



GEOELEKTRICKÉ METODY PŘI MONITOROVÁNÍ SVAHOVÝCH DEFORMACÍ

GEOELECTRICAL METHODS FOR MONITORING SLOPE FAILURES

Bláha Pavel¹

Abstrakt

Pokusy o využití geofyzikálních metod při monitorování svahových deformací jsou poměrně starého data. První dohledaná práce pochází z roku 1975 a brzy následovaly další. V České republice bylo první opakované geoelektrické měření realizováno v roce 1977. Stejně byly i počátky geoelektrického monitorování v Sovětském svazu. Z té doby se nepodařilo dohledat žádné články z angloamerické oblasti. Až v posledních dvou dekadách se začínají objevovat články z geofyzikálního monitoringu. Díky vídeňské škole R. Suppera se jedná především o geoelektrický monitoring. Převážně se jedná o použití opakované elektrické odporové tomografie. Důležité je, že již byly učiněny první pokusy o stanovení varovných stavů.

Abstract

Attempts to use geophysical methods to monitor slope failures first occurred some time ago. The first paper on the topic was written in 1975, and other soon followed. In the Czech Republic, the first geoelectrical monitoring was realized in 1977. The first origins of geoelectrical monitoring in the Soviet Union was the same. No article from Anglo-Americans areas can be found from that time. It is only in the past two decades that articles on geophysical monitoring started showing up. Thanks to the school of R. Supper in Vienna, they predominantly concern geoelectrical monitoring, more specifically the usage of repeated electrical resistance tomography. What is important is that the first attempt to establish alert states have already occurred.

Klíčová slova

Monitoring, elektrické metody, elektrická odporová tomografie, elektromagnetické impulzy.

Keywords

Monitoring, geophysical methods, electric resistivity tomography, electromagnetic pulses.

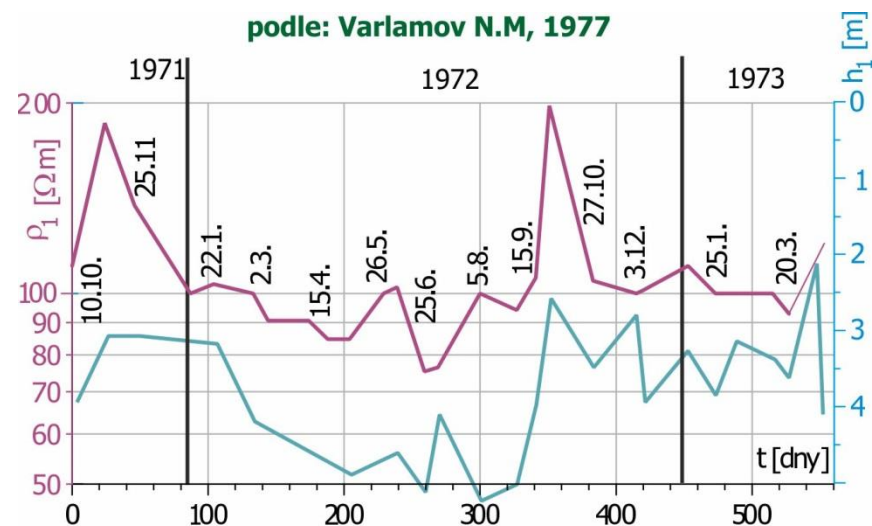
1 Období před ERT

Použití geoelektrických metod v geofyzikálním monitoringu je relativně starého data. V bývalém Sovětském svazu se první publikované práce objevily okolo roku 1975 (Varlamov, N.M.), u nás pak v roce 1977 (Bláha P.). V obou zemích to byly odporové metody, konkrétně vertikální elektrické sondování a symetrické odporové profilování. Nejrozsáhlejšímu studiu projevů časových změn jednotlivých mechanických a fyzikálních vlastností na svahových deformacích se tehdy věnovali pracovníci výzkumného ústavu VSEGINGEO v Moskvě. V tomto ústavu se v rámci základního výzkumu zcela systematicky zkoumaly časové změny jednotlivých fyzikálních vlastností na svahových deformacích. Tyto změny sledovali nejen na přírodních sesuvech na Krymu a Kavkaze, ale terénním měřením předcházela i měření modelová. Výsledky těchto prací shrnul N.N. Goryainov a jeho kolektiv v práci o zkoumání sesuvů geofyzikálními metodami, kterou vydalo nakladatelství NEDRA v Moskvě v roce 1987.

První ukázka geoelektrického monitoringu změn hloubky a měrného odporu vrchního patra na sesuvu Zlatá pláž je na obr. 1. Sesuv leží na jižním pobřeží Krymu a je charakterizován jako sesuv složeného typu. Podloží sesuvu tvoří jurské flyšové horniny. V něm se střídají jílovce, siltovce a pískovce, pokryv je tvořen hlínami. Sesuv postihuje převážně povrchové hlíny, ve kterých se vyskytují úlomky podložních hornin. N. M. Varlamov podává důkaz nejen o proměnnosti měrného odporu sesouvající se hmoty, ale i o změnách jeho mocnosti, což je poněkud překvapující. Zvláště, když změna mocnosti sesuvu sahá od cca 2,5 do 5 metrů, tj. dvojnásobně. Měření, která jsou uváděna, zahrnují necelé dva roky, takže ještě není možné zcela přesně dokumentovat sezónní závislosti fyzikálních parametrů, ale již z prvního pohledu je patrné, jak výrazné je zvýšení měrného odporu vrchní vrstvy na počátku desátého měsíce. Stejně tak dochází k určitému zvýšení na začátku léta, respektive na konci jara (viz květen 1972 a duben 1973).

Změny mocnosti sesuvu zcela jednoznačně dokumentují nejen časové změny chování sesuvu, ale je možné hovořit i o změnách časoprostorových. Tyto změny byly již dříve známy z geoakustických měření, ale tam se týkaly poněkud hlubších svahových deformací. Sledování časoprostorových změn svahových deformací je jednou z podstatných úloh, která čeká vědecké pracovníky tohoto oboru k vyřešení. Z těchto prvních náznaků je patrné, že zohledněním této problematiky dojde k výrazným změnám v chápání stabilitních výpočtů. Zavedení časových změn hloubky smykové plochy a fyzikálních vlastností bude velmi náročným úkolem pro teoretiky stabilitních výpočtů. Je možné, že výsledky geofyzikálních zkoumání přispějí k poznání této problematiky obdobně, jako tomu bylo při zjišťování patrové stavby svahových deformací.

Detailně se časovým změnám při geoelektrickém průzkumu svahových deformací věnoval S. Ch. Abdullaev v Uzbekistánu. Některé jeho experimentální práce zahrnovaly nejen sledování svahových deformací, které se pohybují přírodními silami, ale i ty, které byly oži-

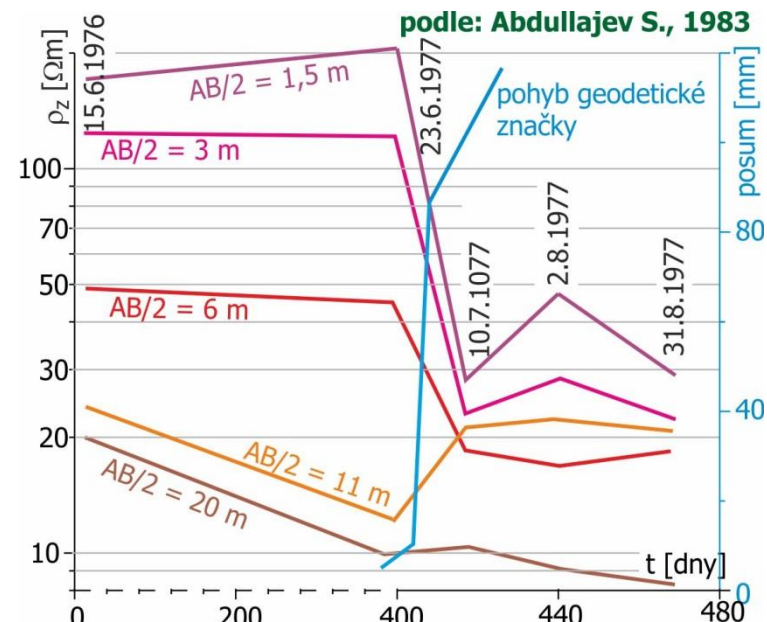


Obr. 1 Změny hloubky a měrného odporu první vrstvy sesuvu

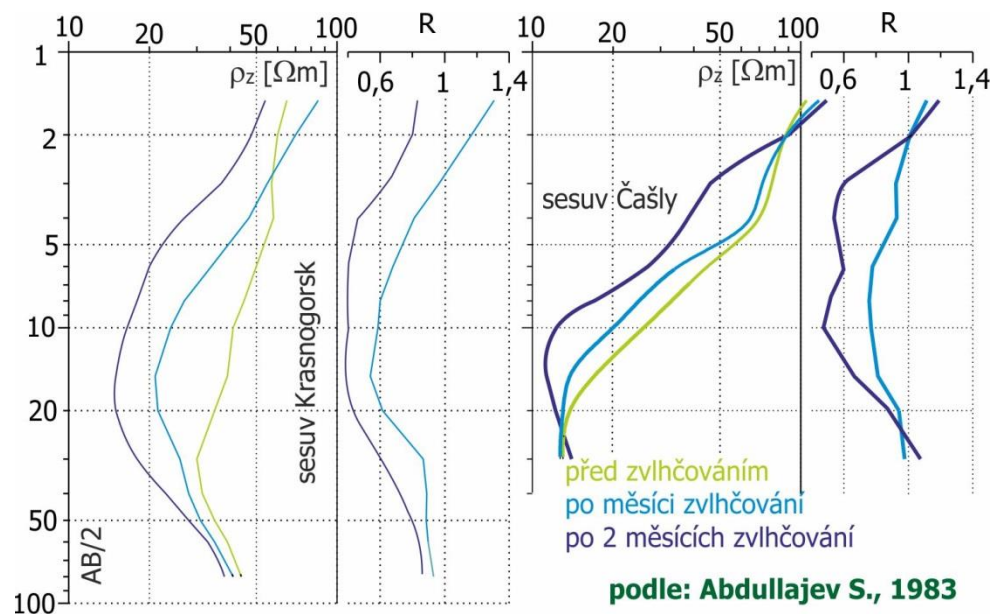
veny lidským zásahem s tím, že v takovýchto případech je dobře možné sledovat změny fyzikálních vlastností před svahovým pohybem a při něm. Tato možnost v přírodních podmínkách prakticky není. Ukázka takovýchto prací je na obr. 2, kdy autor zaváděl do stabilizovaného sesuvu ve spraších velké množství vody tak dlouho, až dosáhl nového pohybu. Na obrázku je vidět, k jakým změnám docházelo před a po usmýknutí svahu.

