UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra aplikované geoinformatiky a kartografie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie

ANALÝZA VYUŽITELNOSTI DRUŽICOVÝCH DAT PRO MONITORING POHYBU SKALNÍCH LEDOVCŮ

ANALYSIS OF SATELLITE DATA APPLICABILITY FOR ROCK GLACIER CREEP MONITORING

Bakalářská práce

Miroslava Palúchová

Vedoucí práce: Mgr. Lukáš Brůha

Praha, září 2014

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citovala.

Jsem si vědoma toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne 18. září 2014 …..…….

Miroslava Palúchová

Poděkování

Ráda bych tímto poděkovala vedoucímu mé bakalářské práce Mgr. Lukáši Brůhovi za věnovaný čas, cenné rady, náměty a připomínky. Dále pak doc. RNDr. Vítovi Vilímkovi, CSc. z Katedry fyzické geografie a geoekologie za návrh tématu, pomoc s pochopením problematiky skalních ledovců a cenné konzultace.

Analýza využitelnosti družicových dat pro monitoring pohybu skalních ledovců

Abstrakt

Skalní ledovce jsou typickým povrchovým tvarem periglaciálního prostředí velehor. Pohyb aktivních skalních ledovců a změny v jeho rychlosti jsou důležitým indikátorem změn klimatu. V případě nestability mohou skalní ledovce představovat ohrožení pro antropogenní objekty a/nebo obydlené oblasti. Předkládaná práce se zabývá otázkou monitoringu pohybu skalních ledovců s využitím družicových dat. Představuje a popisuje dvě základní metody pro detekci a měření pohybu povrchových tvarů reliéfu na optických a radarových snímcích. Těmito metodami jsou ztotožnění obrazu a diferenční radarová interferometrie. Cílem práce je hodnocení využitelnosti daných metod ve výzkumu pohybu skalních ledovců. Práce poskytuje přehled existujících družicových dat a také rozbor jejich vhodnosti pro analýzu v závislosti na rychlosti pohybu skalních ledovců.

Klíčová slova: dálkový průzkum, monitoring pohybu, skalní ledovce, ztotožnění obrazu, DInSAR

Analysis of satellite data applicability for rock glacier creep monitoring

Abstract

Rock glaciers are characteristic forms of periglacial high mountain environments. The creeping of active rock glaciers and changes in its velocity are important indicators of climate change. If unstable, rock glaciers can impose hazards to anthropogenic objects and/or populated areas. The presented thesis deals with the question of rock glacier creep monitoring with the use of satellite data. Two main methods for detecting and measuring the movement of landforms on optical and radar imagery are introduced. These methods are image matching and differential SAR interferometry. The goal of the thesis is to evaluate the applicability of the given methods for the research of the movement of rock glaciers. The thesis provides an overview of existing satellite data as well as an analysis of their suitability for research depending on rock glacier velocity.

Keywords: remote sensing, movement monitoring, rock glaciers, image matching, DInSAR

Obsah

Seznam obrázků a tabulek 6
1 Úvod 7
2 Dálkový průzkum pohybu povrchových tvarů reliéfu ve velehorách 9
3 Metody 11
3.1 Ztotožnění obrazu 11
3.1.1 Princip registrace obrazu 11
3.1.2 Pre-processing 14
3.1.3 Feature-based metody ztotožnění obrazu 14
3.1.4 Area-based metody ztotožnění obrazu 15
3.1.5 Post-processing 22
3.1.6 Družice pořizující optická data 23
3.2 Diferenční radarová interferometrie 24
3.2.1 Princip zobrazujícího radaru 24
3.2.2 Radarová interferometrie 27
3.2.1 Přehled misí SAR 35
3.3 Hodnocení metod 37
3.3.1 Ztotožnění obrazu 37
3.3.1 Diferenční radarová interferometrie 39
4 Monitoring pohybu skalních ledovců 43
4.1 Skalní ledovce 43
4.1.1 Definice a terminologie 43
4.1.2 Vznik a pohyb skalních ledovců 44
4.2 Využití ztotožnění obrazu 45
4.2 Využití diferenční radarové interferometrie 47
5 Diskuze 49
6 Závěr 53
Použitá literatura a zdroje 54

Seznam obrázků a tabulek

Obrázek 1 Registrace snímků pořízených různými senzory 12
Obrázek 2 Area-based ztotožnění obrazu 16
Obrázek 3 Normalizovaná vzájemná korelace 18
Obrázek 4 Zjednodušený nákres snímání SLAR 25
Obrázek 5 Simulace dlouhé antény systémy SAR 26
Obrázek 6 Geometrie InSAR 27
Obrázek 7 Princip tvorby interferogramu 29
Obrázek 8 Příklad interferogramu 30
Obrázek 9 Ukázka diferenčního interferogramu a z něj vytvořené mapy pohybu povrchu 33
Obrázek 10 Schematický postup tvorby mapy pohybu metodou diferenční interferometrie 34
Obrázek 11 Skalní ledovec pod Gilpin Peak, Colorado, USA 44

Tabulka 1 Vybrané družice pořizující VHR optická data 23
Tabulka 2 Vybrané SAR družice a jejich charakteristiky 36
Tabulka 3 Klasifikace skalních ledovců podle jejich rychlosti pohybu 48
Tabulka 4 Ztotožnění obrazu a DInSAR: srovnání vhodnosti metod pro měření pohybu skalních ledovců 49

1 Úvod

Velehory lze považovat za jedno z nejdynamičtějších prostředí světa. Monitorování změn jejich povrchu je zásadní pro pochopení procesů, které zde probíhají, pro posouzení vývoje prostředí a také pro odhad přírodních ohrožení a rizik. Důležitou roli v systému přenosu hmoty a energie hrají ve vysokohorském prostředí ledovce a povrchový led. Jelikož se nacházejí ve stavu blízkém tání, jsou tyto formy obzvlášť citlivé na změny klimatu a mohou sloužit jako indikátor těchto změn. V několika vysokých pohořích světa současné oteplování klimatu zásadně zvyšuje ohrožení související s ledovci a permafrostem (Kääb 2002). Měření terénních změn a pohybů podstatně přispívá k modelování dynamických procesů ve velehorách a ke včasnému rozeznání možných vlivů na okolí.

Permafrost - trvale nebo dlouhodobě zmrzlý povrch - může obsahovat vysoký podíl ledu. Ve vysokohorském prostředí se tato směs horninového materiálu a ledu může sesouvat po svahu a vytvářet tak tzv. skalní ledovce. Tyto tvary periglaciálního prostředí jsou pro vědce důležitým objektem zájmu, a to nejen v souvislosti se změnami klimatu, nebo přírodním ohrožením. Důležitost výzkumu pohybu skalních ledovců souvisí i s potřebou lepšího pochopení původu a mechanismu pohybu této formy reliéfu, které v současnosti nejsou ještě zcela jasně vysvětleny (Krainer, Mostler 2006). Za tímto účelem je potřebné monitorovat pohyb skalních ledovců během dlouhých časových období. Zjištěné rozložení rychlosti pohybu v kombinaci s geofyzikálními daty o vnitřní struktuře a kompozici může pomoct lépe vysvětlit dynamiku a původ skalních ledovců.

Nejpřímočařejší metoda monitoringu pohybu terénu je opakované měření daných oblastí s využitím dálkového průzkumu Země. Současné metody detekce

a měření pohybu povrchových tvarů reliéfu jsou založené na dvou rozdílných technikách, které obě využívají sekvence družicových snímků. Jsou to ztotožnění obrazu a diferenční radarová interferometrie. I když se dá říct, že radarová interferometrie způsobila převrat v technologii měření zemského povrchu svojí vysokou přesností, tato metoda podléhá řadě přísných omezení, která výrazně limitují množství SAR snímků vhodných ke zpracování. Ztotožnění obrazu, na druhé straně, je dlouhodobě využívaná metoda vhodná pro většinu dostupných dat, nicméně v případě optických snímku bude vždy základním omezením oblačnost a stín.

Tato práce se zabývá zmiňovanými technikami analýzy pohybu povrchových tvarů a jejich aplikací ve výzkumu skalních ledovců ve světových pohořích. Motivací pro téma skalních ledovců byl výzkum přírodních ohrožení a rizik v peruánském pohoří Cordillera Blanca vedený docentem Vítem Vilímkem z Katedry fyzické geografie a geoekologie Univerzity Karlovy v Praze. Hlavním cílem práce je představit metody ztotožnění obrazu a radarové interferometrie, popsat teoretické základy těchto metod, zhodnotit jejich výhody a omezení a na základě zjištěných poznatků posoudit jejich využitelnost pro monitoring pohybu skalních ledovců. Práce se zaměřuje na optická a radarová družicová data a dílčím cílem je přinést stručný přehled družic, které jsou využitelné jako zdroj dat pro řešenou problematiku.

2 Dálkový průzkum pohybu povrchových tvarů reliéfu ve velehorách

Ve vysokohorském prostředí je vzhledem k odlehlosti a ztíženému přístupu k zájmovým oblastem pořizování dat pro dlouhodobý monitoring reliéfu konvenčními metodami obtížné. Z těchto důvodů je hlavním prostředkem pro výzkum a získávání informací z velehor dálkový průzkum (Kääb 2002).

Zpracováním dat dálkového průzkumu pořízených z letadla nebo satelitu můžeme bez přímého kontaktu s objekty nebo jevy na zemském povrchu získat informace o jejich vlastnostech (Schowengerdt 2007). Analýzou dat pořízených s časovým odstupem můžeme detekovat pohyb tvarů na zemském povrchu a také určit rychlost tohoto pohybu. Pro tento účel se v současnosti využívají optická i radarová data dálkového průzkumu.

Optická data jsou data získaná pasivním dálkovým průzkumem, kdy senzory snímacích zařízení měří pouze záření, které je přirozeně vyzařované nebo odražené Zemí, atmosférou a oblaky (Schowengerdt 2007). Tato data jsou pořizována ve viditelné a infračervené části elektromagnetického spektra. Optickými daty mohou být pozemní, letecké a družicové snímky. V případě aktivního dálkového průzkumu je zdrojem elektromagnetického záření část měřicího přístroje, která záření vysílá a přístroj následně měří jeho odraženou část. Příkladem takto pořízených dat jsou radarová data. Radar je aktivní senzor vysílající mikrovlnné záření v pulzech vždy za určitou časovou periodu. (Kolář *a kol.* 1997).

Z praktického hlediska je pro dlouhodobý monitoring rozsáhlejších oblastí nejvhodnější využití družicových dat, která jsou pořizována nepřetržitě v pravidelných

intervalech. Záběr snímání družic se sice se zvyšujícím se prostorovým rozlišením snímků snižuje, obsažené území přesto plošně převyšuje možnosti leteckého snímkování. Družicová data jsou v současnosti již dobře dostupná a moderní družicové systémy dosahují rozlišení srovnatelné s leteckými snímky.

Podle Heid (2011) jsou pro určení rychlosti pohybu geomorfologických tvarů ze družicových snímků využívány dvě techniky dálkového průzkumu – ztotožnění obrazu a diferenční radarová interferometrie (DInSAR).

3 Metody

3.1 Ztotožnění obrazu

Účinnou metodou pro měření pohybů povrchu je porovnání opakovaně pořízených snímků dálkového průzkumu a nalezení korespondence mezi nimi. Tento úkol lze splnit metodami ztotožnění obrazu (*image matching*), což je jeden z kroků procesu registrace obrazu (*image registration*).

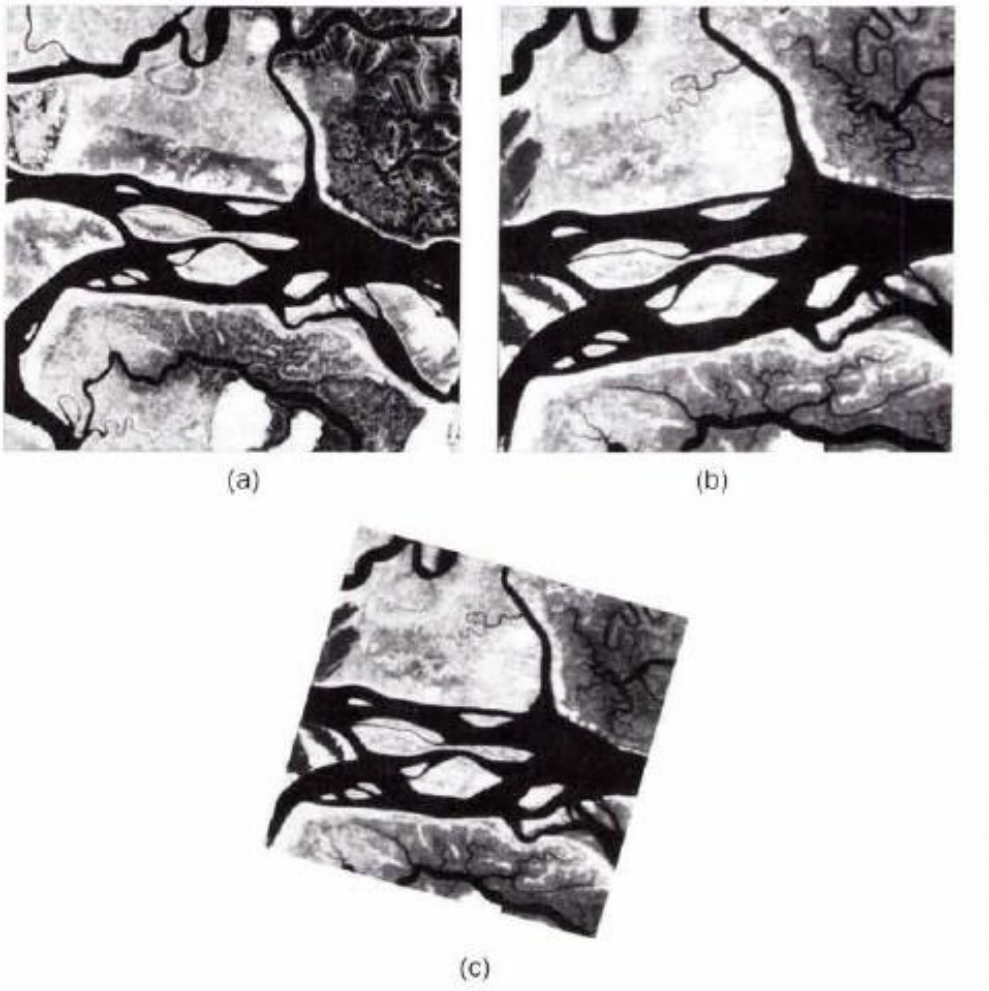
3.1.1 Princip registrace obrazu

Registrace obrazu patří mezi základní operace zpracování obrazu dálkového průzkumu (Fonseca, Manjunath 1996). Je to proces překrytí dvou nebo více obrazů té samé scény pořízených v různém čase, z různých úhlů a/nebo různými senzory (Zitová, Flusser 2003). Jedná se o sesazení snímků tak, aby nebyly vůči sobě nijak posunuty, otočeny, či jinak transformovány. Snímky jsou geometricky zarovnány jeden podle druhého, přičemž jeden ze snímků je vždy vzorem – ten je nazýván referenční, neboli hlavní. Snímek, který se podle referenčního snímku upravuje, se v literatuře označuje jako pohybový, plovoucí, registrovaný, nebo také vedlejší. Registrovat dva snímky znamená najít geometrickou transformaci, která každý bod registrovaného snímku přiřadí bodu ve snímku referenčním (Brown 1992).

Registrace obrazu je zásadním krokem ve všech úlohách obrazové analýzy, které koncovou informaci získávají kombinací různých zdrojů dat. Využití registrace v dálkovém průzkumu kromě detekce změny a měření pohybů povrchových tvarů ze snímků zahrnuje i integraci informací z různých senzorů (obr. 1), multispektrální

klasifikaci snímků, monitorování životního prostředí, mozaikování obrazu, předpověď počasí, nebo integraci informací do GIS (Zitová, Flusser 2003). Kromě dálkového průzkumu nachází registrace obrazu uplatnění i v medicíně, kartografii, nebo počítačovém vidění.

Aplikace registrace obrazu lze rozdělit do skupin podle způsobu pořízení snímků (Zitová, Flusser 2003). V případě detekce pohybu a měření rychlosti pohybu se využívají snímky stejné scény pořízené v různých časech, případně za různých podmínek. Provádí se multitemporální analýza, jejímž cílem je najít a vyhodnotit změny, které se v dané scéně vyskytly v časovém úseku mezi získáním dvou snímků. Pro analýzu pohybu povrchových tvarů lze využít optické snímky, radarové snímky a podrobné digitální výškové modely (DEM). Nejběžnější je použití optických snímků (Heid 2011).



Obr. 1 *Registrace snímků pořízených různými senzory* – (a) referenční Landsat snímek, (b) SPOT snímek, (c) transformovaný SPOT snímek (zdroj: převzato z Fonseca, Manjunath 1996, původně v Li *et al.* 1995)

Jak uvádí Zitová a Flusser (2003), většina metod registrace obsahuje čtyři základní kroky: detekci prvků, ztotožnění prvků, odhad transformačního modelu, převzorkování a transformaci obrazu.

