

*KARSZTFEJLŐDÉS XX.**Szombathely, 2015. 81-99.**DOI: 10.17701/15.81-99***GEOFIZIKAI VIZSGÁLATOK A HARAGISTYA–SZILICE–
BORZOVA KARSZTTERÜLETEN (HU-SK)****GEOPHYSICAL EXPLORATION OF THE HARAGISTYA –
SZILICE – BORZOVA KARST AREA (HU-SK)****GRUBER PÉTER¹–GAÁL LAJOS²–BALÁZS ILMA³–
MÁTRAHALMI TIBOR³–SERFŐZŐ ANTAL³–AMBRUS MAGDOLNA⁴**¹Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, 3758 Jósvafő, Tengersizem oldal 1.²Szlovák Barlangok Igazgatósága, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš³Geogold Kárpátia Kft., 4183 Kaba, Mátyás király u. 59.⁴KSZI Környezetvédelmi Szakértői Iroda, 1132 Bp., Kresz Géza u. 18.

Abstract: Based on various studies, the aim of the research was to determine the extent of the Imre Vassand Milada Cave catchment area. Eighty VES (vertical electrical sounding) and 2000RMT (radio magneto telluric) geophysical measurements were performed. Fifty geological cross-sections were constructed based on this information, providing us with resistivity maps and fracturing scheme in the prospected area. Finally, 2 karst vulnerability maps were drawn.

1. Bevezetés

Jelen tanulmány „Az Aggteleki-karszt és a Szlovák-karszt világörökség barlangjainak kezelése” (azonosító száma: HUSK/1101/221/0180) című projekt keretén belül elvégzett geofizikai vizsgálatokat és eredményeit mutatja be. Az alkalmazott geofizikai módszerek célja a karsztos kutatási terület szerkezeti-tektonikai jellemzőinek, a karsztvíz áramlását befolyásoló repedezett zónák, felszínalatti járatok, üregek részletesebb feltárása volt. A Magyarország–Szlovákia Határon Átnyúló Együttműködési Program keretében zajlott vizsgálatokat a Karst Survey Konzorcium (GeoGold Kárpátia Környezetvédelmi és Mérnöki Szakértő Kft. és KSZI Környezetvédelmi Szakértői Iroda Kft.) végezte az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság és a Szlovákiai Barlangok Igazgatósága szakmai irányítása mellett.

2. A kutatási terület általános jellemzése

A vizsgált terület az Aggteleki- és Szlovák-karszt DNy-i részén, Szlovákia és Magyarország területén helyezkedik el, közvetlen az országhatár mentén.

A szlovák területrészen a Szilicei-fennsík DK-i részét fedi, Gombaszög, Szilice és Borzova településeket érintve. A magyarországi térségben a Szilicei-fennsík ide eső nyúlványát, a Haragistyai-fennsík területét, részben a Jósmafői-fennsík ÉNy-i részét, valamint az Alsó-hegy nyugati csücskét foglalja magába, nyugati határvonala a Lófej-völgy.

A terület sajátos arculata – a karsztos formakincs, a felszín alatti vízhálózat, a nagyszámú barlang – a felépítésében döntő szerepet játszó középső-triász, jól karsztosodó mészköveiben és dolomitjaiban alakult ki (Wettersteini mészkő, Gutensteini mészkő és dolomit, Steinalmi mészkő). A felsorolt mészkövek a hozzájuk társuló idősebb, alsó-triász vízzáró agyagpalával és homokkővel együtt igen bonyolult tektonikai kapcsolatban vannak: a kőzetsorozatok egymás mellett és egymás fölött is előfordulnak, mivel gyúrt, pikkelyes és vetős szerkezetekkel is találkozunk a területen. Ez utóbbiak kialakulása az alpi hegységképződésnek köszönhetőek (SZENTPÉTERY – LESS 2006)

A vizsgált területen a triász képződmények fedőjében kis vastagságban, egyenetlen eloszlásban negyedidőszaki képződmények is jelen vannak. A karsztfennsíkok töbreit dominánsan vörösgyag tölti ki. A kitöltő üledékek típusai: humuszoszegény, szialitos terra-rosa, agyagbemosódásos kőzetliszt, nagy szervesanyag-tartalmú vörösgyag. Helyenként nagyobb tömegben halmozódik fel a szálkőzet anyagából álló hegylábi törmelék. A patakok völgyében és nagyobb vízmosások aljában allúvium található.

3. Alkalmazott anyag és módszer

A geoelektromos kutatómódszerek olyan geofizikai eljárások, amelyek a földfelszínen végzett elektromos, illetve elektromágneses mérések alapján a felszín alatti földtani képződmények (szerkezetek) felderítését teszik lehetővé. A különböző geológiai formációkat alkotó kőzetekben természetes eredetű elektromágneses terek keletkeznek, illetve mesterségesen gerjesztett terek hozhatók létre. Ezen terek jellemzői függenek a különböző kőzettartományok elektromos tulajdonságaitól és a különböző tulajdonságú részek térbeli elhelyezkedésétől. A terepi mérési eredményekből alkalmas kiértékelési és értelmezési eljárások segítségével a felszín alatti földtani szerkezetek elektromos tulajdonságaira és mélységbeli helyzetére lehet következtetni és az így kapott információkat lehet földtanilag értelmezni, interpretálni.

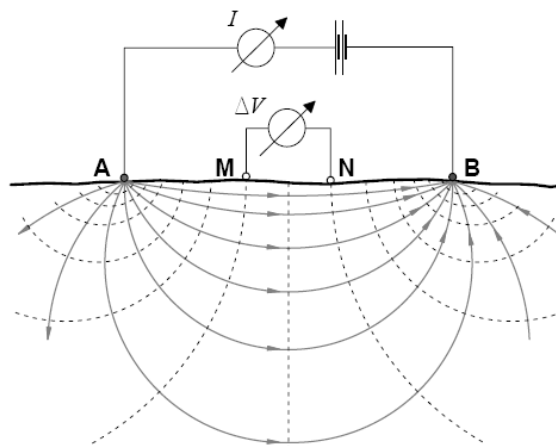
3.1. A vertikális elektromos szondázás (VESZ) elméleti háttere

A vertikális elektromos szondázás (továbbiakban VESZ) széles körben elterjedt, már hagyományosnak számító egyenáramú geoelektromos feltérési módszer, amit az Aggteleki-karszt kutatásában már korábban is alkalmaztak (VERESS 2008, 2009, 2014). A mérések által a földfelszínről, a mérési pont mélységbeli tengelyére vonatkoztatva, a vizsgált közeg geoelektromos tulajdonságai alapján (fajlagos ellenállás, indukált potenciál, spontán potenciál) egymásra épült rétegeket tudunk elkülöníteni. Ezen tulajdonságok alapján következtetéseket vonhatunk le a vizsgált talaj-, ill. kőzetrétegek anyagi minőségére, mivel a különböző kőzetek, talajrétegek porozitásuk, nedveségtartamuk, ásványi és kémiai összetételük alapján eltérő elektromos tulajdonságokkal bírnak.