Je zajímavé, že změny, které byly vyvolány obnovením pohybu, sahají do hloubky mezi 6 až 11 metrů. Uvedené tři rozestupy pro $AB/2$ 1,5, 3 a 6 metrů zaznamenávají v začátku pohybu výrazný pokles ρ_z , respektive jeho pokles začíná o několik dnů před vlastním usmyknutím. Na křivce pro $AB/2=1,5$ m je možné dokázat, že před vlastním usmyknutím dochází ke vzniku tahových trhlin, které se projeví zvýšením zdánlivého měrného odporu v malých hloubkách. Po usmýknutí se hodnoty ρ_z již výrazně nemění. Pouze na rozestupu 1,5 metru bylo na rozhraní července a srpna 1977 zaznamenáno mírné zvýšení zdánlivého měrného odporu. Je možné, že v mělkém rozestupu se projevují změny v sesuvu během jeho pohybu, tzn., že jsou dokumentována období, ve kterých se uplatnil ve zvýšené míře tah. Ten je doprovázen zvětšeným množstvím trhlin v sesuvu, které jsou vyplněny vzduchem. Zajímavé je zvýšení ρ_z pro rozestup $AB/2=11$ m. Toto zvýšení, byť nepatrné, časově souhlasí s počátkem pohybu sesuvu. Tím lze dokázat, že usmyknutí mělkého sesuvu se projevuje změnou napěťových stavů v podloží tohoto sesuvu.

Ze stejného regionu je i obrázek 3, na kterém jsou sledovány závislosti změn zdánlivého měrného odporu na zvlhčování zemin. Ukázky jsou ze sesuvů Krasnogorsk a Čašly. První je typickým sesuvem Uzbekistánu. Mocnost spraší dosahuje 10 až 12 metrů. Pod sprašemi leží silně trhlinovité granodiority, které se vyznačují nízkými rychlostmi podélných vln. Sesuv, na kterém proběhly modelové pokusy, měl rozměry 70×30 metrů a smyková plocha byla na bázi spraší.



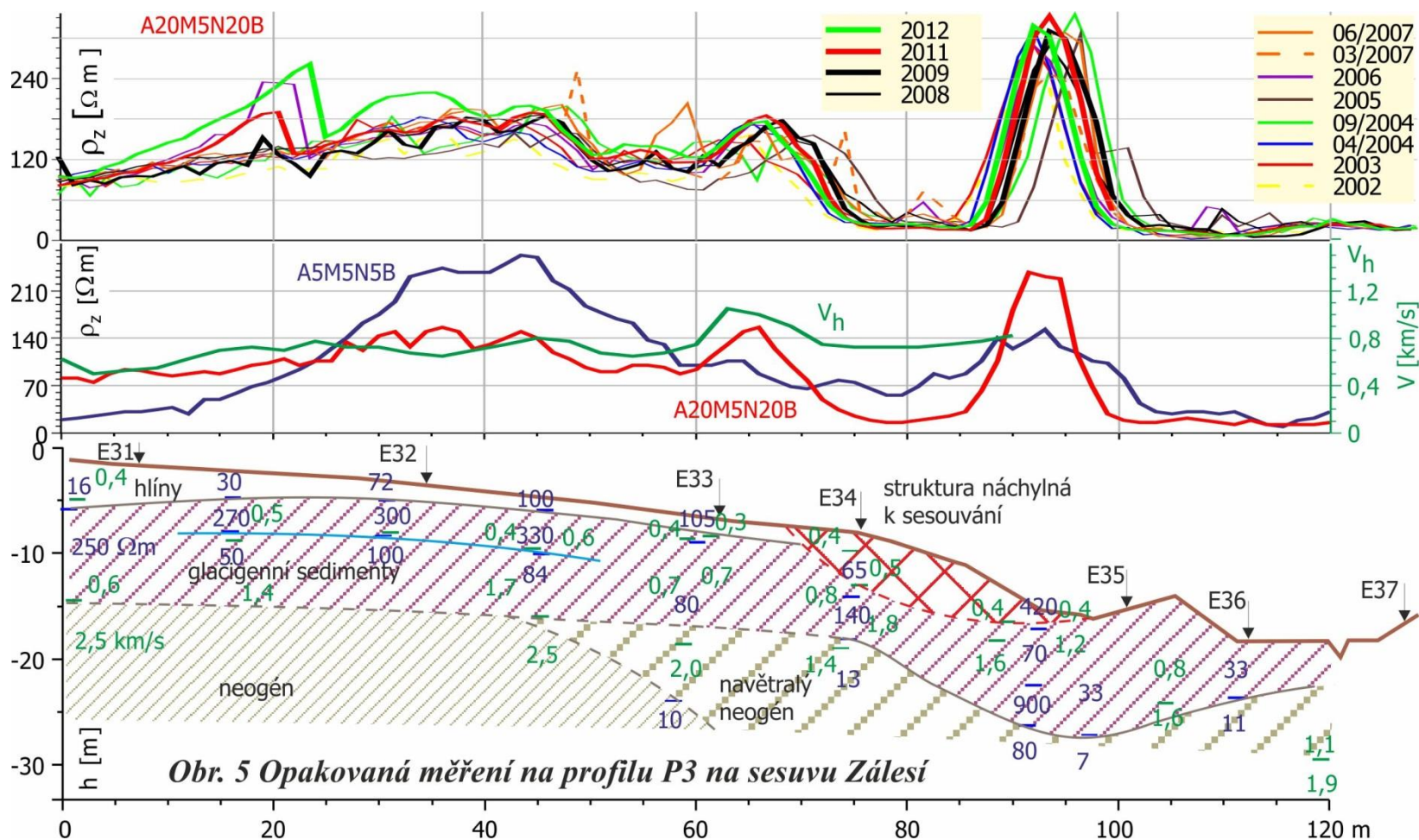
Obr. 2 Časové změny ρ_z na sesuvu Čašly



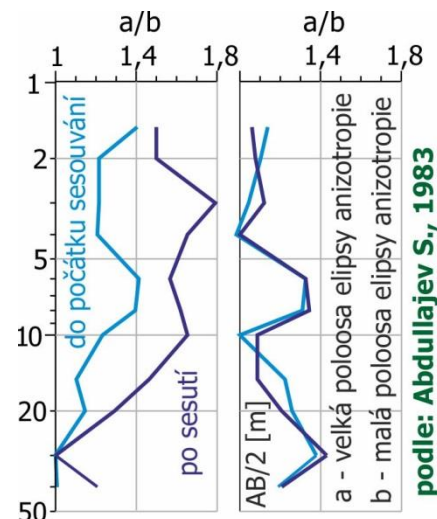
Obr. 3 Časové změny ρ_z na sesuvu na uzbeckých sesuvech

Z obou obrázků je patrné, že změny ρ_z se zvlhčováním mají vždy stejný charakter, tj. že dochází ke zmenšování zdánlivého měrného odporu. Autor uvádí nejen změněné křivky zdánlivého měrného odporu, ale zavádí i sledování parametru R, tj. poměru mezi ρ_z zvlhčených spraší k ρ_z spraší s přirozenou vlhkostí. Je tedy možné touto metodou nejen sledovat změny fyzikálních vlastností, ale i určovat hloubku smykové plochy. Je pravděpodobné, že po smykové ploše dochází k odvádění vody zaváděné do sesuvu.

Dalším parametrem, který je možné sledovat při sesouvání je koeficient anizotropie. Na obr. 4 jsou ukázky z práce, kde je vynášen poměr velké a malé poloosy elipsy anizotropie, a to pro počátek sesouvání a pro rozvinuté stadium svahového pohybu. V levé části obrázku je vidět, jak došlo při sesouvání k výraznému nárůstu koeficientu anizotropie, a to prakticky až na dvojnásobné hodnoty oproti stavu před sesouváním.



Obr. 5 Opakovaná měření na profilu P3 na sesuvu Zálesí



Obr. 4 Časové změny koeficientu anizotropie

Z pravé části obrázku je vidět, že změny mimo sesuv jsou minimální. Malé rozdíly v koeficientu anizotropie v nesesuvné oblasti území je bezesporu možné přičíst na vrub chybám při měření vertikálního elektrického sondování. I toto je jedna z možných cest, jak určovat hloubku smykové plochy.

Opakované geoelektrické měření na svahových deformacích v českých zemích započalo v sedmdesátých letech na sesuvu Třinec a později v rámci monitorování svahových deformací

v poddolovaných oblastech Karvinska. Tato měření se již dala pokládat za systematické, protože neproběhlo jen opakované měření, ale celkem bylo měření ve dvanácti etapách. Ukázka z těchto měření je z lokality Zálesí z profilu P3 (obr. 5).

