SEIZMICKÁ MĚŘENÍ V INŽENÝRSKOGEOLOGICKÉM MONITORINGU HORNINOVÉHO MASÍVU

SEISMIC MEASUREMENTS IN ENGINEERING GEOLOGY MONITORING OF ROCK MASS

Pavel Bláha¹, Roman Duras²

Abstrakt

O vhodnosti používání geofyzikálních metod při inženýrsko-geologickém průzkumu již dnes nikdo nepochybuje. Jednou z nejvíce oceňovaných výhod aplikace geofyzikálního měření je získávání informací v ploše, nikoliv jako v případě klasických inženýrsko-geologických prací, kde informace mají charakter bodový, maximálně úsečkový. To samé platí i při použití geofyzikálních metod při inženýrsko-geologickém monitoringu. V článku chceme ukázat použití seizmických metod, konkrétně seizmické tomografie a mělkého refrakčního sondování. Metody byly aplikovány ve složité inženýrsko-geologické situaci, kdy horninový masiv je porušován jednak svahovými pohyby, jednak vytvářením poklesové kotliny způsobené hlubinným dobýváním. Výsledky seizmického monitoringu budou porovnávány s výsledky monitoringu inženýrsko-geologického, v našem případě přesné inklinometrie a pásmové extenzometrie.

Abstract

Nobody question suitability of geophysical methods for geological surveys anymore. One of the most prized advantages of engineering-geophysical measurements is gathering of data in 2D, unlike for standard engineering-geological methods, where character of data is 1D or 0D. The same can be said about usage of geophysical method at engineering-geological monitoring. The article presents usage of seismic methods, more precisely seismic tomography and shallow seismic refraction. Methods were applied for complicated engineering-geological situation, where rock massif is faulted by slope failures and deep mining. Results of seismic monitoring are compared with results of engineering-geological monitoring, in this case precise inclinometry and range extensometry.

Klíčová slova

geofyzikální měření, monitoring, seizmická tomografie, mělká refrakční seizmika, svahová deformace, poddolování, rychlost podélných vln

Keywords

geophysical measurement, monitoring, seismic tomography, shallow seismic refraction, slope failure, undermining area, velocity of longitudinal wave

1 Úvod

Moravskoslezský kraj, zejména ostravský a karvinský region, patří mezi oblasti silně negativně postižené lidskou činností. Důlní činnost přinášela občanům naší republiky na jedné straně prospěch, ale na druhé straně se škodlivé účinky důlní činnosti projevily na stavu životního prostředí regionu. Změny vyvolané důlní činností ovlivňovaly, ovlivňují a ještě dlouho budou ovlivňovat tvář zdejší krajiny. O zmenšování negativních vlivů se s větším, či menším úspěchem snaží řada osob, organizací i podniků. Nemalou měrou se na rekultivaci krajiny podílí i stát. V souvislosti se sledováním sesuvů, vzniklých v regionu při katastrofálních srážkách v roce 1997, se ukázalo, že na vznik sesuvů, případně na obnovení jejich pohybu má vliv i důlní činnost. Je však velmi těžké tento vliv přesně stanovit. Největší problémy vznikají v místech, kde se poklesová kotlina přibližuje svahům náchylným k sesouvání (Neset 1984, Novák 2000, Schenk 2002, Jiránková 2006). Určení těchto lokalit proběhlo v sedmdesátých létech, kdy ostravsko-karvinské doly nechaly určit nebezpečná místa odbornými inženýrsko-geologickými podniky. Pro sledování vzájemného ovlivňování obou fenoménů byla zvolena oblast Doubravy a Dětmarovic. Na obrázku 1 jsou znázorněna místa náchylná k sesouvání i vlastní svahové deformace (Pivovarčiová, 1977).

V minulých letech proběhly práce, snažící se stanovit vazbu mezi důlními poklesy a počátkem pohybu svahových deformací (Bláha a kol. 2003, 2005, 2006, 2009, 2012, Doležalová a kol. 2006). Řešení, které vycházelo z prosté změny geometrie svahu, se však ukazuje nedostatečným. Při stabilitních výpočtech i při dalších geotechnických úvahách vstupují do hry jako počáteční podmínky i změny v napěťovém poli a změny ve fyzikálních a mechanických vlastnostech hornin a horninového masívu. Ukazuje se, že laboratorní testy jsou nedostatečné a nejsou schopny zodpovědět otázky o chování horninového masívu v přírodních podmínkách. Jediným možným řešením je studovat tyto změny přímo v terénu. Práce realizované v létech 2003 až 2012 ukázaly, že proces změn v horninovém masívu je dlouhodobý, a že přináší nejen porušování horninového masívu, ale po určité době i jeho částečnou konsolidaci.

Sledování změn v horninovém masívu a jejich vliv na svahové deformace probíhalo na čtyřech lokalitách (obr. 1). Místa byla vybrána tak, aby bylo možné sledovat důlní vlivy v různých stádiích vývoje. Bylo měřeno v místech, kde se vliv poddolování v době měření začínal projevovat, a také v místech, kde se měl vliv důlní činnosti začít projevovat až po započetí monitoringu. Prvním místem je lokalita Ujala, kde monitoring započal po průzkumu sesuvů III. kategorie, ale před započetím řešení úkolů sledování souběžného vlivu poddolování a svahových pohybů. V tomto místě jsou sledovány dva profily okolo vrtů Iv4 a PIM44 na svahových deformacích Ujala – Kováč a Ujala I. Místo sledování počátečních stádií poddolování bylo vybráno podle materiálů IMGE a jejich výpočtů poklesů v zájmové oblasti mezi Doubravou a Dětmarovicemi. Dalším místem je lokalita U Hanáka, kde byl realizován vrt D1. Vrt D1 byl odvrtán koncem roku 2003 tak, aby v něm první měření proběhla ještě před postižením území vlivy poddolování. Obdobně byly situovány profily P1-P4 na lokalitě Zálesí. Během řešení úkolu "Antropogenní změny z poddolování a svahové deformace" (2006 – 2008) se tato místa, zejména okolí vrtu D1, dostala do přímého vlivu vytvářející se poklesové kotliny. Nové monitorovací systémy na poslední sledované lokalitě Olmovec, budované v rámci evropského projektu, byly opět umístěny mimo přímé vlivy poddolování.

Změny fyzikálních vlastností a změny v rozložení napětí jsou sledovány přímým měřením v terénu, a to měřením na povrchových profilech, měřením ve vrtech a měřením v systému vrt – povrch. Používání laboratorních metod jsme omezili na nejnutnější míru, neboť



převod fyzikálních a mechanických vlastností zjištěných na vzorcích na skutečný stav in situ je velmi obtížný a problematický. Tyto převody by měly být předmětem samostatného zkoumání a je velmi pravděpodobné, že malé změny ve zkoumaných parametrech by tímto způsobem nebyly zjistitelné.

