. 8/b. Кривая ϱ_y магнитотеллурического частотного зондирования в обсерватории в г. Бая

Fig. 8/a. Curve ϱ_x of magnetotelluric frequency soundings at the Bajai observatory

Fig. 8/b. Curve ϱ_y of magnetotelluric frequency soundings at the Bajai observatory

MT-us adat
relatív tellurikus mérésből
számított adat

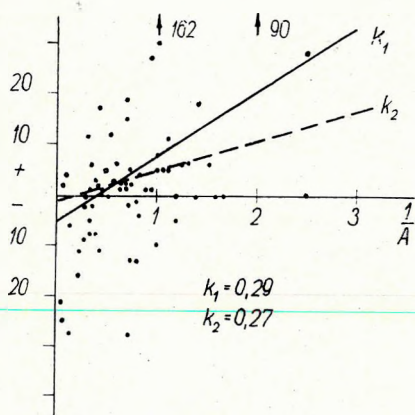




9. ábra. $t_{(10)25-100}$ térkép Magyarországról a relatív tellurikus frekvenciaszondázás alapján
 Фиг. 9. Карта $t_{(10)25-100}$ для территории Венгрии по относительному теллурическому частотному зондированию
 Fig. 9. Map $t_{(10)25-100}$ of Hungary on the basis of relative telluric frequency soundings

jelölt területei, 1964) kapott tendenciákat vizsgáljuk, azok a $t_{25-100}(h)$ diagramban is kiütnek, jelezvén, hogy az elektromos vezérszintet a kristályos aljzat feletti üledékekben kell keresni.

Az új $t_{(10)25-100}$ térképünk pozitív tendenciájú területekkel gyarapodott a Duna–Tisza közén (Ceglédbercel, Pánd stb.) és a DNy Dunántúlon. Mindkét terület mélyzóna. Ez a földtani helyzet indokolja a relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbék pozitív tendenciáit ($t_{(10)25-100}$), de nem magyarázza meg azok +100 körüli nagyságát, különösen a Duna–Tisza közén. Ez csak a vezérszint nagyon nagy ellenállásával (L. pl. a ceglédberceli görbét 11. ábrán), illetve az üledék és az alapkőzet jelentős ellenálláskontrasztjával indokolható. Az üledékhatás kiküszöbölése után fennmaradó tendenciák a fenti két tényezővel magyarázhatók és egyszersmind a 6. ábra térképének korrekciójában nyújthatnak segítséget.



10. ábra.

10. ábra. t_{25-100} és $1/A$ közötti összefüggés
 Φ_{uz} . 10. СВЯЗЬ МЕЖДУ t_{25-100} И $1/A$
 Fig. 10. Relationship between t_{25-100} and $1/A$

4. A tellurikus pulzációk terének torzulása és a torzulás okai

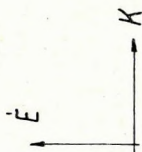
A tellurikus pulzációk terének nem lineáris torzulása miatt a tellurikus mérések bázisállomását a mérési pontoktól 100 km-nél messzebb ritkán szokták telepíteni. Mi vizsgálataink során a mozgó állomással a Magyarországon előforduló legnagyobb távolságig, mintegy 400–500 km-ig távolodtunk el. Kérdéses, hogy ilyen nagy távolságban nem jelentkezik-e már olyan nagy nem lineáris torzulás, amely a méréseket meghamisítja?

Már méréseink kezdetén tudatában voltunk annak, hogy ilyen nagy távolságban tökéletes egyezésre nem számíthatunk. A „nem tökéletes egyezés” mértékére a 12/a. ábrán bemutatjuk két egymásutáni pc3-típusú pulzációs hullám alakját a Nagycenk melletti obszervatóriumban, Ceglédbercelen és Kecskeméten. Jól látszik, hogy a Nagycenk melletti obszervatóriumban a vektordiagram sokkal inkább eltér a ceglédbercelitől, mint a kecskeméti, habár a Nagycenk–Ceglédbercel relatív ellipszise majdnem kör, a kecskeméti pontban pedig nagy excentricitású relatív ellipszist kapunk. Még két vektordiagrampárt mutatunk be Nagycenk és Szentmártonkátá állomáson. Az első ismét egy pc 3, (12/b. ábra). A fellépő torzulás elég erős és részben nem is lineáris. A második pt (pi2) (12/c. ábra). Itt a két állomáson mért vektordiagram jól egyezik, a torzulás lineáris. Megjegyzendő, hogy Szentmártonkátán a Nagycenkre viszonyított ellipszis eléggé elnyúlt. Mind a két említett esetben a regisztrátumokat jól lehetett egyeztetni az eltérések ellenére, habár