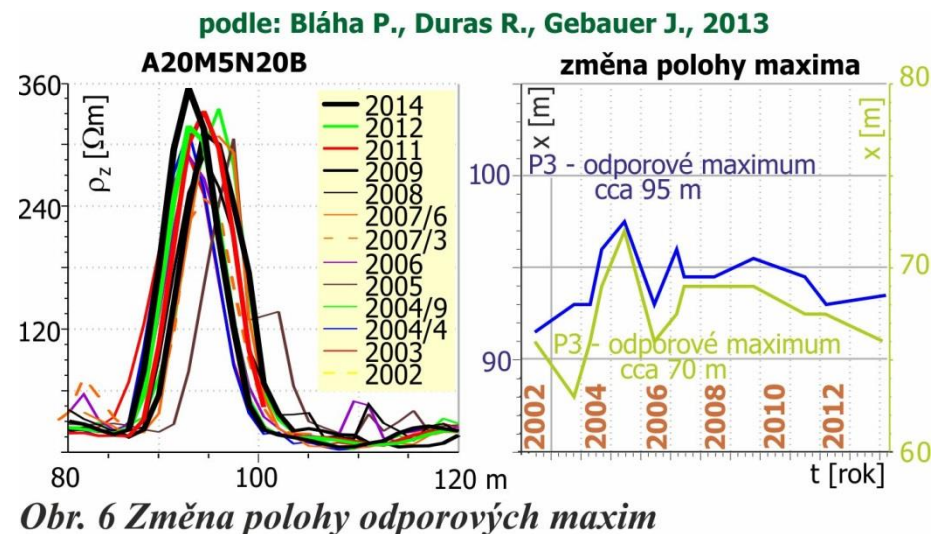
Geologickou stavbu na tomto profilu lze charakterizovat větší mocností kvartérních sedimentů. Tato skutečnost byla zvláště patrná na izoliniích zdánlivých měrných odporů, ale i na izoliniích rychlostí. Ty v obrázku nejsou vykresleny, ale při vyhodnocování měření byly k dispozici. Z odporových měření vyplývá, že vysoké měrné odpory zasahují do větších hloubek, než je to v tomto regionu obvyklé. Toto zvýšení mocnosti kvartérních sedimentů je z blízkém okolí lokality známé. Na tomto profilu je za odlučnou oblastí fosilního sesuvu možné určit místo s vyššími rychlostmi, tj. místo s koncentrací mechanického napětí (okolo 65 m). Dno údolí je včetně vodoteče v glacigenních nebo glacifluviálních sedimentech, a ne v sedimentech neogenních. Na svazích hlavního potoka jsou četné erozní rýhy a není možné stanovit, zda jejich průběh je dán pouhou činností erodující vody nebo zda eroze využívala oslabených míst starých sesuvů, v tomto případě s největší pravděpodobností blokových deformací.

Na křivkách symetrického odporového profilování jsou patrné významné změny. Z celkového přehledu opakovaných měření se dá určit, že větší změny jsou na rozestupu A5M5N5B než na rozestupu A20M5N20B. Na tomto profilu jsou změny měrného odporu zajímavější, zejména v místech terénního zlomu, u kterého je interpretován výchoz smykové plochy na terén. Změny zdánlivého měrného odporu mění svoji polohu i amplitudu. Podle průběhu křivek je možné očekávat, že z geometrického hlediska má anomální těleso klínovitý průřez. Je zřejmé, že anomální efekt sahá i pod dno údolí. Tomu by odpovídaly i vysoké zdánlivé měrné odpory ve staničení okolo 95 metrů zjištěné z měření VES. Horizontální posun anomálie dosahuje až pěti metrů čili trojnásobek kroku měření. Z tohoto důvodu je velmi pravděpodobné, že tyto jevy souvisí se vznikem poklesové kotliny, která může ovlivňovat stabilitu sesuvu. Detailní sledování posunu odporových maxim je ukázán na obrázku 6.

Na levém grafu zdánlivých měrných odporů vidíme, že poloha maxima odporové anomálie se výrazně mění. Anomálie byla zjištěna na profilu P3 v metrů 85 až 105 metrů na patě svahové deformace a nelze tedy předpokládat, že fosilní sesuv, nebo i aktivní sesuv, by mohl působit takovéto změny. V patě svahové deformace není možné očekávat tahové namáhání, které způsobuje zvětšení zdánlivého měrného odporu.

Odlišnost anomálních hodnot oproti okolí dosahuje cca 260 až 330 Ωm čili je řádově větší, než okolní odporové pole. Vzhledem k tomu, že tato anomálie je na hlubokém rozestupu výraznější než na mělkém, musíme její vysvětlení hledat v dějích, které probíhají v hlubších částech horninového masívu. V první řadě musíme zkoumat možné vlivy změn vyvolané poddolováním a zjišťovat, jaké procesy mohou při vzniku poklesové kotliny vzniknout.

V pravé části obrázku můžeme sledovat časový pohyb maxima odporové anomálie. Jako u mnoha jiných dějů, nejsou změny měrných odporů v poklesové kotlině monotónní. Časový průběh posunu maxima je nerovnoměrný a dochází ke zvrátům v pozici jeho polohy. Je však jednoznačné, že



pohyb menší anomálie v oblasti odlučné oblasti sesuvu (zelená křivka) je výraznější, než změny polohy maxima měrných odporů v hlubší spodní části svahu (modrá křivka). Je samozřejmé, že změny v poloze tahové zóny sesuvu mohou být výraznější než změny v sevřené části údolí. Tomu odpovídá i absolutní hodnota změny polohy anomálie, která u tahové oblasti dosahuje devíti metrů, kdežto u propustné zóny je to šest metrů.

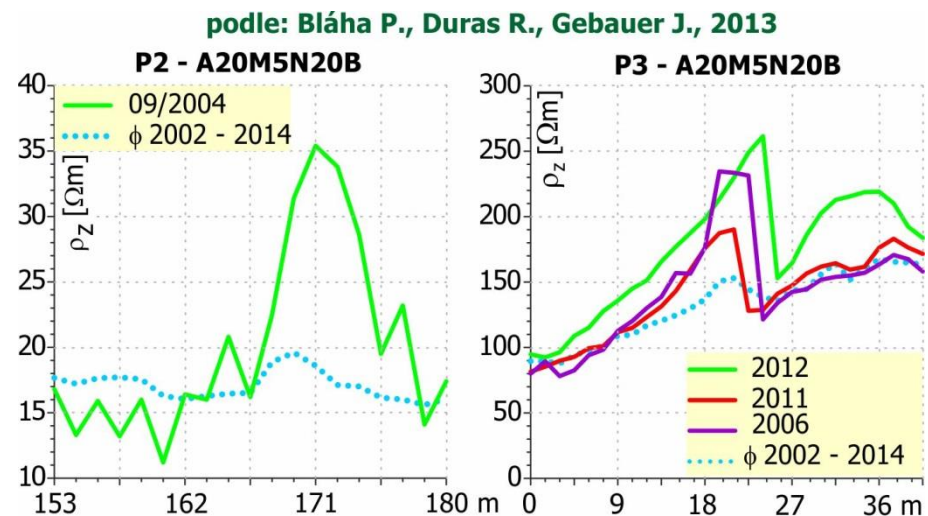
Dalším fenoménem, který může nastat při sledování odporového pole na svahových deformacích, je existence časově omezených anomálií na hlubokém rozestupu. Ten nemusí vždy vznikat na povrchu, ale může to být odezva dějů probíhajících uvnitř masívu. Příklad takovýto anomálií je na obrázku 7. První takováto anomálie byla na lokalitě zjištěna během měření v roce 2003. Protože scházelo jakékoli porovnání a anomálie svojí velikostí nebyla výrazná, nepřikládali jsme jí v té době žádný větší význam. Měření v následující etapě ukázalo, že tato anomálie neměla dlouhého trvání.

Za dobu měření bylo v zájmové oblasti zjištěno pět časově omezených anomálií, z nichž jedna byla dokumentována pouze v jedné etapě měření (obr. 7). Anomálie zdánlivého měrného odporu více než dvakrát převyšovala normální pole. Jde o anomálii, která leží ve dně místní vodoteče. Je tedy možné, že byla způsobena propláchnutím hrubších a hlubších nivních sedimentů po některém z místních přívalových dešťů. Tato preferovaná cesta podzemní vody byla zřejmě v následném normálním srážkovém režimu opět zakolmatována.

Zpočátku jsme těmto anomáliím nepřikládali velký význam. Hledání vysvětlení naráželo na skutečnost, že tyto anomálie se vyskytují jen na hlubokém rozestupu. V přípovrchových vrstvách nebyla ani v jednom případě takováto anomálie nalezena. Charakter řešeného úkolu, při kterém byly tyto anomálie zjištěny, bohužel neumožňoval provádět terénní měření v dostatečně krátkých intervalech, aby bylo možné popsat vznik anomálie, její časový průběh a její zánik. Zprvu se předpokládalo, že by anomálie mohly souviset s vytvářením tahových zón nových svahových deformací. Další anomálie jsme však zjistili daleko od míst možného vzniku sesuvů (pravá část obrázku 7). Takovéto vysvětlení bylo málo pravděpodobné. Bylo proto potřebné hledat spojitost s jinými ději, které probíhají uvnitř horninového masívu. Jednou z možností jsou časově omezené odporové změny spojené se změnami režimu podzemní vody. Lze předpokládat, že se v jednotlivých blocích horninového masívu vytváří různá, časově proměnná, hladina podzemní vody, případně, že se mění preferované cesty podzemní vody. Druhou možností je vliv tahových zón vzniklých v souvislosti s vytvářením poklesové kotliny.

