

2.2.1 Frekvenciaszondázás hatáskörzetének vizsgálata*

Mesterséges forrású frekvenciaszondázásaink terepi gyakorlata, a mérések kiértékelése felveti az alábbi problémával kapcsolatos ismereteink pontosításának szükségességét: milyen az egyes frekvenciákon történő mérések hatáskörzete, és hogyan változik a frekvencia változásával? A szerkezetkutatásban alapvető, horizontálisan rétegzett geoelektromos modell korábbi numerikus számításán [PRÁCSER et al. 1983] alapuló vizsgálattal megkaptuk a mért térjellemzőknek az adott modell mélybeli vezetőképesség eloszlásától való függését, és így lehetővé vált a mérési elrendezés mélységérzékenységének vizsgálata. Viszont e modell segítségével nem kaphatunk választ arra, hogy milyen a mérés oldalirányú vezetőképesség-változástól való függése.

E kérdésre teljes válasz az általános háromdimenziós direkt feladat megoldásával adható. Mivel e feladat jelenleg még nincs megoldva, a részeredményt adó megoldások is érdeklődésre tarthatnak számot. Az itt következő közelítő vizsgálat arra az esetre érvényes, amikor a geoelektromos modellünkön belüli vezetőképesség-változás kicsi, azaz a környezetéhez képest kis kontrasztú, kis méretű betelepült alakzat terét vizsgáljuk. A kis kontrasztú, kis méretű betelepülésre vonatkozó elektrodinamikai levezetést arra az esetre alkalmazzuk, amikor a betelepülésünk a homogén teljes térben található. A ható különböző geometriai helyzetei mellett, a ható által okozott anomális terek egymáshoz viszonyított értékeit a dipólforráson áthaladó, annak momentumára merőleges síkban fogjuk vizsgálni. Feltesszük, hogy az így kapott értékek nem különböznek lényegesen a homogén féltérbe helyezett analóg test által okozott hatások relatív értékeitől. Így a számítások során és a következtetések megfogalmazásánál a mágneses dipól adóhurok síkját felszíni síkként is említjük.

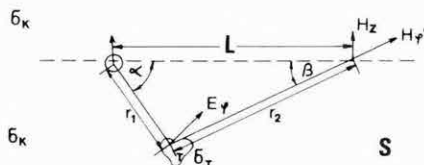
Tekintsünk tehát egy homogén beágyazó közegű σ_K vezetőképességű normál vagy elsődleges modellt mágneses dipól gerjesztés mellett. E modellhez megoldásként az $E^{(n)}$, $H^{(n)}$ térerősség értékek tartoznak, a tér egy tetszőleges pontjában. Álljon a teljes vagy másodlagos modellünk egy, az előző homogén közegbe helyezett σ_T vezetőképességű T testből, ugyanezen gerjesztés mellett. χ_T -vel a T test karakterisztikus függvényét [vagyis ha az x térbeli pont a T test eleme,

* Szigeti G.

akkor $\chi(x)=1$, egyébként 0] a másodlagos modell térbeli vezetőképesség eloszlását a

$$\sigma = (1 - \chi_T) \cdot \sigma_K + \chi_T \sigma_T \quad (1)$$

függvény írja le (lásd 48. ábrát). A σ vezetőképesség függvényvel leírt modellhez az E , H -val jelölt térerősségek tartoznak.



48. ábra. Teljes térben levő kisméretű, kiskontrasztú anomália-test leírásához szükséges geometriai paraméterek

Fig. 48. Geometrical parameters for describing an anomalous body of small size and small contrast in a full space

Рис. 48. Геометрические параметры, необходимые для описания малогабаритного, малоконтрастного аномального тела, находящегося в полном пространстве

DMITRIEV és FARZAN [1980] ezen általános problémára vonatkozóan olyan vezetést ad, melynek eredményeként az E , H térerősségekre integrál egyenletet kapunk. Ezen integrál egyenlet ismert mennyiségként az $E^{(n)}$ értéket tartalmazza. Ennek megoldása, háromdimenziós betelepülés esetén igen összetett feladat. Itt most ennek a levezetésnek egy speciális hatótípus melletti lényeges egyszerűsítését adjuk, egyszerűen számítható végeredményre jutva.

A Maxwell egyenletek rögzített frekvencián a teljes modellre az alábbi alakot öltik:

$$\begin{aligned} \text{rot } E &= i\omega\mu H \\ \text{rot } H &= \sigma E + j, \end{aligned} \quad (2)$$

ahol j a gerjesztő dipól hurkában folyó áram, σ pedig az (1) kifejezés. Ugyanez az egyenletrendszer a normál modellre:

$$\begin{aligned} \text{rot } E^{(n)} &= i\omega\mu H^{(n)} \\ \text{rot } H^{(n)} &= \sigma_K E^{(n)} + j. \end{aligned} \quad (3)$$

A (2) rendszerből (3)-at kivonva az $E^{(a)} = E - E^{(n)}$ és $H^{(a)} = H - H^{(n)}$ anomális tér komponensekre felírható:

$$\begin{aligned} \text{rot } E^{(a)} &= i\omega\mu H^{(a)} \\ \text{rot } H^{(a)} &= (1 - \chi_T) \sigma_K E^{(a)} + \chi_T \{ \sigma_T E - \sigma_K E^{(n)} \}. \end{aligned} \quad (4)$$

Amennyiben a (4) rendszer második egyenlete jobb oldalának második tagját forrás tagként kezelhetjük, az azt jelenti, hogy az $E^{(a)}$, $H^{(a)}$ térnek önálló forrása van a σ_K vezetőképeségű homogén térben.

Legyen x_0 T tetszőleges pontja ($x_0 \in T$). Vizsgáljuk $E(x_0)$ -t, mint σ_T és T függvényét. Tegyük fel, hogy T elég kis térfogatú ahhoz, hogy $E(x_0)$ csak a T test ΔV -vel jelölt térfogatától és fajlagos vezetőképeségétől függ, tehát

$$E(x_0, \sigma_T, T) = E_{x_0}(\sigma_T, \Delta V).$$

Tegyük fel továbbá, hogy E_{x_0} mint σ_T és ΔV két valós változós függvénye értelmezhető a $\sigma_T = \sigma_K$ és $V=0$ pont környezetében oly módon, hogy a kapott függvény legalább kétszer folytonosan differenciálható a $(\sigma_K, 0)$ pont e környezetében. Nyilvánvalóak az alábbi összefüggések:

$$\begin{aligned} E_{x_0}(\sigma_K, \Delta V) &= E_{x_0}^{(n)} \\ E_{x_0}(\sigma_T, 0) &= E_{x_0}^{(n)} \end{aligned} \quad (5)$$

Így az (5) összefüggések miatt az E_{x_0} függvény kétváltozós Taylor sorfejtésében hiányoznak az első deriváltak, azaz

$$E_{x_0} = E_{x_0}^{(n)} + \left. \frac{\partial^2 E_{x_0}}{\partial \sigma \partial V} \right|_{\substack{\sigma = \sigma_K \\ V=0}} \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) + \dots$$

ahol a fel nem tüntetett tagok legalább harmadrendben tartanak 0-hoz. Így a (4) egyenletekben tetszőleges $x_0 \in T$ esetén

$$\Delta V (\sigma_T - \sigma_K) \ll 1 \quad (6)$$

feltétel mellett $E_{x_0} = E_{x_0}^{(n)}$ írható. Vagyis a (4) egyenletek szerint az $E^{(a)}$, $H^{(a)}$ anomális tér forrása a T test egyes pontjaiban fellépő

$$j = (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)}$$

áramsűrűség. Végül, ha T -n belül $E^{(n)}$ -et állandónak tekintjük, T pedig egy $E^{(n)}$ -ra merőleges A alapterületű, dl magasságú hasáb, akkor a T -n átfolyó összes áram

$$I = Aj = A(\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)},$$

ami a dl hosszon egy

$$M_e = dlI = dlA(\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)} = \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)}$$

elektromos dipólnak felel meg.

Így a levezetés végeredménye a következő. Ha a betelepülésre érvényes a (6) feltétel, akkor az anomális térnek a betelepülés helyén levő

$$M_e = \Delta V (\sigma_T - \sigma_K) E^{(n)} \quad (7)$$

momentumú elektromos dipól a forrása. Az anomális elektromágneses teret tehát két lépésben számíthatjuk. Először kiszámoljuk az x_A térbeli adópont-

ban levő M_m intenzitású homogén teljes térbe helyezett mágneses dipólnak a ható x_0 pontjában keltett $E^{(n)}$ elektromos terét, majd ezen értékkel (7) alapján képzett M_e momentumú teljes térbe helyezett elektromos dipólnak számítjuk ki a vevőpontban keltett EM terét.

