

Analýza současného poznání obecných faktorů vzniku a vývoje svahových nestabilit (3.1.1)

V_{souhrn} – Souhrnná výzkumná zpráva

Červen 2021

RE
LNS Rock
Environment
Natural
Resources

T A
Č R

Projekt č. „S502030023 Horninové prostředí a suroviny“
je spolufinancován se státní podporou Technologické
agentury ČR v rámci Programu Prostředí pro život.

www.tacr.cz

Analýza současného poznání obecných faktorů vzniku a vývoje svahových nestabilit (3.1.1)

Editoři:
Petr Kycl a Filip Hartvich

Kolektiv autorů:
Martin Alexa¹ – Jan Balek² – Ivo Baroň² – Jan Blahůt² –
Kateřina Fárová¹ – Filip Hartvich² – Jan Jelének¹ – Michal Kačmařík³ –
Lucie Koucká¹ – Milan Lazecký³ – Jiří Nečas¹ – Petr Kycl¹ – Martin Kýhos¹ –
Jakub Roháč^{1,4} – Veronika Strnadová¹ – Petr Tábořík² – Jan Valenta^{2,4}

¹ Česká geologická služba

² Ústav struktury a mechaniky hornin, Akademie věd ČR

³ VŠB – Technická univerzita Ostrava

⁴ Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova Praha

Obsah

1/ Úvod	7
2/ Rešerše metod dálkového průzkumu a zaměřování pro detekci, analýzu a monitoring sesuvů	8
2.1 Úvod	8
2.2 Optická data (viditelné až krátké infračervené záření)	9
2.2.1 Fyzikální principy	9
2.2.2 Metody zpracování a analýzy dat	12
2.2.2.1 Předzpracování dat	12
2.2.2.2 Analýza optických dat na bázi pixelu	13
2.2.2.3 Objektově založená analýza obrazu	14
2.2.3 Shrnutí výhod a nevýhod metod optických dat	15
2.3 Termální data (infračervené záření)	15
2.3.1 Fyzikální principy	16
2.3.2 Metody zpracování a analýzy dat	18
2.3.3 Shrnutí výhod a nevýhod metod termálních dat	19
2.4 LiDAR – data laserového skenování	19
2.4.1 Fyzikální principy	19
2.4.2 Zpracování dat	21
2.4.3 Shrnutí výhod a nevýhod metod LiDAR dat	22
2.5 Radarová data (SAR)	23
2.5.1 Fyzikální principy	23
2.5.2 Metody zpracování a analýzy dat	24
2.5.2.1 Diferenční interferometrie (DInSAR)	24
2.5.2.2 Multitemporální radarová interferometrie	25
2.5.2.3 Metody založené na amplitudě radarové vlny – obrazová korelace (offset tracking)	28
2.5.2.4 Metody založené na amplitudě radarové vlny – polarimetrie	29
2.5.3 Shrnutí výhod a nevýhod metod radarových dat	30
2.6 Globální polohové systémy (GNSS)	31
2.6.1 Základní principy a přesnost	31
2.6.1.1 Autonomní metody a princip určení polohy	31
2.6.1.2 Diferenční metody	32
2.6.1.3 Přesnost GNSS metod	32
2.6.2 Využitelnost GNSS pro monitoring sesuvů	33
2.6.3 Shrnutí výhod a nevýhod GNSS	34
2.7 Přehled platforem pro snímání dat	35
2.7.1 UAV	35
2.7.1.1 Typy UAV platforem	36
2.7.1.2 Typy senzorů	38
2.7.1.3 Sběr dat	41
2.7.1.4 Zpracování dat	43
2.7.1.5 Příklady využití UAV ve výzkumu sesuvů	45

2.7.1.6 Shrnutí – výhody a nevýhody pro výzkum sesuvů.....	46
2.7.2 Sportovně létající zařízení (SLZ)	48
2.7.2.1 Plánování leteckého snímkování	48
2.7.2.2 Senzory.....	48
2.7.2.3 Příklad využití	49
2.7.3 Letadla.....	50
2.7.3.1 Optická data	50
2.7.3.1 Termální data.....	52
2.7.3.3 Laserové skenování	54
2.7.3.3 SAR data	55
2.7.3.5 Shrnutí – výhody/nevýhody pro analýzu sesuvů.....	56
2.7.4 Družice	57
2.7.4.1 Optická data	57
2.7.4.2 Termální data.....	60
2.7.4.3 SAR data	61
2.7.4.4 GNSS data.....	64
2.7.4.5 Shrnutí – výhody/nevýhody pro analýzu sesuvů.....	65
2.8 Diskuze	65
2.9 Doporučení pro projekt RENS	68

3/ Rešerše metod geofyzikálního průzkumu pro detekci, analýzu a monitoring sesuvů ... 74

3.1 Úvod	74
3.1.1 Princip a typy geofyzikálních metod.....	74
3.1.2 Geometrie geofyzikálních průzkumů	74
3.1.3 Rozlišení geofyzikálních měření.....	75
3.1.4 Typy geofyzikálních úloh ve výzkumu sesuvů	75
3.2 Geoelektrické metody	76
3.2.1 Elektrická odporová tomografie (ERT).....	76
3.2.1.1 Fyzikální principy a interpretace.....	77
3.2.1.2 Parametry měření a zpracování dat	77
3.2.1.3 Úlohy při výzkumu sesuvů.....	78
3.2.1.4 Výhody a nevýhody metody.....	78
3.2.1.5 Shrnutí metody ERT.....	79
3.2.2 Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP) / konduktometrie (CMD).....	79
3.2.2.1 Fyzikální principy	79
3.2.2.2 Realizace měření a interpretace.....	80
3.2.2.3 Úlohy při výzkumu sesuvů.....	80
3.2.2.4 Výhody a nevýhody metody.....	81
3.2.2.5 Shrnutí metody DEMPCMD.....	81
3.2.3 Georadar	82
3.2.3.1 Fyzikální principy	82
3.2.3.2 Realizace měření a interpretace.....	83
3.2.3.3 Úlohy při výzkumu sesuvů.....	83
3.2.3.4 Výhody a nevýhody metody.....	84
3.2.3.5 Shrnutí metody GPR	84
3.4 Seismické metody	85
3.4.1 Fyzikální předpoklady pro průzkum svahových deformací	85

3.4.1.1 Reflexní seismika (MXS).....	87
3.4.1.2 Mělká Refrakční seismika (MRS).....	88
3.4.2 Zpracování dat.....	89
3.4.2.1 Refrakční seismika	89
3.4.2.2 Reflexní seismika	91
3.4.3 Závěrečné zhodnocení seismických metod	93
3.5 Gravimetrie a magnetometrie.....	95
3.5.1 Gravimetrie	95
3.5.1.1 Teoretické základy.....	95
3.5.1.2 Gravimetry	96
3.5.1.3 Hustoty hornin.....	96
3.5.1.4 Terénní měření.....	97
3.5.1.5 Zpracování a interpretace dat	98
3.5.1.6 Využití gravimetrie při studiu sesuvů.....	98
3.5.2 Magnetometrie	99
3.5.2.1 Teoretické základy.....	99
3.5.2.2 Magnetické pole Země	99
3.5.2.3 Zpracování magnetometrických dat	100
3.5.2.4 Využití magnetometrů pro studium sesuvů	100
3.6 Karotáž – geofyzikální měření ve vrtech	101
3.6.1 Úvod do karotáže	101
3.6.2 Průběh měření	101
3.6.3 Metody karotáže vhodné k měření svahových deformací.....	101
3.6.4 Závěry a shrnutí karotáže	102
3.7 Závěry a doporučení.....	102
4/ Mechanika zemin pro úlohy stability svahů	104
4.1 Základní principy – pevnost zemin	104
4.1.1 Vrcholová, kritická a reziduální pevnost zemin	104
4.1.2 Využití jednotlivých typů pevnosti – pevnost a sesouvání.....	105
4.1.3 Laboratorní stanovení pevnosti	106
4.1.4 Faktory ovlivňující pevnost.....	108
4.1.4.1 Index plasticity	108
4.1.4.2 Procentuální podíl jílové frakce a mineralogie.....	109
4.2 Možnosti predikce pevnosti – metody analýzy	112
4.2.1 Korelace s indexem plasticity	113
4.2.1.1 Použitelnost korelačních vztahů z literatury	113
4.2.1.2 Nové korelační vztahy.....	114
4.2.2 Korelace s poměrem Atterbergových mezí	115
4.2.3 Korelace s procentuálním podílem jílové frakce.....	116
4.2.4 Korelace mezi kritickou a reziduální pevností	117
4.2.5 Korelace s mineralogí	120
4.3 Shrnutí výhod a nevýhod problematiky predikce pevnosti zemin	120
4.4 Závěry	121
4.4.1 Stanovení pevnostních a fyzikálních parametrů.....	121
4.4.1 Otestování již existujících a také nových možností predikce zemin na reálných geotechnických úlohách	121

5/ Závěry a doporučení	123
5.1 Dálkový průzkum Země (DPZ).....	123
5.2 Geofyzika	123
5.3 Mechanika zemin	124
5.4 Korelace standardních a inovativních metod	125
Literatura	126

1/ Úvod

V rámci dílčího balíčku (aktivity) 3.1.1 „Poznání obecných kritérií spojených se vznikem sesuvů s využitím kritického zhodnocení přínosu moderních geografických informací pokrývajících celé území ČR, jako např. LiDAR – DMR 5G, DPZ – satelitní data, dostupnost vody v půdě, 3D modely významných sesuvů aj.“ byla vyhotovena analýza dosavadních znalostí o úrovni obecných kritérií, majících vliv na vznik SN. Kriticky byly zhodnoceny přínosy moderních metod a byl definován jejich stupeň poznání pro výzkum chování a predikci svahových pohybů. V kontextu s výzkumem v zahraničí bude nezbytně nutné dále rozvíjet tyto moderní geovědní metody, jimiž lze hodnotit hlavní faktory spojené se vznikem SN jako např. 3D struktura, litologie, pevnostní charakteristiky hornin, vektory pohybu svahu, teplota a nasycení vodou horninového masivu aj. Nejdůležitějším parametrem v poznání chování svahových deformací je určení faktorů vzniku a vývoje svahových deformací, resp. jejich predikce. V rámci vlastního přínosu bude v následujících 5ti letech probíhat vlastní výzkum, resp. rozvoj inovativních metod s využitím state-of-the-art přístupů, jako je dálkový průzkum Země (LiDAR/DMR, satelitní data, UAV průzkum), geofyzikální výzkum, modelování a korelace v mechanice zemin popř. vývoj nových metod zaznamenávání, přenosu a automatického zpracování dat (IoT), který bude tyto parametry hodnotit a rozvíjet.

Součástí předložené zprávy je charakteristika hlavních kritérií vzniku svahových deformací a především popis, jakými metodami a postupy lze tato kritéria identifikovat a kvantifikovat.

Po této úvodní fázi projektu bude v rámci aktivity probíhat od 07/2021 do 11/2026 implementace moderních metod pro poznání kritérií vzniku SN, tedy vybrané metody budou dále rozvíjeny a postupy ověřovány v praxi.

Na základě dlouhodobých poznatků v oblasti výzkumu svahových deformací lze vyčlenit následující kritéria, která ovlivňují vznik a chování svahových deformací:

- 1) Rychlost pohybu
- 2) Morfologický tvar
- 3) Fyzikálně mechanické vlastnosti hornin a zemin
- 4) Mineralogické složení hornin a zemin
- 5) Hloubka zvětrávání (rozvolnění)
- 6) 3D struktura masivu
- 7) Nasycení masivu vodou
- 8) Typ vegetace
- 9) Teplota horninového masivu

Výše vyjmenovaná kritéria lze ověřovat, měřit a verifikovat různými moderními nástroji, které jsou využívány v rámci dálkového průzkumu Země, moderní mechaniky zemin, cílené geofyziky, popř. nových moderních metod zaznamenávání, přenosu a semiautomatického zpracování dat.

Součástí „Analýzy“ jsou 3 samostatné dílčí celky, které reflektují 3 směry poznávání kritérií, ovlivňující a řídící vznik a vývoj svahových deformací.

U každé z výzkumných metod jsou uvedeni její hlavní autoři pro případnou konzulzarní činnost.

2/ Rešerše metod dálkového průzkumu a zaměřování pro detekci, analýzu a monitoring sesuvů

2.1 ÚVOD

Dálkový průzkum Země (DPZ) patří mezi tradiční metody studia území charakteristických nestabilitou a sesouváním. Neustálý technický pokrok a s tím související dostupnost pokročilých technologií dálkového průzkumu Země přináší nové možnosti také v oblasti monitoringu a mapování svahových nestabilit. Tradiční výhodou metod DPZ je zejména možnost snímání rozsáhlých či jinak nepřístupných oblastí v kratším čase, než by tomu bylo při použití pozemních průzkumů. Jedním z nejdůležitějších parametrů oboru DPZ posledních let je však trend volného přístupu k datům, který stimuloval také zásadní rozvoj technologií zpracování dat DPZ a jejich analýzu. V oblasti monitoringu svahových nestabilit a poklesů terénu tak například vznikají veřejně dostupné platformy průběžně monitorující a vyhodnocující riziko sesouvání. Hlavním parametrem technologického pokroku je pak miniaturizace senzorů, která umožňuje využití bezpilotních letadel se senzory, které byly dříve doménou pouze leteckých či dokonce pouze družicových platforem. Miniaturizace se promítla také do technologie družicových nosičů, které jsou vypouštěny v konstelacích desítek identických družic schopných snímat stejné místo na povrchu Země v odstupu několika hodin. Díky tomu jsme schopni analyzovat v reálném čase vývoj přírodních katastrof, včetně sesuvů.

Rešerše metod DPZ a zaměřování pro detekci, analýzu a monitoring svahových nestabilit shrnuje současný stav poznání v tomto dynamickém oboru. Text shrnuje základní principy jednotlivých druhů snímacích technologií DPZ a zdůrazňuje možnosti jejich zpracování a analýzy za účelem získání informací o svahových nestabilitách. Samostatná kapitola se pak věnuje aktuálnímu přehledu družicových, leteckých a UAV platforem a jejich využití v oblasti monitoringu svahových nestabilit.

2.2 OPTICKÁ DATA (viditelné až krátké infračervené záření)

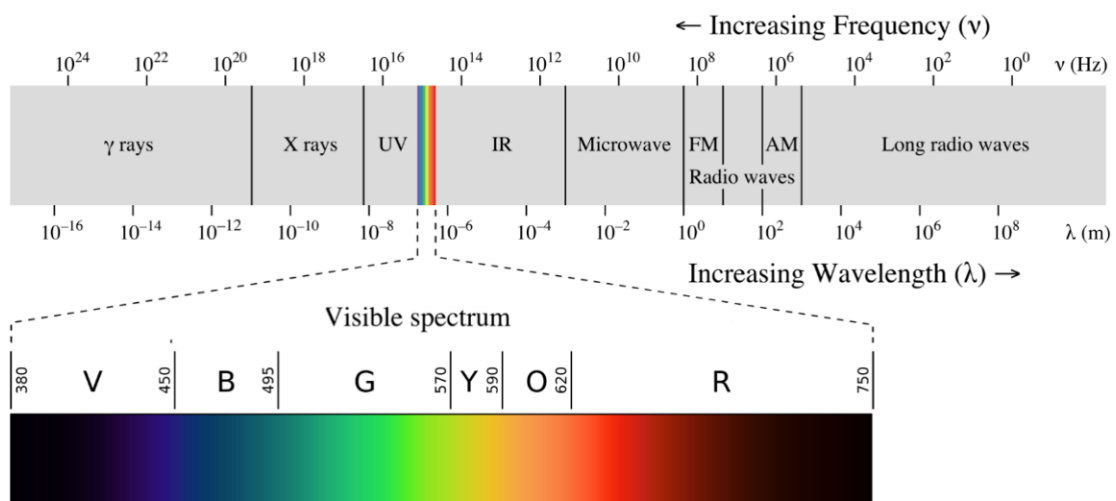
Jelének, J. – Hartvich, F.

Optická data snímaná letecky v podobě svislých nebo šikmých fotosnímků a stereosnímků byla šířeji využívána k mapování svahových nestabilit již od počátku 20. století. Zásadní rozšíření využití DPZ metod pro studium svahových nestabilit pak nastalo s rozvojem družicových optických dat. Jednalo se zejména o uvedení družic programu Landsat, které doposud poskytují nepřetržitou časovou řadu snímků od roku 1972. V případě svahových nestabilit jsou optická data využívána pro přímou vizuální a automatickou identifikaci nestabilit a jejich analýzu (Casagli et al., 2017).

2.2.1 Fyzikální principy

Základem detekce optických obrazových dat je zachycení energie přenášené elektromagnetickým (EM) zářením, jehož zdrojem je Slunce. Než je toto záření zaznamenáno senzorem, prochází zemskou atmosférou a interaguje se zemským povrchem (Jensen, 2007; Canty, 2010; Jones a Vaughan, 2010).

EM záření je tvořeno elektromagnetickými vlnami, jejichž délka definuje oblasti, které jsou charakteristické svými vlastnostmi a také využitím v DPZ (Obr. 2.1). Slunce vyzařuje kontinuální spektrum vlnových délek, od velmi krátkých vlnových délek (gamma záření) po dlouhé vlnové délky (radiové vlny). Nejvyšší intenzity dosahuje kolem vlnové délky 0,5 mikrometru (μm), kde se nachází viditelné zelené světlo.



Obr. 2.1 Elektromagnetické záření (Zdroj: Wikipedia.org).

Pro DPZ je významná **viditelná část spektra**, tedy rozsah vlnových délek, které dokáže zachytit lidské oko. Tato část však zaujímá pouze malý výsek celkové šíře EM spektra dopadajícího

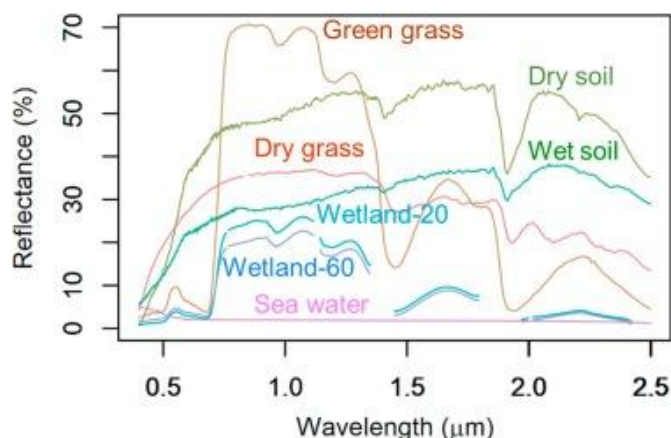
na zemský povrch. Vedle viditelné části spektra je pro analýzu optických dat pro studium svahových nestabilit využívána **infračervená část spektra**, která se vyznačuje delšími vlnovými délkami než viditelné světlo. I tuto část spektra lze zaznamenávat optickými senzory, a proto v případě využití optických dat hovoříme o viditelném a infračerveném světle (Tab. 2.1). Infračervené dlouhé vlny (LWIR), nebo také termální záření, jsou snímány pomocí speciálních senzorů schopných detekovat termální záření emitované snímaným povrchem (jejich využití pro studium svahových nestabilit je věnována Kap. 2.3).

Tab. 2.1 Přehled oblastí EM spektra, snímaných optickými senzory DPZ

OBLAST EM SPEKTRA	ROZSAH VLNOVÝCH DÉLEK [MIKROMETRY – μM]
FIALOVÉ SVĚTLO	0,38–0,45
MODRÉ SVĚTLO	0,45–0,495
ZELENÉ SVĚTLO	0,495–0,57
ŽLUTÉ SVĚTLO	0,57–0,59
ORANŽOVÉ SVĚTLO	0,59–0,62
ČERVENÉ SVĚTLO	0,62–0,75
BLÍZKÁ INFRAČERVENÁ (NIR)	0,75–1,4
INFRAČERVENÉ KRÁTKÉ VLNY (SWIR)	1,4–3
INFRAČERVENÉ STŘEDNÍ VLNY (MWIR)	3–8
INFRAČERVENÉ DLOUHÉ VLNY (LWIR, TERMÁLNÍ)	8–15

Pro studium svahových nestabilit jsou podstatné vlastnosti studovaného objektu – materiálu, jako je hrubost povrchu, vnitřní struktura, chemické složení apod., které ovlivňují interakci povrchu s dopadajícím EM zářením.

Různé druhy materiálů a povrchů se vyznačují unikátními vlastnostmi interakce s dopadajícím EM zářením. Tyto vlastnosti se projevují v množství odraženého, absorbovaného či propuštěného záření, přičemž se liší v závislosti na vlnové délce EM záření. Záznam intenzity odraženého záření (*Reflectance*) lze zobrazit pomocí **spektrální křivky**, která se, jak bylo řečeno, u různých materiálů liší (Obr. 2.2). Na obr. 2.2 je patrný rozdíl mezi intenzitou odraženého záření pro vodní hladinu a pro vegetaci, popř. pro suchou půdu. Vegetace se vyznačuje velkým rozdílem mezi intenzitou odrazivosti v oblasti červeného světla a blízkého infračerveného záření. Tato charakteristická vlastnost umožňuje jednoduchou identifikaci vegetace z optických dat DPZ a dále plní podstatnou úlohu při využití optických dat pro studium svahových nestabilit.



Obr. 2.2 Příklad spektrálních křivek vybraných povrchů (Ma et al., 2019).

Důležitým parametrem obrazových dat DPZ je jejich radiometrické, spektrální a prostorové rozlišení. Tyto parametry mají významný vliv na využití optických dat pro studium svahových nestabilit, kdy je třeba zvolit vhodný typ a zdroj dat v závislosti na rozsahu a charakteristice povrchu svahových nestabilit. **Radiometrické rozlišení** popisuje citlivost senzoru vůči dopadající intenzitě EM záření. Radiometrické rozlišení se udává v bitech a platí, že čím větší je bitová hloubka, tím je větší citlivost vůči změnám v dopadající intenzitě, a tedy i v podrobnosti snímaných dat. **Spektrální rozlišení** udává počet snímaných spektrálních pásem. Čím větší je počet snímaných pásem, tím se zvyšuje citlivost senzoru vůči změnám v odrazivosti sledovaného povrchu a tím se také zlepšuje schopnost studovat vlastnosti tohoto povrchu. **Prostorové rozlišení** udává velikost snímané plochy na zemském povrchu, která představuje jeden pixel (z angl. *picture element*, tedy jednu buňku obrazového rastru). Platí, že čím větší prostorové rozlišení, tím podrobnější jsou snímaná obrazová data (Obr. 3). Přehled dostupných druhů optických dat, včetně jejich rozdělení podle prostorového a spektrálního rozlišení a jejich vhodnosti pro studium svahových nestabilit je uveden v kapitole 7.



Obr. 2.3 Příklad segmentace sledovaného objektu na optických datech různého prostorového rozlišení (převzato z Kim a Yeom, 2015).

2.2.2 Metody zpracování a analýzy dat

Optické metody jsou zde rozděleny na tzv. *pixel-based* metody a na tzv. *object-based* metody. Zatímco *pixel-based* metody využívají pouze spektrální informaci obrazových dat, *object-based* metody využívají jak spektrální informace, tak i informace prostorové. Nezbytným krokem je však také předzpracování optických dat, které umožní vzájemnou porovnatelnost dat a tvorbu jejich derivátů využitých při analýze.

2.2.2.1 Předzpracování dat

Mezi kroky, které jsou využívány pro předzpracování dat, patří radiometrické kalibrace, atmosférické korekce, geometrické korekce a ortorektifikace. Tyto kroky umožní převést nasnímaná nezpracovaná data do podoby, která je využitelná pro jakoukoliv následující analýzu. V současné době se však již stává samozřejmostí, že velkou část nebo všechny tyto kroky provede pořizovatel dat. Uživatel již dostává kalibrovaná data projektovaná do vertikální projekce a usazená do geografických souřadnic. V současné době se také rozšiřuje dostupnost optických družicových dat opravené o vliv atmosféry (Landsat 8 a Sentinel-2).

Nejdůležitějšími korekcemi, se kterými se lze při analýze svahových nestabilit běžně setkat, a které mohou ovlivnit výsledky analýz, jsou proto atmosférická korekce a geometrické korekce. **Atmosférická korekce** převádí naměřené hodnoty na odrazivost na úrovni zemského povrchu (*Surface Reflectance*). K správnému provedení této korekce jsou zapotřebí údaje o obsahu vodní páry a aerosolů pro dané místo v době snímání. Vzhledem k mnohdy náročnému či nemožnému získání takových informací je k atmosférické korekci využíváno aproximace pomocí modelů radiativního transferu (Gao et al., 2009), které modelují vliv atmosféry na procházející EM záření. Pokud nejsou k dispozici žádné atmosférické údaje, lze využít empirické přístupy využívající parametry odvozené ze snímku (například *Dark Object Subtraction* – Chavez, 1988).

Geometrické korekce opravují distorze obrazu, způsobené interními a externími vlivy (Dave et al., 2015). Interními příčinami distorzí jsou chyby na straně snímače či platformy způsobené výkyvy v pohybu platformy či odchylkami ve snímání. Externí distorze jsou způsobeny změnami sledovaného objektu, zejména změnou topografie, zakřivení zemského povrchu. V případě družicových platform jsou některé jevy, například výkyvy platformy, zanedbatelné v porovnání s leteckými či UAV platformami. Distorze obrazu vlivem topografie jsou opraveny v rámci tzv. **ortorektifikace**, jejímž výsledkem je obraz s jednotným měřítkem po celé ploše snímku (Dave et al., 2015).

Součástí předzpracování optických dat pro studium svahových nestabilit je často také tvorba derivátů, které mají za cíl zdůraznit informaci obsaženou v optických datech tak, aby lépe napomohla identifikaci či analýze sesuvných území (Mohan et al., 2020). Výsledkem jsou analytické meziprodukty, které jsou následně využívány různými metodami identifikace svahových nestabilit. Mezi tyto deriváty se řadí zejména: zobrazení optických dat v **nepravých barvách** (tedy v jiné kombinaci, než je červená-zelená-modrá) (Lee, 2013), výpočet **spektrálních indexů** (Lin et al., 2004; Mondini et al., 2011; Amato et al., 2017; Lu et al., 2019), transformace spektrálních pásem pomocí **Analýzy hlavních komponent** (*Principal Component Analysis* – PCA) (Mondini et al., 2011; Martha et al., 2016; Lu et al., 2019), **Pansharpening** satelitních dat pomocí PAN pásma (Hölbling et al., 2017; Singh et al., 2020; Zhang et al., 2020) a **fúze optických dat** (Marcelino et al., 2009; Nikolakopoulos et al., 2014).

2.2.2.2 Analýza optických dat na bázi pixelu

Vizuální interpretace svahových nestabilit je nejjednodušším způsobem využití optických dat DPZ pro mapování sesuvných území a je také nejčastějším způsobem využívaným při inventarizaci národních databází svahových nestabilit (Stumpf et al., 2010; Tofani et al., 2013; Ma et al., 2016). Přes značnou časovou a personální náročnost se jedná o přesnou metodu, která díky lidskému vnímání využívá zároveň barvu, barevný tón, tvar, velikost, texturu, prostorové vzory, stíny a zejména osobní zkušenosti interpretujícího (Guzzetti et al., 2012). Vizuální interpretace však není vhodná při analýze rozsáhlých území, zejména při nutnosti rychlé identifikace svahových nestabilit vzniklých následkem přírodní katastrofy (Mohan et al., 2020). Nevýhodou vizuální interpretace je pak individuální subjektivita interpretujícího odborníka, jelikož všeobecná metodika a interpretační kritéria neexistují (Guzzetti et al., 2012). Při vizuální interpretaci nachází uplatnění řada produktů nepřímých metod, jako je zobrazení v nepravých barvách, transformace obrazu metodou PCA, spektrální indexy a zejména pansharpening (Liu et al., 2002).

Automatické metody využívají semi-automatických a automatických algoritmů k detekci svahových nestabilit. Tyto metody jsou na rozdíl od vizuální interpretace schopné detekce na libovolně velkém území a dokáží zpracovat velké množství optických dat (včetně časových řad) a zejména pak využít informaci všech spektrálních pásem, která není při vizuální interpretaci možná (Stumpf et al., 2010). Princip vychází zejména ze skutečnosti, že svahové nestability mohou změnit optické parametry zasaženého území (Guzzetti et al., 2012). Mezi základní metody patří semi-automatická **klasifikace obrazu**, kdy jsou využívány řízené a neřízené algoritmy rozřazující pixely obrazu do předem daného počtu tříd (Parker et al., 2011). V případě řízené klasifikace jsou předem stanoveny trénovací množiny, algoritmus následně rozřazuje pixely do tříd podle pravděpodobnosti. V případě neřízených algoritmů je celý proces řízen automaticky s tím, že uživatel většinou předem zadá cílový počet klasifikovaných tříd. Identifikace svahových nestabilit je v tomto případě většinou součástí klasifikace pokryvu zemského povrchu, a je tak v typicky středoevropské krajině omezena na rozeznání holé půdy či suti od vegetačního pokryvu. Tato metoda proto není vhodná pro mapování historických či pomalých svahových nestabilit (Borghuis et al., 2007, Mohan et al., 2020).

Velmi rozšířenou metodou je **detekce změny v obraze** (*Change detection*), která je založena na rozdílu dvou a více snímků téhož území pořízených v různém čase (Mohan et al., 2020). Tato metoda se také označuje jako časosběrná (time-lapse). Vstupem do této analýzy mohou být jak originální optická data, tak jejich různé deriváty, jako jsou například spektrální indexy a analýza hlavních komponent (Guzzetti et al., 2012). Velké množství prací se zabývalo využitím spektrálních indexů zaměřených na odlišení vegetace od holé půdy, zejména *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) k detekci nově vzniklých svahových nestabilit (Lin et al., 2004; Rau et al., 2007; Tsai et al., 2010; Yang a Chen, 2010; Mondini et al., 2011; Amato et al., 2017; Lu et al., 2019) a dalších poměrů pásem infračerveného pásma (Cheng et al., 2004). Využití spektrálního indexu je podmíněno stanovením rozsahu hodnot, který odděluje vegetaci od holé půdy. V případě detekce změny v rámci časové řady snímků lze formalizovat pravidlo pro výběr pixelu reprezentujícího nové sesuvné území. Tsai et al. (2012) publikovali příklad takového pravidla pro detekci svahových nestabilit po tajfunu Morakot na Taiwanu v roce 2009:

$$NDVI_{pre} - NDVI_{post} \geq 0,3 \wedge NDVI_{post} \leq 0,1$$

kde $NDVI_{pre}$ reprezentuje NDVI snímku před aktivací sesuvu a $NDVI_{post}$ reprezentuje NDVI snímku po sesunutí. Hraniční hodnoty však bývají stanoveny empiricky a často odpovídají

pouze danému zkoumanému území a použitým datům (Guzzetti et al., 2012). Výběr vhodných snímků pro porovnání je zásadní. V mírných zeměpisných šířkách je vzhledem k variabilitě vegetačního pokryvu v průběhu roku vhodné srovnávat snímky pořízené v podobné části roku (Guzzetti et al., 2012) a pořízené stejným senzorem. Nevýhodou této metody může být neschopnost odhadnout skutečný rozsah sesuvného území, jelikož změna typu plochy často nastává jen na části celkové plochy sesuvu (Chen et al., 2018). Z tohoto důvodu jsou zaváděny metody filtrace klasifikovaných ploch nebo zpřesnění výsledků pomocí jiných metod (Tsai et al., 2009).

Korelace optických obrazových dat umožňuje analyzovat kinematiku svahové nestability, jejím výsledkem je rychlost a směr pohybu (Mazzanti et al., 2020). Tato metoda je založena na obrazové korelaci dvou a více snímků a je tak vhodná pro dlouhodobou analýzu sledovaného sesuvného území (Tofani et al., 2013). Principem metody je porovnávání snímku před událostí a po události pomocí rotujícího okna. V rámci tohoto okna jsou vyhledávány stejné vzory pixelů s vysokou intenzitou odrazu záření. Velikost tohoto okna je volitelná a do značné míry ovlivňuje změřené hodnoty posunu. Velikost okna je proto třeba přizpůsobit rozsahu sledovaného jevu a očekávané rychlosti jeho pohybu (Caporossi et al., 2018). Základní podmínkou pro tuto metodu je pak přesná koregistrace porovnávaných snímků. Citlivost této metody je subpixelová a závisí na prostorovém rozlišení použitých optických dat (Yang et al., 2020). Obrazová korelace byla tradičně využívána pro sledování tektonických pohybů či pohybu ledovců, a to zejména díky tomu, že lze využít také radarových dat, která byla pro tyto aplikace vhodnější. Obrazová korelace byla proto doménou leteckých a pozemních obrazových dat, avšak se zvýšenou dostupností družicových dat s vysokým rozlišením a dat pořízených bezpilotními letadly (UAV) se také rozšiřuje využitelnost této metody (Tofani et al., 2013; Dille et al., 2021). Mezi nejužívanější algoritmy patří *COSI-Corr*, implementovaný v softwaru ENVI (Yang et al., 2020). Podobný algoritmus lze nalézt také ve volně dostupném softwaru SNAP od Evropské kosmické agentury (ESA).

2.2.2.3 Objektově založená analýza obrazu

Druhým pohledem na analyzované území je objektový přístup pomocí **Objektově orientované analýzy obrazu** (OBIA), která přistupuje k sesuvnému území jako ke komplexnímu objektu (Cao et al., 2016). OBIA využívá řadu metod, jako je segmentace obrazu, filtrace hran, spektrální analýza a klasifikace obrazu, které jsou implementovány prostřednictvím rozhodovacích stromů (Guzzetti et al., 2012; Prakash et al., 2020). V rámci rozhodovacích stromů lze uplatnit například spektrální indexy – zejména NDVI a *Normalized difference Water Index* (NDWI) (Cao et al., 2016; Amato et al., 2017), digitální model terénu a jeho deriváty (Cao et al., 2016; Hölbling et al., 2017) nebo PCA (Martha et al., 2016).

Úspěšnost detekce celkového rozsahu svahové nestability je neustále posouvána také díky využití **algoritmů strojového a hlubokého učení** (*Machine learning, Deep learning*). Tyto algoritmy posouvají jak pixelové metody (detekce změny v obraze, klasifikace obrazu), tak objektové metody (například *Region-based Convolution Neural Network*) (Mohan et al., 2020). Hlavní výhodou těchto algoritmů je vyšší výkonnost při práci s objemnými daty (například hyperspektrálními) nebo při využití vícero vstupních dat různého typu (například optická data, VHR optická data, digitální model terénu, atd.) (Chen et al., 2018; Lu et al., 2019; Mohan et al., 2020; Prakash et al., 2020; Yu et al., 2020).

2.2.3 Shrnutí výhod a nevýhod metod optických dat

Hlavní výhody použití optických dat při výzkumu a sledování svahových pohybů:

- Optická data jsou nejrozšířenějším a nejdostupnějším typem dat DPZ.
- Senzory mohou být umístěny na širokém spektru nosičů (od UAV po družice).
- V závislosti na spektrálním rozlišení lze kvantitativně zkoumat vlastnosti povrchu a získávat tak informace o změnách těchto vlastností vlivem svahové nestability.
- Kombinace spektrálních kanálů může přinést i nepřímé informace (stav vegetace, vlhkost).
- Metody založené na bázi pixelu (klasifikace, detekce změny v obraze) jsou jednoduše implementovatelné díky široce dostupným softwarům a nástrojovým sadám. Jejich přesnost je dobrá, pokud se v obraze vyskytují převážně změny způsobené svahovými nestabilitami (Casagli et al., 2017).
- Objektově orientované analýzy obrazu běžně dosahují větších přesností než metody na bázi pixelu díky zapojení různých typů dat a přístupů (Casagli et al., 2017). Pomocí objektově orientované klasifikace lze také rozlišit jednotlivé druhy svahových nestabilit (Martha et al., 2010).

Nevýhody použití optických dat při výzkumu a sledování svahových pohybů:

- Závislost na výskytu oblačnosti, světla nebo jiných atmosférických překážek v místě snímání, která může pro určité oblasti v závislosti na topografii a lokálním klimatu znamenat málo příležitostí k pořízení optických dat.
- Metody založené na bázi pixelu (klasifikace, detekce změny v obraze) nejsou jednoduše aplikovatelné v případě, že se svahové nestability vyskytují v oblastech s různými změnami povrchu (například kácení lesů, změny využití polí, výstavba, atd.) (Casagli et al., 2017).
- Objektově orientované analýzy obrazu mají nevýhodu v nezbytnosti využití relativně nákladného softwaru.
- Rozlišení klesá se vzdáleností od snímače; některá data mají malé rozlišení pro využití detekce svahových nestabilit.
- Velkou překážkou je vegetace, zejména v mírném a tropickém pásmu.
- Další výhody a nevýhody vycházejí z využitých senzorů a platforem, které jsou popsány v kapitole 2.7.

2.3 TERMÁLNÍ DATA (INFRAČERVENÉ ZÁŘENÍ)

Koucká, L. – Blahůt, J.

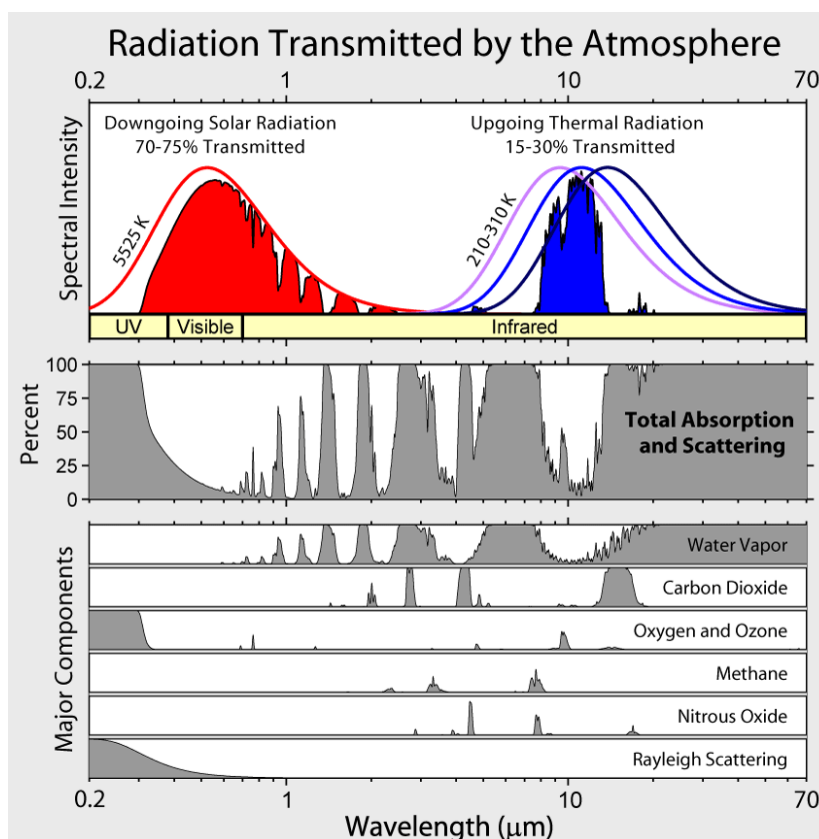
Termální obrazová data zobrazují teplotní rozložení povrchu Země. Tato data získaná distančně nabízejí důležitý zdroj informací k pozorování povrchových teplot krajiny, včetně měst či oceánů. Vývoj technologií zejména v posledních dvou desetiletích umožnil termální data využívat k analýze lokálních jevů, jako jsou např. lesní požáry, tepelné ostrovy měst nebo průmyslové úniky tepla. Data jsou využívána také k analýze vlhkosti území, mineralogickému mapování, hledání vodních zdrojů atp. (Prakash, 2000; Zemek et al., 2014).

V 90. letech 20. století se objevily první studie využívající termální data ke zkoumání sesuvných území. Termální senzory se ovšem začaly v této oblasti výzkumu více používat až na začátku nového tisíciletí, kdy již nabízely cenově dostupný a efektivní nástroj k získání dat. Z počátku odborníci využívali zejména pozemních termálních kamer, postupně jsou ale stále

více používány satelitní a letecká data, která díky vývoji technologií dosahují vysokého prostoro-
rového rozlišení. Mezi nejmodernější senzory lze pak zařadit termální kamery uzpůsobené na
UAV (drony), které nabízejí ještě více možností využití. Termální data v oblasti zkoumání se-
suvů a jiných typů svahových pohybů, se využívají např. k analýze rozpraskání horninového
masivu, k detekci ploch s nižší pevností, k mapování puklin ve skalních horninách (možného
skalního sesuvu či skalního říčení), nebo k mapování míst s různou vlhkostí indikující přítom-
nost akumulace vody nebo pramenů (Frodella et al., 2017).

2.3.1 Fyzikální principy

Tepelné záření lze pozorovat na vlnových délkách 3–14 μm . Pokrývá tak oblast infračerveného
záření středních a dlouhých vln elektromagnetického spektra. V tomto rozsahu jsou definována
dvě atmosférická okna (oblasti elektromagnetického záření s vysokou propustností atmosféry),
kdy v prvním – na středních vlnových délkách 3–5 μm – je společně s tepelným zářením de-
tekovatelné i odražené sluneční záření proudící na kratších vlnových délkách. Tato kapitola se
zaměřuje na tepelnou energii pozorovatelnou v druhém atmosférickém okně 8–14 μm , kde již
termální senzory zaznamenávají pouze tepelné záření (Obr. 2.4).



Obr. 2.4 Pozice atmosférických oken a oblast EM spektra snímaná termálními senzory
(zdroj: Wikipedia.org)

Senzory snímající termální data zaznamenávají tepelné záření, které je vyzařováno z povrchu
objektů. To je hlavní rozdíl oproti optickým datům, kde probíhá záznam odražené radiance.

Obecně lze říci, že všechna tělesa s teplotou vyšší, než je hodnota absolutní nuly ($0 \text{ K} = -273^\circ\text{C}$), produkují tepelné záření. Objekty na zemském povrchu jsou ovlivněny zejména energií planety Země, jejíž průměrná teplota se pohybuje okolo 300 K ($26,85^\circ\text{C}$). Nejvyšší intenzity tepelného záření je pak dosaženo přibližně na vlnové délce $9,7 \mu\text{m}$.

Sluneční záření dopadající na objekty působí na emitované tepelné záření částečně. Část slunečního záření je tělesem absorbována a přeměněna na kinetickou energii, která je zpětně vyzařována. Termální senzory zaznamenávají **intenzitu toku tepelného záření**, abychom z těchto dat získali povrchové teploty, je nutné porozumět fyzikálním principům tepelného záření.

Vztah mezi povrchovou teplotou tělesa a intenzitou zářivého toku je definován pomocí Stefan-Boltzmannova zákona, z něhož vyplývá, že objekt s vyšší povrchovou teplotou vyzařuje více energie než objekt s chladnější teplotou. Vlnovou délku, na které těleso vykazuje maximální intenzitu záření, stanovuje Wienův posunovací zákon, z něhož plyne, že čím je objekt teplejší, tím se maximální intenzita tepelného záření posunuje do kratší vlnové délky. Pomocí Planckova zákona, který zahrnuje oba výše zmíněné principy, lze poté definovat hodnotu záření na konkrétní vlnové délce. Míra schopnosti záření takovýchto těles je stanovena jejich **emisivitou**.

Reálná emisivita tělesa je definována jako poměr vyzařované energie skutečného objektu vůči záření černého tělesa při stejné teplotě. Zároveň dle Kirchhoffova zákona lze u neprůhledných a neprůsvitných povrchů emisivitu stanovit jako doplněk hodnoty odrazivosti do hodnoty 1. Emisivita skutečných objektů se tak pohybuje v rozpětí $0-1$. Obecně lze konstatovat, že vysoká hodnota emisivity indikuje vysokou absorpci povrchu, který poté záření emituje, a naopak nízkých hodnot emisivity dosahují objekty, které záření spíše odráží. Emisivita povrchu objektu představuje důležitý faktor, který je zapotřebí ke zjištění skutečné teploty povrchu z termálních dat měřených distančně. Pomocí Stefan-Boltzmannova zákona je možné hodnoty toku tepelného záření zaznamenané termálním senzorem přepočítat na hodnoty teploty. Po aplikaci emisivity jednotlivých materiálů lze poté získat skutečné povrchové teploty objektů, které odpovídají teplotám získaným měřeními kontaktními přístroji.

Hodnoty emisivity různých druhů povrchů lze najít ve zveřejněných tabulkách. Tyto hodnoty jsou získány laboratorním měřením, které nemusí odpovídat reálným vlastnostem povrchu. Jedná se zejména o úpravu a drsnost povrchu objektu, ale také o úhel záření, které ovlivňují výslednou emisivitu. V případě, kdy je vyžadováno získání přesných hodnot povrchových teplot, je nutné provést detailní měření k získání emisivity zájmových objektů, které lze provést například pomocí multispektrálního nebo hyperspektrálního spektrometru.

Termální data jsou ovlivněna i dalšími vlastnostmi snímaných povrchů. Jedná se o **tepelnou vodivost, tepelnou kapacitu a tepelnou setrvačnost** materiálů. Díky definování těchto vlastností lze data pořizovat během dne i noci. Na druhou stranu je nutné při výběru denní doby a povětrnostních podmínek na pořízení dat počítat s jejich vlivem. Obecně, horniny s vyšší tepelnou setrvačností, jako jsou např. pískovce, vykazují menší variabilitu teplot během dne, na rozdíl od hornin s nižší setrvačností jako jsou např. břidlice. Důležitou roli u povrchové teploty představuje také voda, která se podílí na přenosu a transformaci energie. Na povrchu objektu může docházet ke kondenzaci, výparu, mrznutí nebo tání vody. Výskyt vody v krajině např. ve formě průsaku lze detekovat vizuálním srovnáním, jelikož odpařování vody z povrchu způsobuje jeho ochlazování (Frodella et al., 2017). Aspekt vody souvisí zároveň i s vlivem atmosféry, která ovlivňuje data zejména při pořízení senzory umístěnými na satelitech nebo letadlech. Před analýzou termálních dat je tedy nutné mimo jiné provést atmosférickou korekci.

2.3.2 Metody zpracování a analýzy dat

Termální senzory, obdobně jako optické, produkují data v surové podobě ve formě DN hodnot (*Digital Number*). K tomu abychom byli schopni data dále analyzovat a správně interpretovat, je zapotřebí získat hodnoty povrchové teploty v °C nebo v K, provést geometrické korekce a odstranit vliv atmosféry.

Geometrické korekce, které odstraňují distorzi pořízených obrazových dat, probíhají totožně jako u dat optických (viz kapitola 2.2).

Radiometrická kalibrace převádí DN na teplotní hodnoty v úrovni senzoru. Digitální hodnoty zaznamenané termálním senzorem jsou lineárně závislé na energii záření dopadající na senzor. Lze je tak přepočíst dle následující rovnice:

$$L = a + b \times DN,$$

kde proměnné *a* a *b* představují kalibrační koeficienty. Tyto koeficienty je možné získat laboratorně – často jsou již obsaženy v řídicím systému termokamery, která automaticky hodnoty přepočítává na teplotu (Zemek et al., 2014; Kuenzer a Dech, 2013).

Atmosférická korekce odstraňuje vliv atmosféry a umožňuje tak získání hodnot teploty na povrchu Země. Atmosféra, která je ve spektrální oblasti termálního záření 8–14 μm ovlivněna zejména vodní párou, způsobuje zpomalení přenosu emitované energie a zároveň je zdrojem tepelného záření. Kalibraci **širokopásmových termálních dat**, která zaznamenávají spektrální oblast termálního záření pomocí jedné hodnoty (jednoho spektrálního pásma), lze provést za pomoci rovnice radiačního přenosu (Kuenzer a Dech, 2013; Zemek et al., 2014). Do této rovnice vstupuje několik parametrů, které se mohou u jednotlivých typů senzorů lišit. Jeden z největších výrobců termálních kamer FLIR pracuje s následujícími parametry:

- emisivita snímaného objektu – při snímání krajiny se často nastavuje hodnota emisivity okolo 0,95–0,98, tak aby přibližně odpovídala rozložení typů povrchu na zájmovém území (Morello, 2018; Zemek et al., 2014);
- vzdálenost senzoru od objektu;
- vlhkost vzduchu;
- teplota okolí objektu;
- teplota atmosféry;
- teplota externí optiky – pokud se nosič termálního senzoru pohybuje do 300 m nad povrchem Země, používá se nastavení teploty okolí snímaného objektu; v případě výšky vyšší je nutno teplotu okolí senzoru zjistit.

Druhým typem termálních dat jsou **hyperspektrální termální data**, u nichž je provedení atmosférické korekce náročné a je tak využíváno modelů radiačního přenosu záření, které modelují průchod záření atmosférou. Stejně jako u optických dat se k atmosférické korekci termálních hyperspektrálních dat využívá např. model MODTRAN (Zemek et al., 2014).

Kalibrovaná data je možné dále využívat a analyzovat. U termálních dat se obecně využívá dvou přístupů. **Kvalitativní přístup** analyzuje data pomocí vizuálního porovnávání, kdy dochází k hledání teplotních rozdílů zejména u povrchů se stejným typem pokryvu. Druhým přístupem je **metoda kvantitativní**, kdy je zájmová oblast analyzována na základě absolutních hodnot teploty. Při výzkumu svahových pohybů se využívá zejména vizuální interpretace, pomocí které lze detekovat např. vlhké oblasti (průsak) nebo nestabilní části horninového masivu s nižší pevností (Frodella et al., 2017; Zemek et al., 2014; Loche et al., 2021).

2.3.3 Shrnutí výhod a nevýhod metod termálních dat

Využití termálních dat k monitoringu a zkoumání sesuvných oblastí přináší své výhody i nevýhody. Mezi výhody lze zařadit (Frodella et al., 2017; Melis et al., 2020):

- Pořízení termálních dat není závislé na externím zdroji záření, díky tomu je možné zaznamenávat data v denních i nočních hodinách.
- Pořízení termálních dat pomocí metod DPZ nevyžaduje vstup na nebezpečná území např. při průzkumu aktivních svahových pohybů.
- Termální data přináší nové možnosti analýz nestabilních oblastí, zejména při zkoumání vlhkosti a morfologické struktury horninového masivu.

Nevýhody využití termálních dat jsou následující:

- Možnosti využití termálních dat je limitováno kvalitou senzorů.
- Přesnost hodnot povrchové teploty se odvíjí od velkého množství parametrů, které mohou být v případě nesprávného nastavení příčinou chybovosti.
- Prostorové rozlišení termálních dat je zpravidla horší než prostorové rozlišení optických dat.

2.4 LIDAR – DATA LASEROVÉHO SKENOVÁNÍ

Blahůt, J. – Jelének, J.

2.4.1 Fyzikální principy

LiDAR z anglického „*Light Detection And Ranging*“, neboli laserové skenování je nejmodernější metodou sběru 3D dat o zemském povrchu. Ke sběru dat je využíván laserový paprsek vyslaný z přístroje (skeneru), který se odrazí od skenovaného povrchu a jeho odraz je zaznamenán zpátky v přístroji. Jedná se tedy o aktivní metodu sběru dat. Jedná se také o neselektivní určování prostorových souřadnic povrchu skenovaného objektu a jejich ukládání do paměti. Vlastní měření se provádí skenerem automaticky, pomocí předem nastavených parametrů měření. Výsledkem měření je tzv. mračno bodů.

Skenery jsou přístroje, které určují prostorovou polohu bodů, obvykle na principu prostorové polární metody. To znamená, že k určení prostorové polohy bodu P je nutné znát vzdálenost měřeného bodu (d) od skeneru, vodorovný či horizontální (ω) a svislý či zenitový úhel (ζ). Vzdálenost měřeného bodu se získá z časového nebo fázového rozdílu vyslaného a odraženého signálu laserového paprsku. Prostorové úhly se získávají z polohy rotujícího (kmitajícího) zrcadla nebo hranolu, které směřuje laserový paprsek ven z přístroje. Prakticky se skenery skládají z: 1) laserové jednotky (emitoru a detektoru laserového záření); 2) optické a mechanické soustavy (zrcadla/hranolu a jejich součástí); 3) počítače a doplňkově také z digitálního fotoaparátu (4). Rychlost skenování dosahuje běžně tisíců až stovek tisíců bodů za sekundu.

Rozdělení skenerů je možné na základě: (i) principu měření; (ii) dle zorného pole; (iii) podle dosahu; (iv) přesnosti a (v) nosiče.

Dělení dle principu měření:

Pulsní skenery pracují následovně: laser vyšle světelný paprsek, počítač zaznamená čas vyslání světelného impulsu, polohu skeneru a jeho orientaci v prostoru (natočení, naklopení a naklonění) a dále úhel, pod kterým byl světelný paprsek vyslán. Paprsek se odráží od překážek na zemském povrchu (stromy, stavby, povrch terénu, ...) a vrací se zpět. Detektor zaznamenává pří-

chod záření, počítač zaznamenává čas příchodu odrazů a jejich intenzitu. Poloha bodu (od kterého se paprsek odrazil) se vypočte z časového rozdílu mezi vysláním a příjmem světelného impulsu, ze známé polohy nosiče a jeho orientace v prostoru a známého směru, kam byl paprsek vyslán (Rauch, 2006). Pro výkon laseru při zkoumání SN s hustým vegetačním pokryvem je pak zásadní schopnost dosahovat většího množství odrazů. Pro tyto úlohy je pak nutné volit přístroje s odpovídajícími vlastnostmi.

Fázové skenery oproti tomu využívají fázový posun signálu. V tomto případě skener vyzařuje laserový paprsek obdobně jako v předchozím případě, ten je ale modulován harmonickou vlnou. Vzdálenost skeneru od povrchu se pak vypočte z fázového rozdílu mezi vyslanou a přijatou vlnou (Mikita, 2014). Fázové skenery bývají přesnější než pulsni.

Dle zorného pole dělíme skenery na kamerové a panoramatické. Kamerové skenery zaznamenávají, podobně jako digitální kamery pouze povrch v jejich zorném poli, kdežto panoramatické skenery se pohybují na stativu a jsou schopné kontinuálního skenování ve vodorovné ose 360° a ve svislé ose nejčastěji okolo 120°, ale i 270°.

Při dělení dle dosahu rozlišujeme (Štroner, 2008):

- skenery s velmi krátkým dosahem D1 (0,1m až 2 m),
- skenery s krátkým dosahem D2 (2 m až 10 m),
- skenery se středním dosahem D3 (10 m až 100 m),
- skenery s dlouhým dosahem D4 (100 m až stovky m).

Při dělení dle přesnosti rozlišujeme skenery (Štroner, 2008):

- s vysokou přesností P1 (0,01 mm až 1 mm),
- s přesností P2 (0,5 mm až 2 mm),
- s přesností P3 (2 mm až 6 mm),
- s přesností P4 (10 mm až 100 mm).

Dělení dle nosiče (Jaboyedoff et al., 2012):

- Pozemní skenery (*Terrestrial Laser Scanner – TLS*) se používají pro skenování menších území o rozsahu do stovek až max. tisíců m², např. skalních výchozů, odlučných a lomových stěn.
- Letecké skenery (*Aerial Laser Scanner – ALS*) se používají pro získávání dat o povrchu terénu větších území o rozsahu až tisíců km², např. jednotlivých regionů, horských oblastí apod. Lze je ale rovněž využít pomocí UAV, kdy je možné skenovat svahové deformace o větším plošném rozsahu, při kterém by využití TLS bylo ne-ekonomické nebo nemožné.
- Mobilní skenery (*Mobile Laser Scanner – MLS*) se používají na mobilních nosičích – nejčastěji automobilech pro skenování liniových prvků terénu (nejčastěji liniových staveb a jejich okolí).

Obecně platí, že skenery s kratším dosahem mají vyšší přesnost (Štroner, 2008). Jedná se nejčastěji o skenery využívané při výrobě a dalších procesech v oblasti průmyslu.

U výkonných systémů se jako zdroje záření skeneru používají pevnolátkové lasery rubínové, u méně výkonných pak lasery diodové (Rauch, 2006). Nejčastěji se používají lasery o vlnových délkách v oblasti viditelného (632 až 635 nm a 650 nm = červená, 532 nm = zelená) a blízkého IR spektra (780 až 815 nm) (Štroner, 2008).

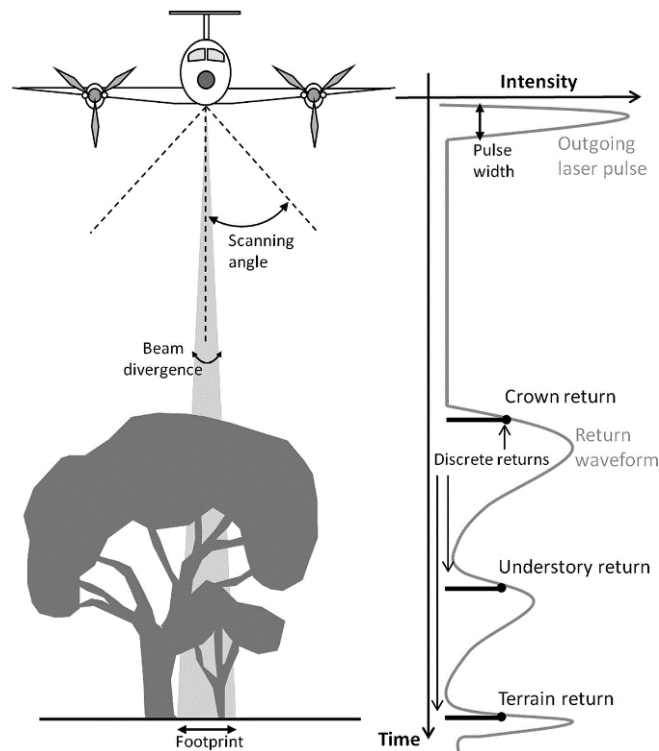
Zásadním vlivem působícím na skenování představuje povrch měřeného objektu, resp. jeho odrazivost (reflektivita). Zatímco světlé a lesklé povrchy mají reflektivitu vysokou (více než 85 %). Tmavé matné povrchy ji mohou mít i méně než 10 %. To spolu s geometrií povrchu ske-

novaného tělesa nejzásadněji ovlivňuje kvalitu získaných dat. Podobně jako v případě fotogrammetrie je nutné použít tzv. identické body (obdoba vlčovicových bodů v klasické fotogrametrii) pro správnou georeferenci získaných dat. V současné době je však také běžná přímá georeference snímaných dat, která díky technologii GNSS RTK či PPK dosahuje prostorové přesnosti v řádech cm.

2.4.2 Zpracování dat

Mezi hlavní kroky při zpracování dat laserového skenování patří:

- 1) **Čištění (filtrace a redukce) dat.** Jedná se o odstranění odrazů v prostoru mezi skenovaným povrchem a skenerem (lidé, prach, déšť), odstranění chyb měření – šum, vícenásobných odrazů a odstranění nepotřebných bodů (naskenovaných a nepotřebných pro zpracování).
- 2) **Registrace (spojování) skenů.** Jedná se o spojování skenů (mračen bodů) získaných na jednotlivých stanoviskách. Např. v případě skenování dlouhého skalního výchozu je nutné pro zachování dostatečné přesnosti a podrobnosti skenovat z více stanovisek. Spojování probíhá nejčastěji dvěma způsoby, a to pomocí identických bodů nebo použitím algoritmů na základě vzájemného překryvu.
- 3) **Georeferencování skenů.** Georeferencování může proběhnout již při spojování skenů nebo v postprocessingu.
- 4) **Klasifikace skenů.** Klasifikace je prováděna pro potřeby rozlišení jednotlivých částí povrchu na jednotlivé skupiny. Jedná se nejčastěji o holý povrch, vegetaci a antropogenní tvary (stavby, komunikace, produktovody, atd.). V případě odstranění vegetace je proces klasifikace založen na vícenásobném zpětném odrazu, kdy lze přesně rozlišit první odraz (koruna stromu), poslední odraz (povrch země) a mezilehlé odrazy (využívány ke klasifikaci podrostu) (Obr. 2.5).
- 5) **Tvorba derivátů.** Ze zpracovaných mračen bodů lze následně vytvořit jejich deriváty. V případě nadměrného množství dat je možné mračna bodů zředit. Další možností je vektorizace povrchu aproximací (proložením) bodů geometrickými křivkami, plochami a tělesy (tzv. matematickými primitivy; Štroner, 2008) nebo využitím mnoha plošek – trojúhelníků. Lze tak získat 3D konstrukci sítí, resp. ploch (*3D Mesh, Triangulated Irregular Network – TIN*). Pro rozsáhlejší, méně složitá či plochá území se nejčastěji z bodových mračen vytvářejí rastrové výstupy ve formátu pravidelné čtvercové sítě, zpravidla o rozlišení v intervalu 1 až 10 m. Při snímání malých území s použitím UAV je však protorová přesnost v řádu cm až dm. Výstupem může být digitální model povrchu (*Digital Surface Model – DSM*) na kterém jsou zachovány stavby a vegetace, nebo digitální model reliéfu (*Digital Elevation Model – DEM*), který představuje povrch bez staveb a vegetace. Možností je rovněž obarvení mračna bodů skutečnými barvami povrchu z digitální fotografie.



Obr. 2.5 Schéma prostupu laserového paprsku hustou vegetací (převzato z Schumacher a Christiansen, 2020).

6) **Analýza dat** laserového skenování je v rámci studia sesuvných území zaměřena zejména na využití zmíněného DEM a dalších derivátů na jeho bázi, jako je stínovaný reliéf a mapa sklonitosti (Gorsevski et al., 2016). Díky zmíněným schopnostem laserového paprsku proniknout hustou vegetací na zemský povrch, je možné vytvářet digitální modely reliéfu i pro sesuvná území hustě pokrytá vegetací (van den Eeckhaut et al., 2007; Jaboyedoff et al., 2012). DEM a jeho deriváty nacházejí využití především jako pomocná vrstva při metodách zmíněných v kapitole 2.2 (vizuální detekce, semi-automatická klasifikace, detekce změny v obraze, objektová klasifikace).

Pro práci s daty laserového skenování je zpravidla nutné využít softwaru dodávané se skenery, umožňující většinou základní zpracování naměřených dat. Pro další zpracování, měření a vizualizaci však existuje celá řada volně dostupných (freeware) programů, jako je např. *CloudCompare*, *Blender*, *MeshLab* nebo *FreeCAD*.

2.4.3 Shrnutí výhod a nevýhod metod LiDAR dat

Hlavní výhody použití dat získaných ze zařízení LiDAR při výzkumu a sledování svahových pohybů:

- Rychlé získání velkého množství prostorových informací.
- Vysoká polohová přesnost získaných dat (v řádu mm až prvních cm pro TLS, a v řádu prvních desítek cm v případě ALS).
- V případě opakovaného skenování stejného území lze dobře rozlišit pohyby až v řádu centimetrů.

- Schopnost identifikovat sesuvy hustě pokryté vegetací (van den Eeckhaut et al., 2007).
- Vhodný pro přesné skenování i subvertikálních sesuvů a skalních řícení.

Laserové skenování má ovšem i některé nevýhody:

- Relativně výpočetně náročnější zpracování dat.
- Možnost získat velké množství nevyužitelných dat (prostorové nároky na jejich uložení a zpracování).
- Vysoké náklady na pořízení leteckých dat (v milionech Kč).

2.5 RADAROVÁ DATA (SAR)

Fárová, K. – Jelének, J. – Lazecký, M.

2.5.1 Fyzikální principy

Radarová obrazová data vznikají aktivním snímáním zemského povrchu, kdy není zaznamenáváno odražené sluneční záření, ale senzor má vlastní zdroj energie. Nejprve je z družice či letadla vyslán impuls mikrovlnného záření, který se odrazí od zemského povrchu a poté je detekován anténou na jeho nosiči. Typickým zástupcem DPZ v mikrovlnné části spektra je radar se syntetickou aperturou (SAR), který zaznamenává intenzitu a fázi zpětného odrazu vyslaného impulsu. Principem syntetické apertury je umělé prodloužení antény díky pohybu nosiče, které umožňuje dosáhnout podrobnějšího prostorového rozlišení.

Elektromagnetické vlny s délkou od 1 cm do 1 m pronikají oblačností a činí tento typ snímání nezávislým na počasí a denní době. Další výhodou je plná kontrola nad vyslaným signálem (vlnová délka, polarizace, úhel dopadu), která umožňuje přizpůsobení senzoru požadovaným aplikacím. Radarová data mají dvě složky – **amplitudu** (též intenzitu) zpětně odraženého signálu, přičemž platí, že $\text{intenzita} = \text{amplituda}^2$, a **fázi**. Metody zpracování radarových dat se pak liší právě orientací na jednu z těchto složek.

