

**APLIKÁCIA ELEKTRICKEJ ODPOROVEJ TOMOGRAFIE
PRI MONITOROVANÍ INFILTRÁCIE DO PÔDNEHO PROFILU**

Zdeněk Kostka, Ladislav Holko

Určovanie podielu vody infiltrujúcej do pôdy na podpovrchovom odtoku a tvorbe zásob podzemnej vody je veľmi dôležitou a náročnou úlohou hydrológie. Monitorovanie ciest pohybu vody v pôde bez porušenia pôdneho profilu je možné s využitím geofyzikálnych metód, ktoré sú citlivé na rozdiely fyzikálnych vlastností vody a pôdneho prostredia. Analýza meraní elektrickej odporovej tomografie po aplikácii zavlaženia povrchu pôdy na horizontálnych aj svahových lokalitách preukázala, že tieto metódy sú schopné indikovať pohyb vody predovšetkým v počiatočnej fáze infiltrácie, kým nedôjde k rozptýleniu čela presakujúcej vody, čím postupne zaniká výrazné rozhranie medzi dvoma prostrediami s rozdielnymi fyzikálnymi vlastnosťami, čo je nevyhnutnou podmienkou použitia geofyzikálnych metód prieskumu.

KLÚČOVÉ SLOVÁ: infiltrácia, pôdny profil, hydrogeofyzika, elektrická odporová tomografia

APPLICATION OF ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY AT THE MONITORING OF INFILTRATION INTO SOIL PROFILE. Determination of the share of water infiltrating into soil profile at subsurface runoff and at groundwater recharge is very important as well as ambitious mission of hydrology. Non-destructive monitoring of water movement paths in soil can be accomplished by applying of geophysical methods that are sensitive to differences of water and soil physical characteristics. The analysis of electrical resistivity tomography measurements after the application of irrigation on soil surface at horizontal and slope sites demonstrated the ability of this method to indicate water movement primarily in the start phase of infiltration before the dispersion of the front of infiltrating water. After that the sharp boundary between the environments with different physical characteristics, essential to the application of geophysical methods, cease to exist.

KEY WORDS: infiltration, soil profile, hydrogeophysics, electrical resistivity tomography

Úvod

Geofyzikálne metódy môžu byť prospešné pre hydrológiu najmä pri lokalizácii zvodnených vrstiev a telies, pri identifikácii zlomov a tektonických porúch a pri orientačnom zisťovaní podpovrchovej stratigrafie, pričom ich použitie je limitované fyzikálnou podstatou zvolených metód a charakterom skúmaného prostredia. Vo všeobecnosti sú geofyzikálne metódy najvhodnejšie na predbežný prieskum záujmových lokalít pred následným podrobným geologickým alebo pedologickým prieskumom.

Najbežnejšie metódy používané na zisťovanie vlastností zvodnencov a obsahu vody v pôde sú elektrická odporová tomografia (ERT) a georadary (GPR). Najmä kombináciou týchto dvoch metód je možné ziskávať kvantita-

tívne odhady fyzikálnych vlastností podpovrchového prostredia (napr. Binley et al., 2002). Okrem týchto dvoch metód sa dajú úspešne používať pri hydrogeofyzikálnom výskume aj iné metódy, ako napríklad indukovaná polarizácia, elektromagnetická indukcia, spontánna polarizácia, seizmické metódy a povrchová magnetická rezonancia. Prehľad fyzikálnych základov geofyzikálnych metód a ich použitia v hydrogeofyzike je zhrnutý napríklad v prácach Mareš a kol. (1979), Mareš a kol. (1983), Hubbard a Linde (2011).

Dnešné metódy hydrogeofyzikálneho výskumu poskytujú podstatne lepšie možnosti v porovnaní so staršími metódami najmä pri detailnejšom zobrazovaní podpovrchového prostredia, pri určovaní kvantitatívnych odhadov dôležitých hydrologických vlastností prostredia, pri využití kombinácií rôznych geofyzikálnych metód

a pri kombinácii geofyzikálnych a hydrologických meraní s prepojením na výpočty pomocou modelov.

Elektrická odporová tomografia (ERT) sa v hydrogeofyzike často používa najmä vďaka priamej závislosti elektrického odporu na obsahu vody, odpore (vodivosti) roztokov v póroch a obsahu ílovitých minerálov v podpovrchovom prostredí. Meranie merného elektrického odporu v geoelektrických metódach je založené na aplikácii elektrického prúdu medzi dve elektródy a meraní následne vzniknutého rozdielu elektrického napätia medzi inými dvoma elektródami, pričom meraný merný elektrický odpor je závislý na geometrii usporiadania týchto štyroch elektród (napr. Daily et al., 2005; Zonge et al., 2005). Všetky možné kombinácie elektród sú pri meraní automaticky prepínané meracou aparátúrou. Výsledkom je geoelektrický rez pozostávajúci z desiatok až tisícov hodnôt meraných merných elektrických odporov v jednotlivých bodoch vertikálneho rezu v závislosti od počtu elektród použitých na profile.

Materiál a metódy

V rámci vykonanej série meraní ERT s cieľom sledovania ciest prúdenia vody infiltrujúcej do pôdneho prostredia bolo v období rokov 2014 až 2016 vykonaných celkom 189 meraní ERT na 15 profiloch v rámci 9 lokalít v povodí Jaloveckého potoka (Liptovská kotlina). Prehľad meraných lokalít je v tabuľke 1. Prvých 5 profilov bolo meraných v areáli Experimentálnej hydrologickej základne Ústavu hydrologie SAV v Liptovskom Mikuláši (Ondrašová). Tieto plochy sú horizontálne s koseným trávnyim porastom, pričom pôda v záujmovom horizonte 0 – 0,3 m je hlinito-piesočnatá až piesočnato-hlinitá. Všetky ostatné merania boli vykonávané v rámci pokusných plôch na svahoch v rámci podhorských častí povodia Jaloveckého potoka, na ktorých boli súčasne vykonávané experimentálne merania so simulátorom dažďa s cieľom určiť čas začiatku povrchového

odtoku po začiatku simulovanej zrážkovej udalosti, ako aj objem takto vzniknutého povrchového odtoku.

Na meranie ERT bola použitá geofyzikálna aparátúra ARES firmy GF Instruments, s.r.o. (Česká Republika), ktorá umožňuje meranie odporového profilovania, vertikálnych elektrických sond, elektrickej odporovej tomografie 2D a 3D, indukovanej polarizácie a spontánnej polarizácie. Cieľom použitia meraní ERT v rámci riešenia otázok tvorby odtoku bolo čo najdetailnejšie časové a priestorové sledovanie postupu infiltrácie a následného prúdenia vody v pôdnom prostredí. Vzhľadom na to bolo potrebné použiť optimálne nastavenie parametrov merania a vhodnú zostavu elektród. Najmenšia vzdialenosť elektród v rámci meraného profilu, ktorú umožňuje použitá geoelektrická aparátúra ARES je 0,10 m. Vhodné zostavy elektród, ktoré prichádzali do úvahy pre tieto účely sú Wenner, Schlumberger a dipól-dipól (Loke, 2001; Loke et al., 2011; Loke et al., 2013). Merania zostavou elektród Wenner sú najcitlivejšie na zmeny vlastností prostredia vo vertikálnom smere, zostavy dipól-dipól sú zas citlivejšie na prítomnosť vertikálnych zmien v podpovrchovom prostredí. Princípy a metodika geoelektrických odporových meraní, prezentovaných v predkladanej práci, boli podrobnejšie popísané v článku Kostka a Holko (2016).

Pri časozberných meraniach ERT na zvolených profiloch bolo vždy na začiatku experimentu vykonané referenčné meranie geoelektrického rezu v pôvodnom stave. Následne bola na stred profilu aplikovaná simulovaná zrážková udalosť v podobe zavlaženia pitnou vodou. Ihneď po zavlažení bola začatá séria časozberných meraní s usporiadaním elektród Schlumberger N6 s optimálnym nastavením systému tak, aby pri čo najlepšej presnosti merania boli dosiahnuté čo najkratšie časy merania. Intervaly medzi opakovanými meraniami dosahovali 4 - 9 minút. Počet opakovaných meraní na jednotlivých profiloch bol priemerne 12 (tabuľka 1).