1. Prvním krokem je na snímcích manuálně, nebo automaticky detekovat charakteristické, výrazné a zřetelné objekty. V dalším zpracování jsou pak tyto objekty zastoupeny bodovými prvky, kterými mohou být středy objektů, konce linií, nebo jasně rozlišitelné body. Tyto body jsou nazývány kontrolní body (CP). Kontrolní body by měly být na snímcích rozmístěné rovnoměrně a měl by být nalezen dostatečný počet bodů společných pro referenční a registrovaný snímek.
2. Dalším krokem je ztotožnění obrazu - zjišťují se shody mezi objekty vybranými v referenčním a registrovaném snímku, stanovuje se korespondence prvků. Prvky jsou identifikovány lokací pixelu v obrazu. Ztotožnění prvků komplikují problémy související s nesprávnou detekcí prvků, nebo degradací obrazu. Kromě toho se souhlasné prvky mohou jevit jako různé kvůli různým podmínkám při pořizování snímků a/nebo kvůli různé spektrální citlivosti použitých senzorů. Algoritmus pro ztotožnění prvků na snímcích musí tyto faktory zohlednit. Nalezení správné korespondence mezi dvěma sadami prvků je zásadní pro přesnost registrace a podle Fonseca, Manjunath (1996) je to nejobtížnější krok v procesu obrazové registrace.
3. Třetím krokem registrace obrazu je konstrukce mapovací funkce, která srovnává registrovaný snímek s referenčním. Typ mapovací funkce je zvolen podle předem známých informací o pořízení snímků a degradaci obrazu, parametry mapovací funkce jsou vypočteny podle stanovené korespondence prvků.
4. Prostřednictvím vybrané mapovací funkce je pak v posledním kroku registrace provedena transformace registrovaného snímku převzorkováním. Hodnoty obrazu pro všechny body snímku se získají vhodnou interpolační technikou.

Původně se objekty a prvky vhodné pro registraci vybíraly z dvojice snímků manuálně. Automatizací tohoto kroku se vyvinuly dva typy metod ztotožnění obrazu, každá s rozličným přístupem k objektům na snímcích (Zitová, Flusser 2003):

- ***Area-based*** **metody**, někdy nazývané i korelační metody, které kladou hlavní důraz na hledání shody objektů, nikoliv na jejich detekci. Z tohoto důvodu je u *area-based* metod první ze čtyř popsaných kroků registrace vynechán, resp. je prováděn současně s druhým krokem. *Area-based* metody pracují přímo s hodnotami obrazu, jako je jas, nebo fáze (Heid 2011).
- ***Feature-based*** **metody** pracují s význačnými objekty, nalezenými na snímcích, a následně mezi nimi hledají shodu. Objekty rozumíme rozlišitelné plochy (jezera, pole), linie (silnice, řeky, pobřeží), nebo body (průsečíky linií, rohy ploch).

3.1.2 Pre-processing

Snímky určené pro detekci a měření posunů povrchu musí být před vzájemnou registrací ortorektifikovány, přičemž od kvality a správnosti ortorektifikace následně závisí přesnost vektorů dislokací (Heid 2011). V případě, že se použijí originální snímky, musí se zjištěné dislokace následně rektifikovat podle použitého senzoru a jeho parametrů (Kääb 2005).

Použité snímky musí být přesně registrovány. Registrace se provádí s využitím částí snímků, o kterých víme, že jsou stacionární v čase. Pouze na tyto části se aplikuje vybraná metoda registrace (Luckman *et al.* 2007). Kromě běžné transformace vedlejšího snímku podle geometrie referenčního snímku lze také pouze vypočítat transformační parametry a aplikovat je na výsledky ztotožnění obrazu (Paul *et al.* 2013). Tímto postupem se šetří výpočetní čas metody.

Před registrací je možné vybrané snímky zpracovat za účelem zvýraznění prvků, které jsou cílem zájmu, a potlačení nechtěných prvků. K tomu se využívají filtry pro zvýraznění kontrastu a hran, vyhledávače zájmových prvků a jiné radiometrické úpravy (Kääb 2005).

3.1.3 Feature-based metody ztotožnění obrazu

Když jsou předmětem ztotožnění jasně rozlišitelné objekty s konkrétními atributy, hovoříme o *feature-based* metodách ztotožnění obrazu. Tyto metody nepracují s hodnotami intenzity snímků, ale předem identifikují na snímcích prvky jako celek.

Těmito zřetelnými prvky mohou být body, linie, rohy, plochy nebo globální struktury. Plošné prvky využívané při ztotožnění obrazu za účelem zjištění pohybu povrchových tvarů mohou být jezera, suťová pole, shluky vegetace, stíny. Plochy jsou obvykle reprezentovány centrálním bodem, který nepodléhá rotaci, zkosení a změně měřítka. Liniové prvky v případě povrchových tvarů mohou být trhliny, hranice ploch, hranice objektů, rýhy a hřbety. Tyto jsou na snímcích detekovány hranovými operátory. Body mohou být zmiňované centroidy ploch, dále průsečíky linií, rohy objektů, atd. Rešerši možností výběru prvků pro *feature-based* ztotožnění lze nalézt v Zitová, Flusser (2003).

Cílem *feature-based* metod ztotožnění obrazu je nalezení objektů na povrchu daného tvaru reliéfu navzájem korespondujících na hlavním a vedlejším snímku, a ze změny jejich polohy určit jejich posun. Ten určuje pohyb daného povrchového tvaru.

3.1.4 Area-based metody ztotožnění obrazu

U *area-based* metod dochází ke statistickému porovnání malé oblasti z referenčního obrazu, reprezentované oknem zvolené velikosti, s okny stejné velikosti v registrovaném obrazu. Tento proces vysvětluje obrázek 2 (Fonseca, Manjunath 1996). Čtverec $S(x,y)$ nechť představuje registrovaný obraz s M řádky a N sloupci. $R(x,y)$ bude referenční obraz obsahující n oken W_z (x,y), $z = 1, \ldots, n$, s K řádky a L sloupci, kde každé okno má daný střed v bodě (a,b). $S_{ij}(x,y)$ nechť je K x L část obrazu $S(x,y)$ se souřadnicemi levého horního rohu (i,j), přičemž

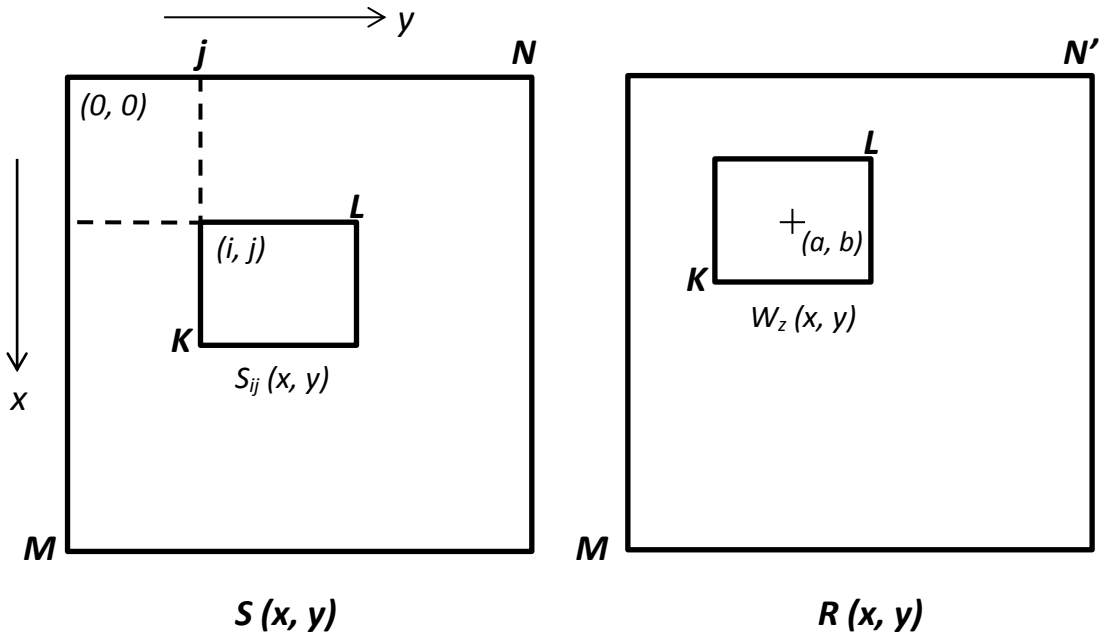
$$S_{ij}(x,y) = S(i+x, j+y),$$

pro $0 \leq x \leq K-1, 0 \leq y \leq L-1$ a $0 \leq i \leq M-K, 0 \leq j \leq N-L$. Každé okno W_z z referenčního obrazu R se porovná s každou částí S_{ij} registrovaného obrazu S. Hodnota korelace mezi W_z a S v poloze dané bodem (i,j) je

$$C(i,j) = \sum_{x=0}^{K-1} \sum_{y=0}^{L-1} W_z(x,y) S_{ij}(x,y)$$

Proces korelace spočívá v posunování okna W_z po ploše obrazu S vždy o 1 pixel a ve vypočtení hodnoty C v každé jeho poloze. Výpočet zahrnuje násobení hodnoty každého pixelu z okna W_z hodnotou pixelu obrazu S, který překrývá, a sčítání výsledných hodnot pro všechny pixely. Poloha okna W_z, ve které je hodnota C

maximální, představuje největší shodu mezi W_z a S. Po nalezení okna S_{ij}, které nejvíc odpovídá oknu W_z, se jejich středy (a,b) a $(i + (K-1)/2, j + (L-1)/2)$ vezmou jako kontrolní body, je-li cílem korelace přesné zarovnání snímků. Kontrolní body pak slouží pro výpočet parametrů transformace. V případě detekce a měření dislokací povrchu souřadnice středů W_z a S_{ij} určí vektor posunu dané plochy v době mezi pořízením jednotlivých snímků.



Obr. 2 *Area-based ztotožnění obrazu* (zdroj: převzato z Fonseca, Manjunath 1996, upraveno)

3.1.4.1 Normalizovaná vzájemná korelace

Existuje několik matematických postupů, které měří podobnost mezi dvěma vybranými okny z obrazů a umí najít jejich největší korelaci. Nejpoužívanější metodou je podle Debella-Gilo, Kääb (2011) normalizovaná vzájemná korelace (NCC – *normalized cross-correlation*). Samotná korelace popsaná rovnicí v části 3.1.4 je velmi citlivá vůči změnám hodnot intenzity obrazu. Aby se předešlo výskytu nesprávných maxim korelace, způsobených změnami jasu nebo kontrastu snímků, požívá se normalizovaná forma rovnice, která popisuje normalizovanou vzájemnou korelaci:

$$R(i,j) = \frac{\sum_{x=0}^{K-1}\sum_{y=0}^{L-1} W_z(x,y)S_{ij}(x,y)}{\sqrt{\sum_{x=0}^{K-1}\sum_{y=0}^{L-1} {W_z}^2(x,y)\sum_{x=0}^{K-1}\sum_{y=0}^{L-1} {S_{ij}}^2(x,y)}}$$

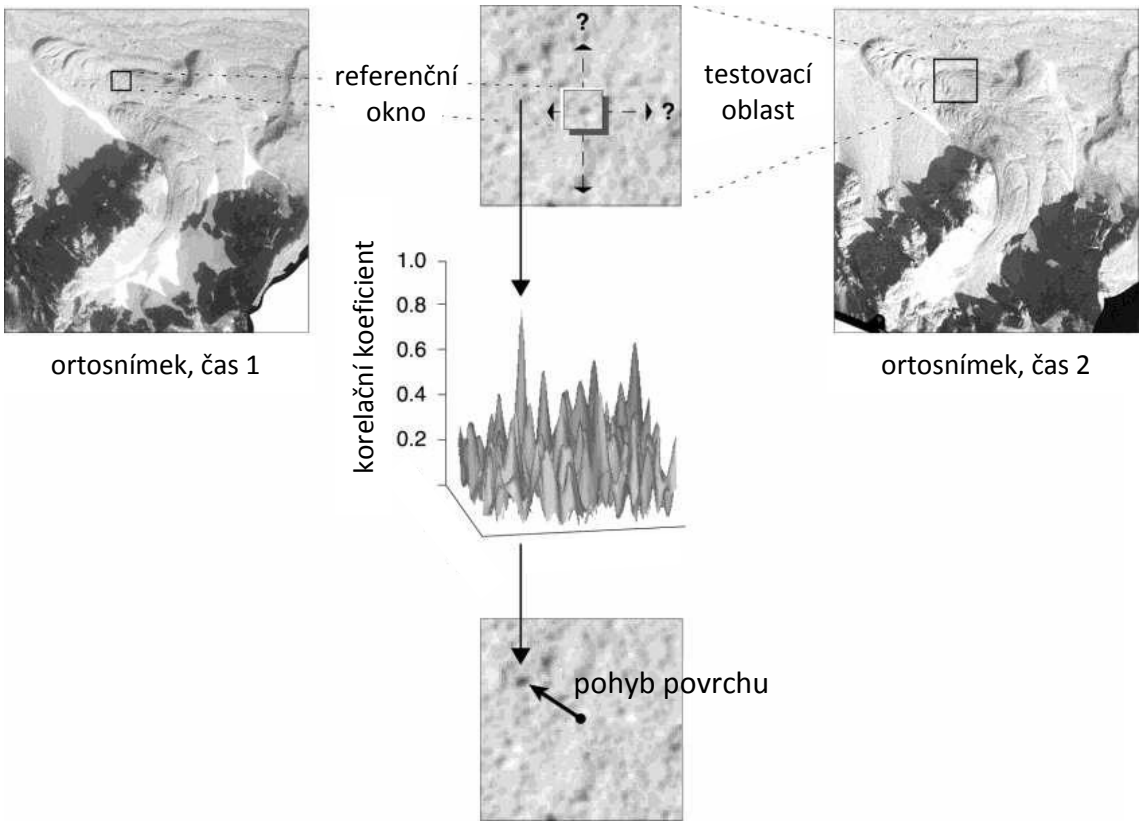
Tato normalizace odstraní lokální rozdíly mezi dvěma snímky, čím se zvýší jejich podobnost (Schowengerdt 2007). Normalizace vzájemné korelace snímků tak dává možnost porovnávat snímky s různým osvětlením (Heid 2011). Další zvýšení podobnosti snímků se docílí výpočtem korelačního koeficientu C normalizované vzájemné korelace, kdy se před násobením hodnot pixelů od každé odečte průměrná hodnota pixelů v příslušném okně.

$$C(i,j) = \frac{\sum_{x=0}^{K-1}\sum_{y=0}^{L-1} (W_z(x,y) - \mu_w)(S_{ij}(x,y) - \mu_S)}{\sqrt{\sum_{x=0}^{K-1}\sum_{y=0}^{L-1} (W_z(x,y) - \mu_w)^2 \sum_{x=0}^{K-1}\sum_{y=0}^{L-1} (S_{ij}(x,y) - \mu_S)^2}}$$

μ_w je průměrná hodnota všech pixelů z referenčního okna W_z a μ_s je průměrná hodnota pixelů v porovnávané části S_{ij} obrazu S. Průměry μ_w a μ_s normalizují hodnoty intenzity v oknech W_z a S_{ij}, čím zajišťují, aby celkové rozdíly v těchto hodnotách neovlivnily výsledek korelace (Kääb 2005). Vypočtený korelační koeficient je pak přirazen středovému pixelu okna S_{ij}. Hodnoty C jsou z intervalu $[-1,1]$, přičemž při hodnotě –1 jsou porovnávaná okna vzájemně opačná, hodnota 1 indikuje přesnou shodu digitálních hodnot všech překrývajících se pixelů v oknech a C = 0 znamená, že mezi okny není žádný vztah (Debella-Gilo, Kääb 2011). Okno S_{ij} s maximální hodnotou C středového pixelu nejlépe odpovídá oknu W_z a euklidovská vzdálenost mezi souřadnicemi jejich středů je horizontální dislokací plochy ze středového pixelu okna W_z. Hodnoty C můžeme zobrazit v plošném grafu, kde tvoří tzv. plochu korelace (obr. 3).

Na obrázku 3 je patrné, že referenční okno W_z se nemusí posouvat po celé ploše registrovaného snímku S. Pro korelaci je možné ze snímku S vhodně vybrat testovací oblast předpokládaného výskytu plochy zobrazené v referenčním okně W_z. Testovací

oblast musí být dost velká na to, aby zahrnula nejvzdálenější přesun dané plochy, a zároveň dostatečně malá pro co nejefektivnější snížení doby trvání procesu registrace (Debella-Gilo, Kääb 2011).



Obr. 3 *Normalizovaná vzájemná korelace* (zdroj: Kääb 2005, upraveno)

3.1.4.2 Další metody

NCC operuje v prostorové doméně jako konvoluční operace. Pro snížení časové náročnosti procesu se využívá výpočet **vzájemné korelace ve frekvenční doméně** (CCF – *cross-correlation in frequency domain*). Registrace obrazu ve frekvenční doméně se od té v prostorové doméně liší, nehledá se vybraná část jednoho snímku ve větší části druhého, ale jsou vybrány dvě stejně velké části dvou snímků a ty se násobí ve frekvenční doméně pro získání dislokace. CCF tedy spočívá ve vynásobení rychlé Fourierovy transformace (FFT – *Fast Fourier Transform*) jednoho snímku a FFT druhého snímku, který je komplexně sdružený, tj. jeho hodnoty intenzity jsou otočeny o 180˚ kolem středu. Toto násobení podle konvolučního teorému odpovídá výpočtu

vzájemné korelace v prostorové doméně (Heid 2011). Korelační koeficient je v tomto případě

$$CC(i,j) = IFFT\left(F(u,v)G^*(u,v)\right)$$

kde $F(u,v)$ je FFT části prvního snímku, $G(u,v)$ je FFT příslušné části druhého snímku, * představuje komplexní sdružení a IFFT je zpětná rychlá Fourierova transformace (*Inverse Fast Fourier Transform*).

