

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Aplikovaná geologie

Studijní obor: 4XGEOLA



Mgr. Jaroslav Jirků

4D charakteristika elektrických odporů a elastických parametrů krystalického horninového masivu

4D Characteristics of Electric Resistivities and Elastic Parameters of Crystalline Rock Massif

Disertační práce

Vedoucí závěrečné práce/Školitel: doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

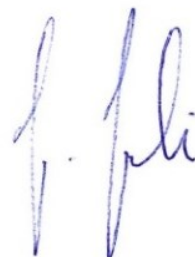
Český Brod, červenec 2021

Prohlášení studenta:

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 Českém Brodě, 16. 7. 2021

Podpis



Obsah

| | |
|--|----|
| Obsah | 3 |
| Poděkování..... | 4 |
| Abstrakt (CZ) | 5 |
| Abstract (ENG) | 6 |
| 1. Úvod | 7 |
| 1.1. Monitoring horninového masivu..... | 9 |
| 1.2. Popis porušení horninového masivu geofyzikálními metodami | 12 |
| 2. Experimentální ověření detekovatelnosti porušení horninových vzorků v laboratoři | 15 |
| 2.1. Ultrazvukové prozařování a otevřená pórovitost | 17 |
| 2.2. Simulování různého stupně porušení vzorků pomocí zahřívání (teplotní porušování) 20 | |
| 2.3. Analýza závislosti seismických rychlostí na mechanickém napětí a nasycení vzorků 22 | |
| 2.4. Studium závislosti měrného elektrického odporu na stupni sycení vzorků..... | 25 |
| 3. Detekce porušení krystalických hornin in-situ | 28 |
| 3.1. Citlivostní funkce uspořádání ERT | 28 |
| 3.2. Detekce vznikajícího porušení v krystalických horninách pomocí geofyzikálních metod 34 | |
| 3.2.1. Seismické metody při detekci trhlin a trhlínových systémů | 34 |
| 3.2.2. Modelování porušených zón v odporových metodách, metoda odporových sítí ... | 36 |
| 4. Vyhodnocení terénních dat, monitoring krystalických masivů | 56 |
| 4.1. Terénní základna Vodárenská štola Bedřichov..... | 56 |
| 4.1.1. Výsledky monitorovacího měření - štola Bedřichov | 60 |
| 4.2. Terénní základna - PVP Bukov..... | 67 |
| 4.2.1. Výsledky monitorovacího měření - PVP Bukov | 69 |
| 5. Diskuze | 75 |
| 6. Závěr..... | 78 |
| Seznam použité literatury | 81 |

Poděkování

Rád bych tímto poděkoval svému školiteli, doc. RNDr. Janu Vilhelmovi, CSc. za neúnavnou podporu a asistenci při tvorbě této práce i během celého doktorského studia. Dále děkuji RNDr. Petrovi Táboříkovi, Ph.D., RNDr. Janu Valentovi, Ph.D. a Mgr. Josefu Vlčkovi, Ph.D. za pomoc a rady při tvorbě tohoto textu a během zpracování dat. Část laboratorního měření by nemohla vzniknout bez pomoci Ing. Milana Brože, Mgr. Matěje Petružálka, Ph.D. a Mgr. Karla Sosny, Ph.D., tímto jim také vyjadřuji svůj dík. Mému zaměstnavateli, společnosti G IMPULS Praha spol. s r.o., patří poděkování za podporu v dokončení doktorského studia i během plnění pracovních povinností. Velký dík patří Správě úložišť radioaktivních odpadů (jmenovitě Mgr. Jozefu Uríkovi) za možnost účasti na několika výzkumných projektech, v rámci kterých vzniklo velké množství zde předkládaných dat. V neposlední řadě bych rád poděkoval svojí manželce Martině za neutuchající podporu.

Abstrakt (CZ)

Práce se zabývá využitím geofyzikálních metod k neinvazivnímu monitoringu geologických procesů odehrávajících se v krystalických masivech. Takováto metodologie může být využita např. při sledování procesů odehrávajících se v potenciálních i již existujících hlubinných geologických úložištích. Hlavními geofyzikálními metodami sledujícími změny v horninovém masivu je multielektrodová elektrická odporová tomografie (ERT) a vysokofrekvenční seismické prozařování. Sledovanými parametry měnícími se v čase jsou zdánlivý měrný elektrický odpor a parametry buzených elastických vln. Na základě dlouhodobých měření na terénních základnách jsou popisovány změny v horninovém masivu. Interpretace těchto změn jsou provedeny za pomoci vlastních laboratorních měření kvantifikujících vliv nasycení podzemní vodou ve vzorku a vliv porušení vzorku (modelované mechanicky/tepelně) na jeho měrný elektrický odpor. S ohledem na modelování a interpretaci řezů zdánlivého odporu byl navržen a realizován výpočet citlivostní funkce pro měření ERT v geometrii použitého terénního roztažení. Bylo prokázáno, že seismické prozařování lze provádět dlouhodobě a spolehlivě v podmínkách podzemního díla. Ukázalo se, že v prostředí podzemních děl vyražených v neporušených horninách před desítkami let nepozorujeme žádné změny v napjatostním stavu. Při porovnání výsledků metody ERT a laboratorních měření, resp. s ostatními měřeními parametry (teplota, výtoky podzemní vody), se ukazuje, že převažují procesy spojené s pohybem a stavem vody v puklinovém systému (vysychání, změna mineralizace). V rámci práce je rovněž představena možnost využití metody odporových sítí k popisu tenkých vodivých trhlin vyskytujících se v krystalických horninových masivech. Ukazuje se, že tato metoda je pro toto geologické prostředí vhodnější k modelování tenkých vodičů než standardně používaná metoda konečných rozdílů či konečných prvků v prostředí se spojitým rozložením vodivosti.

Abstract (ENG)

The thesis deals with the use of geophysical methods for non-invasive monitoring of geological processes occurring in crystalline massifs. Such a methodology can be used, for example, in monitoring the processes in future and existing deep geological repositories. The main geophysical methods monitoring changes in the rock mass are multielectrode electrical resistivity tomography (ERT) and high-frequency seismics. Monitored parameters that change over time are the apparent electrical resistivity and parameters of excited elastic waves. Based on long-term measurements at the field bases, changes in the rock mass are described. Interpretations of such changes are made using our own laboratory measurements quantifying the effect of groundwater saturation of samples and the effect of sample disruption (mechanical / thermal) on their electrical resistivity. With respect to modelling and interpretation of the apparent resistivity cross-sections the sensitivity function calculation was proposed and carried out in the geometry of used field layout. It was proven that seismic transmission may be carried out in an underground work reliably for long time. Seismic measurement shows that in the environment of underground works excavated decades ago, we practically do not observe any changes in the stress state. When comparing the results of the ERT method and laboratory measurements, or with other measured parameters (temperature, groundwater outflows), it turns out that the processes associated with the movement and state of water in the fracture system prevail (drying out, change of mineralization). The thesis also presents the possibility of using the method of resistor networks to describe thin conductive cracks occurring in crystalline rock massifs. It turns out that this method is more suitable for this geological environment for modeling thin conductors than the commonly used method of finite differences or elements.

1. Úvod

Monitorování horninového masivu v souvislosti s budováním podzemních technologických celků se postupně stává stále významnější otázkou. Potenciální havárie podzemních inženýrských děl mohou přímo ohrožovat životy lidí a dlouhodobě ovlivnit životní prostředí (podzemní úložiště radioaktivních odpadů), mohou mít významný politický a hospodářský dopad, pokud vedou k dočasné nedostupnosti určitých zdrojů, nebo produktů (podzemní zásobníky a sklady, zásobování vodou).

Rozšiřování metod pro spojitě sledování přírodního prostředí v čase byla věnována velká pozornost, která se nevyhnula ani metodám geofyzikálním. Tyto metody přinášejí do problematiky monitoringu zásadní výhodu - v drtivé většině se jedná o neinvazivní techniky měření, které jenom minimálně narušují zkoumané prostředí a nemůže pak docházet k sekundárním zásahům a poškozením zkoumané oblasti. Neinvazivnost geofyzikálních metod v porovnání s vrtnými pracemi (kontaktními, bodovými v prostoru) je doprovázená principiální nevýhodou nepřímého povrchového měření, tj. že získaný obraz geologického prostředí je pouze modelem s omezeným rozlišením vycházejícím z interakce zkoumaného prostředí se zaváděným fyzikálním polem.

Posuzování stability horninového masivu a sledování jeho stavu v prostoru a čase, označované jako 4D monitoring, může být řešeno z celé řady úhlů pohledu a s využitím mnoha různých metod a principů. Tématem předložené disertace je dlouhodobý monitoring stavu přírodního prostředí s důrazem na prostředí krystalických hornin a je realizován s využitím opakovaného měření metodou elektrické odporové tomografie (patřící mezi stejnosměrné odporové metody) a vysokofrekvenčního seismického prozařování. Jedná se o metodiku monitoringu, který umožňuje dlouhodobě sledovat stav přírodního prostředí horninového masivu v okolí podzemního inženýrského díla, a to zejména v podmínkách, kdy očekáváme jeho stabilní stav. V případě monitoringu masivu v průběhu ražby lze sledovat kupříkladu seismické projevy křehkého porušování horninového masivu v důsledku redistribuce napětí a deformací. K tomu se využívá například mikroseismické nebo seismoakustické monitorování. Naproti tomu v případě již dokončeného a stabilního podzemního díla většinou již nedochází ke vzniku porušení masivu a je potřeba využívat jiné monitorovací postupy, které by umožnily registrovat výrazně menší změny v deformaci horniny v porovnání se stavem např. během ražby nebo těsně po jejím ukončení (více v Bárta, J. et al. 2017).

V rámci předkládané disertační práce je zkoumáno chování krystalických masivů v závislosti na jejich porušení a nasycení vodou. Z hlediska cíle práce se jedná o monitorování stavu

porušení horninového masivu, resp. stavu trhlin (sevřenost), případně sledování změn v elektrické vodivosti trhlin vlivem podzemní vody. K interpretaci *in situ* geofyzikálních měření je využívána korelace s výsledky laboratorních měření - (i) simulace vlivu porušení horninového vzorku a jeho nasycení vodou na zdánlivý měrný elektrický odpor, (ii) měření vlivu narušení vzorků jednoosým namáháním na seismickou rychlost v kombinaci s různým stupněm nasycení vzorků vodou. Při výše uvedených srovnáních jsou využívána i data z dalších externích měřících zařízení umístěných na vybraných terénních základnách (výtoky, teploty apod.). Cílem práce bylo rovněž ověření metodického postupu dlouhodobého geofyzikálního měření v prostředí podzemního díla vyraženém ve skalních horninách, resp. zda jsou přístroje standardně určené k povrchovému měření schopné relevantně fungovat i ve výše uvedených podmínkách.

V rámci diskuze možných příčin a interpretace skutečných změn, odehrávajících se v krystalických masivech, je kromě porovnání laboratorních a terénních dat využívána i citlivostní funkce měření multielektrodové odporové tomografie ERT (její využití pro hodnocení terénních dat a rozlišování mezi přírodními vlivy na měřená data a vliv citlivosti samotné měřící technologie). K přesnějšímu určení charakteru porušení, odehrávajícího se v horninovém prostředí porušeném trhlínami, byl použit model odporové sítě (více v Jirků a Vilhelm, 2019), kdy použitá síť rezistorů vykazuje větší přesnost při určování vlastností vodivých poruch v masivu (sklon, rozměry, odpor) v porovnání s klasicky používanými metodami (např. metoda konečných rozdílů). Použití dlouhodobého monitoringu je známé z jiných oblastí (např. sesuvy, znečištění apod.). Využití takového monitoringu v prostředí skalních hornin, kde zatím dle současného stavu poznání tato metodologie příliš využita nebyla (více v Bárta et al., 2017 nebo Jirků et al., 2014) je cílem této práce. Konkrétně se jedná o použití trvale ukotvených měřících prvků v geologickém prostředí, dálkový přenos dat a možnost ovládání měřící soupravy pomocí internetu nebo využití originálních naměřených dat zdánlivých měrných odporů namísto porovnávání invertovaných řezů.

V práci byla využita data z terénních a laboratorních měření, která byla získána v souvislosti s řešením následujících výzkumných projektů, kterých jsem se osobně aktivně účastnil:

- Monitorování stavu krystalického masivu ve štole Bedřichov, více projektů, Správa úložišť radioaktivního odpadu, Technická univerzita v Liberci, 2011 – 2013,
- TA03020408 Monitoring chování puklinových systémů horninového masivu geofyzikálními metodami, Technologická agentura České republiky, 2013 – 2016,

- SO2018-075, Dlouhodobé monitorování horninového masivu v PVP Bukov nedestruktivními geofyzikálními metodami, Správa úložišť radioaktivního odpadu, 2018 – 2022.

1.1. Monitoring horninového masivu

Pokud se hovoří o monitorování horninového masivu, často se tímto pojmem označuje sledování probíhajícího procesu křehkého porušování hornin. Sem lze zahrnout například sledování vzniku porušování horninového masivu v blízkosti ražených důlních chodeb. Jedním z takových prvních popsaných měření je mikroseismické měření v dole Witwatersrand v Jihoafrické republice v roce 1910 (Lee a Stewart, 1981).

V současnosti monitoring horninového masivu zahrnuje celou řadu geofyzikálních metod, sledovaných parametrů a jevů. Využití sledování seismických signálů v případě monitorovacích metod lze demonstrovat např. na práci Giudicepietro et al. (2019), která ukazuje využití kontinuálního sledování seismických signálů pomocí seismických stanic v komplexu metod (spolu s geodézií a geochemií) pro včasnou identifikaci eruptivní aktivity sopky Stromboli v letech 2017-2018. Monitorování změn v seismických signálech (seismické povrchové stanice, změny v napjatosti masivu v podzemních laboratořích) společně se sledováním změn tíhového pole pomocí gravimetrie se také věnovali např. Mutke et al. (2019) v rámci sledování procesů v zemské kůře v Hornoslezské pánvi jakožto důsledku post-hornických činností v oblasti.

Další příklad využití gravimetrie (v kombinaci s metodou seismické reflexe) ukazuje Yang et al. (2019). Uvedené geofyzikální metody zde byly použity k monitorování pohybu mraku slané vody s CO₂ v aquiferu pitné vody, neboť obě zmíněné geofyzikální metody reagují na změnu objemové hmotnosti. Výsledky geofyzikálních měření byly ověřovány přímým měřením tlaku a koncentrace CO₂ ve vrtu.

Sledování pohybu cizorodých látek v geologickém prostředí se často také řeší geoelektrickými metodami. Měrný elektrický odpor se ukazuje jako klíčový parametr pro studium procesů odehrávajících se v nasycené i vadózní zóně, neboť primárně závisí na měrné vodivosti podzemní vody, porozitě a jílovitosti (Archie, 1942, pro písčité materiály). Např. práce (Auken et al., 2014) nebo (Carrigan et al., 2013) využívají metodu ERT pro sledování ve vodě rozpuštěného oxidu uhličitého v geologickém prostředí, první v systému povrchového měření, druhý v případě vrtné odporové tomografie. Použité měřicí systémy ukázaly výrazný pokles

v měřeném měrném elektrickém odporu kolem 30 procent vlivem přítomnosti rozpuštěného oxidu uhličitého.

Metodu ERT lze využít i v řešení speciálních problémů, např. u monitorování změn ve struktuře materiálů, kdy se využívá silná závislost mezi porozitou konstrukčních materiálů (beton, kámen, dřevo apod.) a jejich elektrickými vlastnostmi. Jednu z prvních takto popsaných aplikací uvádí Hunkeler (1996). Autor studuje a porovnává měrný elektrický odpor betonu s měnícími se pórovými kapalinami a ukazuje důležitost metody ERT při monitorování a pochopení vzniku a průběhu fenoménu koroze výztužných materiálů. Podobně jiní autoři využívají metodu ERT při sledování degradace stavebních materiálů. Lataste et al. (2003) tuto odporovou metodu využívá společně s numerickým simulováním k monitorování vzniku trhlin v zesílených betonových materiálech. Metoda odporové tomografie je rovněž využitelná k monitorování stavu stavebních inženýrských konstrukcí. Flint et al. (1999) ukazuje využití ERT monitorovacího měření společně se seismickými měřeními k popsání procesů odehrávajících se ve zděném viaduktu. Autoři zdůrazňují, jak jsou odporové metody vysoce citlivé na změny ve vnitřní vlhkosti materiálu, což je činí ideální pro dlouhodobé sledování procesů vodní infiltrace do zděných struktur.

Moderní ERT měřicí systémy umožňují využít i metodu vyzvané polarizace (indukovaná polarizace, IP). Tato metoda může být využita jako doplněk k měření měrných elektrických odporů při sledování procesů postihujících životní prostředí. Začínajíc na mikroskopickém měřítku, lze uvést aplikaci vyzvané polarizace při sledování tzv. MICP (Microbial Induced Carbonate Precipitation) procesů, kdy dochází za pomoci bio-geochemických procesů ke vzniku karbonátové sedimentace. Autoři Saneiyan et al. (2019) uvádějí, že metoda vyzvané polarizace se ukázala jako vhodná pro sledování i takovýchto dílčích mikrobiologických procesů. Autoři uvádějí, že měření měrného elektrického odporu se překvapivě ukázalo jako neúčinné a nepřineslo žádné výsledky. Měření vyzvané polarizace v rámci 15-denního testovacího terénního měření dokázalo vymežit, jak prostorově, tak časově, propagaci MICP v řešené oblasti, kde tyto procesy změnily fyzikální vlastnosti ve zkoumaném prostředí. Metoda vyzvané polarizace, ať už v časové nebo frekvenční oblasti, se ukazuje jako vhodná pro přímé sledování pohybů a identifikaci kontaminace v geologickém prostředí. Nivorlis et al. (2019) například ukazuje použití metody IP v časové doméně při sledování materiálů typu perchloroethylenu v podloží. Metoda byla použita nejen k identifikaci mraku kontaminace, ale po aplikaci sanačních opatření i ke sledování změny a ústupu kontaminovaného materiálu v půdě prostřednictvím automatizovaného monitorovacího systému. Studium využití a omezení stejné metody pro zkoumání vlivu znečištění uhlovodíky v půdním prostředí se zabývali

Biosca et al. (2020). Využitelnost metody IP v relaci na změny zdánlivé polarizovatelnosti versus nasycení uhlovodíky zde byla potvrzena. Zároveň ale autoři upozorňují na možný vznik falešných anomálií při monitoringu a přítomnosti elektro-metalických solí, které jsou schopné maskovat účinek hledané kontaminace.

Využití jiných geoelektrických metod než IP a ERT se na základě studia literatury ukazuje jako omezené. Lze zmínit využití geologického radaru (GPR – ground penetrating radar) ke sledování změn v nasycení mělké půdní vrstvy podzemní vodou. Algeo et al. (2018) ukazují, že ke sledování změn vlhkosti lze využít charakteristiku georadarového elektromagnetického signálu podobnému prvním nasazením v seismických metodách, zde označených jako ETS (early-time signal). K posouzení změn vlhkosti byly z prvních nasazení radarového signálu spočteny dva statistické parametry – průměrná amplituda obálky (AEA – average envelope amplitude) a amplituda nosné frekvence (CFA – carrier frequency amplitude). Oba tyto parametry vykazovaly zvýšení hodnot během řízeného zavlažování. Při řízeném zavlažovacím experimentu ukázala lepší výsledky anténa 400 MHz v porovnání s 1 000 MHz anténou, jejíž signál byl oslaben přípovrchovými reflektory EM signálu.

Použití geofyzikálních metod v problematice monitoringu může být kromě metodického pohledu popsáno také z hlediska účelu. Zdaleka nejrozšířenějším oborem, využívajícím geofyzikální metody k dlouhodobému monitoringu, je monitoring svahových pohybů, obecně sesuvů. Jak uvádí Bishop (1960) a Morgenstern a Price (1965) spouštěcí mechanismy sesuvných procesů jsou především změny v obsahu podzemní vody spojené s následnými změnami v pórovém tlaku, které je nutné sledovat. Využití geofyzikálních metod v problematice sesuvných procesů uvádí např. McCann a Forster (1990). Klíčovým aspektem pro rozšíření geofyzikálních metod k využití v problematice sesuvných procesů bylo zavedení stabilních měřících systémů (tj. systémů pevně spojených se zemí v průběhu měření). Měřící multielektrodové systémy popisují už např. Barker (1981) nebo Li a Oldenburg (1992). Vývoj měřící techniky byl obdobně doprovázen i změnami ve zpracování dat v algoritmech pro inverzi dat zdánlivého měrného odporu, což přineslo možnost generovat jak 2D, tak 3D zobrazení geologického prostředí (Dey a Morrison, 1979 nebo Oldenburg et al., 1993). Generelní přehled studií za posledních dvacet let, používané techniky a zpracování dat, s důrazem na sesuvy indukované změnou nasycení podzemní vodou, popisuje práce Whiteley et al. (2019). Autoři potvrzují obecný závěr, že geofyzikální metody přinášejí podstatný doplněk k invazivním metodám při studiu struktury a dynamiky sesuvů a zdůrazňují možnosti systému včasného varování při využití multi-disciplinárních monitorovacích systémů kombinujících geofyzikální a geotechnické metody. Charakteristika svahových pohybů pomocí geofyzikálního monitoringu

by šla rozdělit do dvou skupin - sledování re-aktivace sesuvů a dlouhodobé monitorování procesů s ohledem na bezpečnost celého tělesa do budoucna.

První skupině se věnovali např. Merritt et al. (2018) nebo Uhlemann et al. (2017). Obě práce se věnují aktivaci a reaktivaci svahových těles a dávají do souvislosti tyto procesy a nasycení podzemní vodou, resp. s pórovými tlaky. Práce ukazují, že při korektním zpracování dat a započtení příslušných korekcí (např. na pohyb elektrod, sezónní variace měrných odporů) mohou být geoelektrické metody vhodné i pro sledování procesů aktivace samotných sesuvů. Dlouhodobým sledováním procesů v již identifikovaném sesuvu se věnuje např. Gance et al. (2016), který popisuje trvalé osazení aktivního sesuvu systémem GEOMON^{4D}. Měřicí systém byl trvale usazen po dobu jednoho roku. Opakovaným měřením elektrického odporu každých 12 hodin (v našem případě byl měrný odpor měřen až každé tři hodiny) se zkoumají změny v hydrogeologickém režimu sesuvného tělesa (cirkulace podzemní vody, změna nasycení jílovitého prostředí). Autoři rovněž řeší i problematiku aplikovatelnou do monitorování skalních hornin, tedy technická řešení dlouhodobého geofyzikálního monitoringu (napájení, ukotvení měřících prvků apod.) a případné opravy na vlivy nespojené s hydrogeologickými procesy (citlivost měřící aparatury, vliv změn teploty, přítomnost poruch v povrchové vrstvě).

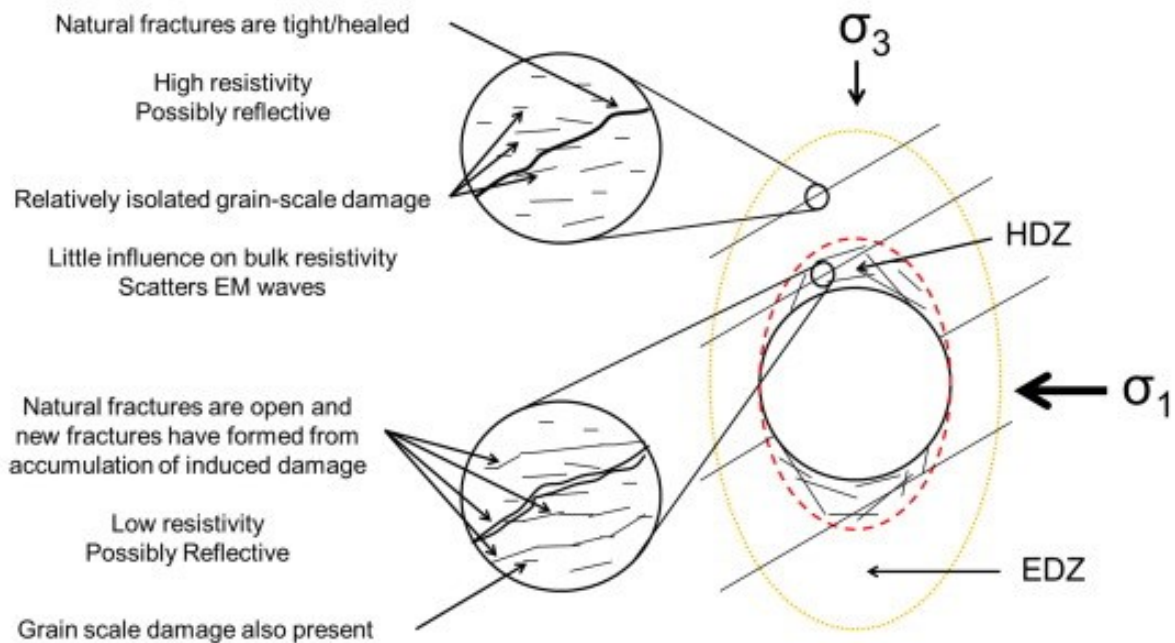
Přestože je v drtivé většině článků zdůrazňován význam geoelektrických metod, lze nalézt i příklady využívající např. seismické metody ke studiu svahových pohybů. Například (Uhlemann et al., 2016) ukazuje možnost kombinace měření podélných a příčných seismických vln v 2D řezu a využití spočtených elastických konstant. Poissonova konstanta byla použita pro rozlišení nasycených a částečně nasycených jílu, Youngův modul pružnosti pak k identifikaci oslabených zón.

1.2. Popis porušení horninového masivu geofyzikálními metodami

Využití geofyzikálních metod pro popis krystalických hornin se úzce dotýká této práce. Jak uvádí Day-Lewis et al. (2017), s ohledem na šíření kontaminovaného materiálu, k problematikám popisu porušeného skalního prostředí patří fakt, že toto prostředí je obvykle narušeno pouze systémem jednotlivých vzájemně propojených trhlin, které obvykle představují jediný geofyzikálně identifikovatelný fenomén. Tok a prostup např. podzemní vody masivem (sloužící jako preferenční vodič např. pro kontaminovanou vodu v hlubinných úložištích radioaktivních odpadů) je obvykle vysoce nehomogenní a anizotropní, kdy směr toku daleko více závisí na vzájemné propojenosti trhlin a jejich směru než na hydraulických gradientech.

Geofyzikální popis krystalických hornin obvykle vychází ze dvou aspektů – charakterizace hydrogeologických struktur zajišťujících transport a monitoring procesů odehrávajících se v tomto prostředí. Popisu systému trhlin v nejrůznějších měřítkách se věnovali například Bonnet et al. (2001), který uvádí, že určení charakteru křehkého porušení je klíčové jak pro hlubinná úložiště, zásobníky uhlovodíků, tak i pro určení rizika způsobeného zemětřeseními. Jak zároveň uvádí Day-Lewis et al. (2017), povrchové geofyzikální metody jsou oproti vrtným pracím neinvazivní, ale zároveň mají vůči vrtným metodám limit daný ve velikosti trhlin, které jsou schopné detekovat.

Použitelnost geofyzikálních metod při popisu porušení skalního masivu je velmi často studována v souvislosti s prostředím podzemních staveb. Jak popisují Danielsen a Dahlin (2009), v případě podzemní stavby železničního tunelu v prostředí rul skandinávské tabule, detailní porovnávání změn elektrického odporu vs. Q-parametru (systém kvality horninového masivu podle Barton et al., 1974), výnosnosti vrtného jádra a litologických změn vedlo ke zjištění, že lze nalézt přímou úměru mezi zdánlivým měrným odporem a kvalitou zastíženého rulového prostředí. Samotná detekce puklin, puklinových zón nebo oslabených zón je pak klíčová v případě podzemních úložišť (např. radioaktivních) odpadů. Jedním z možných příkladů je švédská podzemní laboratoř Äspö. Ta se nachází v blízkosti jaderné elektrárny Oskarshamn v prostředí žulového masivu. Využití neinvazivních technik v této laboratoři popisují Walton et al. (2015). V rámci jejich práce se soustředili na identifikaci zón klíčových při zakládání podzemních staveb, tedy především puklin, střížných zón nebo dutin. Využívali kombinaci geofyzikálních metod (stejnoseměrný odpor, vyzvaná polarizace, geologický radar) a tyto výsledky dávali do souvislosti s výsledky např. mapování metodou LiDAR (Light Detection and Ranging), která sloužila jako referenční pro povrchové struktury a topografii a geologii lokalit. Klíčovým výstupem výzkumu bylo rozlišení dvou zón narušení způsobených výrubem - tzv. HDZ (Highly Damaged Zone) a EDZ (Excavation Damaged Zone). Nejvíce porušená zóna HDZ byla nejlépe definovatelná stejnoseměrnými metodami jakožto vrstva o extrémně sníženém měrném odporu a dosahovala přibližně 5 – 10 cm. Zóna EDZ pak byla nejlépe popsána metodami georadaru (vliv porušeného prostředí na elektromagnetický signál) a IP na základě hodnot zdánlivé polarizovatelnosti, které vykazovaly snížené hodnoty do cca 4 ms. Mocnost této zóny dosahovala mezi 15 – 35 cm. Práce zároveň definuje tři základní druhy porušení v přípovrchové zóně horninového masivu a jejich vliv na geofyzikální pole, viz *Obr. 1*.



Obr. 1 Tři základní modely křehkého porušení trhlinami v zónách EDZ/HDZ v krystalickém masivu (převzato z (Walton et al., 2015)).

Autoři v publikaci rozlišují:

1. Pevně uzavřené přírodní trhliny, vysoký měrný odpor nebo reflektivita signálu (elektromagnetického, seismického),
2. relativně prostorově omezené porušení v řádu velikosti zrn, drobný vliv na měrný odpor, rozptyluje elektromagnetické vlny,
3. přírodní a nově vytvořené otevřené trhliny, nízký odpor, možná zvýšená reflektivita.

Všechny tyto struktury jsou definovány v rámci zón EDZ nebo HDZ s přihlédnutím ke směru hlavního a vedlejšího napětí (σ_1 respektive σ_3), resp. k jeho pozvolnému snižování se vzdáleností od výrubu.

Přestože výše zmíněná práce upřednostňuje ke zkoumání porušené přípořechové zóny geoelektrické metody, lze najít i využití seismických metod. Cosma et al. (2001) toto demonstruje v prostředí již zmíněného granitového prostředí laboratoře Äspö, Alheid et al. (2002) v prostředí jílovcového souvrství Opalinus ve Švýcarsku. Obě práce definují narušení přípořechové zóny do hloubky prvních metrů s využitím P-vln, S-vln a útlumu jejich amplitud. Seismické metody mají zásadní výhodu v přímé provázanosti s elastickými parametry horninového prostředí. Při popisu systému trhlín a nehomogenit v horninovém prostředí se často popisuje malý objem horniny ve velkém detailu. K prozařování skalního masivu je proto nutné použít vysokofrekvenční měřící systémy, resp. zdroje seismického signálu (stovky kHz až jednotky MHz). Zároveň, jak ukazuje Marelli et al. (2010), kvalita

kontaktem mezi horninou a měřícím čidlem je esenciální pro kvalitu přijímaného signálu. V případě mikro-seismického měření přímo na povrchu skalní stěny, kdy velikost měřící základny je podobná s rozměry štol, může navíc docházet ke vzniku silných interferenčních vln (povrchové nebo tunelové vlny), v případě, že průřez štolou je kruhový (např. Gridin et al. (2003) nebo Jetschny et al. (2010)). Marelli et al. (2010) rovněž ukazuje na problematickou opakovatelnost jak v případě zdroje, tak přijímače elastického vlnění. V případě opakovaného prozařování se lišily všechny záznamy na vyšších časech. Tento fakt byl sledován i u trvale umístěných vysílačů signálu, kdy je nutné počítat s velkými vlivy prostředí v bezprostředním okolí zdroje signálu. Jako nejspolehlivější zdroje signálu uvádí Marelli et al. (2010) jiskřiště (neboli sparker, zdrojem je vysokonapěťový elektrický pulz pod vodou o frekvenci 5 kHz). V případě přijímačů vlnění uvádí hydrofony (piezo-keramické snímače umístěné ve vrtu vyplněném vodou). Seismické měření, jak povrchové, tak vrtní, může v případě měření na skalní stěně přispět především k bezpečnosti v podzemních prostorách. Sledování změn v napěťovém stavu na čelbě ražby ukazuje Startcev a Semenova (2020). Postup čelby je definován na základě rychlostních modelů, kdy je sledován vznik a migrace nízko- a vysoko-rychlostních zón v průběhu ražby. Obdobný přístup, navíc s využitím měření ve vrtu, ukazuje Lisin et al. (2018). Měření ve vrtu ukazuje větší stupeň rozlišení než v případě povrchového seismického měření. K věrohodné lokaci porušené zóny v masivu slouží významný pokles v nosné frekvenci použitého signálu.

2. Experimentální ověření detekovatelnosti porušení horninových vzorků v laboratoři

Základní myšlenkou předkládaného výzkumu je analýza procesů odehrávajících se v blízké zóně kolem podzemního výrubu v krystalických horninách s využitím zejména geoelektrických odporových metod a vysokofrekvenčního (ultrazvukového) seismického prozařování. Podmínky realizace měření se značně odlišují od běžných podmínek povrchových geofyzikálních metod: časté jsou velmi vysoké přechodové odpory, zkoumané prostředí může vykazovat extrémně vysoké měrné odpory, z hlediska elektrických odporů se prostředí například v okolí trhlin jeví jako vysoce nehomogenní apod. Stejně i interpretace terénních dat a vytváření finálních modelů se vzhledem ke složitým podmínkám měření a vlastnostem prostředí odlišuje od běžně používaných a známých postupů. Aby bylo možné seznámit se se základními vlastnostmi takového prostředí, byla realizována série laboratorních měření na vzorcích. Cílem těchto měření bylo v první řadě kvantifikovat možnou závislost mezi různou

mírou nasycení vzorků a měrným elektrickým odporem, a to i v závislosti na stupni porušení vzorků trhlinami.

