

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

# **DIPLOMOVÁ PRÁCE**

2006

RADOSLAV MATYŠEK



**Univerzita Karlova v Praze**

**Přírodovědecká fakulta**

**Katedra aplikované geoinformatiky a kartografie**

Radoslav Matyšek

Využití radarových satelitních dat k určení čáry rovnováhy ledovce  
Vernagtferner

Diplomová práce

Praha 2006

Vedoucí diplomové práce: Doc. Ing. Jan Kolář, CSc.

**Vysoká škola:** Univerzita Karlova v Praze  
**Katedra:** Aplikované geoinformatiky a kartografie

**Fakulta:** Přírodovědecká  
**Školní rok:** 2005/2006

# Zadání magisterské práce

(projektu, uměleckého díla, uměleckého výkonu)

pro Radoslava Matyška

obor Kartografie a geoinformatika

Název tématu: **Využití radarového snímku pro monitorování ledovce**

## Zásady pro vypracování

Cílem této práce jsou možnosti využití radarového snímku pro zjišťování hydrologické bilance ledovců. Tato se v praxi provádí měřením v terénu, což může být v případě nedostupných míst (např. vysokohorské ledovce) problematické. Proto se v těchto případech využívá dálkového průzkumu, zejména pak radarů, které jsou nezávislé na místní oblačnosti.

Smyslem práce bude na konkrétním ledovci (Vernagtferner v Ötztalských Alpách) zjistit, nakolik se výsledek z radarového snímku bude lišit od výsledků z terénního měření a z tohoto porovnání vyvodit závěr, zda je metoda měření hydrologické bilance ledovců z radarového snímku obecně využitelná pro jakýkoliv ledovec na světě.

Data z pozemního terénního měření, získaná od bavorské Komission für Glaziologie, jsou v podobě tematické mapy ledovce Vernagtferner s jeho hydrologickou bilancí pro rok 1999. Po radiometrických a geometrických úpravách radarového snímku (datovaném koncem hydrologického roku 1999, tzn. přelom září a října roku 1999) proběhne klasifikace snímku (sníh, led, půda) a následné převedení do prostředí GIS, kde porovnáme získaný výsledek se zmíněnými pozemními daty.

Závěrem bude debata o případných rozdílech dosažených výsledků z radarového snímku od pozemních dat a možnost využití této metodiky v praxi.

Rozsah grafických prací: 15-25 stran

Rozsah průvodní zprávy: 50-70 stran

**Seznam odborné literatury:**

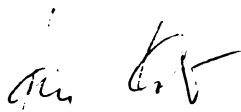
- Adam, S., Pietroniro, A., Brugman M.M. (1997): Glacier snow line mapping using ERS-1 SAR imagery, *Remote Sensing Of Environment*, 61: 46-54
- Demuth, M., Pietroniro, A. (1999): Inferring glacier mass balance using RADARSAT: Results from Peyto Glacier, Canada, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 521-540
- Shi, J., Dozier, J. (1997): Mapping seasonal snow with SIR-C/X-SAR in mountainous areas, *Remote Sensing Of Environment*, 59: 294-307
- Henderson, F.M., Lewis, A.J. (1998): Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing, John Wiley and Sons, NY
- Dyurgerov, M. (2002): Glacier mass balance and regime: Data of measurements and analysis, Occasional Paper No. 55, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado
- Magagi, R., Bernier, M. (2003): Optimal conditions for wet snow mapping using RADARSAT SAR data, *Remote Sensing Of Environment*, 84: 221-233
- Benn, D.I., Evans, D.J.A. (1998): Glaciers and glaciation, Arnold, London
- Benn, D.I., Lehmkuhl, F. (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments, *Quaternary International* 65/66: 15-29
- Fily, M., Dedieu, J.-P., Surdyk, S. (1995): A SAR image study of a snow-covered area in the French Alps, *Remote Sensing Of Environment*, 51: 253-262
- Kuhn, M., Dreiseitl, E., Hofinger, S., Markl, G., Span, N., Kaser, G. (1999): Measurements and models of the mass balance of Hintereisferner, *Geografiska Annaler* 81 A (4): 659-670
- Reinwarth, O., Escher-Vetter, H. (1999): Mass balance of Vernagtferner, Austria, from 1964/65 to 1996/97: Results for three sections and the entire glacier, *Geografiska Annaler* 81 A (4): 743-751

Vedoucí magisterské práce: Doc. Ing. Jan Kolář, CSc.

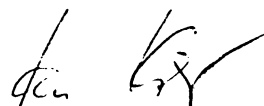
Konzultant magisterské práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

Datum zadání magisterské práce: 12.1. 2006

Termín odevzdání magisterské práce: 1.9. 2006



.....  
Vedoucí magisterské práce



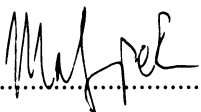
.....  
Vedoucí katedry

V Praze dne 12.1. 2006

## Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma „Využití radarových satelitních dat k určení čáry rovnováhy ledovce Vernagtferner“ vypracoval samostatně s využitím uvedené literatury a pramenů, na něž odkazuji. Svoluji k jejímu zapůjčení s tím, že veškeré informace budou řádně citovány.

V Olomouci, dne 31.8. 2006



.....

## **Poděkování**

Tímto bych chtěl poděkovat Doc. Ing. Janu Kolářovi, CSc. a RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. za odborné vedení diplomové práce a Ing. Luboši Kučerovi za mnoho cenných praktických rad. Za vstřícný přístup při shánění podpůrných textů a dat Dr. Ludwigu Braunovi, Dr. Heidi Escher – Vetter a Dr. Christophu Mayerovi z Bavorské akademie věd.

## OBSAH

<b>1.1 CÍL PRÁCE</b>	<b>7</b>
<b>1.2 METODIKA</b>	<b>8</b>
<b>2. REŠERŠE LITERATURY</b>	<b>9</b>
<b>3. TEORETICKÁ ČÁST</b>	<b>11</b>
<b>3.1 LEDOVCE</b>	<b>11</b>
3.1.1 LEDOVCE, JEJICH VZNIK, VÝVOJ A OBECNÝ POPIS	11
3.1.2 HYDROLOGICKÁ BILANCE LEDOVCE A ČÁRA ROVNOVÁHY	14
3.1.3 ALPY A ÖTZTALSKÉ ÚDOLÍ – FYZICKOGEOGRAFICKÝ POPIS	16
3.1.4 LEDOVEC VERNAGTFERNER	19
<b>3.2 DÁLKOVÝ PRŮZKUM ZEMĚ V MIKROVLNNÉ ČÁSTI SPEKTRA</b>	<b>23</b>
3.2.1 OBECNÉ VLASTNOSTI RADARU	23
3.2.2 ODRAZIVOSTNÍ VLASTNOSTI SNĚHU, LEDU A LEDOVCŮ V MIKROVLNNÉM OBORU SPEKTRA	30
3.2.3 POPIS DRUŽICE ERS – 2 SAR A JEJÍHO PRODUKTU ERS.SAR.GEC	32
<b>3.3 ZPRACOVÁNÍ RADAROVÝCH DAT</b>	<b>35</b>
3.3.1 GEOMETRICKÁ KOREKCE	35
3.3.2 SIMULOVANÝ RADAROVÝ SNÍMEK	36
3.3.3 RADIOMETRICKÁ KOREKCE	37
3.3.4 TEXTURÁLNÍ ANALÝZA	37
3.3.5 PRAHOVÁNÍ OBRAZU	39
3.3.6 ŘÍZENÁ KLASIFIKACE	39
<b>3.4 DIGITÁLNÍ MODEL TERÉNU</b>	<b>40</b>
<b>4. PRAKTICKÁ ČÁST</b>	<b>41</b>
<b>4.1 VSTUPNÍ DATA</b>	<b>41</b>
4.1.1 TURISTICKÁ MAPA 30/2 ÖTZTALER ALPEN - WEISSKUGEL, ALPENVEREIN 1 : 25 000	42
4.1.2 TURISTICKÁ MAPA 43 ÖTZTALER ALPEN, KOMPASS, 1 : 50 000	44
4.1.3 TEMATICKÁ MAPA MĚŘÍCÍCH MÍST V DIGITÁLNÍ PODOBĚ	46
4.1.4 TEMATICKÁ MAPA HYDROLOGICKÉ BILANCE V DIGITÁLNÍ PODOBĚ	48
4.1.5 SATELITNÍ RADAROVÁ DATA	51
4.1.6 DIGITÁLNÍ MODEL TERÉNU	55
4.1.7 SIMULOVANÝ SNÍMEK	61
<b>4.2 GEOMETRICKÁ KOREKCE RADAROVÝCH DAT</b>	<b>63</b>
<b>4.3 RADIOMETRICKÁ KOREKCE RADAROVÝCH DAT</b>	<b>64</b>
<b>4.4 TEXTURÁLNÍ ANALÝZA RADAROVÝCH DAT</b>	<b>65</b>
<b>4.5 PRAHOVÁNÍ ORTOREKTIFIKOVANÝCH DAT</b>	<b>67</b>
<b>4.6 PRAHOVÁNÍ SIMULOVANÉHO SNÍMKU</b>	<b>70</b>
<b>5. VÝSLEDKY</b>	<b>74</b>
<b>6. DISKUSE</b>	<b>76</b>
<b>6.1 VÝBĚR RADAROVÝCH DAT</b>	<b>76</b>
<b>6.2 ABSENCE RADIOMETRICKÉ KOREKCE</b>	<b>76</b>

<b>7. ZÁVĚR</b>	<b>77</b>
<b>8. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY</b>	<b>78</b>
<b>9. SEZNAM TABULEK</b>	<b>88</b>
<b>10. SEZNAM GRAFŮ</b>	<b>88</b>
<b>11. SEZNAM OBRÁZKŮ</b>	<b>89</b>
<b>12. SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK</b>	<b>90</b>



# 1. Úvod

Ledovce mají vliv na řadu procesů globálního významu, jako je zvýšení hladiny světového oceánu, kontrolují odtok horských řek s ledovcovým režimem, tání ledovců ovlivňuje salinitu oceánů a v neposlední řadě mají vliv na tvar a rotaci Země [Dyurgerov a Meier, 2005]. Zvýšení objemu sladké vody v oceánech má negativní dopad na cirkulaci vody v oceánech a na celý jeho ekosystém. Toto vedlo roku 1968 ke vzniku tzv. Permanent Service of Fluctuations of Glaciers, který začal spolu s World Glacier Inventory (od roku 1975) s pravidelným pozorováním a měřením ledovců po celém světě [Wallén, 1981]. Do těchto měření patří zejména rozloha ledovců a jejich hydrologická bilance, tzn. nárůst či úbytek hmoty ledovce. Běžnou praxí při těchto měřeních je práce v terénu, což je v případech ledovců v odlehlých oblastech či velehorách značně problematické. V náročných klimatických podmínkách může být klasická glaciologická metoda měření nemožná, nemluvě o její pracnosti a velkých finančních nákladech. S vypuštěním satelitů začala nová éra výzkumu a pozorování Země. Pro pozorování ledovců byly použity různé druhy senzorů, jako například ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) satelitu Landsat 7 či další senzor Landsatů 4 a 5 TM (Thematic Mapper) pracující v optické části spektra [Klein a Isacks, 1999; Bindschadler *et al.*, 2001; Li *et al.*, 1998], ale jako velmi praktické se ukázaly být zejména satelity operující v mikrovlnné části spektra. Snímky z těchto družic jsou pořizovány nezávisle na denní době či oblačnosti [Adam *et al.*, 1997; Demuth a Pietroniro, 1999; Shi a Dozier, 1997], mohou tak tedy vyřešit problémy odlehlých horských oblastí s drsným klimatem a nahradit tak terénní glaciologická měření. Několik prací již ukázalo, že v mikrovlnné části elektromagnetického spektra je možné rozlišit jak sníh a led od ostatních povrchů, tak i různé stavové charakteristiky sněhu a ledu [Adam *et al.*, 1997; Shi a Dozier, 1997; Fily *et al.*, 1995; Brown *et al.*, 1999]. Tyto vlastnosti umožňují definovat na ledovci tzv. čáru rovnováhy, která odděluje akumulární část ledovce od ablační, a tímto vypovědět o chování a charakteristikách ledovce za určité období ze satelitního snímku. Tímto by se eliminovala fyzicky, časově a finančně náročná práce v terénu.

## 1.1 Cíl práce

Cílem této práce je stanovení tzv. čáry rovnováhy (equilibrium line) na ledovci Vernagtferner v Ötztalských Alpách ze satelitních radarových dat z družice ERS-2 SAR. Tato

čára rovnováhy rozděluje ledovec na dvě části, a to na část akumulární (kde ledovec přibývá) a na část ablační (kde ledovec odtává). Čára rovnováhy na konci hydrologického roku (který na severní polokouli začíná v říjnu a končí v září následujícího roku) má vypovídací hodnotu o chování ledovce za uplynulý rok. Z pozice čáry rovnováhy lze určit mimo jiné hydrologickou bilanci ledovce, tzn. zda ledovec narůstá či zda ubývá [Benn a Evans, 1998; Benn a Lehmkuhl, 2000; Adam *et al.*, 1997]. Obyčejně se hydrologická bilance měří glaciologickou metodou měřících tyčí a jam (stakes and pits) na několika místech ledovce, dosažené hodnoty se poté interpolují [Reinwarth a Escher-Vetter, 1999; Reinwarth a Rentsch, 1994]. Výsledkem je tematická mapa s hodnotami tzv. sněhového vodního ekvivalentu (snow water equivalent) měřeného v metrech (viz. kapitola 3.1.2). Kladné hodnoty znamenají nárůst, záporné pak úbytek. Takto zpracovaná tematická mapa bude v této práci porovnána s dosaženými výsledky z klasifikace satelitních radarových dat. Po porovnání průběhu těchto dvou čar rovnováhy bude následovat diskuse o přesnosti dosažených výsledků z klasifikovaných satelitních dat a využití satelitních dat v mikrovlnném oboru elektromagnetického spektra pro určování čáry rovnováhy a hydrologické bilance ledovců.

## 1.2 Metodika

Pracovní postup při zpracování radarového satelitního snímku začne přípravou mapových podkladů. Turistické mapy budou naskenovány a v prostředí GIS budou převedeny do shodného kartografického zobrazení (Universal Transverse Mercator; UTM na elipsoidu World Geodetic System 1984; WGS 84), tematické mapy v digitální podobě pak budou pouze georeferencovány. Z naskenovaných map budou digitalizovány vybrané mapové prvky jako kóty o známých nadmořských výškách a vrstevnice, z map v digitální podobě bude zvektorizován jejich tematický obsah (hydrologická bilance ledovce, místa terénního měření). Na základě zvektorizovaných dat z turistických map bude vytvořen Digitální Model Terénu (DMT; anglicky Digital Terrain Model).

Při srovnávání různých geografických dat ze dvou či více zdrojů je důležité, aby byla ve shodném kartografickém zobrazení, zvláště jde – li nám o přesnou geografickou lokalizaci objektu [Skidmore, 2002; Drury, 1998]. V tomto případě se jedná o přesnou lokalizaci ledovce Vernagtferner v digitalizovaných datech z turistických map a z map v digitální podobě a ze satelitních radarových dat.

Za účelem přesné lokalizace budou satelitní data muset projít geometrickou korekcí, a to tzv. ortorektifikací. Ortorektifikace satelitních dat bude založena na výše zmíněném DEM z naskenovaných turistických map v programu PCI Geomatica v modulu OrthoEngine.

Ortorektifikovaná data budou následně klasifikována řízenou klasifikací do tříd ledovcový led, mokrý sníh a holá půda/skála. Výběru vhodných trénovacích množin (training sites) napomůže tzv. texturální analýza (texture analysis) s parametrem Homogeneity. Výsledkem této klasifikace bude rozdělení ledovce Vernagtferner na dvě oblasti, a to oblast ablační (výskyt ledovcového ledu) a oblast akumulární (výskyt mokrého sněhu).

Výsledky řízené klasifikace budou porovnány s daty z tematických map vzniklých na základě pozemního terénního měření. Tato fáze proběhne opět v prostředí GIS.