A VESZ során két darab, néhány deciméteres tápáram elektróda (A, B) segítségével egyenáramot vagy alacsony frekvenciás ($f < 100$ Hz-es) I erősségű áramot juttatunk a talajba, aminek hatására egyenáramú áramtér jön létre. Az így keletkezett ΔV potenciálkülönbséget két mérőelektróda (M, N) észleli. Az áramerősség és a feszültség mértékének ismeretében, adott mérési elrendezés mellett kiszámíthatjuk az áram átvirta kőzetek ρ_a látszólagos fajlagos ellenállását (1). Az elektróda-kiosztás hatását a K geometriai tényezőbe foglaljuk (2).

$$\rho_a = K(\Delta V/I)[\Omega\text{m}] \quad (1)$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad [\text{m}] \quad (2)$$



1. ábra. A geoelektromos mérés elrendezésének elvi vázlatja
Fig. 1: Geoelectrical measurements schematics

A táp és mérőelektrodák helyének és távolságának meghatározása alapján különböző elektróda elrendezéseket használatosak a mérés céljának megfelelően. Jelen esetben a gyakran alkalmazott Schlumberger-elrendezéssel dolgoztunk. Az elrendezés alapján az A és B tápelektrodák távolságát szimmetrikusan növeljük, ezáltal nyerünk adatokat az egyre mélyebben elhelyezkedő közegekről. A mérés lehatolási mélysége akár több kilométer is lehet a tápelektrodák terpesztésével. (1. ábra). A méréseket Diapír 10R típusú geoelektromos műszerrel végeztük.

3.2. A rádió-magnetotellurika (RMT) módszer elméleti háttere

A rádió-magnetotellurika (RMT) az alacsonyfrekvenciás (VLF – Very Low Frequency) geofizikai kutatómódszerek közé tartozik, lényegében ennek egy továbbfejlesztett verziója. Az elektromágneses indukción alapuló módszer, illetve az alkalmazható műszer fejlesztését a svájci Centre d'Hydrogéologie et de Géothermie Neuchâtel (CHYN) központban kezdték el az 1980-as években. Az elektromágneses (EM) geofizikai mérések esetén a földtani információszerzésre az elektromágneses teret használjuk fel, amelyben csatolt a változó elektromos és a mágneses tér. Az elektromágneses tér behatol a földtani szerkezetekbe, a mért térjellemező paraméterekben megjelenik a közegre vonatkozó információ, az EM paraméterek mérésével módunk van a képződményekre vonatkozó földtani információkat megadni és rekonstruálni.

Az alacsonyfrekvenciás (10-30 kHz) mérések során távoli katonai, navigációs rádióadók által sugárzott elektromágneses (EM) hullámokat használjuk fel. A hullámok forrásától megfelelő távolságban (a mérési pontban), az elsődleges elektromágneses tér vertikális és horizontális összetevőinek terjedése síkhullámként írható le. A felszín alá hatolva, az elsődleges EM mező, egy jóval kisebb másodlagos EM teret indukál, amelynek intenzitása az átjárt rétegsor elektromos ellenállásának függvénye. A másodlagos EM tér egy horizontális elektromos (E_{sx}) és az ehhez társuló mágneses mezőből (H_s) áll, amely vertikális és horizontális komponensekre bontható. A vevő az elsődleges és másodlagos tér eredőjét, vagyis a totál teret méri. Mivel ismerjük az elsődleges teret és a totál térhez viszonyított fáziskülönbséget, a másodlagos tér meghatározható. Mindezek ismeretében információt nyerhetünk a felszín közeli földtani felépítésről. Az érzékelt elektromágneses komponensek függvényében több módszer is létezik. A mérések folyamán arról a geológiai szerkezetről nyerünk információt, amelyen áthatolnak

az elektromágneses hullámok. Ez a behatolási mélység (δ) a hullám frekvenciájától és a felszínalatti közeg elektromos vezetőképességétől függ (3):

$$\delta = 503.3 \sqrt{\frac{\rho_a}{f}} \quad (3)$$

ahol: δ [m] a behatolási mélység, ρ_a [Ωm] a közeg látszólagos elektromos ellenállása, f [Hz] az adó frekvenciája. Ezek alapján a behatolási mélység egyenesen arányos a látszólagos elektromos ellenállás és fordítottan arányos a frekvencia gyökével.

Az RMT módszer működési alapelve megegyezik a VLF (Very Low Frequency-Resistivity) alacsonyfrekvenciás ellenállásmérő műszer alapelveivel, azonban ehhez képest szélesebb frekvenciatartományon képes mérni. Az általunk alkalmazott RMT-készülék 12 kHz-től a 240 kHz-es frekvenciatartományban sugárzó adók jeleit fogja. Ennek köszönhetően lehetőség van a szondázásra, vagyis hogy egy ponton – három különböző frekvencia segítségével – három különböző mélységben mérhetjük a képződmények látszólagos ellenállást. Az RMT mérés során a helyi mágneses és a rá merőleges elektromos komponens határozzuk meg adott frekvenciatartományokon. Ezekből a rétegeklátszólagos elektromos ellenállása (ρ_a) a *TIKHONOV* (1950) és *CAGNIARD* (1953) képlete alapján számolható (4, 5):

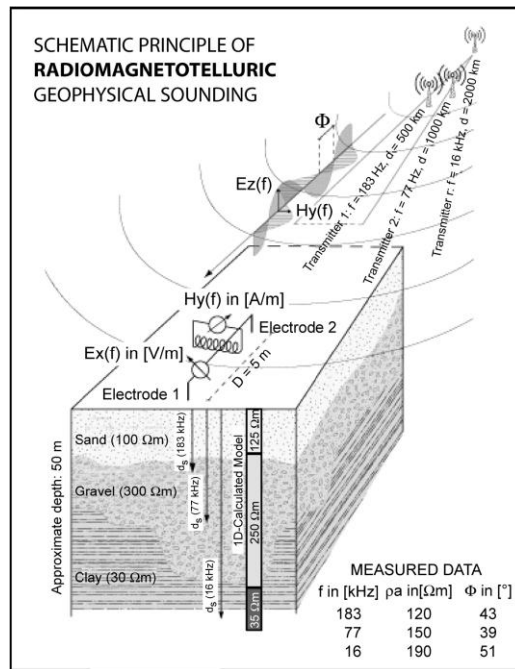
$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} \left[\frac{E_{Sx}}{H_{Ry}} \right]^2 \quad (4)$$

ahol E_{Sx} [V m^{-1}] a másodlagos (gerjesztett) elektromos tér (horizontális); H_{Ry} [A m^{-1}] az eredő mágneses tér (vertikális); $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ [H m^{-1}] a vákuum mágneses permeabilitása; $\omega = 2\pi f$ [rad s^{-1}] az adó f [Hz] frekvenciájából számítható körfrekvencia; ρ_a [Ωm] a látszólagos ellenállás.

A 2. ábra mutatja a mérés elvét, az adó által sugárzott hullámok terjedését, valamint a mérés során a tekercs és az elektródák állását (*THIERRIN – MÜLLER* 1989, *BOSCH* 2002). A mérés során a mágneses teret az adó irányába állított tekercssel, az elektromos teret két földbe szúrt, a tekercs síkjával párhuzamosan lehelyezett elektróda közti feszültséggel mérjük, amelyek távolsága esetünkben 5 m volt.