Pro účely prvního laboratorního měření bylo odebráno 5 vzorků hornin z těsného okolí štoly Bedřichov, z nichž byly připraveny tři testovací kvádry o velikosti 8x8x8 cm a dále bylo odebráno pět kusů vzorků tonalitů z lokality Mokrsko, z nichž byly připraveny testovací kvádry stejné velikosti. Celkem tedy bylo podrobně testováno osm vzorků – jejich parametry v nenasyčeném a neporušeném stavu jsou uvedeny v *Tab. 1*. U každého vzorku byla stanovena jeho hmotnost ve vysušeném stavu a otevřená pórovitost. Pomocí ultrazvukového prozařování byla stanovena rychlost P a S-vln a odvozeny byly hodnoty elastických parametrů Youngova modulu a Poissonovy konstanty.

Pro sycení vzorků byla využívána mineralizovaná podzemní voda, odebraná ve štolě Bedřichov, o měrné elektrické vodivosti přibližně 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Tato nízká hodnota je způsobená nízkými koncentracemi rozpuštěných látek (nízkou mineralizací) vody. Pro srovnání je možné uvést podle SWRCB (2002) průměrné hodnoty vodivosti u různých druhů vod (se zanedbáním účinku vlivu okolního prostředí) pohybují přibližně v úrovních: destilovaná voda 0,5 – 3 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tající sníh 2 – 42 $\mu\text{S}/\text{cm}$, kohoutková voda 50 – 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, čistá potoční voda 100 – 2 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, odpadní voda 10 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mořská voda 55 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Realizovaný výzkum se soustředil na simulování různého stupně sycení téhož vzorku a rovněž byly sledovány rozdíly chování mezi vzorky s různou mírou porušení. K získání vzorků s různým stupněm porušení byly některé vzorky v laboratoři mechanicky porušovány pomocí zahřívacích experimentů. Míra porušení vzorků byla odhadována pomocí měření změn mechanických vlastností horninového materiálu. K tomu bylo využíváno především ultrazvukové prozařování. Přitom byly odhadovány i elastické parametry materiálu vzorků. Dále byly vybrané vzorky porušovány pomocí mechanického zatížení a byl sledován vliv měnícího se napěťového stavu na rychlosti průchodu seismických vln (jak u vysušených, tak u saturovaných vzorků), více ve Vilhelm et al. (2016). Vliv porušení vzorků a/nebo jejich nasycení je demonstrován i pomocí hodnoty měnící se hmotnosti vzorků.

Tab. 1 Parametry původních, neporušených vzorků k laboratorním měřením.

| VZOREK | granit_0 | | | tonalit_ | | tonalit_ | | tonalit_ |
|---|-----------|---------|-----------|----------|---------|----------|---------|----------|
| | granit_02 | 6 | granit_09 | A | B | C | D | E |
| V_p (km/s) | 3,6 | 3,1 | 3,7 | 6,1 | 6,0 | 6,0 | 5,9 | 5,9 |
| V_s (km/s) | 2,4 | 2,1 | 2,2 | 3,5 | 3,5 | 3,5 | 3,5 | 3,6 |
| V_p/V_s | 1,5 | 1,5 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,7 |
| objemová hmotnost ρ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) | 2299 | 2250 | 2305 | 2731 | 2721 | 2717 | 2736 | 2731 |
| $m_{\text{suchý}}$ (g) | 1330,94 | 1510,66 | 1157,74 | 1343,46 | 1327,08 | 1322,82 | 1349,94 | 1334,64 |
| n_{ini} (%) | 1,22 | 1,12 | 1,94 | 0,37 | 0,52 | 0,43 | 0,40 | 0,38 |
| E_{dyn} (GPa) | 29,2 | 27,7 | 30,8 | 84,2 | 83,7 | 83,3 | 84,3 | 84,5 |
| Poissonova konstanta | 0,13 | 0,09 | 0,24 | 0,25 | 0,23 | 0,23 | 0,22 | 0,22 |

Legenda: Vzorky „granit“ = Bedřichov, vzorky „tonalit“ = Mokrsko, V_p - rychlost podélných vln určená z ultrazvukového prozařování, V_s - rychlost příčných vln určená z ultrazvukového prozařování, V_p/V_s - poměr rychlostí podélných ku příčným vlnám, objemová hmotnost ρ - určená dle ČSN EN 1936 „ $m_{\text{suchý}}$ “ - hmotnost suchého neporušeného vzorku, n_{ini} - otevřená pórovitost suchého neporušeného vzorku, E_{dyn} - Youngův modul pružnosti, určený z hodnot seismických rychlostí, Poissonova konstanta, určená z hodnot seismických rychlostí.

Hodnoty měřených parametrů ukazují na proměnlivé vlastnosti granitových vzorků sloužících jako analog porušeného horninového prostředí se sníženými hodnotami seismických rychlostí a elastických modulů. Naproti tomu parametry vzorků tonalitu mají velice stabilní hodnoty s rychlostmi podélných vln kolem 6 000 m/s, svědčících o jejich počátečním neporušeném stavu, který reprezentuje kompaktní skalní prostředí. Obdobné závěry ukazují i hodnoty otevřené pórovitosti a Youngova modulu pružnosti. Proměnlivost Poissonovy konstanty u prvních dvou vzorků granitu je pravděpodobně způsobená zhoršeným mechanickým stavem vzorků a relativně anomálním poměrem V_p/V_s . Při porovnání s výsledky, které uvádí Gercek (2007) ale všechny vzorky (kromě vzorku granit_06 s drobnou odchylkou) odpovídají svými hodnotami Poissonovy konstanty očekávatelným hodnotám pro granitové horniny (interval 0,1 – 0,35). Zároveň stejný autor uvádí fakt, že při dynamickém zjišťování těchto hodnot pomocí seismického prozařování dochází k častým chybám měření a určení výsledných hodnot.

2.1. Ultrazvukové prozařování a otevřená pórovitost

Vhodnost použití ultrazvukového prozařování k celkové kvantifikaci porušení vzorků potvrzuje Chaki et al. (2008). Ten rozděluje typ vznikajícího porušení na (a) dutinky spojené s povrchem vzorku detekovatelné měřením otevřené porozity, (b) propojené trhliny měřitelné na základě

propustnosti protékající kapaliny a (c) nepropojené trhliny, které není možní identifikovat ani pomocí měření otevřené porozity ani propustnosti. Naopak měření propagace ultrazvukových vln interaguje se všemi třemi vznikajícími druhy porušení, a proto je vhodným indikátorem celkového porušení vznikajícího v hornině.

V rámci teplotního porušování vzorků jakožto přípravy pro sledování závislosti mezi porušením (pórovitostí) a nasycením vzorků byly hodnoty seismických rychlostí (jakožto jeden z parametrů kvantifikujících porušení vzorků) zjištěny pomocí ultrazvukového prozařování. Toto prozařování bylo realizováno měřením průchodu elastické vlny vzorkem. Na protilehlé stěny vzorků byly umístěny piezokeramické měniče, přičemž jeden byl v roli vysílače a druhý přijímače. Vysílací senzor byl vybuzen vysokonapěťovým pulsem, vygeneroval elastické vlnění, a to bylo po průchodu vzorkem zaregistrováno přijímacím senzorem. Průběh elektrického signálu z přijímacího senzoru byl porovnán pomocí digitálního osciloskopu s průběhem vyslaného napěťového impulzu, což posloužilo k určení času průchodu elastické vlny vzorkem.

Jako zdroj ultrazvukových pulzů byl použit generátor napěťových pulzů se zesilovačem firmy Olympus tovární značky 5072PR. Generátor vytvářel obdélníkové pulsy, které byly se strmou náběžnou hranou 5 ns /100V posílány na budící piezokrystal. Zároveň časovací obvod budiče spouštěl časovou základnu digitálního osciloskopu. Velikost budícího napětí na piezokrystalu byla nastavena dle velikosti horninového vzorku a útlumu signálu v rozsahu 100 až 350V. Četnost opakování budících impulsů byla nastavena na 3 prozáření za sekundu. K prozařování P-vlnami byla použita dvojice piezosnímačů V103 od firmy Olympus, pro prozařování S-vlnami byly použity snímače V153 od téže firmy. Snímače mají rezonanční kmitočet 1 MHz. Jeden snímač byl použit jako vysílač, druhý jako přijímač. Snímače byly z důvodu dokonalejšího přenosu ultrazvukových vibrací ošetřeny vazelínami High Z (P-vlny) a Shear Gel (S-vlny) firmy Sonotech. Do vysílače byly přiváděny napěťové pulsy ze zdroje ultrazvukového signálu. Z přijímače byl signál veden na vysokofrekvenční zesilovač, který umožňuje nastavení optimálního zesílení signálu. Zpoždění signálu bylo vyhodnocováno na čtyřkanálovém digitálním osciloskopu DSO7014A od firmy AGILENT se 100 MHz vzorkováním. Časová základna měřicího kanálu byla spouštěna časovačem ze zdroje ultrazvukového signálu. Ze snímací sondy byl signál procházející vzorkem po zesílení přiveden na vstup druhého kanálu osciloskopu. Signál byl z důvodu zlepšení poměru mezi signálem a šumem průměrován z osmi měření. Pomocí kurzorů se u P-vln odečítal čas mezi vyslaným signálem a počátkem první náběžné hrany přijímaného signálu. V případě S-vln je nalezení příchodu vlny složitější, protože S-vlna není v prvním vstupu. Proto bylo využíváno praxe

hledání příchodu S-vlny v oblasti 1,6 až 1,9 násobku časového zpoždění P-vlny jako počátek změny frekvence a amplitudy signálu.

Rychlost seismických vln byla určena z prvních nasazení podélných a příčných vln, resp. časů těchto prvních nasazení určených odečtem na grafu amplitudy seismického vlnění napříč vzorkem. Tímto odečtem byl určen čas příchodu příslušné vlny v mikrosekundách a na základě znalosti velikosti vzorku v milimetrech byla vypočtena příslušná seismická rychlost. Všechny hodnoty byly měřeny ve všech třech možných směrech na použitých krychlích k posouzení anizotropie vzorků. V případě tonalitů byl rozptýl určených seismických rychlostí maximálně do 0,1 km/s (cca dvě procenta) jak pro P tak pro S-vlny. Tyto vzorky je možné uvažovat jako rychlostně izotropní. Vzorky granitů vykazovaly směrovou anizotropii rychlosti v řádu do přibližně 0,6 km/s (cca 15 procent) a lze je uvažovat jako rychlostně anizotropní. Pro jednoduchost vzájemného porovnání mezi vzorky jsou v *Tab. 1* porovnávány průměrné hodnoty seismických rychlostí a odvozených modulů, pracujeme tedy s aproximací izotropního prostředí, což mimo jiné přináší zjednodušení při používání elastických konstant (Youngův modul pružnosti, Poissonovo číslo) u kterých není nutné provádět jejich rozklad na jednotlivé směry/složky a je možné provést jeho odvození ze seismických rychlostí dle rovnic [I] a [II] (Youngův modul pružnosti je zde označený jako E_{dyn} , Poissonovo číslo jako ν_{dyn}):

$$E_{dyn} = \frac{\rho * 3V_p^2 - 4V_s^2}{(V_p/V_s)^2 - 1} \quad [I]$$

$$\nu_{dyn} = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \quad [II]$$

Objemová hmotnost ρ a otevřená pórovitost byla stanovena podle modifikované metodiky normy ČSN EN 1936 (2007). Otevřená pórovitost je dána vzájemně propojeným systémem pórů přístupných pro vodu a umožňujících proudění, tzv. efektivní pórovitostí, a drobnými nepropojeným póry a mikrotrhlinami na povrchu vzorku, které mohou být nasyceny vodou (podle Norton et al., 1977).

Otevřená pórovitost byla spočtena pomocí vztahu (dle ČSN EN 1936 (2007)):

$$n_{ini} = \frac{m_s - m_d}{m_s - m_h} * 100 \quad [III]$$

Zde m_s odpovídá hmotnosti nasyceného proměřovaného tělesa, m_d hmotnosti vysušeného proměřovaného tělesa a m_h hmotnosti proměřovaného tělesa ponořeného do vody.

2.2. Simulování různého stupně porušení vzorků pomocí zahřívání (teplotní porušování)

Mezi základní procesy, které mohou probíhat v blízké zóně kolem výrubu a které byly identifikovány pomocí seismické metody a ERT, patří především změna nasycení mikrotrhlin vodou (jejich vysychání a zavodnění), případně drobné změny v napjatostním režimu puklinového systému (otevírání či zavírání trhlin). Změna v závislosti na nasycení vzorků bude popsána v této kapitole, spojitost s napjatostním stavem horniny v následující. Aby bylo možné posoudit vliv vlhkosti na měrný odpor, bylo realizováno proměření vzorků s různým stupněm přirozeného porušení trhlinami, ale i vzorků s uměle zvýšeným porušením. Toto porušení bylo realizováno pomocí tepelného namáhání vzorků a zároveň byl sledován vliv různého nasycení vzorků. Tepelné porušení se ukázalo jako relativně nejsubtilnější, co se týče míry vzniku nových trhlin a zároveň poměrně snadno proveditelné. Experimentálně byla testována i možnost generovat porušení trhlinami mechanickým zatěžováním vzorku jednoosým namáháním v lisu. Ukázalo se ale, že mechanické zatěžování vzorek buď vůbec neporušilo, nebo naopak došlo k porušení v příliš velké míře. Vliv mechanického zatěžování pomocí lisu se také ukázal jako příliš silný vzhledem k mechanickým procesům, které lze reálně očekávat v horninovém masivu v okolí stabilního podzemního výrubu (například štoly).

Metodika tepelného porušení spočívala v postupném ($1^{\circ}\text{C}/\text{min.}$) zahřívání vzorků až na teplotu 400°C . Tato teplota je dostatečná pro vznik nových mikrotrhlin, zároveň ale ještě při této teplotě nevznikají nové minerální fáze (jako např. tzv. inverzní α - β přeměna ve struktuře křemene nastávající při teplotě 573°C), což by mělo nežádoucí rušivý účinek.

Sušení vzorků pro zbavení přirozené vlhkosti probíhalo při teplotě 105°C po dobu 24 hodin. Zahřívání vzorků na požadovanou teplotu probíhalo plynule postupným nárůstem teploty z 20°C po dobu 4 hodin (cca 1°C za 3 minuty). Smyslem postupného zahřívání je zabránění vzniku nových mikrotrhlin ve vzorku vlivem vysokého teplotního gradientu při zahřívání (dle Reuschlé et al. (2006) a Chaki et al. (2008)). Před zahájením poklesu teploty se vzorky uzavřely do exsikátoru, aby se zabránilo přístupu vzdušné vlhkosti do vzorků během poklesu teploty. Po dosažení pokojové teploty byl exsikátor vyjmut z pece a vzorky se před zvážením ponechaly dalších 24 hodin, aby se zcela ustálila jejich vnitřní teplota.

Po provedeném tepelném porušení vzorků byly na těchto vzorcích (v suchém, nenasyčeném stavu) znovu změřeny identické seismické parametry jako v případě *Tab. 1*, hodnoty těchto parametrů jsou uvedeny v *Tab. 2*. Rozdíly hodnot mezi oběma tabulkami, tedy vzorky neporušenými a teplotně porušenými, jsou uvedeny v *Tab. 3*. V tabulce jsou uvedeny rozdíly

mezi veličinami v procentech nebo v původních jednotkách (viz legenda). V případě rychlosti přímých vln se vyjma vzorku granit_02 míra změny pohybuje v řádu poklesu do cca 20 procent. Hodnoty rozdílu rychlostí příčných vln se liší především u vzorků tonalitů, které vykazují změnu do 10 procent - vliv porušení se u mechanicky pevnějších vzorků projevuje především na hodnotách rychlostí S-vln. Na základě přesného vážení se ukazuje, že vlivem teplotního porušení vzorků dochází ke změně jejich hmotnosti v řádu maximálně prvních gramů. Změna je pravděpodobně způsobena odpařením vázané vody v pórech. Původně neporušené vzorky tonalitů také dle hodnot otevřené pórovitosti vykazují výrazné zvýšení těchto hodnot vlivem nově vznikajících porušení, a to až v řádu kolem sta procent nárůstu hodnot. Naproti tomu již porušené granitové vzorky vykazují stabilní hodnoty pórovitosti a nově vytvořená povrchová porušení zde pravděpodobně nevznikají (granitové porušené vzorky vykazují výraznější pokles hodnot dynamických odvozených modulů v řádu cca o 10 – 20 procent, než je tomu u vzorků tonalitu). Tento fakt lze dát do souvislosti se vznikajícím vnitřním porušením.

Tab. 2 Parametry nenasycených vzorků, po tepelném porušení.

| VZOREK | granit_02 | granit_06 | granit_09 | tonalit_A | tonalit_B | tonalit_C | tonalit_D | tonalit_E |
|----------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Vp (km/s) | 2,6 | 2,7 | 3 | 4,8 | 4,9 | 5 | 5,1 | 5,1 |
| Vs (km/s) | 1,8 | 1,9 | 1,7 | 3,1 | 3,2 | 3,1 | 3,2 | 3,2 |
| Vp/Vs | 1,5 | 1,4 | 1,8 | 1,6 | 1,5 | 1,6 | 1,6 | 1,6 |
| m_dry (g) | 1330,42 | 1509,84 | 1156,62 | 1340,92 | 1322,91 | 1318,85 | 1346,52 | 1332,29 |
| n_{ini} (%) | 1,25 | 1,21 | 1,97 | 0,79 | 0,98 | 0,9 | 0,91 | 0,74 |
| Edyn (GPa) | 15,8 | 21,8 | 19,6 | 59,8 | 63,6 | 62,7 | 65,8 | 65,7 |
| Poisson number | 0,05 | 0,03 | 0,26 | 0,16 | 0,13 | 0,18 | 0,17 | 0,17 |

Tab. 3 Porovnání hodnot vysušených vzorků před a po tepelném porušení.

| VZOREK | granit_0 2 | granit_0 6 | granit_0 9 | tonalit_ A | tonalit_ B | tonalit_ C | tonalit_ D | tonalit_ E |
|-----------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| ΔV_p (%) | 28 | 13 | 19 | 21 | 18 | 17 | 14 | 14 |
| ΔV_p (km/s) | 1,0 | 0,4 | 0,7 | 1,3 | 1,1 | 1,0 | 0,8 | 0,8 |
| ΔV_s (%) | 25 | 10 | 23 | 11 | 9 | 11 | 9 | 11 |
| ΔV_s (km/s) | 0,6 | 0,2 | 0,5 | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,4 |
| $\Delta V_p/V_s$ (%) | 0 | 7 | -6 | 6 | 12 | 6 | 6 | 6 |
| $\Delta m_{\text{suchý}}$ (g) | 0,52 | 0,82 | 1,12 | 2,54 | 4,17 | 3,97 | 3,42 | 2,35 |
| Δn_{ini} (%) | -2 | -8 | -2 | -114 | -88 | -109 | -128 | -95 |
| ΔE_{dyn} (%) | 46 | 21 | 36 | 29 | 24 | 25 | 22 | 22 |
| ΔE_{dyn} (GPa) | 13 | 6 | 11 | 24 | 20 | 21 | 19 | 19 |
| Δ Poissonova konstanta (%) | 62 | 67 | -8 | 36 | 43 | 22 | 23 | 23 |
| Δ Poissonova konstanta | 0,08 | 0,06 | -0,02 | 0,09 | 0,10 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |

Legenda: údaje v procentech odpovídají hodnotě procentuální změny dle vzorce $=100-(stavB/stavA)*100$, v případech hodnot V_p , V_s a dynamických konstant je navíc uveden rozdíl v původních jednotkách dle vzorce $=stavA-stavB$, kladné hodnoty odpovídají poklesu hodnot, záporné nárůstu.

Vlivem teplotního porušování nenasycených vzorků jsme byli schopni simulovat a vytvořit jejich narušení v řádu 20 – 40 procent s ohledem na rychlost průchodu seismických vln. Tato změna odpovídala změně otevřené pórovitosti v řádu do deseti procent u již narušených granitových vzorků a až zhruba sta procent v případě neporušených vzorků tonalitů.

2.3. Analýza závislosti seismických rychlostí na mechanickém napětí a nasycení vzorků

Jak uvádí Jaeger et al. (2007) znalost rozložení napětí v podpovrchovém prostředí má mimořádnou důležitost ve všech oblastech horninového inženýrství. Obecně platí, že existující napětí pod povrchem je funkcí hloubky, ale konkrétní rozložení jeho tří základních složek v závislosti na hloubce nemá snadno popsateľný charakter. Tato principiální napětí záleží na topografii, tektonických silách, podmínkách vzniku horniny a místních geologických podmínkách v okamžiku vzniku horniny. Uměle vytvořené podzemní objekty, jako jsou tunely nebo podzemní úložiště, vždy naruší stávající napjatostní stav horninového masivu. Ve většině

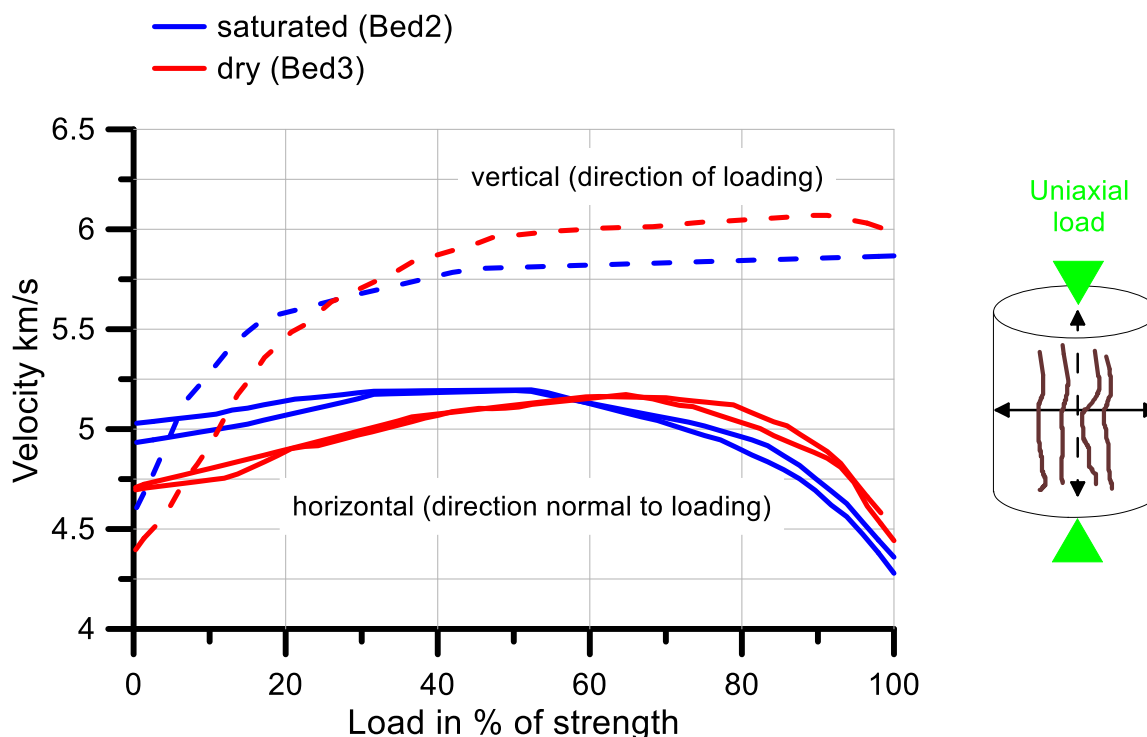
případů dochází po vyražení takového podzemního díla k ustálení napjatostního stavu, který už by se dále neměl významněji měnit. Případné změny v napjatosti by například pro úložiště radioaktivního odpadu mohly znamenat klíčové ohrožení z pohledu bezpečnosti, např. na oslabených zónách, které by mohly fungovat jako preferenční cesty kontaminantů v prostředí. Pokud chceme využít monitorování stavu skalního masivu pomocí seismické metody, potom je důležité kvantifikovat závislost rychlosti a amplitudy vln na stavu napjatosti, v měřítku, které lze reálně očekávat v horninovém masivu.

V rámci této práce (detailně popsáno ve Vilhelm et al. (2016)) byla k vyřešení této otázky provedena originální laboratorní měření na válcových vzorcích Libereckého granitu odebraných v lomu Hraničná. Cílem měření bylo laboratorně posoudit možnou závislost mezi deformací vzorků, napětovým stavem a nasycením (nasycený vs. nenasyčený vzorek). Cylindrické vzorky měly délku 10 cm a 5 cm v průměru. Jejich minerální složení odpovídalo hrubozrnnému biotitickému granitu s vyrostlicemi draselných živců. Celková porozita (poměr všech pórů k celkovému objemu horniny, tj. včetně pórů) byla 1,24 procenta, efektivní porozita (podíl pórového prostoru efektivního z určitého hlediska na celkovém objemu horniny, obvykle se tímto výrazem myslí otevřená porozita, tj. porozita umožňující tok kapaliny) 0,24 procenta. K jednoosému zatěžování vzorků byl použit lis MTS 815 vážící 2 614 kg, schopný produkovat zátěž do 1 600 kN s přesností ± 1 procento kalibrovaného rozsahu při zátěži nad 1 000 kN. Pro zabránění interference s akustickými měřiči je hydraulické potrubí vedeno mimo tělo lisu. Příčná deformace byla monitorována pomocí obvodového extenzometru 632.12F-20, relativní podélná deformace pomocí extenzometru 632.11F-90, zároveň byla sledována i celková podélná deformace vzorku. K posouzení porušení vzorku byly sledovány časy průchodu seismických vln buzených a registrovaných pomocí piezokeramického měniče Fuji AE204A (frekvenční rozsah 100 – 1 000 kHz) a 16-kanálového zdroje/přijímače seismických pulzů Vallen Systeme AMSY-5. Vzorkovací frekvence byla zvolena 10 MHz, ke zlepšení poměru signál/šum bylo použito průměrování po 10 záznamech. Měření proběhlo v laboratořích Geologického ústavu AV ČR, v. v. i. (pracoviště Puškinovo náměstí).

Zkušební zatěžovací jednoosý test ukázal, že k rozrušení vzorku při použití konstantní rychlosti deformace 0,006 mm/min došlo za cca 100 minut při zaznamenaném relativním přetvoření 0,003 mm/mm a napětí cca 130 MPa (pevnost vzorku).

Účinek působící síly na zatěžovaný vzorek byl monitorován pomocí opakovaného aktivního seismického prozařování a sledování rychlosti průchodu P-vln. Tyto rychlosti byly měřeny jak ve směru paralelním s působící silou, tak i ve směru kolmém na tuto sílu. Na *Obr. 2* je znázorněno porovnání účinku na nasycený a nenasyčený vzorek. Především ve vertikálním

směru působící síly je dobře viditelný strmý vzestup seismických rychlostí ve vzorku (tj. zpevnování) o cca 1 000 m/s při zvýšení tlaku na hodnotu 40 MPa. Nad touto hodnotou zatížení již dochází pouze k mírnému zvyšování hodnot seismických rychlostí, lze tedy předpokládat, že mikrotrhliny ve vzorku jsou již prakticky uzavřeny. Na hodnotě 40 MPa zároveň dochází ke změně chování při porovnání nasyceného a nenasyceného vzorku. Do této hodnoty vykazuje vysušený vzorek nižší rychlost než vzorek saturovaný (o cca 250 m/s), kdy vzduchem vyplněné mikrotrhliny zpomalují procházející elastické vlnění. Po stlačení vzorků nad hodnotu 40 MPa dochází k otočení této závislosti, kdy se suchý vzorek stává rychlejší se vzrůstajícím tlakem vůči vzorku nasycenému. V případě rychlostí měřených ve směru kolmém na působící sílu je naopak dobře viditelné vznikající porušení v tomto směru kolem hodnoty tlaku 70 MPa, kdy dochází k poklesu seismických rychlostí. Závislost chování mezi nasyceným a nenasyceným vzorkem je obdobná jako v případě vertikálního zatížení, tj. že kolem hodnoty 70 MPa dochází k rychlejšímu poklesu seismických rychlostí u nasyceného vzorku v porovnání se vzorkem vysušeným.



Obr. 2 Porovnání účinku vertikálního napětí na seismické rychlosti nasycených a nenasycených vzorků: horizontální osa - působící síla (napětí) během vertikálního zatěžování; vertikální osa - rychlost průchodu P-vln napříč vzorkem (čárkovaně ve směru zatěžování; plně kolmo na směr působící síly); modrá čára - nasycený vzorek, červená - nenasycený.

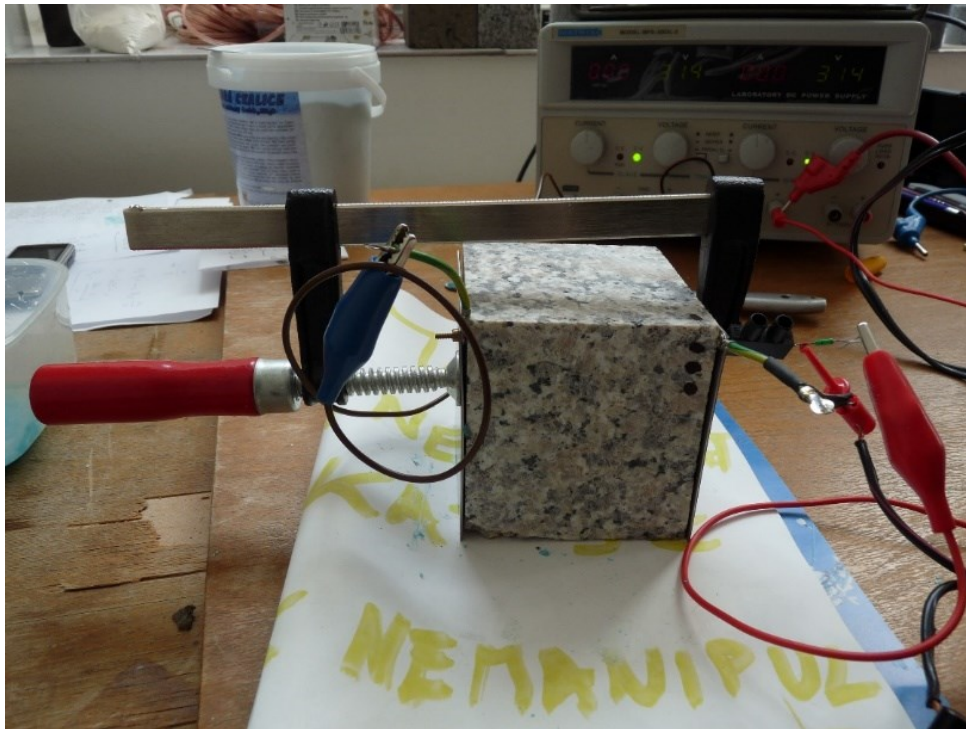
Prozařováno ve vodorovném směru ve dvou směrech, kolmých na sebe.

K přenesení účinku působícího napětí v závislosti na nasycenosti vzorků do in situ podmínek využijme tuto úvahu: vertikální napětí je za předpokladu horninové vrstvy o mocnosti 100 metrů a hustotě $2,6 \text{ g/cm}^3$ (průměrná hodnota pro granit) 2,6 MPa. Z grafu na *Obr. 2* zjistíme, že pro hodnotu působícího tlaku 2,6 MPa je hodnota rychlosti P-vlny (měřené paralelně s tlakem) 5320 m/s pro saturovaný vzorek a 5050 m/s pro vysušený vzorek. Rozdíl daný saturací horniny je tedy přibližně 200 – 300 m/s v hloubce kolem 100 metrů pro vzorek s efektivní porozitou 0,24 procenta. V přírodních podmínkách však může být změna v seismické rychlosti způsobená nejenom změnou nasycení, ale také prostou změnou v napjatostním režimu. Odlišení těchto dvou vlivů může být provedeno například pomocí měření zdánlivých měrných odporů metodou odporové tomografie. Při monitorování těchto procesů pomocí ultrazvukových prozařování horniny in situ je pak nutná vysoká přesnost použitého monitorovacího systému, tj. např. dostatečně vysoká frekvence vzorkování.

2.4. Studium závislosti měrného elektrického odporu na stupni syčení vzorků

Syčení vzorků vodou vytékající z granitového puklinového prostředí do stupně plného nasycení probíhalo po dobu 24 hodin ve vakuu za použití vývěvy na třech vzorcích z Bedřichova popsáných v předchozích kapitolách (granit_02, granit_06, granit_09). Míru nasycení určujeme pomocí objemu přijaté vody do pórového prostoru na základě metody trojího vážení. Dále bylo přistoupeno k postupnému vysoušení vzorků tak, aby bylo možné uvažovat vliv různého stupně nasycení vzorků granitovou vodou v závislosti na měrném elektrickém odporu. Toto postupné vysoušení probíhalo za pokojové teploty a stupeň vypařené vody byl opět určen pomocí přesného vážení v několika etapách oddělených vždy 24 hodinami.

Měření měrného elektrického odporu vzorků probíhalo jak na suchých, tak na nasycených vzorcích, před i po tepelném porušení. Metodika měření spočívala v přímém měření elektrického odporu pomocí přiložených plošných elektrod z nerezové oceli na protější stěny vzorku (viz *Obr. 3*).



Obr. 3 Laboratorní měření na granitovém vzorku pomocí přiložených elektrod.

K napájení sériového měřicího obvodu byl použit stejnosměrný stabilizovaný zdroj napětí 62,8V. Měřicí obvod byl sestaven jako ideální proudový zdroj, kdy do měřicího obvodu byl předřazen odpor 120 Ω , zajišťující konstantní proud sériovým obvodem tvořeným napájecím zdrojem, měřeným vzorkem a předřadným odporem. Bez měřeného vzorku protéká obvodem konstantní proud 6 mA. Na měřeném vzorku pak bylo přesným mikrovoltmetrem typu Hewlett-Packard 3466A měřen úbytek napětí. Přesnost určení tohoto napětí je při pokojové teplotě a stejnosměrném zdroji napětí kolem 0,05 procenta měřené hodnoty (drobně se mění v závislosti na zvoleném rozsahu hodnot). Hodnota měrného odporu vzorku v závislosti na úbytku napětí byla počítána aplikací Ohmova zákona podle vzorců:

$$R = \frac{U_{bud}}{\frac{U_{měř}}{R_{před}}} \quad (IV)$$

a

$$\rho = \frac{R \cdot S}{l} \quad (V)$$

kde U_{bud} je konstantní budící napětí (62,8V), $U_{měř}$ měřený úbytek napětí vlivem vloženého vzorku (V), $R_{před}$ hodnota konstantního předřazeného odporu (120 Ω), R skutečný elektrický odpor (Ω), ρ měrný elektrický odpor (Ωm), S plocha strany vzorku v měřeném směru a l délka vzorku v měřeném směru. Uvažujíc výše uvedené platí, že přesnost určení měrného odporu na základě přesnosti použitého přístroje vůči měřenému úbytku napětí je přibližně 10 Ωm .