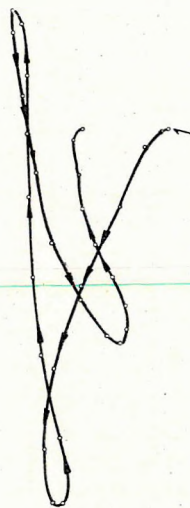
Ceglédbercel



Kecskemét



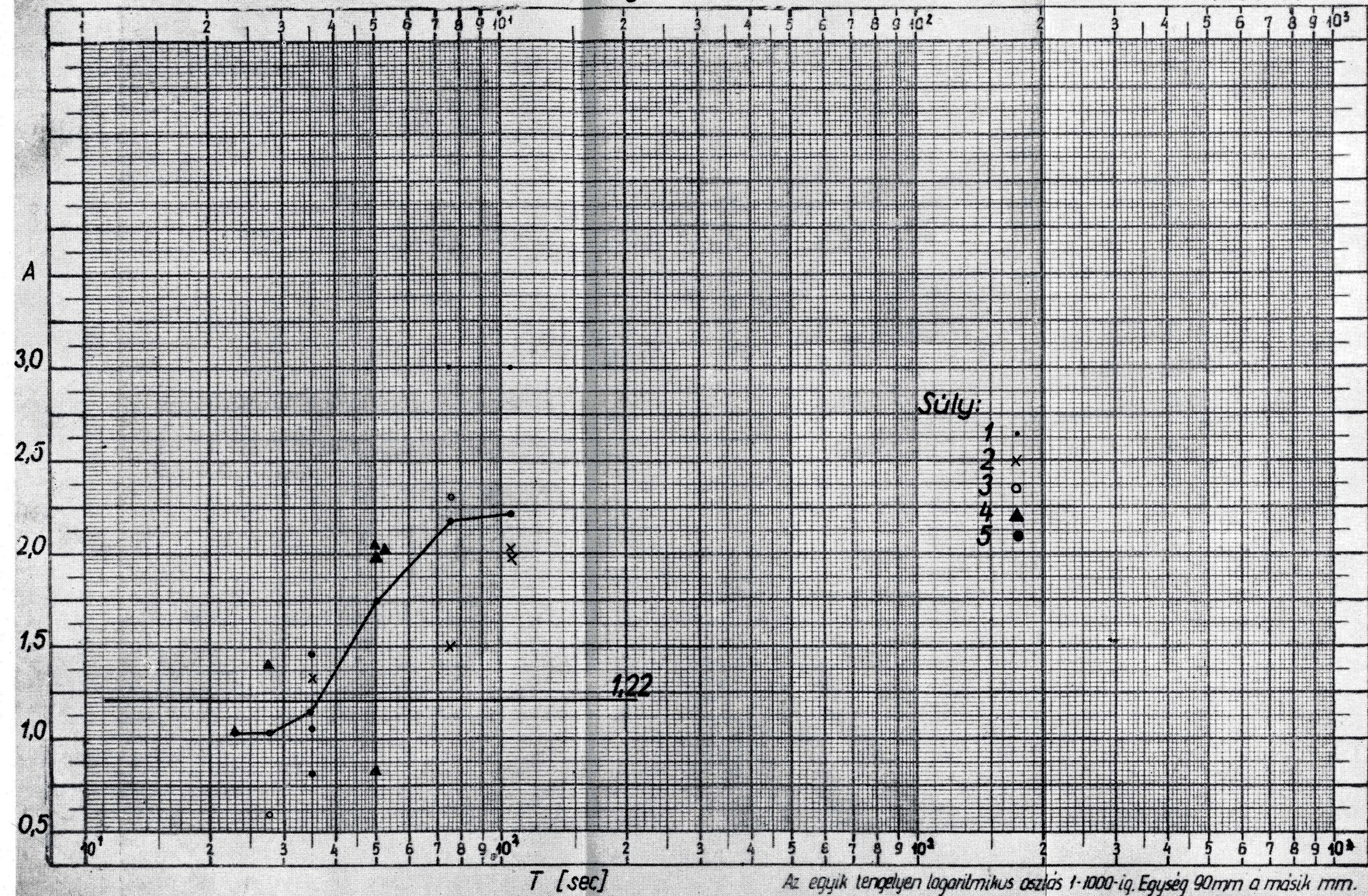
Obszervatórium



12/a. ábra. Egyidejű pc3-pulzációk vektordiagramjai a Nagycenk melletti obszervatóriumból, Ceglédbercelről és Kecskemétről

Fig. 12/a. Векторные диаграммы одновременных пульсаций типа pc3 для обсерватории при с. Надьценк, Цегледберцел и Кечкемет

Fig. 12/a. Vector diagrams of simultaneous pc3-pulsations from the Nagycenk observatory, Ceglédbercel and Kecskemét



11. ábra. Ceglédberceli relatív tellurikus frekvenciaszondázási görbe

Фиг. 11. Кривая относительного теллурического частотного зондирования при с. Цегледберцели