A felszín alatti struktúrák, a kőzetben lévő inhomogenitások, azaz a repedezettségirányának kimutatására több, különböző irányból sugárzó adó jelét használjuk fel. A különböző irányú adók által generált másodlagos jel amplitúdója és fázisa is a közeg fajlagos ellenállásától és irányától függ, a struktúra irányával kisebb szöget bezáró adó nagyobb másodlagos komponens és kisebb primer-szekunder fáziskülönbséget generál. Több különböző pontban mérve az egyes adók által indukált teret, a struktúra lokálisan mért irányultságainak összevetéséből a makroszkopikus anomália iránya meg-

tározható. A lokálisan mért fáziskülönbség adatokat vektori formában reprezentáljuk. A vektor hossza a két adó között mért fáziskülönbség abszolút értéke, iránya pedig a kisebb fáziskülönbséget produkáló (a kimutatni kívánt struktúra irányával kisebb szöget bezáró) adó iránya. Több adó alkalmazása esetén is a legkisebb fáziskülönbséget generáló adó iránya határozza meg a vektor irányát, nagyságát meg a legnagyobb és a legkisebb produkált fáziseltolások különbségének abszolút értéke. Az így generált vektorokat a térképen a mérési pontokba felrajzolva kirajzolódik a makroszkopikus struktúra iránya és vezetőképesség-változása. Ezzel a módszerrel a repedezettség, felszínalatti járatok nagyságát és irányát állapíthatjuk meg. Ennek nagy jelentősége van a hidrogeológia szempontjából, hiszen karsztos vagy hasadékos tározók esetében a fő repedezettség lesz a víz áramlásának fő útvonala.



2. ábra: Az RMT módszer mérési elve (THIERRIN és MÜLLER után, 1989)
Fig. 2: Measurement principles for the RMT method (after THIERRIN and MÜLLER, 1989)

4. Eredmények

4.1. A VESZ mérések eredményei

A mérési eredmények kiértékelését a IX1D nevű program segítségével végeztük. A szondázási görbék kiértékelése során egy rétegekre bontott „ellenállásmodell” kapunk, amely a mért adatokra illeszkedik. A

kiértékeléstinverziós eljárással hajtottuk végre. A kapott modellben lévő rétegek ellenállással és vastagsággal jellemezhetőek (ZOHDY 1989, SANDBERG 1993). A kiértékelés során végrehajtott ekvivalencia analízissel keletkező paraméter megbízhatósági mátrix (parameter resolution matrix) segítségével megállapítható, hogy a végzett elemzés segítségével számított vastagság és ellenállásértékek mennyire megbízhatóak. Az elemzés alatt ezek a paraméterek nem függetleníthetőek egymástól. Az eredménymátrixban pedig a várható modell paramétereit kapjuk meg.

A VESZ mérési eredményeinek kiértékelésekor figyelembe kell vennünk a területre jellemző földtani felépítést, hogy a kapott ellenállásokat a megfelelő közeggel azonosíthassuk. A mérések célja a geológiai értelmezés, így a mért ellenállások egyeztetése a rendelkezésre álló kőzetinformációkkal elengedhetetlen. A szondázási görbék kiértékelése során, felhasználtuk a területről megtalálható szakmai irodalmat, illetve a környéken végzett korábbi geofizikai mérések eredményeit (VERESS 2010, 2014). A területen előforduló képződmények jellemzéséhez az alábbi ellenállásértékeket alkalmaztuk (I. táblázat).

I. táblázat
Table I.

Alkalmazott ellenállásértékek
Appliedresistance values

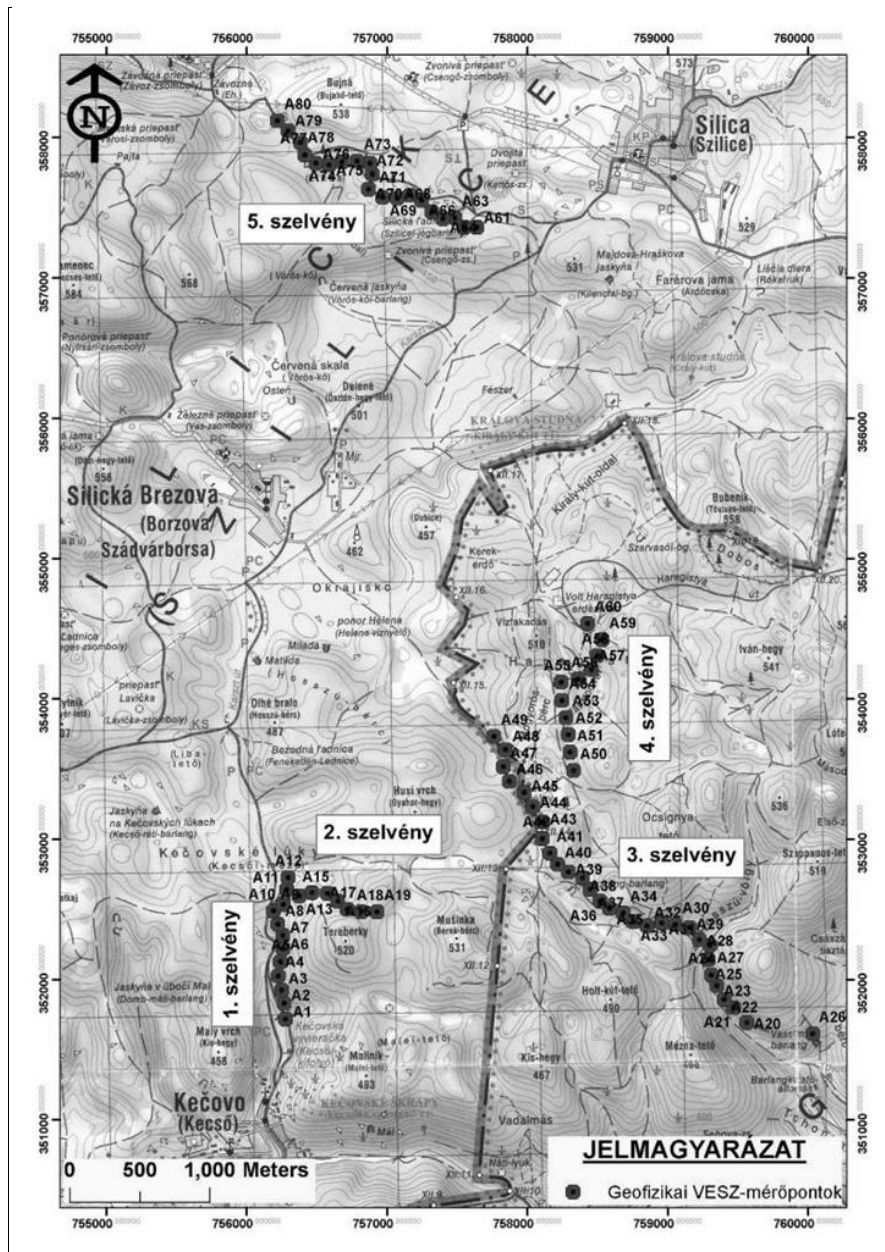
Képződmény	Ellenállás [Ω m]
Agyagos fedőüledék	10-30
Agyagos kőzettörmelék	30-100
Az epikarszt repedezett mészkőképződményei	100-1500
Masszív mészkőképződmények	1500-6000
Feltételezett üreg	10000-20000

A terület vizsgálata során összesen 80, AB 400m-es terítésű VESZ szondázást végeztünk el, melyeknek célja az volt, hogy az RMT méréseket kiegészítve, a vízadó felső triász korú mészkő és dolomit szerkezeti változásait, illetve a fedő (főként pleisztocén) összlet vastagsági viszonyait tisztázzuk. A vizsgálat során összesen 5 szelvény mentén helyeztük el a VESZ szondázásokat.

