

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Aplikovaná geologie



Bc. Tomáš Belov

Časozberný monitoring aktívnych svahových deformácií pomocou elektrickej odporovej tomografie

Time-lapse monitoring of active slope deformations using electrical resistivity tomography

Diplomová práce

Školitel: RNDr. Petr Tábořík, PhD.

Praha, 2014

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 08.08.2014

Podpis

Pod'akovanie

Touto cestou by som sa chcel poďakovať svojmu školiteľovi, RNDr. Petrovi Táboříkovi PhD., za vedenie, odbornú pomoc a cenné inšpirácie pri tvorbe tejto práce. Taktiež sa chcem poďakovať RNDr. Jiřímu Dohnalovi PhD., RNDr. Filipovi Hartvichovi PhD., Mgr. Janovi Blahůtovi PhD., Jane Šreinovej a Tomášovi Nýdlovi za podnecujúce rady a pomoc pri realizácii terénnych meraní a pri spracovaní dát.

Moja vďaka patrí tiež mojej rodine a partnerke, ďakujem im za podporu a prejavenu dôveru počas celého štúdia.

ABSTRAKT

Táto diplomová práca sa zaoberá možnosťami časozberného monitoringu aktívnych svahových deformácií pomocou elektrickej odporovej tomografie. Svahové deformácie predstavujú jeden z významných modelačných činiteľov reliéfu. Často tiež môžu spôsobovať značné majetkové škody a ohrozovať zdravie a životy obyvateľov. Ako také ich môžeme považovať za potenciálne nebezpečné a preto je pochopenie ich dynamiky a mechanizmu ich vzniku úplne zásadné. Elektrická odporová tomografia (ERT) potom predstavuje účinný geofyzikálny nástroj pre štúdium svahových deformácií. V rámci diplomovej práce bolo vykonané zhodnotenie niekoľkých rôznych časových rád ERT merania. Na základe poznatkov z ročného (August 2013 – Júl 2014) monitoringu zmien merného odporu pomocou ERT a takisto na základe testovaní denných a „hodinových“ opakovaní bol stanovený optimálny interval merania, a síce 12 hodín. Z testovania rôznych konfigurácií elektród bolo vybrané najvhodnejšie usporiadanie, respektíve ich prípadná kombinácia. Na základe výsledkov podrobného merania (rozostup elektród 1 m) bolo navrhnuté skrátenie celkovej dĺžky a kroku merania aktuálneho permanentného ERT profilu. Tieto závery a navrhované úpravy potom vyústili do celkového návrhu optimalizácie ERT monitoringu na zosuve Čečeniště, ktorý bude využitý v nasledujúcich obdobiach.

Dosiahnuté výsledky potvrdili základnú hypotézu, teda závislosť saturácie prostredia vodou na zrážkach, resp. na systéme zrážok - infiltrácii - výparu. Práca na diplomovom projekte navyše priniesla cenné poznatky a skúsenosti v oblastiach technického zabezpečenia a metodiky opakovaného merania a následného spracovania dát.

Kľúčové slová: časozberný monitoring, aktívne svahové deformácie, elektrická odporová tomografia, rozloženie merného odporu, zrážky

ABSTRACT

The diploma thesis deals with time-lapse electrical resistivity tomography (TL-ERT) of active slope deformations. Slope deformations represent one of the important land-forming processes. Frequently, they can cause considerable property damages and can endanger health and lives of inhabitants. Therefore, we can consider them as potentially dangerous so complete understanding of their dynamics, and their mechanisms of origin, is essential. Electrical resistivity tomography (ERT) then represents an effective geophysical tool for slope deformation investigation. Within diploma thesis, the evaluation of the several different time-series of the ERT measurements was performed. Based on findings of the one-year (August 2013 to July 2014) monitoring of resistivity changes by ERT, and also, based on daily and hourly recurrences of measured resistivity data, the optimum measuring interval has been determined, namely 12 hours. The most applicable electrode arrays and their combinations were suggested based on a testing of different electrode configurations. The results of detailed measurement with 1 m electrode spacing offered the idea of shortening of the total length of the present permanent TL-ERT profile as well as shortening the electrode spacing. These conclusions and proposed adjustments then resulted in general suggestion of the Čeřeniřtř landslide TL-ERT optimisation for the next periods of measurements.

Achieved results confirmed basic hypothesis – a dependency of water saturation of the subsurface environment on precipitations, the system of precipitations – infiltration – evaporation respectively. Additionally, work on diploma project brought valuable knowledge and experiences in the field of technical arrangement and methodology of repeated measurements and subsequent data processing

Keywords: time-lapse monitoring, active slope deformations, electrical resistivity tomography, resistivity distribution, precipitation

ZOZNAM POUŽITÝCH SKRATIEK

ρ	– elektrický odpor (resistivity)
ρ_z	– zdanlivý merný elektrický odpor
.bmp	– windows bitmap
.png	– prenosná sieťová grafika (portable network graphics)
2D	– 2-rozmerný (2-dimensional)
3D	– 3-rozmerný (3-dimensional)
a pod.	– a podobne
ai.	– a iné
angl.	– anglicky
ARES	– Automatický odporový systém (Automatic Resistivity System)
cca	– približne
ČGS	– Česká geologická služba
ČHMU	– Český hydrometeorologický ústav
ČSR	– Česko-Slovensko
DC	– jednosmerný prúd (Direct Current)
D-D	– Dipole-Dipole
DMR	– digitálny model reliéfu
ERT	– elektrická odporová tomografia
GPR	– georadar (Ground Penetrating Radar)
HG	– hydrogeologický
IP	– vyzvaná polarizácia (Induced Polarization)
JJV	– juho-juhovýchod
JZ	– juhozápad
LCD	– displej z tekutých kryštálov (Liquid Crystal Display)
Li-Ion	– lítium-iontová batéria (Lithium-Ionbattery)
m n. m.	– metre nad morom
max.	– maximálne
Mbit	– Mega bit
ME	– multi-elektrodové
MGM	– metóda stredového gradientu
MΩ	– Mega ohmm
napr.	– napríklad

Obr.	– obrázok
OP	– odporové profilovanie
PC	– osobný počítač (Personal computer)
P-vlny	– primárne vlny
rel. j.	– relatívne jednotky
RES2DINV	– odporová 2D inverzia (resistivity 2D inversion)
RES3DINV	– odporová 3D inverzia (resistivity 3D inversion)
resp.	– respektíve
RMS	– odmocnina priemeru štvorcov (Root Mean Square)
RS232	– sériový port
s. s.	– v užšom slova zmysle (sensu stricto)
SD	– svahové deformácie
SHMÚ	– Slovenský hydrometeorologický ústav
SP	– spontánna polarizácia
SSV	– severo-severovýchod
SSZ	– severo-severozápad
SV	– severovýchod
S-vlny	– sekundárne vlny
Tab.	– tabuľka
TL-ERT	– časozberný monitoring pomocou elektrickej odporovej tomografie (Time-lapse electrical resistivity tomography)
tzv.	– takzvané
USB	– univerzálna sériová zbernica (Universal Serial Bus)
USGS	– U. S. Geological Survey
V	– východ
VES	– vertikálne elektrické sondovanie
vid'.	– vidieť
VÚMOP	– Výzkumný ústav meliorácie a ochrany pôd
Wa	– Wenner alfa
Wb	– Wenner beta
Wg	– Wenner gama
W-S	– Wenner-Schlumberger
Z	– západ
Ω.m	– ohmmeter

Obsah

1. ÚVOD.....	10
2. CIELE PRÁCE.....	10
3. SVAHOVÉ DEFORMÁCIE.....	11
3.1. Definícia.....	11
3.2. Klasifikácia.....	11
3.3. Svahové deformácie v Českej a Slovenskej Republike.....	18
3.3.1. Česká republika.....	19
3.3.2. Slovenská republika.....	22
4. CHARAKTERISTIKA ŠTUDOVANÝCH ÚZEMÍ.....	24
4.1. Lokalita Ľubietová.....	24
4.1.1. História lokality.....	24
4.1.2. Geologické pomery.....	25
4.2. Lokalita Čerenišťa.....	26
4.2.1. História lokality.....	27
4.2.2. Geologické pomery.....	29
4.2.3. Archívne monitorovanie.....	30
5. GEOFYZIKÁLNE METÓDY VO VÝZKUME ZOSUVOV.....	31
5.1. Gravimetrické metódy.....	32
5.2. Magnetometrické metódy.....	32
5.3. Seizmické metódy.....	32
5.4. Geoelektrické metódy.....	34
5.4.1. Jednosmerné.....	34
5.4.2. Striedavé.....	38
6. ČASOZBERNÝ MONITORING AKTÍVNYCH SVAHOVÝCH DEFORMÁCIÍ POMOCO U ERT.....	39
6.1. Metodika.....	39
6.1.1. ERT časozberný monitoring.....	39
6.1.2. Systém ARES.....	40
6.1.3. Spôsob merania.....	43
6.1.4. Spracovanie dát.....	45
6.1.5. Štatistické spracovanie.....	45
6.1.6. Softvér RES2DINV.....	49
6.2. Terénne meranie.....	51

6.2.1. Testovanie usporiadania elektród	51
6.2.2. Optimalizácia rozostupu elektród	53
6.2.3. Dlhodobé nepravidelné meranie (Ľubietová)	54
6.2.4. Mesačný interval.....	55
6.2.5. Denný interval	56
6.2.6. „Hodinový“ interval	56
6.2.7. Rozšírené meranie na stabilizovanom profile	57
6.3. Výsledky.....	58
6.3.1. Testovanie usporiadania elektród	58
6.3.2. Optimalizácia rozostupu elektród	62
6.3.3. Dlhodobé nepravidelné meranie (Ľubietová)	63
6.3.4. Mesačný interval.....	65
6.3.5. Denný interval	72
6.3.6. „Hodinový“ interval	78
6.3.7. Rozšírené meranie na stabilizovanom profile	85
7. DISKUSIA	87
8. ZÁVER.....	94
ZOZNAM BIBLIOGRAFICKÝCH ODKAZOV	96
ZOZNAM OBRÁZKOV A TABULIEK	105

1. ÚVOD

Zosuvy a svahové pohyby zemín a hornín sa v prírode vyskytujú veľmi často. Geologická stavba Slovenska vytvára vzhľadom na je pestré zloženie a jej hornatý reliéf vhodné podmienky pre rozvoj svahových deformácií. Česká republika je taktiež na mnohých miestach svojou geologickou stavbou predurčená k vzniku svahových deformácií, ktoré sú okrem iného ovplyvňované extrémnymi klimatickými činiteľmi (napr. extrémne zrážky alebo rýchle topenie veľkého množstva snehu) ale aj neodbornými zásahmi človeka (napr. urbanizácia). Oblasti s rozvojom svahových pohybov sú zároveň oblasťami s vysokým stupňom geologického hazardu, je preto potrebné tieto oblasti skúmať a sledovať.

Otázka zosuvov a ostatných svahových deformácií je veľmi vážna, preto sa predkladaná diplomová práca stručne venuje výhodám rôznych geofyzikálnych metód a ich aplikáciám vo výskume týchto deformácií. Predovšetkým však Elektrickej odporovej tomografii, ktorá predstavuje sľubnú metódu pre využitie v dlhodobom monitoringu svahových deformácií. Výskum pomocou tejto metódy bol aplikovaný na lokalitách Ľubietová a Čereňišť, kde sme sa snažili zamerať na možnosti, ale aj limity využitia Časozbernej elektrickej odporovej tomografie (TL-ERT, *time-lapse electrica lresistivity tomography*).

2. CIELE PRÁCE

Hlavným cieľom mojej diplomovej práce bolo zhodnotenie meraní z období August 2013 – Júl 2014 a návrh optimalizácie geoelektrického monitoringu na zosuvnom území Čereňišť.

Vedľajšími cieľmi predkladanej diplomovej práce bolo:

- Zhodnotenie intervalov merania - analýzy časových zmien a významnosť týchto zmien pre celkovú interpretáciu („chovanie“ svahových deformácií)
- Stanovenie vhodného intervalu merania (optimalizácie) pre zosuv Čereňišť
- Zhodnotenie testovania rôzneho usporiadania elektród (Wenner Alfa, Wenner-Schlumberger, Dipole-Dipole ai.)
- Predbežné stanovenie závislosti zmien merného odporu na hydroklimatických podmienkach na zosuve

3. SVAHOVÉ DEFORMÁCIE

3.1. Definícia

S otázkou stability svahov sa stretávame pri najrôznejších ľudských činnostiach, predovšetkým pri projektovaní a realizácii technických prác, pričom sa môže jednať o svahy v pôvodnom prírodnom stave, ale aj o svahy umelé, vzniknuté rôznymi zásahmi do prírodných pomerov (ZÁRUBA & MENCL, 1987). Svahovými deformáciami v zmysle klasifikácie zaužívaných v bývalom Československu a používaných dodnes (NEMČOK, 1982) nazývame všetky pohyby hornín, ktoré pretvárajú svah účinkami gravitačných síl. Termín zosuv je v zmysle tejto klasifikácie zaužívaný len pre jednu, avšak podstatnú skupinu svahových deformácií, ktoré vznikajú ako výsledok svahových pohybov. Pojmom svahový pohyb rozumieme gravitačný pohyb horninových mas z vyšších polôh do polôh nižších na rozdiel od transportu hornín prenášaných snehom, ľadom, vodou a vetrom (NEMČOK, 1982). Táto definícia v podstate vychádza z inžinierskogeologického pojatia, kde je za svahový proces považovaný gravitačne podmienený pohyb hmôt, ktorých ťažisko vykonáva dráhu po svahu dole bez účasti transportného média akými sú voda, sneh či ľad (ZÁRUBA & MENCL, 1987).

3.2. Klasifikácia

Klasifikáciou svahových deformácií sa zaoberalo množstvo autorov. Avšak mnohé systémy, navrhnuté pre zaradenie zosuvov, majú len lokálny význam, pretože sú v nich zahrnuté len svahové pohyby nachádzajúce sa v danom regióne. Vznik a vývoj zosuvov podmieňujú miestne prírodné pomery, preto je ťažké stanoviť všeobecne platné zásady na ich zatriedenie (NEMČOK, 1982). Preto jedným z najväčších problémov nejednotnosti klasifikácií je fakt, že autori používajú rozličné parametre klasifikácií, čo vedie k ich nejednotnej klasifikácii.

V anglickej literatúre sú najčastejšie využívanými klasifikačnými systémami Varnesov (VARNES, 1978) a Hutchinsonov (HUTCHINSON, 1988), kde obaja autori použili pre svoje klasifikácie mechanizmus pohybu ako základné kritérium. Odlišnosť medzi nimi spočíva v rôznom type hornín postihnutých svahovými pohybmi. Zatiaľ čo Varnesova klasifikácia je jednoduchšia a vyžaduje menej odborných znalostí, Hutchinsonova klasifikácia môže byť užitočnejšia pre inžiniera riešiaceho komplikovanejšiu analýzu stability svahu (CRUDEN &

VARNES, 1996). Preto sa klasifikácia podľa VARNESA (1978) stala najpoužívanejšou v medzinárodnom rozsahu. Hlavnými kritériami ktoré Varnes uplatnil pre triedenie svahových deformácií sú typ hornín a mechanizmus pohybu (Obr. 1, Tab. 1).

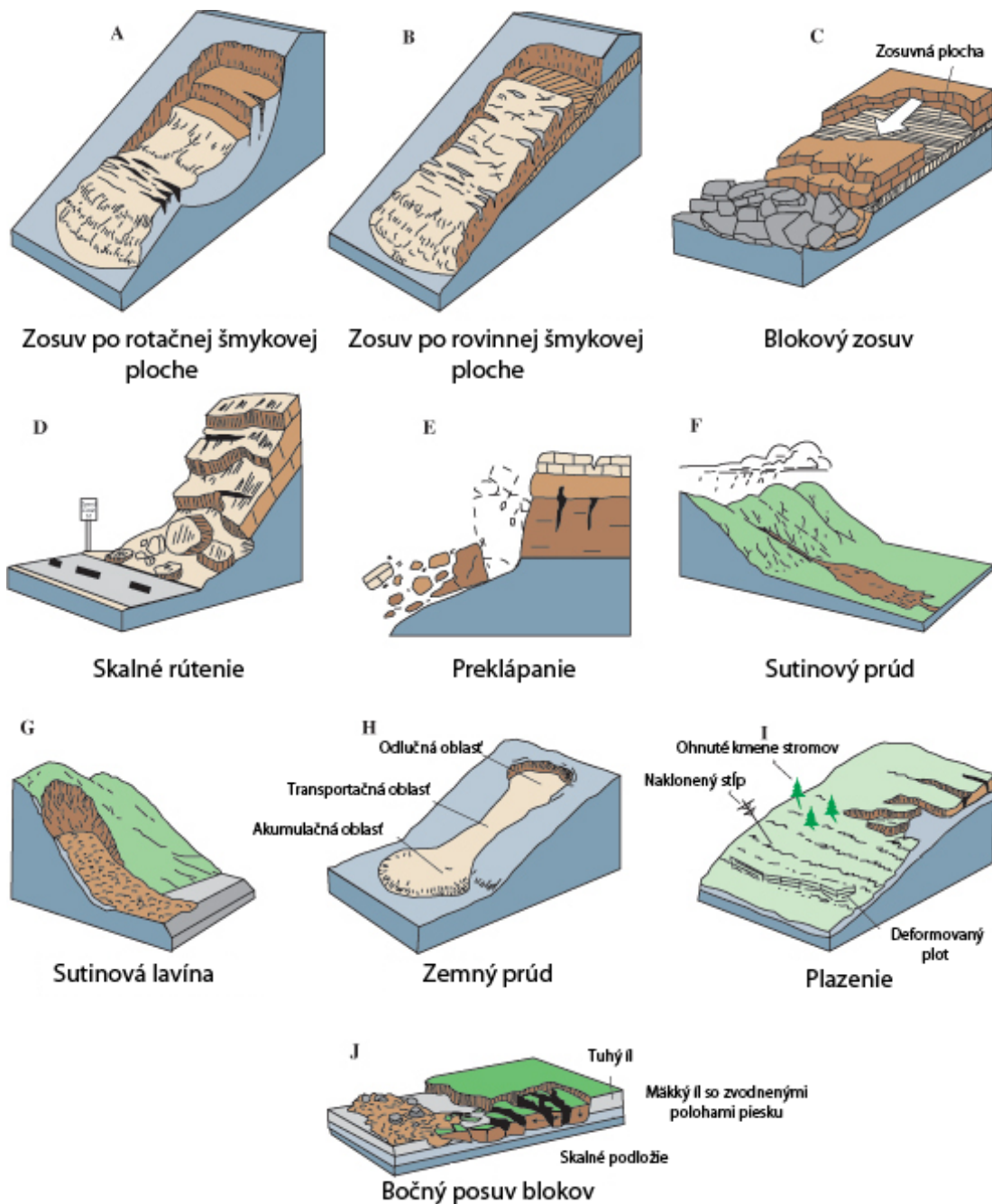
Prvou klasifikáciou, ktorá sa začala používať u nás, bola klasifikácia Zárubu a Mencla (ZÁRUBA & MENCL, 1954). Autori rozdelili svahové pohyby na štyri skupiny, kde štvrtá skupina zahrňovala u nás nevyskytujúce sa svahové deformácie (zosuvy senzitivných ílov (quick clays), soliflukcia a subakvatické sklzy). Medzinárodná spolupráca si však vyžadovala univerzálnejšiu klasifikáciu. Preto bola v Československu vytvorená klasifikácie NEMČOK et al. (1974), ktorá sa stala záväznou ešte pred publikovaním klasifikácie VARNESA (1978) a je používaná doteraz. Rovnako ako u Varnesovej klasifikácie aj NEMČOK et al. (1974), použil pre svoju klasifikáciu mechanizmus pohybu, čo spôsobilo, že výrazne koreluje práve s Varnesovou klasifikáciou. Druhým kritériom pre triedenie sa stala iná dôležitá charakteristika svahového pohybu a to jeho rýchlosť (ONDRÁŠIK et al., 2011). Podľa týchto kritérií vyčlenili 4 základné skupiny svahových pohybov:

- Plazenie (creep)
- Zosúvanie (sliding)
- Tečenie (flow)
- Rútenie (fall)

Plazenie je termín ktorý je používaný v najvšeobecnejšej reologickej definícii, pre vyjadrenie pomalého tečenia tuhej látky. Z geologického hľadiska ide o veľmi až extrémne pomalý dlhodobý, spravidla nezrýchľujúci sa pohyb horninových hmôt po svahu (NEMČOK, 1982). Dosahuje rýchlosť 1mm za deň až 1mm za rok. Takýto pohyb horninových mäs je vzhľadom na priestorové rozmery postihnutého horninového masívu spravidla nezreteľná a takisto aj šmyková plocha je vo väčšine prípadov tiež nezreteľná (MALGOT et al., 1992). Každý svahový pohyb sa začína plazením, pri zväčšení svojej rýchlosti prechádza do tečenia, zosúvania alebo rútenia. Plazenie je najťažšie pozorovateľný ale zároveň jeden z najrozšírejších typov svahových pohybov (NEMČOK, 1982).

Zosúvanie je relatívne rýchly ($m.s^{-1}$) gravitačný pohyb mäs po svahu pozdĺž jednej alebo viacerých šmykových plôch. Výslednou formou zosuvného pohybu je „zosuv“. Pre zosuv je charakteristické, že časť zosunutého materiálu sa nasunie na pôvodný terén

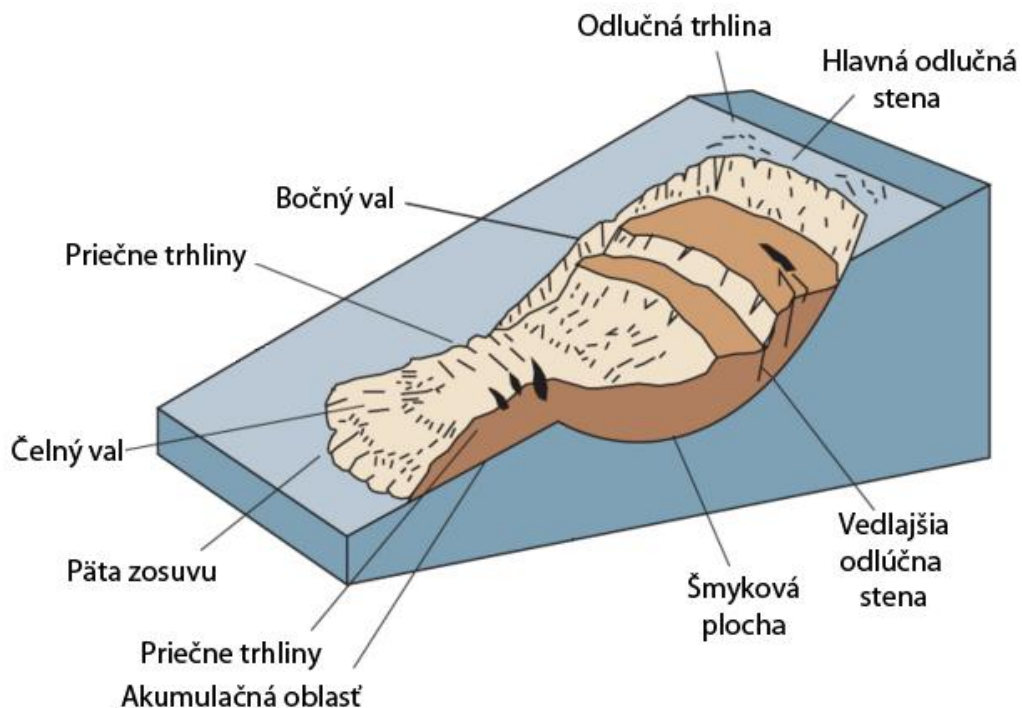
v predpolí (ONDRÁŠIK et al., 2011), ako to môžeme vidieť na obrázku (Obr. 2). Pri zosúvaní sa v hlbších častiach môžu uplatňovať pomalé deformačné procesy a na povrchu napr. tečenie (CRUDEN & VARNES, 1966). Zosuv je najčastejšie sa dokumentovaný typ svahových deformácií v Českej a Slovenskej republike. Na klasifikáciu zosuvov sa využíva tvar šmykovej plochy v profile svahu a jej vzťah ku geologickej stavbe svahu a druhu pohybu. Podľa toho rozdeľujeme zosuvy na: rotačné, planárne, rotačno-planárne, translačné (laterárne) (MALGOT et al., 1922).



Obr. 1 - Základné typy svahových pohybov (podľa Varnesa 1978, grafická úprava Jonson in USGS, 2012)

Tab. 1 - Skrátená klasifikácia svahových posunov podľa Varnesa (1978)

Typy pohybu slov. / angl.	Typy materiálov		
		Inžinierske pôdy	
	Skalné	Prevažne hrubé	Prevažne jemné
Rútenie / Fall	Skalné rútenie	Sutinové rútenie	Zemné rútenie
Preklápanie / Topple (Odsadanie)	Skalné preklápanie	Sutinové preklápanie	Zemné preklápanie
Zosuv / Slide	Skalný zosuv	Sutinový zosuv	Zemný zosuv
Posuv / Spread	Skalný posuv	Sutinový posuv	Zemný posuv
Tečenie / Flow	Skalné tečenie	Sutinové tečenie	Zemné tečenie



Obr. 2 - Hlavné časti zosuvu (upravené podľa VARNESA, 1978)

Stekanie je rýchly (až km/h) krátkodobý pohyb horninových mäs po svahu vo viskóznom stave. Hlavná časť vodou presýtených horninových hmôt vytečie zo zdrojovej oblasti (odlučnej jamy) a premiestni sa po povrchu terénu transportnou oblasťou s korytovým

profilom na veľkú vzdialenosť. Stekajúce hmoty bývajú ostro oddelené od neporušeného podložia. Výslednou formou tečenia je prúdové teleso, ktoré ostane nasunuté na svojom predpolí (NEMČOK, 1982). Stekanie sa začleňuje medzi svahové pohyby, v niektorých prípadoch sa už uplatňuje vodný transport horninových častíc zo svahu. Ak je množstvo vody vyššie ako množstvo horninových más, tento proces už neradíme k svahovým pohybom, ale k vodnému transportu (ONDRÁŠIK et al., 2011). Formy stekania môžu byť rôzne druhy strží a prúdov. Rozdeľujeme ich podľa materiálu na: zemné, kamenité, prívalové prúdy a i. Pohyby stekania a zosúvania sú často kombinované nie sú veľmi ťažko odlišiteľné (MALGOT et al., 1992).

Rútenie predstavuje krátkodobý, veľmi až extrémne rýchly (rádovo v $m \cdot s^{-1}$) gravitačný pohyb más na strmých svahoch (MALGOT et al., 1992). Pri takomto pohybe sa uplatňuje voľný pád, ale súčasne sa spolu s ním môžu vyskytovať aj ostatné formy svahových pohybov. Predtým ako masy stratia kontakt s podloží, môže dochádzať k plazivým i zosuvným pohybom. Zosýpanie, opadávanie úlomkov, skalné zrútenia, ale i padanie kameňov patrí medzi rútenie (ONDRÁŠIK et al., 2011). K typickým prípadom rútenia dochádza na vysokých svahoch, ktoré sú obmývané vodou (napr. morom) (CRUDEN & VARNES, 1996). V našich podmienkach k rúteniu môže dochádzať napríklad pri podrezávaní päty svahu riekou, alebo pri gravitačnom opadávaní vápencových skalných miest.

Delenie svahových pohybov podľa rýchlosti VARNES (1978):

Mimoriadne pomalý, plazivý (0,06 mm / rok)

Veľmi pomalý, plazivý (0,6 – 1,5 m / rok)

Pomalý (1,5 m / mesiac až 1,5 / deň)

Rýchly (1,5 m / deň až 0,3 m / min)

Veľmi rýchly (0,3 m / min až 3 m / s)

Mimoriadne rýchle (0,3 m / min až 3 m / s)

Delenie svahových deformácií na základe mechanizmu vzniku podľa DIKAU et al. (1966):

Rútenie (fall)

Odkláňanie (topple)

Rotačný zosuv (rotation slides)

- Jednoduchý (single)

- Zložený (multiple)
- Postupný (succesive)

Translačné zosuvy (translation slide, planar slide)

- Block slide (blokové hlboko založené translačné zosuvy)
- Slab slide (plytké translačné zosuvy v zeminách)
- Rock slide (zosuvy skalných hornín pozdĺž planárnych plôch)
- Debris slide (plytké prúdové translačné zosuvy v zvetralinách (suti))
- Mudslide (zemné prúdové zosuvy, zosuvy v zeminách)

Bočné rozvoľňovanie (lateral spreading)

- Rock spreading (rozvoľnenie skalných hornín)
- Soil (debris) spreading

Stekanie (flow)

- Rock flow (sackung) („skalné“ prúdy, blokové gravitačné prúdy)
- Debris flow (suťové prúdy, blokovo-bahenné prúdy)
- Soil flow, mudflow (bahenné prúdy, bahnotoky)

Komplexne zložené formy (complex)

- Rock avalanche (skalná lavína)
- Flow slide (prúdový zosuv – katastrofická forma)

Delenie zosuvov podľa priebehu šmykových plôch (SAVARENSKIJ, 1939):

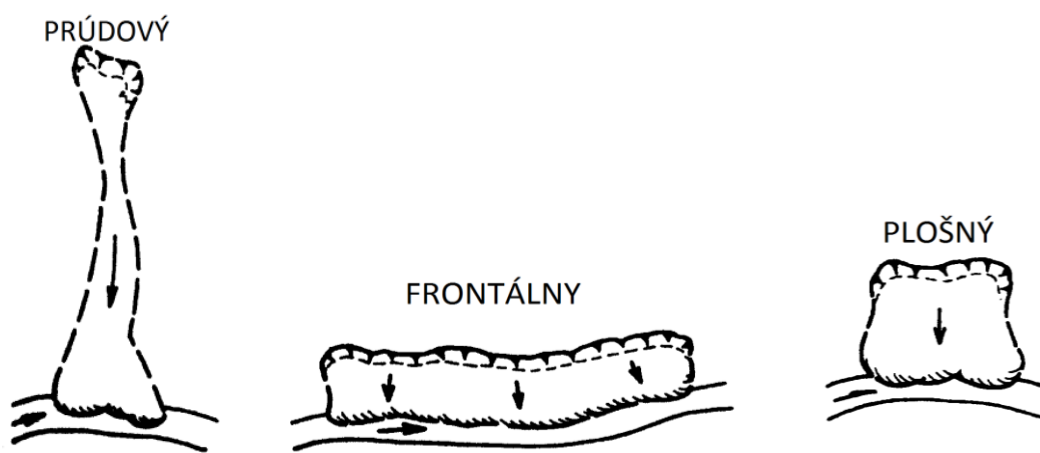
- asekvntné zosuvy – tvoria sa v rovnako súdržných zeminách, k pohybu dochádza po zakrivených šmykových plochách tvaru rotačného valca
- konsekvntné zosuvy – pohyb nastáva po vrstevných plochách alebo iných predisponovaných plochách
- insekvntné zosuvy – prebiehajú naprieč (kolmo) vrstvami, bývajú veľkých rozmerov a šmykové plochy zasahujú hlboko do svahu

HUTCHINSON (1968) svahové pohyby delí len na 3 skupiny:

- plazenie (creep) – zahrňuje povrchové zliezanie suti a hlbinné (podpovrchové) plazenie
- javy vyvolané permafrostom – soliflukcia, údolné antiklinály (bulging) a kamenné prúdy
- zosúvanie – translačné a rotačné zosuvy, rútenie a subakvatické sklzy

Pri opise svahových deformácií sú podstatné aj ďalšie kritériá klasifikácie. Napríklad ŠPŮREK (1966) klasifikoval vedľajšie kritériá podľa:

- veku: recenté (súčasný), fosilné (staré)
- stupňa aktivity: aktívne (živé), potencionálne (dočasne upokojené), stabilizované (trvalo upokojené)
- genézy: prírodné (samovoľné), umelo vyvolané (antropogénne)
- vývojového štádia: iniciálne (začiatkové), rozvinuté, finálne (záverečné)
- opakovateľnosti: jednorázové, periodické
- smeru narastania: progresívne, regresívne
- pôdorysu: prúdový, plošný, frontálny (Obr. 3)
- morfológických foriem: zreteľné, zastreté, pochované



Obr. 3- Delenie zosuvov podľa pôdorysného tvaru (ONDRÁŠIK & RYBÁŘ, 1991)

3.3. Svahové deformácie v Českej a Slovenskej Republike

Hlavnou podmienkou na začatie gravitačného svahového pohybu v prírodných pomeroch je geologická štruktúra, priaznivá pre rozvoj gravitačných pohybov. Býva to úsek, časť, zóna vyzdvihovanej geologickej jednotky – celku, v ktorej dlhodobým erozívno-akumulačným vývojom vzniká nerovnovážny stav. Štruktúry priaznivé pre rozvoj gravitačných porúch sa pokúsili vyčleniť niektorí autori (RADBRUCH-HALL & VARNES 1976). Regionálnym štúdiom dospeli k názoru, že „určité geologické podmienky na svahoch uľahčujú zosúvanie“ (NEMČOK, 1982).

V Česko-Slovensku, ako v prvom štáte na svete, boli v rokoch 1962-1963 celoštátne registrované všetky nebezpečné zosuvné územia v hospodársky významných oblastiach. Pri tomto prieskume bolo zmapovaných cca 62 % plochy štátu. Všetky územia, ktoré boli poškodené alebo ohrozené zosúvaním, prípadne inou formou svahovej deformácie, boli zdokumentované a zakreslené do mapy v mierke 1:25 000 (MATULA et al., 1963; RYBÁŘ et al., 1965; MATULA & NEMČOK, 1966). Následne boli údaje zaznamenané na registračných kartách (Obr. 4 a Obr. 5) a spolu s mapami boli uložené do archívu Geofondu v Prahe a Bratislave (ONDRÁŠIK & RYBÁŘ, 1991).