Vizsgáljuk meg a (7) képlet alapján a felszínnek tekintett síkban elhelyezkedő mágneses dipólforrás $|H_z^{(a)}|$ mágneses térkomponensének eloszlását, miközben a kisméretű, kiskontrasztú hatót a felszínre merőleges S síkban mozgatjuk. A teljes térbe helyezett dipól $E^{(n)}$ komponensét gömbi koordinátákban az alábbi módon kapjuk meg:

$$E^{(n)} = E_{\varphi}^{(n)} = \frac{M_m}{4\pi} i\omega\mu \cos\alpha \frac{1}{r_1^2} (1 + \gamma r_1) e^{-\gamma r_1}, \quad (8)$$

ahol $\gamma = \sqrt{i\omega\mu\sigma_K}$, M_m pedig az adó dipól momentuma. E_{φ} merőleges az S síkra, így a (7) alapján képzendő, E_{φ} -vel megegyező irányú elektromos dipól egy felszíni pontban vett φ irányú mágneses terét a

$$H_{\varphi} = \frac{M_e}{4\pi} \frac{1}{r_2^2} (1 + \gamma r_2) e^{-\gamma r_2} \quad (9)$$

képlettel kapjuk. A geometriai paraméterek jelentését a 48. ábrán találjuk.

Bevezetve a $B = L \cdot \sqrt{\omega\mu\sigma_K}/2$ valós indukciós szám értéket, figyelembevéve, hogy $H_z = H_{\varphi'} \cos\beta$ és hogy $H_z^{(a)}$ abszolút értékére vagyunk kíváncsiak, (7), (8) és (9) segítségével kapjuk, hogy

$$|H_z^{(a)}| = C \frac{1}{(r_1/L)^2} \frac{1}{(r_2/L)^2} \cos\alpha \cos\beta \cdot \sqrt{\left(1 + B \frac{r_1}{L}\right)^2 + \left(B \frac{r_1}{L}\right)^2} \sqrt{\left(1 + B \frac{r_2}{L}\right)^2 + \left(B \frac{r_2}{L}\right)^2} e^{-B \frac{r_1}{L}} e^{-B \frac{r_2}{L}}, \quad (10)$$

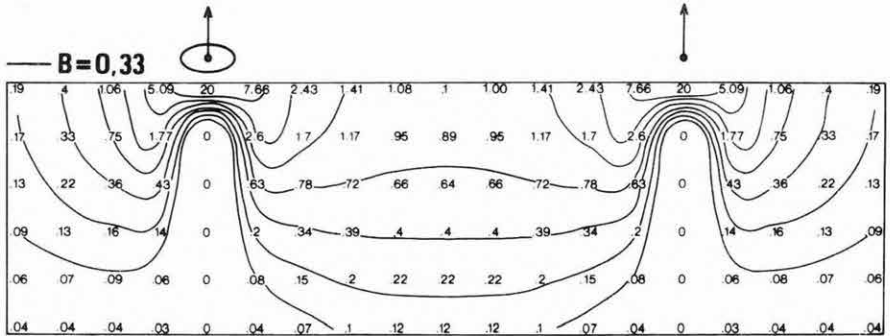
ahol

$$C = \frac{M_m(\sigma_T - \sigma_K)\omega\mu \Delta V}{16\pi^2}.$$

A 49. ábrán a felszínre merőleges adót, vevőt tartalmazó S síkban mozgatott ható vevőpontban okozott $|H_z^{(a)}|$ anomális terének értékei szerepelnek, olyan módon, hogy a felszíni vevőpontban mért értékeket abban a pontban tüntettük fel, ahol a ható középpontja található. Pontosabban az ábrán nem az anomális teret tüntettük fel, hanem ennek az adót és vevőt összekötő szakasz felező pontjában levő ható által okozott anomális térértékekhez viszonyított arányát. Ily módon az ábrán szereplő eloszlások függetlenek a (10) képlet C együtthatójának paramétereitől. A $B=0,33$ -as indukciós számhoz a tartozó 49. ábrát vizsgálva a következő megállapításokhoz jutunk:

- a) Az adó-vevő szakasz felező merőleges síkjára szimmetrikus helyzetű hatók anomális terei megegyeznek.

- b) Felszínközéltben a hatót az adóhoz (vevőhöz) közelítve az okozott hatás igen nagy, pl. az $r_1=L/10$ -es felszíni pontban 7,66-szorosa az $r_1=L/2$ pontban okozott hatásnak.
- c) Az adó alatti függőleges egyenes mentén elhelyezkedő ható semmiféle anomáliát nem okoz.
- d) Az adó-vevő távolság $1/3$ -át elérő vagy azt meghaladó mélységben elhelyezkedő hatók közül az adó-vevő szakasz felező síkjában levők okozzák a legnagyobb hatást.



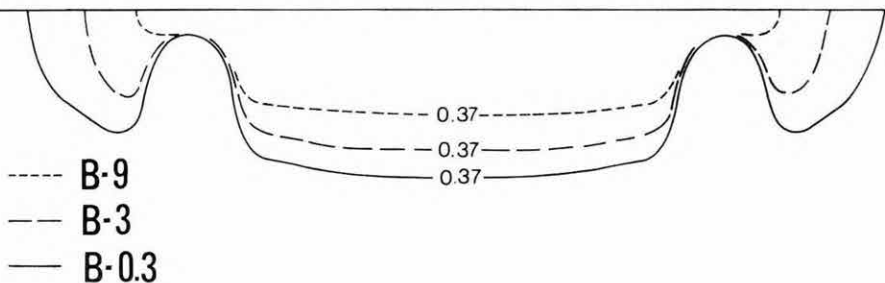
49. ábra. Ponszerű betelepülés által okozott $|H_z^{(a)}|$ anomális jeleszlás az adón és vevőn átmenő függőleges síkban

Fig. 49. Distribution of induced anomalous signals $|H_z^{(a)}|$ a point-wise body along a vertical plane passing through transmitter and receiver

Рис. 49. Распределение аномального сигнала $|H_z^{(a)}|$, возникающего в случае точечного тела в вертикальной плоскости, проходящей через датчик и приемник

Ha feltesszük, hogy az adott ható jelenlétének a kimutatása a feladat, akkor a 49. ábra különböző értékekhez tartozó szintvonalai által határolt tartomány jelzi, hogy az adott frekvencián történő méréssel milyen alakú és mekkora tartományt mérünk fel. Ha a felszíni szimmetria pontban levő ható által okozott hatás $1/e=0,37$ -ed részét tekintjük műszerünkkel még kimutathatónak, akkor megállapítható, hogy a $B=0,33$ -as indukciós szám mellett ez a tartomány egy az adó-vevő alatti ellipszis-szerű alakzatból áll, melynek mélysége kb. L -nek $0,4$ -szerese, és két kisebb, az adón, vevőn túlnyúló alakzatból, melynek szélessége kb. $0,3 L$.

Az 50. ábrán most már csak ezen 0,37-es szintvonal által körülzárt tartomány indukciószámtól való függését vizsgáljuk. Leolvasható, hogy hogyan mélyül és szélesedik a megkutatott tartomány az indukciós szám csökkenésével. Tehát alacsonyabb frekvenciákon egy nem elhanyagolható nagyságú adón, vevőn kívüli oldalhatással is számolnunk kell a frekvencia-szondázási görbe értelmezésekor. A ható térbeli mozgásával a vizsgálatok folytatását tervezzük. Ily módon pontosabban megismerhetjük a földtani szerkezetek csapás-, illetve dőlésirányában elhelyezett frekvenciaszondázások eltérő felbontóképességét.



50. ábra. A megkutatott tartomány indukciószámtól való függése $|H_z^{(a)}|$ térjellemző esetén

Fig. 50. Dependence of domain of investigation on induction number, for the characteristics $|H_z^{(a)}|$

Рис. 50. Зависимость исследуемой области от индукционного числа при пространственной характеристике $|H_z^{(a)}|$

Irodalom

PRÁCSER E., SZIGETI G., SZABADVÁRY L. 1983: Mesterséges elektromágneses frekvenciaszondázási görbék számítása. ELGI 1982. Évi Jelentés, pp. 118–121.

DMITRIEV V. I., FARZAN R. H. 1980: Method for calculating anomalous electromagnetic field from local inhomogeneity. In: Mathematical models of the electromagnetic sounding and mapping in geophysics, V. I. Dmitriev and I. Kátai eds. pp. 95–111. ELTE, Budapest.