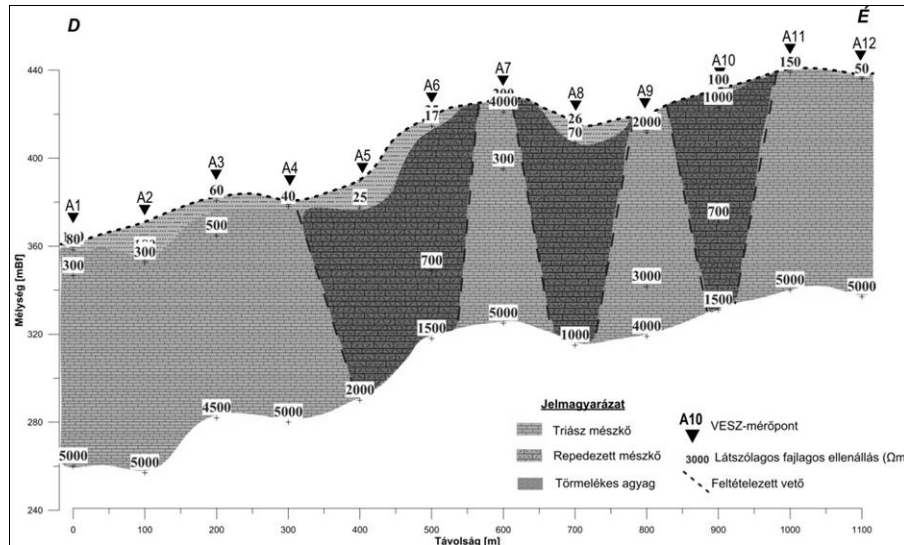
I. sz. szelvény

Az I. számú szelvény – amely 1100 m hosszú – a szlovákiai Kecstől északra, a Kecsei-kifolyó területén húzódik É-D-i irányban a Kecsei-mezőig, a Tereberky-csúcs körül. A mérőpontok között a távolság 100 m, a szelvény az A1 ponttól az A12 mérőpontig tart (4. ábra). A rétegsor D-en az A1-es mérőponttól az A6-os mérőpontig egy 0,5-12,5 m vastagságú, 25-100 Ω m fajlagos ellenállással jellemezhető törmelékes agyagréteggel kezdődik,

melynek legnagyobb vastagsága az A5 mérőpontban volt regisztrálható. A törmelékes fedőréteget az északi szelvényrészén csak foltokban észleltük (A8, A12 mérőpontok), itt leginkább a kiemelkedésekkel tagolt karbonátos feké jelenik meg a felszínen.

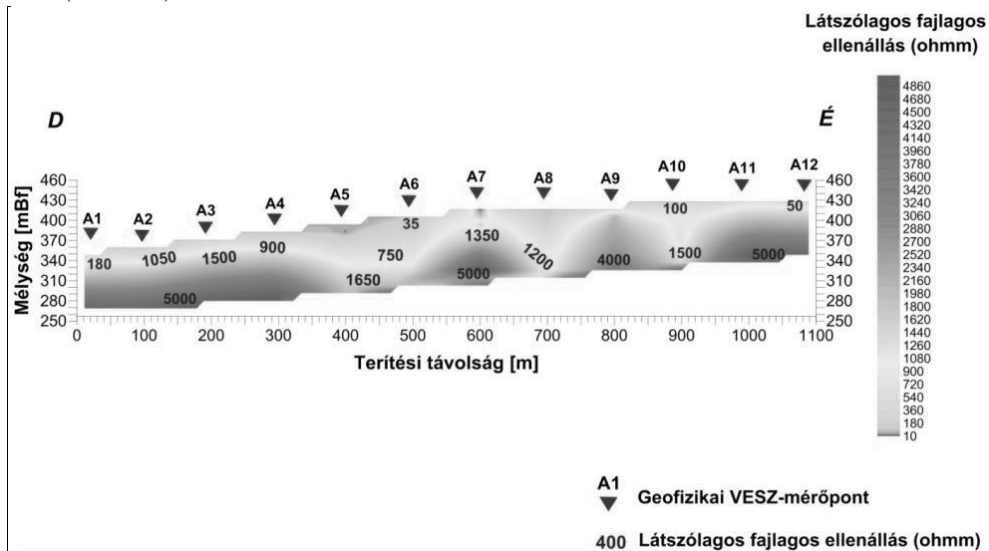


3. ábra. A VES-mérés helyszíneinek áttekintő térképe
 Fig. 3: Overview map of the VES test sites



4. ábra: I. számú, É-D-i irányú, VESZ-szondázásokból szerkesztett földtani szelvény
 Fig. 4: I. North-South geological cross-section constructed from VES measurements

A vékony törmelékes réteg alatt jelentkező, kb. 100 méter behatolási mélységig fokozatosan növekedő ellenállásértékek a területre jellemző triász karbonátos összlet megjelenését bizonyítják. A szelvényben a látszólagos fajlagos ellenállás értékek általánosságban 100 Ωm -ról 50 m mélységben 1500-2200 Ωm -re, 100 m mélységben 3000-4000 Ωm értékekre emelkednek (5. ábra).

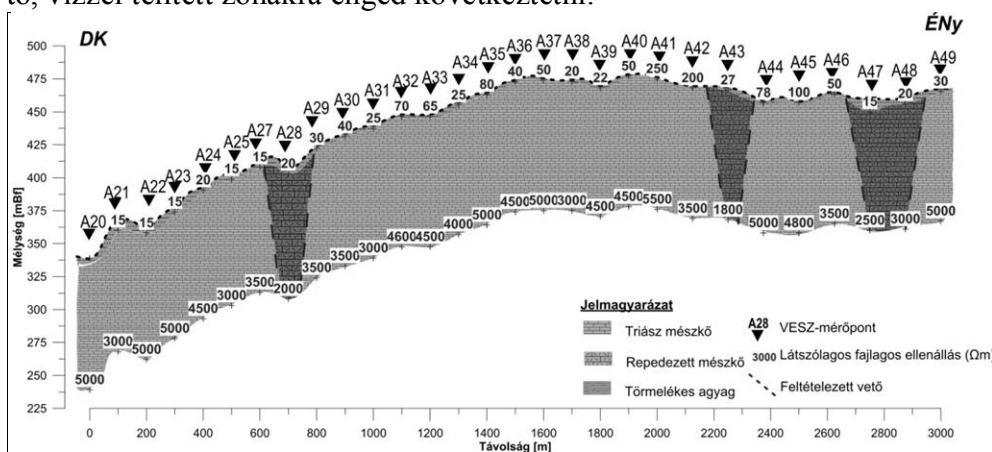


5. ábra: I. számú, É-D-i irányú VESZ-mérésekből szerkesztett elektromos ellenállás szelvény.
 Fig. 5: I. North-South VES cross-section based on electrical resistancemeasurements

Az általános kép alól kivételt képeznek az A5-A6, az A8, illetve az A10 mérőpontban tapasztaltak: e területeken az ellenállásértékek kisebb mértékben emelkednek, 50 méter mélységben 200-900 Ω m, míg 100 méter mélységben 400-1530 Ω m jellemző. Ezek az alacsonyabb ellenállásértékek repedezett, vízzel telített mészkő-összletre utalhatnak, s a masszív karbonátos összletben feltételezett vetőzónák mentén jelentkezhetnek.