## 2. Rešerše literatury

Pro pozorování a výzkum ledovců byla použita data z různých druhů družic. Družice pracující v optické (tzv. viditelné záření;  $0,38 \mu\text{m} - 0,72 \mu\text{m}$ ) a v blízké infračervené ( $0,72 \mu\text{m} - 1,3 \mu\text{m}$ ) části spektra jsou využívány na celou řadu glaciologických projektů. Podle Bindschadler *et al.* (2001) byl senzor Landsatu – 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) úspěšně použit na pozorování mořského ledu (díky panchromatickému pásmu s prostorovým rozlišením 15 m lze určit detailně skladbu ledových ker, hřbety mezi krami vzniklé konvergentními a divergentními tlaky, dále pak pomocí kalibrovaných scén ze senzoru ETM+ lze určit tloušťku ker a následnou výměnu tepla mezi oceány a atmosférou), na pozorování ledovců (sledování čáry rovnováhy a hydrologické bilance, pohyb čela ledovce v čase z multitemporálních dat, jejich pohybu, dynamiky a energetické bilance), sledování ledovcových čepiček (fjeldových ledovců); angl. ice cap (jejich rozsah, mapování jednotlivých splazů, pozice sněhové čáry) a sledování pevninských ledových příkrovů; angl. ice sheets (určování různých facií sněhu). Data z družic Landsat byly také použity pro sledování vývoje a pohybu ledovců na Tibetské náhorní plošině. Tato práce byla zajímavá zejména využitím poměrně dlouhé časové řady (21 let), tím pádem využitím koregistrovaných scén z různých senzorů Landsatu (Return Beam Vidicon – RBV, Multispectral Scanner – MSS a Thematic Mapper - TM) [Li *et al.*, 1998]. Podle Klein a Isacks (1999) lze z dat senzoru Thematic Mapper družice Landsat oddělit akumulární zónu tropického ledovce od zóny ablační, poté určit výšku přechodné sněhové čáry a vypočítat tak AAR (Accumulation –

Area Ratio). V glaciální hydrologii byla použita data senzoru Thematic Mapper pro modelování odtoku ledovce švýcarského ledovce Findelengletscher [Turpin *et al.*, 1997]. V práci Gratton *et al.* (1993) byla úspěšně užita data družice Landsat 5 senzoru Thematic Mapper na určení energetické bilance horského ledovce (kanadské Rocky Mountains). Práce Sidjak a Wheate (1999) popisuje metody mapování ledovců opět pomocí senzoru Thematic Mapper v kanadské Britské Kolumbii, kdy bylo využito poměru TM 4/TM 5 pro lepší odlišení sněhu od ledu, a dále pak tzv. Normalized Difference Snow Index (NDSI) pro odlišení sněhu a ledu od objektů s podobnými odrazivostními charakteristikami (půda, vegetace, skály, mraky). Nakonec práce Bayr *et al.* (1994) popisuje mapování ledovců v rakouských Alpách pomocí multitemporálních dat senzoru Thematic Mapper. Výsledkem byly za prvé tematické mapy ledovců Pasterzegletscher a Kleines Fleisskees obsahující třídy sníh, led, horninový podklad, za druhé změna plochy ledovců mezi lety 1984 a 1990.

I když všechny tyto práce popisují mapování ledovců v optickém a blízkém infračerveném oboru spektra s uspokojivými výsledky, téměř všechny ale poukazují na nevýhody spojené s velkou oblačností v horských oblastech a s dlouho trvající tmou ve velkých zeměpisných šířkách, tudíž s nemožností snímat zemský povrch v těchto vlnových délkách. Proto se pro monitorování ledovců začalo využívat družic se senzory pracujícími v mikrovlnném oboru spektra, které operují nezávisle na oblačnosti či noční době díky delším vlnovým délkám (cca. 1 cm – 1 m) a vlastnímu zdroji záření.

Radarová data umožňují mapování rozsahu ledovců, ale hlavně jsou výhodné pro určování odlišných druhů sněhu a ledu, a to na základě jejich obsahu vlhkosti a drsnosti povrchu (viz. kapitola 3.2.1). Některé práce navrhují i syntézu senzorů pracujících jednak v mikrovlnném oboru spektra (fyzikální vlastnosti objektů, např. zmiňovaná vlhkost a drsnost), jednak v optické části (díky poměrně lepšímu prostorovému rozlišení mapování rozsahu ledovců atd.) [Rott, 1994]. Cílem prací využívajících radarová data je většinou hledání sněhových facií na ledovci a podle nich rozdělení ledovce na část akumulární a ablační. Tato zkoumání se většinou provádí na konci ablační sezóny, což znamená koncem hydrologického roku. Hydrologický rok na severní polokouli začíná říjnem a končí zářím následujícího roku. Během tohoto období lze na ledovci detekovat tzv. čáru rovnováhy, která je důležitým ukazatelem pro měření hydrologické bilance ledovců. Existují ale i práce zabývající se hydrologickou bilancí ledovců měřených pomocí dálkového průzkumu v zimním období, jako například na Špicberkách v práci Engeset *et al.* (2002) a Engeset a Ødegård (1999). Zjištění čáry rovnováhy ale bylo možné určit pouze pro roky se silně

negativní hydrologickou bilancí [Engeset a Ødegård, 1999]. V případě práce Engeset *et al.* (2002) nebylo možné průměrnou roční čáru rovnováhy určit; detekovat šla pouze maximální a minimální čára rovnováhy v časovém rozmezí několika let.

Brown *et al.* (1999) použil radarová data z družic ERS – 1 a ERS – 2 pro monitorování a detekci tzv. firm line na ledovcových čepkách na Islandu. Na ledovcích bylo možné odlišit různé sněhové a ledové facie a tak kromě zmíněné firm line byl nakonec vypočítán i AAR (Accumulation – Area Ratio). Antarktický a Grónský pevninský ledový příkrov tvoří 99 % veškerého ledu na Zemi [Demuth a Pietroniro, 1999] a mimo jiné má velký vliv na globální klima a potenciální zvyšování hladiny světového oceánu. Pro monitorování tak rozsáhlých území se využívá samozřejmě družic, zejména radarů. Například v práci Rau *et al.* (2000) se opět zkoumají různé sněhové facie, firm line i čára rovnováhy na Rossově ostrově v Antarktidě. Radarová data využívá i práce Demuth a Pietroniro (1999) z kanadského Peyto Glacier, pro změnu pořizena kanadskou družicí RADARSAT. Zkoumanými objekty jsou opět akumulární a ablační oblasti ledovce, čára rovnováhy a výpočet AAR. Poslední zmiňovanou prací využívající radary bude Adam *et al.* (1997), která se snaží zjistit čáru rovnováhy na kanadském ledovci Place pomocí družice ERS – 1.

## 3. Teoretická část

### 3.1 Ledovce

#### 3.1.1 Ledovce, jejich vznik, vývoj a obecný popis

Horské a subpolární ledovce (bez antarktického a grónského ledovcového štítu) plošně zabírají  $785 \times 10^3 \text{ km}^2$  a celkový objem ledu těchto ledovců je  $260 \pm 65 \times 10^3 \text{ km}^3$ . Proměny ledovců v čase mají vliv na celou řadu jevů, jakým je například zvýšení hladiny oceánů (zmíněný objem ledu by zvýšil hladinu oceánů o  $0.65 \pm 0.16 \text{ m}$ ), hydrologie řek s ledovcovým odtokovým režimem (důležité pro hydroelektrárny), stav množství sladké vody v oceánech a dokonce i tvar a rotaci Země [Dyurgerov a Meier, 2005]. Chování ledovců také vypovídá o změnách klimatu [Dyurgerov a Meier, 2005; Weidick, 1984; Benn a Evans, 1998; Lamont *et al.*, 1999]. Teplota je totiž jedním z nejsilnějších vlivů způsobujících změny ledovců [Dyurgerov a Meier, 2005]. Na změny klimatu reagují ledovce se zpožděním a to v závislosti na své velikosti (malé, karové ledovce mají zpoždění kolem 10 let, větší ledovce

pak 20 -30 let; podle Holmlund a Jansson (1999) ve Švédsku ještě stále reagují ledovce na oteplení klimatu, které bylo před 80 – 90 lety) [Weidick, 1984]. Důsledky globálního oteplování jsou ale zřejmé u většiny světových ledovců. U velkých ledovcových štítů je pozorován obecný ústup ledu během posledních 100 let (jejich neoglaciací maxima dosáhly okolo roku 1750) [Reeh, 1999], menší horské ledovce v Alpách ustupují zhruba od roku 1850 [Paul, 2002]. Existují ovšem výjimky, jakými jsou například ledovce na Špicberkách, které vykazovaly mezi lety 1987 a 1997 mírně pozitivní hydrologickou bilanci 0,11 m vodního ekvivalentu (v.e.; viz. níže v této kapitole), dlouhodobě mezi lety 1967 – 1997 pak měly hydrologickou bilanci kolem nuly [Hagen *et al.*, 1999], nebo ve Skandinávii (pozorované ledovce ve Švédsku tloustnou, menší z nich dokonce postupují) [Holmlund a Jansson, 1999; Schytt, 1981]. Zvýšená míra ablace (odtávání) má za následek růst hladiny oceánů o 0,93 mm ročně (1994 - 2003). Zvýšená koncentrace sladké vody v oceánech dále ovlivňuje cirkulaci a směr mořských proudů, mořské ekosystémy a v neposlední řadě má socio – ekonomické dopady při možném zdvihu hladiny světového oceánu [Dyurgerov a Meier, 2005; Reeh, 1999], jelikož více než 100 milionů světové populace žije jen jeden výškový metr od průměrné výšky hladiny. Ekonomický dopad by byl obrovský – zdvih hladiny oceánů a zmíněný jeden výškový metr se odhaduje na cenu 240 – 470 miliard dolarů [Bindschadler *et al.*, 2001]. Tento trend úbytku ledovců bude s největší pravděpodobností v budoucnu pokračovat vzhledem k rostoucímu objemu skleníkových plynů v atmosféře [Dyurgerov a Meier, 2005].

Vznik a vývoj ledovců je závislý na pevných, tj. sněhových srážkách. Vznik sněhových krystalů souvisí s kondenzací ovzdušné vlhkosti (vodní páry) při teplotě kolem 0 °C nebo častěji při nižších teplotách. Obvykle se tyto sněhové krystaly dále spojují ve sněhové vločky. Začáteční krystalizace obvykle vyžaduje určitou formu kondenzačního jádra. Rozměry jednotlivých krystalů sněhových srážek závisí na teplotě. Zpravidla se sněhové krystaly o velikosti řádově asi 0,1 mm ve svrchních vrstvách troposféry spojují během pádu ve volně agregované hvězdicové zlámaných a neúplných krystalů.

Ihned po uložení na povrchu terénu začíná zpevňování, tzv. diagenese sněhu. Čerstvě napadaný sníh má objemovou hmotnost 0,01-0,05 g.cm<sup>-3</sup>. Postupně však sněhové krystaly sněhové pokrývky mění svůj tvar a navzájem se spojují. Původní krystaly rozdílného tvaru se mění v kulovité tvary (prachový sníh), viz. tabulka 1. Popsaný vývoj probíhá při teplotách nižších než 0 °C. Jestliže teplota stoupne nad bod mrazu, vstupuje do systému tavná voda a její opětné zmrznutí vede ke značnému zvětšení krystalů sněhu a přeměně ve firn.

V konečném stadiu rovnováhy je pak ulehký sníh tvořen velkými jednoduchými ledovými krystaly [Demek, 1988].

Tabulka 1: Hustota různých druhů sněhu a ledu

název	časový úsek	hustota v g.cm <sup>-3</sup>
čerstvý sníh	-----	0,01-0,25
prachový sníh	týdny	0,05-0,20
starý sníh	měsíce	0,10-0,40
firn	roky	0,55-0,84
ledovcový led	století	0,84-0,90

Zdroj: [Demek, 1988]

Ledovce vznikají v oblastech s negativní tepelnou bilancí, kdy část sněhu přes léto neroztává a mění se ve firn s objemovou hmotností až 0,55 g.cm<sup>-3</sup>. V příštích zimách se vlivem nadložního sněhu hmotnost firnu zvětšuje a zhruba při objemové hmotnosti 0,84 g.cm<sup>-3</sup> se firn mění v led. Ledovec je tedy tvořen především krystaly ledu, které vznikají buď z firnu, nebo přímo z vody mrznoucí v led na povrchu ledovce. Vedle krystalů ledu o průměrné objemové hmotnosti 0,9 g.cm<sup>-3</sup> obsahuje ledovec další složky, zejména vzduch, vodu a úlomky hornin. Ledovec je poměrně homogenní, nepropustné a přitom plastické těleso.

Chování ledovce úzce závisí na jeho teplotě. Teplota ledovce je ovlivňována třemi zdroji tepla, a to za prvé teplem přicházejícím do ledovce prostřednictvím jeho povrchu, za druhé teplem přicházejícím do něho jeho bází (geotermální tok tepla) a za třetí teplem vznikajícím vnitřním třením v ledovci za pohybu. Ledovec se pohybuje ve směru sklonu terénu v důsledku napětí vznikajícího v jeho ledu působením tíhové síly.

Ledovce jako otevřené geosystémy mají vstup a výstup. Vztah mezi vstupem a výstupem ledu, firnu a sněhu je označován jako bilance ledovce a je zpravidla vyjadřován ve vodním ekvivalentu (tj. výška hladiny vody po teoretickém úplném roztání celkového

množství sloupce sněhu [URL 1]). Vstup označujeme jako akumulaci, tj. všechny pochody, které jsou spojeny s přírůstkem sněhu, firnu nebo ledu v ledovci. Výstup označujeme jako ablaci, tj. všechny pochody spojené se ztrátou hmoty v ledovci. Čára oddělující na ledovci zónu akumulace od zóny ablace je označována jako čára rovnováhy (equilibrium line).

Ledovce ovlivňují své bezprostřední okolí také z pohledu geomorfologie. Jedná se o glaciální erozi (glaciální eroze spočívá v ledovcové abrazi a v procesu zvaném ledovcové tříštění; abraze je fyzikální pochod broušení, vymílání, drhnutí a drobení horninového podloží ledovce vlivem působení úlomků skalních hornin unášených ve spodní části ledovce; ledovcové tříštění je mechanický proces rozvolňování hornin podloží ledovce vlivem vsakování vody do puklin v podloží ledovce a v opětovém zamrznání vody), ledovcový transport (na rozdíl od vodních toků ledovce unáší materiál nejen na dně, ale i na bocích a dokonce na svém povrchu; unášený materiál je netříděný a ledovec nese vedle sebe prach, písek i úlomky hornin) a ledovcovou akumulaci (čelní, boční, vnitřní, střední, spodní a svrchní morény; z tavných vod ledovce dále vznikají tzv. fluvioglaciální akumulace jako sandry, eskery a kamy).

Jako sněhovou čáru označujeme hranici, která omezuje plochu zemského povrchu se souvislou sněhovou pokrývkou. Výška sněhové čáry je určena klimatickými podmínkami, zejména negativní tepelnou bilancí i množstvím srážek, zejména pevných [Demek, 1988].

### 3.1.2 Hydrologická bilance ledovce a čára rovnováhy

Nejčastějšími charakteristikami měřených na ledovcích jsou rozloha, hydrologická bilance ledovce, tzv. výška čáry rovnováhy (equilibrium line altitude - ELA), accumulation area ratio (AAR), což je poměr mezi rozlohou zóny akumulace a celkovou rozlohou ledovce, dále pak délka a nejvyšší a nejnižší nadmořská výška ledovce [Dyurgerov a Meier, 2005; Bindschadler *et al.*, 2001; Li *et al.*, 1998; Weidick, 1984]. Z těchto měřených hodnot je pro tuto práci nejdůležitější hydrologická bilance ledovce a výška čáry rovnováhy. Roční hydrologická bilance lze vypočítat podle vzorce:

$$b_w + b_s = c_t + a_t = b_n$$

kde  $b_w$  znamená specifickou zimní hydrologickou bilanci,  $b_s$  znamená specifickou letní hydrologickou bilanci,  $c_t$  znamená roční akumulaci sněhu/ledu,  $a_t$  znamená roční ablaci sněhu/ledu. Z tohoto vzorce je patrné, že měření hydrologické bilance u ledovců není unifikováno, z čehož bohužel vznikají problémy při srovnávání naměřených výsledků



z různých ledovců. Rozdíl mezi těmito dvěma metodami je v tom, že u  $b_w$  a  $b_s$  se od naměřené akumulace v zimním/letním období odečte ablace v zimním/letním období, kdežto u  $c_t$  a  $a_t$  se naměří celková roční akumulace a od ní se odečte celková roční ablace. Tyto rozdíly mohou být značné [Dyurgerov a Meier, 2005].