Ve frekvenční doméně je možné získat pouze vzájemnou korelaci snímku, normalizaci do frekvenční domény provést nelze. Metoda CCF tedy neobsahuje normalizaci a proto změny v osvětlení snímků mohou znamenat nesprávnou registraci. Kvůli tomu se tahle metoda nikdy nepoužívá samotná, podle Heid (2011) je ale účinnou metodou v kombinaci s provedením normalizace jiným způsobem (jinou metodou, nebo v předzpracování obrazu).

Běžnou technikou provedení normalizace ve frekvenční doméně je použití pouze fázové informace, čím jsou zanedbané rozdíly v hodnotách intenzity obrazů, které se projevují pouze v amplitudách (Heid 2011). K tomu slouží metoda **fázové korelace** (PC – *phase correlation*). PC je založená na posunové vlastnosti Fourierovy transformace, označované jako posunovací teorém, podle kterého je relativní dislokace mezi dvojicí podobných obrazů určená fázovým rozdílem jejich Fourierových transformací (Leprince *et al.* 2007). Heid (2011) uvádí výpočet korelačního koeficientu fázové korelace jako

$$CC(i,j) = IFFT\left(\frac{F(u,v)G^*(u,v)}{|F(u,v)G^*(u,v)|}\right)$$

Nejvýraznější fázový rozdíl ze všech rozdílů na všech frekvencích určuje dislokaci.

Další metodou využívanou při určování rychlostí pohybu povrchových tvarů reliéfu je metoda **orientační korelace** (OC – *orientation correlation*), kterou navrhli Fitch *et al.* (2002). Tato metoda je založená na korelaci upravených snímků, ve kterých hodnoty každého pixelu jsou komplexní čísla, které popisují orientaci gradientu intenzity. Při korelaci se pak porovnávají úhly orientace gradientu intenzity (Fitch *et al.* 2002), což je vektor, který v každém bodě snímku ukazuje směr největší změny intenzity a jeho velikost odpovídá míře změny v daném směru.

Mějme dva snímky $f(x,y)$ a $g(x,y)$, které potřebujeme registrovat. Z obrazů f a g vytvoříme obrazy f_d a g_d, které obsahují informaci o orientaci gradientu intenzity:

$$f_d(x,y) = sgn\left(\frac{\partial f(x,y)}{\partial x} + i\frac{\partial f(x,y)}{\partial y}\right)$$

$$g_d(x,y) = sgn\left(\frac{\partial g(x,y)}{\partial x} + i\frac{\partial g(x,y)}{\partial y}\right)$$

kde *sgn* je funkce signum

$$sgn(x) = \begin{cases} 0 & \text{pro } |x| = 0 \\ \dfrac{x}{|x|} & \text{pro ostatní} \end{cases}$$

a i je imaginární jednotka. Obrazy f_d a g_d jsou komplexní, tedy složené z dvou částí - reálné a imaginární, přičemž rozdíly intenzity ve směru x představuje reálná matice a rozdíly intenzity ve směru y představuje imaginární matice (Heid 2011). Registrace obrazů f_d a g_d může být provedena korelací ve frekvenční doméně, metoda CO je tedy časově nenáročná a navíc, díky použití hodnot orientace gradientu intenzity, také nezávislá na osvětlení snímků (Fitch *et al.* 2002).

Významným přispěním do oblasti měření deformací povrchu se v roce 2007 stalo představení pokročilého programu **COSI-Corr** (*Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation*). Jedná se o automatický softvér, který vyvinuli Leprince *et al.* původně za účelem detekce dislokací povrchu způsobených seizmickou aktivitou ze snímků před a po zemětřesení, použitá metoda ale může být aplikována na jakoukoliv jinou detekci horizontální změny. Umožňuje automatickou a přesnou ortorektifikaci a následnou registraci družicových nebo leteckých multitemporálních dat (Leprince *et al.* 2007). Korelace obrazů je provedena pomocí fázové plochy ve frekvenční doméně. Stejně jako PC, i COSI-Corr počítá fázový rozdíl Fourierových transformací snímků, snímky pak ale nejsou transformovány zpátky do prostorové domény (Heid 2011). Výsledkem korelačního procesu COSI-Corr je dvojice snímků, z kterých každý představuje jednu složku horizontální dislokace, a to ve směrech východ-západ a sever-jih (Leprince *et al.* 2007).

3.1.4.3 Sub-pixelová přesnost

V souvislosti s monitoringem pohybů povrchových tvarů reliéfu je jednou z nevýhod *area-based* metod obrazové registrace jejich přesnost, limitovaná prostorovým rozlišením zpracovávaných snímků na velikost jednoho pixelu. I když pixelová přesnost může být pro určité prostorové rozlišení a určité povrchové tvary dostačující, rozsah měřených horizontálních pohybů terénu je obvykle menší než prostorové

rozlišení dostupných snímků (Leprince *et al.* 2007). Je proto nezbytné zvýšit přesnost metod registrace obrazu, čímž se zvýší i přesnost určení dislokace terénu (Debella-Gilo, Kääb 2011). Přesnost přesahující základní prostorové rozlišení snímku je označována jako sub-pixelová přesnost. Určení dislokace terénu se sub-pixelovou přesností je podle Heid (2011) možné dosáhnout třemi metodami: interpolací plochy korelace, interpolací původních snímků ještě před jejich registrací, využitím metody nejmenších čtverců.

První, nejběžnější (Heid 2011) možnost dosažení sub-pixelové přesnosti pracuje s plochou korelace danou hodnotami korelačního koeficientu, která vznikne registrací snímků. Poloha vrcholu plochy korelace na pouze pixelové úrovni nemusí představovat správnou pozici vybrané části referenčního snímku na snímku registrovaném. Existují dva způsoby lokalizace vrcholu plochy korelace se sub-pixelovou přesností (Debella-Gilo, Kääb 2011):

- První je interpolace plochy korelace na vyšší prostorové rozlišení, a to s využitím dvoudimenzionálních interpolačních algoritmů. Po převzorkování plochy korelace v okolí vrcholu na požadované prostorové rozlišení je na novou matici aplikována dvoudimenzionální kubická konvoluce korelačních koeficientů, která novým pixelům přiřadí vážený průměr hodnot nejbližších 16 (4x4) pixelů. Vrchol plochy korelace je pak relokován v novém rozlišení.
- Druhý způsob spočívá v proložení dvoudimenzionální analytické funkce plochou korelace v okolí jejího vrcholu. Po nalezení funkce, která optimálně překrývá plochu korelace, je možné určit přesnou polohu vrcholu z maxima této funkce. Pro tento účel se v souvislosti s typickým zvonovitým tvarem vrcholů plochy korelace využívají parabolické a gaussovské funkce.

Další možnost je předem převzorkovat hodnoty intenzity daných snímků interpolací a získat tak lepší prostorové rozlišení. To lze provést s pomocí různých interpolačních technik, přičemž nejvhodnější je bikubická interpolace (Debella-Gilo, Kääb 2011).

Pro získání výsledků na sub-pixelové úrovni lze využít i metodu nejmenších čtverců, která díky své schopnosti pracovat i s rotací a změnou měřítka snímků může být užitečná pro určování rychlosti pohybu ledovců (Heid 2011).

3.1.5 Post-processing

Výsledkem registrace obrazu je pole dislokací plochy zobrazené použitými snímky. Toto pole obvykle obsahuje velké množství správných i nesprávných ztotožnění a proto je nutné ho upravit v posledním kroku zpracování snímků (Heid 2011). Pro první úpravu se běžně využívají hodnoty korelačního koeficientu, nebo odstup signálu od šumu (*signal-to-noise ratio – SNR*). Přiřazení s nízkými hodnotami korelačního koeficientu nebo s nízkými hodnotami SNR jsou odstraněny. Tento krok může odstranit i některé správné výsledky, ale obvykle také zanechává část těch nesprávných, takže je potřebné další filtrování.

Možnost eliminovat chybné výsledky dává například metoda zpětné korelace, kterou popisuje Scambos *et al.* (1992). Metoda je založená na předpokladu, že horizontální dislokace povrchu by neměla záviset na tom, který z dvojice použitých snímků se vezme jako referenční. Dislokace se proto vypočítá v obou směrech, výsledky se porovnají, a když se „zpětná" dislokace liší od té původní o víc, než je určená hranice, dislokace je zamítnuta.

Podle Scherler *et al.* (2008) je účinným způsobem jak zbavit výsledek nesprávných ztotožnění použití směrového filtru. V tomto případě se odhadne směr pohybu daného povrchového tvaru a určí se akceptovatelná odchylka. Tento směr se porovná se směry výsledných dislokací. Výsledky je možné filtrovat i vyhledáním změn rychlosti pohybu, přičemž se odstraní ty, jejichž rychlost se výrazně liší na krátkou vzdálenost, tedy zůstanou spíše postupné změny v rychlosti pohybu povrchového tvaru (Scherler *et al.* 2008).

Heid a Kääb (2012) navrhli filtrovat získané vektory pohybu na základě sousedních vektorů. Na pole vektorů dislokací je ve směrech x a y použitý nízkofrekvenční průměrový filtr s velikostí okna 3x3. Originální vektory, které se od výsledku této filtrace liší víc než o určenou hodnotu, jsou odstraněny. Dislokace jsou tedy považovány za správné, jen když do určité míry souhlasí s dislokacemi ve svém blízkém okolí.

Pro aplikace v globálním měřítku, kdy manuální výběr správných vektorů je časově příliš náročný, je podle Heid (2011) lépe akceptovatelné odstranit při filtrování některé správné výsledky, ale zároveň odstranit velké množství nesprávných. Za tímto účelem se pro globální měřítko při filtrování používají přísnější hraniční hodnoty. Na druhé straně, pro specifické aplikace je často lepší zmírnit kritéria filtrace a zbylé chyby odstranit manuálně.

3.1.6 Družice pořizující optická data

Družicová data se podle prostorového rozlišení obecně rozdělují na data s nízkým rozlišením (prostorové rozlišení v řádu 1 km), se středním rozlišením (100 m), s vysokým rozlišením (10 m) a velmi vysokým rozlišením (1 m a menší) (Gisat 2014a).

Zvyšující se dostupnost optických družicových snímků s velmi vysokým rozlišením (*very high resolution* – VHR) by měla postupně umožnit nepřetržité monitorování změn zemského povrchu v důsledku geologických procesů, změn klimatu, nebo antropické aktivity, a to s vysokou přesností měření. Celosvětové pokrytí snímky s vysokým rozlišením už dlouhodobě poskytuje několik satelitních programů, jako například Landsat od roku 1972, SPOT od roku 1986 a ASTER na palubě satelitu Terra od roku 1999. Od přelomu tisíciletí bylo vypuštěno několik satelitů s velmi vysokým rozlišením, zahrnujíc IKONOS, QuickBird, OrbView, EROS, KOMPSAT a další.

Přehled vybraných družic pořizujících VHR snímky a jejich charakteristik je v tabulce 1. Družice jsou seřazeny podle roku uvedení do provozu. Charakteristiky družic zahrnují prostorové rozlišení v panchromatickém a multispektrálním modu a šířku záběru na povrchu.

Tab. 1 *Vybrané družice pořizující VHR optická data* (zdroj: Gisat 2014b)

Družice	Prostorové rozlišení [m]		Záběr senzoru [km]	V provozu od
	PAN	MS		
Pléiades 1B	0,5	2,8	20	2013
SPOT 6	1,5	6,0	60	2013
KOMPSAT-3	0,7	2,8	16,8	2012
Pléiades 1A	0,5	2,8	20	2012
WorldView-2	0,5	1,84	16,4	2009
GeoEye-1	0,5	2,0	15,2	2008
WorlView-1	0,5	-	17,6	2007
EROS B	0,7	-	7	2006
KOMPSAT-2	1,0	4,0	15	2006
OrbView-3	1,0	4,0	8	2003
QuickBird	0,6	2,4	16	2001
EROS A	1,8	-	14	2000
IKONOS	1,0	4,0	11	1999

3.2 Diferenční radarová interferometrie

Dalším důležitým nástrojem pro přesné měření zemského povrchu a jeho deformací je radarová interferometrie (*synthetic aperture radar interferometry* – InSAR). Od začátku 90. let, kdy se začaly využívat satelitní radarové družice, počet aplikací InSAR v přírodovědných odvětvích prudce stoupá (Rott 2009). Při použití diferenčního přístupu (*differential SAR interferometry* – DInSAR), kdy dochází k porovnání fázové složky dvou nebo více radarových snímků, lze provádět mapování výškových změn a deformací zemského povrchu s přesností lepší než 1 cm (Gisat 2014c).

3.2.1 Princip zobrazujícího radaru

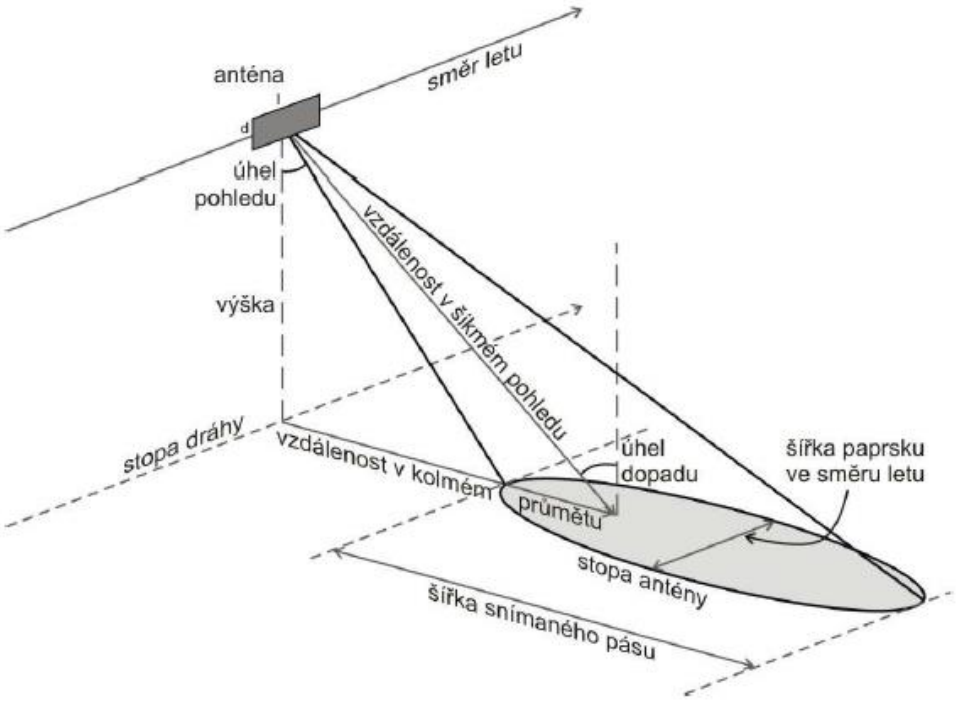
Slovo radar, zkratka z anglického *RAdio Detection And Ranging*, označuje aktivní mikrovlnný senzor, jinými slovy senzor vybavený vlastním zdrojem záření. Cíl ozařuje mikrovlnným zářením, tedy zářením o vlnové délce λ 1 mm – 1m, resp. s frekvencí f 0,3 – 300 GHz, a pomocí vyslaných mikrovln určuje objekty na zemském povrchu, jejich vlastnosti a umístnění (Kolář *a kol.* 1997).

Měření radarem se od optických měření v mnoha ohledech liší. Kromě použití vlastního zdroje záření, které dělá měření radarem nezávislým na denní době, je výhodou také pronikání mikrovlnného záření mlhou, smogem, oblaky a jemným deštěm. Díky tomu je možné pořídit radarová data i v oblastech, kde častá oblačnost znemožňuje optická měření. Radarové snímky jsou vytvářeny tzv. zobrazujícími radary (*imaging radar*), které jsou neseny nosičem, během pohybu postupně ozařují zvolené území a vytvářejí dvojrozměrný obraz snímané oblasti. Radarové měření na rozdíl od optických skenerů používá šikmý pozorovací úhel. Snímá se šikmo ve směru kolmém na směr letu nosiče, jedná se tedy o tzv. radar s bočním pohledem (*side-looking radar* – SLR, resp. *side-looking airborne radar* – SLAR).

Princip SLAR spočívá ve vysílání paprsku mikrovlnné energie v pulzech s opakovací frekvencí (*pulse repetition frequency* – PRF) směrem k zemskému povrchu, se kterým se vlna následně dostává do interakce. Na povrchu dochází k rozptylu záření a část odražené energie (zpětný rozptyl) směruje zpátky k radaru, kde ji zachytí anténa. Anténa radaru tedy střídavě vysílá a přijímá pulzy o dané vlnové délce a polarizaci. Elektronickým měřením se zaznamená celkový čas mezi vysláním pulzu a příjmem zpětného rozptylu anténou a také amplituda – velikost intenzity odraženého záření. Z těchto údajů se dají vypočítat vzdálenosti k jednotlivým cílům na povrchu, od kterých

bylo záření odraženo, ve směru kolmém na směr letu a následně je možné vytvořit dvojrozměrný obraz snímané oblasti (Capaliniová 2006).