Při popisu laboratorních výsledků měření elektrického odporu vzorků jsou použity stejné označení vzorků jako v tabulkách 1 a 2. V *Tab. 4* je uvedena závislost měrného elektrického odporu na stupni nasycení u neporušených vzorků granitů. Hodnoty hmotnosti m demonstrují úbytek nasycení vzorků granitovou vodou na základě přesného vážení během postupného vysychání. Během tohoto vysychání byly vzorky proměřeny dvakrát (vždy po 24 hodinách), dále jsou uvedeny hodnoty zcela vysušených vzorků („suchý“) a zcela nasycených („100%“). Hodnoty měrného odporu jsou průměrné hodnoty spočtené ze tří hodnot - vzorky ve tvaru krychle byly proměřeny v každém směru. Všechny vzorky vykazovaly odporovou anizotropii v obdobném duchu, jaká byla dokumentována v případě seismických rychlostí v kapitole 2.1. Obecně se tato anizotropie pohybovala přibližně v řádu 20 – 30 procent, kdy byl tento vliv nejvýraznější především u vysušených vzorků, které se projevují prakticky jako elektrický izolant. Pro zjednodušení možného porovnání hodnot jsou opět porovnávány průměrné hodnoty z měření ve všech třech směrech na krychlovém vzorku.

Tab. 4 Vztah mezi elektrickým odporem a mírou nasycení, neporušené vzorky granitu.

| ČÍSLO VZORKU | Vysušený vzorek | | Kompletně nasycený vzorek | | |
|-----------------|-----------------------------|---------|-----------------------------|---------|--|
| | ρ (Ωm) | m (g) | ρ (Ωm) | m (g) | odpor_procentuální změna vůči suchému stavu (%) |
| granit_02 | 601640 | 1331,27 | 1190 | 1336,71 | -50500 |
| granit_06 | 37770 | 1511 | 1350 | 1517,19 | -2695 |
| granit_09 | 3150 | 1159,04 | 690 | 1166,96 | -357 |

| ČÍSLO VZORKU | Částečně vysušený vzorek (po 24 hod.) | | | Částečně vysušený vzorek (po 48 hod.) | | |
|-----------------|---------------------------------------|---------|---|---------------------------------------|---------|---|
| | ρ (Ωm) | m (g) | odpor_procentuální změna vůči suchému stavu (%) | ρ (Ωm) | m (g) | odpor_procentuální změna vůči suchému stavu (%) |
| granit_02 | 2470 | 1335,1 | -24218 | 29250 | 1332,15 | -1956 |
| granit_06 | 1500 | 1516,1 | -2409 | 27060 | 1512,3 | -39 |
| granit_09 | 1290 | 1165,8 | -144 | 5291 | 1160,56 | -52 |

Tabulka (*Tab. 4*) výše dokumentuje, že i drobná změna v nasycení horninových vzorků v pórovém prostoru (ilustrovaná úbytkem této vody v řádech gramů) způsobuje extrémní změny v měrném elektrickém odporu prostředí. Při porovnání mezi zcela vysušeným stavem se jedná až o řádové změny v odporech. U částečných změn v nasycení vzorků lze pak typicky sledovat změny v hodnotách tisíců Ωm . Tyto změny se ukazují jako významně silnější než ilustrované případy simulovaného mechanického (tepelného/napjatostního) porušení

horninového prostředí (kapitoly 2.3. a 2.2.). Výrazně snížený měrný odpor vzorku granit_09 v suchém stavu lze přičíst jeho makroskopickému porušení a zjílovatění porušené zóny. Vzorek zároveň vykazoval silnou odporovou směrovou anizotropii, která měla za následek, že průměrná hodnota odporu po druhém vysušení byla vyšší, než hodnota plně vysušeného vzorku. Výsledky laboratorního měření ukazují, že vliv stavu jednotlivých trhlin, resp. skupin trhlin, v závislosti na jejich nasycení a mechanickém stavu, je klíčovým parametrem pro jejich detekovatelnost pomocí odporové tomografie a seismického prozařování. Při terénním měření může mít navíc vliv citlivost použitého měřicího systému. Z tohoto důvodu je v následující kapitole proveden rozbor citlivostní funkce měřicího uspořádání ERT.

3. Detekce porušení krystalických hornin in-situ

3.1. Citlivostní funkce uspořádání ERT

Metoda ERT je poměrně obtížně implementovatelná do prostředí např. štol nebo tunelů v krystalických horninách především z důvodu vysokého přechodového odporu na měřících elektrodách. Měřený zdánlivý měrný odpor je velmi citlivý na celou řadu parametrů využitelných při sledování změn ve stavu horniny - změny nasycení podzemní vodou a její mineralizace, minerální změny např. vlivem zvětrávacích procesů apod. V případě měření zdánlivých měrných odporů je třeba uvážit, jak se při využití multielektrodového uspořádání bude projevovat např. relativně velká porušená zóna ve větších hloubkách ve srovnání s mělce uloženou malou trhlinou. Pro posuzování vhodnosti využití jednotlivých odporových uspořádání se podle Lokeho (2001) dá využít několik základních charakteristik či parametrů - hloubka dosahu měření DOI (depth of investigation), citlivost jednotlivých uspořádání na změny měrného odporu ve vertikálním a horizontálním směru, horizontální pokrytí daty (horizontal data coverage) a síla signálu. První dva parametry lze určit pomocí citlivostní funkce jednotlivých uspořádání. Citlivostní funkce je zavedena tak, že umožňuje stanovit, jaký vliv má lokální změna měrného odporu v určitém místě v hloubce na měřený potenciál v jinak homogenním prostředí. Čím vyšší hodnota je této funkce, tím je i vyšší vliv dané oblasti změněného odporu na prováděné měření. Podle McGillivray a Oldenburg (1990) jsou matematicky hodnoty citlivostní funkce dány tzv. Frechetovou derivací. Její vyjádření v 3D prostoru x-y-z pro nejjednodušší uspořádání jedné potenční a jedné proudové elektrody (pól-pól) je:

$$F_{3D}(x, y, z) = \frac{1}{4\pi^2} \frac{x(x-a)+y^2+z^2}{[x^2+y^2+z^2]^{1.5}[(x-a)^2+y^2+z^2]^{1.5}} \quad [VI],$$

kde a je vzdálenost mezi proudovou elektrodou C_1 a potenční elektrodou P_1 .

V případě 2-D modelu prostředí a předpokladu výpočtu pro tento nejjednodušší případ pak pro body v souřadnicovém systému (x, z) můžeme psát:

$$F_{2D}(x, z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{x(x-a)+y^2+z^2}{[x^2+y^2+z^2]^{1.5}[(x-a)^2+y^2+z^2]^{1.5}} dy \quad [\text{VII}],$$

kde integrace podle y se odehrává v nekonečných mezích 2D modelu.

Tento integrál má analytické řešení (podle Loke a Barker, 1995), které může být vyjádřeno eliptickými integrály prvního a druhého druhu:

$$F_{2D}(x, z) = \frac{2}{\alpha\beta^2} \left[\frac{\alpha^2 E(k) - \beta^2 K(k)}{(\alpha^2 - \beta^2)} - \frac{\gamma[(\alpha^2 + \beta^2)E(k) - 2\beta^2 K(k)]}{(\alpha^2 - \beta^2)^2} \right] \quad [\text{VIII}]$$

Zde koeficient k je konstantou danou:

$$k = \frac{(\alpha^2 - \beta^2)^{0.5}}{\alpha} \quad [\text{IX}]$$

Vyjádření konstant α , β a γ závisí na poloze bodu (souřadnice x), pro který je hodnota počítána, vůči poloze elektrod C_1 a P_1 . Konkrétně záleží na tom, zda bod výpočtu leží přesně uprostřed mezi elektrodami C_1 a P_1 , nebo zda je blíže elektrodě C_1 nebo P_1 (tedy zda platí $x < 0.5a$, $x = 0.5a$ nebo $x > 0.5a$):

$$\text{pro } x > 0.5a \quad \alpha^2 = x^2 + z^2, \beta^2 = (x - a)^2 + z^2, \gamma = xa \quad [\text{X}]$$

$$\text{pro } x < 0.5a \quad \alpha^2 = (x - a)^2 + z^2, \beta^2 = x^2 + z^2, \gamma = a(x - a) \quad [\text{XI}]$$

$$\text{pro } x = 0.5a \quad F_{2D}(x, z) = \pi \left[\frac{1}{2\alpha^3} - \frac{3a^2}{16\alpha^5} \right], \text{ kde } \alpha^2 = 0.25a^2 + z^2 \quad [\text{XII}]$$

Zde je vhodné upozornit, že zde uváděný vztah vychází i z vlastního odvození, protože v literatuře jsou tyto vztahy uváděny chybně. Konkrétně rovnice [IX] v Loke (2001) uvádí v čitateli znaménko plus, zatímco podle Gradshteyn a Riznik (2007) lze pro analogický integrál jako $F_{2D}(x, z)$ nalézt odvození, z něhož vyplývá správné vyjádření k ve vztahu [IX]. Podobně v Loke (2001) je ve vztahu zde označeném [XII] chybně uvedeno $\alpha = 0.25a^2 + z^2$.

Toto vyjádření citlivostní funkce měření odpovídá uspořádání elektrod typu Pól-Pól. Pokud chceme vypočítat hodnotu citlivosti pro běžně používané 4-elektrodové uspořádání Wenner-Schlumberger, lze využít platnost rovnice (např. Loke (2001)):

$$\Delta\phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{c_1 p_1}} - \frac{1}{r_{c_2 p_1}} - \frac{1}{r_{c_1 p_2}} + \frac{1}{r_{c_2 p_2}} \right) \quad [\text{XIII}]$$

Tento vztah vyjadřuje potenciál měřený 4-elektrodivým uspořádáním při zaváděném proudu I do homogenního poloprostoru s odporem ρ , mezi elektrody C_1 a C_2 a měřeném potenciálu mezi P_1 a P_2 (vzdálenost mezi elektrodami je označena r). Při aplikaci rovnice [XIII] na výpočet citlivostní funkce (za předpokladu symetrického uspořádání a analýzy odporu uprostřed uspořádání, tj. pro případ kdy $x=0.5a$ a F_{2D} je určeno rovnicí [XII] a tedy nezávisí na x , lze uvést, že účinek páru elektrod C_1P_1 a C_2P_2 je identický, stejně jako u dvojice C_2P_1 a C_1P_2 . Potom pro konečnou hodnotu citlivostní funkce F v bodě x, z danou příspěvkem všech čtyř dvojic elektrod platí, že:

$$F(x = 0.5a, z) = 2F_{C_1P_1} - 2F_{C_1P_2} \quad [\text{XIV}]$$

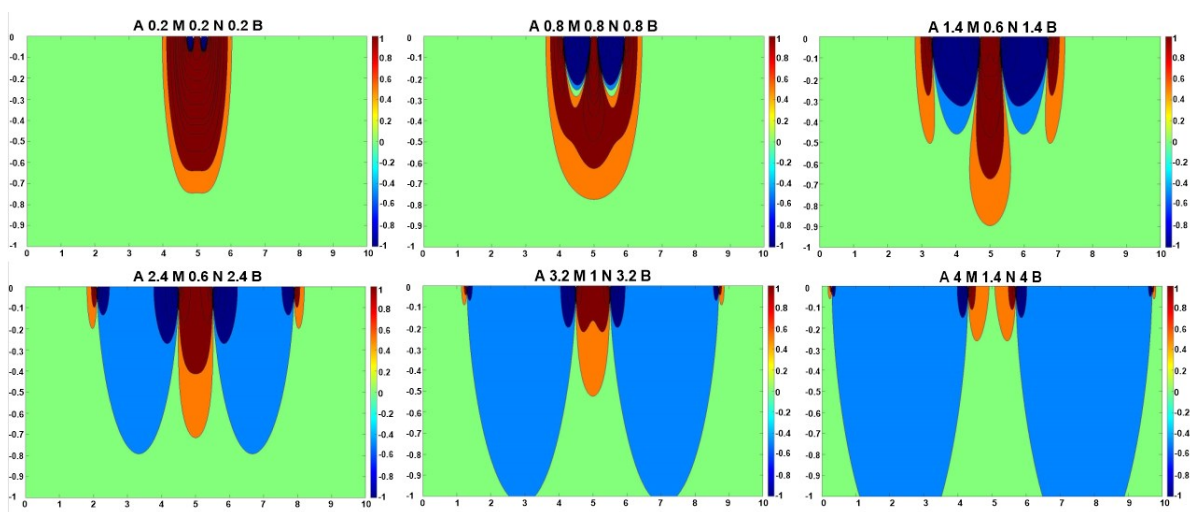
Průběh hodnot citlivostní funkce spočtené podle rovnice [XIV] ukazuje velmi rychlý pokles citlivosti s rostoucí hloubkou. Pro delší měřicí uspořádání je výchozí hodnota citlivosti menší. 2D vyjádření této závislosti bude uvedeno v textu níže.

Uvažujme, zda lze citlivostní funkci využít i pro posouzení citlivosti roztahu ERT umístěného např. ve štole vůči změnám probíhajícím v masivu. Úvaha je zde oproti klasické aplikaci poněkud jiná - běžně se výpočet citlivostní funkce využívá pro posouzení, zda to které roztažení bude vhodnější pro měření na různě geometricky orientovaných strukturách (vertikální vs. horizontální). Zde je uvažováno tak, že druh roztažení je daný (Wenner-Schlumberger) a hodnota Frechetovy derivace je vždy počítána pouze pro každý bod změřený in situ, který má svoje souřadnice i svůj souřadný systém jasně daný - polohu první elektrody bereme jako $x=0$, tedy jako počátek souřadnicového systému pro tyto výpočty. Každý bod z terénních měření, pro který chceme spočítat hodnotu citlivostní funkce, je pak jasně vůči počátku soustavy definován svojí pozicí v prostoru - hodnota x odpovídá polovině vzdáleností aktuálně zapojeného páru elektrod C_1-C_2 (tj. fakt, že zdánlivý měrný odpor se klasicky vykresluje doprostřed elektrodových zapojení). K určení vertikální polohy měřeného bodu se dle Lokeho (2001) používá tzv. pseudořezu. Vertikální poloha vykreslovaného bodu je určena proporciálně podle vzdálenosti použitých elektrod. Tato metoda počítá vertikální souřadnici do hloubky odpovídající poloze mediánu 1-D citlivostní funkce („depth-of-investigation“), neboli pseudohloubky použitého uspořádání elektrod. Její hodnota vychází z hodnot citlivostní funkce pro homogenní poloprostor. Tato metoda zobrazení patří k základním technikám k vykreslení naměřených dat a představuje pouze první zkrácený obrázek o rozložení odporů v závislosti na použitém roztažení elektrod a rozložení odporu v prostředí.

Za předpokladu těchto úvah platí, že prostorové rozložení hodnot Frechetových derivací v souřadnicích daných polohou bodů z terénního měření může odrážet citlivost zapojeného

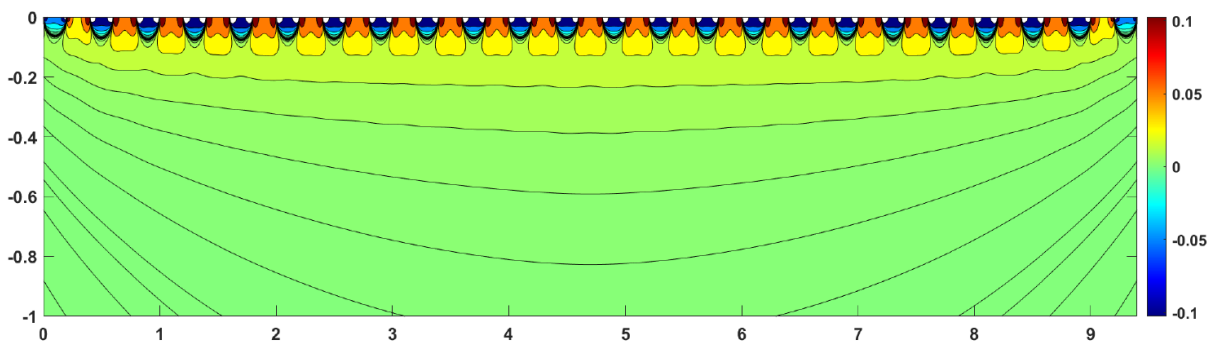
čtyřelektrového uspořádání vůči změnám, které nastávají v hloubce. Z podstaty věci a zde definovaných rovnic plyne, že hodnota citlivostní funkce pro čtyřelektrové uspořádání závisí pouze na hloubce a kvantifikuje míru, do které změna odporu v měřeném řezu ovlivní měřený potenciál na povrchu. Čím vyšší je hodnota, tím větší ovlivnění při povrchovém měření. Pro většinu běžně využívaných uspořádání (dipól-dipól, Wenner, Wenner-Schlumberger) se nejvyšší hodnoty nacházejí v blízkosti elektrod. Ve větších vzdálenostech od nich se pak pro jednotlivá uspořádání liší. Negativní hodnoty citlivostní funkce mají za následek tzv. inverzi anomálie. Tzn. že v případě umístění malého tělesa o výrazně vyšším odporu, než je okolní, do zóny těchto negativních hodnot bude měřený odpor nižší. V případě výrazně kladných hodnot by byla měřená hodnota naopak vyšší.

Hodnoty citlivostní funkce byly spočteny na profilu délky 10 m do hloubky jednoho metru pro uspořádání Wenner-Schlumberger a jsou zobrazeny na *Obr. 4*. Zobrazené řezy hodnot znázorňují postupně se zvětšující vzdálenosti mezi vnitřním měřicím a vnějším proudovým párem elektrod. Vzdálenosti mezi měřicími a proudovými elektrodami se měnily podobně jako je tomu u terénního multielektrového měření. To znamená, že se postupně zvětšuje jak vzdálenost mezi proudovými, tak mezi potenčními elektrodami. Zobrazené klíče použitých měřicích roztažení jsou uvedeny na *Obr. 4* (všechna roztažení jsou osově symetrická ke středu, tedy metráži 5). Je dobře patrné, že nejvyšší hodnoty se vyskytují kolem měřicích elektrod u povrchu, naopak při zvětšujícím se kroku elektrod dochází k výraznému rozšiřování záporných hodnot. Spočtené hodnoty byly pro kreslení na *Obr. 4* normovány do intervalu (-1, +1).



Obr. 4 Hloubkové řezy citlivostní funkce se vzrůstající vzdáleností zapojených elektrod.

Takové zobrazení hodnot citlivostní funkce se dá pokládat za standardní pro posouzení vlivu použitého měřicího roztažení elektrod na změřenou hodnotu potenciálu. Lze ovšem také napočítat hodnoty citlivostní funkce ve všech měřených bodech používané terénní geometrie měření z terénních základů (Bedřichov, Bukov), tj. délka profilu 9,4 metru za využití kombinací Wenner-Schlumberger (elektrody po 20 cm). Dále je možné všechny tyto kombinace sečíst do jednoho zobrazení rozložení citlivostí pro terénní roztah ERT. Výsledek, omezený na rozpětí hodnot $(-0,1; +0,1)$ je zobrazen na *Obr. 5*. Hodnoty sečtených citlivostních funkcí padnou v daném případě do intervalu $-0,6$ až $+0,6$, přičemž hodnoty v absolutní hodnotě větší než $0,1$ padnou do lokálně omezených pravých a levých okolí elektrod - na *Obr. 5* jsou to nevybarvené oblasti při povrchu.



Obr. 5 Rozložení hodnot citlivostní funkce pro všechny měřené kombinace z terénního měření.

Takové zobrazení lze považovat za kvalitativní test, resp. odhad chování celého jednoho roztažení ERT jako celku, ovšem za velmi zjednodušených podmínek (citlivostní funkce pro jedno roztažení ukazuje, jaký vliv má jednotlivá bodová nehomogenita na výslednou hodnotu potenciálu, měřeného konkrétním uspořádáním). Nicméně výsledek naznačuje, že střídání záporných a kladných citlivostí u povrchu je natolik výrazným jevem, že i po součtu je zachováno. To ukazuje, že konkrétní poloha elektrod na povrchu je podstatná. V případě tenkých vodičů (vodivá trhlinka) by mohlo docházet k posunu uspořádání elektrod vůči nehomogenitě, resp. k falešným indikacím přesné polohy vodivé trhlinky vůči měřicímu roztažení. Dle polohy trhlinky vůči elektrodovému zapojení může docházet k výše diskutované inverzi anomálie (záporné/kladné). Do hloubky citlivost klesá - hodnotit rozlišovací schopnost ve směru profilu v hloubce větší než zhruba $0,1$ m (tj. polovina vzdálenosti elektrod) už prakticky nelze, protože izolinie už jsou horizontální - to je nejspíše i důsledkem sečtení všech citlivostních funkcí, tedy ne malou citlivostí metody. Nicméně pro malé hloubky je horizontální rozlišení zjevné a řídí se krokem elektrod.

I drobné anomální změny (např. porušení, vysušení, zavodnění) odehrávající se při povrchu štoly, tedy budou mít značný vliv na výsledný odporový obraz. Na druhé straně v případě anomálních projevů v hloubce (např. hluboké tektonické porušení nebo systém trhlin) je nutné, aby hlouběji uložené anomálie byly násobně větší než povrchové anomálie, pokud by měly mít stejný vliv na měřený zdánlivý měrný odpor. Jinými slovy, v případě detekce hlouběji uložených anomálních zón je možné těmto zónám přisoudit větší prostorové dimenze nebo více odlišnou hodnotu měrného odporu, než se na první pohled na měřených datech může zdát. Pokud bychom například uvažovali šikmo uloženou vodivou trhlínu jdoucí ze středu roztažení do hloubky směrem k okraji řezu, potom její projev bude nejvíce registrován u povrchu pomocí krátkých roztažení elektrod. Tyto závěry mohou poskytnout pomoc při interpretaci terénních dat, při rozlišování mezi přírodními vlivy a vlivem relativní citlivosti použité měřící technologie.

Vztažení výpočtu citlivostní funkce na reálná terénní data je poměrně novou věcí. Podobný přístup lze najít v práci Furman et al. (2003), ovšem s určitými rozdíly. Autoři přistupují k problému jak analyzovat citlivost ERT podobně - přes součet citlivostí všech použitých uspořádání včetně jejich posunu podél profilu při měření. Rozdíl oproti přístupu popisovanému v rámci této práce je ten, že používají pro výpočet citlivostní funkce vlastní numerické modelování založené na tom, že lokální nehomogenitu v jinak homogenním poloprostoru modelují pomocí horizontálního nekonečného válce (o malém průměru), kolmého k rovině řezu. De facto je to totéž, jako zde používaná citlivostní funkce - ta případnou nehomogenitu počítá jako účinek nekonečné linie kolmé k rovině řezu (je to tedy vlastně válec s nekonečně malým rozměrem v průřezu). Pokud se počítá citlivostní funkce jen pro vrstevnatý model, což je funkce citlivosti, která ukazuje, že hloubka přiřazení anomálie lze odvozovat z mediánu, jde o 1D model a nehomogenita je anomální vodorovná rovina v jinak homogenním poloprostoru. Zde je použit 2D model a nehomogenita je tak anomální nekonečná vodorovná přímka kolmá k řezu. V porovnání s autory zmíněné publikace je zde předkládaný přístup založen na využití analyticky vyjádřené citlivostní funkce, která je pak numericky spočtena pomocí MATLABu. Rozdíl oproti zmíněnému článku je ale i v tom, že autoři článku si neuměli poradit s měnícími se znaménky citlivostní funkce (sčítali jen absolutní hodnoty, a proto se jejich výsledek u povrchu odlišuje od zde prezentovaného). Zde se střídají kladné a záporné hodnoty citlivostní funkce, zatímco u Furman et al. (2003) ne - ale to je důsledek zjednodušení. Průběh rozložení citlivostní funkce v obou případech ukazuje podobný rychlý pokles citlivosti směrem do hloubky, přičemž izolinie jsou pod roztažením elektrod blízké vodorovnému směru.

3.2. Detekce vznikajícího porušení v krystalických horninách pomocí geofyzikálních metod

Nově vznikající poruchové systémy v horninovém masivu mohou mít klíčovou úlohu např. v otázce bezpečnosti hlubinných úložišť, kdy představují zásadní otázku jednak s ohledem na pevnostní stav mateřské horniny a za druhé mohou tyto nově vytvořené systémy představovat preferenční cesty např. pro kontaminaci nebo únik skladovaného radioaktivního materiálu. V následujících dvou podkapitolách budou představeny jednak seismické metody s ohledem na jejich rozlišovací schopnost a vliv přítomného porušení na seismické vlny a dále odporové metody, konkrétně bude diskutována detekovatelnost trhlin a poruch pomocí ERT a možnost využití metody odporových sítí pro vytváření a interpretaci modelů zkoumaných prostředí s trhlínami.

3.2.1. Seismické metody při detekci trhlin a trhlínových systémů

Šíření seismických vln skrze geologické prostředí je obvykle silně ovlivněno přítomností trhlin nebo jejich systémů. Přítomnost trhlin různého měřítká obvykle zvětšuje porušenost horniny a obecně snižuje seismickou rychlost. Pokud není systém trhlin či puklin uniformní a všesměrný, pak lze na seismických datech pozorovat silný vliv anizotropie prostředí na šíření seismických vln. Při měření nad směrově uspořádaným souborem trhlin (Crampin, (1989) může docházet k silné azimutální závislosti, tj. výsledek měření závisí na orientaci a směru v jakém bylo umístěno seismické roztažení a zdroj seismické energie. Pro případ laboratorního testování zatěžovaných kulových a kvádrových vzorků Petružálek et al. (2007) uvádí, že seismická rychlost a její anizotropie také závisí na velikosti napětí, módu zatěžování a orientaci působících sil vůči puklinovému systému.

Detekce trhlin a trhlínových zón může být chápána jednak z pohledu rozložení rychlosti, nebo z pohledu změn amplitud seismických vln (frekvenčně závislý útlum). Při průchodu seismických vln přes trhlínu nebo trhlínovou zónu tedy můžeme očekávat pokles rychlosti, případně pokles amplitudy. V případě, že jsou tyto trhlíny nasyceny nějakým fluidem (voda, CO₂, ropa atd.), druh a fyzikální stav tohoto fluida může silně ovlivnit procházející seismické vlny. Jak uvádí např. Berryman et al. (2002), plyny nebo vzduch vyplňující trhlíny mají na seismické vlnění pouze malý vliv, zatímco kapaliny přítomné ve frakturách mohou být zpevněny okolním tlakem natolik, že jejich tuhost bude velmi blízká okolní hornině. Předpokladem k tomuto stavu je přibližně 90 – 95 procentní nasycení trhlíny kapalinou. Babuška (1984) uvádí, že anizotropie způsobená přítomností trhlin mizí až přibližně

v hloubkách 5 – 6 km, kde hydrostatický tlak dosahuje hodnot kolem 200 MPa. Lze také popsat vliv trhlin na frekvenční obsah seismického vlnění neboli fenomén disperze seismické rychlosti (frekvenční závislosti) při průchodu přes trhlínu. Schoenberg (1980) a Pyrak-Nolte et al. (1990) uvádějí, že disperzi seismické rychlosti při průchodu přes trhlínu lze popsat při využití popisu chování trhlíny nebo skupiny paralelních trhlin pomocí modelu nespojitosti deformace. Vilhelm et al. (2013) navíc ukazují, že za využití zmíněného modelu nespojitosti deformace k popisu trhlin lze na základě disperze rychlosti určit mechanické parametry trhlin, konkrétně jejich tuhost. Zároveň autoři uvádějí, že platnost modelu nespojitosti deformace je omezena pouze na relativně homogenní horninové prostředí se systémem poruch procházejících napříč horninovým prostředím. Rovněž může být zajímavé posouzení vlivu výplně trhlin na procházející seismické vlnění. Zhu et al. (2011) ukazují na modelu trhlíny vyplněné nasyceným pískem, že při průchodu přes trhlínu dochází k rozptylu energie vlnění a k frekvenční závislosti reflexních a transmisních koeficientů (ty jsou určeny úhlem dopadu vlnění, tuhostí trhlíny, viskozitou trhlíny a impedančním poměrem vyplněné trhlíny). Na rozdíl od předchozího případu autoři potvrzují, že k popisu účinku vyplněné trhlíny na seismické vlnění jsou vhodné modely nespojitosti deformace a napětí.

Pro zjišťování parametrů porušeného horninového prostředí v malém měřítku je nutné obvykle použít vysokofrekvenčního signálu, příslušných registračních systémů a měření provádět přímo na povrchu horniny. Vilhelm et al. (2012) se touto problematikou zabývali u seismických měření, kde byla vzdálenost mezi přijímačem a zdrojem malá (cca 0,2 – 10m). Jak uvádí, monitoring mechanického stavu horninového prostředí pomocí seismického měření je silně ovlivněn opakovatelností seismického zdroje, tj. především přesného určení času t_0 spuštění seismického zdroje a přesného odečtu času příchodu na registrující sensor. Mareli et al. (2010) uvádí, že při opakovaném seismickém prozařování dochází k silným změnám především u vlnění na pozdějších vstupech.

Nejběžnějším seismickým zdrojem pro měření na malé vzdálenosti je typicky dopad kladiva na podložku nebo přímo na povrch horniny. Problémem může být přesné určení času dopadu kladiva a zároveň měnící se síla zdroje ovlivňující amplitudu signálu a frekvenční obsah. Řešením může být použití piezo-keramických vysílačů signálu, které zároveň umožňují využití vyšších frekvencí, a tedy i detekci potenciálně menších trhlin v hornině. Zatímco frekvenční obsah signálu od kladivového zdroje se běžně pohybuje v desítkách Hz a dosahuje maximálně první jednotky kHz, u piezo-keramických zdrojů může být v řádu stovek kHz až prvních MHz. Využití vysokofrekvenčního systému je potom výhodnější především u měření přímo na stěně výrubu horniny, s absencí přívrchové nízkorychlostní vrstvy, kdy je čas příchodu prvního

nasazení vlny výrazně kratší než u klasických povrchových měření, kde by navíc docházelo k útlumu vysokých frekvencí v pokryvu.

Vilhelm et al. (2012) rovněž zkoumali vliv stability použitých přijímačů seismického vlnění při opakovaném měření, mající klíčový dopad na opakovatelnost seismického monitoringu. Využití klasických elektro-dynamických geofonů může být výhodné při měření od vzdálenosti přibližně 1 metru z důvodu vysokého útlumu vysokofrekvenčního seismického signálu. Výhodou klasických geofonů a kladivových zdrojů je jejich terénní robustnost. Při měření přímo na stěně horniny dochází rovněž k odlišnému příchodu paprsků na seismický přijímač než v případě měření s přítomností nízkorychlostní vrstvy (např. pokryv). V horizontálním prostředí s nízkorychlostní vrstvou se paprsky ohýbají a na přijímače dopadají prakticky vertikálně. Z tohoto důvodu jsou standardně požívány vertikální geofony k registraci P-vln a horizontální geofony k registraci S-vln. V případě měření přímo na povrchu horniny bez nízkorychlostní vrstvy obvykle seismické paprsky přicházejí k registračnímu senzoru pouze drobně odchýlené od směru spojnice zdroj - přijímač. Tento fenomén se pak projevuje výrazným zeslabením P-vln a zesílením S-vln při použití vertikálních geofonů. Při měření v prostředí např. štol navíc dochází k silným interferencím na delších časech příchodu vlivem např. tunelových vln. Použití dvou nebo trojsložkových geofonů potom může popisované problémy vyřešit, navíc lze využít analýzu pohybu částic v prostoru.

3.2.2. Modelování porušených zón v odporových metodách, metoda odporových sítí

Horninový masiv s řídkým systémem puklin může být považován za vysoce nehomogenní médium z hlediska jeho vlastností vůči elektrickému odporu. Trhliny vyplněné vodou nebo jílem umožňují proudění elektrického proudu v jinak relativně nevodivé mateřské hornině. Takové poruchy mohou být velmi tenké a vysoce elektricky vodivé. Tyto poruchy mohou mít nepravidelný tvar a mohou být vzájemně propojeny. Měřený zdánlivý měrný odpor v takovém médiu silně záleží na vzájemné pozici jednotlivých měřících elektrod vůči těmto vodivým trhlinám. Tento fenomén je zvláště obzvláště v případě měření prováděném přímo na povrchu skalního masivu porušeném trhlinami.

Běžně používané 2D odporové modely sestávají z obdélníkových bloků s konečnými rozměry. Jednotlivé bloky se vyznačují zvolenou konstantní hodnotou odporu. Velikost bloků se obvykle zvyšuje s rostoucí hloubkou, což souvisí s klesající hodnotou citlivostní funkce. Trhliny jsou však velmi tenké ve srovnání s velikostí modelového bloku. Elektrický měrný odpor trhlín lze

v tomto případě modelovat pouze snížením hodnoty odporu v jednotlivých buňkách obsahující trhliny. Přesné určení pozice trhliny a rozložení měrného odporu je pak výrazně zhlazeno.

Po prvních počátečních pokusech (Vilhelm a Jirků, 2018) byl vyvinut model odporové sítě k řešení tohoto problému. V tomto případě je médium nahrazeno diskretní mřížkou 2D ortogonálních rezistorů. Namísto hodnoty měrného odporu $[\Omega_m]$, která představuje spojitou vlastnost materiálu, je tento model tvořen jednotlivými rezistory, které se vyznačují svým skutečným odporem $[\Omega]$.

Model odporové sítě se používá k výpočtu pseudořezů zdánlivého měrného odporu s vodivou trhlinou. Možnosti tohoto modelu budou ukázány pro uspořádání Wenner-alfa a Wenner-Schlumberger. Jednoduché modely rozložení zdánlivých měrných odporů ukazují shodu mezi metodou konečných rozdílů (Res2Dmod) a navrženým modelem odporové sítě. Provedené modelové výpočty také ukazují novou možnost modelování anizotropního prostředí měrného odporu. Síť rezistorů je vhodná i pro modelování efektu tenkých umělých vodičů, jako jsou vrty s ocelovou pažnicí, kotvy, trubky nebo výztuž (Rucker, 2012; Ronczka et al., 2015; Dahlin a Loke, 2018).