96	Situácia:	Obec: Čerěníště, obec Čerěníšť, 600m jz od osady Čerěníště	Mapový list: M-33-53-A-a	2p
95	x = 5607, 750 km			
94	y = 3437, 250 km	Okras: Ústí n/L	Typ zosuvu: proudový	Kateg.: B
93	v = 600 m n. m.	Kraj: severočeský	Vývojové štádium: U	
92	Geomorfologické pomery:			
91	Sesuv je na zalesneném, členitém dosti příkrém svahu. Odlučná plocha je stěnová (2-6m vysoká), velmi výrazné jsou morfológické tvary (výtláčné valy i postranní) a dosti hluboké deprese. Několik odlučných ploch je ve střední části sesuvu. Sesouvá se pokrývný útvar. Délka 1000m, šířka 500m, plocha asi 50 ha, sklon 30° i více.			
88	Geologické pomery:			
87	Svahoviny: hlinitokamenitá suť, jílnatá, s hojnými úlomky kusy čediče. Mocnost 1 až 6-8m.			
86	Skalní podklad: čedičový tuf-tufit, diatomové břidlice.			
85	Hydrogeologické a hydrologické pomery:			
84	Při jižní a severní straně teče potok. Dolní části sesuvu mají bažinatá místa.			
81	Fyzikálně-mechanické vlastnosti hornin:			
80	jílnatá suť diatomové břidlice čedičový tufit			
77	Analýzátor Kancelářské stroje, n. p., Praha St 102 - 5361 62			

Obr. 4 - Archivná registračná karta zosuvu Čerěníště, predná strana (PROKOP, 1962)

Faktory a příčina zosuvania:	Změna konsistence jíł.zeminy vodou a zatížením suťovým materiálem.	
Porušené a ohrozené objekty:	les 50 ha	zatarasení potoků
Způsob sanácie:	odvodnění	
Dalšie údaje:	uvádí Hibscho: Litoměřice.	
Pracoviško: ÚÚG	Autor: Dr. F. Prokop	Dátum: VII/1962
Zatriedil:	Prilohy:	

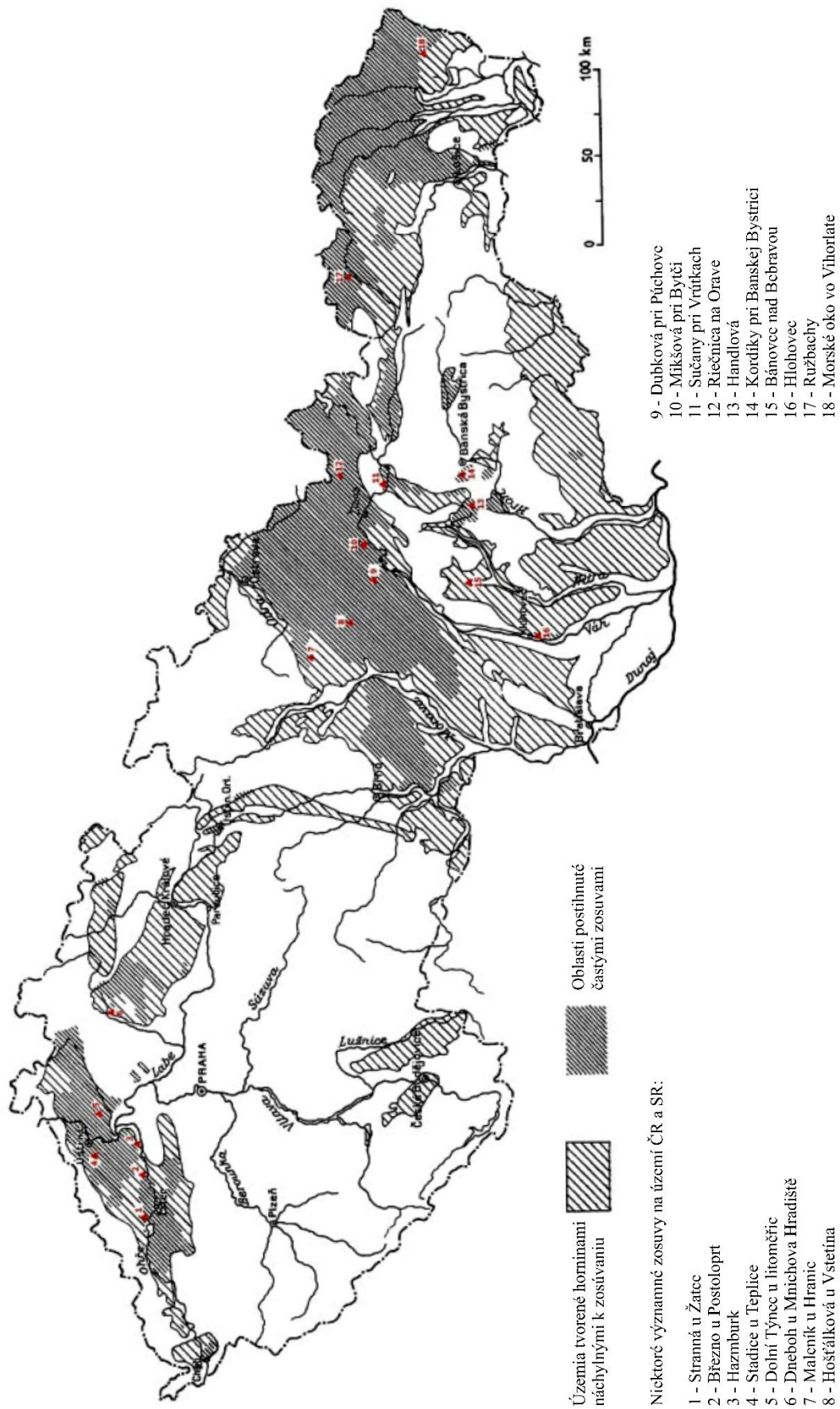
Obr. 5 - Archívna registračná karta zosuvu Čeřeniště, zadná strana (PROKOP, 1962)

3.3.1. Česká republika

Základným zdrojom informácií na území Českej republiky je celoštátny register, ktorý zastrešuje Česká geologická služba (ČGS), v rámci výkonu štátnej geologickej služby systematicky detailnejšie mapuje, dokumentuje a digitálne spracováva údaje o svahových nestabilitách v celej Českej republike. Toto mapovanie začalo v roku 1962 na základe vládneho uznesenia. Vtedajších predstaviteľov a odborníkov k tomu viedol katastrofálny zosuv v Handlovej z roku 1961 na území dnešnej Slovenskej republiky. Bola spracovaná prehľadná mapa zosuvov územia Česko-Slovenska (ČSR) (Obr. 6) (PRECHTLOVÁ, 2014).

Česká republika patrí vzhľadom ku svojej pesterj geologickej stavbe a hustému osídleniu medzi krajiny s vysokým výskytom a ohrozením svahovými nestabilitami. Súčasne sa radí medzi krajiny s dlhoročnou a vyspelou tradíciou dokumentácie a klasifikácie tohto rizikového javu, ktoré sú nevyhnutné pre prevenciu a tiež pre likvidáciu prípadných následkov svahových nestabilit.

Na území Českej republiky sa nachádzajú dve hlavné geologické štruktúry s častým výskytom zosuvov (Obr. 7).

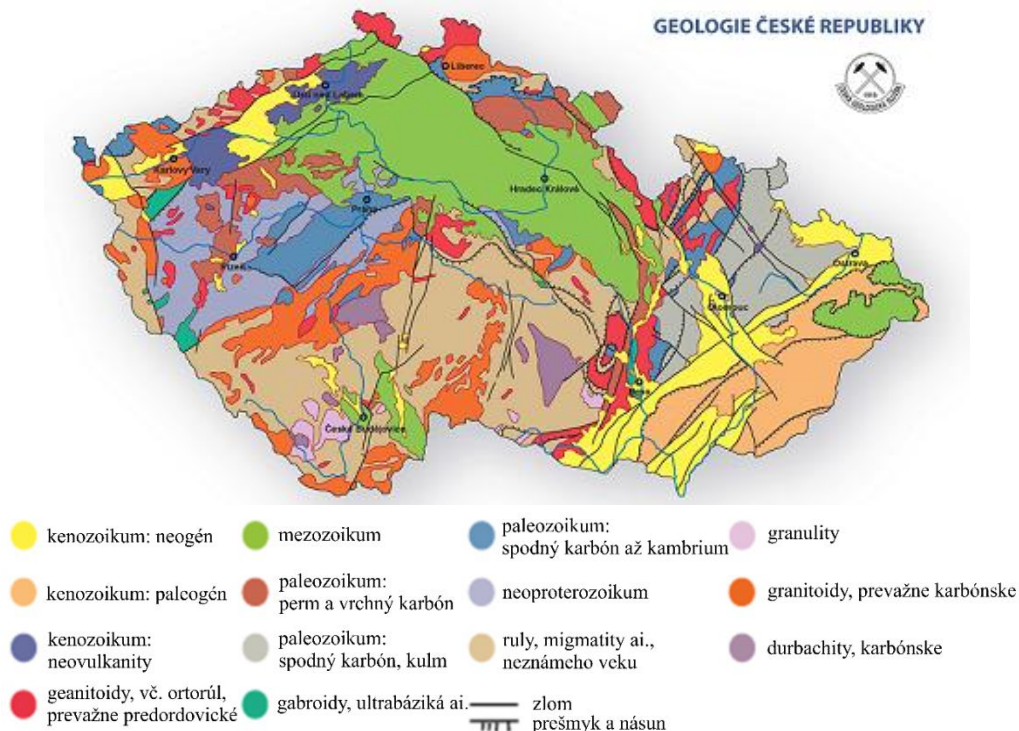


Obr. 6 - Zosuvné územia v bývalej ČSR a niektoré významné zosuvy (upravené podľa HORÁK et al., 2005)

Prvým je flyšové pásmo Západných Karpát. Z petrografického hľadiska sa tu vyskytujú pieskovce až zlepenca a pelity (ílovce, slieňovce). Územie je zložené po tektonickej aj hydrogeologickej stránke. Typickými sú prúdové a plošné zosuvy.

Druhou oblasťou je Česká křídlová pánev, ktorá leží v severovýchodných Čechách a zasahuje až na Moravu k Blansku. Nájde tu prevažne kremičité pieskovce, ílovce, slieňovce a opuky. Pieskovce sú priepustné a vytvárajú výborné zásobníky podzemnej vody. Pre túto oblasť sú typické kerné zosuvy postihujúce pieskovce. Významná oblasť, ktorá je vo veľkej miere postihovaná svahovými procesmi, je tiež oblasť neovulkanitov Českého stredohoří (sensu CAJZ, 1996).

Významná rada zosuvov sa prejavila v Severných Čechách v súvislosti s povrchovou ťažbou hnedého uhlia v miestnych veľkolomoch a predovšetkým pri ukladaní skrývkových ílových hornín na vysoké výsypky. V súvislosti s povodňami v rokoch 1997 a 2002 bola zaznamenaná rada veľmi významných porúch svahov. Bolo to spôsobené miestnymi extrémne vysokými zrážkovými úhrnmi. Len v roku 1997 sa tak udáva číslo 180 zosuvov. Väčšina zosuvov sa vyvinula v „tradičných“ oblastiach – Východné Čechy, Východná Morava (flyš) (HORÁK et al., 2005).



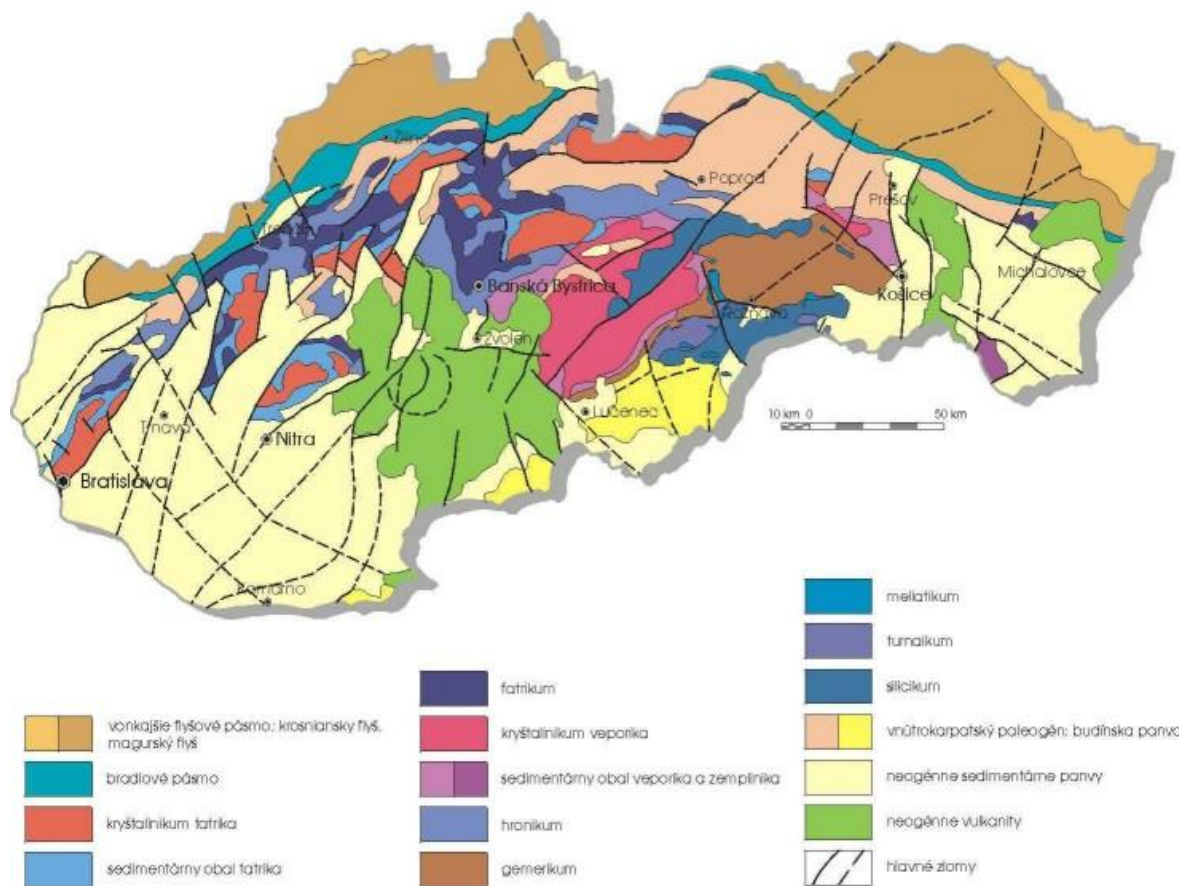
Obr. 7 - Tektonická schéma Českého masívu (CHÁB, 2010)

3.3.2. Slovenská republika

Svahové pohyby deformovali územie Slovenskej republiky dávno pred jeho osídlením. Množstvo dedín alebo banských miest sa vybuďovalo na svahoch, ktoré neboli vždy stabilné. Na území Slovenska je takmer nemožné, aby sa projektanti sídlisk, diaľnic alebo vodných diel vyhli svahovým poruchám, kvôli jej veľkej hustote (NEMČOK, 1982).

Geologická stavba Slovenska vytvára priaznivé podmienky pre vznik a rozvoj svahových deformácií (SD). Výsledkom mladého tektonického a geomorfologického vývoja je bohato rozdelený mladý reliéf, v ktorom zdvihové pohyby, ale aj bočná a hĺbková erózia dodnes dotvárajú podmienky pre vývoj svahových deformácií (NEMČOK, 1982), čo potvrdzuje vysoký počet zaznamenaných svahových deformácií, ktoré mali neraz katastrofálne následky (KOPECKÝ et al., 2008). Na území Slovenskej republiky bolo dosiaľ zaznamenaných 21 190 svahových deformácií o celkovej rozlohe 257 591,2 ha čo je 5,25% rozlohy Slovenska (KOPECKÝ et al., 2008). V roku 2010 k nim pribudli stovky ďalších (LIŠČÁK et al., 2010).

Z jednotlivých geologických útvarov v slovenskej časti Západných Karpát (Obr. 8) sú svahovými deformáciami najviac porušené jednotky paleogén a mezozoikum bradlového pásma – 14,8% a paleogén vonkajšieho flyšového pásma – 12,7%. Nasledujú neogénne vulkanity – 9,3% a vnútrokarpatký paleogén – 7,2%. Najmenej poškodenými sú mezozoické horniny – 2,4%, neogénne a kvartérne sedimenty – 1,5% a kryštalinické horniny – 1,5% (percentá predstavujú podiely celkovej plochy útvaru). Percentuálne zastúpenie jednotlivých typov svahových pohybov na celkovom počte svahových deformácií ako aj ich podiel v rámci geologických útvarov prezentuje (Tab. 2).



Obr. 8 - Tektonická schéma slovenskej časti Západných Karpát (VOZÁR & KÁČER, 1998)

Tab. 2 - Percentuálne zastúpenie jednotlivých typov SD vzhľadom ku geologickým útvarom (KOPECKÝ et al., 2008)

Typ SD	Počet SD	Geologický útvar	Priemerný sklon svahu
Roztrhanie a rozvoľnenie masívu	128 (0,6 %)	75,0 % - paleozoikum	26,7°
Blokové rozpadliny	291 (1,4 %)	68,0 % - neogén	-
Blokové polia	472 (2,2 %)	61,2 % - neogén	15,2°
Zosuvy	19 104 (90,2 %)	65,9 % - paleogén	13,3°
Svahové prúdy	908 (4,3 %)	55,6 % - paleozoikum	25,2°
Skalné zrútenia	152 (0,7 %)	40,7 % - neogén	27,6°

4. CHARAKTERISTIKA ŠTUDOVANÝCH ÚZEMÍ

Obidve predmetné lokality sú charakteristické svojou veľkou rozlohou a početným horninovým pretvorením, u obidvoch lokalít prevažuje zosúvanie pozdĺž zloženej, zakrivenej rotačne planárnej plochy ako hlavný typ svahových porúch. Lokalita Ľubietová sa nachádza na rozhraní Slovenského stredohoria a Slovenského rudohoria v Banskobystrickom kraji. Druhou lokalitou, ktorá bola mojím hlavným cieľom štúdia, je Čerěníšře nachádzajúce sa v Ústeckom kraji v Českom středohoří.

Študované lokality boli vybrané na dlhodobý prieskum kvôli pravdepodobnému aktívnemu stavu týchto zosuvných telies a ich nožnej reaktivácii. Preto boli vhodné pre uskutočnenie prieskumu závislého na časových zmenách. Taktiež sa v oboch prípadových štúdiách jedná o vulkanické horniny, kde sme predpokladali podobnú mechaniku svahových deformácií.

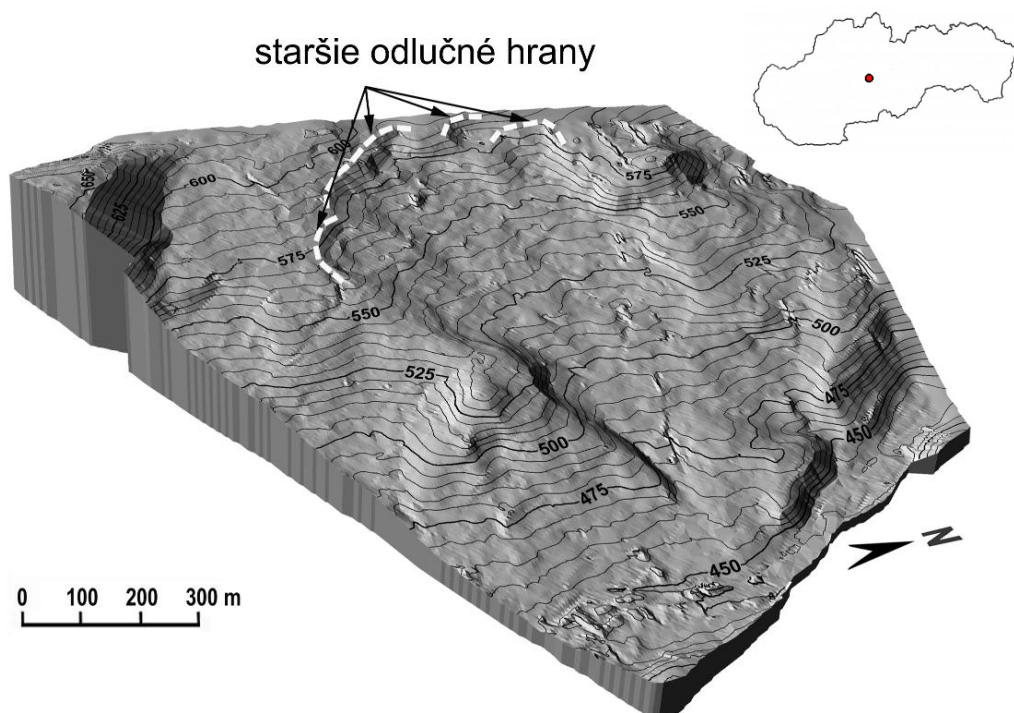
4.1. Lokalita Ľubietová

Prvá zo študovaných lokalít je lokalizovaná na severovýchodnom okraji stredoslovenských neovulkanitov pri obci Ľubietová, verejnosti známa vďaka nerastnému bohatstvu. Z hľadiska geomorfologického členenia Vnútorých Západných Karpát (MAZÚR, LUKNIŠ, 1986) leží skúmané územie na rozhraní Slovenského stredohoria a Slovenského rudohoria. Toto územie ktoré je charakteristické rôznymi typmi gravitačných procesov sa nachádza na ľavobrežných svahoch toku Hutná (PROKEŠOVÁ & MEDVEĐOVÁ, 2010).

4.1.1. História lokality

Prvé zmienky o výskyte zosuvov z Ľubietovej sú zaznamenané v prácach zo 60. rokov 20. storočia. Najznámejším zosuvom ku ktorému došlo v danej oblasti je však zosuv, ktorý sa aktivizoval na konci februára v roku 1977 severne od kóty Šibenica a ktorý Nemčok (NEMČOK, 1982) označil prívlastkom „katastrofálny“, pretože spôsobil veľké materiálne škody. Hrozilo dokonca prehradenie toku Hutná, čomu sa vďaka rýchlym sanačným prácam podarilo zabrániť.

Jedná sa o pomerne veľký prúdový zosuv s plochou cca 30 ha, ktorý je vo vrchnej časti rozdelený na tri samostatné prúdové telesá (Obr. 9). Dĺžka hlavného prúdu je 1250 m, výškový rozdiel medzi odľučnou hranou a čelom zosuvu je cca 160 m. Šírka zosuvu dosahuje v mieste spájania hlavného a bočných prúdov zhruba 500 m, v čelnej časti zosuvu je šírka len cca 100 m (PROKEŠOVÁ & MEDVEĎOVÁ, 2010). Objem zosuvných más bol odhadnutý na cca 4,1 miliónov m³. Za hlavný spúšťací faktor katastrofálneho ľubietovského zosuvu je považovaná zrážková anomália, ktorá prebiehala od decembra 1976 do februára 1977. V dôsledku tejto anomálie mesačné zrážkové úhrny prekročili o 50 až 120 %, čo viedlo k reaktivácii zosuvu zo štádia pomalého krípu na zosuvný pohyb s rýchlosťou až 2,5 m za deň. Detailnejšie výskumy klimatických podmienok v čase reaktivácie a ich následné porovnanie s obdobím rokov 1981-2011, resp. 2007-2011 poukázalo na to, že k reaktivácii či stabilizácii hlbokých zosuvov výrazne prispieva hydrologická bilancia v dlhodobej časovej škále (PROKEŠOVÁ et al., 2013).

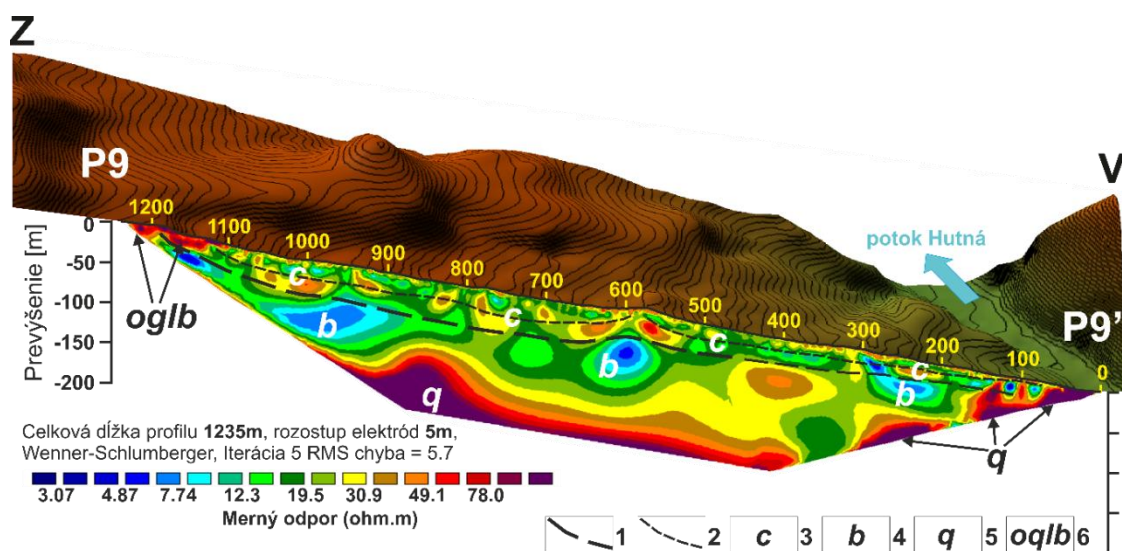


Obr. 9 - Digitálny model terénu územia extrahovaný z leteckých snímok z roku 1969 (PROKEŠOVÁ & MEDVEĎOVÁ., 2010)

4.1.2. Geologické pomery

Geologická stavba územia je charakteristická tektonickým alebo stratigrafickým kontaktom viacerých geologických jednotiek. Geologické podložie je tvorené horninami severoveporského kryštalinika a jeho permotirasového obalu. Horniny sú výrazne tektonicky

prepracované, nakoľko územie leží v blízkosti tektonického kontaktu tatrika a veporika. Navyše je to oblasť, odkiaľ boli v paleoalpínskej orogénnej etape smerom k severu vytlačené sedimentárne horniny tatrika v podobe krížňanského príkrovu (PROKEŠOVÁ et al. 2012). V zníženine v okolí Lubietovej vystupujú v nadloží veporika a v podloží neogénnych vulkanitov paleogénne a neogénne sedimenty. Najstaršie paleogénne sedimenty patria pieskovcovo-zlepenčovej litofácii, sedimenty spodného miocénu tvoria štrky, zlepenec, piesky, pieskovce, sility, íly a ílovce. Významne sú zastúpené spodnobádenské sedimenty kordického súvrstvia. Neovulkanické komplexy (produkty neogénnej aktivity stratovulkánu Poľana, vrchný bádén - stredný sarmat) v území zastupujú andezitové epiklastické brekcie a konglomeráty formácie Šútovka. Najmladšími sedimentami sú kvartérne eluviálo-deluviálne sedimenty (hlinité zvetraliny, svahové hliny a sutiny) (Obr. 10).

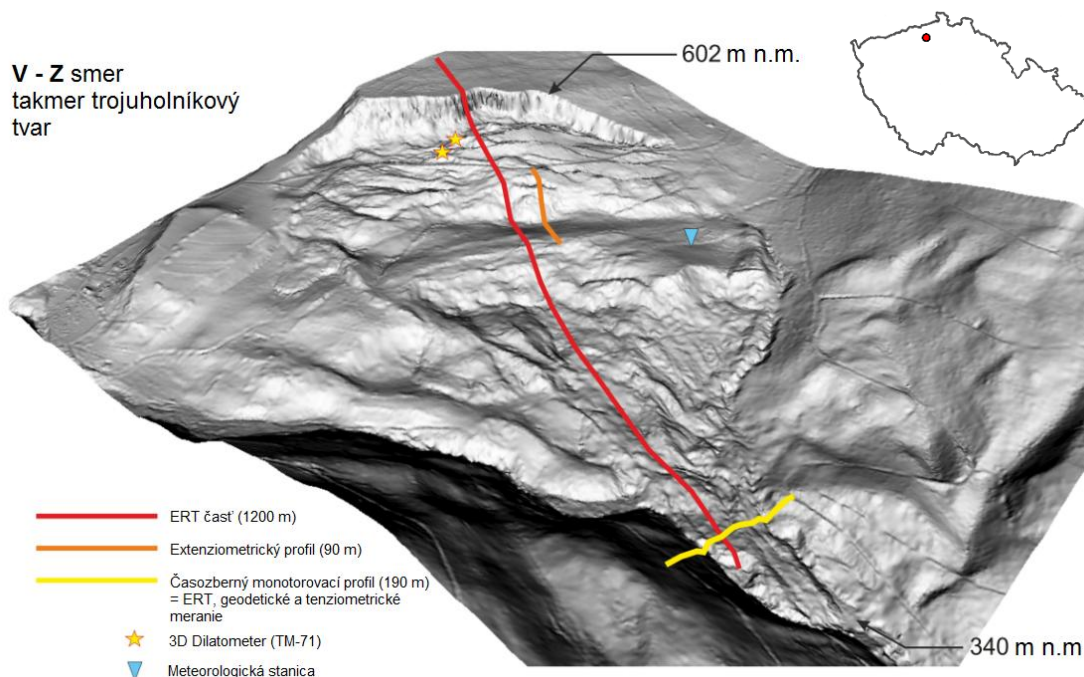


Obr. 10 - Pozdĺžne ERT meranie, lokalita Lubietová (upravené podľa PROKEŠOVÁ et al., in press 2014) 1–hlbšia šmyková plocha; 2–plytšia reaktivácia zosuvu z roku 1977; 3 – koluviálne akumulácie; 4 –epiklastické vulkanické brekcie; 5 – skalné podložie tvorené kremencom; 6 – starý blokový zosuv;

4.2. Lokalita Čeřeniště

Druhou lokalitou je záujmová oblasť Čeřeniště. Tento zosuv sa nachádza vo východnej časti chránenej krajinej oblasti České středohoří medzi obcami Čeřeniště, Kundratice a Sebusín (Obr. 11). Jedná sa o veľmi komplikovanú svahovú deformáciu, ktorá má tvar zhruba trojuholníka s celkovou dĺžkou 1050 m a maximálnou šírkou cca 500m. Hlavná odlučná stena má dĺžku až 420 m a vysoká je až 40 m. Horná hrana najvyššej odlučnej steny leží v nadmorskej výške 602 m n. m. a najnižšie miesto, čelo zosuvu, leží vo výške

340 m n. m. Povrch územia je veľmi členitý s generálnym sklonom svahu 14° (RYBÁŘ et al., 1993).



Obr. 11 - Digitálny model terénu územia zosuvu Čeřeniště (upravené podľa TÁBOŘÍK et al., 2014)

4.2.1. História lokality

Od prelomu 19. a 20. storočia existujú zachované prvé záznamy o svahových deformáciách na lokalite Čeřeniště, túto oblasť rozhodne postihovali zosuvy oveľa skôr. Prvou zachovanou zmienkou je Tretí zpráva o činnosti Zemské komise pro úpravu řek v Království Českém, v ktorom sa píše o tom, že situácia na rieke Labe je vážna v dôsledku opakujúcich sa svahových porúch na zosuve Čeřeniště, ktoré samo o sebe nespôsobovalo vážnejšie dôsledky na spomínanej rieke, ale vodný transport zosunutého materiálu potokom Rytina spôsobovalo problémy na sútoku rieky Labe s potokom Rytina. Preto sa komisia rozhodla pre vybudovanie spevneného koryta potoku Rytina a vybudovanie desiatich kaskádovitých terás od čela zosuvu teda od sútoku potoka Rytina s jeho bezmenným prítokom až po riekou Labe (FIEDLEROVÁ, 1998).

Svahové deformácie môžeme v záujmovom území rozdeliť na tri časti (Obr. 13): A) odlučná oblasť, kde sa vyskytujú pomalé blokové pohyby najmä typu odkláňanie (toppling); B) stredná časť zosuvu tvorená rozsiahlou mierne zaklonenou plošnou (zaklonený blok); C) spodná časť zosuvu, ktorá je z obidvoch strán ohraničená vodnými tokmi – potokom

Rytina a jeho bezmenným ľavostranným prítokom. V časti C predpokladáme kombinovaný typ pohybu, v zmysle pomalších prúdových zosuvov (flow slides) a rýchlejších blokovo bahenných (debris-) a zemných prúdov (earth flows). Pomalý pohyb (rádovo cm až dm za rok), ktorý je viazaný na procesy zosúvania, je sledovaný v rámci geodetického monitoringu. Tento geodetický profil, je situovaný v línii meraného TL-ERT profilu. Okrem uvedených svahových procesov sa v oblasti C uskutočňuje výrazná erózia okolitého terénu, kde periodicky sa vyskytujúce toky (po výdatných zrážkach) vytvárajú erózne ryhy hlboké až niekoľko metrov. Výraznou bočnou a hĺbkovou eróznou činnosťou sa takisto prejavujú obidva bočné toky (potok Rytina a jeho prítok), a dochádza tým k reaktivácii pohybov v spodnej časti zosuvu (Obr. 12).



Obr. 12 - Čelo akumulácie zosuvu erodované a destabilizované bočnou eróziou potoku Rytina (FOTO AUTOR, 2014)

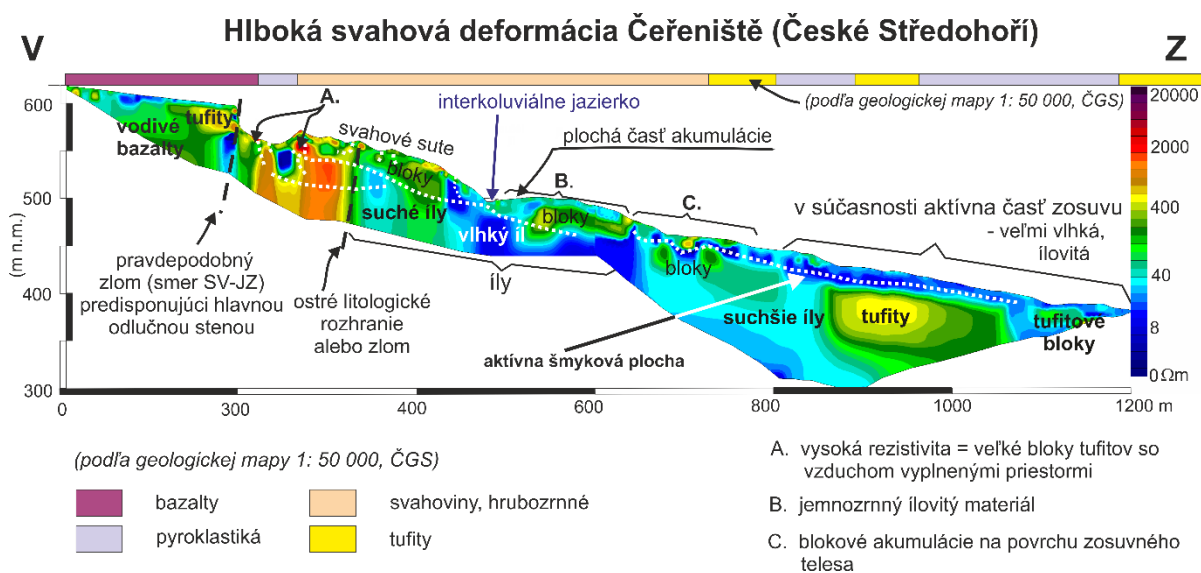


Obr. 13 - Tektonická mapa zosuvu Čeranište (RYBÁŘ et al., 1993)

4.2.2. Geologické pomery

V bočnom údolí pod Varhoštěm sa nachádza stará paleontologická lokalita (Jesuitengraben). V úlomkovitých sopečných horninách sa vyskytujú biogénne sedimenty – diatomity, ktoré obsahujú odtlačky časti rastlín. V dutinách čadičovej horniny blízko prehradenia na potoku Rytina sa nachádzajú čire až mliečne biele kryštáliky fakolitu, narastené na staršom analcimu. Ďalej sú popísané natrolit, thompsonit, phillipsit a kalcit. Veľká oblasť údolia potoka u obce Čeřeniště je postihnutá zosuvnými pohybmi, sledovateľnými až v miestach bázy vulkanického komplexu. Dochádza tu k posunu celých blokov sopečných hornín po kriedovom podloží. Nižšie po svahu sa potom mieša sopečný a kriedový materiál a pohybuje sa gravitáciou v podobe suťových prúdov (CAJZ, 1996).

Zaujímavé územie sa nachádza pod vrchom Kupa (632 m n. m.), ktorý je z väčšej miery tvorený nefelinickým bazanitom. Smerom k zosuvnému územiu (SSV) môžeme nájsť silne premenený (auto metamorfovaný) čadič a nepremenený olivinický čadič. Celý vrch Kupa je lemovaný tufmy a tufitmy čadičových hornín (FIEDLEROVÁ, 1988). Geologický rez z mapy 1:50 000 v kombinácii s pozdĺžnym ERT profilom je uvedený na (Obr. 14).



Obr. 14 - Pozdĺžne ERT meranie v kombinácii s geologickým rezom, lokalita Čeřeniště (upravené podľa BLAHŮT et al., 2012)

4.2.3. Archívne monitorovanie

Monitorovacie metódy zvolil a navrhol Mgr. Ján Suchý, ktorý na tejto lokalite robil svoju rigoróznú prácu. Vo vrchnej časti zosuvu pri ceste medzi obcami Kundračice a Čerěníšře bolo nainštalované terčové meradlo TM-71. Celkovo boli osadené dva kusy dilatometerov, do trhlín v čadičovom bloku (FIEDLEROVÁ, 1998). Tieto merania pokračujú do dnešného dňa.

V spodnej časti aktívnej akumuláčnej oblasti bola použitá geodetická metóda. Na povrchu zosuvného územia bola vytýčená sieť 19 bodov a 21 zámerov (FIEDLEROVÁ, 1998). V súčasnosti je však táto meracia sieť bodov poškodená svahovými pohybmi a bolo dohľadaných iba 9 bodov.

5. GEOFYZIKÁLNE METÓDY VO VÝZKUME ZOSUVOV

Pôvodné uplatnenie geofyzikálnych metód bolo vo vyhľadávaní a prieskume pre potreby ťažby surovín. Postupom času sa ale prišlo na to, že tieto metódy môžu byť vyžívané aj v ostatných odboroch. V dnešnej dobe sú geofyzikálne metódy využívané vo veľkej škále odborov od archeologických výskumov (CARDARELLI & DI FILIPPO, 2009) cez klasické využitie v geológii a geotechnike (SCHELLART & RAWLINSON, 2010; GIAO et al., 2003) až po uplatnenie v inžinierskej geológii (POSPÍŠIL, 2007).

Rovnako ako v ostatných odvetviach inžinierskogeologickej činnosti, môžu byť geofyzikálne metódy účinným pomocníkom aj na skúmanie plytkých štruktúr ako sú zosuvy a zostavovanie materiálových nehomogenít, hraníc a vlastností materiálov (ZÁRUBA & MENCL, 1987). Väčšina metód je známa už veľa rokov, ale v posledných desaťročiach sa mnoho metód podrobilo veľkej zmene vzhľadom k narastajúcej inovácii výpočtovej techniky. Vďaka čomu sa geofyzikálny prieskum stal jednoduchší a ich interpretácie sú spoľahlivejšie, presnejšie a v neposlednej rade lacnejšie (HACK, 2000). Geofyzikálne metódy používané v oblasti výskumu zosuvov môžeme rozdeliť na dve skupiny, a to metódy vrtnej geofyziky a metódy plytkej geofyziky. Z množstva metód podzemnej geofyziky patria k najvyužívanejším metódam gravimetrické a magnetické metódy, elektrické, elektromagnetické a seizmické metódy (VAN DAM, 2012).