Fig. 11. Curve of relative telluric frequency soundings at Ceglédbercel

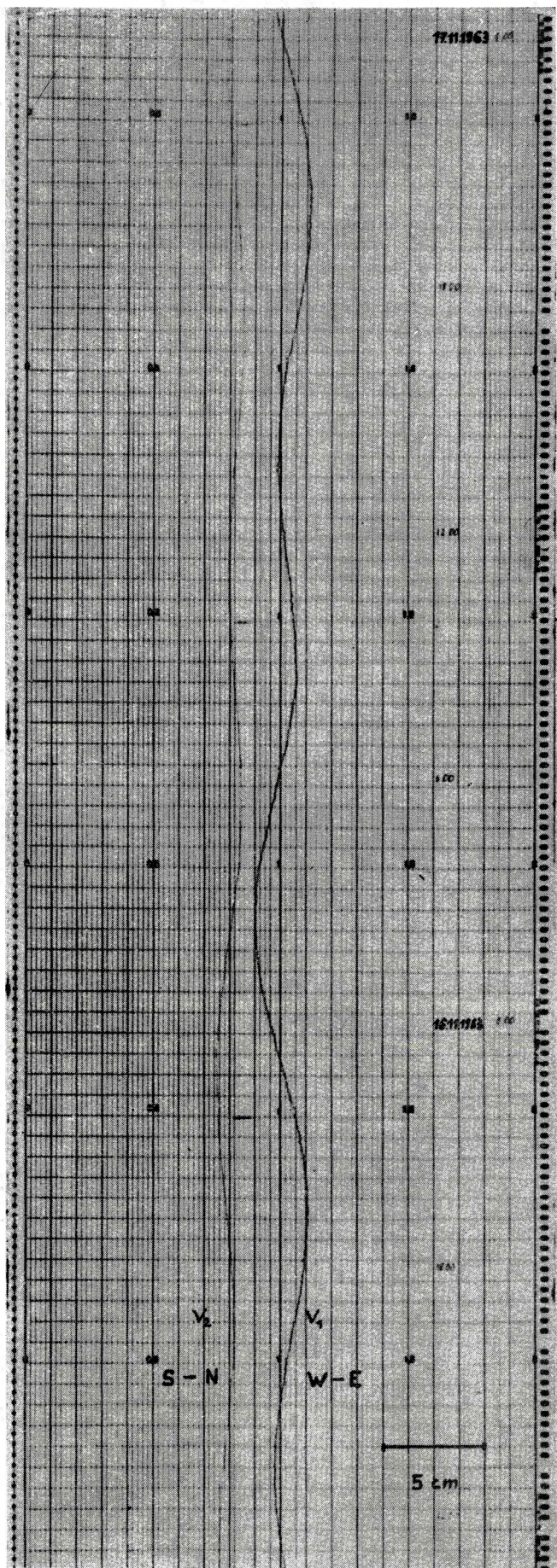
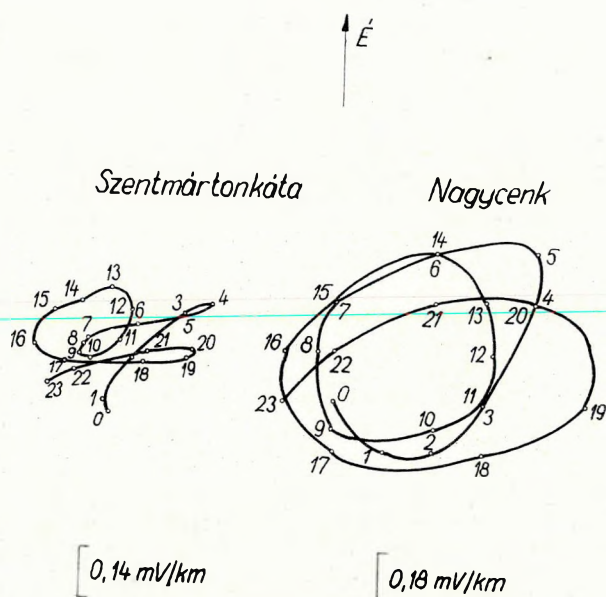


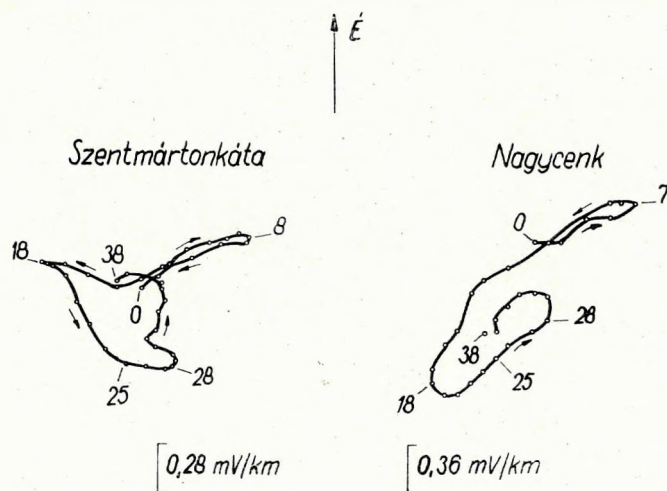
Abb. 8. Ausschnitt aus einer
Vertikalpendelregistrierung
8. ábra. Részlet egy vertikális ingával
készített felvételtől
Фиг. 8. Отрезок записи, полученной
вертикальными весами



12/b. ábra. Egyidejű pc3-pulzációk az Observatóriumból és Szentmártonkőről (periódus 25 sec)

Фиг. 12/б. Одновременные пульсации типа pc3 для обсерватории при с. Надьценк и Сентмартонкато (период – 25 сек.)