2.2.2 Induktív gerjesztésű elektromágneses frekvenciaszondázás fizikai modellezése*

A hazai szilárdásványok — elsősorban a bauxit és a kőszén — kutatásában évek óta eredményesen alkalmazzuk az induktív gerjesztésű elektromágneses frekvenciaszondázást (MFS). Horizontálisan rétegzett modellek esetén az

* Csathó B., Gémes M., Kardeván P., Prácsér E., Szarka L. (MTA GGKI)

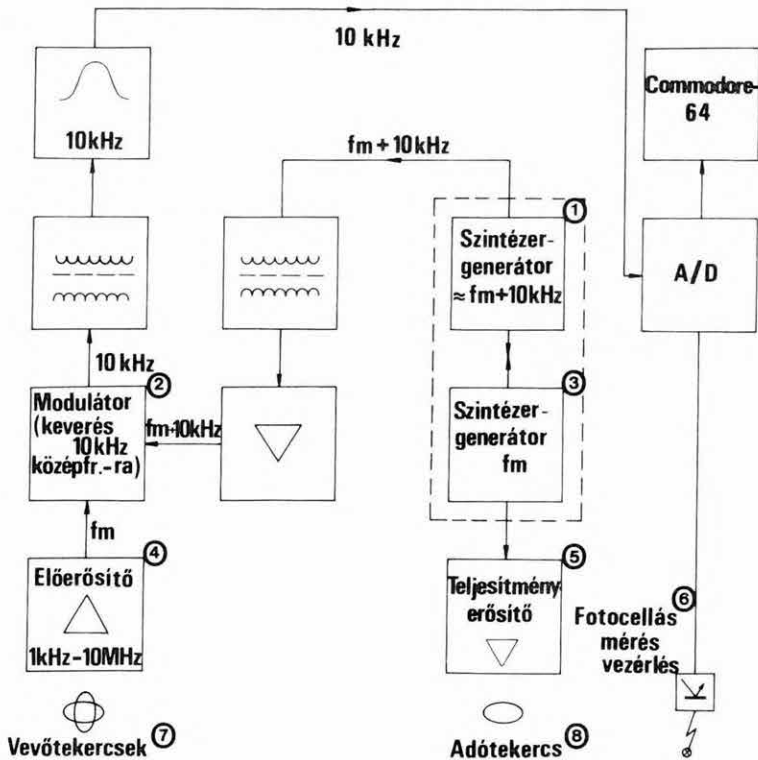
egyek elektromágneses térjellemzők megfelelő pontosságú meghatározása matematikai modellezéssel lehetséges. Különböző 2D, illetve 3D szerkezetek esetén a teljes elektromágneses tér leírása igen bonyolulttá válik, a térerősségek számítása bizonyos speciális közelítések kivételével csak gépidő igényes numerikus eljárásokkal végezhető el. Így a módszer felbontóképességének, a felszínközeli inhomogenitások tértorzító hatásának vizsgálatára eredményesebben alkalmazható a fizikai modellezés. Első lépésben — részben még a berendezés ellenőrzéseként — a két és három rétegből álló modellek feletti méréseket végeztük el.

A méréseket a soproni Elektromágneses Modellező Laboratóriumban végeztük, amelyet a Magyar Tudományos Akadémia Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézete, az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Geofizikai Kutató Vállalata és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közösen hozott létre. A laboratóriumban korábban már modelleztük a konduktív gerjesztésű elektromágneses frekvenciaszondázásokat, szelvényezéseket, a magnetotellurikus méréseket, valamint az egyenáramú térképező módszereket. Az utóbbiról az 1980. Évi Jelenlésben számoltunk be.

Az elektromágneses frekvenciaszondázáskor a vertikális és a horizontális mágneses térerősség értékek hányadosát mérjük, majd a mérések feldolgozása során látszólagos fajlagos ellenállás-látszólagos mélység szondázási görbéket számítunk. A terepi mérések modellezésére az 1983-84. év során kifejlesztettünk egy új mérőrendszert, amely viszonylag széles frekvenciasávban (20 kHz–6 MHz), a nagy frekvenciás jeltovábbítás szinte teljes kiiktatásával (10 kHz középfrekvencia), automatizált jelrögzítéssel nagy mennyiségű frekvenciaszondázás pontos elvégzését teszi lehetővé (51. ábra). Az adótekerccset tápláló teljesítményerősítő a nagy stabilitású szintézer-generátorról kapja a vezérlést. A vevőtekerccs jelét a tekerccs közelében elhelyezett szélessávú előerősítő erősíti, és modulátor transzponálja át a jelet a 10 kHz-es középfrekvenciára. A keverő jelet az adót vezérlővel azonos szintézer-generátor állítja elő. A jeltovábbítás, erősítés, szűrés a továbbiakban a 10 kHz-es középfrekvencián történik. Az adatok rögzítését Commodore-64 számítógép végzi, a mintavételezés időpontját fotocellás érzékelők vezérlik.

A modellmérések pontosságának ellenőrzése úgy történt, hogy a modellkád-ban különböző mélységű NaCl oldattal kétréteges, szigetelő aljzatú, horizontálisan rétegzett félteret modelleztünk, illetve a megfelelő modelléknél a térerősség hányadosokat számítással is meghatároztuk. Az 52. ábrán erre mutatunk be egy példát; a számított és a mért értékek közötti eltérés egyetlen frekvencián sem éri el az 1%-ot.

Mint ismeretes, a Maxi-Probe rendszerrel terepen mért szondázási görbék-ből transzformált ρ_a látszólagos fajlagos ellenállás- H látszólagos mélység görbéken az egyes geoelektromos réteghatárokat éles törések jelölik ki. Erre példa az 53/A ábrán bemutatott MFS görbe, amelyet egy dunántúli kutatási



Modell

f_m - mérési frekvencia⁹

51. ábra. A fizikai modellezéshez használt mérőrendszer blokkvázlata

Fig. 51. Block diagram of the apparatus used for physical modelling

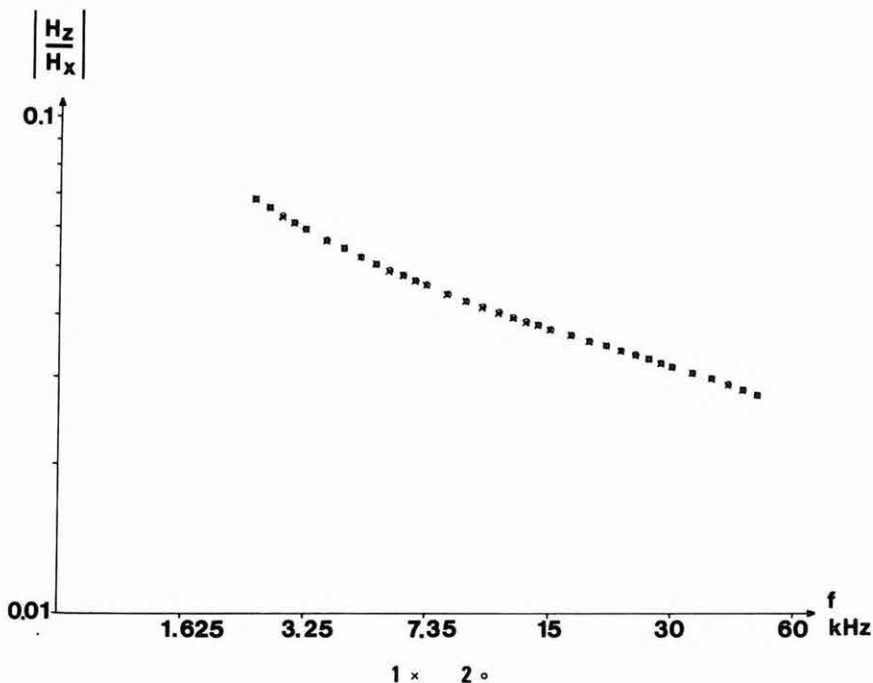
1 — syntheser generator; 2 — modulator (mixing to 10 kHz mean frequency); 3 — syntheser generator; 4 — preamplifier; 5 — power amplifier; 6 — photoelectric sensors; 7 — receiver coils; 8 — transmitter loop; 9 — measuring frequency

Рис. 51. Блок-схема измерительной системы, использованной при физическом моделировании

1 — синтезер-генератор; 2 — Модулятор (смешивание до частоты 10 кГц); 3 — синтезер-генератор; 4 — предусилитель; 5 — усилитель мощности; 6 — фотоэлектронные датчики; 7 — обмотка приемника; 8 — петля датчика; 9 — частота измерения

területen mélyített fúrás felett mértünk. A kétréteges, szigetelő aljzatú földtani felépítést horizontálisan rétegzett modellel közelítve, a görbén éles töréspont nem jelentkezik (53/B ábra, folyamatos vonal). Azonban a réteghatár — azaz az aljzat — igen kismértékű (a vizsgált esetben 2°-os) ferdtítése is a réteghatárt jelző törés jelentős erősödését vonja maga után (53/C ábra, szaggatott vonal).