Pri prieskume prirodzene alebo umelo porušených území je potrebné zistiť stav porušenia svahu, poddolovanosti územia a podobne. K tomuto účelu sa obvykle používa plytká refrakčná seizmika, VES, odporové profilovanie. Na zistenie časového vývoja porušenia sa používajú opakované geofyzikálne merania s časovým odstupom, tiež magnetometria po vytvorení umelého magnetického poľa. K vyhľadávaniu podzemných dutín (prirodzených i umelých) používame odporové merania, mikrogravimetriu, seizmické a akustické metódy, termometriu alebo prežarovanie (MAREŠ et al., 1979). Z modernejších metód sa v súčasnej dobe veľmi často uplatňuje vo výskume svahových deformácií práve elektrická odporová tomografia (ERT) (PERRONE et al., 2014; PÁNEK et al., 2010; TÁBOŘÍK, 2012).

5.1. Gravimetrické metódy

Používajú sa na meranie tiažového poľa pomocou gravimetrov. Gravimetrické metódy sú založené na poznatku, že rozhranie dvoch typov hornín s výrazne rozdielnou hodnotou objemovej hmotnosti pôsobí ako lokálna gravitačná anomália, ktorá sa pri gravimetrických meraniach registruje. Na základe rozdielnej hustoty je možné zistiť rôzne litologické typy, vyhľadávanie porušených zón – zlomov oddeľujúcich výrazné prostredia a podzemných dutín kaverien (MALGOT et al., 1992). Tiež je možné použitie k vyhľadávaniu podzemných anomálií, ako sú prirodzené kaverny, ktoré vznikajú ako dôsledok pomalých pohybov (rozvoľňovanie hrebeňov, skalných blokov a vznik otvorených puklín, ťahových trhlín, alebo celých rozsadlinových jaskynných systémov) (TELFORD et al., 1990). Gravimetrické metódy aplikované na štúdium svahových deformácií možno označiť ako mikrogravimetrické (HACK, 2000) keďže rozdiely v hustote svahových hmôt sú veľmi malé. Využívajú sa pomerne zriedkavo. Na korekciu efektov reliéfu pri mikrogravimetrických meraniach je potrebná presná topografická mapa študovaného územia (HACK, 2000).

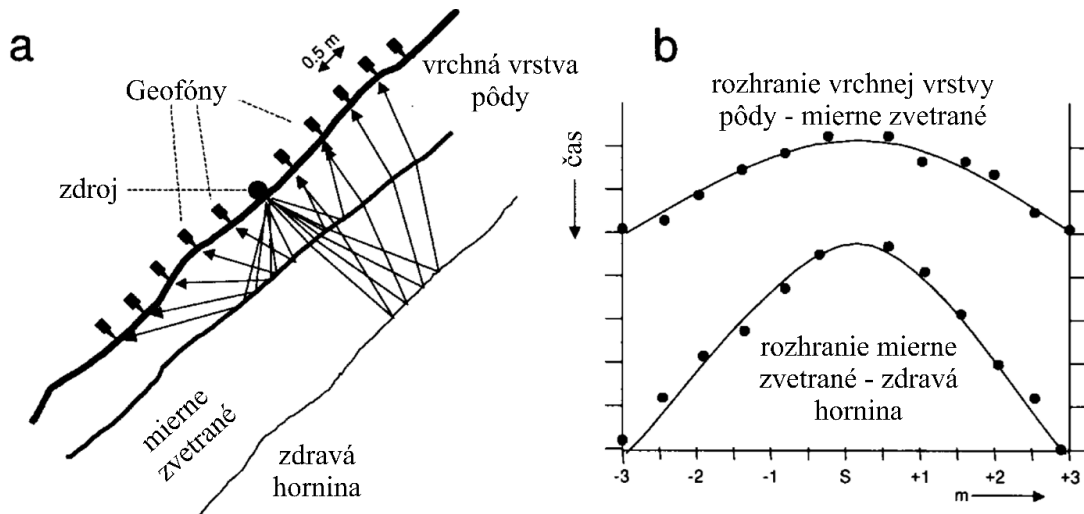
5.2. Magnetometrické metódy

Zisťujú anomálie geomagnetického poľa, ktoré sú spôsobené prítomnosťou horninových typov s kontrastnými magnetickými vlastnosťami. Magnetické merania slúžia k detekcii objektov s kontrastnými magnetickými vlastnosťami (magnetickou susceptibilitou alebo permeabilitou). Merania sa uskutočňujú atómovými alebo protónovými magnetometrami. Tieto metódy sú preto vhodné na lokalizáciu väčších a hlbších feromagnetických predmetov, alebo pri skúmaní plošného rozsahu magneticky aktívnych hornín (KOLEKTÍV, 1999).

5.3. Seizmické metódy

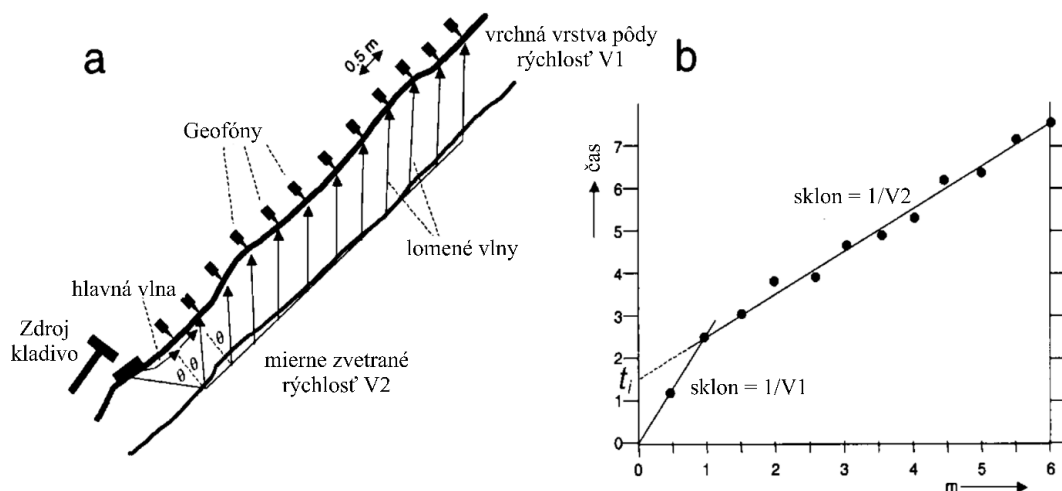
Sú založené na meraní elasticity vlny prechádzajúcej cez rozhrania, na ktorých dochádza k odrazu alebo lomu, čo je spôsobené rôznou hustotou alebo deformačnými vlastnosťami prostredia (HACK, 2000). V prípade, že dôjde k tomu, že šíriaca sa seizmická vlna narazí na rozhranie s menšou pružnosťou, dochádza k odrazu. Na tomto fyzikálnom princípe pracuje reflexná seizmická metóda (Obr. 15). Ak je však rýchlosť šírenia vln väčšia v spodnej vrstve ako vo vrchnej vrstve, dochádza na ploche rozhrania k lomu vln.

Lomené vlny využívajú refrakčnú seizmickú metódu (MALGOT et al., 1992). Princíp merania metódou plytkej refrakcie je popísaný na (Obr. 16). Práve seizmická refrakcia je metóda, ktorá je pri výskume zosuvov používaná najčastejšie (MAURITSCH et al., 2000).



Obr. 15 - Princíp merania seizmickej reflexiou (HACK, 2000)

Registrácia rôznych druhov seizmických vln sa pri refrakčnej metóde vykonáva pomocou geofónov. Seizmické vlny môžu byť primárne (P-vlny), sekundárne (S-vlny), alebo povrchové vlny (Raleigh) a podpovrchové vlny. Rôzne vlastnosti pôd, alebo horninových masívov majú rôzny vplyv na správanie sa vln v závislosti od typu vlny (HACK, 2000). Seizmické sondovanie sa môže používať na zistenie rozhraní vrstiev, na riešenie systému puklín, mechanickej porušenosti hornín alebo posudzovanie stupňa mechanickej porušenosti hornín. Seizmické metódy sa môžu používať aj na zistenie dynamického modulu pružnosti (E_{dyn}) alebo Poissonovo číslo (μ) (MALGOT et al. 1992).

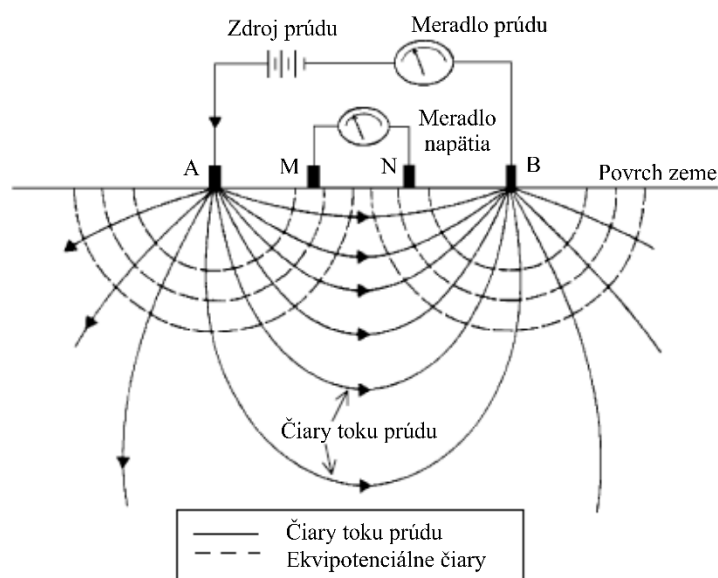


Obr. 16 - Princíp merania seizmickej refrakcie (HACK, 2000)

5.4. Geoelektrické metódy

5.4.1. Jednosmerné

Geoelektrické metódy predstavujú skupinu geofyzikálnych metód, ktoré sa pri výskume plytkých geologických štruktúr, akými sú zosuvy, využívajú najčastejšie. Pri takomto prieskume sa používajú najmä odporové metódy, založené na meraní elektrického odporu, ktorý vyvíjajú horniny pri prechode elektrického prúdu (MALGOT et al., 1992). Tento princíp je znázornený na obrázku (Obr. 17). Meracie zariadenie sa väčšinou skladá z dvoch prúdových a dvoch meracích elektród, (jednosmerného – DC) (konduktívne) prúdového zdroja a meracieho zariadenia. Jedná sa o takzvané symetrické usporiadania, na rozdiel od nesymetrických ktoré môžu využívať napr. tri elektródy (KAROUS, 1989). Je to základný systém na meranie elektrického odporu, ktorý sa používa v elektrotechnike alebo fyzike a ktorý je založený na Ohmovom zákone. Podľa spôsobu merania rozdeľujeme geoelektrické metódy na odporové profilovanie, vertikálne elektrické sondovanie a modernejšiu metódu elektrickú odporovú tomografiu (ERT), ktorá tiež patrí do jednosmerných geoelektrických metód (KAROUS, 1989; LOKE, 2012).



Obr. 17 - Schéma elektródového systému a elektrického poľa (upravené podľa GAJDOŠ, 2012)

Metóda odporového profilovania je jednou z najstarších techník geofyzikálneho prieskumu. Jej účelom je určenie rozloženia merného odporu pod povrchom pomocou

merania na zemskom povrchu. Z týchto meraní môžeme spočítať skutočný merný odpor pod povrchom. Povrchový merný odpor je závislý na rôznych geologických parametroch, napr. na obsahu tekutín a minerálov, porozite a stupni nasýtenia horniny vodou (LOKE et al., 1997). Táto metóda je vhodná na meranie elektrického odporu v horizontálnom smere, preto je vhodná najmä k vyhľadávaniu vertikálnych odporových rozhraní. Veľkosť elektródového systému udáva hĺbkový dosah merania.

Je založená na zavedení (injektovaní) jednosmerného elektrického prúdu prostredníctvom prúdových elektród (najčastejšie A, B, C, ..., poprípade, C1, C2, Cn) do horninového prostredia. Najčastejšie sa jedná o zarážané alebo zavrtávané kovové klince alebo tyče. U kovových tyčí (klincov) vzniká na kontakte s horninovým prostredím potenciál (až stovky mV), čo je dôsledok rozdielnych elektrochemických potenciálov. Pri meraní je toto potrebné kompenzovať na meracích elektródach (najčastejšie M ,N, popr. P1, P2,...).

Prúdová hustota so zväčšujúcou vzdialenosťou od elektródy klesá:

$$i = \frac{I}{2.\pi.r^2} \quad (5.1)$$

$$\vec{i} = -\gamma gradV \quad (5.2)$$

$$i = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} \quad (5.3)$$

ρ = je merný odpor (rezistivita) prostredia [$\Omega.m$]

Potenciál bodového zdroja vo vzdialenosti r:

$$V = \int_r^\infty -\frac{I.\rho}{2.\pi.r^2} dr = \frac{I.\rho}{2.\pi.r} \quad (5.4)$$

Pre priebeh prúdu je nutný ešte jeden zdroj opačnej polarity. Ak je však vo veľkej vzdialenosti (teoreticky v nekonečne), môžeme jeho vplyv zanedbať. Inak je nutné uvažovať potenciál dvoch zdrojov:

$$V_{AB} = \frac{I.\rho}{2.\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (5.5)$$

r_1 a r_2 sú vzdialenosti od prúdových elektród A a B

Pre meranie potenciálu (jedna z elektród v teoretickom nekonečne) alebo potenciálneho rozdielu (potenčné elektródy M, N, P, ...) platí:

$$U_{MN} = \frac{I \cdot \rho}{2 \cdot \pi} \left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BM}} + \frac{1}{\overline{BN}} \right) \quad (5.6)$$

kde $\overline{AM}, \overline{AN}, \overline{BM}, \overline{BN}$ sú vzdialenosti medzi elektródami.

Vyjadříme si z rovnice merný odpor (rezistivitu), dostaneme:

$$\rho = \frac{2 \cdot \pi}{\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BM}} + \frac{1}{\overline{BN}}} \cdot \frac{U_{MN}}{I_{AB}} \quad (5.7)$$

$$\rho = k \frac{U}{I} \quad (5.8)$$

kde k je konštanta usporiadania [m]

V podstate sa jedná o základnú rovnicu Ohmovho zákona ($U=R \cdot I$), ktorá však platí iba pre homogénne izotropné horninové prostredie.

Pretože takýto ideálny stav v skutočnosti nie sme schopný dokázať, bol zavedený pojem zdanlivý merný odpor (zdanlivá rezistivita).

Zdanlivý merný odpor ρ_a (niekedy tiež ρ_z) odpovedá mernému odporu homogénneho izotropného prostredia, v ktorom by bolo rovnakým usporiadaním elektród namerané rovnaké napätie U.

Platí teda:

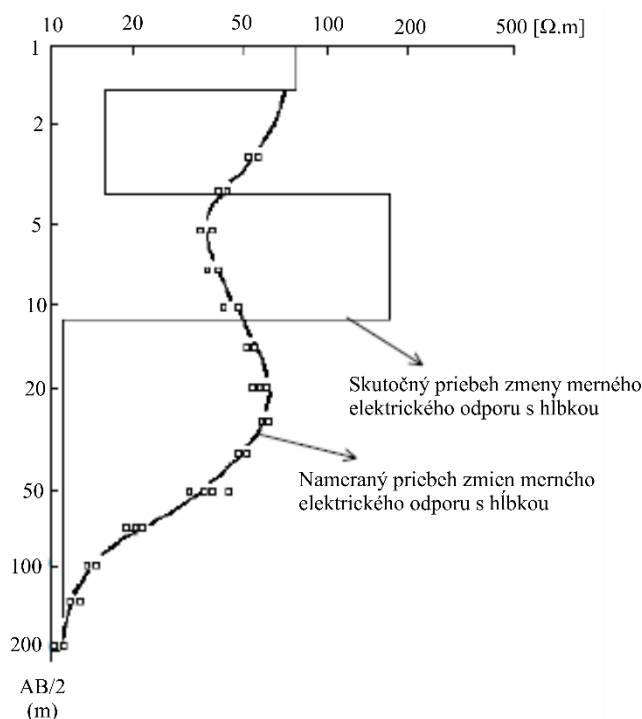
$$\rho_a = k \frac{U}{I} \quad (5.9)$$

$$\rho_a [\Omega m], U [mV], I [mA], k [m]$$

Tento základný princíp platí obecné pre odporové profilovanie. Metóda ERT, respektíve spôsob merania používaný pri tejto metóde, v zásade vychádza zo spôsobu merania pri OP, kedy pohybujeme elektródovým usporiadaním (s nemeniacou sa vzdialenosťou medzi elektródami) po profile. Variabilným usporiadaním elektród je myslená premenná vzdialenosť

medzi elektródami pri prechode z jednej hĺbkovej úrovni do druhej, nie vzd'alo vanie prúdových elektród od stredu usporiadania. Preto má metóda ERT bližšie k odporovému profilovaniu než k vertikálnemu elektrickému sondovaniu (sensu KAROUS, 1989; LOKE, 2012).

Metódu vertikálneho odporového sondovania (VES) sa zisťujú zmeny merného elektrického odporu smerom do hĺbky. U tejto metódy však stred elektródového systému (potenciálové elektródy) zostávajú na jednom mieste a iba jeho prúdové elektródy postupne zväčšujú svoje rozostupy. Čím väčší je elektródový systém tým do väčšej hĺbky dané meranie zasahuje. Výsledkom takéhoto merania je vertikálny profil. Príklad takého merania je na (Obr. 18). Metóda VES je vhodná na vyhľadávanie horizontálnych rozhraní výrazných geologických vrstiev. Ideálna je kombinácia merania metódou odporového profilovania a merania metódou VES. Kombináciou výsledkov týchto dvoch meraní je možné zostaviť podrobné priestorové mapy a modely štruktúry horninového prostredia (GAJDOŠ, 2012).



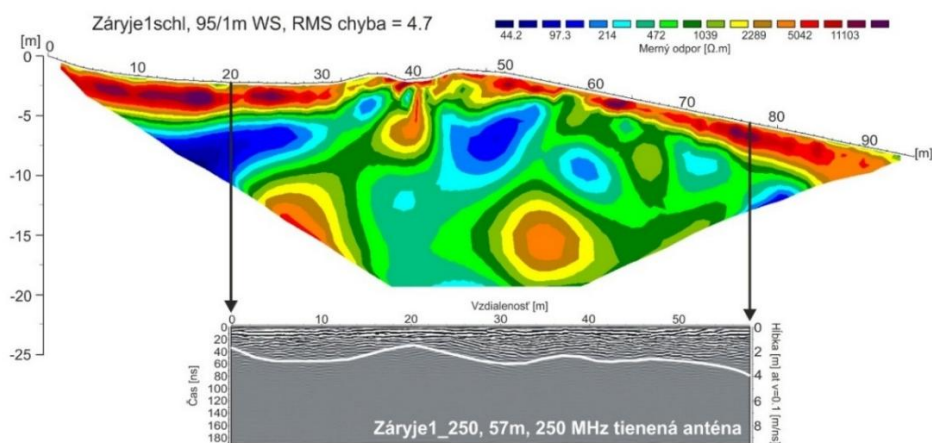
Obr. 18 - Výsledok VES (GAJDOŠ, 2012)

Obidve metódy (OP a VES) sú dnes stále používané, ale v posledných 10 rokoch sú čoraz častejšie nahradzované metódou elektrickej odporovej tomografie (ERT), ktorá pracuje

na princípe automatického multi-elektrodového merania (TÁBOŘÍK, 2012). Detailnejší popis metódy ERT je uvedený v kapitole 6.1.1., str 39.

5.4.2. Striedavé

Najčastejšie používanou metódou striedavého poľa (nazývané tiež elektromagnetické (induktívne)) je tzv. georadar (angl. Ground Penetrating Radar – GPR). Touto metódou sa merajú elektromagnetické vlastnosti podložia. Georadarové zariadenie vysiela vysokofrekvenčné rádiové vlny. V prípade kedy vlny narazia na prekážku s inými vodivostnými vlastnosťami ako okolie, prijímacia anténa zaznamená zmenu v odrazenom signáli. Metóda môže byť použitá v rôznych geologických prostrediach a je veľmi vhodná na detekciu inžinierskych objektov (napr. rôzne druhy potrubných rozvodov), ale aj štruktúrne zmeny materiálu (napr. diery či trhliny). Pri štúdiu geologickej stavby zosuvov však metóda naráža na niektoré obmedzenia spôsobené prítomnosťou vysoko vodivých materiálov v podloží, ktoré môžu dosah georadaru znížiť len na niekoľko metrov, v určitých prípadoch len niekoľko cm (HACK, 2000; SCHROTT & SASS, 2008). Na obrázku (Obr. 19) môžeme takúto situáciu pozorovať – na porovnanie ERT rezu a radargramu (blokový rozpad Radhošťského hřbetu, Beskydy) je zreteľne vidieť obmedzenie hĺbkového dosahu metódy GPR v prípade, že EM signál narazí na veľmi vodivú štruktúru. V tomto prípade sa jedná o drobný rytmický flyš s prevahou bridličnatého ílovca (Godulské souvrství, Vonkajšia skupina Karpatských příkrovů). Georadarový záznam ukazuje vrchnú vrstvu tvorenú suťou a blokmi, ktorá vytvára vysoko odporovú (na ERT modely) vrstvu, pod ktorou sa nachádza vyššie vymenovaný ílovec. Ten je charakterizovaný naopak veľmi nízkymi odpormi a je teda veľmi vodivý. Z porovnania obidvoch metód je zrejmé, že pre metódu ERT nie je prítomnosť vodivých štruktúr tak obmedzujúca, ako v prípade GPR (TÁBOŘÍK et al., 2014).



Obr. 19 - Porovnanie hĺbkového dosahu ERT a GPR (TÁBOŘÍK et al., 2014)

6. ČASOZBERNÝ MONITORING AKTÍVNYCH SVAHOVÝCH DEFORMÁCIÍ POMOCOU ERT

6.1. Metodika

Pomocou časozbernej elektrickej odporovej tomografie (TL-ERT), môžeme charakterizovať niektoré dynamické procesy prebiehajúce pod povrchom Zeme, a to prostredníctvom zaznamenaných zmien zdanlivého merného odporu (alebo mernej elektrickej vodivosti). Tieto zmeny merného odporu sú spojené so zmenami v saturácii študovaného prostredia pórovou vodou a tiež jej vlastnosťami (tzv. pore-water properties), ako je napr. slanosť, teplota, skupenstva ai.. Pri opakovanom meraní pomocou TL-ERT sa počíta s inštaláciou stálej elektródovej siete, tzn. minimálne stálych (stabilne fixovaných) elektród, poprípade celého permanentného meracieho systému. Interpretáciou časozberných údajov však komplikuje prítomnosť šumu v dátach a tiež vplyv nízkej citlivosti v hlbších častiach prostredia (KARAOULIS et al., 2014).

6.1.1. ERT časozberný monitoring

Metóda ERT je často krát označovaná za náhradu, alebo kombináciu metód OP a VES, čo však nie je presné. Pomocou tejto metódy síce môžeme zastúpiť profilovanie aj sondovanie, ale usporiadanie a spôsob merania je viacej podobný OP. Navyše, výsledky sú ovplyvňované tomografickou inverziou, pomocou ktorej sú hodnoty zdanlivého merného odporu prevádzané na hodnoty skutočného odporu (TÁBOŘÍK, 2012). Môžem teda povedať, že ERT kombinuje výhody obidvoch metód, ktoré sú časovo náročné. S využitím multi-elektrodového systému spolu s riadiacou a prepínacou jednotkou a spracovaním pomocou výpočtovej techniky je táto metóda veľmi efektívna (GF INSTRUMENTS, 2010).

Metóda ERT je založená na plytkom pod povrchovom prieskume podložia s vysokým stupňom rozlíšenia (WARD, 1990). Efektívna hĺbka ERT merania dosahuje, hlavne u nesymetrických elektródových usporiadaní, prvé desiatky až stovky metrov (GF INSTRUMENTS, 2010). Meranie prístrojom je založené na výpočte rozloženia odporov pod zemským povrchom, kedy je medzi párom elektród (M, N) meraný elektrický potenciál, ktorý je spôsobený prechodom jednosmerného prúdu medzi párom ďalších dvoch elektród (A, B). Namerané dáta predstavujú predpokladané rozpätie odporov pod zemským povrchom (GRIFFITHS & BARKER 1993; LOKE & BARKER, 1996; LOKE, 1997, 2011a, b).

ERT meranie je uskutočňované za použitia viac žilového káblu, nastavenie elektród pre rôzne konfigurácie merania je riadené napr. systémom ARES, ktorý v sebe združuje voltmeter a ampérmeter, prepínač jednotku a počítač (GF INSTRUMENTS, 2010). Spracovávanie nameraných výsledkov sa môže vykonávať v rôznych softvéroch, avšak najpoužívanejším programom na spracovanie nameraných dát (zdanlivý merný odpor) je RES2DINV prípadne RES3DINV, ktorý realizuje vyhodnocovanie prostredníctvom dvoj/troj rozmernej tomografickej inverzie (LOKE, 2011).

Skratkou TL-ERT, teda časozberný monitoring, nie je myslené žiadne iné prídavné zariadenie, jedná sa len o systematicky sa opakujúce meranie v čase pomocou klasickej ERT metódy. Pri TL-ERT je nutné jedine to, aby boli uzemňovacie elektródy upevnené počas priebehu celého merania (SUPPER et al., 2014).

6.1.2. Systém ARES

Merací systém ARES (Automatic Resistivity System), vyrábaný firmou GF Instruments, predstavuje modernú geofyzikálnu aparatúru na meranie elektrického odporu a elektrického potenciálu, ktoré sa využívajú pri metódach ERT, odporovom profilovaní (OP), vertikálnom elektrickom sondovaní (VES), vyzvanej polarizácii (IP) alebo spontánnej polarizácii (SP). Systém môže byť napájaný 12 V batériou alebo generátorom. Skladá sa zo samostatného prístroja a multi-elektrodových (ME) káblových sekcií, označovaných tiež ako multikábel (Obr. 20).



Obr. 20 - Systém ARES (GF INSTRUMENTS, 1996)

Samostatný prístroj zahŕňa riadiacu jednotku (PC), pamäť typu flash, prepínač jednotku, chladiaci okruh (ventilátor a pasívny chladič), voltmeter pre meranie napätia (a potenciálov) a ampérmeter pre meranie injektovaného prúdu a ďalšiu elektroniku. K prístroju tiež patrí voliteľné príslušenstvo (tzv. T-kus, ktorý slúži na vloženie prístroja medzi multi-elektrodové sekcie, VES adaptér, Li-Ion batériu apod.). Prístroj je vybavený komunikačným rozhraním v podobe LCD displeja a klávesových tlačidiel pre zadávanie textu. Prístroj je ďalej vybavený komunikačným portom pre export a import dátových súborov s externým PC. Súčasťou príslušenstva je tiež ARES software (vyvinutý výrobcom) umožňujúci stiahnutie a export nameraných dát do interpretačných programov (RES2DINV / RES3DINV, Surfer a ďalšie).

Súčasťou systému je ďalej voliteľný počet multi-káblových sekcií. Jedna sekcia sa skladá z 8 elektrod, ktoré sú zapojené mnohožilovým (tzv. aktívnym) káblom. Maximálna vzdialenosť medzi dvomi po sebe idúcimi elektrodami je 5 metrov. Maximálny počet naraz zapojených elektrod je technicky limitovaný na 200 kusov, k prístroju je teda možné pripojiť v jeden okamžik maximálne 25 sekcií. Maximálna dĺžka rozťahnutia je 995 m za predpokladu, že prvá elektroda je situovaná na metrži nula meraného profilu.

Profil môže byť samozrejme aj dlhší (až 10 km), naraz môžeme merať len s 200 elektrodami. Väčšiu dĺžku profilu dosiahneme tým, že budeme postupne prekladať jednotlivé sekcie pozdĺž profilu, tento proces sa označuje ako rolovanie.

Hĺbkový dosah je závislý (okrem zvoleného usporiadania elektrod) na dĺžke maximálneho rozťahnutia, alebo maximálnej vzdialenosti medzi prúdovými elektrodami (A, B) – napr. pri metóde Wenner-Schlumberger dosiahneme pri rozťahnutí 395 m (10 sekcií, 80 elektrod pri rozstupe 5 m) hĺbkový dosah cca 1/5 maximálneho rozťahnutia, teda cca 79 – 80 m.

Rozlíšenie výsledného modelu je závislé opäť na dvoch hlavných faktoroch – prvým je zvolené usporiadanie elektrod (napr. Wenner alfa, Wenner-Schlumberger, Dipole-Dipole ai.) a druhým je vzájomná vzdialenosť dvoch susediacich elektrod. Čím menšie je rozostúpenie, tým hustejšie je merané bodové pole a tým je aj vyššie rozlíšenie (meranie a výsledný model je teda podrobnejší). Ostatné technické parametre a ďalšie vybrané vlastnosti systému ARES sú uvedené v (Tab. 3 a Tab. 4) (GF INSTRUMENTS, 1996).

Tab. 3- Technické parametre aparatúry ARES (GF INSTRUMENTS, 1996)

Vysielač (Transmitter):

Výkon	do 850 W
Prúd	do 5,0 A
Prúdové rozlíšenie	24 bitov
Napätie	2000 Vp-p (aktuálne napätie vysielača sleduje optimálnu úroveň meraného potenciálu)
Ochrana	plne elektronická

Prijímač (Receiver):

Rozsah napätia	± 5 Vp-p (± 10 Vp-p voliteľne)
Napät'ové rozlíšenie	24 bitov
Vstupná impedancia	20 M Ω
Filtrácia sieťového kmitočtu	50 alebo 60 Hz prepínateľný zárezový filter

Tab. 4 - Ďalšie vybrané parametre systému ARES (GF INSTRUMENTS, 1996)

Meracie metódy	2D / 3D multi-elektrodová odporová a IP tomografia VES - vertikálne elektrické sondovanie (merný odpor a IP) OP - odporové a IP profilovanie SP - spontánna polarizácia
Podporované usporiadania	Wenner alfa / beta / gama, Wenner-Schlumberger, Dipole-Dipole, Pole-Dipole, reverzní Pole-Dipole, Pole-Pole, MGM (metóda stredového gradientu), ekvatoriálny Dipole-Dipole, prežarovanie medzi vrtmi a medzi vrtom a povrchom, užívateľsky definované usporiadanie
Meracie vlastnosti	adaptívny riadiaci systém, automatická voľba rozsahu a kalibrácie, automatická voľba počtu cyklov a kontrola meraných hodnôt, jednoduché prerušenie merania, možnosť predĺženia profilu s pomocou rolovania káblových sekcií
IP - indukovaná polarizácia	až 10 nastaviteľných IP okien - každé max. 30s, s krokom 20 / 16,66 ms
Puls	0,3 s - 30 s, krok 0,1 s
Kompenzácie SP	odstránenie konštantného a lineárne sa meniaci
Stacking (priemer z viacerých meraní)	- manuálne alebo automatické (adaptívne nastavenie úrovne) - nastaviteľný optimálny meraný potenciál a maximálna prípustná chyba merania
Počet elektrod	max. 200 V jednom meranom usporiadaní
Dĺžka profilu pre ME kábel	max. 10 km

Riadiaca jednotka:

Pamäť	16 Mbit, až 100 súborov, 70 000 bodov
PC rozhranie	RS232 a USB
Rozmery a hmotnosť	15 x 21 x 40 cm a 5,9 kg
Pracovné podmienky	-10°C až +66°C, vodotesný

6.1.3. Spôsob merania

Keďže väčšina monitorovacích metód umožňuje sledovanie len jedného určitého faktora, najlepšie výsledky pri štúdiu svahových deformácií môžeme dosiahnuť integrovaným výskumom a uplatnením viacerých metód súčasne. Preto bol na lokalite Čeřeniřtř aplikovaný multidisciplinárny výskum, ktorý sme si rozdelili na (dve) fázy:

1. Fáza: Meranie ERT

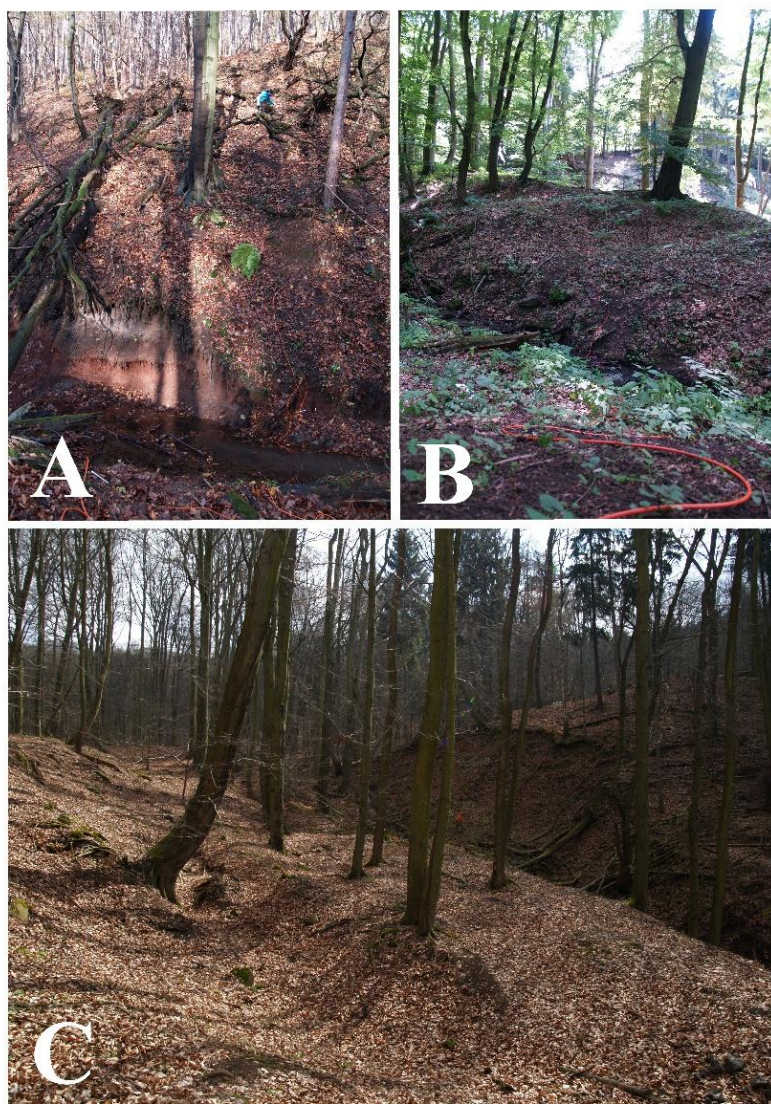
V ktorej prebiehalo testovanie rôzneho usporiadania elektród (Wenner alfa, Wenner beta, Wenner gama, Wenner-Schlumberger, Dipole-Dipole) a intervalu merania (mesačný, denný, „hodinový“). Táto fáza bola hlavnou časťou mojej diplomovej práce.

2. Fáza: Všeobecné pozorovanie

- a. V druhej fáze bolo potrebné osadiť meteorologickú stanicu na zaznamenávanie zrážok, teploty vzduchu, teploty pôdy a atmosférického tlaku. Inštalácia stanice prebehla dňa 8. 11. 2013 a od tej doby prebieha kontinuálne meranie z automatickým odosielaním dát každých 10 min.
- b. Vybuďovala sa sieť desiatych geodetických bodov, pre sledovanie potenciálneho pohybu. Z toho 6 bodov bolo nainštalovaných priamo v aktívnej časti zosuvu a 4 meracie body boli umiestnené v stabilnej oblasti. Celá monitorovacia sieť je situovaná na TL-ERT profile.
- c. 3D dilatometrické meranie, určené na sledovanie pohybu blokov (posúvanie, preklápanie, zaklesávanie blokov) situované v hornej časti zosuvného telesa realizované od roku 1997.
- d. Tenziometrické meranie (saturácia) v akumuláčnej časti zosuvu. Ide o meranie pórových tlakov, kedy môžeme tieto hodnoty previesť pomocou kalibračných kriviek na vlhkosť.

Vlastné terénne geofyzikálne meranie bolo uskutočňované na profile, ktorý bol osadený stálymi nerezovými elektródami, aby sa vylúčilo manipulovanie s elektródami, čo by mohlo ovplyvniť namerané hodnoty. Elektródy boli rozmiestnené v pravidelnom rozostupe 3 m, na základe zhodnotenia predchádzajúcich požiadavkou na rozlíšenie a hĺbkový dosah. Pre samostatné meranie bol zvolený systém ARES, ktorý už bol v predchádzajúcej kapitole 6.1.2. bližšie popísaný.

Na zosuvnom území Čeřeniště bol teda realizovaný profil o celkovej dĺžke 189 m, s rozstupom elektród 3 m. Dokopy sa jednalo o 8 multi-elektrodových káblových sekcií s 64 elektródami. Jednalo sa o veľmi komplikovaný profil s veľkými prevýšením ako môžeme vidieť na obrázku (Obr. 21).