Měření čáry rovnováhy a celkové hydrologické bilance ledovce se provádí několika metodami, jako je geodetická metoda [Krimmel, 1999], hydrologicko – meteorologická metoda [Tangborn, 1999; Tangborn a Rana, 2000] a přímá glaciologická metoda [Plattner, 2004], která je z nich nejčastější (tzv. metoda tyčí a jam; angl. stakes and pits) [Dyurgerov a Meier, 2005; Fountain a Vecchia, 1999; Kuhn *et al.*, 1999; Fountain *et al.*, 1999]. Zřejmě poprvé byla přímá glaciologická metoda použita k měření Rhonského ledovce na konci 19. století [Dyurgerov a Meier, 2005]. Doporučené časové intervaly měření touto metodou ke zjištění roční hydrologické bilance (angl. net balance) jsou dvakrát do roka [Østrem a Haakensen, 1999]. Měření v terénu se potkává s řadou problémů, zejména s náročnými klimatickými podmínkami, s finanční nákladností, s časovou náročností a pracností, navíc tato metoda není úplně bezchybná. Například měřicí tyče umístěné v akumulačních oblastech ledovce mají tendence „propadat se“ do firnu. Toto vede ke dvěma druhům chyb, za prvé to je příliš vysoká naměřená akumulace, nebo příliš nízká ablace (např. dvě tyče 2 metry od sebe naměří různé hodnoty napadaného sněhu; jedna z tyčí musela poklesnout, která?) [Østrem a Haakensen, 1999]. Další chyby se objevují u ledovců s početnými oblastmi ledovcových trhlin. V těchto místech nelze použít glaciologickou metodu tyčí a jam, přitom podle práce Østrem a Haakensen (1999) je v těchto místech míra ablace až o 17 % vyšší než na plochých místech ledovce. Další chyby nastávají při měření hloubky sněhu, kdy sonda zabodnutá do sněhu může být odkloněna od vertikály, čímž je naměřená hodnota vyšší. Glaciologickou metodou tyčí a jam se navíc v terénu neměří tzv. interní akumulace (znovuzmrzlá tavná voda ledovce) a mechanická ablace (lakustrinní telení ledovců a telení ledovců končících v moři – odlamování ker na čele ledovce při dosažení hladiny moře vztlakem vody), což opět vede k nepřesným výsledkům měření hydrologické bilance [Dyurgerov a Meier, 2005]. I přes tyto nedostatky je tato metoda nejpoužívanější. Na pravidelných konferencích glaciologů (např. Innsbruck, 1994, Tarfala, 1998) se o této metodě intenzivně debatuje, ale i přes snahy metody přímého glaciologického měření v terénu unifikovat a zefektivnit, nebylo zatím dosaženo žádného konsenzu [Dyurgerov a Meier, 2005]. V neposlední řadě se příliš neřeší problematika tzv. superimposed ice (navrstvený, superponovaný led), který se tvoří znovuzmrzáním roztátého sněhu a ledu na povrchu ledovce. Objevuje se totiž v podobě ledu v akumulační

části ledovce, tudíž je obtížné při stanovení čáry rovnováhy a celkové hydrologické bilance ledovce určit hranici mezi akumulací a ablační zónou (v akumulací části by se neměl led vyskytovat) [Schytt, 1949; URL 15].

Přechodná sněžná čára (transient snowline) je definována jako spodní limit rozsahu sněhu předchozí zimy [Østrem, 1973]. Průběh této přechodné sněžné čáry se na konci hydrologického roku (na severní polokouli končí zářím, začíná říjnem) shoduje s průběhem čáry rovnováhy [Benn a Evans, 1998; Reeh, 1999; Paul, 2002]. V tomto čase lze na ledovci odlišit vizuálně jako hranice mezi bílou sněhovou pokrývkou a šedivým firnem nebo ledovcovým ledem [Benn a Evans, 1998]. Tato čára rovnováhy vyznačuje pozici na ledovci, kde je v časovém úseku jednoho roku akumulace sněhu v rovnováze s jeho úbytkem. Z pozice této čáry lze určit hydrologickou bilanci ledovce, například pomocí regresní analýzy z dat pozice čáry rovnováhy předešlých let [Adam *et al.*, 1997, Conway *et al.*, 1999]. Obecné pravidlo lze orientačně použít jako rychlý indikátor pro zjištění vývoje hydrologické bilance ledovce v čase (čím vyšší je přírůstek ledovce, tím níže je čára rovnováhy, a naopak) [Dyurgerov a Meier, 2005; Benn a Evans, 1998; Reeh, 1999]. Ve většině databází shromažďujících data o ledovcích se uvádí přepočítaný průběh této čáry rovnováhy na jednoduché číslo označující průměrnou nadmořskou výšku čáry rovnováhy, tzv. equilibrium line altitude (ELA). ELA přímo reaguje na změny lokálního klimatu, zejména na pevné srážky a teplotu, lze z ní rekonstruovat paleoklima a v neposlední řadě z ní lze vyvodit budoucí chování daného ledovce [Dyurgerov a Meier, 2005; Benn a Evans, 1998; Hagen *et al.*, 1999]. Navíc při známé letní teplotě ve výšce čáry rovnováhy je možné určit zimní srážky [Benn a Evans, 1998]. Díky těmto vlastnostem je čára rovnováhy a z ní odvozené charakteristiky důležitými složkami při pozorování ledovců.

### 3.1.3 Alpy a öztalské údolí – fyzickogeografický popis

Alpská horská soustava tvoří oblouk dlouhý 1200 km, počítáme-li okrajové body průsmyk Col di Cadicono (435 m n.m.) u italského města Savona a údolí Dunaje u Vídně. Název Alp přejali ve 3. stol. př. n. l. Římané od Keltů. Původní význam slova – zřejmě předkeltského původu – je vysokohorská pastvina, horská výšina. Alpy se vyvinuly na místě druhohorního geosynklinálního moře, v němž se uložila mohutná souvrství sedimentů. Geosynklinála byla vystavena silným bočním tlakům, jejichž působením se horninové komplexy v několika fázích koncem druhohor a ve třetihorách vrásnily a přesunovaly

v podobě příkrovů. Teprve ve čtvrtohorách vznikl velehorský alpský reliéf, na jehož vzniku se podílelo kromě vyzdvihování pohoří především čtvrtohorní zalednění. Ledovce pokryly téměř souvisle celé pohoří, vyplňovaly všechna alpská údolí, jenom horské hřebeny a štíty vyčnívaly v podobě nunataků; pokrývaly asi 150 000 km<sup>2</sup> (79 % celkové plochy pohoří). Nejdelší ledovce zasahovaly svými splazy daleko do předpolí hor, kde zanechaly mohutné morénové amfiteátry. Glaciální reliéf Alp charakterizují především hluboká ledovcová údolí, jež mají často stupňovité svahy a v podélném profilu stupně s vodopády. Na dně údolí jsou morény, drumliny, oblíky, jezera i ledovcové evorzní kotle. Boční údolí jsou většinou visutá a jejich vodní toky tvoří na svazích hlavních údolí vodopády [Král, 1999].

Celková rozloha ledovců v Alpách postupně klesá díky negativním bilancím ledovců, na druhou stranu se literatura rozchází v číselných údajích díky nepřesnostem a počtu měření. Král (1999) uvádí plochu 2707 km<sup>2</sup> ledovců pro rok 1975. Dyurgerov (2002) uvádí pro rok 1988 hodnotu 2908,8 km<sup>2</sup> ledovců, ale už 2345 km<sup>2</sup> ve své práci z roku 2005 (13,6 % rozlohy všech evropských ledovců) [Dyurgerov, 2005].

Petrograficky dominují části Ötztalských Alp v okolí Vernagtferneru pararuly a svory, vyskytují se tu i amfibolity jako biotitické plagioklastické ruly [Ellenrieder, 2002].

Z pedologického úhlu pohledu jsou Alpy jako horská soustava nepříliš pestré, a to zejména díky poměrně nedávnému zalednění, silné erozi svahů, aktivnímu fyzickému zvětrávání a odnosu hornin [Ellenrieder, 2002]. Tak se vyvinuly pouze syrové mladé půdy, na kyselých substrátech litosoly a rankery, na nižších svazích, kde je mocnější půdní kryt, jsou pravé podzoly nebo nenasycené kambisoly (hnědé lesní půdy) [Plattner, 2004; Ellenrieder, 2002].

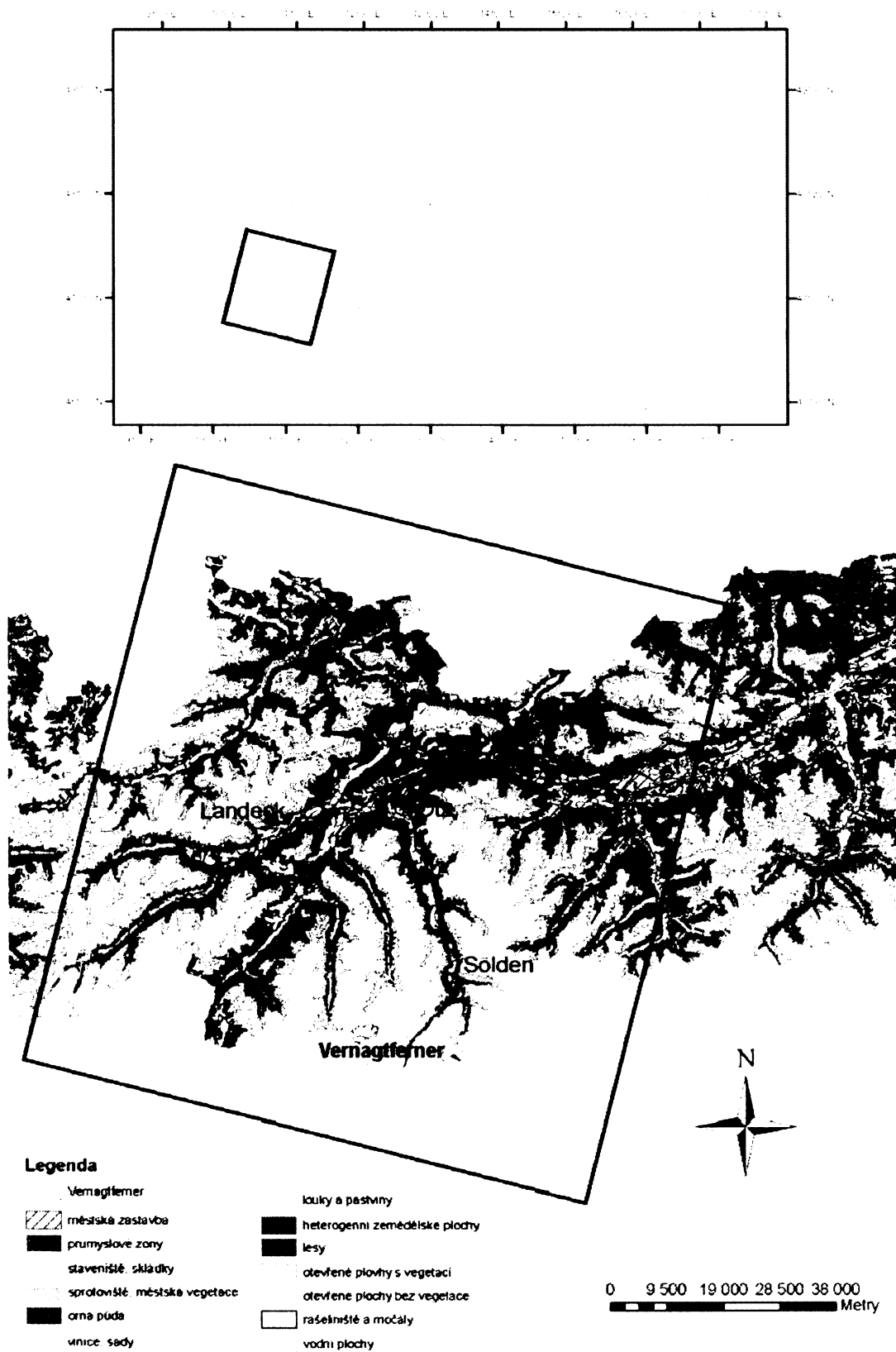
Alpy tvoří podnebné rozhraní mezi vlivy oceánickými a kontinentálními a současně i mezi vlivy boreálními (severskými) a středomořskými. Toto se projevuje prolínáním mírně teplého, vlhkého podnebí západní Evropy s podnebím chladným a vlhkým boreálním. Ve vyšších polohách je podnebí horské a velehorské (sněhové a mrazové). Od obecných zákonitostí horského klimatu – ubývání teplot vzduchu a přibývání srážek s nadmořskou výškou – jsou značné místní odchylky závislé na expozici svahů, na směrech horských hřbetů a údolí, na kotlinové, svahové či vrcholové poloze. Značnou roli hraje úhel dopadu slunečních paprsků na zemský povrch, takže jsou velké rozdíly teplot na severních a jižních svazích. Uvádí se, že jižní svahy dostávají 8-10 krát více tepla než svahy severní [Král, 1999].

Ötztalské údolí, v jehož závěru se Vernagtferner nachází, se řadí k východní části Centrálních Alp, která je podle klimaticko - geomorfologických pravidel definována jako suchá oblast vnitřních Alp. Hlavní směry proudění vzduchu jsou ze severu a z jihu. Toto je spojováno s atlantickou advekcí teplého vzduchu na severu a se studenou advekcí vzduchu na jihu a jihovýchodě Evropy. Průměrné roční srážky v ötztalském údolí se pohybují mezi 1200 a 1700 mm. Pro měřicí stanici Vernagtbach byly naměřeny mezi lety 1974-2003 střední hodnoty 892 mm vodního ekvivalentu pro zimní období a 489 mm pro období letní [Plattner, 2004].

Podle fyto geografického členění jsou Alpy součástí středoevropské provincie eurosibiřské podoblasti Holarktidy. Jsou však velké rozdíly v rostlinném krytu v závislosti na nadmořské výšce, na expozici a příkrostiti svahů či na poloze na okrajích nebo v nitru celé horské soustavy. Se vzrůstající nadmořskou výškou se zkracuje vegetační období, průměrně o 12 dní na 100 m výšky. Přirozený rostlinný kryt je uspořádán do výškových stupňů. V těsném okolí ledovce Vernagtferner se již nachází nejvyšší alpínský či subnivální stupeň, který zasahuje až ke sněžné čáře. V těchto polohách dřeviny již nerostou a bylinné porosty již netvoří souvislý rostlinný kryt [Král, 1999].

### 3.1.4 Ledovec Vernagtferner

Obrázek 1: Umístění ledovce Vernagtferner. Poloha radarových dat černým obdélníkem.



Zdroj: Data Corine, <http://gis.umweltbundesamt.at>, upraveno v ArcGis

Jak již bylo řečeno, ledovec Vernagtferner leží v tyrolských Ötztalských Alpách při rakousko – italské hranici (46° 52' N 10° 49' E), viz. obrázek 1. Je součástí nejvíce zaledněné části Východních Alp [Ellenrieder, 2002] a je jedním z 25 ledovců v Ötztalských Alpách, který je glaciology pozorován. Z těchto 25 ledovců jich 24 ustupuje a jeden ledovec je stacionární (Rofenkarferner) [Patzelt, 2004] viz. tabulka 2.

Tabulka 2: Plošná změna 25 ledovců pozorovaných v ötztalských alpách

Plocha v km <sup>2</sup>			Relativní plošná změna v %		
1969	1985	1992	69-85	85-92	69-92
43,35	41,49	37,5	-4,3	-9,6	-13,5

Zdroj: [Paul, 2002]

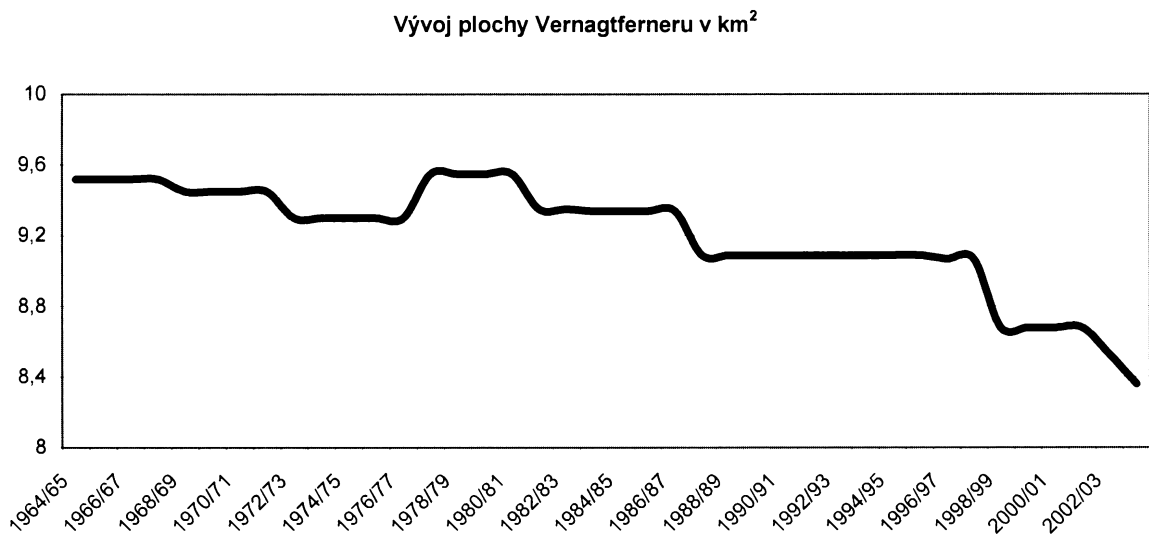
Ledovec Vernagtferner ustupuje taktéž, stejně tak se i zmenšuje jeho celková plocha. Jeho vývoj v čase nejlépe vyjadřuje tabulka 3 a graf 1.