Při povrchových měřeních byly geofyzikální metody používány ke dvěma účelům. V prvním případě šlo o detailní poznání geologické stavby v okolí monitorovacích vrtů D1, D2, Iv4 a PIM44. Zkoumané profily byly proměřeny vertikálním elektrickým sondováním (VES), symetrickým odporovým profilováním (SOP) a mělkou refrakční seizmikou (MRS). U vrtů Iv4, PIM44 a D2 byly proměřeny profily jdoucí vrtem po spádnici. U vrtu D1 byly proměřeny dva navzájem kolmé profily. Metodika proměřování těchto profilů byla stejná jako v předešlém případě. Z geologických popisů vrtů a z výsledků geofyzikálního měření byly sestaveny geologické profily. Na takto proměřených profilech, vyjma profilu v okolí vrtu Iv4, se geofyzikální měření, kromě metody VES, opakovalo v plném rozsahu.

Dlouhodobé zkušenosti s používáním mělké refrakční seizmiky ukazují, že tuto metodu lze mimo běžné určování litologických rozhraní používat i ke sledování rozložení napětí v horninovém masívu (druhá možnost aplikace geofyzikálních metod). To platí zejména v případě, kdy se pro interpretaci MRS používají interpretační metody umožňující sledovat pronikání seizmického paprsku pod hlavní refrakční horizont. Další metodou umožňující sledovat změny v horninovém masívu je seizmická tomografie. V případě tohoto monitoringu je seizmická tomografie měřena v systému vrt – povrch.

Pro sledování změn fyzikálních vlastností je důležité zajímat se nejen o změny v relativně velkých blocích, ale sledovat i změny v relativně malých objemech přímo uvnitř horninového masívu. To nám umožnilo opakované karotážní měření. To rozšiřuje i soubor sledovaných fyzikálních vlastností o objemovou hmotnost. Použitím fyzikálních měření ve vrtech je možné usuzovat i na absolutní změny objemové hmotnosti.

Z klasických metod sledujících deformace svahu jsme používali přesnou inklinometrii a pásmovou extenzometrii (Kořínek, Aldorf 1996, Petroš a kol., 2000, Rozsypal 1990). Inklinometricky byly proměřovány všechny čtyři vrty, extenzometrie byla použita na všech povrchových profilech vyjma lokality Ujala-Kováč. Tam byly extenzometrické opěry po roce 2000 zničeny (dílem přírodou, dílem rukama nenechavců). U extenzometrických opěr byly technickou nivelací zjišťovány i změny výšky. Mimo těchto výškových měření byly na vybraných bodech podél některých komunikací zkoumány změny výšky, v tomto případě trigonometrickou nivelací.

Vlivy poddolování je možné hodnotit jako pomalé děje, které neohrožují existenci člověka a jeho majetek náhlým nebezpečným procesem. Na druhé straně se podle dosavadního stavu poznání jeví jako možné, že změny na okrajích poklesové kotliny probíhají jinak, než se předpokládá podle výpočtů na základě matematických modelů. Určitý destrukční vliv má i indukovaná seizmicita, na jejíž účinky obyvatelé regionu neustále upozorňují.

Složitější je hodnotit riziko nepříznivých jevů vyvolaných pohybem svahových deformací. Vznik a rychlý pohyb sesuvů v roce 1997 ukázal, že toto riziko nelze v zájmovém území podceňovat. Vznik svahových deformací v těsné blízkosti panelových domů v Orlové a nebezpečí přerušení zásobování velké části Orlové elektřinou byly toho ukázkovým příkladem. Na katastrálním území obou obcí se podle centrálního registru svahových deformací v Geofondu nachází 13 aktivních sesuvů a 19 sesuvů fosilních nebo stabilizovaných. Podle geologických map je na katastru obou obcí cca 3 km² plochy náchylné k sesouvání.

Oba sledované fenomény, tj. poddolování a svahové pohyby, mění režim podzemní vody a degradují půdní pokryv. V případě plného rozvinutí vzniku poklesové kotliny nastávají výrazné změny v režimu povrchových i podzemních vod. Vznikají nové vodní plochy, některé vodoteče mohou dokonce obrátit spád původního koryta. Těmto negativním vlivům nejde zabránit, ale je potřebné sledovat jejich vývoj a zabránit, nebo alespoň omezit, jejich nepříznivý vliv na svahové deformace.

2 Popis lokalit

2.1 Ujala I

Lokalita Ujala I leží severozápadně od středu poklesové kotliny. Sledování sesuvu na této lokalitě běží od roku 1997, kdy došlo v červenci po katastrofálních srážkách k pohybu sesuvu s rodinným domem pana Tvardka. Sesuv byl zařazen do sesuvů III. kategorie a začal jeho systematický průzkum a monitoring. Po počátečním průzkumu a monitoringu bylo rozhodnuto zajistit stabilitu sesuvu. Jako zásadní prvek stabilizace bylo provedeno hlubinné odvodnění a jako doplňkový prvek povrchové odvodnění se snahou omezit zasakování srážkových vod do těla sesuvu, zejména do tahové zóny. Sesuv byl monitorován přesnou inklinometrií, pásmovou extenzometrií, nivelačním měřením, sledováním sádrových terčů, měřením úrovně podzemní vody, geodetickým měřením, odporovým profilováním, seizmickým měřením a sledováním vysokofrekvenčního elektromagnetického pole.

Při inženýrsko-geologickém průzkumu sesuvu byl použit neobvykle široký komplex geofyzikálních metod. Mimo běžných geoelektrických měření byly aplikovány seizmické metody – mělká refrakční seizmika a seizmická tomografie. Inklinometrické vrty byly karotovány. Na grafickém znázornění výsledků geofyzikálního měření na profilu PA (obr. 2) jsou postupně zobrazena čtyři dílčí schémata. Vrchní schéma představuje graf výsledků měření symetrického odporového profilování a rychlosti podélných vln na hlavním refrakčním horizontu. Dva střední obrázky představují pole rychlostí ze seizmické tomografie a pole rychlostí mělké refrakční seizmiky (rychlosti pod hlavním lámavým rozhraním). Na spodním obrázku jsou znázorněny výsledky kvantitativní interpretace VES, MRS, karotáže a celková geologická interpretace průzkumných prací.

Z obrázku 2 je patrné, že geofyzikálním měřením se podařilo vymezit osm odlišných geologických celků. Mimo vlastní sesuv to jsou povrchové hlíny, které jsou variabilní, a to jak v mocnosti, tak ve vlastnostech. Na VES30 je patrný pokleslý blok. Na plató dále k severu bylo možné v době měření najít trhlinu s poklesem terénu 20 cm. Pod vrstvou sprašových hlín na planině za sesuvem leží vrstva, která je zřejmě tvořena silně zahliněnými glacigenními sedimenty. Nelze však vyloučit, že na VES15 a VES30 se projevuje i vliv hladiny podzemní vody a kapilární třásně. Poklesnutí bloku těsně za hranou svahu je dokumentováno i na výsledcích MRS. Hloubka báze této vrstvy určená z VES i MRS je prakticky totožná. Nízké rychlosti této vrstvy, patrné i z izolinií rychlostí, spíše svědčí o tom, že tato vrstva je tvořena glacigenními sedimenty než navětralým neogénem.