Při řešení otázky identifikace puklinových zón pomocí odporových geoelektrických metod jsou brány v potaz pouze stejnosměrné odporové metody, tedy takové metody, které konduktivním způsobem zavádějí do prostředí elektrický proud a obvykle na páru potenčních elektrod měří vybuzené elektrické napětí. Pomocí aplikace Ohmova zákona a geometrie měřicího uspořádání je pak spočítán zdánlivý měrný odpor prostředí. Geometrický přepočtení pomocí konstanty uspořádání způsobí při měření na povrchu homogenního poloprostoru, že měřený zdánlivý měrný odpor je roven skutečnému měrnému odporu prostředí. Zároveň je nutné si uvědomit rozdíl mezi odporem a měrným odporem. Měrný odpor (nebo někdy specifický odpor) představuje fyzikální vlastnost materiálu na základě jeho schopnosti vést elektrický proud a je závislý na počtu volných elektronů či iontů, které vodič obsahuje (přímou úměrou). S výjimkou polovodičů platí, že se stoupající teplotou měrný odpor vodičů roste. Odpor vodiče R (daného materiálem, tvarem a teplotou vodiče) závisí na měrném odporu homogenního vodiče ρ stálého průřezu, obsahu kolmému průřezu vodiče S a délce vodiče l :

$$R = \frac{\rho \cdot l}{S} \quad [XV]$$

Odpor R (jednotka Ω) je současně Ohmovým zákonem dán jakožto poměr napětí na vodiči U vůči protékajícímu proudu I . Ohmův zákon předpokládá, že napětí na vodiči je stálé neboli, že vnitřní odpor zdroje je malý a také předpokládá, že odpor vodiče nezávisí na procházejícím proudu. Platnost Ohmova zákona je jak pro stejnosměrný proud (pro který byl původně

odvozen), tak pro střídavý, pouze s rozdílem, že hodnoty U a I se stanou komplexními čísly a místo R se zavádí hodnota impedance Z vyjádřená komplexním číslem. V geologické praxi se téměř vždy střetáváme s nehomogenním prostředím, které je nutné odporově popsat. K tomuto účelu se využívá tzv. zdánlivý měrný odpor prostředí, který je číselně roven měrnému odporu homogenního izotropního prostředí, ve kterém by stejným uspořádáním elektrod bylo při stejném proudu měřeno stejné napětí. Hodnota zdánlivého měrného odporu ρ_z pak navíc závisí na konstantě k použitého uspořádání elektrod:

$$\rho_z = \frac{k \cdot \Delta U}{I} \quad [\text{XVI}]$$

V případě tzv. čtyřelektrodového uspořádání elektrod (A-B proudové, M-N potenční) lze konstantu k vyjádřit pomocí vzdáleností elektrod analogicky dříve uvedenému vztahu [XIII]:

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}} \quad [\text{XVII}]$$

Zde je veličina zdánlivého měrného odporu vyjádřena jako podíl vybuzeného rozdílu potenciálu ΔU na potenčních elektrodách M a N vůči použitému zaváděnému proudu I skrze proudové elektrody A a B. Jednotkou je pak v tomto případě Ωm .

K detekci jednotlivých trhlin porušujících masiv se v současné době nejvíce uplatňuje moderní varianta klasických metod odporového sondování a profilování, tj. tzv. multielektrodová odporová tomografie (ERT). Při měření je možno využít řadu různých měřících uspořádání (protokolů), které se vzájemně liší především svou geometrií měření a tím i citlivostí na horizontálně/vertikálně uložené struktury a maximální hloubkou měření.

Při řešení obrácené úlohy ERT je využíváno iterativního řešení pomocí opakovaného řešení přímé úlohy, porovnání spočtených zdánlivých odporů s měřeními a příslušné modifikace vstupního modelu podle rozdílů mezi odpory. Pro řešení přímé úlohy jsou využívány programy používající metodu konečných rozdílů, např. software RES2DMOD Loke (2016), který se v posledních letech stal standardem k řešení podobných úloh.

Při hledání modelů zkoumaného prostředí na základě naměřených povrchových dat ERT vstupuje do hry především všeobecně známá principiální nejednoznačnost obrácené úlohy (např. princip ekvivalence), kdy naměřeným datům může teoreticky vyhovovat nekonečné množství modelových situací (Loke, 2001). K další nejednoznačnosti může dojít i vlivem použitého numerického algoritmu řešení obrácené úlohy. Například pro metodu konečných rozdílů a algoritmus Res2Dinv platí, že v případě odporové tomografie, ve které je model prostředí dán na základě značného množství měřených bodů (stovky až tisíce), může být výsledný model silně ovlivněn i počtem použitých iterací, kdy při zvyšování jejich počtu

dochází ke vzniku artefaktů na odporových řezech. Artefakty mohou také vznikat při špatném pokrytí řezu daty nebo chybami v datech (resp. chybně změřenými hodnotami).

V prostředí skalních hornin může mít zásadní vliv na stabilitu obrácené úlohy i kvalita vstupních dat. Jak ukázala vlastní terénní měření probíhající během řešení této práce, terénní podmínky k provádění stejnosměrných odporových měření jsou v případě skalních hornin velmi náročné. Přechodové odpory mezi horninou a elektrodou mohou být i řádu prvních desítek k Ω . Supper et al. (2014) doporučují při realizaci opakovaných měření ukládat měřená napětí a proud a tyto analyzovat a případně vyřazovat měření, která jsou více porušená. V případě již zmíněných vysokých přechodových odporů lze využít např. závěry, které publikovali Magnin et al. (2015), tedy využít na kontaktu mezi skalní horninou a elektrodou materiály o vysoké elektrické vodivosti snižující přechodové odpory, tj. například vodní roztoky s vysokým obsahem solí, metalické pasty nebo roztoky s modrou skalicí. Při dlouhodobějším monitorování pak samozřejmě může docházet k vyplavování takovýchto materiálů a kolísání přechodových odporů v čase. V takovýchto podmínkách jsou obvykle měřená napětí na potenčních elektrodách velmi malá a je nutné použít měřicí přístroj s dostatečným vnitřním odporem (alespoň desítky M Ω). Malá napětí mají nepříznivý vliv i na řešení obrácené úlohy, což ukázal například Friedl (2003). Ten na příkladu roztažení ERT uvádí, že při zaváděném proudu 100 mA a minimálním napětí 50 μ V byly směrodatné odchylky měřených hodnot zdánlivých měrných odporů kolem jednoho procenta pro největší a až dvacetí procent pro nejmenší hodnoty napětí.

Jak již bylo zmíněno, 2D model používaný metodou konečných rozdílů v programu Res2Dmod rozděluje podloží na bloky pomocí pravoúhlé sítě. Metoda konečných rozdílů v podstatě určuje potenciál v uzlech pravoúhlé sítě, která se skládá z L uzlů ve vodorovném směru a M uzlů ve vertikálním směru. Software Res2Dmod je omezen maximálním počtem elektrod podle počtu uzlů na jednotku rozestupu elektrod - může to být buď 151 elektrod se 2 uzly na jednotku nebo 75 elektrod se 4 uzly na jednotku rozestupu elektrod. To znamená, že software používá přibližně 300 uzlů v horizontálním směru a přidává dalších 12 uzlů k pravému a levému okraji sítě, tj. vedle první a poslední elektrody, k omezení vlivu okrajů modelu. V modelu může být maximálně 29 vertikálních vrstev. Software předpokládá model, který se liší odporem pouze ve svislém řezu (ve směrech x a z). Odpory jsou konstantní kolmo k řezu, řez je rozdělen do pravoúhlé sítě. Svislá velikost buněk sítě roste postupně se zvyšující se hloubkou, protože vliv konkrétních buněk silně závisí na vzdálenosti od elektrodového uspořádání na povrchu modelu (rychle klesá) a lze jej popsat pomocí již diskutované citlivostní funkce.

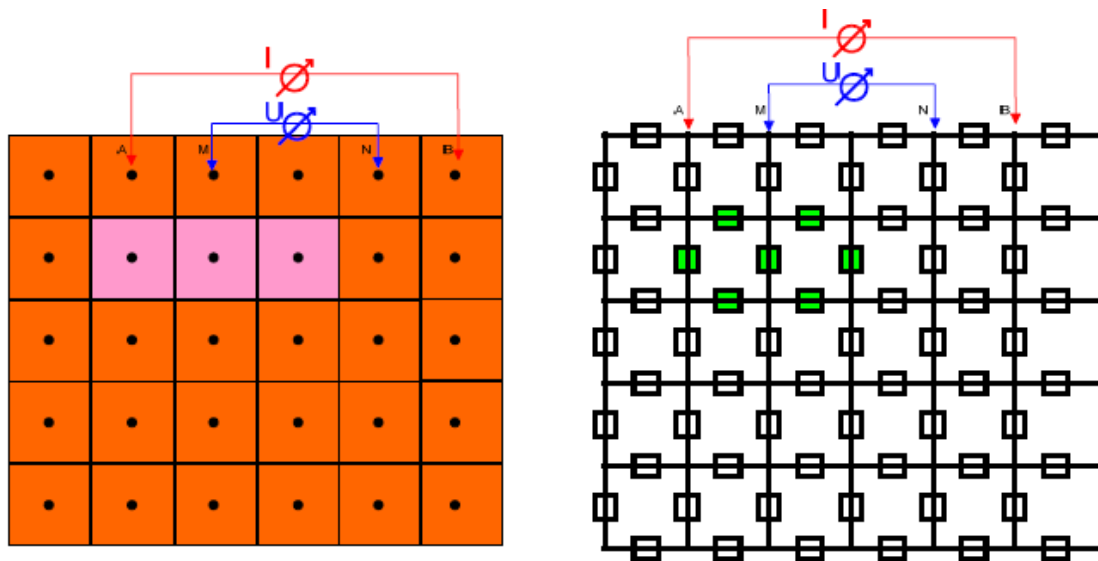
Modelování přímé úlohy prostřednictvím bloků s určitým měrným odporem může být limitující, protože modelované trhliny ovlivňují odpor v konkrétní buňce. Velikost buňky proto neumožňuje vložení vodivosti k získání optimální skutečné hodnoty odporu poruchy. Do buňky je nutné vložit určitou průměrnou hodnotu měrného odporu. Předpokládejme například geologické prostředí tvořené krystalickým masivem s puklinami/trhlinami. Odpor takového masivu je obvykle extrémně vysoký a systém tenkých poruch je obvykle jediným fenoménem, který umožňuje proudění elektrického proudu. V důsledku přítomnosti těchto trhin je vidět, že v určitých polohách použitých elektrod budou některé z elektrod (potenciálových nebo proudových) umístěny přímo do poruchy. Pokud je trhlina naplněna vodivou vodou nebo jemnozrnným materiálem nasyceným vodou, může být elektroda spojena s anomálně vodivým tělesem trhliny. Taková porucha nemusí být nutně objemově výrazná, ale její prostorový rozsah může být velký. Rozsah porušení masivu může být dále zvětšen relativně intenzivním zvětráváním, které většinou nastává na trhlinách, puklinách a dalších diskontinuitách v horninovém masivu. Tento vliv na velké vzdálenosti lze popsat jako uvnitř propojený systém nasycený vodou, kde podzemní voda (pokud je mineralizována) výrazně snižuje odpor a může se projevit na dlouhé vzdálenosti. Tenká trhlina může představovat například úzkou zónu s rapidně vyšší vodivostí než okolní hornina. Při popisu dimenze takových vodičů by mohlo být účelné nepřihlížet k tloušťce této poruchy, ale soustředit se pouze na její odpor v určitých vzdálenostech.

Kromě toho mohou trhliny způsobit anizotropii odporu, tj. výsledný blok s trhlinou by měl být považován za sériové zapojení v případě kolmého směru na trhlinu a jako paralelní zapojení ve směru trhin, jak uvádí Zhou (2017). Vytváření takových modelů na základě konečného počtu buněk s konečnými rozměry se zdá být velmi omezující. Lze uvažovat o jiném přístupu založeném na modelu vytvořeném ze samostatných vodičů nebo rezistorů, tj. modelu odporové sítě. Podobně jako u přístupu Res2Dmod je odporová síť popsána také ve svislém řezu, ale v případě odporové sítě nahradíme prostředí nespojitými prvky o určitém odporu.

Zjevnou nevýhodou takového přístupu, kdy pracujeme se skutečnými odpory, a ne s měrnými odpory, je to, že nelze přímo použít geometrické vlastnosti modelu. Je to způsobeno rozdílem mezi měrným odporem (má charakter materiálové vlastnosti, jednotku Ωm) a elektrickým odporem (jedná se o konečný odpor geometrického prvku prostředí, jednotky Ω). Pokud omezíme náš přístup na model známých geometrických prvků (jako např. čtvercová síť $1 \times 1\text{m}$), tento rozdíl zmizí a hodnoty skutečných odporů v síti se rovnají měrným odporům. Kirkby et al. (2017) obdobně použili tento přístup pro srovnání hydraulických a elektrických procesů, ke kterým dochází v porézním médiu. Podobně Bahr (1997) využil tento přístup

k popisu elektrické anizotropie a distribuce vodivosti puklinové sítě složené ze tří ortogonálních sad puklin o velikosti 1,5 x 1,5 x 1,5 cm. Kirkby et al. (2016) posunuli původní koncepci podle Bahr (1997) dále tím, že odpor každého rezistoru byl přímo spojen s lokální poruchou a vodivým výplňovým materiálem. Takovéto modely mohou popisovat i silnou odporovou anizotropii, jak je vidět na příkladech *in situ*. Podobně jako u předchozích autorů to dokázali Semeriyarov et al. (2009), kteří použili model vyrobený z nevodivých kostek s vysoce vodivým povrchem. Výpočet modelu používá Kirchhoffovy zákony.

Model odporové sítě je navržen jako alternativa k modelům konečných rozdílů, které vycházejí z rozdělení prostředí na bloky o konstantním odporu (Obr. 6). Model využívající bloky přednastavené hodnoty odporu je vhodný zejména v případech relativně homogenního prostředí, nebo pokud neobsahuje tenká tělesa výrazně odlišného odporu. Při použití velikostí bloků v rozmezí metrů během modelování prostředí s trhlinami nebo systémy trhlin s rozměry v řádu decimetrů dochází k významnému shlazení modelu odporu, a to jak z hlediska geometrie, tak z hlediska hodnot odporu. Naproti tomu model založený na rezistorové síti umožňuje přirozenou implementaci tenké vodivé struktury, která se vyznačuje hlavně svou vysokou vodivostí a délkou (její tloušťka nemá okamžitý význam).



Obr. 6 Porovnání 2D modelu distribuce odporu v blocích s daným odporem (Ω_m) a odporové sítě tvořené odpory jednotlivých rezistorů (Ω). Oba modely jsou doplněny měřicím elektrodovým uspořádáním.

Pro základ modelu odporové sítě byla vybrána rovinná pravoúhlá mřížka. Okraje čtvercových buněk tvoří jednotlivé odpory vzájemně spojené v uzlech sítě. Model by měl být použitelný v povrchových geofyzikálních metodách; proto byl algoritmus navržen tak, že zdroj proudu

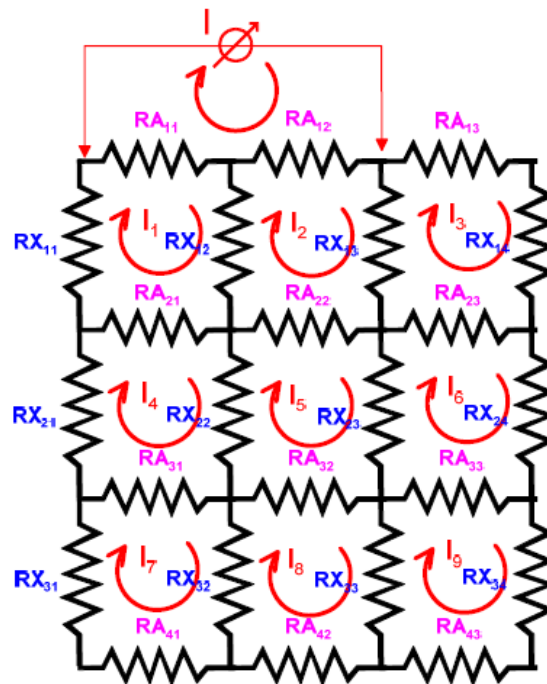
a jednotlivé body měření (generovaný elektrický potenciál) se pohybují podél horní strany sítě. Algoritmus byl implementován do kódu MATLABu a je řešen numericky. Zdrojové kódy jsou elektronickou přílohou této práce ve formátu zip archivu Rnet_program.zip. Kromě modelových geometrií uložených ve formátu Microsoft Excel jsou základními soubory rnet2.m (spouští celý výpočet) a rnet2_point_calculation.m (jakožto základní výpočetní modul). Ostatní soubory jsou pomocné.

Pro řešení stejnosměrných elektrických obvodů s odpory se používají Kirchhoffovy zákony. Druhý Kirchhoffův zákon uvádí, že součet všech napětí kolem jakékoli uzavřené smyčky v obvodu se musí rovnat nule. Uplatnění tohoto zákona lze provést prostřednictvím tzv. smyčkových proudů, které jsou zavedeny jako neznámé pro vybrané uzavřené smyčky. V případě odporové sítě geometrie pravoúhlé rovinné mřížky lze každou čtvercovou smyčku tvořenou čtyřmi odpory považovat za jednu uzavřenou elektrickou smyčku. Touto smyčkou protéká neznámá hodnota smyčkového proudu. Pro každou smyčku lze sepsat odpovídající rovnici dle druhého Kirchhoffova zákona. Rovnice sestává z poklesu napětí na všech čtyřech odporech smyčky. Tyto poklesy jsou způsobeny tokem proudu v této smyčce, a navíc poklesem napětí v důsledku smyčkových proudů v sousedních smyčkách. Pro každý neznámý smyčkový proud dostaneme pouze jednu rovnici, která může obsahovat maximálně pět smyčkových proudů (jeden smyčkový proud v buňce a maximálně čtyři smyčkové proudy v sousedních buňkách). Hraniční smyčky sítě mají ze sousedních buněk pouze tři smyčkové proudy a smyčkami v rozích sítě protékají pouze dva proudy ze sousedních buněk.

V případě modelu geoelektrického měření na povrchu předpokládáme existenci proudového zdroje vždy na horním okraji mřížky. Rovnice pro smyčky v oblasti takového zdroje proudu tedy zahrnují známý smyčkový proud, který se rovná zvolenému zdroji proudu. Snížení napětí v povrchových smyčkách, které je způsobeno tekoucím proudem ze známého zdroje lze napsat na pravou stranu rovnic. Nakonec dostaneme systém rovnic, kde počet rovnic přesně odpovídá počtu smyčkových proudů ve všech buňkách odporové sítě. Pokud takový systém rovnic má řešení, je toto řešení jednoznačné stejně jako řešení přímé úlohy. Obecně lze říci, že v dané odporové síti může být vytvořeno mnoho dalších smyček a je možné pro ně napsat odpovídající rovnice. Takové rovnice by však neměly být nezávislé na jiných rovnicích a nepřinesly by nové nezávislé výsledky.

Pro vložení vstupních hodnot odporu obdélníkové odporové sítě je rozlišováno mezi odpory v horizontálním a vertikálním směru. Podle *Obr. 7* jsou horizontální odpory označeny jako RA a vertikální jako RX. Pokud odpory RX tvoří matici o velikosti $m \times n$, lze pro matici RA uvést velikost $(m+1) \times (n-1)$. Současně počet vertikálně orientovaných odporů RX určuje počet poloh,

do kterých lze elektrody připojit při simulování měření odporu. Formát vstupního souboru pro výpočet modelu byl vybrán jako tabulkový soubor MS Excel, kde jsou tabulky odporu RA a RX uloženy ve dvou samostatných listech. V dalším listu jsou uloženy další vstupní parametry určující typ elektrodového uspořádání (Wenner-Alpha nebo Wenner-Schlumberger) a další parametry (rozteč elektrod podél profilu atd.).



Obr. 7 Ukázka odporové sítě. Zvýrazněny jsou odpory v síti a smyčkové proudy.

Pro první buňku (smyčku) lze podle 2. Kirchhoffova zákona napsat rovnici:

$$RX_{11} * I_1 + RA_{11} * I_1 + RX_{12} * I_1 + RA_{21} * I_1 - RX_{12} * I_2 - RA_{21} * I_4 = 0 \quad [XVIII]$$

V případě druhé rovnice má tato tvar:

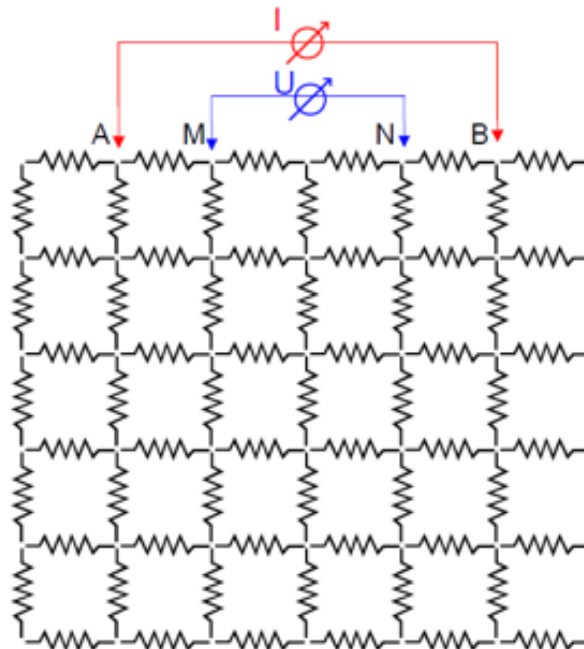
$$RX_{12} * I_2 + RA_{12} * I_2 + RX_{13} * I_2 + RA_{22} * I_2 - RX_{12} * I_1 - RA_{22} * I_5 - RX_{13} * I_3 = 0 \quad [XIX]$$

Ostatní rovnice pro zbývající smyčky mohou být napsány analogicky. Zavedme nové proměnné:

$$\alpha_{11} = RX_{11} + RA_{11} + RX_{12} + RA_{21}, \alpha_{22} = RX_{12} + RA_{12} + RX_{12} + RA_{21}, \beta_{12}^1 = RX_{12}, \gamma_{14}^1 = RA_{21}, \beta_{21}^2 = RX_{12}, \gamma_{41}^2 = RA_{21}, \dots N_{ij}. \quad [XX]$$

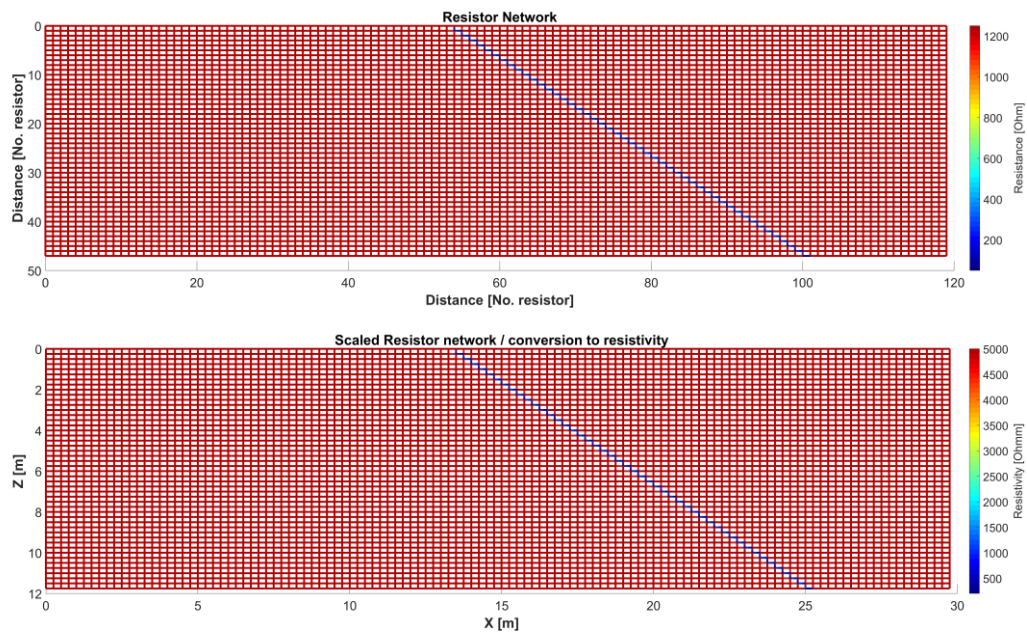
nespotřebává tolik paměti počítače (pokud během procesu výpočtu použijeme algoritmy pro řídké matice). Poté budou vypočítané smyčkové proudy fungovat pro výpočet napětí na potenciálních elektrodách měřicího pole. Jinými slovy, pokud známe hodnoty odporu a vypočítané smyčkové proudy v první vrstvě, lze podle Ohmova zákona vypočítat pokles napětí na každém rezistoru povrchové vrstvy. Tímto způsobem lze vyhodnotit napětí mezi libovolnými dvěma povrchovými elektrodami.

Vyžadujeme stanovení zdánlivého měrného odporu jako výsledek výpočtu modelu (analogicky k metodám povrchového geoelektrického průzkumu). Zdánlivý měrný odpor lze vyjádřit jako $k \cdot U/I$, tj. poměr vypočítaného poklesu napětí mezi dvojicí povrchových elektrod (M, N - někdy také P₁ a P₂) a hodnotou proudu zdroje, který byl injektován do sítě rezistorů pomocí dvojice proudových elektrod (A, B - někdy také C₁ a C₂), vynásobený geometrickým faktorem k (viz Obr. 8). V případě odporové sítě zahrnuje geometrický faktor k také přechod hodnoty odporu na zdánlivý měrný odpor, tj. dělení vzdáleností mezi měřicími elektrodami. Pro přechod z vypočteného poměru U / I (odpor, Ω) na zdánlivý měrný odpor (Ω_m) použijeme v případě velikosti okraje mřížky 1 m dělení poměru U/I počtem odporů mezi elektrodami M a N. V případě, že velikost hrany rezistoru je jiná než 1 metr, poměr U/I se vydělí parametrem (počet rezistorů / skutečná délka jednoho rezistoru).



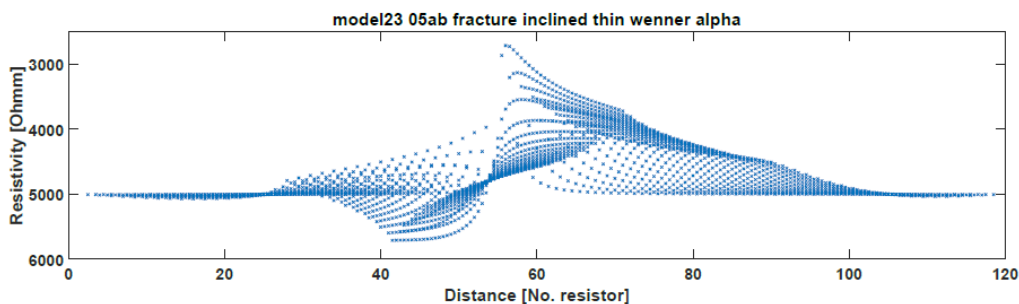
Obr. 8 Odporová síť s uspořádáním proudových (A, B) a potenčních (M, N) elektrod.

Počítačový kód umožňuje generování grafického schématu počáteční odporové sítě. Takové schéma může být bezrozměrné a může používat pouze pořadová čísla sloupců a řádků odporů nebo může zobrazovat síť v jednotkách délky podle odpovídající geometrické délky odporů. V obou případech je číselná hodnota odporu nebo zdánlivého odporu vyjádřena pomocí barevně škálované odporové mřížky. Pokud je mřížka odporové sítě velká 1 m, jsou obě schémata identická. Pokud se rozměry mřížky liší, obě schémata se liší - viz příklady na *Obr. 9*.



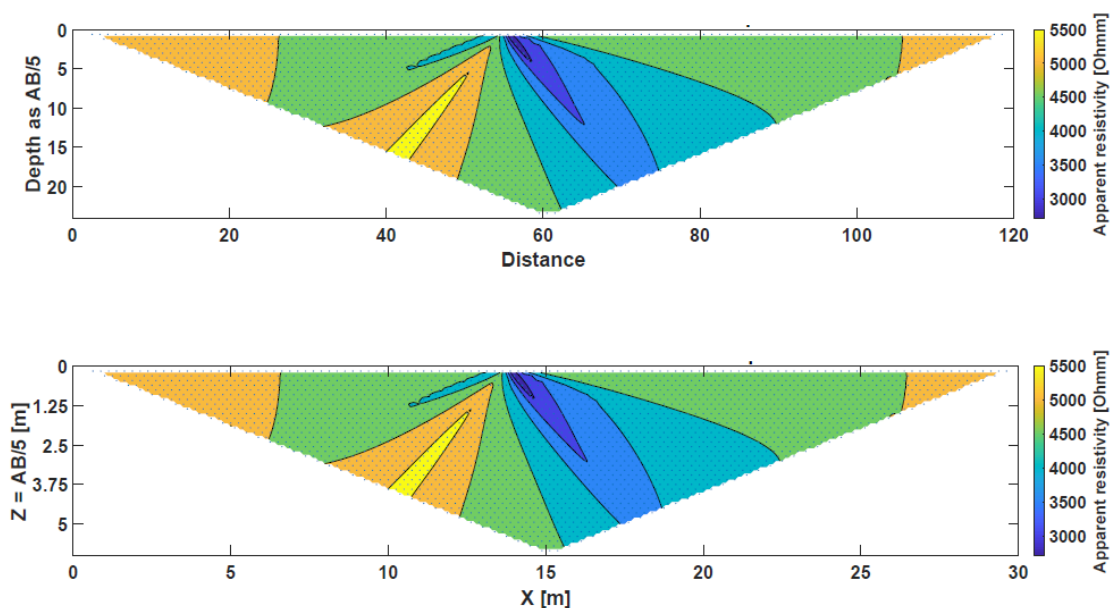
Obr. 9 Příklad zobrazení odporové sítě. Horní: odporová síť sestavená z jednotlivých diskretních rezistorů (barevná stupnice se rovná hodnotám odporu jednotlivých rezistorů), délková stupnice se rovná počtu jednotlivých rezistorů. Dolní část: přepočítané schéma, horní schéma s přidáním faktorem geometrického měřítka - velikost čtverce mřížky 0,25 m. Hodnoty odporu rezistorů se přepočítají na rezistivity a osy x a z jsou vyjádřeny v jednotkách délky.

Křivky zdánlivého měrného odporu jsou výsledkem výpočtu přímé úlohy (měřeno podél profilu pomocí uspořádání pohybujících se elektrod - viz *Obr. 10*). Existuje mnoho takových profilových křivek kvůli rostoucí velikosti elektrodových uspořádání. Body jednotlivých profilových křivek nejsou kvůli přehlednosti vzájemně propojeny. To neumožňuje určit konkrétní křivky, ale účelem tohoto grafu je zohlednit rozsah zdánlivých měrných odporů a asymptotické chování zdánlivých měrných odporů na okrajích modelů.



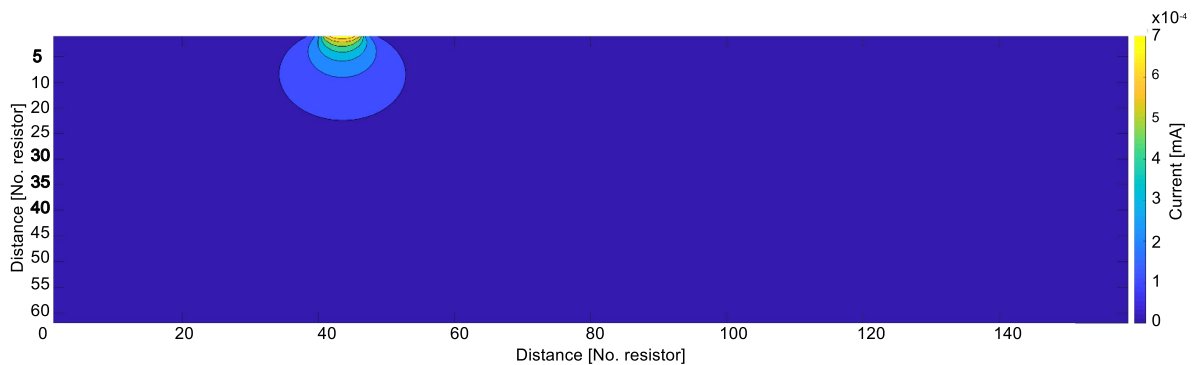
Obr. 10 Ukázka profilových grafů zdánlivého měrného odporu. Zdánlivé měrné odpory odpovídají modelu na Obr. 9. Uspořádání Wenner-alfa.

Řez zdánlivého měrného odporu je zobrazen na Obr. 11. Podobný řez může být napočítán buďto bezrozměrný, tj. pomocí horizontální a vertikální osy v jednotkách pořadových čísel rezistorů, nebo jako skutečný řez v geometrickém měřítku, kde jsou horizontální a vertikální osy vyjádřeny v délkových jednotkách. Anglické popisky v obrázcích vychází ze zdrojového MATLAB kódu, který pak je možné použít i bez znalosti češtiny.



Obr. 11 Ukázka napočítaného řezu zdánlivého měrného odporu. Horní - bezrozměrný řez - horizontální a vertikální osy v jednotkách pořadových čísel rezistorů. Spodní - řez v délkových jednotkách. Zdánlivé měrné odpory odpovídají modelu na Obr. 9.

Jiný výstup tohoto algoritmu může být ve formě generovaných izolinií proudové hustoty pro konkrétní polohu elektrod a velikost jejich pole. Aktuální proudové hustoty jsou založeny na zobrazování hodnot smyčkových proudů. Takový výstup lze použít pro generování animace ukazující deformaci pole proudové hustoty při pohybu pole elektrod po povrchu modelu rezistorové sítě. Taková animace je zobrazena na *Video 1* (elektronická příloha práce).