Geometrie SLAR je znázorněna na obrázku 4. Signál radaru je vysílán k povrchu pod úhlem pohledu (*look angle*). V praxi je využíván také hloubkový úhel (*depression angle*) mezi horizontálou nosiče a pulzem, tvořící doplněk úhlu pohledu. Úhel mezi dopadajícím pulzem a kolmicí k povrchu v místě dopadu je nazýván úhel dopadu (*incidence angle*). Pulzy vyslané anténou se pohybují rychlostí světla c a každý zasáhne určitou část povrchu, což je tzv. stopa antény (*antenna footprint*). Šířka snímaného pásu neboli šířka záběru (*swath*) je dána poměrem vlnové délky vyslaného pulzu a šířky antény. Šířku paprsku ve směru letu určuje poměr vlnové délky a délky antény (Kolář *a kol.* 1997). Vzdálenost mezi družicí a povrchem ve směru pohledu se nazývá vzdálenost v šikmém pohledu, resp. šikmá vzdálenost (*slant range*, také *line of sight* – LOS), kolmý průmět této vzdálenosti je vzdálenost ve směru kolmém na směr letu, nebo horizontální vzdálenost (*ground range*) (Capaliniová 2006, Slačíková 2010).

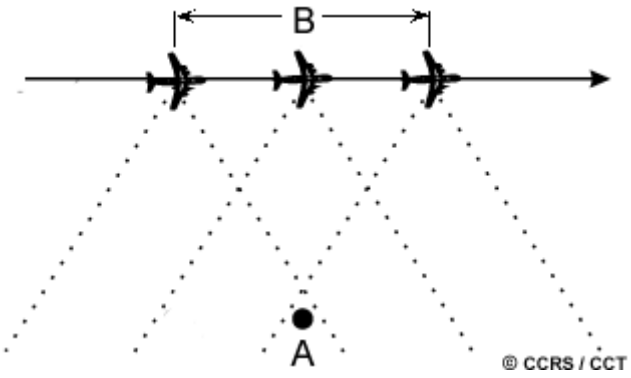


Obr. 4 *Zjednodušený nákres snímání SLAR* (zdroj: převzato z Rauch 2011)

Prostorové rozlišení SLAR systémů je dáno dvěma nezávislými parametry – délkou pulzu a šířkou paprsku antény (Kolář *a kol.* 1997). Tyto parametry určují rozlišovací schopnost ve dvou směrech – prostorové rozlišení ve směru pohledu

(*range*), tedy ve směru napříč ose letu, je úměrné délce pulzu, a prostorové rozlišení ve směru osy letu, neboli ve směru azimutu (*azimuth*), je pak dáno šířkou paprsku antény. Šířka paprsku je určena podílem vlnové délky vyslaného záření a délky použité antény. Pro vysoké prostorové rozlišení v azimutálním směru by musela délka antény dosahovat velkých rozměrů, které jsou neslučitelné s nosností letadla nebo družice.

V praxi se proto využívá systém označovaný jako radar se syntetickou aperturou (*synthetic aperture radar* – SAR). SAR využívá pohybu nosiče pro elektronickou simulaci extrémně dlouhé antény. Každý objekt je snímán vícenásobně a speciálním zaznamenáváním a zpracováním všech odrazů každého pulzu jsou vytvářeny snímky povrchu Země s vysokým prostorovým rozlišením (Radar Tutorial 2014a). Tento proces ilustruje obrázek 5. Když se cíl (A) poprvé ocitne v dosahu paprsku radaru, odrazy od jednotlivých pulzů se začnou ukládat. Během přeletu nosiče se zaznamenávají amplitudy a fáze těchto odrazů, až do chvíle, kdy se cíl už v paprsku radaru nenachází. Bod, ve kterém cíl opouští paprsek radaru, určuje délku simulované, neboli syntetizované antény (B). Uložená data z daného počtu cyklů vyslání paprsku jsou pak zkombinována a je z nich vytvořen snímek (Radar Tutorial 2014a).



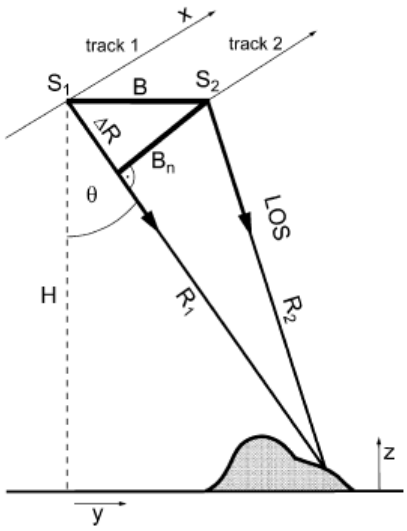
Obr. 5 *Simulace dlouhé antény systémy SAR* (zdroj: Natural Resources Canada 2014a)

SAR je koherentní radar, co znamená, že kromě amplitudy, tedy intenzity odraženého záření, detekuje i jeho fázi. Porovnáním fáze vyslaného pulzu s fází pulzu přijatého po odrazu od zemského povrchu je možné určit okamžitou vzdálenost bodu na povrchu od radaru, čehož se využívá při tvorbě modelů terénu nebo při mapování deformací zemského povrchu (Capaliniová 2006).

3.2.2 Radarová interferometrie

Data pořízené systémem SAR jsou obvykle uložená v komplexním formátu, což znamená, že každý pixel výsledného snímku nese informaci jak o intenzitě, tak i o fázi odraženého záření v podobě komplexního čísla. Radarová interferometrie pracuje s fázovou složkou, která podává informaci o fázovém posunu odraženého záření. Fázový posun je ekvivalentní fázovému rozdílu φ mezi vyslaným a přijatým signálem v rozsahu $\langle 0, 2\pi)$, přičemž se z důvodu cesty signálu k povrchu a zpět jedná o dvojnásobek skutečného fázového posunu (Capaliniová 2006).

Technika radarové interferometrie spočívá ve zpracování minimálně dvou SAR snímků téže části zemského povrchu, ze kterých jeden je vždy hlavní (*master*) a druhý, resp. všechny ostatní, vedlejší (*slave*). Obrázek 6 zobrazuje zjednodušený nákres interferometrické soustavy podle Rott a Nagler (2006), ve kterém S_1 a S_2 jsou pozice dvou antén radarů, pořizujících hlavní a vedlejší snímek. Jejich šikmá vzdálenost od cíle je R_1 a R_2. Vzdálenost B mezi radary v okamžiku snímkování se nazývá interferometrická, neboli prostorová základna (*interferometric baseline*), kterou lze rozložit na dvě složky B_n a B_p, přičemž B_n je kolmá na LOS (kolmá základna – *perpendicular baseline*) a B_p je s LOS paralelní (rovnoběžná základna – *parallel baseline*). B_p odpovídá rozdílu šikmých vzdáleností mezi anténami a cílem ΔR. Kromě prostorové základny určujeme také časovou základnu (*temporal baseline*), která, v případě, že snímky nejsou pořízeny v jeden okamžik, určuje dobu mezi pořízením jednotlivých snímků.



Obr. 6 *Geometrie InSAR*
(zdroj: převzato z Rott, Nagler 2006)

Pomineme-li vliv atmosféry na šíření signálu, fáze odraženého záření závisí pouze na vzdálenosti mezi anténou a cílem a na odrazivosti povrchu cíle. Sledovaná fáze z jedné rozlišovací buňky snímku je proto součtem fáze úměrné vzdálenosti této buňky od antény a fáze způsobené odrazivými vlastnostmi buňky (Slačíková 2010). Každá rozlišovací buňka odpovídá oblasti na zemském povrchu s rozměry mnohonásobně převyšujícími vlnovou délku radaru. Každý objekt na ploše této oblasti odráží signál radaru jistým způsobem a výsledný odraz od dané plochy je součtem všech těchto jednotlivých odrazů. Vlastnosti odrazů ovlivňují dielektrické vlastnosti

odražečů, jejich prostorové rozmístění a orientace vzhledem k senzoru (Catani *et al.* 2005). Navíc, odrazivé vlastnosti buňky jsou v důsledku změny počasí, vegetace, sněhové pokrývky atd. proměnlivé v čase. Fáze způsobená odrazivými vlastnostmi buňky je proto náhodná veličina. V případě nulové časové základny, nebo v případě opakování měření za stejných podmínek, fáze způsobená odrazivými vlastnostmi buňky nezpůsobuje rozdíl ve fázi odraženého záření. Fáze odraženého záření je stabilní a tuto vlastnost označujeme jako koherenci mezi snímky (Rott 2009). S narůstající délkou časové základny narůstá šance změny odrazových charakteristik buňky. Tím klesá míra koherence signálu, až se signál stane úplně nekoherentním a dochází k časové dekorelaci signálu (Rott 2009).

Ze změřených fázových rozdílů dvou různých odrazů od téhož cíle lze s vysokou přesností vypočítat rozdíl ve vzdálenosti použitých antén od tohoto cíle. Se známou polohou antén vzhledem k zemskému povrchu pak lze určit polohu cíle, včetně jeho nadmořské výšky (Natural Resources Canada 2014b). Fázový rozdíl mezi dvěma SAR snímky se označuje jako interferometrická fáze a souvisí se změnou LOS ΔR (Rott 2009):

$$\phi = \phi_1 - \phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda}(R_1 - R_2) = \frac{4\pi}{\lambda}\Delta R$$

Změna fáze s nadmořskou výškou je dána vztahem

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{4\pi}{\lambda}\frac{B_n}{R \sin\theta},$$

kde θ je úhel pohledu pro referenční povrch. Tento vztah popisuje výškovou citlivost interferometrických měření (Rott, Nagler 2006). Ta může být vyjádřena také výškou ambiguity, H_a, což je výškový rozdíl způsobující fázový rozdíl o velikosti 2π:

$$H_a(2\pi) = \frac{\lambda}{2}\frac{R \sin\theta}{B_n}$$

Cílem radarové interferometrie je vytvoření interferogramu, který obsahuje informaci o topografii a případně o změnách topografie v čase (Catani *et al.* 2005). Dalším zpracováním interferogramu může vzniknout topografická mapa, digitální model povrchu (*digital elevation model* – DEM), nebo mapa deformací povrchu (*displacement map*) (obr. 9).

3.2.2.1 Tvorba interferogramu

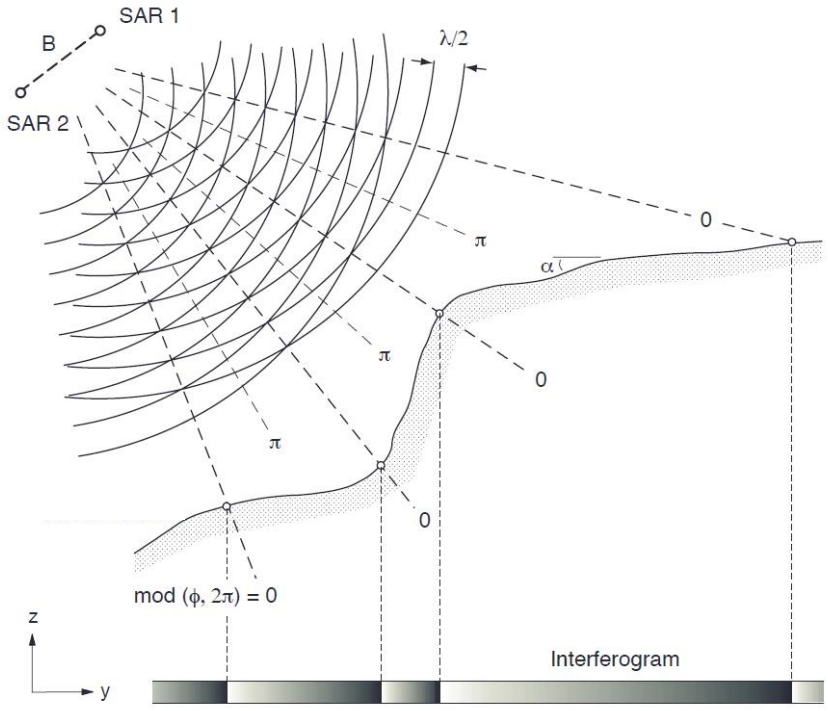
Radarový snímek *y* představuje pravidelnou mřížku komplexních hodnot, které obsahují amplitudovou a fázovou složku (Slačíková 2010).

$$y = |y|\exp(j\phi)$$

Vytvoření interferogramu předchází precizní koregistrace vybrané dvojice radarových snímků. Interferogram *I* pak vzniká komplexním násobením odpovídajících si pixelů hlavního a vedlejšího snímku (Rott 2009):

$$I = y_1 y_2^* = |y_1||y_2|\exp(j(\phi_1 - \phi_2))$$

Výsledkem je dvojrozměrný obraz fázového rozdílu mezi snímky. Každé hodnotě fázového rozdílu $\langle 0, 2\pi \rangle$ odpovídá určitá barva a ty vytvářejí kontury – interferenční proužky (*interferometric fringes*) (obr. 8). Jeden proužek tedy na obrazu představuje výšku ambiguity. Capaliniová (2006) přirovnává interferogram k vrstevnicovému plánu – v oblasti rovného terénu mají interferenční proužky velký rozestup, naopak zvýšení výškového rozdílu způsobuje zhuštění proužků (obr. 7).

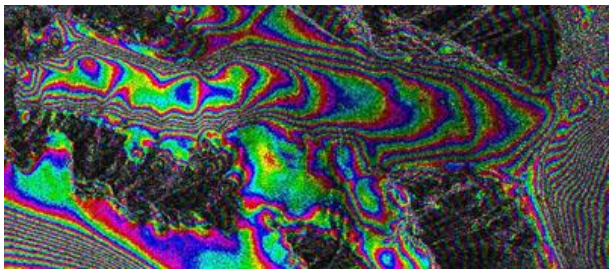


Obr. 7 *Princip tvorby interferogramu* (zdroj: převzato z Kääb 2005)

Interferogram udává pouze relativní fázový rozdíl, který je 2π modulo absolutní fáze (Rott, Nagler 2006). Tento obraz je nazýván *wrapped phase image*. Periodicita radarové vlny způsobuje, že vzdálenosti ve směru radarového paprsku, které se liší

o celočíselný násobek vlnové délky, vykazují v interferogramu stejnou hodnotu fáze. Tuto nejednoznačnost změřené fáze řeší techniky označované jako rozbalení fáze - *phase unwrapping* (Rott 2009), které k hodnotě fáze daného pixelu připočítají správný celočíselný násobek 2π a tím vytvoří nový interferogram s absolutními hodnotami fáze. Rozbalení fáze je základním a kritickým krokem pro transformaci interferogramu do dalších produktů, jakými jsou např. výškové mapy, nebo mapy deformací povrchu (Rott 2009). Existuje množství metod rozbalení fáze, více informací o této problematice lze najít v Hanssen (2001).

„Čitelnost interferogramu úzce souvisí s velikostí kolmé základny mezi anténami. Pokud je kolmá základna krátká, tak interferogram je méně podrobný a výškově značně členitý terén je lépe čitelný (vhodné pro určování deformací povrchu). Naopak při dlouhé kolmé základně je interferogram velmi podrobný a jednotlivé interferenční proužky jsou hůře identifikovatelné (vhodné pro tvorbu digitálního modelu povrchu) Pokud se však překročí určitá mez velikosti kolmé základy, radarové signály budou mít nízkou korelaci, a interferogram tak ztratí svou interferometrickou informaci.“ (Capaliniová 2006, s18).



Obr. 8 *Příklad interferogramu* - ledovcové pole Bagley, Aljaška (zdroj: Alaska Satellite Facility 2014)

3.2.2.2 Konfigurace radarové interferometrie

Snímky pro radarovou interferometrii mohou být pořízeny s různou konfigurací měřících systémů. Catani *et al.* (2005) rozlišuje dva způsoby pořízení snímku:

- ze dvou antén umístěných na jednom nosiči v určité vzdálenosti od sebe v poloze kolmo na směr letu,

- ze dvou (nebo více) přeletů SAR antény nad daným územím v různém čase, kdy dráhy letu jsou vůči sobě mírně posunuté.

V prvním případě se jedná o jednoobletovou interferometrii (Capaliniová 2006) (*single-pass interferometry*). Odezvy pulzů radaru vysílaných jednou z antén jsou zaznamenávány oběma anténami a pro každý bod povrchu je vypočten fázový rozdíl mezi přijatými signály, který lze převést na nadmořskou výšku daného bodu (Rosen 2000). Časová základna tohoto snímání je nulová a měření tedy není ovlivněno změnami podmínek mezi pořízením jednotlivých snímků. Jednoobletová interferometrie se proto preferuje pro topografické mapování a je běžně využívána u leteckých interferometrických systémů (Rott 2009). Ze satelitních systémů má tuto konfiguraci *Shuttle Radar Topoghraphy Mission* (SRTM). Kvůli prostorové základně kolmé na směr letu nosiče se tato metoda označuje i jako *cross-track interferometry*.