Pod nivními hlínami leží vrstva fluviálních sedimentů, podle popisu vrtných jader z realizovaných vrtů tvořená převážně písky a štěrky. Na základě velikostí měrných odporů můžeme konstatovat, že zeminy jsou silně proměnné a jejich litologické složení kolísá od silně zahliněných písků po relativně čisté písky až štěrky. V polohách s vysokými měrnými odpory může docházet k výraznému proudění



Obr. 2 Inženýrskogeologický řez sesuvem Ujala I

podzemní vody. Celková mocnost terasy řeky Olše, určená v tomto místě geofyzikálním měřením, je v souladu s výsledky archivních vrtných prací. Zajímavá je větší mocnost terasy těsně u paty svahu. Ta může být vyvolána buď silnější erozní činností Olše v poledové době, nebo menší pevností podloží v tomto místě. To je zřejmě způsobeno tektonickým postižením neogenních jílovců (viz obr. 2).

Geodynamicky nejaktivnější byla mělká svahová deformace – sesuv. Ten je na obrázku vyznačen hustou šrafou. Materiál sesuvu je tvořen směsí všech typů kvartérních zemin a materiálu podloží – neogenních jílů. Všechny materiály jsou prohnětené a tvoří fyzikálně jednu vrstvu. Podle velikosti hodnot měrných odporů můžeme usuzovat, že materiál sesuvu byl v době průzkumu zvodněný. V podélném směru bylo možné vyčlenit z geofyzikálních měření dva dílčí sesuvy. Z křivek symetrického odporového profilování i ze seizmických měření vyplývá, že horninový masív v blízkosti povrchu terénu byl tahově namáhán od hrany svahu až po pozici MRS75 (totožná s vrty PIM4 / PIM44). Podle výsledků seizmické tomografie bylo napětí v aktivním sesuvu zcela uvolněno, zejména v horní části svahu. Až do staničení cca 70 metrů rychlosti podélných vln klesaly pod 0,6 km/s, což svědčilo o malé objemové hmotnosti a velkém mechanickém porušení horninového masívu.

Pod mělkým sesuvem můžeme najít další dvě patra porušení svahu hlubokou svahovou deformací. Vzhledem k výraznému minimu rychlostí v okolí staničení 50 metrů je zřejmé, že v tomto místě se nacházela výrazná tahová zóna. Z toho můžeme vyvodit, že střední patro svahové deformace bylo v aktivním, byť možná v nevýrazném pohybu. Tuto skutečnost následně potvrdilo i měření přesné inklinometrie. Teprve nejspodnější patro svahové deformace je možné pokládat za momentálně uklidněnou strukturu. Střední i spodní patro svahové deformace je na obrázku vyznačeno řídkou šrafou. Střední patro svahové deformace není možné na části řezu odporově rozlišit (VES82, 96, 108). Bázi druhého patra bylo možné stanovit pouze seizmicky a karotážně. Nejspodnější smyková plocha byla určena geoelektricky a ve spodní části sesuvu i pomocí metody MRS a křivek karotáže. Tahové porušení hlubokých deformací v blízkosti hrany svahu můžeme sledovat nejen na již zmíněném poli rychlostí, ale i na kvantitativně určených nízkých rychlostech na MRS60, kde z interpretace kritických vzdáleností je rychlost 0,7 km/s dokumentována až do hloubky cca 17 metrů.

Na poli rychlostí z tomografického zpracování seizmického prozařování v době průzkumu je možné sledovat zajímavé rozložení rychlostí. V horní části sesuvu do staničení cca 70 metrů můžeme nalézt nízké rychlosti podélných vln. Ve středním patře sesuvu rychlosti klesaly pod 0,8 km/s, v nejnižším patře sesuvu byly maximální zjištěné rychlosti do 1,2 km/s. Takto nízké rychlosti v hloubkách až do 15 metrů byly zcela anomální a svědčily o výrazném tahovém namáhání až mechanickém porušení prostředí všech pater svahové deformace. V nižší části svahu docházelo naopak ke zvyšování rychlostí. Rychlosti se zvyšovaly až na 1,6 km/s. Z izolinií rychlostí můžeme vidět dokonce inversi rychlostí v úseku 80 až 100 metrů. Anomálie zvýšených rychlostí se nacházela okolo střední smykové plochy. Zvýšení rychlostí ve spodní části svahu mohlo být způsobeno buď zvýšeným namáháním hornin třením na smykové ploše, nebo stlačováním materiálu ve středním a spodním patře snahové deformace. Změny rychlostí podle seizmické tomografie byly v dobrém souladu i s výsledky karotážních měření. Je možné přijmout vysvětlení, že pokles rychlostí nemusí být způsoben pouze porušením hornin, ale že je dán i přechodem z pásma zvýšených napětí do pásma s normálním napětím.

Porovnání rychlostí, zjištěných v době průzkumu seizmickou tomografií a mělkou refrakční seizmikou, nás informuje o jejich rozdílných hodnotách. Rychlosti určené plus-mínus metodou jsou vyšší o hodnoty, než které by mohly být vysvětleny nepřesnostmi měření

a interpretace. Pro vysvětlení této skutečnosti musíme vyjít z principu obou metod. Při určování rychlostí pomocí metody pronikání jsou určovány rychlosti převážně z paprsků rovnoběžných s povrchem. Rychlosti určené ze seizmické tomografie jsou průměrem rychlostí ze všech směrů. Jestliže obrázek 2 ukazuje vyšší rychlosti z metody pronikání, pak musíme hledat okolnost, která může zvyšovat rychlosti v tomto směru. Jediným možným faktorem, který je schopen zapříčinit tuto okolnost, je horizontální napětí. Jestliže poměr rychlostí obou metod je menší než 0,8 (V_{ST}/V_{MRS}), potom rychlosti horizontální jsou cca 1,5 krát vyšší než rychlosti vertikální. Zde musíme znovu konstatovat, že pomocí seizmických měření zjišťujeme okolnosti, které jsou klasickým inženýrsko-geologickým průzkumem nezjistitelné. Do stabilitních výpočtů je v takovýchto případech potřebné zavést existenci horizontálních napětí. Nové metody stabilitních výpočtů již takové možnosti mají.

Erozí se řeka Olše v postglaciálním období zahloubila na úroveň báze dnešní terasy. Tím došlo k podřezání svahu a vzniku svahové deformace "B". V důsledku sesutí svahu došlo k odtlačení řeky od jeho paty. Další erozí byl materiál svahové deformace postupně denudován, čímž došlo k opětovnému uvolnění paty svahu. Následoval nový svahový pohyb – vznik svahové deformace "A". Materiály hlubokých deformací (neogenní jíly) jsou porušeny dvojím způsobem. Po ústupu ledovce došlo k odlehčení vrchní vrstvy jílů, a tím ke vzniku subhorizontálních trhlin. Po přiblížení boční eroze a prvním svahovém pohybu došlo k horizontálnímu přetvoření jílů se současným vznikem trhlin vertikálních. Takovýmto způsobem se zvýšila vlhkost jílů, která spolu s jejich porušením svahovým pohybem má za následek snížení měrných odporů hlubokých deformací. Tomu ještě napomohlo rozvolnění písčitých vložek, které následně slouží jako přivaděče vody pod svahovou deformaci, případně přímo do smykových ploch. Měrné odpory hlubších deformací jsou pak nižší než měrné odpory mělkých sesuvů, jejichž materiál je sesouváním porušen více než materiál hlubokých deformací. Na zvýšení měrného odporu mělkých sesuvů, jejichž materiál je sesouváním porušen více než materiál hlubokých glacigenních sedimentů, a že v mělkých sesuvech existují trhliny vyplněné vzduchem. Podobně jsou měrné odpory hlubokých sesuvů nižší než relativně méně porušené jíly v podloží. U těch již nedošlo ke vzniku vertikálních trhlin a samozřejmě ani k porušení svahovým pohybem.