Fig. 12/b. Simultaneous pc3-pulsations from the Observatory, and Szentmártonkő (period 25 sec)



12/c. ábra. Egyidejű pi2-pulzációk az előző két állomásról (periódus kb. 70 sec)

Фиг. 12/в. Одновременные пульсации типа pi2 для предыдущих двух станций (период ок. 70 сек.)

Fig. 12/c. Simultaneous pi2-pulsations from the previous two stations (period abt. 70 sec)

a helyezetet az is nehezítette, hogy mind a három tárgyalt állomáson a terítések iránya $22,5^\circ$ -kal eltért a nagycenki irányokétól. Általában ritka az annyira torzult regisztrátum, amelynél az egyező szakaszok megtalálása lehetetlen.

Számszerűleg a torzulások hatását a következőképpen vizsgáltuk: az abszolút ellipszis-módszerrel végzett feldolgozás során meghatároztuk a Σx^2 , Σy^2 és Σxy értékeket. x és y a két komponenes térerősségének idő szerinti differenciálhányadosa. Egy-egy állomáson éppúgy, mint az obszervatóriumban N összetartozó összeg-hármasunk volt. Valamennyit összegezve kaptuk meg az illető állomás abszolút ellipszisének meghatározásához felhasznált értékeket. Legyenek ezek X^2 és Y^2 és XY . A továbbiakban csak X^2 és Y^2 értékét használjuk fel. Meghatározzuk az N részösszeg ezrelékes arányát X^2 -ből, és ugyanezt Y^2 -ből mind az obszervatóriumban, mind a mozgó állomáson. Ezeknek az ezrelékes arányoknak a különbségét előjelre való tekintet nélkül összegezzük komponensenként, majd a két komponensben kapott összegeket is összeadjuk, az így kapott végösszeg lesz az illető állomás R -je. Ezzel jellemezzük a torzulásokat. Ha a két állomáson nem egyeztek meg a terítési arányok, akkor ugyanezt az elvet használjuk, csak az egészet a $\Sigma(x^2 + y^2)$ értékekre végezzük el, és az így kapott eltérés-összeg kétszeresét vesszük. Az eljárást egy példával világítjuk meg.

1. táblázat

Σx_1^2	Σy_1^2	Σx_2^2	Σy_2^2	Σx_1^2	Σy_1^2	Σx_2^2	Σy_2^2	Δx^2	Δy^2
ezrelékes aránya a végösszegeből									
326	146	354	173	189	121	190	128	1	7
385	156	407	171	223	130	219	126	4	4
684	455	760	556	395	378	407	463	12	28
88	95	87	89	51	79	48	66	3	13
244	350	251	374	142	292	136	274	6	18
$X_1 = 1727$	$Y_1 = 1202$	$X_2 = 1859$	$Y_2 = 1363$					26	70

Ebben az esetben tehát $N = 5$, $R = 26 + 70 = 96$. Ez a szám egyúttal tájékoztatást ad arra vonatkozólag is, milyen mértékben erednek a kiolvasási hibákból az R értékben megnyilvánuló torzulások. Ugyanis ezek a kiolvasások ugyanarról a szakaszi történetek, csak más-más kiolvasó végezte őket. Ezek szerint a kiolvasási hibák kb. 100–150-es R értéket okozhatnak.

Az 1965. év elejéig feldolgozott 85 állomás R értékeiből a következőket állapíthatjuk meg: leggyakoribb a 350–500 közé eső R , a legnagyobb kissé meghaladja az 1000-et. Az alábbi összeállításban az egyes R értékekhez tartozó középhibákat tüntetjük fel. Ezek az értékek természetesen csak közelítőek, tájékoztatásul szolgálnak és az obszervatórium és a mozgó állomás közötti arányra vonatkoznak komponensenként.

R	középhiba
100	4%
200	7%
400	15%
600	20%
800	26%
1000	32%

Ezek szerint az egyes állomásokon 15–20%-os hibával számolhatunk átlagosan. Megjegyzendő, hogy ez a hiba részben a különböző irányítottágú ellipszisek lineáris torzulásából ered, s ezért a területarányban nem lesz kétszer akkora a középhiba, hanem annál valamivel kevesebb.

A következőkben sorravezük az egyes tényezőket, amelyek az R értékre hatással vannak.