Tabulka 3: Změna rozlohy ledovce Vernagtferner v čase

Rok	Rozloha (km <sup>2</sup> )	Rok	Rozloha (km <sup>2</sup> )
1850	13,800	1982	9,350
1889	11,576	1990	9,088
1912	11,548	1994	9,065
1938	10,480	1999	8,676
1969	9,563	2003	8,53
1974	9,301	2004	8,36
1979	9,550		

Zdroj: [Dyurgerov a Meier, 2005; Ellenrieder, 2002]

Graf 1: Vývoj plochy ledovce Vernagtferner 1964 – 2003



Zdroj: [Haeberli *et al.*, 2003]

Data v tabulce 3 a v grafu 1 naznačují dlouhou řadu pozorování a měření probíhajících na ledovci Vernagtferner, což byl také jeden z důvodů výběru tohoto ledovce. Jednotlivé typy historických měření jsou v tabulce 4.

Tabulka 4: Měření prováděná na ledovci Vernagtferner

Měření	Od roku
Růst a ústup	1599
Pozice čela ledovce	1888
Bilance objemu ledovce	1889
Hydrologická bilance	1965
Vodní bilance	1974

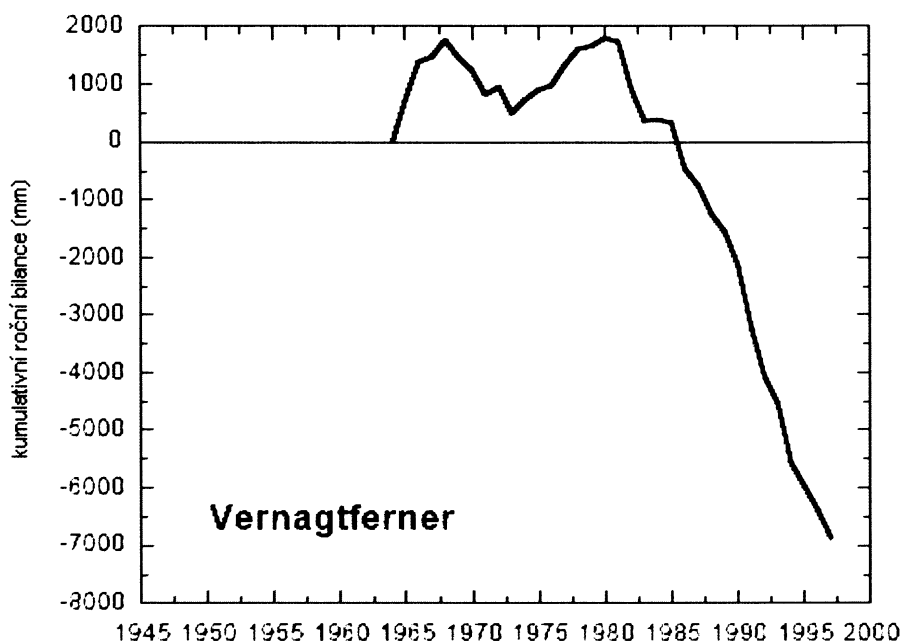
Zdroj: [Reinwarth a Rentsch, 1994]

Brzký záznam o růstu a ústupu ledovce je znám díky opakovanému vytvoření ledovcem hrazeného jezera v údolí Rofen. Po ústupu ledovce následovaly katastrofické historicky dobře zdokumentované záplavy (tzv. outburst floods), z kterých lze vyvodit právě pohyb čela ledovce. Takto hrazené jezero bylo v nedávné minulosti vytvořeno růstem ledovce celkem čtyřikrát, a to kolem let 1600, 1680, 1770 a 1845. Od roku 1890, s výjimkou krátkého a rychlého růstu na přelomu století a v letech 1965 a 1980, ledovec Vernagtferner ustupuje.

K roku 1889 se také datuje první mapa ledovce Vernagtferner v měřítku 1 : 10 000 vytvořená fotogrammetrickou metodou [Reinwarth a Rentsch, 1994].

Měření hydrologické bilance Vernagtferneru začalo roku 1965 [Dyurgerov, 2002; Dyurgerov, 2005; Reinwarth a Escher – Vetter, 1999; Reinwarth a Rentsch, 1994] a to glaciologickou metodou tyčí a jam [Patzelt, 2004]. Ledovec Vernagtferner lze rozdělit do tří částí s různými charakteristikami, a to jak z hlediska hydrologické bilance, tak z hlediska topografického. Střední část Taschachjoch (4787 m<sup>2</sup>) odděluje západní část Schwarzwand (2231 m<sup>2</sup>) od východní části Brochkogel (2070 m<sup>2</sup>). U všech částí se projevuje vliv topografie, jako je třeba orientace vůči světovým stranám nebo průměrná výška jednotlivých částí ledovce. Jako příklad lze uvést největší střední část Taschachjoch, kde převažuje jižní orientace ledovce a teoreticky by tak měla být částí s nejvyšší mírou ablace. Opak je ale pravdou, a to díky největšímu plošnému zastoupení části Taschachjoch v areálu s výraznou akumulací činností [Reinwarth a Escher – Vetter, 1999]. Nicméně, rozdílnost v hydrologické bilanci jednotlivých částí ledovce nic nemění na negativním vývoji hydrologické bilance celého ledovce Vernagtferner (viz. obrázek 2).

Obrázek 2: Kumulativní roční hydrologická bilance ledovce Vernagtferner 1965 – 2001



Zdroj: [Haeberli *et al.*, 2003]



Vývoj hydrologické bilance Vernagtferneru kolem roku 1997 pokračuje v trendu úbytku hmoty ledovce. V hydrologickém roce 1995/96 to má na svědomí extrémně suchá zima a teplé brzké léto (hydrologická bilance - 413 mm v.e.), v roce 1996/97 nadprůměrná zimní akumulace následovaná vysokou mírou tání během pozdního léta a na podzim (hydrologická bilance - 487 mm v.e.). V hydrologickém roce 1997/98 byla hydrologická bilance ještě negativnější s hodnotou -1003 mm v.e., zejména díky minimální zimní akumulaci [Haeberli *et al.*, 1999; Haeberli *et al.*, 2001; Haeberli *et al.*, 2003].

## 3.2 Dálkový průzkum Země v mikrovlnné části spektra

### 3.2.1 Obecné vlastnosti radaru

Radar (akronym pro radio detection and ranging) je aktivní mikrovlnný senzor. Aktivní znamená, že je vybaven vlastním zdrojem mikrovlnného záření. Rozdělení mikrovlnného záření podle různých délek je v tabulce 5.

Tabulka 5: Rozdělení mikrovlnného záření podle vlnových délek

Označení pásma	Vlnová délka pásma (cm)	Frekvence (MHz)
Ka	0,75 – 1,1	40 000 – 26 500
K	1,1 – 1,67	26 500 – 18 000
Ku	1,67 – 2,4	18 000 – 12 500
X	2,4 – 3,75	12 500 – 8 000
C	3,75 – 7,5	8 000 – 4 000
S	7,5 – 15	4 000 – 2 000
L	15 – 30	2 000 – 1 000
P	30 - 100	1 000 – 300

Zdroj: [Halounová a Pavelka, 2005]

Obecně patří do mikrovlnného záření pásma elektromagnetické záření o vlnových délkách mezi 0,3 mm až 1 m [Halounová a Pavelka, 2005] (1 cm až 1 m podle [URL 5], 1 mm až 1 m podle [URL 6]). Hlavními výhodami radaru je schopnost mikrovlnného záření

proniknout mlhu, jemný déšť, mraky i mlhu, navíc vlastní zdroj radaru umožňuje snímat Zemi i v noci. Radar pracuje na základě tří hlavních funkcí: prvně vysílá mikrovlnné signály k objektům na Zemi, poté přijímá odraženou energii od objektů a za třetí sleduje sílu (proto angl. detection) a časovou prodlevu (proto angl. ranging) odražených signálů [URL 6].

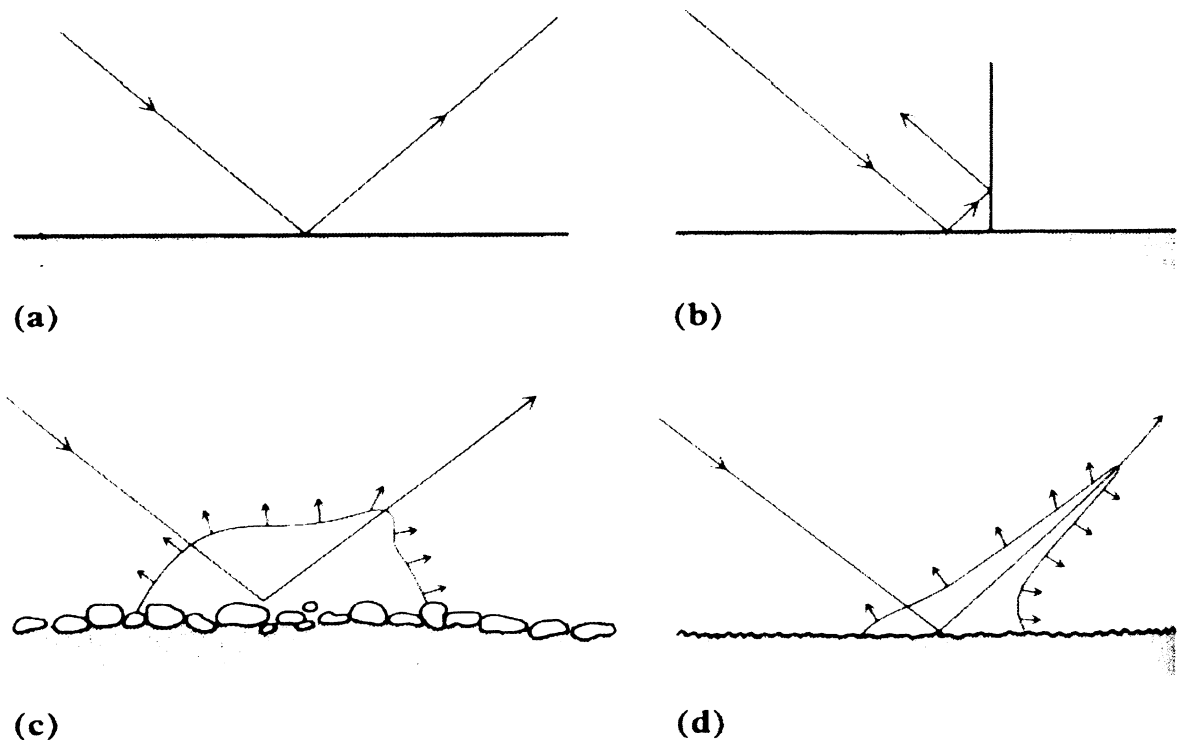
Mikrovlnná energie je vysílána v pulzech v určitých časových periodách (ve frekvenci zvané Pulse Repetition Frequency, PRF). Například družice ERS – 1 vyšle kolem 1700 pulzů za vteřinu [URL 6]. Délka pulzu je dána dobou vyzáření energie anténou. Délka pulzu také kontroluje prostorové rozlišení ve směru postupu energie (range resolution). Rozlišovací schopnost ve směru letu (ve směru azimutu, tzv. azimuth resolution) naopak kontroluje šířka paprsku antény.

Velikost odražené energie závisí na vlastnostech objektů, zejména na jejich drsnosti a dielektrických vlastnostech, které jsou závislé na obsahu vody v objektech [Henderson a Lewis, 1998]. Velikost odražené energie je také ovlivněna topografií snímaného území. Z takto naměřených hodnot určité typy radarů vytvářejí obrazová data. Zobrazující radary můžeme rozdělit na dva typy, a to na radary s reálnou aperturou (které je možné používat pouze na letadlových nosičích) a se syntetickou aperturou (využívané na družicích), angl. Synthetic Aperture Radar - SAR. Radary se syntetickou aperturou jsou vybaveny fyzicky krátkou anténou (např. ERS – 2 má anténu 10 x 1 m), ale modifikovaným záznamem dat a zpracováním využívají efektu velmi dlouhé antény. Základním principem u syntetické apertury je oddělení střední úzké části ze šířky paprsku antény pomocí Dopplerova posunu frekvenčních posunů. Dopplerův posun je změna frekvence pro vlnovou délku v závislosti na relativních rychlostech vysílače a odražeče. V rámci šířky paprsku antény odrazy od objektů z plochy před nosičem mají vyšší frekvence než vysílané záření. Obdobně je tomu v oblasti ze střední části šířky paprsku, kde však jsou frekvence naopak nižší. Odrazy z plochy blízké ose paprsku antény nevykazují žádný nebo téměř žádný posun frekvencí [Halounová a Pavelka, 2005]. Toto vede ke značně lepšímu azimutovému rozlišení.

Vyslaná energie z družice se od zemského povrchu a od objektů na něm odráží různě v závislosti na lokálním úhlu dopadu a na drsnosti povrchu. Drsnost povrchu lze popsat například pomocí Rayleighova kritéria, kdy povrch je drsný pokud splňuje  $h_{rms} > \lambda / 8 \cos\theta$  (kde  $h_{rms}$  je průměrný rozdíl výšek,  $\lambda$  vlnovou délku pulzu,  $\theta$  místní úhel dopadu) [Henderson a Lewis, 1998]. Dalším, přesnějším kritériem drsnosti povrchu, jsou prvky na zemi splňující: hladký povrch  $h_{rms} > \lambda / 25 \cos\theta$ , pro drsný povrch pak  $h_{rms} > \lambda / 4 \cos\theta$ , střední povrch je intervalem mezi hladkým a drsným povrchem [Halounová a Pavelka, 2005; URL 6;

Henderson a Lewis, 1998]. Pro družici ERS – 1 je povrch hladký, jestliže platí  $h_{rms} < 0,2$  cm a pro drsný povrch platí  $h_{rms} > 1$  cm [Brown *et al.*, 1999]. Pro drsný povrch lze použít termín difúzní odražeč, pro hladký povrch pak zrcadlový odražeč. Na radarovém snímku se zobrazí difúzní odražeč odstíny šedé různé intenzity, zrcadlový odražeč bude velice tmavý. Speciálním případem je pak koutový odražeč (např. budovy, mosty v určité poloze vůči senzoru), který se zobrazí velice jasně; viz. obrázek 3 (a) zrcadlový odražeč, b) koutový odražeč, c) difuzní odražeč, d) hladký povrch s malým difuzním odrazem zpět k senzoru).

Obrázek 3: Druhy odražečů v mikrovlnné části spektra



Zdroj: [Drury, 1998]

Klasifikace drsnosti povrchu závisí také na vlnové délce vyslané mikrovlnné energie ze senzoru. Povrch, který může být charakterizován jako drsný v kratších vlnových délkách se může jevit jako hladký v delších vlnových délkách [Henderson a Lewis, 1998].

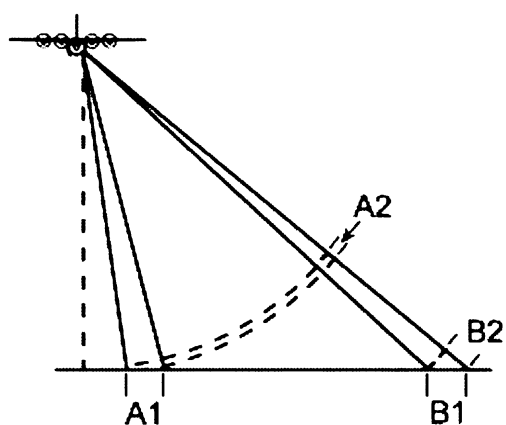
Jak již bylo zmíněno, dalším jevem ovlivňujícím odraz mikrovlnné energie od prvků na zemském povrchu jsou jejich elektrické charakteristiky, zejména pak jejich komplexní dielektrická konstanta, která určuje odrazivost a vodivost různých materiálů. V mikrovlnném

pásmu spektra má většina přirozených materiálů dielektrickou konstantu 3 – 8 za suchého stavu, voda má však tuto konstantu již 81. Proto přítomnost vody ve formě vlhkosti velmi zvýší odrazivost [Halounová a Pavelka, 2005].