Podloží všech zmíněných geologických komplexů je tvořeno neogenními sedimenty. Nejnižší odpory můžeme najít u paty svahu na VES118 a VES148. Je pravděpodobné, že neogenní sedimenty jsou v tomto místě mechanicky oslabeny. I to je zřejmě důvodem, proč boční eroze řeky Olše postoupila až do těchto míst. V blízkosti této zóny oslabení leží vrstva s vyššími měrnými odpory. Můžeme vyslovit předpoklad, že tato vrstva je tvořena pevnějšími horninami, než jsou miocenní jílovce. Jedná se buď o písčitější polohu, nebo polohu s větší příměsí vápnité složky. Obě tyto příměsi zvyšují mechanické vlastností miocenních jílovců.

Podle výsledků seizmické tomografie můžeme konstatovat snížení rychlostí ve větších hloubkách ve staničení okolo 70 metrů. Pokles rychlostí podélných vln je dokumentován i na karotážních křivkách a je zřejmě způsoben porušením neogenních sedimentů v podloží svahové deformace. To podporuje domněnku, že vznik této svahové deformace v tomto místě je vázán právě na toto porušení neogenních jílovců.

2.2 U Hanáků

Před započetím měření na této lokalitě jsme nejprve zjišťovali, zda nejsou k dispozici archivní vrty. Vrty, které byly k dispozici pro zkoumání jevů v sesuvech dotčených poddolováním, byly v počátcích geofyzikálního monitoringu umístěny na svazích a byly odvrtány v územích, kde nebylo jisté, zda v momentě jejich odvrtání se již neprojevovaly vlivy poddolování. Proto bylo rozhodnuto vrt D1 situovat tak, aby byl mimo sesuvné svahy a mimo území, kde se v době vrtání vlivy poklesová kotlina ještě nevytvářela, ale kde jí bylo možné po odvrtání vrtu a jeho vystrojení očekávat.

Na základě studia tehdejších map poklesů a jejich prognózování bylo pro vrt vybráno místo v katastru obce Dětmarovice. Vrt byl projektován v místě, které mělo být v roce 2003, nejpozději počátkem doku 2004 ovlivněno novou těžbou. Místo pro odvrtání vrtu bylo konzultováno se specialisty z Ústavu geoniky AV ČR a účelové organizace OKD, IMGE. Nikde však v době hloubení nebyla záruka, že těžba proběhne skutečně tak, jak bylo v okamžiku projektování vrtu předpokládáno. Skutečně k takové změně došlo. Změna však nebyla zásadní, pouze se změnila geometrie jednotlivých porubů a celková odrubaná plocha byla v okolí zájmové lokality menší. Druhou okolností, které jsme museli přizpůsobit polohu nového vrtu, byla možnost provádět okolo vrtu geofyzikální měření a v neposlední řadě bylo nutné získat i souhlas vlastníka pozemku. Po vyřízení všech potřebných formalit byl nový vrt koncem roku 2003 odvrtán. Orograficky vrt D1 byl odvrtán na Orlovské plošině.

Tato lokalita leží nejdále od středu poklesové kotliny a byly na ní proměřeny dva geofyzikální profily – profil ve směru ZV jdoucí mírně ze svahu a profil ve směru SJ jdoucí po vrstevnici. Při geofyzikálním měření byly profily zkoumány kombinací geoelektrických a seizmických metod. Vertikální elektrické sondování bylo měřeno s krokem 10 – 24 metrů, přičemž převážně byla vzdálenost VES 15 metrů (AB_{max} 130 metrů). Symetrické odporové profilování bylo měřeno s rozestupy A5M5N5B a A20M5N20B s krokem 1,5 metru. Mělká refrakční seizmika byla použita se základním roztažením délky 30 metrů a vzdáleností geofonů tři metry. Na jedno seizmické položení bylo použito 7 bodů "výbuchu".

Na profilu ZV (obr. 3) byly geofyzikálně určeny z kvartérních zemin polohy písčitých hlín a písků, z neogenních hornin polohy jílů a jílovců. Geologická stavba podél profilu ZV není jednotvárná, mocnost jednotlivých vrstev se mění v širokých mezích. Podstatnou skutečností, která má vliv na velké změny křivek SOP, je písčitá vrstva, která se táhne od VES0 až k VES75. Podle velikosti měrných odporů, určených interpretací křivek VES, je v píscích přítomné větší množství štěrků. Tyto výsledky geofyzikálního měření potvrdily i výsledky vrtných prací. Je pravděpodobné, že pod VES0 je přítomná ještě další vrstva písků, která sahá prakticky až do hloubky 25 metrů. Tato vrstva s největší pravděpodobností souvisí s existencí kontinentálního ledovce v poslední době ledové. Určité náznaky o tom podává i popis vrtného jádra, na kterém jsou štěrky, popisované jako glacifluviální. Zda má stejný původ i vrstva písků pod VES0, není možné z výsledků geofyzikálního měření určit.

Křivky symetrického odporového profilování velmi dobře popisují rozsah písčité vrstvy. Pro budoucí práce na lokalitě mělo velký význam určení geoelektrických rozhraní ve větších hloubkách. Rozhraní typu "větší – menší" měrný odpor v hloubce 20 až 25 metrů odpovídá hranici mezi jílovci a jíly, tak jak byla zastižena vrtem D1 v hloubce 30 metrů. Geoelektrická hranice typu "menší – větší" daná



hloubkami 25 až 30 metrů pod VES105 aVES120 zřejmě odpovídá přechodu z jílů zpět do jílovců. Můžeme se domnívat, že vrstva jílů v hloubkách 20 až 30 metrů představuje oslabené pásmo horninového masívu. Stupeň porušení hornin nebylo možné určit, protože v této hloubce bylo při vrtání zjištěno silné stlačování vrtného stvolu, a proto muselo být jádrové vrtání nahrazeno dlátováním. Seizmická hranice v hloubkách okolo pěti metrů s největší pravděpodobností odpovídá hladině podzemní vody. V případě větší mocnosti písků na západě profilu se podařilo seiz-micky určit i hranici mezi hlínami a písky. Složitost geologické stavby bude bezesporu komplikovat sledování vlivů poddolování, ale jiné řešení nebylo možné.

Geologická stavba na profilu SJ (obr. 4) je obdobná stavbě na profilu ZV. Oproti profilu ZV má vrstva písčitých hlín mnohem větší mocnost, zejména v severní části profilu. Možná, že to je i důvodem, proč dále k severu existuje erozní rýha hluboká cca dvanáct metrů.