Tabuľka 1. Lokality merania infiltrácie pomocou ERT
Table 1. Sites of infiltration measurements using ERT

Číslo	Dátum	Lokalita	Počet časových intervalov	Sklon profilu (deg)
1	27. 3. 2014	EHZ Ondrašová	10	0
2	22. 5. 2014	EHZ Ondrašová	14	0
3	10. 6. 2015	EHZ Ondrašová	11	0
4	18. 6. 2015	EHZ Ondrašová	13	0
5	18. 6. 2015	EHZ Ondrašová	19	0
6	24. 9. 2015	Bobrovec, pod Hájom	9	13
7	24. 9. 2015	Bobrovec, pod Hájom	10	12
8	24. 9. 2015	Bobrovec, pod Hájom	10	14
9	16. 6. 2016	Jalovec	14	10
10	16. 6. 2016	Jalovec	13	11
11	22. 6. 2016	Bobrovec, pod Hájom	11	11,5
12	30. 6. 2016	Priemstav, vlek	18	9
13	30. 6. 2016	Priemstav, vlek	14	10
14	4. 8. 2016	Ondrašová, Škorupovo	14	13
15	4. 8. 2016	Ondrašová, Škorupovo	13	13

Výsledky a diskusia

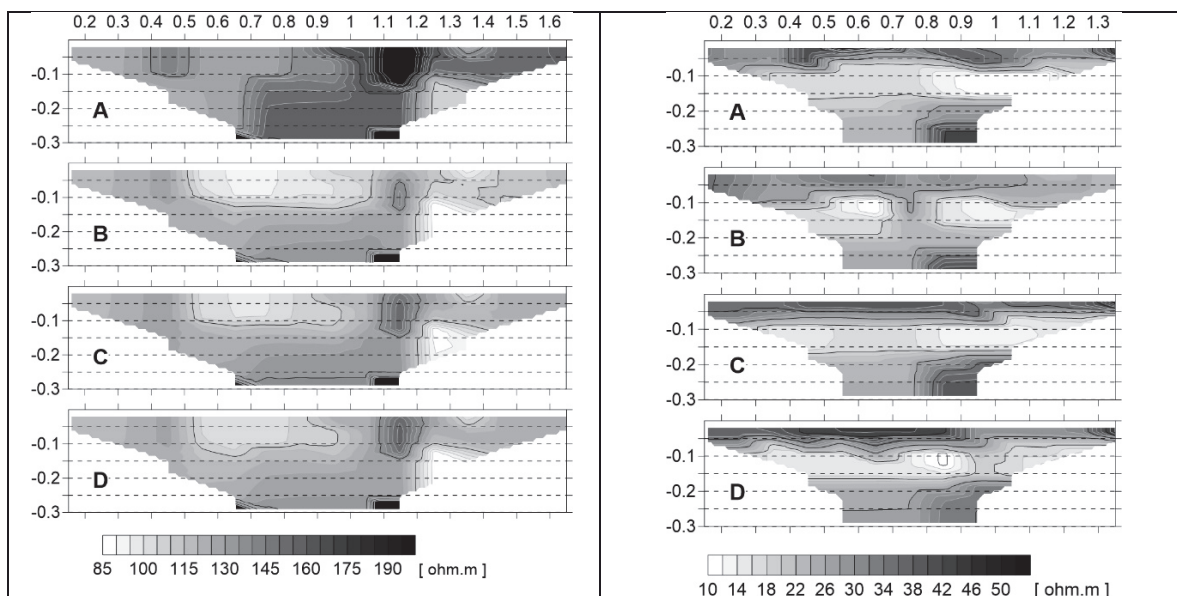
Uvádame niekoľko vybraných príkladov z meraní časových sérií rezov merných elektrických odporov stanovených metódou ERT na plochách so sklonom 0 deg (horizontálne plochy) až 14 deg (svahové plochy). Meranie časozbernej série ERT vykonanej dňa 27. 3. 2014 v areáli Experimentálnej hydrologickej základne ÚH SAV v Liptovskom Mikuláši je znázornené na obrázku 1 (vľavo). Meranie ERT pred simuláciou dažďovej zrážky naznačuje, že pôdne prostredie v povrchovom horizonte do hĺbky 0,30 m je z hľadiska meraných merných elektrických odporov pomerne nehomogénne. Vpravo od stredu (medzi 1,1 m a 1,3 m) sa nachádza šošovka s vyšším merným elektrickým odporom, čo môže byť spôsobené lokálnym znížením obsahom ílovitých minerálov alebo vyšším podielom pórovitosti bez prítomnosti pôdnej vody.

Aplikácia simulovanej zrážky s úhrom 120 mm (počas 2 minút) na plochu 0,50 m x 0,50 m v strede profilu sa prejavila okamžitým znížením merného elektrického odporu v strede profilu v povrchovom horizonte asi do 0,10 m až 0,15 m pod povrchom a taktiež vpravo od

uvedenej šošovky s vyšším merným elektrickým odporom. Vzhľadom na to, že tvar ani merný elektrický odpor uvedenej šošovkovitého útvaru sa po zavlažení výrazne nezmenili, je pravdepodobné, že to môže byť kameň, okolo ktorého po pravej strane infiltrujúca voda presakuje rýchlejšie (možno preferenčným prúdením po rozhraní kameň – pôda).

Obráz geoelektrického rezu sa v ďalších 7 meraných intervaloch až do ukončenia pokusu po 99 minútach výrazne nemení, čo naznačuje, že v ľavej polovici profilu infiltrácia vo vertikálnom smere ďalej nepokračuje.

Pri meraní časozbernej série ERT dňa 22. 5. 2014 v areáli Experimentálnej hydrologickej základne (EHZ) ÚH SAV (obrázok 1 vpravo) bolo vykonaných 15 opakovaných meraní v čase 1 až 179 minút po simulácii dažďovej zrážky. Profil sa vyznačoval v geoelektrickom reze pomerne nízkymi hodnotami merných elektrických odporov s výnimkou útvaru vpravo od stredu profilu v hĺbke asi 0,25 m až 0,30 m. Po aplikácii simulovanej zrážky s úhrom 100 mm počas 2 minút na stred profilu (na plochu 0,50 m x 0,50 m) sa zdanlivo paradoxne merný elektrický odpor v povrchovej vrstve pôdneho profilu zvýšil.



Obr. 1. Vertikálne geoelektrické rezy na horizontálnej ploche. A – pred simulovanou zrážkou. B, C, D – po simulovanej zrážke. Vertikálne osi: hĺbka v metroch; horizontálne osi: vzdialenosť v metroch. Vľavo: meranie dňa 27. 3. 2014 v časoch 1 minúta (B), 12 minút (C) a 25 minút (D) po zrážke. Vpravo: meranie dňa 22. 5. 2014 v časoch 1 minúta (B), 12 minút (C) a 24 minút (D) po zrážke.

Fig. 1. Vertical geoelectrical cross-sections at horizontal site. A – before the simulated rainfall. B, C, D – after the simulated rainfall. Vertical axes: depth in meters; horizontal axes: distance in meters. Left: measurements 27. 3. 2014 at time 1 minute (B), 12 minutes (C) and 25 minutes (D) after the rainfall. Right: measurements 22. 5. 2014 at time 1 minute (B), 12 minutes (C) and 24 minutes (D) after the rainfall.

Tento jav sa môže vyskytnúť v prípade, že povrchová vrstva obsahuje vyšší podiel ílovitej zložky, ktorá spôsobuje nižšiu hodnotu merného elektrického odporu prostredia, pričom pitná voda použitá pri simulácii dažďovej zrážky má mierne vyššiu hodnotu merného elektrického odporu. Ďalším dôvodom môže byť nižšia teplota vody než je počiatočná teplota povrchu pôdy prehriateho slnečným žiarením. Pokles hodnôt merného elektrického odporu po obidvoch stranách spomínaného útvaru v ďalšom časovom kroku (12 min) naznačuje priesak týmto prostredím. V ďalších krokoch merania došlo pravdepodobne k bočnému priesaku z obidvoch strán aj do stredu a následne sa postupným rozptýlením presakujúcej vody geoelektrický rez takmer homogenizoval.