Obr. 21 - Fotografie lokality Čeřeniště (3x FOTO AUTOR) A) potok Rytina ktorý tvorí ohraničenie zosuvu, profil následne pokračuje do svahu ; B) časť ERT profilu priamo v telese zosuvu; C) juhovýchodné obmedzenie svahovej deformácie bezmenným prítokom Rytiny

Pred samotným meraním, sa popripájajú multi-elektrodové sekcie k trvalo uzemneným (pribitým) elektrodám. Do meracieho prístroju sa zadajú všetky potrebné informácie, ktoré prístroj potrebuje k meraniu – napr. dĺžka profilu, rozostup elektrod, zvolené usporiadanie a ďalšie parametri. Prístroj automaticky vypočíta počet potrebných elektrod a zistí, či sú k prístroju pripojené všetky. Následne vykoná diagnostiku, behom ktorej otestuje kvalitu uzemnenia všetkých elektrod. Pokiaľ je nejaká hodnota prechodového odporu elektrody výrazne odlišná od priemernej hodnoty (napr. výrazne vysoko odporová), môže to znamenať, že daná elektroda nie je správne uzemnená. V takomto prípade je potrebné uzemnenie opraviť. Po danej diagnostike prístroj pristúpi k samotnému meraniu, do tohto procesu nie je potrebné zasahovať, o všetko sa stará automatický systém.

Samotná dĺžka merania je závislá od viacerých faktorov. Predovšetkým je meranie závislé na celkovej dĺžke profilu, počte elektrod a z toho vyplývajúci počet meraných bodov. S celkovou dĺžkou tiež súvisí požadovaný hĺbkový dosah a teda aj čas, počas ktorého sa signál šíri cez horninové prostredie. Ďalšiu rolu to zohráva aj charakter merného substrátu. Pretože je merný odpor obrátenou hodnotou mernej vodivosti, môžeme predpokladať, že sa bude inak šíriť a chovať elektrické pole vo vodivom substráte a v substráte, ktorý je naopak vodivý málo (TÁBORŤÍK, 2012).

6.1.4. Spracovanie dát

Prvotnou procedúrou pri spracovávaní dát je základný export dát z prístroja ARES a následné naimportovanie do počítača. Prístroj komunikuje prostredníctvom rozhrania RS232 – USB a programu, ktorý dokáže prekonvertovať merané dáta do formátu kompatibilného s programom RES2DINV, poprípade RES3DINV, v ktorom prebiehalo samotné spracovanie. Tento program je asi najrozšírenejším programom pre spracovanie odporových (Geotomo Software) (GF INSTRUMENTS, 1996).

6.1.5. Štatistické spracovanie

Pre (štatistickú) interpretáciu takého rozsiahleho objemu dát bolo potrebné vykonať množstvo operácií. Ako základný štatistický nástroj pre porovnanie dvoch hodnôt rovnakej veličiny bol zavedený kvocient q , ktorý udáva pomer týchto hodnôt. Táto veličina je udávaná v relatívnych jednotkách [rel. j.]. K zavedeniu kvocientu, ako základného porovnávacieho

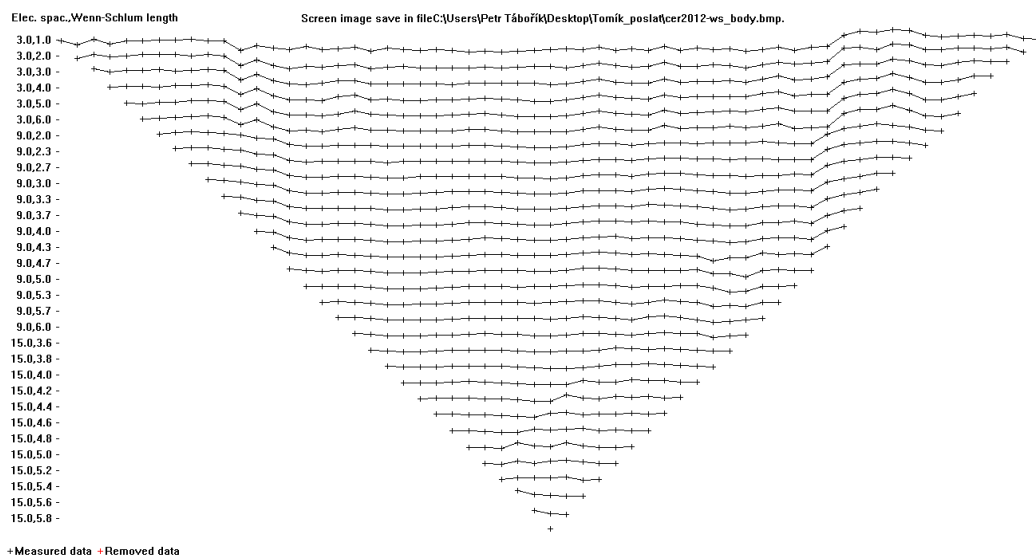
nástroja, bolo prístupné z dôvodu, že prostý rozdiel dvoch zmeraných hodnôt dostatočne nevyjadruje váhu tejto zmeny v čase. Najmä pri meraní rozdielných rádov hodnôt – napr. zmena v ráde desiatín $\Omega.m$ má úplne inú váhu pri meraní nízkych hodnôt merného odporu (jednotky $\Omega.m$ v íloch), na rozdiel od merania vysokých hodnôt (tisíciky $\Omega.m$ v nesúdržnej heterogénnej suti). Pre výpočet kvocientu bola použitá vždy meraná hodnota na danom bode delená aritmetickým priemerom všetkých hodnôt daného bodu, ktorý bol považovaný za referenčný profil. Tento postup bol aplikovaný na celý súbor hodnotených dát, pričom hodnoty kvocientu $q < 1$ odpovedajú nižším odporom vo vzťahu k priemeru, hodnoty $q > 1$ naopak odporom vyšším. Týmto spôsobom bolo možné zhodnotiť zmeny v rámci jednotlivých meraní vo vzťahu k dlhodobému priemeru a zistiť tak zmeny vodivosti jednotlivých častí meraného profilu v čase. Základnou hypotézou, s ktorou sme pracovali, bol vzájomný vzťah medzi vlhkosťou meraného prostredia a jeho vodivosťou. Vzhľadom k tomu, že medzi mernou vodivosťou (σ_a) a merným odporom (ρ_a) existuje nepriama úmera (rovnica 6.1), môžeme prípadné zmeny vo vlhkosti postihnúť zmenami v zdanlivom mernom odpore.

$$\rho_a = \frac{1}{\sigma_a} \quad (6.1)$$

Popisovanú vlhkosť prostredia môžeme charakterizovať ako kombináciu viacerých faktorov: 1) pôdna vlhkosť; 2) infiltrácia zrážkovej vody; 3) vplyvy podzemných vôd (kapilárna voda, stála hladina podzemnej vody ai.). Zmeny vo vlhkosti prostredia (saturácii vodou) sú pritom zásadné pre hodnotenie potenciálnej aktivity svahových deformácií a teda aj pre hodnotenie prípadného rizika.

Všetky dáta sa museli najskôr podrobiť kontrole. Tá spočívala vo vyhľadaní chybné zmeraných hodnôt, resp. hodnôt, ktoré neboli prístrojom vôbec zmerané (výrobca prístroja neuvádza, možnú príčinu tejto chyby) a extrémnych hodnôt (spôsobených napr. horším kontaktom elektródy a meraného prostredia). Za extrémne boli považované tie hodnoty, ktoré sa v rámci priemeru na danom bode, či v rámci trendu líšili o viac ako jeden rád. Opravení chybných hodnôt prebiehalo nahradením priemernou hodnotou bodu vynásobenou kvocientom daného bodu. Keďže bolo meranie TL-ERT vykonávané usporiadaním Wenner-Schlumberger, počet výsledných bodov pri celkovej dĺžke profilu 189 m a rozostupe elektród 3 m, vychádzal na 961 bodov. Súbor takéhoto rozsahu by sa nedal jednoducho

interpretovať, preto som pre túto prácu zvolil rozdelenie na jednotlivé stupne – etáže. Z 31 vrstiev (Obr. 22) som dátový súbor zjednodušil na 9 etáží, spojením jednotlivých vrstiev do širších skupín (Tab. 5). Každá etáž zodpovedá určitému hĺbkovému dosahu, ktorý je vypočítaný podľa typu rozloženia elektród (Wenner-Schlumberger 1/5*AB) a maximálneho rozťahnutia prúdových elektród A, B (LOKE, 1996).



Obr. 22 - Rozloženie meraných bodov

Tab. 5 - Členenie etáží s hĺbkovým dosahom a absolútnou chybou

označenie	počet bodov	hĺbková úroveň [m]	chyba etáží [Ω.m]
Etáž 1	120	1,8 – 3	0,37
Etáž 2	112	4,2 - 5,4	0,33
Etáž 3	104	6,6 - 7,8	0,17
Etáž 4	96	9 - 10,2	0,30
Etáž 5	88	11,4 - 12,6	0,22
Etáž 6	80	13,8 - 15	1,56
Etáž 7	138	16,2 - 19,8	0,31
Etáž 8	107	21 - 24,6	0,58
Etáž 9	116	25,8 - 37,8	0,94

Pre každý súbor merania (opakovaný profil) a jednotlivú etáž súboru, bol vypočítaný medián kvocientu. Medián je stredná hodnota, ktorá rozdeľuje postupnosť podľa veľkosti zoradených výsledkov na dve rovnako veľké polovice. Po výpočte hodnôt mediánov sme následne mohli pristúpiť k jeho vyneseniu do grafov. Pre každý interval opakovaní merania

(mesačný, denný, „hodinový“) boli vytvorené tri typy grafov. V prvom type grafov sú súbežne vynesené závislosti hodnôt kvocientu vybraných etáží na čase. Pre grafické znázornenie boli vybrané iba tie etáže, ktoré ukazujú určitý trend. Ďalšie typy grafov prezentujú priebeh kvocientu v čase (v závislosti od daného intervalu) pre jednotlivé etáže. Na poslednom type grafov, je zobrazený priebeh zmeny kvocientu do hĺbky, samostatne pre každé opakované meranie. Pre ďalšie grafické zobrazenie bol použitý softvér Surfer pomocou ktorého bola vytvorená mapa izolínií spočítaných kvocientov. V programe bol na tieto dáta aplikovaný Gaussov filter, ktorého impulzná odozva je Gaussovou funkciou (alebo priblížením k nej). Parametre filtru boli nastavené nasledovne: veľkosť okna 3x3, úroveň zahľadania č. 5).

Výpočet chyby merania

Každé meranie môže byť zaťažené určitou chybou, či už náhodnou, alebo systematickou. Môže sa jednať o chybu merania prístroja, viac alebo menej kvalitne uzemnenú elektródu alebo jej posunutie atď.. Túto chybu bolo treba vyjadriť, k tomu bol využitý vzorec pre výpočet relatívnej strednej kvadratickej chyby merania. Relatívne hodnotenie tejto chyby bolo zvolené kvôli veľkým rozdielom merných odporov v okrajových častiach profilu, ktoré viedli cez akumulácie zosuvných blokov. Toto prostredie vykazuje značnú heterogenitu a prejavuje sa veľmi vysokými odpormi (rádovo vyššie stovky až tisícky $\Omega.m$) a prípadné zmeny sú tiež až o niekoľko rádov vyššie než zmeny v strednej nízko odporovej časti profilu. Táto chyba bola počítaná pre dva po sebe idúce súbory nameraných odporových hodnôt, jedná sa o merania, ktoré boli realizované 26. 6. 2014 o 3:10 a 4:40 hod. Hodnota výslednej strednej kvadratickej chyby vyšla 2 %. Aby som teda mohol zo štatistického hľadiska deklarovat', že namerané odchýlky sú spôsobené hydrodynamickými prípadne inými prírodnými činiteľmi, musela by byť odchýlka väčšia ako 2 %.

$$\pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{2(\rho_{1i} - \rho_{2i})}{\rho_{1i} + \rho_{2i}} \right)^2}{2n}} * 100 \quad [\%] \quad (6.2)$$

Ďalším štatisticky významným parametrom, bol výpočet absolútnej chyby pre jednotlivú hĺbkovú úroveň (etáž), opäť v rámci merania z 26. 6. 2014 (3:10 a 4:40 hod). Pre

tento výpočet nám posloužil nasledujúci vzorec, výsledky týchto výpočtov sú uvedené v (Tab. 5).

$$\pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\rho_{1i} - \rho_{2i})^2}{2n}} [\Omega \cdot m] \quad (6.3)$$

Zrážkomerná stanica

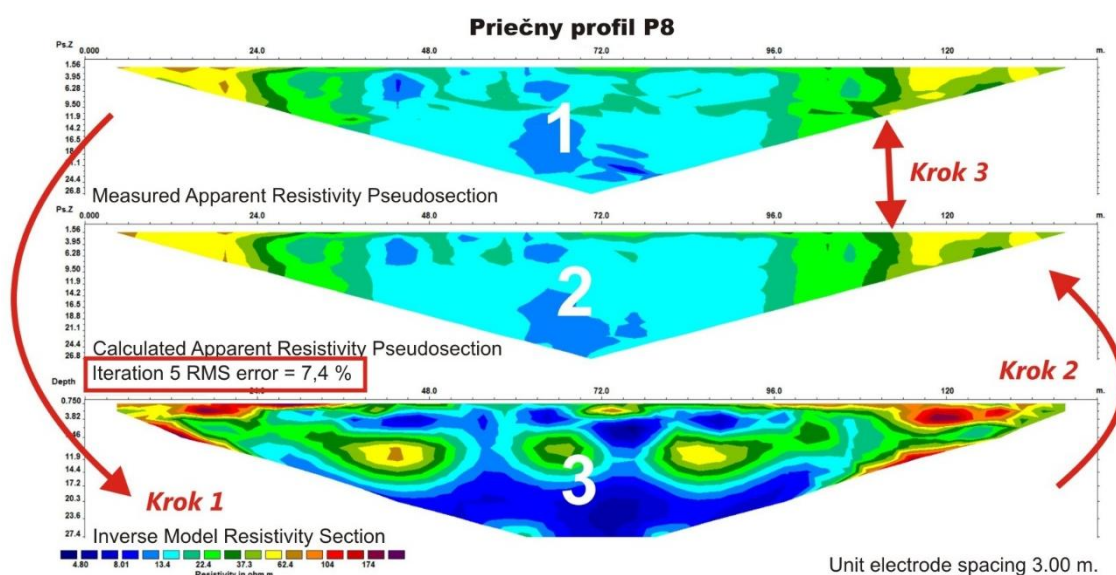
Na zosuvnom území bola dňa 8. 11. 2013 inštalovaná meteorologická stanica, z automatickým zberom a odosielaním dát. Zapisovanie nameraných údajov sa vykonáva každých desať minút. Automatický chod tejto stanice je zabezpečený akumulátorom a solárnym panelom. Stanica zaznamenáva zrážky, teplotu vzduchu (2m), teplotu pôdy (10 cm; 50 cm), vlhkosť vzduchu a tlak vzduchu. Zo všetkých meraných údajov sme sa zamerali len na hodnoty zrážok, lebo ako jediné mali vypovedajúcu hodnotu pre typ nášho prieskumu. Teplota vzduchu a pôdy, vlhkosť vzduchu a tlak vzduchu, ovplyvňujú len veľmi malú prívrchovú zónu. Použitie usporiadanie elektród, hlavne ich vzájomná vzdialenosť (3 m) však neposkytuje také rozlíšenie, aby sme boli schopní tieto prípadné zmeny zaznamenať.

Pre jednotlivé dátové sety (intervaly merania) zrážok boli vytvorené grafy úhrnej zrážkovej činnosti. V rámci hodnotenia jednotlivých časových intervalov boli pre väčšiu prehľadnosť grafických výstupov uskutočnené sumácie, a to nasledovne: A) pre mesačný interval bolo zvolené sumovanie po dvoch týždňoch; B) denný interval sa sumoval s krokom troch hodín; C) a pre „hodinový“ interval bola zvolená sumácia po dvadsiatich minútach.

6.1.6. Softvér RES2DINV

Najbežnejšie používaným programom pre dvojrozmerné dáta je program RES2DINV, od malajskej firmy Geotomo Software (LOKE, 2011). Názov programu opisuje vlastnú podstatu: res = resistivity (merný odpor), 2D/3D = určuje typ dát, inv = inversion (inverzná úloha). Zmerané dáta sú uvádzané vo forme pseudosekcií. To znamená, že každej tejto sekcii, ktorá reprezentuje určitú časť zmeraného prostredia, je priradená hodnota merného odporu, ktorá je odvodená zo štyroch zmeraných bodov u 2D inverzie (s využitím metódy najmenších štvorcov). Tomografická inverzia je založená na tzv. obrátenej (inverznej) matematickej

úlohe. Z nameraných dát je vypočítaný model (inverzní odporový model – (3)), ktorý sa spätne počíta ako by sa jednalo o reálnu situáciu. Tento vypočítaný model (calculated model – (2)) je potom porovnávaný s priamo zmeranými dátami (1) a rozdiel medzi nimi je následne vyjadrený pri štandardnej inverzii ako tzv. RMS chyba (RMS = Root Mean Square, odmocnina priemeru štvorcov). Proces inverzie sa používa predovšetkým preto, že namerané hodnoty merného elektrického odporu (resistivity, ρ) sú zaťažené vplyvom nadložia, teda vrstiev alebo prostredia, ktorým sa elektrické pole šíri. S rozdielnou vodivosťou sa mení charakter šírenia elektrického poľa a ekvipotenciálnych plôch a zmerané hodnoty sú teda iba zdanlivé. Hovoríme teda o tzv. zdanlivom mernom elektrickom odpore (ρ_a). Tomografická inverzia a jej výsledný model by mal potom zohľadniť informácie o zmeranom odpore v nadložných vrstvách a previesť zdanlivý merný odpor na merný odpor, teda skutočný, resp. modelovaný. Grafické znázornenie inverzného procesu je znázornené na (Obr. 23) (LOKE & BARKER, 1996).



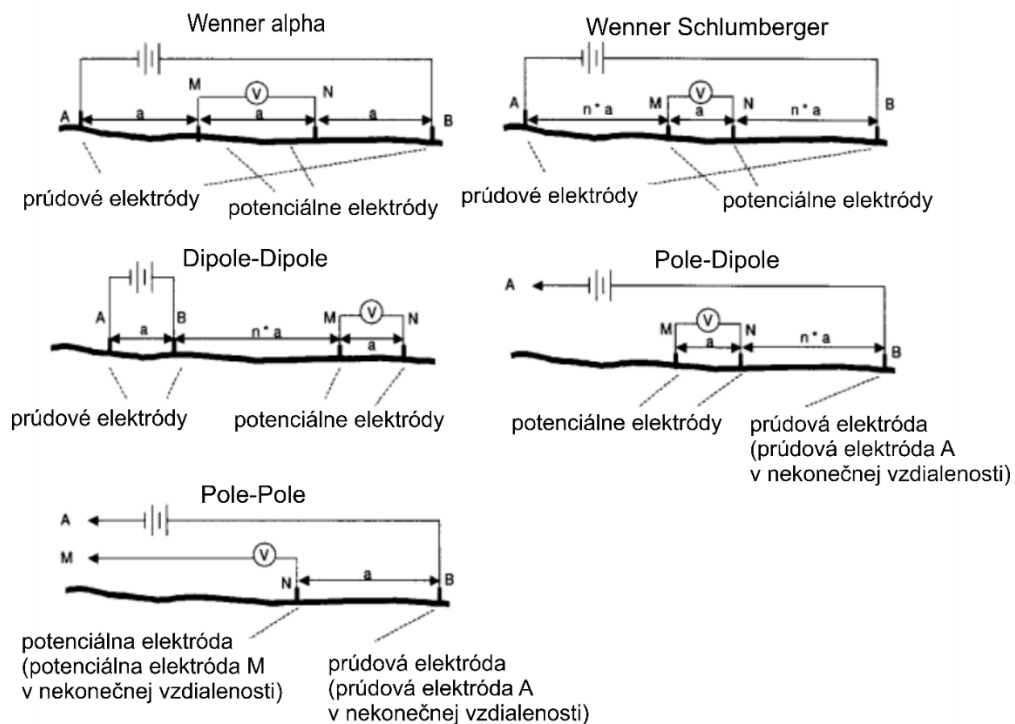
Obr. 23 - Spôsob výpočtu inverzného modelu (LOKE & BARKER, 1996)

Slabinou tohto, inak veľmi užitočného programu sú jeho grafické možnosti. Predovšetkým pri práci z výsledným modelom, kedy je priamy export grafiky obmedzený iba na rastrový obrázok (.bmp, .png), ktorý je navyše ešte priamo závislý na natívnom rozlíšení používaného monitoru. Program je našťastie vybavený exportom dát do formátu tzv. XYZ, prípadne sa dáta dajú exportovať do programu Surfer (Golden Software), kde sa dá model po grafickej stránke oveľa lepšie upravovať a vizualizovať. Nevýhodou tohto riešenia sú dodatočné náklady na licenciu pre program Surfer (TÁBOŘÍK, 2012).

6.2. Terénne meranie

6.2.1. Testovanie usporiadania elektród

Pri geoelektrických odporových metódach je možné zvoliť si rôzne možnosti usporiadania elektród (Obr. 24). Usporiadanie sa volí podľa toho, aké štruktúry chceme v danom území skúmať, aká je citlivosť rezistivimetra, aká je sila signálu a pod. (HACK, 2000). Po prehodnotení všetkých dostupných informácií o daných lokalitách sme sa pre riešenie diplomovej práce rozhodli pre tri najčastejšie metódy usporiadania (Wenner alfa, Wenner-Schlumberger a Dipole-Dipole), ktoré sme sa rozhodli otestovať v rámci geoelektrického monitoringu svahovej deformácie Čeranišťa, a to hlavne pre ich univerzálnosť použitia a dostatok referencií v domácej aj zahraničnej literatúre a odborných publikáciách (CANDANSAYAR, 2008; SZALAI & SZARKA, 2008; SZALAI et al., 2009; SCHROTT & SASS, 2008). V júni 2014 sa podarilo v rámci jedného dňa zmerať vedľa troch vyššie spomínaných konfigurácií elektród, tiež menej časté usporiadania typu Wenner beta a Wenner gama.



Obr. 24 - Možnosti usporiadania elektród (upravené podľa HACK, 2000)

Wenner alfa (Wa)

Usporiadanie elektród Wenner alfa má dobrú rozlišovaciu schopnosť vo vertikálnom smere, teda dobre znázorňuje horizontálne štruktúry. Ďalšou výhodou je jeho malá citlivosť voči zvýšenému pripovrchovému odporu. Jeho nevýhodou však je relatívne malé celkové rozlíšenie a malý hĺbkový dosah. Túto metódu je možné uplatniť hlavne pri prieskume horizontálne usmernených štruktúr (fluviálne, proluviálne sedimenty), alebo prieskume lokalít s extrémnym pripovrchovým odporom (veľmi suché sedimenty – piesky, blokové polia).

Wenner-Schlumberger (W-S)

Usporiadanie typu Wenner-Schlumberger (často sa označuje len ako Schlumberger), predstavuje akýsi kompromis a je využívaný najčastejšie aj napriek jeho vyššej citlivosti na pripovrchový odpor. Jeho nespornou výhodou však je, že daná metóda dokáže zobrazovať horizontálne aj vertikálne štruktúry. Takisto z hľadiska rozlíšenia a hĺbkového dosahu má často lepšie výsledky ako Wenner. Časová náročnosť merania je zase menšia ako u metódy Dipole-Dipole (TÁBORÍK & PÁNEK, 2010).

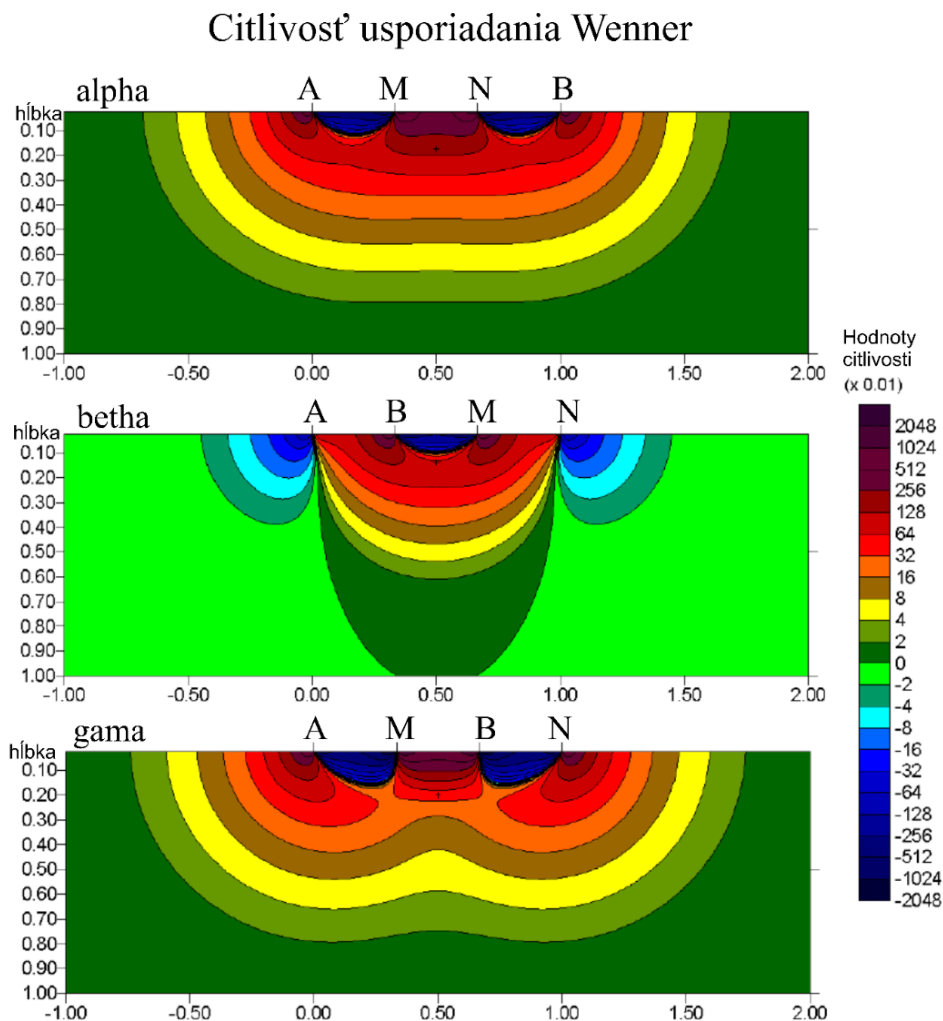
Wenner beta (Wb) a Wenner gama (Wg)

Nasledujú dve obmeny základného usporiadanie Wenner alfa. Usporiadanie Wenner beta je v skutočnosti zvláštny prípad usporiadania Dipole-Dipole, pri ktorom sú však rozostupy medzi elektródami rovnaké. Usporiadanie Wenner gama je pomerne nezvyčajné usporiadanie, kde sa striedajú prúdové s potenciálovými elektródami. Na obrázku (Obr. 25) môžeme vidieť, že najhlbšie oblasti vykazujú najvyššiu citlivosť práve pod oboma vonkajšími elektródami (A a M, B a N), pod stredom poľa (LOKE, 2012).

Dipole-Dipole (D-D)

Pri usporiadaní typu Dipole-Dipole je rozlíšenie najvyššie a tak isto aj hĺbkový dosah (až desiatky metrov). Tento typ metódy je najvhodnejší pre detekciu vertikálnych štruktúr. Používa sa hlavne pre zachytenie štruktúr, ako sú zlomy alebo puklinové a jaskynné systémy. Výhoda tejto metódy je z hľadiska hĺbkového dosahu, má však obmedzené využitie

v oblastiach s extrémnym pripovrchovým odporom. Z časového hľadiska sa jedná o najnáročnejšiu z našich testovaných metód (TÁBOŘÍK & PÁNEK, 2010).



Obr. 25 - Citlivostné rezy jednotlivých sekcií pre usporiadanie Wenner. Konfigurácie usporiadaní alfa, beta a gama (LOKE, 2012)

6.2.2. Optimalizácia rozostupu elektród

V rámci hodnotenia usporiadania elektród pre TL-ERT (jeden z cieľov predkladanej diplomovej práce) bolo popri testovaní rôznych typov konfigurácií prístupné tiež k podrobnému meraniu s menším rozstupom ako doposiaľ používané 3 m. Za týmto účelom bol na línii stávajúceho profilu (189/3 m) realizovaný profil o celkovej dĺžke 111 m a rozostupe elektród 1 m. Profil bol vedený iba cez vlastnú akumuláciu sledovaného zosuvu (prúdový zosuv) a nepokračoval ďalej do svahov (ani na jednu stranu), a to z niekoľkých dôvodov:

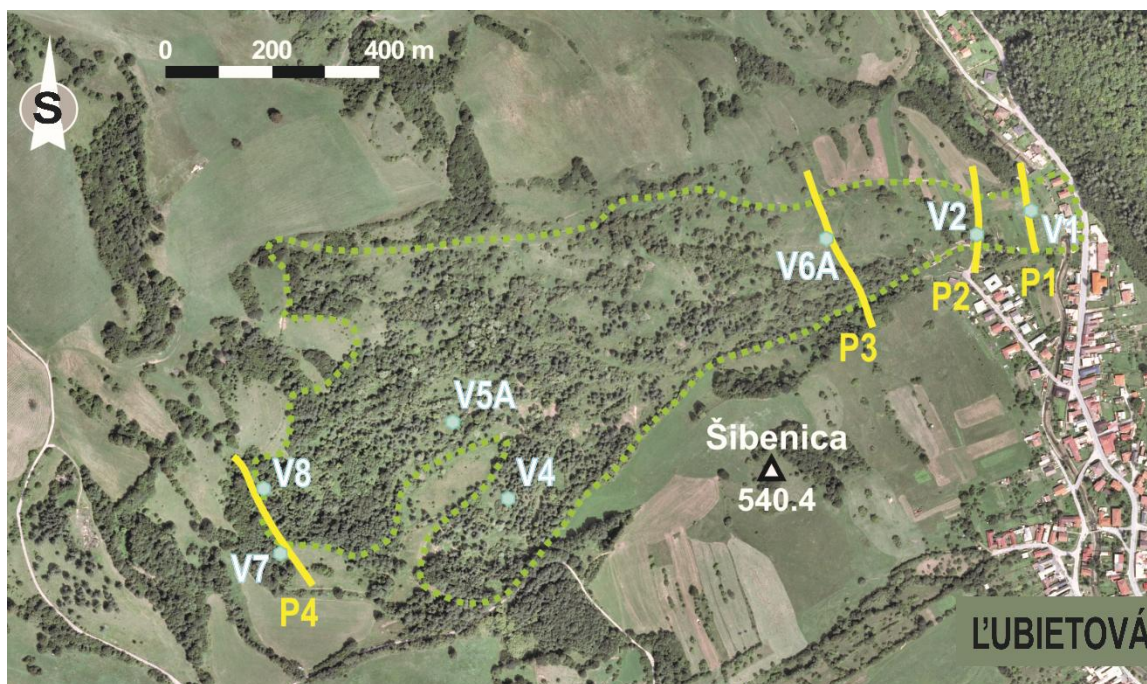
- a) Už pri celkovej dĺžke 111 m bolo nutné použiť 14 multi-elektrodových sekcií teda 112 elektrod. Celkovo sa jednalo o 2989 meraných bodov a bez mála 4 hodiny merania.
- b) Svahy priliehajúce k akumulácii vykazujú veľmi vysoké hodnoty merného odporu (až tisícky $\Omega.m$), zatiaľ čo samotné teleso akumulácie naopak veľmi nízke desiatky $\Omega.m$). Snahou teda bolo minimalizovať prípadné chyby merania vznikajúce vplyvom prílišnej heterogenity prostredia.
- c) Uvádzané svahy (vo skutočnosti zosuvné bloky) sú navyše výrazne ovplyvňované – vzhľadom ku svojmu sklonu a charakteru (blokovo-suťový charakter, rozvoľnenie) – aktuálnymi zrážkami. Tieto zmeny však nie sú pre hodnotenie sledovanej aktívnej deformácie - relevantné.

Pre merania bolo zvolené usporiadanie W-S, a to preto, že jednak rozlišuje ako horizontálne, tak aj vertikálne štruktúry, a ďalej sa jedná o gradientové usporiadanie s menšími rozstupmi meracích elektrod M, N. Má teda dobrú rozlišovaciu schopnosť v menších hĺbkach.

111/1 m, W-S, 14 multi-elektrodových sekcií, 112 elektrod, 2989 bodov, odpovedá metráži 42 – 153 m na opakovanom profile.

6.2.3. Dlhodobé nepravidelné meranie (Ľubietová)

Metóda ERT bola na zosuve v Ľubietovej aplikovaná za účelom získania informácií o podpovrchovej stavbe zosuvu, detekcie hĺbky šmykových plôch a určenia hrúbky svahových sedimentov. Rovnako bola metodika testovaná aj pre účely monitoringu zosuvných území. V rokoch 2008 až 2012 sa tu uskutočnilo meranie 8 priečnych a jedného pozdĺžneho profilu. Niektoré priečne profily boli zmerané opakovane v rôznych klimatických obdobiach roka práve pre účely spomínaného monitoringu. Profily P1, P2, P3 a P4, ktoré boli situované v blízkosti hydrogeologických vrtov slúžiacich pre monitoring hladiny podzemnej vody boli zmerané štyrikrát (apríl 2008, november 2009, apríl 2010, jún 2010) a profily P8 a P9 zmerané dvakrát (apríl 2010, júl 2011) (Obr. 26). Pri meraní bolo použité usporiadanie elektrod Wenner-Schlumberger, profil P4 bol v apríli 2010 zmeraný aj usporiadaním Wenner alfa a Dipole-Dipole (BELOV, 2012).



Obr. 26 - Mapa umiestnenia profilov na lokalite Čereňišť (upravené podľa PROKEŠOVÁ et al., 2013)

6.2.4. Mesačný interval

Terénne meranie mesačného intervalu začalo na zosuve Čereňišť v auguste 2013, okrem dvoch razy sme opakovane merali daný profil všetkými testovanými usporiadaniami elektród (Wa, W-S a D-D). Celé meranie v rámci diplomového projektu zahŕňalo 12 meraní, teda bol pokrytý celý ročný cyklus (Tab. 6).

Tab. 6 - Záznam meracieho denníku pre mesačný interval

č. merania	mesiac	dátum merania	konfigurácia	poznámka
1	8_2013	31.7.2013	Wa,W-S	D-D z čas. dôvodov nemerané
2	9_2013	28.9.2013	Wa,W-S, D-D	
3	10_2013	8.11.2013	Wa,W-S, D-D	
4	11_2013	22.11.2013	Wa,W-S, D-D	
5	12_2013	20.12.2013	Wa,W-S	D-D z čas. dôvodov nemerané
6	1_2014	20.1.2014	Wa,W-S, D-D	
7	2_2014	19.2.2014	Wa,W-S, D-D	
8	3_2014	26.3.2014	Wa,W-S, D-D	
9	4_2014	30.4.2014	Wa,W-S, D-D	
10	5_2014	23.5.2014	Wa,W-S, D-D	
11	6_2014	28.6.2014	Wa,W-S, D-D, Wb, Wg	D-D merané tiež 1.7.,
12	7_2014	24.7.2014	Wa W-S, D-D	

6.2.5. Denný interval

Meranie denného intervalu sa na Čečeništi uskutočnilo v dňoch 25. 6. – 1. 7. 2014, dohromady teda bolo zmeraných 7 časových hodnôt (Tab. 7). V rámci tohto týždňa sa vyskytli dve zrážkové anomálie, 25. 6. a 29. 6. 2014 (Obr. 38).

Tab. 7- Záznam meracieho denníku denného intervalu pre usporiadanie Wenner-Schlumberger

Wenner-Schlumberger

č. merania	dátum a čas merania	označenie merania	poznámka k meraniu
1	25.06.2014 12:10	cer24h-01	Zrážky
2	26.06.2014 7:35	cer24h-12	
3	27.06.2014 11:20	cer2706-ws	
4	28.06.2014 10:40	cer2806-ws	
5	29.06.2014 9:35	cer24-01	Zrážky
6	30.06.2014 5:15	cer24-14	
7	01.07.2014 7:50	cer0107-ws	<i>polojasno, bez zrážok</i>

6.2.6. „Hodinový“ interval

V rámci jedného dňa počas opakovaného denného merania sme uskutočnili tiež meranie „hodinového“ intervalu. V skutočnosti sa jednalo o meranie s časovým rozstupom jeden a pol hodiny, pretože zmeranie vytýčeného profilu (189 m, 8 sekcií, 3 m rozstup elektród, metódou Wenner-Schlumberger) trvalo v daných podmienkach dlhšie. Odhadovaný čas merania prístrojom bol (pri 961 bodov) 56 min. Skutočný čas sa však vždy predĺžil o 30 min (Tab. 8).