Naopak na tomto profilu není tak vyvinutá vrstva glacigenních sedimentů a tyto zeminy jsou jemnozrnnější. Seizmická hranice na tomto profilu spíše odpovídá bázi kvartérních zemin, nebo platí, že hladina podzemní vody má složitý průběh a celá oblast je nerovnoměrně odvodňována. V neogénu se podařilo určit jenom jednu hranici, a to ještě pouze jenom pod jižní stranou profilu. Spodní omezení jílů se nepodařilo určit vůbec.



2.3 Zálesí – profil P4 (obr. 5)

Tato lokalita leží západněji než dosud popisované lokality a je vlivům poddolování vystavena nejkratší dobu. Sledování svahových deformací na této lokalitě běží od roku 2001, kdy v červenci objednal Ústav geoniky AV ČR geofyzikální průzkum pro posouzení geologické stavby svahů na katastrálním území Dětmarovic. Objednávka obsahovala mimo žádosti o geofyzikální měření i objednávku na vybudování monitorovacího systému svahů – pásmovou extenzometrii. Pro sledování stability svahů byla po vzájemné dohodě a po konzultacích s odběratelem studie, Dolem Karviná, zvolena extenzometrická metoda. Důvodem těchto prací byla studie, kterou Ústav geoniky zpracovával a jejímž úkolem bylo posoudit změny stability svahů poddolováním. Úkol byl řešen pouze sledováním změn stability svahů změnou jejich geometrie. Jak se ukázalo, tento přístup ne zcela hodnotí změny, ke kterým v přírodním prostředí vlivem poddolování dochází. Geofyzikální měření na těchto svazích i osazení extenzometrických drah se ukázaly jako vhodný podklad pro práce na této naší studii.

Geofyzikální profily byly vybírány tak, aby byly situovány v územích, kde hrozí nebezpečí vzniku nebo obnovení svahových pohybů. Podkladem pro volbu míst zkoumání byly archivní zprávy GEOtestu, a.s. o sesuvných terénech v OKR, které byly zpracovány v sedmdesátých létech. Konkrétní vedení profilů bylo voleno podle toho, jak jsme získali povolení vstupu na pozemky, a jak bylo technicky možné geofyzikální měření provádět.

Pro potřeby prací Akademie věd ČR byly proměřeny čtyři geofyzikální profily P1 až P4. Tři byly voleny tak, aby se poddolování přibližovalo k profilům od paty svahu. Pouze profil P4, který je v článku popisován, je volen opačně. Profil P4 je v zásadě pokračováním profilu P3, kde pomyslnou dělicí čáru mezi profily tvoří erozní rýha, orientovaná kolmo k průběhu obou profilů (proto je na obrázku 5 přítomno staničení profilu P4 ve vysokých hodnotách). Poddolování se k němu přibližuje od jeho temenní části, aby případné vlivy poddolování postihly nejprve horní část svahu. Hlavním důvodem byla snaha zjistit, jak se bude chovat svah, jehož porušení poklesovými projevy započne od temenní části. Při geofyzikálním měření byly svahy zkoumány kombinací geoelektrických a seizmických metod. Vertikální elektrické sondování bylo měřeno s krokem 10 – 24 metrů, přičemž převážně byla vzdálenost bodů VES 15 metrů. VES byly měřeny do maximální vzdálenosti AB 130 metrů. Symetrické odporové profilování bylo měřeno s rozestupy A5M5N5B a A20M5N20B s krokem 1,5 metru. Mělká refrakční seizmika byla použita se základním roztažením délky 30 metrů a vzdáleností geofonů 3 metry. Na jedno seizmické položení bylo použito 7 bodů "výbuchu".

Na křivce V_h bylo zjištěno zvýšení rychlostí ve spodní části svahu okolo staničení 175 m. Zvýšení je způsobeno přiblížením neogenních jílů povrchu pode dnem erozního údolí. Tomu odpovídá i pole rychlostí určení z pronikání seizmického paprsku pod hlavní refrakční horizont. Je známou skutečností rozdílnost rychlostí mezi kvartérními a neogenními sedimenty. V neogénu mohou být rychlosti až několikanásobně vyšší než v kvartéru. Uvnitř neogenních sedimentů se nepodařilo určit další seizmickou hranici. Výjimkou je rozhraní na bodu 185 m. Z jediného bodu není možné rozhraní konstruovat, ale domníváme se, že hranice odpovídá bázi navětrání neogénu.

Odporová měření ukazují, že hranice mezi glacigenními sedimenty a neogenním podložím je silně nerovná. To však není překvapující, takovýto kontakt mezi třetihorními a čtvrtohorními sedimenty se na severní Moravě vyskytuje často. Zjištěná hladina podzemní vody dobře odpovídá představě o jejím průběhu ve svahu s relativně jednoduchou geologickou stavbou. Žádné výsledky

geofyzikálních měření, ani profilovacích ani sondovacích v době realizace průzkumných prací nenapovídaly o existenci svahové deformace, a to ani fosilní.

3 Seizmická tomografie

Ukázka tomografických měření bude ze dvou vrtů, a to PIM44 na lokalitě Ujala I a z vrtu D1 na lokalitě U Hanáků. Příklady byly vybrány tak, aby ukazovaly změnu pole rychlostí v místě aktuálních změn v horninovém masívu a pole rychlostí v klidovém masívu.

3.1 Ujala I (obr. 6)

Použití seizmických metod pro sledování změn v horninovém masívu není dosud obvyklé ani v českých zemích, ani ve světové literatuře. Rozdíl v měření seizmické tomografie a mělké refrakční seizmiky vidíme jednak v dosažené hloubce měření, jednak v určování rychlosti v převládajících směrech. Seizmická tomografie je schopna popsat změny do větších hloubek a popisuje hlavně rychlosti ve všech směrech, především pak v subvertikálních. Mělká refrakční seizmika popisuje podrobněji změny přípovrchové a na její výsledky mají hlavní vliv rychlosti subhorizontální. Rozdíly v rychlostech, zjištěné v obou směrech, tak v určitém přiblížení napovídají o anizotropii masívu.

Pole rychlostí ze seizmické tomografie bylo v roce 2003 rozkolísané (vlevo nahoře). Výrazně se uplatňoval vliv tahové zóny, což se projevovalo poklesem rychlostí na západní straně proměřovaného řezu. Další dílčí obrázky znázorňují ne pole skutečných rychlostí, ale rozdíl rychlostí nultého měření a měření v daném roce. Měření z první poloviny roku 2004 (vpravo nahoře) ukázala na zvýšení rychlostí v přípovrchové části řezu v okolí staničení 10 metrů. Druhým jevem byl pokles rychlostí okolo vrtu PIM44. V dalším časovém období nastal rozvoj tohoto minima s tím, že ve středu oblasti snížených rychlostí se vytvořilo dílčí maximum rychlostí.