Podle vlnové délky se rozlišují **radarová pásma**, která se konvenčně označují velkými písmeny (Tab. 2.2). Sensory využívané pro snímání povrchu družicemi, letadly i UAV jsou obvykle v pásmu C, X nebo L.

Tab. 2.2 Radarová pásma (převzato z <https://www.usgs.gov/centers/eros>).

Radarové pásmo	Rozsah frekvence (GHz)	Odpovídající rozsah vlnové délky (cm)
P	0,2–1,0	130–30
L	1,0–2,0	30–15
S	2,0–4,0	15–7,5
C	4,0–8,0	7,5–3,75
X	8,0–12,5	3,75–2,40
Ku	12,5–18,0	2,40–1,67
K	18,0–26,5	1,67–1,13
Ka	26,5–40,0	1,13–0,75

Vyslaný signál a jeho zaznamenání po odrazu od zemského povrchu se může omezit na určitou polarizaci. **Polarizace** může být buď vertikální (V) nebo horizontální (H) a existují tak 4 kombinace vysílání a příjmu: HH, VV, VH, HV. Ne všechny družice dokáží pořizovat záznamy ve všech 4 typech polarizace (tzv. quad pol či full pol) a ty, které ano, v tomto módu nepracují stále. Nejčastěji jsou data pořizována v tzv. cross polarizaci (VH nebo HV) nebo jen v jedné tak, aby vyslaný i přijatý signál měl shodný typ (VV nebo HH, tzv. co-pol). Při zpracování dat se využívá předpokladu, že různé druhy povrchů při odrazu mění či nemění polarizaci signálu. Podrobněji o tématu pojednává Kap. 2.5.2.4.

2.5.2 Metody zpracování a analýzy dat

V této kapitole jsou popsány metody založené na **fázi** radarových dat, tedy radarová interferometrie (Kap. 2.5.2.1 a 2.5.2.2), a dále na **amplitudě**, kam jsou zařazeny techniky sledování změn pomocí obrazové korelace (Kap. 2.5.2.3) a nakonec **polarimetrie** (Kap. 2.5.2.4).

2.5.2.1 Diferenční interferometrie (DInSAR)

Principy interferometrie a diferenční interferometrie

DInSAR je metoda, pomocí které lze získat informace o deformacích zemského povrchu s milimetrovou přesností. Vychází z rozdílu fáze dvojice radarových snímků pořízených z téměř shodné polohy družice s určitým časovým odstupem. K rozdílu fáze ($\Delta\phi$) přispívají kromě deformačních změn na povrchu $\Delta\phi_{\text{displacement}}$ další proměnné (Hanssen, 2001):

$$\Delta\phi = \Delta\phi_{\text{flat}} + \Delta\phi_{\text{height}} + \Delta\phi_{\text{displacement}} + \Delta\phi_{\text{atmosphere}} + \Delta\phi_{\text{noise}}$$

kde $\Delta\phi_{\text{flat}}$ je příspěvek zakřivení Země, $\Delta\phi_{\text{height}}$ je příspěvek topografie, $\Delta\phi_{\text{atmosphere}}$ je vliv atmosféry a $\Delta\phi_{\text{noise}}$ je zbytkový šum. Běžným cílem DInSAR je co nejvíce eliminovat všechny složky interferometrické fáze kromě $\Delta\phi_{\text{displacement}}$. Při základním postupu zpracování (konvenční DInSAR) dochází k odečtení vlivu zakřivení Země a topografie. Příspěvek atmosféry lze odhadovat jen při použití pokročilých multitemporálních metod (viz následující kapitola), případně vhodným externím modelem. Výškové změny na zemském povrchu ($\Delta\phi_{\text{displacement}}$) jsou zaznamenány ve směru pohledu družice (tzv. *line of sight*, LOS). Známe-li směr pohybu a úhel dopadu signálu, pro který byla data SAR zaostřena, je možné odvodit **posun v tomto směru (například vertikálním)**.

Výpočet diferenčního interferogramu dává smysl jen v území, kde je zachována **koherence interferometrické fáze**. Jde o statistický šum interferogramu a je ukazatelem stability odraženého signálu (Michel a Rignot, 1999). Koherence nabývá hodnot od 0 do 1, přičemž 1 znamená ideální stav soudržnosti fáze. Koherenci negativně ovlivňuje přítomnost vzrostlé vegetace, kde dochází k významné **dekorelaci** signálu. Naopak typickými povrchy s vysokou koherencí jsou holé skály a antropogenní povrchy (zástavba). K dekorelaci dochází také při delším časovém odstupu mezi snímky a při překročení limitní kolmé vzdálenosti mezi orbitami družice (tzv. *perpendicular baseline*, B_{perp}).

Zpracování dat a využití pro analýzu sesuvů

Zjištěné informace z DInSAR o vertikálních změnách na zemském povrchu mohou být zkoumány buď k detekci sesuvů nebo jejich monitorování (Scaioni et al., 2014). Jak uvádí Colesanti a Wasowski (2006), možnosti konvenčního DInSAR pro analýzu sesuvů jsou však poměrně omezené. Existuje několik úspěšných studií využití DInSAR na sesuvech ve své základní podobě, byly však zpracovány za poměrně nestandardních podmínek: Fruneau et al. (1996) měl k dispozici snímky z družice ERS s třídním rozestupem (speciální konstelace, která trvala jen několik měsíců); Rott et al. (1999) analyzoval území v horském terénu nad hranicí lesa. Největší překážkou využití konvenčního DInSAR je podle Colesanti a Wasowski (2006) nejen prostorová a časová deko-relace, atmosférické artefakty, nízká koherence, ale např. i strmé svahy, které trpí geometrickými distorzemi. Některé limity lze překonat použitím dat v jiném pásmu, jak dokazuje Strozzi et al. (2005). V jeho studii byl testován DInSAR na datech z družice JERS (pásmo L) a ERS (pásmo C). Při srovnání dosažených výsledků bylo zjištěno, že v pásmu L je výrazně lepší koherence ve srovnatelném časovém období, nedochází v takové míře k deko-relaci způsobené jednak vegetací a jednak velkou rychlostí sesuvu. Podobně pracovali s daty JERS-1 v pásmu L Delacourt et al. (2009). DInSAR analýzu doplnili detekcí pohybu pomocí obrazové korelace na optických datech družice SPOT-5. Analýzu interferogramů s daty v pásmu L za účelem monitorování sesuvů provedli také Schlögel et al. (2015). Poněkud ojedinělou studii o využití DInSAR na datech v pásmu X pro vybraný sesuv vypracovali Milillo et al. (2014). Ačkoliv jsou data v pásmu X velmi citlivá na změny drsnosti povrchu, autorům se podařilo eliminovat deko-relaci díky jednodennímu rozestupu mezi snímky (COSMO-SkyMed má v konstelaci 4 družice).

Kyriou a Nikolakopoulos (2018) srovnali metodu DInSAR a offset tracking při využití dat pásma C (Sentinel-1) pro mapování sesuvů společně se srovnávací analýzou DMT. Z výsledků plyne, že pásmo C má značné limity pro využití těmito metodami a jeho použití je třeba podpořit dalšími druhy dat. DInSAR za účelem identifikace sesuvů byl využit také na území Molise v Itálii (Barra et al., 2016). Autoři nicméně považují analýzu interferogramů a výpočet změn na povrchu pomocí DInSAR jako poněkud těžkopádnou, protože vyžaduje ruční zpracování. Pravděpodobně i proto se od přelomu tisíciletí, kdy byly zavedeny multitemporální metody (viz Kap. 5.2.2), pro studium sesuvů využívají téměř výhradně varianty těchto pokročilých technik. Srovnání konvenčního DInSAR a PSI pro sesuv v Lichtenštejnských Alpách podrobně vypracovali Colesanti a Wasowski (2006), kdy jednoznačně prokazují přednosti pokročilejší metody PSI.

2.5.2.2 Multitemporální radarová interferometrie

Principy multitemporální analýzy

Multitemporální techniky radarové interferometrie, které se rovněž nazývají jako pokročilý DInSAR (Advanced DInSAR, nebo též MT-DInSAR), rozšiřují konvenční DInSAR o řešení příspěvku atmosféry a částečně i deko-relace. A-DInSAR využívá sadu několika desítek snímků stejného území k analýze chování jednotlivých složek fáze uvedených v rovnici 1. Na základě této analýzy a odhadu trendu lze odstranit nechtěné anomálie a artefakty a získat tak časovou řadu vypočtených deformací.

Zpracování dat a jejich analýza

Jak již bylo zmíněno, všechny multitemporální metody jsou založené na zpracování většího množství snímků. Ty jsou koregistrovány podle zvoleného hlavního snímku do jedné sady (image stacking). Nejjednodušší variantou zpracování více snímků je prosté průměrování něko-

lika rozbalených interferogramů (Fialko, 2004) nebo použití váženého průměru (Ferretti et al., 1999). Metoda je vhodná pro deformační procesy s konstantním tempem změn a je limitována dostatečnou časovou koherencí. Lze ji aplikovat v oblastech, které jsou charakteristické suchým klimatem.

Robustnější zpracování představují metody Persistent Scatterer Interferometry (PSI, Ferretti et al., 2001) a Small Baseline Subset (SBAS, Berardino et al., 2002). Oba přístupy si vybírají ke zpracování jen místa s dostatečnou koherencí, u PSI jsou to jednotlivé body (PS body), SBAS pracuje s malými ploškami. Podstatným rozdílem obou metod je způsob propojení mezi jednotlivými snímky. Zatímco PSI využívá sadu, kde jsou s hlavním snímkem (primary) propojeny všechny ostatní (secondary), v SBAS jsou snímky v sadě mezi sebou propojeny navzájem tak, aby se mezi nimi dosáhlo co nejmenšího rozdílu ve vzdálenosti mezi orbitami (B_{perp}) a v čase.

První algoritmus PSI, který představuje kompletní řešení výběru permanentních odražečů, byl patentován jako PSInSARTM (Ferretti et al., 2001). PS body jsou vybírány na základě stability amplitudy. Pomocí odhadu trendu na základě omezeného počtu stabilních bodů je vypočten příspěvek atmosféry, který je poté interpolován a odstraněn pro všechny PS body, pro které je pak stanoven průběh deformace. Nevýhodou PSInSARTM je, že PS body musí mít vysokou koherenci na všech snímcích – tedy i na těch s velkou B_{perp} a dlouhým časovým odstupem. To zpravidla vede k nízkému výskytu bodů mimo zastavěná území (Crosetto et al., 2016). PSInSARTM je proto nejvhodnější pro analýzu subsidence ve městech a pro monitorování technických a dopravních staveb. Navíc, pokud není deformace lineární, nejsou v daném místě identifikovány PS body nebo je jejich nelineární chování považováno za příspěvek atmosféry (Ferretti et al., 1999). Nedostatky PSInSARTM se snaží řešit podobné přístupy založené na PS bodech. Nejznámější je Stanford Method for PS (StaMPS), představena a později modifikována Hooperem et al. (2004, 2007). Na rozdíl od PSInSARTM využívá StaMPS identifikaci PS bodů na základě charakteristik interferometrické fáze. Díky tomu se PS body vyskytují i mimo zástavbu. StaMPS také nevyžaduje apriori deformační model, protože využívá prostorovou korelaci deformací (Hooper et al., 2004).

Jak bylo zmíněno výše, metoda SBAS propojuje jednotlivé snímky navzájem tak, aby se co nejvíce předešlo prostorové a časové dekorelaci. Při analýze grafu konektivity snímků mohou být některé z nich zcela vyřazeny. Koherentní plošky (DS – distributed scatterers) jsou vybírány nikoliv na základě průběhu koherence v čase, ale v prostoru. Kvůli specifickému postupu zpracování (multilooking) mají mapy deformací ve srovnání s PSI nižší prostorové rozlišení (například 10x nižší) a nejsou tak vhodné pro detekci lokálních deformací. Metoda je také náchylná na chyby při prostorovém rozbalování fáze (phase unwrapping).

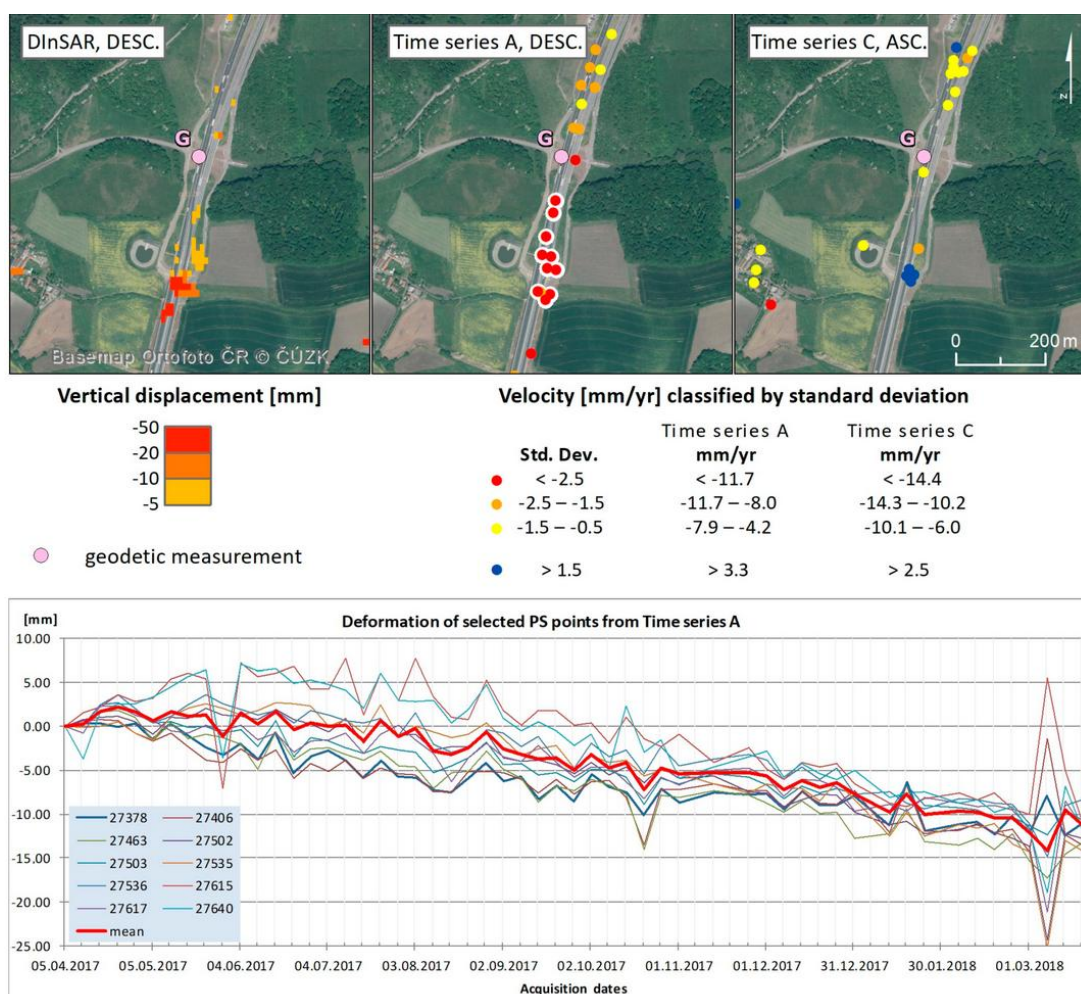
Využít přednosti a eliminovat nedostatky přístupů PSI a SBAS se snaží techniky, které obě metody kombinují. Lze jmenovat například SqueeSAR (Ferretti et al., 2011) nebo techniku Quasi-Persistent Scatterer, kterou podrobně popisuje Perissin a Wang (2012). Přehled různých variant PSI a SBAS včetně jejich klíčových charakteristik můžeme najít například v Crosetto et al. (2016), nebo Minh et al. (2020), kde jsou nejpoužívanější algoritmy podrobně popsány.

Využití pro analýzu sesuvů

Jak uvádí Raspini et al. (2015), PSI a jí podobné techniky jsou v současné době aplikovatelné pouze na extrémně pomalé: rychlost < 16 mm/rok a pomalé sesuvy: 16 mm/rok \leq rychlost $< 1,6$ m/rok, (klasifikace podle Cruden a Varnes, 2016). První aplikaci metody PSI provedl Ferretti et al. (2001) na sesuvu v okolí Ancony v Itálii, kde byla průměrná rychlost poklesu 5 mm/rok. Podobný pokles s využitím PSI detekoval Hilley et al. (2004), což odpovídalo rychlosti pohybu po svahu cca 27–38 mm/rok. Tofani et al. (2013) pomocí PSI aktualizoval rozsah studovaného se-

suvu a jeho aktivitu. Díky analýze časové řady byl nalezen vztah s možnými příčinami vzniku sesuvu. Volba pásma radarových vln zaujímá významnou roli při hodnocení sesuvů pomocí metody PSI, což dokládá např. Kovács et al. (2018) na příkladu využití pásma C. Kiseleva et al. (2014) pak demonstrovali využití všech tří pásem X, C, L pomocí metody StaMPS.

PSI může být kombinováno s dalšími metodami pro zjištění dalších parametrů nebo pro zpřesnění výsledků (Obr. 2.6; Casagli et al., 2016). Přístup podobný PSI (CPT = *coherent pixel technique*) aplikoval Tomas et al. (2010). Před zpracováním celé časové řady byl v tomto případě proveden konvenční DInSAR, který autorům umožnil stanovení předběžné dynamiky sesuvu. Kombinaci PSI DInSAR a OBIA na základě optických dat demonstruje na řadě případových studiích mapování sesuvů projekt SAFER (Services and Applications For Emergency Response), (Casagli et al., 2016).



Obr. 2.6 Příklad využití kombinace metod DInSAR a PSI pro studium nestability sesuvného území v úseku dálnice D8 u obce Dobkovičky. Graf znázorňuje vertikální stabilitu vybraných poklesových PS bodů v čase (převzato z Fárová et al., 2019).

Pro analýzu území postiženým sesuvu lze také využít metodu SBAS samostatně (Lanari et al., 2007; Bardi et al., 2016; Hao et al., 2019; Liu et al., 2013) nebo v kombinaci s dalšími metodami (Raspini et al., 2015; Raspini et al., 2018; Carlà et al., 2019). Raspini et al. (2015) aplikovali SqueeSAR v kombinaci s technikou *speckle tracking* (viz Kapitola 2.5.2.3) a analy-

zovali tak sesuv v oblasti Montescaglioso v Itálii. Metodu SqueeSAR na datech Sentinel-1 použili také Carlà et al. (2019), kdy bylo možné detekovat malý pohyb v horní části sesuvu ještě před jeho katastrofálním průběhem. Stejný algoritmus byl použit pro automatické monitorování sesuvů v Toskánsku, a to na základě průběžně aktualizovaných dat Sentinel-1 (Raspini et al., 2018).

2.5.2.3 Metody založené na amplitudě radarové vlny – obrazová korelace (offset tracking)

Jak bylo zmíněno výše, radarová data obsahují kromě fáze také amplitudu (intenzitu) zaznamenaného signálu. Zpracování amplitudy přináší několik předností: metody jsou nezávislé na interferometrické koherenci; amplituda není kriticky ovlivněna atmosférickými vlivy, takže odpadá další problematický parametr. Třetí výhodou oproti DInSAR je skutečnost, že není omezena vyhodnotitelná velikost pohybu (v DInSAR je detekce pohybu limitována čtvrtinou vlnové délky mezi sousedními pixely). Na druhou stranu, co se týče detekce výškových změn a pohybů na zemském povrchu, nedosahují techniky založené na intenzitě signálu zdaleka takové přesnosti ve srovnání s interferometrickými metodami.

Zpracování dat a jejich analýza

Detekci pohybů je možné provádět na základě normalizované křížové obrazové korelace. Její koncept pro měření posunu na zemském povrchu prvně vytvořili Crippen a Blom (1991), jako zdroj dat použili panchromatické snímky z družice SPOT. Metoda, která je v současné době nazývána offset tracking a dalšími obdobnými názvy, byla původně vyvinuta pro optická data, a později přizpůsobena pro data radarová (Michel et al., 1999). Hojně je využívána v glaciologických aplikacích pro mapování pohybu ledovců (Scambos et al., 1992; Strozzi et al., 2002; Riveros et al., 2013). Zde jsou také často kombinována optická a radarová data (Mouginot et al., 2017). Metoda offset tracking je založena na předpokladu, že při pohybu na zemském povrchu dojde k posunu určitého prostorového vzoru v obraze. Aby bylo možné pohyb detekovat, musí být v obraze určitý vzor rozpoznatelný a nesmí být při pohybu sesuvu zcela zničen. Velikost okna pro křížovou obrazovou korelaci se tak liší v závislosti na předpokládané rychlosti sesuvu.

S nástupem družic v pásmu X (TerraSAR-X, COSMO-SkyMed či ICEYE) vzrostlo prostorové rozlišení radarových snímků na jednotky metrů a lepší (viz Tab. 2). Jak uvádí Wang et al. (2015), zatímco data v pásmu X jsou kvůli krátké vlnové délce velmi náchylná k dekorelaci, a tudíž problematická pro DInSAR, offset tracking jej v analýze změn na zemském povrchu často nahrazuje (Yague-Martinez et al., 2012; Fallourd et al., 2011). Přesnost offset trackingu a podobných metod je odhadována na 1/10 velikosti pixelu původních dat (Bamler a Eineder, 2005). V případě využití pásma X se tak přesnost začíná blížit přesnosti metody DInSAR v pásmu C nebo L. Nezbytným předpokladem pro funkčnost offset trackingu je však dostatečně vysoké SNR (signal-to-noise ratio).

Využití pro analýzu sesuvů

Z rešerše literatury rovněž vyplývá dominance využití pásma X pro mapování sesuvů pomocí různých technik offset tracking. Před nástupem X pásma byl offset tracking využíván na datech ERS pásma C například pro analýzu změn na zemském povrchu během zemětřesení v Landers (Michel et al., 1999).

Sesuvy v okolí Tří Soutěsek na příkrých svazích pokrytých vegetací byly předmětem zájmu v několika případech (Li et al., 2011; Singleton et al., 2014; Sun et Muller, 2016). U všech tří uvedených prací byla aplikována metoda sub-pixel offset s využitím dat družic TerraSAR-X/TanDEM-X a částečně také ENVISAT. Ve studovaném území byly umístěny koutové odražeče a jejich pohyb byl sledován pomocí velmi malého korelačního okna (10x10 pixelů). Mezi jednotlivými daty snímání (většinou po 2 měsících) byly zjištěny posuny desítky centimetrů, celkově až 1 m za rok. Sun a Muller (2016) provedli velmi podrobné stanovení přesnosti metody, která dosahovala místy přesnosti až 1/100 velikosti pixelu.

Příkladem využití metody offset tracking na rychlejších sesuvech je monitoring sesuvu La Valette ve Francouzských Alpách, kde byla zjištěna horizontální rychlost sesuvu až 16 m/rok a vertikální posun v odlučné ploše až 11 m/rok (Raucoles et al., 2013). Při srovnání celkové změny s GNSS měřeními tvořil rozdíl 8-12 cm.

Obdobou metody offset tracking je speckle tracking, kdy je sledován pohyb tzv. speckles, velmi světlých nebo tmavých bodů v radarovém obraze, které vznikají konstruktivní nebo destruktivní interferencí. Pro sesuv Montescaglioso (Itálie) tento postup použili Manconi et al. (2014) a Raspini et al. (2015) na datech a v pásmu X (COSMO-SkyMed). Mezi úspěšné modifikace metod na principu offset tracking patří také tzv. Point-like target offset tracking (Hu et al., 2014; Shi et al., 2015). Na rozdíl od původního algoritmu jsou nejprve v obraze vybrány body (PT), jejichž posun je dále analyzován. Mezi nimi mohou být i koutové odražeče, pokud jsou v území rozmístěny. Tato metoda byla využita například na sesuvu Shuping (oblast údolí Tří soutěsek), kde byl detekován maximální pohyb 1,5 m během dvou let (Shi et al., 2015).

2.5.2.4 Metody založené na amplitudě radarové vlny – polarimetrie

Zpracování dat a jejich analýza

Pokud jsou radarová data zaznamenána ve více variantách polarizace (viz Kapitola 5.1), lze pro detekci sesuvů využít **radarové polarimetrie**. Ta vychází se z předpokladu, že v místě sesuvu dochází ke změně druhu odrazu radarového signálu. Například v lese dojde ke změně z difúzního odrazu (*volume scattering*) k odrazu z holého povrchu. Výpočtem polarimetrické matice a její dekompozicí lze získat parametry, které se vztahují k fyzikálním vlastnostem různých mechanismů radarového odrazu, včetně Entropy H , alfa α (weighted average scattering), Anisotropy A a Pedestal height PH (Cloude a Pottier, 1996). Základním způsobem je pak vizualizace jednotlivých pásem s různou polarizací (či jejich rozdíly a podíly) v barevném prostoru RGB nebo HSV, která slouží k vizuální interpretaci sesuvů. Protože přítomnost sesuvů mohou indikovat změny ve vegetaci, lze použít i výpočet tzv. radarového vegetačního indexu (Kim a Zyl, 2009).

Využití pro analýzu sesuvů

Radarové snímky pořízené ve všech čtyřech variantách polarizace mají sice méně podrobné prostorové rozlišení (např. 30 m), ale pro klasifikaci druhů povrchu a následnou detekci sesuvů jsou vhodnější než detailnější radarová data (např. 10 m) pouze v jedné polarizaci (Yonezawa et al., 2012). Při aplikaci této metody může docházet k chybám v detekci sesuvů, a proto je vhodné použít informace o druhu povrchu z referenčních dat jiného zdroje. Využití polarimetrie ke stanovení rozsahu sesuvů po zemětřesení v Japonsku popisují Konishi a Suga (2019). Vypočtené polarimetrické parametry (H , A) z dat družice ALOS-2 před a po události sloužily ke klasifikaci a následné detekci území zasažených sesuvy. Podobně postupovali také Park a Lee (2019), kteří však klasifikaci ze zjištěných polarimetrických parametrů nahradili prahováním

těchto hodnot v rámci automatické detekce sesuvů. Dodatečné informace o povrchu lze pak získat také z optických dat (viz Kapitola 2), které tak doplňují radarovou polarimetrii (Plank et al., 2016). Plank et al. (2016) využívají optická data jako referenční obraz před událostí z toho důvodu, že jsou na rozdíl od dat v pásmu X pořizována kontinuálně a jsou snadno dostupná. Optická data zde byla využita k výpočtu vegetačního indexu pro období před sesuvem. Radarová data družice TerraSAR-X z období po sesuvu sloužila k výpočtu entropie H. Data s vysokým vegetačním indexem před a nízkou entropií po sesuvu byla identifikována jako potenciální sesuv. Za přispění informace o sklonu svahu (z digitálního modelu terénu rovněž odvozeného z dat v pásmu X), byly vybrány finální plochy sesuvů.

2.5.3 Shrnutí výhod a nevýhod metod radarových dat

Mezi výhody radarových dat patří:

- Nezávislost snímání na denní době
- Nezávislost pořízení dat na oblačnosti.
- Dostatečně dlouhé časové řady nasnímaných scén.
- Krátké časové intervaly mezi snímky (např. 4–8 hodin u COSMO-SkyMed, 6 dní v pravidelném snímání Sentinel-1).
- Data obsahující složky intenzity a fáze nabízejí širokou využitelnost aplikovatelných metod.
- Možnost snímání ve více druzích polarizace.
- Velké množství volně dostupných dat.

Mezi nevýhody radarových dat patří:

- Nesnadná vizuální interpretace radarových snímků.
- Složitější manipulace s daty, které mají vlastní souřadnice (odlišná geometrie snímání SAR).
- Vysoké nároky na výpočetní techniku, co do výkonu či objemu dat.
- Nedostatečné prostorové rozlišení snímků pro lokální studie (s výjimkou komerčních dat).
- Omezení detekovatelných pohybů na plochy viditelné pro radarový senzor vzhledem k úhlu snímání a také omezená schopnost detekovat pohyby na svazích, které nejsou orientovány ve směru snímání senzoru.

DInSAR:

- omezené možnosti analýzy sesuvů v území pokrytém vegetací;
- časová a prostorová dekorelace interferometrické fáze.
- Multitemporální metoda PS:
- nestejněmorné rozmístění PS bodů;
- aplikovatelnost pouze na pomalé pohyby;
- předpoklad lineárního trendu;
- překážky pro umístění stabilních odražečů (dostatečná vzdálenost od vysokých a železných objektů, mimo hustou vegetaci)

2.6 GLOBÁLNÍ POLOHOVÉ SYSTÉMY (GNSS)

Balek, J. – Kýhos, M. – Kačmařík, M.

2.6.1 Základní principy a přesnost

GNSS (*Global Navigation Satellite System*), tedy globální navigační družicový systém je nadřazeným výrazem pro navigační systémy celého světa. Do této skupiny spadá GPS (USA), GLONASS (RU), BeiDou (CN), Galileo (EU) a další. Každý z těchto systémů má tři základní segmenty – kosmický, který je tvořen soustavou družic, jež jsou systematicky rozmístěny na oběžných drahách a vysílají navigační signály; řídicí, který je zodpovědný za řízení celého systému; a uživatelský, který se skládá z GNSS přijímačů, uživatelů a vyhodnocovacích postupů/softwarů (Rapant, 2002).

Kosmický segment tvoří družice, které aktivně vysílají signály na různých vlnových délkách. Kódování signálu je prováděno pomocí modulace nosné vlny. Jednou z důležitých částí GNSS signálu je pak navigační zpráva, která mimo jiné obsahuje označení družice, její přesnou polohu a čas vyslání signálu.

Principem GNSS je určení polohy uživatelského segmentu – přijímače. Ta může být určována různými způsoby: a) s využitím různých typů měřených veličin (kódová, fázová měření), b) různým počtem přijímačů (autonomní, diferenční měření) nebo c) různým pohybovým stavem přijímače (statická, kinematická metoda).

2.6.1.1 Autonomní metody a princip určení polohy

Základní a principiálně nejjednodušší technikou GNSS je autonomní určování polohy založené pouze na zpracování signálů vysílaných družicemi – tzv. autonomní určování polohy. Určení polohy GNSS přijímače v geocentrickém souřadnicovém systému (ITRS, ETRS, WGS-84) je obecně založeno na prostorovém protínání jejich délek. V případě kódových měření přijímač určuje čas přijetí signálu z družice a z časových značek obsažených v signálu určí taktéž čas jeho odeslání družicí. Na základě tranzitního času signálu mezi družicí a přijímačem (rozdíl mezi časem odeslání družicí a přijetí signálu přijímačem), přijímač určí tzv. pseudovzdálenost, tedy vzdálenost mezi družicí a přijímače zatíženou řadou chyb a vlivu působících na měření GNSS. Pokud jsou k dispozici pseudovzdálenosti alespoň ke čtyřem družicím, je z nich metodou prostorového protínání z délek vypočtena poloha přijímače v prostoru. Tato metoda je relativně jednoduchá a neklade vysoké nároky na hardware a software přijímače. Má však omezenou přesnost na řádově jednotky metrů, což je důsledkem sady chyb ovlivňujících přesnost měření pseudovzdálenosti (nejvýznamnějším zdrojem chyb je atmosféra). Náhodné chyby ovlivňují délku průchodu signálu atmosférou (ionosférická refrakce, zpoždění v troposféře) a zanášejí náhodné chyby do pseudovzdáleností a potažmo polohy přijímače. Metoda autonomních kódových měření je využívána veřejností v široké škále aplikací od navigace až mapování pro GIS. Moduly GNSS jsou velmi malé a mohou být integrovány do široké škály zařízení.

Přesnější alternativou ke kódovým měřením mohou být autonomní metody založené na fázových měřeních jako je např. PPP – *Precise Point Positioning* (Bisnath a Gao, 2009). Princip výpočtu polohy u fázových přijímačů je podobný jako u kódových měření s tím rozdílem, že vzdálenost družice a přijímače je určována na základě znalosti počtu vlnových délek nosné vlny signálu mezi přijímačem a družicí. Správné určení celočíselného násobku počtu vlnových délek (ambiguit) je klíčovým problémem zpracování fázových měření. Ambiguity jsou určovány statistickými metodami, přičemž existuje několik různých strategií (Mervart et al., 1994; Mervart

et al., 2008). Metoda PPP je obvykle založena na zpracování dvoufrekvenčních fázových měření k eliminaci vlivu ionosféry prvního řádu, dále využívá přesných drah korekcí chyb hodin družic a pokročilých modelů k eliminaci dalších vlivů (Lachapelle et al., 2006). PPP umožňuje autonomní určení polohy saž sub-centimetrovou přesností. Tato metoda je však výpočetně náročnější a vyžaduje sofistikovanější hardware a software. K dosažení centimetrové přesnosti jsou nutné výrazně delší doby observace než u RTK (*real-time kinematic*) nebo rychlé statické metody – výpočet může trvat od několika desítek minut do několika hodin (Bisnath a Gao, 2009; Hèroux et al., 2004). V posledních několika letech však dochází k jejímu značnému vývoji, který je podporován stále rychlejší dostupností přesných efemerid (Hauschild, 2015). S tím souvisí snaha integrovat metodu PPP jako součást systémů včasného varování před různými druhy přírodních hazardů včetně sesuvů (Wang, 2013; Capilla et al., 2016).

2.6.1.2 Diferenční metody

Autonomní metody nedisponují při krátkodobé observaci dostatečnou přesností pro geodetické práce. Zásadním faktorem limitujícím přesnost GNSS měření jsou chyby hodin přijímače, chyby hodin družic či proměnný stav atmosféry (troposféra a ionosféra), kterou se signál šíří (Jin, 2014). Základním principem diferenčního určování polohy je předpoklad, že některé vlivy působící na měření GNSS jsou v čase a/nebo prostoru stejné či obdobné. Využívá se proto měření ze dvou přijímačů ke stejným družicím realizovaných ve stejném čase. Jeden z těchto přijímačů je označován jako BASE, alespoň v průběhu realizace měření je jeho poloha neměnná a jsou známy jeho přesné souřadnice. Jako BASE jsou typicky využívány tzv. GNSS referenční stanice, viz například síť stanic CZEPOS v České republice (<http://czepos.cuzk.cz/>). V praxi jsou pak často využívány referenční stanice virtuální (VRS), zřízené po dobu měření poblíž ROVERu, k výpočtu korekcí se v tomto případě používají data z většího množství stanic sítě. Druhým přijímačem je tzv. ROVER, jehož souřadnice se snažíme určit a který se může během měření pohybovat či být statický. V současnosti existuje celá řada diferenčních technik určování polohy, které můžeme rozdělit na techniky absolutní a relativní, zpřesňující polohu ROVERu při postprocessingu (D-GNSS) či přímo v reálném čase (např. technika Real Time Kinematic, RTK). Při absolutních technikách jsou přijímačem BASE počítány korekce měřených pseudovzdáleností, které jsou následně používány přijímačem ROVER k opravě jím měřených pseudovzdáleností ke družicím. V případě relativních technik je s využitím diferencí pseudovzdáleností z BASE a ROVER určována poloha ROVERu relativně vůči BASE. Výslednou přesnost určení polohy ROVERu ovlivňuje celá řada veličin, patří mezi ně např. vzájemná vzdálenost mezi BASE a ROVER, tzv. délka základny. Pro geodetické práce jako jsou např. mapování, zaměřování polohových sítí pro podrobné měření nebo v letecké fotogrammetrii pro určení souřadnic tzv. vlíčovacích bodů, jsou dnes používána téměř výhradně diferenční fázová měření.

2.6.1.3 Přesnost GNSS metod

Přesnost jednotlivých metod GNSS měření lze jen těžko přesně definovat jednou hodnotou. Výsledná přesnost je dána mnoha faktory: například aktuálním rozmístěním družic na obloze (PDOP), zákryty, délkou observace, vlivem odražených signálů, počtem zpracovávaných frekvencí, metodou výpočtu ambiguit atd. A také tím, jaký druh přesnosti vyžadujeme – jestliže nám záleží na absolutní přesnosti, tedy přesnosti umístění v referenčním souřadnicovém systému, nebo sledujeme relativní přesnost ve smyslu opakovatelnosti. Proto je nutné otázku přesnosti posuzovat vždy ve vztahu ke konkrétní situaci a účelu měření (Schaefer a Pearson, 2021).

Orientační absolutní hodnoty přesnosti diferenčních fázových měření jsou uvedeny níže. Uvedené hodnoty odpovídají měření za ideálních podmínek a při dodržení určitých zásad. Dále je třeba uvažovat rozdílnou přesnost ve výšce, která je přibližně 2× nižší než přesnost v horizontální poloze.

Orientační přesnosti GNSS metod užívaných v geodetických aplikacích (Štroner, 2008):

Statická metoda (přesnost 3 – 5 mm + 0,5 ppm)

Rychlá statická metoda (přesnost 5 – 10 mm + 1 ppm¹)

Metoda RTK/PPK (přesnost 25 – 50 mm + 1 ppm)

PPP (dm až cm – podle délky observace)

Obecně se dá říci, že pro velkou část geodetických prací nižší přesnosti je vhodnou metodou RTK/PPK. Ta je v našich podmínkách dobře využitelná díky existenci několika sítí GNSS referenčních (CZEPOS, TOPNET atp.), které poskytují korekce prostřednictvím sítí mobilních operátorů. Výhodou PPK (Post Processing Kinematic) je nezávislost na datovém připojení v terénu, zpřesněnou polohu ROVERu však získáváme až následným zpracováním dat z něj, tedy ne přímo v terénu.

Poloha měřená metodu GNSS je často jen zprostředkující veličinou. Je proto nutné ji uvažovat v souvislosti s jejím následným uplatněním – zda se jedná o jednorázové určení polohy bodu (určení polohy kamery, určení polohy vlíčovacích bodů, zaměření charakteristických bodů terénu) či etapová měření, kdy je posuzována změna souřadnic mezi jednotlivými etapami. Přesnost metody je pak použita pro určení mezního rozdílu souřadnic, které umožňují identifikovat prokazatelnou změnu polohy. Složitější je pak otázka přesnosti produktů získaných zpracováním časových řad GNSS měření, kdy posuzujeme přesnost odvozených veličin jako je rychlost, frekvence periodické složky atd. (Langbein 2020; Rajner 2017).

2.6.2 Využitelnost GNSS pro monitoring sesuvů

Specifičtější úlohou je využití GNSS metod k monitoringu sesuvných pohybů nebo jiných deformací. Podobně jako u jakýchkoli jiných metod monitoringu je stěžejní znalost předpokládané rychlosti a charakteru sledovaných pohybů a také znalost přesnosti a omezení jednotlivých potenciálně využitelných metod (Schaefer et al., 2021; Rapant, 2002; Švábenský, 1995).

U rychlých deformací nebo pohybů v řádu centimetrů je možné využít metodu RTK a získávat tak informace o poloze kontrolních bodů v reálném čase. Tato metoda je široce využívána v rámci různých systémů včasného varování k detekci katastrofických událostí (Lei et al., 2011). Podmínkou je však vhodné umístění referenční stanice tak, aby byla schopna poskytovat validní korekce. To může být problém například ve členitém terénu, zástavbě nebo vegetaci, kdy není možné pokrýt na referenční stanici podobnou část nebeské sféry jako na roveru. V takových případech může být výhodné použít metodou PPP za cenu určitého zpoždění nebo nižší přesnosti polohy v případě jejího určování v reálném čase (Palmerini, 2012).

Sesuvné pohyby se však mohou zpočátku rozvíjet velmi pomalu, než dojdou do fáze akcelerace. Zároveň i velmi pomalé sesuvy mohou způsobovat značné materiální škody. V současné době lze subcentimetrové přesnosti dosáhnout pouze postprocessingem fázových měření na více frekvencích. Podle nároků na přesnost polohy je vhodné upravit délku observace, použité vybavení, a především strategii výpočtu souřadnic. Pro dosažení subcentimetrové přesnosti postprocessingu fázových měření je nutné modelovat stav atmosféry a používat maximálně přesné

¹ ppm = pico per milion – chyba měření vzroste o 1 mm na každý kilometr měřené délky

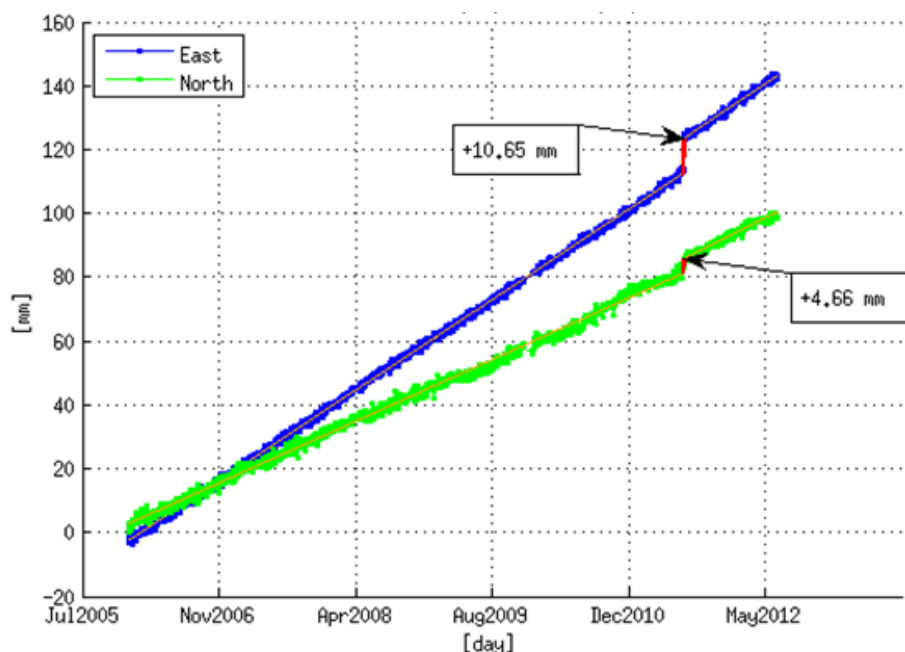
vstupní parametry (přesné produkty s efemeridami družic a, opravami chyb hodin družic, parametry ionosféry atd.). Tato data jsou dostupná zpětně prostřednictvím služby *International GNSS Service* (IGS) zpravidla po několika hodinách až dnech (Beutler et al., 2009; Kouba, 2009). Pro výpočet souřadnic je možné použít software dodávaný výrobcem fázových GNSS aparatur. Délka observace pro statické měření se pohybuje od několika minut výše v závislosti na místních podmínkách a požadované přesnosti.

Maximální přesnosti výsledných souřadnic je pak dosaženo zpracováním denních měření v rámci celé monitorovací sítě stanic současně – např. GEONAS (Schenk et al. 2010). Během výpočtu je k dispozici množství nadbytečných měření, na základě kterých je například i modelován vliv troposféry na měření GNSS. Dosažitelná směrodatná odchylka jednoho denního řešení je 1–2 mm v poloze a 3–5 mm ve výšce. Takováto řešení lze provádět ve speciálních softwarech jako je GAMIT (Harring et al. 2009), BERNESE GNSS Software (Dach et al., 2015), GIPSY/OASIS (Kaniuth a Volksen, 2003), který je schopný automatického zpracování denních observací celých GNSS sítí, umožňující operátorovi maximální využití potenciálu GNSS konstrukcí vlastní strategie výpočtu souřadnic a dalších veličin.

Stěžejním problémem kontinuálního GNSS monitoringu je zpracování časových řad polohových měření do formy vhodné pro jejich spolehlivou interpretaci. Klasicky geodetická úloha tak přechází v široké spektrum statistických problémů, protože bez kvalitního zpracování časových řad není možné plně využít potenciálu kontinuálních GNSS měření. Klasickými úlohami pak jsou: detekce bodů změny chování časové řady (Aminikhanghahi, 2017; Shen, 2021), predikce stavů (Piccolomini et al., 2019), dekompozice (Chen a Sneeuw, 2016), detekce periodických signálů (Gruszczynska et al., 2019; Klos et al., 2019), extrakce trendu (Ji, 2020), potlačení náhodné složky (Piccolomini et al., 2019), výpočet rychlostí (Hackl et al., 2011; Kaplon et al., 2019) atp. Ve vztahu k monitoringu sesuvů jde o parametry, které indikují určité změny stavu sledovaného sesuvu důležité pro predikci jeho dalšího vývoje (Intrieri et al., 2019; Huang et al., 2016).

2.6.3 Shrnutí výhod a nevýhod GNSS

Výhody použití GNSS pro monitoring jsou zřejmé: určení prostorových souřadnic s až subcentimetrovou přesností, potažmo rychlosti stanice v absolutním souřadnicovém rámci, které nevyžaduje blízký stabilní referenční bod (obecně v sesuvném území je umístění stabilních referenčních bodů problémem). Možnost plné automatizace měření a zpracování dat do formy časových řad (Obr. 2.7). Současně klesající ceny aparatur, umožňují stále širší použití GNSS. Značnou **nevýhodou** je naopak nutnost umístění stále relativně drahé aparatury přímo na sledovaném bodě a její zásobení elektrickým proudem, případně realizace opakovaných měření s délkou observace typicky alespoň několik hodin. Další komplikací je často omezený výhled na oblohu z důvodu vegetačního pokryvu nebo značné členitosti terénu.



Obr. 2.7 – Časová řada polohy stanice UPIC sítě GEONAS řešené v geocentrickém souřadnicovém systému ITRF00 a přepočtená do topocentrického systému NEU. Červeně je zvýrazněný skok vyvolaný náhlou změnou polohy antény.

2.7 PŘEHLED PLATFORM PRO SNÍMÁNÍ DAT

Jelének, J. – Hartvich, F. – Koucká, L. – Fárová, K. – Kýhos, M. – Blahůt, J. – Nečas, J. – Baroň, I. – Lazecký, M.

2.7.1 UAV

UAV (*unmanned aerial vehicle*, v českém prostředí často využíváno termínu *bezpilotní letadlo*) je autonomní nebo dálkově řízené létající zařízení. Alternativně jsou tato zařízení označována jako *drones*, *RPAS* (*remotely piloted aircraft system*) nebo *UAS* (*unmanned aerial system*). Současná UAV vznikla vývojem z původně vojenských nebo modelářských zmenšených modelů letadel a helikoptér.

Tento vývoj byl umožněn souhrou pokroku v několika klíčových technologiích. Jedná se zejména o miniaturizaci a zlevnění sensorů pohybu (akcelerometrů), vývoj spolehlivých a dostupných gyrostabilizátorů, vývoj relativně lehkých baterií s vysokou hustotou energie (Li-Pol) a rovněž o miniaturizaci a zrychlení řídicích jednotek (mikročipů). Dále zde sehrála roli miniaturizace a zrychlení sensorů (optických, laserových, termálních) a stabilizačních systémů (gimbal) a pokles jejich ceny, související s masovým rozšířením digitální fotografie (Hann et al., 2020).

V důsledku uvedených změn vznikají po roce 2005 první modely UAV určené pro veřejnost. Oproti dříve provozovaným modelům, které si stavěli modeláři svépomocí, měly tyto komerčně prodávané stroje výrazně snazší ovládání a byly vybaveny zpočátku jednoduchými, postupně však čím dál lepšími senzory, obvykle optickými.

Tato moderní malá UAV využívají prakticky výhradně elektromotory, zatímco modeláři často používali spalovací motory, které měly tehdy výrazně lepší poměr váha/výkon. Větší profe-

sionální nebo vojenská UAV nicméně nadále využívají spalovací motory nebo alternativní pohony (vodíkový, plynový).

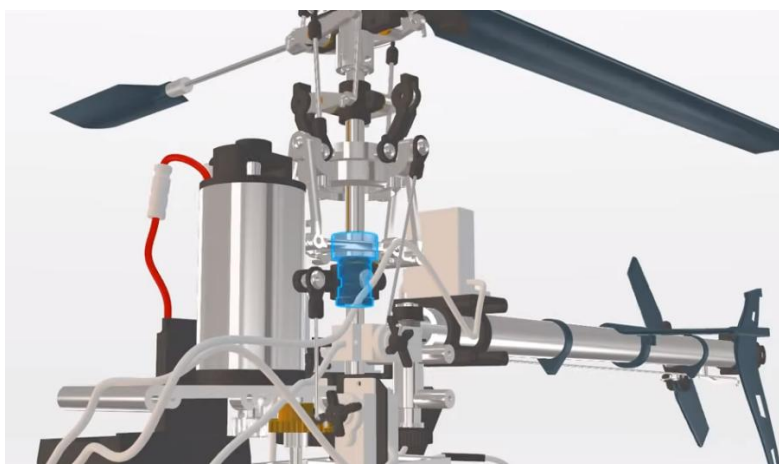
2.7.1.1 Typy UAV platformem

Helikoptéry (helicopters)

Helikoptéry mají typicky jeden nebo dva vodorovné nosné rotory. Pokud mají jeden, musí být moment rotace kompenzován svislým ocasním rotorem (jak je běžné u klasických helikoptér). Dva rotory s protiběžným směrem rotace mohou být umístěny souose (jeden nad druhým), anebo na přídi a zádi helikoptéry. V případě UAV jsou nejobvyklejší konfigurací dva souosé rotory o stejném průměru. Helikoptéry byly první vývojovou fází UAV, protože již existovaly v podobě RC modelů.

Řízení je prováděno několika způsoby. Rotace kolem svislé osy (yaw) se provádí buď změnami rychlosti jednoho ze souosých rotorů, nebo změnami rychlosti svislého ocasního rotoru. Rotace v podélné (roll) a příčné (pitch) ose se provádí změnou náklonu listů rotoru v pravolevém, respektive předozadním směru. Toto řízení vyžaduje poměrně složité mechanismy, které mění nastavení rotorů v průběhu každé otáčky (Obr. 2.8).

Jsou obvykle hůře ovladatelné, náročnější na atmosférické podmínky (vítr) a vzhledem k požadavkům na rozložení váhy symetricky kolem osy rotoru je obtížnější na ně umístit senzory nebo kamery. Pro výzkum sesuvů nejsou příliš vhodné kvůli omezením sensorového vybavení, náročnosti pilotáže a horší manévrovatelnosti.



Obr. 2.8 Komplikovaný mechanismus naklápění vrtule u helikoptéry.

Multirotorové systémy (rotorcrafts, multicopters)

V současné době zdaleka nejrozšířenější typ UAV platformy (Obr. 2.9). Počet rotorů se pohybuje obvykle od 3 do 8, ale existují i vícerotorové systémy. Rotory jsou obvykle umístěny horizontálně na výběžcích z trupu stroje, a mohou směřovat nahoru (tažné vrtule) nebo dolů (tlačné vrtule), možná je i kombinace obou. Na rozdíl od helikoptér má každý rotor vlastní pohon, obvykle elektromotorem, napojeným na nosné vrtule buď přímo (bez převodů), nebo přes redukční ozubený převod. Konstrukce je tak mechanicky výrazně jednodušší a nevyžaduje vést hnací hřídele z motoru umístěného v trupu, nepotřebuje složité mechanismy pro natáčení listů rotoru a není ani třeba kompenzovat moment rotace.

Oproti helikoptérám s klasickým i dvourotorovým uspořádáním jsou výrazně stabilnější, ovladatelnější a jejich řízení je jednodušší. Veškeré řízení (yaw, pitch i roll) je prováděno změnami rychlosti otáčení jednotlivých rotorů, protože každý rotor má vlastní elektromotor, přímo ovládaný řídicí jednotkou.

Doba letu na jedno nabití baterií se u současných komerčních multirotorových UAV pohybuje mezi 15–40 minutami, což je dostačující pro nasnímání poměrně rozsáhlého území. Při jedné kampani trvající 1–2 hodiny je tak možné při výšce letu 100 m pokrýt území až prvních km², což je více než je rozloha běžných sesuvů v ČR.



Obr. 2.9 Umístění gimbalu pod UAV. (Zdroj: www.dji.com)

Letadla (fixed wing)

Mezi UAV letadla patří stroje těžší než vzduch, jejichž schopnost letu záleží na vztlaku křídel, vyvolaném jejich tvarem a dopředným pohybem. Pohon letadel je obvykle motorový (elektrický nebo spalovací), ale mohou být i bezmotorová (kluzáky).

Očividnou nevýhodou letadel je neschopnost stacionárního letu, tedy vznášení se na místě. To je při geovědních aplikacích často důležité, jednak proto, že je tak možné zaměřit manuálně senzor na požadovaný objekt, dále stacionarita umožňuje delší expozici nebo měření, a konečně i z hlediska bezpečnosti letu, kdy se stacionárním UAV je možné přiblížit se v podstatě na jakoukoli vzdálenost od objektu (do cca 1 m). Další nevýhodou je potřeba vzletové a přistávací dráhy, a také obtížnější ovládání, náročnější na schopnosti pilota (Hann et al., 2020).

Naopak výhodou letadel je jejich delší letová doba na baterii nebo nádrž, možnost nést relativně větší zátěž (payload) a malá hlučnost. Jsou proto vhodné v případech, kdy je třeba pořídit data z větší plochy nebo na větší vzdálenost, a to zejména s kolmou osou záběru (kolom dolů), zatímco pro svislé nebo velmi strmé svahy vhodné nejsou.

Systémy s kolmým startem (VTOL)

VTOL systémy (*Vertical Take-off And Landing*) jsou hybridem mezi letadly (vztlak zajišťuje profil křídla a dopředná rychlost) a rotorovými stroji (vztlak zajišťuje rotace vrtule). Stejně jako rotorové stroje nepotřebují vzletovou a přistávací plochu, ale po vzletu je vztlak převážně vytvářen křídlem, což je energeticky výhodnější a VTOL systémy mají tedy delší operační dobu oproti rotorovým systémům. Teoreticky umožňují i stacionární let, ale ne vždy jsou na to VTOL stroje uzpůsobené (Obr. 2.10).



Obr. 2.10 Příklad VTOL systému. (Zdroj: <https://sunbirds.aero>)

Systémy lehčí než vzduch

Mezi tento typ UAV patří různé typy upoutaných nebo řízených balonů a vzducholodí, které nenesou operátora na palubě. Jsou obvykle plněny plynem (H₂, He) nebo horkým vzduchem. Velkou výhodou těchto UAV je jednak dlouhá doba letu a bezproblémová stacionarita, jednak značná nosnost (payload). Naopak omezení představuje pohyb – jde buď o upoutané stroje, nebo jsou velmi citlivé na vítr.

2.7.1.2 Typy senzorů

Senzory jsou hlavním důvodem využívání UAV pro výzkum. Pomocí jejich umístění na UAV je možné snímat zájmové objekty z jinak nedostupné polohy, obvykle shora nebo z jinak nepřístupné strany.

Senzory, využívající jako nosiče helikoptéry, multirotorová UAV nebo stroje lehčí než vzduch, jsou obvykle zavěšeny pod stroj, aby mohly co nejlépe zabírat obraz směrem dopředu a pod stroj. V současné době jsou tyto přístroje obvykle upevněny na speciálním aktivním závěsu (gimbalu), který zajišťuje jednak natáčení senzoru, jednak eliminuje vibrace, stabilizuje směr záběru a vyrovnává náklony letícího stroje. Správně fungující gimbal je v případě helikoptér či multirotorových UAV často nutnou podmínkou pro pořízení ostrých záběrů z letícího stroje.

Moderní UAV mají gimbal obvykle alespoň částečně dálkově ovladatelný, takže je možné natáčet kameru nezávisle na natočení a směru letu stroje. Menší UAV mívají pouze jeden senzor (obvykle optický), který je využíván jak pro pořizování videozáznamu nebo snímků, tak pro orientaci pilota. Větší UAV (např. DJI Matrice 200) mohou mít i více gimbalů, a tedy zároveň snímat různými senzory (Hann et al., 2020).

Na letadlech nebo VTOL jsou nosiče obvykle umístěny v přední nebo spodní části trupu. Klouzavý let nevytváří tak výrazné vibrace, proto nejsou vždy umístěny na gimbalu, který by vibrace eliminoval.

Optické (RGB)

Optické senzory, snímající ve vlnových délkách viditelného světla (390 – 760 nm), jsou zdaleka nejrozšířenějším užitečným zatížením UAV. Jedná se obvykle o digitální kamery nebo fotoaparáty. U prvních modelářských UAV se jednalo o upravený digitální fotoaparát (Obr. 2.11), v současné době jde obvykle o specializovanou kameru, upevněnou na aktivním závěsu (gimbal).

Tyto speciální kamery jsou schopné současného pořizování kvalitního videozáznamu (často i 4K/60FPS) a fotografií. Někdy jsou vybaveny i zoomem. Při tomto rozlišení se na 128 GB SD kartu vejdou asi 4 hodiny záznamu. Velká UAV jsou schopna nést i přístroje s relativně těžkou optikou (např. plnoformátovou digitální zrcadlovku či bezzrcadlovku s odpovídajícím objektivem).



Obr. 2.11 Fixed-wing (Křídlo) – jeden z prvních modelářských UAV s digitálním fotoaparátem (2006).

Multispektrální

Multispektrální snímáče jsou obdobou klasických optických kamer, ale jsou schopny detekovat záření ve větším rozsahu vlnových délek. K dispozici je řada komerčních multispektrálních kamer (Parrot Sequoia, Micasense, DJI P4), které zasahují do blízkého infračerveného světla (NIR) (Obr. 2.12). Multispektrální kamery jsou obvykle využívány pro aplikace biologické a zemědělské (vegetační indexy), ale částečně mohou být využity i při studiu sesuvů, kdy je možné například podle stavu vegetace usuzovat na vlhkost podloží. Nevýhodou těchto kamer bývá horší rozlišení v řádu jednotek Mpix.



Obr. 2.12 Multispektrální snímáč DJI. (Zdroj: www.dji.com)

Hyperspektrální

S rozvojem hyperspektrálních kamer se rozšiřují také možnosti umístění těchto kamer na bezpilotní nosiče. Podmínkou je pak nízká váha a menší prostorové rozměry celého systému. Tyto kamery lze dnes získat v konfiguraci detekce VNIR pásem, SWIR pásem, či pro celé spektrum VNIR-SWIR.

Termální

Termální (IR) snímače mají obvykle nižší rozlišení (640×512 pixelů) než kamery pro viditelné spektrum a bývají výrazně dražší. Relativně dostupný komerční systém DJI Zenmuse XT má rozlišení 640×512 pixelů a rozsah vlnové délky 750 – 1350 nm.

Termální kamery jsou vhodné pro detekci zamokřených území, stavu vegetace, podzemních prostor nebo vyzařování objektů. Pro většinu úloh je třeba provádět snímání v noci nebo za soumraku, kdy objekty neodráží sluneční záření, což je při umístění senzoru na UAV poněkud komplikované. Existují nicméně úspěšné práce s využitím IR snímačů na UAV na sesuvech (Hartvich et al., in prep.).

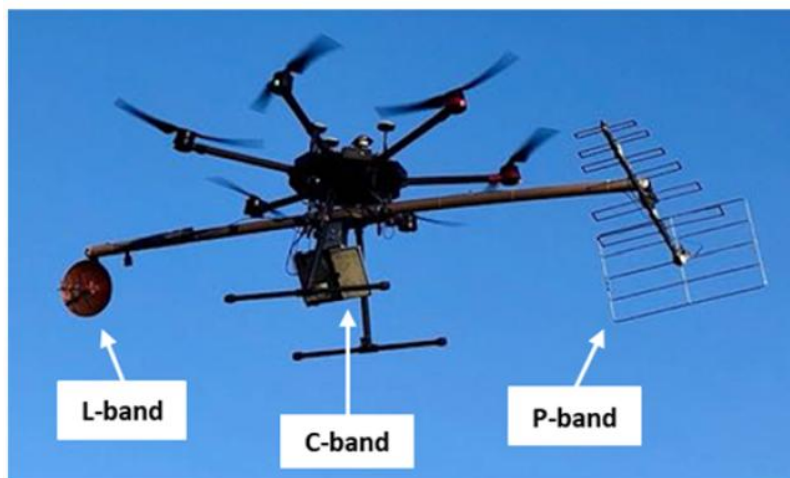
LiDAR

Aplikace LiDARových (Light detection and ranging) senzorů na UAV je poměrně novou metodou. Teprve nedávno byly zkonstruovány LiDARové jednotky dostatečně malé, energeticky nenáročné a lehké, aby je uneslo i větší UAV. To musí být zároveň vybaveno přesnou navigační jednotkou typicky kombinující GNSS a inerciální navigaci a umožňující příjem korekcí GNSS. Výhodou je potom bodové mračno exportované již v požadovaném souřadnicovém systému.

LiDAR je na rozdíl od ostatních senzorů aktivní, vysílá světelný paprsek pod známým horizontálním a vertikálním úhlem a podle času návratu určuje vzdálenost objektu (podrobněji o LiDARu v Kapitole 4). Jde o metodu běžně využívanou ke klasickému topografickému mapování, kdy jsou ovšem využívána pilotovaná letadla a vybavení je velké a těžké. LiDARové senzory na UAV jsou na rozdíl od optických metod vhodné především pro práci v nižších výškách, v členitém reliéfu a do určité míry i v terénu pokrytém vegetací.

Radarové

Umístění radarových senzorů na UAV je zcela novou metodou, která se prozatím vyskytla v odborné literatuře pouze v několika studiích (Remy et al., 2012; Frey et al., 2019; Hong et al., 2019; Luebeck et al., 2020). Hlavní motivací pro rozvoj této oblasti jsou však nedostatky družicových a leteckých radarových senzorů pro snímání sesuvů: nedostatečné prostorové rozlišení dlouhovlnných senzorů (pásma C a L), dlouhé časové rozlišení snímaných dat (Hong et al., 2019). Tyto nevýhody lze eliminovat využitím UAV, kdy lze využít dlouhovlnného radarového snímače s opakovaným snímáním v libovolném časovém odstupu (Hong et al., 2019). Potenciál diferenční interferometrie (DInSAR) pro sledování poklesů terénu byl prokázán například testem na rohových odražečích, u kterých byla uměle měněna vertikální poloha. Radar pásma L na UAV byl schopen změřit vertikální změnu polohy s přesností s průměrnou odchylkou menší než 0,4 mm při prostorovém rozlišení 1 cm, které odpovídá družicovým krátkovlnným datům pásma X (Luebeck et al., 2020). Miniaturizace senzorů je pak demonstrována na možnosti umístit souběžně radarové antény pro tři různá radarová pásma na UAV nosič (Obr. 2.13). Jak ale uvádí dále Luebeck et al. (2020), pro kvalitní výsledky je zcela nezbytné udržet stabilitu snímače – UAV během snímání. Jak ale uvádí Hong et al. (2019) výrazná dekorelace nebyla zaznamenána ani při 43 dní dlouhé temporální baseline, které dokládají vysoký potenciál SAR systémů na UAV pro sledování terénních nestabilit.



Obr. 2.13. Příklad umístění radarových antén tří pásem C, L, P (Převzato z Luebeck et al., 2020).

2.7.1.3 Sběr dat

Při pořizování dat pro výzkum svahových nestabilit, by měl být let UAV naplánovaný takovým způsobem, aby získaný soubor snímků pokryl s dostatečným překryvem celé snímané území (běžně 70 % v podélném i v příčném směru). Prvním krokem před začátkem práce v terénu je tedy rekognoskace území a stanovení požadované přesnosti výsledných dat, která je dopočtena na základě znalostí parametrů kamery na UAV zařízení.

Při snímání území s hustým vegetačním pokryvem je vhodné volit období pořízení dat tak, aby porosty, jako jsou stromy, křoviny apod., byly co nejméně zarostlé. Je tedy vhodné tyto oblasti nalétávat v období vegetačního klidu, kdy jsou stromy a křoviny opadané (Seidl, 2020). Seidl (2020) zároveň uvádí, že pro terén s velkou výškovou variabilitou je vhodné pořizovat data ve více letových řadách – v různých výškách a pod různými úhly (kolmé plus šikmé snímky) –, aby bylo možné členitý terén co nejpřesněji vymodelovat.

Předletová příprava

Před každým letem je třeba opatřit příslušná povolení k létání dle omezení na snímaném území. Omezené či zakázané oblasti na území ČR je možné dohledat v mapových aplikacích spravovaných Úřadem pro civilní letectví ČR: AISview (<https://aisview.rlp.cz>) nebo DRONview (<https://dronview.rlp.cz>), kde jsou zároveň popsány podmínky letu, které je nutné dodržet (např. výška letu). Obecně je třeba dodržovat platnou legislativu (<https://dron.caa.cz/>).