Ez a jelenség csapás és dőlésirányú terítés esetén egyaránt jelentkezik. Így az a tény, hogy a valóságban a réteghatárok a legkritikább esetben tökéletesen horizontálisak, elképzelhető, hogy pontos kimutathatóságuk esélyeit növeli. Jól vezető, köztes réteg feletti elektromágneses modellezési eredmény látható az 54/A ábrán. A réteghatárokat az egyes görbeszakaszok érintőinek metszéspontjai 4–6% hibával jelölik ki. Ugyanezek a jelenségek megfigyelhetők a Hannukainen-i (Finnország) ércelőfordulás felett mért terepi görbén is (54/B ábra).



52. ábra. Matematikai és fizikai modellezés összehasonlítása szigetelő aljzatú kétréteges modell felett

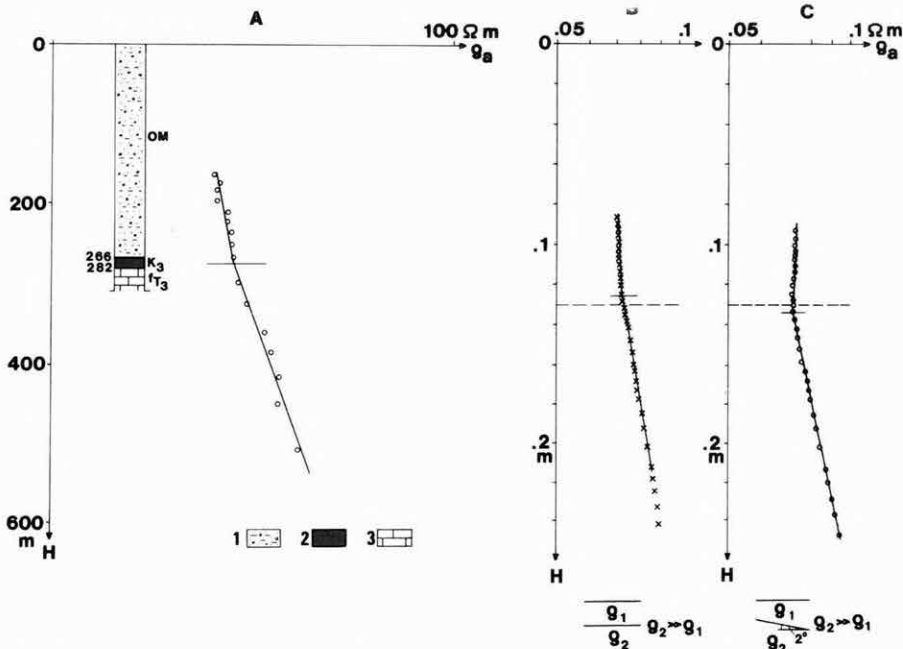
1 — mért érték; 2 — számított érték

Fig. 52. Comparison of mathematical and physical modelling over a horizontally layered two-layer model with resistive basement

1 — measured value; 2 — computed value

Рис. 52. Сравнение математического и физического моделирования над двуслойной моделью с изолирующим основанием

1 — измеренные значения; 2 — расчетные значения



53. ábra. Terepi mérés összehasonlítása matematikai és fizikai modellezéssel (kétréteges modell)

A) Fúráson mért elektromágneses frekvenciaszondázási görbe

1 — oligo-miocén kavicsos-homokos-agyagos összlet; 2 — kréta bauxit; 3 — triász dolomit

B) Matematikai modellezéssel nyert szondázási görbe vízszintes két-réteges modellel

C) Analóg modellezéssel, ferde réteghatár esetén (dőlésszög 2°) csapásirányú terítéssel nyert szondázási görbe

Fig. 53. Comparison of a field measurement with mathematical and physical modelling (two-layered model)

A) Electromagnetic frequency sounding curve measured over a bore-hole

1 — Oligocene-Miocene argillaceous, sandy, gravelly complex; 2 — Cretaceous bauxite; 3 — Triassic dolomite

B) Sounding curve obtained by mathematical modelling for horizontally layered two-layered model

C) Sounding curve obtained by analog modelling with strike-oriented spread for a dipping interface (dip angle 2°)

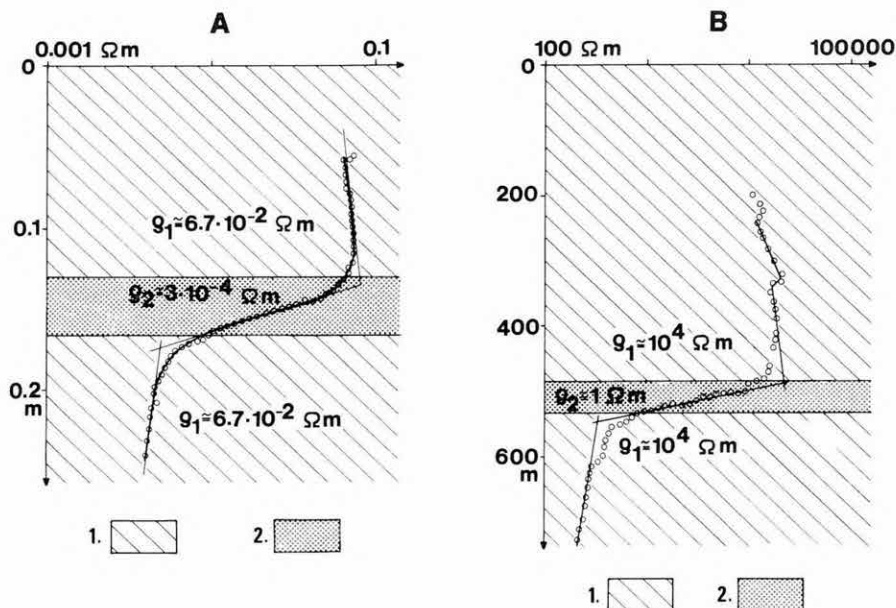
Рис. 53. Сравнение полевых измерений с результатами математического и физического моделирования (двуслойная модель)

A) кривая ЧЗ, измеренная у скважины

1 — гравийно-песчано-глинистый комплекс олигомиоценового возраста; 2 — меловой боксит; 3 — триасовый доломит

B) кривая ЧЗ для горизонтальной двуслойной модели, полученная математическим моделированием

C) кривая ЧЗ, полученная аналоговым моделированием в случае наклонной границы (угол наклона 2° , кривая получена разносом по простиранию)



54. ábra. Háromréteges modellen mért terepi MFS görbe összehasonlítása analóg modellezéssel

A) Jól vezető betelepülés, horizontálisan rétegzett modell (analóg modellezés)

1 — sós víz; 2 — grafit

B) Érckutató mérés (Hannukainen, Finnország)

1 — amfibolit; 2 — érc

Fig. 54. Comparison of an MFS field curve measured over a 3-layered model with the results of analog modelling

A) Conductive interbedding, horizontally layered model (analog modelling)

1 — salt-water; 2 — graphite

B) Transformed MFS curve of an ore prospecting survey (Hannukainen, Finland)

1 — amphibolite; 2 — ore deposit

Рис. 54. Сравнение полевой кривой ЧЗ, измеренной над трехслойной моделью, с результатами аналогового моделирования

A) Горизонтально-слоистая модель, проводящий прослой (аналоговое моделирование)

1 — солёная вода; 2 — графит

B) Измерение при разведке руд (г. Ганнукаинен, Финландия)

1 — амфиболит; 2 — руды

2.2.3 Magnetotellurikus műszerfejlesztés*

1984. nyarára befejeződött a DEF típusú magnetotellurikus mérőműszerek újabb változatának, a DEF-7-nek a fejlesztése. A digitális jelrögzítésű berendezés a magnetotellurikus (MT) méréseken kívül alkalmas az elektromágneses térbeállítás (EMT), a nagymélységű frekvenciaszondázás (MFS) és gerjesztett polarizációs (GP) mérésekre is. A mérőműszer blokkdiagramját az 55. ábrán mutatjuk be.

A DEF-7 berendezés az 1976-ban elkészült DEF-1 mérőműszerhez képest (Évi Jelentés 1976. 78–80. old.) az alábbi előnyökkel rendelkezik:

- vezérlése Intel 8080 típusú mikroprocesszorral történik a DEF-1-nél alkalmazott TTL áramkörök helyett. A mikroprocesszor alkalmazása nagyobb megbízhatóságot és rugalmas — programozható — mérésvezérlést tesz lehetővé;
- a hagyományos, ötcsatornás magnetotellurikus mérések mellett lehetséges a természetes elektromágneses tér E_z komponensének mérése is. Az E_z komponens ismerete új lehetőséget jelent az MT mérések értelmezésében. Segítségével meghatározható és a feldolgozásnál figyelembe vehető a vízszintes hullámterjedés, illetve a forrástér inhomogenitása;
- egy párhuzamos kimeneten keresztül a mérési adatok a méréssel egyidejűen mikroszámítógépbe vihetők, amely segítségével real-time adatminősítés, előfeldolgozás végezhető.
- a külső csatorna csatlakozás lehetőséget biztosít szinkron mérések végzésére.