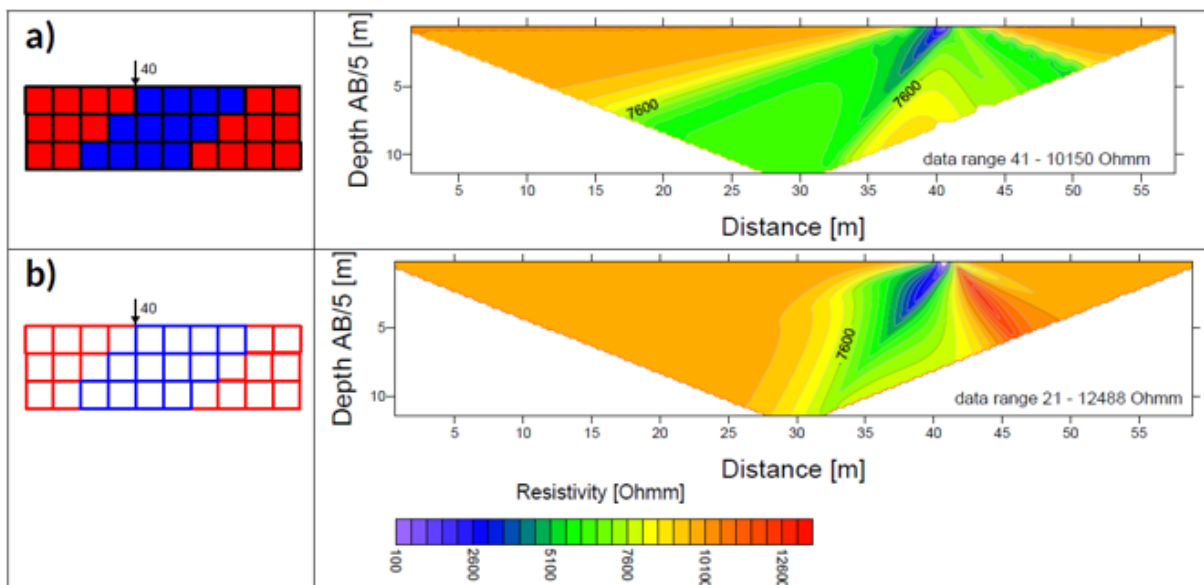


Video 1: Deformace pole proudové hustoty během pohybu elektrodového uspořádání podél povrchu modelu odporové sítě.

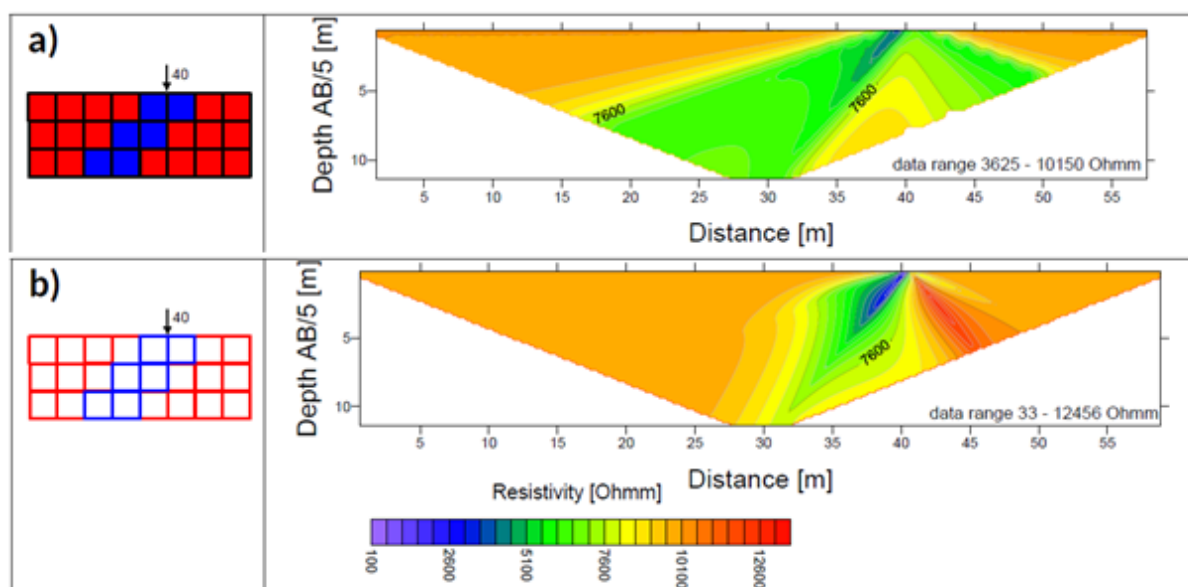
Na příkladu ukloněné vodivé poruchy lze ukázat několik vlastností výpočtu odporového řezu pomocí modelu odporové sítě ve srovnání s přístupem pomocí modelu konečných rozdílů programu Res2Dmod. Celkem jsou v Res2Dmod porovnávány tři varianty ukloněné trhliny a čtyři pomocí rezistorové sítě. Přesný tvar modelované poruchy také částečně závisí na vlastnostech obou použitých modelových programů. V Res2Dmod je geometrický tvar jakékoli nehomogenity vytvořen pomocí obdélníkových buněk se specifikovanou anomální hodnotou odporu. Navíc lze vybrat rostoucí velikost buňky do hloubky. Kvůli jednoduchosti byly použity buňky o stejné velikosti napříč řezem. Tento přístup umožňuje jednodušší modelování pro spíše jednodušší tvary trhlín. Takovouto poruchu zvoleného sklonu lze nahradit pravidelně se pohybujícím systémem buněk o anomálně nízkém odporu v nevodivém prostředí. Velikost mřížky buněk byla nastavena na 0,25 m. Vodivá trhlina byla modelována pomocí buněk s anomální hodnotou měrného odporu $20 \Omega\text{m}$ a okolním prostředím $10\,000 \Omega\text{m}$. Pro modelování v Res2Dmod byla zvolena možnost jeden metr dlouhého rozestupu elektrod uspořádání Wenner-Schlumberger, což odpovídá čtyřem uzlům sítě na 1 m délky. Model byl navržen 60 metrů dlouhý a 5 metrů hluboký. Program automaticky rozšíří model, aby se předešlo výpočetním artefaktům na okrajích. Výpočet přes odporovou síť byl proveden v síti s 0,25m dlouhými odpory, se stejnou geometrií a parametry použitými v Res2Dmod. S ohledem na spojitost mezi navrhovaným odporem a délkou zvolených odporů byly vybrány odpory 5Ω pro poruchu a $2\,500 \Omega$ pro okolní prostředí.

Pro výpočet Res2Dmod byly vybrány tři varianty tloušťky poruchy - složené ze čtyř buněk v horizontálním směru (vodorovná šířka trhliny 1 m), dvou buněk (0,5 m) a jedné buňky (0,25 m). Sklon trhliny byl zvolen tak, že boční posun mezi vrstvami byl jedna buňka. Všechny trhliny ve srovnání mají strmost 1:1. První dva modely tedy vytvářejí souvislý vodivý pás (vždy se sousední buňky dotýkají jejich společné hrany). Třetí porucha je tvořena buňkami, které se vzájemně dotýkají pouze prostřednictvím svých diagonálních rohů. Analogické modely byly vytvořeny pro model odporové sítě. Toho bylo dosaženo vložением odporů odpovídajících trhlině na všechny okraje buněk použitých ve výpočtu Res2Dmod.

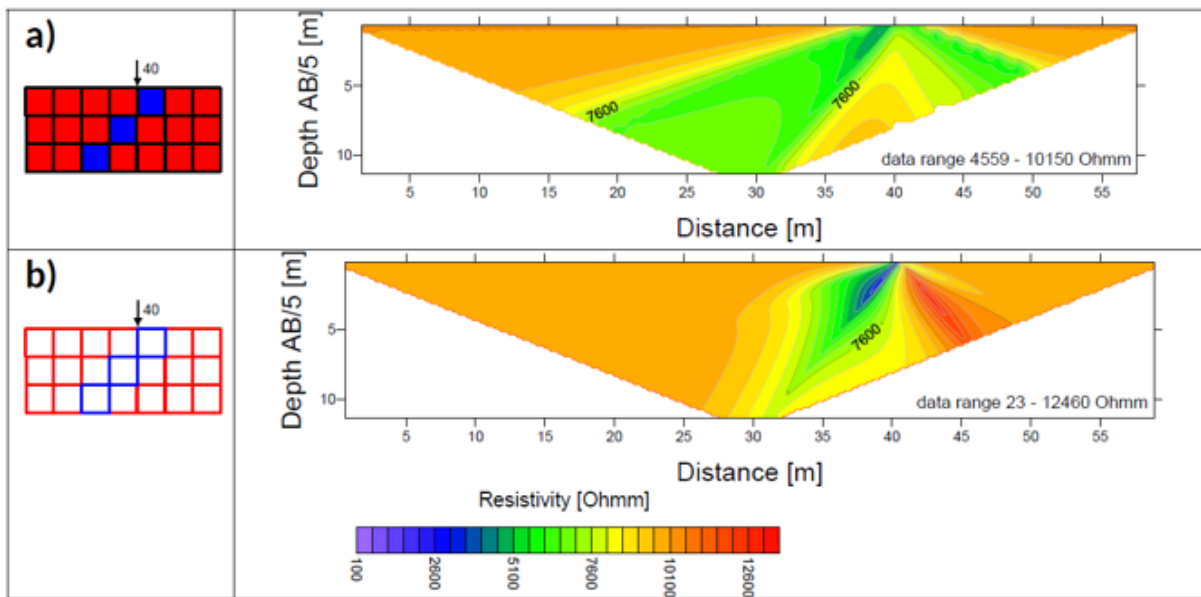
Modely jsou zobrazeny na *Obr. 12 – 15*. Ke každému modelu je zobrazena dvojice řezů zdánlivého měrného odporu, první vypočtený pomocí Res2Dmod a druhý přes odporovou síť. Třetí a čtvrtý model odporové sítě je porovnáván s třetím modelem Res2Dmod. Kvůli srovnatelnosti byly všechny pseudořezy zdánlivých měrných odporů zobrazeny pomocí programu Surfer (Golden Software) se stejnou hloubkovou stupnicí a stejným nastavením generování gridu. Všechny zobrazené řezy mají také identické barevné odporové škály, takže je lze všechny přímo porovnat. Každý řez obsahuje informace o celkovém rozsahu zdánlivých měrných odporů. Na základě těchto informací můžeme konstatovat, že řezy založené na metodě konečných rozdílů jsou shlazený více než řezy dle odporové sítě. S výjimkou poruchy o mocnosti 1 m se vodivá trhlina projevuje na modelu odporové sítě výrazným poklesem odporů, zatímco na modelu pomocí metody konečných rozdílů je tento pokles až řádově menší. Kromě toho byla pozorována závislost výsledku Res2Dmod na poloze poruchy oproti poloze elektrod. V případě prvního modelu (1 m mocná porucha) se zdánlivý měrný odpor poruchy přibližuje ke svému skutečnému odporu v podpovrchové vrstvě pro specifickou polohu elektrod v porovnání s polohou trhliny. Na *Obr. 13* je trhlina umístěna přesně mezi elektrody MN (1 m od sebe). Pokud trhlina neleží přesně mezi elektrodami MN, je její zdánlivý měrný odpor silně vyhlazen (podobně jako u užších modelů trhlin). To je způsobeno posunem čtyřelektrodového uspořádání napříč modelem během výpočtu. Algoritmus Res2Dmod lze nastavit tak, aby mezi párem elektrod v jednotkové vzdálenosti mohly být dvě nebo čtyři buňky. Jemnější rozestup je vhodnější pro modelování složitějších geologických struktur proto to bylo zde také použito. Podobné vyhlazovací účinky lze pozorovat při výpočtu odporové sítě v případě ultratenké poruchy ve čtvrtém modelu (*Obr. 15*) - ani jedna hodnota zdánlivého odporu se ani trochu nepřibližuje skutečnému odporu vodivých trhlin.



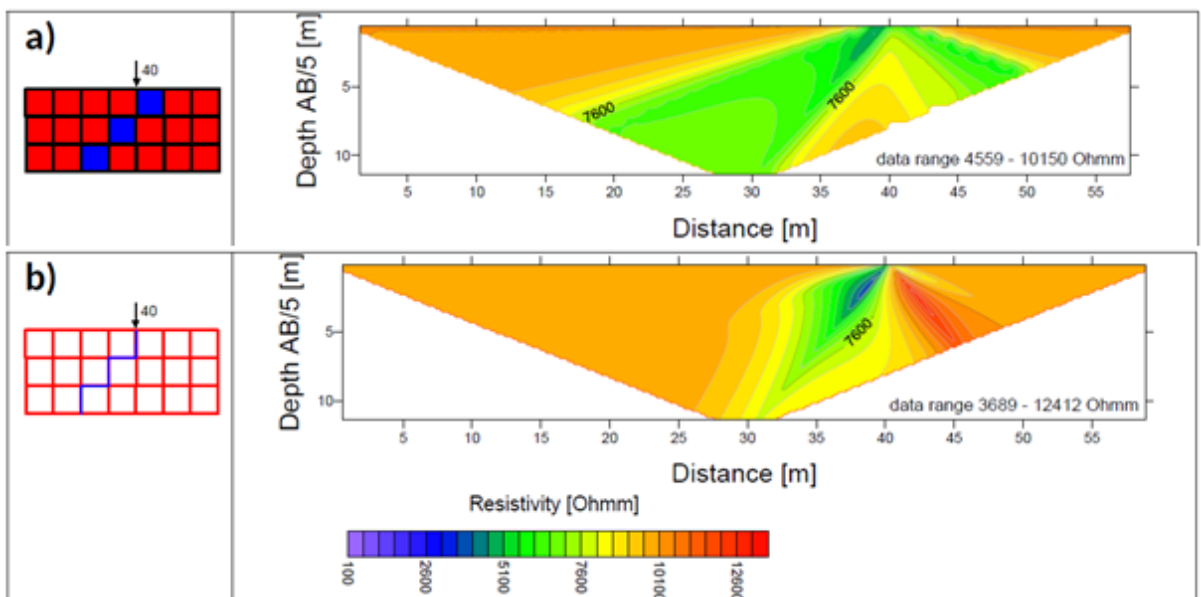
Obr. 12 Porovnání výsledku Res2Dmod (a) a odporové sítě (b), řezy zdánlivých měrných odporů. Jeden metr mocná trhlina. Wenner-Schlumberger.



Obr. 13 Porovnání výsledku Res2Dmod (a) a odporové sítě (b), řezy zdánlivých měrných odporů. Půl metru mocná trhlina. Wenner-Schlumberger.



Obr. 14 Porovnání výsledku Res2Dmod (a) a odporové sítě (b), řezy zdánlivých měrných odporů. 0,25 metru mocná trhlina. Wenner-Schlumberger.



Obr. 15 Porovnání výsledku Res2Dmod (a) a odporové sítě (b), řezy zdánlivých měrných odporů. Ultratenká trhlina (pouze odporová síť). Wenner-Schlumberger.

Obecně lze říci, že Res2Dmod a odporová síť vytvářejí poměrně stabilní odporové řezy vytvořené na modelu skloněné trhliny s měnící se mocností. Tvar izoliní zdánlivého měrného odporu je neměnný. Řezy dle Res2Dmod mají sklon k postupnému vyhlazování projevů trhlín a snižování jejich tloušťky. Značný rozdíl mezi částmi vytvořenými oběma programy je v „zrcadlovém“ vedlejším účinku trhliny. V tomto případě se jedná o zónu napravo od výchozů

poruch na povrch. Res2Dmod generuje zónu s anomálně sníženým zdánlivým měrným odporem, zatímco odporová síť vytváří zónu s vyšším zdánlivým měrným odporem. Tato zóna s vyššími zdánlivými měrnými odpory je účinkem stínícího vlivu vodivé poruchy. Model odporové sítě není totožný s 2D modelem měrného odporu, ale jedná se o zjednodušení, kdy uvažujeme jen rovinnou odporovou síť. Pomocí výpočtů a srovnání s Res2Dmod a analytickými modely se ukazuje, že používaný zjednodušený model odporové sítě je v porovnání s těmito modely přesnější co do absolutních hodnot zdánlivého měrného odporu, navíc negeneruje anomální doprovod vodivé linie v levé části řezu (artefakt) jako v případě Res2Dmod. Potom lze modelovat vodivé trhliny, které jsou příliš tenké, než aby je šlo rozumně modelovat metodou konečných rozdílů v prostředí se spojitým rozložením vodivosti.

Funkčnost a přesnost modelu tenkého vodiče spočítaného pomocí rezistorové sítě byla také testována porovnáním s analytickým řešením modelu. Podle Nostrand et Cook (1966) je výpočet přesných teoretických křivek měrného odporu pro většinu pravidelně tvarovaných těles extrémně složitý a pro tělesa s nepravidelným tvarem téměř nemožný. U geometricky jednoduchých modelů můžeme použít teorii řešení elektrického odrazu. Použitelnost této teorie je však přísně omezená. U úloh spojených se stejnosměrným proudem je tato teorie použitelná pro horizontálně uložené vrstvy, pro vertikální poruchy nebo žíly, pro ukloněné zlomy, pro dokonale vodivé nebo nevodivé vrstvy a pro pohřbené vodivé koule.

Byly spočteny dva modely ukloněné dokonale vodivé poruchy v okolním prostředí s daným odporem. Výpočet je založen na rovnicích (XXIII a XXIV) pro elektrický potenciál bodové elektrody v blízkosti dokonale vodivého rovinného zlomu. Analytické řešení však omezuje polohu jak zdroje proudu, tak bodu výpočtu potenciálu umístěného na ukloněné straně poruchy. Navíc je úhel poklesu poruchy omezen na některé konkrétní hodnoty. Potenciál v blízkosti ukloněné poruchy pod úhlem 45° lze spočítat pomocí vzorce:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{\sqrt{(r-r_0)^2}} - \frac{2}{\sqrt{r^2+r_0^2}} + \frac{1}{\sqrt{(r+r_0)^2}} \right] \quad [\text{XXIII}],$$

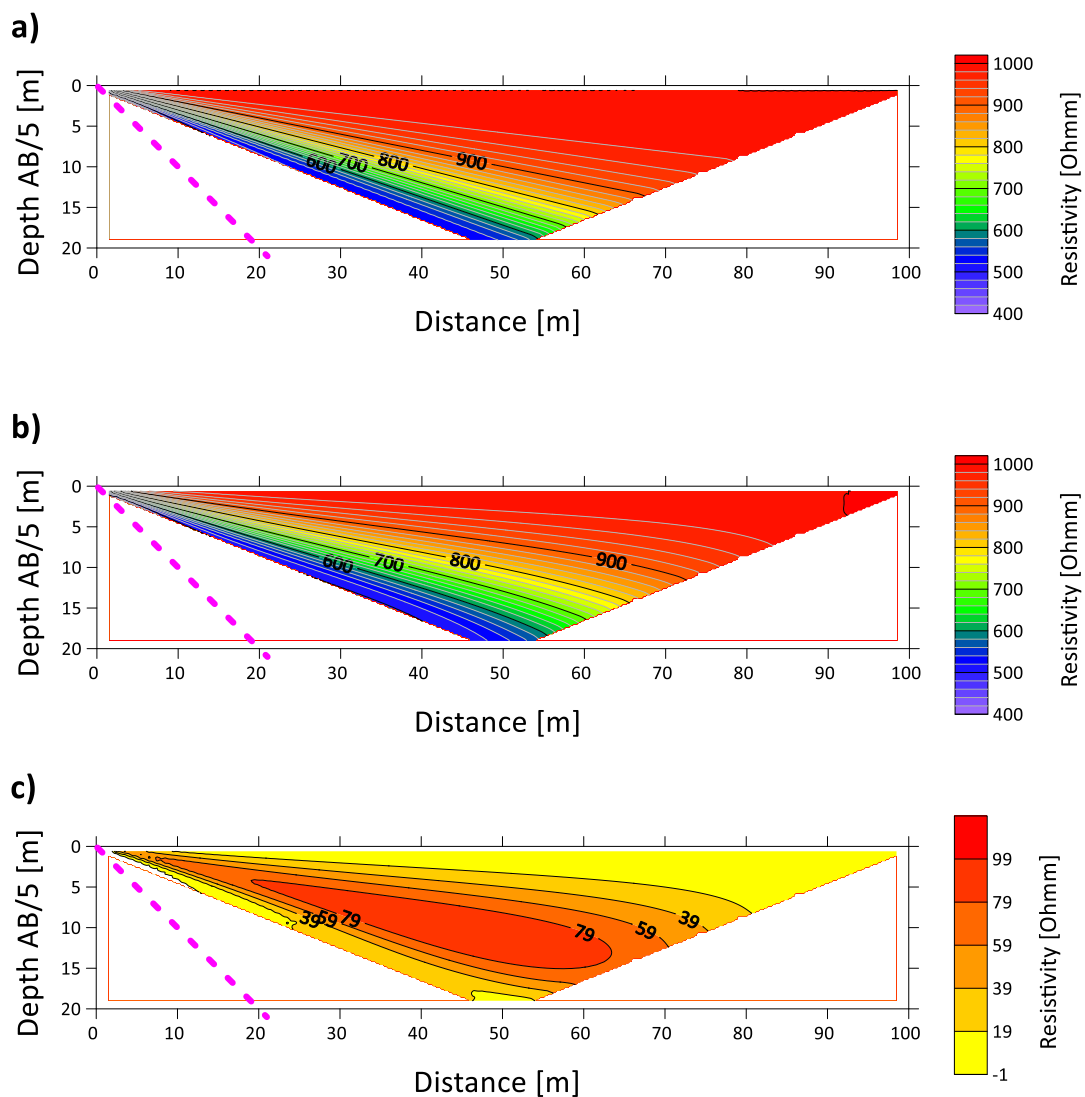
kde I je elektrický proud, ρ je odpor prostředí, r_0 je vzdálenost bodového zdroje od výchozu poruchy a r je vzdálenost bodu vypočteného potenciálu od výchozu poruchy. Teorie odrazu je aplikovatelná rovněž pro dokonale vodivé poruchy s úhly $\alpha = \frac{\pi}{n}$, kde n je jakékoliv celé číslo.

V tomto případě je potenciál počítán jako suma:

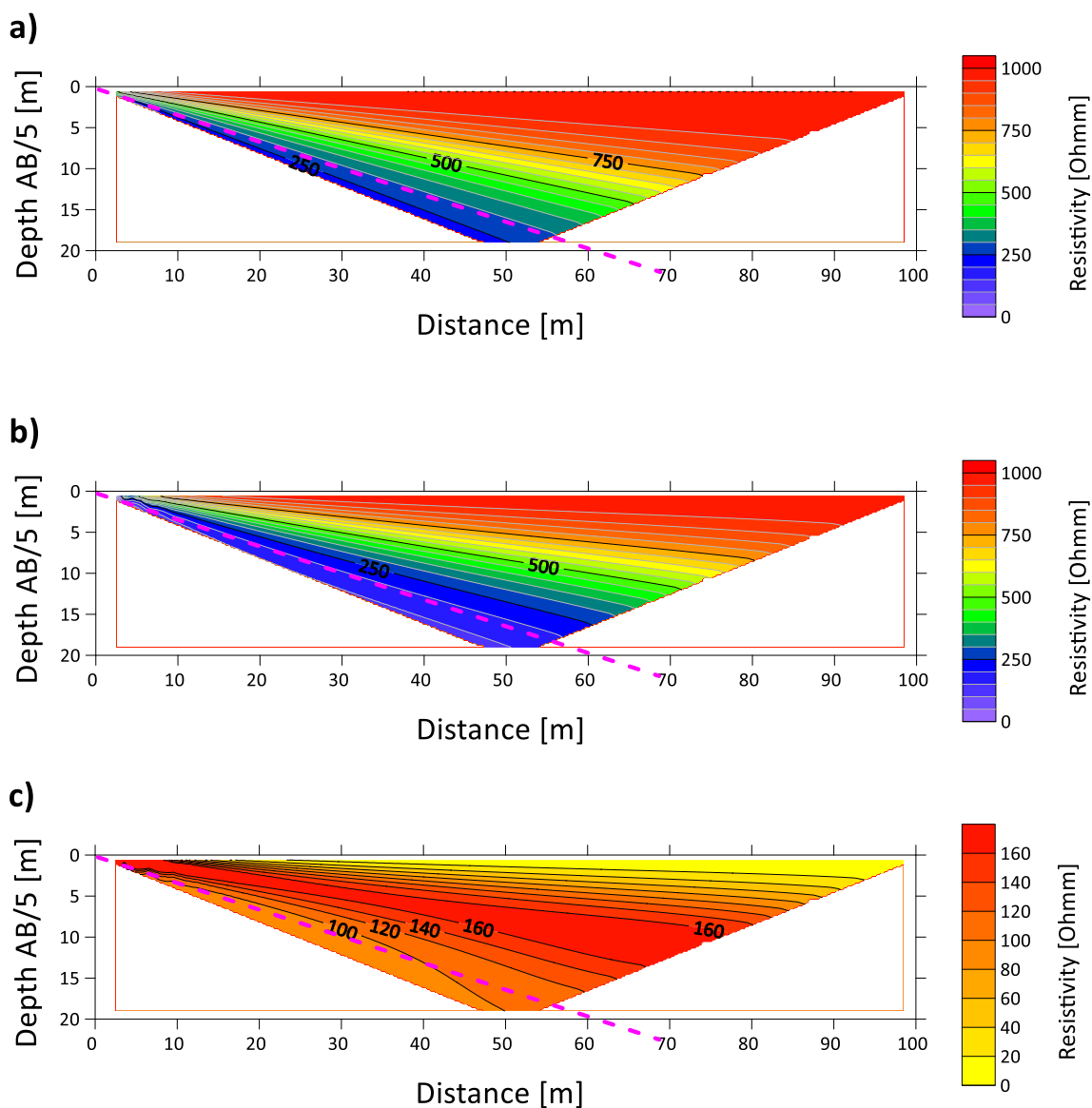
$$U = \frac{I\rho}{2\pi} \sum_{i=0}^{n-1} \frac{1}{\sqrt{r^2+r_0^2-2rr_0\cos(2i\alpha)}} \quad [\text{XXIV}],$$

kde platí stejná označení jako pro případ úklonu poruchy 45 stupňů, popsané výše.

Dále byly spočteny pseudořezy zdánlivého měrného odporu pro čtyřelektrodové roztažení typu Wenner-Schlumberger. Pro výpočet byla použita vzdálenost potenčních elektrod $MN=1\text{m}$ a proudových elektrod AB mezi 3 až 95 metry. Elektrodové roztažení se pohybovalo podél profilu s krokem po jednom metru. Měrný odpor prostředí ρ byl zvolen $1\,000\ \Omega\text{m}$. Porucha je v tomto případě dokonale vodivá. Spočtené hodnoty měrného odporu byly umístěny do hloubek odpovídajících $AB/5$. Porovnávaný model sítě rezistorů byl spočten s délkou rezistorů 1 metr s měrným odporem prostředí $1\,000\ \Omega$ a odporem vodivé poruchy $0,001\ \Omega$. Porovnání analytického modelu s příslušnými modely odporové sítě jsou na *Obr. 16* a *Obr. 17*.



Obr. 16 Porovnání analytického řešení (a) a odporové sítě (b) v případě pseudo-sekcí zdánlivého měrného odporu. Úklon vodivé poruchy je 45° . Rozdíl obou modelů je na (c), jakožto rozdíl mezi odpory analytického řešení a modelu rezistorů (a-b).

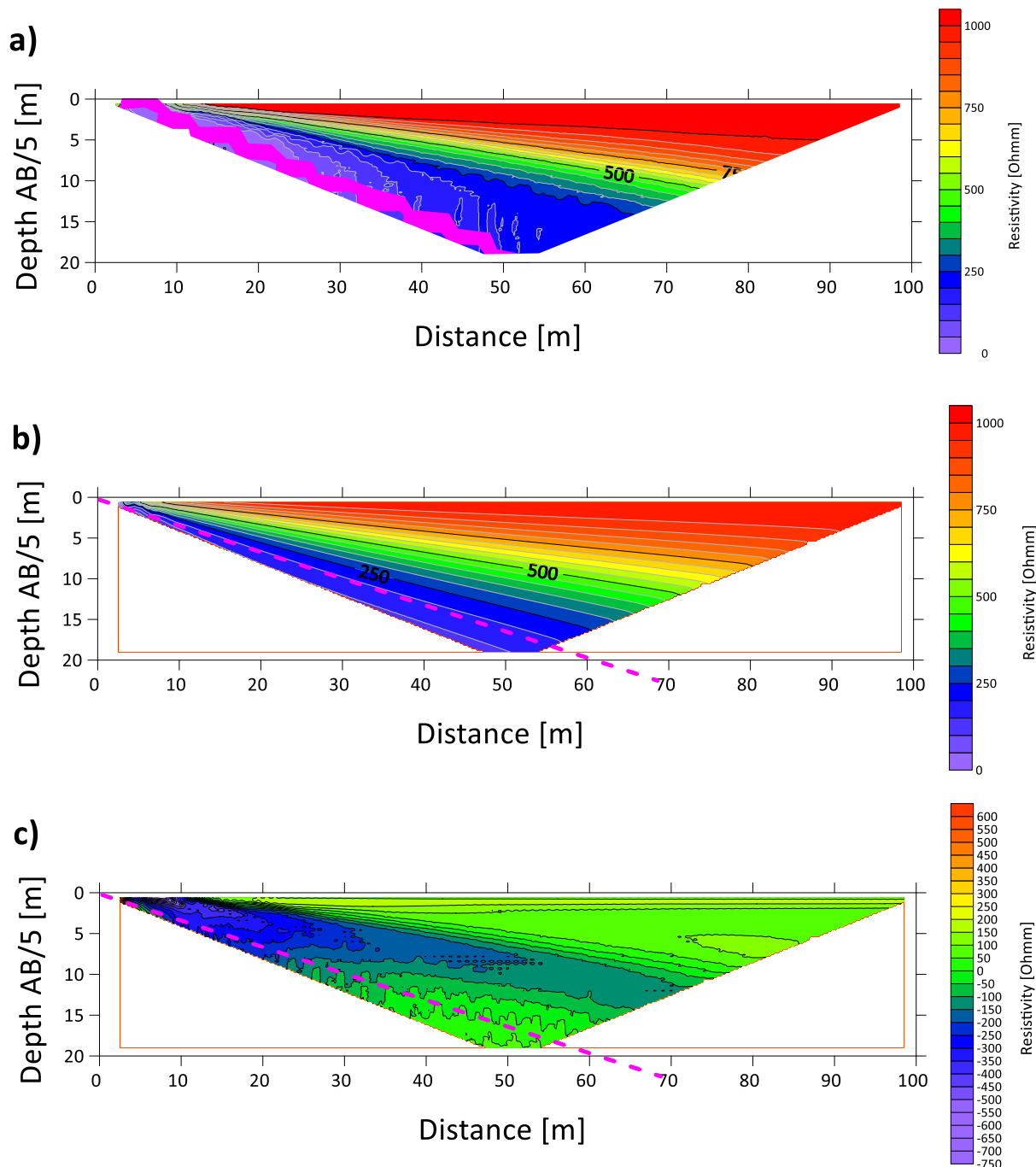


Obr. 17 Porovnání analytického řešení (a) a odporové sítě (b) v případě pseudo-sekcí zdánlivého měrného odporu. Úklon vodivé poruchy je 18° . Rozdíl obou modelů je na (c), jakožto rozdíl mezi odpory analytického řešení a modelu rezistorů (a-b).

Rozdíly mezi zdánlivými měrnými odpory mezi analytickým řešením a numerickým výpočtem pomocí metody odporové sítě ve spočtených pseudo-řezech jsou maximálně 10 procent pro první případ a 16 procent v druhém případě. To znamená, že mezi numerickým a teoretickým řešením je obecně dobrá shoda.

Dalo by se rovněž uvažovat posouzení přesnosti určení měrného odporu pro identický modelový případ jako na Obr. 16 a 17, ovšem při porovnání výpočtu pomocí Res2Dmod a odporové sítě. Geometrické parametry byly zvoleny identicky jako v případě prvního porovnání (analytický model vs. model rezistorů), stejně jako způsob tvorby porovnávaných

gridů. Byla porovnáována pouze modelová situace s úklonem vodivé poruchy 18 stupňů. Úklon poruchy 45 stupňů začínající na metráži 0 se pomocí programu Res2dmod nepodařilo namodelovat, resp. program nevypočítal žádnou odezvu v měrných odporech. Výsledek je znázorněn na *Obr. 18*.



Obr. 18 Porovnání výpočtu dle Res2Dmod (fialová barva-schematické znázornění obdélníkové sítě programu) (a) a odporové sítě (b) v případě pseudo-sekcí zdánlivého měrného odporu. Úklon vodivé poruchy je 18°. Rozdíl obou modelů je na (c), jakožto rozdíl mezi odpory Res2Dmod a modelu rezistorů (a-b).

Na řezu zdánlivého měrného odporu dle Res2Dmod je na první pohled viditelná obtížnost modelovat tenké vodivé struktury pomocí obdélníkových buněk (fialová zóna) - k dosažení požadovaného sklonu je nutné vytvářet výrazně širší strukturu. Výsledné hodnoty měrného odporu byly vypočítány pomocí metody konečných rozdílů. Barevná škála rozdílů mezi oběma přístupy byla zvolena odlišně od předchozích dvou zobrazení z důvodu výrazného přechodu ze záporných do kladných hodnot. Porovnání spočtených hodnot ukazuje, že výpočet zdánlivých měrných odporů se v případě Res2Dmod odlišuje od spočteného řezu dle sítě rezistorů především v přípovrchové partii, kde dosahuje kolem 20 – 25 procent (odporová síť počítá vyšší měrné odpory v porovnání s Res2Dmod). Do hloubky se spočtené hodnoty k sobě více blíží, přibližně jako na úroveň porovnání analytického řešení a odporové sítě. Rovněž se ukazuje, že Res2Dmod vytváří projev tenké vodivé struktury prostorově výraznější, což je pravděpodobně spojeno s nemožností jednoduše modelovat tenké struktury pomocí obdélníkových buněk. Platí tedy, že v přípovrchové partii generuje Res2Dmod věrohodnější obrázek, co se hodnot měrných odporů týče, na druhou stranu ovšem generuje výrazně větší projev vodivé struktury, než je ve skutečnosti. Obecně se nedá říct, že by jeden nebo druhý model byl lepší, jedná se o porovnání dvou nedokonalých modelů mezi sebou. K porovnání Res2Dmod a analytického řešení nebylo přistoupeno, protože cílem této práce nebylo hodnotit program Res2Dmod.

4. Vyhodnocení terénních dat, monitoring krystalických masivů

Terénní data použitá v rámci této doktorské práce byla měřena v průběhu let 2014 – 2021 v rámci několika výzkumných úkolů (viz jejich popis v úvodní kapitole) a s nimi spojenými terénními kampaněmi. Zdrojem dat byly dvě terénní základny - vodárenská štola Bedřichov v Jizerských horách (umístěna v granitických horninách) a pracoviště PVP (podzemní výzkumné pracoviště) Bukov na Vysočině, umístěná v prostředí migmatitů, migmatitizovaných pararul a amfibolitů. V průběhu měření ve štole Bedřichov byl v rámci výzkumných prací vyvinut měřicí monitorovací geofyzikální systém SGI 1 (seismika, ERT), který byl na začátku roku 2019 ve spolupráci s provozovatelem dolu Rožná (DIAMO) a správcem PVP Bukov (Správou úložišť radioaktivního odpadu) přesunut do štoly v Bukově. Výstupem těchto výzkumných prací byl Užitečný vzor (2016) a certifikovaná metodika (Bárta et al. (2016)).