Druhým případem je víceobletová interferometrie (Capaliniová 2006) (*repeat-pass interferometry*). Ta používá dva nebo více SAR snímků téhož území pořízených s časovým odstupem. U snímků se projevuje časová dekorelace, a to hlavně v případě oblastí s vegetací a oblastí pokrytých ledem a sněhem (Rott 2009). Jak ale uvádí Rott (2009), i přes možnou ztrátu přesnosti související s časovou dekorelací, víceobletová interferometrie byla a pořád je důležitým nástrojem pro topografické mapování. Jako jednou z metod vylepšení přesnosti získaného DEM uvádí použití vícera interferogramů s různými prostorovými základnami.

Díky nenulové časové základně je víceobletová interferometrie ideální metodou pro měření deformací povrchu, které nastaly v době mezi pořízením jednotlivých snímků. Pohyb povrchu během tohoto časového intervalu způsobí určitý fázový posun, který tvoří složku interferometrické fáze. Pro určení pohybu povrchu je potřebné z interferometrické fáze oddělit fázový rozdíl způsobený tímto pohybem (Rott, Nagler 2006). K tomu slouží diferenční zpracování snímků.

3.2.2.3 Diferenční interferometrie

Pro měření deformací povrchu by byly ideální snímky nasnímané ze stejné družice ve stejné pozici v různém čase. Interferometrická základna měření by tak byla nulová a zjištěný fázový rozdíl mezi snímky by byl pouze důsledkem změny povrchu a/nebo atmosférických vlivů (Kääb 2005). Jelikož však v reálném případě víceobletové interferometrie je základna různá od nuly, interferometrická fáze mezi snímky je tvořena různými složkami. Když zanedbáme fázový rozdíl způsobený změnami atmosféry a předpokládáme, že nedošlo k časové dekorelaci snímků, interferometrická

fáze je funkcí topografie, ploché Země a deformačních změn povrchu ve směru pohledu radaru (Rott, Nagler 2006):

$$\phi = \phi_{topo} + \phi_{flat} + \phi_{def}$$

ϕ_{topo} a ϕ_{flat} jsou fázové rozdíly způsobené změnami relativní vzdálenosti satelit-cíl pro topografii a plochou Zemi a závisí na velikosti kolmé základny B_n (Rott, Nagler 2006). Fáze ploché Země ϕ_{flat}, neboli referenční fáze, je složkou interferometrického signálu kvůli zakřivení referenčního povrchu (NEST 2014) a může být přesně vypočítána pomocí údajů o oběžné dráze satelitu (Rott, Nagler 2006). Odstranění referenční fáze je podle Rott, Nagler (2006) prvním krokem po generaci každého interferogramu, jinak by způsobila zkreslení výsledné informace. ϕ_{def} je fázový rozdíl způsobený deformací povrchu v LOS. Informace o změnách povrchu získáme odstraněním topografického vlivu na celkovou interferometrickou fázi.

Odstranění fáze způsobené topografií lze provézt různými způsoby v závislosti na dostupnosti dat. V případě použití dvou snímků (*two-pass method*) je potřebné mít k dispozici externí DEM. Ten se převede na tzv. syntetický interferogram (Kääb 2005), který nese informaci o fázi související s nadmořskou výškou, a odečte se od interferogramu získaného z dostupného interferometrického páru. Tím vznikne diferenční interferogram obsahující pouze informaci o změně fáze způsobené deformací povrchu (Heid 2011). Tento přístup s sebou nese nutnost registrace DEM podle šikmé geometrie SAR snímku, což je velmi složitý krok (Cheng 2007).

Alternativou je použití tří nebo čtyř snímku (*three-pass method, four-pass method*), kdy je syntetický interferogram vytvořen přímo z interferometrické dvojice. Pro jeho vytvoření se použije dvojice snímků s časovou základnou co možno nejmenší a s kolmou základnou co možno nejdelší. Tím se minimalizuje vliv deformace a zvýrazní vliv topografie (Capaliniová 2006). Hlavní interferogram může být vytvořen z nového páru snímků, nebo z páru kde hlavní snímek je stejný jako u interferogramu pro nadmořskou výšku. Tato dvojice snímků by kvůli projevení deformací měla mít delší časovou základnu, a kolmou základnu co nejmenší možnou (Capaliniová 2006). Odečtením těchto dvou interferogramů vznikne diferenční interferogram.

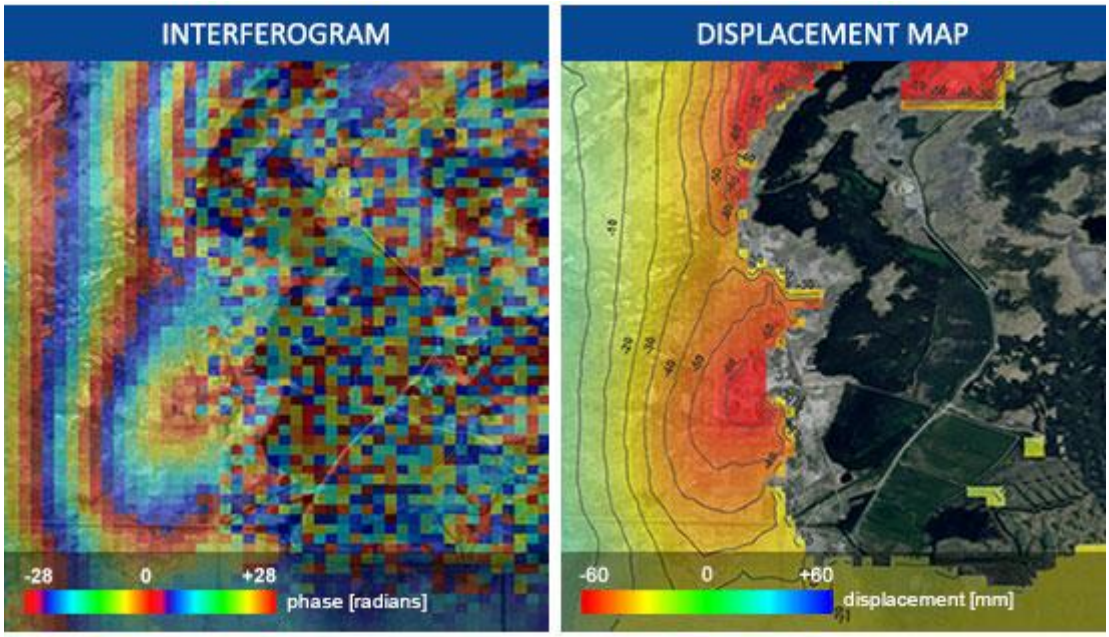
Postup základních kroků diferenční interferometrie s použitím čtyř SAR snímků je schematicky znázorněn na obrázku 10. Dvě hlavní části postupu se zaměřují na

- určení topografické fáze a volitelné vytvoření DEM (levá strana obr. 10),

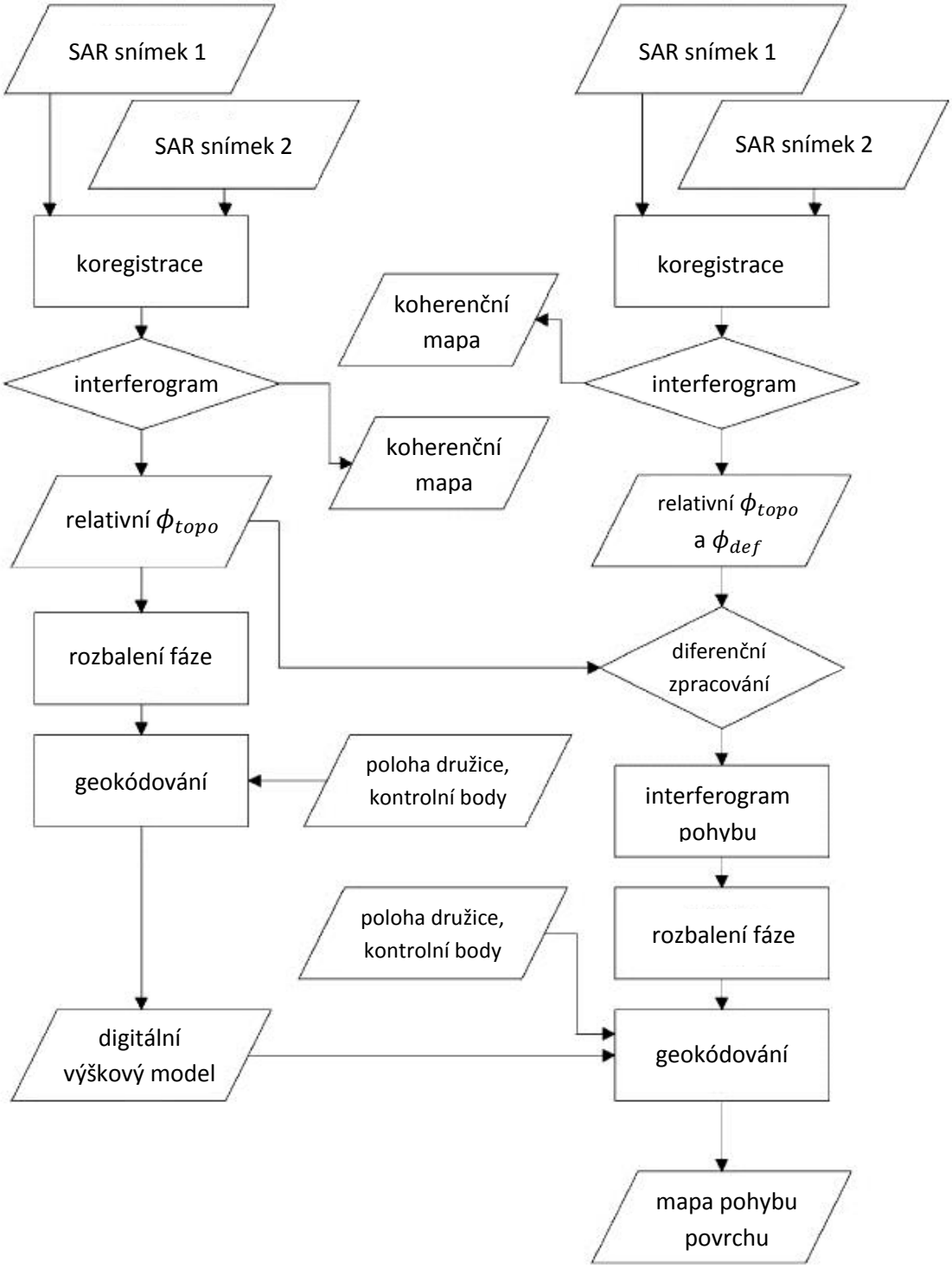
- určení fáze související s pohybem povrchu a vytvoření mapy pohybu povrchu (pravá strana).

Součástí postupu je také výpočet koherence, kterým se odhaduje vliv fázového šumu (rozptylu interferometrické fáze v interferogramu (Capaliniová 2006)) a posuzuje použitelnost interferometrie pro konkrétní oblast (Girmala 2006). Výsledkem výpočtu koherence je tzv. koherenční mapa, která znázorňuje míru korelace mezi použitými snímky (Girmala 2006). Hodnoty koherence jsou z intervalu [0,1] a v koherenční mapě jsou interpretované stupni šedi. Pixel s hodnotou 0 má černou barvu a znamená, že fázová informace pixelu je kompletně znehodnocena šumem. Hodnota 1 a bílá barva znamenají absenci fázového šumu.

Na konci postupu je fáze související s pohybem povrchu transformována do mapové projekce a zobrazena v určitém měřítku (obr. 9). K tomu slouží DEM, vytvořený buďto interferometricky, nebo získaný externě, přesné informace o poloze satelitu v čase snímání a geodetické kontrolní body (Rott, Nagler 2006). Mapy pohybu povrchu získané radarovou interferometrií se pro další využití běžně kombinují s jinými informacemi, jako např. s geologickými mapami nebo optickými snímky (Rott, Nagler 2006).



Obr. 9 *Ukázka diferenčního interferogramu a z něj vytvořené mapy pohybu povrchu* (zdroj: TRE 2014a)



Obr. 10 *Schematický postup tvorby mapy pohybu metodou diferenční interferometrie* (zdroj: převzato z Rott, Nagler 2006, upraveno)

3.2.1 Přehled misí SAR

Tabulka 2 představuje přehled vybraných radarových družic od roku 1992 a jejich charakteristik, které zahrnují vlnovou délku, časové rozmezí mise, prostorové rozlišení, periodu snímání, šířku záběru a úhel dopadu. Součástí jsou i již neoperující družice a také družice, jejichž vypuštění na oběžnou dráhu je plánované v blízké budoucnosti. Družice v tabulce jsou seskupeny podle mikrovlnného pásma, ve kterém pořizují data. Pásmu C odpovídá vlnová délka 5,6 cm, pásmu L přibližně 23 cm a pásmu X 3,1 cm. Pro družice operující v různých modech jsou tyto mody uvedeny, společně s lišícími se hodnotami některých charakteristik pro jednotlivé mody. Informace o snímacích modech SAR lze najít na Radar Tutorial (2014b).

V mikrovlnném pásmu C byla data od roku 1992 pořizována misemi Evropské kosmické agentury (*European Space Agency* – ESA). Jednalo se o mise ERS-1/2 a ENVISAT, které pořizovaly snímky ve středním prostorovém rozlišení. Pro měření zemského povrchu byla důležitým zdrojem dat tandemová mise družic ERS-1 a ERS-2, která probíhala od července 1995 do května 1996 (Kääb 2005). Během ní ERS-2 obíhal Zemi těsně za ERS-1 na stejné oběžné dráze tak, aby pořizoval snímky povrchu s časovým odstupem 1 den po ERS-1. V současnosti operující satelity Kanadské kosmické agentury RADARSAT-1/2 pořizují data pásma C ve středním i vysokém prostorovém rozlišení. Nejnovějším přispěním ESA k měření povrchu v C pásmu je mise SENTINEL-1 programu Copernicus, která pořizuje data ve vysokém rozlišení a se zkrácenou periodou snímání. Mise je konstelací dvou satelitů na stejné oběžné dráze obíhajících s odstupem 180˚, ze kterých byl zatím v dubnu 2014 vypuštěn SENTINEL-1A. Vypuštění SENTINEL-1B bude následovat v roce 2016 (ESA 2013).

Data pásma L byla v minulosti pořizována misemi Japonské kosmické agentury JERS-1 a ALOS PALSAR. V květnu 2014 byla zahájena mise ALOS PALSAR-2. Následovat bude vypuštění dvou satelitů mise SAOCOM Argentinské kosmické agentury v prosinci 2014, resp. 2015 (CONAE 2011).

Senzory snímající v pásmu X jsou relativně novou záležitostí přinášející výrazné zlepšení v přesnosti a citlivosti měření (Wasowski, Bovenga 2014). Patří mezi ně italská mise Cosmo-SkyMed, kterou tvoří čtyři družice, a TerraSAR-X Německé kosmické agentury, která ve dvojici s TanDEM-X pořizuje data pro nový globální DEM (Airbus, 2014). Tyto senzory poskytují velmi vysoké rozlišení až do 1 m a krátkou periodu snímání. Kromě toho je v plánu pokračování obou misí vypuštěním družic Cosmo-SkyMed 2 a TerraSAR-X 2.

Tab. 2 *Vybrané SAR družice a jejich charakteristiky* – plánované mise jsou vyznačeny šedě, * označuje SAR senzory druhé generace podle Sansosti *et al.* (2013) (zdroj: převzato z Wasowski, Bovenga 2014, upraveno)

Družice	**Funkční od - do**	**Vlnová délka [cm]**	**Perioda snímání [dny]**	**Prostorové rozlišení [m] azimut/range**	**Šířka záběru [km]**	**Úhel dopadu [°]**
			pásmo C			
ERS-1 ERS-2	1991-2001 1995-2011	5,6	35 (1)	≈6/24	100	23
RADARSAT-1	1995-2013	5,5	24	≈8-30	45 (fine) 100 (strip) 200 (scan)	20-50
ENVISAT	2003-2010	5,6	35	≈6/24	100	19-44
RADARSAT-2 *	2007-	5,5	24	≈3/3 ≈8/8 ≈26/25	10 (spot) 40 (strip) 200 (scan)	20-50
Sentinel-1 *	2014-	5,6	6, 12	5-20	250	30-46
RADARSAT Constellation Mission (3 sat.)	2018-	5,5	3, 12	5-50	30-350	20-55
			pásmo L			
JERS-1	1992-1998	23,5	44	18	75	35
ALOS PALSAR-1	2006-2011	23,6	46	≈5/7-88	40-70	8-60
ALOS PALSAR-2 *	2014-	22,9	14	1/3 3-10/3-10 100/100	25(spot) 50-70(strip) 350(scan)	8-70
SAOCOM (2 sat.)	2015-	23,5	8, 16	10-50	20-150	20-50
			pásmo X			
COSMO-SkyMED * (4 sat)	2007-	3,1	2, 4, 8, 16	1/1 3/3-15 16-20/7-30	10 (spot) 40 (strip) 200 (scan)	20-60
TerraSAR-X *	2007-	3,1	11	1/1-3 2,4/1-3 16/2-3	10 (spot) 30 (strip) 100 (scan)	20-55
COSMO-SkyMED-2 (2 sat.)	2015-	3,1		1-3	10-40	
TerraSAR-X-2	2015-	3,1		0,5-4	10-40	

3.3 Hodnocení metod

3.3.1 Ztotožnění obrazu

Pro výpočet míry pohybu zemského povrchu pomocí ztotožnění obrazu je možné použít optické i radarové snímky. Nejběžnější je použití optických dat, a to hlavně kvůli dobré dostupnosti a vysoké početnosti snímků s různým rozlišením, pořízených různými senzory. Archivy optických dat navíc sahají nejdál do minulosti. Na druhé straně, optické snímky nelze pořizovat v noci a za oblačných podmínek. Z toho důvodu je získání snímků z polárních oblastí omezeno pouze na období léta a pořizování snímků z horských a příbřežních oblastí je komplikováno častou oblačností (Heid 2011). Ve vysokých pohořích je pořizování snímků limitované také výskytem stínu v hlubokých údolích (Luckman *et al.* 2007).