A terepi bemérés és hitelesítés után a műszerrel 1984. őszén 20 ponton végeztünk magnetotellurikus szondázást.

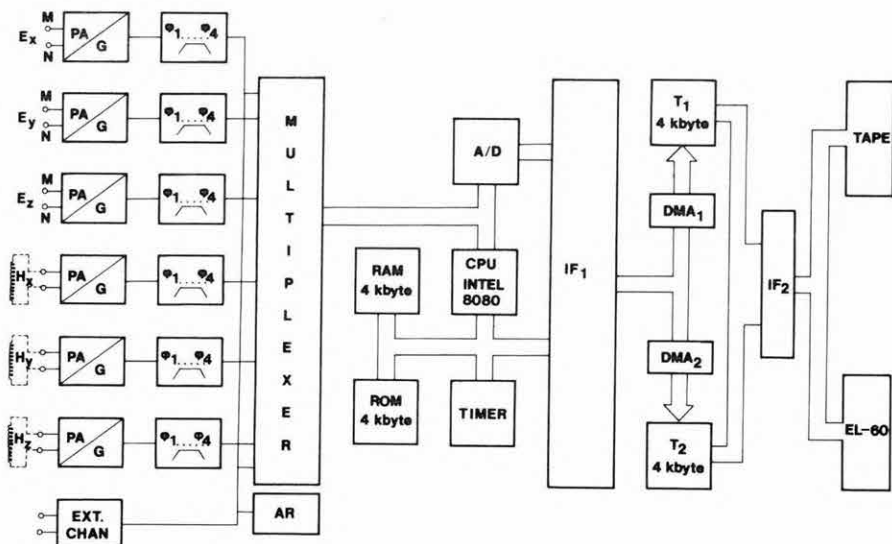
2.2.4 Régészeti célú geofizikai mérések**

A Központi Földtani Hivatal és az Ásatási Bizottság együttműködése keretében Intézetünk több éve végez leletfelderítő geofizikai méréseket a régészeti ásatási munka elősegítése érdekében. Az elmúlt év során tíz területen, különböző módszerekkel különféle feladatokat oldottunk meg. A régészeti objektumok ugyanis a kutatásukban alkalmazható geofizikai módszerek szempontjából három fő csoportba sorolhatók:

1. kisebb fajlagos ellenállású (agyagos) talajba ágyazott nagy ellenállású (mészkö) falak, amelyek radar- és ellenállásszelvényezéssel mutathatók ki;

* Varga G.

** Pattantyús-Á. M.



55. ábra. A DEF-7 elektromágneses digitális felvevő berendezés blokkvázlata
 E_x, E_y, E_z — elektromos csatornák; H_x, H_y, H_z — mágneses csatornák (érzékelő: indukciós szonda); PA — előerősítő; G — erősítő és érzékenységváltó; EXT. CHAN — külső csatorna csatlakozás; $\varphi_1 \dots \varphi_4$ — sávszűrő egység; AR — analóg regisztráló; A/D — analóg-digitális átalakító; RAM, ROM — CPU memória terület; TIMER — időzítő egység; IF₁ — INTEL 8080 processzor és DMA csatlakozás; DMA₁, DMA₂ — direkt memória címzés; T₁, T₂ — átmeneti tárolók (4+4 kbyte); IF₂ — csatlakozás a magnetofon és külső mikrogép felé; TAPE — mágnesszalagos egység; EL-60 — Elektronika-60 vagy külső mikrogép

Fig. 55. Block diagram of the DEF-7 electromagnetic digital recording equipment

E_x, E_y, E_z — electric channels; H_x, H_y, H_z — magnetic channels (with induction coil); PA — preamplifier; G — amplifier and sensitivity switch; EXT. CHAN — input of external channel; $\varphi_1 \dots \varphi_4$ — band-pass filter unit; AR — analog recorder; A/D — analog-to-digital converter; RAM, ROM — CPU memory blocks; TIMER — timing unit; IF₁ — interface for INTEL 8080 microprocessor and DMA; DMA₁, DMA₂ — direct memory access; T₁, T₂ — buffer storages (4+4 kbyte); IF₂ — interface for tape recorder and external microprocessor; TAPE — magnetic tape recorder; EL-60 — ELEKTRONIKA-60 or external microprocessor

Рис. 55. Блок-схема цифровой электромагнитной измерительной станции ДЭФ-7

E_x, E_y, E_z — электрические каналы; H_x, H_y, H_z — магнитные каналы (датчики: индукционные зонды); PA — предусилитель; G — усилитель и переключатель чувствительности; EXT. CHAN — контакт внешнего канала; $\varphi_1 \dots \varphi_4$ — узел полосовой фильтрации; AR — аналоговый регистратор; A/D — аналого-цифровой преобразователь; RAM, ROM — память CPU; TIMER — узел хронирования; IF₁ — интерфейс процессора INTEL 8080 и прямого доступа памяти; DMA₁, DMA₂ — прямые доступы памяти; T₁, T₂ — буферные памяти (4+4 кбайта); IF₂ — интерфейс магнитофона и внешней микро-ЭВМ; TAPE — накопитель на магнитной ленте; EL60 — микро-ЭВМ Электроника-60, или внешняя микро-ЭВМ

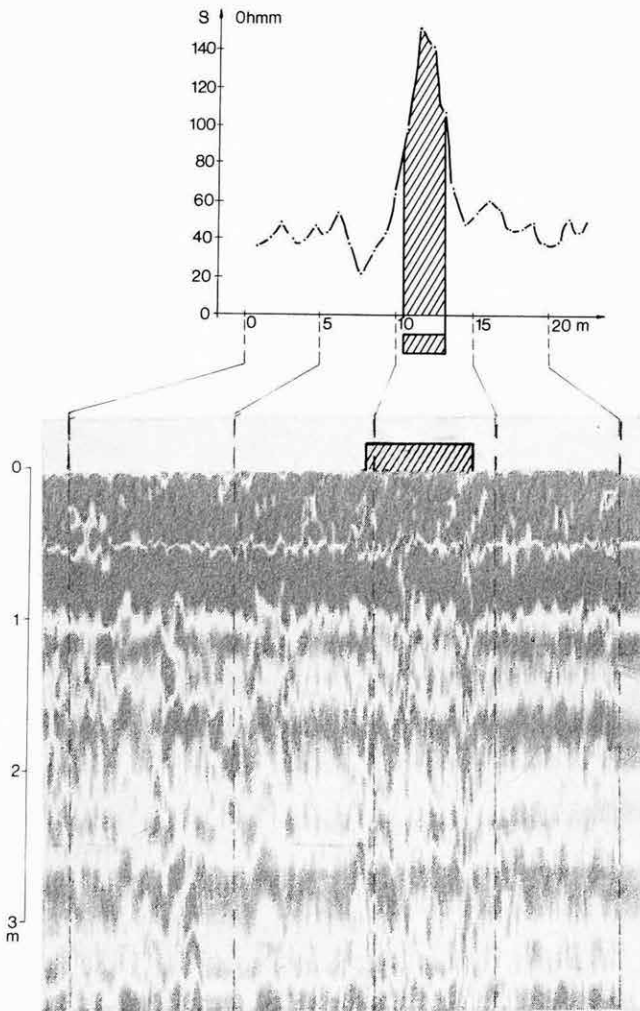
2. égetett tárgyak (kemencék, tűzhelyek, téglacserép-törmelék), amelyek termoremanens mágnesezettségük folytán mágneses mérésekkel kutathatók;
3. nagyobb fajlagos ellenállású környezetben (dolomit) levő kisebb ellenállású (törmelékkel kitöltött) bányagödör helye és mérete geoelektromos mélységszelvényezéssel határozható meg.

A Ságvár belterületén elhelyezkedő római erőd feltárását több tényező akadályozta: a jelenkori beépítettség, az erőd falainak az újkori építkezések idején történt kitermelés miatti hiányos volta, és a magas talajvízszint. A 70-es években újra megindult ásítás során is tisztázatlan maradt az erőd fal K-i, a mocsaras területhez közel eső oldala. A geofizika feladatává vált az erőd egyik legmélyebben fekvő részének, a DK-i saroktorony pontos helyének meghatározása. Első méréseink a GSSI (Geophysical Survey System Inc., USA) földtani radar berendezésével (GPR: Ground Probing Radar) végeztük, amelynek egyik ajánlott alkalmazási területe éppen a régészeti geofizika.