Pri meraní v areáli EHZ dňa 18. 6. 2015 bol zvolený iný postup aplikácie vody na povrch meraného profilu. Po úvodnom meraní na profile bolo do dvoch novodurových rúr priemeru 0,15 m umiestnených v strede profilu na obidvoch stranách naliaty 6 litrov pitnej vody (obrázok 2) čo zabránilo horizontálnemu prúdeniu vody po povrchu a zabezpečilo priesak celého použitého objemu vody do vymedzenej plochy povrchu. Následne bolo na profile urobených 12 opakovaných meraní bez prestávky. V tomto prípade by nebolo správne prirovnávať aplikáciu vody do povrchu pôdy k simulovanej dažďovej zrážke, nakoľko infiltrácia bola ovplyvnená hydraulickým tlakom („infiltrácia z výtopy“).

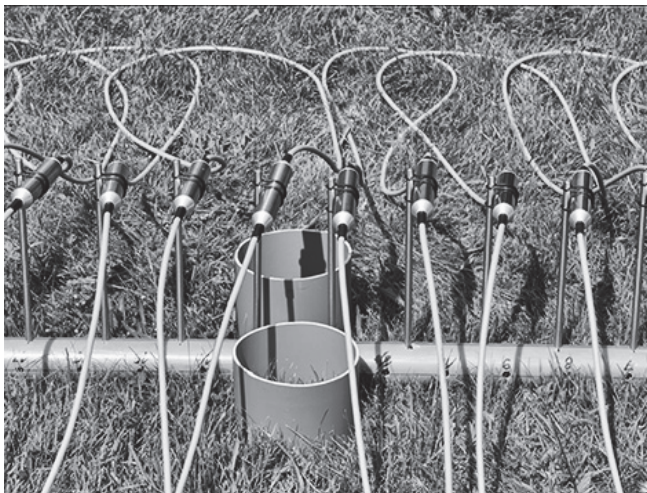
Už v prvých minútach po aplikácii zavlaženia sa v strede profilu prejavilo zníženie hodnoty merného elektrického odporu priesakom vody v hĺbke asi 0,05 m až 0,12 m (obrázok 3 B vľavo). V meranom intervale, ktorý začínal 5 minút po aplikácii vody do pôdy sa

v dôsledku prúdenia vody začal útvar s nižšími hodnotami merného elektrického odporu zanikať a geoelektrický rez sa začal homogenizovať. V ostatných 10 časových krokoch merania od 9. minúty do ukončenia merania po 48 minútach už nedochádzalo ku zrejším zmenám geoelektrického rezu.

Po úvodných meraniach na horizontálnych zatravnovaných plochách, ktoré slúžili predovšetkým na testovanie navrhutej zostavy a výber najoptimálnejších metód inverzného spracovania meraných údajov, boli všetky ostatné merania vykonávané na zatravnovaných svahoch so sklonmi od 9 do 14 stupňov a to na lokalitách, na ktorých boli súčasne vykonávané pokusné merania simulátorom dažďa, s cieľom stanoviť objem a čas začiatku povrchového odtoku.

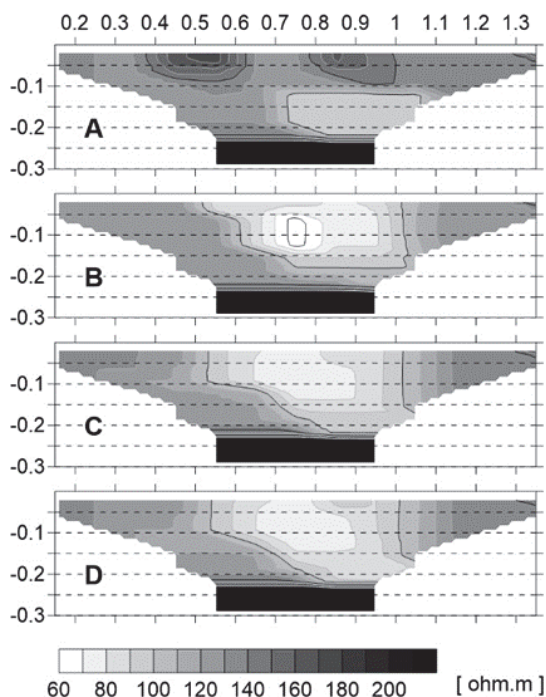
Dňa 24. 9. 2015 boli na pokusnej infiltračnej ploche nad obcou Bobrovec (pod Hájom) vykonané 3 časové série meraní. Jeden profil bol v strede infiltračnej plochy 10 m × 10 m, ďalšie dva boli na jej severnom a južnom okraji. Plocha je v súčasnosti zatravnovaná, ale v minulosti to bola orná pôda. Z meraní ERT v počiatočnom stave je zrejme, že fyzikálne vlastnosti povrchovej vrstvy 0 m až 0,3 m na profiloch vzdialených od seba asi 5 m sú výrazne odlišné, čo dokumentuje, že pôdne pomery sú aj v malej mierke veľmi heterogénne.

Heterogénnosť sa následne prejavuje aj pri reakcii infiltrácie vody do pôdneho prostredia po aplikácii simulovanej zrážky. Na všetkých troch profiloch bola na plochu 0,5 m × 0,5 m v strede profilu aplikovaná simulovaná dažďová zrážka s úhrnom 80 mm počas 2 minút. Povrchová vrstva s mocnosťou asi 0,10 m v geoelektrickom reze môže predstavovať koreňovú zónu trávneho porastu, čo potvrdili plytké sondy.



Obr. 2. Detail stredu meracej zostavy elektrickej odporovej tomografie s dvoma valcami použitými na sústredenie infiltrácie. Experimentálna hydrologická základňa ÚH SAV, 18. 6. 2015.

Fig. 2. Detail of the centre of electrical resistivity tomography assembly with two cylinders used to concentrate infiltration. Experimental Hydrological Base IH SAS, 18. 6. 2015.



Obr. 3. Geoelektrický rez pred experimentom zrážkou a séria časovej postupnosti hodnôt merných elektrických odporov po aplikácii vody (18. 6. 2015). A – pred začiatkom experimentu, B – 1 minúta, C – 5 minút a D – 9 minút po aplikácii zaťaženia vodou. Vertikálne osi: hĺbka v metroch; horizontálne osi: vzdialenosť v metroch.

Fig. 3. Geoelectrical cross-section before the experiment and the series of time-lapse measurements of resistivity changes after the water application (18. 6. 2015). A – before irrigation, B – 1 minute, C – 5 minutes and D – 9 minutes after water application. Vertical axes: depth in meters; horizontal axes: distance in meters.

Po aplikácii simulovanej zrážky na profile na južnom okraji pokusnej plochy (obrázok 4 vľavo) bolo už v prvých minútach možné pozorovať zníženie hodnôt merného elektrického odporu od stredu profilu smerom dolu svahom (úsek 0,4 m až 0,8 m profilu) v povrchovom horizonte do hĺbky 0,05 m až 0,10 m. Tento obraz zmeny merného elektrického odporu zostal v podstate rovnaký vo všetkých nasledujúcich ôsmich opakovaných meraniach v celom časovom intervale 1 až 66 minút po aplikácii simulovanej zrážky. Takýto charakter zmeny naznačuje, že celý objem aplikovanej vody sa pohyboval povrchovým a plytkým podpovrchovým prúdením po spádnicí svahu a nepresakoval významne do hlbších horizontov pod 0,10 m až 0,12 m pod povrchom.