Každé UAV zařízení má jiné parametry a schopnosti letu. Před letem je důležité zhodnotit meteorologickou situaci v oblasti zájmu. Z této kategorie jsou důležité následující parametry: teplota, rychlost větru, srážky a oblačnost. U většiny zařízení je udávána provozní teplota 0°C – 40°C, maximální rychlost větru do 10 m/s a nulové srážky (ÚCL, 2021). Oblačnost může být naopak žádoucí, zvláště jedná-li se o pořízení termálních dat nebo snímání severně orientovaných svahů, kdy silné protisvětlo ovlivňuje pořízení kvalitních snímků.

Řízený let

Řízený let je standardním režimem letu UAV. V tomto režimu je UAV na dálku řízeno pilotem za pomoci dálkového ovládání pracujícího obvykle na rádiové frekvenci. Letecké práce, které se provádí pomocí řízeného letu, mohou klást značné požadavky na zkušenosti a schopnosti pilota,

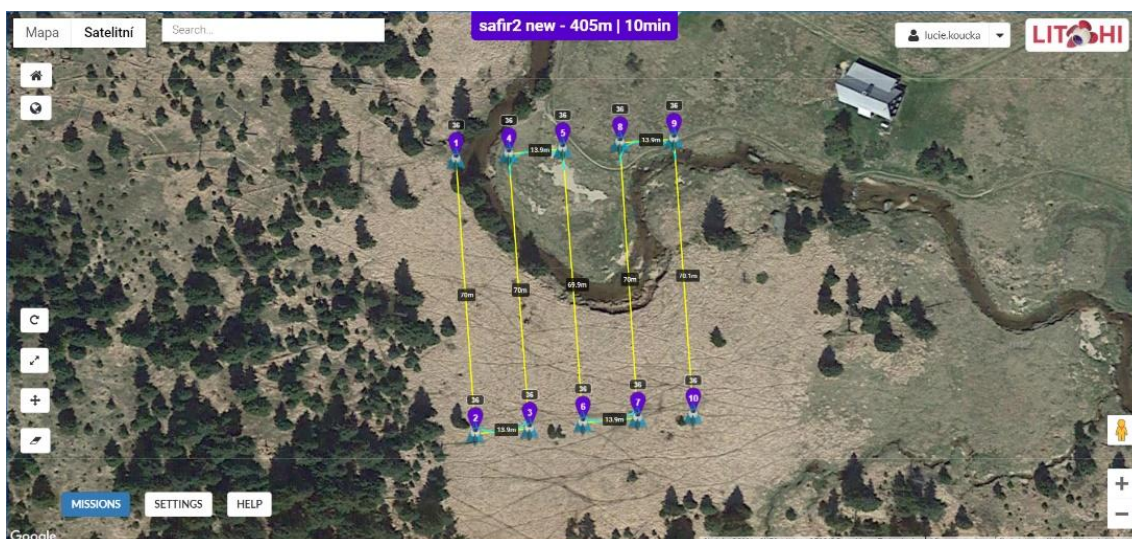
zejména v zalesněných oblastech nebo v okolí překážek. Řízený let je ideální pro snímání členitých nebo vertikálních objektů, jako jsou například skalní útvary, zemní stěny nebo sesuvy, kdy se snímání provádí pod různými úhly (Grohmann et al., 2019).

Automatický let

V případě automatického způsobu letu lze trasu naplánovat pomocí různých aplikací dle předem stanovených požadavků (Obr. 2.14). Dochází tak k nastavení vhodné výšky letu za účelem dosažení stanoveného prostorového rozlišení a k naplánování trasy takovým způsobem, aby byl zajištěn dostatečný překryv pořizovaných snímků. Uživatel obvykle specifikuje typ stroje a jeho kamery, oblast zájmu, výšku letu a požadované překryvy snímků a aplikace již sama vypočte jednotlivé letové řady a v rámci nich místa pořízení snímků. Obvykle je také možné nahrát vlastní KML soubor s tzv. *waypointy* (= body definující trasu letu) předem vytvořený v mapové aplikaci Mapy.cz nebo Google Maps. Zároveň lze tyto body/trasy nadefinovat přímo v aplikaci. V aplikacích lze také nastavit rychlost letu – tedy naplánovat let s ohledem na počet a výdrž baterií, které jsou k dispozici. Příkladem takovýchto aplikací je např. Litchi, DJI GS Pro nebo DJI Pilot, které jsou dostupné pro mobilní zařízení s podporou OS Android i iOS.

Aby byl překryv opravdu dostatečný, je vhodné na základě znalosti velikosti zorného úhlu kamery (horizontálního i vertikálního) a předem určené výšky a rychlosti letu, s ohledem na požadované rozlišení, vypočítat potřebnou vzdálenost mezi letovými liniemi. Autonomní let je vhodný při sběru dat za účelem generování ortofota – tedy v případě, kdy se snímky pořizují kolmo (Grohmann et al., 2019) a je potřeba pokrýt rozsáhlejší území rovnoměrně.

I přesto, že jde o let předem naplánovaný a bezpilotním letadlem automaticky realizovaný včetně vzletu a přistání, operátor či pilot musí mít stroj nestále v dohledové vzdálenosti, musí kontrolovat stav baterie a při jakékoli nestandardní situaci převzít kontrolu nad zařízením a v ideálním případě přistát (ÚCL, 2021). Současná legislativa neumožňuje zcela autonomní lety, přestože většina současných UAV tuto funkci má.



Obr. 2.14 – Naplánovaný let v okolí obce Jizerka ve webové mapové aplikaci LITCHI.

Georeferencování snímků

Pro správné umístění ortofotomapy nebo modelu do souřadnicového systému a pro jeho správnou polohu v prostoru je třeba znát polohu UAV během pořizování snímků, nebo znát polohu některých známých bodů na snímcích. Georeferencování je možné provést v místní síti, v národním referenčním rámci (S-JTSK), případně v globálních souřadnicových systémech (WGS84, UTM). Vlastní georeferencování je možné provést v zásadě třemi způsoby.

Využití polohových dat z GNSS přijímače na palubě UAV

Tento postup je méně přesný, neboť přesnost běžného GNSS přijímače, kterým je UAV vybaveno, je řádově v jednotkách metrů. To může vést jednak k nepřesnému určení polohy objektů, jednak k případnému zkreslení geometrie modelu. Nicméně pro aplikace, které nevyžadují přesnost vyšší než cca 1 – 1,5 m, nebo když není potřeba na modelu provádět měřické výpočty, však tento postup dostačuje. Tento postup je rovněž časově nejméně náročný.

Využití vličovacích bodů (GCP – ground control points)

Tento postup je využíván v případě, že nedostačuje cca metrová přesnost při využití standardního přijímače GNSS v UAV, a poskytuje vyšší přesnost při georeferencování, a při tvorbě 3D modelu. Vličovací body (též GCP) jsou v terénu dočasně či trvale rozmístěné, dobře rozeznatelné značky nebo desky s výrazným vzorem (šachovnice, černé kruhy na bílém pozadí, aj.; Peterman, 2015).

Předpokladem správného georeferencování je dostatečné množství GCP a jejich rovnoměrné rozmístění ve snímané oblasti. Poloha těchto GCP se v terénu zaměřuje pomocí totální stanice nebo dGNSS přijímače. Při opakovaném měření (např. monitoring sesuvného území) je možné vybudovat pevnou geodetickou bodovou síť kolem sesuvného území tak, aby bylo možné se na místo vrátit a vličovací body znovu zaměřit z místa o stabilních souřadnicích (Peterman, 2015). Přesnost výsledných dat se při tomto postupu pohybuje na úrovni centimetrů až prvních decimetrů.

Využití základové stanice dGNSS a zpřesnění polohových dat UAV.

V poslední době existují rovněž moderní UAV s pokročilejšími vícefrekvenčními fázovými GNSS přijímači, umožňujícími příjem korekčních dat přímo (označovány jako „RTK“) či následné zpracování pořízených observací (PPK). S vysokou přesností je tak určována poloha UAV v čase pořízení snímku. Vzniklé ortofotomapy a modely dosahují až několika centimetrové přesnosti (Cledat et al., 2020), přičemž odpadá náročná a někdy i nebezpečná práce s GCP.

2.7.1.4 Zpracování dat

Zpracování dat z UAV nosičů je obdobné jako z jiných leteckých prostředků. Dá se rozdělit na zpracování optických RGB snímků a zpracování jiných druhů snímků (IR, multispektrální, LiDARové, apod.). Z optických snímků lze v zásadě získat dvě hlavní skupiny výstupů. Jedná se o ortofotomapy a DMP, resp. DMR.

Základy zpracování optických snímků

Tradičním využitím optických snímků je tvorba ortofotomapy, tedy fotografické mapy, složené ze svislých nebo na svislý průmět přepočítaných fotografií zemského povrchu. Při zpracování optických snímků na ortofotomapu dochází k převodu snímků ze středové (centrální) projekce na ortogonální projekci. Při tomto přepočtu je třeba znát souřadnice bodu, odkud byl snímek pořízen, a úhly orientace kamery (Čejka, 2008). V případě snímků pořizovaných UAV jsou ob-

vykle tyto údaje součástí souboru fotosnímku (v podobě doplňkové tabulky *.exif). V současné době jsou nicméně specializované programy na zpracování snímků schopné pomocí dále popsaných algoritmů (SfM) tyto údaje dopočítat zpětně. Výsledkem procesu ortogonalizace je určení souřadnic XYZ pro každý pixel fotosnímku tak, že je měřítko na všech místech snímku stejné a lze tedy snímek označovat jako (orto)fotomapu. Zároveň je možné skládat sousední snímky do fotomozaiky tak, že vznikne bežešvá ortofotomapa většího území (Čejka, 2008).

Metoda Structure-from-Motion (SfM) je fotografická zobrazovací metoda, jejíž podstatou je získání 3D prostorových souřadnic z dvourozměrných, vzájemně se překrývajících snímků. Snímky pořízené touto metodou mohou být pořízeny s rovnoběžnými i konvergentními osami záběru a nemusí se dodržovat zásady pro pořizování fotogrammetrických snímků (Rýgllová, 2018). Pro získání kvalitnějšího 3D modelu je doporučeno řídit se základními zásadami pořizování fotogrammetrických snímků (Balek a Blahůt, 2017).

SfM kombinuje výhody metod průsekové fotogrammetrie a stereofotogrammetrie, přičemž prvky vnitřní i vnější orientace kamery nemusí být známy a jsou automaticky vypočítané při orientaci snímku ve specializovaném softwaru (Westoby et al., 2012).

Při zpracování RGB snímků dochází k automatickému určení společných bodů na různých snímcích pomocí algoritmu SIFT (scale invariant feature transform), z nichž se následně vypočítají prostorové souřadnice v libovolném 3D souřadnicovém systému. Výsledkem je 3D rozmístění bodových prvků ve formě řídkého mračna bodů ve stejném místním 3D souřadnicovém systému (Micheletti et al., 2015). Řídké mračno bodů je v návazných krocích zpracování zhušťováno a dochází tak k dovození tzv. hustého mračna bodů. Oproti řídkému mračnu dochází k nárůstu počtu bodů typicky o dva až tři řády.

Zpracování snímků je semi-automatizované a lze je provádět v rozličných dostupných softwarech. Mezi nejvíce používané patří Agisoft Metashape (dříve Agisoft Photoscan; Agisoft, 2021), který umožňuje mimo vlastní zpracování snímků i tvorbu hustých mračen bodů a tvorbu DMP/DMT. Rovněž lze vytvořit georeferencovanou ortofotomozaiku – ortofotomapu a nově i integrovat data z laserového skenování, nebo multispektrální data. Samozřejmostí je pak export dat pro zpracování v dalších softwarech. Mezi další softwary pro zpracování optických snímků patří např. Pix4D, ReCap, ArcGIS Drone2Map a mnoho dalších.

Zpracování dalších druhů dat

Mimo optické snímky poskytují UAV množství dalších datových výstupů, vyplývajících z použitých senzorů. Jedná se především o mračna bodů z LiDARových dat, multispektrální a IR snímky, případně i radarové snímky. Tato data zpracovávána stejným způsobem jako výše zmíněná multispektrální data, v některých případech je pro zpracování těchto dat nutné využít softwarů výrobců senzorů a převést binární data na některý z formátů, který lze importovat do softwaru třetích stran. V případě LiDARových dat se jedná zejména o formáty .LAS/.LAZ, .XYZ, .ASC. Tyto formáty umožňují využití některých z kvalitních open-source nástrojů, jako je například CloudCompare (CloudCompare, 2021).

V případě termálních snímků v současnosti existuje více než 20 formátů radiometrických IR dat, většinou jde o formáty .JPG a .TIF. V případě nejčastěji používaných IR kamer FLIR se jedná o jejich vlastní formu souboru, ze které není možné získat radiometrická termální data bez originálního softwaru. V současnosti je nicméně možné využít i softwarů třetích stran (MatLab, R), do kterých je možné buď naimportovat IR snímky přímo, nebo pomocí běžných formátů.

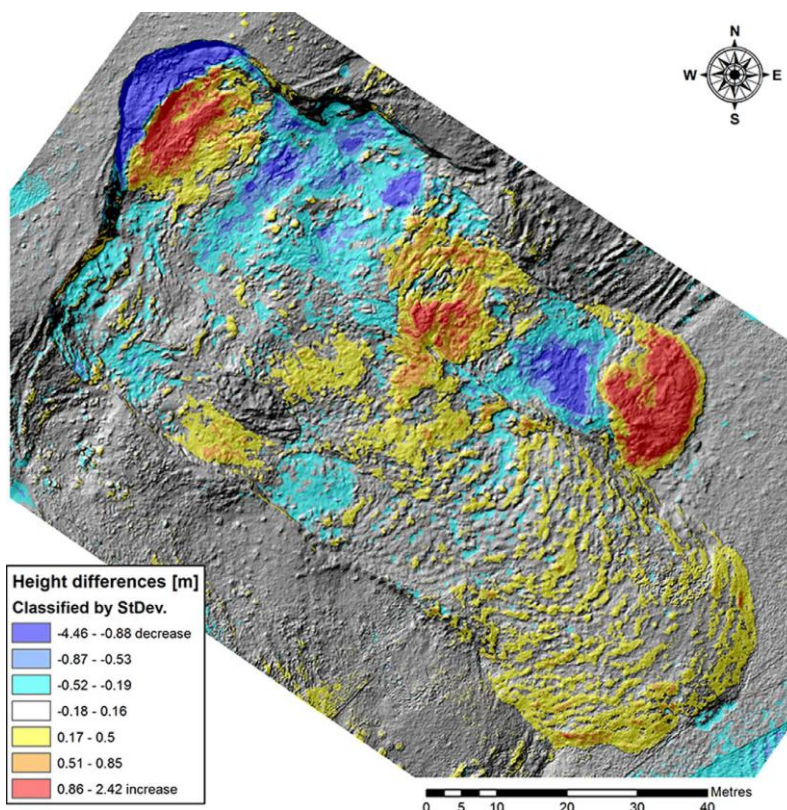
V případě radarových dat je běžně postupováno podle standardizovaného postupu pro zpracování radarových dat snímaných leteckým nosičem, využitým například ve studii Perna et al. (2008).

2.7.1.5 Příklady využití UAV ve výzkumu sesuvů

Technologický vývoj UAV a senzorů v posledních letech umožnil využívat bezpilotní prostředky k mapování, monitoringu a výzkumu sesuvů. V počátcích se jednalo o využití UAV typu fixed-wings (Rau et al., 2011), které dokázaly pokrýt větší zájmové území. V současné době se jedná zejména o využití multikoptér (Lucieer et al., 2014; Lindner et al., 2016; Casagli et al., 2017), které svým výkonem již dostačují ke snímání území rozsáhlejších rozměrů, jsou snadno ovladatelné a mají možnost nést i několik senzorů současně.

K monitoringu sesuvů jsou nejčastěji využívána **optická data pořízená UAV**, ze kterých jsou tvořeny ortofotomapy a DMP. Tato data jsou užitečná při identifikaci morfologických prvků sesuvu, jako jsou např. odlučná hrana nebo oblast akumulace (Rossi et al., 2018; Xu et al., 2020). Dále lze data využít pro tvorbu derivátů DMP, jako jsou např. mapy sklonitosti, zakřivení nebo orientace svahů. Z těchto map lze v kombinaci s dalšími informacemi zjišťovat vnitřní stavbu sesuvu, určit stávající aktivitu a stabilitu oblasti nebo dokonce predikovat budoucí vývoj nestabilního území (Sestras et al., 2021; Ma et al., 2020).

Analýza časové řady při zkoumání sesuvných území je hojně využívána. Niethammer et al. (2012) představili pokročilejší využití UAV na sesuvu Super-Sauze ve Francouzských Alpách, který nasníмали ve dvou časových obdobích. Pořízená data využili k analýze rychlosti pohybu sesuvu, kdy porovnali změnu umístění jasně identifikovatelných útvarů (balvany) a následně získali vektory pohybu sesuvu (podobně Peternel et al., 2017; Samodra et al., 2020). Horizontální posun lze získat také automaticky pomocí korelačních algoritmů používaných k porovnání obrazových dat (Lucieer et al., 2014; Turner et al., 2015; Peppas et al., 2017).



Obr. 2.15 Rozdílový model vytvořený z dat ze dvou časových období (Lucieer et al., 2014).

Data ze dvou a více časových horizontů lze využít k monitoringu aktivity, která může být jednak vizuální (porovnáním ortofotomap), nebo lze vypočítat rozdílový rastr mezi alespoň dvěma DMP z různého časového období, pomocí kterého lze snadno identifikovat výškové změny terénu a pohyb sesutých hmot (obr. 2.15), viz např. Lucieer et al., 2014; Samodra et al. 2020; nebo Peternel et al., 2017. Zároveň lze rozdílový raster využít k výpočtu objemu sesutých hornin (Valkaniotis et al., 2018; Kyriou et al., 2021; Rossi et al., 2018). Porovnat lze taktéž přímo bodová mračna, kdy lze za určitých podmínek dosáhnout vyšší přesnosti v detekci změn (Seidl, 2020).

Optická data jsou současně využívána k detekci a analýze diskontinuit vytvořených sesuvem, ať už se jedná o identifikaci trhlin v jednom časovém úseku (Niethammer et al., 2012; Giordan et al., 2015) nebo porovnání změny velikosti, umístění a tvaru trhlin v časové řadě (Lindner et al., 2016), které je důležité k analýze pohybu a predikci aktivity sesuvu.

Data z dalších druhů senzorů, jako jsou multispektrální nebo termální, nejsou dosud ve výzkumu sesuvů využívána tak často jako data optická. To může být zapříčiněno teprve nedávným vývojem těchto senzorů pro UAV, často vysokými náklady na pořízení nebo náročností zpracování a interpretace dat pro odborníky, kteří se zkoumáním sesuvů zabývají.

Multispektrální data mohou být využita k základnímu rozdělení zájmového území na oblast bez a s vegetací, které je často užitečné pro další analýzy (Rossi et al., 2018). Nejčastěji jsou multispektrální data používána ke zkoumání stavu vegetace a detekce výskytu vody v půdě. Zdraví vegetačního pokryvu, kdy se například detekují stromy ve stresu, což je pro sesuvné lokality typické (Godone et al., 2020), je analyzováno pomocí kombinace spektrálních pásem CIR (Color-infrared) nebo výpočtu NDRE indexu (Normalized Difference Red Edge).

Aplikace multispektrálních metod slouží zároveň k hledání oblastí s vyšším obsahem vody, což je rovněž charakteristické pro určité části sesuvného území. Lze buď přímo hledat zavlhčená místa, nebo zkoumat oblast nepřímo pomocí charakteru vegetace v porovnání s okolím (Allasia et al., 2019; Cignetti et al., 2019). Vlhkost půdy může být také zjišťována pomocí termálních dat, jejichž analýza je vhodná k detekci pramenů či zamokřených oblastí (Frodella et al., 2017). Data z termálních senzorů zároveň slouží k detekci trhlin a dutin, skrze které proudí vzduch o odlišné teplotě oproti okolí. Tento postup se často používá u skalních útvarů, ale lze jej aplikovat i na sesuvná území (Mellis et al., 2020; Casagli et al., 2017).

Lidarový senzor uzpůsobený pro využití na UAV byl vyvinut teprve v nedávné době a tato technologie se stále rozvíjí. Využitím tohoto typu dat lze získat velmi přesné digitální modely povrchu a zejména odvozené digitální modely reliéfu, kde je odfiltrována vegetace a ostatní objekty nad reliéfem. Protože v našich podmínkách bývají sesuvy a jejich okolí často pokryté vegetací, analýza DMR nabízí možnost přesnějších analýz terénu (Lin et al., 2019; Hobbs et al., 2010; Pellicani et al., 2019).

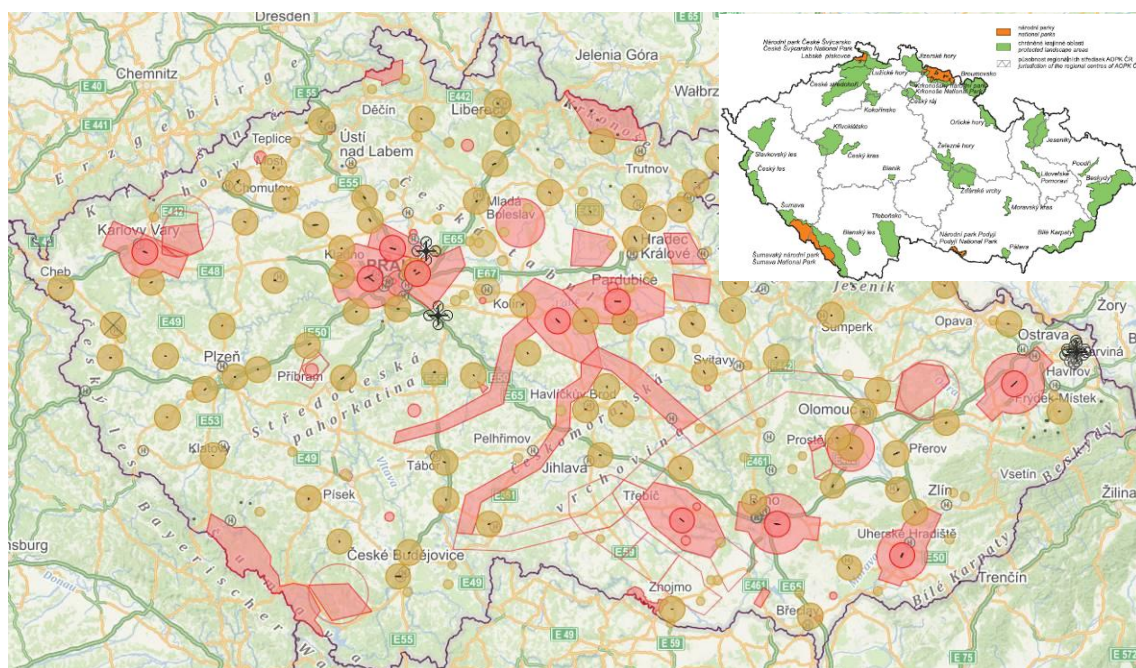
2.7.1.6 Shrnutí – výhody a nevýhody pro výzkum sesuvů

UAV se stávají běžným, dostupným a univerzálně využívaným prostředkem pro získávání optických i dat jiného typu v geovědách. Využití UAV nabízí nové možnosti i v oblasti mapování, monitoringu a výzkumu sesuvů oproti stávajícím metodám dálkového průzkumu Země a měření v terénu. Prostředky UAV produkují data ve velmi vysokém rozlišení, přesnosti a kvalitě. Nabízejí tak cenově dostupnější alternativu k leteckým a satelitním datům. Výhodou UAV oproti terénnímu měření je možnost zkoumání nestabilní oblasti distančně a není tak nutné kvůli měření podstupovat jakékoliv riziko. Zároveň nabízí inženýrskému geologovi komplexní pohled na sesuv skrze detailní 3D model, který může geolog analyzovat kdykoliv, nejen v terénu. Další vý-

hodou UAV je schopnost nést různé typy senzorů, jejichž data doplňují analýzy výškových dat. Jedná se např. o senzor termální, multispektrální nebo LiDAR. Tyto senzory se neustále vyvíjejí a budou se postupně přibližovat kvalitě leteckých senzorů. V oblasti výzkumu sesuvů tak do budoucna nabídnou obrovské možnosti využití.

Mezi nevýhody UAV lze zařadit závislost na meteorologických podmínkách, jedná se zejména o rychlost větru, teplotu vzduchu a srážky. Využití multispektrálního nebo termálního senzoru dále obnáší dosažení specifických světelných podmínek, kdy při snímání multispektrálních dat je vyžadována jasná obloha bez oblačnosti, naopak snímání termálních dat je vhodné provádět za soumraku nebo alespoň při oblačné obloze. Dosažení vhodných povětrnostních podmínek tak může být v některých případech náročné, zároveň tak může být ovlivněna frekvence snímání na určité lokalitě. K nevýhodám využití UAV pro výzkum svahových nestabilit patří zároveň výskyt vegetace, který znemožňuje snímání povrchu a obzvláště při výskytu husté vegetace také rekonstrukci digitálního modelu povrchu v daném místě.

Určitým omezením mohou být také pravidla létání s bezpilotními prostředky určená Úřadem pro civilní letectví ČR, který zároveň stanovuje zakázané oblasti létání. Bohužel jsou takto omezené oblasti často postihovány sesuvy – například je paušálně zakázáno létat (mimo jednorázové speciální výjimky) v národních parcích a všech zvláště chráněných územích, což představuje více než 17 % území ČR. K tomu je třeba připočítat celou řadu dalších typů omezených prostorů (okolí letišť, vojenské újezdy, intravilány obcí a obecně místa s pohybem osob, komunikace, elektrárny, apod.). V případě využití UAV při výzkumu a monitoringu sesuvů v České republice je tedy poměrně pravděpodobné, že bude třeba žádat o speciální povolení z důvodů těchto omezení (Obr. 2.16).



Obr. 2.16 Mapa ČR s vyznačením omezení letu UAV – červené a hnědé plochy (droneview.rlp.cz).
Ve výřezu rozsah velkoplošných chráněných území v ČR (AOPK).

Zřejmě **nejvhodnějším typem UAV** pro většinu výzkumů sesuvů a dalších svahových deformací jsou multirotorové systémy, a to z následujících důvodů:

- Umožňují kolmý vzlet i přistání, menší dokonce vzlet a přistání z ruky operátora, je tedy možné je použít prakticky kdekoliv.
- Umožňují přiblížení ke studovanému objektu až na cca 1 m.
- Umožňují stacionární let.
- Obvykle umožňují náklon kamery 0° (vodorovně) – 90° (svisle dolů).
- Stabilita a obratnost spolu se schopností stacionárního letu umožňují pohyb UAV i mezi stromy.
- Existuje rozmanitá nabídka senzorů a vybavení.
- Je široká nabídka produktů a jejich relativní dostupnost.
- Do určité míry je nevýhodou relativně kratší letová doba, nicméně v současné době je již dostatečná, zejména při obvykle nevelkém rozsahu sesuvů.
- Je nicméně zřejmé, že konkrétní doporučení záleží na charakteru výzkumu i charakteristikách zkoumané lokality, jejím rozsahu, požadovaném rozlišení, typu senzoru a podobně.

2.7.2 Sportovně létající zařízení (SLZ)

Ultralehká letadla, v legislativě České republiky zakotvená jako sportovně létající zařízení, jsou nejvýše dvoumístné letouny, vírníky, vrtulníky a motorové závěsné kluzáky, jejichž maximální vzletová hmotnost nepřekročí 600 kg. Svoji specifikací a povahou jsou tak mezi UAV a letadly, kdy výkonnostně jsou vzhledem k doletu srovnatelné s letadly, ale nosností a prostorovým omezením jako nosiče snímacího zařízení mají blíže k UAV. Pořizovací náklady oproti letadlům dle typu jsou u SLZ poloviční, a provozní náklady dokonce čtvrtinové, avšak současné předpisy v ČR neumožňují se SLZ provádění leteckých prací v pravém slova smyslu, kdy jejich praktické využití je možné pouze jako nosiče druhé osoby ve funkci fotografa provádějícího dokumentaci.

2.7.2.1 Plánování leteckého snímkování

Plánování leteckého snímkování je nutné provádět s ohledem na letecké předpisy, rozdělení vzdušného prostoru a omezení vlastního SLZ. Letecké předpisy stanovují minimální výšky letu pro SLZ 150 m nad terénem mimo zastavěnou oblast, a 300 m nad zastavěnou oblastí. V rámci rozdělení vzdušného prostoru je pak nutné respektovat vertikální třídy, se kterými souvisí konkrétní pravidla a omezení pro létání v těchto třídách. Horizontálně jsou pak ještě vyčleněny zakázané, omezené, nebezpečné, dočasně rezervované a dočasně vyhrazené prostory, které jsou každoročně aktualizovány a zveřejňovány v rámci platné ICAO mapy. Vlastní omezení SLZ je pak dáno podmínkou letu za stálého vidu země tzv. VFR, přístrojovým vybavením, a výkony stroje, kdy dostup (maximální výška letu) stroje je většinou limitován na hranici 4 km.

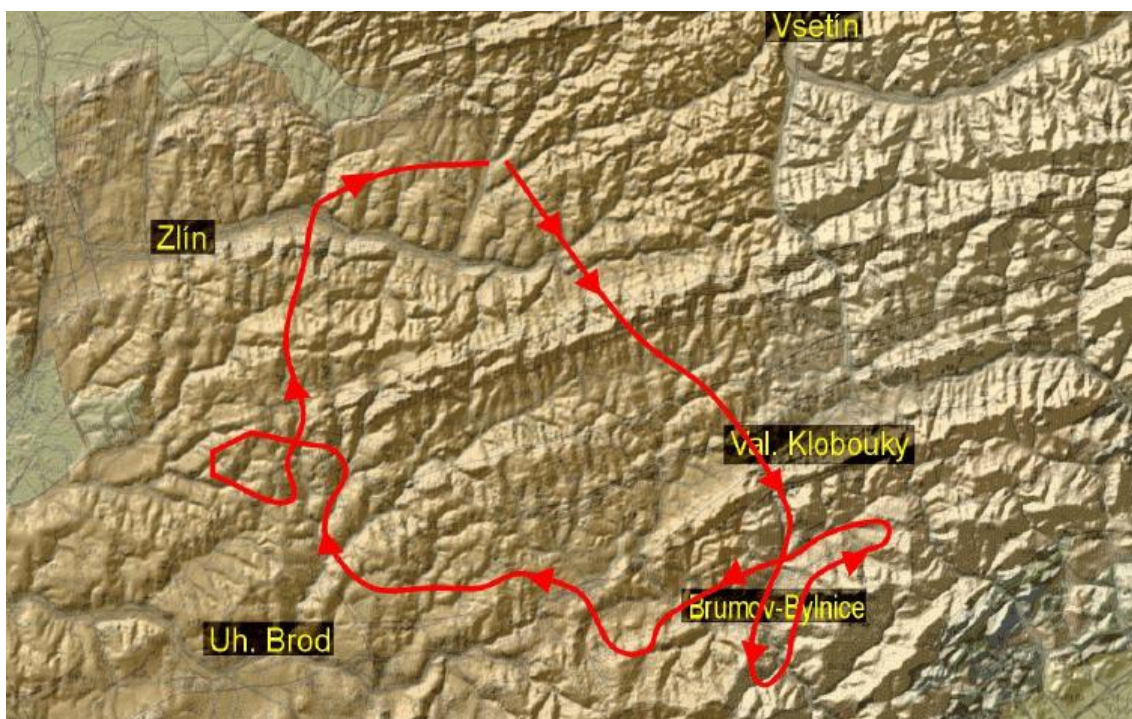
2.7.2.2 Senzory

Senzory snímající optická data v tomto případě jsou fotoaparáty, ideálně digitální zrcadlovky, které dokáží zohlednit podmínky prostředí pořizování fotografií. Fotoaparát by měl mít nastavitelné expoziční režimy s využitím režimu „priority času“, který dovoluje nastavení potřebného času kompenzujícího pohyb, nastavení citlivosti ISO, a nastavení clonového čísla. V závislosti na výšce letu, ze které jsou fotografie pořizovány, by měl být fotoaparát opatřen i příslušným objektivem.

2.7.2.3 Příklad využití

Fotoletecká dokumentace kalamitní aktivity mělkých svahových deformací za pomoci SLZ proběhla na Zlínsku v roce 2006, a byla provedena pracovníkem České geologické služby Brno Ivo Baroněm, ve spolupráci s pilotem SLZ Jaroslavem Prchalem. Tato metoda byla využita jako relativně levná a efektivní inventarizační metoda fotodokumentace umožňující v krátkém čase dokumentaci značného množství svahových nestabilit.

Během vhodně zvoleného a naplánovaného letu (obr. 2.17) v délce 1 h 40 min tak bylo fotograficky zdokumentováno 26 aktivních svahových nestabilit. Snímky jednotlivých lokalit byly vždy pořízeny pod šikmým úhlem (obr. 2.18) nebo relativně kolmým úhlem (obr. 2.18) vůči svahové nestabilitě, a přesně lokalizovány pomocí GPS a popsány.



Obr. 2.17: Digitální model reliéfu části flyšového pásma Vnějších západních Karpat s vyznačením trasy mapovacího letu (I. Baroň)



Obr. 2.18: Vlevo – příklad šikmo foceného sesuvu Bohuslavice – údolí Březnice naproti „Zelené“ (foto: I. Baroň, 2006); vpravo – příklad téměř kolmo focené svahové nestability Nedašov – Přítěž (foto: I. Baroň, 2006)

2.7.3 Letadla

2.7.3.1 Optická data

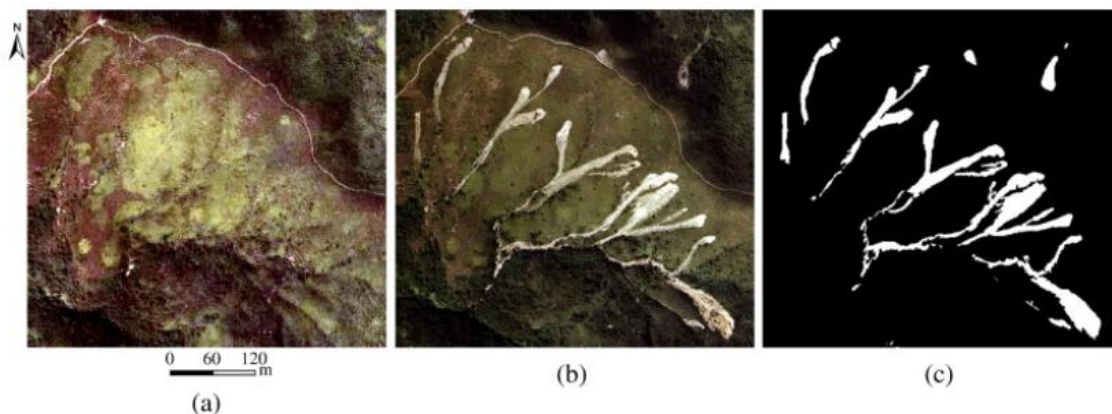
Senzory (kamery) snímající optická data lze rozdělit na dvě skupiny, fotogrammetrické multispektrální/panchromatické a hyperspektrální. Fotogrammetrické senzory/kamery využívají dvou odlišných konstrukcí snímacích čipů, CCD a CMOS. Výhodou **CCD** čipu je vyšší citlivost na světlo při horších světelných podmínkách a také rychlejší zápis snímaných dat. Naopak výhodou **CMOS** senzorů je jejich nižší pořizovací cena a nižší spotřeba energie (Stumpf et al., 2010). **Fotogrammetrické multispektrální kamery** většinou snímají základní RGB pásma, občas doplněné o blízké infračervené pásmo (NIR) a panchromatické (PAN) pásmo (např. kamery z produkce Leica, Vexcel a Zeiss). Tyto kamery většinou využívají technologie CMOS a pořizují tak jednotlivé snímky. Příkladem lze uvést kameru Vexcel Ultracam Osprey 4.1 (CMOS technologie), která snímá jak PAN pásmo v rozlišení 20544 x 14016 pixelů, tak čtyři spektrální pásma: RGB + NIR v rozlišení 12840 x 8760 pixelů. Kamera má navíc vyčleněný RGB senzor pro šikmé snímání s rozlišením 14144 x 10560 pixelů. **Hyperspektrální kamery** naproti tomu snímají průběžně pomocí liniových skenerů na bázi a) technologie CCD pro viditelnou část spektra a b) technologie MCT (telurid rtuti a kadmia), která je schopná detekovat střední infračervené záření (SWIR). Mezi nejběžnější hyperspektrální kamery určené pro letadla jsou AISA Eagle/Dual, CASI/SASI, HyMap a AVIRIS.

Příklad využití

Li et al. (2016) mapoval sesuvy spuštěné silnými dešti na území o rozloze přibližně 40 km². Sesuvy se v tomto případě vyznačují úzkými dlouhými pruhy (Obr. 2.19), ve kterých došlo ke změně typu plochy pokryvu (vegetace → suť). Vzhledem k menší zasažené ploše bylo možné efektivně nasadit letecký průzkum, který dále těžil z pravidelného snímání poskytujícího snímky před silnými dešti. Studie se v tomto případě zaměřila na zdokonalení klasifikačního algoritmu, pro který bylo využito Markovských náhodných polí – klasifikátoru s objektovým přístupem k sesuvu (Tab. 2.3, Li et al., 2016).

Tab. 2.3 Souhrn příkladové studie dle Li et al. (2016).

Typ sesuvu, iniciátor	Lokalita	Krajinný typ	Typ povrchu	Sklon svahu
Suťové proudy, silný déšť	Lantau Island, Hong Kong	Kopcovitá krajina	Horní partie svahu travní porosty, spodní partie svahu křovina a lesy	40 % území nad 25°
Litologie	Využitá data DPZ	Metoda detekce	Využitá technika	Úspěšnost detekce
Vulkanické tufy a lávy	Letecké ortofoto, kamera Zeiss RMK TOP 15, rozlišení 0,5 m, pořízené před a po události.	Detekce změn v obraze (Change detection)	Markovská náhodná pole (MRF)	93,8 %

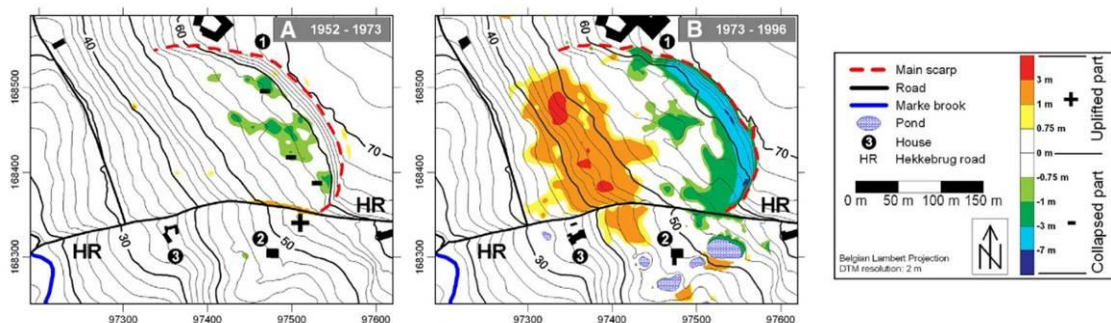


Obr. 2.19: Příklad detekce změny v obraze na základě leteckých ortofot: a) situace před silnými dešti, b) situace po silných deštích, c) klasifikace změn v obraze (upraveno z Li et al., 2016).

Tab. 2.4: Souhrn příkladové studie dle Dewitte et al. (2008).

Typ sesuvu, iniciátor	Lokalita	Krajinný typ	Typ povrchu	Sklon svahu
Plouživý hluboko založený, historický	Oudenaarde, Belgie	Mírně zvlněná krajina	Les, hustý porost	13–20 %
Litologie	Využitá data DPZ	Metoda detekce	Využitá technika	Úspěšnost detekce
Jíly	Historické letecké měřické stereosnímky a ortofoto + DEM získaný z LIDAR snímání	Porovnání DEM	Vzájemné odečtení DMT	neuvedena

Příklad využití historických leteckých měřických stereosnímků (LMS) a současného DMT z letecké kampaně LIDAR pro studium plíživého sesuvu v terénu silně pokrytém vegetací uvádí Dewitte et al. (2008). Na základě vzájemného odečtení DMT LMS pocházející z let 1952, 1973, ortofota z roku 1996 a DMT derivovaný z leteckých LIDAR dat z roku 2002 byly pro jednotlivé časové úseky zpracovány mapy vertikálních a horizontálních posunů (Obr. 2.20, Tab. 2.4). Zatímco vertikální posuny bylo možné odvodit z rozdílu DMT, horizontální posuny nebylo možné díky vegetačnímu pokryvu a nedostatku shodných bodů automaticky odvodit, a proto byly odvozeny vizuální rekognoskací (Dewitte et al., 2008).



Obr. 2.20 Detekce vertikálních změn sesuvu na základě historických LMS:
A) rozdíl mezi lety 1952 a 1973, B) rozdíl mezi lety 1973 a 1996
(Převzato a upraveno z Dewitte et al., 2008).

Využití **hyperspektrálních dat** pro studium sesuvů je doposud velmi omezené, zejména z důvodu vysokých nákladů na pořízení letecky snímaných dat a také velké komplexnosti hyperspektrálních dat, která vyžaduje expertní znalosti obrazové spektroskopie. Sterzai et al. (2010) demonstrovali vhodnost kombinace analýzy digitálního modelu terénu a analýzy PCA na bázi hyperspektrálních dat ze senzoru AISA Eagle k identifikaci míst spojených s akumulací sesuté půdy. Rudd et al. (2005) využili spektrální informaci z dat senzoru AVIRIS ke klasifikaci jílových minerálů, zodpovědných za bahnotoky. Díky tomu bylo možné vytvořit mapy náchylnosti tohoto jevu, které byly validovány na základě topografie a geologického mapování. Ye et al. (2019) využili klasifikace hyperspektrálních dat pomocí metod strojového učení k detekci sesuvů s přesností více jak 95%.

2.7.3.1 Termální data

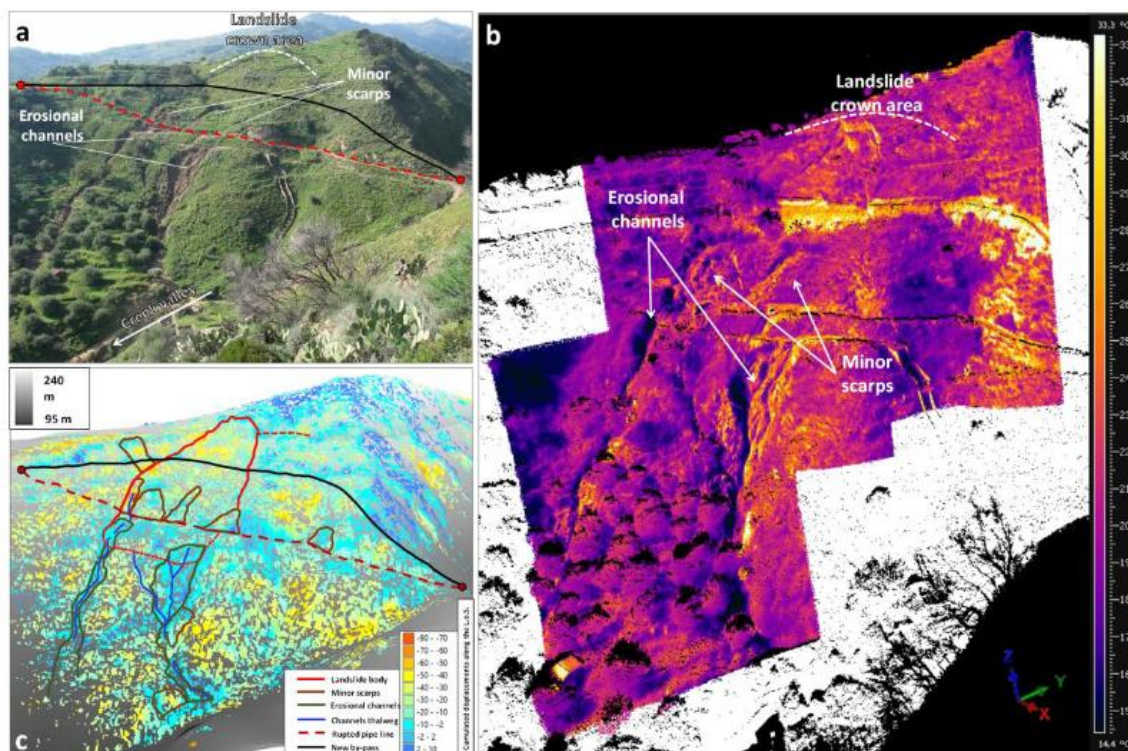
Termální senzory umístitelné na letadlech jsou dvojího typu: **jednopásmové** kamery a **hyperspektrální** kamery. Jednopásmové kamery snímají integrovaný signál z většího rozsahu spektra do jednoho spektrálního pásma. Naproti tomu hyperspektrální kamery snímají daný spektrální rozsah pomocí mnoha úzkých spektrálních pásem, což umožňuje zkoumání detailních změn v termálních vlastnostech povrchů. Jednopásmové kamery snímají většinou jednotlivé snímky, naproti tomu hyperspektrální kamery snímají pomocí průběžného liniového skeneru. Jednopásmové kamery mohou díky své technologii nabývat mnohem menších rozměrů než hyperspektrální kamery. Mezi výrobce těchto kamer patří například společnosti **FLIR** nebo **Workswell**. Příkladem hyperspektrální termální kamery je například **TASI-600** od společnosti Itres. Tab. 2.5 srovnává příklady výše zmíněných druhů kamer. Jednopásmové kamery jsou výhodné v případech, kde není třeba znát konkrétní přesnou teplotu, ale spíše variabilitu teplot v rámci snímaného obrazu. Naproti tomu hyperspektrální termální kamery jsou nezbytné v případech, kdy je potřeba znát absolutní teplotu daného povrchu – například při výpočtech evapotranspirace nebo půdní vlhkosti. Zásadním rozdílem je také cena pro pořízení těchto kamer, kdy náklady na hyperspektrální kameru jsou násobně vyšší.

Tab. 2.5 Srovnání jednopásmové a hyperspektrální termální kamery

Typ	Typ snímače	Počet spektrálních pásem	Spektrální rozsah	Velikost detektoru	Úhel pohledu kamery	Příklad využití pro analýzu sesuvu
FLIR SC620	Obrazový snímač	1	7,5–13 μm	640 × 480 pix	24 × 18°	Frodella et al., 2017
TASI-600	Liniový skener	32	8–11,5 μm	Šířka: 600 pix	40°	Palombo et al., 2019

Příklad využití

Frodella et al. (2017) využili **jednopásmovou** kameru FLIR SC620 ke snímání různých druhů skalních řícení a sesuvů. Prostřednictvím termálních anomálií v obraze identifikovali odlučné hrany a praskliny na zemském povrchu, které pomohly k celkovému zhodnocení rozsahu sesuvu (Obr. 2.21). Palombo et al. (2019) využili **hyperspektrální** senzor TASI-600 k výpočtu vlhkosti půdy v rámci oblasti o rozloze 65 km² a následné korelaci s databází sesuvů v celé oblasti. Korelace potvrdila, že pozitivní anomálie v povrchové vlhkosti, detekované taktéž pomocí termálních dat mají pozitivní vztah s prostorovým rozložením sesuvných území.



Obr. 2.21 Analýza sesuvného území pomocí termální kamery: a) přehledná mapka situace, b) mapa vertikálních posuvu terénu na základě pozemního SAR měření, c) termogram sesuvného území (Převzato z Frodella et al., 2017).

2.7.3.3 Laserové skenování

Senzory

Mezi přední výrobce LiDAR skenerů patří například firmy *Riegel*, *Leica* nebo *Teledyne Optech*. Vzhledem k nákladům na pořízení těchto skenerů, jsou LiDAR data objednávana od specializovaných firem na zakázku. Tyto firmy pak odpovídají za vhodný sběr dat a také jejich předzpracování. K úspoře nákladů na leteckou kampaň mohou být tato data pořízena společně s dalšími multi/hyperspektrálními daty. Příkladem běžně využívaného leteckého LiDAR skeneru je například Riegel LMS-Q780.

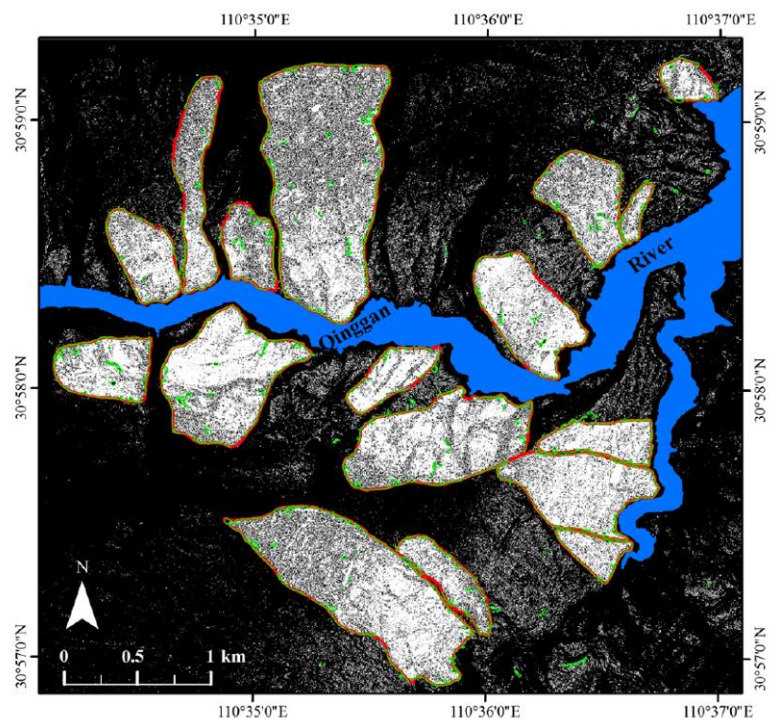
Příklad využití

Možnosti detekce sesuvů v hustě zalesněném hlubokém údolí řeky pomocí metod DPZ demonstrovali Chen et al. (2014). V místech, kde využití všech ostatních metod DPZ (optická data, SAR, vizuální interpretace) kvůli husté vegetaci a sklonu svahů není možné, bylo využito letecké LiDAR kampaně (Tab. 6). LiDAR data lze využít k vizuální interpretaci sesuvů, avšak zde bylo využito automatické klasifikace strojového učení *Random Forest*.

Tab. 2.6 Souhrn příkladové studie dle Chen et al. (2014).

Typ sesuvu, iniciátor	Lokalita	Krajinný typ	Typ povrchu	Sklon svahu
Plouživý, lokálně zrychlený vlivem deště	Qinggan River Gorge, Hubei, Čína	Strmé svahy údolí řeky	Hustý lesní porost	20–40 %
Litologie	Využitá data DPZ	Metoda detekce	Využitá technika	Úspěšnost detekce
Prachovce, pískovce, pelity, detritické horniny	Letecká data LiDAR s rozlišením 3 × 3 metry	Klasifikace obrazu na základě derivátů DMT z dat LiDAR	Klasifikátor Random Forest (strojové učení)	62–65 %

Vstupem pro klasifikaci byly deriváty DMT, jako je sklon, orientace svahu, ale také pokročilé deriváty jako je textura sklonu, textura orientace, průměrná orientace a směrodatná odchylka orientace svahu (Obr. 2.20). V České republice (ČR) je běžně využíván DMR 5G (ČÚZK, 2020), dostupný pro celé území ČR, k vizuální identifikaci sesuvů i v zalesněných oblastech (např. Pánek et al., 2019).



Obr. 2.22 Detekce sesuvů pomocí derivátů DMT, založených na leteckých LiDAR datech (Převzato z Chen et al., 2014).

2.7.3.3 SAR data

SAR systémy umístěné na letadlech umožňují monitorování zemského povrchu s denní či několika hodinovou frekvencí. Jak uvádí Natale et al. (2017), na rozdíl od satelitních systémů vytvářejí data s větší geometrickou přesností, pokrývají však menší území. Při zpracování nalétaných dat se musí dbát na to, aby byly kompenzovány chyby vzniklé pohybem nosiče a nepřesností navigačních dat. Příkladem kompenzační procedury je např. MOCO (Motion Compensation, např. de Macedo a Scheiber, 2005). Existuje řada leteckých SAR systémů, které operují v různých vlnových délkách. Stručný přehled je uveden v Tab. 2.7.

Tab. 2.7 Vybrané senzory SAR na leteckých nosičích

Název senzoru	Pásmo	Název senzoru	Pásmo
OrbiSAR	P, X	SETHI	X
GeoSAR	P, X	MEMPHIS	Ka
F-SAR	X, S	InSAeS4	X
PAMIR	X	DBFSAR	X
RAMSES	X, Ku	AeS-1	X
UAVSAR	L		

Od roku 2008 je v provozu UAVSAR, který byl vyvinut ve spolupráci NASA a JPL. Název senzoru evokuje použití pro bezpilotní systémy, v současné době je však stále součástí pilotovaného letadla. Přístroj je vybaven plně polarimetrickým senzorem v pásmu L, dosahuje prostorového rozlišení $0,6 \text{ m} \times 1,67 \text{ m}$ (v přímém a šikmém směru) a může operovat ve výškách 2000 až 18000 metrů. Nejnovějším senzorem je DBFSAR (Reigber et al., 2020), který byl testován na jihu Německa. Jeho snímky dosahovaly prostorového rozlišení $19 \times 10 \text{ cm}$. Využívá novou technologii *Digital-Beamforming*, která překonává limity dřívějších senzorů – tedy možnost dosáhnout velkého rozlišení v azimutu a současně snímat široké území. Podle Reigbera et al. (2020), by tato technologie mohla být v budoucnu využita i pro senzory na družicích.

Zmiňované systémy v Tab. 2.7 se využívají např. pro generování přesného digitálního modelu reliéfu (Magnard et al., 2014; Perna et al., 2016) či pro monitorování podrobných výškových změn na pobřeží v zónách přílivu a odlivu (Pinheiro et al., 2020; Wimmer et al., 2000). Mnohé radary na letadlech jsou schopny snímat ve dvou frekvencích, což umožňuje např. porovnání výšek včetně korun stromů s povrchem půdy pod stromy a k odhadu objemu stromového patra (Hensley et al., 2001; Shiroma et al., 2014).

Pro monitorování a detekci sesuvů byla mnohokrát využita data z UAVSARu – Handwerker et al. (2019) analyzovali snímky z osmi leteckých kampaní uskutečněných během dvou let. Rychlost stovek plošně malých sesuvů byla detekována metodami DInSAR a offset tracking. Interferogramy, pohyb ve směru pohledu senzoru (LOS) a pole horizontálních rychlostí byly vypočteny pro všechny kombinace pořízených dat a byly tak zkonstruovány mapy průměrných hodnot těchto veličin. Časová řada deformací byla vytvořena metodou PO-SBAS. Dosažené výsledky sloužily ke studiu závislosti existence a dynamiky sesuvu na výskytu srážek.

Soulad průběhu meteorologických změn (srážky či tání sněhu) se změnami v rychlosti sesuvu studoval také Wang et al. (2018). K detekci horizontální rychlosti sesuvu Slumgullion (Colorado, USA) využil adaptivní normalizovanou křížovou korelaci (ANCC). Průměrná rychlost sesuvu sledovaná během dvouletého období dosahovala až $1,2 \text{ cm/den}$, celkově až $8,7 \text{ metrů}$ za dva roky. Průměrná odchylka zjištěná metodou ANCC a GNSS měření se pohybovala v jednotkách milimetrů. V různých meteorologických podmínkách se odrážela proměnlivost rychlosti sesuvu a byl vytvořen jeho kinematický model. Stejný sesuv také na základě dat UAVSAR (jen v jiných časových obdobích) analyzovali Hu et al. (2020) nebo Delbridge et al. (2015).

SAR data z leteckých nosičů dosahují větší přesnosti ve srovnání s družicemi, pořízení těchto dat je však finančně náročnější.

2.7.3.5 Shrnutí – výhody/nevýhody pro analýzu sesuvů

Mezi výhody využití leteckých platforem patří zejména:

- Pokrytí většího území než pomocí UAV při zachování vysoké podrobnosti dat.
- V případě pořízení LiDAR a hyperspektrálních dat jde o standardizovanou a spolehlivou možnost v porovnání s UAV.
- Možnost snímání více typů dat naráz v rámci jednoho letu (LiDAR + multi či hyperspektrální data nebo termální data).
- V případě snímání SAR dat dosažení vyššího prostorového rozlišení v porovnání s družicemi.

Mezi nevýhody využití leteckých platform patří zejména:

- Nižší flexibilita oproti UAV.
- S rozvojem družicových platform s velmi vysokým rozlišením a časovým rozlišením méně jak 1 den byly letecké platformy pro optická data téměř nahrazeny družicemi.
- Vysoké náklady na pořízení dat v porovnání s UAV a v některých případech i s družicemi.
- Plánování letu je závislé na povětrnostních podmínkách z pohledu stability letu a také z pohledu omezení jednotlivých senzorů v závislosti na počasí a času snímání.
- S rozvojem velkých družicových konstelací schopných snímat dané místo na zemi na žádání několikrát denně klesá výhodnost leteckých monitorovacích kampaní.

2.7.4 Družice

2.7.4.1 Optická data

Satelitní systémy/senzory

Družicová data středního prostorového rozlišení (Tab. 8) poskytují výhodu v podobě systematického a nepřetržitého snímání Země. Současná i historická data jsou navíc poskytována převážně zdarma a bez omezení. Družice programu **Landsat** snímají kontinuálně zemský povrch již od roku 1972, díky kterým lze například analyzovat historické sesuvy (Hölbling et al., 2020). V současné době je v provozu družice **Landsat 8**, která bude v roce 2021 doplněna o téměř identickou družici **Landsat 9** a společně poskytnou snímek dané lokality každých 8 dní. Evropská kosmická agentura (ESA) v roce 2015 zprovoznila družici **Sentinel-2**, která nabízí v současné době z volně dostupných družicových dat nejvyšší prostorové rozlišení 10 m. Sentinel-2 se proto stal jednou z nejvyužívanějších platform pro optická data při mapování a studiu sesuvných území (Tab. 8). Zejména před nástupem družice Landsat 8 byl pro detekci nových sesuvů využíván senzor **ASTER** na družici Terra, který snímá s rozlišením 15 metrů pro viditelná a blízká infračervená pásma (Tab. 2.8).

Prostorové rozlišení těchto družic však neumožňuje detekci a studium sesuvů menších rozměrů nebo jejich parametrů. Od roku 1999 jsou v provozu družice s **velmi vysokým rozlišením (VHR)**, které umožňují detailní analýzu sesuvného území (Tab. 2.9). V současné době nahrazují tyto družice mnohdy také letecké snímání, které nemusí být zvláště bezprostředně po přírodní katastrofě k dispozici (Stumpf et al., 2010). Většina těchto družic je provozována soukromými společnostmi a jejich data jsou tedy zpoplatněna. Využití optických dat s velmi vysokým rozlišením se v případě studia sesuvů soustředí téměř výhradně na detekci nových sesuvů pomocí metod detekce změny v časové řadě optických dat (Martha et al., 2019) a srovnání digitálních modelů povrchu odvozených ze stereo VHR snímků (Stumpf et al., 2010). Při srovnávání dvou VHR snímků je však třeba brát v potaz větší vliv koregistračních chyb a také větší spektrální variabilita (Casagli et al., 2017). Potenciál těchto dat je také v obrazové korelaci, která vhodně doplňuje obrazovou korelaci radarových SAR dat (Plank et al., 2016).

Tab. 2.8 Přehled senzorů/družic středního prostorového rozlišení

Název	Doba provozu	Spektrální pásma	Šířka záběru [km]	Snímací perioda [dny]	Prostorové rozlišení [m]	Dostupnost	Reference na využití ke studiu sesuvů
ALOS/AVN IR-2	2006–2011	4	70	46	10 (VNIR)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Chigira et al., 2010
ASTER	1999–	9	60	16	15 (VNIR) 30 (SWIR)*	Zdarma	Saito et al., 2009; Choi et al., 2012; Song et al., 2012; Ramos-Bernal et al., 2018
Landsat 5	1984–2013	7	185	16	30 (VNIR)	Zdarma	Saito et al., 2009; Hölbling et al., 2020
Landsat 7**	1999–2003 (2021)	8	185	16	30 (VNIR/ SWIR) 15 (PAN)	Zdarma	Marcelino et al., 2009; Hölbling et al., 2020
Landsat 8	2013–	9	185	16	30 (VNIR/ SWIR) 15 (PAN)	Zdarma	Zhao et al., 2017; Lacroix et al., 2019; Hölbling et al., 2020; Yang et al., 2020
Landsat 9	2021–	9	185	16	30 (VNIR/ SWIR) 15 (PAN)	Zdarma	x
Sentinel-2	2015–	13	290	5	10 (VNIR) 20 (SWIR)	Zdarma	Hölbling et al., 2017; Lacroix et al., 2018; Lu et al., 2019; Yang et al., 2020

* Senzor snímající v oblasti SWIR neposkytuje po vnitřní chybě od roku 2008 vhodná data

** Družici Landsat 7 v roce 2003 postihla chyba korekcí liniového skeneru, která způsobila, že cca 22% plochy snímku zcela chybí.

Využití **hyperspektrálních** družicových senzorů k analýze sesuvů je velmi omezené, zejména díky velmi omezené nabídce dat. V současné době je v provozu pouze čínská družice **Gao-Fen-5**, nesoucí senzor AHSI s prostorovým rozlišením cca 30 m a rozsahem od viditelného po SWIR spektrální pásma (Ye et al., 2020). Průkopnický senzor **Hyperion** na družici EO-1, jehož historický archiv je částečně volně k dispozici, ukončil provoz v roce 2017. Pouze omezený počet prací se věnovalo využití senzoru Hyperion ve vztahu k sesuvům, například Koi-zumi et al. (2012); Ye et al. (2019). Řada senzorů je však v současné době ve vývoji, a tak lze v budoucnosti očekávat rozvoj jejich využití.

Tab. 2.9 Přehled senzorů/družic velmi vysokého prostorového rozlišení

Název	Doba provozu	Spektrální pásma	Šířka záběru [km]	Snímací perioda [dny]	Prostorové rozlišení [m]	Dostupnost*	Reference na využití ke studiu sesuvů
SPOT 6/7	2012–	5	60	2	6 (VNIR) 1,5 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Haque et al., 2016; Lacroix et al., 2020
Pleiades	2011–	3–4	20	1–2	2 (VNIR) 0,5 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Fan et al., 2017; Martha et al., 2019
WorldView-2	2009–	9	16,4	1,1	1,84 (VNIR) 0,46 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Fiorucci et al., 2019; König et al., 2019; Martha et al., 2019
WorldView-3	2014–	17+12	13,1	< 1	1,24 (VNIR) 3,7 (SWIR) 0,31 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Dellow et al., 2017; Martha et al., 2017
WorldView-4	2016–	5	13,1	< 1	1,24 (VNIR) 0,31 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Chen et al., 2019
Quickbird	2001– 2015	5	16,5	1-4	2,44 (VNIR) 0,66 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Metternicht et al., 2005; Othmann et al., 2013; Pradhan et al., 2015
IKONOS-2	1999– 2015	5	11	3-4	3,3 (VNIR) 0,8 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Metternicht et al., 2005; Kouli et al., 2010
GeoEye-1	2008–	5	15,2	1-3	2 (VNIR) 0,41 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Ardizzone et al., 2013; Martha et al., 2013
FormoSat-2	2004–	5	24	1	8 (VNIR) 2 (PAN)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Sato a Harp, 2009; Liou et al., 2010; Lu et al., 2019
PlanetScope**	2015–	3/4/8	různé	< 1 (hodiny)	3 (VNIR)	Komerční/ pro vědecké účely zdarma	Ferrario, 2019; Wang et al., 2019
GaoFen-2	2014–	4	45	5	3,24 (VIS) 0,81 (PAN)	Neveřejné	Fan et al., 2018; Ding et al., 2021

* Dostupnost komerčních dat pro vědecké účely zdarma je možná například prostřednictvím Evropské kosmické agentury (ESA). Podmínkou je podání návrhu projektu a následné schválení ze strany ESA.