V roce 2005 bylo pole rychlostních změn dosti složité. Zásadní skutečností bylo vytváření anomálie snížených skutečných rychlostí v hluboké části horninového masívu. Nad touto anomálií vznikl naopak pás zvýšených rychlostí. Domníváme se, že pás snížení odpovídal buď tahovému namáhání hornin v těchto hloubkách, nebo počátku jejich porušování. Naopak pásmo zvýšených rychlostí ukazovalo na možný vznik zóny koncentrovaných napětí.

V roce 2006 došlo k rozpadu plošně velké anomálie v severní části řezu. Tato degradace původní anomálie pokračuje i v roce 2007, kdy navíc v některých místech původních kladných rozdílových rychlostí se objevují rychlosti záporné. Tento "rychlostní chaos" pokračuje i v roce 2008. Většina těchto změn probíhá ve větších hloubkách, takže je můžeme pokládat za projev doprovázející porušování horninového masívu. Tyto změny máme potvrzené i z karotážních měření (GGK).

V roce 2010 dochází k zásadní změně rozložení rychlostí. Západně od vrtu PIM44 se vytvořilo pásmo snížených skutečných rychlostí (kladné rozdílové rychlosti). Jestliže porovnáme tuto skutečnost s výsledky inklinometrických měření, pak můžeme jednoznačně hovořit o vytváření rozsáhlé zóny tahového namáhání horninového masívu. Ta se projevila deformací vrtu PIM44, i když v menší hloubce, než by odpovídalo jádro snížených rychlostí.



Obr. 6 Výsledky opakovaných měření seizmické tomografie na sesuvu Ujala I

Po dílčím pohybu sesuvu došlo k přerozdělení napětí. V roce 2011 se anomálie snížených rychlostí plošně zmenšuje a začíná naopak vznikat anomálie zvýšených rychlostí. Rychlosti podélných vln narostly o více než 0,62 km/s. V roce 2012 dochází k dalšímu zvýšení rychlostí, a to až o 0,99 km/s. Z teoretických prací o svahových deformacích víme, že napěťové změny zasahují do větších hloubek než je hloubka aktivní smykové plochy. Přesto hloubka změn rychlostí v tomto případě je příliš velká, než aby tyto změny byly vytvořeny pouze pohybem svahové deformace. Je jednoznačné, že zjištěné změny jsou součtem změn vyvolaných sesuvem a změn způsobených vytvářením poklesové kotliny.

Pro doplnění představy o dění v horninovém masívu jsou v levé části obrázku 7 výsledky přesné inklinometrie ve vrtu PIM44. Z křivek celkové i dílčí deformace jsou jednoznačně patrné pohyby mělkého sesuvu do hloubky 7,5 m mezi 18. listopadem 2009 a březnem 2011. Data inklinometrických měření byla převzata z Novosad (2012).

3.2 Seizmická tomografie – U Hanáků (obr. 8)

Rychlostní změny, zjištěné seizmickou tomografií, nevykazují výrazné diference mezi jednotlivými etapami měření, zejména v porovnání s vrtem PIM44. Minimální změny byly zjištěny mezi rokem 2003 a jarem 2004. Největší rozdíl rychlostí byl zjištěn v malé anomálii v hloubce cca 20 m ve staničení 55 m. To je místo, kde došlo ke snížení původních rychlostí cca o 0,3 km/s. Na většině ¹⁰ proměřované plochy se původní rychlosti zvýšily asi o 0,1 km/s.

Na podzim 2004 došlo k poklesu anomálních hodnot rozdílové rychlosti jižně od vrtu D1. Anomálie zvýšení rozdílových rychlostí se přesunula pod staničení 80 m a druhá obdobná anomálie se nalézá od 10 m do 60 m, zhruba v hloubce 20 m. Podobná anomálie se vytvořila v hloubkách okolo 40 m podél celého proměřovaného úseku. V roce 2005 je tvar pole rozdílových rychlostí obdobný jako v předchozím měření s tím rozdílem, že se rozdílové rychlosti v anomáliích zvýšily a zaujímají větší plochu. V roce 2006 tyto změny pokračují a polohy kladných rozdílových rychlostí se noří do větších hloubek. V roce 2007 se plocha kladných anomálií zmenšila.

V roce 2008 se rozložení rychlostí mění. Kladné anomálie převládají na severní straně území, ale vytváří dvě oddělené anomálie spojené v hloubkách okolo 40 m. Tento charakter rozložení zůstává prakticky zachován až do roku 2012. Je také překvapující, že



Obr. 7 Výsledky měření přesné inklinometrie ve vrtech PIM44 a D1



Obr. 8 Výsledky opakovaných měření seizmické tomografie na lokalitě "U Hanáků"

se na rozdílových rychlostech ze seizmické tomografie neprojevil pokles rychlostí zjištěný karotáží. Jediné možné vysvětlení je v současném protichůdném účinku porušení hornin v úzkém pásmu a nárůstu rychlostí v pásmu koncentrovaných napětí v okolí tohoto pásma. Takto úzké pásmo porušení bylo prozatím zachytitelné pouze karotážními metodami, jejichž "krok" měření byl 5 cm, zatímco rozlišení seismické tomografie vycházelo z geometrie buněk, jejichž rozměry byly v metrech. Rozsah anomálie tedy nebyl velký, avšak s plánovaným rozvojem těžby uhlí a s tím souvisejícím postupem porubu lze očekávat výraznější nástup změn mechanických vlastností horninového prostředí, takže budou detekovatelné i méně citlivými metodami s větším dosahem.

4 Mělká refrakční seizmika

4.1 Ujala I (obr. 9)

První pohled na obrázek 9 ukazuje, že výrazně anomálním prvkem je měření z roku 2003. Všechna ostatní měření se od tohoto měření liší více, než se liší v dalších letech sama mezi sebou. V období 2001 – 2003 došlo k dočasnému vymizení vlivu tahové zóny v odlučné oblasti sesuvu (proto kladné rozdílové rychlosti) a tlakové zóny ve spodní části svahu (záporné rozdílové rychlosti). Je možné, že tato skutečnost je dána zpětným pohybem svahové deformace po odvodnění v roce 2001. Od jara 2004 však došlo k opětovnému částečnému vytvoření tahové i tlakové zóny. Jedinou anomálií, která by mohla mít souvislost s hlubší geologickou stavbou, je snížení rozdílových rychlostí zhruba ve staničení 150 metrů. Anomálie sahá do hloubek přes 10 metrů a leží již prakticky mimo svahovou deformaci.

Pole rozdílových rychlostí v letech 2006 až 2008 má stejný charakter jako tomu bylo v předchozích etapách měření. Dvě hlavní anomální místa zůstávají zachována. Jediný rozdíl v těchto prostorech je zvětšování absolutní velikosti anomálie v tlakové zóně sesuvu (staničení cca 140 m). Tato skutečnost znamená, že se znovu začínají vytrácet tlaková napětí. Důvodem může být jak pokračující stabilizace sesuvu, tak i pokračující vytváření poklesové kotliny, která znamená zvýšené tahové namáhání celé této oblasti. V roce 2006 a 2007 se vytvořily nové anomálie snižující původní rychlosti v masívu. První výraznější, zjištěná v roce 2006, ležela ve staničení 80 m a odpovídala povrchovým vrstvám. Druhá z roku 2007 byla zjištěna ve staničení 100 m a ležela v hloubce cca 10 m. Jejich příčinou by opět mohly být jevy, související s vytvářením poklesové kotliny a vznikem nového rovnovážného stavu.