Geoelektrický rez získaný meraním v strede pokusnej plochy (obrázok 4 vpravo) na začiatku merania poukazuje na výraznejšiu variabilitu fyzikálnych vlastností pôdneho prostredia než na južnom profile. Na geoelektrickom reze sa výrazne prejavujú zóny s vyššími hodnotami merných elektrických odporov na oboch koncoch profilu, čo môže naznačovať vyšší podiel pórov nevyplnených pôdnymi roztokmi alebo prítom-

nosť väčších skál v tomto pôdnom horizonte. Po aplikácii simulovanej zrážky došlo takmer okamžite k zníženiu hodnôt merného elektrického odporu na zavlaženom úseku a čiastočne aj dolu svahom (úsek asi 0,45 m až 1,0 m profilu) do hĺbky približne 0,10 m. Tento charakter zmeny opäť zostával takmer rovnaký vo všetkých ostatných ôsmich časových intervaloch merania (1 až 64 minút po zavlažení). Oblasť vysokých hodnôt merného elektrického odporu v dolnej časti profilu (0,3 m až 0,5 m) však zostala takmer nezmenená, čo z predchádzajúcej úvahy naznačuje skôr prítomnosť nepriepustného skeletu, tvoriaceho bariéru voči podpovrchovému prúdeniu.

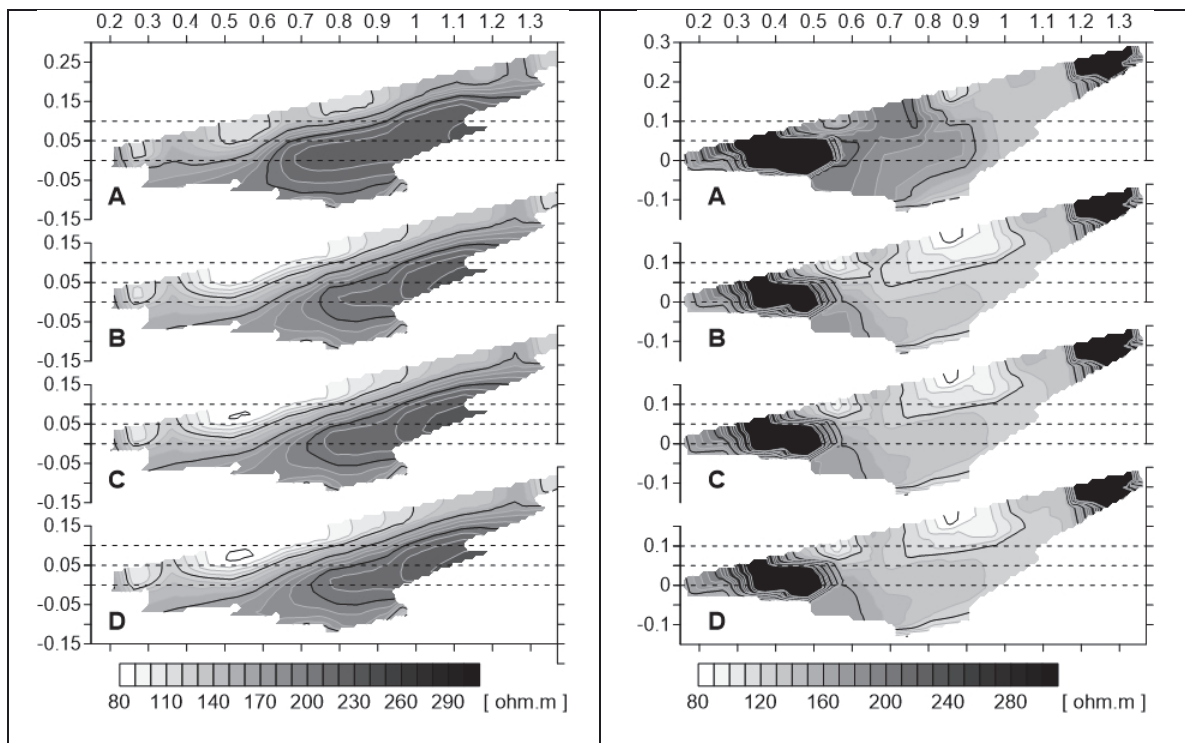
Na pokusnej infiltračnej ploche nad obcou Jalovec dňa 16. 6. 2016 boli urobené merania ERT na dvoch súběžných profiloch vzdialených od seba 5 metrov. Pokusná plocha je na svahu s priemerným sklonom 10 až 11 stupňov s povrchom tvoreným trvalým trávnyim porastom. Geoelektrické rezy získané meraním pred aplikáciou simulovanej zrážky (obrázok 5, rezy A) poukazujú opäť na rozdielny charakter fyzikálnych vlastností povrchovej pôdnej vrstvy napriek malej vzájomnej vzdialenosti profilov. Simulované zrážky boli na

obidvoch profiloch aplikované na plochu 0,4 m x 0,4 m v strede profilu v trvaní 2 minút, pričom simulovaná zrážka mala úhrn 60 mm.

Na profile na južnej strane pokusnej plochy sa už v prvých minútach po simulovanej zrážke na strednú tretinu profilu prejavuje výrazné zníženie hodnôt merného elektrického odporu v povrchovej vrstve o mocnosti 0,05 m v úseku 0,6 m až 0,95 m profilu (obrázok 5 B vľavo). Súčasne dochádza k miernemu zníženiu hodnôt merného elektrického odporu v celej meranej vrstve (cca 0 m až 0,25 m) od 0,9 m profilu smerom dolu svahom. Tento charakter zmeny geoelektrického rezu naznačuje, že dominantný podiel vody aplikovanej v podobe simulovanej zrážky sa pohybuje laterálne dolu svahom po povrchu a v povrchovej vrstve pôdy (koreňovej zóne), ale v tomto prípade menšia časť okamžite preniká aj do hlbších vrstiev (asi do 0,20 m) kombináciou vertikálneho a laterálneho prúdenia. V ďalších 11 krokoch merania v čase 1 až 57 minút po aplikácii simulovanej zrážky sa obraz geoelektrického rezu výraznejšie nemení. Zachováva sa zóna zníženého merného elektrického odporu vo vrstve 0 m až 0,05 m, ktorá

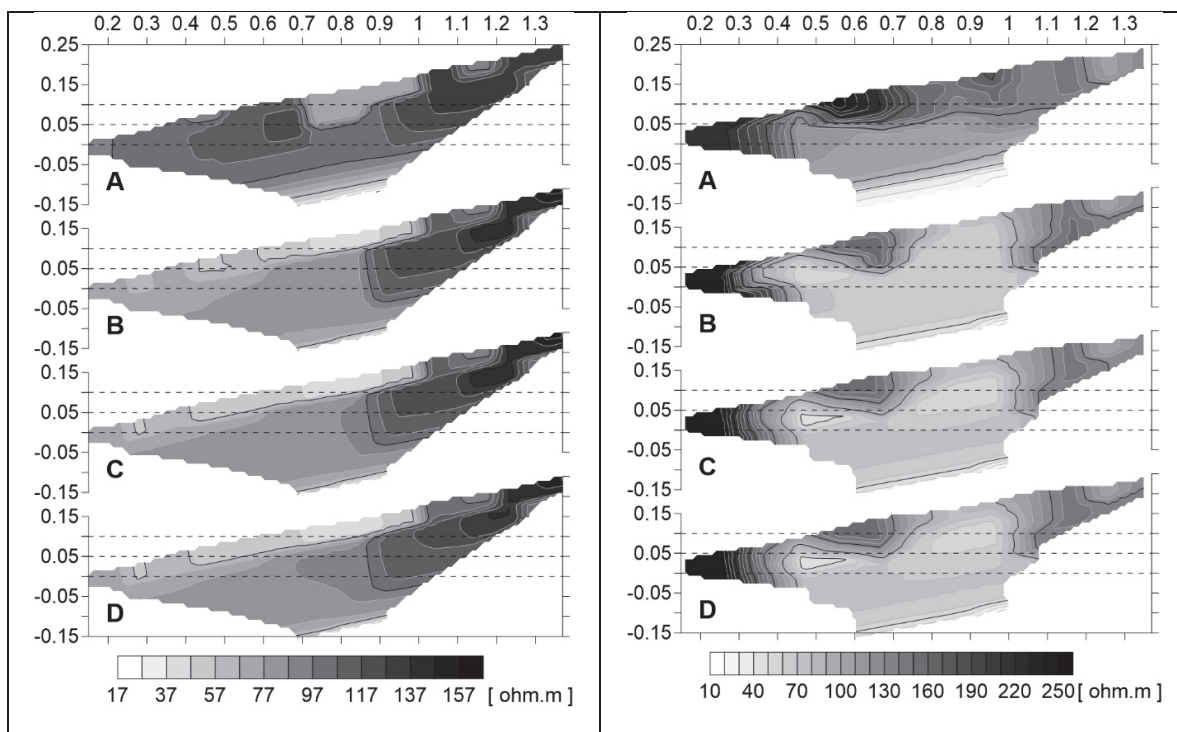
sa veľmi mierne rozširuje laterálne dolu svahom, čo indikuje laterálne podpovrchové prúdenie vo veľmi plytkej povrchovej vrstve pôdy. Obraz geoelektrického rezu v horizonte 0,05 m až 0,25 m pod povrchom zostáva takmer nezmenený, čo môže znamenať, že pôdny profil nie je viac dotovaný priesakom vody z vyšších vrstiev, alebo prítok vody presakujúcej z najvyššieho horizontu je kompenzovaný priesakom do nižších horizontov pod hranicou dosahu použitej meracej zostavy. Takýto variant prúdenia však nie je možné zaznamenať a potvrdiť použitím jednej metódy geofyzikálneho merania.