4.1. Terénní základna Vodárenská štola Bedřichov

Štola Bedřichov je přibližně 2,6 km dlouhý tunel vyražený v libereckém granitu na začátku osmdesátých let minulého století. Hlavní účel štoly v současné době je vodohospodářský -

štolou prochází vodovodní potrubí z nádrže Josefův Důl zásobující vodou přilehlá města. Jelikož je tato štola ideálním analogem uvažovaného prostředí pro plánované hlubinného uložení radioaktivního odpadu v České republice, je zde cca od roku 2004 rozvíjen rozsáhlý výzkum, věnující se například syntéze terénních dat a vytváření návazných matematických modelů granitového masivu (Hokr et al., 2014).

Liberecký granit se nejvíce petrologickým složením blíží menzogranitu, má obecně vyšší obsahy sodíku a draslíku a nižší obsahy hořčíku a vápníku. Typově lze rozlišit v okolí tunelu několik druhů granitů, např. fojtské hybridní granitoidy, drobně zrnité výrazně porfyrické amfibol-biotitické granodiority až kvarcdiority, drobně až středně zrnité biotitické granity (fojtské) nebo středně zrnité výrazně porfyrické biotitické granity (jizerské).

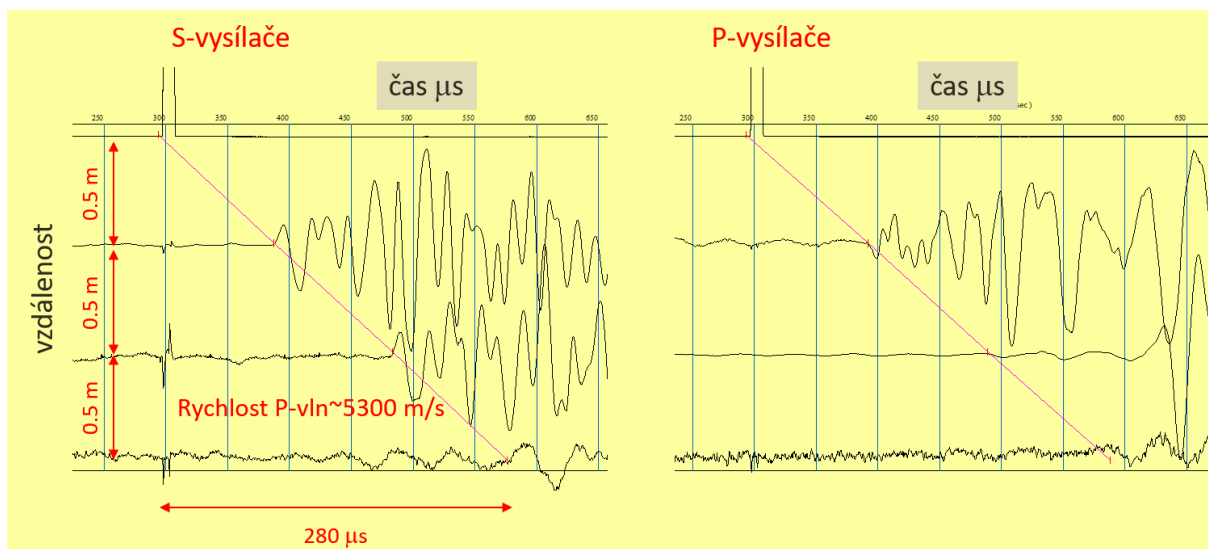
Až do metráže 893 (od vstupu u úpravny vody v Bedřichově) je tunel ražen pomocí razicího štítu DEMAG. V tunelu je stálá teplota okolo 5 stupňů a celoročně je zde téměř stoprocentní vlhkost vzduchu. Hlavními parametry, sloužícími k sledování probíhajících procesů v přípovrchové zóně kolem výrubu, je měrný elektrický odpor měřený pomocí metody ERT a změny v seismických signálech dle vysokofrekvenčního seismického prozařování. Na základě dlouhodobých opakovaných měření těchto parametrů, bez jakýchkoliv zásahů do geometrie měřicího systému, lze popsat přírodní procesy odehrávající se v přípovrchové (1 – 2 metry hluboké) zóně kolem výrubu. Těmito projevy jsou např. pohyb podzemních granitových vod, změny v nasycení jednotlivých mikropuklin a mikrotrhlin, změny v koncentraci puklinových vod, změny v minerálním složení granitové matrice nebo uzavírání či otevírání jednotlivých mikrotrhlin.

Místo měření bylo vybudováno na metráži 792, tedy v úseku raženém štítem DEMAG, kde je obecně malé narušení horninového masivu v okolí výrubu a díky relativně hladkému povrchu stěn poskytuje příhodné podmínky pro realizaci monitoringu. Při popisu geologického prostředí kolem výrubu ve štoli Bedřichov využívaly starší práce (např. Bárta et al., 2010) kromě již zavedeného termínu EDZ také výrazy Trompeterova zóna a přirozená klenba. Barton (2006) uvádí, že v kontextu hlubinných úložišť je výraz Trompeterova zóna definován jako oblast sníženého napětí kolem výrubu, která je náchylná ke změnám v napětí a tíhne k možným kolapsům horniny. Dále do masivu je tzv. přirozená klenba, tedy oblast zvýšeného napětí, která přejímá nosnou funkci horniny kolem výrubu. Výraz EDZ je potom Bartonem (2006) definován jakožto oblast kolem výrubu dotčená hornickými pracemi. Zóna se explicitně nerovná rozsahu Trompeterovy zóny, ale může být posuzována i z pohledu zóny s odehrávajícími se hydrogeologickými nebo mineralogickými změnami vlivem výrubu.

V metráži umístění měřicího systému prochází výrazné poruchové pásmo, jehož přítomnost byla jedním z hlavních důvodů pro instalaci měřících prvků právě zde, z důvodu očekávatelných anomálních procesů v hornině. Terénní základna je vybavena zářivkovým osvětlením, zdrojem vysokého napětí 230 V a síťovým datovým kabelem, sloužícím k napojení měřicího systému na internet.

Měřicí systém ERT byl složen ze 48 elektrod z nerezové oceli, umístěných s roztečí po 20 cm (celková délka roztažení je tedy 9,4 metru) v předvrtaných otvorech 2 – 3 cm hlubokých. Elektrody byly do měřicího systému propojeny pomocí čtyř pasivních kabelových sekcí. Celý komplet byl ovládán jednokanálovou aparaturou ARES II výrobce GF Instruments s navýšeným vstupním odporem (40 M Ω místo standardních 20 M Ω) aparatury kvůli měření vysokých přechodových odporů. Přístroj je napájen ze zdroje vysokého napětí 230V (s přepětovou proudovou ochranou) přes měnič na 12V. Data z opakovaných měření byla přenášena do řídicího počítače po ukončení každého měření. Pro řízení aparatury ARES II (v tzv. režimu PC Control) byl pořízen počítač s komunikací RS232 - USB.

Seismická aparatura sestává z řídicí elektroniky, pulzního generátoru (pulser-receiver Olympus 5077PR) a čtyř seismických čidel. Pro vysílání i příjem podélných vln byla použita čidla určená pro příčné S-vlny (Olympus V1541). To souvisí s geometrií měření a orientací seismických čidel, kdy čidla pro S-vlny vykazují optimální vyzařovací charakteristiku pro P-vlnu ve směru měřicího profilu (Vilhelm et al., 2012). Tento závěr pro měření přímo z povrchu v prostředí s nízkým gradientem seismické rychlosti byl dokumentován pomocí terénního experimentu ve štole Bedřichov. Výsledek je znázorněn na *Obr. 19*, kde jsou porovnány vlnové záznamy obou typů vysílačů.



Obr. 19 Vlnové záznamy porovnávající vysílače S a P-vln, štola Bedřichov.

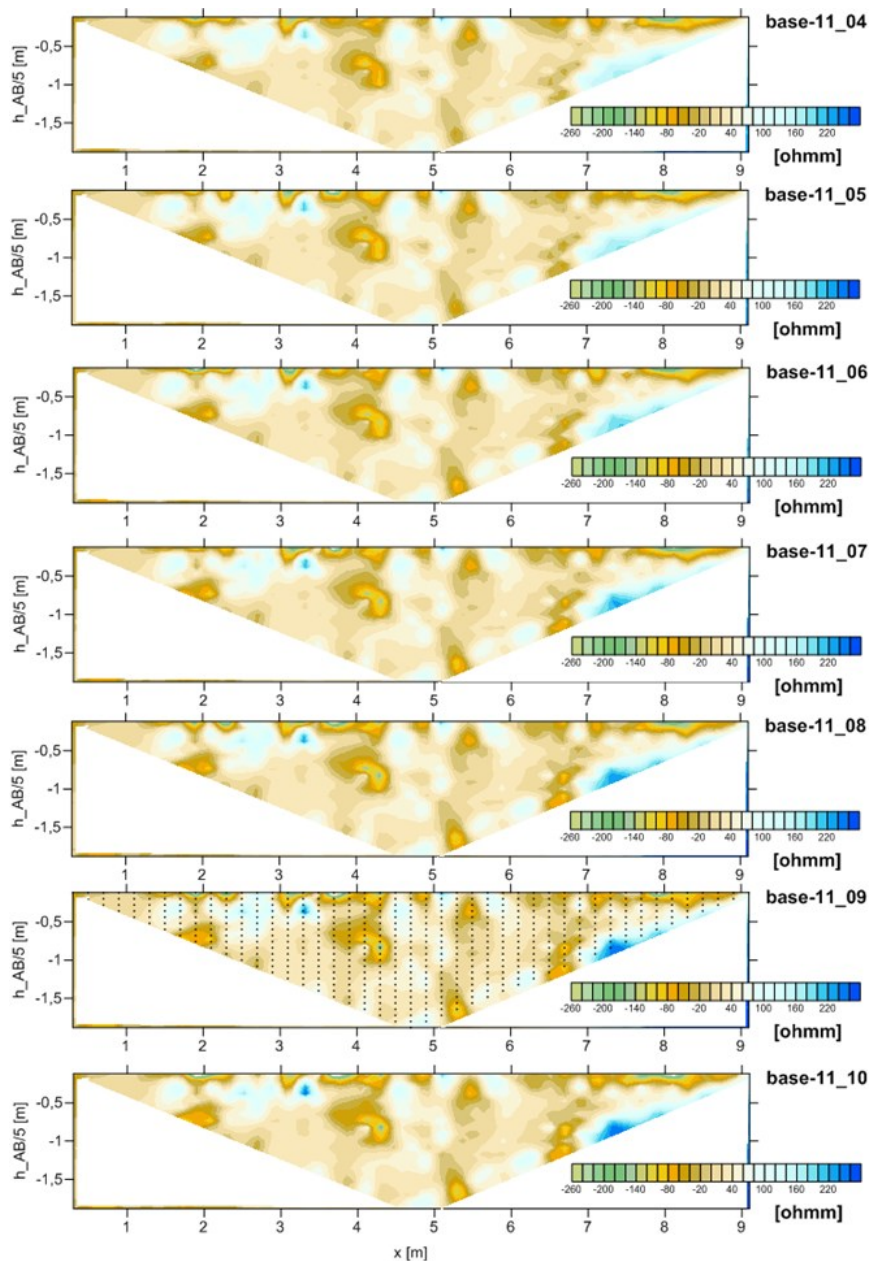
Na pokyn PC pulzní generátor vyše budící pulz (amplituda řádově ve stovkách voltů, šířka pulzu odpovídající až 0,1 MHz) do vysílacího elektromechanického čidla T1, které generuje mechanické vlnění (zdroj příčných i podélných vln). Po průchodu horninovým prostředím je pomocí přijímacích čidel toto vlnění registrováno. Digitalizované vlnové obrazy byly ukládány v řídicím PC. Vysílací i přijímací seismická čidla byla umístěna v jedné linii, v postupně vzrůstající vzdálenosti mezi čidly (50-100-150 cm, viz níže). Jelikož se v místě měření vyskytuje porušení trhlinou v horninovém masivu, bylo možné umístěním čidla za trhlinu zajistit možnost monitorování chování pukliny. V době seismických měření musí být aparatura ERT vypnuta, neboť její chod ovlivňuje parazitním elektromagnetickým rušením signál registrovaný seismickými čidly. Proto je v řídicím systému zapojena spínací jednotka, která zapojí systém ERT jenom po nezbytnou dobu měření pomocí odporové tomografie a v této době se neprovádí seismické měření. Seismická aparatura umožňuje volit minimální časový interval mezi měřeními řádově v sekundách, ale jako vhodný interval mezi měřeními bylo zvoleno šest hodin, což postačilo pro zachycení změn v horninovém masivu o periodě 2x denně a delší. Seismické měření probíhalo ve štole Bedřichov tak, že seismická přijímací čidla byla umístěna ve vzrůstající vzdálenosti od vysílacího čidla po násobcích 50 centimetrů, tzn. od vysílače S-vln byl ve vzdálenosti 50 cm umístěn přijímač S-vln. 100 cm od tohoto přijímače byl umístěn druhý přijímač S-vln od kterého ve vzdálenosti 149,5 cm bylo umístěno poslední přijímací číslo (P-vln). Poslední přijímací čidlo bylo umístěna za puklinovou porušenou zónu. V rámci této práce bude prezentováno vyhodnocení měření ERT v období od 27. listopadu 2014 do 13. června 2015. Celkem bylo naměřeno 781 opakování ERT. Po celou dobu byla dodržována intaktnost hlavních měřících elementů, tedy elektrod a kabelových sekcí. Interval měření byl zvolen 6 hodin, tedy 4 měření/den. Jedno měření trvalo cca 2 hodiny a celý naměřený roztah pomocí uspořádání „Wenner-Schlumberger HD“ obsahuje 529 bodů (koncovka HD označuje protokol s vyšší hustotou (z angl. High Density) měřených bodů než druhá standardní dostupná varianta v aparatuře). Délka proudového pulzu byla zvolena jedna sekunda. Minimální naměřený potenciál byl zvolen 100 mV, využívá se celého teoretického výkonu aparatury 850W. Maximální prahová hodnota chyby měření (vybírání se 6 měření z 12 podle nejmenší směrodatné odchylky) byla nastavena na 5 procent. Při začátku každého setu měření je proveden test přechodových odporů, kdy je na každé elektrodě změřen její zemnicí odpor. Zemnicí odpory byly relativně vysoké, řádově vyšší desítky tisíc Ω (elektrický proud je zde převážně přenášen pouze přes tenkou vrstvičku vody mezi elektrodou a horninou - vrstva vody je stabilní díky absolutní vlhkosti vzduchu ve štole). Z každého měření lze u každého měřeného bodu získat informaci o zaváděném proudu v mA (hodnoty cca v desetínách až

prvních jednotkách), vybuzeném potenciálu v mV (stovky až vyšší stovky), hodnotě DC polarizace (reálně odpovídající např. bludným nebo vířivým proudům, tento šum je kompenzován stejným napětím o opačné polaritě) na přijímači před zapnutím proudového zdroje v mV (cca stovky) a hodnoty zdánlivých měrných odporů v Ωm .

4.1.1. Výsledky monitorovacího měření - štola Bedřichov

Analýza prvního příchodu seismických vln v neporušené části štoly ukázala na průměrné hodnoty rychlostí P-vln 5 300 m/s a S-vln 2 960 m/s. Porovnání měřených vlnových záznamů v čase ve stejném časovém intervalu jako u měření ERT (od 27. listopadu 2014 do 13. června 2015) neukázalo žádné změny v prvních nasazeních nebo amplitudách, které by mohly být přisouzeny např. změnám v napjatostním stavu apod. Zkoumané geologické prostředí je v mechanicky stabilním stavu, rovněž charakter použité ražební technologie DEMAG narušil zónu kolem výrubu jen velmi slabě.

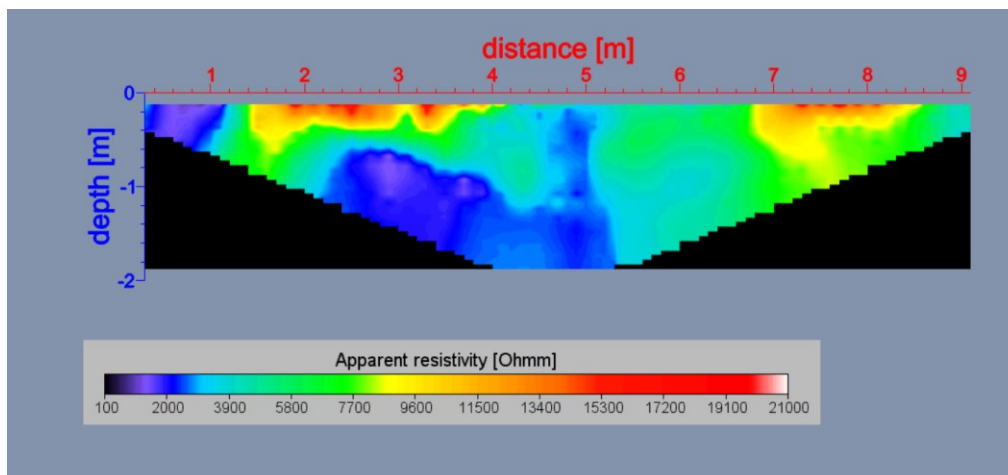
Pro základní posouzení dynamiky změn v měřených datech lze např. graficky porovnávat celé 2D hloubkové řezy, buď ve formě zobrazení zdánlivých měrných odporů (originálních dat) nebo skutečných měrných odporů (invertovaných dat). V případě ERT dat ze štoly Bedřichov jsou zobrazována originální data. Zároveň lze uvažovat, že zobrazení pomocí 2D řezů ve vybraných časech, ať už se bude jednat o vlastní hodnoty zdánlivých měrných odporů nebo např. o rozdíly hodnot vůči zvolenému (např. prvnímu v pořadí) času, může speciálně v případě těchto dat (velký počet měření opakovaných v relativně krátkém čase) být zavádějící, neboť půjde vždy jen o krátký výsek dat, reprezentující delší časový úsek. Při využití tohoto přístupu lze např. zobrazovat hloubkové řezy měřené jednou za měsíc (grafická škála je stejná pro všechny řezy), resp. rozdíly mezi základním profilem (březen 2014) a následujícími profily (duben až říjen 2014) - viz *Obr. 20*. Viditelné změny se odehrávají kolem metráže 7,4 v hloubce kolem 80 cm, kdy lze pozorovat relativní snižování měřeného odporu v čase (rozdíly mezi jednotlivými porovnávanými řezy se zvětšují).



Obr. 20 Porovnání řezů zdánlivých měrných odporů s intervalem po jednom měsíci, štola Bedřichov.

Náhled na časové změny řezů zdánlivých měrných odporů může také poskytnout animace (video) vytvořená z dostupných obrázků řezů v čase. Zobrazení pomocí videa dokáže postihnout všechna data, jak v časové, tak prostorové doméně. Při volbě zobrazení je třeba zvolit způsob grafického zobrazení dat. Jednotlivé řezy mohou být zobrazeny za sebou pomocí měnící se jedné z prostorových souřadnic. Poté animace postupuje postupně řez po řezu. V případě zde použitého programu Voxler 3 (Golden Software) se ukázalo, že v porovnání s 2D programy stejného výrobce má tento program tendenci výsledky spíše shlazovat, z důvodu omezeného počtu metod pro výpočet gridovací matice (např. kriggingu). Na druhou stranu,

pokud je technicky možné video pro zobrazení použít, může tento druh poskytnout zajímavý první komplexnější pohled na pozorované změny. V tomto případě je zobrazen jediný kompletní kontinuální data set ze štoly Bedřichov (8 měsíců, listopad 2014 – červen 2015, zdánlivé měrné odpory, 1 měření za 6 hodin) po filtrování, kdy originální data obsahovala zjevné poruchy, dané chybnými kontakty potenčních elektrod v určitých obdobích. Výsledek je znázorněn na *Video 2* (elektronická příloha práce).

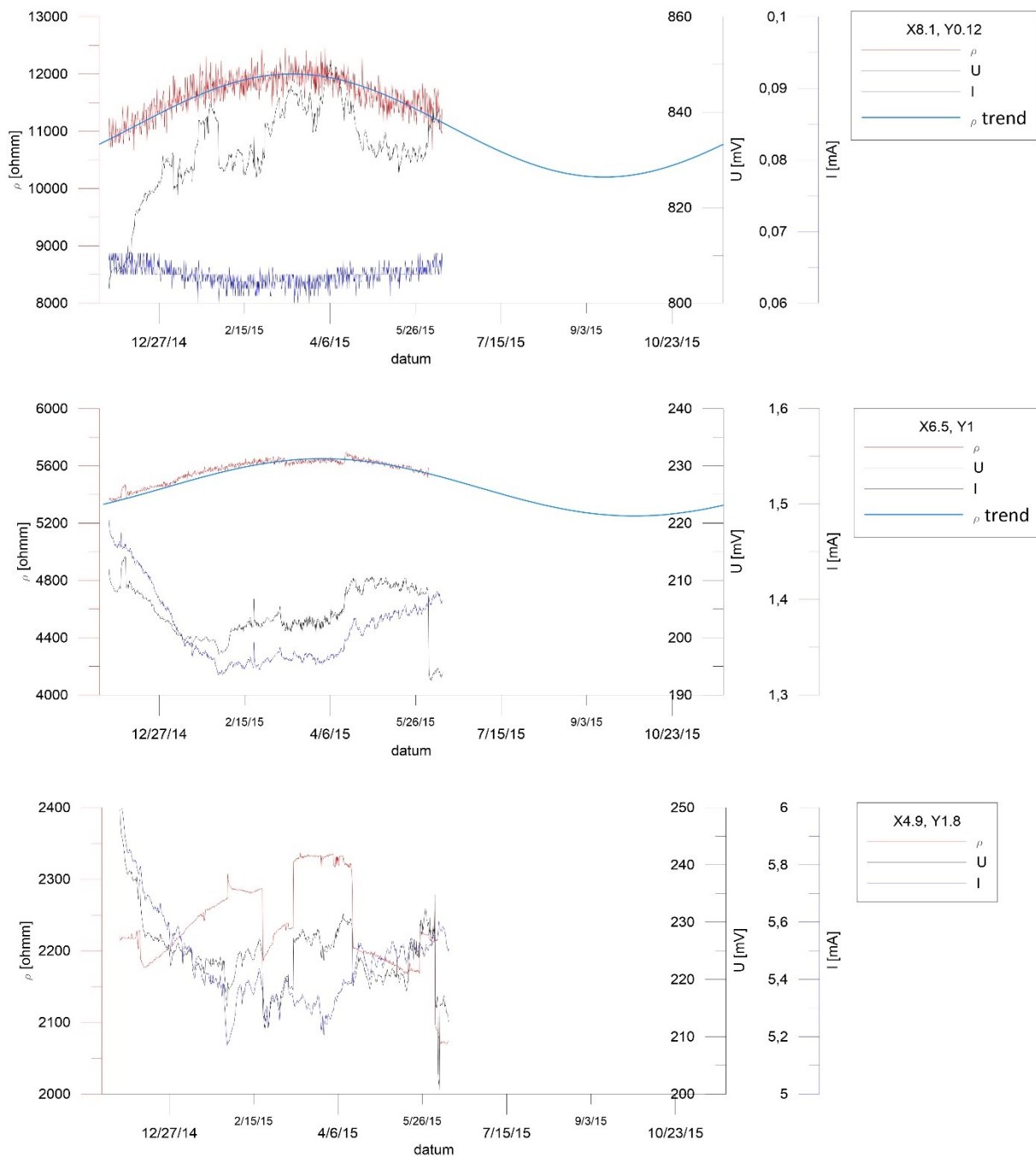


Video 2: Zobrazení zdánlivých měrných odporů za 8 měsíců, Bedřichov.

Z prvního pohledu je zřejmé, že měřený profil lze rozdělit na dvě části. Od metráže 5 doprava lze sledovat pouze minimální změny z pohledu limitů rozlišení videa, diskutovaných výše. Oblasti s intenzivnějšími změnami se nacházejí v druhé části profilu, přes který prochází několik poruchových pásem. První zónou (metráže 2 – 5 v hloubce kolem 1 metru), vykazující výraznější změny v čase, je oblast sníženého (cca 2 000 – 3 000 Ωm) odporu, která pravděpodobně odpovídá granitům postiženým procesy zvětrávání na poruchových zónách. Druhou zónou je přípovrchová oblast mezi metrážemi 1 – 4, kdy ke změnám dochází v hodnotách mezi cca 9 000 – 14 000 Ωm . Tato oblast pravděpodobně reprezentuje vysušenou přípovrchovou zónu, částečně postiženou poruchovými strukturami, resp. povrchovým narušením vlivem hornických činností (zóna EDZ). Zároveň je třeba uvažovat větší vliv šumu na konečné měřené hodnoty, vzhledem k relativně vysokým měrným odporům, a tedy možným významným chybám měření.

Přes některé výhody zobrazení pomocí videa je ale zřejmé, že pro maximální pochopení dlouhodobých trendů probíhajících v masivu a případné korelaci s jinými měřenými veličinami, má největší vypovídající hodnotu zobrazení pomocí grafů. Zobrazované informace zde nejsou postiženy shlazením, jako v předchozím případě. Problémem ovšem je výběr reprezentativního počtu takovýchto grafů - při tomto měření získáváme informaci o časovém

průběhu zdánlivých měrných odporů z 529 měřených bodů řezu, je tedy otázkou, které body vybrat pro demonstraci dlouhodobých procesů. Nejvhodnější metodou z pohledu získané hodnoty vzhledem k náročnosti zpracování dat je pravděpodobně zvolení určitého kroku ve směru x (např. každý jeden metr) a y (např. po půl metru hloubky), ze které jsou hodnoty zobrazeny jako grafy v čase - tím získáme relativně reprezentativní objem informací, který lze dále interpretovat, případně přidávat/odebírat další detaily. Tímto přístupem je zobrazený časový průběh hodnot na třech bodech (identická data jako v případě *Obr. 20*), viz. *Obr. 21*. K hodnotám zdánlivých měrných odporů jsou ještě přiřazeny hodnoty zaváděného proudu a měřeného vybuzeného napětí. Na základě těchto údajů lze uvést, že za dobu osmiměsíčního měření byl v celém sledovaném objemu horniny pozorován především pravidelný vzestup měřeného odporu, s kulminací hodnot v březnu/dubnu a minimem na počátku, tedy v listopadu. Uvažujme, že tento cyklus by se mohl uzavřít i na úseku nepokrytém měřeními, tedy červen – listopad 2015, tj. že se jedná o sezónní trend. Extrapolace možného průběhu tohoto sezónního trendu byla vyjádřena pomocí proložení harmonické funkce s periodou jeden rok počítané z dat měřených odporů v případě dvou vrchních řezů, které vykazují reálně změřená data. Vložení této funkce mělo za cíl základní otestování, zda je možné na získaná terénní data aplikovat aproximaci nějakým ročním trendem. Delší kontinuální datová řada nebyla k dispozici. Tato extrapolace ukazuje postupný pokles hodnot do období října 2015 (lokální minimum) s předpokládaným postupným nárůstem na původní hodnoty po uzavření ročního cyklu (perioody). Zobrazená terénní data ze štoly Bedřichov ukazují, že pro sledování dynamiky jevů v horninovém masivu je postačující vzorkovací frekvence měření přibližně jednou za 24 hodin, sledované procesy nikdy neměly v popisovaném období rychlejší průběh.



Obr. 21 Měrný zdánlivý odpor, měřené napětí a zaváděný proud v čase, štola Bedřichov (hloubka Y bodu řezu vyjádřena jakožto pětina vzdálenosti použitých proudových elektrod). Osa času udává dny v roce (mm/dd/rr), svislá osa spočtený zdánlivý měrný odpor ρ , graf U měřené napětí, graf I zaváděný proud, ρ trend - proložení trendu - harmonická funkce s periodou jeden rok.

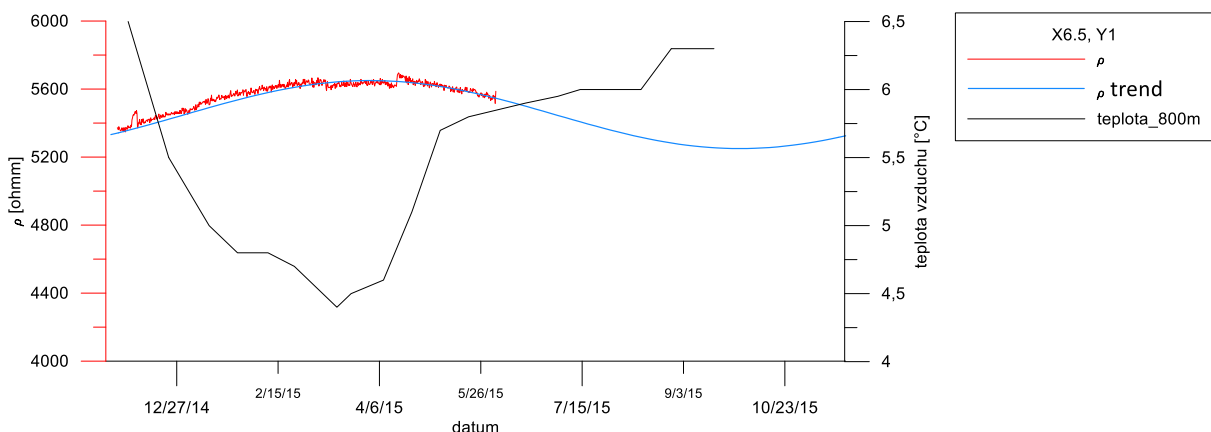
Rozsah změny sledovaných hodnot zdánlivého měrného odporu u mělkého bodu $Y=0,12$ m je cca $1\ 000\ \Omega\text{m}$ za zhruba 5 měsíců. V hloubce jednoho metru byl sledovaný rozsah menší, přibližně $300\ \Omega\text{m}$. Obdobný trend byl sledován i na jiných, zde nezobrazených bodech. Pozorované procesy lze rozdělit na tři základní kategorie (ve stejném pořadí jako na *Obr. 21*):

1. V přípovrchových partiích mají procesy změn ρ_z nejvyšší dynamiku. Plynulé sezónní procesy jsou v analyzovaném období doprovázené nejprve vzestupem a následným snižováním měřeného odporu. Z důvodů vyšších odporů a nízkých zaváděných proudů je měření zastiženo vysokou úrovní šumu.
2. Plynulé sezónní procesy, s hloubkou zatlumenější, s krátkodobými, relativně skokovými změnami. Tyto skokové změny na bodu X6,5 - Y1 jsou pravděpodobně přírodního původu - nelze sledovat prudký úbytek měřeného napětí, což obvykle dokumentuje problém mezi potenční elektrodou a kabelem. Pozorovaná náhlá změna je zachycena postupnou změnou měřených veličin v průběhu 24 hodin. S ohledem na závěry kapitoly týkající se výpočtu citlivostní funkce lze předpokládat, že tyto náhlé změny jsou způsobeny bezprostředním okolím měřících elektrod.
3. Nepravidelné chování vykazuje třetí graf - náhlá změna odporu je způsobena prudkou změnou měřeného napětí, přičemž velikost proudu I nevykazuje anomální chování. Navíc se jedná o propad z bodu na bod - jedná se tedy s vysokou pravděpodobností o chybu na zapojených potenčních elektrodách pro tento bod a artefakt měření.

Zásadní otázkou této části výzkumu je závěrečná interpretace příčin naměřených časových změn měrných odporů v masivu. Na základě naměřených dat lze uvést, že děje odehrávající se v masivu jsou slabší než ty, které byly modelovány pomocí laboratorních měření, tj. změna v porušení horniny (simulovaná tepelným zatěžováním) a odstupňované nasycení granitovou vodou. Ve všech případech byly simulace v laboratoři doprovázeny změnami minimálně v řádu prvních tisíců Ωm , za relativně krátký časový úsek, což je stále o dost více, než lze reálně pozorovat *in situ*. Přes zjevnou principiální odlišnost laboratorních měření a měření *in situ* se lze domnívat, že příčinou pozorovaných změn ve štole je především chování podzemní granitové vody v mikro-puklinovém systému. Zachycené skokové změny byly pouze v rozsahu max. 100 Ωm (snižování) v hloubce cca 1 metru, což by mohlo být způsobeno lokálním zavodněním původně suššího mikroprostoru (tento proces dle změřených dat trval zhruba 48 hodin).

Výsledky měření ERT byly porovnávány s výsledky ostatních měřících systémů dalších týmů, působících ve štole. Úvahy o vlivu změn v napjatostním režimu horniny dosud nebyly nijak přímo potvrzeny - 3D opticko-mechanický dilatometr TM-71, umístěný přímo přes hlavní poruchu u terénní základy, nikdy nezaznamenal výraznější pohyb. Obdobně trojsložkové geofony ve štole registrovaly pouze vzdálené zemětřesené události - rovněž bez žádné shody s naměřenými odpory. Bohužel nebylo k dispozici snímání teplot a průtoků v těsné blízkosti měřícího systému ERT. Navíc je nutno uvažovat reálnou rychlost prostupu podzemní vody

takto kompaktní horninou - dle práce Hokr et al. (2014) je tato rychlost prostupu z povrchu do prostředí štoly Bedřichov (hloubka cca 100 m) v řádu desítek let. Jediný reálně srovnatelný parametr s výsledky ERT se ukazuje být teplota vzduchu ve štole. V rámci teplot naměřených ve všech částech štoly se ukazuje, že teploty mají sezónní charakter s přibližně harmonickým trendem - minimem teplot přibližně v březnu/dubnu a maximem přibližně v září. Porovnání teplot vzduchu ve štole na metrůž 800 a naměřených zdánlivých měrných odporů z monitorovací báze na bodu X6,5-Y1 je uvedeno na *Obr. 22*. Úsek teplot byl omezen tak, aby rozsahem odpovídal naměřeným zdánlivým měrným odporům, vzorkování bylo sjednoceno. Minimum teploty zde odpovídá maximu naměřených měrných odporů a naopak. Koeficient vzájemné korelace mezi daty na základě výpočtu pomocí funkce CORREL (Microsoft Excel) byl -0,52, jedná se tedy o středně silnou negativní korelaci (trend „čím více“ – „tím méně“). Tato hodnota převyšuje kritickou hodnotu výběrového koeficientu korelace podle Reisenauera (1970) a závislost lze pokládat za statisticky významnou.