2 Monitorování s ERT

V současné době nejpoužívanější geoelektrickou metodou používanou k monitorování svahových deformací je elektrická odporová tomografie (Jomard et al. 2007; Jongmans, Garambois 2007; Lapenna et al. 2005; Lebourg et al. 2011; Naudet et al. 2008; Sass et al. 2008;



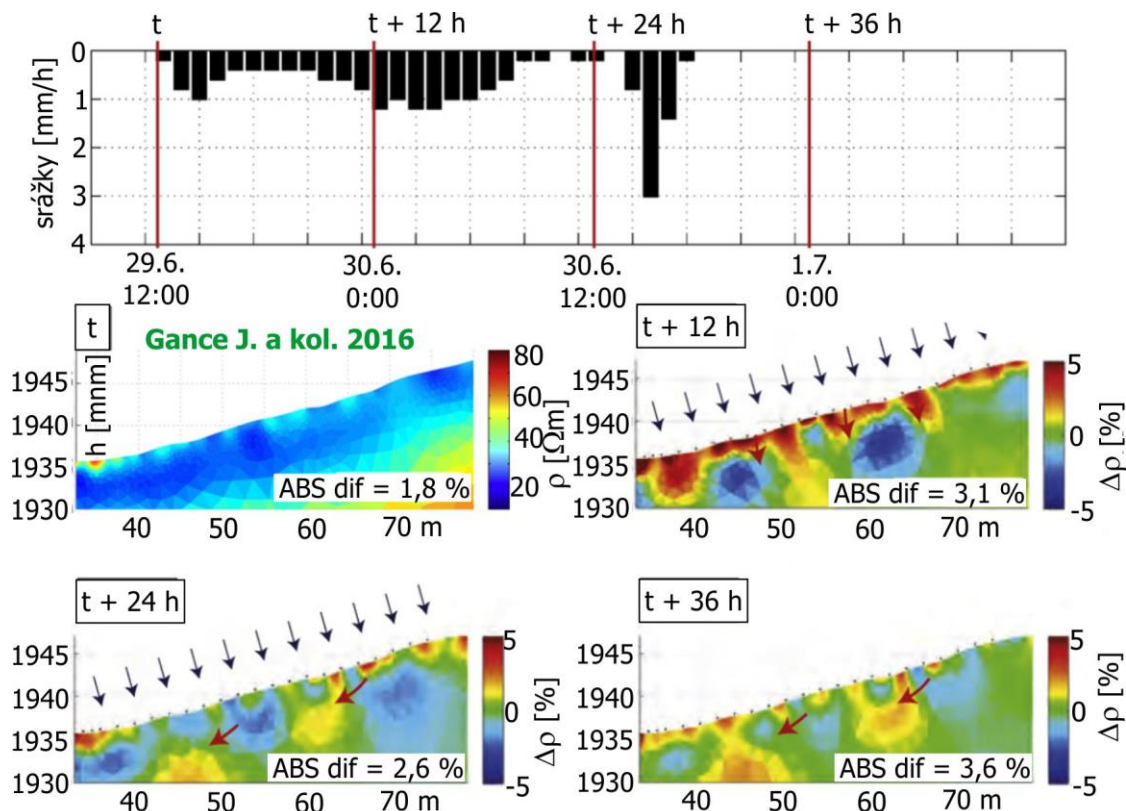
Obr. 7 Časově omezené odporové anomálie

Supper et al., 2013; Supper et al., 2014). Je to dáno silnou vazbou mezi měrným odporem na jedné straně a vlhkostí, porušením a jílovitostí na druhé straně.

Pokud se elektrody pohybují během monitorování metodou ERT a jejich změněné pozice nejsou zohledněny do inverzního výpočtu, pak výsledné tomografické obrazy vykazují odchylky, které mohou zamaskovat skutečné změny měrného odporu. Naměřené potenciály nezávisí pouze na měrném odporu, ale také na polohách elektrod. V geoelektrickém zobrazování se obvykle předpokládalo, že jsou známy a jsou přesné. Postupně se kvantifikovaly systematické chyby, které jsou způsobeny chybami v polohách elektrod. Účinky změn polohy elektrod byly zkoumány pomocí jednoduchých analytických modelů a reálných dat. U lineárního uspořádání elektrod a systému měření 2D jsou data mnohem citlivější na podélné než příčné nebo vertikální změny polohy elektrod. Výsledky těchto prací ukázaly, že určení polohy elektrod s přesností 4 % jsou postačující k opravě vlivu změn jejich polohy a poskytují možnost sledovat změny ve svahových deformacích elektrickou odporovou tomografií (Wilkinson et al. 2010). V poslední době bylo vyvinuto několik automatizovaných monitorovacích přístrojů speciálně vyvinutých pro dlouhodobé sledování měrného odporu v obtížných podmínkách, jako je systém ALERT, GEOMON 4D systém a systém A-ERT (Gance a kol., 2016).

První ukázka (obr. 8) z monitorovacích měření metodou elektrické odporové tomografie je ze sesuvu Super-Sauze (Gance J. a kol. 2016). Sesuv je vyvinutý v černých slínovcích jihovýchodních francouzských Alp. Obtížnost měření v této oblasti je dána silně nerovným horským povrchem, povrchovou heterogenitou a velkou variabilitou hloubky smykové plochy. Tyto podmínky představují komplikace s geofyzikálními výzkumy a jejich interpretací. Pohybující se hmoty sesuvu se od substrátu liší obsahem vody a svojí pevností. Tyto vlastnosti samozřejmě ovlivňují fyzikální parametry, jako je měrný odpor a rychlost seismických vln.

Před výsledným zpracováním byla naměřená data v první řadě opravena o změnu geometrie měření. Změna polohy elektrod byla určována fotogrammetricky s přesností pěti centimetrů. Další zpracování ukázalo, že chyba v interpretaci byla po opravách větší než před nimi, proto nebyly v dalším zpracování používány. Okolnost, že opravy zvýšily chybu interpretace, vysvětlují autoři tím, že požadovaná přesnost polohy elektrody je mnohem nižší než několik centimetrů, zvláště pro vzdálenost mezi elektrodami 0,5 a 1 m. Druhým faktem je, že mode-



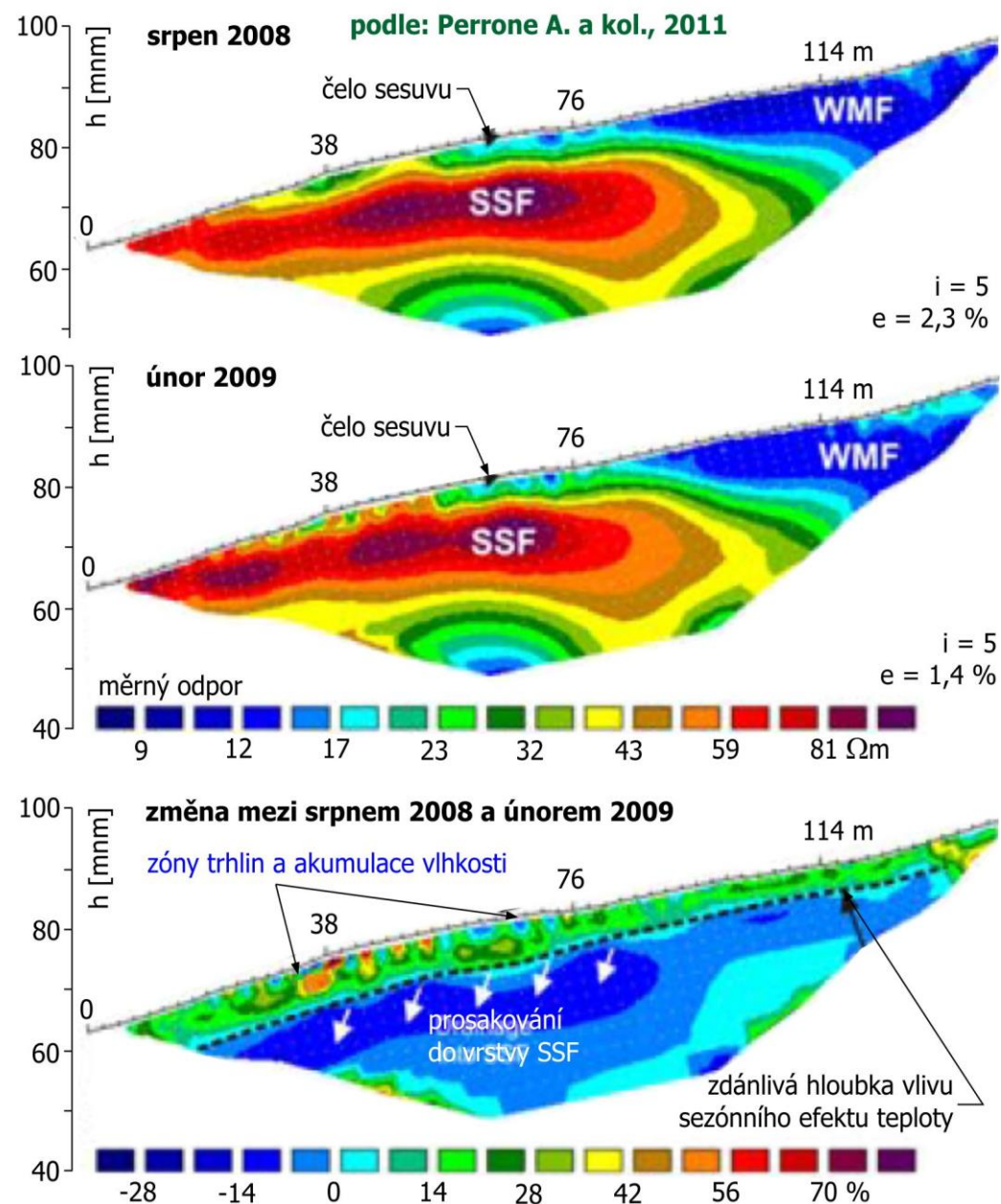
Obr. 8 Monitorovací měření metodou ERT na sesuvu Super-Sauze

lování topografie je zjednodušeno mezi jednotlivými elektrodami, takže autoři nedokázali přesně modelovat komplexní povrchovou topografii skládající se z několika hrbolů a plochých ploch pouze měření 24 poloh elektrod. Autoři se tedy vrátili k verzi bez oprav na změnu pozice elektrod.