Profil v strede pokusnej infiltračnej plochy má iný charakter geoelektrického rezu, než južný profil. Vo vrchnom pôdnom horizonte sa v úseku asi 0,20 m až 0,30 m od stredu profilu dolu svahom nachádza zóna vyšších hodnôt merného elektrického odporu mocnosti asi 0,07 m až 0,10 m, ktorá môže predstavovať bariéru laterálneho podpovrchového prúdenia. To potvrdzuje následných 13 meraní ERT v časovom intervale 1 až 67 minút po aplikácii simulovanej zrážky v strede profilu.



Obr. 4. Geoelektrické rezy nad obcou Bobrovec (24. 9. 2015). Vľavo: profil na južnom okraji pokusnej plochy, A – počiatočný stav, B – 1 minúta, C – 10 minút a D – 19 minút po simulovanej zrážke. Vpravo: profil v strede pokusnej plochy, A – počiatočný stav, B – 1 minúta, C – 10 minút a D – 19 minút po simulovanej zrážke. Vertikálne osi: hĺbka v metroch; horizontálne osi: vzdialenosť v metroch.

Fig. 4. Geoelectrical cross-sections measured over Bobrovec (24. 9. 2015). Left: profile at the south boundary of study site, A – initial state, B – 1 minute, C – 10 minutes and D – 19 minutes after simulated rainfall. Right: profile in the centre of study site, A – initial state, B – 1 minute, C – 10 minutes and D – 19 minutes after simulated rainfall. Vertical axes: depth in meters; horizontal axes: distance in meters.



Obr. 5. Geoelektrické rezy nad obcou Jalovec dňa 16. 6. 2016. Vľavo: profil na južnom okraji pokusnej plochy, A – pred simulovanou dažďovou zrážkou, B – 1 minúta, C – 5 minút a D – 10 minút po simulovanej dažďovej zrážke. Vpravo: profil v strede pokusnej plochy, A – pred simulovanou dažďovou zrážkou, B – 2 minúty, C – 5 minút a D – 11 minút po simulovanej dažďovej zrážke. Vertikálne osi: hĺbka v metroch; horizontálne osi: vzdialenosť v metroch.

Fig. 5. Geoelectrical cross-sections measured over Jalovec (16. 6. 2016). Left: profile at the south boundary of study site, A – before simulated rainfall, B – 1 minute, C – 5 minutes and D – 10 minutes after simulated rainfall. Right: profile in the centre of study site, A – before simulated rainfall, B – 2 minutes, C – 5 minutes and D – 11 minutes after simulated rainfall. Vertical axes: depth in meters; horizontal axes: distance in meters.

Na tomto profile sa podobne ako v susednom už v prvých minútach po zavlážení prejavilo zníženie hodnôt merného elektrického odporu v strednej a dolnej časti a to až do hĺbky asi 0,25 m až 0,30 m, čo môže indikovať veľmi rýchly priesak časti infiltrujúcej vody až do tohoto horizontu. V ďalších 11 opakovaných meraniach v časovom intervale 1 až 67 minút po simulovanej zrážke sa charakter geoelektrického rezu v hlbšom horizonte 0,10 m až 0,30 m pod povrchom už prakticky nemenil. Dochádzalo však k zníženiu hodnôt merného elektrického odporu v úseku asi 0,45 m až 0,60 m od počiatku profilu v hĺbke asi 0,07 m až 0,10 m pod povrchom pôdy. Z celkového priebehu zmien vertikálnych odporových rezov teda vyplýva, že v tomto prípade dochádzalo k laterálnemu prúdeniu popod povrchovú bariéru dolu svahov v úrovni asi 0,10 m pod povrchom pôdy.

Na meranie časozberných sérií geoelektrických rezov na lokalite Priemstav (pred ústím Jaloveckej doliny) dňa

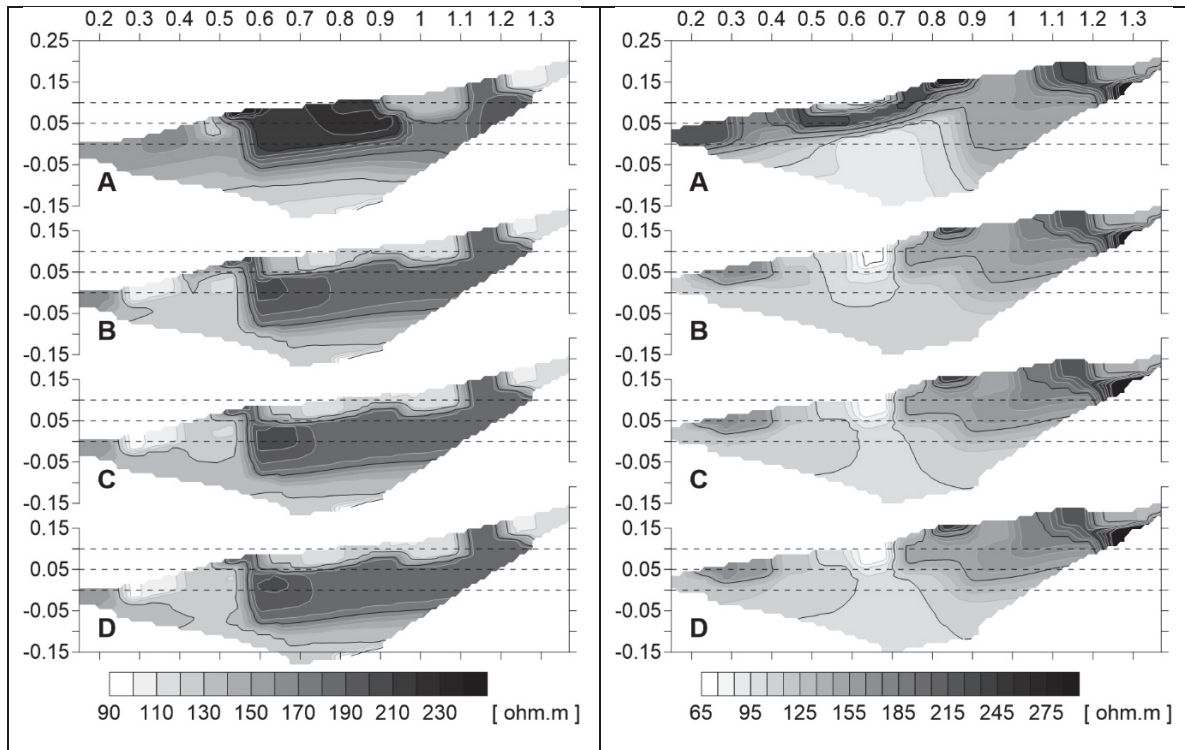
30. 6. 2016 boli vybraté dva profily, a to v strede severného a južného okraja pokusnej infiltračnej plochy. V tomto prípade to bola svahová lokalita so sklonom 9 – 10 stupňov s koseným trávny porastom. Reliéf povrchu terénu obidvoch týchto profilov bol zvlnený, ako vidno z obrázku 6. Simulovaná zrážka bola na obidvoch profiloch aplikovaná na plochu 0,4 m x 0,4 m v strede profilu v trvaní 2 minút, pričom simulovaná dažďová zrážka mala úhrn 120 mm.