Rozložení pole rychlostí v roce 2010 je velmi podobné rozložení rychlostí předchozích etap. Největším rozdílem je zvýrazňování anomálie v 80 m a její povrchové propojení s anomálií ve 140 m. Velmi zajímavé je zvýšení původních rychlostí za odlučnou hranou sesuvu (staničení 10 m). Tato anomálie je časově omezená jen na rok 2010 a nasvědčuje krátkodobé koncentraci napětí za odlučnou hranou. V roce 2011 došlo ke zvýšení původních rychlostí (zmenšení rozdílových rychlostí) v tahové zóně v okolí staničení 60 m.

Výraznou změnu v poli rozdílových rychlostí jsme zaznamenali v roce 2012. Tato změna je odpovědí na pohyb svahové deformace v roce 2011. Došlo k vytvoření rozsáhlého pásma zvýšených rozdílových rychlostí od 25 do 70 metrů. To odpovídá existenci rozsáhlého tahového namáhání horninového masívu v odlučné oblasti sesuvu. Naopak ve střední části svahu dochází ke zvýšení rychlostí podélných vln. Záporná anomálie rozdílových rychlostí ve staničení 113 metrů se mění na kladnou anomálii. Za jeden rok konstatujeme změnu



skutečných rychlostí v řádu 1,1 km/s. Můžeme tedy konstatovat, že ve střední části sesuvu došlo ke zvýšení tlakového namáhání hornin. Ještě výraznější změnu rozdílových rychlostí jsme zaznamenali ve staničení 140 m. I tady dochází k tlakovému namáhání hornin. Do budoucna můžeme očekávat další změny rozložení rychlostí, protože takovéto anomální rozložení rychlostí bude mít snahu se postupně vrátit do normálního stavu. Totéž musí ovšem platit i o změnách v rozložení napětí. V nejbližší době se nedají vyloučit i určité pohyby svahové deformace.

Změny zjišťované z povrchových měření se projevují později, než změny zjišťované ve vrtech. Rozlišovací schopnost povrchových měření je menší, než rozlišovací schopnost měření karotážních. Je tedy nutné, aby změny v horninovém masívu postihly větší objem než jen úzká pásma, zjistitelná měřením ve vrtech. Je proto potřebné opakovaná měření provádět delší dobu a při jejich měření i vyhodnocování dbát maximální pečlivosti.

Rychlostní změny na povrchových měřeních jsou větší než změny rychlostí tomografických. Důvodem je skutečnost, že mělká refrakční seizmika zkoumá zhruba vrstvu vrchních deseti metrů. Tento horninový masív je více rozvolněn než masív ve větších hloubkách, což platí zejména v mělkých sesuvech, kde se výrazněji mění vlhkost. To existuje především v sesuvech, které byly sanovány odvodněním. V těch se po vydatných srážkách prudce zvýší vlhkost, avšak drenážním účinkem odvodňovacích vrtů je podzemní voda relativně rychle odvedena mimo tělo sesuvu. Změny vlhkosti mohou být velmi rychlé, protože na sesuvu Ujala I což potvrzuje dobře odvodňovací systém. O rychlosti reakce na odvodnění svědčí skutečnost, že již po dvou dnech po započetí odvodňovacích prací poklesla hladina podzemní vody v masívu až o tři metry.

4.2 Zálesí – profil P4 (obr. 10)

Na profilu P4 je pole změn rychlostí jednoznačně odlišné od pole rychlostí na lokalitě Ujala I. V absolutních hodnotách jsou rychlostní změny v čase na tomto profilu nejmenší ze všech sledovaných míst v oblasti Doubravy a Dětmarovic. Charakter rozložení rychlostí se za celou dobu na tomto profilu nezměnil. Jiný obraz je na jižní straně profilu, tj. výše ve svahu, jiný obraz je v údolí a přilehlé části svahu. Ve staničení 210 až 270 metrů došlo k poklesu skutečných rychlostí, a to až o 0,5 km/s. Příčinu těchto poklesů vidíme



v odlehčení masívu na okraji poklesové kotliny. Nedá se vyloučit ani možný vliv poklesu úrovně podzemní vody. Ten však také bývá svázán s vlivy poddolování. Ve zbývající části profilu je pole rychlostních změn rozkolísané, převažuje snižování skutečných ale rvchlostí časem. Z výsledků S nivelačních měření vyplývá, že jižní část profilu zhruba od staničení 200 metrů dochází poklesům kde k větším rychlostí.



poklesává. To přesně odpovídá pásmu, *Obr. 11 Výsledky měření pásmové extenzometrie na lokalitách Ujala I a Zálesí P4* kde dochází k větším poklesům

V roce 2010 se vytvořila ve staničení 180 m výraznější anomálie rozdílových rychlostí. Ta vypovídá o tom, že zde došlo ke snížení skutečných rychlostí asi o 0,5 km/s. Je možné, že k určitému porušování horninového masívu dochází nejen ve dně údolí, ale že mírné porušování po časově omezenou dobu probíhá i ve spodní části svahů. Tomu odpovídá postupné vymizení této místně omezené anomálie v letech 2011 a 2012.

Výsledky měření pásmové extenzometrie na lokalitách Ujala I a Zálesí P4 jsou na obrázku 11. V obrázcích jsou prezentovány pouze ty záměry, které za celou doby měření nebyly ovlivněny žádnými rušivými vlivy (porušení opěr ap.). Porovnáním délkových změn na obou lokalitách dojdeme ke stejným závěrům jako porovnáním měření mělkou refrakční seizmikou. Minimální změny délek mezi extenzometrickými opěrami odpovídají minimálním změnám rychlostí podélných vln a naopak.

5 Závěr

V předkládaném článku chceme dokumentovat výsledky geofyzikálního monitoringu, konkrétně výsledky opakovaných měření seizmickou tomografií a mělkou refrakční seizmikou. Opakovaná měření za více než deset ukázala prospěšnost sledování změn rychlostí podélných vln v masívu, který je jednak porušován vytvářením poklesové kotliny, jednak rozvojem svahových deformací. Monitoring, který zahrnoval obě seizmické metody, používal jak metody klasického inženýrsko-geologického monitoringu, tak i další geofyzikální měření. Konkrétně byly používány následující metody:

- povrchová měření
 - o opakovaná geodetická měření
 - o opakovaná nivelace
 - o opakovaná pásmová extenzometrie

- o opakovaná měření mělkou refrakční seizmikou
- o opakovaná odporová profilování
- o opakovaná měření seizmickou tomografií (systém vrt-povrch)
- o měření technické seizmicity
- měření ve vrtech
 - o opakovaná přesná inklinometrická měření
 - o opakovaná geoakustická měření
 - o opakovaná měření elektromagnetických emisí
 - o opakovaná karotážní měření
 - o televizní kontrola vrtů.