II. sz. szelvény

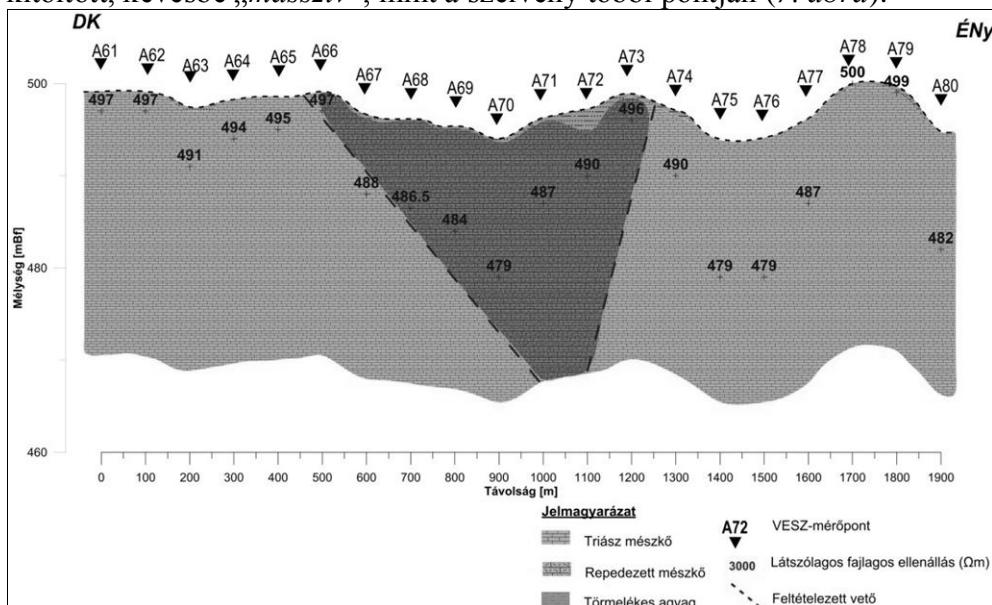
A 3000 m hosszú II. számú szelvény DK-ÉNy-i irányban húzódik az A20 és A49 mérőpontok között, Jósuvafőtől ÉNy-ra, átnyúlva a szlovák területre (A46 és A47 mérőpont). A szelvény áthalad a Hosszú-völgyön, s a Musztáng-barlang területén tart ÉNy-i irányban Mogyorós-bérc felé. Az A26-os mérőpontot a Vass Imre barlang fölött jelöltük ki. A mérőpontok között a távolság 100 m. A földtani szelvényben vékony, 1-10 m vastagságú törmelékes agyagréteg jelentkezik 15-20 Ω m (a törmelékesebb részen 30-80 Ω m) látszólagos fajlagos ellenállással, mely szinte az egész szelvényben végigkövethető. Kivétel ez alól a szelvényben legmagasabb térszínen fekvő (469-476 mBf) területrészt – A41 és A42 mérőpontok –, ahol a felső 1-2 méteren magasabb (350-450 Ω m) látszólagos fajlagos ellenállásértéket mérünk (6. ábra). A szelvényben domináns a mélységgel fokozatosan növekvő ellenállású triász korú mészkőösszlet (100-3750 Ω m), melyben a szelvény DK-i részén az A28 mérőpont területén és ÉNy-i részén az A43 és A47-48 mérőpont területén egy alacsonyabb ellenállású mészkőösszlet figyelhető meg (100-1590 Ω m), mely repedezettebb, feltételezett vetőkkel jellemezhető, vízzel telített zónákra enged következtetni.



6. ábra: II. számú, DK-ÉNy irányú, VES-szondázásokból szerkesztett földtani szelvény
Fig. 6:II. Southeast-Northwest geological cross-section constructed from VES measurements

III. sz. szelvény

Az 1900 m szelvényDK-ÉNy-i irányban húzódik az A61 és A80 mérőpontok között a Szilicei-jégbarlang és a Gombaszögi-barlang közötti, sárga jelzésű turistaúton haladva. A mérőpontok között a távolság 100. A szelvény rétegsora az A63 mérőponton, az A67-68 mérőpontok között, az A69-74 és A78-79 mérőpontok között törmelékes agygréteggel indul, melynek ellenállása 30-80 Ω m, vastagsága 1-2,5 m. A szelvény két végén a mélység növekedésével a fajlagos ellenállás értékek is egyre magasabbak, az ÉNy-i részekben 4000-7000 Ω m-es értékeket regisztráltunk kb. 100 m behatolási mélységben. A szelvény középső részén viszont, az A66 és A72 mérőpontok közötti szakaszon, a karbonátos összlet fajlagos ellenállásának a mélységgel való növekedése kevésbé hangsúlyos (400-1750 Ω m). Így feltételezhető, hogy a vetőzóna mellett feltehetőleg a mészkő repedezettebb, vízzel kitöltött, kevésbé „masszív”, mint a szelvény többi pontján (7. ábra).

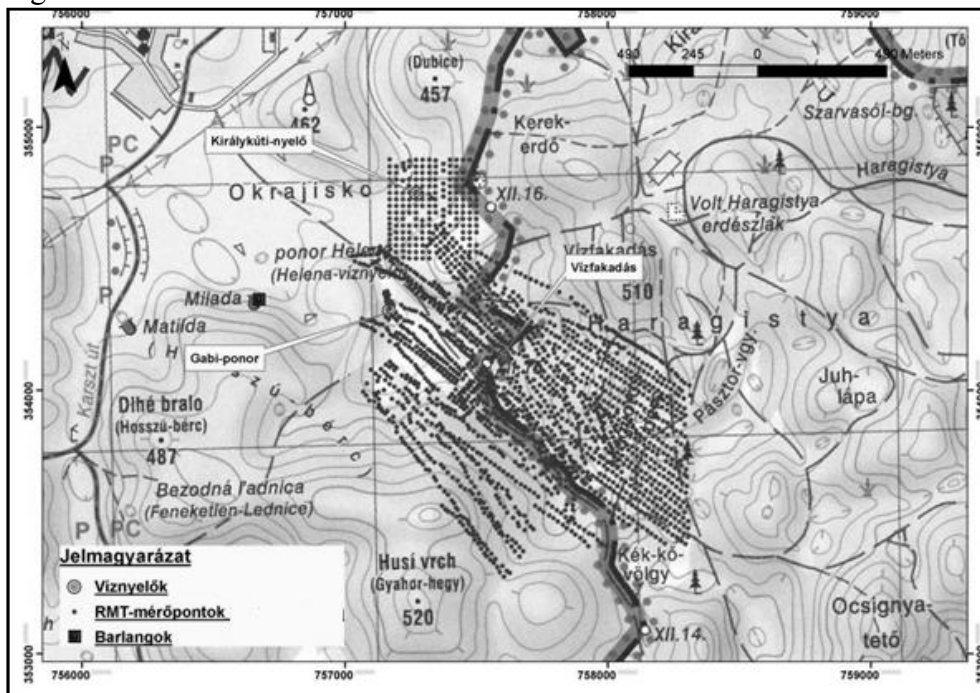


7. ábra: III. számú, DK-ÉNy irányú, VESZ-szondázásból szerkesztett földtani szelvény
Fig. 7.III. Southeast -Northwest geological cross-section constructed from VES measurements

4.2. Az RMT mérések eredményei

A Vass Imre-barlang utánpótlódási területén egy hozzávetőlegesen 2 km² kiterjedésű területen jelen projekt keretein belül 2000 db RMT szondázást végeztünk el (8. ábra). Méréseink elsődleges célja volt minél pontosabban meghatározni a területen fellelhető képződmények repedezettségét, a repe-

dések helyzetét, nagyságát és irányát mind a sekély, mind a nagyobb mélységekben.