Další důležitou vlastností elektromagnetického záření v mikrovlnném oboru spektra je polarizace. Polarizace je uspořádání a pravidelnost elektrické a magnetické složky elektromagnetické vlny v rovině kolmé na směr postupu vlny [URL 6]. U radarových systémů nás bude zajímat pouze složka elektrického pole. Existuje několik druhů polarizace, jako lineární, eliptická a kruhová. Nejčastější u radarových systémů je polarizace lineární, i když probíhá intenzivní výzkum ve využití dalších druhů polarizace v dálkovém průzkumu v mikrovlnném oboru spektra [Henderson a Lewis, 1998]. Radarové antény vysílají mikrovlnnou energii tak, aby byla lineárně polarizována buď vertikálně (V), nebo horizontálně (H); stejně tak i při detekování odražené energie ze zemského povrchu. Takto mohou vzniknout čtyři situace, kdy anténa vysílá a přijímá signál ve stejné polarizaci (HH nebo VV; tzv. cross - polarised), nebo vysílá signál v jiné polarizaci než ho přijímá (HV nebo VH; tzv. co - polarised). Existují ovšem již radary s tzv. alternating polarisation (HH a HV, střídající se s VV a VH) nebo dokonce tzv. fully polarised (HH, VV, HV, a VH) [URL 5; URL 6; URL 7]. Scény s různou polarizací nám dají různé informace o charakteristikách objektů na Zemi a vzájemně tyto informace doplňují. Navíc lze zobrazit scény s různou polarizací v nepravých barvách a tak získat jednu scénu s hodnotnými informacemi s lepší interpretační vypovídací schopností [URL 5; URL 8].

Tak jako všechny druhy snímání Země pomocí dálkového průzkumu, i u radarů se objevují různé druhy geometrického zkreslení. Jsou to měřítkové zkreslení v šikmém směru (tzv. slant range scale distortion) a poziční chyba způsobená nerovností terénu (tzv. relief displacement). Měřítkové zkreslení v šikmém směru se objevuje kvůli principu měření radaru vzdálenosti v šikmém směru a ne v horizontálním. Toto způsobuje různé měřítko scény měnící se od blízkého dosahu k dalekému (tzv. near to far range) viz. obrázek 4; tj. dva stejně velké objekty na Zemi se zobrazí v šikmém směru jinak velké.

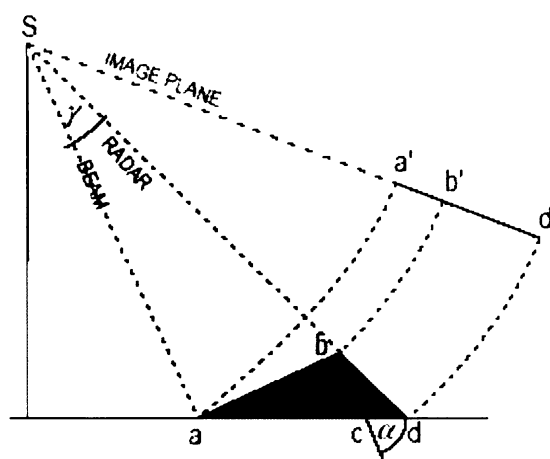
Obrázek 4: Vznik geometrické distorze v radarovém snímku



Zdroj: [URL 5]

Poziční chyba způsobená nerovností terénu vyvolává u radarového snímku dva druhy chyb: překryv signálu (layover) a zhuštění signálu (foreshortening). Překryv a zhuštění signálu má za následek radarový stín (radar shadow), což znamená oblast na povrchu Země, který nebyl osvětlen radarovým paprskem (oblast bc cd na obrázku 4).

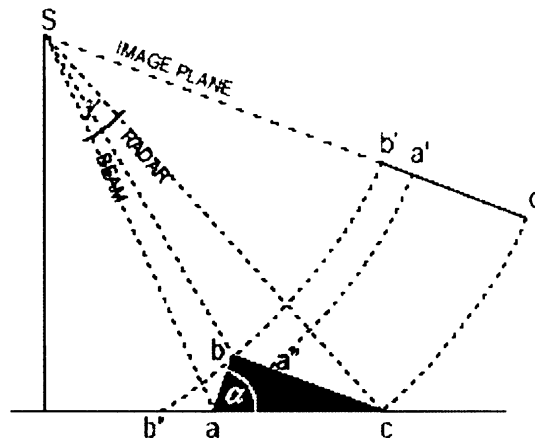
Obrázek 5: Geometrické distorze způsobená nerovností terénu



Zdroj: [Olmsted, 1993]

Překryv signálu vznikne tak, že radarový paprsek dosáhne vrcholu vysokého objektu na povrchu před tím, než zaznamená základnu tohoto objektu. Odražený signál od vrcholu objektu přijme anténa radaru dříve než signál od základny (viz. obrázek 6).

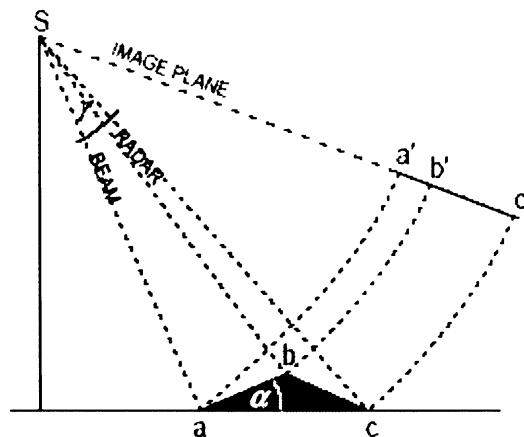
Obrázek 6: Překryv radarového signálu (layover)



Zdroj: [Olmsted, 1993]

Naopak zhuštění signálu vznikne tak, když radarový paprsek dosáhne základny vysokého objektu nakloněnému k radaru dříve, než dosáhne vrcholu objektu. Jelikož radar měří vzdálenost v šikmém směru, bude tak vzdálenost mezi základnou a vrcholem „stlačena/zhuštěna“ a vzdálenost na snímku bude zobrazena nesprávně; viz. obrázek 7 [Halounová a Pavelka, 2005; URL 5]

Obrázek 7: Zhuštění radarového signálu



Zdroj: [Olmsted, 1993]

Kvantifikovat poziční chybu způsobenou nerovností terénu ( $dp$ ) lze jako funkci elevace terénu nad referenční plochou ( $h$ ) a jako funkci úhlu pohledu od nadiru ( $\theta$ ). Přibližně lze tento vztah vyjádřit takto [Henderson a Lewis, 1998]:

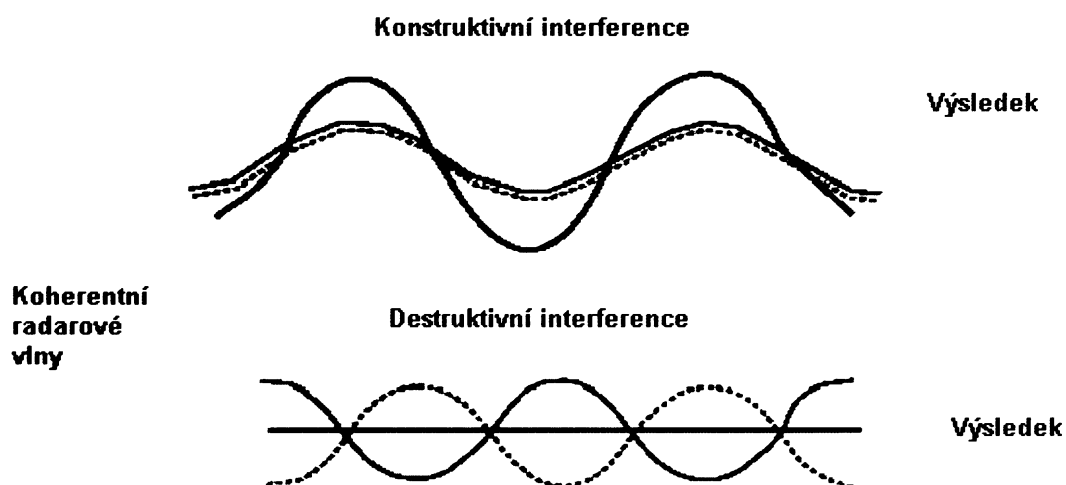
$$dp \approx h/\tan \theta$$

V tomto přibližném vyjádření je ale pohled na celou geometrii radarové mikrovlny značně zjednodušen. Čelo radarové mikrovlny je totiž v reálu sférické, zatímco toto vyjádření představuje čelo vlny jako rovinné. Navíc je tento vzorec platný pouze pro oblasti s malými elevacemi terénu a s velkými úhly pohledu ( $\theta$ ) nad  $30^\circ$ . Čistě teoreticky by tedy poziční chyba v případě Ötztalských Alp a okolí ledovce Vernagtferner s výškovými rozdíly až 1800 metrů a snímkem z družice ERS – 2 SAR představovala až 4 200 metrů.

Z výše uvedeného je logické, že tato geometrická zkreslení jsou nejmarkantnější zejména v oblastech s výraznými výškovými rozdíly, což je právě případ ledovce Vernagtferner. Orientace a interpretace jednotlivých objektů v hornatém alpském silně geometricky zkresleném snímku je značně náročná a nezkušený zpracovatel se neobejde bez dalších podpůrných podkladů, jako jsou například topografické či turistické mapy.

Všechna radarová data mají speciální zrnitou texturu barvy „sůl a pepř“, která se nazývá angl. speckle. Je vytvářena náhodnou konstruktivní a destruktivní interferencí od mnohonásobného odrazu od objektů (viz. obrázek 8). Konstruktivní interference vytváří v obraze velice jasné pixely, zatímco destruktivní velice tmavé. V zásadě se jedná o šum, který snižuje kvalitu obrazu a ztěžuje interpretaci jak vizuální, tak digitální. Proto je obecnou snahou odstranit či snížit speckle před interpretací či analýzou scény. Toto lze udělat dvěma způsoby, a to pomocí více obrazů z jednoho místa a jejich následné zprůměrování (tzv. multi – look processing) nebo filtrací [Halounová a Pavelka, 2005; URL 6]. Data v této práci byla předzpracována a pro odstranění speckle byla použita metoda multi – look processing.

Obrázek 8: Konstruktivní a destruktivní interference



Zdroj: [URL 5]

### 3.2.2 Odrazivostní vlastnosti sněhu, ledu a ledovců v mikrovlnném oboru spektra

Obecně lze říci, že čím je větší vlnová délka (nižší frekvence), tím větší bude penetrace radarového signálu do média. Vyšší frekvence budou rozptýleny sněhovými krystaly a malými inkluzemi představující dielektrické diskontinuity. Jestliže je vlnová délka srovnatelná s velikostí inkluze, zvýší se pravděpodobnost výskytu objemového rozptylu. Objemový rozptyl je proces během něhož suspendované částice v médiu rozptýlí část dopadajícího záření všemi směry (jak se například děje při průniku mikrovlnného záření do vrstvy sněhu, kde je mikrovlnná energie rozptýlena sněhovými krystaly).

V oblastech s horským reliéfem jsou značné problémy s efekty topografie jako je radarový stín a překryv signálu. Proto je vhodné v těchto případech využít radarů s velkými úhly radarového pohledu (antenna – look angle) ( $40^\circ - 60^\circ$ ).

Sníh je směsí vzduchu a ledu; dielektrická konstanta vzduchu je 1,0 a ledu  $3,17 \pm 0,07$  pro frekvence 1 MHz a vyšší. Sníh má dielektrickou konstantu mezi 1,2 a 2,0 při hustotách sněhu mezi 0,1 a 0,5 g/cm<sup>3</sup>. Dielektrická konstanta sněhu je primárně funkcí frekvence, vlhkosti sněhu, teploty a hustoty.

Dielektrické vlastnosti sněhu na určité mikrovlnné frekvenci jsou obecně závislé na relativním zastoupení vody v kapalném a pevném stavu z celkového objemu. I při teplotách pod bodem mrazu existuje voda v kapalném stavu ve sněhové pokrývce v podobě tenkého filmu obklopujícím ledové krystaly. Tento stav se ale klasifikuje jako suchý sníh, protože sníh neobsahuje žádnou „volnou“ vodu v kapalném stavu. I tenká vrstva vody v kapalném stavu způsobuje absorpci radarového signálu. Sníh obsahující velké množství kapalné vody má velice vysokou dielektrickou konstantu v porovnání se suchým sněhem ( $>35$  pod 20 GHz).

Odražená energie zachycená anténou družice je součtem rozptylu na rozhraní vzduch/sníh, objemového rozptylu ve sněhové pokrývce, rozptylem na rozhraní sníh/půda a objemového rozptylu podloží (je-li to možné). V suché sněhové pokrývce je mikrovlnný rozptyl kontrolován hloubkou sněhové pokrývky a její hustotou. Objemový rozptyl v suchém sněhu je výsledkem rozptylu na dielektrických diskontinuitách, které vznikly rozdílem mezi elektrickými vlastnostmi ledových krystalů a vzduchu. Atmosférický rozptyl je obvykle velmi malý a může být zanedbán.

Objemový rozptyl roste spolu s velikostí sněhových krystalů a s rostoucím množstvím sněhu. Vlnové délky srovnatelné velikostí se sněhovými krystaly (0,05 – 3,0 mm) se v suchém sněhu rozptýlí. Na takových vlnových délkách ale ještě nefunguje žádný z existujících radarů.



Delší vlnové délky pronikají suchým sněhem téměř neovlivněny. Například X – band a nižší frekvence (větší vlnové délky; např. C, L, P) se pro detekci a mapování suchého sněhu nehodí, protože velikost sněhových zrn je výrazně menší než velikost vlnové délky radaru. Proto je velice malá šance, že bude signál zachycen a rozptýlen tak malými ledovými krystaly ve sněhové vrstvě.

Radarový odraz může ovlivnit i stáří sněhu. Starší sníh totiž tvoří větší zrna. Jednotlivá zrna staršího sněhu mohou vyrůst na > 3 mm, ve spodních vrstvách sněhové pokrývky i více. Úplně opačná situace se vyskytuje u mokrého sněhu. Jakmile alespoň jedna vrstva sněhové pokrývky v hloubce penetrace radaru dosáhne vlhkosti 4 – 5 % obsahu kapalné vody, sníží se celková hloubka penetrace radaru na 3 – 4 cm.

U radarového signálu odraženého od povrchu ledovce dominuje rozptyl na povrchu ledovce, který závisí na drsnosti ledovce ve vztahu k vlnové délce radarového signálu. Většina ledovců mají drsný povrch pro frekvence X – a C – bandu a rozptýlený odraz převažuje nad zrcadlovým odrazem.

Na radarovém snímku lze také rozpoznat střední morény díky vysoké odrazivosti úlomků hornin, ze kterých bývá většinou vytvořena. Stejně tak mají vysokou odrazivost místa na ledovcích s ledovcovými trhlinami díky drsnému povrchu.

Jak již bylo uvedeno, suchý sníh je pro vlnové délky X -, C - a L – bandu transparentní, ne tak ale pro suchý sníh v akumulacích oblastech ledovce. Během sezónní sněhové pokrývky bývá hloubka suchého sněhu příliš malá na to, aby měla vysokou odrazivost radarového signálu. V tomto případě je odrazivost takového sněhu vysoká díky silné vrstvě sněhu a firnu, kde je absorpce signálu nízká a navíc existuje v takto hlubokém sněhu větší pravděpodobnost rozptylu sněhovými zrny. Navíc firn obsahuje větší sněhová zrna než nový sníh, což opět zvyšuje pravděpodobnost vyšší odrazivosti.

Data ze SAR se ukázala být vhodným nástrojem pro zjišťování různých druhů sněhu (facií), okrajů pevninských ledovcových příkrovů (ice sheet), jejich pohybu a detekci morén. Hladký led v ablační oblasti ledovce funguje v mikrovlnné části spektra jako zrcadlový odražeč. V akumulacích částí ledovce působí na odraz mikrovlnné energie firn jako difúzní odražeč, takže odražená energie je vyšší.

V C – bandu byly zaznamenány následující čtyři zóny: suchý sníh, zóna perkolace (infiltrace), mokrá sníh a holé ledové facie. Suchý sníh vykazoval velmi slabý odraz; ve výsledném obraze se tedy zobrazí tmavými odstíny šedé, i když v jemnozrnném suchém sněhu byl malý interní rozptyl. Odraz se poté zvýší v oblastech perkolace, což jsou místa s ve

sněhu a firnu s teplotami pod bodem mrazu, kde ale tavnými vodami vznikly perkolační kanálky. Když se teplota pohybuje kolem bodu mrazu, vznikají v těchto místech ledové žíly, ledové čočky a vrstvy. Na těchto čočkách a vrstvách dochází k rozptylu a tím k vysokému radarovému odrazu. V oblastech mokrého sněhu je radarový odraz středně silný, zatímco v oblastech facií ledu vodou nasáklý firn vykazuje nízký odraz v létě, v zimě pak poněkud vyšší v zimním období.