Metody ztotožnění obrazu lze rozdělit na *area-based* a *feature-based* metody. Vzhledem k tomu, že *feature-based* metody nepracují přímo s hodnotami obrazu, jsou vhodné v situacích, kdy dochází ke změně osvětlení snímků, nebo kdy jsou pro pořízení snímků využity různé senzory. Využití *feature-based* metod se doporučuje, když snímky mají vysoký vizuální kontrast, tedy obsahují dostatek zřetelných a jednoduše detekovatelných prvků (Zitová, Flusser 2011).

Aplikace *area-based* metod registrace obrazu je vhodná, když snímky obsahují málo dobře rozpoznatelných detailů a odlišnosti jsou dané spíše úrovněmi šedi/barvami, než tvary objektů a strukturou. Častá absence výrazných prvků na povrchu aktivních tvarů reliéfu a celkově vysoká homogenita jejich povrchu je důvodem, proč se pro zjišťování informací o pohybu těchto tvarů s využitím ztotožnění obrazu využívají hlavně *area-based* metody. Častá implementace těchto metod je navíc také důsledkem toho, že jejich použití je relativně jednoduché (Zitová, Flusser 2011).

V případě nedostatečného vizuálního kontrastu snímků ovšem může nastat situace, kdy určité okno obrazu představující homogenní oblast bez význačných prvků bude nesprávně spárované s jiným, stejně homogenním oknem referenčního obrazu (Zitová, Flusser 2003). Pixely v oknech si pak budou odpovídat, i když ve skutečnosti se nebude jednat o stejné oblasti. *Area-based* metody využívají pro ztotožnění obrazu přímo hodnoty intenzity optických snímků, tudíž jsou citlivé a reagují na změnu intenzity, způsobenou například šumem, kolísajícím osvětlením nebo využitím různých

typů senzorů, co může vést k chybám registrace. Tyto chyby mohou být odstraněny vhodnými úpravami snímků během jejich předzpracování.

Ztotožnění optických snímků s vysokým rozlišením bylo úspěšně použito v mnoha výzkumech pohybů povrchu způsobených zemětřesením (Binet, Bollinger 2005), nebo sesuvy (Delacourt *et al.* 2004), ve výzkumech pohyblivosti ledovců (Copland *et al.* 2009) a přesunů písečných dun (Hermas *et al.* 2012).

V případě ztotožnění radarových snímků jde o metodu označovanou jako *offset tracking* (Paul *et al.* 2013). Lze pracovat s komplexními snímky (metoda *speckle tracking*), pouze s jejich amplitudovou složkou (*intensity tracking*), nebo s koherencí snímků (*coherence tracking*). Podle Heid (2011) dosahuje největší přesnost metoda *speckle tracking*, z důvodu použití i fázové složky však musí zůstat zachována koherence snímků. Vlastnosti radarových snímků a problém koherence jsou popsané v kapitole 3.2.2. Příklad využití *offset tracking*-u radarových snímků lze nalézt např. ve Strozzi *et al.* (2002) anebo Li *et al.* (2013). U radarových snímků je běžné i použití *feature-based* metod ztotožnění obrazu (Giles *et al.* 2009).

Metodou ztotožnění obrazu lze získat informaci o horizontální dislokaci povrchových tvarů. Výsledkem jsou dvojrozměrné vektory tvořící horizontální komponenty celkového třírozměrného pohybu povrchu (Kääb 2005). Vertikální složku, tedy změnu nadmořské výšky povrchu v čase lze získat například porovnáním dvou DEM vytvořených z multitemporálních dat (Kääb 2005).

Důležitým krokem předcházejícím samotnému ztotožnění snímků je jejich přesná ortorektifikace a registrace. K ortorektifikaci je nutné znát přesnou pozici senzoru, směr pohledu a zkreslení objektivu, a také topografii povrchu. Nesprávné hodnoty těchto parametrů, vertikální chyby v DEM a různé atmosférické vlivy způsobují v ortorektifikovaných snímcích horizontální posuny, které pak mohou být chybně vyhodnoceny jako dislokace povrchu (Heid 2011). U registrace snímků je důležité, aby aktivní tvar reliéfu, který je cílem analýzy, zůstal nezměněn.

Když je cílem zjištění pohybu povrchového tvaru, je důležité, aby snímky byly pořízeny s dostatečným časovým odstupem, během kterého mohlo dojít k výraznějšímu posunu. Potřebná délka časového úseku mezi pořízením prvního a následujícího snímku záleží hlavně na rychlosti pohybu, rozlišení snímku, a přesnosti registrační metody (Heid 2011). Měřená dislokace musí být větší než přesnost použité metody (Paul *et al.* 2013).

Přesnost *area-based* metod, limitovaná prostorovým rozlišením zpracovávaných snímků na velikost jednoho pixelu, je hlavním omezením využití těchto metod pro detekci pohybu. I když pixelová přesnost může být pro určité prostorové rozlišení a určité povrchové tvary dostačující, rozsah měřených horizontálních pohybů terénu je obvykle menší než prostorové rozlišení dostupných snímků (Leprince *et al.* 2007). Je proto nezbytné zvýšit přesnost metod registrace obrazu, čímž se zvýší i přesnost určení dislokace terénu (Debella-Gilo, Kääb 2011).

Možnosti dosažení sub-pixelové přesnosti analýzy jsou popsány v části 3.1.4.3. Jejich srovnání pro metodu NCC poskytuje publikace Debella-Gilo a Kääba (2011), kteří otestovali tyto metody pro různé povrchové tvary a pro různé rozlišení. Jejich výsledky ukázaly, že v případě NCC je lepší interpolovat vybrané snímky ještě před jejich registrací. Tyto výsledky jsou ale platné pouze pro metody registrace obrazu operující v prostorové doméně. Jak uvádí Heid (2011), plochy korelace metod operujících ve frekvenční doméně jsou ostřejší, a proto vhodnější pro interpolaci. V každém případě je dosažení sub-pixelové přesnosti komplikovaným krokem zvyšujícím výpočetní náročnost použité metody.

Důležitým krokem při ztotožnění obrazu je zvolení správné velikosti referenčního okna, která musí zohledňovat texturní charakteristiku zobrazení povrchu (Kääb 2005). Když je velikost referenčního okna příliš malá, následně vzniklá plocha korelace nemá žádné jednoznačně určitelné maximum, protože příliš malé okno je možné spárovat s různými částmi vedlejšího snímku. Při použití příliš velkého okna výrazně stoupá výpočetní náročnost. Typická velikost referenčního okna je podle Kääb (2005) v rozmezí 7x7 pixelů, až 30x30 pixelů. V případě družicových snímků, které mají prostorové rozlišení obvykle v řádu metrů až desítek metrů, je lepší zvolit menší okno, než v případě leteckých snímků (Kääb 2005). Studii přizpůsobení velikosti referenčního okna charakteristikám použitých snímků provedli Debella-Gilo a Kääb (2012).

3.3.1 Diferenční radarová interferometrie

Družice vybavené systémy SAR obíhají Zemi na polárních nebo kvazipolárních oběžných dráhách ve výšce 500-800 km nad povrchem (TRE 2014b). Šířka záběru družic dosahuje stovky kilometrů a za relativně krátkou dobu tak lze získat informace o povrchu z rozsáhlého území. Široké prostorové pokrytí a pravidelné opakování snímání stejného území poskytují možnost nepřetržitého dlouhodobého monitorování.

Archiv radarových dat dnes navíc obsahuje snímky z posledních 20 let a umožňuje tak i retrospektivní studie (Wasowski, Bovenga 2014).

Diferenční radarová interferometrie poskytuje informace o deformacích zemského povrchu s vysokou přesností. Vzhledem k tomu, že vzdálenost k povrchu je měřena fázovou vlnou, změna této vzdálenosti způsobená změnou terénu představuje fázový rozdíl detekovatelný s přesností zlomků fázového cyklu 2π. Ten odpovídá polovině vlnové délky použitého radarového záření (Rott 2009). Satelitní SAR systémy operují na vlnových délkách 3,1 cm (mikrovlnné pásmo X), 5,6 cm (pásmo C) anebo 24 cm (pásmo L). Měření pohybu povrchu tedy může dosahovat milimetrové přesnosti.

Existuje několik faktorů, které použitelnost DInSAR pro detekci pohybu povrchu limitují a které je potřebné předem zvážit. Tato omezení jsou způsobena převážně geometrií SAR, vlivem atmosférických nehomogenit a ztrátou koherence z důvodu časové nebo geometrické dekorelace (Ferretti *et al.* 2001).

Boční snímání radaru může způsobit zkreslující efekty, které souvisí se snímáním vzdálenosti v šikmém směru. Tato zkreslení závisí na vztahu mezi geometrií terénu a úhlem dopadu radarového paprsku a projevují se hlavně v členitých terénech (Rauch, 2011). Když signál radaru dosáhne úpatí svahu přivráceného k radaru dřív, než dosáhne jeho vrchol, dojde v rovině snímku ke zkrácení (*foreshortening*) svahu. Naopak, když signál dosáhne nejvyšší část svahu dřív, než nejnižší, pozice vrcholu bude na snímku zaznamenána blíž k radaru než je ve skutečnosti a vyskytne se překryv (*layover*) – úpatí svahu bude na snímku až za vrcholem. Dále, vysoké objekty vytvářejí plochy, na které záření radaru nedopadá a na snímku vzniká efekt stínu (*shadowing*). Signál z částí snímku postižených těmito efekty není možné použít pro analýzu terénních deformací. Výskyt geometrických zkreslení závisí na orientaci a sklonitosti svahu vzhledem k LOS a je možné ho odhadnout předem podle DEM a informací o dráze radaru a charakteristikách snímání (Wasowski, Bovenga 2014).

Dosažení správných výsledků pomocí techniky DInSAR je výrazně ovlivněno výskytem fázového šumu. Jedním z jeho zdrojů je geometrická dekorelace (*baseline decorrelation*). Se zvětšující se prostorovou základnou se fázový rozdíl mezi dvěma SAR snímky zvyšuje (Rott 2009). Pokud je mezi snímky příliš velká základna, koherence snímků je nízká a snímky nejsou vhodné pro interferometrické zpracování (Capaliniová 2006). K úplné dekorelaci snímků dochází, pokud je překročena hodnota kritické základny. Kritická základna závisí na vlnové délce záření a rozlišení senzoru v LOS (Rott 2009). Problém geometrické dekorelace lze odstranit vhodným zvolením

délky prostorové základny měření, což ale omezuje počet dvojic snímku vhodných pro interferometrické zpracování.

Časová dekorelace nastává při změně fáze odraženého záření způsobené změnou odrazivých vlastností povrchu v čase (Rott 2009). Zásadní podmínkou pro použití víceobletové interferometrie je stabilita fáze související s vlastnostmi odražečů na povrchu (Kääb 2005). V oblastech s hustým vegetačním krytem obvykle dochází k dekorelaci signálu v průběhu několika dní, což má za následek nepoužitelnost interferometrie v těchto oblastech (Ferretti *et al.* 2001), nicméně signál z povrchů bez porostu a skalních povrchů zůstává koherentní po dobu až několika let (Rott, Nagler 2006).

Dekorelaci zaznamenaného signálu může způsobit i překročení maximální detekovatelné deformace. Z důvodu fázové nejednoznačnosti radarového signálu je možné technikou DInSAR změřit dislokaci povrchu maximálně v rozsahu jednoho fázového cyklu, což odpovídá polovině vlnové délky signálu (Rott 2009).

Nevýhodou radarové interferometrie pro detekci a měření povrchových tvarů je schopnost určení pohybu pouze ve směru LOS. Pohyb skalního ledovce představuje trojrozměrný vektor, zatímco radarová interferometrie měří jenom složku tohoto pohybu, která leží v LOS. Pohyb změřený radarem tedy odpovídá skutečnému pohybu skalního ledovce pouze v případě, že směr tohoto pohybu je s LOS totožný. Hodnoty naměřené radarem jsou jinak pouze projekcí tohoto pohybu do LOS radaru (TRE 2014c). Skutečný trojrozměrný vektor pohybu by mohl být vytvořen spojením měření ve třech, nebo vícero směrech, což je ale v praxi neproveditelné (Cheng 2007). Změřit skutečnou vertikální a horizontální složku pohybu jen z jednoho měření radaru je možné, pouze pokud předem známe směr pohybu, který může být určen podle největšího sklonu svahu výpočtem z DEM (Cheng 2007). Další možností získání informace o skutečném pohybu je kombinace interferometrických dat pořízených z výstupné i sestupné dráhy družice. Podrobný popis této techniky poskytuje Joughin (1998).

Některé nedostatky konvenční diferenční radarové interferometrie, jako např. časová/prostorové dekorelace, nebo vlivy atmosféry, mohou být překonány použitím nových moderních metod, které různým způsobem zpracovávají dlouhé série radarových snímků (Wasowski, Bovenga 2014). Nejvýznamnější skupinu těchto metod tvoří metody PSI – *Permanent Scatterers Interferometry*, které se vyvinuly z techniky trvalých odražečů představené Ferrettim (2001). Tyto metody využívají fázovou informaci pouze z jednotlivých isolovaných objektů, které jsou charakteristické

vysokou koherencí během dlouhé časové periody – dlouhodobě vracejí stabilní signál (TRE 2014d). Tyto objekty – trvalé odražeče – jsou identifikovány z několika desítek SAR snímků. Výhodami těchto metod je hlavně možnost zpracovat jakoukoliv dvojici SAR snímků bez ohledu na časovou a prostorovou základnu a také možnost odstranění veškerých atmosférických vlivů, čímž se docílí maximální přesnosti při určování dislokací zemského povrchu (Ferretti 2001). Jednou z obměn metody PSInSAR je nový algoritmus SqueeSAR, který kromě trvalých odražečů využívá i tzv. *distributed scatterers* – prostorově rozložené odražeče, kterými mohou být různé homogenní plochy, výchozy, suťová pole, pouštní oblasti (TRE 2014d). Příklady využití metod PSI pro detekci pohybu povrchu lze nalézt například v Colesanti *et al.* (2003), Lanari, et al, (2004), Hooper *et al.* (2007).

4 Monitoring pohybu skalních ledovců

4.1 Skalní ledovce

4.1.1 Definice a terminologie

Pod pojmem skalní, resp. kamenný ledovec se podle Lexikonu tvarů reliéfu České republiky (2010) rozumí kryogenní forma reliéfu, tvořená akumulací úlomků hornin s podzemním ledem, pohybující se pozvolna gravitací ve směru sklonu svahu. Giardino *et al.* (1987 citováno Burger *et al.* 1999) definuje skalní ledovec jako těleso jazykovitého nebo bochníkovitého tvaru, tvořené zmrzlou sutí, oddělené od okolního terénu strmým čelním svahem a bočnými svahy, s charakteristickými povrchovými rýhami a hřbety ve směru kolmém na směr pohybu (Obr. 11).

V zahraniční literatuře se často setkáváme s upozorněním na nejasný a zavádějící význam pojmu *rock glacier*. Haeberli *et al.* (2006) uvádí, že tento termín byl v literatuře použit pro různé formy vysokohorského reliéfu chladných oblastí. Podle Humluma (2000) jsou důvodem nejasností neshody autorů o původu a vývoji skalních ledovců. Někteří je považují za periglaciální tvar, jiní upozorňují, že mnohé skalní ledovce obsahují rozsáhlé ledovcové jádro a jsou tedy tvarem glaciálním. Pro rozlišení byly zavedeny termíny *ice-cemented rock glacier* a *ice-cored rock glacier* (Shroder, Giardino 1978), nebo také *talus-derived rock glacier* a *glacier-derived rock glacier* (Humlum 1982). Novější terminologie rozlišuje pojmy *rock glacier* a *debris-covered glacier*. První z pojmů popisuje trvale zmrzlou suť a úlomky hornin prostoupené ledem, vyskytující se na nezaledněných horských svazích, druhý pojem představuje horský

ledovec překrytý sutí (Haeberli *et al.* 2006). Současné publikace (Haeberli 2000, Shukla *et al.* 2010, Liu *et al.* 2013) pojem *debris-covered glacier* většinou vyčleňují jako samostatnou kategorii a nezahrnují tyto ledovce pod označení *rock glaciers*. Podrobný rozbor této problematiky s důrazem na klasifikaci skalních ledovců podle morfologie a podle původu poskytuje publikace Berthlinga (2011).