8. ábra. Az RMT mérések helye topográfiai térképen
Fig. 8: RMT measurement locations marked on a topographic map

A méréseket minden esetben két irányban, a hozzávetőlegesen K-Ny irányú 207.0, 77.5, 23,4/20,3/21,8 kHz*, valamint az É-D irányú 225.0 és 22.1 kHz frekvenciákon végeztük. A kétirányú mérésekkel a 207.0 és 225.0 frekvencián a felszín közeli rétegek (~10-60 m), a 22,1 és 23,4/20,3/21,8 frekvenciákon a mélyebb rétegek (~200-300, helyenként több, mint 400 m) sérülékenységet vizsgáltuk. A szondázásokhoz a 207.0, 77.5 és 23,4/20,3/21,8 kHz frekvenciák voltak alkalmasak. A méréseket a lehetőségek szerint 20 méterenként igyekeztük egy egyenletes eloszlású rácsháló mentén felvenni, úgy hogy a rácshálózat a legjobban lefedje a prognosztizált védőterületet, illetve annak határait. A mérések kivitelezése során a mérés-helyek jelölésére GPS-t használtunk.

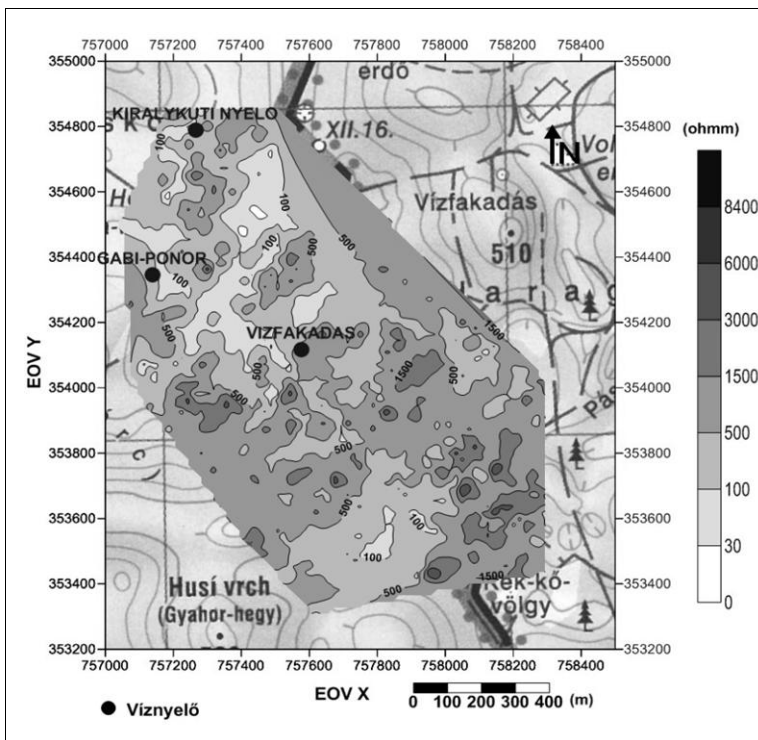
A 9,10. ábrákon jelenítjük meg a 207.0, valamint a 23,4/20,3/21,8 kHz frekvenciákon mért látszólagos ellenállás-eloszlásokat. A térképek jobb oldalán látható különböző árnyalatú skála a látszólagos ellenállás mértékét mutatja. Az eloszlástérképeken jól látható, hogy a kontúrvonalak megközelítőleg azonos lefutásúak mind a sekélyebb, mind a mélyebb régiókat tekintve. A skála sötétebb tónusainak regionálisabb kiterjedése, egyben a látszó-

lagos ellenállás értékek növekedése, a puhább, lazább, mállottabb képződmények fokozatos megszűnését és a keményebb, tömörebb kőzetek megjelenést indikálják. A területen a karsztosodott mészkő kioldódásaiban, vörösgyagyas, meszes mállott képződmények halmozódtak fel, az intenzív csapadékhullás és az erózió során a fennsíkot viszonylag egyenletes üledék borítja.

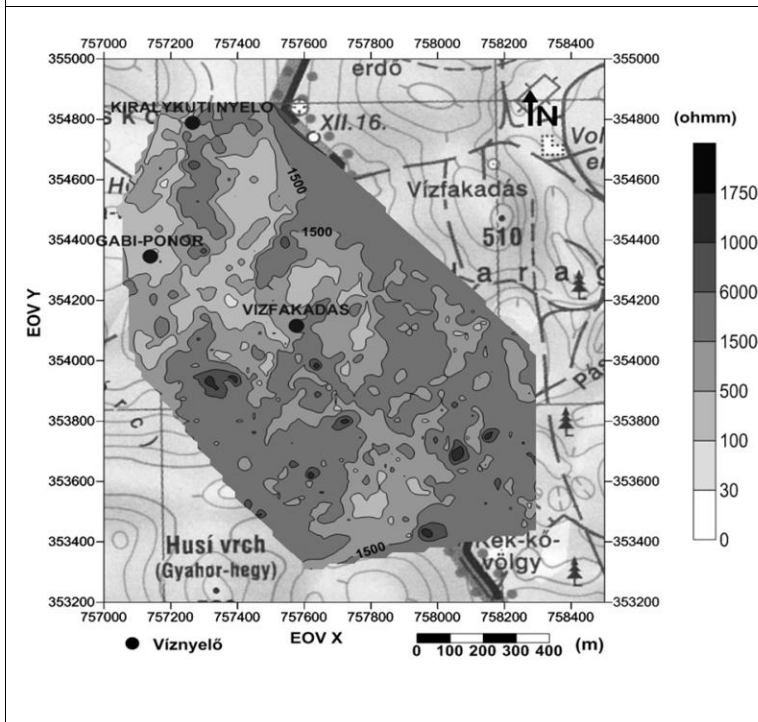
A 207,0 kHz frekvencián mért látszólagos ellenállások elsősorban a felszínhez közeli agyagos, mállott képződményeket ábrázolják. Ezt a zöld és sárga színárnyalatok regionálisabb kiterjedése jelzi. Itt a behatolási mélység a látszólagos ellenállás nagyságától függően pár métertől 60-70 m-ig terjed.

A kb. 160-450 m mélyre lehatoló 23,4/20,3/21,8 kHz-en már az igen magas látszólagos ellenállású (akár 10000 – 18000 Ω m) értékek az ábrákon feltüntetett víznyelőkkel délre vizsgált terület egészére és a víznyelők által közrezárt terület DNY-ÉK irányú részén válnak meghatározóvá, mely a nagy vastagságú tömör karbonátos képződmények jelenlétét mutatja. Itt az alacsonyabb látszólagos ellenállású képződmények a víznyelők által közrefogott fennsíkon jelennek meg, ami a karbonátos rétegek illetve a mállási front mélyebb helyzetére, az üledék nagyobb vastagságára enged következtetni.