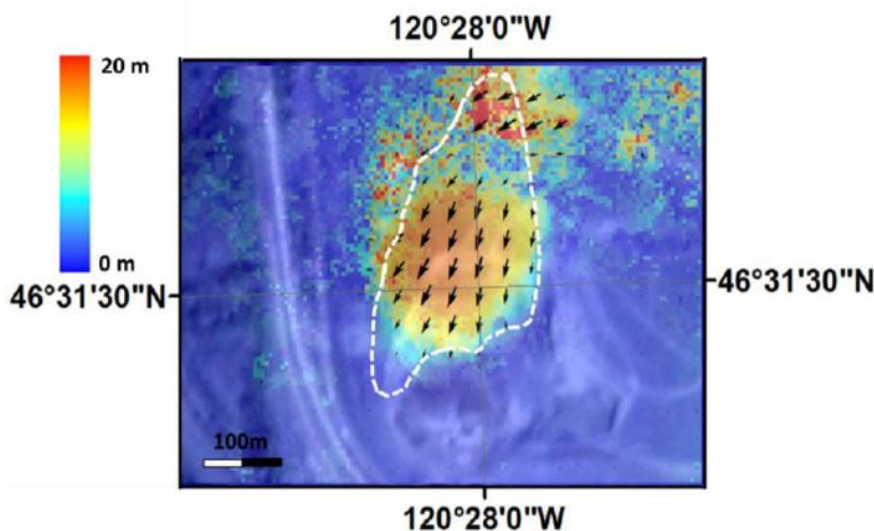
** PlanetScope je konstelace více než 190 družic o různých parametrech, provozovaných společností Planet Labs, Inc. PlanetScope poskytuje tři úrovně základních produktů, jejichž prostorové rozlišení je běžně standardizováno na 3 m. V rámci konstelace ale operují také družice s vyšším prostorovým rozlišením.

Příklad využití

Korelace optických obrazových dat, někdy též nazývána detekce sub-pixelových změn, je efektivní metodou pro zjišťování rychlosti posunu sesuvu. Mazzanti et al. (2020) využili rozsáhlou databázi optických dat s vysokým rozlišením PlanetScope (časovou řadu 63 snímků v průběhu 12 měsíců) k detekci sub-pixelových změn v obraze (Tab. 2.10). Díky povrchu s minimem vegetace bylo dosaženo velmi dobrých výsledků, korelovaných s in-situ měřeními (GPS, seismometry, pozemní radar, pozemní LiDAR). Výsledkem byla mapa variability pohybu v rámci plochy sesuvu (Obr. 2.23).

Tab. 2.10 Souhrn příkladové studie dle Mazzanti et al. (2020).

Typ sesuvu, iniciátor	Lokalita	Krajinný typ	Typ povrchu	Sklon svahu
Translační sesuv, tektonika a litologie	Rattle Snake Hills, WA, USA	Mírně zvlněná krajina	Povrch bez vegetace	10–15°
Litologie	Využitá data DPZ	Metoda detekce	Využitá technika	Úspěšnost detekce
Sedimentární horniny	PlanetScope (časová řada 63 snímků během 12 měsíců)	Digitální korelace obrazu	Slide Time Master Digital image correlation Analyses	Dosaženo hodnot pohybu srovnatelných s in-situ měřeními



Obr. 2.23 Detekce pohybu sesuvu pomocí obrazové korelace (Převzato z Mazzanti et al., 2020).

2.7.4.2 Termální data

Satelitní systémy/senzory

V současné době existují dva senzory na orbitální platformě, které jsou schopné snímat termální záření ve středním prostorovém rozlišení (Tab. 11). Jedná se zejména o senzor **ASTER** (družice Terra), který snímá 5 spektrálních pásem v oblasti dlouhého infračerveného záření a poskytuje tím nejvyšší dostupné rozlišení. ASTER je provozu od roku 1999 a má plánovaný konec provozu v roce 2023. Větší kontinuitu nabízí senzor **TIRS** družice Landsat 8/9, který však snímá pouze dvě spektrální pásma. Nevýhodou těchto dat je nízké prostorové rozlišení, které není dostatečné

pro studium jednotlivých sesuvných území. Využití těchto dat je tak pouze přenesené, a to jako zdroj výpočtu povrchové teploty a půdní vlhkosti (Quattrochi a Luvall, 1999). Chystaná mise hyperspektrálního senzoru **HypIRI** (JPL/NASA) představuje potenciál do budoucnosti. Senzor nabídne prostorové rozlišení 60 m a 8 spektrálních pásem v oblasti středně dlouhých a dlouhých infračervených vln.

Tab. 2.11 Srovnání dostupných družicových termálních dat.

Název	Doba provozu	Spektrální pásma	Šířka záběru [km]	Snímací perioda [dny]	Prostorové rozlišení [m]	Dostupnost	Reference na využití ke studiu sesuvů
ASTER	1999–	5	60	16	90	Zdarma	–
Landsat 8 TIRS	2013–	2	185	16	100 (30)	Zdarma	–

2.7.4.3 SAR data

První civilní družice nesoucí SAR, European Remote-Sensing Satellite (ERS), byla v provozu od roku 1991. Největší rozmach vzhledem k počtu vypuštěných družic poskytujících radarová data lze zaznamenat v posledních dvou dekáдах, kdy je zcela zásadním milníkem vypuštění dvojice družic Sentinel-1 od roku 2014. Přibližně ve stejné době se zjednodušil přístup k mnohým archivním snímkům družic ERS sahající až do 90. let minulého století. Přehled družic se senzory SAR shrnuje Tab. 2.12.

Tab. 2.12 Současné družice nesoucí SAR a příklady jejich využití pro studium sesuvů.
Polarizace: S – jednoduchá, D – duální, F – plná, rozlišení a = azimut (příčný směr), r = range (podélný směr), IM – image mode, ML – multilooking, SM – stripmap, IW – interferometric wide swath. Metoda: SPN – Stable Point Network (obdoba PSI), OT – offset tracking (Upraveno podle Mondini et al., 2021).

Název	Počet satelitů	Pásmo	Polarizace	Rozlišení	Časové rozlišení (1 družice / konstelace)	V provozu	Příklad využití pro sesuvy (využitá metoda)
ERS-1 ERS-2	1 1	C	S	(IM) 30a × 26r m (IM) 30a × 26r m	35 dní 1 den (tandem mise)	7/1991– 4/2001 4/1995– 9/2011	Crosetto et al., 2010: (PSI), Herrera et al., 2011: (SPN), Tomas et al., 2010: (PSI), Hilley et al., 2004: (PSI), Tofani et al., 2013: (PSI), Lanari et al., 2007: (SBAS), Colesanti et Wasowski 2006: (DInSAR+PSI), Fruneau et al., 1996: (DInSAR), Berardino et al., 2002: (SBAS), Ferretti et al., 2001:(PSI), Rott et al., 1999: (DInSAR), Michel et al. 1999: (OT)
JERS-1	1	L	S	18 m (ML)	44 dní	11/1992– 11/1998	Delacourt et al., 2009: (DInSAR), Strozzi et al., 2005: (DInSAR)

Radarsat Radarsat-2 Radarsat Cons.	1 1 3	C	S F F	(SM) 28a × 25r m (SM) 28a × 25r m (MR) 16 m (ML)	24 dny 12 dny /denně	11/1995– 3/2013 12/2007– 4/2019–	Bardi et al., 2016: (SBAS)
Envisat ASAR	1	C	S	(IM) 30a × 30r m	35 dny	3/2002– 4/2012	Crosetto et al., 2010: (PSI), Herrera et al., 2011: (SPN), Bovenga et al., 2012: (PSI), Tomas et al., 2010: (PSI), Tofani et al., 2013: (PSI), Liu et al., 2013: (SBAS), Kiseleva et al., 2014: (PSI)
ALOS ALOS-2	1 1	L	S F	(SM) 10 m (ML) (SM) 3 m (ML)	46 dny 14 dny	1/2006– 5/2011 5/2014–	García-Davalillo et al., 2014: (DInSAR+PSI), Schlögel et al., 2015: (DInSAR), Kiseleva et al., 2014: (PSI), Yonezawa et al., 2012: (polarimetrie), Konishi et Suga, 2019: (polarimetrie), Park et Lee, 2019: (polarimetrie)
COSMO- SkyMed (CSK)	4	X	D	(SM) 5 m (ML)	16 dny / 5 dny	6/2007–	Bovenga et al., 2012: (PSI), Raspini et al., 2015: (SqueeSAR+OT), Milillo et al. 2014: (DInSAR), Manconi et al., 2014: (OT)
TerraSAR-X (TSX) TanDEM-X (TDX)	2	X	F	(SM) 3.3a × 1.70r m	11 dny	6/2007–	Bardi et al., 2016: (SBAS), Herrera et al., 2011: (SPN), Crosetto et al., 2010: (PSI), Kiseleva et al., 2014: (PSI), Plank et al., 2016: (polarimetrie), Li et al., 2011: (OT), Singleton et al., 2014: (OT), Sun et Muller, 2016: (OT), Raucoles et al., 2013: (OT), Shi et al., 2015: (OT)
Risat-1	1	C	F	(FRS-2) 3a × 4r m	25 dny	4/2013–	
Kompsat-5	1	X	D	(ST) 3 m (ML)	28 dny	3/2014–	
Sentinel-1	2	C	D	(IW) 14.1a × 2.3r m	12 dny / 6 dny	3/2014–	Barra et al., 2016: (DInSAR), Carlà et al., 2019: (SqueeSAR), Hao et al., 2019: (SBAS), Kováč et al., 2018: (PSI), Raspini et al., 2018: (SqueeSAR), Kyriou et Nikolakopoulos, 2018: (DInSAR, offset tracking)
PAZ	1	X	D	(SM) 3 m (ML)	11 dny	4/2018–	
Saocom-1	2	L	D	(SB) 3 m (ML)	16 dny / 8 dny	10/2018–	
Capella*	36	X	S	S min 0.5 m	*	9/2020–	

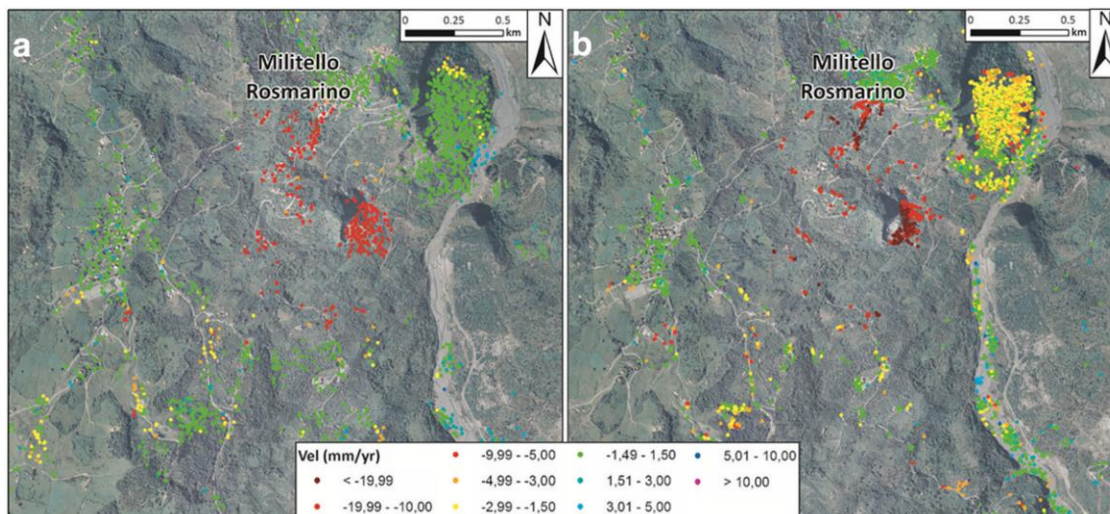
* dosud není v plné konstelaci.

K hojně využívaným sensorům patří vzhledem k široké a bezplatné dostupnosti konstelace ERS-1/-2, protože jako jediná nabízí data již od 90. let minulého století. V současné době operativní Sentinel-1 z programu Copernicus je nejvyužívanější platformou v pásmu C. Vzhledem k limitům pásma C je však vhodnost a přesnost dat Sentinel-1 pro určité metody zpracování omezená (Kovácz et al., 2018). Sentinel-1 je konstelován s nízkou *perpendicular baseline* (B_{perp} = kolmá vzdálenost mezi orbitami). Jeho využití pro výpočet digitálního modelu terénu (DMT) je tedy méně přesné, což potvrzuje i Kyriou a Nikolakopoulos (2018). Kováč et al. (2018) dále upozorňuje na to, že kvůli úhlu dopadu 31° – 46° prochází signál déle ionosférou a troposférou, což zvyšuje vliv atmosféry na fázovou složku radarových dat. Potenciál těchto dat pro analýzu a mapování sesuvů dále ověřili Barra et al. (2016) a Kyriou a Nikolakopoulos (2018) při využití metod DInSAR i offset tracking. Avšak, jak uvádí dále Kováč et al. (2018), prostorové rozlišení dat Sentinel-1 není dostatečné pro sesuvy malého rozsahu a to jak pro DInSAR tak pro offset tracking. V rámci programu Copernicus bohužel neexistuje družice nesoucí SAR v pásmu L a ta, která jsou dostupná z komerčních družic, jsou často finančně nedostupná. Příslibem do budoucna by mohla být družice ROSE-L, která by měla být vyrobena ve spolupráci ESA a Thales Alenia Space a vypuštěna v roce 2028. Již od roku 2022 by měla operovat v pásmu L družice NISAR (spolupráce NASA + Indian Space Research Organisation). Družice Sentinel-1A/B v pásmu C vypuštěné na oběžnou dráhu v roce 2014 (a 2016) pořizují snímky s časovým odstupem 6 dní, což je výrazné zlepšení z hlediska časové dekorelace. V roce 2022 by S1A a S1B měly být doplněny Sentinelem-1C, kdy se zvýší časové rozlišení v konstelaci na 3 dny.

Data pásma L (zejména ALOS-1/2), jak bylo zmíněno v Kapitole 2.5.2.4, jsou díky větší délce a schopnosti proniknout lépe vegetačním pokryvem radarové vlny využitelné pro charakteristiku povrchu. Jejich využití je tak zejména v polarimetrii a analýzách amplitudy, ale i pro interferometrii. Jak bylo zmíněno, v současné době neexistují volně dostupná aktuálně snímaná data v pásmu L – data ALOS-2 jsou zpoplatněna, a proto je jejich širší využití limitováno dostupným rozpočtem. Určitou příležitostí je možnost získat data na základě žádosti o data přímo z agentury JAXA. Návrh bude podán v červenci 2021.

Data v pásmu X (TDX/TSX nebo CSK) jsou často používána jak pro analýzy amplitudy (offset tracking) tak pro multitemporální DInSAR. Nevýhodou těchto dat je zejména snížená dostupnost daná komerčním charakterem a s tím související cenou, a také nesystematickým snímáním zemského povrchu (data jsou snímána na zakázku).

Zajímavé srovnání všech tří pásem C, X a L pro multitemporální interferometrii publikovali Kiseleva et al. (2014). Na studovaných sesuvech bylo zjištěno, že na příkrých svazích pokrytých vegetací není dostatek PS bodů ani v pásmu L a dále, že v zastavěných oblastech byla nejhustší síť bodů v pásmu X (Obr. 2.24).

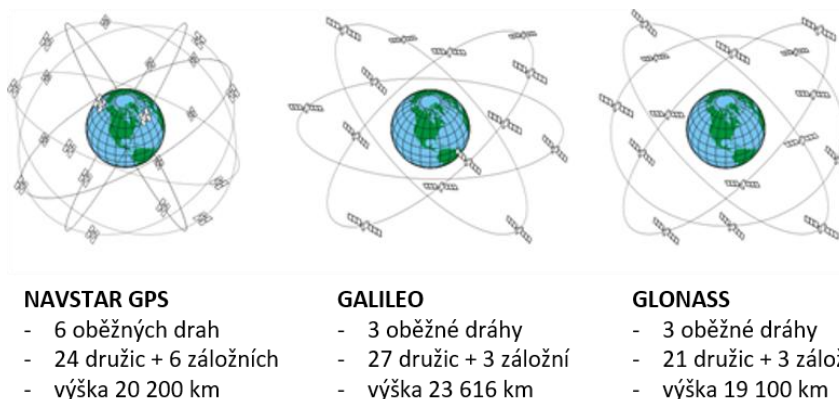


Obr. 2.24 Příklad využití radarových dat pásma C – Radarsat (a) a dat pásma X – CosmoSkyMed (b) pro studium sesuvů a nestability terénu. Data pásma X se vyznačují vyšší hustotou PSI bodů v zastavěných oblastech, nicméně nižší hustotou v oblastech s dominantní vegetací (Převzato a upraveno z Casagli et al., 2017).

2.7.4.4 GNSS data

GNSS (Global National Satellite System), tedy globální navigační družicový systém je souhrnným výrazem pro navigační systémy celého světa. Do této skupiny spadá NAVSTAR GPS (USA), GLONASS (RU), BeiDou (CN), Galileo (EU), které již (vyjma programu Galileo) dosáhly plného operačního režimu a další jako například IRNSS (IN) a QZSS, které fungují v částečném operačním režimu nad omezenou částí zemského povrchu.

Kosmický segment globálních navigačních systémů tvoří soustava družic obíhajících po téměř kruhových drahách (Obr. 2.25). Dráhy družic jsou popsány oskulačními elementy (tzv. efemeridy). Satelity systémů GNSS jsou platformou pro vysílač, atomové hodiny, počítač a další vybavení využívané pro navigaci a vojenské účely. Životnost družice je ovlivněna zásobou paliva potřebného pro korekci její dráhy. Počet družic v systému vychází z nutného minimálního počtu družic nutných pro výpočet polohy kdekoliv a kdykoliv na zemském povrchu při dobré viditelnosti na oblohu, což jsou 4.



Obr. 2.25 Základní parametry navigačních systémů NAVSTAR GPS, GALILEO a GLONASS.

Nejstarším a v současné době stále nejvyužívanějším systémem je NAVSTAR GPS, který se skládá z 24 satelitů a dalších 3 záložních, které obíhají ve výšce zhruba 20 200 km nad Zemí s oběžnou dobou 15 h 56 min.

K výraznému rozšíření možností využití civilních kódových GPS měření došlo v roce 2000, kdy byla zrušena uměle zavedená chyba na C/A kódu (SA – selective availability). Dalším významným milníkem ve využití GNSS, tentokrát pro velmi přesná měření polohy, bylo založení IGS (International GNSS service) v roce 1994, která kromě jiného poskytuje tzv. přesné produkty (přesné dráhy družic, korekce chyb hodin na družicích, parametry rotace Země, atd.).

2.7.4.5 Shrnutí – výhody/nevýhody pro analýzu sesuvů

Mezi výhody využití družicových platform patří zejména:

- Pokrytí rozsáhlých oblastí (prakticky celý povrch Země).
- Dostupnost optických a radarových dat snímaných zdarma v pravidelném, krátkém časovém rozestupu.
- Vysoká variabilita platform a dostupných dat.
- V případě radarových dat je možnost pořídit operativně a na zakázku také data v pásmu X (vysoké rozlišení) a L (delší vlny – lepší penetrace vegetačním porostem).
- V případě optických dat lze pořídit data s relativně vysokým rozlišením (jednotky m), vhodném zejména pro rekognoskaci území po přírodní katastrofě.
- Dostupnost rozsáhlých historických archivů dat optických i radarových dat.
- GNSS data jsou využitelná pro přímý monitoring pohybu

Mezi nevýhody využití družicových platform patří zejména:

- Relativně nízké rozlišení oproti jiným nosičům.
- V závislosti na typu snímače omezení landcoverovými (vegetace, voda), atmosférickými (srážky, oblačnost) nebo planetárními (noc) vlivy.
- V případě optických i radarových dat s vysokým prostorovým rozlišením velmi vysoká cena za pořízení dat, která jsou většinou snímána na zakázku.
- Optická a radarová data středního rozlišení nejsou vhodná pro sledování sesuvů menších velikostí.
- Nelze ovlivnit přesný čas snímání.
- Termální družicová data nejsou v současné době vzhledem k nízkému rozlišení vhodná pro studium sesuvů.

2.8 DISKUZE

Výběr vhodné metody a dat DPZ pro výzkum zaměřený na svahové deformace je ovlivněn řadou kritérií. Prvním kritériem je cíl činnosti, mezi nejčastější náleží:

- 1) Detekce svahových deformací
- 2) Detailní analýza svahových deformací (zjišťování parametrů: objemu, plochy, rychlosti pohybu, ...)
- 3) Monitoring svahových deformací
- 4) Tvorba odvozených výstupů a podkladů (mapy náchylnosti, vlhkosti, apod.)

Při výběru metody je také důležité zohlednit další kritéria: rychlost pohybu sledovaného sesuvu, rozsah sledovaného území, charakter sledovaného území (vegetace, členitost) a měřítko,

ve kterém chceme pracovat. Na tato kritéria je pak vázána využitelnost jednotlivých metod a dat DPZ. V případě tohoto projektu bude hlavní úlohou aktualizace registru sesuvů – zejména jejich prostorové vymezení, u vybraných aktivních sesuvů pak průběžný monitoring a analýza jejich parametrů.

Typickým příkladem aktivní svahové deformace v ČR je velmi pomalý (méně než 1,6 m/rok, Cruden a Varnes, 1996) až extrémně pomalý sesuv (méně než 16 mm za rok, Cruden a Varnes, 1996) plošného rozsahu od jednotek metrů do stovek metrů, výjimečně nad 1 km (Nemčok et al., 1971). Využitelnost metod DPZ je v našich podmínkách často dána hustým vegetačním pokryvem, který může být pro některé metody omezující. Pro aktualizaci prostorového vymezení již známých sesuvů (většina jich je dočasně stabilizovaných) je využíváno převážně vizuální interpretace digitálního modelu reliéfu (DMR), vytvořeného pomocí leteckého laserového skenování. Pro další zmíněné úlohy není u nás dosud standardně využíváno metod DPZ, ačkoli je zřejmý jejich potenciál.

DMR a další deriváty **laserového skenování** hrají významnou roli ve všech zmíněných úlohách v podmínkách české krajiny. Jedná se zejména o analýzu reliéfních tvarů, sklonu a jeho prostorové variabilitě a orientaci svahu. V případě opakovaného snímání je možné jednotlivé DMR vzájemně porovnávat, což pomáhá prosté detekci, ale také například výpočtu objemu pohybující se zeminy/horniny. Hlavní výhodou dat laserového snímání je schopnost paprsků pronikat až na povrch terénu vegetačním pokryvem, který může být pro některé metody DPZ limitujícím faktorem. Data LiDAR jsou snímána převážně letecky, avšak dynamický vývoj v oblasti UAV platform a miniaturizaci snímačů předznamenává budoucnost laserového snímání také těmito nosiči. V případě méně rozsáhlých oblastí zájmu, jednotlivých sesuvů či nutnosti opakovaného snímání v krátkém čase je pořizování leteckého LiDAR ekonomicky nevýhodné, naopak využití UAV platform či TLS je v těchto případech velkým potenciálem.

Optická data DPZ jsou využívána převážně pro rychlé mapování sesuvů vzniklých následkem náhlé povětrnostní situace (například silné deště) nebo pro monitoring rychle se pohybujících sesuvů (pixel tracking). Tradičně nejdostupnějšími optickými daty byla družicová data, která jsou v případě prostorového rozlišení 10 až 30 metrů dostupná zdarma. Toto rozlišení však není dostatečné pro detailní průzkum plošně malých svahových nestabilit (v řádu desítek metrů, Nemčok et al., 1971) a je tak vhodné zejména pro detekci změn typu povrchu v krajině. Při pořízení družicových dat velmi vysokého rozlišení je pak třeba počítat s vysokými náklady. Vysoké náklady jsou také hlavní nevýhodou letecky snímáných optických dat. Naproti tomu, jejich hlavní výhodou je možnost snímání hyperspektrálních optických dat, které lze využít pro detailní analýzu spektrálních charakteristik sesuvného území. Letecké snímání lze navíc využít k souběžnému snímání více druhů dat DPZ, například dat laserových, optických a termálních. Optická data pořízená UAV lze využít například k tvorbě fotogrammetrického DMT. Díky vysoké operativnosti UAV, lze data pro tyto modely snímat velmi často. Na základě rozdílů DMT z různých období lze pak sledovat lokální variabilitu v rámci plochy sesuvu, což je vhodné například pro průběžný monitoring sesuvu.

Vyšší rozlišení při využití UAV platform a technický pokrok ve výrobě senzorů je patrný taktéž v oblasti **termálního snímání**. Družicová termální data jsou snímána pravidelně a jsou dostupná zdarma, avšak jejich prostorové rozlišení je příliš hrubé pro využití při monitoringu a analýze sesuvů. Jak bylo uvedeno v kapitole 3 a 7.1, termální data jsou využívána zejména pro detekci vlhkosti, která může být indikátorem sesuvného území. Data z termální kamery mohou být zároveň užitečná při detekci ploch s nižší pevností nebo při hledání trhlin na skalních stěnách, které jsou na optických datech obtížně identifikovatelná. Pro takto podrobný průzkum je nezbytné letecké či UAV snímání. Letecké snímání je oproti využití UAV řádově nákladnější,

avšak pouze letecky je v současné době možné snímat termální hyperspektrální data, která díky většímu počtu snímaných spektrálních pásem zachytí větší podrobnost v emisivitě snímaného povrchu. Z literatury je však patrné, že dominantní využití termálních dat je pro relativní srovnání povrchových teplot, ke kterému postačuje snímání širokopásmovou termální kamerou. Tyto kamery jsou v případě UAV platform již dostatečně kvalitní a přesné, a proto je jejich využití na UAV výhodnější.

Dlouhodobý monitoring a zjišťování parametrů pomalých sesuvů pomocí družicových dat je doménou zejména metody **multitemporální diferenční radarové interferometrie (DInSAR)**. Výhodou multitemporální diferenční radarové interferometrie je schopnost detekovat velmi pomalé pohyby sesuvu (v řádech milimetrů/rok). Vedle toho jsou dalšími výhodami těchto dat nezávislost na oblačnosti a denní době. Naproti tomu hlavním limitem radarových dat je výskyt vegetace na snímaném povrchu, která výrazně snižuje koherenci interferometrických párů dat. Ovlivnění vegetací se však snižuje s délkou radarové vlny, a proto je využití radarových dat pásma L možné také v krajině s převažujícím vegetačním pokryvem. Přes rapidní rozvoj volného přístupu k radarovým datům a algoritmům zpracování těchto dat, nejsou v současné době zdarma dostupná žádná data pásma L. Přichází v úvahu již zmiňovaná žádost o data ALOS, její výsledek však bude znám až na konci roku 2021. V případě využití L-bandu je proto třeba počítat s pořizovacími náklady. Ty jsou dále ovlivněny minimálním počtem 25 scén potřebných pro získání důvěryhodných výstupů multitemporální DInSAR metody.

Metody GNSS se v problematice výzkumu svahových pohybů uplatní obecně jak pro jednorázové určení polohy, pro kontinuální monitoring, tak jako pozemní validace pohybů detekovaných z družicových dat. V prvním případě se GNSS metody široce upatňují jako podpůrná metoda letecké fotogrammetrie a leteckého laserového skenování, a to jednak k určení polohy snímače a jednak k zaměření polohy vlíčovacích nebo kontrolních bodů. Různé metody GNSS měření je možné využít samostatně přímo k rychlému mapování sesuvů a k určování jejich objemů. Metodami GNSS je pak možné ověřit stabilitu vybraných bodů území v závislosti na předpokládané velikosti pohybu s využitím různých metod fázových DGPS měření případně metodu PPP.

Dlouhodobý GNSS monitoring umožňuje produkovat kontinuální časové řady, které poskytnou spojitou informaci o průběhu pohybu sledovaného bodu v čase. Vzhledem k faktu, že se jedná o bodové měření je důležitým aspektem monitoringu výběr vhodného místa a odpovídající stabilizace bodu pro umístění GNSS antény. Pro velmi přesná měření a realizaci kontinuálního monitoringu je pak potřeba počítat s relativně vysokou hardwarovou a softwarovou náročností celého řešení (především PPP, postprocessing fázových DGPS měření). Samostatnou kapitolou je statistické zpracování časových řad, jehož sofistikovanost přímo ovlivňuje kvalitu a objem získaných informací. Dostupnost low-cost přijímačů a antén pro fázová měření v kombinaci s dostupností výkonných mikrokontrolerů, jako je například Arduino, umožňuje rapidní snížení pořizovacích nákladů a rozšiřuje tak možnosti aplikace fázových GNSS aparatur. Ke značnému pokroku dochází u metody PPP, tedy autonomního určování polohy z fázových měření, jejichž potenciál pro kontinuální monitoring neustále narůstá. Finanční nákladnost GNSS monitoringu se snižuje, tradičním limitujícím faktorem tak zůstává především stínění signálu v důsledku vysoké vegetace, zástavby nebo členitosti území.

2.9 DOPORUČENÍ PRO PROJEKT RENS

Využití metod dálkového průzkumu Země pro výzkum a monitoring svahových nestabilit (SN) přináší, jak bylo shrnuto v předešlých kapitolách, inovativní a technicky pokročilé přístupy. Díky široké dostupnosti platforem je možné navíc pořizovat delší časové řady dat DPZ, umožňující sledovat vývoj zájmových území SN v čase. Metody a data DPZ jsou do jisté míry ovlivněna vegetačním pokryvem, který se na zájmových lokalitách dominantně vyskytuje. Z uvedených typů dat DPZ doporučujeme v rámci projektu RENS využít všechny výše zmíněné, tedy optická data, termální data, radarová data, data laserového skenování a globální pohohové systémy.

Optická data nelze vzhledem k hustému vegetačnímu krytu využít k přímému průzkumu litologických poměrů v rámci SN, avšak lze je využít k nepřímému průzkumu SN prostřednictvím analýzy vegetace, a také k vizuální rekognoskaci studovaného území. K tomuto účelu lze využít širokého spektra snímacích platforem, což umožňuje flexibilní plánování s ohledem na požadovanou míru detailu snímaných dat i na frekvenci snímání. V rámci projektu doporučujeme využití optických dat pořízených ze tří vertikálních úrovní: UAV, letadlo, družice. Tato data se vzájemně doplňují z pohledu prostorového i spektrálního rozlišení a umožní tak podrobný monitoring variability v rámci vegetačního pokryvu na sledovaném území SN.

Termální data jsou cenným zdrojem informace o variabilitě vlhkosti na studovaných SN. Tato data lze snímat jak z platformy UAV, tak letecky nebo z družice. Zatímco družicová data v současné době nabízejí hrubé prostorové rozlišení a jejich využití by tak mělo smysl testovat na plošně nejrozlehlejších SN, data pořízená letecky či UAV doporučujeme využít pro širší okruh vybraných SN.

V rámci projektu RENS doporučujeme rozvíjet využití UAV společně s multispektrální, termální a hyperspektrální kamerou, které jsou již ve výbavě České geologické služby (ČGS), a to zejména pro plošně menší lokality (Březno, Raná, Třebenice; Tab. 2.14). Vzhledem ke snímací letové výšce jsou těmito daty zaznamenány sledované jevy ve vysoké podrobnosti (morfologie, vlhkost půdy, rozložení vegetace). V rámci aktivit bude probíhat pravidelné snímání zájmové lokality Březno (Tab. 2.14) v kroku 2x/rok pomocí multispektrální kamery na UAV platformě a následném sestavení fotogrammetrického digitálního modelu reliéfu. To umožní sledovat odchylky morfologie sesuvu v delší časové řadě (4 roky). Dále doporučujeme testování UAV termální kamery na lokalitách Březno a Raná (Tab. 2.14).

Významným přínosem pro studium vybraných SN pak bude letecké snímání pomocí hyperspektrální optické a termální kamery. Tato data by bylo vhodné pořídit v kroku 1x/rok v časové řadě alespoň 3 roky, přičemž je třeba dodržet snímání v období sucha v období přelomu léta a podzimu. Letecky pořízená hyperspektrální data se vyznačují vysokou kvalitou, vysokým spektrálním rozlišením a taktéž vysokým prostorovým rozlišením. Jejich analýza je v porovnání s multi- a superspektrálními družicovými daty technologicky pokročilejší a taktéž míra detailu zachycených anomálií je větší. Výhodou snímání pomocí leteckého nosiče je souběžné snímání daného území pomocí tří senzorů (optické, termální a LiDAR), a tím snížení celkově vynaložených prostředků na jednotku pořízených dat. Letecké snímání doporučujeme provést na vybraných, geograficky blízkých lokalitách, které by bylo možné snímat v rámci jednoho letu (zejména Dneboh – Benešov U Semil – Dolní Sytová; Prackovice – Stadice – Čerěníště – Sedlo; Bohyně – Chrochvice – Výrovna; Tab. 2.14).

Radarová data jsou, jak bylo zmíněno v kapitole 5, v současné době běžným prostředkem k monitoringu dynamiky SN. V podmínkách české krajiny je však třeba počítat s omezeními, zejména v důsledku vegetačního krytu. Na druhé straně tato data umožňují sledovat zmíněnou

dynamiku SN, a to až do milimetrové přesnosti (za ideálních podmínek) pomocí metod radarové interferometrie. Z tohoto důvodu doporučujeme rozvíjet využití těchto metod, která jsou pro studium SN velmi perspektivní. K těmto úkolům budou využita data radarového pásma C z družic Sentinel-1, která jsou poskytována zdarma, dále pak data pásma L, která se vyznačují zvýšenou schopností penetrovat vegetační kryt, a také data pásma X, která se vyznačují vysokým prostorovým rozlišením. Data pásma L a X nejsou v současné době tak široce dostupná, jako data pásma C, avšak prostřednictvím vědeckých grantů je možné získat zdarma přístup k datům ALOS (L) a CosmoSkyMed (X). Dále doporučujeme pořídit časovou řadu radarových dat pásma X družice TerraSAR-X, jejichž interferometrické zpracování poskytne významný technologický a metodický přínos pro studium vybraných SN. Radarovou interferometrii doporučujeme využít pro SN s aktivní prostorovou dynamikou, zejména na lokalitách: Šance-Řečica, Ondřejník, Prackovice, Benešov u Semil, Raná, Stadice, Třebenice (Tab. 2.14). Zpracování a analýza radarových dat je výpočetně náročným procesem. Pro tyto činnosti bude využito specializovaných software a také budou testovány automatické algoritmy výpočtu na cloudových platformách (např. CESNET – IT4S1, Geohazards TEP (ESA)).

Pro zvýšení přesnosti detekce pohybů SN pomocí metod radarové interferometrie lze využít tzv. koutových odražečů, které nahrazují koherentní plochy v krajině s hustým vegetačním pokryvem. Instalace koutových odražečů je tak v mnohých případech jedinou možností, jak efektivně a přesně využívat metody radarové interferometrie. Instalaci doporučujeme zvážit zejména pro vybrané sesuvy, vyznačující se aktivním pohybem. Instalace je vázána na souhlas vlastníků pozemků, a proto doporučujeme zvážit vhodnost individuálně pro každou sledovanou SN.

Data laserového skenování (LiDAR) budou využita pro vizuální průzkum morfologie SN. Pro základní zhodnocení budou využita data digitálního modelu reliéfu 5. generace (DMR 5G) z produkce Českého úřadu katastrálního a zeměměřického (ČÚZK). Pro vybrané lokality, které se vyznačují komplikovanou morfologií a potenciálně také aktivní deformací v čase doporučujeme pořízení leteckých LiDAR dat v rámci leteckého snímání hyperspektrálních dat (viz. výše). Výhodou těchto dat bude vyšší prostorová přesnost oproti DMR 5G a také možnost sledovat vývoj morfologie v čase.

Využití Globálních polohových systémů (GNSS) bude v projektu RENS zejména prostřednictvím: i) podpory UAV a leteckého snímání přesným zaměřením vřícovacích bodů a ii) vývojem metodiky automatického měření pomocí PPP, PPK, RTK na vybraných bodech v terénu s možností získání časové řady a následné validace satelitních měření pohybů SN.

Tabulka 13. shrnuje potenciální možnosti pro pořízení dat DPZ / přístrojů pro zlepšený monitoring DPZ. Jednotlivým položkám byly přiřazeny hodnoty priority z hlediska využitelnosti v projektu RENS. Pro další využití v rámci projektu doporučujeme položky s prioritou 1. V případě položky s prioritou 2 je třeba zvážit využitelnost vzhledem k lokálním podmínkám a případnému souhlasu vlastníků pozemků.

Tab. 2.13 Návrh aktivit odstupňovaných podle priority ve vztahu k využitelnosti pro projekt RENS

Investice	Využití	Výhody/nevýhody	Priorita
Pořízení leteckých optických hyperspektrálních dat společně termálními hyperspektrálními daty a s LiDAR daty	Detailní analýza povrchu sesuvů, prostorová analýza variability vegetačního pokryvu tvorba detailních DMT; průběžné snímání a sledování vývoje v čase	<u>Optická a termální data:</u> + získání optických dat s vysokým prostorovým a zejména spektrálním rozlišením – pořizovací náklady – metodicky náročnější zpracování a analýza hyperspektrálních dat – do značné míry neprozkoumané využití pro sledování sesuvů (viz Kap. 2 a 7.3) <u>Lidar:</u> + získání detailního modelu povrchu + možnost snímání zároveň s termálními hyperspektrálními daty + snímání více lokalit v rámci jednoho letu	1
Nákup radarových dat ALOS-PALSAR 2 (pásmo L)	Multitemporální DInSAR analýza vybraných sesuvů	+ možnost sledovat pohyby v řádech mm, díky pásmu L získání více měřených bodů v ploše sesuvů – cena vzrůstá s délkou sledované časové řady – nízký počet dosud nasnímaných dat nad zájmovými územími (1– 3 snímky za rok)	1
Nákup radarových dat pásma X (TerraSAR / CosmoSkyMed)	Offset tracking / sledování dynamiky vybraných sesuvů – zásadním limitem zde je výskyt vegetace	+ získání velmi podrobných radarových dat + experimentální využití, v případě instalace rohových odražečů vzrůstá rapidně využitelnost těchto dat – vysoká pořizovací cena (ale možnost podat návrh na poskytnutí dat) – experimentální využití, nelze zaručit úspěšný výsledek	1
Rozvoj metodiky automatického měření pomocí PPP, PPK, RTK	Přímé měření charakteristických bodů terénu – mapování (RTK, kódová měření) Zaměření vřícovacích bodů (RTK, PPK). Určení polohy nosiče (kódová GPS měření, RTK, PPK) Kontinuální plně automatizovaný monitoring vybraných bodů (PPP, RTK, postprocessing fázových DGPS měření)	+ kontinuální časové řady se zvoleným krokem + možnost využití pro systém včasného varování + nevyžaduje dodatečné náklady na nákup dat (s výjimkou RTK) + validace výsledků multitemporální radarové interferometrie – nutnost stabilizace kontrolních bodů pro umístění antény – umístění nákladné aparatury přímo na sledované lokalitě – problémy vandalismu, nutnost zajištění napájení a přenosů dat – komplikované až nemožné použití fázového měření v místech s vyšším vegetačním pokryvem nebo husté zástavbě	1

<p>Instalace koutových odražečů jako podpora výše zmíněných metod. Lze také samostatně pro využití s radarovými daty pásma C (Sentinel-1, zdarma)</p>	<p>Zpřesnění multitemporální DInSAR analýzy v území pokrytém vegetací</p>	<p>+ v případě dlouhodobého snímání pomocí SAR dat významně zvyšují přesnost měření všemi metodami DInSAR a offset tracking – nutná pevná instalace v místě sesuvu, nutné svolení vlastníků pozemků</p>	<p>2</p>
<p>Pořízení družicových dat s velmi vysokým rozlišením (např. WorldView-3)</p>	<p>Detailní analýza povrchu sesuvů, prostorová analýza variability vegetačního pokryvu</p>	<p>+ získání optických dat s prostorovým rozlišením cca 1,5 m + možnost získání dat včetně spektrálních pásem v oblasti NIR a SWIR (s rozlišením 3,7 m) – minimální plocha zakoupených dat cca 25 km² = do značné míry zbytečně vynaložené prostředky – riziko výskytu oblačnosti na zakoupených scénách (lze ovlivnit pouze podíl oblačnosti na celém snímku – ne na ploše zájmu) – vysoká cena, zejména při pořízení varianty se SWIR pásmy</p>	<p>3</p>
<p>UAV DJI Phantom Multispectral/RTK</p>	<p>doplnění náletů o multispektrální data</p>	<p>– stav vegetace může být nepřímým indikátorem stavu sesuvu, i když není vidět na povrch reliéfu (zamokření, trhání kořenů)</p>	<p>3</p>
<p>Pořízení LiDAR senzoru na UAV</p>	<p>Detailní snímání prioritních sesuvných území – tvorba detailních DMT; průběžné snímání a sledování vývoje v čase</p>	<p>+ získání trvalého řešení pro opakované a flexibilní snímání zájmových lokalit + vyšší přesnost než fotogrammetrické modely + přesné porovnávání modelů povrchu navzájem – vysoké pořizovací náklady – nezbytné vyškolení pracovníka – časově náročné zavedení technologie včetně vyladění postupů snímání a zpracování dat – přesnost v zalesněných oblastech není vysoká – experimentální technologie</p>	<p>3</p>

Tab. 2.14 Přehled typových lokalit řešených v rámci projektu RENS

Poloha	Kat.	Lokalita	Typ	Geologie	Cíle výzkumu	Typ povrchu	Možné využití metod a dat DPZ
49.5135406N, 18.4353261E	1	Šance - Řečica	hluboké ploužení, vrásnění	flyš	aktivita, modelování, výpočty, varovné stavy (EWS)	Les	InSAR (VŠB)
50.6037567N, 15.3550664E	2	Benešov u Sennil	sesouvání podél rovinné smykové plochy	perm, jilovce	vztah postupně nefunkčních HOV na aktivitu	Roztroušená zástavba, vysoké stromy, louky, zahrady	UAV (ortofoto, fotogrammetrický model) - jednorázově, InSAR - pásmo L a X (zastavěná oblast); geodetické změření - 2x ročně
50.3562964N, 13.7381450E	2	Březno u Postoloprť	sesouvání podél rotační?	křída- slnovce	upřesnění mechanismus pohybu monitoring 2 úrovní smykových ploch, vzájemná závislost pohybů	Tráva, holá půda, okraje porostlé keři a vysokými stromy	UAV (ortofoto, fotogrammetrický model - 2x ročně), testování termální kamery; testování multispektrální kamery na UAV; testování ruční termální kamery
49.5976442N, 18.3324686E	2	Ondřejník	složená SD	flyš	řešení koncepce tvorby hrazeného "Stadičského jezera" - datování sesuvu a nivních sedimentů	Převážně les, částečně louky a pár domů	LiDAR (letecký)
50.6244933N, 13.9720336E	2	Stadice	blokové ploužení	vulkanity/ tufy	upřesnění mechanismus pohybu	Les, ve spodní části dálnice D8	LiDAR (letecký nebo UAV)
50.5298714N, 15.0304547E	2	Dneboh	sesouvání podél kombinované	slnovce/ pískovce	upřesnění mechanismus pohybu	Les	LiDAR (letecký nebo UAV)
50.4082361N, 13.7754386E	2	Raná	blokové ploužení	vulkanity/ slnovce	řešení otázky aktivity hlubších blokových deformací	Spodní část husí zástavba, střední část křoviny, horní část louka	UAV (ortofoto, fotogrammetrický model - jednorázově); testování UAV termální kamery; optická data družicová nebo letecká (?); termální data letecká
50.7533381N, 14.0897933E	3	Výrovna	komplexní SD	suté na slnovcích	vývoj aktivity v čase	Les	LiDAR (letecký nebo UAV)
50.7335681N, 14.1395753E	3	Bohyně	složená SD	vulkanity, tufy, křída	píšeme s VR a OK článek	Les, louka	Letecký LiDAR
50.7612656N, 14.1663544E	3	Chrochvice	sesouvání podél rovinné smykové plochy	křída slnovce	aktivita na čele, vztah vysoce erozivního Chrohovického potoka k aktivitě	Horní část les, střední část louky, spodní část zástavba	LiDAR (letecký nebo UAV)
50.5684572N, 14.0168372E	3	Praekovice	složená SD	vulkanity, slnovce	řešení otázky aktivity hlubších blokových deformací	Louky, roztroušené křoviny, sady, zástavba ve spodní části, dálnice D8 protíná střední část svahu	InSAR - pásmo L
50.5892853N, 14.2721328E	4	Sedlo - jih	složená SD	vulkanity/ slnovce	komplexní výzkum včetně paleogeografického, IG, stabilita, datování	Les, rozsáhlá oblast	LiDAR (letecký nebo UAV)

50.6237603N, 15.4296575E	4	Dolní Sytová	blokové pohyby	melafyr/ permské jíly	struktura roztaženého lávového příkrovu do Jizersy	Louka, pole, místy izolované lesy	LiDAR (letecký nebo UAV), fotogrammetrický UAV model
49.3853908N, 18.2351086E	4	Morávia, u Soláně	složená SD	flyš	monitoring aktivního pohybu, závislost na erozi řeky a srážek	Les	LiDAR (letecký nebo UAV)
49.6530442N, 18.4203742E	4	Skalice F-M	složená SD	flyš		Les	LiDAR (letecký nebo UAV)
50.3784694N, 13.5193628E	4	Žiželice/Hoř etice	sesouvání podél rovinné smyčkové plochy	terciér	vztah struktury a pronikání vody, její vliv na aktivitu sesuvu	Travniny, roztroušené stromy a křoviny	InSAR – pásmo L; UAV fotogrammetrický model jednořádkově ?
49.3892967N, 17.9963947E	4	Růžďka	složená SD	Flyš		Louky, zástavba	InSAR – pásmo L, LiDAR (letecký nebo UAV)
50.6392483N, 14.3685386E		Klučnina		Vulkanity, slinovce	upřesnění stáří, korelace s jinými sesuvy	Les, na jihu louky	Letecké snímkování, LiDAR
49.2233669N, 18.0462622E	4	Lidečko - Lomensko	potenciálně seismogenní rotační sesuvy	Flyš	paleoenviromentální a geofyzikální výzkum	Les	LiDAR (letecký nebo UAV)
49.3860522N, 18.0619947E	4	Vaculov- Sedlo	komplexní hluboce založený sesuv	Flyš	reambulace stavby a strukturální podmíněnosti	Les, roztroušené louky a osady	LiDAR (letecký nebo UAV)
49.3846983N, 18.2093761E		Kobylská		Flyš	reambulace stavby a strukturální podmíněnosti	Les	
50.4713958N, 13.9799408E	5	Třebenice	sesouvání podél rovinné smyčkové plochy	vulkanity, slinovce	monitoring aktivního pohybu, závislost na klimatických parametrech, vliv na komunikace	Les, křoviny, zahrady, roztroušené stavby. Sesuv protíná železniční trat.	InSAR – pásmo L, LiDAR (letecký nebo UAV)
50.5973856N, 14.1058647E	5	Čerčenístě	Komplexní sesuv	Vulkanity, tufy	monitoring aktivního pohybu, závislost na klimatických parametrech, pohyb jednotlivých částí	Les, silnice v lese	Multispektrální analýza, letecké snímání, LiDAR

Legenda	
1	komplexní studie včetně IG a geotech. modelů a prahových hodnot (predikce)
2	nový vrtný průzkum + GF a DPZ, mechanika zemin
3	vrtný průzkum z probíhajících akcí (1/13), doplněný GF a IG mapováním, mechanika - využití dostupných dat, nepovinné
4	Průzkum pouze mapováním, popř. DPZ+GF???, testování metod, nepovinné
5	Slopenet

3/ Rešerše metod geofyzikálního průzkumu pro detekci, analýzu a monitoring sesuvů

3.1 ÚVOD

Geofyzikální metody mají v geovědních využitích poměrně dlouhou tradici, a to již od 60. let 20. století, jako rychlý, neinvazivní a zejména levný způsob, jak zjistit více informací o složení a vlastnostech horninového podloží. Zpočátku bylo ovšem limitujícím faktorem pomalé manuální řízení měření, komplikovanost aparatur, a zejména náročné zpracování dat a interpretace, kdy nebyla k dispozici výpočetní technika.

S masivním rozvojem mikročipů a informatiky se inovované geofyzikální metody staly uživatelsky dostupnými pro využití širokým spektrem specialistů z různých geovědních oborů, zejména inženýrskými geology, geomorfology či kvarterními geology. Dodnes však neexistuje žádná ucelená metodika nebo norma pro využití geofyzikálních metod ve výzkumu, zejména potom v aplikovaném výzkumu pro IG a geotechniku, s výjimkou několika specializovaných Technických Podmínek (TP-76) připravených na základě požadavků Ministerstva dopravy ČR.

Geofyzikální metody se stále ve větší míře uplatňují také ve **výzkumu svahových deformací**, a to zejména jako efektivní, nedestruktivní a relativně levný způsob získávání informací o stavu horninového podloží, hloubce a průběhu smykové plochy, přítomnosti prázdných prostorů, mocnosti sesutých hmot nebo nasycení horninového prostředí.

3.1.1 Princip a typy geofyzikálních metod

Geofyzikální výzkum využívá pro zjištění stavby a vlastností podloží různých fyzikálních polí – indukovaných i přirozených, fyzikálních vlastností prostředí, nebo odezvy prostředí na šíření různých typů vlnění. V případě fyzikálních polí se jedná o pole elektrická, elektromagnetická, tepelná, tíhová, magnetická nebo radioaktivní. Při využití vln jde zejména o vlny elastické (seismické, sonické), tepelné, rádiové nebo i vlny viditelného spektra.

Podle využívaného fyzikálního pole potom GF metody dále dělíme na metody geoelektrické, geotermické, gravimetrické, geomagnetické, radiometrické a seismické. Každá z těchto skupin metod je vhodná pro zjištění určitých vlastností v určitém prostředí nebo za určitých podmínek. Některé z metod jsou ze své podstaty citlivější na specifické struktury (např. ERT na vodou saturované zlomy), ale málo na jiné (například nízká vodivost může být způsobena ledem i jeskyní). Z toho plyne, že jednotlivé metody jsou často schopné poskytnout jen dílčí informace o prostředí, proto jsou metody často kombinovány.

3.1.2 Geometrie geofyzikálních průzkumů

Podle prostorové informace, která je při geofyzikálním průzkumu zjišťována, rozlišujeme:

- bodová měření (1D), kde je výsledkem změřená hodnota sledované veličiny v podobě bodové informace, která lze při posouvání stanoviště měření zkombinovat do horizontálního profilu (odporové profilování, gravimetrie) nebo, při změně geometrie měření, do vertikální křivky (např. vertikální elektrické sondování);

- měření v řezu (2D), kde je výsledkem vertikální nebo horizontální 2D řez (typicky seismické metody nebo odporová tomografie);
- měření v objemu (3D), které může být ve trojrozměrném prostoru přímo měřeno (3D seismika, 3D odporová tomografie). To je ale velmi náročné na vybavení a čas, navíc tzv. real-3D měření má značná omezení co se týká rozsahu a hloubkového dosahu. Častěji je proto využíváno pseudo-3D měření, kde je prováděno souborné 3D zpracování a interpretace více 2D měření provedených v různých rovinách či hloubkových úrovních a s různými orientacemi. Specializovaný software pak umožňuje z tohoto souborného vyhodnocení sestavovat 3D modely;
- time-lapse měření (TLS, časosběrné měření). Specifickým typem je časosběrné měření (někdy také uváděná jako 4D, kde je za čtvrtý rozměr považován čas). Čtvrtý „rozměr“ potom představuje změnu měřeného parametru v čase na základě opakovaných či kontinuálních měření, která jsou nejčastěji využívána jako stálý monitoring (stabilita hrází, svahových deformací, promrzání, zvodnění, aj.);
- karotážní měření, tedy speciální geofyzikální měření ve vrtech. Zde základní „rovina“ měření není (sub)horizontální, ale u většiny vrtů vertikální, navíc měření neprobíhá v tzv. polo-prostoru (tedy od povrchu Země směrem do hloubky), ale v „plném“ 3D prostoru. V ideálním případě, pokud to situace umožňuje, je vhodné kombinovat měření z povrchu s vrtným měřením.

3.1.3 Rozlišení geofyzikálních měření

Vedle samotného výběru metody a způsobu měření (tedy zda v 1D, 2D či 3D prostoru), je důležité také zvolit vhodné rozlišení dané metody vzhledem k cíli průzkumu, velikosti sledovaného fenoménu, jeho mocnosti a vzdálenosti od umístění senzorů.

U některých metod lze rozlišení upravovat pomocí zvoleného kroku použitých snímačů (např. elektrod u ERT nebo geofonů u průzkumné seismiky) či pomocí nastavené vzorkovací frekvence při kontinuálním módu měření (např. u EM metod, jako je georadar, nebo dipólového EM profilování). Obvykle při kratším kroku senzorů roste podrobnost měření a detail. Při volbě geometrie měření je nicméně potřeba zohlednit velikost i předpokládanou hloubku (či mocnost) hledané struktury, protože rozlišení i citlivost měření s hloubkou povětšinou klesá.

Jiné metody mají dosah a rozlišení určené frekvencí, čili délkou vln, které jsou schopné detekovat. Například u georadaru roste s frekvencí vlnění citlivost a rozlišení antény, ale zároveň významně klesá hloubkový dosah, a naopak.

Roli hraje samozřejmě také typ a kvalita senzoru. Například u termokamer je rozlišení dáno velikostí CCD čipu, a u gravimetru kvalitou spirály a stupněm vakua v senzorické komoře. Také rozlišení geofonů je různé podle výrobce.

3.1.4 Typy geofyzikálních úloh ve výzkumu sesuvů

Geofyzikální průzkumné metody v závislosti na typu, geometrii a vzorkovací strategii přinášejí obecně informace o strukturních, litostratigrafických a mechanicko-fyzikálních vlastnostech horninového prostředí. Tyto vlastnosti jsou zcela zásadní pro interpretaci typu a geneze studované svahové deformace, jakož i pro určení její základní geometrie (plošný rozsah, hloubka založení, mocnosti akumulací) a kinematiky.

Nejčastější konkrétní úlohy, které se při výzkumu svahových deformací řeší pomocí geofyzikálních metod, lze rozdělit do několika skupin podle požadovaného typu informací. Pro každou z těchto skupin existuje specifický metodologický aparát, včetně geofyzikální metody, která je pro daný výzkum vhodná.

(1) geometrické úlohy – prostorový rozsah svahové deformace (plošný i hloubkový), tedy i mocnost a hloubka založení svahové deformace (hloubka smykové plochy), z čehož lze při vhodném umístění GF měření určit i objem přemístěných hmot (akumulace);

(2) monitorovací úlohy – zjištění aktivity a dynamiky svahové deformace. To lze provádět buď přímo (inklinometry, křehké vodiče, optická vlákna) nebo nepřímo na základě změn měřitelných vlastností (změny vlhkosti, napětí, chování při průchodu elastických vln apod.);

(3) strukturně-litologické – určení/rozlišení horninového typu (např. u komplexní litologické stavby jako je flyš) či strukturních podmínek a průběhu tektoniky (které velmi často predisponují typ a tvar svahové deformace);

(4) hydrogeologické – určení saturace vodou či výskytu podzemní vody a průběhu její hladiny (či přímo jejich oscilací), často jde zároveň o monitorovací úlohy – viz (2);

(5) geotechnické – určení geotechnického typu horniny, míry porušení či přímo mechanických vlastností zkoumaných horninových hmot na základě elastických vlastností (např. modulů) ze seismických měření, dále plasticita sedimentů a poloskalních hornin, napěťové pole, aj.;

(6) další fyzikální a (geo)chemické parametry – jako je např. pórovitost, zrnitost (např. z karotážních měření), anizotropie horninového prostředí, míra a intenzita zvětrání horniny, aj.

Pro stanovení správných závěrů na základě geofyzikálních měření je však zcela zásadní společný přístup odborníků všech dotčených oborů při inženýrskogeologické a geotechnické interpretaci geofyzikálního měření na svahových deformacích. Pro správnou interpretaci je rovněž důležité v maximální možné míře využít a zohlednit veškeré další dostupné informace, zejména pak z geomorfologického a IG mapování, strukturně-tektonické analýzy a zejména vrtného průzkumu, pokud byl proveden.

3.2 GEOELEKTRICKÉ METODY

Hartvich, F. – Tábořík, P. – Alexa, M.

3.2.1 Elektrická odporová tomografie (ERT)

Metoda elektrické odporové tomografie (ERT), patřící do skupiny stejnosměrných odporových geoelektrických metod, představuje standardní nedestruktivní nástroj IG a geomorfologického průzkumu (Schrott and Sass 2008, Kneisel and Hauck 2008, Pánek et al. 2011, Lenart et al. 2014, atd.). Jedná se o jednu z vůbec nejpoužívanějších metod geofyzikálního průzkumu, což dokládá množství odborných prací (odborné publikace, zprávy o průzkumech, odborné a znalecké posudky atd.).

Elektrická odporová tomografie umožňuje zjistit litologické, strukturní a vlhkostní podmínky v podloží na základě jeho odporových vlastností. V geovědách se využívá například při určování litologických rozhraní, při průzkumu tektonických linií, při vyhledávání podpovrchových zvodní nebo při zjišťování mocnosti sedimentárních výplní (Chambers et al. 2012, Škarpich et al. 2011). Tato metoda rovněž nachází široké uplatnění při výzkumu svahových procesů (Pánek et al. 2014, Le Roux et al. 2011, Perrone et al. 2014, Hartvich et al. 2017, Stemberk et al. 2017, Tábořík et al. 2017).

Vybavení pro geoelektrický průzkum je relativně dostupné, a sestává z multielektrodových aktivních nebo pasivních kabelových sekcí, řídicí jednotky a kovových elektrod zajišťujících uzemnění. Přístroje dodává více výrobců, v ČR je nejvíce rozšířen systém ARES/ARES II, vyráběný firmou GF Instruments Brno. Mezi další výrobce patří francouzský Iris Instruments (SysCal), americký Advanced Geosciences (SuperSting) nebo švédský ABEM (Terrameter).

3.2.1.1 Fyzikální principy a interpretace

Tento typ geofyzikálního měření umožňuje zjistit rozložení zdánlivého měrného odporu v podloží. Měření je prováděno pomocí krátkodobého uzavření elektrického obvodu (elektrický puls) mezi párem proudových elektrod, během kterého je zároveň změřen elektrický proud I [A], a elektrické napětí (rozdíl potenciálů) U [V] na dvou potenčních elektrodách (Loke 2014). Z těchto informací lze potom pomocí modifikovaného Ohmova zákona dopočítat zdánlivý měrný odpor prostředí ρ_a [Ωm] při zohlednění geometrie měření pomocí tzv. konstanty uspořádání k (geometric factor):

$$\rho_a = k \frac{U}{I} \quad (\text{Modifikovaný Ohmův zákon pro stejnosměrná odporová měření})$$

Zdánlivý měrný odpor prostředí ρ_a je potom pro potřeby kvalitativní interpretace přepočítán (inverzní úloha) na skutečný měrný odpor ρ , ze kterého potom vycházejí geofyzikálně-geologické interpretace (Loke 1997). Tyto výpočty probíhají ve specializovaném inverzním softwaru (např. Res2DInv).

Hodnoty měrného odporu jsou charakteristikou prostředí, kterým elektrický proud prochází. Zjednodušeně lze říci, že každý typ horninového prostředí má charakteristické rozpětí hodnot měrného odporu (Telford et al. 1990). Kromě odporových charakteristik jednotlivých hornin je však měrný odpor ovlivněn také stupněm zvětrání, mechanickým prorušením (mrazovým, gravitačním či tektonickým), přítomností prázdných prostor (void), ledu, vody, nebo jílových minerálů, a dalšími faktory (Loke et al 2013).

Z tohoto důvodu je třeba při geofyzikálně-geologické interpretaci vycházet ze znalostí o dané lokalitě, zejména o předpokládaném horninovém složení podloží (podle výchozů, vrtů apod.), o přítomnosti tektonických linií nebo známých geomorfologických forem (Hartvich and Valenta 2013, Milsom and Eriksen 2011). V případě svahových deformací je třeba mít při interpretaci alespoň přibližnou představu o možné poloze a průběhu smykové plochy, rozsahu sesuvu, a horninovém složení. Geofyzikální měření potom umožňuje tyto hypotézy potvrdit, zpřesnit či vyvrátit (Milsom 2005).

3.2.1.2 Parametry měření a zpracování dat

Zpracování dat je v případě ERT oproti jiným geofyzikálním metodám relativně jednoduché a jeho velká část je automatizována, zejména výpočetně náročná inverze dat (Loke and Barker 1996, Sasaki 1992). Také nastavení měření je poměrně snadné, většina volených parametrů se týká geometrie profilu (měřicí konfigurace neboli array, rozestup elektrod, délka profilu, maximální rozteč měření) nebo vlastností elektrického pulsu (max. výkon, max. napětí, počet opakování).

Před vlastním měřením přístroj automaticky otestuje kvalitu uzemnění elektrod, a upozorní na příliš vysoké hodnoty přechodového napětí, což signalizuje nedostatečně vodivé spojení mezi elektrodou a zemí (Loke et al 2015b, Neamadpour et al 2010). Takto označené elektrody je třeba lépe ukotvit nebo jiným způsobem zvýšit vodivost spojení (např. zalití solným roztokem).

Po ukončení měření jsou data dále zpracovávána pomocí inverzního software (Loke 2014). Výsledkem je textový soubor invertovaných hodnot s polohou bodů na profilu, zároveň vykreslená v podobě interpolovaného 2D řezu, zobrazujícího pomocí barevné stupnice hodnoty rozložení měrného odporu ve 2D prostoru.

Pro lepší orientaci a správnou interpretaci prostorových vztahů mezi zobrazovanými strukturami se obvykle tyto 2D profily převádí do 2D vizualizačního software, jako je například Surfer (Golden Software) nebo do pseudo3D vizualizace (např. SketchUp od Trimble). Taková vizualizace umožňuje snazší představu o skutečném uspořádání litostratigrafických jednotek ve studované oblasti (Hartvich et al. 2017, Griffiths and Barker 1993).

3.2.1.3 Úlohy při výzkumu sesuvů

Nejtypičtějším a nejdůležitějším úlohami ERT průzkumu při studiu svahových deformací je zjišťování hloubky a průběhu smykové plochy, tedy v důsledku rozsah a mocnost sesuvu, případně kombinací více profilů i objem (Zarroca et al 2014, Tábořík 2012). Rovněž je možné takto zjišťovat rozsah jednotlivých dílčích proudů, bloků nebo reaktivací sesuvu, případně mocnost a charakter sedimentárních výplní (Škarpich et al. 2011, Chambers et al 2009, Hsu et al 2010).

Dále jsou prováděna ERT měření s cílem zjistit specifické vlastnosti a stav prostředí sesuvu, například zvodnění v tělese sesuvu nebo smykové plochy nebo míru zvětrání horninového prostředí (Szalai et al 2009, Ronczka et al 2015, Jomard et al. 2007, Chandra et al 2010, Nguyen et al. 2009). Pomocí ERT jsou rovněž studovány diskontinuity v prostředí, které často značně ovlivňují vznik a stabilitu svahových deformací, například přítomnost zlomů, tahových trhlin nebo prázdných prostorů, které často rozvoj svahových deformací predisponují (Carbonel et al 2013, Gutierrez et al. 2012, Orlando 2013, Ambrosi and Crosta 2006, Bermejo et al 2016, Chelli et al. 2013, Carlini et al. 2016).

Konečně lze ERT měření využívat i pro monitoring svahových deformací, jako tzv. Time-lapse (časosběrné) měření. TL-ERT je v podstatě stacionární měření, opakované na témž profilu s určitým časovým krokem. Toto uspořádání zaznamenává nepřímo pomocí změn hodnot měrného odporu změny vlhkosti, přičemž nárůst zvodnění na smykové ploše je jedním z indikátorů potenciální reaktivace sesuvu (Tábořík et al. 2012, Zhou et al 2002, Supper et al. 2014, Wilkin-son et al. 2016).