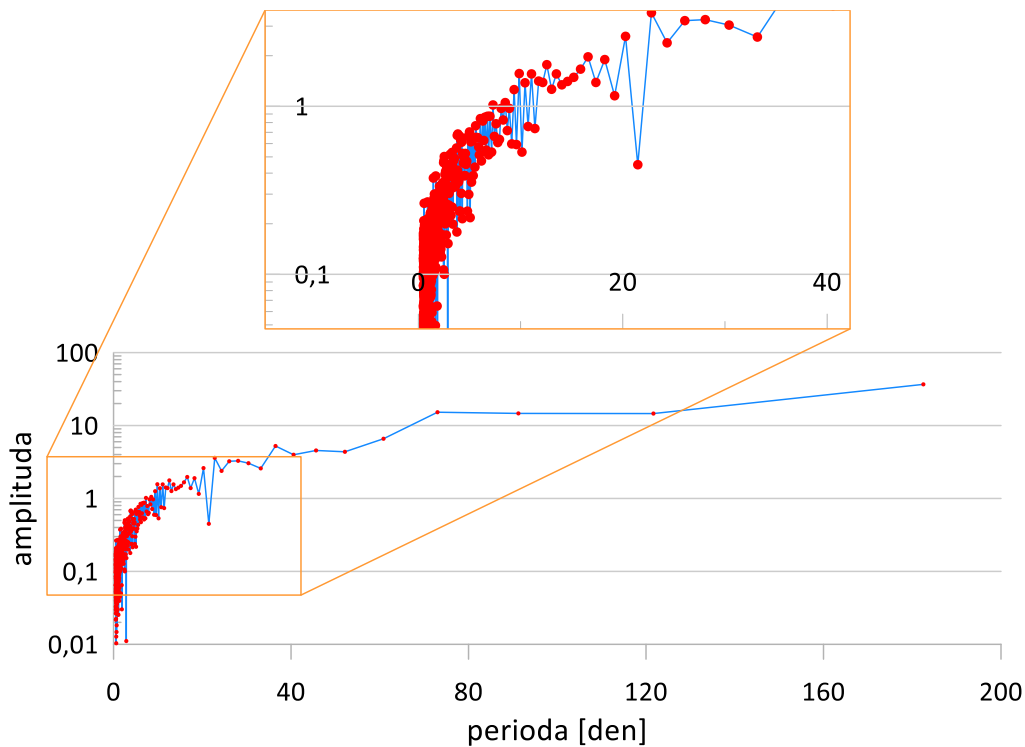


Obr. 22 Porovnání zdánlivých měrných odporů a teploty vzduchu ve štole Bedřichov.

Teplota vzduchu ve štole vykazovala obecně nejvyšší změny do cca 4 stupňů Celsia, již ve třiceti centimetrech hloubky ve skále je tato změna zatlumena na maximálně jeden stupeň. Velký vliv bude mít i vodárenské potrubí ve štole, která vede povrchovou vodu z nádrže v horách o sezónně měnící se teplotě. Teplota vody z vytékajících pramenů má stejný trend, ale je zatlumena do změn maximálně o jeden stupeň Celsia. Mění se teplota vzduchu pravděpodobně způsobuje vysychání/zavodňování přípovrchové horninové vrstvy, jejichž zdánlivý měrný odpor se následně mění v charakteru popsaném na *Obr. 21*.

Na datech časových řad zdánlivých měrných odporů, jejichž příklad je zobrazený na *Obr. 21*, byla provedena základní frekvenční analýza. Pro každý z 529 bodů řezu bylo k časovému průběhu zdánlivých odporů pomocí MATLAB funkce fft spočteno jeho spektrum. Ukazuje se

velká proměnlivost mezi jednotlivými spektry, což je pravděpodobně způsobeno vysokou úrovní šumu v datech. Na Obr. 23 je jako výsledek této frekvenční analýzy zobrazeno průměrné amplitudové spektrum, spočtené jako průměr ze všech 529 spekter v jednotlivých bodech řezu. Pro názornější interpretaci výsledků je horizontální osa spektra přepočtena z původní jednotky „frekvence [1/den]“ na její obrácenou hodnotu, tedy „periodu [den]“.



Obr. 23 Frekvenční analýza monitoringu zdánlivých měrných odporů, štola Bedřichov.
Průměr ze spekter časových průběhů ve všech 529 bodech řezu.

Ukazuje se, že jakékoliv kratší periody do cca 7 – 10 dnů jsou nevýznamné. Významnější periody se odehrávají až nad deseti dny, tento fakt lze např. použít v souvislosti s frekvencí měření, kdy např. opakování jednou za 24 hodin bude téměř jistě zcela dostatečné pro zachycení probíhajících procesů.

4.2. Terénní základna - PVP Bukov

Pracoviště je lokalizované v hloubce 550 metrů pod povrchem v katastru obce Bukov na Vysočině. Štola slouží jako testovací lokalita pro získání dat o chování horninového prostředí v předpokládané hloubce budoucího hlubinného úložiště. Zároveň je určeno i pro *in situ* testy materiálů zvažovaných pro konstrukci inženýrských bariér. Stejně jako řada dalších zařízení tohoto typu (např. Grimsel Test Site Švýcarsko nebo Äspö Hard Rock Laboratory ve Švédsku), i Podzemní výzkumné pracoviště Bukov využívá již existující infrastrukturu podzemního díla,

konkrétně bývalého uranového dolu Rožná I. Podzemní prostory jsou lokalizovány na 12. patře jámy B-1. Výstavba PVP Bukov byla zahájena v roce 2013 a ukončena v roce 2017. V průzkumné fázi byl vyražen přístupový překop BZ-XIII o délce 320 m. Následovala vrtná kampaň pro upřesnění geologické stavby a výběr horninových bloků. Ve třetí fázi byly vyraženy vlastní laboratorní prostory pro experimenty. Při výstavbě laboratorních prostor byla použita metoda obrysových trhacích prací, která umožnila razit dílo ve vysoké kvalitě bez použití výztuže. Podzemní dílo se skládá z přístupového překopu BZ-XIII, tří vrtných komor, laboratorního překopu a čtyř zkušebních komor pro dlouhodobé experimenty.

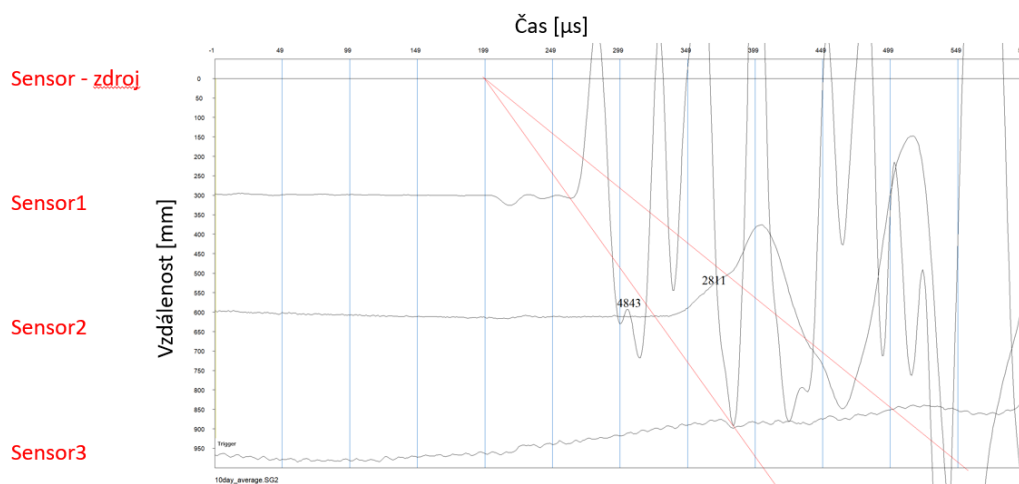
Podle Bukovská a Verner (2017) se v prostředí PVP Bukov vyskytují horniny severovýchodního okraje strážeckého moldanubika. Z pohledu regionálního členění je toto území řazeno do gföhlské skupiny moldanubika. Z pohledu litologického složení se jedná především o cordierit-biotitické a amfibol-biotitické pararuly a amfibolity v různé míře částečného tavení (migmatitizace). Tyto horniny obsahují polohy pestrých horninových vložek - amfibolitů, mramorů, eklogitů a metamorfovaných vápenato-silikátových hornin. Při východním okraji této jednotky v oblasti styku se svrateckým krystalinikem pak vystupuje rozsáhlejší těleso světlých granulitů s drobnými polohami serpentinizovaných peridotitů a ortorulových hornin. Do komplexu těchto hornin byly vmístěny amfibol-biotitické melagranity až melasyenity (durbachity) náležící tělesu drahonínského plutonu.

Měřicí systém SGI 1 (vybaven stejnými přístroji jako v případě terénní základny Bedřichov) byl umístěn do jižní části laboratorní chodby BZ1-XII do linie profilu P1L (levá stěna při pohledu ze vstupu do chodby). Pro metodu ERT bylo použito celkem 48 elektrod vzdálených od sebe 25 cm. Velmi malá vzdálenost elektrod mezi sebou byla zvolena zejména proto, že záměrem výzkumného projektu ve štoli je získat zejména poznatky o vzniku mikropuklin či o změnách v nich se odehrávajících. Pro seismická měření bylo zapojeno jedno zdrojové čidlo a tři čidla registrační. Nejvzdálenější přijímací seismické čidlo bylo situováno za úzkou porušenou strukturu o šířce jednotek cm. Seismická čidla jsou mezi sebou vzdálená 30 až 32,5 cm. Seismické prozařování probíhá denně s frekvencí po šesti hodinách (0:00, 6:00, 12:00 a 18:00 h), kdy je vždy pořizena série 10 záznamů během jednoho měření. Prozařování probíhá mimo aktivní měření ERT. Vzorkování seismického měření je 1 μ sec (vzorkovací frekvence 1MHz, Nyquistova frekvence 500 kHz), délka záznamu je 10 000 bodů (tj. 10 milisekund záznamu). Seismické vlny o vysokých frekvencích se v daném horninovém prostředí šíří s velkým útlumem. Proto byl rozestup seismických snímačů zvolen menší než na lokalitě Bedřichov. Měřicí stanici tvoří dvě skříně s přístrojovými technologiemi a do stěny štoly jsou

fixovány měřicí elektrody (vývrty cca 4 cm) a seismická čidla (mechanicky ukotvená přitlačením na stěnu), vše je propojeno příslušnou kabeláží.

4.2.1. Výsledky monitorovacího měření - PVP Bukov

K základnímu popisu geologického prostředí ve štole Bukov lze použít např. stanovení rychlosti seismických vln na základě jejich prvních nasazení. Na základě odečtu prvních nasazení (*Obr. 24*) byly ve zdravé části masivu určeny průměrné hodnoty rychlosti přímé vlny 4 850 m/s a příčné vlny 2 800 m/s. Tyto hodnoty jsou o něco málo nižší než v případě štoly Bedřichov, stále ale svědčí o kompaktním skalním prostředí, nehledě na makroskopické porušení horninového prostředí trhlinami a poruchami (geologické prostředí v PVP Bukov je navíc postiženo metamorfózou a je tedy pravděpodobně rychlostně anizotropní). To pravděpodobně svědčí o preferenčním šíření vysokofrekvenčních seismických vln v přípovrchové neporušené zóně. Na záznamu z třetího čidla je evidentní výrazný útlum způsobený trhlinou.

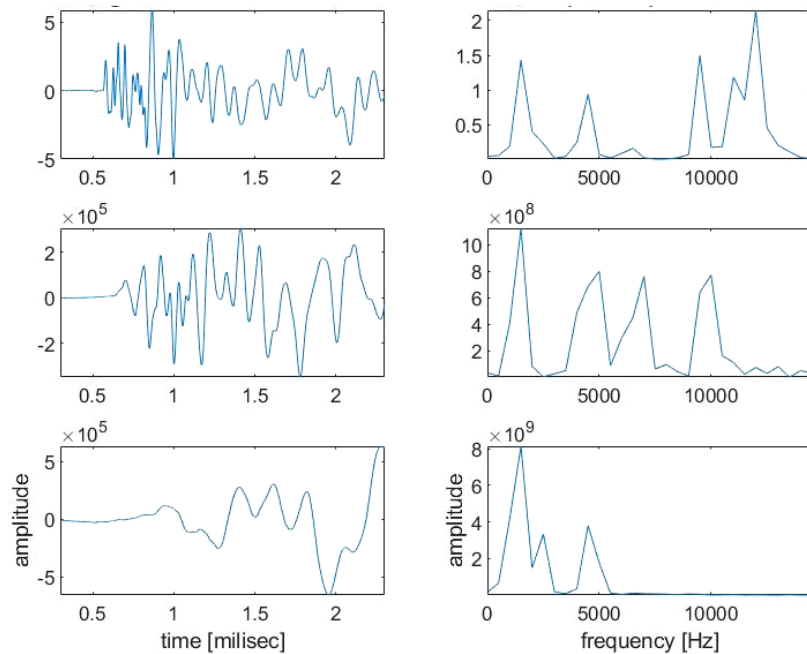


Obr. 24 Analýza prvních nasazení vysokofrekvenčních seismických signálů v PVP Bukov.

V srpnu 2020 proběhla v PVP Bukov vodní tlaková zkouška v blízkosti testovací základny. Vtláčení vody probíhalo s přestávkami až do ledna 2021. Průzkumný vtláčecí vrt byl pomocí pakrů rozdělen na sedm izolovaných úseků, z nichž šest bylo sedm metrů dlouhých a jeden byl 14 metrů dlouhý. Vtláčení vody probíhalo po jednotlivých úsecích buďto formou konstantního průtoku 10 ml/min (úseky 1, 3, 5) nebo konstantního tlaku 6,045 bar (úseky 4, 5, 6, 7). Koeficienty transmisivity vycházely v řádu 10^{-8} až 10^{-10} m/s.

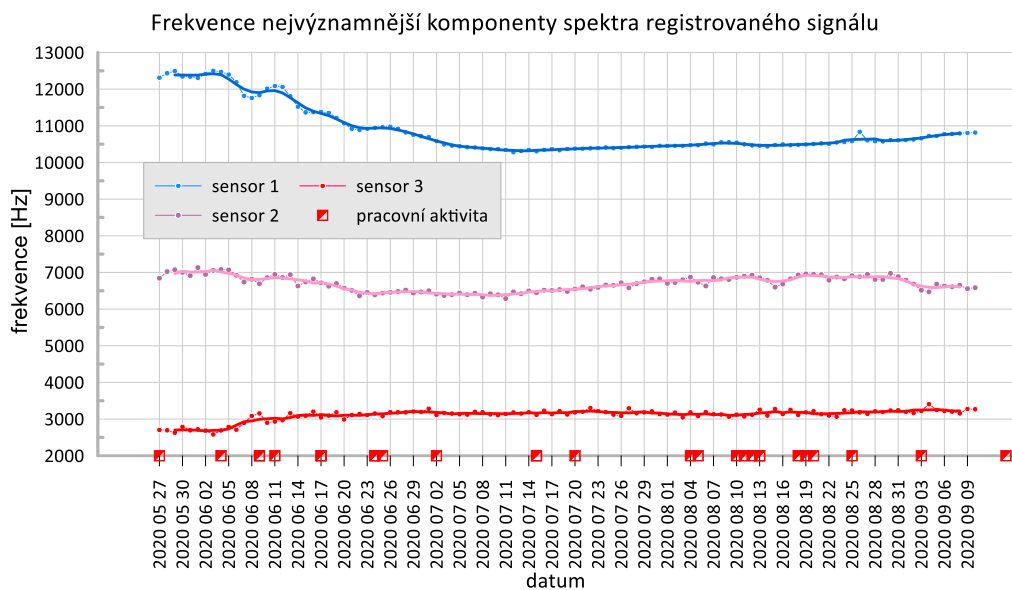
Chování seismických signálů prozařování v PVP Bukov v čase je zobrazeno na *Videu 3* (elektronická příloha práce). Jedná se o seismické záznamy na všech třech čidlech z období

27. 5. 2020 – 24. 8. 2020. Zobrazeny jsou vlastní seismické záznamy a spočtené výkonové spektrum průměrných záznamů za jeden den.



Video 3: Zobrazení seismických záznamů (vlevo) a jejich výkonových spekter (vpravo) v čase, PVP Bukov.

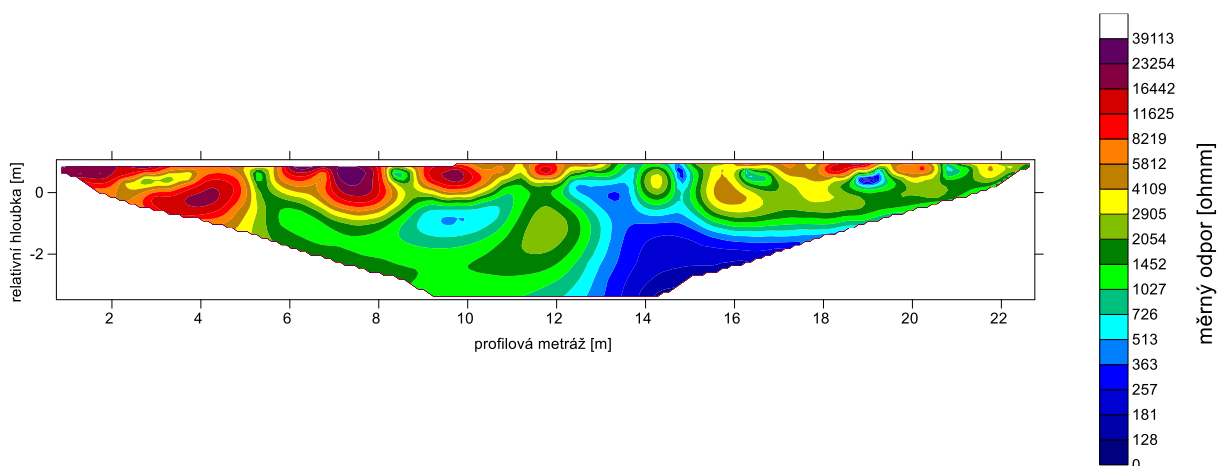
Zobrazení nejvýznamnější frekvenční komponenty spektra měřených záznamů ze všech tří čidel v čase je zobrazeno na Obr. 25. Zobrazené období je o něco delší než v případě Videu 3, jde až do 9. září 2020.



Obr. 25 Zobrazení frekvence nejvýznamnější komponenty spektra registrovaného signálu seismických přijímačů, PVP Bukov.

Pozorované změny ve frekvenčním spektru jsou pravděpodobně způsobeny pouze změnou v kvalitě ukotvení přijímačů. Dílčí časové změny jsou na úrovni přesnosti měření a mohou být případně ovlivněny i vyšší úrovní seismického šumu ve štole (pracovní aktivita). Na porovnávaných záznamech není viditelná odezva ani na proběhlou tlakovou zkoušku v srpnu 2020. Je pravděpodobné, že horninový masiv se nechová jako typická křehká hornina, je zřejmě silně ovlivněn přeměnou a porušením, a proto i reakce na tlakovou zkoušku byla minimální. Seismická čidla jsou navíc umístěna v pravé polovině geofyzikálního roztažení, které je pravděpodobně izolováno geologickou poruchou, a i z pohledu ERT (viz výsledky níže) zde nedochází k žádným výrazným změnám.

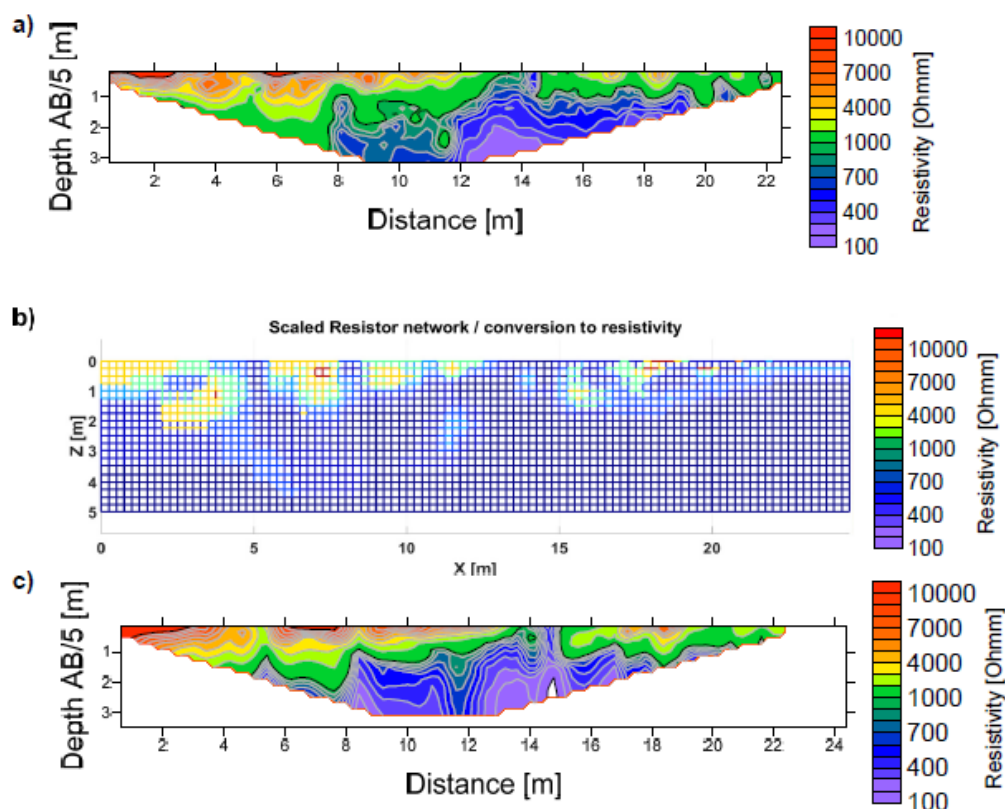
Z pohledu multielektrodové odporové tomografie (*Obr. 26*) je geologické prostředí levé stěny chodby (s umístěným SGI systémem) odporově velmi kontrastní. Zároveň je nutné uvést, že zde uvedený hloubkový řez odpovídá modelu dle programu Res2Dinv a může být tedy zatížen výraznými chybami inverze během jednotlivých iterací (14,13 procenta v případě zobrazeného řezu u třetí iterace). V úseku nižších metrů (u vstupu do výzkumné štoly) jsou na modelu viditelné vysoké měrné odpory v řádu prvních desítek tisíc Ωm , odpovídající neporušené suché skalní hornině. Mezi metrů 8 – 12 se pod touto vrstvou vyskytuje oblast sníženého měrného odporu kolem 2 000 Ωm , která svědčí o částečném rozpukání skalní horniny a vlivu průsaku podzemní vody. Na metrů 14 je jasně viditelná hlavní porucha jakožto oblast výrazně sníženého zdánlivého měrného odporu kolem 200 Ωm . V úseku napravo od této trhliny je pak horninové prostředí charakterizováno odpory kolem 2 000 – 3 000 Ωm , podobné jako v případě oblasti kolem metrů 8 – 12 diskutované výše.



Obr. 26 Hloubkový řez skutečných měrných odporů v PVP Bukov.

Jako příklad funkčnosti modelu rezistorové sítě pro případ terénních dat z PVP Bukov lze uvést výpočet řezu zdánlivého měrného odporu odpovídající měření na stěně v podzemní laboratoři

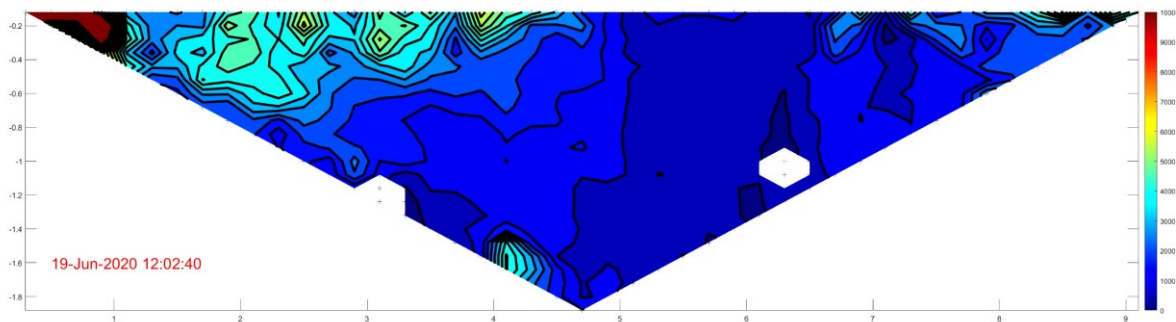
Bukov. Obr. 27 ukazuje relativně dobrou shodu mezi řezem zdánlivého měrného odporu a vypočítaným řezem provedeným pomocí modelu sítě rezistorů. Model odporové sítě byl vytvářen postupnou modifikací jednotlivých odporů modelu sítě, opakovaným výpočtem modelového řezu a jeho porovnáváním s naměřeným řezem zdánlivých odporů.



Obr. 27 Odporová data a modely z PVP Bukov: a) Změřený řez zdánlivého měrného odporu, b) Model odporové sítě. c) Spočtený řez zdánlivého měrného odporu v případě modelu odporové sítě. (Převzato z Jirků a Vilhelm, 2019)

Data získaná v rámci monitorování systémem SGI 1 lze rozdělit na dvě části. Seismické měření vysokofrekvenčním prozařováním neukázalo na žádné významnější změny odehrávající se v masivu s ohledem na průchod elastického vlnění, a to ani během zmíněné vtláčecí tlakové zkoušky. Zároveň docházelo k častému rušení seismickým šumem vlivem pracovní aktivity ve štole. Odehrávající se procesy v přípovrchové zóně kolem výrubu tedy nejspíš nejsou nijak spojeny s vznikajícím porušením masivu. Naproti tomu měření metodou ERT již vykazuje výraznější změny v čase. Změny jsou popisovány na základě vyhodnocení kontinuálního měření elektrického odporu mezi 27. 5. 2020 až 4. 4. 2021. Od počátku probíhalo osm měření za den po 3 hodinách: 0:00, 3:00, 6:00, 9:00, 12:00, 15:00, 18:00, 21:00. Od 6.10.2020 byla nastavena frekvence opakování měření jedenkrát za 24 hodin. Zobrazení jednotlivých

hloubkových řezů za sebou je na *Video 4* (elektronická příloha práce). Ze zobrazovaných dat byly vyřazeny pouze nulové (nezměřené) hodnoty zdánlivého měrného odporu.

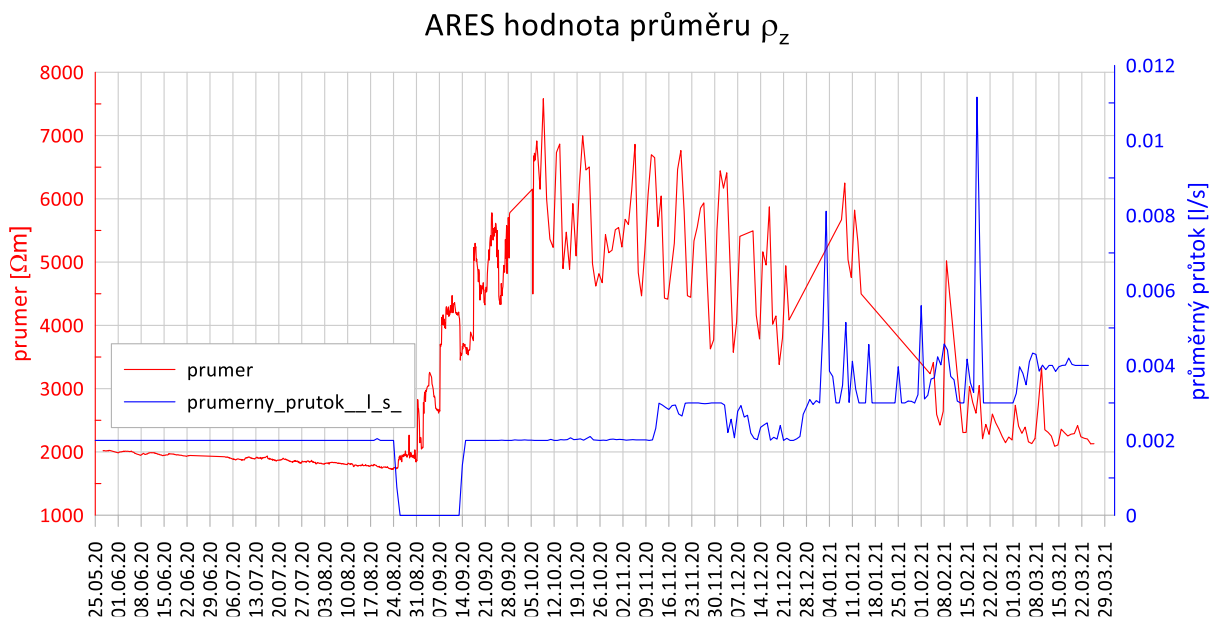


Video 4: Porovnání řezů zdánlivých měrných odporů v čase, PVP Bukov.

Měřené hodnoty v pravé polovině řezu jsou v čase velmi stabilní, včetně období bezprostředně po vlačovací zkoušce. Amplituda změn odehrávajících se na jednotlivých bodech v období od 27. 5. do ukončení vlačovací zkoušky je v této části max. kolem 150 Ωm . Tyto změny mají pravděpodobně obdobnou příčinu jako již diskutované změny ve štole Bedřichov, tedy pozvolný pohyb podzemní vody masivem, resp. pomalé vysušování/zavodňování puklinového systému. V období od 25. 8. (těsně po ukončení tlakových zkoušek) dochází na měřených hodnotách k razantnímu zvýšení měrných odporů a rozptylu hodnot především v levé polovině roztažení ERT. Měřené hodnoty se zvýšily až na úroveň vyšších tisíců Ωm . S ohledem na zjištění při výpočtu hodnot citlivostní funkce lze předpokládat, že prudké změny zdánlivého měrného odporu v hloubce jsou způsobeny vlivem bezprostředního okolí elektrod (např. vysychání prostředí) a nejde tedy o náhlé změny přímo v horninovém masivu. Porušená zóna evidentně funguje jakožto izolant pro probíhající procesy v horninovém masivu. Celkové zvýšení hodnot zdánlivého měrného odporu může souviset s vymytím levé poloviny horninového prostředí čistou vodou, kdy původní voda měla vysokou mineralizaci (nízký odpor). Měrná vodivost vody vytékající z masivu v místě terénní základny se pohybuje mezi 300 – 500 $\mu\text{S/cm}$. Teplota vody je během roku víceméně stálá kolem 15°C. Pro účely vlačovací zkoušky byla použita voda vytékající z masivu.

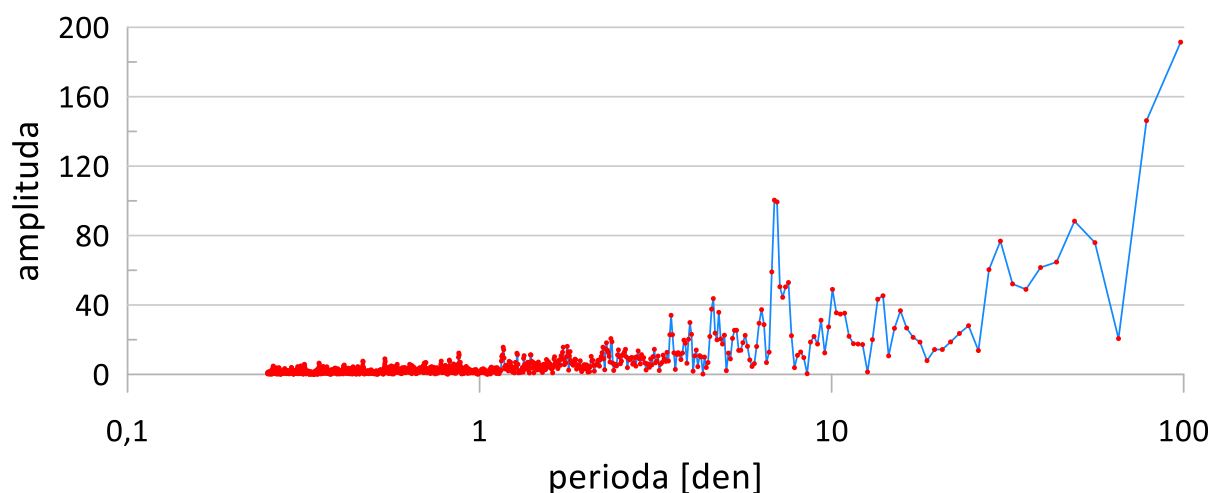
Porovnání výsledků ERT (průměrné hodnoty ze všech měřených bodů) s hodnotami výtoku podzemní vody z masivu je zobrazeno na *Obr. 28*. Jedná se o údaje z vrtu BK-32 umístěném cca 3,4 metru za koncem měřícího roztažení ERT (do vyšších metrů). Potvrzuje se předpoklad o izolačním účinku geologické poruchy - zatímco průměrná hodnota zdánlivého měrného odporu zřetelně roste a souvisí pravděpodobně se zmíněným vymytím levé poloviny

proměřovaného horninového prostředí, hodnoty výtoků měřených na stanici umístěné za poruchou zůstávají prakticky konstantní (nulové hodnoty v srpnu byly způsobeny výměnou měřicí technologie). Zvýšené přítoky kolem 16. 11. 2020 jsou způsobeny dotací prostředí prostřednictvím nového vrtu S31. Další dílčí zvýšení přítoků na začátku roku 2021 je způsobeno utěsněním vznikajících kaveren v původním vtláčecím vrtu pryskyřicí a jeho novému převrtání, v důsledku čehož se zvýšily výtoky z monitorovací stanice BK-32 (voda prostupovala daleko příměji). Žádný z těchto zásahů se ale pravděpodobně neprojevuje v přímé korelaci do průměrných hodnot měrného odporu. Ve zkoumaném úseku pravděpodobně převládá postupný pokles měrného odporu na původní hodnoty vlivem návratu mineralizace a charakteru podzemní vody v puklinovém prostředí do stavu před tlakovou zkouškou. Měřená vodivost podzemní vody vytékající z vrtu BK-32 vykazovala i po tlakové zkoušce fluktuace v řádu maximálně jednotek mS.