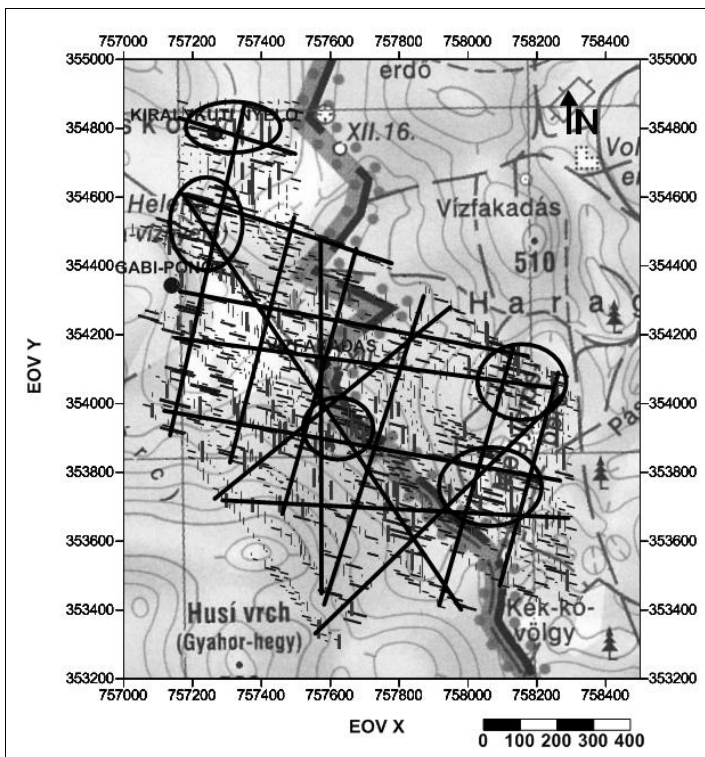
A 11. ábrán a 207.0 és 225.0 kHz frekvenciákon, a 12. ábrán a 23,4/20,3/21,8 kHz és 22.1 kHz frekvenciákon mért fáziskülönbség intenzitását és irányát mutatjuk be vektoros formában ábrázolva, kiegészítve a mérések alapján vélt fő törésrendszerekkel, egybefüggő járatrendszerekkel jellemezhető területekkel.



9. ábra: 207.0 frekvencián mért látszólagos ellenállás eloszlás (Ω_m)
Figure 9: Apparent resistivity (Ω_m) distribution at frequency 207.0

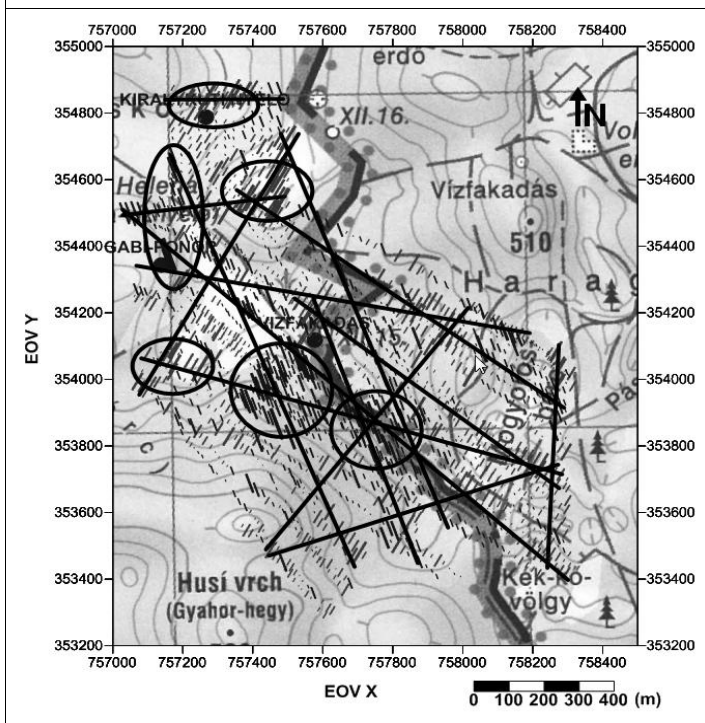


10. ábra:
23,4/20,3/21,8 frekvencián mért látszólagos ellenállás eloszlás (Ω_m)
Figure 10: Apparent resistivity (Ω_m) distribution at frequency 23.4/20.3/21.8



11. ábra: Kis mélységben mért repedezettség irányok és intenzitásuk a mérések alapján vélt fő törésvonalakkal

Fig. 11: Shallow measurements of fracture direction and intensity based on the main-fracturesystems

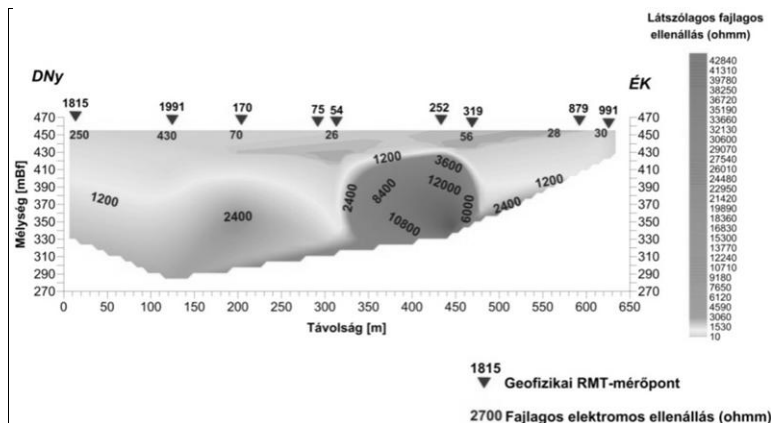


12. ábra: Mélyebben elhelyezkedő rétegekben mért repedezettség irányok és intenzitásuk, valamint a mérések alapján vélt fő törésvonalakkal

Fig. 12: Measurements of deeper fracture direction and intensity based on the main-fracturesystems

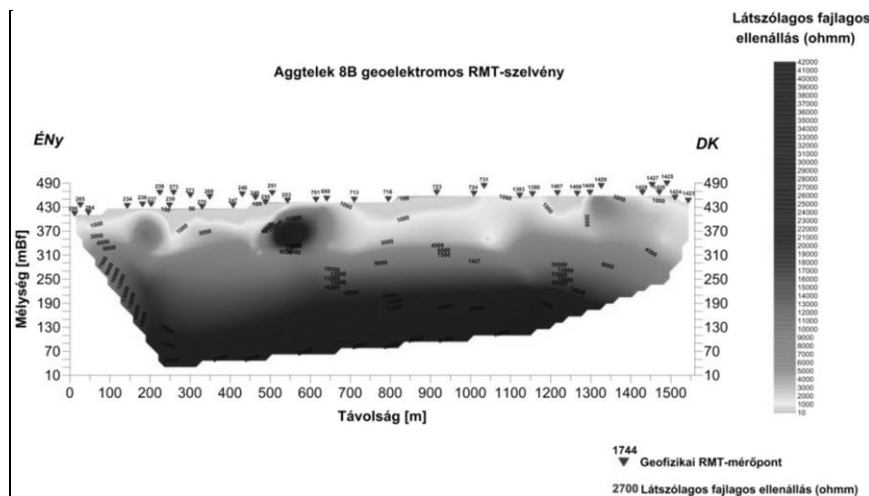
A frekvenciaszondázáshoz három olyan adóra volt szükségünk, amelyek az RMT által használt frekvenciatartományon belül alacsony, közepes és magas frekvencián sugároznak, valamint közel azonos irányba esnek. A mérési eredményekből a három frekvenciatartományra vonatkozó (K-Ny-i adók) ellenállástérképek és a rácsháló alapján felvett mérési pontok szerint 28 db DNy-ÉK irányú ellenállásszelvényt, ezekre merőlegesen 16 db ÉNy-DK irányú ellenállásszelvényt szerkesztettünk.

Általánosságban a frekvenciaszondázás eredményeként megállapítható, hogy az agyagos fedőréteg vastagsága a vizsgált területen átlagosan kisebb 20-30 cm-nél, a mélyebb felszíni kioldódások esetében hozzávetőlegesen 1 m, átlagos látszólagos fajlagos ellenállásértéke 10-30 Ω m. A 20-30 m mélységig található ún. epikarszt átlagos látszólagos fajlagos ellenállásértéke 100-1500 Ω m, míg az alatta települő endokarszt 1500-8000 Ω m átlagos ellenállással jellemezhető. A szondázás pontosította a kétirányú mérés által kirajzolt földtani képet, igazolódott feltételezett törésrendszer és felszínalatti járatrendszerek jelenléte. A 14A geoelektromos RMT szelvényben, az 54-es és 319-es mérőpont között, a felszíntől 20-30 m mélységben megjelenő magas látszólagos fajlagos ellenállásértékek (8-12000 Ω m) a mészkőösszetételben üreg (levegő) jelenlétét igazolják (13. ábra). Amennyiben ezek a repedezett zónák agyagos törmelékkel lennének kitöltve, úgy alacsonyabb látszólagos fajlagos ellenállásértékeket észlelnénk.