A radar nagy felbontóképességű, folyamatos szelvényezést tesz lehetővé. A felszínen elektromágneses impulzust gerjeszt és a felszín alatti, eltérő geoelektromos jellemzőjű határfelületekről visszavert jeleket egy szélessávú vevő-ernyővel regisztrálja. Egy jellemző felvételt mutat az 56. ábra. A radar felvételen a nagyobb dielektromos állandójú anyagból álló falmaradvány sok visszavert hullámot kelt, míg a környező talaj a hullámok nagy részét elnyeli. A visszaverődött jelek sűrű, sötét sávokban jelentkeznek, ezáltal különíthető el a felvételeken a falmaradvány. A mélységet közelítő módszerrel határozzuk meg: a mérési terület közelében ismert mélységbe jól visszaverő tárgyat (fém) ástunk el, amelynek jele jól felismerhető és ezt a mélységet jelöltük a felvételen. A regisztrátum felett feltüntettük a falmaradványra utaló jellegzetesség helyét, valamint a későbbiekben azonos nyomvonalon lemerített ellenállás szelvényt, amely ugyanott mutat nagyobb ellenállást, ahol a radar értelmezése alapján falat feltételeztünk. Az erőd saroktoronyát félnapos radar-szelvényezéssel fel tudtuk térképezni.

Visegrád-Várkert területén a XI. századi ispáni várhoz tartozó váralja település régészeti feltárásához kapcsolódóan végeztünk mágneses méréseket. A félig földbe mélyített házak mindegyikéhez tartozik kemence-maradvány, amelyek méréseink szerint -50 – $+90$ nT mágneses térerő változást okoztak. Egy kisebb terület mágneses térképét mutatjuk be az 57/A ábrán, amelyben a két jelentős anomáliát egy-egy házhoz tartozó égetőkemence okozta a feltárás szerint. Az említett objektumok annak ellenére jól felismerhetők, hogy két tényező is zavarta a mágneses teret:

1. a bemutatott terület D-i sarka közelében egy acélkonténer helyezkedik el, amelynek hatása igen jelentős;



56. ábra. Eltemetett fal felett mért radar-regisztrátum és ellenállásszelvény (római erőd, Ságvár). A vonalkázott rész a falra utaló jel-sűrűsödés, ill. ellenállás maximum

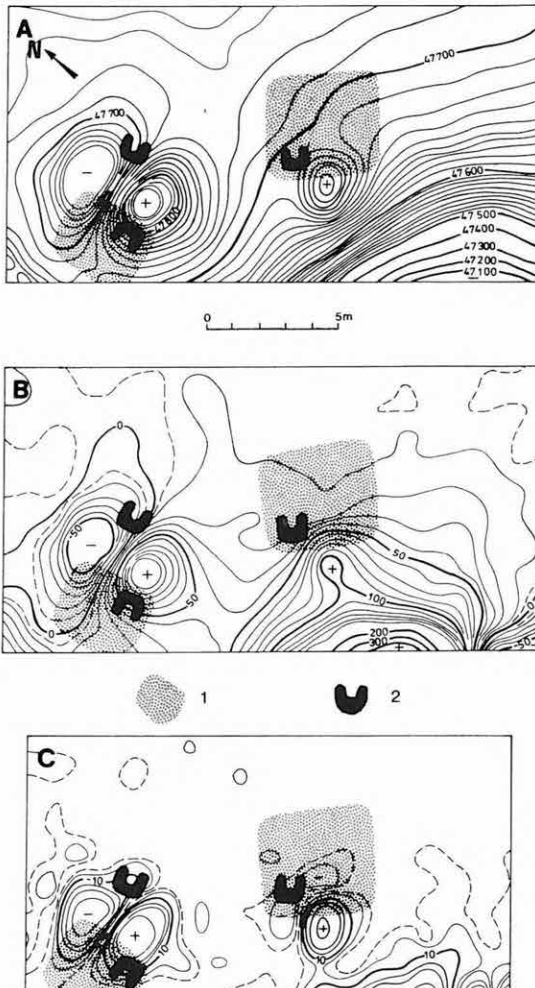
Fig. 56. Radar recording and resistivity profile over a buried wall (Roman fortress, Ságvár). Hatched area indicates signal densification and resistivity highs, respectively

Рис. 56. Радарная запись и разрез по сопротивлению над засыпанной стеной (римская крепость, Шагвар). Заштрихован указывающее на стену уплотнение сигналов и максимумов сопротивления

2. az egész település vulkanikus eredetű környezetben van.

A zavaró hatások kiküszöbölése céljából egyrészt a méréseket két szondamagassággal végeztük és vertikális gradienst számoltunk (57/B ábra), másrészt a mérési eredményeket felülatéresztő szűrővel megszűrtük. A szűrt térkép az 57/C ábrán látható, mely már csaknem egyedül a keregett kemencék okozta anomáliákat tartalmazza.

A balácapusztai római villagazdaság 16 hektáros területen helyezkedik el. Régészeti feltárása a század elején kezdődött, 12 épületegyüttes hozzávetőleges helyét és kiterjedését határozták meg. Az 1970-es években két épületet tártak fel. A további épületek feltárásához geoelektromos ellenállásméréseket végeztünk. Egy jellemző ellenállás-szelvényt mutat az 58. ábra. Az *a* jelű görbén a mért értékeket ábrázoltuk simító szűrés után, és több ilyen szelvény alapján



szekesztettük meg a terület fajlagos ellenállás térképét. Ezen a nagyobb ellenállású anomáliák a felszínközeli törmelékes zónák, vagyis az épület kiterjedését jelölték ki. Az ábra *b* görbét a mért adatoknak elméleti modellből számított konvolúciós szűrésével állítottuk elő. Ennek célja a fal-hatások kiemelése a törmelék hatásából. A szűrt szelvények fal-indikációinak korrelálásával sikerült az épület-együttes alaprajzának egy lehetséges változatát is megszerkeszteniünk.

Budapest-Farkasréten, a Denevér utca környékén (59. ábra) viszonylag nagy területen, elszórtan kerültek elő olyan leletek (tűzkő-szilánkok, agancsszerszámok), amelyek közeli tűzkőbánya jelenlétére utaltak. A fensík oldalfalával párhuzamosan mért ellenállás szelvények alapján a nagy fajlagos ellenállású dolomitban elhelyezkedő kisebb ellenállású törmelékes zónákat jelöltük ki ásátás céljára. Az egyik ilyen kisebb ellenállású, a mélység-szelvények szerint mélyebbre lenyúló zóna valóban a keresett tűzkőbánya helyét jelölte ki, amint azt az azóta megindult feltárás igazolta. Az eddigi régészeti kutatás eredményei szerint egy 50 ezer éves, a középső paleolitikumból származó, jelentős érdeklődésre számot tartó, Európában egyedülálló lelőhely körvonalai bontakoznak ki. A 60. ábrán a méréseink alapján szerkesztett perspektivikus kép látható, amely a környezetéhez képest kisebb ellenállású bányagödör alakját tükrözi.

A bemutatottakon kívül több régészeti területen is eredménnyel járt a geofizikai mérések alkalmazása. Aszódon, a Kis-Balaton területén és Alsóhetény-pusztán az előző években megkezdett méréseket folytattuk (1982. Évi Jelentés, 122–124. old.). Visegrádon a Sibrik-domb római erődre épült ispáni várának belső udvarán két épület helyét derítettük fel ellenállás szelvényezéssel, amelyet

57. ábra. Eltemetett középkori település-maradványok felett mért mágneses térképek (középkori település, Visegrád-Várkert)

1 — lakógödör helye; 2 — kemence helye

A) Totális intenzitás [nT]

B) Vertikális gradiens [nT/m]

C) Felületáteresztő szűrővel szűrt reziduál térkép [nT/m]

Fig. 57. Magnetic maps over remnants of buried medieval dwellings (medieval settlement, Visegrád, Hungary)

1 — places of dwellings; 2 — places of kilns

A) Total intensity [nT]

B) Vertical gradient [nT/m]

C) Residual map obtained by high-pass filtering [nT/m]

Рис. 57. Магнитные карты над остатками средневекового захороненного посёлка (средневековый посёлок, Вишеград-Варкерт)

1 — места жилой ямы; 2 — места печи

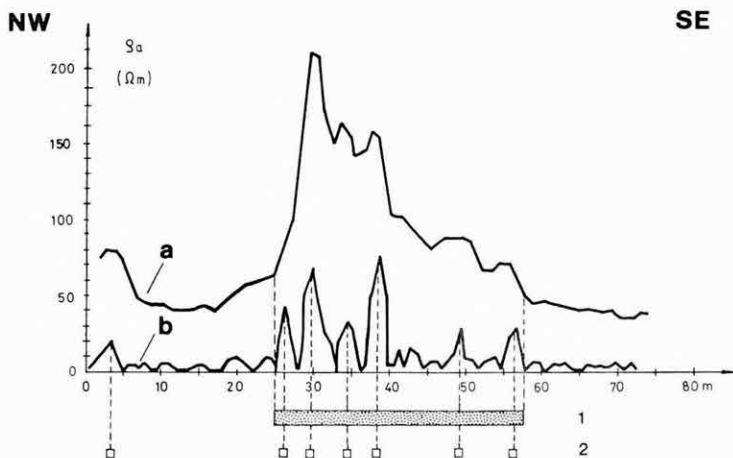
A) тотальная интенсивность [нТ]

B) вертикальный градиент [нТ/м]

C) Карта остаточных аномалий [нТ/м]

1985-ben fognak feltárni. Esztergomban egy középkori bencés kolostornak a szomszédos sportpálya területe alá benyúló részét határoltuk le szintén ellenállás szelvényezéssel.