Výsledky zkoumání vlivu vlhkosti na odrazivost sněhu v mikrovlnném oboru spektra jsou mírně rozporuplné. Byl zjištěn vzrůst citlivosti radaru na obsah vlhkosti mokrého sněhu se vzrůstající frekvencí (či kratší vlnovou délkou). Byl také zjištěn velice malý či téměř nevýrazný vliv na radarový odraz sněhu, a to jak suchého, tak i mokrého, pro radar operující v L – bandu. V C – bandu byly zjištěny jak pozitivní korelace mezi vlhkostí sněhu a odrazem, tak i negativní. Stejně tak dopadly i některé studie ledovců (například snímání facií sněhu a ledu ze zimních a letních snímků) [Henderson a Lewis, 1998].

### 3.2.3 Popis družice ERS – 2 SAR a jejího produktu ERS.SAR.GEC

Data byla pořízena družicí ERS – 2 SAR. Je to zatím nejkomplexnější družice postavená v Evropě za účelem pozorování Země a jejího prostředí. Celý projekt stál cca. 650 milionů US\$, zhruba 60 % nákladů na předchůdce ERS – 2, družici ERS – 1. ERS – 2 byl vypuštěn na heliosynchronní oběžnou dráhu (ve výšce cca. 780 km a s inklinací 98,5°) pomocí rakety Ariane 4 dne 21. dubna 1995 [Henderson a Lewis, 1998]. Nese celou řadu přístrojů, jako AMI (active microwave instrument), RA (radar altimeter), ATSR (along-track scanning radiometer), GOME (global ozone monitoring experiment), MS (microwave sounder), PRARE (precise range and range rate equipment), LRR (laser reflector) a IDHT (instrument data handling and transmission) [URL 9]. V tabulce 6 jsou základní údaje o ERS – 2.

Tabulka 6: Základní údaje družice ERS – 2

Parametr	Hodnota
Výška	11,8 m
Solární generátor	11,7 x 2,4 m
SAR anténa	10 x 1 m
Celková hmotnost	2516 kg

Zdroj: [URL 9]

Přístroj AMI má dvě funkce, a to SAR (Synthetic Aperture Radar) a Wind scatterometer. SAR pracuje ve dvou dalších módech: Image Mode a Wave Mode. V této práci se pracuje se snímkem SAR Image Mode, který pořizuje 100 kilometrů široké scény vpravo od dráhy družice. Anténa o velikosti 10 x 1 metr pracuje na frekvenci 5,3 GHz (v tzv. C – bandu) [URL 9]. Další charakteristiky SAR Image módu jsou v tabulce 7.

Tabulka 7: Charakteristiky ERS – 2 SAR Image mode

Parametr	Hodnota
Frekvence	5,3 GHz (C band)
Vlnová délka	5,6 cm
Nejvyšší výkon	4,8 kW
Polarizace	VV
Úhel dopadu	23° uprostřed scény (krajní hodnoty 20,1° a 25,9°)
Rychlost přenosu dat	$\leq 105$ Mbit/s
Prostorové rozlišení	ve směru letu $\leq 30$ m, napříč směru letu $\leq 26,3$ m
Radiometrické rozlišení	$\leq 2,5$ db na -18 db
Radiometrická stabilita	$\leq 0,95$ db
Přesnost lokalizace	ve směru letu $\leq 1$ km, napříč směru letu $\leq 0,9$ km

Zdroj: [URL 9]

Pořízení snímků v image módu je natolik energeticky náročné, že operační doba senzoru musí být omezena na pouhých 12 minut z celého jednoho orbitu. Rychlost přenosu dat 100 Mbits/s je příliš objemná na to, aby se data ukládala přímo na palubě družice, snímkování je proto možné pouze v místech, kde jsou pozemní přijímací stanice s odpovídajícím vybavením. Snímek bude dodán už předzpracován ve formátu ERS.SAR.GEC (ERS Synthetic Aperture Radar Ellipsoid Geocoded Image). Předzpracování snímku obsahuje tyto úpravy: odstranění tzv. speckle, odstranění chyb systému, převedení na

tzv. ground range (převedení ze šikmé vzdálenosti na vzdálenosti na zemském povrchu), rektifikaci do kartografického zobrazení, kalibraci a opravu tzv. SAR antenna pattern a range-spreading loss [URL 9]. Další charakteristiky jsou v tabulce 8.

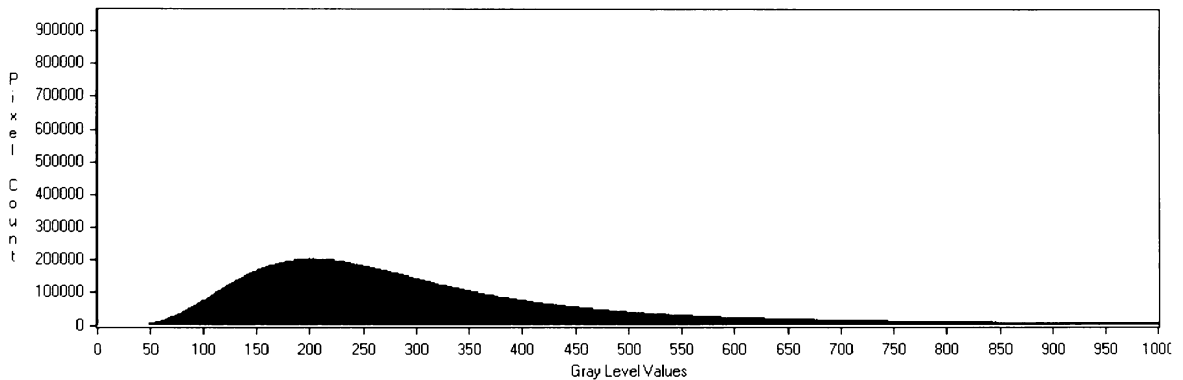
Tabulka 8: Charakteristiky produktu ERS.SAR.GEC

Parametr	Hodnota
Velikost pixelu	12,5 m x 12,5 m
Plošná velikost scény	100 x 100 km
Velikost scény	(Eastings-pixelů) 9000-12000 pixelů na řádku; (Northings-řádky) 9000-12000 řádek
Hloubka pixelu (pixel depth)	16 bitů
Celkový objem dat	165 až 288 Mb
Přesnost lokalizace	< 100 m v plochém terénu
Počet pohledů (number of looks)	3
Kartografická zobrazení	UTM (-70° - +70°), UPS (zbytek)
Elipsoid	WGS 1984

Zdroj: [URL 9]

Jak je uvedeno v tabulce 8, data jsou 16 bitová, což znamená 65 536 úrovní šedi. V radarových datech použitých v této práci je ale rozložení úrovní šedi značně nerovnoměrné. Minimální hodnota je 0, maximální je 31 965, přičemž medián je 194 a střední hodnota je 241,168. Tyto hodnoty ukazují na nerovnoměrné rozložení, konkrétně 70,5 % pixelů má DN hodnoty pohybující se na ose výskytu mezi hodnotami 0 a 300, jak ukazuje část histogramu originálního snímku na obrázku 9. 93,98 % pixelů se potom nachází pod DN hodnotou 700.

Obrázek 9: Část histogramu originálních radarových dat



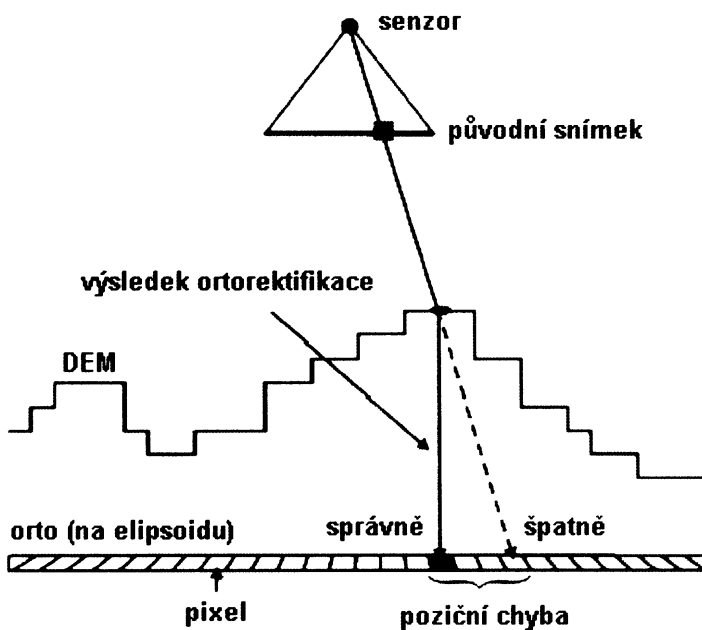
Zdroj: upraveno v PCI Geomatica

### 3.3 Zpracování radarových dat

#### 3.3.1 Geometrická korekce

Pro přesnou lokalizaci geografických objektů ze satelitního snímku je třeba provést určité geometrické korekce snímku (v tomto případě ortorektifikaci). Ortorektifikace je proces použití přesného matematického modelu a DEM ke korekci distorzí obsažených ve snímku (viz. obrázek 10).

Obrázek 10: Ortorektifikace



Zdroj: PCI Geomatica, OrthoEngine Manual

Ortorektifikace je nutná zejména v oblastech s velkými výškovými rozdíly a obecně v hornatých terénech. Přesnost ortorektifikace záleží na výběru správného matematického modelu a na přesnosti použitého DEM [OrthoEngine Manual; Henderson a Lewis, 1998; Adam et al., 1997]. Henderson a Lewis (1998) uvádí možnou polohovou přesnost ortorektifikovaných satelitních radarových dat družice ERS – 1 na 1 až 2 pixely.

Pro prostorově a geograficky přesné propojení originálního, geometricky nekorigovaného snímku a DEM se používají tzv. Ground Control Points (GCPs). Běžným postupem je sběr těchto GCPs z mapy či jiných podkladů (např. body posbírané v terénu pomocí Global Positioning System) a poté odpovídajících bodů v satelitním snímku. Jelikož ale distorze radarových dat alpských oblastí v podobě radarového stínu (shadow) a radarového překryvu (layover) značně stěžují interpretaci snímku, identifikace odpovídajících objektů na mapě a ve snímku tak byla téměř nemožná. Běžně používané GCPs, jako křižovatky silnic, budovy apod. nebylo možné ve snímku identifikovat; v horských terénech se proto využívá kontrastních topografických prvků, jako například sedla a vrcholy, které jsou v alpském terénu hojně zastoupeny [Henderson a Lewis, 1998].

Kvůli geometrickým distorzím v radarových datech v hornatých terénech se proto ke sběru GCPs využívá tzv. simulovaného snímku (viz. následující kapitola).

### **3.3.2 Simulovaný radarový snímek**

Pomocí algoritmu Sarsim2 byl v PCI Geomatica v modulu Modeler vygenerován tzv. Pseudo – Geocoded Simulated SAR Image, tedy simulovaný radarový snímek. Tento simulovaný snímek vzniká na základě DEM a informací o geometrii snímku. Výsledkem algoritmu Sarsim2 je kromě simulovaného snímku také bitmapa znázorňující radarový stín (shadow) a bitmapa znázorňující radarový překryv (layover). Při použití kvalitního a přesného DEM je výsledný vzhled simulovaného snímku velice podobný originálním neupraveným datům. Sběr GCPs pro ortorektifikaci je tak značně zjednodušen, protože zpracovatel v simulovaném snímku vidí které body z DEM tvoří vrcholy a sedla a po srovnání s originálními daty snadněji určí shodné body v obou datových souborech. I přesto zůstává sběr GCPs v hornatém terénu časově náročný [Henderson a Lewis, 1998; PCI Geomatica Help].

### 3.3.3 Radiometrická korekce

Intenzitu radarového impulsu odraženého od zemského povrchu ovlivňuje také tzv. lokální úhel dopadu (tzv. local incidence angle). V praxi to znamená, že paprsek dopadající na terén s určitým sklonem se odráží s různou intenzitou v závislosti na sklonu svahu vůči poloze satelitu. Svahy ukloněné směrem k radaru mají menší lokální úhel dopadu a odrazí více energie směrem zpátky k radaru, tím pádem budou tyto pixely ve výsledném satelitním snímku jasnější (budou mít vyšší DN hodnoty). Svahy odkloněné od radaru pak budou vytvářet opačný efekt; pixely v obrazu budou tedy tmavší [Crawford, 2006].

S tímto efektem se počítá i v některých pracích zpracovávajících satelitní data za účelem zkoumání ledovců, jako například v Adam et al. (1997), který nazývá tento proces „normalizing incidence angles“, nebo v práci Demuth a Pietroniro (1999).

### 3.3.4 Texturální analýza

Textura je důležitým ukazatelem, který je užíván k identifikování objektů nebo zájmových ploch v monospektrálních datech.

Běžně užívanými parametry pro popis satelitních snímků jsou barva pixelu a jas. Méně užívaným parametrem je pak textura (zrnitost). Na rozdíl od barvy a jasu, které jsou ukazateli jednoho jediného pixelu, textura je počítána z množiny propojených pixelů. Tato vlastnost je užívána zejména u interpretace objektů a zájmových území v radarových datech. Zatímco spektrální vlastnosti snímku popisují průměrné tonální variace v různých pásmech snímku, texturální charakteristiky obsahují informaci o prostorovém rozložení tonálních variací v jednom pásmu. Texturální míry radarového snímku tak mohou sloužit pro volby trénovacích množin před řízenou klasifikací [PCI Geomatica Help].

Algoritmus TEX programu PCI Geomatica vytvoří několik výstupních obrazů (například Homogeneity, Contrast, Dissimilarity, Mean, Variance, Entropy, Angular Second Moment, Correlation atd.), ve kterých různé úrovně šedi představují texturální míry vstupních dat. Tyto texturální míry jsou odvozeny z matice současného výskytu úrovní šedi (tzv. grey level co – occurrence matrix; GLCM). GLCM je dvourozměrný histogram úrovní šedi pro pár pixelů (referenční/vztažný – Ref. a sousedící pixel – Nbr.), které jsou od sebe odděleny daným prostorovým vztahem. Právě podle nastavení parametrů prostorových vztahů vypočítá algoritmus TEX texturální míry pro určitý směr nebo směrové neměnné míry (tzv. directional invariant measures). Jelikož výpočet probíhá v nadefinovaném „okénku“ (obdobně jako při

filtraci), okrajové pixely obrazu tak nebudou zpracovány, jelikož v „okénku“ budou chybět potřebné pixely. Proto budou první a poslední pixely v řadě shodné, stejně tak jako celá první a poslední řada obrazu. Při výběru trénovacích množin pro řízenou klasifikaci nesmí tedy uživatel vybrat okrajové pixely obrazu [PCI Geomatica Help].

Definování prostorových vztahů je zřejmé z následujícího příkladu, kde je ukázána GLCM z „okénka“ 5 x 5 pixelů a s prostorovým vztahem SPATIAL = (0,1) (Nbr. sousedící pixel je jeden pixel pod Ref. vztažným pixelem).

„okénko“ v obraze

4	6	8	5	4
5	5	8	7	6
6	7	7	7	9
8	8	4	8	6
9	8	9	5	6

výsledná GLCM

		hodnoty pixelu						
		4	5	6	7	8	9	
h o d n o t y  p i x e l u	4	0	1	1	0	0	1	
	5	0	0	1	2	0	0	
	6	0	1	1	0	1	1	
	7	1	0	0	1	2	0	
	8	0	1	0	1	2	1	
9	0	0	1	0	0	0		

Algoritmus začne výpočet v levém horním rohu a počítá výskyt všech vztahů vztažného Ref. a sousedícího Nbr. pixelu. První je tedy vztah 4 (Ref) a 5 (Nbr), dále pak 6 (Ref) a 5 (Nbr) atd.. Matice tedy vypíše počet výskytů každého vztahu. Takže například vztah (Ref, Nbr)=(7,8) se vyskytuje dvakrát a vztah (8,7) jednou. Proto je prvek výsledné matice (7,8) dva, prvek (8,7) jedna. Texturu určité oblasti tedy popisuje míra rozptylu prvků kolem diagonály matice GLCM. Malý rozptyl znamená hrubou texturu ve srovnání s délkou prostorového vztahu SPATIAL (jednotlivé prvky textury jsou větší než tato délka ve směru SPATIAL).

Existuje několik možných výsledků algoritmu TEX; v této práci je použita míra Homogeneity. Popisuje ji vzorec

$$\text{SUM } (i, j = 0, N - 1) (P(i, j) / (1 + (i - j)^2))$$

kde P(i, j) je normalizovaná matice současného výskytu taková, že platí

$$\text{SUM } (i, j = 0, N - 1) (P(i, j)) = 1$$



Míra Homogeneity je vysoká, když se hodnoty koncentrují na diagonále GLCM. To nastává v případě, kdy je obraz lokálně homogenní v poměru k délce SPATIAL [PCI Geomatica Help].