Změny v rozložení měrných odporů vysvětlují autoři následovně: Srážky začínají 29. června 2011 v období, kdy je hladina podzemní vody nižší (0,68 m). Celkové srážky byly 14,2 mm, doba jejich trvání 17 hodin, střední intenzita 0,8 mm/h. Počáteční stupeň saturace půdy je nízký (4,0 mm souhrnných srážek za posledních 10 dní). Teplota vzduchu a půdy byla okolo 20 ° C. Odezva změn měrného odporu po této srážkové události je krátká (1,5 dne). Změny měrných odporů pro vzdálenost elektrod dva metry jsou na obrázku 8.

Infiltrace studené dešťové vody v oblasti vsakování vyvolává 5% zvýšení měrného odporu v čase $t + 12$ h. Při $t + 24$ h se snižuje odporová anomálie zvýšením měrného odporu, což ukazuje, že teplota vody se vyrovnává s teplotou půdy. Proudění teplé vody v nasycené zóně vytváří vodivé anomálie. Při $t + 36$ hod. je amplituda změn měrného odporu velmi nízká. Množství infiltrované dešťové vody nepostačuje k udržitelnému ochlazení teploty podzemní vody. Na základě těchto pozorování byl navržen jednoduchý koncepční model průsaku srážkové vody. Nejprve dešťová voda prosakuje svisle základní strukturou horniny. Povrchová vrstva může být vlivem ročního období ochlazená nebo ohřátá a během prosakování teplota infiltrované vody má tendenci postupně dosáhnout teploty půdy. Puklinová síť, která drénuje povrchové vody, působí jako přímá preferenční cesta k hladině podzemní vodě.

Následující obrázek 9 uvádí příklad opakovaných měření ERT na aktivním sesuvu půdy v Maltonu, Severní Yorkshire (Chambers et al., 2009). Ukázka je z vývoje automatického



Obr. 9 Změny měrných odporů na sesuvu Malton

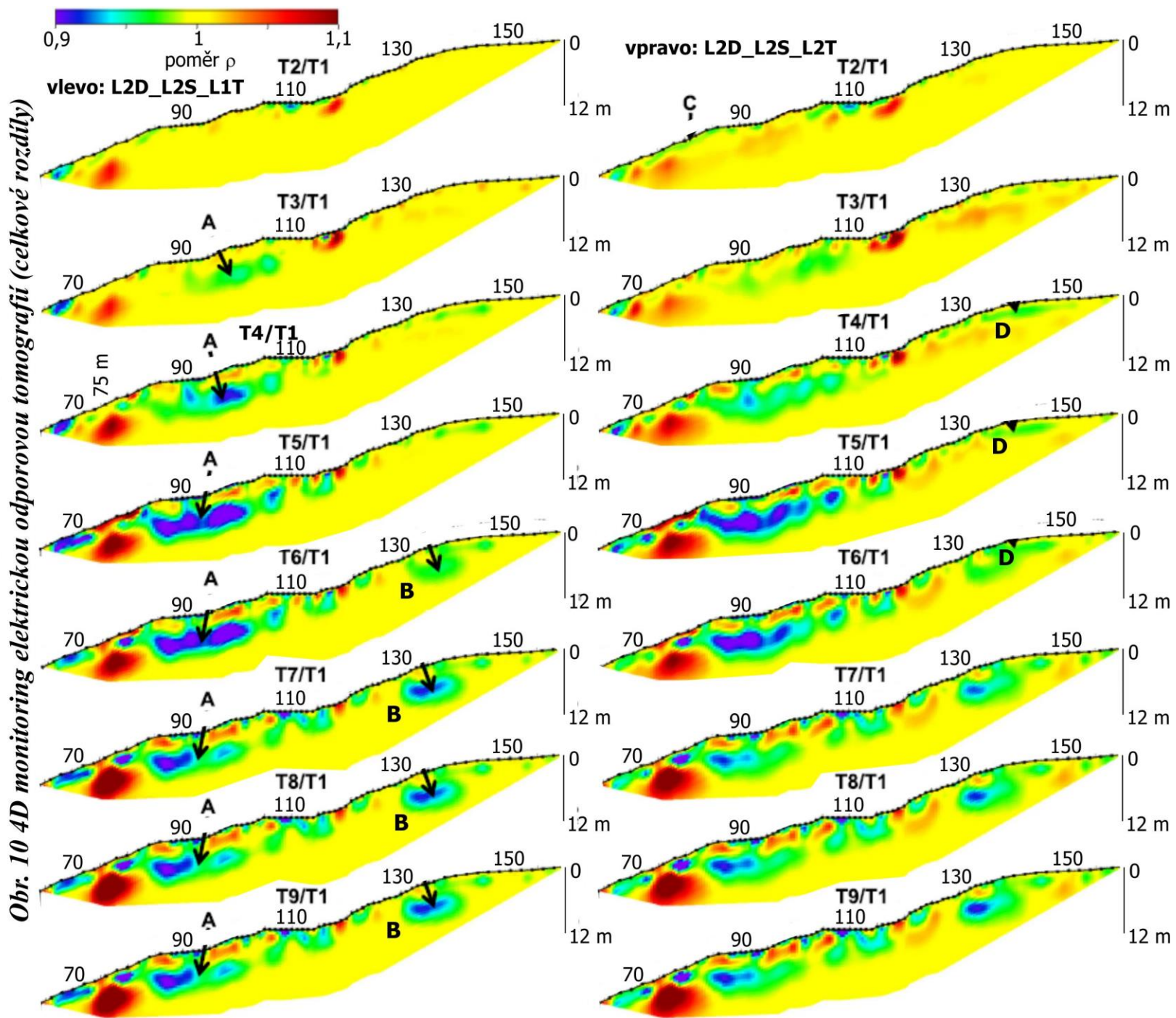
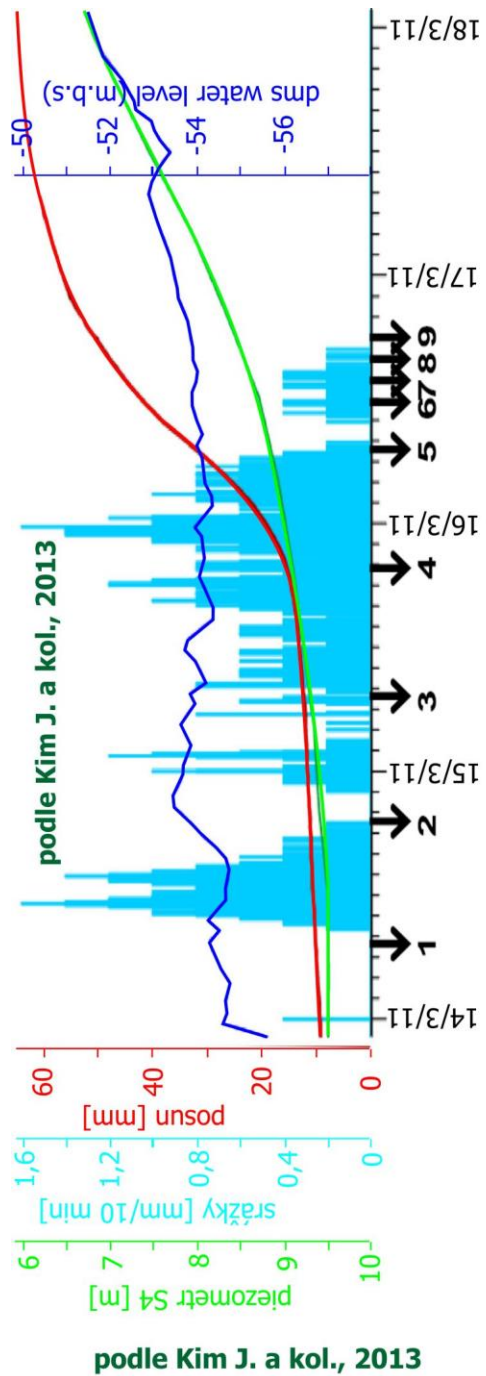
časosběrného systému elektrické odporové tomografie ALERT. Hlavním cílem výzkumu bylo vyvinout 4D systém monitorování sesuvů, který může charakterizovat podpovrchovou strukturu sesuvů půdy a odhalit hydraulické indikace pohybu. Podloží svahů je tvořeno spodno-jurskými jílovci různých formací. Formace WMF je hlavním místem výskytu sesuvů ve zkoumaném svahu i jeho širším okolí. Úhel zapadání vrstev je 1° až 7° do svahu. Starší horniny jsou překryty glacialakustrinními sedimenty různé zrnitosti a aluviálním pokryvem. Pohyb sesuvů je pomalý a dosahuje rychlosti maximálně dva metry za rok a je monitorován pomocí sítě GPS.

Přístroj ALERT využívá bezdrátovou telemetrii pro komunikaci s kamerálním počítačem, který provozuje řídicí software a systém správy databáze. Řídicí software se používá pro plánování sběru dat, zatímco systém správy databáze ukládá, zpracovává a invertuje ERT data. Po instalaci a konfiguraci systém pracuje autonomně bez ručního zásahu. Modifikace systému ALERT na tomto místě zahrnovaly přidání dalších snímačů k monitorování srážek, pohybu sesuvu a změn pórových tlaků. Systém je umístěn ve skříních odolných proti povětrnostním vlivům a je napájen bateriemi nabitými větrnými turbínami a solárními panely. ERT elektrodová pole byla trvale instalována v obdélníku o rozměrech $x = 38$ metrů a $y = 147,25$ metrů. Elektrody byly vzdáleny o 4,75 metrů ve směru osy y a o 9,5 metrů ve směru x .