Na južnom profile (obrázok 6 vľavo) bol zhodou okolností práve v strede, na ktorý bola aplikovaná simulovaná zrážka, najmenší sklon povrchu terénu. Na tomto úseku, približne od 0,5 m po 0,9 m (obrázok 6 A vľavo), je v geoelektrickom reze v stave pred simulovanou zrážkou dobre viditeľná oblasť najvyšších hodnôt merných elektrických odporov asi do hĺbky 0,15 m – 0,20 m pod povrchom. Po aplikácii simulovanej dažďovej zrážky v strede profilu došlo už v prvých minútach k poklesu hodnôt merného elektrického odporu v povrchovej

vrstve mocnosti asi 0,05 m v úseku 0,6 m až 1,1 m, čo bolo spôsobené infiltráciou do koreňovej zóny trávneho porastu. Časť vody, ktorá po povrchu odtiekla dolu svahom, infiltrovala do pôdy v dolnej tretine profilu, približne v úseku 0,25 m až 0,45 m. Na kóte 0,55 m profilu zostali vyššie hodnoty merného elektrického odporu nezmenené, čo môže poukazovať na prítomnosť bariéry, zabráňujúcej podpovrchovému prúdeniu infiltrovanej vody zo stredu profilu dolu svahom (obrázok 6 B vľavo). Tento charakter geoelektrického rezu zostal prakticky nezmenený počas všetkých 12 opakovaných meraní v časovom intervale 1 až 61 minút po aplikácii simulovanej dažďovej zrážky. Oblasť najvyšších hodnôt merných elektrických odporov s mocnosťou asi 0,10 m (obrázok 6 vľavo) teda zrejme reprezentuje väčšmi zhutnenú vrstvu pôdy, ktorá výrazne spomaľuje vertikálny priesak vody do hlbších horizontov, alebo ho úplne znemožňuje.

Zvlnený povrch severného profilu taktiež komplikoval

proces infiltrácie simulovanej dažďovej zrážky. Na strede profilu, na ktorý bola aplikovaná simulovaná dažďová zrážka, sa nachádza na jednej strane mierna vyvýšenina a na druhej strane vhlbenie, čo je viditeľné na obrázku 6 A (vpravo) v úseku 0,5 m až 0,9 m od začiatku profilu. Tieto terénne útvary sú taktiež zrejme formované silnejšie zhutneným pôdnym substrátom, prejavujúcim sa v reze najvyššími hodnotami merného elektrického odporu. Po aplikácii simulovanej dažďovej zrážky sa väčšina vody zjavne sústreďovala v znížene profilu v úseku 0,5 m až 0,7 m, kde infiltrovala do pôdneho profilu a spôsobila zníženie hodnôt merného elektrického odporu do hĺbky asi 0,07 m až 0,10 m už v prvých minútach po aplikácii simulovanej dažďovej zrážky (obrázok 6 B vpravo). V nasledujúcom časovom kroku merania (po 5 minútach) došlo k poklesu hodnôt merného elektrického odporu v reze na spomínanom úseku až do hĺbky asi 0,25 m pod povrchom (obrázok 6 C vpravo).



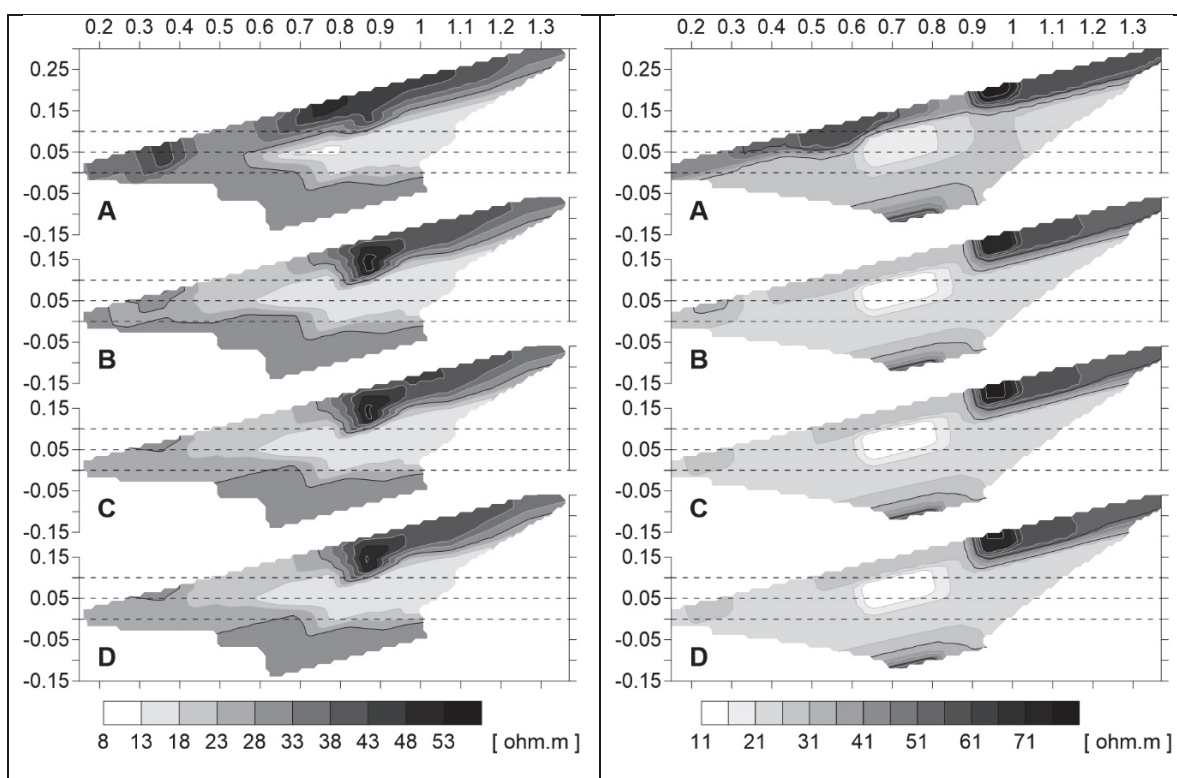
Obr. 6. Geoelektrické rezy na lokalite Priemstav – Jalovecká dolina (30. 6. 2016). Vľavo: profil na južnom okraji pokusnej plochy, A – pred simulovanou dažďovou zrážkou, B – 1 minúta, C – 5 minút a D – 10 minút po simulovanej dažďovej zrážke. Vpravo: profil na severnej strane pokusnej plochy, A – pred simulovanou dažďovou zrážkou, B – 1 minúta, C – 5 minút a D – 10 minút po simulovanej dažďovej zrážke. Vertikálne osi: hĺbka v metroch; horizontálne osi: vzdialenosť v metroch.

Fig. 6. Geoelectrical cross-sections measured at Priemstav site - Jalovecká valley (30. 6. 2016). Left: profile at the south boundary of study site, A – before simulated rainfall, B – 1 minute, C – 5 minutes and D – 10 minutes after simulated rainfall. Right: profile at the north boundary of study site, A – before simulated rainfall, B – 1 minute, C – 5 minutes and D – 10 minutes after simulated rainfall. Vertical axes: depth in meters; horizontal axes: distance in meters.