Mindezen eredmények elérésében jelentős segítséget nyújtott dr. Korek József, a Magyar Nemzeti Múzeum főigazgató helyettese, valamint az együttműködő, az egyes feltárásokat vezető régész munkatársak: dr. Tóth Endre, Kovalovszky Júlia, Lovag Zsuzsa (Magyar Nemzeti Múzeum), Gáboriné dr. Csánk Vera (Budapesti Történelmi Múzeum), Palágyi Szilvia (Bakony Múzeum, Veszprém) és Szőke Mátyás (Mátyás Király Múzeum, Visegrád).



58. ábra. Eltemetett római épület-maradvány felett mért ellenállásslzvény (római villagazdaság, Balácapusztá)

a) a mért ellenállásslzvény, amely a romok kiterjedését jelzi; b) szűrt szelvény, amely a falindikációkat jelzi;
1 — a romok kiterjedése; 2 — falindikációk

Fig. 58. Resistivity profile over buried Roman building-remains (Roman homestead, Balácapusztá)

a) measured resistivity profile, indicating the extent of the ruins; b) filtered profile, showing wall-indications;
1 — extent of the ruins; 2 — wall indications

Рис. 58. Измеренный профиль по сопротивлению над остатком захороненного римского здания (римское хуторное хозяйство, Балацапуста)

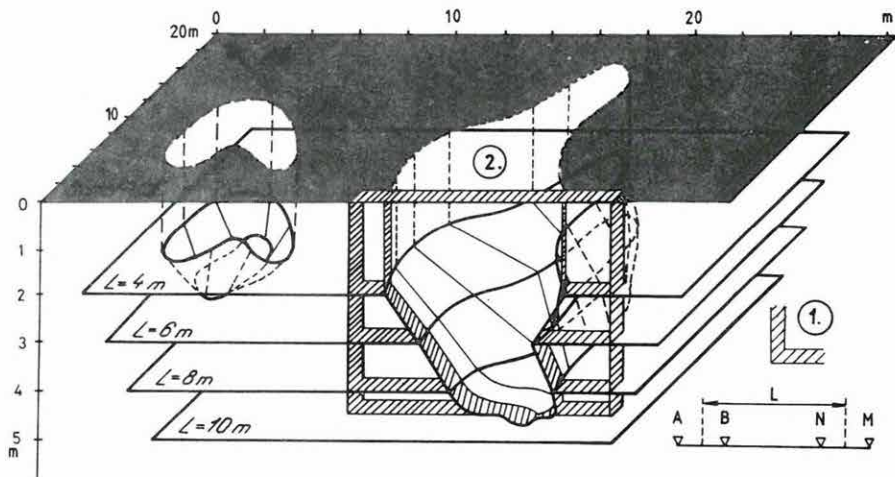
a) измеренный профиль по сопротивлению, который показывает размеры развалин; b) профиль октаториных аномалий который показывает индикация стен;
1 — размер остатков; 2 — индикация стен



59. ábra. 50 000 éves kovabánya geofizikai kutatásának és régészeti feltárásának látképe (Budapest, Farkasrét)

Fig. 59. Areal view of the geophysical exploration and archeological excavation of a 50,000 year old flint mine (Budapest, Farkasrét)

Рис. 59. Общий вид геофизических исследований и археологических раскопок 50 000-летней кремневой шахты (Будапешт, Фаркашрет)



60. ábra. Geofizikai adatokból szerkesztett háromdimenziós kép, amely az őskori kovabánya alakját tükrözi (Budapest, Farkasrét)

1 — az 1984. évi ásatás területe; 2 — a paleolitikus tűzkőbánya területe

Fig. 60. Three-dimensional reconstruction of the original shape of the prehistoric flint mine, based on geophysical data (Budapest, Farkasrét)

1 — area of excavation, 1984; 2 — area of the Palaeolithic flint mine

Рис. 60. Трехмерная картина полученная по геофизическим данным, которая отражает форму кремневой шахты средних веков (Будапешт, Фаркашрет)

1 — территория раскопок 1984 года; 2 — территория палеолитической кремневой шахты

2.2.5 Hegyvidéki gravitációs mérések kiértékelése*

Az utóbbi években végzett gravitációs módszerfejlesztés során világossá vált, hogy a hegyvidéki gravitációs mérések speciális kiértékelési eljárást igényelnek. A Bouguer-anomália térképek készítésénél a mért értékekre többféle korrekciót kell alkalmazni, hegyvidéki méréseknél azonban ezeknek a szokásos korrekcióknak az elvégzése nem elegendő. A szakirodalomban eddig még nem ismertettek olyan módszert, amely a hegyvidéki mérések kiértékelésére alkalmas, ezért 1980-tól kezdve egy új eljárás kidolgozásával kezdtünk foglalkozni.

Hegyvidéki méréseknél a legfontosabb hibaforrások a következők:

- a Bouguer-anomáliák nem síkra, hanem a szabálytalanul változó topográfia felszínére vonatkoznak, ezért az anomáliák értéke és alakja eltorzul;

* Pintér A., Stomfai R.

- a konstans átlagsűrűséggel számolt Bouguer-korrekciónak miatt az igen változó sűrűségű kőzetekből felépített, változékony domborzatú területek magassáértékei és Bouguer-anomáliái között lokális korreláció lép föl, s ez tovább nehezíti az értelmezést.

E hibaforrásokból következnek a megoldandó feladatok:

- a nem síkra, hanem változó tengerszint feletti magasságra vonatkozó gravitációs anomáliákat egy közös síkra kell átszámítani. Ez analitikus fölfelélélytatással történhet;
- a gravitációs mérési adatok és a magasság értékek lokális korrelációjából meg kell határozni a felszínközeli kőzetek átlagsűrűségét, és e pont-ról-pontra változó sűrűséggel pontról-pontra korrigálni kell a Bouguer-anomália értékeket.

1984-ben elkészült a felszínközeli változó átlagsűrűséget számító program, valamint az analitikus fölfelélélytatás programja. Mindkettőt sikerrel alkalmaztuk a Mátra hegység egy kisebb kísérleti területén. A korrelációk számításánál még több megoldandó probléma van. Az új kiértékelési módszert először a Ny-Mátrában 1980–84-ben végzett gravimétermérésekre kívánjuk alkalmazni.

2.2.6 A topografikus hatás számítógépes meghatározása*

Korábban a topografikus hatást úgy számoltuk, hogy minden mérési pontra térképből kiolvastuk az átlagmagasságokat. Az átlagmagasságok környűri szektorokra vonatkoznak. Az átlagmagasságoknak megfelelő korrekció értékét az irodalomban ismertetett táblázatokból vettük. Ez az eljárás igen sok munkaidőt és munkaerőt igényelt, a hibalehetőség is nagy volt. Időszerűnek látszott ezért ezt a számítást számítógépre vinni.

Az újonnan kidolgozott topografikus korrekciós számítás alapja egy olyan adatrendszer, amelyet úgy kapunk, hogy az 1:10 000 méretarányú szintvonalas térképekből 100 m × 100 m-es területekre kiolvassuk az átlagmagasság értékeket és azt számítógépben tároljuk. A topografikus hatásszámítás körébe vont terület — a régi eljárástól eltérően — nem környűri szektor, hanem négyzet. A régi eljárás egy 44 km átmérőjű kör területén belül levő topografikus hatást vett figyelembe, az új eljárással pedig a figyelembe vett négyzet élhosszúsága 51 km.

A topografikus hatás számítása két részből áll:

- a távolhatás számítása,
- a közelhatás számítása, amelybe az ún. közvetlenhatás is beleértendő.

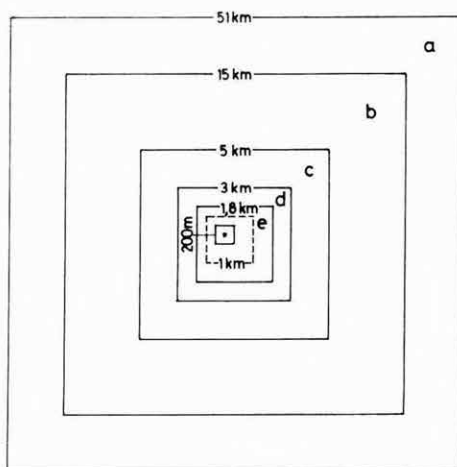
* Schönviszky L., Stomfai R.