Výsledky zjištěné v západní oblasti jsou znázorněny na obrázku 9 a zahrnují časové změny od srpna 2008 (t_1) do února 2009 (t_2). Dále jsou v obrázku uvedeny hodnoty měrného odporu ve sledovaném období. Jednotlivá měření byla vybrána tak, aby prezentovala suché období (t_1) a vlhké období, během nichž docházelo k pohybu (t_2). Pod hloubkou pěti metrů měrný odpor poklesl mezi t_1 a t_2 , přičemž nejvýraznější pokles byl zaznamenán v oblasti modelu, kde komplex SSF překrýval komplex WMF. To je tedy v hloubce, kdy by teplota měla být konstantní, a její vliv musí být takřka nulový. Pokles byl pravděpodobně způsoben zvýšenou vlhkostí vyplývající z odvodnění vody z porušeného komplexu WMF do neporušeného komplexu SSF během zimních měsíců.

Významná změna měrného odporu byla pozorována v horní části modelu mezi $y = 35$ až 75 metrů. Průzkum lokality odhalil během sledovaného období velmi významné porušování a pohyb v této oblasti. Variabilita měrného odporu a jeho změn je pravděpodobně funkcí změněné podpovrchové struktury a distribuce vlhkosti. Monitorovací měření ERT ukázalo změny související se sezónními změnami teploty, vlhkosti a pohybem půdy v těle aktivního sesuvu. Autoři uvádí, že změny vlhkosti v malých hloubkách byly maskovány teplotními účinky. Pouze v hloubkách větších než 5 až 10 metrů, kde je vliv sezónních změn teploty vzduchu minimální, by změny měrného odporu mohly být přičítány změnám vlhkosti. Autoři dospěli k závěru, že 4D ERT je efektivním prostředkem pro zkoumání podmínek hydrauliky, a že je důležité zohlednit vliv změn teploty a posunutí elektrod na výsledky geoelektrického monitoringu.

Nejdále jsou s používáním geoelektrického monitoringu metodou ERT v rakouské geologické službě. Jejich monitorovací systém se skládá z geoelektrického monitorovacího zařízení (GEOMON4D) a automatického inklinometru. V závislosti na místě a dostupném rozpočtu jsou na vyžádání přidány další senzory. Od roku 2001 byl systém GEOMON4D vyvinut speciálně jako monitorovací zařízení na Geologickém ústavu Rakouska. Nabízí otevřenou architekturu umožňující instalaci libovolného počtu proudových nebo potenciálních elektrod přidáním paralelních nebo sériových desek. Hlavními charakteristikami jsou vysoká rychlost snímání dat (přibližně 3000 měření za hodinu v režimu jednoho kanálu) a záznam plného surového signálu (obvykle 1000 vzorků na jednu konfiguraci). Přístroj pracuje v automatickém režimu a každý den provádí předem vybraný řetězec úkolů, včetně několika úloh měření vlastního potenciálu a stejnosměrného proudu, stejně jako údržby, zálohování a vypnutí. Navíc byl zaveden přenos dat Universal Mobile Telecommunications System (UMTS).



Obr. 10 4D monitoring elektrickou odporovou tomografií (celkové rozdíly)

Ukázky z měření tímto systémem a jeho zpracování z lokality Bagnaschino (Kim a kol. 2013). Nový algoritmus pro zpracování 4-D byl vyvinut tak, aby bylo možné selektivně minimalizovat jakékoliv ztráty dat a drsnost modelu v časoprostorových a časových doménách, buď podle normy L1, nebo podle normy L2 (Kim a kol., 2014). Studie byla motivována zkušeností, že 4-D inverze, která přijímá úplnou minimalizaci normy L2, může někdy vést k modelu, který se s časem příliš liší. To je dále povzbuzováno zjištěním, že konkrétní kritérium normy L1 nebo L2 nemůže být univerzálně optimální pro rekonstrukci stavu horninového masivu. Autoři navrhli pro automatické metody řešení, nejen Lagrangianův multiplikátor pro omezení hladkosti prostorové domény, ale také parametry regulace pro omezení drsnosti modelu v časové ose. Byly provedeny inverzní experimenty s využitím syntetických i polních dat k otestování navržených algoritmů. Inverzní experimenty ukázaly, že vhodná volba parametru L1 může snížit problém příliš vyhlazených modelů. Přístup s parametrem L2 byl výhodnější v případě, že se očekávají změny většího rozsahu.

Monitoring elektrickou odporovou tomografií byl měřen s gradientovým uspořádáním. Další měření, která probíhala souběžně, měřila deformace automatickým dilatometrem, dešťové srážky a hladinu podzemní vody (obr. 10 levá část). V období od 15. do 18. března 2011 byly zaznamenány výrazné posuny, a to až do 80 mm. Pro popis odporových změny bylo vybráno devět časových datových souborů zaznamenaných od 14. do 16. března s počátečním měřením před hlavními srážkami (pravá část obrázku).

Nejdůležitější událostí, která byla zodpovědná za změny v povrchových zeminách podmínkách půdy, jsou první srážky. Na jednotlivých obrázcích jsou zobrazeny jednotlivé fáze změn měrných odporů. V důsledku vydatných dešťů došlo ke zvýšení vlhkosti zemin, což způsobilo pokles měrných odporů. Mnohé z anomálních zón zvýšení měrného odporu přičítají autoři poruchám ze šumu měření, zejména to platí o dvou anomáliích v 75 a 117 metrech. Ty musí být chybami automatického interpretačního programu (inversion artefacts). Porovnáním tvaru „artefaktů“ se obrázky rozdílů v metodě L2D_L2S_L1T zobrazují mírně lépe. Když pozorujeme dva nejvýraznější poklesy odporu, označené A a B na obr. 10, jsou tyto anomálie v obrázcích L2D_L2S_L1T výraznější. Na druhé straně jemné změny v malých hloubkách (označené jako D) jsou lépe zobrazeny pomocí L2_L2S_L2T. Obecně platí, že L2D_L2S_L1T vykazuje mírně lepší výkon než L2D_L2S_L2T.

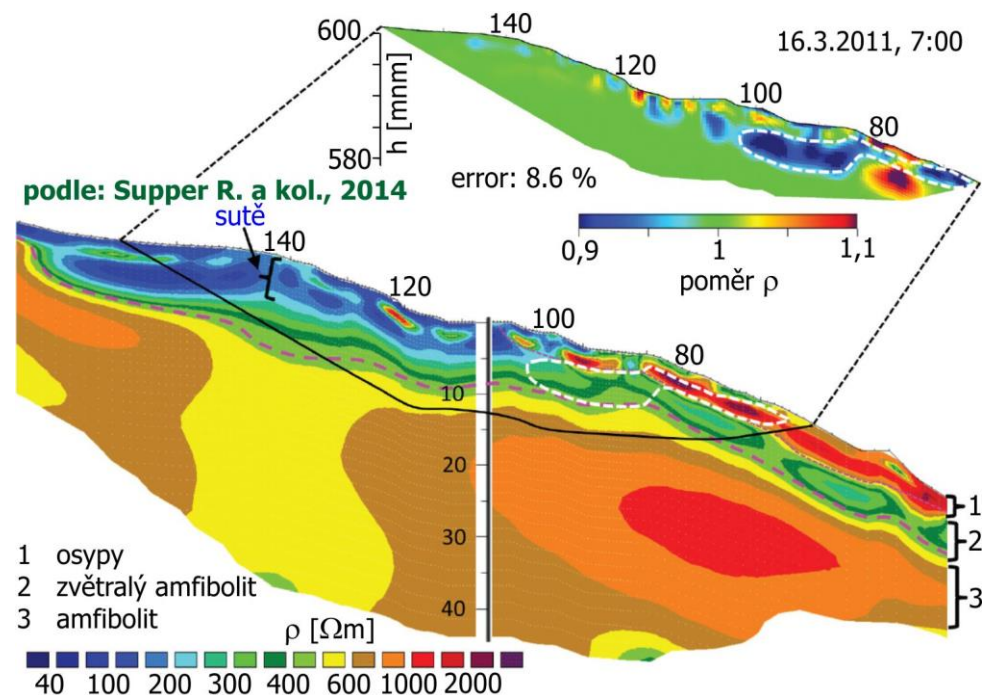
Rekonstruované rozdíly zobrazené na obrázku 10 ukazují, že se měrný odpor změnil hlavně subhorizontálně v hloubce čtyři až osm metrů, a to hlavně poklesem. Mezi anomálními změnami zaznamenanými v rozdílových snímcích je nejvýraznější anomálie A, která vznikla v zóně asi 90–110 metrů v momentu T3. Anomálie se průběžně přemísťovala do nižších metráží a postupně se rozšiřovala a zvětšovala svoje maximum. Podle deformací zaznamenaných přesným inklinometrem byl v zemině v hloubce asi osm metrů dominantní pohyb. Jak je patrné v pravé části obrázku 10, v počátku byly deformace malé a začaly se zvyšovat až po momentu T4. Autoři konstatují, že tato pozorování umožňuje odvodit následující scénář: smyková plocha nebo zóna se začala formovat nebo obnovovat někdy okolo momentu T4 a byla plně rozvinuta těsně před T5. Po této ploše pak došlo k výraznému pohybu o velikosti cca 45 milimetrů.

Vzhledem k dynamice děje, který popisuje monitoring ERT se ukazuje, že tímto způsobem je možné dobře sledovat vývoj svahové deformace. To má velký význam pro včasné varování před zvětšeným pohybem sesuvů. Je třeba také zmínit, že algoritmus vyvinutý ve zmíněné studii přispěl k tomuto závěru.

Jak již bylo řečeno, systém GEOMON4D v kombinaci s monitorováním deformací pomocí přesného stabilního inklinometru D.M.S., včetně měření HPV, srážek, případně záznamu dalších čidel, slouží jako výborný podklad pro sledování změn ve svahových deformacích. Další ukázka je opět ze sesuvu Bagnaschino, tentokrát však ukazuje základní odporový řez z elektrické odporové tomografie, který je doplněný časovou změnou pole měrného odporu (obr. 11).