Taktiež došlo k poklesu hodnôt merného elektrického odporu v povrchovej vrstve mocnosti asi 0,10 m v celej dolnej časti profilu následkom prúdenia vody po povrchu a jej postupnej infiltrácie. Charakter geoelektrického rezu zostával následne takmer nezmenený počas všetkých nasledujúcich 16 meraní v období 5 až 85 minút po aplikácii simulovanej dažďovej zrážky.

Dňa 4. 8. 2016 boli na pokusnej infiltračnej ploche nad miestnou časťou Škorupovo (Bobrovec) vykonané dve série časozberných meraní ERT. Jeden profil bol na južnom okraji pokusnej infiltračnej plochy, druhý na severnej strane. Priemerný sklon povrchu tejto plochy bol 13 stupňov. Merané vertikálne odporové rezy (obrázok 7 A vľavo a vpravo) pred aplikáciou simulovanej zrážky ukazujú, že na tejto lokalite sa pod plytkou povrchovou vrstvou mocnosti asi 0,05 m až 0,10 m

nachádza prostredie s veľmi nízkymi hodnotami merných elektrických odporov, čo môže reprezentovať prítomnosť plynkej prekorenenej vrstvy hlinito-piesočnatej pôdy nad výrazne ilovitým pôdnym horizontom. Tento predpoklad potvrdzujú aj merania elektrických odporových rezov v ďalších časových krokoch. Na južnom profile bolo vykonaných 12 opakovaných meraní po simulovanej zrážke v období 1 až 65 minút. Na severnom profile bolo vykonaných 13 opakovaných meraní po simulovanej zrážke v období 1 až 67 minút. Všetky tieto merania naznačujú, že po aplikácii simulovanej dažďovej zrážky na stred profilu sa už v prvých minútach významne znížili hodnoty merných elektrických odporov povrchovej vrstvy pôdy do hĺbky 0,05 m až 0,07 m v úseku od stredy profilu smerom dolu svahom, pričom hlbšie horizonty zostali takmer nezmenené.



Obr. 7. Vertikálne rezy merných elektrických odporov na lokalite nad Ondrašovou – Škorupovo (4. 8. 2016). Vľavo: profil na južnom okraji pokusnej plochy, A – pred simulovanou dažďovou zrážkou, B – 1 minúta, C – 6 minút a D – 11 minút po simulovanej dažďovej zrážke. Vpravo: profil na severnom okraji pokusnej plochy, A – pred simulovanou dažďovou zrážkou, B – 1 minúta, C – 6 minút a D – 12 minút po simulovanej dažďovej zrážke. Vertikálne osi: hĺbka v metroch; horizontálne osi: vzdialenosť v metroch.

Fig. 7. Vertical cross-sections of electrical resistivity measured at Ondrašová – Škorupovo (4. 8. 2016). Left: profile at the south boundary of study site, A – before rainfall, B – 1 minute, C – 6 minutes and D – 11 minutes after rainfall. Right: profile at the north boundary of study site, A – before rainfall, B – 1 minute, C – 6 minutes and D – 11 minutes after rainfall. Vertical axes: depth in meters; horizontal axes: distance in meters.

Záver

Pôdne sondy alebo vrty môžu poskytovať najdetailnejšie informácie o vertikálnom profile skúmaného prostredia, ale nemôžu podávať dostatočné informácie o heterogenite v horizontálnej mierke. Na takéto úlohy sú práve vhodné geofyzikálne metódy, pretože sú najmenej invazívne a môžu poskytovať informácie v rôznom rozlíšení a priestorových mierkach.

Geofyzikálne metódy sa postupne stávajú stále častejšou súčasťou rôznych úloh hydrologického výskumu, čo je spôsobené najmä vývojom nových meracích prístrojov, ktoré zdanlivo zjednodušujú geofyzikálne merania a tým sa stávajú použiteľnými aj pre užívateľov bez znalostí teórie geofyzikálnych metód. Na rozdiel od záverov v mnohých publikáciách s hydrogeofyzikálnou problematikou, neexistuje žiadna samostatná geofyzikálna metóda, ktorá by bola schopná vyriešiť väčšinu hydrologických problémov. Vo väčšine prípadov je vhodné, a nevyhnutné, použitie dvoch alebo viacerých geofyzikálnych metód a ich modifikácií, ktoré využívajú prejavy rôznych fyzikálnych prejavov prostredia.

Výsledky časozberných meraní vertikálnych rezov merných elektrických odporov vykonaných pred a po aplikácii simulovanej dažďovej zrážky vykonaných v rámci predkladanej práce poukazujú na to, že geoelektrické merania v dvojrozmernej alebo trojrozmernej verzii sú veľmi dobre použiteľné na zisťovanie počiatočného stavu a homogennosti pôdneho prostredia v rámci skúmanej lokality. Interpretácia meraní elektrickej odporovej tomografie po simulovanej dažďovej zrážke je už oveľa komplikovanejšia a náročnejšia úloha. Infiltráciu vody do pôdneho prostredia sa počiatočný stav merného elektrického odporu síce mení, ale miera zmeny je výrazne určovaná pomerom merných elektrických odporov pôdneho prostredia a infiltrujúcej vody. Napriek tomu sa z uskutočnených meraní dá usudzovať, že zmena merného elektrického odporu v povrchovej vrstve mocnosti 0,05 m až 0,10 m spôsobená infiltráciou vody je veľmi rýchla ako na horizontálnych plochách, tak aj na svahových lokalitách. Zmeny merných elektrických odporov v sérii časových krokov merania uskutočnené na sklonených povrchoch poukazujú na dominantný podiel povrchového (viditeľného aj voľným okom) a plytkého podpovrchového prúdenia a len zriedkavo sa prejavuje aj výraznejší priesak do hlbších vrstiev pôdneho profilu. Vo všetkých prípadoch bol obraz prúdenia presakujúcej vody veľmi nepravidelný, čo bolo spôsobené preferenčným prúdením a obtekaním prirodzených prekážok.

Komplikáciou použitia takmer všetkých geofyzikálnych metód je skutočnosť, že určovanie rozhraní medzi rôznymi prostrediami pod povrchom pôdy je závislé na rozdieloch fyzikálnych vlastností skúmaných prostredí. Čím sú rozdiely fyzikálnych vlastností podpovrchového prostredia výraznejšie, tým jednoznačnejšie je možné ich lokalizovať a ohraničiť. V prípade priesaku vody do pôdneho prostredia tento predpoklad žiaľ nie je

dodržaný. Presakujúca voda sa spravidla nepohybuje spôsobom kameňa hodeného do vody, ale čelo frontu presakujúcej vody sa postupne rozptyľuje. V prípade, že je simulovaná dažďová zrážka aplikovaná na povrch pôdy v krátkom časovom intervale, sa prirodzene mení lokálny stav vysokého nasýtenia v malom ohraničenom priestore na postupne stále nižšie nasýtenie v stále väčšom priestore so stále rozptýlenejším rozhraním vo vertikálnom aj laterálnom rozmere. Z tohoto dôvodu je v každom ďalšom časovom kroku merania zmien vertikálneho rezu merných elektrických odporov určenie rozhraní zavláženého priestoru stále neurčitejšie.

Naviac ešte komplikuje interpretáciu meraní elektrickej odporovej tomografie takzvaný "princíp ekvivalencie", ktorý priamo vyplýva z teórie potenciálových polí, a ktorý veľmi zjednodušene znamená, že malé podpovrchové teleso s výrazne odlišným merným odporom v pomere k okolitému prostrediu sa vo vertikálnom odporovom reze prejavuje podobne ako veľké teleso málo s málo odlišným merným odporom v pomere k okolitému prostrediu. Ak teda pracujeme v prostredí s celkom neznámym podpovrchovým prostredím (nepoznáme hĺbku rozhraní, tvar a veľkosť prípadne prítomných telies, a ani merné odpory materiálu) nemôžeme jednoznačne riešiť inverznú úlohu pri spracovaní meraných údajov.