Tab. 8 - Záznam meracieho denníku pre „hodinový“ interval

Wenner Schlumberger

(25.6.2014 12:10 - 26.5.2014 16:35)

č. merania	dátum a čas merania	konfigurácia	poznámka k meraniu
1	25.06.2014 12:10	W-S	
2	25.06.2014 14:00	W-S	
3	25.06.2014 15:50	W-S	
4	25.06.2014 19:15	W-S	
5	25.06.2014 20:45	W-S	25.6.2014
6	25.06.2014 22:15	W-S	11:50 začiatok dažďa (drobné a vytrvalé)
7	25.06.2014 23:45	W-S	12:10 zosilnenie dažďu
8	26.06.2014 1:45	W-S	13:00 - 13:30 kulminácia zrážok
9	26.06.2014 3:10	W-S	14:10 ustávanie dažďa cca do 14:30
10	26.06.2014 4:40	W-S	20:40 drobná prehánka cca 10 min
11	26.06.2014 6:10	W-S	26.6.2014
12	26.06.2014 7:35	W-S	meranie úplne bez zrážok
13	26.06.2014 9:15	W-S	
14	26.06.2014 10:50	W-S	Meranie zachytáva zmenu v časovom úseku
15	26.06.2014 12:15	W-S	28,34hod = 1700,4 min
16	26.06.2014 13:40	W-S	1700 min/17 meraní = 1 meranie/100 min
17	26.06.2014 15:05	W-S	(1:40 hod)

6.2.7. Rozšírené meranie na stabilizovanom profile

Za účelom poznania širšieho kontextu študovanej časti svahovej deformácie Čerenište bolo v júni 2014 uskutočnené rozšírené meranie v mieste stáleho profilu. Jednalo sa o predĺženie stávajúceho usporiadania o dĺžke 189 m s rozstupom elektród 3 m (8 multi-elektrodových káblových sekcií, 64 elektród, 961 meraných bodov) a to na dvojnásobok dĺžky. Jednalo sa teda o profil o celkovej dĺžke 381 m a rozstupom 3 m (16 káblových sekcií, 128 elektród). Pôvodný profil (189/3 m) tak bol predĺžený o 4 káblové sekcie na každú stranu, samotné rozloženie opakovane meraného profilu tak zaujímalo druhú s tretou štvrtinou v rámci predĺženého profilu. Bolo zvolené usporiadanie W-S, a to hlavne z dôvodu dobrého rozlíšenia a citlivosti vo väčších hĺbkach a tiež pre citlivosti ako na horizontálne, tak aj vertikálne podpovrchové štruktúry.

6.3. Výsledky

6.3.1. Testovanie usporiadania elektród

Využitie ERT v geologickom výskume veľmi závisí na špecifických podmienkach študovaného prostredia a na požiadavkách samotného merania. Podľa účelu potom môžeme voliť vhodné usporiadanie, rozlišovaciu schopnosť, hĺbkový dosah apod. Problematikou vhodného usporiadania sa zaoberajú napr. ZHOU et al. (2002), CANDANSAYAR (2008), SZALAI & SZARKA (2008) alebo SZALAI et al. (2009). Aj napriek tomu je veľmi komplikované stanoviť také usporiadanie elektród, ktoré by bolo univerzálne a vhodné vo všetkých prípadoch, pretože veľmi závisí na špecifických podmienkach prostredia aj samotného výskumu (hydrogeologické a geologické podmienky, hĺbkový dosah, rozlíšenie, vhodnosť pre vertikálne/horizontálne štruktúry apod.). Najviac používanými usporiadaniami elektród sú Dipole-Dipole, Wenner alfa a Wenner-Schlumberger (napr. MILSOM, 2005; KNEISEL, 2006; SCHROTT & SASS, 2008; FAZZITO et al., 2009).

V rámci týždennej kampane, v priebehu ktorej boli uskutočnené denné a „24-hodinové“ opakované merania, bolo dňa 1. 7. 2014 tak isto prístupné k otestovaniu piatich konfigurácií elektród a to: D-D, W-S, Wa, Wenner beta (Wb) a Wenner gama (Wg). Cieľom tohto experimentálneho merania bolo porovnať možnosti zobrazenia podpovrchových štruktúr a tiež hĺbkového dosahu a hlavne vplyv konkrétnej konfigurácie elektród na merania a teda aj výsledný model (invertovaný pseudo-odporový rez).

Meranie vo všetkých konfiguráciách elektród prebehlo na fixnom profile, ktorý sme inak používali pre monitoring (TL-ERT), teda s dĺžkou 189 m, rozstupom elektród 3 m a 64 elektródami (961 meraných bodov). Meranie prebehlo v rámci jedného dňa hneď po sebe, tak aby boli v rámci možností zachované rovnaké hydrometeorologické podmienky merania. Výsledky merania boli následne rovnako upravené v rámci nástroja „RMS statistics“ v programe RES2DINV na maximálnu hodnotu RMS chyby jednotlivého bodu 50 [bezrozmerná j.] za účelom vyradení najhrubších chýb porovnaných modelov.

Z výsledkov merania je viditeľné, že usporiadanie elektród (array), teda vlastná geometria merania, má na meranie pomerne značný vplyv. V zásade môžeme výsledky zhrnúť v niekoľkých bodoch:

A) Hĺbkový dosah merania

Najväčší hĺbkový dosah má (aspoň) teoreticky konfigurácia D-D (~38 m). Otázkou samozrejme zostáva klesajúca citlivosť tejto metódy s narastajúcou hĺbkou a vplyv geoelektrického šumu, obzvlášť v takom vodivom a geometricky komplikovanom (vplyvom tvaru profilu) prostredia. Usporiadanie W-S má síce teoreticky o niečo menší dosah (~35 m), efektívne však dosahuje vo väčších hĺbkach lepšiu citlivosť, obzvlášť pri nízkych hodnotách meraných potenciálov a je tak robustnejšia vo vzťahu k šumu (sensu KAROUS, 1989). Bočné vykrytie meraného profilu je potom o niečo málo lepšie u usporiadania D-D.

Meranie konfiguráciami typu Wenner (teda s ekvidistantnou vzdialenosťou medzi prúdovými a meracími elektródami) potom vykazuje najmenší efektívny hĺbkový dosah, pričom najhoršieho výsledku (aspoň podľa invertovaného modelu) dosahujeme pri použití usporiadania Wb (~25 m), a to aj cez istú geometrickú podobnosť s konfiguráciou D-D. Takisto bočné vykrytie profilu je výrazne menšie ako u ostatných porovnávaných metód. Naopak najväčší hĺbkový dosah v rámci skupiny Wenner a tak isto najlepšieho bočného vykrytia dosahuje konfigurácia Wg (~29 m), ktorá má veľmi špecifickú geometriu so striedaním prúdových a meracích elektród (Obr. 27). Bežne používané usporiadania Wa (~27 m) potom predstavuje akýsi kompromis medzi obidvoma vyššie spomínanými konfiguráciami (Wb, Wg).

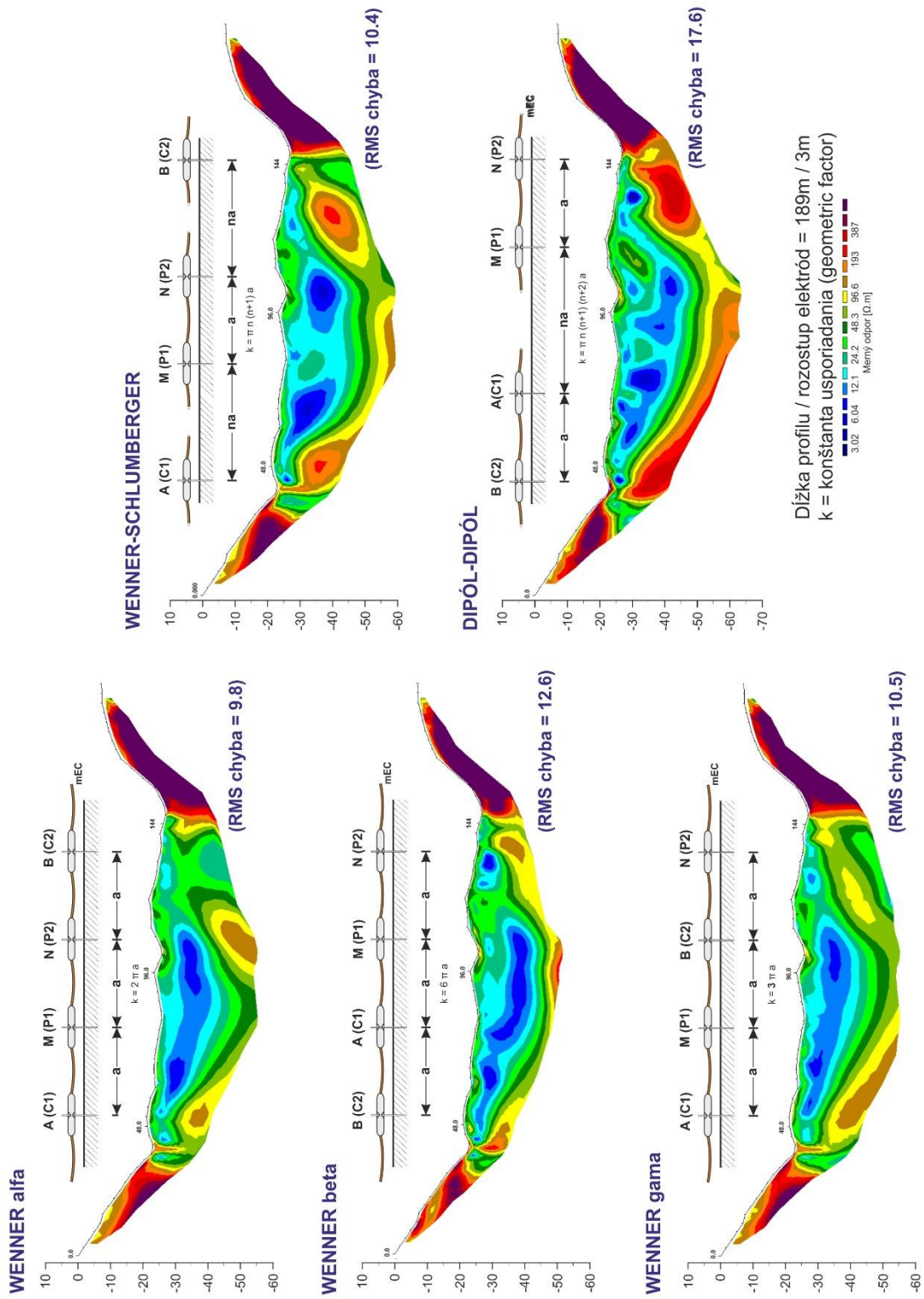
B) Podobnosť zobrazovaných štruktúr

Z výsledkov merania je ďalej viditeľné, že najčastejšie používané konfigurácie elektród W-S a Wa (sensu LOKE, 1997) poskytujú vcelku porovnateľné výsledky, a to vzhľadom k podobnému spôsobu merania (vlastnej konfigurácie). Zaujímavé je potom porovnanie usporiadania Wb a D-D, ktoré využívajú rovnako vzájomne podobný spôsob zapojenia prúdových a meracích elektród do samotného merania. Ich výsledky – resp. charakterystiky zobrazovaných tvarov (štruktúr) si asi najviac vzájomne odpovedajú. Odporový model invertovaný na základe meraní konfiguráciou Wg potom asi najlepšie korešponduje s usporiadaním W-S (vrátane lepšieho bočného pokrytia profilu) a to aj napriek veľmi odlišnému spôsobu samotného merania (konfigurácie elektród).

Pokiaľ by sme teda mali vyššie spomínané skutočnosti nejako zhrnúť, tak usporiadanie Wb sa javí asi ako najmenej vhodné, a to ako pre svoj malý hĺbkový dosah (a bočné vykrytie), tak aj pre podobnosť s usporiadaním D-D, ktoré samo o sebe nie je vzhľadom ku svojej geometrii a citlivosti hlavne na vertikálne štruktúry (sensu LOKE, 1997) príliš vhodné pre rozlišovanie horizontálnych štruktúr, akými sú napríklad povrchy podložných hornín či šmykové plochy zosuvov. Ďalším problémom sa zdá byť pokles rozlišovacej schopnosti s hĺbkou (značná citlivosť na geoelektrický šum, veľmi malé hodnoty meraných potenciálov). Obzvlášť vo veľmi vodivom prostredí, akým študovaná lokalita je, je tento pokles veľmi rapídny a odstup signál/šum len veľmi malý.

Aj cez výrazne menší počet meraných bodov sa zdá byť skutočne vhodnejšie použiť konfiguráciu Wa, ktorá má lepšie hĺbkové pokrytie (v porovnaní s Wb) a býva zaťažená výrazne nižšou chybou merania, respektíve menšou chybou výsledného modelu. Veľmi zaujímavé výsledky potom ponúka usporiadanie Wg, ktoré má dobré hĺbkové vykrytie a tiež zobrazované štruktúry môžeme ľahšie interpretovať, aspoň v porovnaní s W-S. A to aj cez pomerne špecifickú geometriu elektród zo striedaním prúdových a potenciálnych elektród.

Konfigurácia W-S potom preukázala svoju univerzálnosť, vďaka ktorej je zďaleka najvyužívanejšou konfiguráciou pri ERT meraní (sensu LOKE, 1997; sensu TÁBOŘÍK, 2012).



Obr. 27 - Porovnanie jednotlivých konfigurácií elektrod

6.3.2. Optimalizácia rozostupu elektród

Na topografickom profile ERT modeli (Obr. 28) sú pomerne dobré morfológicky zreteľne jednotlivé zosuvné prúdy (valy). Študovaný prúdový zosuv (distálna časť komplexní svahové deformácie Čeřeniště) sa skladá z celej rady jednotlivých dielčích prúdov (blokov bahenné a zemné prúdy s. s.), a ďalej z akumuláčnych a kompresných valov, ktoré sa v čase reaktivujú s rôznou periodicitou a intenzitou. Typické sú hlavne bočné valy vznikajúce pri zosúvaní, kedy stredná časť sa zosúva alebo tečie rýchlejšie (vplyvom vyššej saturácie) a pri okrajoch samotného zosuvného prúdu dochádza k väčšiemu treniu a spomaľovaniu pohybu hmôt (sensu DIKAU et al., 1996). Výsledkom sú potom bočné valy, pričom stredná časť zosuvného prúdu v danom mieste „odíde“ (slide) ďalej do predpolia. Stredná časť je tak často relatívne nižšia a plochšia než okraje zosuvu s popisovanými valmi. Rozhodne teda nejde o jeden prúd, respektíve zosuv prúdového tvaru.

Tiež samotný ERT odporový rez pomerne dobre rozlišuje telesá jednotlivých prúdov, ktoré prekrývajú („klžu po“) výrazne vodivejšom prostredí ($< 10 \Omega.m$) v ich podloží. Pravdepodobne sa jedná o íly a jemnozrné zvetraliny. V rámci dielčích prúdov sa potom nachádzajú aj väčšie bloky vulkanických hornín (tufitov), ktoré sa postupne rozpadajú. Tieto bloky a súť (až stovky $\Omega.m$) „plávajú“ na jemnozrnnejšom podložnom materiáli, čo je pre zosuvy pomerne typické. Jednotlivé valy (hrebene) môžu byť navyiac ďalej zvýraznené vodnou eróziou.

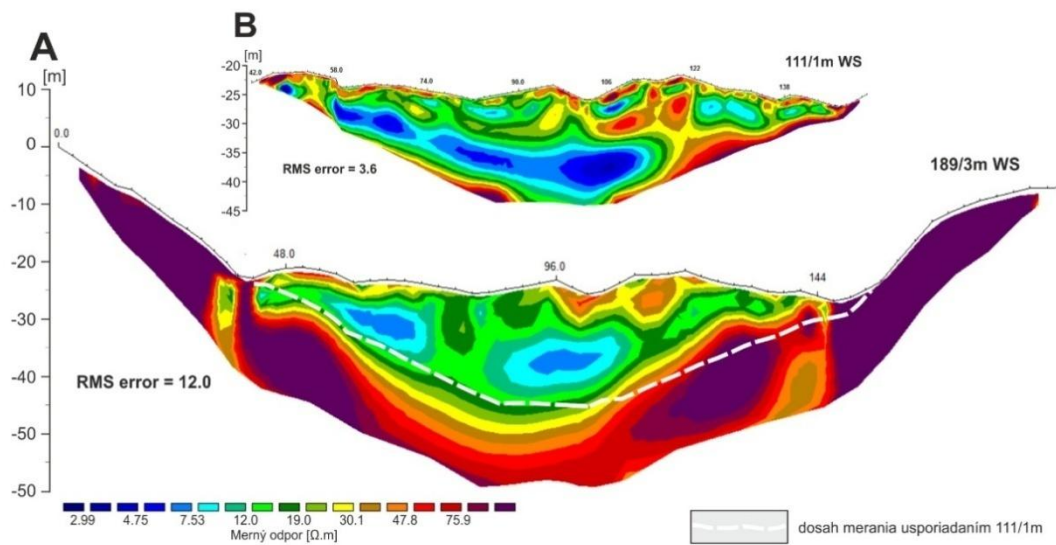
Podložie týchto hrebeňov tvorené veľmi pravdepodobne ílmi a jemnozrným materiálom vyzerá ako celok pomerne dosť homogénne. To môže byť spôsobené viac faktormi či ich kombináciami:

- 1) W-S je gradientové usporiadanie, teda s narastajúcou vzdialenosťou prúdových elektród sa tiež zväčšujú mocnosti meraných vrstiev (etáží) a rozlišovacia schopnosť tak do hĺbky klesá.
- 2) Jedná sa o pôvodné teleso zosuvu, pričom vrchné časti s valmi sú výsledkom ďalších reaktivácií a možné nasunutie ďalšieho materiálu (menej vodivého) z vyšších partií. Vedľajšia reaktivácia nemusí dosahovať takých hĺbok (resp. nepostihujú celú mocnosť akumulácie).

- 3) Väčšie bloky a sú prirodzene „pláva“ (pri svahových pohyboch) na jemnozrnnejšom materiáli v podloží a dochádza tak k prirodzenej separácii rôzne veľkých klastov.
- 4) Spodná časť zosuvu je pravdepodobne pod vplyvom vlastného hydrického režimu (vplyv hladiny podzemnej vody, infiltrácia a migrácia vody z vyšších partií zosuvov...).

Vyššie odpory pri spodných okrajoch profilov už s najväčšou pravdepodobnosťou predstavujú skalné podložie, ktoré je v rámci modelu hodnoteného profilu trochu prehnane extrapolované (a to ako priestorovo, tak aj v rámci rozsahu hodnôt merného odporu) V každom prípade môžeme tieto štruktúry vysledovať aj na hlbších meraniach 189/3 m a 381/3 m (viď. Obr. 50).

Z priameho porovnania meraní s rozstupom elektród 1 m a 3 m vyplýva, že 1 m usporiadanie poskytuje oveľa podrobnejší obraz študovanej akumulácie zosuvu, teda je výrazne detailnejší. Poskytuje vyššie rozlíšenie hlavne v prívrchových vrstvách.

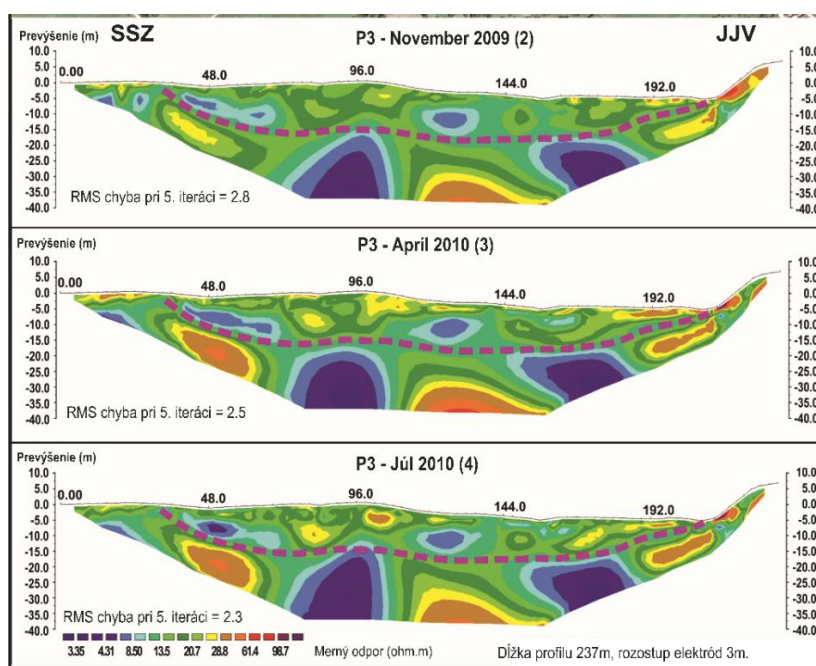


Obr. 28 - Porovnanie meraní z rôznymi rozstupmi elektród A) 189/3 m; B) 111/1 m;

6.3.3. Dlhodobé nepravidelné meranie (Ľubietová)

Na zosuve bolo vykonané opakované meranie, ktorého cieľom bolo porovnanie ERT meraní na vybraných profiloch z hľadiska zmeny v rozložení merného odporu v telese zosuvu v závislosti na hydrometeorologických dátach, dlhodobo sledovaných pomocou siete HG vrtov priamo v telese zosuvu a pomocou neďalekej zrážkomernej stanice (SHMÚ Hutná).

ERT bolo tiež testované za účelom stanovenia vhodnosti pre opakované merania na aktívnych zosuvoch (Obr. 29). Z šiestich opakovane meraných profilov P1 – P6 bola vytvorená jednoduchá štatistická analýza, pričom boli vzájomne porovnávané jednotlivé po sebe idúce merania. Priemerné a taktiež extrémne hodnoty merného odporu boli zhodnotené v súvislosti so zaznamenanými zrážkovými dátami. S porovnaním týchto súborov dát vyplýva, že krátkodobé hydrometeorologické podmienky ovplyvňujú ERT meranie oveľa výraznejšie než dlhodobý hydrogeologický režim študovaného územia. Najnižšie hodnoty merného odporu v rámci profilov P1 - P4 súvisia s najvyššími zaznamenanými krátkodobými (7 dní) kumulatívnymi zrážkami. K najväčším zmenám v hodnotách merného odporu dochádzalo behom sledovaného obdobia v priepovrchových vrstvách (okrem niekoľko izolovaných bodov s extrémnou zmenou merného odporu, ktoré môžeme považovať za chybu merania). Porovnanie dlhodobých zrážok (mesačné úhrny) a tiež stavov hladín podzemnej vody (monitorovaných v HG vrtoch) so zmenami v merných odporoch vykazovalo iba minimálnu závislosť. Z týchto výsledkov vyplýva, že aktuálne a krátkodobé hydrometeorologické podmienky ovplyvňujú meranie oveľa väčšou mierou než dlhodobé zrážky či dlhodobý stav podzemnej vody (sensu PROKEŠOVÁ et al., 2013). Navyše akumulácia zosuvu je z hydrogeologického hľadiska veľmi komplikovanou štruktúrou a jednotlivé časti zosuvu môžu mať vlastný nezávislý hydrický režim. Pre lepšie postihnutie zmien merného odporu v čase, poprípade vysledovanie tejto zmeny (trendov) v postupnom vývoji by bolo potrebné uskutočňovať merania oveľa častejšie (vid' kap. 6.3.4 až 6.3.6.).



Obr. 29 - Nepravidelné ERT meranie na lokalite Ľubietová (upravené podľa PROKEŠOVÁ et al., 2013)

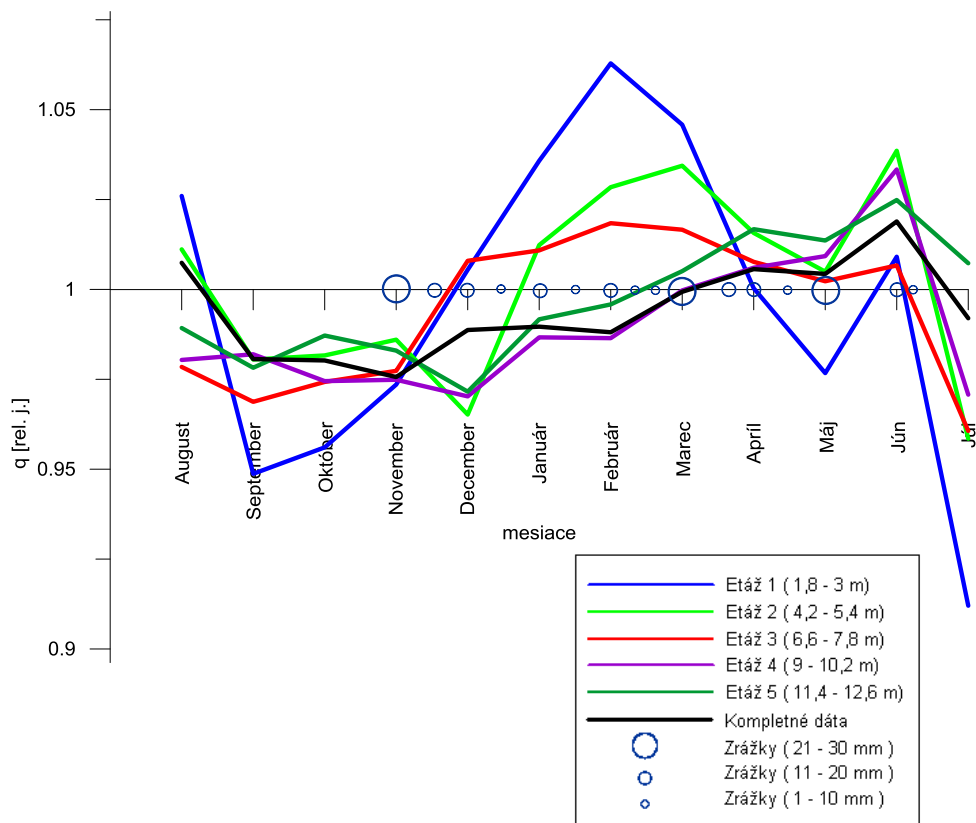
6.3.4. Mesačný interval

Interpretácia merania pre mesačný interval bola sťažená tým, že pre obdobie od Augusta do Októbra 2013 nie sú k dispozícii dáta zo zrážkomernej stanice (jej inštalácia prebehla až 8. 11. 2013). Najbližšia zrážkomerná stanica ČHMU je umiestnená v Doksanoch okres Litoměřice, ktoré ležia vo vzdialenosti 16,5 km od študovaného územia, navyiac už mimo samotného horského pásma Českého stredohoří. Lokálne klimatické podmienky sa tak môžu veľmi líšiť. Relevantnosť takýchto dát by tak bola veľmi diskutabilná. Navyiac nie sú tieto dáta voľne prístupné a bolo by nutné ich zakúpenie. Z týchto dôvodov neboli tieto dáta zakúpené a nemohli tak byť zahrnuté v tejto diplomovej práci.

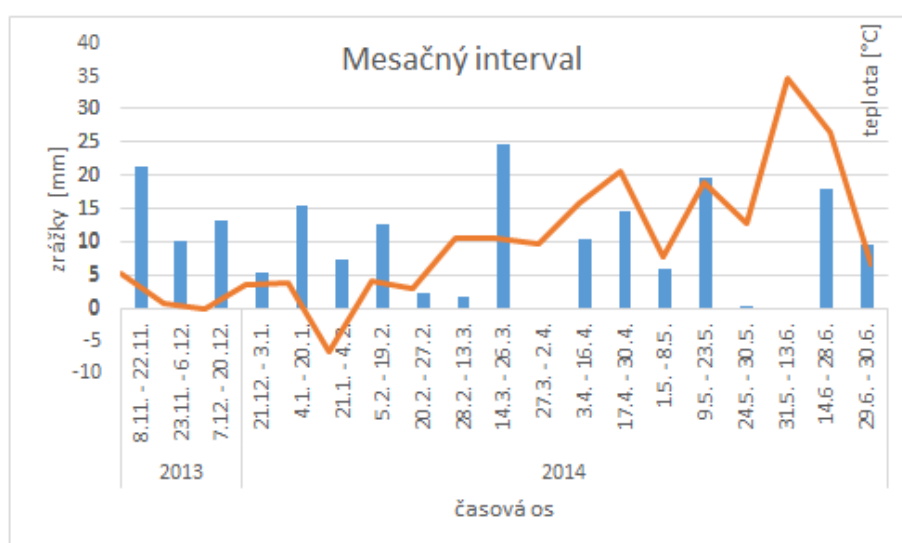
Na nasledujúcom grafe (Obr. 30) vidíme znázornenie vývoja hodnôt vypočítaných kvocientov vybraných etáží v čase. Na jednotlivých krivkách môžeme vypožorovať zmeny v hodnotách kvocientov, ktoré zobrazujú pokles ($q < 1$), alebo nárast ($q > 1$) hodnôt zdanlivého merného odporu (ρ_a). V rámci hodnoteného obdobia je možné vidieť určitý trend ktorý sa viac alebo menej opakuje na všetkých zobrazených krivkách, teda v rôznych hĺbkových etážach. Tento trend by sa dal charakterizovať poklesom hodnôt kvocientov od Augusta až do Decembra, ďalej postupným nárastom hodnôt v nasledujúcom období až do Marca. Potom nasleduje výrazný pokles hodnôt kvocientov s minimom v Máji a opäť prudký nárast v nasledujúcom mesiaci s kulmináciou na konci Júna. V tomto období bolo zaznamenané niekoľko privalových zrážok ktoré veľmi pravdepodobne zapríčinili výrazný pokles hodnôt kvocientov na konci hodnoteného obdobia. Najviac sa tomuto generálnemu trendu vymykajú hodnoty kvocientu prvej etáže (čiastočne tiež druhej etáže), čo je veľmi pravdepodobne zapríčinené tým, že pripovrchové vrstvy podložja najintenzívnejšie reagujú na náhle zmeny v saturácii vodou (najintenzívnejšie vsakovanie, najväčší vplyv výparu, malý, alebo žiadny vplyv podzemnej vody) a tak isto sú najviac náchylné k premrzaniu.

Vplyv nízkych teplôt a premrzanie (Obr. 31) najlepšie dokumentujú krivky kvocientov v prvých dvoch etážach (Obr. 32). Pre prvú etáž došlo v období Decembra až Februára k výraznému nárastu hodnôt zdanlivého merného odporu. Obdobne narástol merný odpor aj v druhej etáži avšak v období Január až Marec. Toto mesačné oneskorenie môže byť spôsobené postupným premrzaním do väčších hĺbok a naopak neskorším rozmrzaním hlbších partií. Možný vplyv premrzania môžeme vypožorovať až do etáže 3, ktorá odpovedá hĺbke (6,6 – 7,8 m). Tento vplyv z hĺbkou rapídne klesá. Nič menej efektívne pôda premrzá

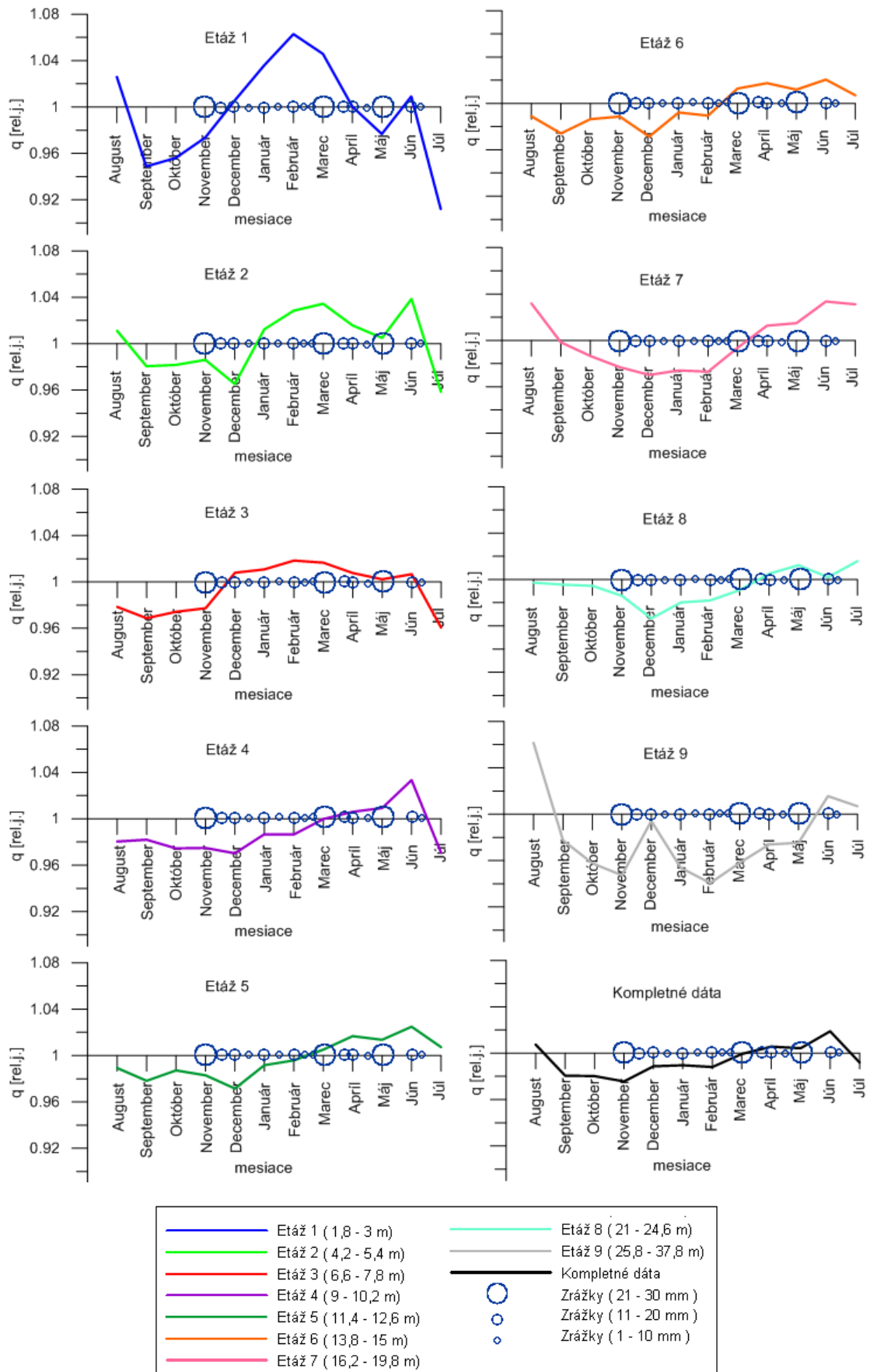
do hĺbky < 1 m takže vplyv premrzania do hlbších partií profilu je iba zdanliví. Meraný zdanliví odpor vo väčších hĺbkach je potom integrálnou hodnotou odpovedajúci celkovému mernému odporu vrstvy o mocnosti danej konkrétnou hĺbkou merania. Je teda otázkou či nie sú zvýšené merné odpory v etážach 2 a 3 spôsobené iba vplyvom premrzania prvej etáže.