3.2.1.4 Výhody a nevýhody metody

Výhodou této metody je její značná univerzálnost a robustnost, relativní odolnost vůči rušivým zdrojům, a její použitelnost prakticky v jakémkoli terénu (Tábořík et al 2017). Dalším plusem je volitelný stupeň rozlišení podle kroku elektrod a v závislosti na délce profilu také poměrně značný hloubkový dosah (běžně desítky až první stovky metrů, Chambers et al. 2002). Metoda rovněž umožňuje značnou flexibilitu v délce profilů, kdy pomocí tzv. „rolování“, tedy překládání kabelových sekcí z počátku profilu na jeho konec lze prakticky provádět i měření o délce několika kilometrů.

Nevýhodou ERT je možná nejednoznačnost v určení průběhu interpretovaných rozhraní (např. smykové plochy), a to vzhledem k interpolačnímu způsobu zobrazování výsledných in-

vertovaných řezů (zejména v tzv. gradientovém prostředí). K tomu přispívá také fakt, že hodnoty měrného odporu mohou být podobné i pro odlišné materiály, takže vždy záleží na konkrétní lokalitě a je třeba na toto brát ohled při interpretaci (Szalai and Szarka 2008, Hauck et al 2003, Kneisel et al 2000). Určitou nevýhodou je i nutnost vodivého spojení elektrod se zemí, které může být v určitém prostředí obtížné (kamenná moře, suchá hrabanka, písek).

3.2.1.5 Shrnutí metody ERT

ERT představuje dostupnou univerzální metodu, která má potenciál podat nejvíce informací v měřených profilech. Vzhledem k relativně nekomplikovanému měření a zpracování dat jde o široce využívanou metodu, jejíž výsledky jsou zobrazovány v 2D či 3D řezech (Hartvich and Valenta 2011). Rozložení měrného odporu pod povrchem reprezentuje různou litologii či diskontinuity a metoda je tak vhodná pro rychlý průzkum, přitom s relativně velkým hloubkovým dosahem a při nižší hloubce i s velkým detailem (Loke et al. 2015a). Společně se seismickým průzkumem představuje asi nejvhodnější metodu pro průzkum sesuvů a geologického prostředí obecně (Schrott and Sass 2008, Ward 1990, Jongmans et al 2009, DiMaggio et al. 2014).

3.2.2 Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP) / konduktometrie (CMD)

Metoda dipólového elektromagnetického profilování (DEMP) náleží do geoelektrických metod, a to do skupiny tzv. elektromagnetických (EM) metod. Na rozdíl od metody ERT nevyužívá stejnosměrného elektrického pole, ale pole střídavého. Proto je někdy tato skupina nazývána také jako metody „střídavé“, případně „harmonické“, což zase odkazuje na sinusoidu použitého střídavého proudu (např. Karous, 1989).

Metoda navíc nemá ustálený název, proto se můžeme setkat s mnoha jeho variantami, které více či méně opisují princip metody. Lze se tak setkat s měřením konduktivity (měrné vodivosti prostředí), anglickým conductivity measurements (CM, CMD), dipólovým elektromagnetickým profilováním (DEMP), jakož i EM měření (odkazující na využití elektromagnetického pole) nebo EMC (electromagnetic conductivity) či EMI (EM induction), reflektující bezkontaktní způsob měření založený na principu elektromagnetické indukce. Z hlediska principu měření jde nicméně stále o tu samou metodu.

3.2.2.1 Fyzikální principy

Metoda DEMP je založena na principu bezkontaktního indukčního měření, bez nutnosti přímého zavádění elektrické pole do podloží (např. pomocí uzemněných elektrod). Metoda využívá principu elektromagnetické indukce, kdy měřicí zařízení generuje primární EM pole, zatímco je v podloží vybudeno (indukováno) pole sekundární. Sekundární EM pole je tak vlastně odezvou prostředí na pole primární, přičemž je ale silně ovlivňováno elektrickou vodivostí prostředí, a tedy i strukturami pod zemským povrchem. Teoretický princip měření vychází z Maxwellových rovnic, zejména potom z Faradayova zákona (tzv. zákon o elektromagnetické indukci), např. McNeill (1980).

3.2.2.2 Realizace měření a interpretace

Měření je nejčastěji realizováno prostřednictvím přístroje s několika páry indukčních cívek, které dosahují různých hloubek buď změnou frekvence EM signálu, anebo geometricky (zvětšuje se vzájemná vzdálenost cívkových dipólů). Např. přístroj CMD Explorer (GF Instruments, Brno) umožňuje měření ve 3 kalibrovaných hloubkových úrovních najednou (2.2, 4.2, 6.7 m) a celkově v 6 ti hloubkách (dále v 1.1, 2.1, 3.3 m) při využití obou (vertikální i horizontální) orientací os měřicích cívek. Přístroj generuje primární EM pole a jeho působením se v podloží indukuje sekundární EM pole, které je měřeno jako odezva geologického prostředí. Měření tak probíhá zcela bezkontaktně, využívající EM indukci (McNeill, 1980; Andrade and Fischer, 2018).

Vysílač (transmitter) funguje jako zdroj harmonického magnetického pole B_p s vertikálně nebo horizontálně orientovaným dipólem. Primární magnetické pole indukuje vířivé proudy ve vodivém prostředí pod povrchem země a tím se indukuje sekundární magnetické pole. Přijímač (receiver), který má shodnou vertikální nebo horizontální orientaci jako vysílač, přijímá vertikální složku sekundárního magnetického pole B_z . Ta reprezentuje komplexní veličinu s reálnou a imaginární částí. Imaginární část ImB_z je úměrná vodivosti země. Reálná část ReB_z (označována také jako $Inphase$, neboli „soufázová složka“) je určena poměrně komplikovaným nelineárním vztahem a závisí na permitivitě i permeabilitě prostředí.

Ve většině případů se potom interpretuje hodnota zdánlivé měrné vodivosti, tzv. konduktivita σ_z nebo někdy γ_z . Její základní jednotkou je potom $S \cdot m^{-1}$ (Siemens $\times m^{-1}$). Tu lze snadno převést na tzv. zdánlivý měrný odpor neboli resistivitu ρ_z , jejíž základní jednotkou je Ωm (tzv. Ohm-metr). Obě fyzikální veličiny jsou si vzájemně převrácenou hodnotou. Měření vodivosti lze tak velice snadno převést např. na tzv. pseudoodporovou mapu. Protože lze měřené hodnoty vyjadřovat fyzikálně jak jako hodnoty zdánlivého měrného odporu, tak i jako tzv. zdánlivé měrné vodivosti (tzv. konduktivity), označuje se metoda někdy také jako „konduktometrie“ a přístroj jako „konduktometr“.

Měření může probíhat buď manuálně, anebo s kontinuálním sběrem dat s nastavenou vzorkovací frekvencí. Oba přístupy mají svoje výhody i nevýhody – viz dále. Měření lze provádět jak ve 2D (výsledkem jsou potom profilové křivky zdánlivé konduktivity nebo rezistivity), popř. i v síti profilů a následně zpracovat ve 3D, nejčastěji za vzniku horizontálního řezu, tzv. pseudoodporové mapy, která znázorňuje plošné rozmištění různých vodivých struktur pod zemským povrchem, a to v několika hloubkách měření.

Zpracování výsledků je poměrně rychlé a jednoduché – data se zpracují buď v podobě 2D profilových křivek (např. v programech MS Excel nebo Golden Software Grapher), případně z nich lze vytvořit 3D mapu (horizontální řez) – např. v programu Golden Software Surfer.

3.2.2.3 Úlohy při výzkumu sesuvů

Metoda DEMP se při studiu sesuvů uplatňuje převážně jako doplňková geoelektrická metoda pro rychlý průzkum relativně mělké přípoверхové části podloží. Vzhledem k tomu, že hloubka průzkumu nepřesahuje cca 8 m, kdy má metoda navíc i malé vertikální rozlišení, není příliš vhodná pro určování hloubky založení sesuvu, identifikaci smykové plochy nebo určení množství svahových akumulací.

Metoda má ovšem značnou rozlišovací schopnost v horizontálním směru (zejména při 3D měření) a jako taková se hodí spíše pro určování plošného rozsahu akumulací, kde je schopná částečně i odlišit vnitřní strukturu studovaného tělesa, tvořeného převážně blokovými akumu-

lacemi (Evans et al., 2000; Hauck et al., 2001; Gabriel et al. 2003; Hördt and Hauck, 2008; Dobinski et al., 2008).

Měření lze ovšem využít i při zjišťování rozsahu různých litologických celků, případně i pro detekci a mapování diskontinuit, jako jsou kaverny, tahové trhliny či rozsedliny (iniciální fáze svahových deformací), tedy pro strukturně-litologický průzkum postižené oblasti.

Velkou předností metody (viz podkapitola výhody a nevýhody metody) je značná rychlost průzkumu, a tedy relativně snadné získání velkého množství dat v ploše (tedy ve 3D). Z výsledných dat lze potom sestavit tzv. pseudoodporové mapy, které znázorňují rozložení odporových anomálií pod povrchem. Metoda DEMP tak představuje velmi účinný nástroj pro mělké mapování velkých ploch.

3.2.2.4 Výhody a nevýhody metody

Metoda poměrně významně reaguje na zdroje umělého rušení, jako jsou pohřbené kovové předměty, inženýrské sítě, ploty, ohradníky, a protože jde o metodu indukční, tak je rušena i vzduchem vedenými dráty VN. V řadě případů tak není možné metodu DEMP vůbec využít – např. v intravilánech obcí, v blízkosti průmyslových areálů nebo energetických přenosových sítí. V řadě případů může být problémem např. i kanalizace nebo produktovod. Na druhou stranu lze ale této vlastnosti využít při cílené detekci těchto sítí.

Značnou výhodou je velmi rychlé měření (zejména v kontinuálním módu), a to zcela bez vodivého kontaktu s podložím, nevýhodou je potom omezený hloubkový dosah, který nepřesahuje 8 m. Tento limit vychází z obecné konstrukce většiny přístrojů, kdy u frekvenčního přístupu je s většími hloubkami již problém fyzikální, zatímco u geometrického přístupu je limitem vzdálenost cívkových dipólů, a tedy i rozměry a váha měřícího zařízení.

Metoda dává poměrně slabé rozlišení ve vertikálním směru (max. 6 měřených hodnot v bodě), což je ovšem dané tím, že je primárně určena na horizontální profilování. Naopak v horizontálním směru může být rozlišení v profilu velmi vysoké, zejména při krátkém kroku měření. Měření lze provádět buď v manuálním, nebo v kontinuálním módu. Výhodou manuálního měření je přímá kontrola kvality naměřených dat a stabilní pozice přístroje v bodě měření. Nevýhodou je poměrně zdlouhavé měření, alespoň ve srovnání s kontinuálním módem.

Kontinuální mód exceluje v rychlosti získávání dat, tedy i informací o podloží. Jeho nevýhodou je nepřímá kontrola kvality dat, kdy nelze chybně změřenou hodnotu přeměřit. Nicméně lze ji z měření dodatečně vyloučit. Jistou nevýhodou může také být nepřesné polohové určení měřeného bodu a v určitých případech nutnost striktně zachovávat rychlost pohybu, tedy chůze (někdy se proto nazývá tento kontinuální režim měření jako tzv. walking mode).

Metoda taktéž může vykazovat vysokou chybovost měření ve značně heterogenním prostředí (např. v blokových akumulacích je prakticky nepoužitelná), případně v extrémně vodivém prostředí (např. jíly nebo zasolené plochy).

3.2.2.5 Shrnutí metody DEMP/CMD

Teoretický princip měření vychází z Maxwellových rovnic a zejména ze Zákona o elektromagnetické indukci (tzv. Faradayův zákon), což popisuje např. McNeill (1980). Prakticky je měření realizováno pomocí zařízení s několika páry indukčních cívek. Přístroj generuje primární EM pole a jeho působením se v podloží indukuje sekundární EM pole, které je měřeno jako odezva geologického prostředí. Měření tak probíhá zcela bezkontaktně, využívající EM indukci. Výho-

dou je rychlé měření bez nutnosti vodivého kontaktu s podložím, nevýhodou pak omezený hloubkový dosah.

Pro potřeby plošného mapování mělkých podpovrchových struktur, litologických rozhraní či detekci puklin, potenciálních kaveren, či zvodnělých zón v přípovrchové vrstvě představuje tento typ měření velmi účinný nástroj. Stejně tak je metoda vhodná pro rychlý plošný vyhledávací průzkum.

3.2.3 Georadar

Metoda georadaru (GPR – Ground Penetrating Radar) náleží, stejně jako DEMP a CMD, do geoelektrických metod, a to do skupiny tzv. elektromagnetických (EM) metod. Přestože se jedná o elektromagnetickou metodu, její princip a zpracování se v praxi podobá spíše reflexní seismice (3.3.2.).

Přestože je refrakční a reflexní seismika využívána především pro mapování přípovrchových vrstev, má poměrně malé vertikální rozlišení pro mapování struktur velikosti okolo 1 m a menších. Georadar tedy může být vhodnou metodou pro tyto situace, a to zejména při použití vysokofrekvenčních antén (např. 500, 800 nebo 1000 MHz). Nicméně, jedná se stále o vysokofrekvenční geoelektrickou metodu, která pracuje – na rozdíl od seismických metod – s elektromagnetickým (EM) pulsem a je tedy významně ovlivňována lokální geoelektrickým polem i zdroji umělého rušení.

3.2.3.1 Fyzikální principy

Georadar je využíván k detekci změn elektrické permitivity (elektromagnetické impedance) v podzemí pomocí šíření EM vlny generované vysílačem na povrchu a následných odrazů na impedančních rozhraních zaznamenaných přijímačem (Annan, 2009). Everett (2013) uvádí, že dielektrická konstanta (poměr absolutní permitivity ku permitivitě vakua) pro suché materiály (písek, štěrk, krystalinikum apod.) se pohybuje zhruba mezi 3 až 8. Voda naopak má konstantu abnormálně vysokou – přibližně 81, kvůli vysoké polarizovatelnosti vodních molekul za přítomnosti elektrického pole. Díky tomu mají horniny obsahující vodu mnohem vyšší konstanty (přibližně 10-30), než suché horniny stejné litologie. Útlum radarové vlny je dán především elektrickou vodivostí, kdy vodivé materiály pohlcují signál více, ale také použitou frekvencí vysílače. Vedle materiálů s vyšším obsahem vody, jsou to potom typicky jemnozrnné sedimenty či sedimentární horniny (jíly/jílovce, slíny/slínovce, jílovité prachovce apod.), dále potom spraše, povodňové hlíny či jemnozrnné lakustrinní sedimenty. Značný útlum signálu lze pozorovat i v jemnozrnných (Cassidy, 2009a).

Georadar je považován za metodu s vysokým stupněm rozlišení, zejména při použití vysokofrekvenčních antén (250–1000 MHz). Obecně platí, že čím vyšší frekvence, tím vyšší rozlišení, ale menší hloubka průniku (vlivem kratší vlnové délky a omezené energie EM pulsu a vyššímu útlumu signálu) a naopak.

Typické frekvence vysílací antény jsou od 10 MHz do 1 GHz, což jsou dle Everetta (2013) frekvence, při kterých se elektromagnetická vlna šíří nemagneticky. Při těchto frekvencích hraje největší roli polarizovatelnost vodních molekul, která v podstatě ovládá rychlost vlny, tím pádem i odraz, lom, rozptyl a další aspekty propagace elektromagnetických vln horninovým prostředím.

3.2.3.2 Realizace měření a interpretace

Měření obvykle probíhá v konfiguraci „common-offset“, kdy vysílací i přijímací antény jsou posouvány po profilu v tandemu a je mezi nimi udržována konstantní vzdálenost. Existují ovšem i tzv. „separable antennas“ pro měření s oddělitelným přijímačem (Rx) a vysílačem (Tx), např. při měření metodou CMP (z angl. common midpoint), která mění se (zvyšující se) vzájemnou vzdálenost Rx a Tx přímo vyžaduje.

Antény mohou být rovněž stíněné nebo nestíněné. U frekvencí cca od 80-100 MHz a více se povětšinou jedná o stíněné antény, které jsou fokusované pro měření kolmo do hloubky od roviny měření a jsou stíněné do ostatních směrů. Nestíněné antény jsou potom typicky ty s nízkými frekvencemi (např. 20, 30, či 50 MHz), a to i s ohledem na několikametrovou vzdálenost mezi přijímačem a vysílačem.

Konkrétně pak měříme dvěma způsoby. Buďto se měří v síti s konstantním krokem, nebo jsou měřeny jednotlivé profily. Při měření v síti je vhodné si nejprve připravit a rozměřit celý měřený polygon. Při měření po profilech lze využít i GPS souřadnic pro orientaci ve výsledcích.

Měření může probíhat jednak v časovém módu, kdy je povel k vyslání signálu (tzv. trigger) a vzorkovací frekvence měření určována zvoleným časovým krokem, anebo v „distance“ módu, kdy je trigger řízen speciálním kolečkem, které na základě změřené vzdálenosti dává podle zvoleného vzorkování (obvykle v cm).

Výstupy jsou pak zpracovávány obdobně jako seismická měření v k tomu určených softvarech (např. ReflexW), kdy jsou na data aplikovány různé filtry k odstranění šumu a zesílení užitečného signálu. Následná interpretace pak spočívá v identifikaci reflexů. Při měření v síti je výsledkem 3D kostka, po profilech pak 2D řezy.

3.2.3.3 Úlohy při výzkumu sesuvů

Pro použití na svahových deformacích je vhodné používat antény s nižší frekvencí. Dle Bláhy (2017) může nasazení vysloveně nízkofrekvenčních antén komplikovat jejich rozměr (čím nižší frekvence, tím větší anténa), kdy je potřeba anténu vláčet na složitém povrchu svahových deformací a počítat i s místní bujnou vegetací.

Georadar obecně není vhodný k měření ve vodou saturovaném prostředí, proto není příliš vhodný ani pro průzkum hlubších (> 5 m) klasických „hliněných“ sesuvů.

Výjímkou tvoří sesuvy, kde teplota masivu je pod bodem mrazu a naprosto suché horninové prostředí (skalní řícení). V těchto podmínkách dokáže metoda podat informaci i z hloubek okolo 20m, zároveň s lepším detailem než ostatní (geoelektrické a seismické) metody, přičemž ovšem záleží na frekvenci použité antény.

Jako další aplikaci uvádí Bláha (2017) možnost využití georadaru k inspekci skalních stěn, pro posouzení rizika pádu části skalního masivu. Pohyb antény po takovéto stěně je velmi obtížný a je potřeba, aby byl zajištěn pomocí horolezců. Tímto způsobem lze vymapovat jednotlivé pukliny a určit jejich orientaci.

Útlum signálu v prostředí s vysokým obsahem vody lze teoreticky využít také pro mapování zón infiltrace svahových deformací. Při průzkumu by se měly tyto zóny projevit jako oblasti s největším útlumem signálu. Takové mapování nezabere příliš času a podá základní informaci o sesuvu, případně o geologických podmínkách za/nad odlučnou hranou, tzv. „crown fissures“.

Jednou z mála aplikací, kde lze georadar poměrně úspěšně aplikovat je určování rozsahu, mocnosti a v některých případech i vnitřní struktury osypů či klasický blokových akumulací, zejména v horských oblastech, kde jemnozrný materiál buď chybí, nebo byl již vyplaven a zá-

roveň se v akumulaci nemůže držet voda (Davis and Annan, 1989; Neal, 2004; Sass and Wollny, 2001; Berthling and Melvold, 2008; Sass O., 2008; Słowik, 2012; Campbell et al., 2018)

3.2.3.4 Výhody a nevýhody metody

Výhodou georadaru je poměrně snadné měření a rychlost získávání dat v případě, že jde o snadno přístupný terén. V méně přístupném či prostupném terénu výrazně narůstá obtížnost pohybu a měření. V extrémně náročných podmínkách, které nelze v mohutných akumulacích sesuvů (zejména skalních sesuvů) rozhodně vyloučit, může být takové měření v podstatě neproveditelné

Vysoké rozlišení vysokofrekvenčních antén (250 – 1000 MHz) je na druhou stranu vykoupeno jejich malým hloubkovým dosahem a rychlým útlumem signálu (Cassidy, 2009a; Mustasaar, 2012; Słowik, 2012). Pro hlubší průzkum tedy volíme nízké frekvence (typicky 10-80 MHz), který má ovšem poměrně malé rozlišení (Sass O., 2008). Často tedy nejlepší výsledky podávají střední pracovní frekvence (cca od 100 – 400 MHz), typicky pak anténa 250 MHz, která má poměrně vysoké rozlišení a hloubkový dosah v průměru do cca 6 m (Słowik, 2012), což ovšem pro řadu aplikací, včetně studia sesuvů, nemusí být dostačující.

Metoda rovněž vykazuje značnou citlivost na změnu elektrických vlastností (především voda), což může být zároveň její výhodou (pokud přímo hledáme tuto změnu) i nevýhodou (rychle se mění podmínky měření)

Vysílaný EM signál je velmi silně tlumen ve vlhkých (vodivých) materiálech, a tudíž je nevhodný pro sesuvy s vysokým zastoupením jemnozrnné frakce (Bruno and Martillier, 2000) a tam, kde je přílišná saturace vodou (Mustasaar, 2012). Také různé heterogenity v měřeném prostředí (trhliny, bloky apod.) lomí EM vlny, což dramaticky snižuje hloubkový dosah.

další nevýhodou metody je poměrně náročné zpracování dat, kde je nutné získaná data povětšinou filtrovat a v podstatě každá lokalita má svoje specifické lokální podmínky, které prakticky neumožňují stanovit nějaký obecně platný postup zpracování. Cassidy (2009b) uvádí, že interpretace dat vyžaduje předchozí zkušenosti a není příliš intuitivní. Měření s nestíněnými anténami (např. 20 nebo 30 MHz) jsou velmi citlivé na umělé zdroje EM rušení, jako jsou např. dráty VN, vysílače mobilního signálu, odražeče signálu, ohradníky apod.). Jejich nasazení v oblastech s těmito rušivými vlivy je tak velmi omezené.

3.2.3.5 Shrnutí metody GPR

Metoda georadaru spočívá ve vysílání vysokofrekvenčního EM pulsu do podloží a následném záznamu odražené vlny. Jedná se tak o metodu, která je svým principem měření i zpracováním dat podobná reflexní seismice, pracuje ovšem s jiným typem geofyzikálního pole (elektromagnetické vs. elastické). Principem měření je přímé detekování podpovrchových struktur či diskontinuit. Metoda je poměrně náročná na zpracování dat i jejich následnou interpretaci, která vyžaduje předchozí zkušenost.

Měření lze provádět jak se stíněnými (většinou vyšší frekvence >100 MHz) i nestíněnými anténami (nižší frekvence <100 MHz), přičemž ty nestíněné mohou mít značně omezené využití v místech se zdroji rušení EM signálu.

Obecně s vyšší frekvencí antény narůstá rozlišení, ale klesá hloubkový dosah vlivem kratší vlnové délky a vysílaný EM signál snáze podléhá útlumu. Naopak s nižšími frekvencemi a delší vlnovou délkou, klesá rozlišení, ale narůstá hloubkový dosah (taktéž útlum není tak výrazný).

Útlum výrazně narůstá ve vodivém prostředí, zejména v pásmu saturace vodou, případně v jemnozrnných sedimentech (jíly, spraše apod.). Pro značný počet sesuvů v ČR (i obecně) jsou typické hlinité až jílovité akumulace sesuvných hmot, popř. jemnozrnná frakce tvořící matrix mezi většími bloky. V takovém prostředí je vzhledem k jeho vodivosti (a útlumu signálu), která je navíc často zvyšována vyšší úrovní saturace vodou, nasazení georadarového průzkumu spíše nevhodné, či s pouze omezenými výsledky (zejm. malý hloubkový dosah).

3.4 SEISMICKÉ METODY

Alexa, M.

Seismický průzkum je metodou zkoumání geologické stavby pomocí generování mechanické energie (seismické vlny) na povrchu využíváním kontrolovaného zdroje, záznamu této vlny, typicky pomocí geofonů, a jejím studiem. Takto vyvolané vlnění se šíří prostředím všemi směry a proniká do hloubky. Některé vlny se vrátí k povrchu po refrakci nebo reflexi na geologických rozhraních v podzemí. Geofony rozmístěné podél povrchu detekují pohyb způsobený těmito vlnami. Následnou analýzou průběhu vlny a charakteru vlnění lze zjistit jednotlivé časy příchodu a amplitudy vln v různých místech. Tyto časy příchodu mohou být konvertovány na hloubky a pomocí nich lze systematicky zmapovat (hloubka, tvar) geologická rozhraní v podzemí, ale i horniny, kterými vlna prošla. Seismický průzkum je hojně využíván při vyhledávání ložisek uhlovodíků, ložisek jiných surovin a při řešení hydrogeologických a inženýrskogeologických úkolů (Kearey et al., 2002, Mareš et al., 1990).

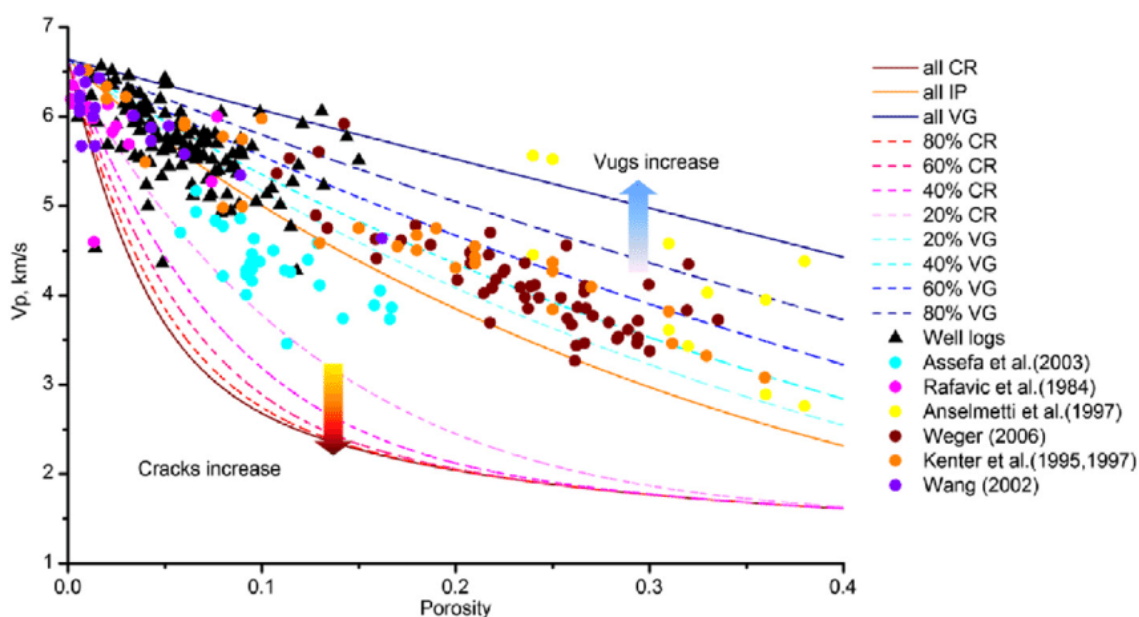
Seismické metody představují kromě geoelektrických jednu ze dvou nejrozšířenějších geofyzikálních disciplín používaných při průzkumu a výzkumu svahových deformací. Na rozdíl od geoelektrických metod nemá litologie tak výrazný vliv na měřené veličiny. Dle Bláhy (2017) jsou rychlosti elastických vln hlavně funkcí fyzikálně-mechanickou odražející stav horninového masivu za předpokladu, že svahová deformace nepostihuje litologicky výrazně odlišné celky. Nejběžnější u nás používanou metodou je seismická refrakce, méně reflexe, zřídka pasivní seismika (měření šumu neboli přirozených jevů), inverze povrchových vln nebo seismický monitoring.

3.4.1 Fyzikální předpoklady pro průzkum svahových deformací

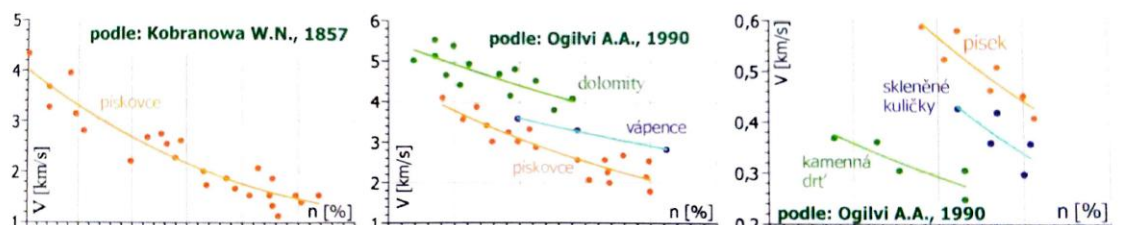
Metody seismické refrakce a reflexe fungují dobře v jemnozrnných, saturovaných sedimentech, kde je nízký útlum a velmi dobrý přenos mechanické energie jak ze zdroje, tak na geofony. Naopak metody fungují poměrně špatně v rozvolněných, suchých, hrubozrnných nebo porušených sedimentech.

Na změnách seismických rychlostí se po litologii hornin největším dílem zasluhuje jejich porušení. Ačkoliv nejde tento jev kvantifikovat a prakticky neexistují přímé obecné vazby mezi porušením hornin a seismickými rychlostmi, lze dle Bláhy (2017) nalézt v literatuře množství vztahů pro konkrétní horniny mezi stupněm porušení a seismickými rychlostmi. Tyto vztahy bývají odvozené pro dané lokality či litologické typy a nelze se jimi vždy řídit. Důvodem je fakt, že porušení hornin představuje celý komplex fyzikálních, mechanických a chemických procesů a výsledný efekt bývá zřídka kdy totožný. Jako první příklad uvádí ukázkou závislosti rychlostí na porozitě skalních hornin a zemin, kdy je obecným předpokladem, že rychlost P a S vln u hornin s porozitou klesá, jak je k vidění i na obr. 3.1 a 3.2 (a, b). Obecně lze vidět

trend klesající rychlosti s rostoucí porozitou, nicméně kvantifikovat tyto výsledky a najít obecnou matematickou závislost mezi porozitou a rychlostí šíření seismických vln je prakticky nemožné. Pro zeminy pak obecně platí, že materiál skládající se z izometrických zrn má rychlosti vyšší než ten, který je složený z ostrohranných úlomků (viz. obr. 3.2 (c)). Jako další Bláha (2017) zmiňuje i závislost vlhkosti materiálu a rychlostí, kde by obecně se vzrůstající vlhkostí měla růst i rychlost šíření vln, nicméně ukazuje i příklad, kdy rychlost stagnovala, nebo i lehce klesala až do cca 85% nasycení písku, a poté velmi významně vzrostla. Za zmínku stojí v tomto experimentu i vliv velikosti zrn písku, kde pro větší zrna je rychlost násobně vyšší. Dále je rychlost seismických vln závislá i na pevnosti v tlaku, tahu, objemové hmotnosti, hloubce uložení a dalších parametrech, včetně jejich kombinací.



Obr.3.1 Vztah mezi rychlostí P vln a porozitou ve vápencích s různou pórovou strukturou. CR představuje puklinovou pórovitost, IP průlinovou pórovitost a VG krasovou. Převzato z researchgate (https://www.researchgate.net/figure/Relation-between-P-wave-velocity-and-porosity-in-carbonates-with-different-pore_fig5_282390900)

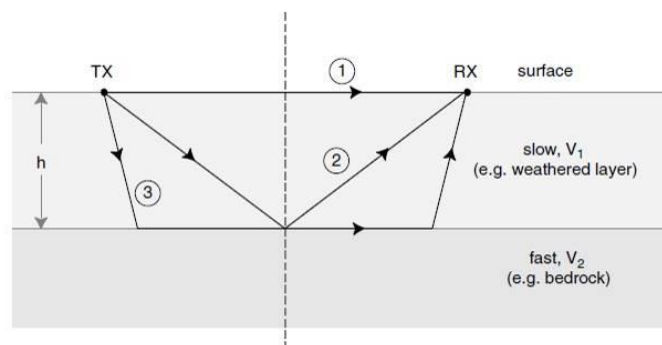


Obr. 3.2 Závislost rychlostí elastického vlnění na porozitě pro horniny (a, b) a zeminy (c). Převzato z Bláhy (2017)

3.4.1.1 Reflexní seismika (MXS)

Seismický reflexní průzkum je dle Keareyho et al. (2002) nejrozšířenější a velmi dobře známou geofyzikální metodou. Je to nejdůležitější nástroj k detailnímu mapování přibližně horizontálních vrstev v Zemi. Jako takový je nevhodnější pro zobrazování vnitřní struktury sedimentárních pánví, nicméně je dobře použitelný i pro sledování dalších typů struktur, jako jsou např. vrásy, zlomové struktury a některé typy svahových deformací. Využívá se nejvíce při průzkumu ložisek ropy a plynu ke zmapování oblasti a vymezení přesné lokace poloh uhlovodíků (Mussett, Khan, 2000). V reflexním seismickém průzkumu jsou výsledkem zpracování seismické sekce (eventuálně datové „kostky“ v 3D průzkumu), které jsou obrazem podzemních struktur. Ty jsou podobné jako geologické sekce, nicméně mají jiný základ. Reflexní seismika funguje na stejném principu jako sonar (echolokátor), kdy se od překážek odrazí signál zpět k přístroji.

V seismickém reflexním průzkumu jsou seismické vlny odrazeny od reflektorů, viz. obr. 3.3 (2), což jsou podzemní rozhraní nebo seismické diskontinuity s náhlou změnou seismické rychlosti. Nejčastěji je metoda používána ve vrstvených sedimentárních pánvích (Kearey et al., 2002). V takovém případě jsou změny rychlostí funkcí hloubky díky měnícím se fyzikálním vlastnostem jednotlivých vrstev. Rychlost se také může měnit horizontálně díky laterálním litologickým změnám uvnitř jednotlivých vrstev, ale to je možno pro prvotní odhad zanedbat. Pokud paprsek dopadá pod kritickým úhlem, nastává tzv. totální odraz, kdy žádná energie neprostupuje rozhraním viz. např. Kearey et al. (2002) a Musset, Khan (2000). Obecně platí, že čím větší kontrast akustických impedancí vrstev, tím je větší odraz vlny. Teoreticky se může stát, že na litologickém rozhraní nevznikne žádný odraz. Běžnější je ovšem vznik velmi slabého odrazu, který je velmi těžké odlišit. Odrazy jsou na povrchu zaznamenávány obvykle pomocí geofonů. Ty se většinou při velkém 3D průzkumu grupují pro potlačení šumu, a tím zvýšení SNR. Grupa geofonů je několik geofonů v okruhu maximálně několika metrů. Odražená vlna je registrována prakticky současně a signál jednotlivých geofonů se sčítá, a tím se potlačuje náhodný šum, který je na každém geofonu jiný (Musset, Khan, 2000). Z registrovaného signálu se snažíme zpracováním získat časy příchodu jednotlivých odražených vln a ty jsou následně konvertovány na přibližné hloubky rozhraní. K tomu je potřeba znát příslušné rychlosti seismických sekcí. Ty mohou být zjištěny z jiných geofyzikálních metod nebo laboratorně pomocí vzorků z vrtu. Podle Lowrieho (2007) je velkým problémem při reflexním průzkumu interference přímých vln (Obr. 3.3) (1) a lomených vln (Obr. 3.3) (3). Ty je potřeba odfiltrovat při zpracování. Terénní metody při akvizici dat mohou být velmi rozdílné. Záleží, jestli měříme na souši nebo na vodní hladině (to se týká i jezer, rybníků atd., nikoliv pouze moří), na podstatě geologického problému a na přístupnosti oblasti.



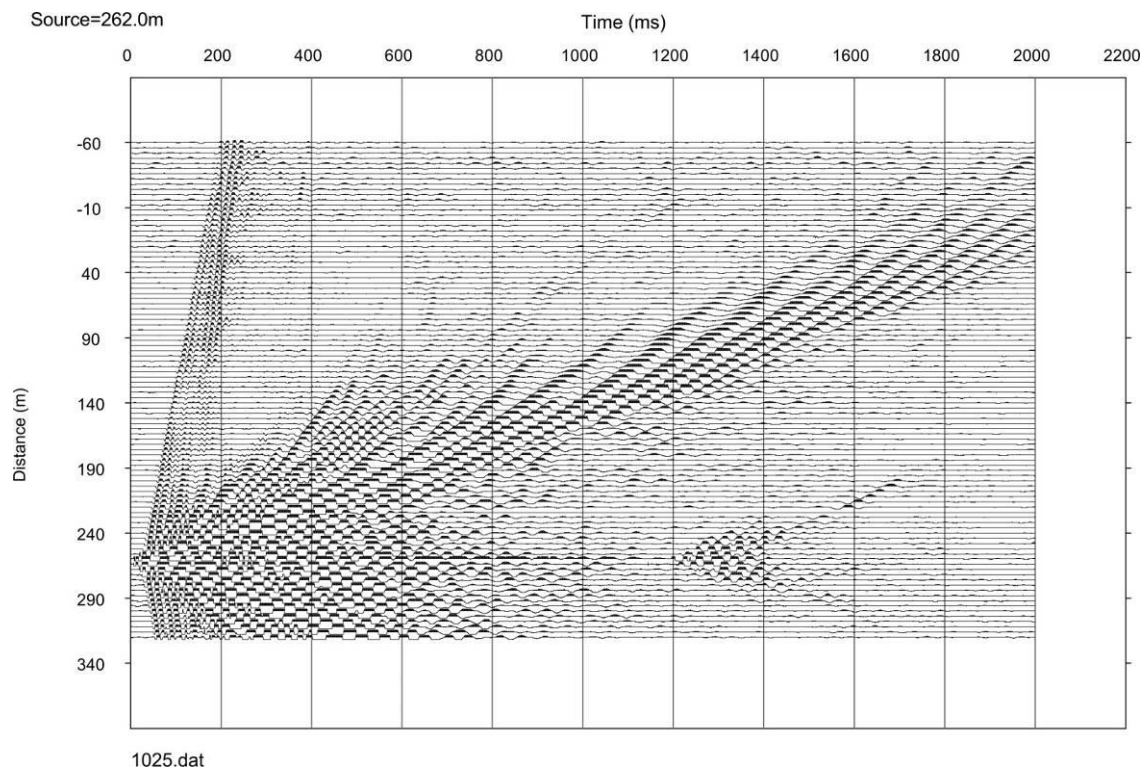
Obr. 3.3: Důležité dráhy paprsku mezi zdrojem (TX) a geofonem (RX): (1) přímá P vlna; (2) odražená P vlna; (3) lomená P vlna. (Převzato z Everett, 2013).

Obvykle je pro měření svahových deformací využívána mělká refrakční seismika (viz. kapitola 3.3.3). Ve specifických podmínkách je pro mapování svahových pohybů vhodné použít také metody reflexní seismiky, a to zejména tam, kde je nedostatek místa pro klasická geofyzikální měření na sesuvech, v místech s předpokládanou rychlostní inverzí, ale především pro stanovení mocnosti sesutých bloků. Hlavním účelem profilování reflexní seismikou je její potenciál k zobrazení geometrie svahového pohybu, jako jsou vnitřní vrstvy a pukliny a robustnost procesu zpracování dat v porovnání s tomografií. Vůči ostatním běžným metodám se jedná o náročnou metodu vyžadující větší úsilí pro rozmístění geofonů, především v místech s nerovnou topografií, což tuto metodu činí dražší a časově náročnější. Krom toho je pro úspěch potřeba dobrý poměr signálu k šumu a záznam vysokofrekvenčních vln k dosažení požadovaného rozlišení. Tyto podmínky může být složité na sesuvech splnit z důvodu silného porušení povrchu a jeho heterogenity, což může ovlivnit přenos vlnění ze země na geofon, útlum signálu a vznik odražených vln. Výhodou reflexní seismiky je možnost měřit zároveň refrakční i reflexní seismiku na profilu a použít stejná data pro různá zpracování.

3.4.1.2 Mělká Refrakční seismika (MRS)

Seismická refrakční metoda je účinná a relativně levná metoda pro vyhledávání hloubek přibližně horizontálních seismických rozhraní ve všech měřítkách, od stavebních průzkumů ke studiím kontinentů (Mussett, Khan, 2000, Sheriff, Geldart, 1995). Předpokladem podle Keareyho et al. (2002) je vrstevnaté podloží, kde každá vrstva má konstantí rychlost a rychlost s hloubkou klesá. Kromě hloubek rozhraní jsme také schopni určit rychlosti jednotlivých vrstev. Hlavním rozdílem oproti reflexní seismice je, že převážně zkoumáme pouze časy příchodu (výjimečně i amplitudy) horizontálně lomených vln (Obr. 3.3) (3), namísto komplexního záznamu téměř vertikálních odražených vln (Obr. 3.3) (2) (Everett, 2013). Z toho také vyplývá větší vzdálenost mezi zdrojem a přijímačem (Everett, 2013). Aby se vlna šířila podél rozhraní jako v obr. 3.3 (3), je potřeba, aby dopadala pod kritickým úhlem. Pokud pod ním vlna dopadá, láme se ve spodním prostředí pod úhlem 90° a následně se šíří podél příslušného rychlostního rozhraní (kriticky lomená, čelná vlna). Kritický úhel je závislý na již dříve zmíněné impedanci. Podle Musseta, Khana (2000) se vlna šíří podél rozhraní díky kontaktu vrstev a oscilacím horniny, kdy na základě Huygensova principu vznikají vlny podél celého rozhraní, což si lze představit jako paprsky směřující od rozhraní k povrchu pod kritickým úhlem v délce celého rozhraní. V mělkém seismickém průzkumu se namísto kriticky lomených vln častěji setkáme s vlnou mírně refragovanou. Ta vzniká v prostředích s gradientem rychlosti (např. zvětralý povrch krystalinika).

Vše, co nás v této metodě zajímá, jsou časy prvního příchodu seismické energie (první nasazení). Ty vždy představují buď přímou, nebo lomenou (eventuálně refragovanou) vlnu. Tento fakt umožňuje provádění jednoduchých refrakčních průzkumů, které se soustředí pouze na první nasazení. Ty jsou společně s metráží geofonů po vynesení na graf interpretovány k získání informací o hloubkách refrakčních rozhraní a rychlostech jednotlivých vrstev (Kearey et al., 2002). Při průzkumu větších měřítek můžeme také zaznamenat širokoúhlé reflexy, jež jsou výsledkem dopadání paprsků pod téměř kritickým úhlem. Pokud jsou tyto odražené vlny zaznamenány a rozpoznány, mohou sloužit jako doplňující informace indikující např. nízkorychlostní vrstvu, o které bychom jinak nevěděli. Průzkum je běžně prováděn v přímkových profilech s dostatečnou délkou roztažení. Dle Keareyho et al. (2002) je potřeba, aby byl profil alespoň pět až desetkrát delší, než je zájmová hloubka struktury. Z toho také vyplývá potřeba velkých zdro-



Obr. 3.4 Ukázka surového seismického záznamu. Na záznam nebyly aplikovány žádné filtry, pouze amplitudy povrchových vln byly oříznuty, aby nepřekrývaly sousední stopy. Časy prvních nasazení refragovaných vln jsou snadno sledovatelné bez jakéhokoliv zpracování. Převzato z Alexy (2017).

jů při průzkumu větších měřítek. To bývají většinou výbušniny. Pro menší průzkumy stačí obvykle úder kladivem na destičku nebo buffalo guny a jejich ekvivalenty. Potřebná délka profilu je závislá na distribuci rychlostí s hloubkou. Seismická refrakční metoda je jednoduchá a oblíbená technika využívaná geofyziky, geotechnickými inženýry a dalšími k získání základních geologických informací jako je např. hloubka podloží pod nekonsolidovaným pokryvem (Everett, 2013). Pro účely průzkumu svahových deformací je dle Jongmans et al. (2007) metoda ověřena jako použitelná, jelikož podélné i příčné vlny mají obecně v těle sesuvu nižší rychlost než v neporušené zemi.

3.4.2 Zpracování dat

Výsledek seismických měření získáme ve formě seismogramu pro každý odpal zvlášť (Obr. 3.4). Seismogramy jsou výstupem z ovládacího programu seismometru (např. Multiple Geode OS) a jsou ve formátu SEG-2. Ty pak může být potřeba převést do jiného formátu podle použitého programu pro zpracování měření.

3.4.2.1 Refrakční seismika

V této metodě nás zajímají především časy prvního nasazení a geometrie měření. První nasazení je potřeba nejprve odečíst ze seismogramů v některém z dostupných programů. Z programu tím získáme textový soubor s příponou .vs, ve kterém jsou uvedeny časy příchodu pro jednotlivé

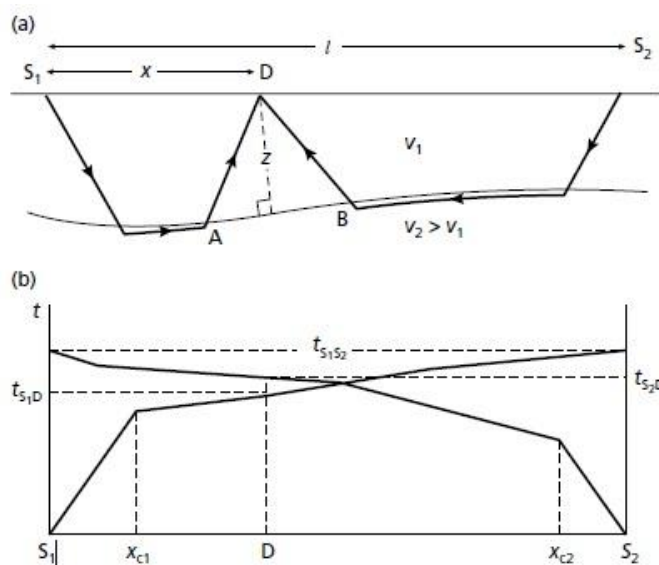
pozice geofonů. Tyto je potřeba ještě opravit např. pomocí srovnání časů vzájemnosti, a tím vytipování špatně odečtených stop. Principem porovnání je předpoklad, že paprsek se z bodu A šíří stejně rychle do bodu B, jako z bodu B do bodu A. Výsledkem porovnání časů vzájemnosti jsou rozdíly v časech 2 různých stop a procentuální chyba. Dále je na výběr několik metod zpracování a interpretace. Za všechny uvedme metodu plus – minus (neboli metodu t_0) a seismickou tomografii.

Základ metody plus – minus (Hagedoorn, 1959) je zobrazen na obr. 3.5, kde vybrané dráhy paprsků jsou zobrazeny s paprsky v opačném směru profilu v délce l , značící vzdálenost mezi body odpalu S_1 a S_2 . Čas průchodu lomené vlny od jednoho konce (S_1) k druhému (S_2) je dán vzorcem

$$t_{S_1 S_2} = l/v_2 + \delta_{tS_1} + \delta_{tS_2}$$

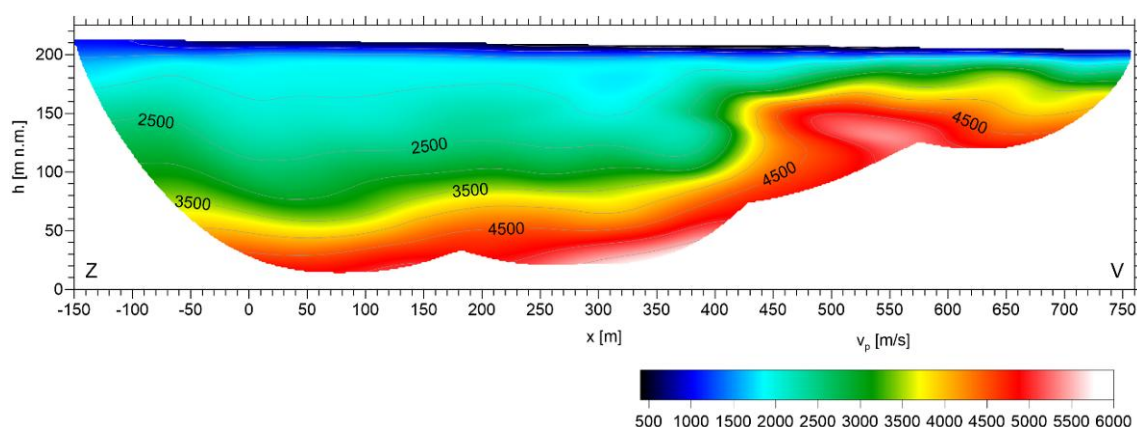
kde δ_{tS_1} a δ_{tS_2} jsou časy zpoždění na bodech odpalu (Kearey et al., 2002). Tyto časy také nazýváme t_+ a t_- . Z nich pak odvodíme čas vzájemnosti, rychlost vln v podloží a vypočteme hloubku podloží. Více o této metodě můžeme najít např. v publikacích Hagedoorn (1959), Kearey et al. (2002) a Sheriff, Geldart (1995). Metoda plus – minus se dá využít například pro vytvoření startovacího modelu seismické tomografie.

Seismická tomografie je metoda původně využívající odpaly a měření v různých vrtech k důkladnému zmapování jednotlivých vrstev v podzemí pomocí velmi velkého počtu seismických paprsků. Toho se dá využít i při povrchovém měření. Zkoumaná oblast je modelována do velkého počtu čtverců a každý čtverec má svou přidělenou pomalost (obrácená hodnota rychlosti). Předpokladem je gradientové prostředí, kde rychlosti rostou s přibývajícím hloubkou a že paprsek se šíří dráhou nejmenšího času. Vypočtena je nejkratší dráha všech paprsků a podle výsledné chyby přizpůsoben model, v kterém jsou měněny jednotlivé pomalosti, aby co nejlépe odpovídaly naměřeným datům. Výpočet je opakován tolikrát, aby bylo dosaženo požadované chyby RMS. Více o této metodě lze najít např. v publikacích Kearey et al. (2002) a Nolet (2008).



Obr. 3.5: Metoda plus – minus (t_0). (a) Dráhy lomených vln z obou konců seismického profilu ke geofonu. (b) Vynesené hodochrony v obou směrech. (Převzato z Kearey et al., 2002).

Pro zpracování dat na svahových deformacích je vhodné využít například programů Plotrefa, či Rayfract. V programu rayfract je možné modelovat více drah průchodu seismické energie do každého měřeného bodu na základě Fresnelových zón. To znamená, že modelovaný paprsek nese informaci také ze svého okolí. Program také modeluje i difragované vlny řešením eikonálové rovnice. Tyto skutečnosti vylepšují schopnost zobrazování rychlostních anomálií oproti konvenčně využívaným paprskovým tomografiím. Pro výpočet tomografie je také vhodné určit si frekvenci vlny, chybu, zhlazující filtry a další parametry výpočtu. Výsledkem je pak 2D řez s rozložením rychlostí (Obr. 3.6).



Obr. 3.6: Příklad výsledku seismické tomografie, kde kolem metráží 400-450 prochází zlom. Převzato z Alexy (2017)

3.4.2.2 Reflexní seismika

Při zpracování seismických dat jsou naměřená data upravována tak, aby bylo dosaženo co nej-
přesnějších zobrazení zájmové oblasti. Ve skutečnosti je hlavním problémem fakt, že informace,
které jsou měřeny na povrchu, jsou funkcí času, a navíc musí být přiřazeny ke správné pozici a
hloubce v zemi. V případě skloněných rozhraní je reflexní bod laterálně posunut a při zpracová-
ní je potřeba vypočítat jeho skutečnou pozici. Tento výpočet nazýváme migrace (Drijkoning-
en, Verschuur, 2003) a je rozebírán dále. Další pohled na problematiku lze vnímat jako „souboj“
mezi rozlišením obrazu, který je získán, a poměrem signálu k šumu (SNR). Obecně je vyžado-
váno, aby SNR bylo co největší, a proto je snaha potlačit nechtěné vlastnosti signálu
a výsledného obrazu. Dalším aspektem výsledného obrazu je rozlišení, kde je požadováno, aby
byl obraz co nejostřejší, ale ten je zároveň závislý na SNR. Obvykle navýšení SNR snižuje roz-
lišení tím, jak jsou informace sčítány, a naopak zvýšení rozlišení má za následek pokles SNR.
Proto je snaha při zpracování dat získat optimální rovnováhu mezi SNR a rozlišením (Drijko-
ningen, Verschuur, 2003). Krom toho také podle Drijkoningena, Verschuura (2003) je potřeba
vzít při zpracování v potaz mnoho fyzikálních procesů. Ve skutečnosti je jich tolik, že je nutné
zavést zjednodušující předpoklady. Klasicky se reflexní průzkum zabývá pouze odraženými
vlnami, ačkoliv i jiné vlny mohou nést důležité informace. Ty jsou využívány nepřímo např. ve
formě statických korekcí atd., ale obecně jsou brány jako šum. Cílem zpracování je tedy anulovat
anebo odstranit všechnu energii, která není primární energií odražené P vlny a vymapovat
všechny reflektory v podzemí z časových záznamů pořízených na zemi. Z toho důvodu
v reflexní seismice, na rozdíl od refrakční, je používán při zpracování dat celý seismogram.

K získání migrovaných hloubkových řezů vhodných ke geologické interpretaci je zapotřebí řady kroků úpravy signálu. Některé z možných kroků jsou popsány dále.

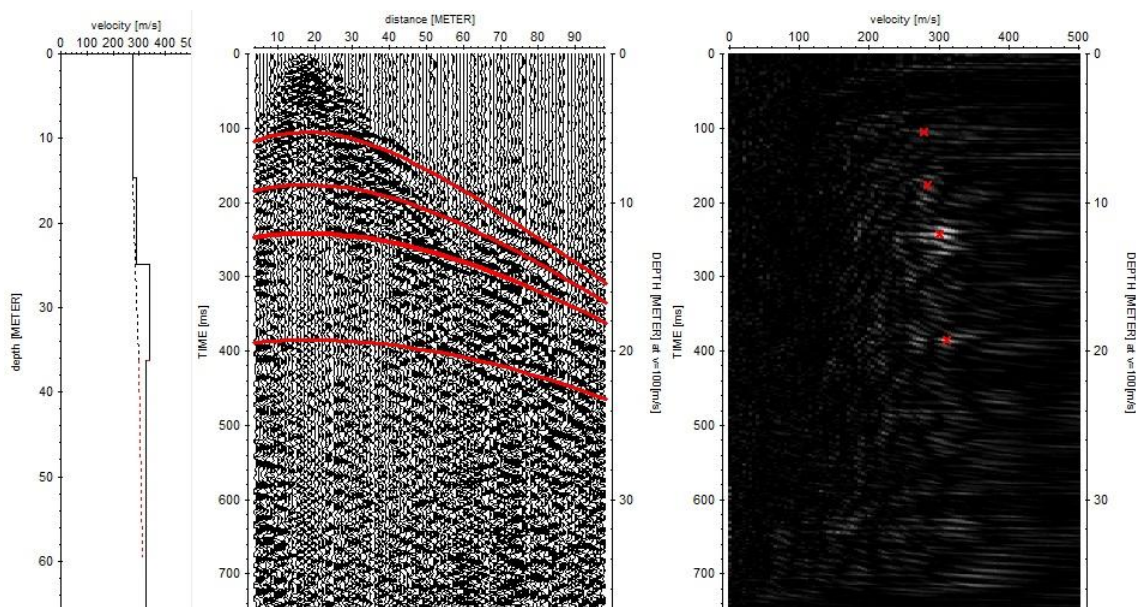
Ke zpracování dat lze využít například program Reflexw (výrobce Sandmeier geophysical research) a obecný postup může být následující:

- Ořez signálu, odstranění vadných stop
- Vyrovnání amplitud
- Frekvenční filtrace
- „Surgical muting“ (přesný ořez signálu dle zadaných seismických rychlostí)
- Zavedení statických korekcí
- Rychlostní analýza
- „Normal move-out“ (NMO)
- Sečtení stop CMP
- Migrace (Kirchhoffova 2d migrace)
- Přepočet na hloubky

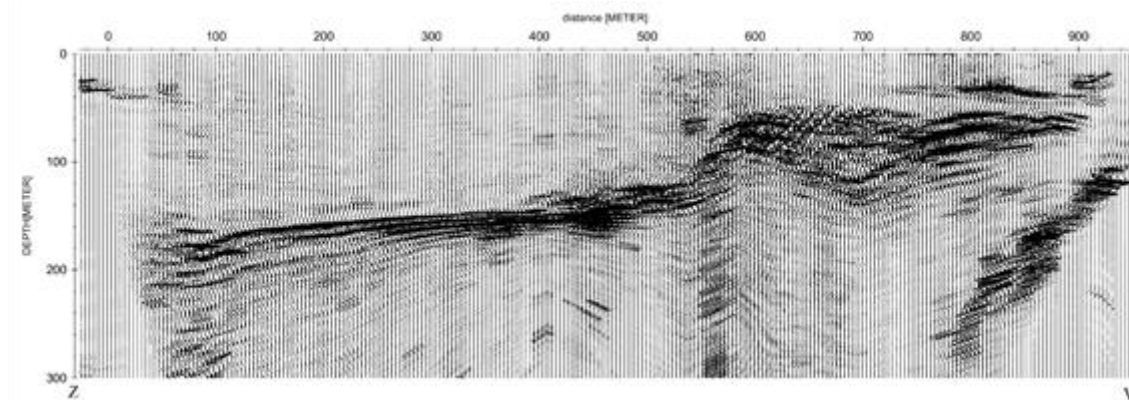
Pro úpravu je vhodné signál nejprve oříznout, aby neobsahoval data bez užitečného signálu a vyřadit špatné záznamy. To urychlí další práci s daty a zlepší SNR.

Po oříznutí signálu a vyřazení chybných měření bývá prvním krokem „gain control“, který optimalizuje amplitudy signálu, aby byly lépe vidět i hlubší odrazy na vyšších časech vzdálenějších geofonů. Dalším krokem je odstranění nežádoucích typů vln (povrchové vlny, zvuková vlna od odpalu, přímá vlna, refragovaná vlna atd.). K dosažení tohoto cíle je možné použít různé druhy filtrů, rozlišující užitečný a neúžitečný signál převážně na základě frekvencí či různých rychlostí šíření. Příkladem je „bandpass filtering“ (pásmová propust) sloužící k odstranění frekvencí mimo zvolenou frekvenční oblast. „Bandpass filtering“ je možno použít pro odstranění povrchových vln, které mají nižší frekvence než vlny odražené a dále k odstranění nízkého a vysokofrekvenčního šumu. Dalším často používaným způsobem je selekce vln podle rychlostí jejich šíření. Z širokého spektra různých postupů je zde možno využít tzv. „surgical muting“ či „fk-filtrace“. Prvním krokem bývá použití fk filtru (dvourozměrné Fourierovy transformace v čase a prostoru). Pokud po tomto kroku stále nejsou odfiltrovány nežádoucí vlny, je možné použít „muting“. Zde je však vysoké riziko odstranění i užitečného signálu. Buďto použitím „surgical mute“ definováním drah zdánlivých rychlostí, nebo manuálním zadáním ořezové křivky pro „mute“. Dalším krokem může být zavedení statických korekcí. Jako statické korekce se uvažuje řada vlivů ovlivňujících čas příchodu vln na jednotlivé geofony – především tedy efekty topografie a změny mocností vrstvy malých rychlostí. Nicméně, jak ukazuje Frei et al. (2015), v mělkém reflexním průzkumu mohou být statické korekce kontraproduktivní, a pokud nedochází k výrazným změnám v topografii či vrstvě malých rychlostí, může být lepší je nezavádět. Po odstranění nechtěného signálu a případném zavedení statických korekcí bývá využita funkce rychlostní analýzy („velocity analysis“) (Obr. 3.7) pro zjištění součtových rychlostí pomocí společných reflexních bodů (CMP) k provedení dalšího kroku – normal move out (NMO). NMO posouvá stopy v čase podle hodochrony odražené vlny, aby bylo možno konstruktivně sečíst (a tím zesílit) signál odražený od jednotlivých rozhraní. Dalším krokem je sečtení stop jednotlivých společných středových bodů k získání zesílených reflexů od rozhraní. Posledním krokem je migrace, kdy je potřeba zachycená rozhraní přesunout na jejich skutečná místa. Předpokladem pro sčítání stop od společných středových bodů (CMP) je odraz od horizontálních rozhraní. Pokud jsou tato rozhraní zakřivená, dochází k zobrazení reflexů na chybné pozici. Migrace tyto reflexy přesouvá na jejich správná místa. Posledním krokem je přepočet výsledného řezu na hloubkový a interpretace. Více ke zpracování této metody je uvedeno např. v publikacích Drijkoningen, Versuur (2003), Kearey et al. (2002), Everett (2013), Sandmeier [online] (2017)

a Sheriff, Geldart (1995). Toto je pouze obecný návod ke zpracování dat. Každé měření vyžaduje specifický postup a vybrané parametry jednotlivých úkonů.



Obr.3.7: Rychlostní analýza v programu Reflexw. (Převzato z Sandmeier [online], 2017).

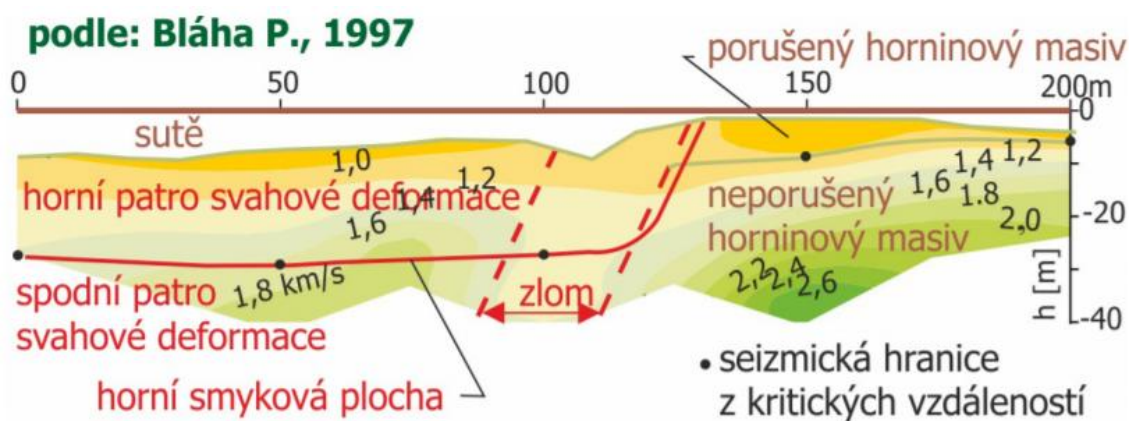


Obr. 3.8: Příklad výsledku reflexní seismiky v mělké sedimentární pánvi se zlomem přibližně na metrů 550m. Převzato z Alexy (2017).

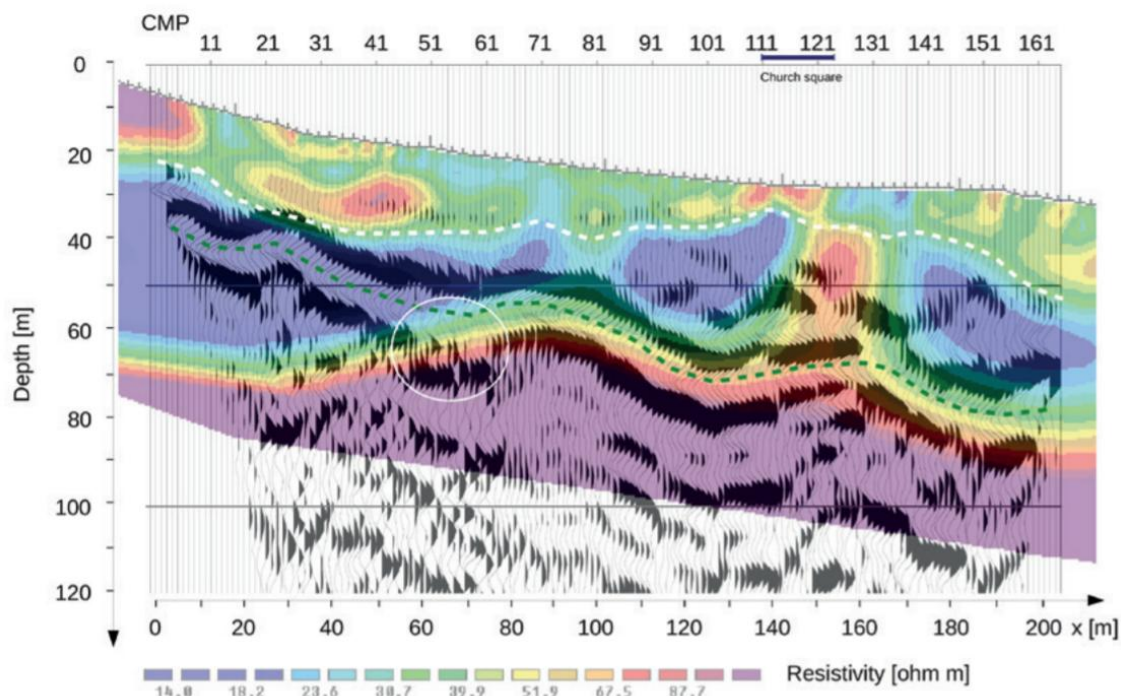
3.4.3 Závěrečné zhodnocení seismických metod

Seismické metody jsou po geoelektrických druhou nejdůležitější skupinou metod pro průzkum svahových deformací. Jejich přínos je velmi významný, ale jsou poměrně náročné na měření a zpracování dat. Refrakční seismika je již dlouhou dobu velmi využívanou metodou pro průzkum sesuvů a společně s geoelektrikou tvoří základ každého rozsáhlejšího průzkumu. Zpracována bývá většinou pomocí seismické tomografie, která podává významnou informaci o litologii a stavu horninového masivu a bývá využívána pro interpretaci nejčastěji společně s odporovou tomografií. Její nespornou výhodou je odlišný fyzikální princip oproti geoelektrickým metodám a její spolehlivost. Reflexní seismika pak může pomoci při specifických průzkumu-

mech tam, kde se očekává rychlostní inverze, nebo při stanovení mocnosti sesutých bloků. Nejlepší informace tyto metody podávají společně s informací parametrických měření pomocí karotáže, kdy jsou k dispozici rychlosti jednotlivých vrstev svahové deformace a interpretace i zpracování je tak mnohem snazší. Příklady využití a interpretace seismických metod jsou pak k vidění na obr. 3.9 pro refrakční seismiku a obr. 3.10 pro společnou interpretaci reflexní seismiky a ERT.