Táto komplikácia sa dá čiastočne riešiť kombináciou povrchového merania georadarom a multi-elektrodo- vých elektrických meraní pri prieskume vlastností podpovrchového prostredia. Údaje z meraní georadarom môžu poskytovať cenné podklady pre inverzné riešenie geoelektrických meraní. Komplikáciou je ale skutočnosť, že údaje z georadarov v prostredí s vysokou vodivosťou môžu byť nepoužiteľné. Okrem toho v prípade monitorovania a vyhodnocovania rýchleho procesu infiltrácie do povrchovej vrstvy pôdy v malej mierke nie je technicky možné súčasne vykonávať merania elektrickej odporovej tomografie a profilovanie georadarom na tom istom profile alebo v rozumnej vzdialenosti od seba.

Geofyzikálne metódy zatiaľ nie sú schopné určovať parametre priepustnosti podpovrchového prostredia, ale môžu vhodne prispieť k lokalizácii štruktúrnych nehomogenít, čo môže byť veľmi prospešné pre upresňovanie ciest prúdenia pôdnej a podzemnej vody a pre modelovanie procesov prebiehajúcich pod povrchom pôdy. Hydrologické výpočty a modelovanie sa často zakladajú na prílišnom zjednodušení (homogenizácii) podpovrchového prostredia, čo je spravidla spôsobené nedostatkom informácií o pôdnom a hydrogeologickom prostredí vybratého skúmaného územia. Aby sa dosiahol pokrok pri určovaní hydrologických parametrov pomocou geofyzikálnych metód, je potrebné úzke prepojenie odborníkov v hydrológii a geofyzike pri detailnom výskume na intenzívne skúmaných spoločných lokalitách. Geofyzika je veľmi dôležitý a rentabilný nástroj monitorovania a popisovania pre podpovrchovú hydrológiu. Ale interpretácia geofyzikálnych meraní pre potreby

výskumu hydrologických procesov sa musí vykonávať v sofistikovanom prepojení s hydrologickým modelovaním a monitorovaním, aby z nich bolo možné odvodzovať neskreslené odhady a kvantifikácie požadovaných parametrov prostredia.

PodĎakovanie

Táto práca vznikla v rámci projektu VEGA 2/0055/15. Prístrojové vybavenie bolo získané vďaka podpore projektu 26220120062 „Centrum excelencie pre integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia (CEIMP)“ financovaného Európskym fondom regionálneho rozvoja v rámci operačného programu Výskum a vývoj.

Literatúra

- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R., and Winship, P. (2002): Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging, *Journal of Hydrology*, 267, 147 – 159.
- Daily, W., Ramirez, A., Binley, A., and LaBrecque, D. (2005): Electrical resistance tomography – theory and practice, in *Near surface geophysics*, edited by D. K. Butler, 525 – 550, SEG.
- Hubbard, S., and Linde, N. (2011): Hydrogeophysics, in *Treatise on water*, edited by P. Wilderer, Ch. 43, Elsevier.
- Kostka, Z., Holko, L. (2016): Nedeštruktívna vizualizácia infiltrácie pomocou elektrickej odporovej tomografie. Non-destructive visualization of infiltration using electrical resistivity tomography, *Acta Hydrologica Slovaca*, Vol. 17, 1, 51 – 64.
- Loke, M.H. (2001): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. www.geoelectrical.com
- Loke, M.H. (2010): RES2DINV ver 3.59 User Manual. In. (Gelugor, Malaysia: Geotomo Software).
- Loke, M.H., Chambers, J.E., Kuras, O. (2011): Instrumentation, electrical resistivity, *Solid Earth Geophysics Encyclopedia* (2nd edition.), Electrical & Electromagnetic, H.Gupta (Ed.), Springer, Berlin, 599 – 604.
- Loke, M.H., Chambers, J.E., Rucker, D.F., Kuras, O. and Wilkinson, P. B. (2013): Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method, *Journal of Applied Geophysics*, 95, 135 – 156.
- Mareš, S. a kol. (1979): Úvod do užité geofyziky, SNTL Praha, 1979, 592 s.
- Mareš, S. a kol. (1983): Geofyzikální metody v hydrogeologii a inženýrské geologii, SNTL Praha, 1983, 200 s.
- Zonge, K., Wynn, J., and Urquhart, S. (2005): Resistivity, induced polarization, and complex resistivity, in *Near Surface Geophysics*, edited by D. K. Butler, 265 – 300, SEG.

APPLICATION OF ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY AT THE MONITORING OF INFILTRATION INTO SOIL PROFILE

Applied geophysics has been originally used in geological surveys to aid identification of layers with different characteristics, water bearing layers, faults and dislocations location, for the approximate estimate of subsurface stratigraphy, etc. (e.g. Mareš et al., 1979, Hubbard and Linde, 2011). The success of their application is conditional on the physical basis of the chosen method regarding to the characteristics of studied environment. Technological progress in recent decades led to much better opportunities in visualization of subsurface environment. Therefore, increasing number of applications of geophysical method in hydrology appeared in recent decade. Electrical resistivity tomography (ERT) is one of the methods which enjoyed the attention of hydrologists owing to the dependency of electric resistivity on the amount of water in the soil and rock environment.

Non-destructive monitoring of water movement paths in soil profile can be accomplished by geophysical methods based on the differences of water and soil physical characteristics. The most common methods applied to detect the aquifer properties and soil water content are the electrical resistivity tomography (ERT) and ground penetrating radar (GPR). Particularly the combination of these two methods can provide the quantitative estimation of the physical properties of

subsurface environment. The electrical resistivity tomography is frequently used at hydrogeophysical research mainly due to direct dependence of electrical resistivity on the soil water content, on water solutions in soil pores and on the contents of clay particles in subsurface environment.

This article evaluates a number of ERT measurements conducted in the Jalovecky creek catchment to trace the movement of water in the upper soil layer (Table 1). Flat and sloped research plots were located in areas with sandy-loam to clayey-loam soils. Special design was used to obtain data with fine resolution (Kostka and Holko, 2016). The length of measured sections was 1.5 m, distance between the electrodes in the Schlumberger N6 setup was 10 cm (Fig. 2). After initial measurement, the centre of the profile was irrigated to simulate extreme rainfall. The ERT measurements were then repeated with time steps 4-9 minutes. Nine to nineteen measurement were conducted at each profile (Table 1). The RES2DINV (Loke, 2010) software was used to determine 2D resistivity model of subsurface space from the measured data obtained from field measurements. The inverted resistivity cross-sections were used to reconstruct vertical and downslope movement of water through soil profile. The results are shown in Figs. 3-7. Two settings of inversion methods were tested

- robust (blocky) inversion and smoothness-constrained least-squares method. The inversion results indicated that robust inversion method is more suitable for detection and visualization of very small time changes caused by infiltrating water. Results indicate that ERT is very useful for identification of inhomogeneities in the studied soils. Analysis of electrical resistivity tomography measurements after the application of irrigation on soil surface at horizontal and slope sites demonstrated the ability of this method to indicate water movement primarily in the start phase of infiltration before the dispersion of the front of infiltrating water. After that the sharp boundary between the environments with different physical characteristics, essential to the

application of geophysical methods, cease to exist. As a result of it the character of soil moisture changes from high saturation in a small space to diminishing moisture in a laterally and vertically increasing space. This by principle prevents inverse solution in the environment with unknown subsurface (depth of existing boundaries, shape size and resistivity of the objects). However, the measurements identified very fast decrease of resistivity in a very shallow surface layer of the soil (5 cm – 10 cm) caused by the irrigation as well as lateral movement of the water along the slope. Deeper percolation was rarely visible. Very irregular pattern of resistivity was caused by preferential percolation of the water and its movement along the obstacles present in the soil.

RNDr. Zdeněk Kostka, PhD
RNDr. Ladislav Holko, CSc.
Ústav hydrológie SAV
Experimentálna hydrologická základňa
Ondrašovská 16
03105 Liptovský Mikuláš
Tel: +421445522522
E-mail: kostka@uh.savba.sk
holko@uh.savba.sk