Obr. 30 - Súbežné znázornenie časových zmien kvocientu vybraných etáží pre mesačný interval



Obr. 31 - Graf zrážok a teplôt pre mesačný interval

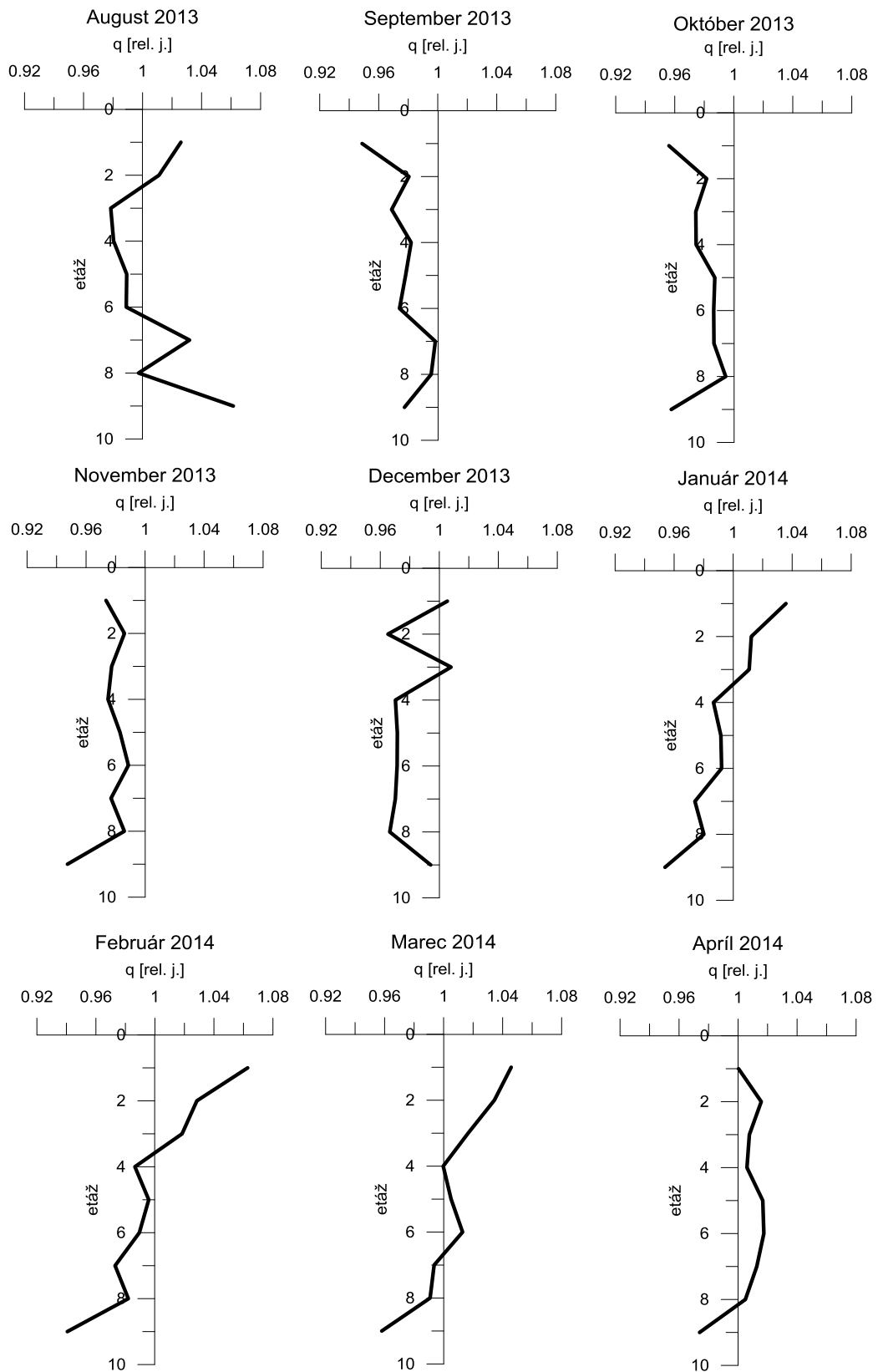


Obr. 32 - Grafy priebehu kvocientov v čase, mesačný interval

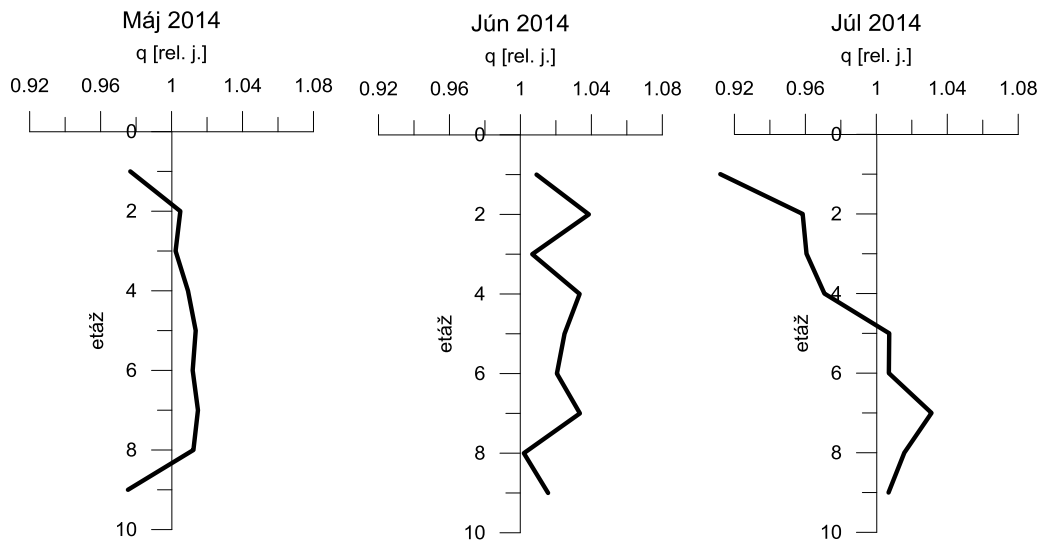
Poslednými grafmi pre mesačný interval sú vynesené merania celého ročného cyklu (Obr. 33 a Obr. 34). Tieto grafy predstavujú priebeh zmien kvocientu jednotlivých etáží v rámci mesačného intervalu merania a zároveň priebeh zmien kvocientu s hĺbkou v rámci jedného mesiaca. Zmena zdanlivého merného odporu s hĺbkou v rámci ročného cyklu merania (vyjadrená pomocou priebehu hodnôt kvocientov do hĺbky) nevykazuje žiadny obecný trend, nič menej isté čiastočné trendy môžeme vypočítať v rámci kratších intervalov napr. September až November 2013 alebo Január až Marec 2014. Naopak niektoré mesačné merania pôsobia v rámci ostatných mesačných opakovaní veľmi izolovane (napr. December 2013). Tento fakt poukazuje na to, že mesačný interval môže byť hodnotený ako príliš dlhý a pozorované zmeny tak sú skôr skokové a nemusia sledovať nijaký trend, ktorý by naznačoval postupný vývoj týchto zmien.

Zmeny v rámci invertovaných ERT modelov sú zobrazené na (Obr. 35). Na týchto modeloch si môžeme v hlbších partiách všimnúť zmien, kedy v Aprílovom modeli dochádza k zníženiu odporov v porovnaní s modelom z Októbra. K drobným zmenám došlo tiež v plytších vrstvách, ktoré môžu intenzívnejšie reagovať na infiltráciu a výpar.

Invertované dáta neboli podrobené žiadnemu odstráneniu extrémnych hodnôt (manuálne či pomocou filtrácie) a výsledné ERT modely teda majú čiastočne zvýšené hodnoty RMS chyby v porovnaní s upraveným modelom. Upravené dáta boli zahladené pomocou funkcie „RMS statistics“ v programe RES2DINV a to nastavením limitnej hodnoty RMS chyby. Takto štatisticky zahladené dáta síce poskytujú model s nižšou RMS chybou môžu však byť viac skreslené. Pre prezentáciu invertovaných ERT rezov (Obr. 35) boli teda použité dáta bez obmedzenia maximálnych hodnôt RMS chyby.

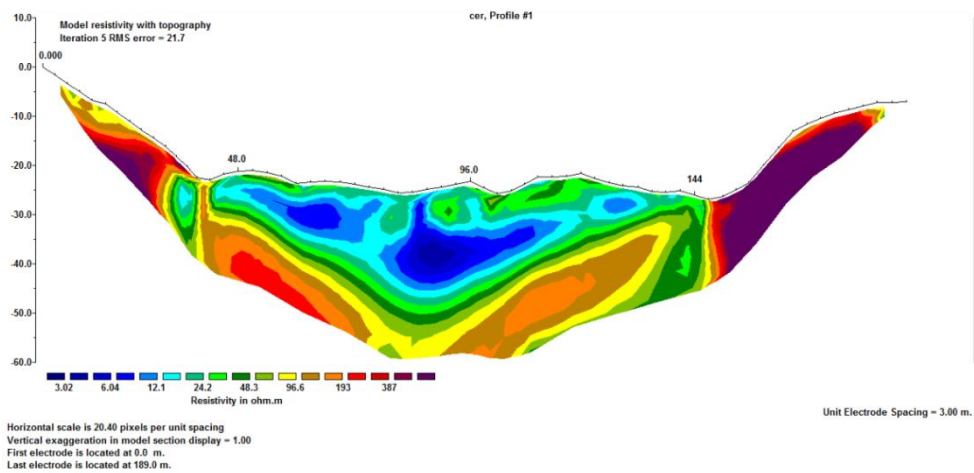


Obr. 33 - Grafy zmien kvocientov do hĺbky pre jednotlivé mesiace, 1. časť

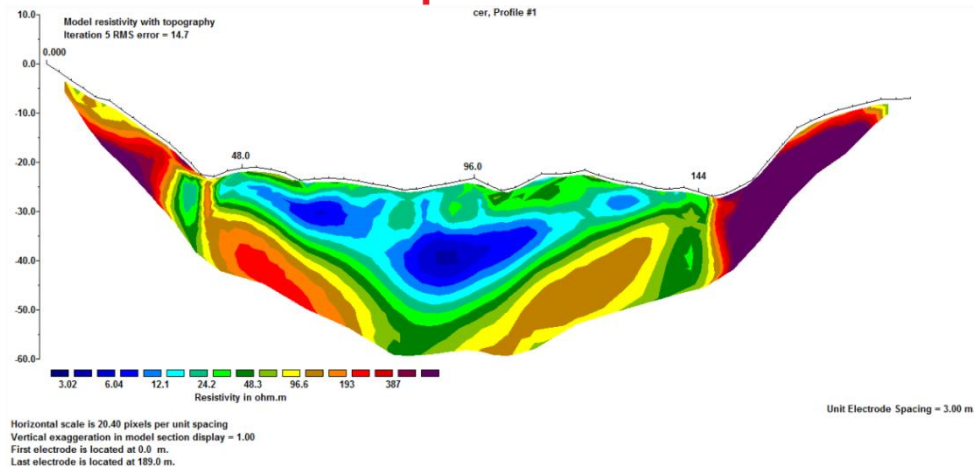


Obr. 34– Grafy zmien kvocientov do hĺbky pre jednotlivé mesiace, 2. časť

Október 2013



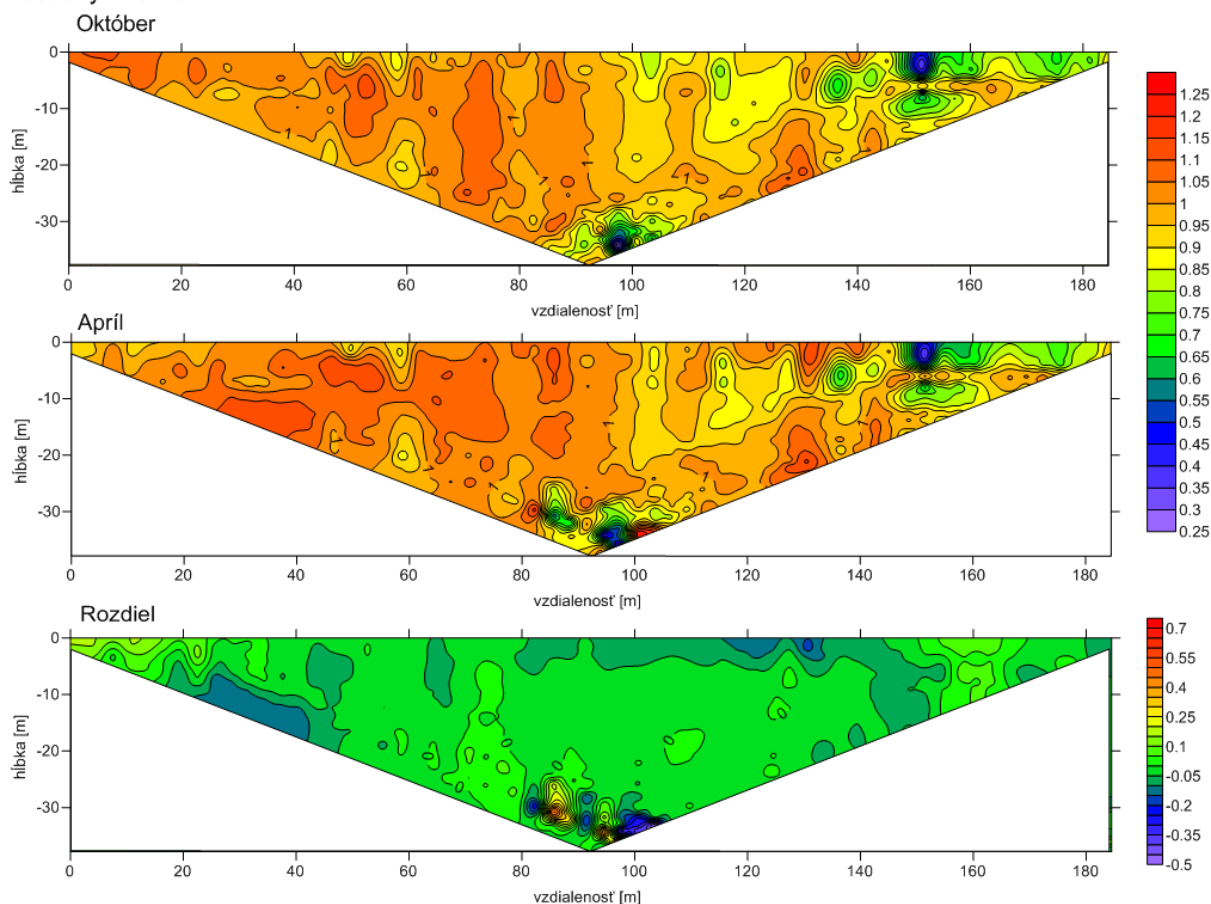
April 2014



Obr. 35 - ERT profile na porovnanie mesačného intervalu

V rámci hodnotenia zmien mesačného intervalu boli vynesené kvocienty merného odporu, v podobe izolíniových rezov pre meranie s najväčšími vzájomnými rozdielmi kvocientov (November 2013, Apríl 2014). Hodnoty kvocientov jednotlivých meraní sú vynesené v (Obr. 36, prvý a druhý odporový rez zhora), a ich vzájomný rozdiel je potom zobrazený na spodnom reze. K najväčším zmenám došlo pri povrchu a ďalej pri okrajoch meraného profilu, čo môžeme pripísať blokóvemu (suťóvemu) charakteru podložia v daných častiach profilu. K výrazným zmenám došlo taktiež v najhlbších partiách profilu čo však môže byť dané chybou merania (nedostatočnou citlivosťou prístroja vo veľkých hĺbkach).

Mesačný interval



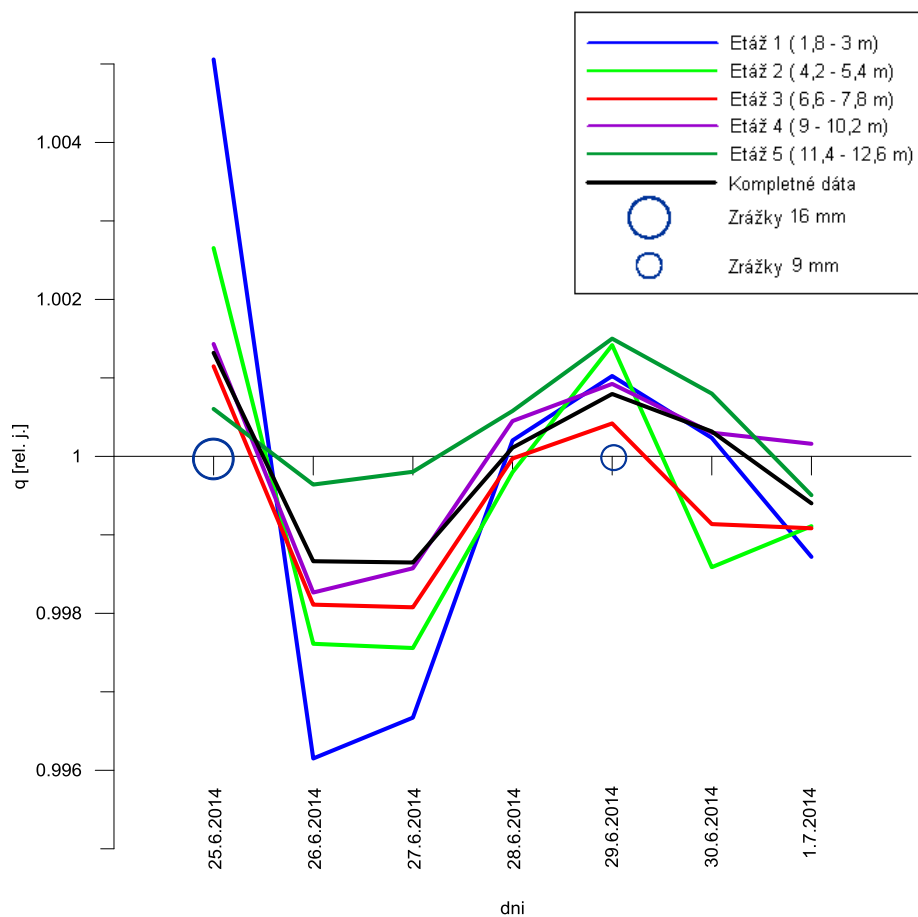
Obr. 36 - Mapa izolíni kvocientov v reze, mesačný interval

6.3.5. Denný interval

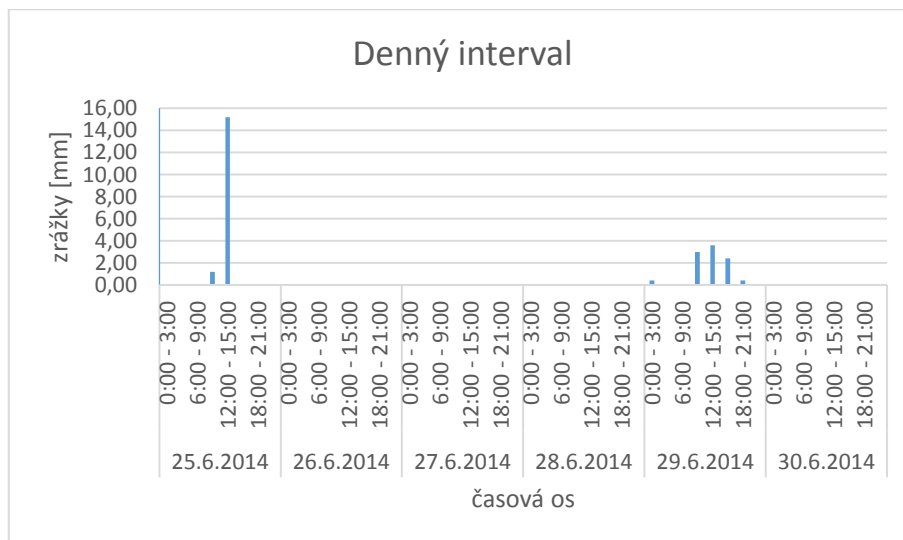
Spracovanie dát denného intervalu bolo realizované pre 6727 bodov. Na nasledujúcom obrázku (Obr. 37) môžeme vidieť súhrnne vynesené krivky kvocientov pre jednotlivé etáže. Priebehy kvocientov na jednotlivých krivkách vykazujú súhlasný trend, pričom s hĺbkou sa znižuje intenzita týchto zmien (klesá rozsah hodnôt). K najvýraznejším zmenám teda dochádza opäť v priepovrchových vrstvách, ktoré najintenzívnejšie reagujú na zrážky / výpar.

V rámci týždennej rady merania (denný interval) môžeme vysledovať najskôr prudký pokles hodnôt kvocientov, ku ktorému došlo po intenzívnej zrážke 25. 6. 2014 od 11:50 – 14:30 hod (s kulmináciou medzi 13:00 až 13:30 hod) (Obr. 38) s minimálnymi hodnotami 26. 6. 2014. Potom došlo iba k pozvoľnému nárastu (poprípadne k stagnácii) hodnôt kvocientu medzi 26. 6. 2014 a 27. 6. 2014. Po tomto dátume, už hodnoty kvocientu narastali s vyššou intenzitou a to až do 29. 6. 2014 kedy došlo k ďalšej významnej zrážkovej udalosti. Nárast hodnôt kvocientu môžeme interpretovať ako postupné znižovanie saturácie daného prostredia vodou (v období od 26. 6. 2014 do 29. 6. 2014 nedošlo k žiadnym zrážkam) spôsobené podpovrchovým odtokom a vo vrchných vrstvách tiež výparom. Určitý vplyv môže mať aj vegetačný kryt (lokalita je zalesnená), pričom stromy môžu na jednu stranu odoberať vodu z vrchných vrstiev prostredníctvom koreňového systému, na druhú stranu však môže vegetačný kryt spomaľovať výpar.

Stagnácia či iba pozvoľný nárast hodnôt kvocientov z 26. 6. do 27. 6. 2014 sa dá pravdepodobne vysvetliť doznievajúcou infiltráciou vody z vyšších partií študovaného mikropovodia. Po ďalšej významnej zrážke 29. 6. 2014 došlo k veľmi podobnej situácii ako po prvej zrážke (25. 6. 2014) a k opakovaniu poklesu hodnôt kvocientov s minimom v nasledujúcich dňoch.



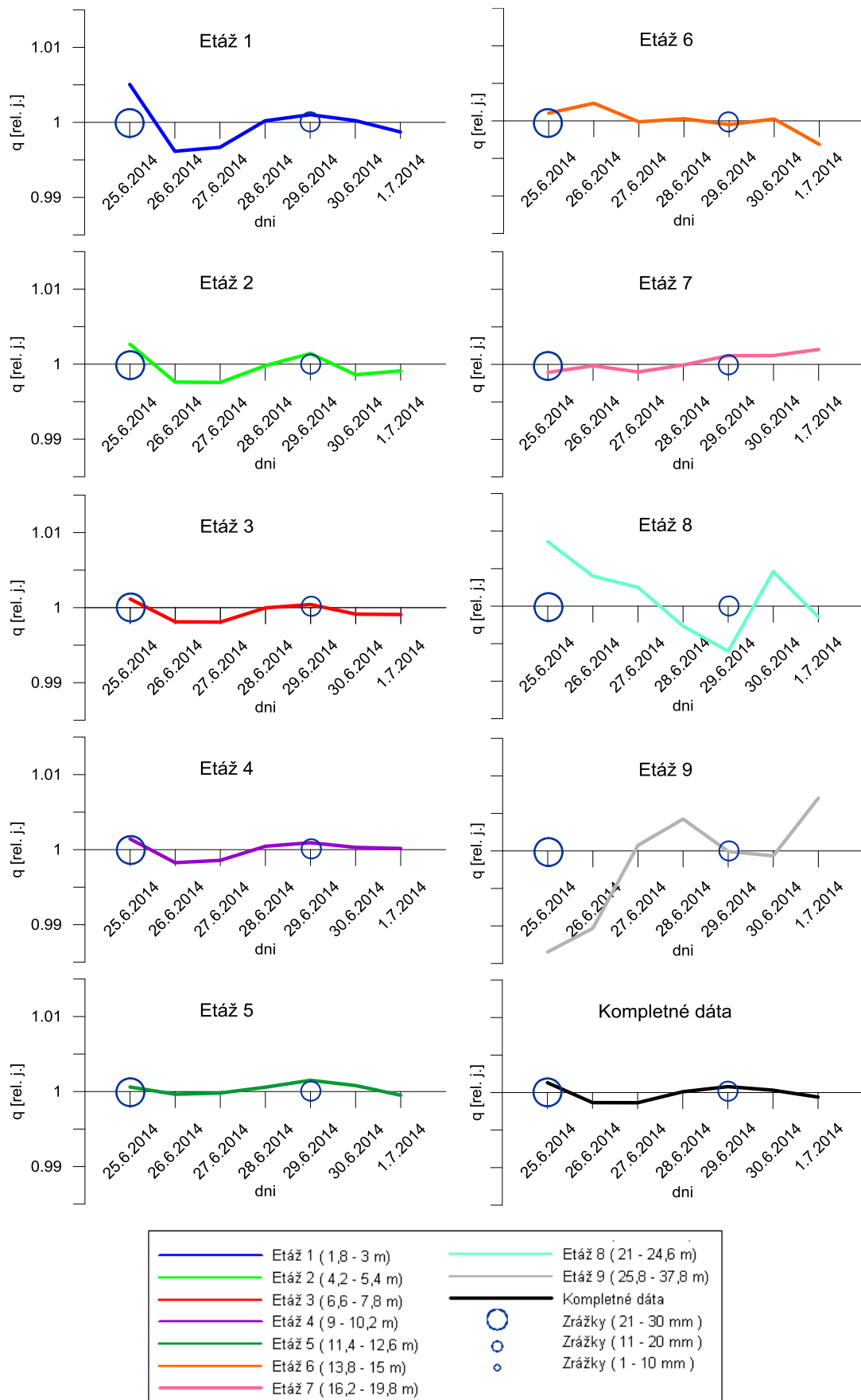
Obr. 37 - Súbežné znázornenie etáží pre dennú radu



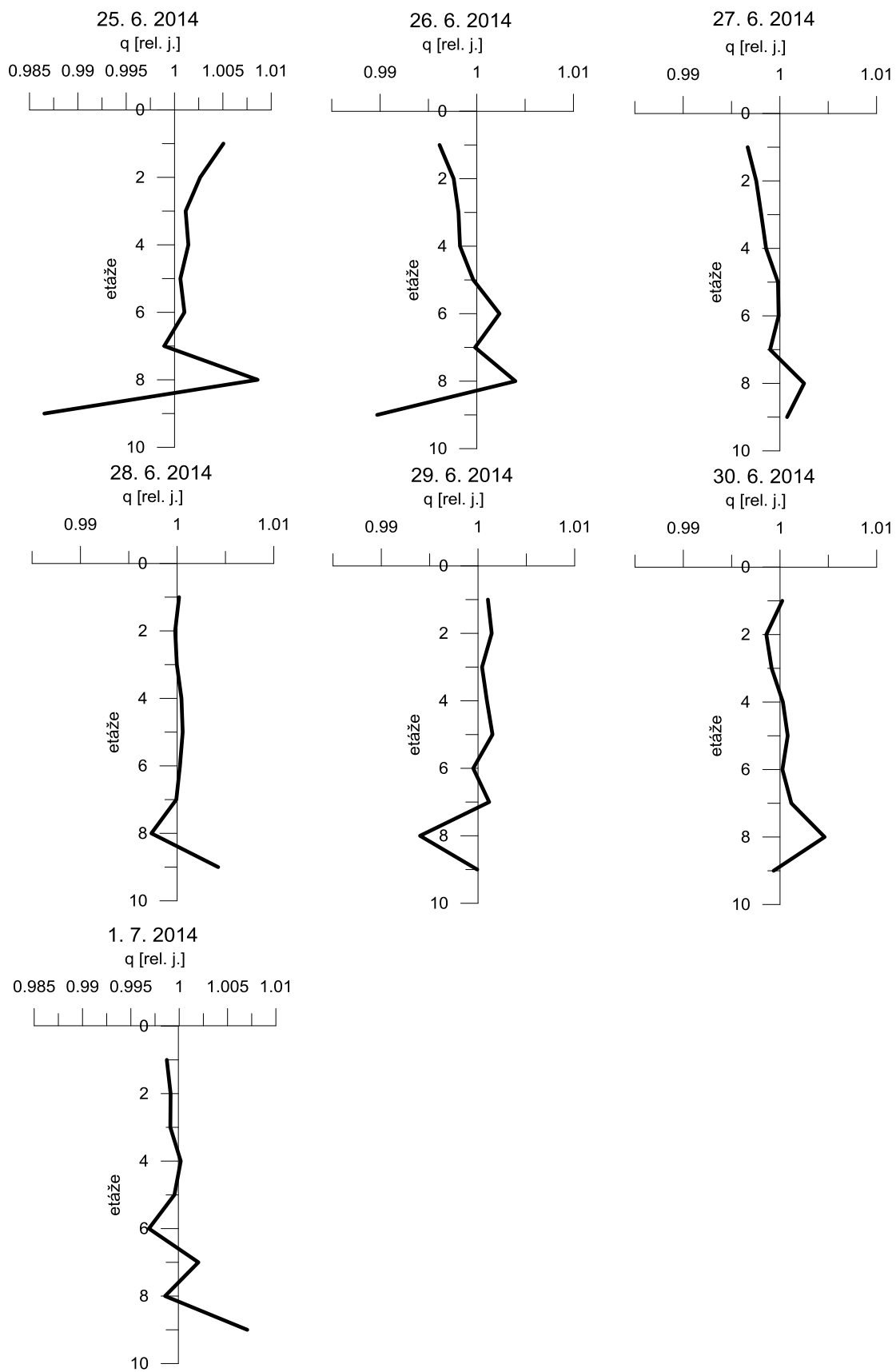
Obr. 38 - Graf zrážok pre denný interval

Na grafoch jednotlivých etáží (Obr. 39) je potom možné vysledovať postupné znižovanie intenzity zmien merného odporu (vyjadrené pomocou vypočítaných kvocientov) s hĺbkou, a to až do etáže 5 (12,6 m). Do týchto hĺbok môžeme na všetkých zobrazených krivkách vidieť súhlasný trend, ktorý tiež koreluje s úhrnmi zrážok. Od etáže 6 až po najspodnejšiu etáž 9 (13,8 až 37,8 m) je tvar kriviek úplne odlišný. Jednotlivé krivky spolu nekorelujú, dokonca majú často úplne opačný trend. Jedným z možných vysvetlení je, že sú tieto vrstvy ovplyvňované podzemnou vodou a majú iný hydrický režim, úplne nezávislý na vrchných piatich etážach. Pokiaľ hlbšie etáže na zrážky vôbec reagujú, tak s oveľa väčším oneskorením, než ako v prípade vrchných piatich etáží.

Na obrázku grafov jednotlivých dní (Obr. 40) vidíme ako sa kvocienty postupne menili s narastajúcou hĺbkou. Pri bližšom pohľade na všetky grafy, môžeme vypozať súvislosť zo zrážkami (Obr. 38) kedy hodnoty kvocientov (zdanlivých merných odporov) po 25. 6. 2014 postupne klesajú (v etážach 1 až 5). Potom následne opäť narastajú až do 29. 6. 2014 kedy sa situácia po ďalšej zrážke opakovala, aj keď s oveľa menšou intenzitou (ktorá tiež odpovedá menej intenzívnej zrážke). Zmeny na hlbších etážach (6 – 9) vôbec nekorelujú s priebehom zrážok ani s priebehom zmien hodnôt kvocientov v prvých piatich etážach. Jednotlivé hlbšie etáže dokonca nekorelujú ani vzájomne a majú často opačný trend. Táto nekonzistentnosť merných dát môže byť spôsobená viacerými faktormi. Môže sa jednať o vplyv podzemných vôd, ktoré majú vlastný vodný režim. Vo väčších hĺbkach môže hodnoty kvocientov ovplyvňovať aj väčšia heterogenita prostredia daná striedaním rôznych typov podložných hornín a zosuvného koluvia. Určitý vplyv môže mať tiež menšia rozlišovacia schopnosť daná gradientovým usporiadaním elektród (W-S) a takisto menšie hodnoty meraných potenciálov a teda väčšie ovplyvnenie geoelektrickým šumom.

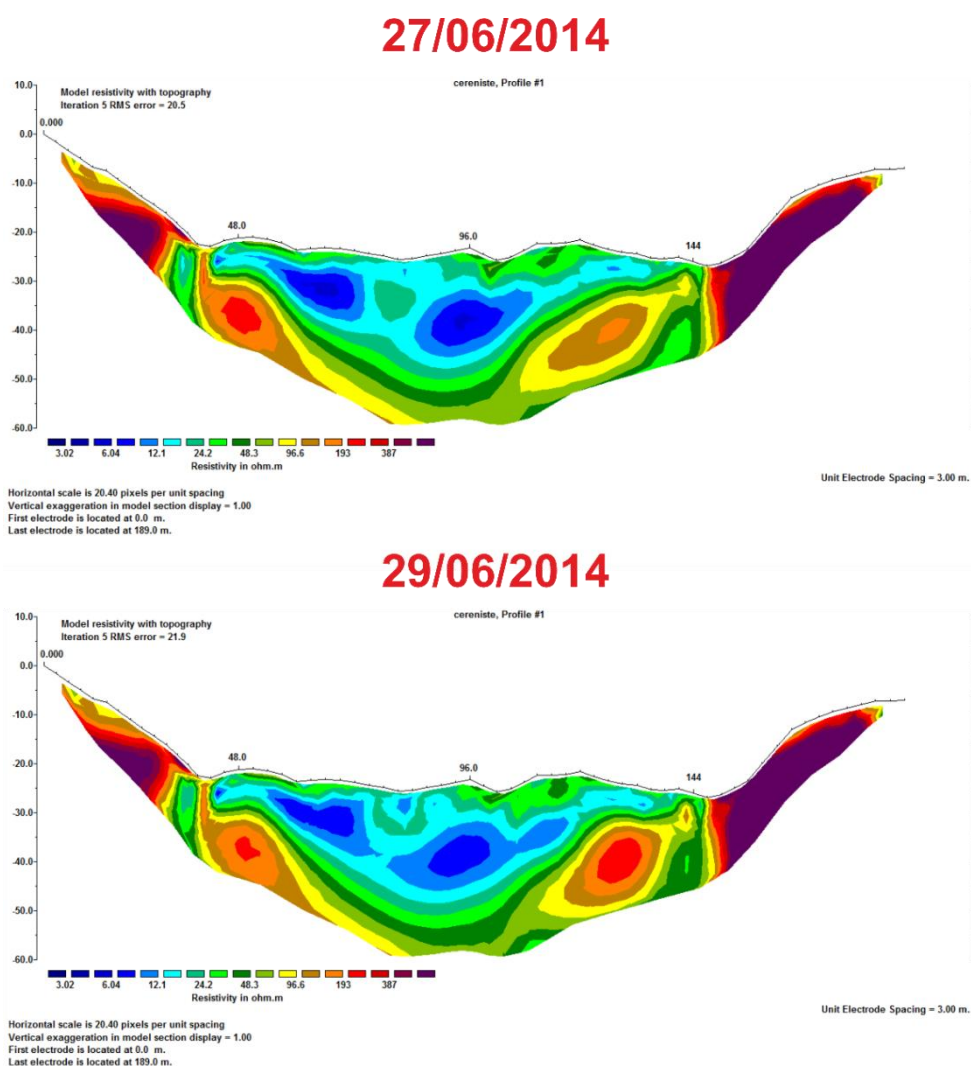


Obr. 39 - Grafy priebehu kvocientov v čase, denný interval



Obr. 40 - Grafy zmeny kvocientu do hĺbky pre jednotlivé dni

Pre grafické znázornenie denného intervalu pomocou invertovaných odporových rezov (Obr. 41) boli vybrané dve merania s najväčšími rozdielmi v kvocientoch. Takisto pre odporové rezy, ktoré znázorňujú „skutočný merný odpor“, opäť platí, že najväčšie rozdiely v hodnotách merného odporu sa nachádzajú v spodnej časti meraného profilu. Druhou oblasťou s najvýraznejšími zmenami v merných odporoch je prívodná vrstva cca do hĺbky 10 m (etáž 4), kde má invertovaný odporový model takisto najväčšiu rozlišovaciu schopnosť vzhľadom k hustote meraných bodov. Vedľa tohto faktu prívodná vrstva by mali najviac reagovať na zmeny spôsobené zrážkami / výparom.

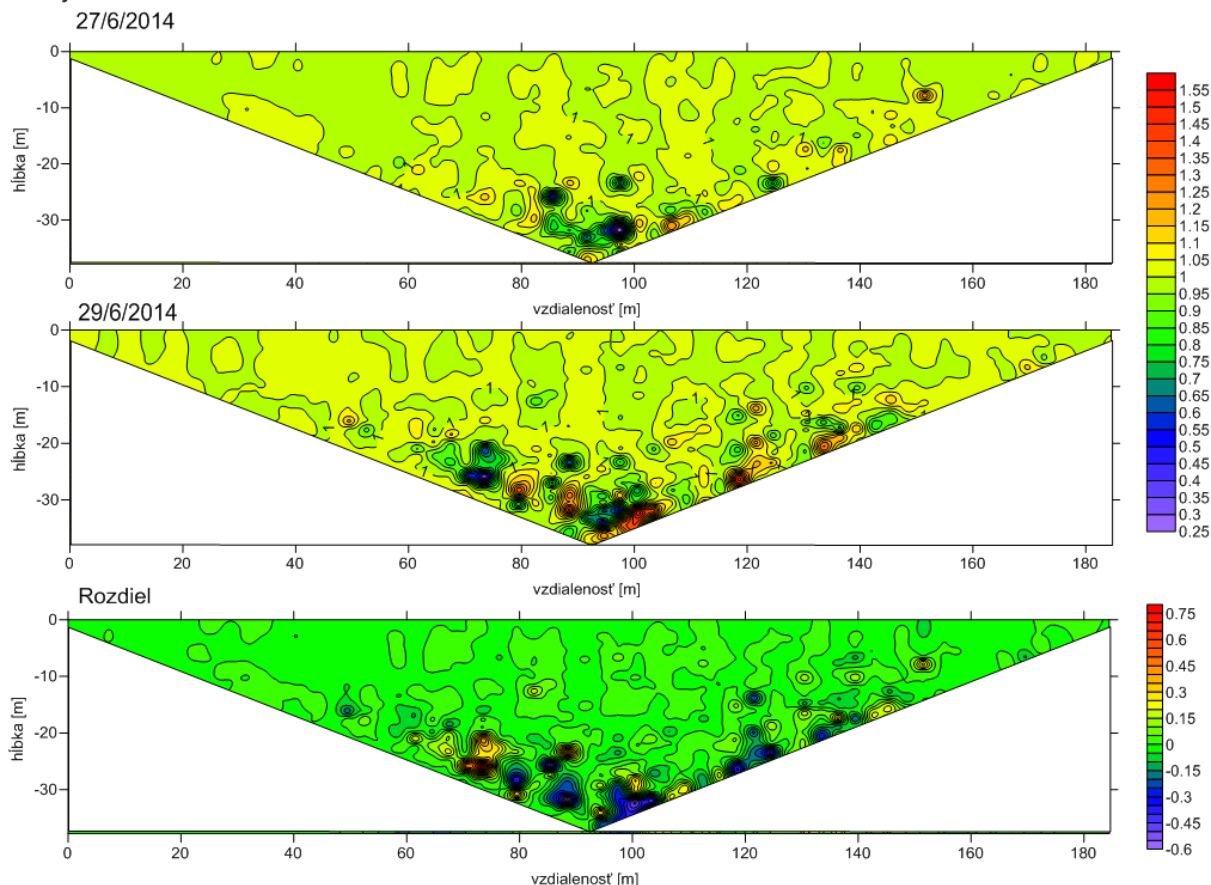


Obr. 41 - ERT profile na porovnanie denného intervalu

Pre grafické porovnanie kvocientov vybraných dní, sme použili vykreslenie mapy izolínií v programe Surfer (Obr. 42). Prvé dva rezy znázorňujú jednotlivé dni. Na poslednom

reze sú vynesené rozdiely kvocientov jednotlivých meraní, ktoré dobre vystihujú zmenu merného odporu resp. intenzitu tejto zmeny. V rámci denného intervalu bola táto zmena väčšia než u „hodinovej“ rady meraní, ale nie tak výrazná ako pri mesačnom intervale.