Jak uvádí Adam *et al.* (1997), texturální analýza satelitního snímku pořízeného v C – bandu usnadňuje mapování sněhových a ledových facií. Předpokladem využití texturální analýzy je agregování pixelů shodné textury (v praxi tedy shodných druhů povrchu) pro snazší výběr trénovacích množin pro řízenou klasifikaci.

### 3.3.5 Prahování obrazu

Prahování je převod hodnot obrazové funkce do množiny o malém počtu prvků, zpravidla do množiny {0,1}, která je nejčastěji graficky prezentována jako černá a bílá. Prahování se užívá například pro oddělení objektů určitého typu nebo území. Nejjistější způsob nalezení prahu je interaktivně zkusmým posunem hodnoty prahu nebo nalezení prahu na základě rozložení pixelů v histogramu obrazu. Jedna prahová hodnota znamená, že hodnotám větším, než je prahová je přidělena hodnota rovna jedné, ostatním hodnota rovna nule.

Vícenásobný práh je obdobný, prahové hodnoty ale vymezují obraz do více než dvou ploch. Tato metoda je označována angl. density slicing, proto se někdy uvádí jako hustotní řezy [Halounová a Pavelka, 2005].

### 3.3.6 Řízená klasifikace

Řízená klasifikace vychází z tzv. trénovacích množin. Jsou to vzory typů, které se budou při vlastní klasifikaci hledat. Řízená klasifikace dává obecně přesnější výsledky, je ale náročnější na obsluhu a citlivá na řadu faktorů, které mohou její úspěšnost velmi snížit [Pavelka, 1999]. Celý proces řízené klasifikace probíhá dle následujícího schématu:

1. definování tzv. trénovacích ploch
2. výpočet statistických charakteristik (tzv. spektrálních příznaků) pro trénované plochy charakterizující jednotlivé třídy, jejich editace a výběr vhodných pásem pro vlastní klasifikaci
3. volba vhodného rozhodovacího pravidlo (tzv. klasifikátoru) pro zařazení všech prvků obrazu do jednotlivých tříd

4. zařídění všech obrazových prvků do vymezených tříd

5. úprava, hodnocení a prezentace výsledků klasifikace

Výběr trénovacích ploch je plně v moci zpracovatele. Toto stádium vyžaduje především shromáždění informací o zpracovávaném území z terénního průzkumu či z jiných zdrojů. Trénovací data by měla být především kompletní a reprezentativní. Trénovací plochy by měly být rozděleny pokud možno rovnoměrně na ploše obrazu, protože odrazivé či vyzařovací vlastnosti stejných objektů či jevů mohou být v různé části obrazu odlišné. Je vhodné tedy definovat 3 plochy po 40 obrazových prvcích, než pouze jednu plochu obsahující 120 pixelů. Důležité jsou také následující faktory: dostatečný počet pixelů v každé trénovací ploše (minimálně 100 pixelů), vhodná velikost trénovacích ploch, vhodná poloha trénovacích ploch, umístění trénovacích ploch (bez okrajových pixelů, které obsahují smíšenou spektrální informaci), rozmístění trénovacích ploch pro danou třídu, míra homogenity trénovacích ploch z hlediska jejich spektrálního chování.

V další etapě řízené klasifikace vybíráme vhodný klasifikátor, což je rozhodovací pravidlo zařazující jednotlivé pixely do jedné z tříd. Rozhodovací pravidla jsou založena na předpokladu, že pixely představující určitou třídu se budou shlukovat v určité části vícerozměrného příznakového prostoru [Dobrovolný, 1998].

V případě klasifikování ledovce Vernagtferner mají vzniknout na základě ortorektifikovaného snímku, texturální analýzy a podkladových map hydrologické bilance tři třídy o různých odrazivostních charakteristikách, a to třídy holá půda/skála, ledovcový led a sněh. Předpokladem tohoto rozdělení je, že k poměru k vlnové délce radaru budou nejjasnější pixely obrazu patřit třídě holá půda/skála jako povrchu nejdrsnějšímu, následované ledovcovým ledem a poté sněhem. Správnému zvolení trénovacích množin pro řízenou klasifikaci napomůže právě texturální analýza, která zvýrazní prostorové podobnosti v tónu obrazu a tím prostorové rozložení klasifikovaných tříd.

### **3.4 Digitální model terénu**

Digitální model terénu je soubor uspořádaných číselných informací o terénním reliéfu, doplněný pravidly pro jeho používání [Urban, 1991]. Jak uvádí Kaňka (2005), v literatuře se často zaměňují pojmy Digitální Model Terénu (DMT) a Digital Elevation Model (DEM). Zatímco DMT popisuje pouze terén, DEM popisuje terén i s přítomnými objekty (např. budovy). V použitých softwarech (PCI Geomatica, ArcGis) se mezi těmito dvěma termíny

nerozlišuje a používá se pouze pojem DEM, proto bude v této práci používán právě tento výraz.

Pro vyhodnocení polohové a vertikální přesnosti DEM se užívá např. statistický ukazatel střední kvadratické odchylky (angl. Root Mean Square Error, RMSE) [Wechsler, 2006; Walstra *et al.*, 2006]. Tento výpočet je založen na rozdílu souřadnic „x, y a z“ shodných bodů z DEM a z podkladových dat (mapy, terénní sběr bodů pomocí GPS atd.). Vypočítá se podle vzorce

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i,j=1}^N (x_i - x_j)^2}{N-1}}$$

, kde  $x_i$  představuje souřadnici x z DEM,  $x_j$  je souřadnice x zjištěná z podkladových dat a N je počet bodů použitých pro výpočet [Wechsler, 2006]. Použije se i na výpočet přesnosti ve směru souřadnic „y“ a také pro výškové hodnoty „z“. Ve vzorci bude potom figurovat místo  $x_i$  a  $x_j$  souřadnice  $y_i$ ,  $y_j$ ,  $z_i$  a  $z_j$ . Podle Wechsler (2006) neukazuje tento statistický ukazatel nakolik přesně odpovídá x – ové souřadnice, y – ové souřadnice a nadmořská výška buňky DEM skutečným souřadnicím x, y a nadmořské výšce, ale spíše popisuje nakolik odpovídá vygenerovaný DEM vstupním datům. Skutečné souřadnice x, y a nadmořská výška se pak očekávají v mezích této vypočítané RMSE.

DEM v této práci vznikl na základě naskenovaných turistických map Alpenverein 1: 25 000 a Kompass 1: 50 000 (viz. kapitola 4.1.6).

## 4. Praktická část

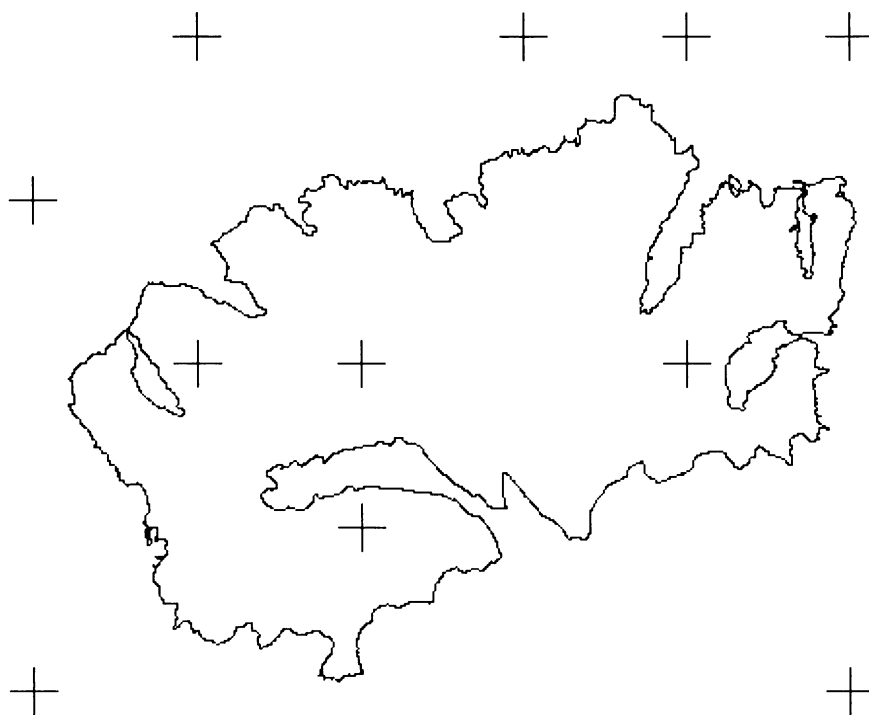
### 4.1 Vstupní data

V této kapitole budou popsána a charakterizována všechna použitá vstupní data. Jsou to tematické mapy hydrologické bilance ledovce Vernagtferner a rozmístění míst pro měření hydrologické bilance ledovce, dvě turistické mapy okolí ledovce, satelitní snímek území, digitální model terénu a simulovaný snímek.

#### 4.1.1 Turistická mapa 30/2 Ötztaler Alpen - Weisskugel, Alpenverein 1 : 25 000

Turistická mapa 30/2 Ötztaler Alpen, Weisskugel nakladatelství Alpenverein je v měřítku 1 : 25 000 s intervalem vrstevnic 20 metrů (viz. obrázek 12). Byla vydána v roce 2003, stav ledovců je ale z roku 1997. Jako referenční elipsoid je použit World Geodetic System (WGS 84), mapa je v kartografickém zobrazení Universal Transverse Mercator (UTM). Aby mohla být mapa později využita zejména k tvorbě digitálního modelu terénu, musela být nejdříve naskenována, a to na skeneru Contex FSC 5010 DSP v rozlišení 300 DPI (1 pixel v naskenované mapě v měřítku 1: 25 000 bude mít 2,13 metru). Rozlišení bylo zvoleno tak, aby ve výsledném naskenovaném obraze byly vrstevnice o tloušťce několika pixelů a tím dobře čitelné (pro srovnání, podklady pro databázi ZABAGED byly skenovány v rozlišení 400 DPI; [konzultace s Ing. Potůčkovou]). Příliš vysoké rozlišení by výrazně zvýšilo objemovou velikost dat a kladlo by velké nároky na hardware při dalším zpracování. I tak byla velikost souboru naskenované mapy v rozlišení 300 DPI typu \*.tif přes 318 MB. Tato rastrová mapa je v prostředí GIS posunuta do správných souřadnic zmíněného zobrazení UTM (na elipsoidu WGS 84) pomocí 11 vlíčovacích bodů. Tyto body představují průsečíky pravoúhlé sítě zobrazení UTM. Vlícovací body jsou rozmístěny dle obrázku 11.

Obrázek 11: Rozmístění vlíčovacích bodů pro posunutí mapy 1 : 25 000



Zdroj: Turistická mapa 30/2 Ötztaler Alpen, Weisskugel, nakladatelství Alpenverein, 1 : 25 000, zpracováno v ArcGis

Jelikož se jedná pouze o posun a pootočení, je použita afinní transformace, obraz je převzorkován metodou nejbližšího souseda (tzv. nearest neighbour). Celková střední kvadratická chyba při transformaci je 0,72585 metrů. Z takto posunuté mapy jsou digitalizovány v prostředí GIS následující prvky: sedla, vrcholy a vrstevnice jako body; vodní toky, občasné vodní toky a obrysy ledovců a ostatních povrchů (které byly posléze převedeny na polygony) jako polylinie; vodní plochy jako polygony. Obrysy ledovce Vernagtferner jsou dále použity pro správné lokalizování tematických map v digitální podobě (viz. kapitola 4.1.3 a 4.1.4).

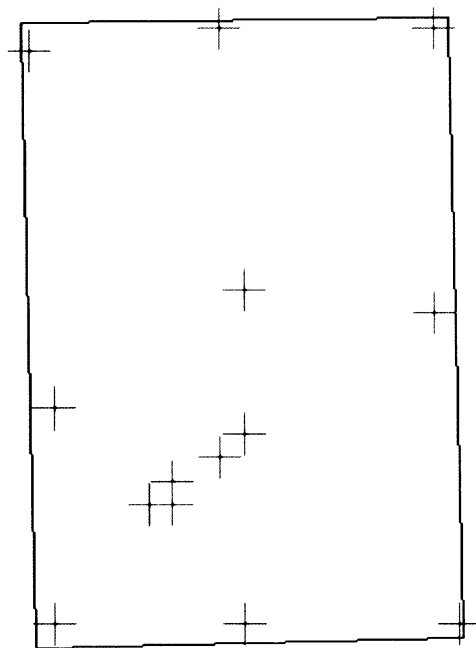
Digitalizované prvky vodní toky, občasné vodní toky, obrysy ledovců a ostatních povrchů a vodní plochy jsou použity pro tematickou mapu ledovce Vernagtferner, která je na obrázku 19. Sedla, vrcholy a vrstevnice ledovce Vernagtferner a jeho těsného okolí jsou použity pro tvorbu DEM. Jelikož ale výsledný DEM pokrýval příliš malou plochu, ze které nebylo možné posbírat dostatečný počet GCPs pro ortorektifikaci (DEM je použit pro vytvoření simulovaného snímku, ze kterého jsou GCPs sbírány), jsou použity digitalizované prvky vrstevnic, vrcholů a sedel z turistické mapy Kompass 1: 50 000, která pokrývala větší území (viz. kapitola 4.1.2).

Obrázek 12: Turistická mapa 1 : 25 000 Alpenverein



odchylkami v těsném okolí ledovce Vernagtferner je vybráno více vlíčovacích bodů v této oblasti (spodní levá čtvrtina mapy). Celková střední kvadratická chyba při transformaci je 4,98341 metrů. Na papírovém produktu nebylo bohužel uvedeno datum vydání mapy. Naskenovaná a posunutá mapa je použita při digitalizaci vrstevnic a kót o známých nadmořských výškách na tvorbu DEM a pro sběr GCPs během ortorektifikace. Ukázka této mapy je na obrázku 14.

Obrázek 13: Rozmístění vlíčovacích bodů pro georeferencování mapy 1 : 50 000

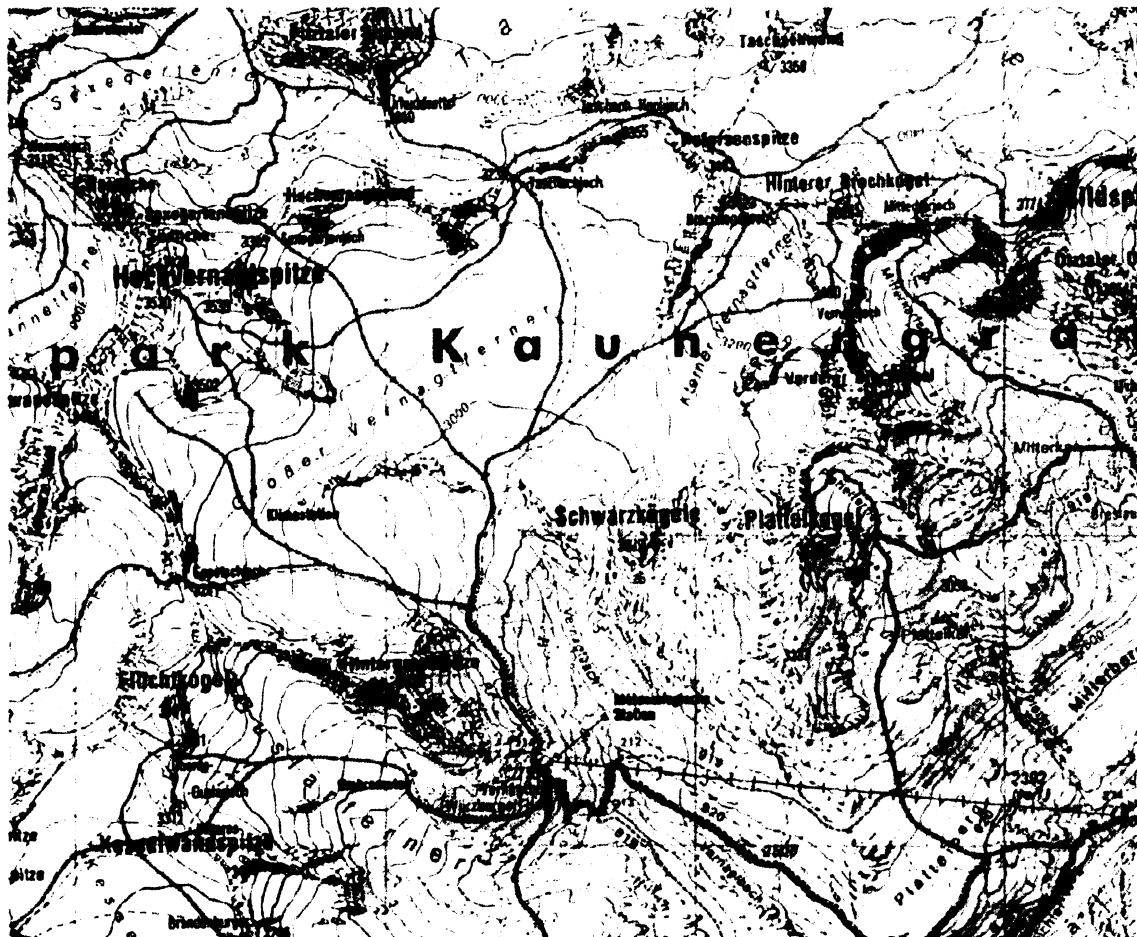


Zdroj: Turistická mapa 43 Ötztaler Alpen, nakladatelství Kompass, 1 : 50 000, zpracováno v ArcGis