Obr. 3.9 Interpretace svahové deformace pomocí refrakční seismiky.
Převzato z Bláhy (1997)



Obr. 3.10 Společná interpretace reflexní seismiky a metody ERT na sesuvu Patigno.
Převzato z Stucchi a Ribolini (2013)

3.5 GRAVIMETRIE A MAGNETOMETRIE

Valenta, J.

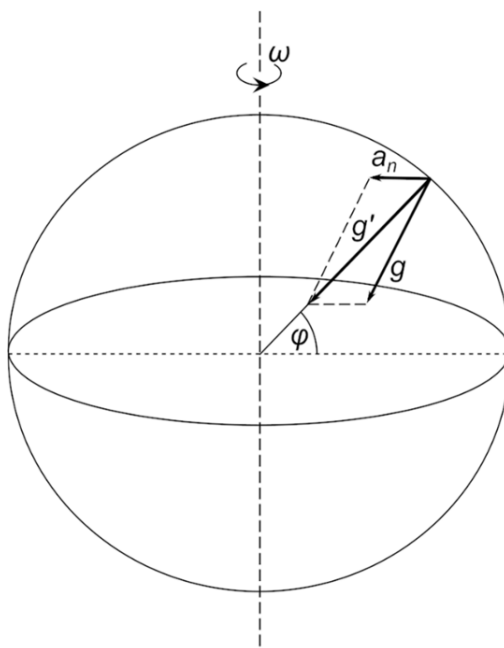
3.5.1 Gravimetrie

3.5.1.1 Teoretické základy

Gravimetrie jako vědní obor se zabývá studiem gravitačního pole Země. Dle druhého Newtonova gravitačního zákona je gravitační síla přímo úměrná hmotnosti těles, která na sebe působí gravitační silou a nepřímo úměrná čtverci jejich vzdálenosti. V praxi se místo gravitační síly používá pro průzkum měření gravitačního (resp. tíhového) zrychlení, neboť to nezávisí na hmotnosti měřícího přístroje. (Tíhová zrychlení je vektorovým součtem gravitačního a dostředivého zrychlení.)

Hlavní fyzikální veličinou zjišťovanou pomocí gravimetrie v geologickém výzkumu a průzkumu je hustota hornin, resp. její změna. Vlastní vliv hustoty na měřená data je však, ve srovnání s dalšími vlivy, poměrně malý. Znatelně větší vliv na měřené hodnoty tíhového zrychlení mají (při standardním terénním měření) slapové síly, změny nadmořské výšky (a to jak měřenému bodu, tak okolního reliéfu), změny severojižní polohy měřených bodů, chod přístroje (především změna elastických vlastností měřící pružiny či změna vnitřní teploty zařízení). Některé z těchto vlivů je možno korigovat automaticky (výpočtem v přístroji – slapový účinek Slunce a Měsíce či dlouhodobý lineární chod, nebo speciální konstrukcí – automatická teplotní kompenzace), jiné je nutno zohlednit během měření (přesným určením souřadnic měřených bodů a okolního reliéfu, opakovaným měřením na opěrném bodě apod.).

Pro velmi detailní měření nutné pro sledování svahových deformací je z výše uvedených „rušivých“ vlivů nejvýznamnější přesné určování nadmořských výšek, které je značně problematické především v nepřehledném terénu s velkými změnami topografie. Tento problém však odpadá při opakovaném měření – monitoringu, jak je uvedeno dále.



Obr. 3.11: Vzájemný vztah tíhového g , gravitačního g' a dostředivého a_n zrychlení na povrchu Země. φ označuje zeměpisnou šířku.

3.5.1.2 Gravimetry

Gravimetry jsou přístroje pro měření tíhového zrychlení. Existují dva základní typy – absolutní a relativní. Absolutní gravimetry měří absolutní velikost tíhového zrychlení na jednotlivých bodech. Většinou pracují na principu volného pádu. V geofyzikální praxi se používají téměř výhradně druhý typ – relativní gravimetry. Ty měří pouze rozdíl tíhového zrychlení mezi jednotlivými body. Pokud je však na některém z měřených bodů známa absolutní velikost tíhového zrychlení, je možno samozřejmě zjišťovat absolutní velikost tíhového zrychlení i na ostatních bodech měřické sítě.

Relativní gravimetry používají k měření tíže hmotu (závaží) zavěšené na měřicí pružině. Protažení pružiny je úměrné velikosti tíhové síly působící na závaží. Starší modely gravimetrů používají šroub pro dodatečné napnutí či povelování pružiny k přesunu měřícího závaží do výchozí polohy. Počet otáček šroubu udává velikost změny tíhového zrychlení. Moderní gravimetry používají automatický odečet této změny (napětí na kondenzátoru nutné k udržení závaží v dané výšce), nicméně mechanický princip měření zůstává stejný. Použité pružiny musí být extrémně jemné a citlivé. Současné gravimetry používají dva typy pružin – křemíkovou (gravimetry firmy Scintrex, GF Instruments) a kovovou (gravimetry firem LaCoste-Romberg a Burris).

Elastické vlastnosti takto jemných pružin se velmi významně mění s teplotou. Měřící systém je proto umístěn v tepelně izolované nádobě, moderní přístroje mají ještě přídavné topení pro udržování stálé teploty (v řádu prvních mK). Odpojení zdroje proudu (akumulátorů) od těchto přístrojů má za následek změnu vnitřní teploty systému a jeho nestabilitu. Pokud je gravimetr delší dobu bez elektrické energie (několik hodin), je potřeba nechat systém opět ustálit, což trvá 24–48 hodin.

3.5.1.3 Hustoty hornin

Hustoty hornin (Tab. 3.1) závisí především na minerálním složení horniny. U sedimentárních hornin má zároveň velký vliv porozita a výplň pórů. Zvyšování porozity snižuje hustotu, protože vzduch či jiný materiál vyplňující póry (voda, ropa, zemní plyn atd.) mají mnohem nižší hustoty než minerály. Hustotu dále snižuje porušení hornin a zvětrání. Kombinace všech těchto faktorů vysvětluje velký rozptyl hustot uváděných v literatuře.

Hustoty hornin používané při zpracování dat (např. pro výpočet Bouguerovy anomálie) mohou být buď změřené v laboratoři (byť laboratorní hodnoty se mohou lišit od hustot v terénu kvůli porušení hornin, výplni pórů apod.), nebo mohou být odhadnuty z terénních měření.

Jedna z možných metod odhadu hustot z terénních měření je Nettletonova metoda (Nettleton 1939). Tato metoda je založena na tom, že Bouguerova anomálie je určena jak hustotami hornin, tak nadmořskou výškou měřených bodů. Pokud se reliéf terénu podél profilu mění, ale hustoty zůstávají konstantní, měla by být konstantní i Bouguerova anomálie. Pokud konstantní není, je špatně zvolena použitá redukční hustota a změny topografie nejsou správně kompenzovány. Pokud tedy spočítáme Bouguerovy anomálie pro celé spektrum redukčních hustot, ta křivka Bouguerovy anomálie, která nejméně koreluje s průběhem reliéfu, je počítána se správnou hustotou.

Tab. 3.1: Vybrané fyzikální parametry běžných hornin a rudních minerálů (Milsom a Eriksen 2011).

Material	Density Mg m ⁻³	Susceptibility SI × 10 ⁶	Resistivity Ohm-m	Conductivity mS m ⁻¹
Air	0	0	8	0
Ice	0.9	-9	100 000-8	0-0.01
Fresh water	1	0	1 000 000	0.001
Seawater	1.03	0	0.2	5000
Topsoil	1.2-1.8	0.1-10	50-100	10-20
Coal	1.2-1.5	0-1000	500-2000	2-0.5
Dry sand	1.4-1.65	30-1000	1000-5000	1-0.02
Wet sand	1.95-2.05	30-1000	500-5000	0.2-2
Gravel	1.5-1.8	20-5000	100-1000	1-10
Clay	1.5-2.2	10-500	1-100	10-1000
Weathered bedrock	1.8-2.2	10-10 000	100-1000	1-10
Salt	2.1-2.4	-10	10-10 000 000	0.01-1
Shale	2.1-2.7	0-500	10-1000	1-100
Siltstone	2.1-2.6	10-1000	10-10 000	0.1-100
Sandstone	2.15-2.65	20-3000	200-8000	0.125-5
Chalk	1.9-2.1	0-1000	50-200	5-20
Limestone	2.6-2.7	10-1000	500-10 000	0.1-2
Slate	2.6-2.8	0-2000	500-500 000	0.002-2
Graphitic schist	2.5-2.7	10-1000	10-500	2-100
Quartzite	2.6-2.7	-15	500-800 000	0.00125-2
Gneiss	2.6-2.9	0-3000	100-1 000 000	0.001-10
Greenstone	2.7-3.1	500-10 000	500-200 000	0.005-2
Serpentinite	2.5-2.6	2000-100 000	10-10 000	0.1-100
Granulite	2.7-2.9	100-5000	500-1 000 000	0.001-2
Granite	2.5-2.7	20-5000	200-1 000 000	0.001-5
Rhyolite	2.5-2.7	100-5000	1000-1 000 000	0.001-1
Basalt	2.7-3.1	500-100 000	200-100 000	0.01-5
Dolerite	2.8-3.1	500-100 000	100-100 000	0.01-10
Gabbro	2.7-3.3	100-10 000	1000-1 000 000	0.001-1
Peridotite	3.1-3.4	10-10 000	100-100 000	0.01-10
Pyrite	4.9-5.0	100-5000	0.01-100	10-1 000 000
Pyrrhotite	4.4-4.7	1000-50 000	0.001-0.01	1 000 000- 10 000 000
Sphalerite	3.8-4.2	10-100	1000-1 000 000	0.001-1
Galena	7.3-7.7	10-500	0.001-100	10-10 000 000
Chalcopyrite	4.1-4.3	100-5000	0.005-0.1	10 000-200 000
Chromite	4.5-4.7	750-50 000	0.1-1000	1-10 000
Hematite	5.0-5.1	100-1000	0.01-1 000 000	0.001-100 000
Magnetite	5.1-5.3	10 000- 10 000 000	0.01-1000	0.001-1
Cassiterite	7.0-7.2	10-500	0.001-10 000	0.1-10 000 000

3.5.1.4 Terénní měření

Z výše popsané teorie plynou i doporučení pro terénní měření, tzv. „dobrá praxe“. Na úspěch terénního měření má vliv řada faktorů, od citlivého zacházení s měřícím zařízením (otřesy při manipulaci znemožňují přesné měření) po kvalitu opakovaných měření na opěrném bodě či přesné určení výšek.

Nutnost opakovaných měření na opěrném bodě již byla zmíněna v části o zavádění korekcí. V praxi se měří na opěrném bodě vždy před začátkem měření a po jeho konci. Dále pak každé dvě až tři hodiny, v závislosti na konfiguraci a požadované přesnosti měření. Mezi měřenými body se chod přístroje většinou interpoluje polynomem třetího stupně.

Určení výšek měřeného bodu je dalším zásadním faktorem nutným pro zpracování gravimetrických dat. Změna nadmořské výšky přístroje významně ovlivňuje měřenou hodnotu tíhového

zrychlení. Dle vzorce pro Fayovu redukci je změna tíhového zrychlení cca 0,3 mGal/m. Nejnovější gravimetry (Scintrex CG-6) mají rozlišení 0,1 μ Gal, což odpovídá změně výšky o 0,1 mm. Běžná detailní gravimetrická měření dosahují přesnosti lepší než 0,01 mGal. Aby chyba měření nebyla zbytečně zvyšována chybou v určení výšek terénních bodů, je potřeba měřit rozdíly jejich výšek s přesností na milimetry, maximálně první centimetry. Z běžně používaných metod určení výšek dosahuje požadované přesnosti technická nivelace ze středu. V méně přehledném terénu či při velkých změnách výšek bodů je možné pro urychlení prací použít též další geodetické metody a přístroje – např. totální stanice. V otevřené krajině a při nižší požadované přesnosti je možno využít určení pozic pomocí diferenciálních GNSS přístrojů.

3.5.1.5 Zpracování a interpretace dat

Zpracování tíhových dat zahrnuje výpočet jednotlivých korekcí, popsanych výše, a jejich zavedení do datového souboru a případně výpočty regionálního a lokálního tíhového pole. Výsledná správně opravená data zobrazují anomální hmoty (vyšší či nižší hustoty) oproti Bouguerově desce.

Interpretace probíhá buď kvalitativně (nalezením míst s vyšší či nižší hustotou a přiřazení geologického významu příslušné anomálii), či kvantitativně (fyzikální modelování gravitačních účinků těles se známými rozměry a hustotou). Gravimetrie umožňuje konstruovat modely do poměrně velké hloubky, a je proto často využívána pro zjišťování geologické stavby do kilometrových hloubek (např. Blecha et al. 2009). Významnou nevýhodou interpretace tíhových dat je nejednoznačnost výsledků, kdy tatáž anomálie může být vysvětlena nekonečně velkým množstvím modelů. Pro konstrukci modelu je tak potřeba vždy znát další doplňující informace (například hustoty hornin, hloubky rozhraní, tvary geologických těles apod.).

3.5.1.6 Využití gravimetrie při studiu sesuvů

Využití gravimetrie pro studium sesuvů a sesuvných území je spíše okrajové, gravimetrie slouží maximálně jako doplňková metoda. Pokud není dostatek dalších informací o mocnosti sesuvu je možné použít tíhová data k odhadu jeho mocnosti (Dal Gaudio et al. 2000; obr. 6). Vzhledem k výrazné nejednoznačnosti gravimetrické interpretace byly jako omezující podmínky použity detailní profily inklinometrických vrtů v tělese sesuvu. Hustoty jednotlivých litotypů v oblasti, nutné pro výpočet mocností, se v těchto případech obvykle považují za konstantní.

Podobně Malehmir et al. (2013) použil profilové gravimetrické měření ke sledování změn reliéfu skalního podloží v podloží sesuvu, či Sastry a Mondal (2013) plošné měření k vymapování zlomů a vertikálnímu posunu na nich.

Lepší využití nachází gravimetrická měření při monitoringu sesuvů, nicméně i v tomto případě jsou aplikace spíše sporadické. Opakované měření na stabilních bodech může sloužit ke zjišťování nepatrných změn hustot v těle sesuvu. Ty mohou být způsobeny buď změnou vlhkosti hornin (voda nahrazuje vzduch ve výplni pórů), či přímo změnou hustoty hornin v důsledku kompakce či naopak rozvolňování. Zajímavou studii na toto téma publikoval Bárta et al. (2005), který z rozdílů opakovaných měření určil místa, na kterých dochází ke změnám kompakce materiálu což může v konečném důsledku umožnit predikci chování sesuvu.

Velkou výhodou gravimetrického monitoringu je jen velmi malý vliv topografie (pokud nedošlo k výraznějšímu pohybu na sesuvu). Vliv reliéfu terénu na měřené body je totiž pořád stejný a odpadá tak jeden z faktorů značně zvyšující chybu měření. Je tak možno plně využít vysokou přesnost současných gravimetrů.

3.5.2 Magnetometrie

3.5.2.1 Teoretické základy

Základním úkolem magnetometrie je vymezení hornin s odlišnými magnetickými vlastnostmi.

Magnetometrie, jakožto potenciálová metoda, je v řadě aspektů podobná gravimetrii a jsou často měřeny společně. Nicméně je zde zároveň celá řada rozdílů. Například, na rozdíl od gravimetrie neexistují magnetické monopóly a jako základní prvek je tedy nutno uvažovat dipól. (Existují i nedipólové složky geomagnetického pole – kvadrupóly a další vyšší řády – jejich velikost je však výrazně menší v porovnání s dipólovou složkou a v terénní praxi se příliš neuplatňují.) Magnetické pole Země – geomagnetické pole – je mnohem méně stabilní než pole gravitační a jeho velikost i směr může se velmi rychle měnit. Dalším rozdílem oproti mapám tíhového pole je výrazná dominance lokálních anomálií na magnetometrických mapách. Velkou výhodou magnetometrie je velký rozdíl v magnetizaci (magnetické susceptibilitě) jednotlivých hornin ve srovnání s poměrně nepatrnými rozdíly hustot. Magnetometrické měření je navíc velmi rychlé a snadné, takže i velké plochy mohou být rychle proměřeny, což z magnetometrie dělá metodu velmi vhodnou pro rychlý rekognoskační průzkum při geologickém mapování.

Jako v každé potenciálové metodě je interpretace v magnetometrii silně zatížena nejednoznačností (ekvivalencí různých modelů), stejně jako gravimetrie.

3.5.2.2 Magnetické pole Země

Vznik magnetického pole Země (geomagnetického pole) se předpokládá jako důsledek konvekčních proudů ve vnějším jádře (pohyb vodivých hmot, indukci vzniká elektrický proud a jemu odpovídající magnetické pole).

Geomagnetické pole se pomalu mění s časem. Tyto pomalé změny se nazývají dlouhodobými, či sekulárními variacemi pole a postihují především nedipólovou složku. Mění se jak intenzita pole, tak pozice magnetických pólů. Perioda těchto změn je dlouhá. Existuje osm míst s rychlými (relativně) změnami geomagnetického pole (čtyři s kladnou a čtyři se zápornou změnou pole) – ohniska. Tato ohniska se pomalu posunují k západu. Odhaduje se, že Země oběhnou asi za 1800 let. Změny pozice magnetických pólů (a příslušné změny inklinace a deklinace) se připisují změnám konvekčních proudů v jádře.

Orientace geomagnetického pole je víceméně stabilní po velmi dlouhou dobu (více než desetitisíce či statisíce let). Nicméně orientace pole se občas převrátí, tedy severní magnetický pól se náhle přesune na jih a opačně. Změna polarity pole se nazývá inverzí magnetického pole. Ve srovnání s dobou, kdy se pole nemění, probíhá přepólování velmi rychle. Doba trvání změny se odhaduje v řádu tisíce či prvních tisíců let. Záznam změn směru magnetického pole – v horninových sekvencích se využívá pro paleomagnetické datování vzniku hornin.

Kromě vnitřních vlivů je geomagnetické pole ovlivňováno i vnějšími zdroji. Změny způsobené vnějšími zdroji mají sice menší amplitudu než variace vnitřního pole, mají však velmi krátkou periodu a jejich vliv na magnetometrické měření je proto velký. Extraterestriální příspěvky k zemskému magnetickému poli mohou být pravidelné, periodické, či nepravidelné, náhodné. Mezi pravidelné patří sluneční denní variace s periodou 24 hodin a amplitudou až několik desítek nT. Dále to jsou lunární variace s periodou 25 hodin a amplitudou cca 2 nT. Dalšími variacemi jsou krátkoperiodické variace, či jevy, s dobou trvání od několika desítek sekund do několika desítek minut. Jejich amplituda se pohybuje v řádech od několika desetin nT do několika desítek nT. Jedná se především o různé projevy sluneční aktivity. Nejvýznamnějšími variacemi magnetického pole jsou tzv. magnetické bouře. Jedná se o projev zvýšené sluneční

aktivity, mohou se objevit i několikrát za měsíc a trvat i několik dní. Fluktuace magnetického pole v průběhu magnetické bouře jsou náhodné a jejich amplituda může být i několik tisíc nT.

Efekt těchto změn je potřeba z magnetometrických měření odstranit. Způsob odstranění je podobný jako v gravimetrii – opakovaná měření na základním bodě a jejich odečtení od profilových dat. Většina variací magnetického pole se dá tímto způsobem účinně odstranit, nicméně měření během magnetických bouří je lepší se vyvarovat.

3.5.2.3 Zpracování magnetometrických dat

Zpracování magnetometrických dat je výrazně jednodušší než zpracování dat gravimetrie. Terénní data je potřeba opravit na variace geomagnetického pole měřené na opěrném bodě (odečtení variací od terénních dat). Z takto opravených dat je již možné přímo konstruovat profilové křivky či mapy izolinií pro interpretaci.

Z pokročilejších matematických způsobů zpracování dat stojí za zmínku redukce na pól, která odstraňuje dipólový charakter pole (přepočítává data tak, jako kdyby byla měřena na magnetickém pólu) a přibližuje tak magnetometrická data datům gravimetrickým (např. Cooper a Cowan 2005, obr. 3.10). Zjednodušení průběhu pole usnadňuje interpretaci především u dat měřených v ploše.

Charakter magnetického a gravitačního pole je velmi podobný, a pro interpretaci gravimetrických i magnetometrických dat se proto používají podobné postupy. Rovněž nejednoznačnost interpretace obou metod je podobná. Rozdíl mezi metodami je v jejich hloubkovém dosahu, kdy gravitační pole slábne mnohem pomaleji než pole magnetické (zatímco například gravitační účinek tělesa tvaru koule klesá s třetí mocninou vzdálenosti u magnetického pole klesá velikost s pátou mocninou vzdálenosti). Velkou výhodou magnetometrie naproti tomu je velmi snadné a rychlé terénní měření, které dělají tuto metodu velmi vhodnou pro rychlý rekognoskační průzkum.

3.5.2.4 Využití magnetometrů pro studium sesuvů

Jestliže využití gravimetrie pro studium sesuvů bylo velmi omezené, u magnetometrie se jedná o naprosto okrajovou záležitost.

Magnetometrie může být použita pro nalezení litologických rozhraní v zájmové oblasti. Pokud jsou sesuvy vázány na konkrétní litologii s magnetickou susceptibilitou odlišnou od okolí, je možno takto vyhledávat místa, kde sesuvy mohou vznikat. Potenciální sesuvná území vázaná na serpentinitu takto mapoval Kido (2003).

Další možností využití je mapování sesuvů v oblasti hornin se zvýšenou magnetizací, kdy se sesuvy projevují snížením hladiny magnetického pole (materiál sesuvů může mít nižší magnetizaci ať již v důsledku zvětrávání a degradace magnetických minerálů, či v důsledku reorientace bloků s remanentní magnetizací). Tento postup použil Sugimoto et al. (2014) v prefektuře Tojama v Japonsku.

Analogické postupy těmito dvěma uvedeným by bylo možné použít v případě sesuvů v oblasti tercierního vulkanismu v ČR.

Spíše coby perličku je možné uvést využití paleomagnetismu a měření magnetické susceptibility půd. Paleomagnetická měření použil Tonouchi et al. (1985) pro studium sesuvů v ofiolitickém komplexu Hajama-Mineoka, Japonsko. Pomocí paleomagnetického výzkumu určili směr tektonického napětí v době formování ofiolitického komplexu a jeho změnu vůči dnešku.

Změna směru regionálního tektonického napětí umožnila pohyb podél predisponovaných tektonických ploch v tomto komplexu a je tak možno stanovit oblasti náchylné ke vzniku sesuvů.

Jako poslední příklad z této oblasti je možné uvést studii Menshova et al. (2020), který pomocí měření magnetické susceptibility půd sledoval jejich redistribuci v okolí jezera Glinka na Ukrajině. Místa s výraznější redistribucí půdy následně propojil s inciálními stadii sesuvné aktivity.

3.6 KAROTÁŽ – GEOFYZIKÁLNÍ MĚŘENÍ VE VRTECH

Alexa, M.

3.6.1 Úvod do karotáže

Karotážní měření je běžně využíváno ke zjištění dalších poznatků ohledně hornin, ale i tekutin vyplňující vrt, póry a pukliny horninového prostředí zastiženého vrtem. Kromě geologie se využívá také k objasnění technického stavu vrtu a k dalším technickým a střeleckým pracím. Největším přínosem karotáže, na rozdíl od ostatních geofyzikálních metod, je její přímý kontakt s horninou a tím pádem i možnost zjištění dílčích fyzikálních vlastností a parametrů prostředí. Z toho také vyplývá schopnost určit hloubky a odlišit jednotlivá geologická rozhraní, která mají odlišné fyzikální vlastnosti. Tyto poznatky lze velmi dobře využít pro zpracování a interpretaci ostatních povrchových geofyzikálních metod. Teoreticky lze použít pro měření ve vrtu jakoukoliv geofyzikální metodu, ale nejčastějšími bývají metody založené na elektrickém odporu, elektromagnetické indukci, vlastním potenciálu, přírodní a indukované radioaktivitě, akustické rychlosti a teplotě (Kearey et al., 2002). Karotážní měření pro měření svahových deformací a nestabilit je dle Bláhy (2017) využíváno mnohem méně než metody povrchové geofyziky, a to jak v ČR, tak v zahraničí. Důvodem může být poměrně velká cena vrtání, nepřístupnost terénu, či náročnost měření a nároky na vybavení.

3.6.2 Průběh měření

Vybavení nutné pro karotážní měření se skládá z několika sond, kdy každá je schopná měřit rozdílný parametr, vrátku s (ideálně více žilným) kabelem schopným vydržet zátěž a záznamového zařízení. Vybavení je běžně instalováno do speciálního auta využívaného pro měření. Po vložení sondy do vrtu je spouštěna a následně vytahována konstantní rychlostí (často se měří jen jedním směrem), kdy jsou zaznamenávány hodnoty fyzikálních parametrů, či jiné, jako například obraz, a s nimi i příslušné hloubky. Data se následně zpracovávají většinou pomocí specializovaných softwarů. Více o průběhu měření např. v Kearey et al. (2002) a Mareš et al. (1990).

3.6.3 Metody karotáže vhodné k měření svahových deformací

Běžné metody zjišťující litologickou stavbu, stanovující fyzikální a mechanické vlastnosti hornin, filtrační vlastnosti hornin, či určující úroveň hladiny podzemní vody apod. nebudou v tomto textu rozebírány. Tyto metody jsou naprosto běžně využívány i pro jinou problematiku a více o nich píše například Kearey et al. (2002), Mareš et al. (1990) a Musset, Khan (2000).

Sledování stěn vrtu pomocí kamery nebo akustického televizoru je poměrně nová metoda velmi vhodná k posouzení diskontinuit podél osy vrtu, jeho průchodnosti a výskytu puklin včetně určení jejich směru. Buďto lze využít akustického televizoru s akustickým vysílačem, nebo klasické kamery zaznamenávající obraz

Akustická karotáž je metodou založenou na vysílání a přijímání odraženého akustického signálu a tím pádem vhodnou pro mapování změn akustických rychlostí prostředí. Dle Bláhy (2017) je výbornou metodou pro identifikaci smykové plochy.

Inklinometrie měří průběh/náklon vrtu a tím pádem je schopná nalézt smykovou plochu za předpokladu, že zakřivení vrtu vznikající při sesouvání bude dostatečně velké a zaznamenatelné. Jedná se mezi inženýrskými geology asi o nejpoužívanější metodu k určení smykové plochy.

Gama-gama karotáž (hustotní) registruje expoziční příkon rozptýleného záření gama z vlastního zdroje, čímž je měřena/vypočtena objemová hmotnost jednotlivých litologických vrstev. Je velmi ovlivněna geometrií vrtu, proto se často kombinuje s kavernometrií.

Odporové metody využívají vlastního zdroje a jsou vlastně obdobou povrchových odporových metod. Zjišťují rozložení odporů ve vrtu a tím pomáhají k určení litologie.

Hydro karotáž je velmi důležitým pomocníkem pro zjištění proudění vody ve vrtu. Dokáže určit objem a směr proudění podzemní vody a tím vymapovat propustné vrstvy. K tomu slouží například vrtné průtokoměry, nebo zasolování vrtu a měření odporu.

Seismokarotáž je metodou pro určení seismických rychlostí ve vrtu. Měří se pomocí snímačů ve vrtu se zdrojem na povrchu. Je vhodná k vymapování litologie, ale slouží jako velmi dobrá pomůcka při zpracování povrchového měření seismiky.

3.6.4 Závěry a shrnutí karotáže

Karotáž, ač využívána až jako druhotná geofyzikální metoda, je velmi platnou pro výzkum svahových deformací. Její nespornou výhodou je přímé měření horninového prostředí v přírodních podmínkách. Zásadní nevýhodou je pak nutnost zhotovení vrtu a jeho případná lokalita, která nemusí být dobře přístupná, nebo může být v jiné než zájmové části průzkumu. Pro dlouhodobější monitoring je velmi často využívána inklinometrie schopná určit smykovou plochu na základě deformace vrtu. Pro okamžité výsledky je dle Bláhy (2017) nejlepší metodou akustická karotáž, jež dává nejkvalitnější výsledky a je i velmi komplexní metodou, pokud zpracováváme celý vlnový obraz. Novější, jednoduchou a rychlou metodou je pak využití televizní kamery, jež dává dobrý přehled o situaci a může velmi pomoci při interpretaci jiných měření. Ostatní (klasické) metody pak jsou schopny určit litologii prostředí. Velkým přínosem některých metod je jejich využití při zpracování a interpretaci povrchových geofyzikálních měření. Celkově je karotáž velmi platná metoda pro mapování svahových deformací.

3.7 ZÁVĚRY A DOPORUČENÍ

Pro klasický průzkum svahových deformací je velmi vhodné využití komplexu geofyzikálních metod běžně používaných ve světě i u nás. Od geofyzikálního průzkumu lze očekávat především prostorové vymezení svahové deformace, nápomocen může být také při určování hladiny podzemní vody, při zjišťování fyzikálních vlastností hornin a lze jej využít i pro monitoring.

K průzkumu určených svahových deformací bude využita především elektrická odporová tomografie dávající informaci o rozložení měrných odporů v prostředí v kombinaci s mělkou refrakční seismikou, která dává informaci o rozložení seismických rychlostí. Tato kombinace

metod by měla ve většině případů stačit k porozumění a pochopení problematiky konkrétních svahových deformací. Kde to bude možné, je velmi vhodné provést i karotážní měření, které lze využít samostatně, ale i pro určení vstupních parametrů pro zpracování a interpretaci povrchových měření. Pokud by to situace vyžadovala, je možné využít i některou z doplňkových metod, jako je konduktometrie, gravimetrie, magnetometrie či georadar.

Česká geologická služba je ve spolupráci s Ústavem struktury a mechaniky horniny AV ČR, v.v.i. schopna provést průzkum metodou elektrické odporové tomografie, částečně i mělkou refrakční seismikou. Karotážní měření nejsou tyto instituce schopné obstarat. Pro komplexní měření a časovou úsporu se jeví jako vhodné nakoupení nových kabelových sekcí (ARES) pro metodu ERT a seismické sekce (Geode) pro metodu MRS.

Je vhodné snažit se rozvíjet používané geofyzikální metody přímo pro potřebu detekce svahových deformací. Jednou z možností je snaha o detekci iniciálních fází sesuvů bez morfologických projevů na povrchu a tím vymapování nebezpečných území (geohazardů) s potenciálem způsobit škodu. K tomu by mohla sloužit anizotropie fyzikálních vlastností ve zkoumaném území, například seismická rychlost, či odpor. Další inovativní metodou může být využití georadaru pro mapování zón infiltrace.

4/ Mechanika zemin pro úlohy stability svahů

Roháč, J. – Kycl, P.

Zásadním faktorem ovlivňujícím stabilitu svahu je smyková pevnost zemin. Její správný výběr a způsob stanovení je nezbytný pro úspěšné studium sesuvných událostí či pro bezpečnost každé geotechnické konstrukce. Jestli ale pevnost nemůže být stanovena laboratorně nebo laboratorně stanovená byla, ale nesprávná (např. vrcholová nebo tzv. koncová) či nesprávným postupem, může být odhadnuta na základě korelačních vztahů z literatury. Studium predikce pevnosti zemin na základě jejich fyzikálních vlastností (Atterbergových mezí, obsahu jílové frakce) je zásadní při použití korelačních rovnic v případě (levného) předběžného odhadu pevnosti nebo pro přibližné stanovení pevnosti při průzkumu sesuvných událostí v rozvojových zemích s extrémně nízkým rozpočtem pro laboratorní zkoušky. Některé rovnice z literatury jsou na to vhodné, některé jsou naopak nepoužitelné. Predikce pevnosti není dosud úplně popsána a vysvětlena. Pevnost zemin je také, kromě Atterbergových mezí a obsahu jílové frakce, ovlivněna její mineralogií. Pro lepší pochopení vztahů mezi nimi je zásadní velké množství kvalitních smykových, indexových a mineralogických laboratorních testů a analýz. Nově poskytnuté korelační rovnice mohou pomoci také při předběžných odhadech pevnostních parametrů v rámci plánovaných liniových staveb v sesuvných územích v České republice.

4.1 ZÁKLADNÍ PRINCIPY – PEVNOST ZEMIN

4.1.1 Vrcholová, kritická a reziduální pevnost zemin

Pevnost zemin byla popsána a dobře vysvětlena již záhy po polovině dvacátého století (Skempton, 1964; Schofield and Wroth; 1968, Wood, 1990; Atkinson, 1993; Mitchell a Soga, 2005). Je definována jako maximální smykové napětí, které je zemina za daných podmínek schopná přenést. Zemina obecně při smykovém porušení může dosáhnout tří základních typů pevnosti: vrcholové, pevnosti v kritickém stavu a v případě jemnozrnných zemin s dostatečným množstvím jílové frakce také pevnosti reziduální.

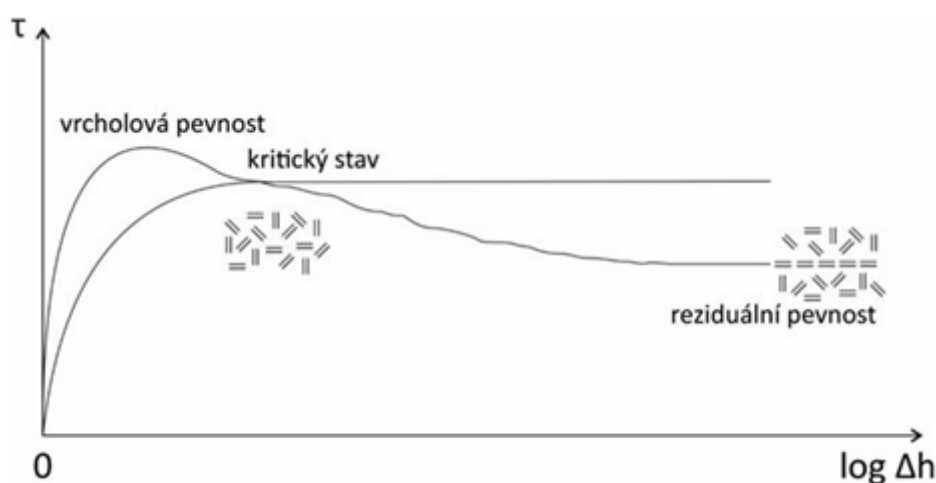
Na obr. 4.1 je schematicky znázorněn vztah mezi smykovým napětím τ a smykovým posunem Δh v logaritmickém měřítku. V případě ulehlého písku nebo překonsolidovaného jílu roste τ s narůstajícím smykovým posunem Δh do maximální hodnoty smykového napětí – vrcholové pevnosti. Vrcholová pevnost je způsobena jak u hrubozrnných, tak jemnozrnných zemin zaklíněním zrn (viz Taylor, 1948 pro písek, resp. Schofield, 2005 pro zeminy obecně). Je závislá na vzájemném uspořádání zrn zeminy (na pórovitosti) a na působícím efektivním napětí.

Po překročení vrcholové pevnosti smykové napětí s narůstajícím přetvořením klesá. V případě hrubozrnných i jemnozrnných zemin a homogenního přetváření zeminy do hodnoty kritické. U jemnozrnných zemin s dostatečným obsahem jílové frakce dále klesá pevnost souvisle až do reziduální hodnoty (viz obr. 4.1). Tento pokles je doprovázený vývojem jasně definované smykové plochy, na které s postupujícím smykovým posunem dochází k uspořádání plochých jílových zrn podél smykové plochy a postupnému poklesu smykové pevnosti na reziduální hodnotu. Reziduální pevnost je nejnižší (drénovaná) pevnost dané jílovité zeminy, která je dosažena až v případě dostatečně dlouhého posunu po smykové ploše (viz obr. 4.1).

Pevnost v kritickém stavu předpokládá dosažení stavu homogenního přetváření zeminy, které lze popsat turbulentním tečením zrn. Tento proces probíhá v širší zóně, ideálně v celém objemu

zkušební vzorku a je charakteristický tzv. kritickou pórovitostí. Ta je konstantní pro daný materiál a efektivní napětí. Pokud byla zemina před smykem kyprá, její pórovitost se při smyku zmenší, pokud byla ulehlá, její pórovitost se naopak zvětší. Pokud se zemina (vzorek) smyká na jasně definované smykové ploše, je většinou obtížné určit parametry (stav – napjatost, pórovitost), za nichž k porušení došlo. Proto je za takových podmínek sporné stanovení (dosažení) kritického stavu.

Pevnost v kritickém stavu a reziduální pevnost jsou materiálové parametry (konstanty) pro danou zeminu. Nezávisí na aktuálním stavu zeminy a na jejich hodnotu má vliv pouze průběh křivky zrnitosti, tvar zrn a jejich drsnost, která úzce souvisí s mineralogickým složením zeminy a geologickými procesy, kterým byla zrna zeminy vystavena (Atkinson, 1993). Důležitým aspektem obou těchto pevností je, že jsou charakterizované pouze úhlem vnitřního tření. Soudržnost zeminy je pro kritický i reziduální stav vždy rovna nule.



Obr. 4.1 Vrcholová pevnost, pevnost v kritickém stavu a reziduální pevnost zemin. Naznačení orientace zrn zeminy.

4.1.2 Využití jednotlivých typů pevnosti – pevnost a sesouvání

Výběr vhodného typu pevnosti pro konkrétní situaci závisí na celé řadě faktorů, především ale na historii smykového namáhání zemního tělesa a na způsobu zatěžování zeminy. Využití vrcholové pevnosti je omezeno na specifické případy zahrnující malou přípustnou deformaci posuzovaného zemního tělesa a předpoklad homogenního přetváření, jako jsou např. deformace stavebních jam.

Pevnost v kritickém stavu je vhodná pro posouzení stability svahů, které dosud nebyly postiženy sesuvnými procesy, zásadní význam má ale i pro numerické metody řešení geotechnických problémů. Hodnota úhlu vnitřního tření v kritickém stavu (φ'_{cr}) je významným parametrem většiny pokročilých konstitučních vztahů.

Využití reziduální pevnosti – reziduálního úhlu vnitřního tření (φ'_r) je omezeno na události, kdy dochází k dostatečně dlouhému posunu po jasně definované smykové ploše. Tento případ zahrnuje např. posouzení stability svahů, které byly dříve postiženy sesuvnou činností (reaktované sesuvy). Jiným typickým případem je tření na plášti zarážených pilot.

Použití různých tipů pevností v sesuvných územích je v literatuře dobře objasněno. Zeminy v takových územích jsou postihovány svahovými pohyby různého typu, a tím jsou jejich pevnostní charakteristiky značně sníženy. Proto je výběr vhodného typu pevnosti při objasňování stabilních problémů v takto složitých územích zásadní. Vrcholová pevnost se v zeminách, které v minulosti prodělaly podstatnou deformaci, už aktivovat nemůže. Nevhodnost jejího použití popisuje např. Mesra a Shahein (2003). Pevnost vyšší než v kritickém stavu, je možné očekávat pouze v případě svahů z kompaktních nízkoplastických zemin (index plasticity < 20 %, Chandler, 1984), nebo ze zemin s podílem jílové frakce nižším, než 20 % (Skempton, 1985). Pro ostatní zeminy je možné doporučit použití pevnosti v kritickém stavu a nižší, a to i pro po-prvoaktivované sesuvy (Mesri a Abdel-Ghaffar, 1993; Potts et al., 1997; Stark a Eid, 1997; Tiwari a Ajmer, 2020). V případě jílovitých zemin a v případě reaktivovaných sesuvů je ko-nečná stabilita svahu ovládaná reziduální pevností s nulovou soudržností (Skempton, 1964; Palladino a Peck, 1972; Brooker a Peck, 1993 nebo Head, 1998). Shodu úhlu vnitřního tření získaného zpětnou analýzou svahových deformací s laboratorní stanovenými reziduálními úhly potvrzují např. Blondeau a Josseume (1976), Chandler (1984), Skempton (1985) a také Stemberk et al. (2016) v případě sesuvu Dobkovičky na dálnici D8 v České republice.

4.1.3 Laboratorní stanovení pevnosti

Pro stanovení vrcholové pevnosti je třeba zajistit zachování původní struktury zeminy a je tedy nezbytné zkoušet neporušené vzorky, u kterých nedošlo ke změně uspořádání zrn. Nejvhodnější je zkouška v triaxiálním přístroji (obr. 4.2), v němž je známa kompletní napjatost i podmínky drenáže. Vzhledem k nelinearitě vrcholové obálky pevnosti je klíčovým předpokladem správného použití vhodná volba aplikovaných napětí (obor napětí), která musejí odpovídat zatížení zeminy v terénu. Výsledek zkoušky platí pouze pro použitý obor napětí a nesmí se extrapolovat mimo tento interval.

Pevnost v kritickém stavu nezávisí na počátečním stavu zeminy a ideálním zkušebním materiálem je proto důkladně rozdružená a zhomogenizovaná zemina. V případě jemnozrnných zemin je nejvhodnějším zkušebním postupem triaxiální zkouška na rekonstituovaném vzorku, připraveném dokonalým rozdružením na pastu při vlhkosti vyšší než na mezi tekutosti (Burland, 1990).

V případě hrubozrnných zemin je téměř nemožné připravit natolik kyprý vzorek, aby dospěl do kritického stavu s homogenní napjatostí a přetvářením. Pro hrubozrnné zeminy bez jemnozrnné frakce (zrna větší než 0,063 mm) je korektní, a přitom jednodušší stanovení pevnosti v kritickém stavu měřením úhlu přirozené sklonitosti, viz např. Miura et al. (1997).

Reziduální pevnost se opět nejlépe stanoví na rekonstituovaném vzorku zeminy. Ideálním postupem je použití rotačního smykového přístroje (obr. 4.3), jenž umožňuje neomezeně dlouhý posun po smykové ploše až do dosažení dobře definované reziduální pevnosti.

Obálky pevnosti v kritickém a reziduálním stavu jsou na rozdíl od vrcholové pevnosti lineární a procházejí počátkem (nulová soudržnost). Nezávisí na napětí a je možné je extrapolovat i mimo zkoušený obor.



Obr. 4.2 Triaxiální smykový přístroj od firmy Wykeham Farrance.

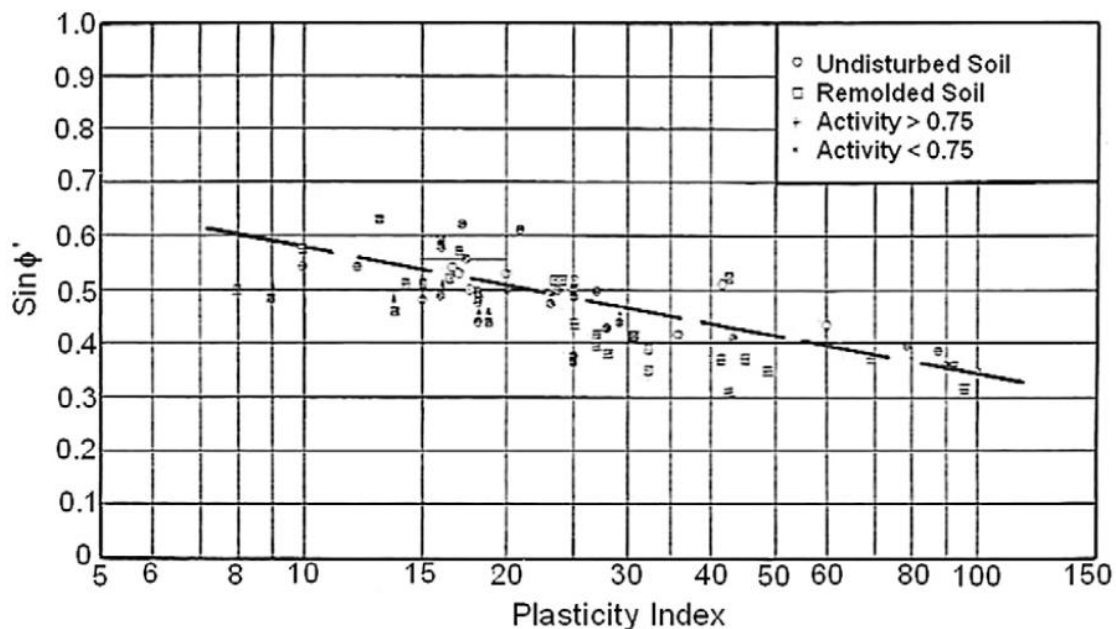


Obr. 4.3 Rotační krabicový přístroj typu Brohmead vyrobený firmou Wykeham Farrance.

4.1.4 Faktory ovlivňující pevnost

4.1.4.1 Index plasticity

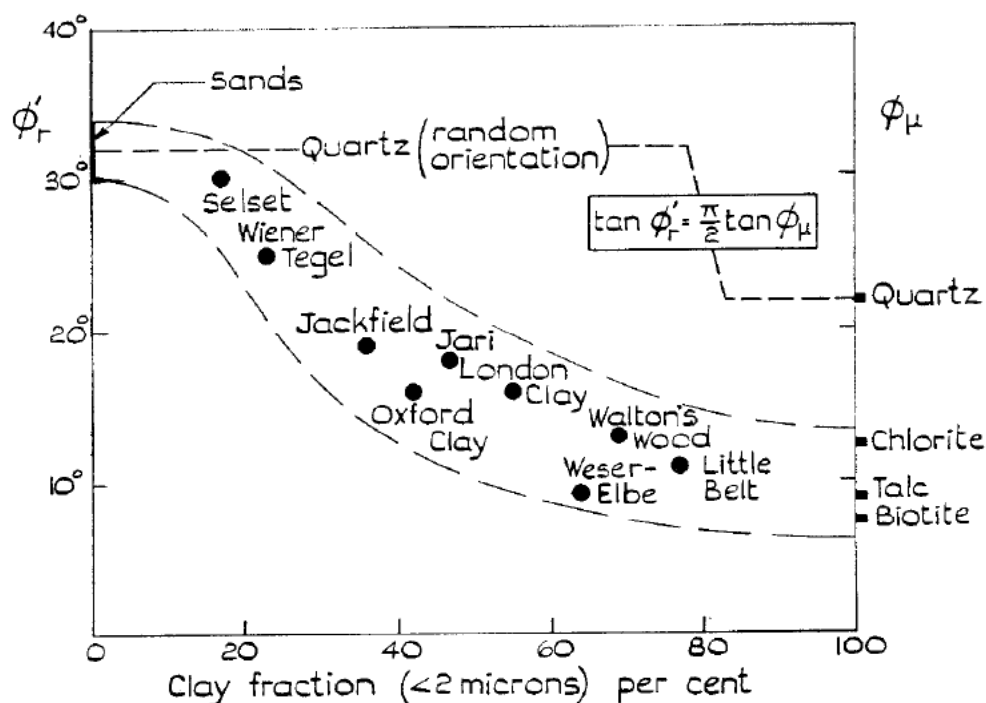
Pevnost zemin je nepřímo úměrně závislá na indexu plasticity. Na to poukazoval už Haefeli (1951) ve svém článku, kde studoval závislost mezi poklesem pevnosti z vrcholové hodnoty do zbytkové (reziduální) a vlhkostí na mezi tekutosti. Kenney (1959, obr. 4.4) sledoval vztah mezi efektivní pevností normálně konsolidovaných jíílů a indexem plasticity. Podobné závěry později prezentovali mnohé studie (např. Voight, 1973; Kanji, 1974; Seyček, 1978). Tehdejší poznatky o korelačních vztazích se zbytkovou pevností dobře popsal ve své obsáhlé disertační práci Lupini (1980). Shrnuje, že reziduální pevnost nezáleží jenom na mineralogii a chemismu pórové vody, ale primárně na tvaru minerálů. Z jeho výsledků je zřejmé, že korelace mezi reziduální pevností a indexovými vlastnostmi je zjevná. Muir Wood (1990) publikoval korelační rovnici vytvořenou z dat Mitchella (1976) doplněných daty Brooker a Ireland (1965) v celkovém počtu 70 výsledků pevností normálně konsolidovaných jíílů s rozsahem indexů plasticity cca 7–100 %. Problematice se dále věnovalo několik dalších autorů (např. Terzaghi et al., 1996; Stark a Eid 1997; Eid et al., 2016). Jednou z posledních publikovaných rovnic na odhad reziduálního úhlu je rovnice autorů Xu et al. (2018). Byla odvozena na základě rotačních smykových testů v krabici typu Bishop s použitím 21 jíilových vzorků s rozmezím indexu plasticity 10–46 %. Výsledkem jejich studie jsou 3 rovnice, každá pro dané použité normálové napětí (50, 100 a 150 kPa). Výsledky prací autorů Kenney (1959), Kanji (1974), Muir Wood (1990) a Xu et al. (2018) budou dále v rámci tohoto projektu hlouběji studovány. Ve svých publikacích totiž tito autoři jako jedni z mála poskytli i konkrétní rovnici, pomocí které může jejich čtenář odhadnout na základě indexu plasticity kritickou a reziduální pevnost zemin.



Obr. 4.4 Vztah mezi $\sin \phi'$ a indexem plasticity normálně konsolidovaných jíilovitých zemin (Kenney, 1959).

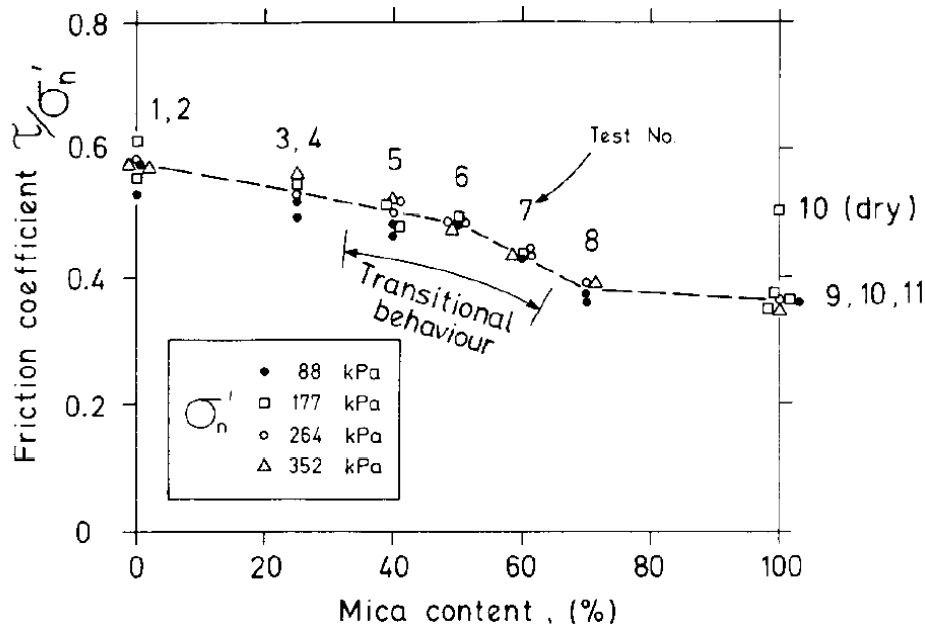
4.1.4.2 Procentuální podíl jílové frakce a mineralogie

Skempton (1964) ve své Rankinově přednášce mimo jiné poukázal na vztah mezi reziduální pevností jílu a podílem obsahu jílové frakce v nich. Vztah je ukázán na obr. 4.5. Ze zvyšujícím se obsahem částic menších než 0,002 mm očekávaně klesá jejich pevnost. Skempton stanovil pomyslné hranice pro obecný vztah. Kenney (1967) se zabýval vlivem mineralogického složení jílových zrn. Ve své práci ukázal výsledky translačních smykových zkoušek na vzorcích přírodních jílu (senzitivní jíly z Norska a Kanady, překonsolidované jíly z Evropy a Ameriky a jíly z vápencového souvrství z Itálie), ale i čistých minerálů a připravených zeminových směsí. Vzorky testoval pod napětími 10-400 kPa. Vzorky s minerály jako křemen, živec, chlorit a kalcit vykazovaly vysokou pevnost, naopak vzorky s obsahem montmorillonitu dosáhli nízké pevnosti. Zjistil také, že pevnost ovlivňuje i koncentrace iontů v pórové vodě. Studoval také pevnost směsí křemene s různými jílovými minerály, jako je slída, kaolin a montmorillonit.



Obr. 4.5 Vztah mezi reziduální pevností a obsahem jílové frakce devíti různých vzorků jílových zemin (Skempton, 1964).

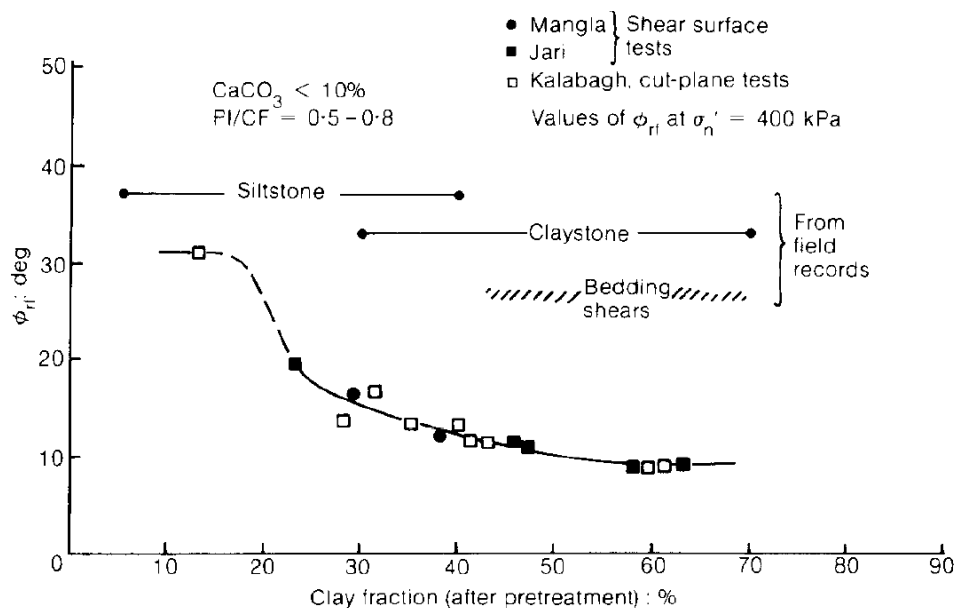
Uměle připravované zeminové směsi laboratorně testovali i Lupini et al. (1981). Použili rotační smykovou krabici, kde testovali směs křemičitého písku a slídy. Se zvyšujícím se obsahem plochých slídových minerálů klesala zbytková pevnost směsí, jak je ukázáno na obr. 4.6.



Obr. 4.6 Vztah mezi reziduální pevností a obsahem jílové frakce devíti různých vzorků jílovitých zemín (Skempton, 1964).

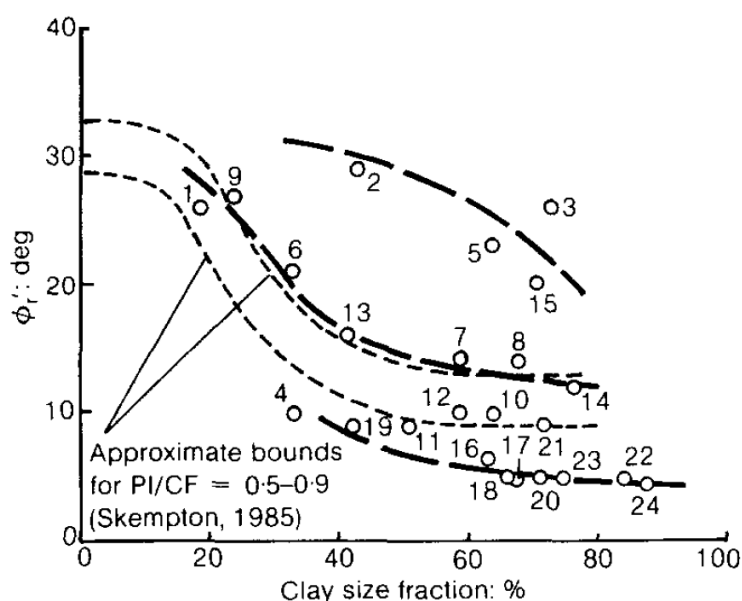
Další zkoušky udělali na vzorcích londýnského a happisburského jílu a jejich kombinacích. Třetí sérií zkoušek byly testy na zeminových směsích křemičitého písku a bentonitu. U všech jejich testech je jasný trend poklesu pevnosti s nárůstem jílové frakce.

Skempton publikoval své nové výsledky opět v roce 1985 (Skempton, 1985). Shrnuje je do obr. 4.7. Z výsledků usoudil, že obsah jílové frakce menší než 25 % neovlivňuje pevnost zemin tak zásadně, jak obsah vyšší než 25 %. V tomto případě neklesne úhel vnitřního tření pod 20°. Naopak od hranice 50 % je pevnost ovládána výhradně jílovými zrny.

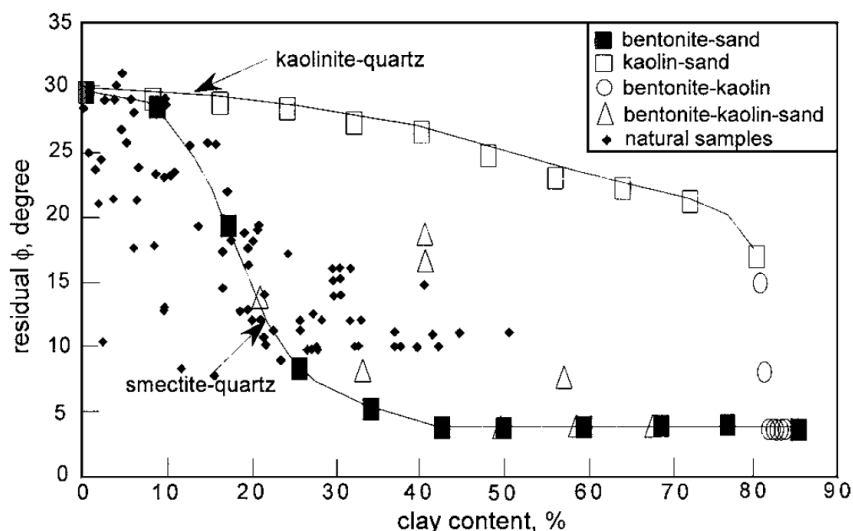


Obr. 4.7 Reziduální pevnost jílovců a prachovce v závislosti na obsahu jílové frakce stanovena na přirozené smykové ploše (Skempton, 1985).

Rok poté Mesri a Cepeda-Diaz (1986) stanovovali reziduální pevnost břidlic, které popisovali jako překonsolidovaný jííl s různým stupněm zpevnění. Pevnost stanovovali v translační smykové krabici. Jejich výsledky popisuje graf (Obr. 4.8), doplněný o přibližné hranice vztahu podle Skempton (1985). Obecně jejich výsledky dobře korelují s navrženými hranicemi. Výsledky nad horní hranicí vztahu dosáhly vzorky s trojrozměrnými jílovými minerály, naopak výsledky spadající pod spodní hranici odpovídají vzorkům s obsahem montmorillonitu. Shrnuli, že změna obsahu jílové frakce nad 50 % již nemá silný vliv na zbytkovou pevnost, což je v souladu s výsledky Skempton (1985). Navíc dokázali, že kromě podílu jílové frakce je stejně důležitým faktorem ovlivňujícím reziduální pevnost i její mineralogické složení.



Obr. 4.8 Vztah mezi reziduálním úhlem tření a procentním obsahem jílové frakce, doplněný o přibližné hranice vztahu podle Skempton (1985) (Mesri a Cepeda-Diaz, 1986).



Obr. 4.9 Vztah mezi reziduálním úhlem tření a procentním obsahem jílové frakce různých zeminných směsí doplněn o výsledky přirozených vzorků zemin (Tiwari a Mauri, 2005).

Tiwari a Marui (2005) testovali v rotačním smykovém přístroji směsi vytvořené smícháním křemenného písku s kaolinem a bentonitem v poměru 0 až 100 % jílové složky po kroku přibližně 10 % jílové složky. V grafu na obr. 4.9 byly výsledky na těchto směsích porovnány s výsledky 80 vzorků přirozených zemin. Je zřejmé, že pevnost směsí obsahujících bentonit (minerál montmorillonit) je citlivější na procentuální obsah jílové frakce než pevnost směsí obsahujících kaolin. To opět potvrzuje existenci vlivu mineralogického složení na pevnost zemin po dlouhém smykovém přetvoření.

Výsledkem předešlých studií je fakt, že reziduální pevnost je závislá jak na obsahu jílové frakci, tak na mineralogii jílových zrn. To je dobře pozorovatelné na výsledcích pevností zeminných (minerálních) směsí. V případě přirozených zemin je díky jejich mineralogické různorodosti nemožné získat přesnější vztah vývoje jejich pevnosti s obsahem jílové frakce. Nejsilnější vliv mají minerály plochých tvarů, jako jsou např. minerály skupiny smektitu (montmorillonit). Ty dosahují poměru jejich délky a tloušťky 100–400násobně. Zatímco tvarově prostorové minerály, jako je např. kaolinit dosahuje poměru 5–10násobku délky vůči tloušťce (Mesri a Cepeda-Diaz, 1986). V tomto případě není pokles pevnosti s nárůstem jejich obsahu v zemině tak radikální. Proto je při případném využívání obsahu jílové frakce pro přibližný odhad pevnosti vědomost o obsahu různých minerálů ve vzorku nápomocná. Rozdíl v pevnostech dvou různých vzorků se stejným obsahem jílové frakce může dosáhnout radikálně rozdílných výsledků.

4.2 MOŽNOSTI PREDIKCE PEVNOSTI – METODY ANALÝZY

Pevnost v kritickém stavu a reziduální pevnost patří mezi materiálové parametry zeminy závislé pouze na vlastnostech zrn. Proto je možné, že je lze odhadovat – korelovat mezi sebou, nebo s jinými materiálovými parametry zeminy. Odhad pevnosti může být silným a užitečným nástrojem v předběžném odhadu pevnosti nebo v situaci, kdy není možné pevnost stanovit v laboratoři. To může být z důvodu nedostatku vzorků nebo z důvodu nedostatku financí. Dalším důvodem použití odhadu pevnosti je kontrola správnosti již stanovených pevnostních parametrů. Ze zkušeností z řešené inženýrskogeologických posudků a průzkumů ze sesuvných území víme, že pevnostní parametry často nejsou stanovovány v souladu s teorií mechaniky zemin, tedy jsou stanovovány nesprávně. Zdokonalení predikce použitím některých z korelačních rovnic může ale hlavně pomoci geologům i mimo ČR, zejména v zemích s nízkým nebo velmi nedostatečným rozpočtem pro průzkumy, a zároveň s vysokým počtem fatálních sesuvných událostí, jako je např. Indie nebo Nepál (Froude a Petley, 2018)

Korelace jsou v literatuře studovány od šedesátých let minulého století. Zkoumány byly korelace s indexem plasticity (Kenney, 1959; Kanji, 1974; Ladd, 1977; Seyček, 1978; Lupini et al., 1981; Muir Wood, 1990; Terzaghi et al., 1996; Stark a Eid 1997), s podílem jílovité frakce (Skempton, 1964; Skempton, 1985; Mesri a Cepeda-Diaz; 1986, Tiwari a Marui; 2005) nebo s mineralogií (Kenney, 1967; Di Maio et al., 2015). Jako nejvhodnějším parametrem se nabízí právě index plasticity (Roháč et al. 2020). Je pro danou zeminu konstantou a zahrnuje v sobě jak vlhkost na mezi tekutosti, tak vlhkost na mezi plasticity ($I_p = w_L - w_p$).