13. ábra: A 14A geoelektromos RMT szelvény
Fig. 13: RMT geoelectrical cross-section 14A

A fent említett feltételezett üregrendszernek a meglétét szintén igazolja a 14A szelvényre merőleges 8B jelű ellenállás szelvény (14. ábra).



14. ábra: A 8B geoelektromos RMT szelvény
 Fig. 14: RMT geoelectrical cross-section 8B

A szelvényben a 253 és a 701 mérőpont közötti területen a felszíntől 30 méter mélységben magasabb, mint 10 000 Ωm látszólagos fajlagos ellenállásérték jellemző, mely 90-100 méter mélységben 40 000 Ωm fölé is emelkedett. Ezek a kiugróan és a szokatlanul a felszínközeli magas ellenállásértékek üregrendszerek jelenlétét feltételezik ezen a területen.

5. Összefoglalás

A vizsgált területen 2000 radio-magnetotellurika (RMT) mérést és 80 vertikális elektromos szondázást (VESZ, AB 400) végeztünk oly módon, hogy egyes szelvények (VESZ III. és V. szelvény) átnyúlnak szlovákiai terület-részre is. A méréseket 2013 novemberében hajtottuk végre.

Az adatok kiértékelése során a VESZ-mérések eredményeiből 5 földtani és geoelektromos szelvény, az RMT-mérések feldolgozásából 45 geoelektromos szelvény, 3 ellenállás-eloszlási és 2 sérülékenységi térkép született. A VESZ-mérésekből szerkesztett földtani és geoelektromos szelvényeken meghatároztuk a területre jellemző triász mészkő fedőrétegének (feltalaj, illetve törmelékes agyag) ellenállás (10-100 Ωm)- és vastagságvizszonyait (0,5-12,5 m), feltételezett vetőzónák mellett elkülönítettünk a tömör mészkőösszletnél (1500-10000 Ωm) alacsonyabb látszólagos fajlagos ellenállással jellemezhető (100-1500 Ωm) repedezett zónákat.

A hozzávetőlegesen 2 km^2 kiterjedésű területen végzett két irányú RMT-mérések kiértékelése alapján, a különböző frekvenciákra szerkesztett látszólagos fajlagos ellenállás-eloszlási térképeken pontosítottuk a terület

sérülékenységi viszonyait, kontúroztuk a fontosabb tektonikai vonalak jelenlétét, illetve a különböző irányokban mért mérésekből adódó fáziskülönbségek grafikus ábrázolásával meghatároztuk a fontosabb repedezettségi irányokat. A méréseket a hozzávetőlegesen a K-Ny irányú 207.0, 77.5, 23,4/20,3/21,8 kHz*, valamint az É-D irányú 225.0 és 22.1 kHz frekvenciákon végeztük. A kétirányú mérésekkel a 207.0 és 225.0 frekvencián a felszín közeli rétegek (~10-60 m), a 22,1 és 23,4/20,3/21,8 frekvenciákon a mélyebb rétegek (~200-300, helyenként több, mint 400 m) sérülékenységét vizsgáltuk.

Másodlagos célként tűztük ki a területre jellemző földtani rétegsor feltérképezését, melyhez a 207.0, 77.5 és 23,4/20,3/21,8 kHz frekvenciákon mértünk. Sikeresült kimutatni, hogy a területen lévő víznyelők (Királykúti nyelő, Gabi-ponor, Vízfakadás) környezetében a mészkő rendkívüli módon töredezett, a Vízfakadás-víznyelő térségében összefüggő felszínalatti járatok kialakulása is feltételezhető. Elmondható, hogy a főbb vízáramlási irányok a területtől DK-ÉNy, illetve ÉK-DNy irányba húzódnak. A kapott eredmények összhangban állnak a szerkesztett geoelektromos szelvényekkel, melyek alátámasztották a fontosabb vetőzónák meglétét, s megerősítették a vetőrendszerek mellett feltételezett üregek jelenlétét. Segítségükkel meghatároztuk az egyes szelvényekre jellemző fedőréteg vastagságát, elkülöníthetővé vált a területre jellemző másodlagos permeabilitású, agyagos kitöltéssel jellemezhető epikarszt és a tömörebb szerkezetű endokarszt.

IRODALOM

BOSCH, F. (2002): Shallow depth karst structure imaging with the Very Low Frequency -Electromagnetics GRADIENT method (VLF-EM GRAD): A new geophysical contribution to aquifer protection strategies compared with other near surface mapping geophysics - Doctoral dissertation, University of Neuchâtel. 131p.

ERDÉLYI, M. – GÁLFI, J. (1988): Subsurface and surface mapping in hydrogeology. – John Wiley and Sons, Akadémiai Kiadó, Budapest, 116 p.

LESS GY. – KOVÁCS S. – SZENTPÉTERY I. – GRILL J. – RÓTH L. – GYURICZA GY. – SÁSDI L. – PIROS O. – RÉTI ZS. – ELSHOLTZ L. – ÁRKAI P. – NAGY E. – BORKA ZS. – HARNOS J. – ZELENKA T. (2006): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. – *SZENTPÉTERY I. - LESS GY.* (szerk.) Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

- MUSSETT, A. E. – KHAN, M. A.* (2000): Looking into the Earth – An Introduction to Geological Geophysics. Cambridge (Cambridge University Press). 201 p.
- MÜLLER, I.* (1998): Kísérleti elektromágneses mérések a mecseki karszton – Neuchateli Egyetem Hidrológiai központja/Neuchatel, MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet/Sopron.
- SANDBERG, S. K.* (1993): Examples of resolution improvement in geoelectrical soundings applied to groundwater investigations – Geophys. Prosp., 41, pp. 207-227.
- STIEFELHAGELN, W.* (1998): Radio Frequency Elektromagnetics (RF-EM): Kontinuierliche messendes Breitband-VLF, erweitert auf hydrogeologische Problemstellungen – Egyetemi doktori disszertáció, Nat. Fakt. der Univ., Neuchâtel.
- THIERRIN, J. – MÜLLER, I.* (1988): La Méthode VLF-Résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal crétacé à la Brévine (Jura neuchâtelois) – Quatrième colloque d'hydrologie en pays calcaire. Besançon, 1988, In: Ann. sci. Univ. Besançon, mém. hors série No. 6, pp. 17-25.
- TURBERG, P. – MÜLLER, I. – FLURY, F.* (1994): Hydrogeological investigation of porous environments by radio magnetotelluric resistivity (RMT-R 12-240 kHz) – Journal of Applied Geophysics 31, pp. 133–143.
- VERESS, M.* (2008): Adalékok az Aggteleki-fennsík völgyeinek fejlődéséhez – Karszt és Barlang I– II. pp. 3–12.
- VERESS, M.* (2009): Investigation of covered karst form development using geophysical measurements – Zeits. f. Geomorph. 53.4. pp. 469–486.
- VERESS, M.* (2014): Az Aggteleki-karszt karsztos zónái – ANP füzetek XI. pp. 27–43.