V této bakalářské práci, která se zabývá detekcí pohybu povrchových tvarů z dat dálkového průzkumu, budu používat rozdělené termíny skalní ledovec (*rock glacier*) a ledovec pokrytý sutí (*debris-covered glacier*). Práce bude zaměřená na skalní ledovce, tedy na masy ledem tmelené trvale promrzlé suti. Celá práce se bude zabývat pohybujícími se, tedy aktivními skalními ledovci.

Obr. 11 *Skalní ledovec pod Gilpin Peak, Colorado, USA* (zdroj: National Snow and Ice Data Center 2014)

4.1.2 Vznik a pohyb skalních ledovců

Skalní ledovce jsou typickým periglaciálním tvarem v chladném vysokohorském prostředí (Serrano 2010) a v průběhu 20. století byly identifikovány téměř ve všech významných pohořích světa (Burger *et al.* 1999). Ke svému vzniku potřebují periglaciální klima, způsobující trvale záporné teploty povrchu - permafrost, a iniciální akumulaci suti a horninových úlomků, která má původ typicky ve sněhových lavinách

nasycených úlomky hornin, v epizodických skalních lavinách či dlouhodobě trvající aktivitě skalních řícení. Tepelné podmínky permafrostu způsobují formaci a dlouhodobou existenci podpovrchového ledu, jehož obsah a rozložení ve skalním ledovci určují míru jeho pohyblivosti (Haeberli *et al.* 2006).

Soudržné slézání skalního ledovce po svahu je důsledkem deformací vnitřního ledu (Haeberli *et al.* 2006). Další faktory, které k pohybu přispívají, zahrnují tání vnitřního ledu pod vlivem tlaku na kontaktu jednotlivých zrn, zatékání vody do míst s nižším napětím, strukturní rozpad ledu a jeho oddělení od půdních zrn (Burger *et al.* 1999). Dostupná měření prokázala, že pohyby povrchu skalních ledovců jsou typicky pomalé, nejčastěji se hodnoty pohybují v řádu decimetrů ročně (Haeberli *et al.* 2006). Humlum (2000) popisuje charakteristickou třívrstevnou strukturu skalních ledovců, podle které svrchní, 1-3 metry mocná vrstva skalních úlomků větších rozměrů, představující aktivní vrstvu, překrývá ledem bohaté dlouhodobě zmrzlé jádro, které se pomalu nasouvá na povrch třetí a současně nejspodnější vrstvy. Tato se skládá z úlomků hornin v náplavu aktivního čela skalního ledovce. Také uvádí možnost glaciálního původu druhé, ledové vrstvy, což by znamenalo, že některé skalní ledovce mohou být transformací ledovců pokrytých sutí, resp. pozůstatkem po nich.

4.2 Využití ztotožnění obrazu

V případě skalních ledovců se očekává nízká pohyblivost typicky nižší než jeden metr za rok, v případě nejrychlejších pohybů se může jednat o několik metrů ročně (Haeberli *et al.* 2006). Je tedy zřejmé, že použití ztotožnění obrazu vyžaduje snímky s co nejvyšším možným rozlišením a dvojice s delším intervalem pořízení, na kterých horizontální posun povrchu skalního ledovce přesahuje velikost pixelu. Pro získání výsledků ze snímků s nižším prostorovým rozlišením, nebo ze snímků pořízených s krátkým časovým odstupem je nutné použít postupy pro dosažení subpixelové přesnosti.

Správnost výsledků ztotožnění lze potvrdit analýzou zjištěného směru pohybu (skalní ledovec by se měl pohybovat ve směru největšího sklonu svahu), zjištěného rozložení rychlostí (rychlost by měla být nejvyšší v centrální části skalního ledovce a klesat směrem k okrajům) anebo porovnáním pohybu v okolí skalního ledovce (mimo skalní ledovec by neměl být zaznamenán žádný zřejmý pohyb).

Je nutno podotknout, že dosavadní publikace, týkající se využití optických dat pro výzkum pohybu skalních ledovců, využívaly převážně pozemní a letecká optická data a zaměřovaly se na monitoring skalních ledovců prostřednictvím digitální fotogrammetrie (Kääb, Vollmer 2000, Kaufmann, Ladstädter 2003), diferenčního GPS měření (Lambiel, Delaloye 2004) a laserového skenování (Bauer *et al.* 2003, Kenner *et al.* 2014). Družicové optické snímky byly ve vysokohorském prostředí použity zejména při výzkumu pohybu horských ledovců, ledovcových splazů a sesuvů.

Heid a Kääb (2012) srovnali metody ztotožnění obrazu popsané v částech 3.1.4.1 a 3.1.4.2 pro určení pohybu ledovců v různých regionech světa ze snímků Landsat. Porovnání metod bylo založeno na jejich přesnosti a schopnosti správného ztotožnění snímků z vybraných oblastí. Metody byly také hodnoceny podle jejich vhodnosti pro mapování a monitoring pohybu ledovců v globálním měřítku. Z metod operujících ve frekvenční doméně, OC překonala všechny ostatní, a to v oblastech s dobrým, i slabým vizuálním kontrastem. Metoda NCC se ukázala v oblastech se slabým vizuálním kontrastem a v případě snímků s výskytem tenké oblačnosti jako nevhodná, velmi dobře ale pracuje při vysokém vizuálním kontrastu a překonala všechny ostatní metody v případě aplikace na úzké ledovce, kde je potřebné použít malé referenční okno. Lze-li předpokládat platnost těchto závěrů i pro skalní ledovce, vzhledem k jejich malému prostorovému rozsahu by měla být nejvhodnější metoda NCC, která může být v případě nízkého vizuálního kontrastu doplněna metou OC.

Jako vhodný nástroj pro ztotožnění snímků ve vysokém a středním rozlišení se subpixelovou přesností se v posledních letech ukazuje automatická procedura COSI-Corr, kterou Heid a Kääb (2012) vyhodnotili jako nejvíc robustní a v konečném důsledku ve většině případů nejvhodnější. COSI-Corr účinně a s velmi vysokou přesností páruje snímky pořízené stíracím skenerem, jako jsou ASTER, SPOT a Quickbird (Scherler *et al.* 2008). Zatím však neexistuje publikace hodnotící pohyb skalních ledovců pomocí této techniky. Analýza pohybu horských ledovců pomocí COSI-Corr je popsána v Scherler *et al.* (2008), Herman *et al.* (2011), nebo Tiwari *et al.* (2014).

4.2 Využití diferenční radarové interferometrie

Vzhledem k výskytu skalních ledovců v horském prostředí nad horní hranicí lesa, tedy v oblasti s minimální, nebo žádnou vegetací, je toto území charakteristické vysokou koherencí. Nicméně, pro měření a analýzu nejsou vhodné snímky z období výskytu sněhové pokrývky, kdy tání sněhu může způsobit ztrátu koherence už po několika hodinách (Kääb 2005). Kromě tání může být důvodem pro dekorelaci také nový sníh anebo pohyby sněhu podmíněné např. větrem (Rott *et al.* 2004). Snímky vhodné k interferometrické analýze jsou tak v případě vysokohorského prostředí omezeny krátkou letní sezónou. Pro monitoring skalních ledovců v Alpách se jedná o období přibližně od července do začátku října (Lambiel *et al.* 2008). V daných nadmořských výškách ovšem nejsou vyloučeny sněhové přeháňky ani v průběhu léta, je tedy nevyhnutný pozorný výběr snímků pro analýzu.

Důležitou roli při tomto výběru hraje také geometrie snímání. Ideální případ pro měření pohybu skalních ledovců v horském prostředí je podle Kenyi, Kaufmann (2003) situace, kdy skalní ledovec leží na svahu odvráceném od směru snímání a jeho pohyb je paralelní se směrem LOS. Svahy přivrácené k radaru mohou vykazovat zkreslení zamezující analýzu. Vysokohorský reliéf a členitý povrch oblastí výskytu skalních ledovců jsou důvodem, proč je ve vytvořeném interferogramu přítomen vliv topografie i při velmi malé prostorové základně zpracovávaných snímků (Kenyi, Kaufmann 2003). Tento vliv je nutné odstranit pomocí DEM nebo vhodně zvolené interferometrické dvojice.

Skalní ledovce mohou mít rozsáhlou škálu rychlostí pohybů, od velmi aktivních, až po neaktivní. Omezením v případě velmi rychlého pohybu je největší možná deformace, která je změřitelná metodou DInSAR. V případě velmi pomalého pohybu je problémem příliš dlouhý časový interval potřebný pro detekci pohybu, během kterého může dojít k dekorelaci snímků. V závislosti na konkrétním ledovci je nutné správně vybrat časovou základnu interferogramu.

Lambiel *et al.* (2008) provedli klasifikaci rychlostí pohybu skalních ledovců v západních švýcarských Alpách. Ke klasifikaci byly použity interferogramy ze snímků družic ERS-1/2 z období let 1995 až 1999 s časovými základnami 1 den, 1 měsíc a 1 rok. Výsledky jsou představeny v tabulce 3. Velmi rychle se pohybující skalní ledovce byly zaznamenány už na jednodenním interferogramu. Skalní ledovce s o něco níží rychlostí pohybu vykazovaly na jednodenním interferogramu nízký fázový signál, ale už dekorelovaný signál na měsíčním interferogramu, tzn. během jednoho měsíce byl

překročen největší možný detekovatelný pohyb, který je v případě ERS družic 2,8 cm. Běžné skalní ledovce, kterými jsou podle Lambiel *et al.* (2008) ty pohybující se rychlostí v rozmezí 20 cm až 1 m ročně, vykazují zřetelný fázový signál na interferogramu ze snímků pořízených s měsíčním odstupem. Pomalé skalní ledovce mají nízký fázový signál na měsíčních, případně i ročních interferogramech.

Tab. 3 *Klasifikace skalních ledovců podle jejich rychlosti pohybu* (zdroj: převzato z Lambiel *et al.*, 2008)

Klasifikace skalních ledovců	ERS InSAR signál	Odhadovaný ročný pohyb	Klasifikace rychlosti pohybu
aktivní	1 den	> 2 m	velmi vysoká
	(1 den) / 35 dní dekor.	1 -2 m	vysoká
	35 dní	0,2 - 1 m	střední
	(35 dní) / 1 rok	0,03 - 0,2 m	nízká
neaktivní	(1 rok)	do několika cm	velmi nízká
reliktní	žádný	-	-

Jak uvádí Delaloye *et al.* (2007), frekvence výskytu skalních ledovců, které se pohybují zvýšenou rychlostí, v průběhu posledních dvou desetiletí narůstá. K tomu dochází pravděpodobně ve spojitosti se zvýšením míry jejich deformace způsobeným oteplením a táním permafrostu. Deformace těchto rychle se pohybujících ledovců je příliš velká na to, aby byla zaznamenána na interferogramech z pásma C a L při současně dostupné periodě snímání radarových družic. Od skončení tandemové mise družic ERS-1/2 v roce 1999 tak podle Delaloye *et al.* (2007) chybí družicová SAR data vhodná pro výzkum velmi rychlých pohybů nejen skalních ledovců. Jejich detekce by měla být znovu možná ze snímků pořízených systémem Sentinel-1 s periodou snímání 12 dní, která se po plánovaném uskutečnění konfigurace dvou družic na stejné dráze ještě sníží.

Pro výzkum velmi rychle se pohybujících skalních ledovců lze využít také pozemní radarové měření (*ground-based SAR*). Tato technika byla zatím aplikována hlavně pro monitorování svahů za účelem včasného zaznamenání rizika sesuvů (Luzi 2010). Umístěním systému SAR do blízkosti skalního ledovce se zamezí výskytu nežádoucích efektů geometrie satelitního snímání a je odstraněn problém dekorelace, nicméně senzor instalovaný na zemském povrchu může snímat jen velmi malé území. Použití GBSAR může mít opodstatnění pro konkrétní skalní ledovce představující riziko přírodního ohrožení.

5 Diskuze

Vysokohorské regiony výskytu skalních ledovců jsou obecně složitě přístupné kvůli odlehlosti a náročnému terénu. Využití metod dálkového průzkumu je pro analýzu a monitoring skalních ledovců podstatným přínosem, jelikož jimi lze pořídit data s dobrým prostorovým i časovým pokrytím z dálky, bez nutnosti terénního měření. Z hlediska dlouhodobého monitoringu jsou nejlépe využitelná družicová data.

Tab. 4 *Ztotožnění obrazu a DInSAR: srovnání vhodnosti metod pro měření pohybu skalních ledovců* (zdroj: Kääb 2005, upraveno)

Ztotožnění VHR družicových snímků	Satelitní DInSAR
- přesnost: v řádu 1m - 10m	+ přesnost: v řádu mm - cm
+ 2-dimenzionální horizontální posuny	- 1-dimenzionální posuny v LOS
+ kolmé snímání	- boční snímání
- pouze bezoblačné podmínky a během dne	+ nezávislost na počasí a denní době
- nutnost vizuálního kontrastu	+ využití fázové složky → nezávislost na textuře
+ robustní koherence	- rychlá ztráta koherence
o pouze větší posuny povrchu (> velikost pixelu)	o pouze malé posuny (jinak ztráta koherence)
+ velký počet dostupných vhodných snímků, přibývají	- speciální požadavky na snímky (např. tandemové mise, krátké základny)
+ jednoduché zpracování, dlouholeté zkušenosti	- v současnosti složité zpracování
+ nové VHR družice	+ 2. generace SAR senzorů

Metody analýzy pohybu skalních ledovců z družicových snímků popsané v této práci – ztotožnění obrazu a diferenční radarová interferometrie – mají každá určité výhody a nedostatky, které ovlivňují vhodnost jejich použití. Shrnutí nejpodstatnějších kladů a záporů je dáno v tabulce 4. Lze říci, že ve většině případů se tyto metody doplňují, tedy nedostatek jedné může být odstraněn použitím druhé.

Fotogrammetrie, poskytující optická data pro metodu ztotožnění obrazu, je pro analýzu pohybů povrchových tvarů reliéfu používána už velmi dlouho - od počátků vizuálního hodnocení změn na fotografiích až po současné poloautomatické digitální zpracování snímků. Díky tomu a také díky jednoduché implementaci fotogrammetrických metod existují v této oblasti analýzy pohybů povrchu rozsáhlé zkušenosti a příklady využití (Heid 2011). Využití optických dat je navíc nepostradatelné při analýze pohybů povrchu v minulosti. Současné družice pořizující VHR data a pokročilé algoritmy jejich zpracování podstatně zvyšují využitelnost metod ztotožnění obrazu pro detekci pohybů.

Ztotožnění obrazu pracuje s dvojicemi ortorektifikovaných snímků, zobrazujícími to stejné území v různém čase. Snímky jsou koregistrovány podle jejich stacionárních částí. Následně jsou dynamické části snímku, tedy pohybující se aktivní tvary reliéfu, „spárovány“. V tomto kroku se hledají prvky anebo části snímků, které si mezi snímky odpovídají a ze změny jejich polohy je určený pohyb povrchu. Podrobný popis metody ztotožnění obrazu poskytuje část 3.1.4. V části 3.3.1 jsou popsány její obecné charakteristiky a v části 4.2 je pak hodnocení metody ve vztahu k výzkumu skalních ledovců.

Obecně má ztotožnění družicových snímků větší využití pro data pořízená s větším časovým odstupem, kdy mezi jednotlivými snímky je časový interval měsíců až roků. Po uplynutí delší doby má změna povrchu skalního ledovce větší rozsah, převyšující rozměr pixelu, a je lépe detekovatelná. Ze stejných důvodů je tato metoda vhodnější
pro pohyblivější skalní ledovce. Pomalý pohyb skalních ledovců nemusí být ztotožněním zaznamenán. Podrobné hodnocení jednotlivých metod *area-based* ztotožnění obrazu poskytuje Heid a Kääb (2012). Přesnost vybrané metody lze zvýšit technikami dosahujícími sub-pixelovou přesnost, nicméně není-li integrován do výpočetního algoritmu (jako v případě COSI-Corr), jedná se o složitý krok analýzy navíc. Hlavními nevýhodami ztotožnění obrazu jsou potřeba bezoblačných podmínek pro snímání a nutný dostatečný vizuální kontrast snímku.

Poměrně nová technologie radarové interferometrie se vyvinula až po vypuštění satelitní mise ERS-1 v roce 1991, a během 90. let došlo k popularizaci této metody pro topografické mapování a monitoring změn povrchu. Od té doby byly v oblasti radarové interferometrie dosaženy početné algoritmické i technologické pokroky. V současnosti se možnosti využití radarových dat zvyšují v souvislosti s nástupem nových družic, které Sansosti *et al.* (2013) označují za „druhou generaci" SAR senzorů (tab. 2). Je pro ně charakteristické zkrácení periody snímání, a to až na několik dní, a vylepšení prostorového rozlišení. Nicméně, nevýhodou radarové interferometrie zůstává komplikovanost zpracování radarových dat (Kääb 2005).

Diferenční radarová interferometrie využívá změny fáze mikrovlnného záření mezi dvojicí snímků pro odvození pohybu terénu v čase. K tomu je nutné vytvořit ze dvou snímků interferogram a následně z něj odstranit vliv topografie na fázový rozdíl. Tvorba interferogramu a postup získání informace o pohybu povrchu jsou popsány v částech 3.2.2.1-3. Snímky vhodné pro interferometrické zpracování podléhají řadě omezení, která jsou spolu s nedostatky metody DInSAR rozebrána v části 3.3.2. Zhodnocení využití této metody ve výzkumu skalních ledovců je v části 4.3.