Dne 14. března se objevila velmi malá izolovaná anomálie měrného odporu po prvním období srážek, pravděpodobně souvisejícím s přímým přítokem povrchové dešťové vody (Supper a kol., 2014). Během následující noci došlo k výraznému snížení měrného odporu v okolí vrtu D.M.S. v hloubce mezi čtyřmi a sedmi metry. Toto snížení se postupně dále zvětšovalo. 15. března 2011 ve 13:00 došlo k pohybu ve velikosti cca sedm centimetrů. Během zrychlení sesuvu se měrný odpor snížil asi o 10 % a anomálie se rozšiřovala ze svahu.

Na základní ERT řezu vidíme rozložení odporového pole, kde můžeme rozlišit geologické jednotky sutí, osypů, zvětralých a neporušených amfibolitů. Autoři bílou přerušovanou čarou v základním řezu označili místo, kde došlo k odporovým změnám, a to zejména k poklesu měrného odporu až o 10 %. Tuto skutečnost je dobře vidět na vloženém obrázku vpravo nahoře. Tam je patrné i místo, kde došlo asi k 10 % zvýšení měrného odporu (pod metráží 80 m) v hloubce cca pět metrů. Obtížné bude tuto anomálii vysvětlit. Nezbyvá než položit otázku, zda i v tomto případě anomálií časových změn měrného odporu nemohou vznikat „lživé“ anomálie. I toto může být námětem pro další výzkumné práce. Nakonec již celkem obvyklá poznámka týkající se interpretace ERT. Smyková plocha (hnědá čára) je znovu kreslena podle hodnoty izolinie měrného odporu. Kinematicky by byla takováto smyková plocha těžko představitelná.



Obr. 11 Řez ERT a jeho časová změna

3 Monitorování elektromagnetickými metodami

Na vídeňské konferenci o geologickém monitoringu v roce 2011 byl přednesen referát o elektromagnetickém monitoringu vlhkosti na svazích (Popp-Hofmann S. a kol. 2012). Bohužel, podrobnější údaje o tomto způsobu geoelektrického monitorování nejsou dostupné.

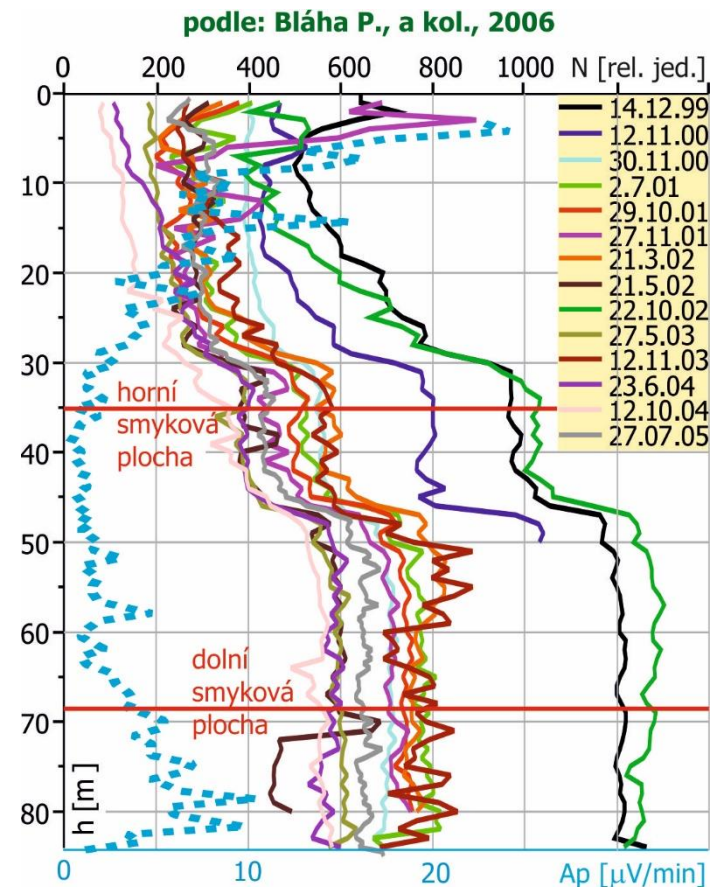
Je samozřejmé, že při testování metody vysokofrekvenčního elektromagnetického pole VEP bylo odzkoušeno i její opakované měření. Za současného stavu poznání se zdá pravděpodobným, že tato metoda měří sumární elektromagnetické pole na frekvenci dané konstrukcí použité aparatury. Je to tedy souhrn přirozených i antropogenních elektromagnetických polí. Přesto se nepodařilo získat jednoznačné informace o vztahu vysokofrekvenčního elektromagnetického pole a dějů ve svahové deformaci.

Ukázka na obrázku 12 je z vrtu J303B z lokality Karolinka (Bláha a kol., 2006). Je to jeden z vrtů, kde průběh pole VEP je možné geologicky vysvětlit. V tomto vrtu se souběžně sledovaly i akustické emise (modrá tečkovaná křivka). U vrtu J303B můžeme sledovat, že u obou nepřímých metod jsou rozdílné obrazy v horním a dolním patře svahové deformace. Z geoakustických měření je znázorněna pouze průměrná křivka za celou dobu měření (1977 až 2004). U dlouhodobého průměru geoakustických měření lze dokumentovat, že geoakustická aktivita s hloubkou klesá a vzrůstá teprve od hloubky 60 metrů, tj. v místech vlivu příčné tektoniky ε_1 .

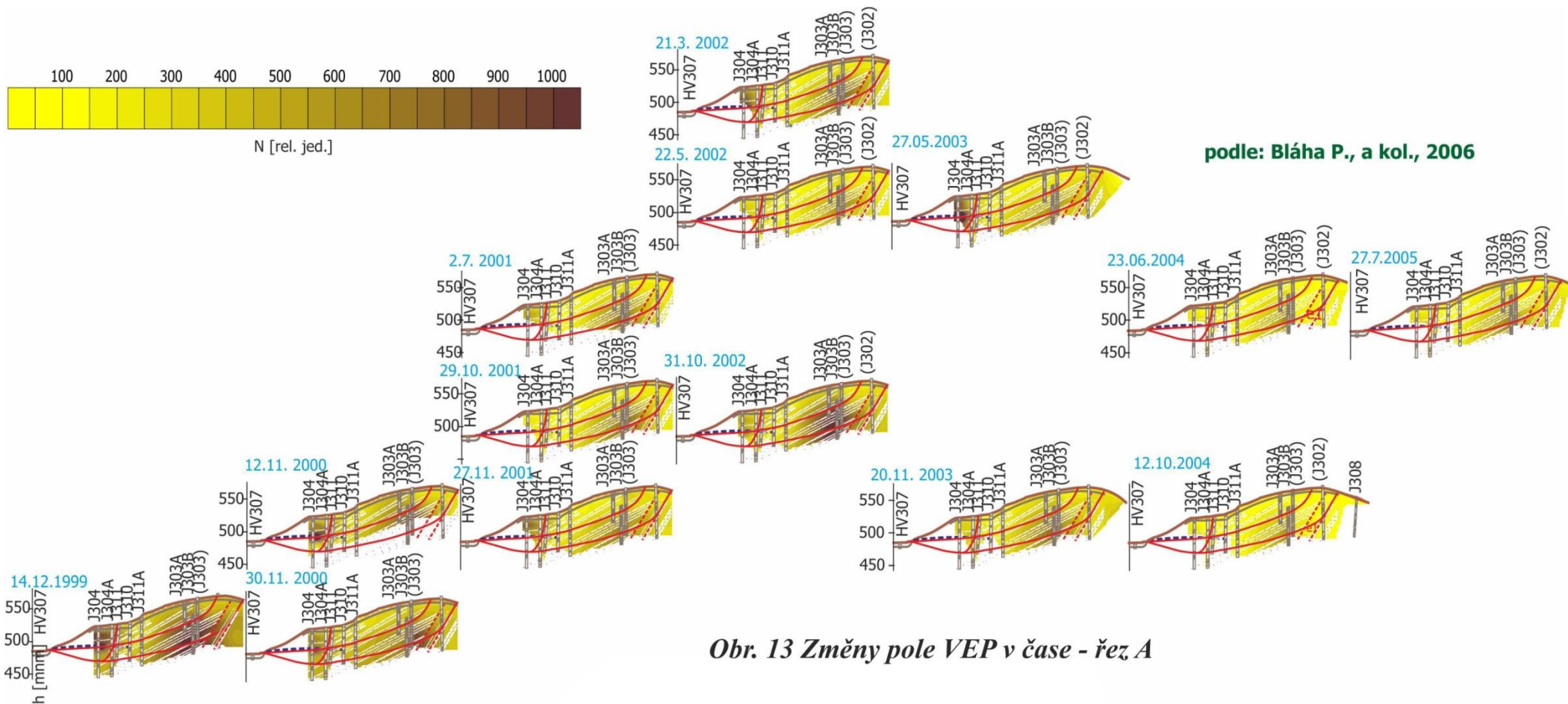
U elektromagnetických impulsů vidíme v horním patře nárůst pole VEP. Ve spodním patře můžeme sledovat dvě odlišné úrovně VEP se skokovou změnou v úrovni 45 metrů. Tato změna nemá ekvivalent ani na křivkách geoakustických ani na žádných jiných parametrech, které byly na vrtu sledovány. Bohužel, obecné znalosti o generování elektromagnetických emisí při porušování sesouvajícího se materiálu jsou dosud nedostatečné, a tak zatím není možné tuto okolnost vysvětlit. Na poli VEP vysoká aktivita pole pokračuje i pod spodní smykovou plochou. Podobná změna byla zjištěna v roce 2005 na sousedním vrtu J303. Zvýšení pole VEP v tomto místě je možné vysvětlit existencí zlomu ε , který prochází v blízkosti tohoto vrtu.