1. A statisztikus jellegű paraméterek közül N -nek, vagyis a kiolvasott szakaszok számának a növekedésével R is nő. Ezt empirikus úton a

$$\log R = 2,51 + \frac{\log N}{5}, \text{ ill. } R = 320 \cdot \sqrt[5]{N} \quad (8)$$

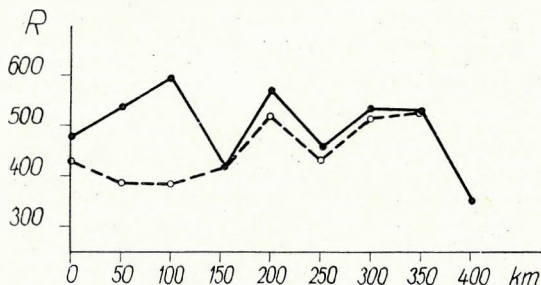
kifejezéssel lehet megközelíteni.

2. Nem független az R nagysága a pulzációs tevékenységtől sem. Ha X^2 -et és Y^2 -et $(\mu V/\text{km}/\text{sec})^2$ -ban fejezzük ki, akkor az

$$R = 200 + 90 \log (X^2 + Y^2) \quad (9)$$

alakú kifejezés elég jó közelítést ad, bár a pontok eléggé szórnak.

3. A különböző távolságban mért pontok átlagos R -je látható a 13. ábrán, (teljes vonallal rajzolva). Érdekes, hogy itt semmiféle kapcsolat nem látszik. Ha a közvetlenül az alaphegység (ϱ_∞ -szint) felett mért pontokat elhagyjuk az összehasonlításból, akkor kapjuk a szaggatott vonalat. Itt már valamely emelkedést találunk, az egész közeli pontokon mért 400-ról kb. 500-ra.



13. ábra. Az R érték függése az állomások közötti távolságtól az összes (—) és a medencében levő pontok (---) alapján

Фиг. 13. Зависимость значения R от расстояния между станциями по всем пунктам (—) и по пунктам, расположенным в бассейне (---)

Fig. 13. Dependence of the value R on the distance between stations on the basis of all points (—) and of those located in the basin (---)

4. Az alaphegységen (ϱ_∞ -szinten) mért pontokban az R átlaga 683, egyéb helyeken 460.

5. R értéke a területarány változásának nagyságától is függ a periódus függvényében. Ha a t_{25-100} értéke változik, az alábbi táblázat szerinti átlagos R -eket kapjuk:

t_{25-100}	R
0 — 4	512
5 — 9	486
10 — 14	565
15 —	625
nincsenek különböző periódusok	375

Mindezek alapján a következő megállapításokat tehetjük: a nem lineáris torzulások elsődlegesen nem a távolságtól, hanem az altalaj felépítésétől függenek. A távolsággal való változás is inkább úgy látszik, azzal függ össze, hogy nagyobb távolságban a hasonló elektromos altalaj-felépítés kevésbé valószínű. Természetesen a 4. és 5. pontban említettek egymással is kapcsolatban vannak [t értéke az alaphegység (ϱ_{∞} -szint) felett mért pontokban átlagosan 12, egyéb pontokban 7]. A forrás, tehát a rezgést előidéző ok hatását elsősorban a 2. pontban említettekben kell látnunk. Ez elég paradox módon azt a következtetést sugallja, hogy minél kisebb a tevékenység, annál kedvezőbb a nagy távolságú mérések szempontjából. Valószínűleg az amplitúdó növekedésével együtt fokozódik a zajjellegű zavarok hányada, s ezek 100 km nagyságrendű távolságon belül sem korrelálhatók. (Ennél a vizsgálatnál a geológiai felépítésnek nincsen hatása, mert minden esetben ugyanott, a Nagycenk melletti obszervatóriumban mértük a pulzációk amplitúdóját.) Nagyon kis amplitúdójú pulzációknál azonban már a kiolvasások pontatlansága egyre fokozódó mértékben nehezíti a mérést.

Végeredményben azt állapíthatjuk meg, hogy a tárgyalt nem-lineáris torzításokat elsősorban az egyes pontok geológiai felépítése okozza.

5. Újabb adatok a tellurikus abszolút-ellipszisek magyarországi iránysajátságairól

Előző tanulmányunkban (ÁDÁM, VERŐ, 1965) foglalkoztunk a tellurikus abszolút-ellipszisek iránysajátságaival. Megállapítottuk, hogy ezeknek átlagos irányítottsága 70° irányú, és a két tengely aránya kb. $1,4 : 1$. Azóta 13 új pontunk van a Dunántúlon, 12 pedig az Alföldön. Ez a több mint 30%-os szaporodás az akkor közölt ellipszis paramétereket alig módosította. Az eddigi összes pont alapján az obszervatóriumra, mint bázisra vonatkozó átlagos relatív ellipszis adatait (zárójelben a régebbi adatok) a II. táblázatban láthatók:

2. táblázat

	Pontok száma	a	b	c	d
Dunántúl	42 (29)	1,15 (1,20)	-0,11 (-0,12)	-0,13 (-0,13)	0,88 (0,85)
Alföld	38 (26)	1,05 (1,05)	-0,09 (-0,08)	-0,12 (-0,10)	0,96 (0,95)
Északi					
Hegyvidék	11 (11)	0,94	0,05	0,12	1,08
Magyarország ...	91 (66)	1,07 (1,08)	-0,08 (-0,08)	-0,10 (-0,08)	0,94 (0,93)

Ezeknek az adatoknak az alapján feltételezhető, hogy a jelenlegi összes pontból számított országos átlag már nagyon közel van a valóságos átlaghoz, és az újabb pontok kevés változást okoznak.