Zpracování radarových snímků metodou diferenční interferometrie je vhodné při výzkumu skalních ledovců s nižší aktivitou, protože v případě této metody je maximální měřitelný rozsah posunu povrchu limitovaný polovinou vlnové délky použitého záření. Výrazné posuny povrchu přesahující tuto hranici způsobí dekorelaci signálu. Významnou nevýhodou snímků SAR je boční snímání, které může omezit viditelnost vybraného skalního ledovce na výsledném snímku. Na druhé straně, radarové snímky jsou pořizovány nezávisle na osvětlení a oblačnosti, což je výhodou vůči optickým snímkům zejména v polárních a horských oblastech.

Když dostupné radarové snímky nevyhovují interferometrické analýze z důvodu dekorelace signálu (způsobené použitím příliš dlouhé časové základny, nebo analýzou velmi rychle se pohybujících ledovců), lze na tyto snímky použít *offset tracking* a určit pohyb skalního ledovce pomocí ztotožnění (Paul, 2013). Tato metoda umožňuje porovnávat snímky pořízené s větším časovým odstupem, tedy pro analýzu je k dispozici větší počet snímků. Pro překonání omezení souvisejících s dekorelací signálu lze také využít moderní přístupy k radarové interferometrii, jako je např. metoda trvalých odražečů PSInSAR.

V souhrnu jsou obě popsané metody využitelné pro monitoring pohybu skalních ledovců. Diferenční interferometrie je vhodnější pro analýzu pohybu méně aktivních skalních ledovců, anebo aktivních skalních ledovců, ale během krátkých časových

období. Metody ztotožnění obrazu účinně měří rychlejší pohyb v delším časovém intervalu. Zobrazující radary jsou lépe uzpůsobené podmínkám v oblastech výskytu skalních ledovců, protože operují nezávisle na oblačnosti a solárním osvětlení. S ohledem na objem nově pořizovaných družicových dat vysoké kvality, optických i radarových, by mělo případů využití těchto dat pro výzkum skalních ledovců přibývat.

6 Závěr

Předmětem této bakalářské práce byl monitoring pohybu skalních ledovců. Práce byla zaměřena na využití družicových dat pro detekci pohybu skalních ledovců a jeho měření.

Práce představuje a popisuje dvě základní metody detekce pohybu povrchových tvarů reliéfu Země, které mají v dosavadním výzkumu největší uplatnění. Těmito metodami jsou ztotožnění obrazu a diferenční radarová interferometrie. Je provedeno hodnocení jejich aplikace ve studiích zaměřených na skalní ledovce. Součástí práce je přehled existujících datových zdrojů.

Popsané metody detekce a monitoringu pohybu povrchových tvarů lze označit jako komplementární. Jejich hodnocení ukázalo, že vhodnost jejich využití v aplikaci na pohybující se permafrost ovlivňuje hlavně míra pohyblivosti jednotlivých skalních ledovců.

Vytvořené srovnání popsaných metod a hodnocení jejich vhodnosti pro sledování pohybu skalních ledovců může sloužit jako výchozí rešerše pro výzkum skalních ledovců pomocí družic dálkového průzkumu Země a pro další zdokonalování metod a postupů pro detekci a monitoring pohybu povrchových tvarů reliéfu. Práce byla vytvořena jako rešerše s předpokladem návaznosti diplomové práce na zvolené téma.

Použitá literatura a zdroje

Bauer, A., Paar, G., Kaufmann, V., 2003. Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. *In:* M. Phillips, S. M. Springman, L. U. Arenson, eds. *Permafrost*. Lisse, NL: Swets & Zeitlinger, 55-60.

Berthling, I., 2011. Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131 (3-4), 98-106.

Binet, R., Bollinger, L., 2005. Horizontal coseismis deformation of the 2003 Bam (Iran) earthquake measured from SPOT-5 THR satellite imagery. *Geophysical research letters*, 32(2).

Brown, L. G., 1992. A Survey of Image Registration Techniques. *ACM Computing Surveys*, 24 (4), 325-376.

Burger, K. C., Degenhardt Jr., J. J., Giardino, J. R., 1999. Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31 (1-4), 93-132.

Capaliniová, K., 2006. *Filtrace interferometrických dat*. Diplomová práce. České vysoké učení technické.

Catani, F., Farina, P., Moretti, S., Nico, G., Strozzi, T., 2005. On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: Estimation of landform attributes and mass movements. *Geomorphology*. 66 (1-4), 119-131.

Cheng, X., Li, X. W., Shao, Y., Li, Z., 2007. DINSAR measurment of glacier motion in Antarctic grove Mountain. *Chinese Science Bulletin*, 52 (3), 358-366.

Colesanti, C., Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2003. Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique. *Engineering Geology*, 68 (1-2), 3-14.

Copland, L., Pope, S., Bishop, M. P., Shroder Jr., J. F., Clendon, P., Bush, A., Kamp, U., Seong, Y. B., Owen, L. A., 2009. Glacier velocities across the central Karakoram. *Annals of Glaciology*, 50(52), 41–49.

Debella-Gilo, M., Kääb, A., 2011. Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation. *Remote Sensing of Environment*, 115 (1), 130-142.

Debella-Gilo, M., Kääb, A., 2012. Locally adaptive template sizes for matching repeat images of Earth surface mass movements. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 69, 10-28.

Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B., Vadon, H., 2004. Velocity field of the ‘‘La Clapie`re’’ landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophysical research letters*, 31(15).

Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Perruchoud, E., Raetzo, H., 2007. Landslide-like development of rockglaciers detected with ers-1/2 SAR interferometry. *Proceedings of ESA Fringe 2007 Workshop*, Frascati, Italy.

Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2001. Permanent Scatterers in SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39 (1), 8-20.

Fitch, A.J., Kadyrov, A., Christmas, W. J., Kittler, J., 2002. Orientation Correlation. *British Machine Vision Conference*, s. 133-142.

Fonseca, L.M.G., Manjunath, B.S., 1996. Registration Techniques for Multisensor Remotely Sensed Imagery. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 62 (9), 1049-1056.

Giles, A. B., Massom, R. A., Warner, R. C., 2009. A method for sub-pixel scale feature-tracking using Radarsat images applied to the Mertz Glacier Tongue, East Antarctica. *Remote Sensing of Environment*, 113(8), 1691–1699.

Girmala, M., (2006). *Metódy posúdenia kvality interferogramu*. Diplomová práce. České vysoké učení technické.

Haeberli, W., 2000. Modern Research Perspectives Relating to Permafrost Creep and Rock Glaciers: A Discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (4), 290-293.

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Vonder Muhll, D. V., 2006. Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 (3), 189-214.

Hanssen, R., 2001. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 308 s.

Heid, T., 2011. *Deriving glacier surface velocities from repeat optical images*. Thesis (PhD). University of Oslo.

Heid, T., Kääb, A., 2012. Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 118, 339-355.

Herman, F., Anderson, B., Leprince, S., 2011. Mountain glacier velocity variation during a retreat/advance cycle quantified using sub-pixel analysis of ASTER images. *Journal of Glaciology*, 57(202), 197-207.

Hermas, E., Leprince, S., El-Magd, I. A., 2012. Retrieving sand dune movements using sub-pixel correlation of multi-temporal optical remote sensing imagery, northwest Sinai Peninsula, Egypt. *Remote Sensing of Environment*, 121, 51-60.

Hooper, A., Segall, P., Zebker, H., 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *Journal of geophysical research*, 112 (B7).

Humlum, O., 1982. Rock glacier types on Disko, central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift*, 82, 59-66.

Humlum, O., 2000. The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35 (1-2), 41-67.

Joughin, I. R., Kwok, R., Fahnestock, M. A., 1998. Interferometric Estimation of Three-Dimensional Ice-Flow Using Ascending and Descending Passes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36 (1), 25-37.

Kääb, A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 57 (1-2), 39-52.

Kääb, A, 2005. *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. Geographisches Institut der Universität Zürich: Schriftenreihe Physiche Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik, 266 s.

Kääb A., Vollmer, M., 2000. Surface Geometry, Thickness Changes and Flow Fields on Creeping Mountain Permafrost: Automatic Extraction by Digital Image Analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (4), 315-326.

Kaufmann, V., Ladstädter, R., 2003. Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. *In:* M. Phillips, S. M. Springman, L. U. Arenson, eds. *Permafrost*. Lisse, NL: Swets & Zeitlinger, 525-530.

Kenyi, L. W., Kaufmann, V., 2003. Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. *In:* M. Phillips, S. M. Springman, L. U. Arenson, eds. *Permafrost*. Lisse, NL: Swets & Zeitlinger, 537-541.

Kenner, R., Buhler, Y., Delaloye, R., Ginzler, C., Phillips, M., 2014. Monitoring high alpine mass movements combinig laser scanning with airborne photogrammetry. *Geomorphology*, 206, 492-504.

Kolář, J., Halounová, L., Pavelka, K., 1997. *Dálkový průzkum Země 10.* 1. vyd. Praha: České vysoké učení technické, 164 s.

Krainer, K., Mostler, W., 2006. Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Geogr. Ann*, 88A (4), 267–280.

Lambiel, C., Delaloye, R., 2004. Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 (3), 229-241.

Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon, R., Raetzo, H., 2008. *ERS InSAR for Assessing Rock Glacier Activity.* Ninth International Conference on Permafrost, edited by: Kane, D. L., Hinkel, K. M., Fairbanks: University of Alaska Fairbanks, 1019-1024.

Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorquí, J. J., Berardino, P., Sansosti, E., 2004. A Small-Baseline Approach for Investigating Deformations on Full-Resolution Differential SAR Interferograms. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 42 (7), 1377-1386.

Leprince, S., Ayoub, F., Klinger, Y., Avouac, J.-P., 2007. Co-Registration of Optically Sensed Images and Correlation (COSI-Corr): an Operational Methodology for Ground Deformation Measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45 (6), 1529-1558.

Li, J., Li, Z., Zhu, J., Ding, X., Wang., C., Chen, J., 2013. Deriving surface motion of mountain glaciers in the Tuomuer-Khan Tengri Mountain Ranges from PALSAR images. *Global and Planetary Change*, 101, 61-71.

Liu, L., Millar, C. I., Westfall, R. D., Zebker, H. A., 2013. Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR. *The Cryosphere Discuss*, 7, 343-371.

Luckman, A., Quincey, D., Bevan, S., 2007. The potential of satellite radar interferometry and feature tracking for monitoring flow rates of Himalayan glaciers. *Remote Sensing of Environment*. 111(2-3), 172-181.

Luzi, G., 2010. Ground Based SAR Interferometry: a Novel Tool for Geoscience. *In:* P. Imperatore, D. Riccio, eds. *Geoscience and Remote Sensing New Achievements*. InTech, 1-26.

Rauch, T., 2011. *Využití družicových radarových dat pro monitorování záplav v závislosti na typu krajinného pokryvu.* Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze.

Rosen, P. A., Hensley, S., Joughin, I. R., Li, F. K., Madsen, S. N., Rodríguez, R., Goldstein, R. M., 2000. Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88 (3), 333-382.

Rott, H., 2009. Advances in interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in earth system science. *Progress in Physical Geography*, 33 (6), 769–791.

Rott, H., Nagler, T., 2006. The contribution of radar interferometry to the assessment of landslide hazards. *Advances in space research*, 37 (4), 710-719.

Rott, H., Nagler, T., Scheiber, R., 2004. Snow mass retrieval by means of SAR interferometry. *Proceedings of ESA Fringe 03 Workshop*, Frascati, Italy.

Sansosti, E., Berardino, P., Bonano, M., Calo, F., Castaldo, R., Casu, F., Manunta, M., Manzo, M., Pepe, A., Pepe, S., Solaro, G., Tizziani, P., Zeni, G., Lanari, R., 2014. How second generation SAR systems are impacting the analysis of ground deformation. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 28, 1-11.

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

Scherler, D., Leprince, S., Strecker, M. R., 2008: Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery – Accuracy improvement and quality assessment. *Remote Sensing of Environment*, 112 (10), 3806-3819.

Schowengerdt, R. A., 2007. *Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing*. 3. vyd. London: Elsevier Inc., 515 s.

Serrano, E., de Sanjosé, J. J., González-Trueba, J. J., 2010. Rock glacier dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 (11), 1302-1314.

Shroder Jr., J. F., Giardino, J. R., 1978. Progress on Rock Glacier Research. *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences and Affiliated Societies*, 332.

Shukla, A., Arora, M. K., Gupta, R. P., 2010. Synergistic approach for mapping debris-covered glaciers using optical–thermal remote sensing data with inputs from geomorphometric parameters. *Remote Sensing of Environment*, 114 (7), 1378-1387.

Slačíková, J., 2010. *Hodnocení vlivu interpolace při koregistraci radarových snímků*. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze.

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.

Tiwari, R. K., Gupta, R. P., Arora, M. K., 2014. Estimation of surface ice velocity of Chhota-Shigri glacier using sub-pixel ASTER image correlation. Current science, 106 (6), 853-859.

Wasowski, J., Bovenga, F., 2014. Investigation landslides and unstable slopes with satellite Multi Temporal Interferometry: Current issues and future perspectives. *Engineering Geology*, 174, 103-138.

Zitová, B., Flusser, J., 2003. Image registration methods: a survey. *Image and Vision Computing*, 21 (11), 977-1000.

Airbus, 2014. *WorldDEM™ Brochure* [online] [cit. 2014-8-12]. Dostupné z: <http://www2.astrium-geo.com/files/pmedia/public/r5434_9_geo_022_worlddem_en_low.pdf>

Alaska Satellite Facility, 2014. *How do glaciers move?* [online] [cit. 2014-8-2]. Dostupné z: <https://www.asf.alaska.edu/blog/how-do-glaciers-move/>

CONAE, 2011. *SAOCOM Mission Overview* [online] [cit. 2014-8-12]. Dostupné z: <http://media.asf.alaska.edu/asfmainsite/documents/2011-ceos-workshop/SAOCOM-mission%20overview,%20J.Medina.pdf>

ESA, 2013. *Sentinel-1 User Handbook* [online] [cit. 2014-8-12]. Dostupné z: <https://sentinel.esa.int/documents/247904/685163/Sentinel-1_User_Handbook>

Gisat, 2014a. *Družicová data* [online] [cit. 2014-8-12]. Dostupné z: http://www.gisat.cz/content/cz/druzicova-data

Gisat, 2014b. *Velmi vysoké rozlišení* [online] [cit. 2014-8-12]. Dostupné z: <http://www.gisat.cz/content/cz/druzicova-data/dodavana-data/velmi-vysoke-rozliseni>

Gisat, 2014c. *Radarová interferometrie* [online] [cit. 2014-7-30]. Dostupné z: <http://www.gisat.cz/content/cz/dpz/zpracovani-dat/radarova-interferometrie>

Lexikon tvarů reliéfu České republiky, 2010. *Kamenný (skalní) ledovec* [online] [cit. 2014-4-13]. Dostupné z: <http://geography.upol.cz/soubory/studium/e-ucebnice/Smolova-2010/lexikon/periglacialni/kamenny_(skalni)_ledovec.html>

National Snow & Ice Data Center, 2014. *Glacier types: Rock* [online] [cit. 2014-4-20]. Dostupné z: <https://nsidc.org/cryosphere/glaciers/gallery/rock.html>

Natural Resources Canada, 2014a. *Viewing Geometry and Spatial Resolution* [online] [cit. 2014-7-31]. Dostupné z: <http://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geomatics/satellite-imagery-air-photos/satellite-imagery-products/educational-resources/9341>

Natural Resources Canada, 2014b. *Advanced Radar Applications* [online] [cit. 2014-7-31]. Dostupné z: <http://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geomatics/satellite-imagery-air-photos/satellite-imagery-products/educational-resources/9287>

Nest, 2014. *Computation of interferogram and computation/removal of the flat-earth phase.* [online] [cit. 2014-8-4]. Dostupné z: <http://corp.array.ca/nest-web/help/operators/InterferogramOp.html>

Paul, F., 2013. The glaciers climate change initiative: Methods for creating glacier area, elevation change and velocity products. *Remote Sensing of Environment* [online] [cit. 2014-8-5]. Dostupné z: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425713003532>

Radar Tutorial, 2014a. *Synthetic Aperture Radar* [online] [cit. 2014-7-26]. Dostupné z: <http://www.radartutorial.eu/20.airborne/ab07.en.html>

Radar Tutorial, 2014b. *Synthetic Aperture Radar Modes* [online] [cit. 2014-7-30]. Dostupné z: <http://www.radartutorial.eu/20.airborne/ab08.en.html>

TRE, 2014a. *InSAR Evolution* [online] [cit. 2014-8-15]. Dostupné z: <http://treuropa.com/technique/insar-evolution/>

TRE, 2014b. *SAR Imagery* [online] [cit. 2014-8-15]. Dostupné z: <http://treuropa.com/technique/sar-imagery/>

TRE, 2014c. *What can be measured?* [online] [cit. 2014-8-15]. Dostupné z: <http://treuropa.com/technique/what-can-be-measured/>

TRE, 2014d. SqueeSAR™ [online] [cit. 2014-8-15]. Dostupné z: <http://treuropa.com/technique/squeesar/>