Nejvýraznější změna pole rychlostí zjištěných ze seizmické tomografie byla zjištěna na vrtu PIM44. V roce 2010 jsme zjistili zásadní změnu v rozložení rychlostí. Jižně od vrtu PIM44 se vytvořilo pásmo nízkých rychlostí. Jestliže porovnáme tuto skutečnost s výsledky inklinometrických měření, pak můžeme jednoznačně hovořit o vytváření rozsáhlé zóny tahového namáhání horninového masívu. Ta se projevila deformací vrtu PIM44, i když v menší hloubce, než by odpovídalo jádru snížených rychlostí. Seizmická tomografie na lokalitě u Hanáků ukázala pouze na malé změny rychlostí. Pokud bychom tato snížení rychlostí ze seizmické tomografie převáděli na pevnostní parametry, pak pokles pevnosti bude cca 15 %.

Mělká refrakční seizmika také ukázala na výrazné změny na sesuvu Ujala I. Zde dosáhly změny rychlostí v čase nejvyšších hodnot. Toto kolísání je v převážné míře dáno zvýšením rychlostí v roce 2003. V tomto roce došlo ke zvýšení rychlostí v tahové oblasti sesuvu a naopak ke snížení rychlostí v akumulační části. Výraznou změnu v poli rozdílových rychlostí jsme zaznamenali v roce 2012. Tato změna je odpovědí na pohyb svahové deformace v roce 2011. Došlo k vytvoření rozsáhlého pásma zvýšených rozdílových rychlostí od 25 do 70 metrů. To odpovídá existenci rozsáhlého tahového namáhání horninového masívu v odlučné oblasti sesuvu. Naopak ve střední části svahu dochází ke zvýšení rychlostí podélných vln. Domníváme se, že v nejbližší době se nedají vyloučit ani určité pohyby svahové deformace. Na lokalitě Zálesí na profilu P4 k žádným významným změnám rychlostí nedošlo.

Změny, zjišťované z povrchových měření, se projevují později, než změny, zjišťované ve vrtech. Rozlišovací schopnost povrchových měření je menší, než rozlišovací schopnost měření karotážních. Je tedy nutné, aby změny v horninovém masívu postihly větší objem než jen úzká pásma, zjistitelná měřením ve vrtech. Je proto potřebné opakovaná měření provádět delší dobu a při jejich měření i vyhodnocování dbát maximální pečlivosti.

Rychlostní změny určené z povrchových seizmických měření jsou větší než změny rychlostí tomografických, měřených v systému vrt-povrch. Důvodem je skutečnost, že mělká refrakční seizmika zkoumá zhruba vrchních deset metrů. Tento horninový masív je více rozvolněn než masív ve větších hloubkách, což platí zejména v mělkých sesuvech, kde se výrazněji mění vlhkost. To platí zejména v sesuvech, které byly sanovány odvodněním. V těch se po vydatných srážkách prudce zvýší vlhkost, avšak drenážním účinkem odvodňovacích vrtů je podzemní voda relativně rychle odvedena mimo tělo sesuvu. Změny vlhkosti mohou být velmi rychlé, protože na

sesuvu Ujala I dobře funguje odvodňovací systém. O rychlosti reakce na odvodnění svědčí skutečnost, že po dvou dnech po započetí odvodňovacích prací poklesla hladina podzemní vody v masívu až o tři metry.

Poděkování

Příspěvek byl zpracován na základě výsledků měření v úkolech "Vliv poddolování na sesuvy", "Antropogenní změny z poddolování a svahové deformace" dotované MŽP ČR, obcemi Doubrava a Dětmarovice a Dolem ČSA OKD a.s. a úkolu "Monitorování geofaktorů v oblasti svahových deformací Ujala" dotovaného z Operačního programu životního prostředí evropskými fondy, Státním fondem životního prostředí, Dolem ČSA (později Dolem Karviná) OKD a.s. a obcemi Dětmarovice a Doubrava.

Literatura

- BLÁHA, P., DURAS, R., SKOPAL R., Vliv poddolování na sesuvy roční zpráva, Geotest, Brno, 11/2003, MS.
- BLÁHA, P. a kol., Vliv poddolování na sesuvy., Geotest, Brno, 11/2005, MS.
- BLÁHA, P. a kol., PVEP a jeho využití pro sledování svahových deformací., Geotest, Brno, 11/2006, MS.
- BLÁHA, P. a kol., Antropogenní změny z poddolování a svahové deformace., Geotest, Brno, 2/2009, MS.
- BLÁHA, P. a kol., Monitorování geofaktorů v oblasti svahových deformací Ujala, Geotest, Brno, 11/2012, MS.
- DOLEŽALOVÁ, H., MÜLLER, K., BLÁHA, P., Analysis of Geodetic Surveying on the Margin of Subsidence Depression. (Analýza geodetického měření na okraji poklesové kotliny), In: Zeszyty naukove Politechniki Ślaskiej, Seria Górnictwo z. 273. Gliwice: Politechnika Ślaska, 2006. PL ISSN 0372–9508, s. 103–112.
- JIRÁNKOVÁ, E., Časoprostorové vytváření poklesové kotliny v závislosti na charakteru horského masivu. Disertační práce doktorského studia, VŠB TU Ostrava, 2006.
- KOŘÍNEK, R., ALDORF, J., Geotechnický monitoring., VŠB, Ostrava, 1996.
- MÜLLEROVÁ, J., MÜLLER, K., HOFRICHTEROVÁ, L., POLÁČEK, A., FYZIKÁLNÍ projev poklesové kotliny v oblasti lázní Darkov. Sb. konf. *Inžinierska geológia, výskum a praks*. Bratislava, 1991 s. 111–114.
- NESET, K., Vlivy poddolování., 1. vydání, Praha, SNTL, 1984, 344 s, ISBN 04-406-84.
- NOVÁK, J., Mezný úhel vlivu dobývání v poklesové kotlině. Monografie, VŠB TU Ostrava 2000. ISBN 80–7078-657–4.
- NOVOSAD, L., Výsledky měření přesné inklinometrie na lokalitě Dětmarovice poddolování, 10. opakované měření ve vrtu D1, 3. opakované měření ve vrtu D2, dne 11. 4. 2012, Geomonitoring, Praha, 2012, MS.
- PETROŠ, V., MÜLLER, K., KNEJZLIK, J., Geomechanický a geofyzikální monitoring., VŠB, Ostrava, 2000.
- PIVOVARČIOVÁ, J., Sesuvné terény v OKR. Mapa sesuvných terénů OKR 1:25000, Průvodní zpráva k mapám prognózy sesuvné aktivity., GEOtest n. p., Ostrava, 1977, MS.
- ROZSYPAL, A., Měření v inženýrské geologii., Universita Karlova, Karolinum, 1990.
- SCHENK, J., Předběžný výpočet vodorovných posunů a přetvoření., In: Sborník 9. Důlně měřické konference Aktuální problémy měřictví a geologie, Bystřice nad Perštejnem, 2002.

¹ Doc. RNDr. Pavel Bláha, DrSc., Geotest, a.s., Šmahova 1244/112, 627 00 Brno, blaha@geotest.cz

² Ing. Roman Duras, Geotest, a.s., Šmahova 1244/112, 627 00 Brno, duras@geotest.cz