A távolhatás számításánál a számításba vont terület olyan négyzetes gyűrűkre (zónákra) van felosztva (61. ábra), amelynél a nagyobb zóna belső élhosszá-
sága a következő kisebb zóna külső élhosszúságával azonos. Az egyes zónákat — a mérési ponttól való távolság függvényében — különböző alapterületű négyzetekre osztjuk, amelyek a hasábok alapjai. Ezen négyzetes alapú hasábok átlagmagasságai is a 100 m×100 m-es négyzetes hasábok átlagmagasságából vannak átlagolva. A zónák adatai:

	külső élhosszúság (km)	belső élhosszúság (km)	a hasáb alapterülete (km ²)
<i>a</i> zóna	51	15	3×3
<i>b</i> zóna	15	5	1×1
<i>c</i> zóna	5	3	0,5×0,5
<i>d</i> zóna	3	1,8	0,3×0,3
<i>e</i> zóna	1,8	0,2	0,1×0,1

A legbelső (1,8 km élhosszúságú) zónán belül levő, a mérési pont környezetét jelentő 200 m×200 m-es négyzet már a közelhatás számításának körébe tartozik, ezért a távolhatás számítása során nincs figyelembe véve. Mindazon mérési pontoknál, amelyek az *e* zóna belső (a 61. ábrán szaggatott vonallal jelzett, 1 km×1 km-es) területén vannak, a zónabeosztást rögzítettnek vesszük.

A számolás meggyorsítása érdekében négyzetes hasáboknak a mérési pontra vonatkozó hatását közelítéssel számítjuk. A mérési pont 300 m sugarú környe-



61. ábra. A távolhatás számítása

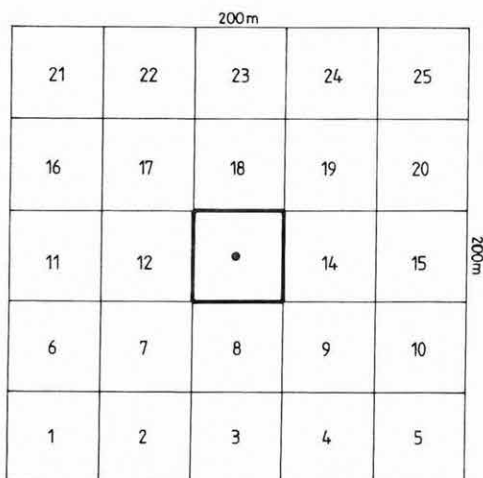
Fig. 61. Computation of the far-field effect

Рис. 61. Расчет дальнего эффекта

zetében a négyzetes hasáb hatását 9 tömegponttal közelítjük (Dr. Steiner Ferenc módszere alapján). A tömegpontok a hasáb közepén, ill. sarkain helyezkednek el. A távolabbi hasábokat ún. gravitációs pálcákkal (tömegfonalakkal) helyettesítjük. A szükséges programokat az R-35-ös számítógépre írtuk. A programok $100\text{ m} \times 100\text{ m}$ -es rácshálózat sarokpontjaira számítják ki a távolhatást, a sztereografikus térképek hálózati beosztásához illeszkedve, 5 különböző magasságra. Az eredményeket táblázatos formában iratjuk ki. A táblázatokot a terepi mérőcsoport használja úgy, hogy $100\text{ m} \times 100\text{ m}$ -es területen belül levő mérési pont topografikus távolhatását a mérési pont magasságának megfelelő értékek között a sarokpontoktól való távolság függvényében a táblázat segítségével interpolálja.

A távolhatás számításánál az említett táblázatos megoldás mellett készült olyan program is, amely a számítást R-35 számítógépen minden mérési pontra külön-külön, közvetlenül végzi el. Az 1980–84 között végzett mátrai gravitációs mérések topografikus korrekciója az utóbbi programmal is elkészült.

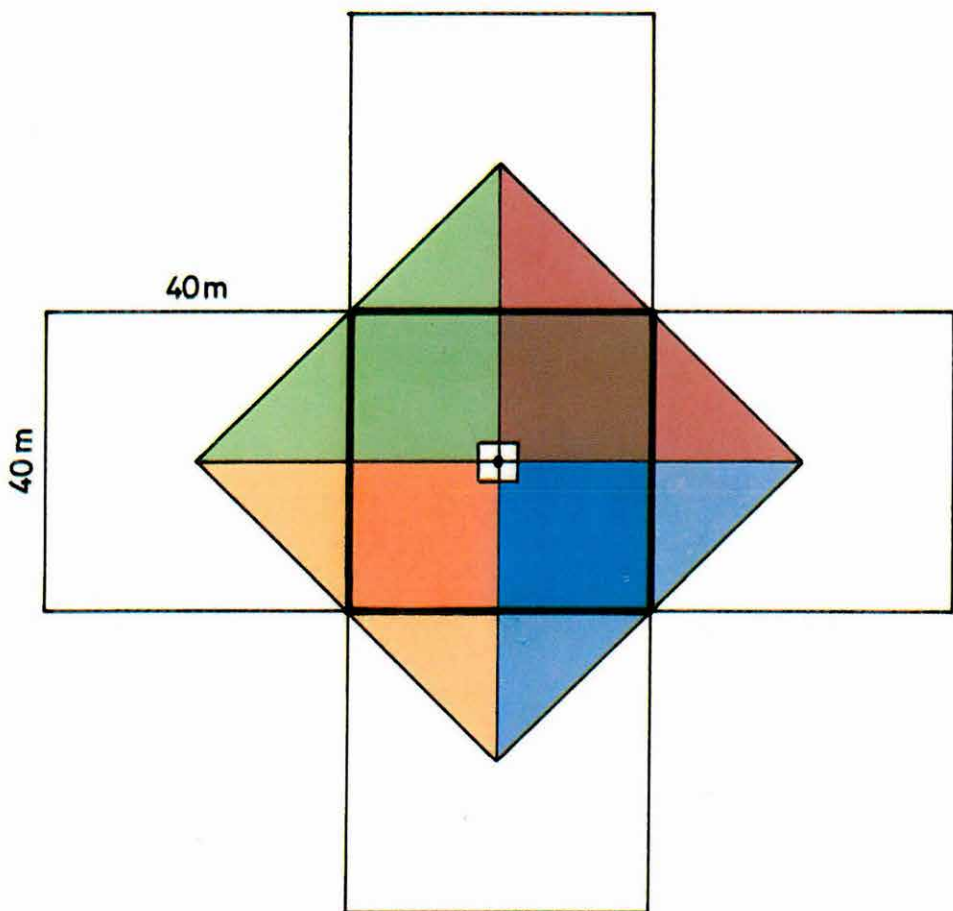
A közelhatás számításánál a mérési pontot körülvevő $200\text{ m} \times 200\text{ m}$ -es négyzet területét 25 db $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ -es négyzetre osztjuk (62. ábra). A legbelső $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ -es négyzet topográfiájából számítjuk a közvetlenhatást, a többi 24 db $40\text{ m} \times 40\text{ m}$ -es négyzet átlagmagasságaiból pedig a közelhatást. A közelhatás számításához az átlagmagasságokat egy 1:10 000 méretarányú szintvonalas térképből olvassuk ki, minden mérési pontra külön-külön. A közelhatás számítását nem négyzetes hasábbal közelítjük, mert ez nagyon lassú lenne, hanem harmadfokú közelítéssel oldottuk meg, HP-41C programozható zseb-



62. ábra. A közelhatás számítása

Fig. 62. Computation of the near-field effect

Рис. 62. Расчет ближнего эффекта



63. ábra. A közvetlen hatás számítása

Fig. 63. Computation of the immediate effect

Рис. 63. Расчет непосредственного эффекта

kalkulátorral. A közvetlenhatás-számítás a 63. ábrán vastag vonallal jelölt, középső négyzetre vonatkozik. Ennek közepén van a mérési pont. A közvetlenhatás számításához a középső négyzet átlagmagasságán kívül a szomszédos 4 db négyzet átlagmagasságai is szükségesek (63. ábra). A középső négyzetet 4 db olyan kis csonka négyzetre osztottuk, amelyből a mérési pont körüli $2\text{ m} \times 2\text{ m}$ -es négyzet hiányzik, feltételezzük ugyanis, hogy a mérési pont körüli $4\text{ m} \times 4\text{ m}$ -es négyzet területén a terep vízszintes sík. A számításnál itt is harmadfokú közelítés ad gyors megoldást.