Na lokalitě Karolinka byl učiněn pokus z měření VEP sestavit řez, ve kterém by bylo patrné, jak je aktivita VEP v horninovém masivu rozložena. První pokus ukázal, že určitá zákonitost v rozložení pole existuje, proto byly řezy sestaveny ve všech etapách měření, které na lokalitě proběhly. Zajímavý obraz chování horninového masivu z hlediska přirozeného vysokofrekvenčního elektromagnetického pole můžeme najít na obrázku 13. Do inženýrskogeologického řezu svahovou deformací A-A' byly vkresleny izolinie pole VEP. V obrázku je znázorněno čtrnáct řezů. Ve sloupcích jsou řezy řazeny podle let, v řadách podle ročních období. Pole vysokofrekvenčního elektromagnetického pole má obdobný charakter ve všech etapách měření. Porovnáním všech řezů se zdá, že nejnižší aktivita pole VEP je v pozdním jaru (květen 2002). V roce 2003 jsme prakticky ve stejném časovém období zjistili výrazné maximum. Tento rozdíl je pravděpodobně způsoben jinou dobou jarního tání. V létech 2004 a 2005 aktivita pole VEP mimořádně nízká.

V jednotlivých řezech můžeme nalézt dvě místa, kde pole elektromagnetických impulsů má jednoznačně vyšší intenzitu. První takové místo je na vrtu J304 v horním patře svahové deformace. Anomálie zasahuje až k vrtu J304A a je možné ji vysvětlit ději, které souvisí se zpětnou rotací čelního bloku sesuvu. To odpovídá i geoakustickým měřením, kdy horní patro svahové deformace je aktivnější než patro spodní. Nejvyšší hodnoty poměrné amplitudy jsou v okolí horní obalové smykové plochy. Totéž platí i o impulsích elektromagnetických.



Obr. 12 Křivky VEP a GA ve vrtu J303B na sesuvu Karolinka



Obr. 13 Změny pole VEP v čase - řez A

Druhá anomálie leží ve spodní části vrtů J303 a J303B. V tomto případě lze najít anomálii ve spodním patře svahové deformace, ale i pod spodní smykovou plochou. Nelze tedy jednoznačně prohlásit, zda vyšší elektromagnetické emise souvisí s aktivitou sesuvu, anebo jde o doznívání dějů, souvisejících s neotektonikou v okolí zlomu ϵ_1 . Nejpravděpodobněji se jedná o koncentraci napětí v nadloží tohoto zlomu. Porovnáním polí VEP ze všech etap měření je možné odvodit, že vždy zůstává zachováno zvýšení pole v okolí vrtů J303 a J303B. Lze tedy předpokládat, že horninový masív hlubokého patra svahové deformace a jejich podloží je stále dynamicky namáhán.

4 Závěr

V posledních letech se použití geofyzikálních metod při sledování svahových deformací začíná slibně rozvíjet. Uvedené příklady aplikace geoelektrických metod o tom dávají názorný příklad. Velký rozvoj zažívá používání elektrické odporové tomografie, a zásluhu na

tom má především nová generace geofyziků i inženýrských geologů sdružená okolo „vídeňské školy“. Ta sdružuje odborníky prakticky z celého světa a nemalý přínos na tom mají pravidelné konference, které pořádá rakouská geologická služba. Dnes už je k dispozici systém, který data vyhodnocuje v systému 4D. Je samozřejmé, že určité nedostatky se najdou, konkrétně je možné připomenout malou váhu, která je přikládána rozdílu v měrném odporu srážkové vody a vody v horninovém masivu. Další metodou, která se slibně rozvíjí, je sledování přirozených seizmických polí ve velmi širokém rozsahu frekvencí.

Větší vklad je možné očekávat v používání seizmických, gravimetrických a teplotních měření. Nejvíce je v blízké budoucnosti možné očekávat od termických měření. Umístění tepelných snímačů na drony výrazně sníží cenu měření a opakovaná termická měření jistě napoví mnohé o režimu podzemní vody i o charakteru svahové deformace. Gravimetrická metoda umožňuje dobře stanovit nejen samotnou stavbu svahové deformace, ale sledovat i časové změny v jejich vývoji. Nezanedbatelnou skutečností je, že gravimetrie je schopná dávat i přímé parametry pro geotechnické výpočty. Tím je objemová hmotnost zjištěná in situ, nikoli pouze v laboratořích na odebraných vzorcích. Výraznou možností při studiu svahových deformací je použití metody magnetických značek ke sledování rychlých sesuvů, nebo svahových deformací s velkým pohybem. Je překvapující, že tato metoda se dosud výrazněji nerozšířila. Použití gradientometrů a možnosti nového softwaru by její možnosti jistě rozšířily. Ojedinelé je použití klasických seizmických metod. Zatím se zdá, že jak geofyzici, tak i geotechnici i inženýrství geologové nedoceňují její možnosti při posuzování napětí o-deformačního stavu horninového masivu.

Reference:

- ABDULLAJEV, S. Izučenie režima rozvitija opolznej v lesovych parodach geofyzičeskimi metodami., Kandidátská disertační práce, *GIDROINGEO*, Taškent, 1983, MS.
- BLÁHA P.: Závěrečná zpráva o geofyzikálním průzkumu sesuvného území na levém břehu Olše., In: Adámek O.: *Zpráva o inženýrskogeologickém průzkumu sesuvného území na levém břehu Olše v Trinci-Kanadě.*, Geotest, Brno, 8/1977, MS.
- BLÁHA, P., DURAS, R., GEBAUER, J. Monitorování geofaktorů v oblasti svahových deformací Ujala II., *Geotest*, Brno, 11/2013, MS.
- BLÁHA, P., DURAS, R., KNEJZLÍK, M., SKOPAL R. PVEP a jeho využití pro sledování svahových deformací, *Geotest*, Brno, 2006, p. 86, MS.
- CHAMBERS, J.E., MELDRUM, P.I., GUNN, P.A., WILKINSON, P.B., KURAS, O., WELLER, A.L., OGILVY, R.D. Hydrogeophysical Monitoring of Landslide Processes Using Automated Time-Lapse Electrical Resistivity Tomography (ALERT)., *Near Surface 2009, 15th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, Dublin, Ireland, 2009.
- GANCE, J., MALET, J.P., SUPPER, R., SAILHAC, P., OTTOWITZ, D., JOCHUMB, B. Permanent Electrical resistivity measurements for monitoring water circulation in clayey landslides., *Journal of Applied Geophysics*, 2016, 126, p. 98–115.
- JOMARD, H., LEBOURG, T., GUGLIELMI, Y., TRIC, E. Electrical imaging of sliding geometry and fluids associated with a deep seated landslide (La Clapière, France)., *Earth Surface Processes and Landforms*, Wiley InterScience, 2010, p. 12, DOI: 10.1002/esp.1941.
- JONGMANS, D., GARAMBOIS, S. Geophysical investigation of landslides: a review, *Bulletin Société Géologique de France*, 2007, 178 (2), p.101–112.
- KIM, J., SUPPER, R., TSOURLOS, P., YI, M.Y. Four-dimensional inversion of resistivity monitoring data through Lp norm minimizations., *Geophys. J. Int.*, 2013, 195, p. 1640–1656, doi: 10.1093/gji/ggt324.
- LAPENNA, V., LORENCO, P., PERRONE, A., PISCITELLI, S., RIZZO, E., SDAO, F. 2D Electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine chain, southern Italy., *Geophysics*, 2005, 70, p. B11–B18.

- LEBOURGH, T., BINET, S., TRIC, E., JOMARD, H., EL BEDOUI, S. Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide., *Terra Nova*, 2011, 17, p. 399–406.
- NAUDET, B., LAZZARI, M., PERRONE, A. LOPERTE, A., PISCITELLI, L., LAPENNA, V. Integrated geophysical and geomorphological approach to investigate the snowmelt-triggered landslide of Bosco Piccolo village (Basilicata, southern Italy)., *Engineering Geology*, 2008, 98, p. 156–167.
- NOVOSAD, S., BLÁHA, P., KNEJZLÍK, J. Geoacoustic Methods in the Slope Stability Investigations., *Bull.IAEG*, 1977, No16, p. 229.
- PERRONE A, PISCITELLI, S, LAPENNA, V. Electrical resistivity tomographies for landslide monitoring: a review., In: Proceedings *GELMON 2011, Book of extend,ed abstracts 1st International Workshop on Geoelectric Monitoring*, Geological Survey of Austria, Vienna, 2011, p. 127–132.
- SASS, O., BELL, R., GLADE, T. Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Öschingen landslide, Swabi-an Alb (Germany), *Geomorphology*, Elsevier, 2008, 93, p. 89–103.
- SUPPER, R., BAROŇ, I., OTTOWITZ, D., MOTSCHKA, K., GRUBER, S., WINKLER, E., JOCHUM, B., RÖMER, A. Airborne geophysical mapping as an innovative methodology for landslide investigation: evaluation of results from the Gschlifgraben landslide., Austria, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2013, 13, p. 3313–3328, doi:10.5194/nhess-13-3313-2013.
- SUPPER, R., OTTOWITZ, D., JOCHUM, B., KIM, J.H., RÖMER, A., BARON, I., PFEILER, S., LOVISOLO, M., GRUBER, S., VECCHIOTTI, F. Geoelectrical monitoring: an innovative method to supplement landslide surveillance and early warning., *Near Surface Geophysics*, 2014, 12, p. 133–150, doi:10.3997/1873-0604.2013060.
- VARLAMOV, N.M. I DRUG. Opyt primeneniya nazemnykh geofyzičeskikh metodov dlja režimních nabljudenij na opolznjach, *Trudy VSEGINGEO*, 1975, p. 60.
- WILKINSON, P.B., CHAMBERS, J.E., MELDRUM, P.I., GUNN, D.A., OGILVY, R.G., KURA, S. O. Predicting the movements of permanently installed electrodes on an active landslide using time-lapse geoelectrical resistivity data only, *Geophys. J. Int.*, 2010, 183, p. 543–556, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04760.x

Author

¹ Doc. RNDr. Pavel Bláha, DrSc. Švehlova 26, 106 00 Praha 10, Česká republika, blaha@geotest.cz