Obr. 28 Porovnání průměrných hodnot zdánlivého měrného elektrického odporu ze všech měřených bodů v čase versus výtoků z vrtu BK-32.

Podobně jako v případě štoly Bedřichov byla provedena základní frekvenční analýza měřených zdánlivých měrných odporů v rámci monitorovacího měření. Parametry analýzy byly obdobné, tedy výpočet spekter ze všech měřených dat (MATLAB funkce fft) a spočtení jednoho průměrného frekvenčního spektra. V případě PVP Bukov byl výpočet proveden na datové sadě obsahující více než rok měření s krokem měření 8x za den. Výsledek je zobrazen na Obr. 29.



Obr. 29 Frekvenční analýza monitoringu zdánlivých měrných odporů, PVP Bukov. Průměr ze spekter časových průběhů ve všech 529 bodech řezu.

Obdobně jako u štolý Bedřichov je i v případě PVP Bukov viditelná dominance delších period (např. 30 a 100 dní). Překvapivě je ovšem na frekvenčním obsahu dobře viditelná i komponenta výrazné 7-denní periody, kterou by šlo dát do spojitosti s lidskou činností (opakování s periodou sedmi dní se obvykle dává do souvislosti se sedmidenním pracovním týdnem, přičemž nejsou známe přírodní jevy s touto periodou). Šlo by uvažovat např. vliv vypínání a zapínání větrání před/po víkendu, které by mohlo ovlivnit vlhkost příprchové zóny, a tak i její měrné odpory. Obdobně jako v případě štolý Bedřichov, i zde lze na základě této analýzy považovat měřící interval měření jednou za 24 hodin za dostatečný.

5. Diskuze

Jednou ze zásadních otázek spojených s geofyzikálními monitorovacími měřeními v testovacích štolách Bedřichov a Bukov byla interpretace výsledků a případná kvantifikace dějů spojených s geofyzikálními anomáliemi. Provedená laboratorní měření ukázala, že lze simulovat změny ve zdánlivém měrném odporu měnícím se nasycením vzorku a vlivem zatížení a porušení (mechanické, tepelné). S ohledem na pozorované změny v elektrických odporech při měření *in situ* se jako nejpravděpodobnější ukázala souvislost se změnou nasycení vzorku. Bohužel ale i při těchto laboratorních zkouškách docházelo ke změnám v měřeném odporu minimálně v řádu tisíců Ωm . Tento fakt byl způsoben velmi malým objemem vody, který byl vzorek schopen přijmout (v řádu gramů). Simulace vysušení pak probíhala přes veškerou snahu skokově, nebylo možné simulovat plynulé vysychání. Provedená monitorovací měření pomocí vysokofrekvenčního seismického prozařování vyloučila možnost jakýchkoliv významnějších

změn v napjatosti přípovrchové zóny masivu měřitelných seismikou – na přijímaných signálech nebyly pozorovatelné žádné změny, které by šly takto interpretovat. Obě podzemní díla (Bedřichov, Bukov) byla vyražena před desítkami let, a proto je v zóně kolem výrubu mechanický stav již dokonale ustálený. Získaná terénní data potvrdila poznatek Marelliho et al. (2010) o nezbytnosti dodržení kvalitního kontaktu mezi horninou a měřicím seismickým čidlem pro stabilní signál v čase. Identifikované změny na vlnových záznamech v obou terénních základnách byly způsobeny téměř výhradně změnou kvality připevnění seismických vysílačů a přijímačů. Na rozdíl od zjištění např. Gridina et al. (2003) nebyly na terénních základnách pozorovány problémy s opakovatelností seismického zdroje a vzniku interferenčních vln (slojové nebo povrchové vlny).

Naproti tomu měření ERT na obou terénních základnách ukázalo změny ve zdánlivém měrném odporu v čase. Ukázala se vhodnost využití metodiky opakovaného měření popisovaném např. Gancem et al. (2016), tj. identifikace hydrogeologicky vázaných změn v horninovém prostředí pomocí trvale osazeného měřicího ERT systému. Opakované měření ve štole Bedřichov identifikovalo změny se snižující se amplitudou do hloubky - u mělkých bodů kolem 1 500 Ωm , v případě hlubších bodů max. stovky Ωm . Pokud vyloučíme velké skokové změny způsobené vadnými kontakty na elektrodách, potom byly především pozorovány plynulé změny střídajících se vzrůstů a poklesů hodnot. S ohledem na pokles hodnoty citlivostní funkce s hloubkou lze považovat amplitudy anomálií za podobné. Pozorované změny naznačují možný sezónní trend (i přes nedoměření datové řady v průběhu roku). Tyto změny by velmi pravděpodobně mohly odpovídat vlivu měnící se teploty ve štole, především vlivem protékající povrchové vody z VD Josefův Důl. Amplituda změn teplot ve štole je v řádu několika stupňů v průběhu roku. Další možnou příčinou by mohl být pomalý prostup podzemní vody napříč masivem, s měnícím se složením a koncentrací minerálů. Vlivem externích parametrů na měřené zdánlivé měrné odpory se podobně věnovali i Gance et al. (2016) nebo Merritt et al. (2018), konkrétně vlivu měnících se teplot a přítomnosti výrazné poruchy v přípovrchové vrstvě. Vliv měnící se teploty nebyl v případě lokality Bedřichov přesně prokázán, byť je s ohledem na průběh měrných odporů nejpravděpodobnější. Naproti tomu vliv výrazné geologické poruchy v PVP Bukov se ukázal jako klíčový ve formě izolujícího prvku pro hydrogeologický režim prostředí.

Monitorovací měření v PVP Bukov potvrzuje poznatek o stabilitě seismických dat. Seismické měření zde pravděpodobně dokládá, že zkoumané geologické prostředí je silně ovlivněno přeměnou a nechová se jako typická porušená křehká hornina. Seismické prozařování v PVP Bukov tedy primárně nesloužilo k popisu zóny EDZ/HDZ, jak definuje Walton et al. (2015),

nýbrž k popisu stability horninového prostředí v čase. Získané poznatky potvrzují závěry Bonneta et al. (2001), který definuje popis vznikajícího porušení v horninovém prostředí jako klíčové např. pro vznikající nebo již existující hlubinná úložiště. Metoda ERT identifikuje změny s amplitudami do cca 100 Ωm . V případě PVP Bukov pravděpodobně nelze předpokládat vliv měnící se teploty ve štole (jejich kolísání je minimální), ale spíše změny v minerálním složení podzemní vody pohybující se v puklinovém prostředí. Velmi výrazné změny v měřených zdánlivých měrných odporech se podařilo identifikovat těsně po proběhlé vtláčecké zkoušce. Amplituda změn byla až několik tisíc Ωm , zároveň došlo ke zvýšení rozptylu měřených hodnot. Jak již bylo uvedeno, k tlakovým zkouškám byla použita voda vytékající z masivu. Rápidní změnu v elektrických odporech, podobně jako v případě štoly Bedřichov ohraničenou geologickou poruchou, lze vysvětlit proplachem puklinového prostředí čerstvou vodou s odlišným složením než v případě ustáleného stavu před tlakovou zkouškou.

S ohledem na celkový pohled na zkoumaná geologická prostředí by šlo využít práci Waltona et al. (2015), resp. jeho aproximaci tří základních modelů křehkého porušení trhlinami v zónách EDZ/HDZ v krystalickém masivu (zobrazeném na *Obr. 1*). Lze vyloučit třetí modelový příklad, kdy na základě měřených dat neidentifikujeme žádné nově vytvořené trhliny. S ohledem především na zdánlivý měrný odpor lze předpokládat prostředí jak s pevně uzavřenými přírodními trhlinami (vysoký měrný odpor a seismické rychlosti), tak i prostorově drobné omezení v řádu velikosti zrn (drobný vliv na měrný odpor). Jak již ale bylo zmíněno, na popisovaných terénních základnách pravděpodobně převažují hydrogeologické procesy v puklinovém systému.

Výsledky geofyzikálních měření jsou často ve formě numerických modelů. Numerické modely jsou vždy ovlivněny omezenou velikostí modelu, podobně jako to uvádí Seyedan a Hosseininia (2015) na příkladu modelování efektu odpalování v okrajových zónách kolem tunelového tělesa. V našem případě jsou vypočtené zdánlivé měrné odpory ovlivněny existujícími okraji rezistorové sítě. Tato otázka byla řešena realizací testovacích výpočtů s jinou velikostí okrajové zóny. Tato vyrovnávací zóna spočívá v přidání několika sloupců sítě na okraje modelu a přidání několika vrstev pod spodní hranu modelu. Pokud jde o povahu modelu, šlo by uvažovat o velmi tenkých okrajích modelu vzniklých pouze přidáním náhradního obvodu se stejným odporem, jaký má přidaná část sítě. Ale modelové výpočty prokázaly, že nejlepší řešení spočívá v přidání alespoň 20 sloupců na každou stranu sítě a 10 řad odporů pod sítí. Hodnoty odporu na okraji modelu byly použity pro odpory v tlumící zóně. U homogenního modelu vodivého média byla změna odporu v důsledku existujících hran modelu v rozmezí jedné desetiny procenta. Taková chyba má vždy formu zdánlivého zvyšování odporu blízko

okrajů modelové oblasti. Tato chyba, která má pouze formu vlivu okrajů modelu, může být v případě homogenního média kompenzována během výpočtů geometrických faktorů. Geometrické faktory se počítají pouze v bodech ve středu modelu, ale používají se pro všechny polohy roztažení elektrod. Daly by se vypočítat geometrické faktory pro všechny body modelu a následně tyto faktory použít v jejich odpovídající poloze v modelu.

Výpočet řezů zdánlivých měrných odporů byl řešen pouze jako přímá úloha. Každá přímá úloha však může mít svou obrácenou úlohu. Pokud bychom byli schopni připravit adekvátní obrácenou úlohu k modelu rezistorové sítě (což ovšem nebylo cílem této práce - tím bylo otestování odporové sítě pro přímou úlohu v porovnání s metodou konečných rozdílů), mohla by v nevodivém prostředí s jednotlivými trhlinami fungovat lépe než v případě metody konečných rozdílů. To souvisí s možným větším kontrastem a méně vyhlazeným řezem zdánlivých měrných odporů rezistorové sítě ve srovnání s řezem vzniklým pomocí Res2Dmod. Projev tenké vodivé trhliny je lokalizován mnohem přesněji. Díky tomu by byl inverzní problém lépe podmíněn a stabilnější. Programy jako jsou Res2Dinv pracují s 2D úlohou odporového měření, resp. 2D modelem zkoumaného prostředí (tj. že pokračování odporového řezu kolmo na řez probíhá do nekonečna před a za rovinou řezu). V zásadě pracují na principu shlazené metody nejmenších čtverců (více např. v Sasaki (1992)), kdy je zkoumané prostředí rozděleno do bloků s obdélníkovým tvarem. Výhodou takového procesu je možnost ovlivnit některé vstupní parametry obrácené úlohy, např. tlumícího (damping) faktoru nebo flatness filtru dle typu vstupních dat. Stejně jako případ odporové sítě využívají tyto programy aproximaci bodového zdroje pole (resp. bodových elektrod). Pro případ odporové sítě ovšem platí, že tato síť je pouze rovinné rozložení odporů.

Vznikem alternativních přístupů k výpočtům obrácené úlohy odporového měření se zabývalo několik týmů, např. Günther et al. (2006) s programem BERT nebo Auken et al. (2005) s AarhusInv. Odlišnost jejich přístupu vůči standardně používanému programu Res2Dinv je především v použité geometrii jednotlivých prvků modelů - program BERT prostředí rozděljuje na trojúhelníky, program AarhusInv prostředí modeluje ve formě vrstevnatého 1D prostředí. Jak ale uvádí Bazin et al. (2015), z důvodu nejednoznačnosti odporového měření jsou výsledné inverzní modely víceméně podobné.

6. Závěr

Záměr monitoringu ve stabilním prostředí krystalinika si vyžádal laboratorní analýzu toho, jak velké změny zdánlivých měrných odporů a rychlostí seismických vln lze očekávat vlivem porušení. Interpretace a kvantifikace pozorovaných změn *in situ* byla provedena na základě

provedené série laboratorních měření simulujících vliv měnícího se nasycení vzorků a změn v důsledku narušování vzorků (tepelného/mechanického). Laboratorní měření ukázala, že amplituda pozorovaných přírodních změn v terénních podmínkách pravděpodobně odpovídá plynulým změnám teploty (vysychání prostředí) ve štolě nebo změnám v mineralizaci podzemní vody v puklinovém prostředí.

Citlivostní analýza měření ERT byla orientovaná nejenom na to, jak s hloubkou klesá citlivost metody, ale v prostředí s trhlinami je důležité i to, co lze očekávat od trhlín těsně u povrchu. Analyticky vyjádřená citlivostní funkce ukazuje, že amplituda změn probíhajících v hloubce musí být výrazně vyšší pro detekovatelnost na povrchu. Zároveň se ukazuje, že při součtu funkce pro terénní geometrii stále převažuje fenomén střídání záporných a kladných oblastí, který může způsobit anomální posun měřícího roztažení vůči trhlíně. Vyjádření citlivostní funkce také ukazuje, že výrazné náhlé změny v měrném odporu v hloubce mohou být způsobeny pouze vlivem bezprostředního okolí měřících elektrod.

Pro interpretaci ERT byl zkoušen přístup, který dovoluje vytvářet model s vysoce vodivými tenkými trhlinami, v jinak nevodivém prostředí. K určení polohy a charakteru tenkých vodivých trhlín v masivu byl nově využit model odporové sítě. V porovnání s výpočtem přímé úlohy pomocí běžně používané metody konečných rozdílů se ukazuje, že metoda odporových sítí dovoluje lépe vložit hodnotu odporu ve vodivé trhlíně a zároveň nedochází k takovému shlazení výsledků přímé úlohy jako v případě metody konečných rozdílů. Model odporové sítě ukazuje lepší výsledky při modelování tenkých vodivých struktur v krystalických horninách ve srovnání s programem Res2Dmod. V rámci této práce byl rovněž porovnán výpočet vodivé poruchy pomocí teoretického analytického přístupu a rozdíl v porovnání s numerickou metodou odporové sítě ukazoval dobrou shodu.

Provedeno bylo vyhodnocení dlouhodobých monitoringů v Bedřichově a na PVP Bukov. Během výzkumu byl vyvinut geofyzikální monitorovací systém SGI 1, dlouhodobě zkoumající horninový masiv pomocí zdánlivých měrných elektrických odporů (metoda ERT) a vysokofrekvenčního seismického prozařování. Dlouhodobá seismická terénní data získaná na terénních základnách Bedřichov a Bukov ukazují na ustálený mechanický stav obou štol, nebyly pozorovány žádné změny v časech průchodu seismických vln ani změny v seismických amplitudách, které by svědčily o změnách v napjatostním stavu nebo nasycení. Opakovaná měření metodou ERT zachytila měnící se zdánlivé měrné odpory v čase. Měření z obou terénních základen ukazují, že postačující interval měření v krystalickém masivu je přibližně jednou za 24 hodin. Kontinuální data ze štoly Bedřichov ukázala plynulé změny do 1 500 Ωm svědčící o klidném geologickém prostředí a pravděpodobném vlivu měnících se teplot vzduchu.

V případě štoly Bukov byly pozorovány přírodní změny zdánlivých měrných odporů do 100 Ωm . Provedenou vlačovací zkouškou byly způsobeny změny v řádu několika tisíc Ωm . Frekvenční analýza dat zdánlivých měrných odporů v PVP Bukov prokázala výraznou složku o periodě 7 dní, svědčící o možném vlivu lidské činnosti.

V rámci této práce bylo rovněž ověřeno použití metodiky geofyzikálního dlouhodobého měření v prostředí podzemních děl vyražených ve skalních horninách. Ukazuje se, že po částečných úpravách (např. zvýšení vnitřního odporu aparatury ERT) lze použít přístroje určené primárně k povrchovému měření. U seismického vysokofrekvenčního měření na stěně štoly bylo prokázáno, že je výhodné použití přijímačů S-vln jak k příjmu podélných, tak příčných vln.

Seznam použité literatury

Algeo, J., Slater, L., Binley, A., van Dam, R.L., Watts, C. (2018): A comparison of ground-penetrating radar early-time signal approaches for mapping changes in shallow soil water content. *Vadose Zone Journal*, 17 (1), art. no. 180001.

Alheid, H.J., Kruschwitz, S., Schuster, K., Yaramanci, U. (2002): Seismic and geoelectric measurements for the characterization of the excavation damaged zone around tunnels in Opalinus Clay [Charakterisierung der Auflockerungszone um Strecken im Opalinuston mit seismischen und geoelektrischen Verfahren]. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 48 (2), pp. 48 – 55.

Archie, G.E. (1942): The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Society of Petroleum Engineers of AIME*, 146, pp. 54 – 62.

Auken, E., Christiansen, A.V., Jacobsen, B.H., Foged, N., Sørensen, K.I. (2005): Piecewise 1D laterally constrained inversion of resistivity data. *Geophysical Prospecting*, 53, pp. 497 – 506.

Auken, E., Doetsch, J., Fiandaca, G., Christiansen, A.V., Gazoty, A., Cahill, A.G., Jakobsen, R. (2014): Imaging subsurface migration of dissolved CO₂ in a shallow aquifer using 3-D time-lapse electrical resistivity tomography. *Journal of Applied Geophysics*, 101, pp. 31 – 41.

Babuška, V. (1984): Anisotropy of the deep lithosphere structure. DrSc thesis, Charles University in Prague.

Bahr, K. (1997): Electrical anisotropy and conductivity distribution functions of fractal random networks and of the crust: The scale effect of connectivity. *Geophysical Journal International*, 130, pp. 649 – 660.

Barker, R. (1981): The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multi-core cable. *Geophysical Prospecting*, 29, pp. 128 – 143.

Bárta, J., Kněz, J., Budinský, V., Jirků, J. (2010): Seven years of experience in experimental testing of granite rocks in the gallery serving as water conduit from the Josefův Důl hydraulic

structure to treatment plant in Bedřichov (Northern Bohemia). EGRSE, No 2, ISSN 1803 – 1447.

Bárta, J., Dostál, D., Jirků, J., Vilhelm, J. (2016): Metodika prací se systémem SGI 1 (seismika, geoelektrika, internet). Výstup projektu TAČR TA 03020408. Certifikovaná metodika.

Bárta, J., Dostál, D., Jirků, J., Kopecký, V., Slavík, L., Vilhelm, J. (2017): Time-lapse monitoring of hard-rocks properties in the vicinity of underground excavation. Acta Montanistica Slovaca, 22 (4), pp. 396 – 403.

Barton, N.R., Lien, R., Lunde, J. (1974): Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. Rock Mechanics and Rock Engineering, Springer 6 (4), pp. 189 – 236.

Barton, N. (2006): Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. Taylor and Francis Group, London.

Bazin, S., Anschutz, H., Lysdahl, A.K., Pfaffhuber, A.A., Scheibz, J. (2015): ERT inversion industry standard versus cutting edge developments, time for a change? SAGEEP 2015 conference abstract.

Berryman J.G., Pride S.R., Wang H.F. (2002): A differential scheme for elastic properties of rocks with dry or saturated cracks. Geophysical Journal International, 151 (2), pp. 597 – 611.

Biosca, B., Arévalo-Lomas, L., Barrio-Parra, F., Díaz-Curiel, J. (2020): Application and limitations of time domain-induced polarization tomography for the detection of hydrocarbon pollutants in soils with electro-metallic components: a case study. Environmental Monitoring and Assessment, 192 (2), art. no. 115.

Bishop, A.W. (1960): The principle of effective stress. Norwegian Geotechnical Institute Publication 32, pp. 1 – 5.

Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B. (2001): Scaling of fracture systems in geological media. Reviews of Geophysics, 39 (3), pp. 347 – 383.

Bukovská, Z., Verner, K. (2017): Závěrečná zpráva dílčího projektu: Komplexní geologická charakterizace prostorů PVP Bukov. Název projektu: Výzkumná podpora pro bezpečnostní hodnocení hlubinného úložiště. ČGS a spoluřešitelé pro SÚRAO.

Carrigan, C.R., Yang, X., LaBrecque, D.J., Larsen, D., Freeman, D., Ramirez, A.L., Daily, W., Aines, R., Newmark, R., Friedmann, J., Hovorka, S. (2013): Electrical resistance tomographic monitoring of CO₂ movement in deep geologic reservoirs. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 18, pp. 401 – 408.

Cosma, C., Olsson, O., Keskinen, J., Heikkinen, P. (2001): Seismic characterization of fracturing at the Äspö Hard Rock laboratory, Sweden, from the kilometer scale to the meter scale. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38 (6), pp. 859 – 865.

Crampin, S. (1989): Suggestions for a consistent terminology for seismic anisotropy. *Geophysical Prospecting*, 37, pp. 753 – 770.

ČSN EN 1936 (2007): Natural stone test methods - Determination of real density and apparent density, and of total and open porosity. Česká verze Evropské normy EN 1936:2006.

Dahlin, T., Loke, M.H. (2018): Underwater ERT surveying in water with resistivity layering with example of application to site investigation for a rock tunnel in central Stockholm. *Near Surface Geophysics*, 16, 3, pp. 230 – 237.

Danielsen, B.E., Dahlin, T. (2009): Comparison of geoelectrical imaging and tunnel documentation at the Hallandsås Tunnel. *Sweden Engineering Geology*, 107 (3 – 4), pp. 118 – 129.

Day-Lewis, F.D., Slater, L.D., Robinson, J., Johnson, C.D., Terry, N., Werkema, D. (2017): An overview of geophysical technologies appropriate for characterization and monitoring at fractured-rock sites. *Journal of Environmental Management*, 204, pp. 709 – 720.

Dey, A., Morrison, H.F. (1979): Resistivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, pp. 106 – 136.

Flint, R.C., Jackson, P.D., McCann, D.M. (1999) Geophysical imaging inside masonry structures. *Independent Nondestructive Testing and Evaluation International*, 32(8), pp. 469 – 479

Friedl, S. (2003): Resolution, stability and efficiency of resistivity tomography estimated from a generalized inverse approach. *Geophysical Journal International*, 153, pp. 305 – 316.

Furman, A., Warrick, A.W., Ferré, P.A.T. (2003): A Sensitivity Analysis of Electrical Resistivity Tomography Array Types Using Analytical Element Modeling. *Vadose Zone Journal* 2(3), pp. 416 – 423.

Gance, J., Malet, J.P., Supper, R., Sailhac, P., Ottowitz, D., Jochum, B. (2016): Permanent electrical resistivity measurements for monitoring water circulation in clayey landslides. *Journal of Applied Geophysics*, 126, pp. 98 – 115.

Gercek, H. (2007): Poisson's ratio values for rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 44, pp. 1 – 13.

Giudicepietro, F., Calvari, S., Alparone, S., Bianco, F., Bonaccorso, A., Bruno, V., Caputo, T., Cristaldi, A., D'Auria, L., Cesare, W.D., Lieto, B.D., Esposito, A.M., Gambino, S., Inguaggiato, S., Macedonio, G., Martini, M., Mattia, M., Orazi, M., Paonita, A., Peluso, R., Privitera, E., Romano, P., Scarpato, G., Tramelli, A., Vita, F. (2019): Integration of ground-based remote-sensing and in situ multidisciplinary monitoring data to analyze the eruptive activity of Stromboli volcano in 2017 – 2018. *Remote Sensing*, 11 (15), art. no. 1813.

Gradshteyn, I.S., Ryznik, I.M. (2007): *Table of integrals, series and products*. Seventh edition. Academic press.

Gridin, D., Craster, R.V., Fong, J., Lowe, M.J.S., Beard, M. (2003): The high-frequency analysis of guidedwaves in a circular elastic annulus. *Wave Motion*, 38, pp. 67 – 90.

Günther, T., Rücker, C., Spitzer, K. (2006): Three-dimensional modelling and inversion of DC resistivity data incorporating topography – II. Inversion. *Geophysical Journal International*, 166, pp. 506 – 517.

Hokr, M., Balvín, A., Škarydová, I., Rálek, P. (2014): Tunnel inflow in granite - fitting the field observations with hybrid model of discrete fractures and continuum. In Sharp and Troeger, ed. *Fractured Rock Hydrogeology*, IAH - Selected Papers on Hydrogeology.

Hunkeler, F. (1996): The resistivity of pore water solution - a decisive parameter of rebar corrosion and repair methods. *Construction Building Mater*, 10(5), pp. 381 – 389.

Chaki, S., Takarli, M., Agbodjan, W.P. (2008): Influence of thermal damage on physical properties of a granite rock: Porosity, permeability and ultrasonic wave evolutions. *Construction and Building Materials*, 22, pp. 1456 – 1461.

Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R.W. (2007): *Fundamentals of Rock Mechanics*, Blackwell Publishers, ISBN: 978-0-632-05759-7.

Jetschny, S., Bohlen, T., Nil, D. (2010): On the propagation characteristics of tunnel surface-waves for seismic prediction. *Geophysical Prospecting*, 58, pp. 245 – 256.

Jirků, J., Vilhelm, J. (2019): Resistor network as modeling tool for fracture detection in crystalline rocks. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 16 (4), pp. 465 – 471.

Jirků, J., Knez, J., Vilhelm, J., Barta, J. (2014): Monitoring of joint systems time-lapse behavior via ERT. *Society of Exploration Geophysicists International Exposition and 84th Annual Meeting SEG 2014*, pp. 4993 – 4997.

Kirkby, A., Heinson, G., Krieger, L. (2016): Relating permeability and electrical resistivity in fractures using random resistor network models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, pp. 1546 – 1564.

Kirkby, A., Heinson, G. (2017): Three-dimensional resistor network modeling of the resistivity and permeability of fractured rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, pp. 2653 – 2669.

Lataste J.F., Sirieix, C., Breysse, D., Frappa, M. (2003) Electrical resistivity measurement applied to cracking assessment on reinforced concrete structures in civil engineering. *Independent Nondestructive Testing and Evaluation*, 36(6), pp. 383 – 394.

Lee, W.H., Stewart, S.W. (1981): Principles and applications of microearthquake networks. *Advances in geophysics supplement 2*, Academic Press, New York.

Li, Y., Oldenburg, D.W. (1992): Approximate inverse mappings in DC resistivity problems. *Geophysical Journal International*, 109, pp. 343 – 362.

Lisin, V.P., Chugaev, A.V., Sanfirov, I.A. (2018): Potentially dangerous zones investigation on the mine fields by methods of ground and borehole seismic. *Engineering and Mining Geophysics 2018 - 14th Conference and Exhibition*.

Loke, M.H., Barker, R.D. (1995): Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60, pp. 1682 – 1690.

Loke, M.H. (2001): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.

Loke M.H. (2016): RES2DMOD ver. 3.03 - Rapid 2D resistivity and I.P. forward modelling using the finite-difference and finite-element methods.

Magnin, F., Krautblatter, M., Deline, P., Ravanel, L., Malet, E., Bevington, A. (2015): Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120 (5), pp. 745 – 762.

Marelli, S., Manukyan, E., Maurer, H., Greenhalgh, S.A., Green, A.G. (2010): Appraisal of waveform repeatability for crosshole and hole-to-tunnel seismic monitoring of radioactive waste repositories. *Geophysics*, 75, pp. 21 – 34.

McCann, D.M., Forster, A. (1990): Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. *Engineering Geology*, 29, pp. 59 – 78

Merritt, A.J., Chambers, J.E., Murphy, W., Wilkinson, P.B., West, L.J., Uhlemann, S., Meldrum, P.I., Gunn, D. (2018): Landslide activation behavior illuminated by electrical resistance monitoring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43 (6), pp. 1321 – 1334.

McGillivray, P.R., Oldenburg, D.W. (1990): Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: A comparative study. *Geophysical Prospecting*, 38, pp. 499 – 524.

Morgenstern, N.R., Price, V.E. (1965): The analysis of the stability of general slip surfaces. *Geotechnique*, 15 (1), pp. 79 – 93.

Mutke, G., Kotyrba, A., Lurka, A., Olszewska, D., Dykowski, P., Borkowski, A., Araszkiwicz, A., Barański, A. (2019): Upper Silesian Geophysical Observation System A unit of the EPOS project. *Journal of Sustainable Mining*, 18 (4), pp. 198 – 207.

Nivorlis, A., Dahlin, T., Rossi, M., Wei, H. (2019): Monitoring of in situ remediation with the direct current time-domain induced polarization method. 24th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics.

Norton, D., Knapp, R. (1977): Transport phenomena in hydrothermal systems; the nature of porosity. *American Journal of Science*, 277, pp. 913 – 936.

Nostrand, R.G.V., Cook, K.L. (1966): Interpretation of Resistivity Data. Geological survey professional paper 499. United States Government Printing Office, Washington.

Oldenburg, D.W., McGillivray, P.R., Ellis, R.G. (1993): Generalized subspace methods for large-scale inverse problems. *Geophysical Journal International*, 114, pp. 12 – 20.

Petružálek, M., Vilhelm, J., Lokajíček, T., Rudajev, V. (2007): Assessment of P-Wave Anisotropy by Means of Velocity Ellipsoid. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 4, pp. 23 – 31.

Pyrak-Nolte, L.J., Myer, L.R., Cook, N.G.W. (1990): Anisotropy in seismic velocities and amplitudes from multiple parallel fractures. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B7), pp. 11345 – 11358.

REISENAUER, R (1970): *Metody matematické statistiky a jejich aplikace v technice*. Praha: SNTL, 240 stran.

Reuschlé, T., Gbaguidi Haore, S., Darot, M. (2006): The effect of heating on the microstructural evolution of La Peyratte granite deduced from acoustic velocity measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, pp. 692 – 700.

Ronzka, M., Voss, T., Günther, T. (2015): Cost-efficient imaging and monitoring of saltwater in a shallow aquifer by using long electrode ERT. *Journal of Applied Geophysics*, 122, pp. 202 – 209.

Rucker, D.F. (2012): Enhanced resolution for long electrode ERT. *Geophysical Journal International*, 191, 1, pp. 101 – 111.

Saneiyan, S., Ntarlagiannis, D., Ohan, J., Lee, J., Colwell, F., Burns, S. (2019): Induced polarization as a monitoring tool for in-situ microbial induced carbonate precipitation (MICP) processes. *Ecological Engineering*, 127, pp. 36 – 47.

Sasaki, Y. (1992): Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, pp. 453 – 464.

Semeriyarov F, Saphiannikova M, Heinrich G. (2009): Anisotropic generalization of Stinchcombe's solution for the conductivity of random resistor networks on a Bethe lattice. *The Journal of Physics A: Mathematical and Theoretical*, 42.

Seyedan, M.J., Hosseininia, E.S. (2015): Significance of Soil Compaction on Blast Resistant Behavior of Underground Structures: A Parametric Study. *Civil Engineering Infrastructures Journal*, 48, pp. 359 – 372

Schoenberg, M. (1980): Elastic wave behavior across linear slip interfaces. *Journal of the Acoustical Society of America*, 68, pp. 1516 – 1521.

Supper, R., Ottowitz, D., Jochum, B., Kim, J.H., Romer, 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*, 12, pp. 133 – 150.

Startcev, I.A., Semenova, I.E. (2020): Seismic tomography for monitoring stress state of pillars in underground mines. *Conference Proceedings, Engineering and Mining Geophysics 2020, 2020*, pp. 1 – 7.

SWRCB (2002): Electrical Conductivity/Salinity Fact Sheet. In the Clean Water Team Guidance Compendium for Watershed Monitoring and Assessment State Water Resources Control Board.

Uhlemann, S., Hagedorn, S., Dashwood, B., Maurer, H., Gunn, D., Dijkstra, T., Chambers, J. (2016): Landslide characterization using P- and S-wave seismic refraction tomography — The importance of elastic moduli. *Journal of Applied Geophysics*, 134, pp. 64 – 76.

Uhlemann, S., Chambers, J., Wilkinson, P., Maurer, H., Merritt, A., Meldrum, P., Kuras, O., Gunn, D., Smith, A., Dijkstra, T. (2017): Four-dimensional imaging of moisture dynamics during landslide reactivation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122 (1), pp. 398 – 418.

Užitný vzor č. 30076 (2016): Měřicí aparatura pro zjišťování stavu horniny, Technická univerzita v Liberci, Úřad průmyslového vlastnictví.

Vilhelm, J., Jirků, J., Slavík, L., Bárta, J. (2016): Evaluation of stress and saturation effects on seismic velocity and electrical resistivity - laboratory testing of rock samples. *EGU General Assembly 2016, held 17 – 22 April, 2016 in Vienna Austria*, id. EPSC2016 – 11516.

Vilhelm, J., Jirků, J. (2018): Forward modeling by means of resistor network - new tool for fracture detection in crystalline rocks. *Geophysical Research Abstracts*, 20, EGU2018-10381, EGU General Assembly.

Vilhelm, J., Rudajev, V., Živor, R., Lokajíček, T. (2012): Seismic measurements on a rock massif surface at short distances. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 9 (2), pp. 143 – 153.

Vilhelm, J., Rudajev, V., Lokajíček, T., Živor, R. (2013): Velocity dispersion in fractured rocks in a wide frequency range. *Journal of Applied Geophysics*, 90, pp. 138 – 146.

Walton, G., Lato, M., Anshütz, H., Perras, M.A., Diederichs, M.S. (2015): Non-invasive detection of fractures, fracture zones, and rock damage in a hard rock excavation - Experience from the Äspö Hard Rock Laboratory in Sweden. *Engineering Geology*, 196, pp. 210 – 221.

Whiteley, J.S., Chambers, J.E., Uhlemann, S., Wilkinson, P.B., Kendall, J.M. (2019): Geophysical Monitoring of Moisture-Induced Landslides: A Review. *Reviews of Geophysics*, 57 (1), pp. 106 – 145.

Yang, X., Buscheck, T.A., Mansoor, K., Wang, Z., Gao, K., Huang, L., Appriou, D., Carroll, S.A. (2019): Assessment of geophysical monitoring methods for detection of brine and CO₂ leakage in drinking water aquifers. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 90, art. no. 102803.

Zhou B. (2017): A generalized nonlinear inversion scheme for electrical resistivity anisotropy tomography. *International Conference on Engineering Geophysics*, Al Ain, United Arab Emirates, 9 – 12 October 2017.

Zhu, J.B., Perino, A., Zhao, G.F., Barla, G., Li, J. C., Ma, G.W., Zhao, J. (2011): Seismic response of a single and a set of filled joints of viscoelastic deformational behaviour. *Geophysical Journal International*, 186, pp. 1315 – 1330.