Ez az adatmennyiség már alkalmasnak látszott arra, hogy megvizsgáljuk, mennyire függ az átlagos irányítottság az ellipszis területétől, vagyis a ρ_{∞} szint mélységétől. A III. táblázatban ezeket az adatokat tüntetjük fel, a jobb összehasonlítás kedvéért egyenlő nagyságú területre átszámítva:

3. táblázat

Terület	0,25–0,5	0,5–1,0	1,0–2,0	2,0–4,0	4,0–
<i>a</i>	0,95	1,04	1,06	1,14	1,25
<i>b</i>	–0,02	–0,06	–0,04	–0,14	–0,15
<i>c</i>	–0,08	–0,05	–0,03	–0,17	–0,14
<i>d</i>	1,05	0,97	0,94	0,90	0,82
φ	74°	71°	67°	76°	50°
<i>A/B</i>	1,85	1,65	1,55	1,25	1,15

(Az *a*–*d* együtthatók az obszervatóriumra vonatkozó relatív ellipszisre, a φ *A*, *B* értékek az abszolút ellipszisre vonatkoznak.) A táblázat adatai alapján kiderül, hogy kb. az obszervatóriumra vonatkozóan 4-szeres területű ellipszisekig (durván 300 m-es üledékvastagság) az ellipszisek irányítottsága 70° körüli, de a terület növekedésével az irányítottság egyre csökken. 4-en felüli területeknél már nem jelentkezik az irányítottság.

Ezeknek az adatoknak a tükrében mit jelenthet ez az átlagos irányítottság? Mindenesetre világos, hogy nem eredhet a felszín közelében levő kőzetektől. A felszín közelébe nyúló ρ_{∞} szint (alaphegység) esetében sok véletlen hatás összejártsága, más szóval nagyon eltérő alakú ellipszisek átlaga okozza a közel kör alakú eredőt. Világos, hogy a hatót nagyobb mélységben, vagy a primér térben kell keresnünk. Az utóbbi lehetőséget előző tanulmányunkban már megvizsgáltuk és elvetettük. Ugyancsak negatív eredménnyel végződött a különböző vastagságú üledékek szintvonalaival való egyeztetési kísérlet is. Ezek szerint csak az ρ_{∞} szintet alkotó kőzetek, vagy a felette elhelyezkedő üledékek elektromos sajátságaival lehet magyarázni.

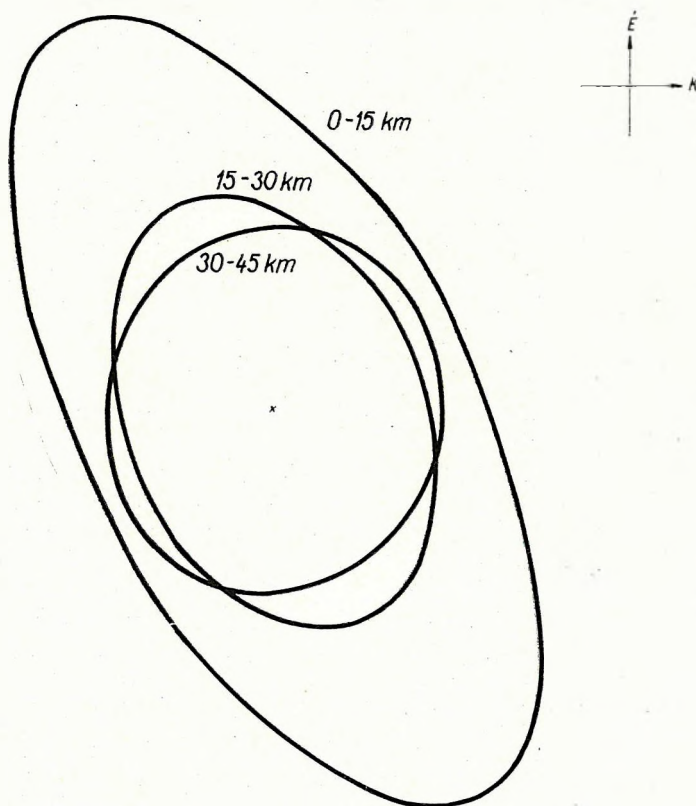
Érdekes ezzel kapcsolatban a Balaton-menti nagy vető mentén az ellipszisek viselkedése. 1962–63 folyamán ezen a környéken végeztünk méréseket, s ezeknek, valamint régebbi pontjainknak alapján világos, hogy itt erős irányítottságot találunk erre a nagy törésvonalra merőlegesen, ami azt mutatja, hogy a törésvonal jóvezetőként viselkedik. A IV. táblázatban a különböző távolságokban mért ellipszisek átlagait foglaljuk össze (relatív ellipszisek az obszervatóriumra vonatkozóan):