Denný interval

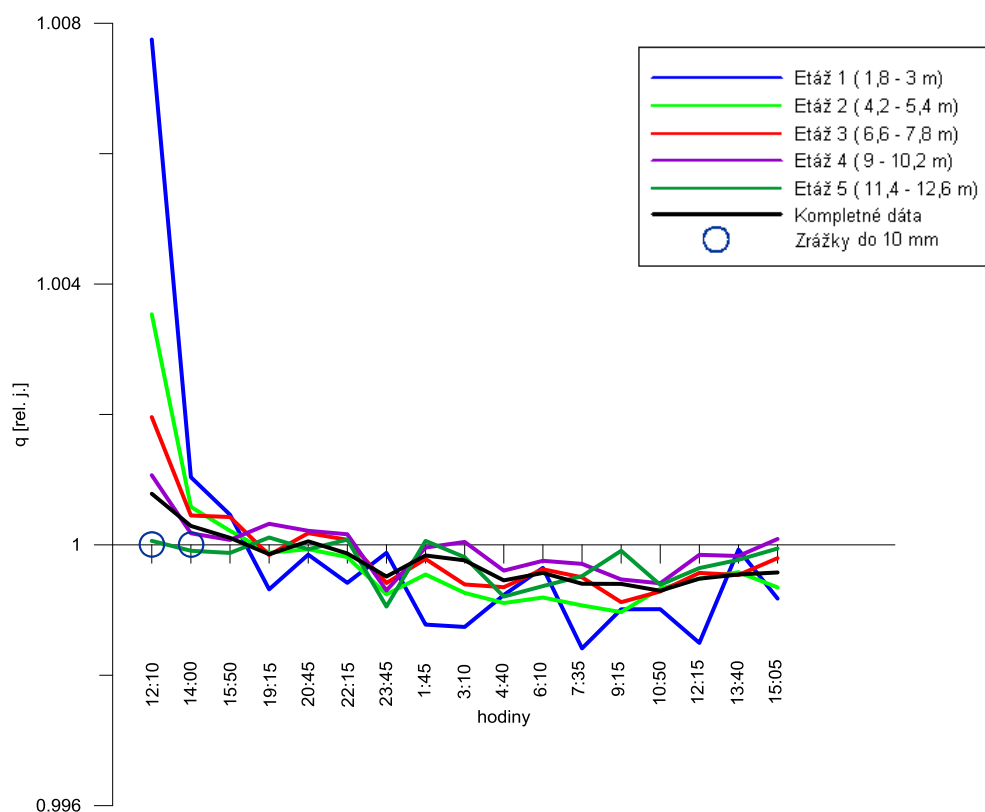


Obr. 42 - Mapa izolínií kvocientov v reze, denný interval

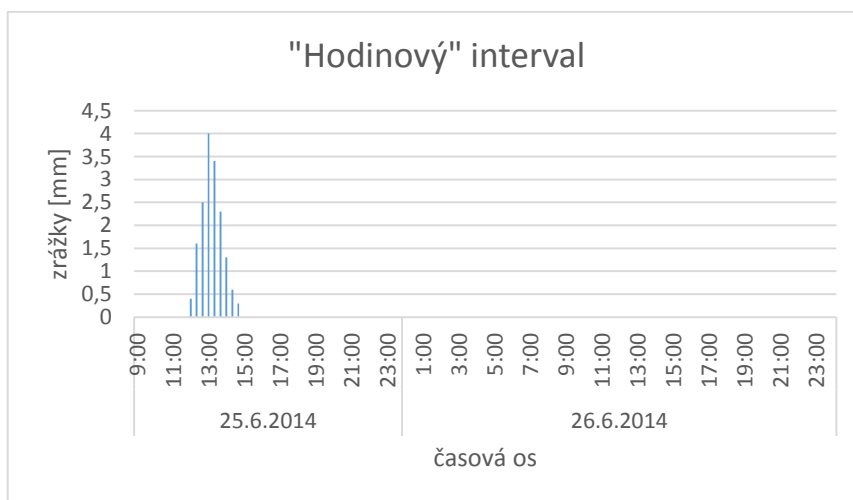
6.3.6. „Hodinový“ interval

V rámci „hodinového“ intervalu bolo zmeraných 17 meraní metódou Wenner-Schlumberger, dokopy sa jedná o 16 337 bodov. Na nasledujúcom grafe (Obr. 43) máme opäť spoločne vynesené vrchných 5 etáží. Na krivke môžeme vidieť, že trend je plynulý, krivky majú na začiatku merania vyššie hodnoty a potom pomerne prudko klesajú, čo opäť pripisujeme zrážke ktorá bola zaznamenaná medzi 12:00 a 14:30 hod (Obr. 44). Následne sa počas celého priebehu merania nevyskytla, žiadna ďalšia zrážka a preto je priebeh kriviek kvocientov bez intenzívnejších zmien. Z trendu prakticky všetkých kriviek je zrejmé, že dochádza iba k pozvoľnému poklesu hodnôt kvocientov a následne k ich pozvoľnému nárastu. Pokles môžeme vysvetliť postupným zaskakovaním zrážkových vôd

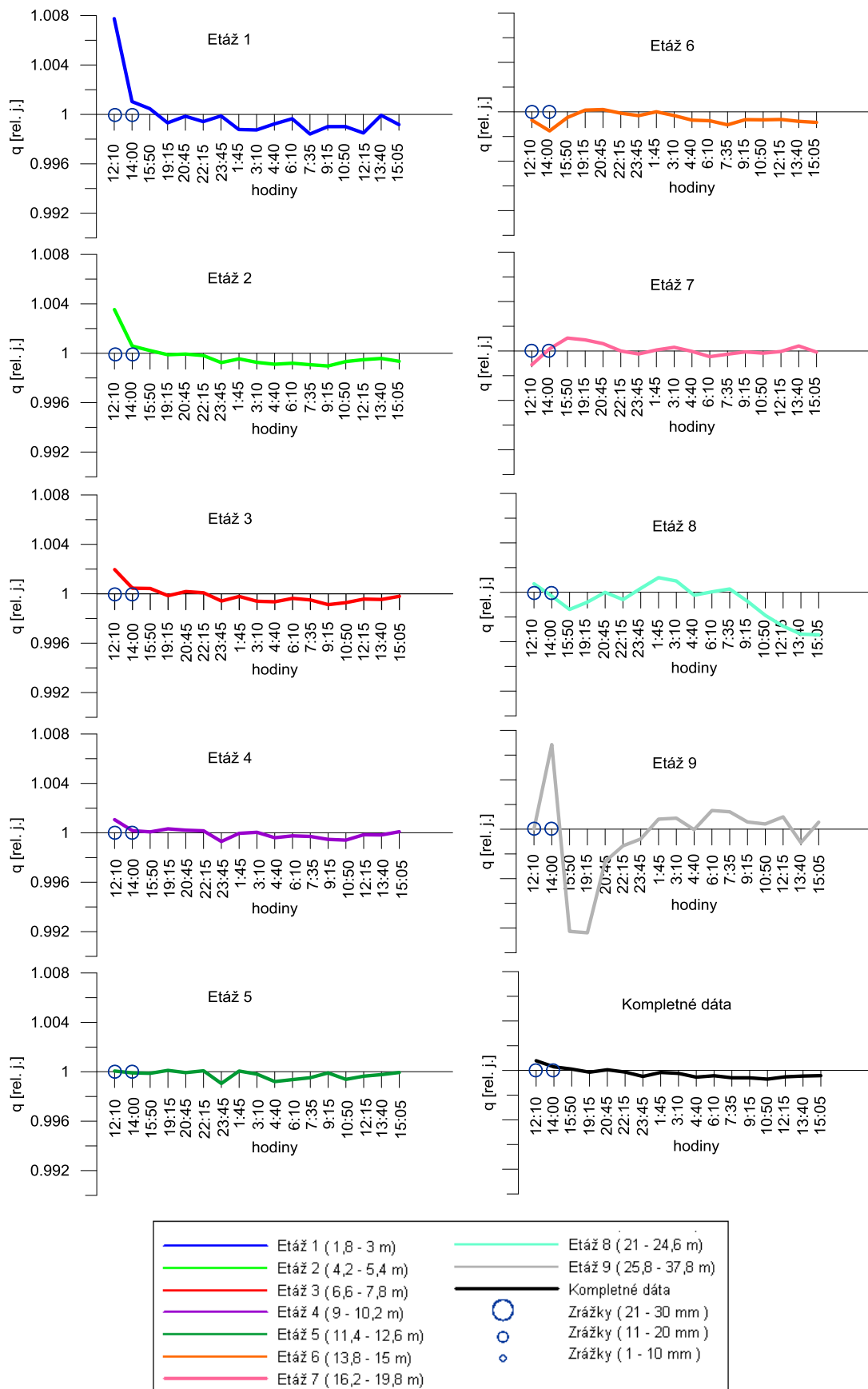
a naopak nárast ako ukončenie infiltrácie a následný výpar. Opäť tu dochádza k poklesu intenzity zmien kvocientu s hĺbkou a to až do etáže 6 (popr. 7) (Obr. 45). Hlbšie etáže (7 až 9) sú potom kontrolované inými mechanizmami, než je infiltrácia zrážkovej vody. Takisto môžeme vypozerovať mierny časový posun trendu s narastajúcou hĺbkou (dôsledok postupnej infiltrácie) (Obr. 45).



Obr. 43 - Súbežné znázornenie etáží pre „hodinový“ interval



Obr. 44 - Graf zrážok pre „hodinový“ interval

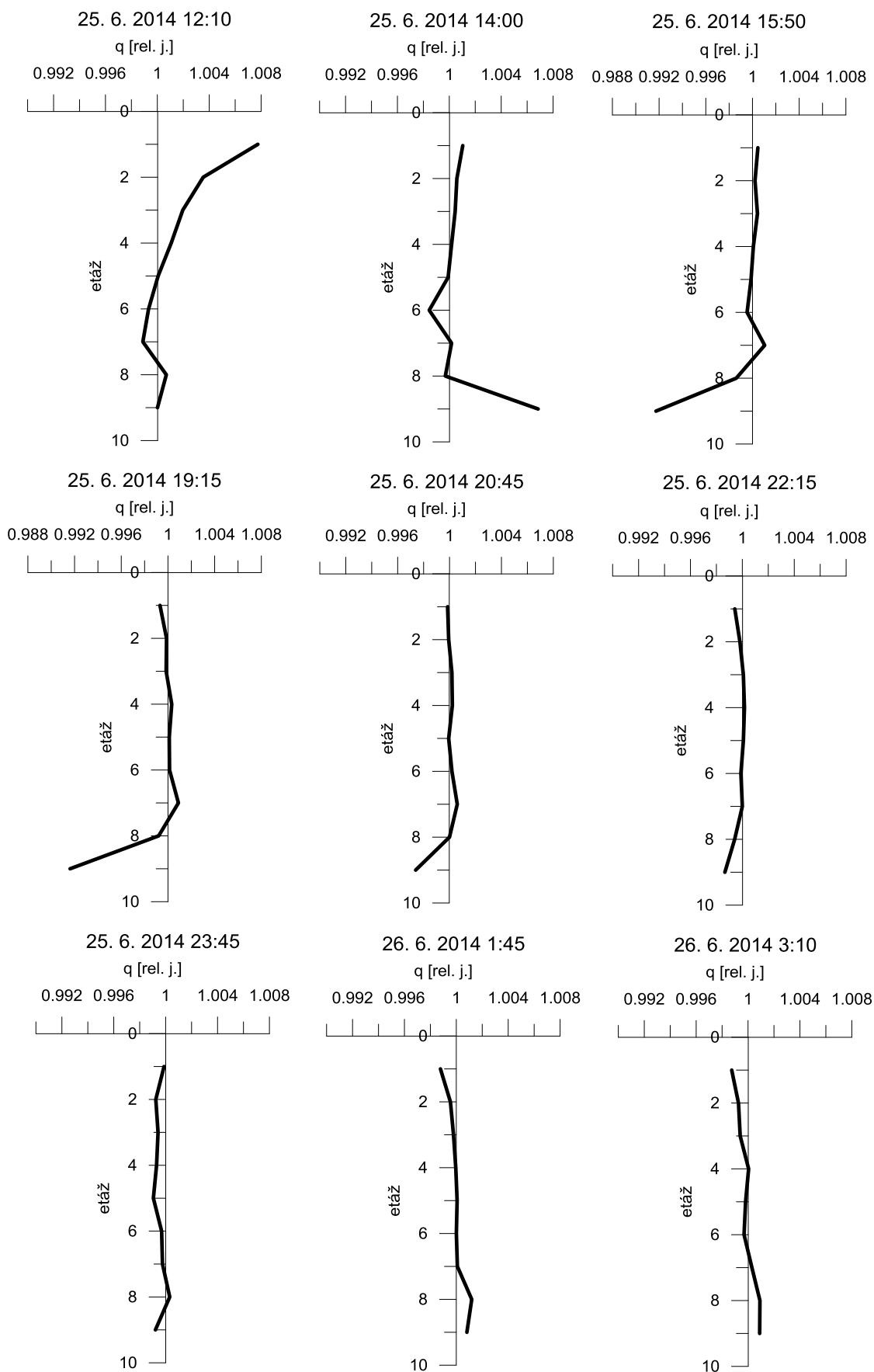


Obr. 45 - Grafy priebehu kvocientov v čase, „hodinový“ interval

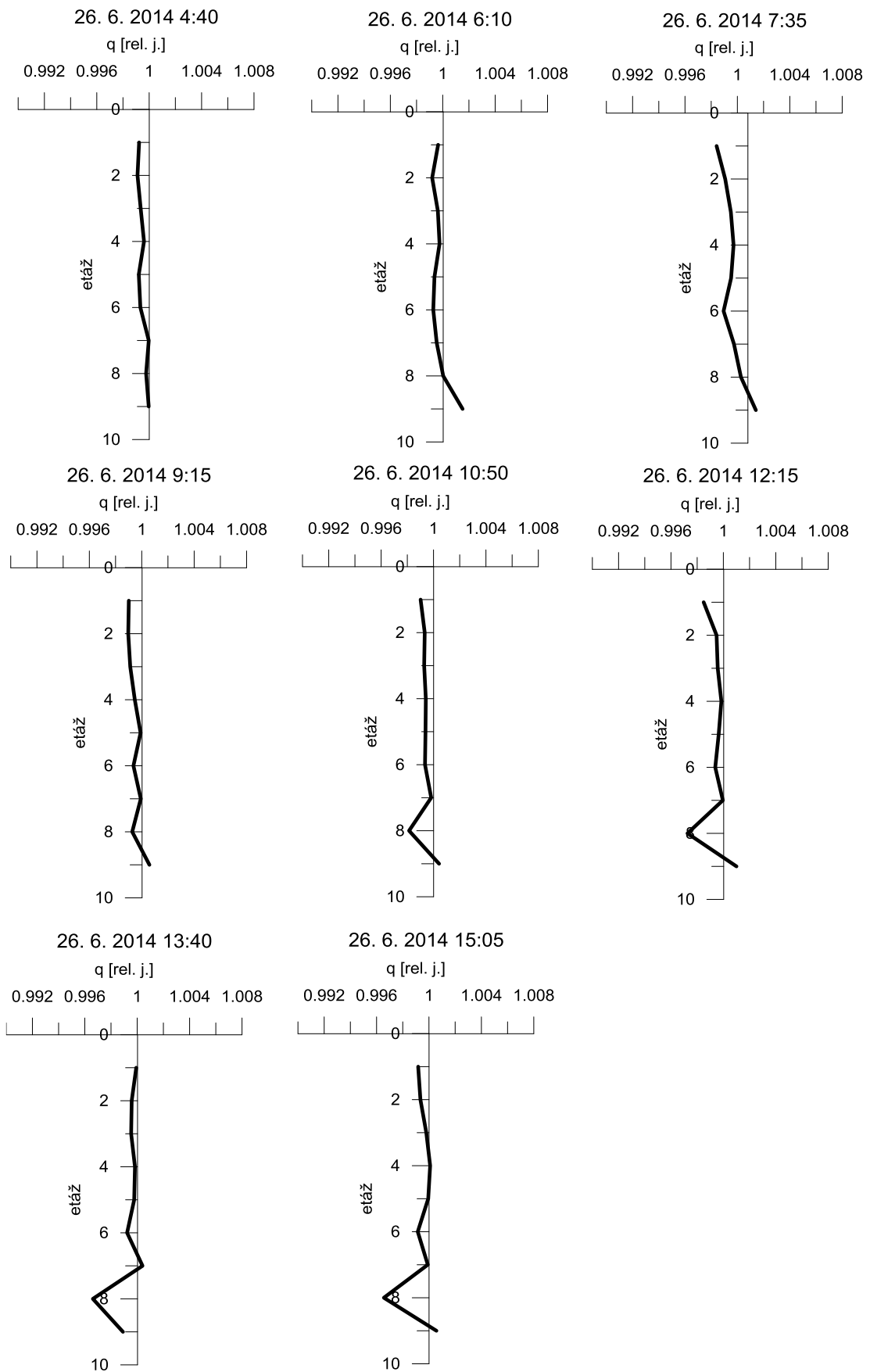
Pre dokreslenie situácie prikladáme aj grafy zmeny kvocientu do hĺbky pre „hodinový“ interval (Obr. 46 a Obr. 47). Na grafoch zmeny kvocientov s hĺbkou vidíme, ako sa po zrážke hodnoty kvocientov jednotlivých meraní menia z hodnôt $q > 1$ postupne na hodnoty okolo $q \sim 1$, poprípade $q < 1$. Intenzita zmien je najväčšia v najvyšších etážach. Časovo dochádza k najväčším zmenám bezprostredne po zrážke následne sú už zmeny, len veľmi malé a oscilujú okolo hodnoty $q \sim 1$ (minimálne zmeny). Tieto minimálne zmeny, nesledujú žiadny výrazný trend a sú akiste ovplyvnené ďalšími faktormi, akými môžu byť zmena teploty, zmena intenzity výparu, poprípade tiež zmena vo vegetačnom cykle rastlinného pokryvu (deň/noc).

U modelov odporových rezov pre „hodinový“ interval vidíme najväčšiu zmenu v nízko odporovej oblasti, ktorá odpovedá akumulácii prúdového zosuvu hlavne v jeho prípoверхových vrstvách. Ostatné časti týchto modelov nie sú postihnuté výraznou zmenou. Pri všetkých invertovaných odporových rezoch musíme brať do úvahy, že sa už jedná o upravené modely, do ktorých zasiahla celá rada matematicko-štatistických výpočtov, preto nie sú vhodné pre bližšiu interpretáciu zmien, slúžia len ako vizuálny doplnok (Obr. 48).

Ďaleko vhodnejšie sa javí využitie priamo meraných dát (zdanliví merný odpor), ktoré nie sú ovplyvnené výpočtovým algoritmom tomografickej inverzie. Tieto dáta sú v podobe kvocientov a ich rozdielov potom vynesené v grafoch. V rámci zobrazenia kvocientu hodinovej rady (Obr. 49) nedošlo k významnejším zmenám čo môžeme vysvetliť tým, že vybratím cca 2 hodinovej prívalovej zrážky sa podmienky merania v tak krátkom časovom úseku zmenili iba minimálne. Väčšia časť tejto zrážky vzhľadom k prívalovému charakteru navyše odtiekla povrchovo.

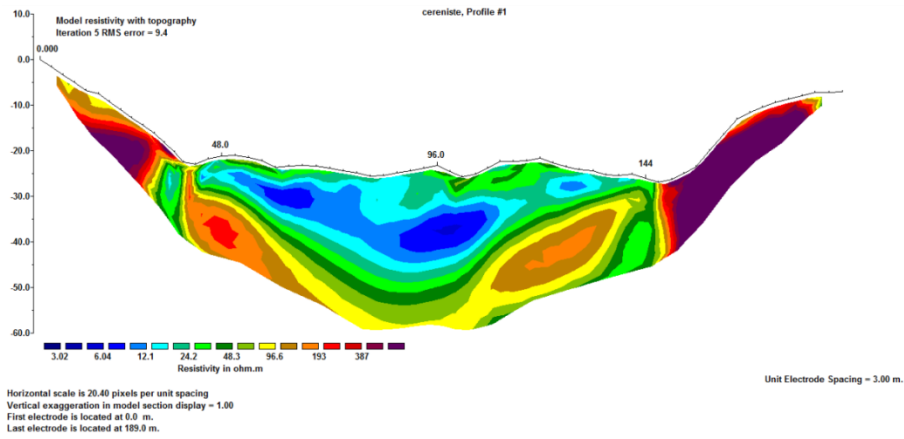


Obr. 46 - Graf zmeny kvocientu do hĺbky pre jednotlivé hodiny, 1. časť

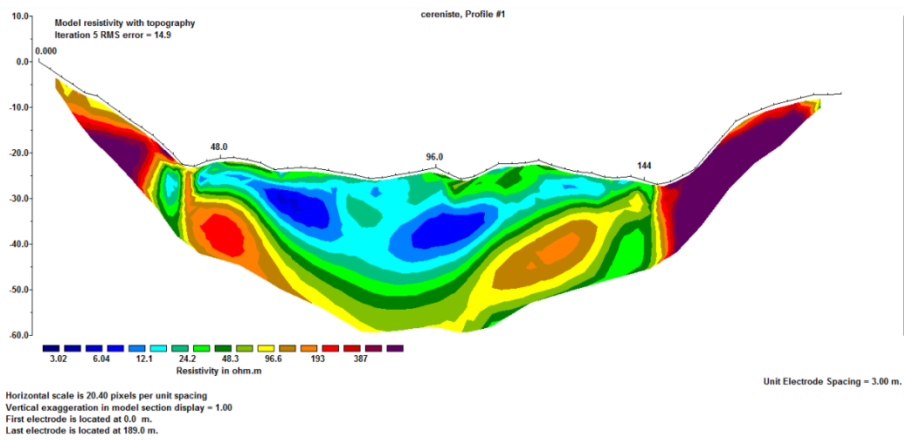


Obr. 47 - Graf zmeny kvocientu do hĺbky pre jednotlivé hodiny, 2. časť

25/06/2014 12:10

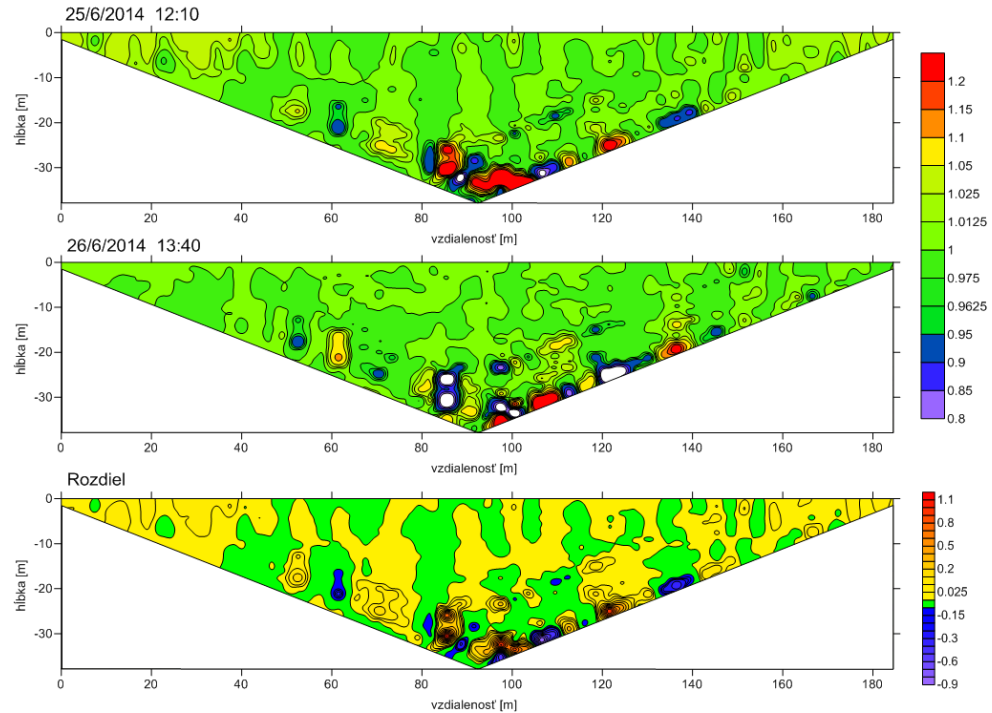


26/6/2014 13:40



Obr. 48 - ERT profily na porovnanie hodinového intervalu

Hodinový interval

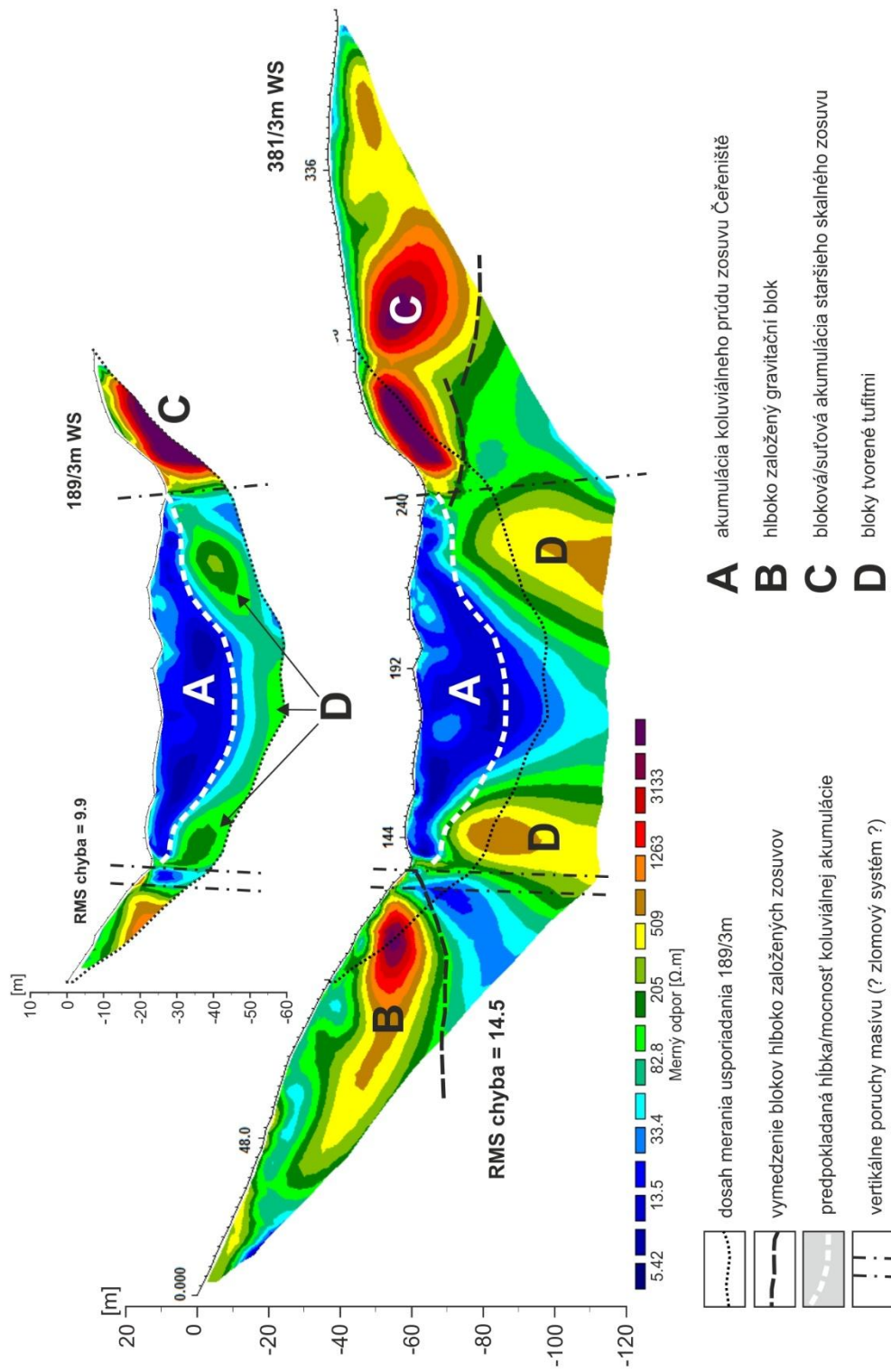


Obr. 49 - Mapa izolínií kvocientov v reze, „hodinový“ interval

6.3.7. Rozšírené meranie na stabilizovanom profile

Z merania profilu 381/3 m (Obr. 50) je zrejmé značná heterogenita študovaného územia. Hlbšie v podloží sa nachádzajú rigidnejšie tufitové bloky (D), ktoré sú obklopené vodivým materiálom, tvoreným zmesou pyroklastík a ílovitej zvetraliny. Veľmi podobných výsledkov bolo dosiahnuté tiež v rámci pozdĺžneho profilu celým zosuvným územím, kedy rovnako v distálnej prúdovej časti svahovej deformácie nachádzame tieto tufitové bloky obklopené vodivým jemnozrnným materiálom (Obr. 14). Zdá sa, že údolie, v ktorom sa nachádza študovaný zosuv Čeřeniště, je z oboch strán obmedzené vertikálnymi poruchami, ktoré tak môžu indikovať priebeh zlomového systému. Predispozícia údolia zlomom je navyše pomerne častá (BURBANK & ANDERSON, 2001). Na popisovanom profile sú tiež zreteľne vymedzené zosuvné bloky starších skalných zosuvov (cca od metráže 240, Obr. 50, C) s výrazne vysokými hodnotami merných odporov (tisíciky $\Omega\cdot\text{m}$) a takisto gravitačná kra (veľký blok), ktorý postupne sklzáva do údolia (creep, sensu NEMČOK et al., 1974) (metráž 0 – 126, Obr. 50, B). Vlastné teleso aktívnej svahovej deformácie Čeřeniště, resp. akumulácie jeho koluviálneho jazyka (prúdu) (A) v distálnej časti zosuvu, je potom na ERT reze reprezentovaná nízkymi odpormi ($< 30 \Omega\cdot\text{m}$).

Geomorfologická situácia bola ďalej posudzovaná na základe geomorfologického mapovania a analýzy DMR daného územia (BLAHŮT et al., 2012; TÁBOŘÍK et al., 2014).



Obr. 50 - Predĺžený ERT profil na lokalite Čereňište

7. DISKUSIA

Zhodnotenie intervalových meraní

Lubietová

V rámci analýzy skorších opakovaných meraní na lokalite Lubietová bolo stanovené, že krátkodobé hydrometeorologické podmienky ovplyvňujú ERT meranie oveľa výraznejšie ako dlhodobý hydrogeologický režim študovaného územia. Porovnanie dlhodobých zrážok (mesačné úhrny) a tiež stavov hladín podzemnej vody (monitorovaných v HG vrtoch) so zmenami v merných odporoch vykazovalo iba minimálnu závislosť. Z týchto výsledkov vyplýva, že aktuálne a krátkodobé hydrometeorologické podmienky ovplyvňujú meranie oveľa väčšou mierou než dlhodobé zrážky či dlhodobý stav podzemnej vody (sensu PROKEŠOVÁ et al., 2013).

Zároveň bolo zhodnotené, že časový úsek v rade mesiacov, ktorý uplynul medzi jednotlivými meraniami je príliš dlhý, a že prípadné zmeny sú skokové a nemôžeme teda sledovať ich postupný vývoj. Veľmi ťažko sa dajú takéto dáta potom korelovať s ďalšími parametrami, ako napr. vyššie spomínané dlhodobé úhrny zrážok, alebo stavy hladín podzemnej vody vo vrtoch. Celkovo môžeme zhrnúť, že takto dlhý interval je pre potreby geoelektrického monitoringu (TL-ERT) nedostačujúci.

Čeřeniště

Je pochopiteľné, že k väčším zmenám hodnôt merného odporu, a teda prenesene k väčším zmenám v saturácii meraného substrátu vodou, dochádzalo v rámci denného intervalu merania. Pri „hodinovom“ intervale potom boli tieto zmeny oveľa menej intenzívne. Naopak k zďaleka najväčším zmenám dochádzalo pri mesačnom intervale. Tieto zmeny, resp. ich intenzita sú v rámci štatistického spracovania dát pre diplomovú prácu najlepšie viditeľné na izoliniových rezoch kvocientov zdanlivého merného odporu (Obr. 36, 42, 49).

Vzhľadom k tomu, že v rámci porovnania 2 po sebe idúcich mesačných meraní dochádzalo často k skokovým zmenám v hodnotách merného odporu (grafy zmen do hĺbky, viz. Obr. 33 a Obr. 34) a takisto v rámci porovnania kvocientov jednotlivých meraní (Obr. 30, 32) môžeme určiť iba generálny trend, zdá sa, že mesačná perióda opakovania nemôže slúžiť pre detailný popis zmien v čase. Aby bolo možné prípadné zmeny (skokové pri mesačnej

perióde) podrobne popísať, teda vlastne určiť vývoj týchto zmien v čase, bolo by potrebné meranie s častejším opakovaním.

Na druhú stranu meranie s hodinovou periódou je možno až príliš detailné vzhľadom k dĺžke trvania zrážok a ich postupnému vsakovaniu. Prípadné zmeny sa teda prejavia až s niekoľko hodinovým oneskorením a je teda otázkou, či by nebolo postačujúce meranie s periódou 1 až 2 krát denne (teda v 12 alebo 24 hodinovom cykle). Samozrejme, že pokiaľ by bolo možné realizovať meranie po jednej hodine, získali by sme tak ďaleko rozsiahlejší súbor dát, čo je lepšie zo štatistického hľadiska. Na druhú stranu takto časté meranie je veľmi náročné na energetické zdroje a v miestach bez priameho napojenia na elektrickú sieť (ako v prípade študovaného zosuvu Čerňenišťa) by bolo nutné tento problém nejako vyriešiť (palivový článok, solárna energia, veterná energia atď.). A to prináša ďalšie náklady na meranie. Otázkou teda je, či by napr. meranie s 12-hodinovou periódou nebolo vo svojom dôsledku dostačujúce pre postihnutie zmien v merných odporoch (teda v saturácii). Takéto meranie by malo samozrejme oveľa menšiu energetickú náročnosť, než meranie v hodinovom cykle.

Výber najvhodnejšieho cyklu opakovaných meraní samozrejme veľmi závisí predovšetkým na dynamike sledovaného javu a tým je zmena vodného obsahu v póroch (saturácia). Saturácia je potom závislá na zrážkach a intenzite vsakovania (infiltrácii). Vzhľadom k tomu, že saturácia je funkciou postupnej infiltrácie do hĺbky, tak aj reakcia meraného prostredia je po prípadnej zrážke oneskorená. Navyše na celkovú saturáciu má podstatne väčší vplyv dlhodobý úhrn zrážok než jedna epizodická zrážková udalosť. Z tohto dôvodu (hodnotenie v rámci dlhšieho časového intervalu) by mohlo byť napr. meranie s 12 hod cyklom dostačujúce.

Veľmi dôležitou otázkou tiež zostáva využitie iba priamo meraných dát, teda zdanlivého merného odporu. Aj cez to, že zo štatistického hľadiska sa jedná o ďaleko menej ovplyvnený súbor dát v porovnaní s invertovanými dátami, v skutočnosti však nemusia tieto dáta vždy zodpovedať reálnej situácii. Ide o to, že v prípade priamo meraných dát sa jedná iba o zdanlivé hodnoty merného odporu a špeciálne vo väčších hĺbkach môže byť prípadná zmena „integrálom“ všetkých zmien ku ktorým došlo v plytších hĺbkach (sensu LOKE, 2012). Je teda otázkou, či prípadná zmeraná zmena v konkrétnej hĺbke je skutočne zmenou prostredia v danej hĺbke alebo funkciou okolitých zmien. V takomto prípade môžu

invertované dáta (a to aj cez značné ovplyvnenie zložitým algoritmom inverzného výpočtu) poskytnúť informáciu o „skutočnej“ zmene, aj keď iba sprostredkované pomocou inverzného modelu.