4.2.1 Korelace s indexem plasticity

4.2.1.1 Použitelnost korelačních vztahů z literatury

Předběžnou studii využití korelačních vztahů z literatury pro jejich praktické využití pro odhad pevnosti zemin se sesuvného území v České republice publikoval Roháč et al. (2020). Autoři využili výsledky laboratorně stanovených pevnostních a fyzikálních parametrů 15 vzorků křídových slínů Českého středohoří. Odhadnuté parametry pak porovnali s těmi laboratorně stanovenými. Pro odhady úhlů vnitřního tření na základě stanoveného výsledku indexu plasticity byly použity následující rovnice dostupné v odborné literatuře:

$$\text{Kenney (1959)} \quad \varphi'_{cr} = 0.81 - 0.223 \log I_p \quad (1)$$

$$\text{Muir Wood (1990)} \quad \sin \varphi'_{cr} = 0.35 - 0.1 \ln(I_p/100) \quad (2)$$

$$\text{Kanji (1974)} \quad \varphi'_{cr} = 46.6 I_p^{-0.446} \quad (3)$$

$$\text{Xu et al. (2018)} \quad \varphi'_{cr} = 47.76 e^{-0.022 I_p} \quad (4)$$

kde φ'_{cr} je v radiánech v případě (1) a (2) a φ'_{cr} je ve stupních v případě (3) a (4), I_p je v %.

Rovnice byly vybrány z důvodu jejich odvození z velkého počtu dat, pro jednoduchost jejich vyjádření a na základě vysoké citovanosti v odborné literatuře. Kenney (1959) odvodil kalibrační rovnici na základě velkého počtu dat získaných triaxiální smykovou zkouškou. Jde o efektivní úhly vnitřního tření stanovené na vzorcích normálně konsolidovaných jílu. Jeho dataset obsahoval 27 výsledků v rozmezí úhlu vnitřního tření 20–38° a indexů plasticity 7–100 %. Muir Wood (1990) získal srovnávací rovnici pomocí dat Mitchell (1976) doplněných daty Brooker a Ireland (1965) v celkovém počtu 70 výsledků pevností normálně konsolidovaných jílu s rozsahem indexů plasticity 7–100 %. Kanji (1974) odvodil svou srovnávací rovnici pro odhad reziduálního úhlu vnitřního tření použitím dat změřených v translační smykové krabici pod normálovými napětími v rozsahu 10–350 kPa na vzorcích s širokým rozsahem indexu plasticity od 5 do 350 %. Poslední použitou, zároveň i najrecentnější rovnici na odhad reziduálního úhlu je rovnice autorů Xu et al. (2018). Byla odvozena na základě rotačních smykových testů v krabici typu Bishop s použitím 21 jílových vzorků s rozmezím indexu plasticity 10–46 %. Výsledkem jejich studie jsou 3 rovnice, každá pro dané použité normálové napětí 50, 100 a 150 kPa. Použita byla rovnice pro napětí 50 kPa. Výsledky shrnuje Tab. 4.1 (Roháč et al., 2020).

Tab. 4.1 Výsledky odhadů reziduálního/kritického úhlu vnitřního tření prostřednictvím korelačních rovnic z literatury porovnány s těmi stanovenými pomocí laboratorních zkoušek; pro každou rovnici je ukázáno průměrné podhodnocení / nadhodnocení odhadu; SD je směrodatná odchylka.

Vzorka	I_p (%)	φ_{cr} (°)	φ_r (°)	φ_{cr} Kenney (1959) (°)	φ_{cr} Muir Wood (1990) (°)	φ_r Kanji (1974) (°)	φ_r Xu et al. (2018) (°)
IND204	26,9	25,7	14,6	28,1	28,8	10,7	26,4
IG208	23,5	29,5	15,3	28,9	29,7	11,4	28,5
HV-P210	38,7	25	11,2	26,1	26,4	9,1	20,4
HV-P212	25,9	25,1	13,3	28,4	29	10,9	27
HV-P213	36,4	24,6	13,5	26,5	26,8	9,4	21,4
IG214	44,3	26,3	13,2	25,4	25,6	8,6	18
MPT217	31,2	24,2	12,4	27,3	27,8	10	24
MPT218	31,4	24,7	11,7	27,3	27,8	10	23,9
HV-P219	32,6	24,4	13,3	27,1	27,5	9,9	23,3
HV-P220	39	25,7	12,3	26,1	26,4	9,1	20,3
KS22	43,8	21,8	12,5	25,4	25,6	8,6	18,2
IKC-12	27,8	26,6	12,7	28	28,6	10,6	25,9
HG-C1	15,3	31,7	22	31,3	32,5	13,8	34,1
J1	24	–	12,4	–	–	11,3	28,2
J2	24	–	12,1	–	–	11,3	28,2
Nad-/podhodnocení (°)				+1,6	+2,1	-3,2	+11
SD (°)				2,2	2,5	3,6	11,5

Rovnice Kenney (1959) poskytuje odhad pevnosti v kritickém stavu nadhodnocený v průměru o 1,6°, s $SD = 2,2^\circ$. Rovnice Muir Wood (1990) nadhodnotila výsledný úhel v průměru o 2,1 ° s $SD = 2,5^\circ$. Jejich výsledné hodnoty jsou tedy blízké stanoveným hodnotám pevnosti, a jejich použití je pro prvotní odhad kritické pevnosti za určitých podmínek možné. Rovnice Kanji (1974) podhodnocuje odhad výsledného reziduálního úhlu o 3,2° s $SD = 3,6^\circ$ a rovnice publikovaná Xu et al. (2018) odhaduje reziduální úhel vnitřního tření v průměru o 11° vyšší, s $SD = 11,5^\circ$, což je pro její použití pro odhad pevnosti nepřijatelné.

4.2.1.2 Nové korelační vztahy

Po analýze výsledků odhadů φ'_{cr} a φ'_r na základě korelačních rovnic z literatury Roháč et al. (2020) vytvořili nové korelační vztahy s použitím dat změřených v rámci jejich studie. Výsledky smykových testů byly porovnány s výsledky pěti různých indexových vlastností testovaných vzorků zemin: vlhkosti na mezi tekutosti (w_L), vlhkosti na mezi plasticity (w_p), z nich vypočteného indexu plasticity ($I_p = w_L - w_p$), křivky zrnitosti, respektive váhového procentuálního obsahu jílové frakce ($< 0,002$ mm, *c.f.*) a indexu koloidní aktivity (A), vypočítaného jako poměr I_p a *c.f.* Vztah byl vyjádřen ve všech případech nelineární regrese – mocninnou spojnicí trendu v tabulkovém procesoru MS Excel.

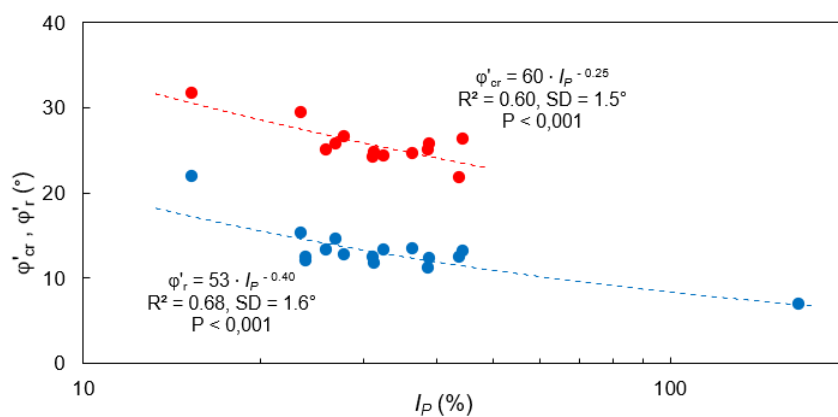
Z jejich výsledků korelačních vztahů je vyplývající, že největší schopnost z indexových vlastností odhadnout parametry smykové pevnosti má index plasticity (Obr. 4.10). Dosáhl nejsilnější korelace jak s úhlem v kritickém stavu ($R^2 = 0,64$; $SD = 1,9^\circ$; $p < 0,001$), tak i s reziduálním úhlem ($R^2 = 0,68$; $SD = 1,6^\circ$; $p < 0,001$).

Je dobře vidět, že některé korelační rovnice mají potenciál, a jejich odhad poskytuje dostatečně přesné výsledky.

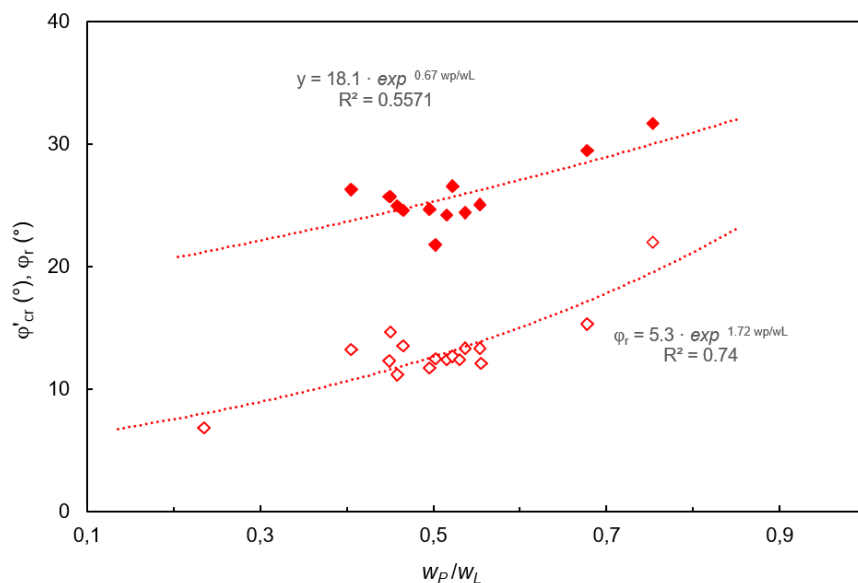
4.2.2 Korelace s poměrem Atterbergových mezí

Podobně jako v případě rozdílu Atterbergových mezí v podobě indexu plasticity je užitečným parametrem i poměr Atterbergových mezí, konkrétně poměr w_p/w_L . Tuto možnost odhadu pevnosti poprvé představili De a Furdas (1973). Porovnali tak množství výsledků pevnostních parametrů a našli nelineární nepřímý úměrný vztah. Jednoduché porovnání naměřených dat z práce Roháč et al. (2020) je ukázáno na obr. 4.11.

Z koeficientu determinace je patrné, že tento druh korelací má podobný potenciál jako korelace s indexem plasticity. Opět je ale potřeba dataset obohatit o další zeminy a výsledky jejich pevností a fyzikálních vlastností a tím rozšířit jejich rozsah a tím i použitelnost pro tvorbu korelačních vztahů.



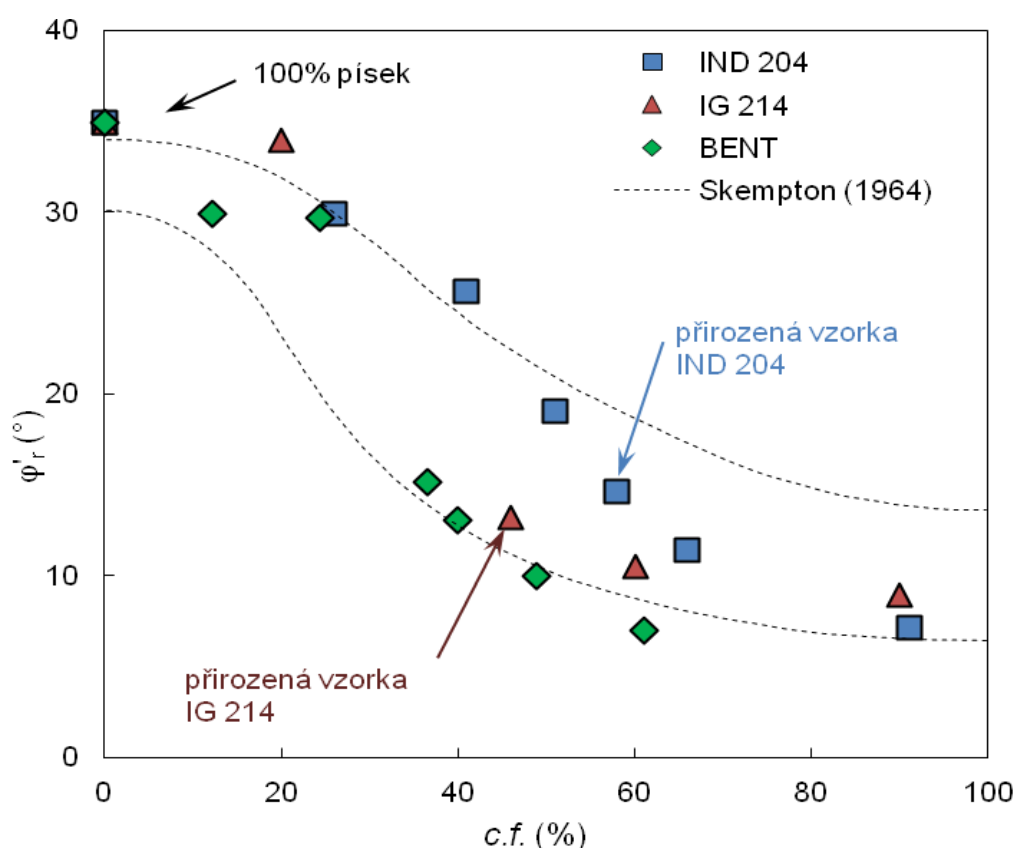
Obr. 4.10 Nelineární regrese mezi pevnostními parametry: φ'_{cr} (červeně) a φ'_r (modře) a indexem plasticity I_p ; ku každému vztahu je uvedený R^2 , SD a p-hodnota; vztah pro reziduální pevnost v sebe zahrnuje i výsledky vzorky Ca-Mg bentointu.



Obr. 4.11 Nelineární regrese mezi pevnostními parametry: φ'_{cr} (body s výplní) a φ'_r (body bez výplně) a poměrem w_p/w_L ; ku každému vztahu je uvedený R^2 ; vztah pro reziduální pevnost v sebe zahrnuje i výsledky vzorky Ca-Mg bentointu.

4.2.3 Korelace s procentuálním podílem jílové frakce

Procentuální podíl jílové frakce *c.f.* ovlivňuje výslednou reziduální pevnost partikulárních látek. Skempton (1964) pozoroval při pokusu tvorby korelace mezi *c.f.* a ϕ'_r , velký rozptyl odhadovaných hodnot zbytkové pevnosti – jedna daná hodnota *c.f.* nabízela odhad ϕ'_r s určitým rozsahem hodnot. Tento rozptyl je možné připsat rozdílu v chápání podílu jílové frakce ve smyslu granulometrické a ve smyslu mineralogickém, ale také rozdílem v pevnosti mineralogicky různých typů jílových minerálů (např. Kenney 1967; Scaringe a Di Maio 2016). Roháč et al. (2020) ověřili toto tvrzení testováním různých směsí zemin s různým mineralogickým složením a různým podílem procentního obsahu jemnozrné frakce. Směsi byly připraveny smícháním oddělené jílové frakce získané ze 2 vzorků z podloží sesuvu Dobkovičky a původního vzorku Ca-Mg bentonitu (BENT), každá z nich byla smíchána se vzorkem křemičitého písku (pískovna Střeleč, SAND) v různých poměrech. Separace jílové frakce proběhla metodou dekantace podle postupu skript Borovce (1992). Celkem bylo tímto způsobem připraveno a testováno 17 směsí, tj. 68 zkušebních vzorků s různým procentuálním zastoupením jílové frakce. Všechny připraveny směsi zemin byly testovány v rotačním smykovém přístroji, každá pod 4 různými normálové napětími σ'_v 30 kPa, 50 kPa, 70 kPa a 120 kPa, všechny při totožné rychlosti 0,48 °/min (0,36 mm/min).



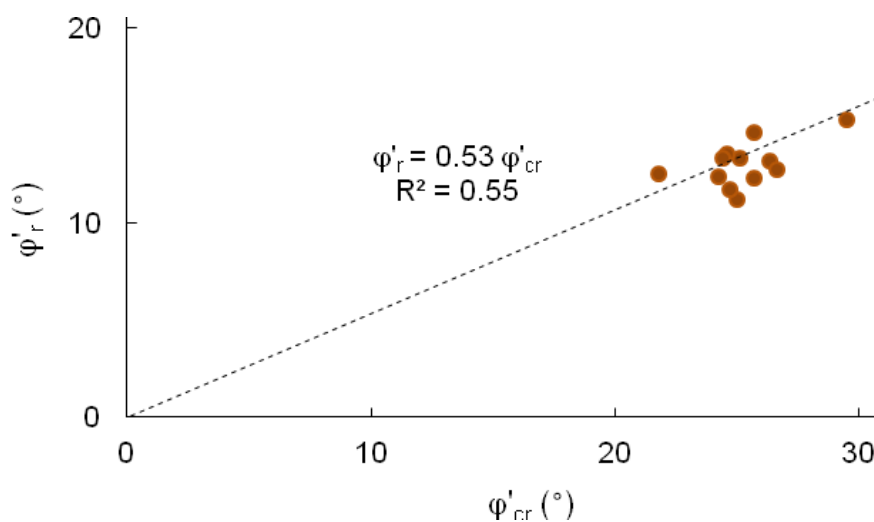
Obr. 4.12 Graf výsledných hodnot reziduálních úhlů vnitřního tření ϕ'_r zeminových směsí v závislosti na jejich procentuálním podílu jílové frakce *c.f.*; čárkované křivky vyznačují hranice obecného vztahu odhadnutý Skemptonem (1964) na základě výsledků reziduálních pevností různých vzorků přírodních jílu.

Vztah mezi $c.f.$ a φ'_r je nelineární se sigmoidovým tvarem (obr. 4.12). Experimentální výsledky ležící blíže horní Skemptonovy (1964) hranici v grafu (vzorek IND 204 – Dobkovičky) obsahují neaktivní minerály. Naopak body ležící blíže spodní Skemptonovy hranici v grafu (BENT, IG 214 – Dobkovičky) obsahují aktivní jílové minerály.

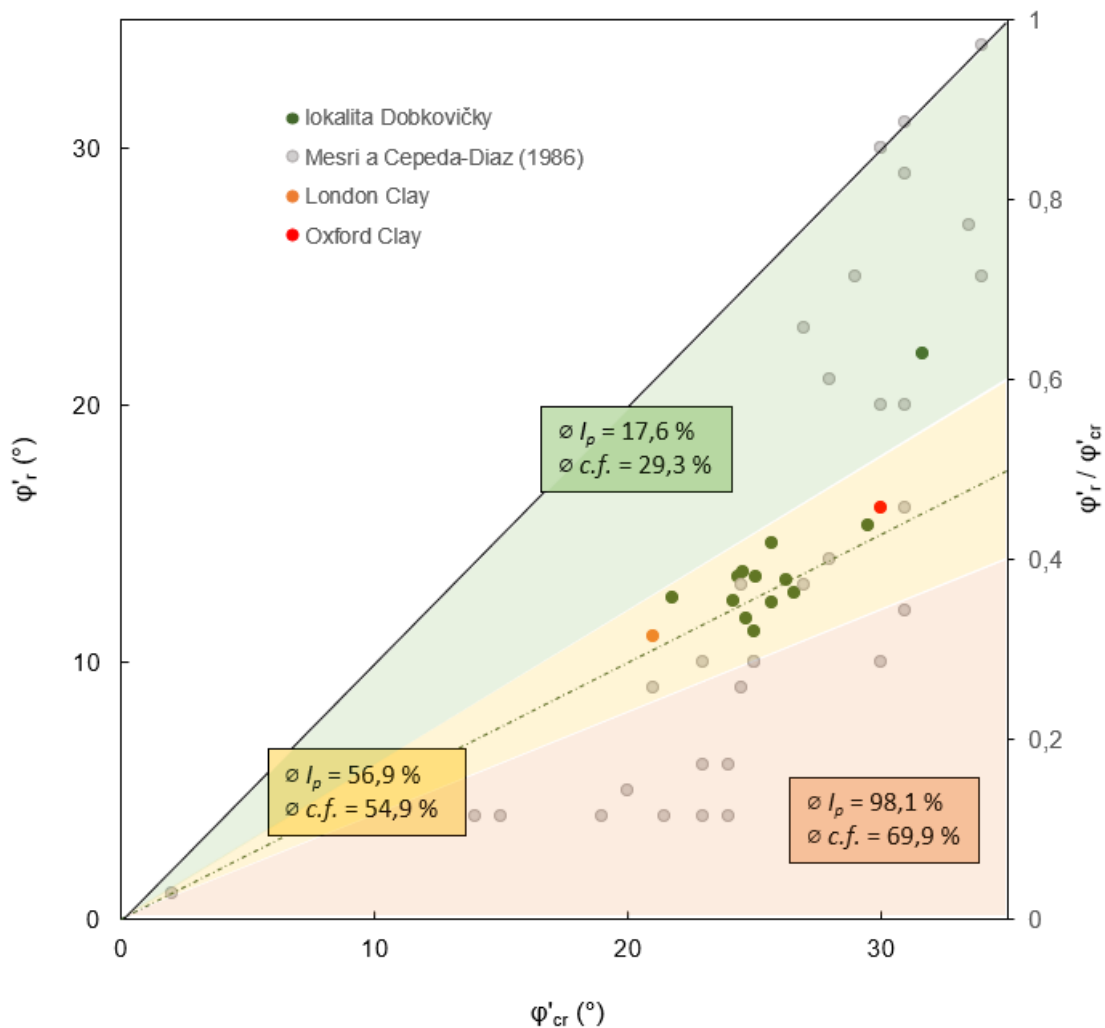
To je potvrzeno výsledky RTG difrakce mineralogického složení. Směs BENT/SAND ukazuje zajímavou skutečnost, že už v případě malého navýšení $c.f.$ o cca 12 % může dojít k radikálnímu navýšení pevnosti směsi, v tomto případě, z cca 15° na dvojnásobnou hodnotu až cca 30°. Výsledky stejné směsi BENT/SAND také ukazují, že již při 50% zastoupení $c.f.$ je výsledek reziduální pevnosti blízký čistému montmorilonitu (např. Scaringe a Di Maio, 2016). Dalším zajímavým faktem je, že vzorek IND 204, i vzhledem k jejímu nejvyššímu obsahu $c.f.$ (54 %) ze všech odebraných vzorků, dosáhla poměrně vysoký reziduální úhel vnitřního tření (14,8°). Vzorek je totiž chudý na jílové minerály, ačkoli granulometricky tak tomu není. Velká část jeho $c.f.$ složky je tvořena právě jemnými částicemi tvořenými kalcitem a křemenem, což nejsou jílové minerály (Brown, 1982).

4.2.4 Korelace mezi kritickou a reziduální pevností

V literatuře je jen málo studií řešících tuto problematiku. Atkinson (1993) tvrdí, že u jílu se hodnota reziduálního úhlu vnitřního tření blíží jedné polovině úhlu vnitřního tření v kritickém stavu, tedy jejich poměr je 0,5. Roháč et al. (2020) jednoduchým porovnáním výsledků 13 vzorků z Českého středohoří za předpokladu lineárního vztahu získali poměr $\varphi'_r / \varphi'_{cr} = 0,53$, s $R^2 = 0,55$ (Obr. 4.13).

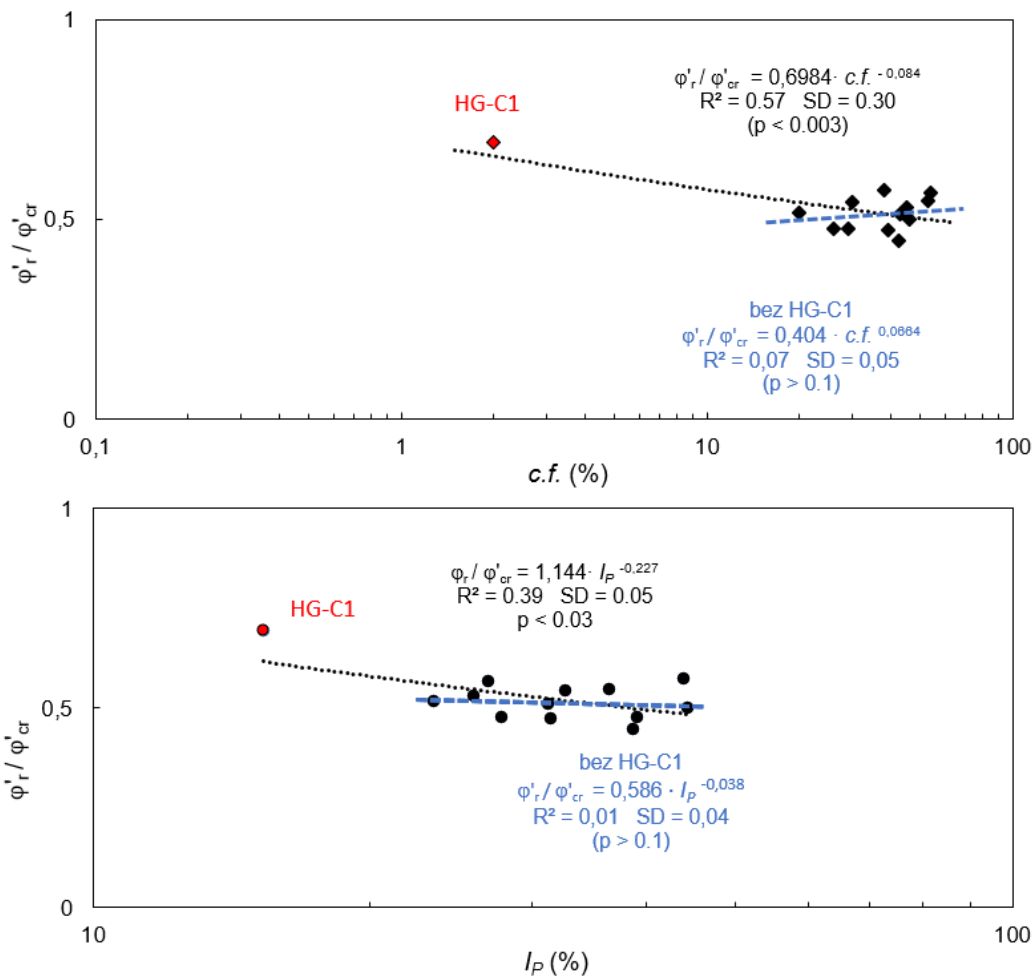


Obr. 4.13 Lineární regrese mezi úhlem vnitřního tření v kritickém stavu φ'_{cr} a reziduálním úhlem vnitřního tření φ'_r



Obr. 4.14 Vztah mezi úhlem vnitřního tření v kritickém a zbytkovém stavu; výsledky zemín z lokality Dobkovičky az literatury upravené dle Mesri a Cepeda – Diaz (1986, zahrnující akční London a Oxford Clay), plnou čarou poměr pevností (ϕ'_r / ϕ'_{cr}) 1, čerchovanou čarou poměr pevností 0,5; graf rozdělen na 3 zóny: zelená – poměr pevností 1 až 0,6, žlutá – poměr pevností 0,6 až 0,4, červená – poměr pevností 0,4 až 0, pro každou zobrazené průměrné hodnoty indexu plasticity a zastoupení jílové frakce vzorků zemín z dat autorů Mesri a Cepeda – Diaz (1986).

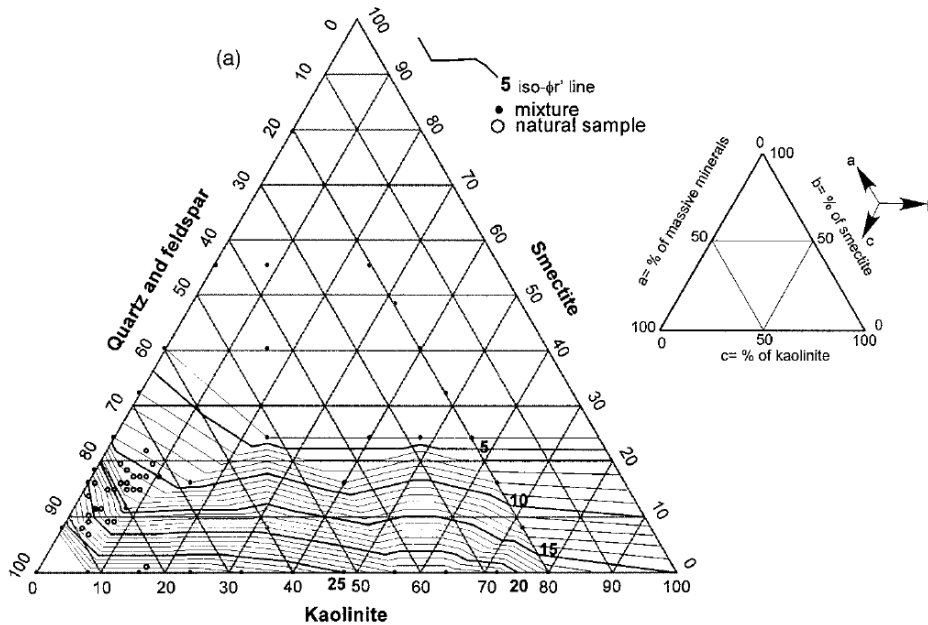
Mesri a Cepeda – Diaz (1986) ukázali pro širokou škálu zemín (písky až čisté minerály Na-montmorillonitu, obr. 4.14) nelineární korelaci. Poměr pevností takto různých zemín může dosahovat hodnot v rozmezí cca 0,2 až 1, a to v závislosti na indexových vlastnostech a procentuální zastoupení jílové frakce. Proto se Roháč et al. (2020) pokusili vyjádřit konkrétní vliv fyzikálních vlastností na poměr pevností. Ze všech studovaných fyzikálních vlastností měli očekávané největší vliv právě index plasticity a procentuální zastoupení jílové frakce (viz obr. 4.15).



Obr. 4.15 Nelineární regrese mezi poměrem pevnostních parametrů: $\varphi'_r / \varphi'_{cr}$ a procentuálním podílem jílové frakce $c.f.$ a indexem plasticity I_p ; ukázaný je vliv odlehlé hodnoty HG-C1, ku každému vztahu je uveden R^2 , SD a p -hodnota

Z jejich výsledků je patrné, že vzhledem k nízkému rozsah indexových vlastností studovaných zemín není závislost v rámci studovaného souboru dat jasně popsitelná a tím v souladu s literaturou. V případě A , w_L a w_p je korelace mezi daty slabá až žádná. Lepší výsledky nabízí zmíněné srovnání s $c.f.$ a I_p . Při obou srovnáních je ale pozorovatelný vliv odlehlé hodnoty HG-C1 na korelace. V prvním případě je vztah mezi $\varphi'_r / \varphi'_{cr}$ s $c.f.$ s hodnotami $R^2 = 0,57$; $SD = 0,3$ a $p < 0,003$. Po odstranění odlehlé hodnoty ze souboru dat není mezi srovnávanými hodnotami téměř žádná korelace ($R^2 = 0,07$; $SD = 0,05$ a $p > 0,1$). Stejně je to i v případě vztahu mezi $\varphi'_r / \varphi'_{cr}$ a I_p , kde s uvažováním odlehlé hodnoty HG-C1 je nějaká korelace ($R^2 = 0,39$; $SD = 0,05$ a $p < 0,03$), zatímco po jejím odstranění ze souboru dat není mezi hodnotami téměř žádný korelační vztah ($R^2 = 0,01$; $SD = 0,04$ a $p > 0,1$). Faktem je, že rozsah indexových vlastností studovaných zemín je v porovnání s možným rozsahem různých zemín malý. To snižuje schopnost korelačních vztahů kalibrovaných na úzkém souboru dat odhadovat požadované parametry. Proto je potřeba studovat a do korelací zahrnout zeminy s širokým rozsahem fyzikálních i pevnostních parametrů. Upřesní se tak interpretace v literatuře málo diskutovaného vztahu mezi pevnostmi zemín.

4.2.5 Korelace s mineralogii



Obr. 4.16 nová korelační metoda s použitím výsledků mineralogického složení zkoumaných zemín (Tiwari a Marui, 2005)

Korelace s mineralogii v sobě ukrývá velmi levnou a podle literatury přesnou metodu odhadu pevnosti zemín.

Tiwari a Marui (2005) ve svém článku navrhli novou metodu korelace mezi pevností zemín a mineralogickým složením. Podle mineralogického složení, resp. podle poměrného zastoupení minerálů (obr. 4.16) lze podle izolinií odhadnout požadovanou pevnost v reziduálním stavu. Tato metoda je nová a málo prozkoumaná.

4.3 SHRNUÍ VÝHOD A NEVÝHOD PROBLEMATIKY PREDIKCE PEVNOSTI ZEMIN

Výhod možností predikce je několik:

- Levný a rychlý předběžný odhad pevnosti zemín
- Rychlá kontrola získaných výsledků z laboratoře
- Metoda získání odhadů pevnosti v případě omezeného množství vzorků nebo financí
- Využití v případě, jestli pevnosti stanoveny byly ale nesprávné či nesprávně
- Pro stanovení fyzikálních vlastností či mineralogie je potřeba jen velmi malé množství vzorku
- Doplnění již existujících korelací o další data a tím jejich zpřesnění
- V neposlední řadě se jedná o v literatuře poměrně málo vysvětlenou problematiku s vysokým publikačním potenciálem

Nevýhody:

- Použití některých rovnic vede až k 100% chybě (např. Xu et al., 2018). Rovnice je potřeba otestovat na známých datech
- Pro kalibraci rovnic je nutnost velice precizních zkoušky mechaniky zemin

4.4 ZÁVĚRY

4.4.1 Stanovení pevnostních a fyzikálních parametrů

Pro rozvoj korelačních vztahů a predikcí pevností včetně jejich implementace do praxe je nutné testovat co největší počet vzorků na co největším počtu různých zemin se širokým rozsahem mechanických vlastností.

Aktivity v rámci dílčího balíčku 3.1.1. jsou proto přímo propojené s aktivitou v dílčím balíčku 3.1.4. V návaznosti na připravovaný vrtný výzkum na vybraných sesuvech v rámci Zadávací dokumentace „Detailní sledování a výzkum vlivů měnicích se podmínek prostředí na vznik, aktivitu a prostorové rozšíření vybraných typů svahových pohybů v různých geologických oblastech napříč celou Českou republikou“ budou na vybraných lokalitách odebrány z jádrových vrtů neporušené a porušené vzorky hornin a zemin k dalším laboratorním účelům. Celkem je plánováno 13 v různých geologických poměrech. Typologicky se jedná o křídové slínovce, permské jílovce, tercierní tufy a flyšové horniny. Účelem laboratorních zkoušek provedených v rámci průzkumných prací (viz zadávací dokumentace ČGS) bude mimo jiné získání klasifikačních charakteristik.

Další vzorky hornin a zemin jsou průběžně odebrány z probíhajících průzkumů, popř. stavebních realizací, které probíhají v režii Ředitelství silnic a dálnic (ŘSD) popř. Správy železnic (SŽ). Jmenovat lze např. akci „přeložka silnice I/13 D8 Knínice – Děčín, realizační dokumentace účelového hydrogeologického a inženýrskogeologického průzkumu“.

Výše zmíněnými postupy bude zaručen dostatek vhodného materiálu pro následné výzkumy v této části projektu.

4.4.1 Otestování již existujících a také nových možností predikce zemin na reálných geotechnických úlohách

Otestování již existujících a také nových možností predikce zemin na reálných geotechnických úlohách a objasnění v literatuře málo diskutovaný problém propojení teoretických korelací s odhadu pevností v praxi je dle dalších cílů v tomto dílčím tématu.

V návaznosti na předchozí bod je v plánu použití různých metod odhadu pevnosti zemin pro reálné geotechnické úlohy. V literatuře se objevují v naprosté většině studie řešící pouze teoretickou stránku korelačních rovnic, bez jejich praktického využití pro dané sesuvní lokality. To je ovšem podstatou vývoje takovýchto vztahů – jejich použití jako užitečného nástroje pro odhad kritické nebo reziduální pevnosti při hodnocení sesuvného rizika. To bude uděláno zejména na vybraných sesuvných lokalitách (bod 1). Soulad, či nesoulad získaných výsledků bude vyhodnocen pomocí numerického modelování. Dobrou cestou kontroly takovéto studie je právě stanovení mobilizované pevnosti zpětnou analýzou, např. metodou mezní rovnováhy. Výsledné odhady pevností budou taky porovnány s výsledky laboratorně stanovených výsledků pevnostních parametrů.

Odebrané vzorky zemin z vrtů v studovaných lokalitách budou podrobeny laboratornímu testování za účelem stanovení jejich pevnostních parametrů, zejména kritických a reziduálních úhlů vnitřního tření, dále budou podrobeny stanovení jejich fyzikálních vlastností – atterbergových mezí a křivek zrnitosti a dále budou podrobeny XRD difrakci za účelem stanovení jejich mineralogického složení. Mineralogie je v geotechnických průzkumech velice často nestanovovanou charakteristikou geomateriálů. Její znalost může být ale pro odhad pevnosti velice užitečnou pomůckou. Některé studie (Tiwari a Marui, 2005) ji považují za ten nejvhodnější parametr pro odhad pevnosti zemin. Význam stanovení atterbergových mezí je hlavně pro výpočet indexu plasticity jako nejlepšího prediktoru pro odhad pevnosti z fyzikálních vlastností zemin (Roháč et al., 2020). Kromě indexu plasticity – rozdílu meze tekutosti a meze plasticity je podle literatury (De a Furdas, 1973) dobrým vstupním parametrem do korelačních rovnic i jejich poměr – poměr vlhkosti na mezi plasticity a vlhkosti na mezi tekutosti.

Vzhledem na variabilitu zemin je ale možné očekávat, že výsledky korelačních rovnic poskytnou jen výsledek v jistém rozsahu hodnot. Důležité a v literatuře doposud nestudované je ale stanovit rozsahy těchto hodnot – hranice, kde se můžou výsledné pevnosti (úhly vnitřního tření) vzhledem ke konkrétnímu prediktoru (např. indexu plasticity nebo poměru meze plasticity a meze tekutosti) vyskytovat. To by pomohlo objasnit a lépe pochopit použitelnost či nepoužitelnost odhadů pevnosti na základě fyzikálních vlastností zemin či jejich mineralogie.

5/ Závěry a doporučení

Analýza dosavadních znalostí o úrovni obecných kritérií, majících vliv na vznik svahových nestabilit SN zhodnotila 3 okruhy metod s potenciálem dalšího rozvoje při výzkumu svahových deformací v ČR. Jednalo se tedy o metody dálkového průzkumu Země (DPZ), geofyzikální metody (GF) a metody mechaniky zemin. Pro každý okruh metod byla provedena podrobná rešerše shrnující současné možnosti využití dílčích metod pro identifikaci, analýzu a dlouhodobé sledování svahových procesů. Analýza zjištěných poznatků vedla k formulování těchto závěrů a doporučení aktivit, které budou v rámci dílčího balíčku 3.1.1 dále po dobu projektu rozvíjeny.

5.1 DÁLKOVÝ PRŮZKUM ZEMĚ (DPZ)

Rešerše metod DPZ a jejich aplikace při výzkumu svahových deformací ukázala na výrazná specifika území ČR, která do značné míry omezují možnosti jejich využití. Jedná se zejména o přítomnost vzrostlého vegetačního krytu na většině území postiženého svahovými pohyby. Tyto podmínky jsou typické pro klimatické a geomorfologické poměry střední Evropy. Mezi analyzované metody DPZ patří využití družicových dat, letecké a UAV snímkování a globální polohové systémy, které využívají různé typy senzorů.

V další etapě tohoto dílčího balíčku budou rozvíjeny zejména následující metody:

Optická data – tato data je možné pořizovat na širokém spektru nosičů umožňujícím přizpůsobovat se požadovanému měřítku a frekvenci snímání. Využití optických dat umožňuje získávat informace o základní geometrii sesuvných těles a v případě multi- a hyperspektrálních snímků i změnách vlhkosti.

Termální data – pořízení termálních dat je rovněž flexibilní z hlediska umístění senzoru (ruční, UAV i letecký). Data poskytují informace o rozložení vlhkostních poměrů na dané lokalitě, což je jeden z nejdůležitějších parametrů, ovlivňujících vznik svahových deformací a zároveň je v souladu s náplní balíčku 3.1.5. tohoto projektu.

Radarová data – využití radarových dat může za určitých podmínek a konfigurace měření vyhnout se výše zmíněným limitům využití DPZ v ČR (vegetace). Radarová interferometrie umožňuje velmi přesný monitoring vertikálních pohybů (mm) v případě existence časové řady snímků.

LiDAR – na rozdíl o výše uvedených metod umožňuje letecký LiDAR detailní poznání morfologie sesuvných těles i přes přítomnost vegetačního pokryvu, což výrazně zpřesní hranice svahových deformací, které budou inventarizovány v rámci balíčku 3.1.3.

GNSS – data s globálních polohových systémů lze využít k monitoringu svahových deformací v řádu od jednotek mm.

5.2 GEOFYZIKA

Geofyzikální metody jsou v současné době v geovědách široce využívány a mají mnoho aplikací. Při výzkumu svahových deformací mají nezastupitelnou roli, neboť umožňují neinvazivním způsobem zjišťovat poměry v těle sesuvu pod povrchem, což jiné metody nedovolují. Rešerší geofyzikálních metod a jejich aplikací při výzkumu svahových deformací byly identifikovány nejvhodnější metody, které budou dále využívány a rozvíjeny v rámci tohoto projektu.

- V další etapě tohoto dílčího balíčku budou rozvíjeny zejména následující metody:
- **Mělká refrakční seismika (MRS)** – metoda zjišťuje rozložení rychlostí šíření seismických vln v horninovém prostředí, což umožňuje relativně přesnou detekci rozhraní mezi litologickými bloky, průběh smykové plochy svahových deformací, popř. tektonických linií. Inovativně lze studovat iniciální fáze vzniku svahových deformací např. pomocí anizotropie seismických rychlostí. Tyto informace jsou nezbytné pro vymezení rozsahu a mocnosti pro následné geotechnické úlohy.
 - **Elektrická odporová tomografie (ERT)** – Univerzální geofyzikální metoda s flexibilní geometrickou konfigurací (2D a 3D) umožňuje pomocí zjišťování rozložení měrných odporů v podloží identifikaci smykové plochy, dílčích sesuvných těles a vnitřní stavby svahových deformací. Tyto informace jsou opět nezbytné pro další analýzy a geotechnické úlohy.
 - **Georadar (GPR)** – Metoda je citlivá na přítomnost vlhkosti v podloží a umožňuje její detekci. V případě mělkých akumulací sesuvů bez vyššího obsahu jemnozrnných částic (jíly, hlinito-jílovité zeminy), které způsobují rapidní útlum EM signálu, lze pomocí georadaru rovněž stanovit mocnost a někdy i vnitřní strukturu mělkých akumulací. Pomocí georadaru lze rovněž vyhledávat diskontinuity ve skalním masivu.
 - **Konduktometrie (DEMP)** – Výhodou metody je rychlé měření měrné elektrické vodivosti/měrného odporu prostředí bez nutnosti vodivého kontaktu s podložím. Tento typ měření představuje velmi účinný nástroj pro potřeby plošného mapování mělkých podpovrchových struktur, litologických rozhraní či detekci puklin, potenciálních kaveren, či zvodnělých zón v přípovrchové vrstvě svahové deformace. Geofyzikální metody jsou v současné době v geovědách široce využívané a mají mnoho aplikací.

5.3 MECHANIKA ZEMIN

Moderní mechanika zemin má nezastupitelné místo v hledání základních kritérií při vzniku sesuvů. Především správný výběr smykové pevnosti zemin a její způsob stanovení je nezbytný pro úspěšné studium sesuvných událostí a rovněž pro bezpečnost každé geotechnické konstrukce. Použití nesprávné smykové pevnosti do stabilitních výpočtů vede ke kolapsům svahů, často s extrémními společenskými následky.

V rámci projektu se v této části budeme zabývat především možnostmi **predikce pevností a jejími korelacemi**. Vzhledem k faktu, že kritická a reziduální pevnost (tj. pevnosti využívané v sesuvných oblastech) jsou materiálové charakteristiky, lze je odhadovat = korelovat mezi sebou anebo s jinými materiálovými parametry zeminy.

Rozvíjené budou především korelace:

- Korelace na bázi indexu plasticity
- Korelace na bázi poměru Atterbergových mezí
- Korelace na bázi procentuálního podílu jílové frakce
- Korelace na bázi poměru reziduální a kritické pevnosti
- Korelace na bázi mineralogie

Podstatou výzkumu v mechanice zemin tak bude použití korelací jako užitečného nástroje pro odhad kritické nebo reziduální pevnosti při hodnocení sesuvného rizika. Aktivita je úzce spjata s pracemi v balíčku 3.1.4, v rámci nichž budou odebrány vzorky zemin do komerčních laboratoří. Právě případná rozdílnost výsledků různých laboratoří může ovlivnit výsledné tvary korelací. Proto bude taky kvalifikována přesnost výsledků různých komerčních laboratoří, kterých výsledky budou také porovnány s výsledkami z laboratoře mechaniky zemin Univerzity Karlo-

vy. Také bude studována rozdílnost výsledků stejného pevnostního parametru stanoveného prostřednictvím různých laboratorních metod (např. stanovení kritické pevnosti translační krabicovou zkouškou vs. triaxiální zkouškou). Bude spřesněna a jasne vysvětlena metodika stanovení pevnostních parametrů a budou navrhnuty doporučené způsoby stanovování těchto zásadních parametrů.

5.4 KORELACE STANDARDNÍCH A INOVATIVNÍCH METOD

Ačkoli řešerše výše uvedených skupin inovativních metod ukázala, že celá řada z nich se již při výzkumu svahových deformací využívá, domníváme se, že existuje prostor pro jejich dílčí vylepšení a nalezení nových kombinací v aplikovaném výzkumu svahových deformací.

Navržená vylepšení a inovace bude třeba vyhodnotit a ověřit jejich využitelnost pomocí porovnání s výstupy získanými standardními, dlouhodobým využíváním ověřenými, metodami. K tomuto účelu je možné využít přesné inklinometrie, měření h.p.v. nebo geodetických měření, která jsou souběžně realizována v rámci balíčku 3.1.4.

Závěry a doporučení z této Analýzy budou aplikovány a rozvíjeny v rámci vlastního výzkumu v následující fázi projektu, a to na vybraných lokalitách svahových deformací. Pro sběr, přenos a ukládání získaných dat budou přednostně rozvíjeny přístupy pomocí IoT (internet věcí).

Doba řešení této části projektu je 07/2021 až 11/2026.

LITERATURA

V kapitole literatury jsou citovány veškeré dostupné publikace, které lze v dané problematice využít. Na základě těchto článků také bude dále téma 3.1.1. rozvíjeno.

- Agisoft (2021): Agisoft Metashape User Manual: Professional Edition, Version 1.7. Available at: https://www.agisoft.com/pdf/metashape-pro_1_7_en.pdf.
- Allasia, P. – Baldo, M. – Giordan, D. – Godone, D. – Wrzesniak, A. – Lollino, G. (2019): Near real time monitoring systems and periodic surveys using a multi sensors UAV: The case of Ponzano landslide. In IAEG/AEG Annual Meeting Proceedings, San Francisco, California, 2018 – Volume 1 (pp. 303–310). Springer, Cham.
- Amato, G. – Eisank, C. – Albrecht, F. (2017, April): A simple and unsupervised semi-automatic workflow to detect shallow landslides in Alpine areas based on VHR remote sensing data. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 942).
- Ambrosi, C. – Crosta, G.B. (2006): Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. Eng. Geol. 83, 183–200.
- Aminikhangahi, S. – Cook, D. (2017): A Survey of Methods for Time Series Change Point Detection. Knowledge and Information Systems. 51. 10.1007/s10115-016-0987.
- Andrade, F. C. M. – Fischer, T. (2018): Generalised relative and cumulative response functions for electromagnetic induction conductivity meters operating at low induction numbers. Geophys. Prospect. 66(3), 595–602.
- Annan, A. P. (2009): Electromagnetic Principles of Ground Penetrating Radar, p. 3–40 (Chapter 1). In Jol., H.M. (ed.): Ground Penetrating Radar Theory and Applications. Amsterdam: Elsevier, 2009, 544 p. ISBN: 978-0-444-53348-7.
- Ardizzone, F. – Fiorucci, F. – Santangelo, M. – Cardinali, M. – Mondini, A. C. – Rossi, M. – Guzzetti, F. (2013): Very-high resolution stereoscopic satellite images for landslide mapping. In Landslide science and practice (pp. 95–101). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Atkinson, J. H. (1993): An introduction to the mechanics of soils and foundations: through critical state soil mechanics. McGraw-Hill Book Company (UK) Ltd.
- Balek, J. – Blahůt, J. (2017): A critical evaluation of the use of an inexpensive camera mounted on a recreational unmanned aerial vehicle as a tool for landslide research. Landslides 14, 1217–1224. <https://doi.org/10.1007/s10346-016-0782-7>.
- Bamler, R. – Eineder, M. (2005): Accuracy of differential shift estimation by correlation and split-bandwidth interferometry for wideband and delta-k SAR systems. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 2(2), 151–155.
- Bardi, F. – Raspini, F. – Ciampalini, A. – Kristensen, L. – Rouyet, L. – Lauknes, T. R. – Casagli, N. (2016): Space-borne and ground-based InSAR data integration: the Åknes test site. Remote Sensing, 8(3), 237.
- Barra, A. – Monserrat, O. – Mazzanti, P. – Esposito, C. – Crossetto, M. – Scarascia Mugnozza, G. (2016): First insights on the potential of Sentinel-1 for landslides detection. Geomatics, Natural Hazards and Risk, 7(6), 1874–1883.
- Berardino, P. – Fornaro, G. – Lanari, R. – Sansosti, E. (2002): A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, 40(11), 2375–2383.
- Bermejo, L. – Ortega, A.I. – Guérind, R. – Benito-Calvo, A. – Pérez-González, A. – Parés, J.M. – Aracil, E. – Bermúdez de Castro, J.M. – Carbonell, E. (2016): 2D and 3D ERT imaging for identifying karst morphologies in the archaeological sites of Gran Dolina and Galería Complex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain), Quaternary International, Vol. 433, Part A, 393–401.
- Berthling, I. – Melvold, K. (2008): Ground-penetrating radar. In: Hauck, C. – Kneisel, C. (Eds.): Applied Geophysics in Periglacial Environments. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 81–97.

- Beutler, G. – Moore, A.W. – Mueller, I.I. (2009): The international global navigation satellite systems service (IGS): development and achievements. *J. Geod.* 83, 297–307. <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0268-z>.
- Bisnath, S. – Gao, Y. (2009): Precise point positioning: a powerful technique with a promising future. *GPS World*, 20(4), 43.
- Bláha, P. (1997): Inženýrská geofyzika svahových deformací v hornické a stavební geotechnice, doktorská disertační práce, VŠB, Ostrava, s. 1–241.
- Bláha, P. (2017): Geofyzika a svahové deformace. Brno. ISBN isbn978-80-270-2501-5.
- Blondeau, F. – Josseaume, H. (1976): Mesure de la résistance au cisaillement résiduelle en laboratoire. *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées*, 65, 90–106.
- Borghuis, A. M. – Chang, K. – Lee, H. Y. (2007): Comparison between automated and manual mapping of typhoon-triggered landslides from SPOT-5 imagery. *Int. J. Remote Sens.*, 28(8), 1843–1856.
- Bovenga, F. – Wasowski, J. – Nitti, D. O. – Nutricato, R. – Chiaradia, M. T. (2012): Using COSMO/SkyMed X-band and ENVISAT C-band SAR interferometry for landslides analysis. *Remote Sensing of Environment*, 119, 272–285.
- Brooker, E. W. – Ireland, H. O. (1965): Earth pressures at rest related to stress history. *Canad. geotechn. J.* 2(1): 1–15.
- Brooker, E. W., Peck, R. B. (1993): Rational design treatment of slides in overconsolidated clays and clay shales. *Canad. geotechn. J.*, 30(3), 526–544.
- Brown, G. (1982): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification (Vol. 5). The Mineralogical Society of Great Britain and Ireland.
- Bruno, F. – Martillier, F. (2000): Test of High-Resolution Seismic Reflection and other Geophysical Techniques on the Boup Landslide in The Swiss Alps. *Surv. Geophys.* 21, 335–350.
- Burland, J. B. (1990): On the compressibility and shear strength of natural clays. *Géotechnique* 40: 329–378. doi: 10.1680/geot.1990.40.3.329
- Campbell, S. – Affleck, R.T. – Sinclair, S. (2018): Ground-penetrating radar studies of permafrost, periglacial, and near-surface geology at McMurdo Station, Antarctica. *Cold Regions Science and Technology* 148, 38–49.
- Canty, M. J. (2014): Image analysis, classification and change detection in remote sensing: with algorithms for ENVI/IDL and Python. Crc Press.
- Cao, W. – Tong, X. H. – Liu, S. C. – Wang, D. (2016): LANDSLIDES EXTRACTION FROM DIVERSE REMOTE SENSING DATA SOURCES USING SEMANTIC REASONING SCHEME. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*, 41.
- Capilla, M. R. – Berné, J. L. – Martín, A. – Rodrigo, R. (2016): Simulation case study of deformations and landslides using real-time GNSS precise point positioning technique, *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 7:6, 1856–1873, DOI: 10.1080/19475705.2015.1137243.
- Caporossi, P. – Mazzanti, P. – Bozzano, F. (2018): Digital image correlation (DIC) analysis of the 3 December 2013 Montescaglioso landslide (Basilicata, southern Italy): results from a multi-dataset investigation. *ISPRS Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, 7(9), 372.
- Carbonel, D. – Gutiérrez, F. – Linares, R. – Roqué, C. – McCalpin, J. – Guerrero, J. – Rodríguez, V. (2013): Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of the Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain). *Geomorphology* 189 (2013) 93–108.
- Carlà, T. – Intrieri, E. – Raspini, F. – Bardi, F. – Farina, P. – Ferretti, A. – Casagli, N. (2019): Perspectives on the prediction of catastrophic slope failures from satellite InSAR. *Scientific reports*, 9(1), 1–9.
- Carlini, M. – Chelli, A. – Vescovi, P. – Artoni, A. – Clemenzi, L. – Tellini, C. – Torelli, L. (2016): Tectonic control on the development and distribution of large landslides in the Northern Apennines (Italy). *Geomorphology* 253, 425–437.

- Casagli, N. – Cigna, F. – Bianchini, S. – Hölbling, D. – Füreder, P. – Righini, G. – Bianchi, M. (2016): Landslide mapping and monitoring by using radar and optical remote sensing: Examples from the EC-FP7 project SAFER. *Remote sensing applications: society and environment*, 4, 92–108.
- Casagli, N. – Frodella, W. – Morelli, S. – Tofani, V. – Ciampalini, A. – Intrieri, E. – Lu, P. (2017): Spaceborne, UAV and ground-based remote sensing techniques for landslide mapping, monitoring and early warning. *Geoenvironmental Disasters*, 4(1), 1–23.
- Cassidy, N. J. (2009a): Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids, p. 41–72 (Chapter 2). In Jol., H.M. (ed.): *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Amsterdam: Elsevier, 2009, 544 p. ISBN: 978-0-444-53348-7.
- Cassidy, N. J. (2009b): Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis, p. 141–176 (Chapter 5). In Jol., H.M. (ed.): *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Amsterdam: Elsevier, 2009, 544 p. ISBN: 978-0-444-53348-7.
- Cignetti, M. – Godone, D. – Wrzesniak, A. – Giordan, D. (2019): Structure from motion multisource application for landslide characterization and monitoring: the Champlas du Col case study, Sestriere, North-Western Italy. *Sensors*, 19(10), 2364.
- Cledat, E. – Jospin, L.V. – Cucci, D. A. – Skaloud, J. (2020): Mapping quality prediction for RTK/PPK-equipped micro-drones operating in complex natural environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 167, 24–38. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2020.05.015>.
- CloudCompare (2021): CloudCompareVersion 2.6.1 User manual. Available www.cloudcompare.org/doc/qCC/CloudCompare%20v2.6.1%20-%20User%20manual.pdf.
- Cloude, S. R. – Pottier, E. (1996): A review of target decomposition theorems in radar polarimetry. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 34(2), 498–518.
- Colesanti, C. – Wasowski, J. (2006): Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry. *Engineering geology*, 88(3–4), 173–199.
- Crippen, R. E. – Blom, R. G. (1991): Measurement of subresolution terrain displacements using SPOT panchromatic imagery.
- Crosetto, M. – Monserrat, O. – Cuevas-González, M. – Devanthery, N. – Crippa, B. (2016): Persistent scatterer interferometry: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, 78–89.
- Crosetto, M. – Monserrat, O. – Iglesias, R. – Crippa, B. (2010): Persistent scatterer interferometry. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 76(9), 1061–1069.
- Cruden, D. M. – Varnes, D. J. (1996): Landslide types and processes., In *Landslides: investigation and mitigation.*, Edited by A. K. Turner and R. L. Schuster. Transportation Research Board, Special Report 247, pp. 36–75.
- Čejka, P. (2008): Barevná ortofotomapa jako jeden z nástrojů použitelných při revizi katastrálního operátu. MS, bakalářská práce, Fakulta aplikovaných věd, ZČU Plzeň, 59 s.
- Dach, R. – Hugentobler, U. – Fridez, P. – Meindl, M. (2007): “Bernese GPS Software Version 5.0.” Astronomical Institute, University of Bern, Switzerland.
- Dave, C. P. – Joshi, R. – Srivastava, S. S. (2015): A survey on geometric correction of satellite imagery. *International Journal of Computer Applications*, 116 (12).
- Davis, J.L. – Annan, A.P. (1989): Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Prospect.* 37, 531–551.
- de Macedo, K. A. – Scheiber, R. (2005): Precise topography-and aperture-dependent motion compensation for airborne SAR. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2(2), 172–176.
- De, P. K. – Furdas, B. (1973): Discussion – Correlation between Atterberg plasticity limits and residual shear strength of natural soils, *Géotechnique*, Vol. 23, Issue 4, 1973, pp. 600–601.
- Delacourt, C. – Raucoules, D. – Le Mouélic, S. – Carnec, C. – Feurer, D. – Allemand, P. – Cruchet, M. (2009): Observation of a large landslide on La Reunion Island using differential SAR interferometry (JERS and Radarsat) and correlation of optical (Spot5 and Aerial) images. *Sensors*, 9(1), 616–630.

- Delbridge, B. G. – Bürgmann, R. – Fielding, E. – Hensley, S. – Schulz, W. H. (2016): Three-dimensional surface deformation derived from airborne interferometric UAVSAR: Application to the Slumgullion Landslide. *J. geophys. Res., Solid Earth*, 121(5), 3951–3977.
- Dellow, S. – Massey, C. I. – McColl, S. T. – Townsend, D. B. – Villeneuve, M. (2017): Landslides Caused by the 14 November 2016 Kaikoura Earthquake, South Island, New Zealand. In *Proceedings 20th NZGS Geotechnical Symposium*.
- Dewitte, O. – Jasselette, J. C. – Cornet, Y. – Van Den Eeckhaut, M. – Collignon, A. – Poesen, J. – Demoulin, A. (2008): Tracking landslide displacements by multi-temporal DTMs: A combined aerial stereophotogrammetric and LIDAR approach in western Belgium. *Engineering Geology*, 99(1–2), 11–22.
- Di Maggio, C. – Madonia, G. – Vattano, M. (2014): Deep-seated gravitational slope deformations in western Sicily: controlling factors, triggering mechanisms, and morpho-evolutionary models. *Geomorphology* 208, 173–189.
- Di Maio, C. – Scaringi, G. – Vassallo, R. (2015): Residual strength and creep behaviour on the slip surface of specimens of a landslide in marine origin clay shales: influence of pore fluid composition. *Landslides* 12:657–667. doi: 10.1007/s10346-014-0511-z.
- Dille, A. – Kervyn, F. – Handwerger, A. L. – d'Oreye, N. – Derauw, D. – Bibentyo, T. M. – Dewitte, O. (2021): When image correlation is needed: Unravelling the complex dynamics of a slow-moving landslide in the tropics with dense radar and optical time series. *Remote Sensing of Environment*, 258, 112402.
- Ding, C. – Feng, G. – Liao, M. – Tao, P. – Zhang, L. – Xu, Q. (2021): Displacement history and potential triggering factors of Baige landslides, China revealed by optical imagery time series. *Remote Sensing of Environment*, 254, 112253.
- DJI (2021): Tvoříme 3D model, od historie až po DJI Terra: Díl 1. <https://www.djitelink.cz/cs/Novinky-clanky/workshop/tvorime-3d-model-od-historie-az-po-dji-terra-dil-1>.
- Dobinski, W. – Zogala, B. – Wzietek, K. – Litwin, L. (2008): Results of geophysical surveys on Kasprowy Wierch, the Tatra Mountains, Poland. In: Hauck, C. – Kneisel, C. (Eds.): *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press, Cambridge, pp.126–136.
- Eid, H. T. – Rabie, K. H. – Wijewickreme, D. (2016): Drained residual shear strength at effective normal stresses relevant to soil slope stability analyses. *Engineering Geology*, 204, 94–107.
- Evans, R. L. – Law, L. K. – Louis, B. St. – Cheesman, S. (2000): Buried paleo-channels on the New Jersey continental margin: channel porosity structures from electromagnetic surveying. *Marine Geology* 170 (3–4), 381–394.
- Everett, M. E. (2013): *Near-surface applied geophysics*. ISBN 978-1-107-01877-8.
- Fallourd, R. – Harant, O. – Trouvé, E. – Nicolas, J. M. – Gay, M. – Walpersdorf, A. – Bolon, P. (2011): Monitoring temperate glacier displacement by multi-temporal TerraSAR-X images and continuous GPS measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4(2), 372–386.
- Fan, J. R. – Zhang, X. Y. – Su, F. H. – Ge, Y. G. – Tarolli, P. – Yang, Z. Y. – Zeng, Z. (2017): Geometrical feature analysis and disaster assessment of the Xinmo landslide based on remote sensing data. *Journal of Mountain Science*, 14(9), 1677–1688.
- Fan, X. – Scaringi, G. – Xu, Q. – Zhan, W. – Dai, L. – Li, Y. – Huang, R. (2018): Coseismic landslides triggered by the 8th August 2017 M_s 7.0 Jiuzhaigou earthquake (Sichuan, China): factors controlling their spatial distribution and implications for the seismogenic blind fault identification. *Landslides*, 15(5), 967–983.
- Fárová, K. – Jelének, J. – Kopačková-Strnadová, V. – Kycl, P. (2019): Comparing DInSAR and PSI techniques employed to Sentinel-1 data to monitor highway stability: A case study of a massive Dobkovičky landslide, Czech Republic. *Remote Sensing*, 11(22), 2670.
- Ferrario, M. F. (2019): Landslides triggered by multiple earthquakes: insights from the 2018 Lombok (Indonesia) events. *Natural Hazards*, 98(2), 575–592.