4. táblázat

Távolság a törésvonaltól	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	Terület
0–15 km	3,02	–0,63	–0,84	1,94	5,30
15–30 km	1,72	–0,24	–0,20	1,27	2,13
30–45 km	1,46	0,02	0,02	1,31	1,90

Az átlag-képzéshez rendre 6, 5 és 9 pontot használtunk fel. (L. 14. ábrát.)

Ezeknek az adatoknak az alapján a törésvonal hatása mintegy 30 km távolságig követhető. Mivel itt az ellipszisek átlagos területe már nem túlzottan nagy, nem a felszín közelében fekvő, hanem mélyebben elhelyezkedő ρ_{∞} -szinttel számolhatunk. A törésvonal közvetlen hatása (tehát a jólvezető üledékréteg vastagságának hirtelen ugrásszerű változása és ennek következtében az ellipszisek megnyúlása a törésvonalra merőlegesen) valószínűleg nem okoz ilyen nagy távolságban ilyen nagy excentricitást. Fel kell tételeznünk, hogy a törésvonal kialakulásával együtt az egész alaphegységet alkotó kőzet tömeg olyan deformáción ment keresztül, amely a törésvonal irányával párhuzamosan az ellenállást nagymértékben csökkentette (pl. párhuzamos hasadékrendszer). Egyébként ugyanerre a következtetésre jutottunk a Soproni-medencével kapcsolatban az Alpok keleti határát jelző törésvonalnál is (VERŐ, 1965).



14. ábra. Az obszervatóriumra vonatkozó relatív ellipszisek alakja a Balaton-menti vetőtől különböző távolságokra

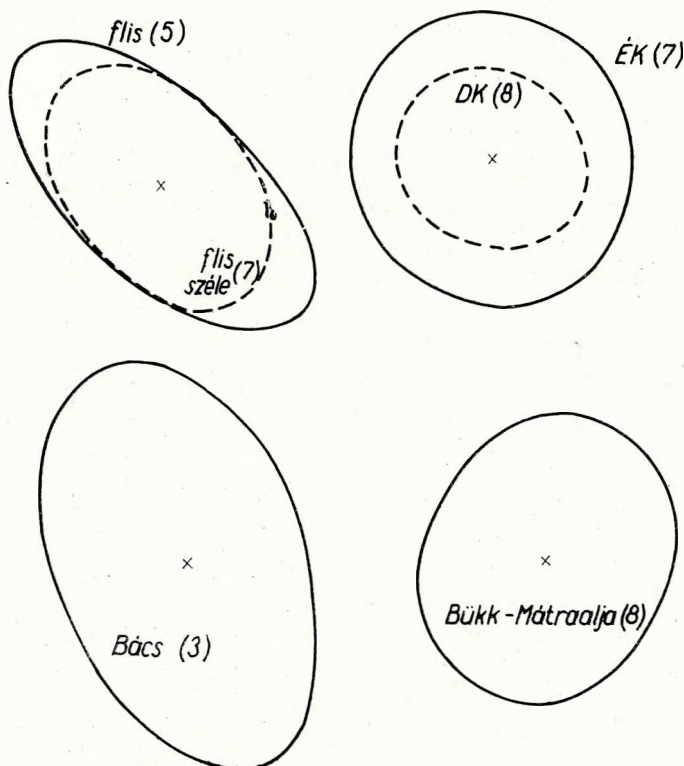
Фиг. 14. Форма относительных эллипсов, относящихся к обсерватории, при разных расстояниях от сброса вдоль оз. Балатона

Fig. 14. Form of relative ellipses relating to the observatory on various distances from the fault along the Balaton

Az Alföldön mért pontok számának szaporodásával irányítottsági vizsgálatokat tudtunk végezni ezen a területen is. KÖRÖSSY LÁSZLÓ térképe alapján különítettük el a flis-területet (5 pont), ennek peremterületét mintegy 10–15 km szélességben (7 pont), a flis-övtől DK-re fekvő területet (8 pont), a Mecsek eltemetett folytatását Bács (3 pont), a Mátra és Bükk alatti terület (8 pont), a Nyírség és környékének (ÉK, 7 pont) területét. Az átlagos ellipszisek ezekre a területekre a következők: (L. V. táblázatot).