Zhodnotenie vhodnosti rôznych usporiadaní elektród

Testovanie rôznych typov konfigurácií elektród

V rámci diplomového projektu bolo uskutočnené otestovanie rôznych typov usporiadania elektród. Jednalo sa o merania na permanentnom profile so stabilizovanými elektródami (teda na profile určenom pre TL-ERT) s celkovou dĺžkou / rozostupe elektród = 189 / 3 m. Jednotlivé typy konfigurácií boli teda testované s rovnakou dĺžkou a rozstupom na fixných elektródach behom jedného dňa tak, aby boli čo možno najviac zachované rovnaké podmienky.

Testovanie prebiehalo 2 spôsobmi:

- A) počas pravidelných mesačných opakovaní (konfigurácie W-S, Wa a D-D)
- B) 1-denné meranie piatimi konfiguráciami elektród (W-S, Wa, Wb, Wg a D-D)

Add A) – Pravidelné mesačné meranie rôznymi konfiguráciami elektród bolo vykonané za účelom dlhodobého opakovaného testovania troch rôznych usporiadaní – W-S, Wa, D-D (sensu CANDANSAYAR, 2008). Ako najviac problematické sa ukázalo meranie typu D-D, ktoré síce poskytuje zďaleka najväčší počet meraných bodov pri danej dĺžke a rozostupe elektród (pomer bodov D-D: W-S : Wa ~ 6 : 3 : 2), ale je zaťažené pomerne veľkou chybou merania (LOKE, 2012). Pomerne často naviac dochádzalo k „vypadnutiu“ meraného bodu, teda, že prístroj meraním na bode aj cez jeho opakovanie (stacking) neregistroval, respektíve hodnoty zapisovaných veličín na nezmeranom bode nahradil nulou. Aj napriek tomu, že sa v rámci tak veľkého súboru dát (1895 bodov) jednalo o cca 2-3% z celkového počtu bodov, chybné zmerané hodnoty predstavujú pomerne veľký problém pri hodnotení zmien. Veľkú rolu zohralo tiež veľmi vodivé prostredie akumulácie zosuvu, kedy vo väčších hĺbkach pravdepodobne citlivosť usporiadania rapídne klesá vzhľadom k veľmi nízkym hodnotám meraných potenciálov (sensu LOKE, 1997; GF INSTRUMENT, 1996). Pri takto nízkych hodnotách je potom odstup signál/šum len minimálny a dáta tak môžu byť veľmi ovplyvnené

geoelektrickým šumom. Z tohto dôvodu bolo toto usporiadanie zhodnotené ako nie príliš vhodné, napriek svojmu inak veľmi dobrému rozlíšeniu.

Čo sa týka ostatných dvoch testovaných konfigurácií, výsledky sú podobné, pričom W-S má vzhľadom k svojmu gradientovému usporiadaniu (s menším rozstupom meracích elektród M, N pre väčšie hĺbky) lepšie rozlíšenie (je detailnejší). Taktiež má väčší hĺbkový dosah a bočné pokrytie v rámci meraného profilu (pseudoreze) (sensu SCHROTT & SASS, 2008). Počet nezmeraných bodov sa u W-S pohyboval rádovo v jednotkách, chybné zmeraných bodov bolo potom maximálne do prvých desiatok. Tu sa prejavila v podstate jediná výraznejšia výhoda usporiadania Wa, a to iba minimálny počet nezmeraných alebo chybné zmeraných bodov.

Add B) – Meranie piatimi konfiguráciami elektród prebehlo v júni 2014 za účelom otestovania hlavne hĺbkového dosahu, rozlíšenia a zobrazenie podpovrchových štruktúr (sensu ZHOU et al., 2002). Ako bolo popísané v kapitole 6.3.1., testovanie potvrdilo, že podobná geometria merania (napr. D-D a Wb) výrazne ovplyvňuje tvar zobrazovaných štruktúr na výsledných ERT rezoch. Tiež hĺbkové dosahy a bočné vykrytie v rámci výsledného pseudorezu sú veľmi rozdielne, napr. hĺbkový dosah D-D je výrazne väčší než u skupiny metód Wenner, v rámci ktorej je zase zaujímavé porovnanie medzi Wb (veľmi malý hĺbkový dosah a zlé bočné vykrytie pseudorezu) a Wg (veľmi dobré bočné vykrytie). Usporiadanie W-S potom potvrdilo svoju univerzálnosť – citlivosť ako na vertikálne, tak aj horizontálne štruktúry, dobrý hĺbkový dosah i rozlíšenie, stredné bočné vykrytie (sensu GF INSTRUMENT, 2010).

Testovanie rozostupu elektród

Experimentálnym meraním študovaného profilu s rozstupom elektród 1 m bolo dosiahnuté oveľa lepšieho výsledku než s doteraz používaným krokom elektród 3 m (kapitola 6.3.2., Obr. 28). Výsledný obraz je oveľa detailnejší a poskytuje oveľa viac informácií hlavne o pripovrchových vrstvách (LOKE, 2012). Hĺbkový dosah je síce obmedzený vzhľadom k celkovej dĺžke usporiadanie 111 m, pre potreby monitoringu je však úplne dostačujúci. Z opakovaných meraní na profile navyše vypláva, že od etáže 6 (13,8 m) je akumulácia zosuvu výrazne ovplyvnená ďalšími vplyvmi (podzemné vody, patrične aj vplyv skalného podložia) a v podstate nemôžeme nájsť priamu súvislosť medzi zrážkami a infiltráciou

a zmenou v saturácii, meranou práve pomocou zmeny merného odporu (pomocou kvocientu). Z tohto dôvodu teda nie je menší hĺbkový dosah limitujúci. Celková dĺžka profilu (111 m) potom pokrýva celú akumuláciu zosuvu.

Návrh optimalizácie pre opakované meranie (časozberný monitoring, TL-ERT) na lokalite Čeřeniště

Z vyššie uvedeného vyplýva, že meranie s usporiadaním 111/1 m W-S má z hľadiska študovanej problematiky dostatočnú dĺžku pre pokrytie celej akumulácie zosuvu vrátane dostačujúceho hĺbkového dosahu. Rozstup elektród 1 m sa potom javí ako veľmi žiaduci a to hlavne vo vzťahu k detailnejšiemu rozlíšeniu v plytších vrstvách. Plytké vrstvy najviac reagujú na zmenu vlhkosti (zrážky, vsakovanie / výpar) (viď. kapitola 6.3.4.). Takto podrobné meranie by navyše bolo veľmi vhodné pre koreláciu s meraním pórových tlakov, ktoré na lokalite prebieha už od januára 2014, a to priamo na TL-ERT profile. Dáta z týchto meraní však neboli v dobe odovzdania diplomovej práce ešte k dispozícii, momentálne prebieha stanovovanie tzv. kalibračných kriviek na vzorkách odobranej zeminy vo Výzkumném ústavu meliorace a ochrany půd (VÚMOP). Súčasťou návrhu optimalizácie TL-ERT monitoringu svahovej deformácie Čeřeniště je teda použitie menšieho kroku elektród, napr. 1-1,5 m, tak aby bola zachovaná dostatočná dĺžka a hĺbkový dosah. Jednalo by sa teda o dĺžku cca 100-115 m podľa konkrétnej hodnoty rozstupu a tiež počtu použitých elektród.

Čo sa týka výberu vhodnej konfigurácie elektród, tak z testovania vyplýva, že použitie konfigurácie D-D je celkom problematické hlavne kvôli nekonzistencii meraných dát a nutnosti dáta viacej filtrovať, upravovať a nahradzovať chýbajúce hodnoty hodnotami štatistickými (napr. dlhodobý priemer apod.).

Vzhľadom k tomu, že podrobné meranie s celkovou dĺžkou 111 m preukázalo, že má vzhľadom k dĺžke dostatočný hĺbkový dosah, tým pádom môžeme bez väčších problémov použiť usporiadanie W-S. Usporiadanie Wa potom ponúka tú výhodu, že registruje len veľmi malý počet chybných bodov. To je ale oproti W-S v podstate jediná výhoda. Navyše ani u W-S nedochádza k výpadku veľkého množstva bodov, takže môžeme využiť štatistických nástrojov k "ošetreniu" tohto problému.

Zaujímavé výsledky však ponúka konfigurácia Wg, ktorá využíva celkom netypické usporiadanie elektród zo striedaním prúdových a meracích elektród (Obr. 27) (sensu LOKE, 1997). Tvarom a geometriou sú zobrazované podpovrchové štruktúry asi najbližšie usporiadaniu W-S a prítomná konfigurácia Wg v rámci skupiny - typu Wenner (teda s ekvidistantnou vzdialenosťou medzi elektródami) slušný hĺbkový dosah a veľmi dobré bočné vykrytie zobrazovaného pseudorezu (viď. kapitola 6.3.1.).

V rámci optimalizácie opakovaných meraní by tak bolo možné merať opäť s viacerými usporiadaniami, a to W-S, Wa a Wg, aby tak bolo možné jednotlivé konfigurácie dlhodobo otestovať. Merané dáta by najviac bolo možné spracovať pomocou procesu združenej inverzie, teda invertovať dáta z troch usporiadaní do jedného výsledného invertovaného ERT modelu. To môžeme napr. v programe RES2DINV pomocou funkcie tzv. (concatenation) (LOKE, 1997).

Predbežné stanovenie závislosti zmien merného odporu na hydro-klimatických podmienkach na zosuve

Ročné meranie TL-ERT na zosuve Čeřenište s mesačným intervalom poskytlo dôležité informácie o zmenách (a teda aj o vývoji) zdanlivých merných odporov v čase. Reakcie podpovrchových vrstiev môžeme rozdeliť na 2 skupiny: i) vrchné etáže 1-5 (poprípade tiež 6), ktoré reagujú na zmeny v saturácii prostredia vodou; ii) spodné etáže 7-9, ktoré sú kontrolované inými hydrogeologickými režimami a na zrážky príliš nereagujú. Môžeme teda povedať, že aspoň v prvej menovanej skupine existuje závislosť na zrážkach, resp. na systéme zrážky – infiltrácie – výpar (VAN DAM, 2000). Saturácie zosuvných akumulácií vodou má pritom zásadný význam pre ich ďalšie prípadné reaktivácie (PÁNEK et al., 2011). Potvrdenie závislosti saturácie prostredia vodou na zrážkach prostredníctvom meraných zmien merného odporu je teda veľmi cennou a dôležitou informáciou prehodnotenie zosuvu a hlavne tak rizika ďalších reaktivácií.

Podobne bola vysledovaná priama závislosť merného odporu na zrážkach vo vrchných piatich (až šiestich) etážach, teda do hĺbky cca 15 m, tiež v rámci experimentálneho denného a „hodinového“ intervalu marenia.

Vplyv teploty (sensu SEN & GOODE, 1992) zatiaľ nebol spoľahlivo skúmaný, aj keď trendy nameraných hodnôt zdanlivého merného odporu (resp. ich kvocientov) naznačujú veľmi výrazný nárast merných odporov v zimných mesiacoch a môžeme sa teda domnievať, že by mohlo ísť o vplyv teploty (premrzania). Takisto vlhkosť a tlak vzduchu, ktoré môžu ovplyvňovať napr. intenzitu výparu, zasahujú len veľmi malú pripovrchovú zónu. Použité usporiadanie elektród, hlavne ich vzájomná vzdialenosť (3 m), však neposkytovalo také rozlíšenie aby sme boli schopný tieto prípadné zmeny zaznamenať.

Aj z tohoto dôvodu (popri vyššie spomínaných meraní pórových tlakov) by bolo vhodnejšie zmenšiť rozstup elektród a tým získať výrazne väčšiu rozlišovaciu schopnosť, hlavne vo vrchných vrstvách.

8. ZÁVER

V rámci diplomovej práce bolo v súlade s jej cieľmi vykonané zhodnotenie jednotlivých časových radov (intervalov) TL-ERT meraní, a to pomocou vhodných štatistických nástrojov. Pre porovnanie súborov s rôznou intenzitou zmien v rôznych častiach profilu boli využité kvocienty, ktoré tak lepšie vystihovali váhu týchto zmien vzhľadom k meraným hodnotám, ktoré sa často líšili v rádoch.

Na základe poznatkov z ročného (August 2013 – Júl 2014) monitoringu zmien merného odporu pomocou ERT a takisto na základe testovaných denných a „hodinových“ opakovaní bol stanovený optimálny interval merania, a síce 12 hodín. Zohľadnená bola tiež energetická náročnosť navrhovaného merania s ohľadom na fakt, že študované územie sa nachádza v horskej oblasti bez možnosti priameho pripojenia k elektrickej sieti.

Z testovaní rôznych konfigurácií elektród bolo vybrané najvhodnejšie usporiadanie, respektíve ich prípadná kombinácia (W-S, Wa a Wg) a zároveň bola navrhnutá združená inverzia z týchto súborov dát za účelom získania čo najpresnejšieho modelu telesa zosuvu v línii meraného permanentného profilu.

Na základe výsledkov podrobného merania (rozstup elektród 1 m) bolo navrhnuté skrátenie ako celkovej dĺžky, tak najmä kroku merania sledovaného profilu z 189/3m na cca 100-110/1m v závislosti na celkovom počte elektródového systému.

Vyššie spomenuté závery a navrhované úpravy potom vyústili do celkového návrhu optimalizácie TL-ERT merania na zosuve Čreňišť, ktorý bude využitý, popr. ešte modifikovaný (na základe ďalších meraní), v nasledujúcich obdobiach monitoringu tejto aktívnej svahovej deformácie.

Dosiahnuté výsledky predstavujú unikátny súbor dát, ktorý potvrdzuje základnú hypotézu, teda závislosť saturácie prostredia vodou na zrážkach. Čo sa týka stanovenia významnosti zaznamenaných zmien v rozložení merného odporu pod povrchom, a teda aj zmien v saturácii prostredia vodou, poskytujú merané dáta a následné modely veľmi dobrú predstavu o týchto zmenách. A to je veľmi dôležité pre pochopenie dynamiky študovaného

zosuvu a tiež pre stanovenie závislosti týchto zmien na zrážkach, resp. systéme zrážok - infiltrácie (vsaku) - výparu. Tieto informácie sú zásadné ako pre správnu interpretáciu „chovania“ sledovanej časti svahovej deformácie, tak aj pro pochopenie vzťahov v rámci celého zosuvného územia (komplexnej svahovej deformácie).

Práca na diplomovom projekte navyše priniesla celú radu poznatkov, skúseností, odpovedí, ale aj ďalších otázok v oblastiach technického zabezpečenia a metodiky opakovaného merania a následného spracovania dát.

ZOZNAM BIBLIOGRAFICKÝCH ODKAZOV

BELOV, T., 2012: Možnosti využitia elektrickej odporovej tomografie pri štúdiu zosuvov. Bakalárska práca, Univerzita Mateja Bela v Banskej Bystrici, Fakulta prírodných vied. s. 50.

BLAHUT, J., HARTVICH, F., KLIMEŠ, J., 2012: Structure and mechanics of the Čereňišť landslide – new insights from ERT profil. In: gelmon 2011 – International Workshop on Geoelectric Monitoring, Vienna. Berichte Geol. B.-A., s. 93.

BURBANK, D., W., ANDERSON, R., S., 2001: Tectonic Geomorphology, Blackwell Science, Oxford, s. 274.

CAJZ, V., (edt.) 1996: České středohoří, Geologická a přírodovědná mapa 1:100000. ČGU, Praha, s. 54.

CANDANSAYAR, M., E., 2008: Two-dimensional individual and joint inversion of three- and four-electrode array DC resistivity data. Journal of Geophysical Engineering 5, s. 290-300.

CARDARELLI, E., DI FILIPPO, G., 2009: Integrated geophysical methods for the characterisation of an archeological site (Massenzio Basilica – Roman forum, Rome, Italy). Journal of Applied Geophysics 68, s. 508-521.

CRUDEN, D., M., VARNES, D., J., 1996: Landslide types and processes. In: Turner, A., Schuster, R., L., (eds.): Landslides: Investigation and mitigation. Special Report 247 ISBN 978-0309062084, s. 36-75.

CHÁB. J., 2010: Kamenná tvář České republiky, ISBN 978-80-7075-739-0, 1. Vydání, Česká geologická služba

DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L., IBSEN, M., L., (eds.) 1996: Landslide Recognition. Identification, Movements and Causes. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. ISBN 0-471-96477-8, s. 251.

FAZZITO, S., Y., RAPALINI, A., E., CORTÉS, J., M., TERRIZZANO, C., M., 2009: Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina, Journal of South American Earth Sciences 28, s. 217-228.

FIEDLEROVÁ, Š., 1998: Inženýrskogeologický rozbor stabilitních poměrů sesuvného území u obce Čeřeniště v okrese Ústí nad Labem, Diplomová Práce, Univerzita Karlova, s. 54.

GAJDOŠ, V., 2012: Geoelektrika. Univerzita Komenského, Přírodovědecká fakulta: Učebné texty. Dostupné na internetu: <http://www.fns.uniba.sk/uploads/media/Geoelektrika.pdf> (posledný prístup 17.7.2014)

GF INSTRUMENT, S.R.O., 1996: Geoelektrický systém ARES. GF Instruments s.r.o., Dostupné na internetu: <http://www.gfinstruments.cz/> (posledný prístup 2.6.2014)

GF INSTRUMENT, S.R.O., 2010: Short guide for resistivity and induced polarization imaging. GF Instruments s.r.o., Dostupné na internetu: <http://www.gfinstruments.cz/> (posledný prístup 2.6.2014)

GIAO, P., H., CHUNG, S., G., KIM, D., Y., TANAKA, H., 2003: Electric imaging and laboratory resistivity testing for geotechnical investigation of Pusan clay deposits. Journal of Applied Geophysics 52, s. 157-175.

GRIFFITHS, D., H., BARKER, R., D., 1993: Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, Journal of Applied Geophysics 29, s. 211-226.

HACK, J., 2000: Geophysics for slope stability, Survey in Geophysics, č. 21, s. 423-448.

HORÁK, V., PASEKA, A., POSPÍŠIL, P., 2005: Svahové pohyby, sesuvy. Vysoké učení technické v Brně, Ústav geotechniky, Učebný text, dostupné na internetu: http://geotech.fce.vutbr.cz/studium/mech_hornin/mhig_8.pdf(posledný prístup 29.6.2014)

HUTCHINSON, J., N., 1968: In: ZÁRUBA, Q., MENCEL, V., 1987: Sesuvy a zabezpečování svahů, 1. vydanie, Academia Praha, s. 221.

HUTCHINSON, J. N., 1988: General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, In: Proceeding of the Fifth International Symposium on Landslides, edited by: Bonnard, C., Balkema, Rotterdam, s. 3-35.

KARAOULIS, M., TSOURLOS, P., KIM, J. H., REVIL, A., 2014: 4D time-lapse ERT inversion: introducing combined time and space constraints, Near Surface Geophysics 2014, č. 12, s. 25-34.

KAROUS, M., 1989: Geoelektrické metody průzkumu. SNTL Nakladatelství technické literatury, ISBN 80-03-00035-1, s. 423.

KNEISEL, CH., 2006: Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging, Geomorphology 80, s. 32-44.

KOLEKTÍV AUTOROV, 1999: Možnosti použití geofyzikálních metod. MŽP ČR, edice PLANETA 99, Ročník VII, číslo 1/99, Praha, ISSN 1210-4124.

KOPECKÝ, M., ONDRÁŠIK, M., MARTINČEKOVÁ, T., ŠIMEKOVÁ, J., 2008: Atlas Zosuvov. Enviromagazín, č. 5, s. 8-9.

LIŠČÁK, P., PAUDITŠ, P., PETRO, Ľ., IGLÁROVÁ, Ľ., ONDREJKA, P., DANANAJ, I., BRČEK, M., BARÁTH, I., VLAČIKY, M., NÉMETH, Z., ZÁHOROVÁ, Ľ., ANTALÍK, M., REPČIAK, M., DROTÁR, D., 2010: Registration and evaluation of newly evolved slope failures in Prešov and Košice regions in 2010. Mineralia Slovaca, ISSN 0369-2086, s. 393-406.

LOKE, M., H., 1997: Electrical imaging surveys for enviromental and engineering studies. A practical giude to 2-D and 3-D surveys.

LOKE, M., H., 2011a: Manual for the RES2DINV, Geotomo software, Users manual.

LOKE, M., H., 2011b: Manual for the RES3DINV, Geotomo software, Users manual.

LOKE, M., H., 2012: Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. User's manual, Dostupné na internete: <http://www.geotomosoft.com> (posledný prístup 21.7.2014)

LOKE, M., H., BARKER, R., D., 1996: Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting* 44, s. 131-152.

MALGOT, J., KLEPSATEL, F., TRÁVNÍČEK, I., 1992: *Mechanika hornín a inžinierska geológia*. Bratislava: Alfa, s. 288, ISBN 80-05-00940-2.

MAREŠ, S., GRUNTORÁD, J., HRÁCH, S., KAROUS, M., MAREK, F., MATOLÍN, M., SKOPEC, J., VÁLEK, R., 1979: *Úvod do užitej geofyziky*. SNTL, Nakladatelství technické literatury, Praha, 592 s.

MATULA, M., NEMČOK, A., 1966: Prehľad zosuvných procesov na Slovensku. *Inž. Stavby*, 14, 1, Bratislava, s. 29-30.

MATULA, M., NEMČOK, A., PAŠEK, J., ŘEPKA, L., ŠPŮREK, M., 1963: *Sesuvná území ČSSR. Souhrnná závěrečná zpráva. Ústřední ústav geologický*. Praha, Geofond.

MAURITSCH, H., J., SEIBERL, W., ARNDT, R., ROMER, A., SCHNEIDEBAUER, K., SENDLHOFER, G., P., 2000: Geophysical investigation of large landslides in the Carnic Region of southern Austria. *Engineering geology*, č. 56, s. 373-388.

MAZÚR, E., LUKNIŠ, M., 1986: *Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Časť Slovensko*. Mapa 1:500 000, Slovenská kartografia, Bratislava.

MILSOM, J., 2005: *Field Geophysics, the Geological Field Guide Series (3rd ed)*. Wiley, s. 232.

NEMČOK, A., 1982: *Zosuvy v Slovenských Karpatoch*. (VEDA) Bratislava, 319 s.

NEMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J., 1974: Dělení svahových pohybů. Zborník geologických věd. č. 11. s. 77-97 Praha.

ONDRÁŠIK, R., RYBÁŘ, J., 1991: Dynamická inžinierska geológia, Slovenské pedagogické nakladateľstvo Bratislava, ISBN 80-08-00366-9, s. 267.

ONDRÁŠIK, R., VLČKO, J., FENDEKOVÁ, M., 2011: Geologické hazardy a ich prevencia, 2. vydanie, Bratislava: Univerzita Komenského, s. 62-124, ISBN 978-80-223-2956-9.

PÁNEK, T., MARGIELEWSKI, W., TÁBOŘÍK, P., URBAN, J., HRADECKÝ, J., SZURA, C., 2010: Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians, *Geomorphology*, s. 165-180.

PÁNEK, T., ŠILHÁN, K., TÁBOŘÍK, P., HRADECKÝ, J., SMOLKOVÁ, V., LENART, J., BRÁZDIL, R., KAŠIČKOVÁ, L., PAZDUR, A., 2011: Catastrophic slope failure and its origins: Case of the May 2010 Girová Mountain long-runout rockslide (Czech Republic). *Geomorphology* 130, s. 352-364.

PERRONE, A., LAPENNA, V., PISCITELLI, S., 2014: Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review, *Earth Science Reviews* 2014, doi: 10.1016/j.earscirev.2014.04.002

POSPÍŠIL, L., 2007: Geofyzika a geodynamika. VUT FAST, Brno.

PRECHTLOVÁ, K., 2014: Zhodnocení inženýrskogeologického průzkumu území postiženého svahovými pohyby v Budkovicích. Vysoké učení technické v Brně, Ústav geotechniky, Bakalárka práce, s. 35.

PROKEŠOVÁ, R., KARDOŠ, M., TÁBOŘÍK, P., MEDVEĐOVÁ, A., STACKE, V., CHUDÝ, F., 2014: Kinematic behaviour of a large earthflow defined by surface displacement monitoring, DEM differencing, and ERT imaging, in press, *Geomorphology* (2014), doi: 10.1016/j.geomorph.2014.06.029

PROKEŠOVÁ, R., MEDVEĐOVÁ, A., 2010: GPS Monitoring – Nástroj na hodnotenie recentnej dynamiky zosuvov. Geografický časopis, ISSN 0016-7193, č. 2, s. 147-164.

PROKEŠOVÁ, R., MEDVEĐOVÁ, A., TÁBOŘÍK, P., SNOVKOVÁ Z. 2013: Towards hydrological triggering mechanisms of large deep-seated landslides. Landslides 10, s. 239-254.

PROKEŠOVÁ, R., PLAŠIENKA D., MILOVSKÝ R., 2012: Structural pattern and emplacement mechanisms of the Križna cover nappe (Central Western Carpathians), Geologica Carpathica, 63, s. 13-32.

PROKOP, F., 1962: Registračná karta zosuvu Čeřeniště, Zosuv číslo: M-33-53-A-a, ÚÚG ČGS, VII/1962, Dostupné na internete: <http://www.geology.cz/app/pasport/of.pl?klic=838> (posledný prístup 26.7.2014)

RADBRUCH-HALL, D., H., VARNES, D., J., 1976: Landslides – cause and effect, Bull. Int. Assoc. Engng Geol. (Krefeld), 14, s. 205-216. In: NEMČOK, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. (VEDA) Bratislava, 319 s.

RYBÁŘ, J., PAŠEK, J., ŘEPKA, L., 1965: Dokumentation der systematischen Untersuchung der Rutschungsgebiete in der Tschechoslovakei, Engng, Geol 1, Amsterdam, s. 21-29.

RYBÁŘ, J., STEMBERK, J., NOVOTNÝ, J., 1993: Slope deformation of Čeřeniště, 7th ICFL Workshop Guidebook, 3:2-5.

SAVARENSKIJ, . 1939: In: ZÁRUBA, Q., MENCEL, V., 1987: Sesuvy a zabezpečování svahů, 1. vydanie, Academia Praha, s. 221.

SEN, P., N., GOODE P., A., 1992: Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands. Geophysics 57(1), s. 89-96.

SCHELLART, W., P., RAWLINSON, N., 2010: Convergent plate margin dynamics: New perspectives from structural geology, geophysical and geodynamic modelling. Tectonophysics 483, 1-2, s. 4-19.

SCHROTT, L., SASS, O., 2008: Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93, s. 55-73.

ŠPŮREK, M., 1966: Problém terminologie svahových javov. Geologický ústav ČSAV, Praha, 99 s.

SUPPER, R., OTTOWITZ, D., JOCHUM, B., KIM, J., H., RÖMER, A., BARON, I., PFEILER, S., LOVISOLO, M., GRUBER, S., VECCHIOTTI, F., 2014: Geoelectrical monitoring: an innovative method to supplement landslide surveillance and early warning, *Near Surface Geophysics 2014*, č. 12, s. 133-150

SZALAI, S., NOVÁK, A., SZARKA, L., 2009: Depth of investigation and vertical resolution of surface geoelectric arrays, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 14, s. 15-23.

SZALAI, S., SZARKA, L., 2008: Parameter sensitivity maps of surface geoelectric arrays. Part 1: linear arrays. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* 43, s. 419-437.

ŠPŮREK, M., 1966: K revizi terminologie svahových jevů, Bratislava, s. 198-291. In: ONDRÁŠIK, R., RYBÁŘ, J., 1991: *Dynamická inžinierska geológia*, Slovenské pedagogické nakladateľstvo Bratislava, ISBN 80-08-00366-9, s. 267.

TÁBOŘÍK, P., 2012: Možnosti využití elektrické odporové tomografie ve výzkumu horského reliéfu, *Disertační práce*, Ostravská Univerzita v Ostrave, Katedra fyzické geografie a geoekologie, s. 176.

TÁBOŘÍK, P., HARTVICH, F., BLAHŮT, J., BELOV, T., VLČEK, L., 2014: Monitoring of a complex slope deformation Čeraniště (České středohoří Mts), In: *Geomorfologický sborník 12 – Stav geomorfologických výzkumů v roce 2014*, Sborník abstraktů a exkurzních průvodců konference, Teplice, 23. – 25. dubna 2014, s. 15.

TÁBOŘÍK, P., PÁNEK, T., 2010: Electrical resistivity tomography in the research of the mountain relief: case studies from the flysch Carpathians. *XXII sjezd české geografické společnosti Ostrava 2010*, s. 74-81.

TÁBOŘÍK, P., LENART, J., PÁNEK, T., TURSKÝ, O., BLECHA, V., HANZELKOVÁ, J., VILHELM, J., 2014: Multidisciplinary geophysical survey of deep-seated gravitational slope deformations (case studies from the Outer Western Carpathians), In: Geomorfologický sborník 12 - Stav geomorfologických výzkumů v roce 2014. Sborník abstraktů a exkurzní průvodce konference. Teplice, 23. – 25. dubna 2014. s. 71.

TELFORD, W., M., GELDART, L., P., SHERIFF, R., E., 1990: Applied Geophysics, 2nd Edition, Cambridge University Press.

USGS, 2012: Landslide Types and Processes. Dostupné na internete: <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/pdf/fs2004-3072.pdf> (Posledný prístup: 21.7.2014)

VAN DAM, J., C., 2000: Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology*, 233, s. 72-85.

VAN DAM, R., L., 2012: Landform characterization using geophysics - Recent advances, applications, and emerging tools. *Geomorphology*, č. 137, s. 57-73.

VARNES, D., J., 1978: Slope Movement Types and Processes. Special report 176: Landslides: Analysis and Control, Washington, D.C., s.12-33.

VOZÁR, J., KÁČER, Š., 1998: Geologická mapa Slovenskej republiky, M 1 : 1 000 000, ISBN 80-85314-82-7, MŽP SR.

WARD, S., H., 1990: Resistivity and induced polarization methods In: MAILETT et al., 2005: High resolution electrical resistivity tomography (ERT) in a transition zone environment: Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhone river paleo-channel. *Marine Geophysical Researches* (2005).

ZÁRUBA, Q., MENCL, V., 1954: Inženýrska geologie. Academia Praha, 1. vydanie, 3. prepracované vydanie.

ZÁRUBA, Q., MENCL, V., 1987: Sesuvy a zabezpečování svahů. Academia Praha, 2. vydanie, 340 s.

ZHOU, W., BECK, B., F., ADAMS, A., L., 2002: Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography, Environmental Geology 42, s. 922-928.

ZOZNAM OBRÁZKOV A TABULIEK

Obr. 1 - Základné typy svahových pohybov (podľa Varnesa 1978, grafická úprava Jonson in USGS, 2012).....	13
Obr. 2 - Hlavné časti zosuvu (upravené podľa VARNESA, 1978).....	14
Obr. 3 - Delenie zosuvov podľa pôdorysného tvaru (ONDRÁŠIK & RYBÁŘ, 1991)	17
Obr. 4 - Archívna registračná karta zosuvu Čeřeniště, predná strana (PROKOP, 1962)	18
Obr. 5 - Archívna registračná karta zosuvu Čeřeniště, zadná strana (PROKOP, 1962).....	19
Obr. 6 - Zosuvné územia v bývalej ČSR a niektoré významné zosuvy (upravené podľa HORÁK et al., 2005).....	20
Obr. 7 - Tektonická schéma Českého masívu (CHÁB, 2010).....	21
Obr. 8 - Tektonická schéma slovenskej časti Západných Karpát (VOZÁR & KÁČER, 1998)	23
Obr. 9 - Digitálny model terénu územia extrahovaný z leteckých snímok z roku 1969 (PROKEŠOVÁ & MEDVEĐOVÁ., 2010).....	25
Obr. 10 - Pozdĺžne ERT meranie, lokalita Ľubietová (upravené podľa PROKEŠOVÁ et al., in press 2014)1–hlbšia šmyková plocha; 2–plytšia reaktivácia zosuvu z roku 1977; 3 – koluviálne akumulácie; 4 –epiklastické vulkanické brekcie; 5 – skalné podložie tvorené kremencom;6 – starý blokový zosuv;	26
Obr. 11 - Digitálny model terénu územia zosuvu Čeřeniště (upravené podľa TÁBOŘÍK et al., 2014).....	27
Obr. 12 - Čelo akumulácie zosuvu erodované a destabilizované bočnou eróziou potoku Rytina (FOTO AUTOR, 2014).....	28
Obr. 13 - Tektonická mapa zosuvu Čeřeniště (RYBÁŘ et al., 1993)	28
Obr. 14 - Pozdĺžne ERT meranie v kombinácii s geologickým rezom, lokalita Čeřeniště (upravené podľa BLAHŮT et al., 2012)	29
Obr. 15 - Princíp merania seizmickej reflexiou (HACK, 2000).....	33
Obr. 16 - Princíp merania seizmickej refrakcie (HACK, 2000).....	33
Obr. 17 - Schéma elektródového systému a elektrického poľa (upravené podľa GAJDOŠ, 2012).....	34
Obr. 18 - Výsledok VES (GAJDOŠ, 2012).....	37
Obr. 19 - Porovnanie hĺbkového dosahu ERT a GPR (TÁBOŘÍK et al., 2014).....	38
Obr. 20 - Systém ARES (GF INSTRUMENTS, 1996).....	40
Obr. 21 - Fotografie lokality Čeřeniště (3x FOTO AUTOR) A) potok Rytina ktorý tvorí ohraničenie zosuvu, profil následne pokračuje do svahu ; B) časť ERT profilu priamo v telese zosuvu; C) juhovýchodné obmedzenie svahovej deformácie bezmenným prítokom Rytiny ..	44
Obr. 22 - Rozloženie meraných bodov	47
Obr. 23 - Spôsob výpočtu inverzného modelu (LOKE & BARKER, 1996).....	50
Obr. 24 - Možnosti usporiadania elektród (upravené podľa HACK, 2000).....	51
Obr. 25 - Citlivostné rezy jednotlivých sekcií pre usporiadanie Wenner. Konfigurácie usporiadaní alfa, beta a gama (LOKE, 2012)	53
Obr. 26 - Mapa umiestnenia profilov na lokalite Čeřeniště (upravené podľa PROKEŠOVÁ et al., 2013).....	55
Obr. 27 - Porovnanie jednotlivých konfigurácií elektród.....	61
Obr. 28 - Porovnanie meraní z rôznymi rozstupmi elektród A) 189/3 m; B) 111/1 m;	63

Obr. 29 - Nepravidelné ERT meranie na lokalite Ľubietová (upravené podľa PROKEŠOVÁ et al.,2013)	64
Obr. 30 - Súbežné znázornenie časových zmien kvocientu vybraných etáží pre mesačný interval	66
Obr. 31 - Graf zrážok a teplôt pre mesačný interval.....	66
Obr. 32 - Grafy priebehu kvocientov v čase, mesačný interval.....	67
Obr. 33 - Grafy zmien kvocientov do hĺbky pre jednotlivé mesiace, 1. časť	69
Obr. 34 - Grafy zmien kvocientov do hĺbky pre jednotlivé mesiace, 2. časť	70
Obr. 35 - ERT profily na porovnanie mesačného intervalu	70
Obr. 36 - Mapa izolínií kvocientov v reze, mesačný interval.....	71
Obr. 37 - Súbežné znázornenie etáží pre dennú radu	73
Obr. 38 - Graf zrážok pre denný interval.....	73
Obr. 39 - Grafy priebehu kvocientov v čase, denný interval.....	75
Obr. 40 - Grafy zmeny kvocientu do hĺbky pre jednotlivé dni.....	76
Obr. 41 - ERT profily na porovnanie denného intervalu.....	77
Obr. 42 - Mapa izolínií kvocientov v reze, denný interval	78
Obr. 43 - Súbežné znázornenie etáží pre „hodinový“ interval	79
Obr. 44 - Graf zrážok pre „hodinový“ interval.....	79
Obr. 45 - Grafy priebehu kvocientov v čase, „hodinový“ interval	80
Obr. 46 - Graf zmeny kvocientu do hĺbky pre jednotlivé hodiny, 1. časť	82
Obr. 47 - Graf zmeny kvocientu do hĺbky pre jednotlivé hodiny, 2. časť	83
Obr. 48 - ERT profily na porovnanie hodinového intervalu	84
Obr. 49 - Mapa izolínií kvocientov v reze, „hodinový“ interval	84
Obr. 50 - Predĺžený ERT profil na lokalite Čefenišťa	86
Tab. 1 - Skrátená klasifikácia svahových posunov podľa Varnesa (1978).....	14
Tab. 2 - Percentuálne zastúpenie jednotlivých typov SD vzhľadom ku geologickým útvarom (KOPECKÝ et al., 2008).....	23
Tab. 3 - Technické parametre aparatury ARES (GF INSTRUMENTS, 1996)	42
Tab. 4 - Ďalšie vybrané parametre systému ARES (GF INSTRUMENTS, 1996).....	42
Tab. 5 - Členenie etáží s hĺbkovým dosahom a absolútnou chybou.....	47
Tab. 6 - Záznam meracieho denníku pre mesačný interval	55
Tab. 7 - Záznam meracieho denníku denného intervalu pre usporiadanie Wenner-Schlumberger.....	56
Tab. 8 - Záznam meracieho denníku pre „hodinový“ interval.....	57