- Ferretti, A. – Fumagalli, A. – Novali, F. – Prati, C. – Rocca, F. – Rucci, A. (2011): A new algorithm for processing interferometric data-stacks: SqueeSAR. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 49(9), 3460–3470.
- Ferretti, A. – Prati, C. – Rocca, F. (1999). Multibaseline InSAR DEM reconstruction: The wavelet approach. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 37(2), 705–715.
- Ferretti, A. – Prati, C. – Rocca, F. (2001): Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 39(1), 8–20.
- Ferretti, A. – Fumagalli, A. – Novali, F. – Prati, C. – Rocca, F. – Rucci, A. (2011). A new algorithm for processing interferometric data-stacks: SqueeSAR. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 49(9), 3460–3470.
- Fialko, Y. (2004): Evidence of fluid-filled upper crust from observations of postseismic deformation due to the 1992 Mw7.3 Landers earthquake. *J. geophys. Res.: Solid Earth*, 109(B8).
- Fiorucci, F. – Ardizzone, F. – Mondini, A. C. – Viero, A. – Guzzetti, F. (2019): Visual interpretation of stereoscopic NDVI satellite images to map rainfall-induced landslides. *Landslides*, 16(1), 165–174.
- Frey, O. – Werner, C. L. – Coscione, R. (2019, July): Car-borne and UAV-borne mobile mapping of surface displacements with a compact repeat-pass interferometric SAR system at L-band. In *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 274–277). IEEE.
- Frodella, W. – Gigli, G. – Morelli, S. – Lombardi, L. – Casagli, N. (2017): Landslide mapping and characterization through infrared thermography (IRT): suggestions for a methodological approach from some case studies. *Remote Sensing*, 9(12), 1281.
- Froude, M. J. – Petley, D. N. (2018): Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(8), 2161–2181.
- Fruneau, B. – Achache, J. – Delacourt, C. (1996): Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry. *Tectonophysics*, 265(3–4), 181–190.
- Gabriel, G. – Kirsch, R. – Simon, B. – Wiederhold, H. (2003): Geophysical investigation of buried Pleistocene subglacial valleys in Northern Germany. *Journal of Applied Geophysics* 53, 159–180.
- Gao, B. C. – Montes, M. J. – Davis, C. O. – Goetz, A. F. (2009): Atmospheric correction algorithms for hyperspectral remote sensing data of land and ocean. *Remote sensing of environment*, 113, S17–S24.
- García-Davalillo, J. C. – Herrera, G. – Notti, D. – Strozzi, T. – Álvarez-Fernández, I. (2014): DInSAR analysis of ALOS PALSAR images for the assessment of very slow landslides: the Tena Valley case study. *Landslides*, 11(2), 225–246.
- Giordan, D. – Manconi, A. – Tannant, D. D. – Allasia, P. (2015, July): UAV: Low-cost remote sensing for high-resolution investigation of landslides. In *2015 IEEE international geoscience and remote sensing symposium (IGARSS)* (pp. 5344–5347). IEEE.
- Godone, D. – Allasia, P. – Borrelli, L. – Gullà, G. (2020): UAV and Structure from Motion Approach to Monitor the Maierato Landslide Evolution. *Remote Sensing*, 12(6), 1039.
- Gorsevski, P. V. – Brown, M. K. – Panter, K. – Onasch, C. M. – Simic, A. – Snyder, J. (2016): Landslide detection and susceptibility mapping using LiDAR and an artificial neural network approach: a case study in the Cuyahoga Valley National Park, Ohio. *Landslides*, 13(3), 467–484.
- Griffiths, D. H. – Barker, R.D. (1993): Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics* 29, 211–226.
- Grohmann, C. H. – Viana, C. D. – Garcia, G. P. B. – Albuquerque, R.W. – Barale, F. – Ferretti, F. A. (2019): Semi-automatic UAV-based SFM survey of vertical surfaces. *XIX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento RemotoAt: Santos-SP, Brazil*, 1–5.
- Gruszczyńska, M. – Klos, A. – Rosat, S. – Bogusz, J. (2017): Deriving common seasonal signals in GPS position time series: by using multichannel singular spectrum analysis. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 14. 267–278. 10.13168/AGG.2017.0010.
- Gutiérrez, F. – Linares, R. – Roqué, C. – Zarroca, M. – Rosell, J. – Galve, J. P. – Carbonell, D. (2012): Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees). *Lit. Theol.* 4, 331–353.

- Guzzetti, F. – Mondini, A. C. – Cardinali, M. – Fiorucci, F. – Santangelo, M. – Chang, K. T. (2012): Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112(1–2), 42–66.
- Hackl, M. – Malservisi, R. – Hugentobler, U. – Wonnacott, R. (2011): Estimation of velocity uncertainties from GPS time series: Examples from the analysis of the South African TrigNet network. *J. geophys. Res. (Solid Earth)*. 116. 11404-. 10.1029/2010JB008142.
- Haefeli, R. (1951): Investigation and measurement of the shear strength of saturated cohesive soils. *Geotechnique*, Vol. 2, No. 3, 186–207.
- Handwerger, A. L. – Fielding, E. J. – Huang, M. H. – Bennett, G. L. – Liang, C. – Schulz, W. H. (2019): Widespread initiation, reactivation, and acceleration of landslides in the northern California Coast Ranges due to extreme rainfall. *J. geophys. Res. arch: Earth Surface*, 124(7), 1782–1797.
- Hann, R. – Altstädter, B. – Betlem, P. – Deja, K – Dragańska-Deja, K. – Ewertowski, M. – Hartvich, F. – Jonassen, M. – Lampert, A. – Laska, M. – Sobota, I. – Stolvold, R. – Tomczyk, A. – Wojtysiak, K. – Zagórski, P. (2021): Scientific Applications of Unmanned Vehicles in Svalbard. In: Moreno-Ibáñez et al (eds): SESS report 2020, Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System, Longyearbyen, pp. 78–103. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4293283>.
- Hanssen, R. F. (2001): Radar interferometry: data interpretation and error analysis (Vol. 2). Springer Science & Business Media.
- Hao, J. – Wu, T. – Wu, X. – Hu, G. – Zou, D. – Zhu, X. – Ma, W. (2019): Investigation of a small landslide in the Qinghai-Tibet Plateau by InSAR and absolute deformation model. *Remote Sensing*, 11(18), 2126.
- Haque, U. – Blum, P. – Da Silva, P. F. – Andersen, P. – Pilz, J. – Chalov, S. R. – Keellings, D. (2016): Fatal landslides in Europe. *Landslides*, 13(6), 1545–1554.
- Hartvich, F. – Blahut, J. – Stemberk, J. (2017): Rock avalanche and rock glacier: A compound landform study from Hornsund, Svalbard. *Geomorphology*, Vol. 276, p. 244–256
- Hartvich, F. – Tábořík, P. – Klimeš, J. – Balek, J. – Racek, O. – Stemberk, J. (in prep.): Detailed 3D reconstruction of a sedimentary structure predisposing landslide activity.
- Hartvich, F. – Valenta, J. (2011): The identification of faults using morphostructural and geophysical methods: a case study from Strašín cave site. *Acta Geodyn. Geomater.* 8 (164), 425–441.
- Hartvich F. – Valenta, J. (2013): Tracing an intra-montane fault: an interdisciplinary approach. *Surveys in Geophysics*, Volume 34, Issue 3: 317–347
- Hauck, C. – Guglielmin, M. – Isaksen, K. – Vonder Mühl, D. (200): 1. Applicability of frequency-domain and time-domain electromagnetic methods for mountain permafrost studies. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 39–52.
- Hauck, C. – Vonder Mühl, D. (2003): Inversion and Interpretation of Two-dimensional Geoelectrical Measurements for Detecting Permafrost in Mountainous Regions. *Permafrost and Periglacial Processes* 14, 305–318.
- Hauschild, A. (2015): Broadcast versus Precise Ephemerides: a Multi-GNSS Perspective. *GPS Solutions*. 19.
- Head, K. H. (1998): Manual of soil laboratory testing. Volume 3: effective stress tests (No. Ed. 2). John Wiley & Sons.
- Hensley, S. – Chapin, E. – Freedman, A. – Le, C. – Madsen, S. – Michel, T. – Wheeler, K. (2001, July): First P-band results using the GeoSAR mapping system. In IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Cat. No. 01CH37217) (Vol. 1, pp. 126–128). IEEE.
- Hèroux, P. et al. (2004): Products and Applications for Precise Point Positioning – Moving Towards Real-Time. In: ION GNSS 17th International Technical Meeting of the Satellite Division, Long Beach, CA, 21–24 September. pp 1832–1843.
- Herrera, G. – Notti, D. – Garcia-Davalillo, J. C. – Mora, O. – Cooksley, G. – Sánchez, M. – Crosetto, M. (2011): Analysis with C-and X-band satellite SAR data of the Portalet landslide area. *Landslides*, 8(2), 195–206.

- Herring, T. A. – King, R. W. – McClusky, S.C. (2009): “GAMIT Reference Manual, GPS Analysis at MIT – Release 10.3”, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Science MIT, USA, June 2009.
- Hilley, G. E. – Bürgmann, R. – Ferretti, A. – Novali, F. – Rocca, F. (2004): Dynamics of slow-moving landslides from permanent scatterer analysis. *Science*, 304(5679), 1952–1955.
- Hobbs, P. R. N. – Gibson, A. – Jones, L. – Pennington, C. – Jenkins, G. – Pearson, S. – Freeborough, K. (2010): Monitoring coastal change using terrestrial LiDAR. Geological Society, London, Special Publications, 345(1), 117–127.
- Hölbling, D. – Abad, L. – Dabiri, Z. – Prasicek, G. – Tsai, T. T. – Argentin, A. L. (2020): Mapping and analyzing the evolution of the Butangbunasi landslide using Landsat time series with respect to heavy rainfall events during Typhoons. *Applied Sciences*, 10(2), 630.
- Hölbling, D. – Eisank, C. – Albrecht, F. – Vecchiotti, F. – Friedl, B. – Weinke, E. – Kociu, A. (2017): Comparing manual and semi-automated landslide mapping based on optical satellite images from different sensors. *Geosciences*, 7(2), 37.
- Hong, S. H. – Kim, S. W. – Werner, C. – Frey, O. – Wegmuller, U. (2019): Assessment of the Feasibility of Monitoring Surface Displacements on Cutting Slope Using Drone-based Synthetic Aperture Radar Observations. *대한지질공학회 학술발표논문집*, 2019(2), 341–341.
- Hooper, A. – Zebker, H. – Segall, P. – Kampes, B. (2004): A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophys. Res. Lett.*, 31(23).
- Hooper, A. (2007): Persistent scatterer InSAR for crustal deformation analysis, with application to Volcan Alcedo, Galapagos. *J. geophys. Res.*, B, 112(7), 1–19.
- Hördt, A. – Hauck, C. (2008): Electromagnetic methods. In: Hauck, C. – Kneisel, C. (Eds.), *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 28–56.
- Hsu, H. L. – Yanites, B. J. – Chen, Ch. – Chen, Y. G. (2010): Bedrock detection using 2D electrical resistivity imaging along the Peikang River, central Taiwan. *Geomorphology* 114, 406–414.
- Hu, X. – Wang, T. – Liao, M. (2013): Measuring coseismic displacements with point-like targets offset tracking. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(1), 283–287.
- Hu, X. – Bürgmann, R. – Schulz, W. H. – Fielding, E. J. (2020): Four-dimensional surface motions of the Slumgullion landslide and quantification of hydrometeorological forcing. *Nature communications*, 11(1), 1–9.
- Huang, F. – Wu, P. – Yevenyo, Z. Y. (2016): GPS Monitoring Landslide Deformation Signal Processing using Time-series Model. *International Journal of Signal Processing, Image Processing and Pattern Recognition*. 9. 321–332. 10.14257/ijsp.2016.9.3.28.
- Chambers, J. – Ogilvy, R. – Kuras, O. – Cripps, J. – Meldrum, P. (2002): 3D electrical imaging of known targets at a controlled environmental test site. *Environmental. Geol.* 41 (6), 690–704.
- Chambers, J. E. – Wilkinson, P. B. – Weller, A. L. – Kuras, O. – Meldrum, P. I. – Ogilvy, R. D. – Aumonier, J. – Penn, S. – Wardrop, D. R. – Bailey, E. – Joel, P. – Griffiths, N. (2009): Sand and Gravel Deposit Evaluation Using Electrical Resistivity Tomography. *Near Surface 2009 – 15th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics Dublin, Ireland, 7–9 September 2009*.
- Chambers, J. E. – Wilkinson, P. B. – Wardrop, D. R. – Hameed, A. – Hill, I. – Jeffrey, C. – Loke, M. H. – Meldrum, P. I. – Kuras, O. – Cave, M. – Gunn, D. A. (2012): Bedrock detection beneath river terrace deposits using three-dimensional electrical resistivity tomography. *Geomorphology*, 177–178, 17–25.
- Chandler, R. J. (1984): Recent European experience of landslides in over-consolidated clays and soft rocks (State-of-the-Art Lecture). In *Proc. 4th Int. Symp. Landslides Toronto (Vol. 1, pp. 6–81)*.
- Chandra, S. – Benoit Dewandel, B. – Sushobhan Dutta, A.C. – Shakeel, A. (2010): Geophysical model of geological discontinuities in a granitic aquifer: Analyzing small scale variability of electrical resistivity for groundwater occurrences *J. appl. Geophys.* 71, 137–148.
- Chavez Jr, P. S. (1988): An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote sensing of environment*, 24(3), 459–479.

- Chelli, A. – Ruffini, A. – Vescovi, P. – Tellini, C. (2013): Tectonics and large Landslides in the Northern Apennines (Italy). *Proceed. II World Landslide Forum*, 3–7 October 2011, Rome (Italy), Springer-Verlag Ed.
- Chen, Q. – Sneeuw, N. (2016): Singular Spectrum Analysis for Modeling Geodetic Time Series. 10.1007/1345_2016_248.
- Chen, S. – Zhang, Z. – Kang, Q. – Shen, Z. – Zhou, R. – Ma, G. (2019, August): Landslide Detection Leveraging Spectral-Spatial Correlation Fusion in Aerospace Remote Sensing. In *2019 5th International Conference on Big Data Computing and Communications (BIGCOM)* (pp. 187–194). IEEE.
- Chen, W. – Li, X. – Wang, Y. – Chen, G. – Liu, S. (2014): Forested landslide detection using LiDAR data and the random forest algorithm: A case study of the Three Gorges, China. *Remote sensing of environment*, 152, 291–301.
- Chen, W. – Xie, X. – Peng, J. – Shahabi, H. – Hong, H., Bui, D. T. – Zhu, A. X. (2018): GIS-based landslide susceptibility evaluation using a novel hybrid integration approach of bivariate statistical based random forest method. *Catena*, 164, 135–149.
- Cheng, K. S. – Wei, C. – Chang, S. C. (2004): Locating landslides using multi-temporal satellite images. *Advances in Space Research*, 33(3), 296–301.
- Chigira, M. – Wu, X. – Inokuchi, T. – Wang, G. (2010): Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Geomorphology*, 118(3–4), 225–238.
- Choi, J. – Oh, H. J. – Lee, H. J. – Lee, C. – Lee, S. (2012): Combining landslide susceptibility maps obtained from frequency ratio, logistic regression, and artificial neural network models using ASTER images and GIS. *Engineering Geology*, 124, 12–23.
- Intrieri, E. – Carlà, T. – Gigli, G. (2019): Forecasting the time of failure of landslides at slope-scale: A literature review. *Earth-Science Reviews*. 193. 333–349. 10.1016/j.earscirev.2019.03.019.
- Jaboyedoff, M. – Oppikofer, T. – Abellán, A. – Derron, M. H. – Loye, A. – Metzger, R. – Pedrazzini, A. (2012): Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural hazards*, 61(1), 5–28.
- Jensen, J. R. (2007): *Remote sensing of vegetation. Remote sensing of the environment: an earth resource perspective*. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Ji, K. – Shen, Y. – Wang, F. (2020): Signal Extraction from GNSS Position Time Series Using Weighted Wavelet Analysis. *Remote Sensing*. 12. 992. 10.3390/rs12060992.
- Jin, S. – Cardellach, E. – Xie F. (2014): GNSS Atmospheric and Multipath Delays. In: *GNSS Remote Sensing. Remote Sensing and Digital Image Processing*, vol 19. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-7482-7_2.
- Jomard, H. – Lebourg, T. – Tric, E. (2007). Identification of the gravitational boundary in weathered Weiss by geophysical surfy: la Clapière landslide (France). *J. Appl. Geophys.* 62, 47–57.
- Jones, H. G. – Vaughan, R. A. (2010): *Remote sensing of vegetation: principles, techniques, and applications*. Oxford university press.
- Jongmans, D. – Bièvre, G. – Renalier, F. – Schwartz, S. – Beaurez, N. – Orengo, Y. (2009): Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine Clar in the Trièves area (French Alps). *Eng. Geol.* 109, 45–56.
- Kaniuth, K. – Völksen, Ch. (2003): Comparison of the BERNESE and GIPSY/OASIS II Software Systems Using EUREF Data. *Mitt. des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie* 2003, 29, 314–319.
- Kanji, M. A. (1974): The relationship between drained friction angles and Atterberg limits of natural soils. *Géotechnique* 24: 671–674. doi: 10.1680/geot.1974.24.4.671.
- Kaplon, J. – Kontny, B. – Grzempowski, P. – Schenk, V. – Schenková, Z. – Balek, J. – Holešovský, J. (2014): GEOSUD/SUDETEN network GPS data reprocessing and horizontal site velocity estimation. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 11. 65–75. 10.13168/AGG.2013.0058.
- Kearey P. – Brooks M. – Hill I. (2002): *An introduction to geophysical exploration*, 3rd ed. Malden, MA: Blackwell Science, viii, 262 s. ISBN 0632049294.

- Kenney, T. C. (1959): Discussion of "Geotechnical Properties of Glacial Lake Clays" by T. H. Wu, *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, Vol. 85, No. SM3, Part 1, 1959, pp. 67–79.
- Kenney, T. C. (1967): The influence of mineral composition on the residual strength of natural soils. In: *Proc. Geotechnical conference, Oslo, 1967*. pp 123–129.
- Kim, Y. – van Zyl, J. J. (2009): A time-series approach to estimate soil moisture using polarimetric radar data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(8), 2519–2527.
- Kiseleva, E. – Mikhailov, V. – Smolyaninova, E. – Dmitriev, P. – Golubev, V. – Timoshkina, E. – Hanssen, R. (2014): PS-InSAR monitoring of landslide activity in the Black Sea coast of the Caucasus. *Procedia Technology*, 16, 404–413.
- Klos, A. – Bogusz, J. – Bos, M. – Gruszczynska, M. (2019): Modelling the GNSS Time Series: Different Approaches to Extract Seasonal Signals. 10.1007/978-3-030-21718-1_7.
- Kneisel, C. – Hauck, C. – Mühl, V. D. (2000): Permafrost below the Timberline Confirmed and Characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 11, 295–304.
- Kneisel, C. – Hauck, C. (2008): Electrical methods. In: Hauck, C. – Kneisel, C. (Eds.), *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 3–27.
- Koizumi, E. – Furuta, R. – Yamamoto, A. (2012, December): Land coverage classification using EO-1/Hyperion and ALOS/PALSAR: Possibility of combined analysis with different type of sensors. In *AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2012, pp. NH13A-1595)*.
- König, T. – Kux, H. J. – Mendes, R. M. (2019): Shalstab mathematical model and WorldView-2 satellite images to identification of landslide-susceptible areas. *Natural Hazards*, 97(3), 1127–1149.
- Konishi, T. – Suga, Y. (2018, October): Landslide detection using polarimetric ALOS-2/PALSAR-2 data: a case study of 2016 Kumamoto earthquake in Japan. In *Active and Passive Microwave Remote Sensing for Environmental Monitoring II (Vol. 10788, p. 107880P)*. International Society for Optics and Photonics.
- Kouba, J. (2009): A Guide to using International GNSS Service (IGS) Products. <http://igsceb.jpl.nasa.gov/components/usage.html>. Accessed October 2009.
- Kouli, M. – Loupasakis, C. – Soupios, P. – Vallianatos, F. (2010): Landslide hazard zonation in highrisk areas of Rethymno Prefecture, Crete Island, Greece. *Natural hazards*, 52(3), 599–621.
- Kovács, I. P. – Bugya, T. – Czigány, S. – Defilippi, M. – Lóczy, D. – Riccardi, P. – Pasquali, P. (2019): How to avoid false interpretations of Sentinel-1A TOPSAR interferometric data in landslide mapping? A case study: Recent landslides in Transdanubia, Hungary. *Natural Hazards*, 96(2), 693–712.
- Kuenzer, C. – Dech, S. (2013): Theoretical background of thermal infrared remote sensing. In *Thermal infrared remote sensing (pp. 1-26)*. Springer, Dordrecht.
- Kyriou, A. – Nikolakopoulos, K. – Koukouvelas, I. – Lampropoulou, P. (2021): Repeated UAV Campaigns, GNSS Measurements, GIS, and Petrographic Analyses for Landslide Mapping and Monitoring. *Minerals*, 11(3), 300.
- Kyriou, A. – Nikolakopoulos, K. (2018): Assessing the suitability of Sentinel-1 data for landslide mapping. *European Journal of Remote Sensing*, 51(1), 402–411.
- Lacroix, P. – Araujo, G. – Hollingsworth, J. – Taïpe, E. (2019): Self-Entrainment Motion of a Slow-Moving Landslide Inferred from Landsat-8 Time Series. *J. geophys. Res.: Earth Surface*, 124(5), 1201–1216.
- Lacroix, P. – Bièvre, G. – Pathier, E. – Kniess, U. – Jongmans, D. (2018): Use of Sentinel-2 images for the detection of precursory motions before landslide failures. *Remote Sensing of Environment*, 215, 507–516.
- Lacroix, P. – Dehecq, A. – Taïpe, E. (2020): Irrigation-triggered landslides in a Peruvian desert caused by modern intensive farming. *Nature Geoscience*, 13(1), 56–60.
- Ladd, C. C. – Foott, R. – Ishihara, K. – Schlosser, F. – Poulos, H. G. (1977): Stress-deformation and strength characteristics. *Proc. 9th. Int. conf. soil mech. and found. Eng.* pp. 421–494.

- Lachapelle, G. – Petovello, M. – Gao, Y. – Garin, L. (2006): Precise point positioning and its challenges, aided-gnss and signal tracking. *Inside GNSS*, 1. 16–21.
- Lanari, R. – Casu, F. – Manzo, M. – Zeni, G. – Berardino, P. – Manunta, M. – Pepe, A. (2007): An overview of the small baseline subset algorithm: A DInSAR technique for surface deformation analysis. *Deformation and Gravity Change: Indicators of Isostasy, Tectonics, Volcanism, and Climate Change*, 637–661.
- Langbein, J. (2020): Methods for Rapidly Estimating Velocity Precision from GNSS Time Series in the Presence of Temporal Correlation: A New Method and Comparison of Existing Methods. *J. geophys. Res.: Solid Earth*, 125. 10.1029/2019JB019132.
- Le Roux, O. – Jongmans, D. – Kasperski, J. – Schwartz, S. – Potherat, P. – Lebrout, V. – Lagabrielle, R. – Meric, O. (2011): Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data. *Eng. Geol.* 120, 18–1.
- Lee, S. (2013): Landslide detection and susceptibility mapping in the Sagimakri area, Korea using KOMPSAT-1 and weight of evidence technique. *Environmental Earth Sciences*, 70(7), 3197–3215.
- Lei, B. – Li, Q. – Li, X. (2011): Landslide monitoring system based on RTK technology. *The Fourth International Workshop on Advanced Computational Intelligence*. doi:10.1109/iwaci.2011.6160064.
- Lenart, J. – Pánek, T. – Dušek, R. (2014): Genesis, types and evolution of crevice-type caves in the flysch belt of the Western Carpathians (Czech Republic). *Geomorphology* 204, 459–476.
- Li, X. – Muller, J. P. – Fang, C. – Zhao, Y. (2011): Measuring displacement field from TerraSAR-X amplitude images by subpixel correlation: An application to the landslide in Shuping, Three Gorges Area. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12), 3843–3850.
- Li, Z. – Shi, W. – Myint, S. W. – Lu, P. – Wang, Q. (2016): Semi-automated landslide inventory mapping from bitemporal aerial photographs using change detection and level set method. *Remote Sensing of Environment*, 175, 215–230.
- Lin, M. L. – Tung, C. C. (2004): A GIS-based potential analysis of the landslides induced by the Chi-Chi earthquake. *Journal of Engineering Geology*, 71(1–2), 63–77.
- Lin, W. T. – Chou, W. C. – Lin, C. Y. – Huang, P. H. – Tsai, J. S. (2005): Vegetation recovery monitoring and assessment at landslides caused by earthquake in Central Taiwan. *Forest Ecology and Management*, 210(1–3), 55–66.
- Lin, Y. C. – Cheng, Y. T. – Zhou, T. – Ravi, R. – Hasheminasab, S. M. – Flatt, J. E. – Habib, A. (2019): Evaluation of UAV LiDAR for mapping coastal environments. *Remote Sensing*, 11(24), 2893.
- Lindner, G. – Schraml, K. – Mansberger, R. – Hübl, J. (2016): UAV monitoring and documentation of a large landslide. *Applied Geomatics*, 8(1), 1–11.
- Liou, Y. A. – Kar, S. K. – Chang, L. (2010): Use of high-resolution FORMOSAT-2 satellite images for post-earthquake disaster assessment: a study following the 12 May 2008 Wenchuan Earthquake. *International Journal of Remote Sensing*, 31(13), 3355–3368.
- Liu, P. – Li, Z. – Hoey, T. – Kincal, C. – Zhang, J. – Zeng, Q. – Muller, J. P. (2013): Using advanced InSAR time series techniques to monitor landslide movements in Badong of the Three Gorges region, China. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 21, 253–264.
- Loche, M. – Scaringi, G. – G. – Blahůt, J. – Melis, M. T. – Funedda, A. – Da Pelo, S. – Erbi, I. – Deiana, G. – Meloni, M. A. – Cocco, F. (2021): An infrared thermography approach to evaluate the strength of a rock cliff. *Remote Sensing* 13 (7): 1265. <https://doi.org/10.3390/rs13071265>.
- Loke, M. H. (1997): *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys.*
- Loke, M. H., (2014): *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.* Geotomo Software, Malaysia.
- Loke, M. H. – Barker, R. D. (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophys. Prospect.* 44, 131–152.
- Loke, M. H. – Chambers, J. E. – Rucker, D. F. – Kuras, O. – Wilkinson, P. B. (2013): Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *J. appl. Geophys.*, 95, 135–156.
- Loke, M. H. – Kiflu, H. – Wilkinson, P. B. – Harro, D. – Kruse, S. (2015a): Optimized arrays for 2D resistivity surveys with combine surface and buried arrays. *Near Surf. Geophys.* 13 (2016), 505–517.

- Loke, M. H. – Wilkinson, P. B. – Chambers, J.E. – Uhlemann, S.S. – Sorensen, J. P. R., (2015b): Optimized arrays for 2-D resistivity surfy lines with a large number of electrodes. *J. Appl. Geophys.* 112, 136–146.
- Lu, P. – Qin, Y. – Li, Z. – Mondini, A. C. – Casagli, N. (2019): Landslide mapping from multi-sensor data through improved change detection-based Markov random field. *Remote Sensing of Environment*, 231, 111235.
- Lucieer, A. – Jong, S. M. D. – Turner, D. (2014): Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. *Progress in Physical Geography*, 38(1), 97–116.
- Luebeck, D. – Wimmer, C. – F Moreira, L. – Alcântara, M. – Oré, G. – A Góes, J. – Hernandez-Figueroa, H. E. (2020): Drone-borne differential SAR interferometry. *Remote Sensing*, 12(5), 778.
- Lupini, J. F. (1980): The residual strength of soils. Doctoral thesis.
- Lupini, J. F. – Skinner, A. E. – Vaughan P. R. (1981): The drained residual strength of cohesive soils. *Géotechnique* 31: 181–213.
- Ma, H. R. – Cheng, X. – Chen, L. – Zhang, H. – Xiong, H. (2016): Automatic identification of shallow landslides based on Worldview2 remote sensing images. *Journal of applied remote sensing*, 10(1), 016008.
- Ma, S. – Wei, J. – Xu, C. – Shao, X. – Xu, S. – Chai, S. – Cui, Y. (2020): UAV survey and numerical modeling of loess landslides: an example from Zaoling, southern Shanxi Province, China. *Natural Hazards*, 104(1), 1125–1140.
- Ma, S. – Zhou, Y. – Gowda, P. H. – Dong, J. – Zhang, G. –Kakani, V. G. – Jiang, W. (2019): Application of the water-related spectral reflectance indices: A review. *Ecological Indicators*, 98, 68–79.
- Magnard, C. – Frioud, M. – Small, D. – Brehm, T – Essen, H. – Meier, E. (2014): Processing of MEMPHIS Ka-band multibaseline interferometric SAR data: From raw data to digital surface models. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(7), 2927–2941.
- Manconi, A. – Casu, F. – Ardizzone, F. – Bonano, M. – Cardinali, M. – De Luca, C. – Guzzetti, F. (2014): Brief communication: Rapid mapping of landslide events: The 3 December 2013 Montescaglioso landslide, Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(7), 1835–1841.
- Marcelino, E. V. – Formaggio, A. R. – Maeda, E. E. (2009): Landslide inventory using image fusion techniques in Brazil. *International Journal of applied Earth observation and geoinformation*, 11(3), 181–191.
- Mareš, S. (1990): Úvod do užití geofyziky: celostátní vysokoškolská učebnice pro studující přírodovědeckou fakultu studijních oborů 12 – geologické vědy. 2. přeprac. vyd. Praha: Státní nakladatelství technické literatury. Praha.
- Martha, T. R. – Kamala, P. – Jose, J. – Kumar, K. V. – Sankar, G. J. (2016): Identification of new landslides from high resolution satellite data covering a large area using object-based change detection methods. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 44(4), 515–524.
- Martha, T. R. – Kerle, N. – Jetten, V. – van Westen, C. J. – Kumar, K. V. (2010): Characterising spectral, spatial and morphometric properties of landslides for semi-automatic detection using object-oriented methods. *Geomorphology*, 116 (1–2), 24–36.
- Martha, T. R. – Roy, P. – Khanna, K. – Mrinalni, K. – Kumar, K. V. (2019): Landslides mapped using satellite data in the Western Ghats of India after excess rainfall during August 2018. *Curr Sci*, 117(5), 804–812.
- Martha, T. R. – Roy, P. – Mazumdar, R. – Govindharaj, K. B. – Kumar, K. V. (2017): Spatial characteristics of landslides triggered by the 2015 M w 7.8 (Gorkha) and M w 7.3 (Dolakha) earthquakes in Nepal. *Landslides*, 14(2), 697–704.
- Martha, T. R. – Kumar, K. V. (2013). September, 2012 landslide events in Okhimath, India – an assessment of landslide consequences using very high resolution satellite data. *Landslides*, 10(4), 469–479.

- Mazzanti, P. – Caporossi, P. – Muzi, R. (2020): Sliding Time Master Digital Image Correlation Analyses of CubeSat Images for landslide Monitoring: The Rattlesnake Hills Landslide (USA). *Remote Sensing*, 12(4), 592.
- McNeill, J. D. (1980): Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics Limited Technical Note TN-6, Ontario.
- Musset A. E. – Khan, M. A. (2000): Looking into the earth: an introduction to geological geophysics. Cambridge: Cambridge University Press. ISBN 0-521-78085-3.
- Melis, M. T. – Da Pelo, S. – Erbi, I. – Loche, M. – Deiana, G. – Demurtas, V. – Scaringi, G. (2020): Thermal Remote Sensing from UAVs: A Review on Methods in Coastal Cliffs Prone to Landslides. *Remote Sensing*, 12 (12), 1971.
- Mervart, L. – Beutler, G. – Rothacher, M. – Wild, U. (1994): Ambiguity resolution strategies using the results of the International GPS Geodynamics Service (IGS). *Bulletin Géodésique*, 68(1), 29–38. doi:10.1007/bf00806750.
- Mervart, L. – Lukes, Z. – Rocken, Ch. – Iwabuchi, T. (2008): Precise Point Positioning with Ambiguity Resolution in Real-Time. Proceedings of the ION GNSS 2008 Meeting, Savannah, Georgia.
- Mesri, G. – Abdel-Ghaffar, M. E. M. (1993): Cohesion intercept in effective stress-stability analysis. *J. Geotech. Eng.*, 119(8), 1229–1249.
- Mesri G. – Cepeda-Diaz, A. F. (1986): Residual shear strength of clays and shales. *Géotechnique* 36: 269–274. doi: 10.1680/geot.1986.36.2.269
- Mesri, G. – Shahien, M. (2003): Residual shear strength mobilized in first-time slope failures. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.* 129(1):12–31.
- Metternicht, G. – Humn, L. – Gogu, R. (2005): Remote sensing of landslides: An analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assessment in mountainous environments. *Remote sensing of Environment*, 98(2–3), 284–303.
- Michel, R. – Avouac, J. P. – Taboury, J. (1999): Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 26(7), 875–878.
- Micheletti, N. – Chandler, J. H. – Lane, S. N. (2015): 2.2.2 Structure from motion (SfM) photogrammetry. In: Cook, S.J., Clarke, L.E., Nield, J.M. (Eds.) *Geomorphological Techniques* (Online Edition). British Society for Geomorphology; London, UK. ISSN: 2047-0371.
- Míkita, T. (2014): Využití GIS a DPZ pro krajinné inženýrství, přednáška č. 8, Letecké laserové skenování. Lesnická a dřevařská fakulta, MENDELU, 36 s.
- Milillo, P. – Fielding, E. J. – Shulz, W. H. – Delbridge, B. – Burgmann, R. (2014): COSMO-SkyMed spotlight interferometry over rural areas: The Slumgullion landslide in Colorado, USA. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(7), 2919–2926.
- Milsom J. – Eriksen, A. (2011): *Field geophysics*. Fourth edition., John Wiley and sons Ltd, Chichester, 287 p.
- Milsom, J. (2005): *Field Geophysics, the Geological Field Guide Series* (3rd ed.). Wiley, 232.
- Minh, D. H. T. – Hanssen, R. – Rocca, F. (2020). Radar interferometry: 20 years of development in time series techniques and future perspectives. *Remote Sensing*, 12(9), 1364.
- Miřijovský, J. (2013): Fotogrammetrický přístup při sběru geodat pomocí bezpilotních leteckých zařízení. *Disertační práce, MS, Přírodovědecká fakulta UPOL*, 208 s.
- Mitchell, J. K. (1976): *Fundamentals of soil behavior*. 1st edn., Wiley, New York.
- Mitchell, J. K. – Soga, K. (2005): *Fundamentals of soil behavior* (Vol. 3). Hoboken, NJ: John Wiley & Sons.
- Miura, K. – Maeda, K. – Toki, S. (1997): Method of measurement for the angle of repose of sands. *Soils and foundations*, 37(2): 89–96.
- Mohan, A – Singh, A. K. – Kumar, B. – Dwivedi, R. (2020): Review on remote sensing methods for landslide detection using machine and deep learning. *Transactions on Emerging Telecommunications Technologies*, e3998.

- Mondini, A. C. – Guzzetti, F. – Chang, K. T. – Monserrat, O. – Martha, T. R. – Manconi, A. (2021): Landslide failures detection and mapping using Synthetic Aperture Radar: Past, present and future. *Earth Sci. Rev.*, 103574.
- Mondini, A. C. – Guzzetti, F. – Reichenbach, P. – Rossi, M. – Cardinali, M. – Ardizzone, F. (2011): Semi-automatic recognition and mapping of rainfall induced shallow landslides using optical satellite images. *Remote Sensing of Environment*, 115(7), 1743–1757.
- Morello, R. (2018): Potentialities and limitations of thermography to assess landslide risk. *Measurement*, 116, 658–668.
- Mouginot, J. – Rignot, E. – Scheuchl, B. – Millan, R. (2017): Comprehensive annual ice sheet velocity mapping using Landsat-8, Sentinel-1, and RADARSAT-2 data. *Remote Sensing*, 9(4), 364.
- Mustasaar, M. – Plado, J. – Jõelet, A. (2012): Determination of Electromagnetic Wave Velocity in Horizontally Layered Sedimentary Target: A Ground-Penetrating Radar Study from Silurian Limestones, Estonia. *Acta Geophysica* 60(2), 357–370.
- Nan, S. – Chen, L. – Wang, L. – Hu, H. – Lu, X. – Qian, Ch. – Liu, J. – Jin, S. – Chen, R. (2021): Short-Term Landslide Displacement Detection Based on GNSS Real-Time Kinematic Positioning. *IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement*. PP. 1-1. 10.1109/TIM.2021.3055278.
- Natale, A. – Berardino, P. – Esposito, C. – Pema, S. (2017, March): Airborne SAR for high resolution imaging. In 2017 Joint Urban Remote Sensing Event (JURSE) (pp. 1–3). IEEE.
- Neal, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66 (3), 261–330.
- Neyamadpour, A. – Wan Abdullah, W. A. T. – Taib, S. (2010): Use of four-electrode arrays in three-dimensional electrical resistivity imaging survey. *Stud. Geophys. Geod.* 54 (2010), 299–311.
- Nguyen, F. – Kemna, A. – Antonsson, A. – Engesgaard, P. – Kuras, O. – Ogilvy, R. – Gisbert, J. – Jorreto, S. – Pulido-Bosch, A. (2009): Characterization of seawater intrusion using 2D electrical imaging. *Near Surf. Geophys.* 7, 377–390.
- Niethammer, U. – James, M. R. – Rothmund, S. – Tranelletti, J. – Joswig, M. (2012): UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. *Engineering Geology*, 128, 2–11.
- Nikolakopoulos, K. G. – Kavoura, K. – Sabatakakis, N. – Vaiopoulos, A. D. (2014, October): Fusion of declassified airphotos and Landsat MSS data for old landslides detection. In *Earth Resources and Environmental Remote Sensing/GIS Applications V* (Vol. 9245, p. 92450E). International Society for Optics and Photonics.
- Orlando, L. (2013): GPR to constrain ERT data inversion in cavity searching: Theoretical and practical applications in archeology. *Journal of applied Geophysics* 89 (2013) 35–47.
- Othman, A. A. – Gloaguen, R. (2013): Automatic extraction and size distribution of landslides in Kurdistan Region, NE Iraq. *Remote Sensing*, 5(5), 2389–2410.
- Palladino, D. J. – Peck, R. B. (1972): Slope failures in an overconsolidated clay, Seattle, Washington. *Geotechnique*, 22 (4), 563–595.
- Palmerini, G. (2012): Capabilities of the GNSS Precise Point Positioning Technique for Landslide Monitoring. *DISASTER ADVANCES*. 5. 509–513.
- Palombo, A. – Pascucci, S. – Loperte, A. – Lettino, A. – Castaldi, F. – Muolo, M. R. – Santini, F. (2019): Soil moisture retrieval by integrating TASI-600 airborne thermal data, WorldView 2 satellite data and field measurements: Petacciato case study. *Sensors*, 19(7), 1515.
- Pánek, T. – Břežný, M. – Kapustová, V. – Lenart, J. – Chalupa, V. (2019): Large landslides and deep-seated gravitational slope deformations in the Czech Flysch Carpathians: New LiDAR-based inventory. *Geomorphology*, 346, 106852.
- Pánek, T. – Hartvich, F. – Jankovská, V. – Klimeš, J. – Tábořík, P. – Bubík, M. – Smolková, V. – Hradecký, J. (2014): Large Late Pleistocene landslides from the marginal slope of the Flysch Carpathians. December 2014, Volume 11, Issue 6: 981–992
- Pánek, T. – Tábořík, P. – Klimeš, J. – Komárková, V. – Hradecký, J. – Šřastný, M. (2011): Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching. *Geomorphology* 129, 92–112.

- Park, S. E. – Lee, S. G. (2019): On the use of single-, dual-, and quad-polarimetric SAR observation for landslide detection. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 8(9), 384.
- Parker, R. N. – Densmore, A. L. – Rosser, N. J. – De Michele, M. – Li, Y. – Huang, R. – Petley, D. N. (2011): Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience*, 4(7), 449–452.
- Parkinson, B.W. – Spilker, J. J. (1996): "Global Positioning System: Theory and Applications -Volumes I and II". *Progress in Astronautics and Aeronautics*. Vol. 163. Published by the American Institute of Aeronautics and Astronautics (AIAA).
- Pellicani, R. – Argentiero, I. – Manzari, P. – Spilotro, G. – Marzo, C. – Ermini, R. – Apollonio, C. (2019). UAV and airborne LiDAR data for interpreting kinematic evolution of landslide movements: the case study of the Montescaglioso landslide (Southern Italy). *Geosciences*, 9(6), 248.
- Peppas, M. V. – Mills, J. P. – Moore, P. – Miller, P. E. – Chambers, J. E. (2017): Brief communication: Landslide motion from cross correlation of UAV-derived morphological attributes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(12), 2143–2150.
- Perna, S. – Esposito, C. – Amaral, T. – Bernardino, P. – Jackson, G. – Moreira, J. – Lanari, R. (2016): The InSAeS4 airborne X-band interferometric SAR system: A first assessment on its imaging and topographic mapping capabilities. *Remote Sensing*, 8(1), 40.
- Perna, S. – Wimmer, C. – Moreira, J. – Fornaro, G. (2008): X-band airborne differential interferometry: Results of the OrbiSAR campaign over the Perugia area. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(2), 489–503.
- Perrone, A. – Lapenna, V. – Piscitelli, S. (2014): Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: a review. *Earth Sci. Rev.* 135, 65–82.
- Peternel, T. – Kumelj, Š. – Oštir, K. – Komac, M. (2017): Monitoring the Potoška planina landslide (NW Slovenia) using UAV photogrammetry and tachymetric measurements. *Landslides*, 14(1), 395–406.
- Piccolomini, E. L. – Gandolfi, S. – Poluzzi, L. – Tavasci, L. – Cascarano, P. – Pascucci, A. (2019): Recurrent Neural Networks Applied to GNSS Time Series for Denoising and Prediction. 10.4230/LIPIcs.TIME.2019.10.
- Pinheiro, M. – Amao-Oliva, J. – Scheiber, R. – Jaeger, M. – Horn, R. – Keller, M. – Reigber, A. (2020). Dual-frequency airborne SAR for large scale mapping of tidal flats. *Remote Sensing*, 12(11), 1827.
- Plank, S. – Twele, A. – Martinis, S. (2016): Landslide mapping in vegetated areas using change detection based on optical and polarimetric SAR data. *Remote Sensing*, 8(4), 307.
- Potts, D. M. – Kovacevic, N. – Vaughan, P. R. (1997): Delayed collapse of cut slopes in stiff clay. *Geotechnique*, 47(5), 953–982.
- Pradhan, B. – Jebur, M. N. – Shafri, H. Z. M. – Tehrany, M. S. (2015): Data fusion technique using wavelet transform and Taguchi methods for automatic landslide detection from airborne laser scanning data and quickbird satellite imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 54(3), 1610–1622.
- Prakash, A. (2000): Thermal remote sensing: concepts, issues and applications. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 33(B1; PART 1), 239–243.
- Prakash, N. – Manconi, A. – Loew, S. (2020): Mapping landslides on EO data: Performance of deep learning models vs. traditional machine learning models. *Remote Sensing*, 12(3), 346.
- Quattrochi, D. A. – Luvall, J. C. (1999): Thermal infrared remote sensing for analysis of landscape ecological processes: methods and applications. *Landscape ecology*, 14(6), 577–598.
- Rajner, M. – Liwosz, T. (2017): Analysis of seasonal position variation for selected GNSS sites in Poland using loading modelling and GRACE data. *Geodesy and Geodynamics*. 8. 10.1016/j.geog.2017.04.001.
- Ramos-Bernal, R. N. – Vázquez-Jiménez, R. – Romero-Calcerrada, R. – Arrogante-Funes, P. – Novillo, C. J. (2018): Evaluation of unsupervised change detection methods applied to landslide inventory mapping using ASTER imagery. *Remote Sensing*, 10(12), 1987.
- Rapant, P.: *Družicové polohové systémy*. VŠB-TU Ostrava, 2002. 200 str. ISBN 80-248- 0124-8.

- Raspini, F. – Bianchini, S. – Ciampalini, A. – Del Soldato, M. – Solari, L. – Novali, F. – Casagli, N. (2018): Continuous, semi-automatic monitoring of ground deformation using Sentinel-1 satellites. *Scientific reports*, 8(1), 1–11.
- Raspini, F. – Ciampalini, A. – Del Conte, S. – Lombardi, L. – Nocentini, M. – Gigli, G. – Casagli, N. (2015): Exploitation of amplitude and phase of satellite SAR images for landslide mapping: the case of Montescaglioso (South Italy). *Remote Sensing*, 7(11), 14576–14596.
- Raspini, F. – Bianchini, S. – Ciampalini, A. – Del Soldato, M. – Solari, L. – Novali, F. – Casagli, N. (2018): Continuous, semi-automatic monitoring of ground deformation using Sentinel-1 satellites. *Scientific reports*, 8(1), 1–11.
- Rau, J. Y. – Chen, L. C. – Liu, J. K. – Wu, T. H. (2007): Dynamics monitoring and disaster assessment for watershed management using time-series satellite images. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 45(6), 1641–1649.
- Rau, J. Y. – Jhan, J. P. – Lo, C. F. – Lin, Y. S. (2011): Landslide mapping using imagery acquired by a fixed-wing UAV. *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.*, 38(1/C22), 195–200.
- Raucoules, D. – De Michele, M. – Malet, J. P. – Ulrich, P. (2013): Time-variable 3D ground displacements from high-resolution synthetic aperture radar (SAR). Application to La Valette landslide (South French Alps). *Remote Sensing of Environment*, 139, 198–204.
- Rauch, S. (2006): Velkoměřítková prostorová databáze pro účely památkové péče. ZČÚ Plzeň, Fakulta aplikovaných věd, Katedra matematiky, diplomová práce, 74. s.
- Reigber, A. – Schreiber, E. – Trappschuh, K. – Pasch, S. – Müller, G. – Kirchner, D. – Moreira, A. (2020): The high-resolution digital-beamforming airborne SAR system DBFSAR. *Remote Sensing*, 12(11), 1710.
- Remy, M. A. – de Macedo, K. A. – Moreira, J. R. (2012, July): The first UAV-based P-and X-band interferometric SAR system. In 2012 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (pp. 5041-5044). IEEE.
- Riveros, N. – Euillades, L. – Euillades, P. – Moreiras, S. – Balbarani, S. (2013): Offset tracking procedure applied to high resolution SAR data on Viedma Glacier, Patagonian Andes, Argentina. *Advances in Geosciences*, 35, 7–13.
- Rizos, Chris (2004): Precise GPS Positioning: Prospects and Challenges. 5th Int. Symp. on Satellite Navigation Technology & Applications, Canberra, Australia, 24–27 July, paper 37, CD-ROM proc.
- Roháč, J. – Boháč, J. – Najser, J. (2018): Pevnost zemin – poznámky ke „koncové pevnosti“ a dalším problémům praxe, *Geotechnika*.
- Roháč, J. – Scaringi, G. – Boháč, J. – Kycl, P. – Najser, J. (2020): Revisiting strength concepts and correlations with soil index properties: insights from the Dobkovičky landslide in Czech Republic. *Landslides*, 17(3), 597–614.
- Roncza, M. – Voß, T. – Günther, T. (2015): Cost-efficient imaging and monitoring of saltwater in a shallow aquifer by using long electrode ERT. *J. Appl. Geophys.* 122, 202–209.
- Rossi, G. – Tanteri, L. – Tofani, V. – Vannocci, P. – Moretti, S. – Casagli, N. (2018): Multitemporal UAV surveys for landslide mapping and characterization. *Landslides*, 15(5), 1045–1052.
- Rott, H. – Scheuchl, B. – Siegel, A. – Grasemann, B. (1999): Monitoring very slow slope movements by means of SAR interferometry: A case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps, Austria. *Geophys. Res. Lett.*, 26(11), 1629–1632.
- Rudd, L. P. (2005): Using AVIRIS hyperspectral imagery to study the role of clay mineralogy in Colorado Plateau debris-flow initiation.
- Rýglová, H. (2018): Testování metody SfM se zaměřením na UAV při zaměřování vodohospodářského modelu. Diplomová práce, ČVUT, Katedra speciální geodézie. Praha, 103 str.
- Saito, H. – Nakayama, D. – Matsuyama, H. (2009): Comparison of landslide susceptibility based on a decision-tree model and actual landslide occurrence: the Akaiishi Mountains, Japan. *Geomorphology*, 109(3–4), 108–121.

- Samodra, G. – Ramadhan, M. F. – Sartohadi, J. – Setiawan, M. A. – Christanto, N. – Sukmawijaya, A. (2020): Characterization of displacement and internal structure of landslides from multitemporal UAV and ERT imaging. *Landslides*, 17, 2455–2468.
- Sasaki, Y. (1992): Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophys. Prospect.* 40 (4), 453–463.
- Sass O. (2008): The use of GPR in determining talus thickness and talus structure. In: Hauck, C. – Kneisel, C. (Eds.), *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 165–171.
- Sass, O. – Wollny, K. (2001): Investigations regarding alpine talus slopes using ground penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1071–1086.
- Sato, H. P. – Harp, E. L. (2009): Interpretation of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008, M7.9 Wenchuan earthquake in the Beichuan area, Sichuan Province, China using satellite imagery and Google Earth. *Landslides*, 6(2), 153–159.
- Scaioni, M. – Longoni, L. – Melillo, V. – Papini, M. (2014): Remote sensing for landslide investigations: an overview of recent achievements and perspectives. *Remote Sensing*, 6(10), 9600–9652.
- Scambos, T. A. – Dutkiewicz, M. J. – Wilson, J. C. – Bindschadler, R. A. (1992): Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote sensing of environment*, 42(3), 177–186.
- Sestras, P. – Bilaşco, Ş. – Roşca, S. – Dudic, B. – Hysa, A. – Spalević, V. (2021): Geodetic and UAV Monitoring in the Sustainable Management of Shallow Landslides and Erosion of a Susceptible Urban Environment. *Remote Sensing*, 13(3), 385.
- Seyček, J. (1978): Residual shear strength of soils. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol. – Bull. Assoc. Int. Géologie Ing* 17:73.
- Shi, X. – Zhang, L. – Balz, T. – Liao, M. (2015): Landslide deformation monitoring using point-like target offset tracking with multi-mode high-resolution TerraSAR-X data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 105, 128–140.
- Shiroma, G. H. – de Macedo, K. A. – Wimmer, C. – Fernandes, D. – Barreto, T. L. (2014, July): Combining dual-band capability and PolInSAR technique for forest ground and canopy estimation. In 2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium (pp. 4592–4595). IEEE.
- Schaefer, M. – Pearson, A. (2021): Accuracy and precision of GNSS in the field. *GPS and GNSS Technology in Geosciences*. 1st ed. Elsevier, p. 393–414.
- Schenk, V. – Schenková, Z. – Cajthamlová, M. – Fučík, Z. (2010): GEONAS – Geodynamic network of permanent GNSS stations within the Czech Republic. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 7. 99–111.
- Schlögel, R. – Doubre, C. – Malet, J. P. – Masson, F. (2015): Landslide deformation monitoring with ALOS/PALSAR imagery: A D-InSAR geomorphological interpretation method. *Geomorphology*, 231, 314–330.
- Schofield, A. N. – Wroth, P. (1968): *Critical state soil mechanics*. McGraw-Hill London.
- Schofield, A. N. (2005): *Disturbed soil properties and geotechnical design*. Thomas Telford.
- Schrott, L. – Sass, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93: 55–73.
- Schumacher, J. – Christiansen, J. R. (2020): LiDAR Applications to Forest-Water Interactions. In *Forest-Water Interactions* (pp. 87–112). Springer, Cham.
- Singh, K. – Arya, A. K. – Agarwal, K. K. (2020): Landslide Occurrences Along Lineaments on NH-154A, Chamba, Himachal Pradesh; Extracted from Satellite Data Landsat 8, India. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 48, 791–803.
- Singleton, A. – Li, Z. – Hoey, T. – Muller, J. P. (2014): Evaluating sub-pixel offset techniques as an alternative to D-InSAR for monitoring episodic landslide movements in vegetated terrain. *Remote Sensing of Environment*, 147, 133–144.
- Skempton, A. W. (1964): Long-term stability of clay slopes. *Geotechnique* 14:77–102.
- Skempton, A. W. (1985): Residual strength of clays in landslides, folded strata and the laboratory. *Geotechnique* 35:3–18.

- Słowik, M. (2012): Influence of measurement conditions on depth range and resolution of GPR images: The example of lowland valley alluvial fill (the Obra River, Poland). *Journal appl. of Applied Geophysics* 85, 1–14.
- Song, K. Y. – Oh, H. J. – Choi, J. – Park, I. – Lee, C. – Lee, S. (2012): Prediction of landslides using ASTER imagery and data mining models. *Advances in Space Research*, 49(5), 978–993.
- Stark, T. D. – Eid, H. T. (1997): Slope stability analyses in stiff fissured clays. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 123 (4), 335–343.
- Stemberk, J. – Hartvich, F. – Blahůt, J. – Rybář, J. – Krejčí, O. (2017): Tectonic strain changes affecting the development of deep seated gravitational slope deformations in the Bohemian Massif and Outer Western Carpathians. *Geomorphology* 289, 3–17.
- Stemberk, J. – Mašín, D. – Balek, J. – Blahůt, J. – Hartvich, F. – Chaloupka, D. – Kadlecík, P. – Kalinová, R. – Klimeš, J. – Král, J. – Kusák, M. – Rott, J. – Rybář, J. – Špaček, P. – Tábořík, P. (2016): Analýza příčin vzniku sesuvu na dálnici D8 u Dobkoviček.
- Storzai, P. – Vellico, M. – Berti, M. – Coren, F. – Corsini, A. – Rosi, A. – Ronchetti, F. (2010): LiDAR and hyperspectral data integration for landslide monitoring: The Test Case of Valoria Landslide.
- Strozzi, T. – Farina, P. – Corsini, A. – Ambrosi, C. – Thüning, M. – Zilger, J. – Werner, C. (2005): Survey and monitoring of landslide displacements by means of L-band satellite SAR interferometry. *Landslides*, 2(3), 193–201.
- Strozzi, T. – Luckman, A. – Murray, T. – Wegmuller, U. – Werner, C. L. (2002): Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11), 2384–2391.
- Stumpf, A. – Kerle, N. – Malet, J. P. (2010): Passive optical sensors. In the Deliverable 4.1 of the European project SAFELAND: Review of Techniques for Landslide Detection, Fast Characterisation, Rapid Mapping and Long-Term Monitoring.
- Sun, L. – Muller, J. P. (2016): Evaluation of the use of sub-pixel offset tracking techniques to monitor landslides in densely vegetated steeply sloped areas. *Remote sensing*, 8(8), 659.
- Supper, R. – Ottowitz, D. – Jochum, B. – Kim, J. H. – Römer, A. – Baron, I. – Pfeiler, S. – Lovisolò, M. – Gruber, S. – Vecchiotti, F. (2014): Geoelectrical monitoring: An innovative method to supplement landslide surveillance and early warning. *Near Surf. Geophys.* 12, 133–150.
- Szalai, S. – Novák, A. – Szarka, L. (2009): Depth of investigation and vertical resolution of surface geoelectric arrays. *J. Environ. Eng. Geophys.* 14, 15–23.
- Szalai, S. – Szarka, L. (2008): Parameter sensitivity maps of surface geoelectric arrays. Part 1: linear arrays. *Acta Geod. Geophys. Hung.* 43, 419–437.
- Škarpich, V. – Hradecký, J. – Tábořík, P. (2011): Structure and genesis of Quaternary infill of the Slavíč River valley (the Moravskoslezské Beskydy Mts., Czech Republic). *Moravian Geographical Reports* 19, 18–29.
- Štroner, L. (2008): Laserové skenování 154LSK, přednáška č. 1. Katedra speciální geodézie, Fakulta stavební ČVUT v Praze, 33 s.
- Štroner, M. (2008): Globální navigační satelitní systémy (GNSS). Katedra speciální geodézie: Fakulta stavební[online]. [cit. 2020-07-17]. Dostupné z: https://k154.fsv.cvut.cz/vyuka/geodezie_geoinformatika/vy1/OBS/GNSS_obs.pdf.
- Švábenský, O. – Fixel, J. – Weigel, J. (1995): Základy GPS a jeho praktické aplikace. 1. vydání. Brno: Akademické nakladatelství CERM, 123 s. ISBN 80-214-0620-8.
- Tábořík, P. – Lenart, J. – Blecha, V. – Vilhelm, J. – Turský, O. (2017): Geophysical anatomy of counter-slope scarps in sedimentary flysch rocks (Outer Western Carpathians). *Geomorphology* 276, 59–70.
- Tábořík, P. (2012): Možnosti využití elektrické odporové tomografie ve výzkumu horského reliéfu. *Doktorská disertační práce, KFGG, Ostravská universita*, 2012.
- Taylor, D. W. (1948): *Fundamentals of soil mechanics* (Vol. 66, No. 2, p. 161). LWW.
- Terzaghi, K. – Peck, R. B. – Mesri, G. (1996) *Soil mechanics in engineering practice*. John Wiley & Sons.
- Telford, W. N. – Geldart, L. P. – Sheriff, R.E. (1990): *Applied Geophysics*. 2nd ed. Cambridge Univ. Press, Cambridge (770pp).

- Tiwari, B. – Marui, H. (2005): A new method for the correlation of residual shear strength of the soil with mineralogical composition. *J. Geotech. Geoenvironmental. Eng.* 131:1139–1150.
- Tofani, V. – Raspini, F. – Catani, F. – Casagli, N. (2013): Persistent Scatterer Interferometry (PSI) technique for landslide characterization and monitoring. *Remote Sensing*, 5(3), 1045–1065.
- Tofani, V. – Segoni, S. – Agostini, A. – Catani, F. – Casagli, N. (2013): Use of remote sensing for landslide studies in Europe. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(2), 299–309.
- Tomas, R. – Herrera, G. – Lopez-Sanchez, J. M. – Vicente, F. – Cuenca, A. – Mallorquí, J. J. (2010): Study of the land subsidence in Orihuela City (SE Spain) using PSI data: Distribution, evolution and correlation with conditioning and triggering factors. *Engineering Geology*, 115(1–2), 105–121.
- TP-76 (2009): Technické podmínky – geotechnický průzkum pro pozemní komunikace. Ministerstvo dopravy, 2009, 43s.
- Tsai, F. – Hwang, J. H. – Chen, L. C. – Lin, T. H. (2010): Post-disaster assessment of landslides in southern Taiwan after 2009 Typhoon Morakot using remote sensing and spatial analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(10), 2179–2190.
- Turner, D. – Lucieer, A. – De Jong, S. M. (2015): Time series analysis of landslide dynamics using an unmanned aerial vehicle (UAV). *Remote Sensing*, 7(2), 1736–1757.
- ÚCL (2021): Bezpečnostní vzdělávací kampaně zaměřené na problematiku bezpilotních letadel (dronů). <https://www.caa.cz/bezpecnostni-vzdelavaci-kampan-zamerena-na-problematiku-bezpilotnich-letadel-dronu/>
- Valkaniotis, S. – Papathanassiou, G. – Ganas, A. (2018): Mapping an earthquake-induced landslide based on UAV imagery; case study of the 2015 Okeanos landslide, Lefkada, Greece. *Engineering geology*, 245, 141–152.
- van den Eeckhaut, M. – Poesen, J. – Verstraeten, G., Vanacker, V. – Nyssen, J. – Moeyersons, J. – Vandekerckhove, L. (2007). Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(5), 754–769.
- Voight, B. (1973): Correlation between Atterberg plasticity limits and residual shear.
- Wang, C. – Cai, J. – Li, Z. – Mao, X. – Feng, G. – Wang, Q. (2018): Kinematic parameter inversion of the slumgullion landslide using the time series offset tracking method with UAVSAR data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 8110–8124.
- Wang, F. – Fan, X. – Yunus, A. P. – Subramanian, S. S. – Alonso-Rodriguez, A. – Dai, L. – Huang, R. (2019). Coseismic landslides triggered by the 2018 Hokkaido, Japan (M w 6.6), earthquake: spatial distribution, controlling factors, and possible failure mechanism. *Landslides*, 16(8), 1551–1566.
- Wang, G. (2013): Millimeter-accuracy GPS landslide monitoring using Precise Point Positioning with Single Receiver Phase Ambiguity (PPP-SRPA) resolution: a case study in Puerto Rico. *Journal of the Geodetic Society*. 3(1). 10.2478/jogs-2013-0001.
- Wang, T. – Jónsson, S. (2015): Improved SAR amplitude image offset measurements for deriving three-dimensional coseismic displacements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(7), 3271–3278.
- Ward, S. H. (1990): Resistivity and induced polarization methods: In Mailet et al., 2005. High resolution electrical resistivity tomography (ERT) in a transition zone environment: Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleochannel. *Mar. geophys. Res.*
- Westoby, M. – Brasington, J. – Glasser, N. F. – Hambrey, M. J. – Reynolds, M. J. (2012): Structure-from-Motion photogrammetry: a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300–314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>
- Wilkinson, P. – Chambers, J. – Uhlemann, S. – Meldrum, P. – Smith, A. – Dixon, N. – Loke, M. H. (2016): Reconstruction of landslide movements by inversion of 4-D electrical resistivity tomography monitoring data. *Geophysical Research Letters* 43(3), 1166–1174.
- Wimmer, C. – Siegmund, R. – Schwabisch, M. – Moreira, J. (2000): Generation of high precision DEMs of the Wadden Sea with airborne interferometric SAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(5), 2234–2245.
- Wood, D. M. (1990): Soil behaviour and critical state soil mechanics. Cambridge university press.

- Xu, C. – Wang, X. – Lu, X. – Dai, F. – Jiao S (2018): Experimental study of residual strength and the index of shear strength characteristics of clay soil. *Eng. Geol.* 233:183–190. doi: 10.1016/j.enggeo.2017.12.004.
- Xu, Q. – Ju, Y. Z. – Dong, X. J. – Peng, D. L. (2020): Multitemporal UAV-based photogrammetry for landslide detection and monitoring in a large area: a case study in the Heifangtai terrace in the Loess Plateau of China. *Journal of Mountain Science*, 17(8), 1826–1839.
- Yague-Martinez, N. – Eineder, M. – Cong, X. Y. – Minet, C. (2012): Ground displacement measurement by TerraSAR-X image correlation: the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 9(4), 539–543.
- Yang, W. – Wang, Y. – Wang, Y. – Ma, C. – Ma, Y. (2020): Retrospective deformation of the Baige landslide using optical remote sensing images. *Landslides*, 17(3), 659–668.
- Yang, X. – Chen, L. (2010): Using multi-temporal remote sensor imagery to detect earthquake-triggered landslides. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12(6), 487–495.
- Ye, B. – Tian, S. – Cheng, Q. – Ge, Y. (2020): Application of Lithological Mapping Based on Advanced Hyperspectral Imager (AHSI) Imagery Onboard Gaofen-5 (GF-5) Satellite. *Remote Sensing*, 12(23), 3990.
- Ye, C. – Li, Y. – Cui, P. – Liang, L. – Pirasteh, S. – Marcato, J. – Li, J. (2019): Landslide detection of hyperspectral remote sensing data based on deep learning with constrains. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 12(12), 5047–5060.
- Yonezawa, C. – Watanabe, M. – Saito, G. (2012): Polarimetric decomposition analysis of ALOS PALSAR observation data before and after a landslide event. *Remote Sensing*, 4(8), 2314–2328.
- Yu, B. – Chen, F. – Xu, C. (2020): Landslide detection based on contour-based deep learning framework in case of national scale of Nepal in 2015. *Computers & Geosciences*, 135, 104388.
- Zarroca, M. – Linares, R. – Roqué, C. – Rosell, J. – Gutiérrez, F. (, 2014): Integrated geophysical and morphostratigraphic approach to investigate a coseismic (?) translational slide responsible for the destruction of the Montelús village (Spanish Pyrenees). *Landslides* 11, 655–671.
- Zdroje DPZ.
- Zemek, F., et al. (2014): *Letecký dálkový průzkum Země: teorie a příklady hodnocení terestrických ekosystémů*. Centrum výzkumu globální změny AV ČR.
- Zeybek, M. – Sanioglu, I. (2019): Point cloud filtering on UAV based point cloud. *Mesurement*, vol 133, 99–111.
- Zhao, W. – Li, A. – Nan, X. – Zhang, Z. – Lei, G. (2017): Postearthquake landslides mapping from Landsat-8 data for the 2015 Nepal earthquake using a pixel-based change detection method. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 10(5), 1758–1768.
- Zhou, W. – Beck, B.F. – Adams, A. L. (, 2002): Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environ. Geol.* 42, 922–928.