5. táblázat

Terület	a	b	c	d	Terület
Flis	1,16	−0,26	−0,58	1,06	1,08
Flis széle	1,01	−0,14	−0,22	0,87	0,85
DK	0,74	−0,04	−0,05	0,75	0,55
Bács	1,60	−0,25	−0,22	1,16	1,81
Mátraalja	1,16	0,00	0,09	1,02	1,18
ÉK	1,17	−0,04	0,00	1,11	1,30



15. ábra. A relatív ellipszisek átlagos alakja az Alföld különböző tájegységein

Фиг. 15. Средняя форма относительных эллипсов в различных районах Большой Низменности

Fig. 15. Average form of relative ellipses in various regions of the Hungarian Plain

Az ellipszisek alakja a 15. ábrán látható. A területek közül csak a flis és annak pereme, valamint a Mecsek folytatása jelentkezik az átlagos ellipszisekben. A Mecsek folytatásában az átlagos irányítottság merőleges a Mecsek csapására. A flis területén viszont kb. ÉNy – DK-i irányú polarizáció jelentkezik. Ez a polarizáció még a flis-terület szélén túl is uralkodik egy darabig. Újabb felfogás szerint a flis nem tekinthető egységes képződménynek, mégis elektromos szempontból, úgy látszik, jelentékeny hatása van.

A felhasznált új adatok egy része a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, illetve a Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem Geofizikai Tanszékének méréseiből származik. A fenti két intézményhez csatlakozott 1964 óta a OKGT Szeizmikus Üzem geoelektromos csoportja is az adatszolgáltatásban. A fenti intézmények munkatársainak ezúton mondunk köszönetet jó együttműködésükért. Ugyancsak köszönet illeti meg SZÁDECZKY-KARDOSS GYULÁT, a MTA Geodéziai Kutató Laboratóriumának munkatársát is, aki készségesen segített bennünket a mérési pontok földrajzi koordinátáinak meghatározásában

IRODALOM

- ÁDÁM, A. (1963): A földkéreg és felső köpeny elektromos ellenállásviszonyainak kutatása Magyarországon földi elektromágneses térrel. (Kandidátusi értekezés.)
- ÁDÁM, A. (1964): Über die Berechnung der magnetotellurischen (MT) Anisotropie. (Freiberger Forschungshefte, C. 168. 1–48. Leipzig.)
- ÁDÁM, A. (1964/a): A kéreg és a felső köpeny elektromos felépítése Magyarországon a magnetotellurikus és relatív tellurikus frekvenciaszondázások alapján. (Geofizikai Közlemények, XIII. (2) 141–161. Budapest.)
- ÁDÁM, A. (1965): A napi járás (S) harmonikusából számított magnetotellurikus értékek bizonytalanságáról MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei, 35, (1–4) 133–147, Budapest.)
- ÁDÁM, A. – VERŐ, J. (1965): Über die Ursachen der Erdstromverteilung in Ungarn mit besonderer Berücksichtigung der Geologie des Landes. (Freiberger Forschungshefte C 174, 7–34, Leipzig.)
- Бердичевский, М. Н., Брюнелли, В. Е. (1959) Теоретические предпосылки магнетотеллурического профилирования (Известия А. Н. СССР, сер. геоф. (7) 1061–1069. Москва.)
- ERKEL, A., HOVOT, J., SZABADVÁRY, L. (1964): Komplex geoelektromos medencekutató mérések D-Dunántúl területén (Geofizikai Közlemények, XIII. (3) 273–288. Budapest.)
- FOURNIER, H. (1963): La Spectrographie directionelle Magnétotellurique. (Annales de Géophysique, 19, (2) 138–148, Paris.)
- FOURNIER, H. (1965): Abaque des solutions du système:
- $$q = 0,2 T \left(\frac{E}{H} \right)^2; h = \frac{\sqrt{10 \cdot q \cdot T}}{8}$$
- (Institut de Physique du Globe kiadványa.)
- Яксовлев, И. А. (1965) Картирование кровли низкоомных отложений методом теллурических токов (Прикладная Геофизика, 43, 60–70, Москва.)
- KÖRÖSSY, L. (1964): Tectonics of the Basin Areas of Hungary. (Acta Geologica, VIII. 377–395, Budapest.)
- NYITRAY, T. (1963): Jelentés az 1963. évben Szabolcs-Szatmár megyében végzett dipol equatorialis szondázásokról. (Kézirat.)
- SZÉNÁS, GY. (1965): A geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon. (M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve II. kötet, Budapest.)
- VERŐ, J. (1962): A tellurikus állomásellipszis számítása. (Geofizikai Közlemények X. kötet (1–4) 155–161.)
- VERŐ, J. (1965): A Soproni Medence környékének földáramviszonyai. (MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei, 35 (1–4) 119–128, Budapest.)
- WALLNER, Á. (1963): A Nagycenk melletti obszervatórium földmágneses feldolgozási módszerei és az eredmények összehasonlítása a tellurikus adatokkal. (Magyar Geofizika, IV. (3–4) 177–186. Budapest.)