Obrázek 14: Turistická mapa 1 : 50 000 Kompass

## Ledovec Vernagtferner

ukazka mapy 1 : 50 000 Kompass



Zdroj: Turistická mapa 43 Ötztaler Alpen, nakladatelství Kompass, 1 : 50 000, zpracováno v PCI Geomatica

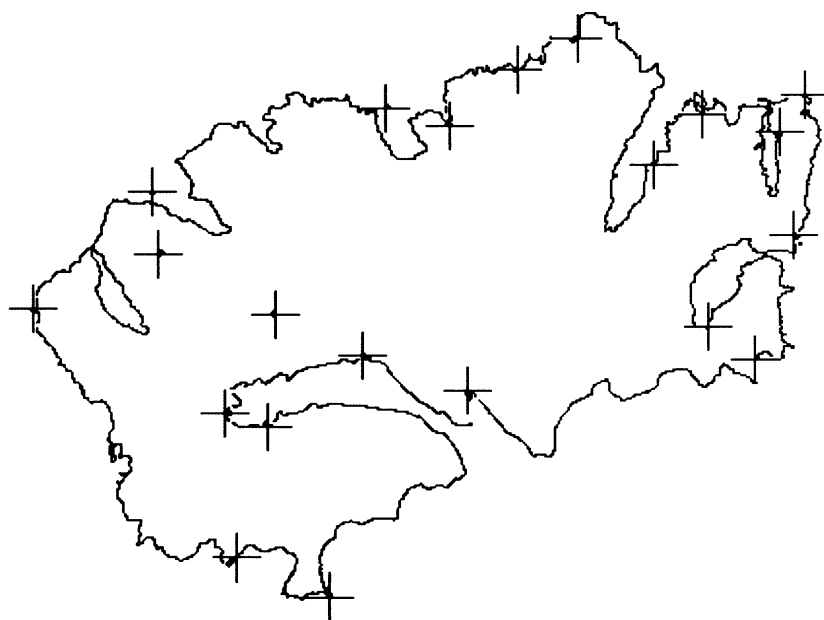
### 4.1.3 Tematická mapa měřících míst v digitální podobě

Tato mapa byla stáhnuta z internetu ze stránek Komise pro glaciologii / Kommission für Glaziologie ([www.glaziologie.de](http://www.glaziologie.de)) při Bavorské akademii věd. Jedná se o tematickou mapu ledovce Vernagtferner s vyznačenými místy pro měření hydrologické bilance ledovce klasickou glaciologickou metodou, tzv. stakes and pits (pomocí měřících tyčí a jam), pro rok



1990. Mapa je v rakouském Gauss – Krügerově zobrazení, měřítko má udáno pouze grafické. Transformace je použita opět afinní (metoda nejbližšího souseda). Výběr vlíčovacích bodů byl značně obtížný, jelikož mapa je výrazně generalizována, navíc v poměrně nízkém rozlišení. Při použití 21 vlíčovacích bodů je celková střední kvadratická chyba velmi vysoká (28,60879 metrů), celá transformace probíhala spíše podle vizuální stránky tak, aby tvary a prvky této mapy co nejvíce odpovídaly mapě vztahné (skenovaná mapa turistická 1 : 25 000) viz. obrázek 15. Digitalizované prvky (jámy, měřicí tyče) mají informační charakter a naznačují kde a jakým způsobem se v terénu sbírají data pro tvorbu tematické mapy hydrologické bilance. Vzhled tematické mapy měřících míst je na obrázku 16.

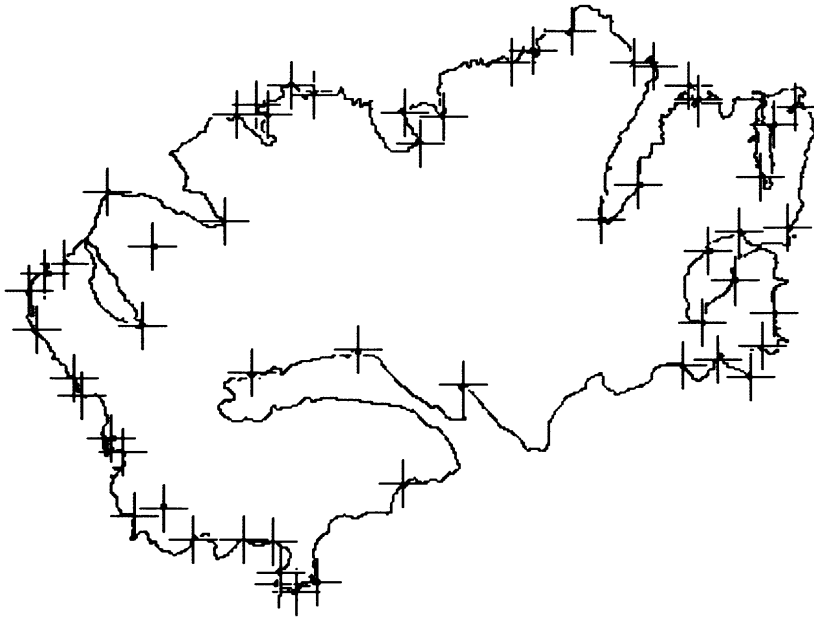
Obrázek 15: Rozmístění vlíčovacích bodů pro georeferencování digitální mapy měřících míst



Zdroj: [www.glaziologie.de](http://www.glaziologie.de), zpracováno v ArcGis



Obrázek 17: Rozmístění vlíčovacích bodů pro posunutí digitální mapy hydrologické bilance



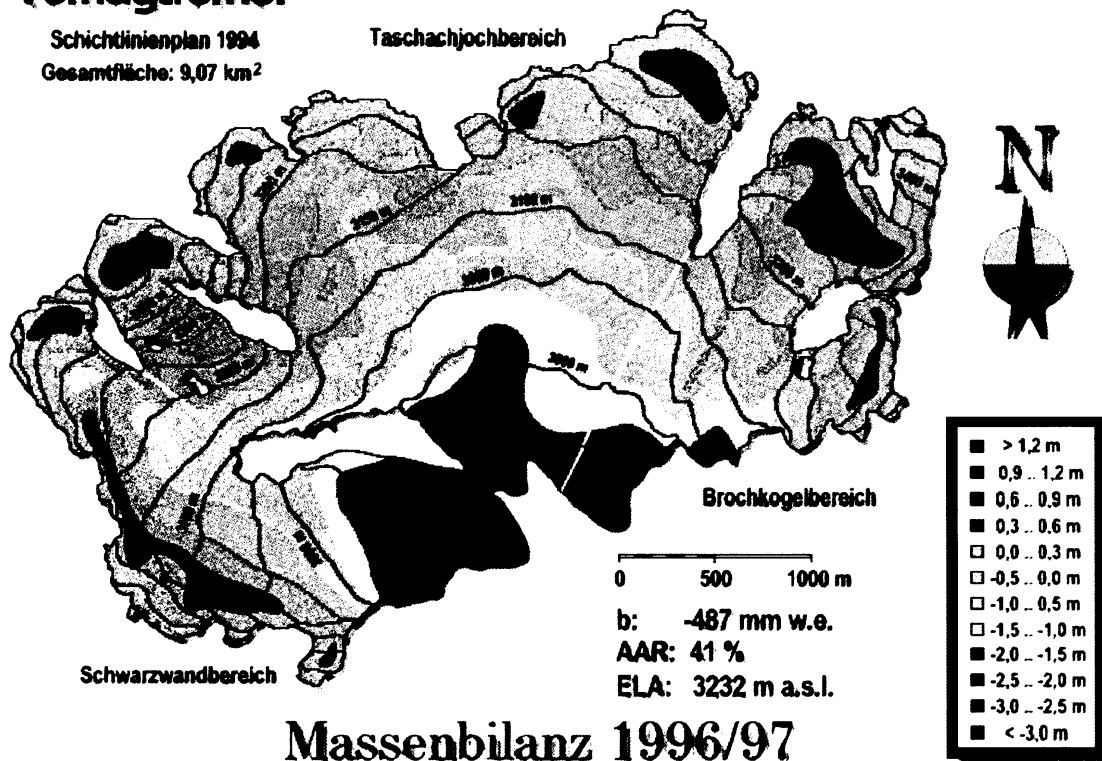
Zdroj: [www.glaziologie.de](http://www.glaziologie.de), zpracováno v ArcGis

Vzhled mapy hydrologické bilance je na obrázku 18. Z této mapy tedy autor získal průběh čáry rovnováhy a rozdělení ledovce na ablační a akumulací část.

Obrázek 18: Tematická mapa hydrologické bilance

## Vernagtferner

Schichtlinienplan 1994  
Gesamtfläche: 9,07 km<sup>2</sup>



## Massenbilanz 1996/97

© Kommission für Glaziologie 2000

Zdroj: [www.glaziologie.de](http://www.glaziologie.de)

Na obrázku 19 je tematická mapa obsahující prvky jak z mapy 1 : 25 000 Alpenverein (obrys ledovce, vodní toky, občasné vodní toky, vodní plochy, měřící stanice), z tematické mapy měřících míst (jámy a tyče), tak z tematické mapy hydrologické bilance (ablační a akumulární části ledovce, čára rovnováhy). Tato mapa bude použita pro porovnání průběhu čáry rovnováhy ze satelitních radarových dat.



projektu ESA výměnou za výrazně zlevněná satelitní data. Výběr konkrétní scény z archivu satelitních dat lze pomocí softwaru DESCW volně dostupného na internetových stránkách ESA. Výběr určité scény je možno konkretizovat filtrem, v našem případě datem pořízení dat a zeměpisnými souřadnicemi. Datum bylo voleno tak, aby spadalo mezi 20.8. 1997 a 20.10. 1997. Scéna by měla totiž být pořízena na konci ablačního období (obecně září až říjen), což např. v případě práce Demuth a Pietroniro (1999) to bylo 20. září nebo v případě Adam *et al.* (1997) 28. srpna a 2. října. Na základě tohoto požadavku vybral software DESCW celkem 8 scén, z nichž čtyři nepokrývaly celou zkoumanou plochu a jedna byla pořízena jednak pozdě (18.10.) a druhak byla označena malým písmenem „h“ (znamená to sice high quality, ale s několika chybějícími řádky). Zbývající tři scény jsou následující: 1. z 28.8. 1997 (10:07:39), orbit 12315, track 437, frame 2655; 2. z 28.8. 1997 (21:27:42), orbit 12322, track 444, frame 927; 3. z 2.10. 1997 (10:07:38), orbit 12816, track 437, frame 2655. Jelikož pro cíl práce bylo důležité, aby v době pořízení dat neležela na ledovci a okolí sněhová pokrývka, bylo požádáno opět na bavorské Komisi pro glaciologii o data o počasí (v zaslaných datech byla teplota, srážky, tlak vzduchu, síla a směr větru a průtok potoku Vernagtbach) z měřicí stanice Vernagtbach, která leží v nadmořské výšce 2640 metrů a je vzdálena od Vernagtferneru cca. 1 km (viz. obrázek 19).

RNDr. Engel popsal počasí na Vernagtferneru na základě dat před pořízením scén z 28.8. a 2.10. takto: před 28. srpnem bylo 10 dní teplo (průměrně nad 6°C), srážky poměrně nízké (13,7 mm srážek za předchozích deset dní), v den pořízení snímku se počasí začalo pomalu měnit (28. velice mírně klesá teplota, 29. a 30. prudké ochlazení, v den pořízení vysoké srážky 12,9 mm, vítr se mění ze severního na jihovýchodní, po 28. se mění na severozápadní), vše naznačuje na pomalý nástup fronty. Na druhou stranu stále poměrně vysoká teplota a směr proudění vzduchu naznačuje srážky z tzv. fénového typu proudění, který přináší teplý vzduch a srážky kapalné. Naznačené minimum teplot (-0,6°C) se s největší pravděpodobností vyskytlo brzy ráno ještě před spadem srážek (podle toho, že výrazné ochlazení se objevilo až den poté; fronta tedy přišla v noci z 28. na 29. srpna) a nemělo by tedy mít vliv na charakter srážek, navíc v čase přeletu družice (po desáté hodině dopoledne) by už teoreticky mělo být natolik teplo (konec srpna), že jakékoliv pevné srážky by měly roztát.

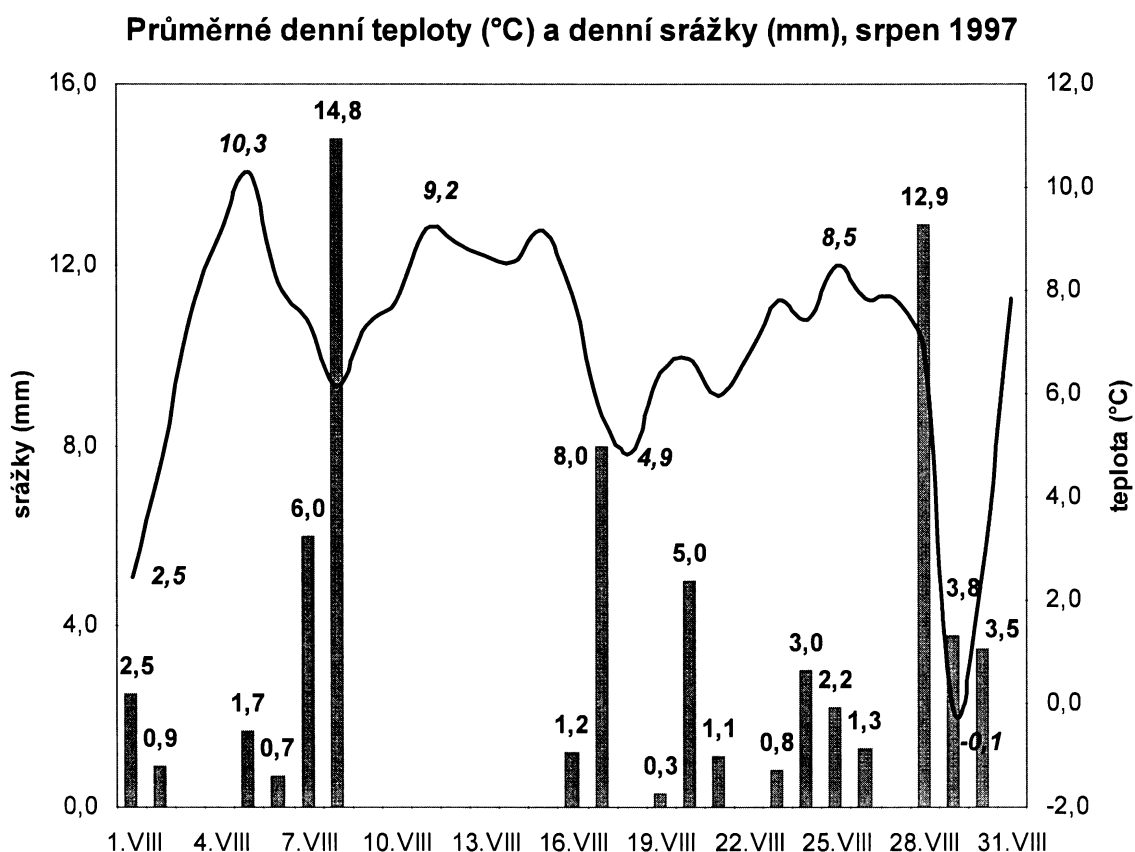
Také díky faktu, že teplota klesá cca. o 0,6 °C na 100 výškových metrů a teplota ve vrcholových partiích ledovce ve výškách kolem 3500 m n.m. tak mohla být až o 5°C nižší než teplota v místech měřicí stanice ve výšce 2640 m n.m., byla na základě rozboru z těchto

dat eliminována 2. scéna z noci z 28. srpna (teplota by mohla být pod bodem mrazu a tak by mohly padat z přecházející fronty srážky pevné).

Výhodou rozhodování u 3. scény z 2.10. by měla být skutečnost, že před tímto datem 16 dní nespadlo žádné srážky. Na druhou stranu, právě 2.10. spadlo na stanici Vernagtbach 3,7 mm srážek, přičemž průměrná denní teplota byla pouze 3,9°C (s denním minimem 0,8°C a s maximem 5,5°C). Celkově se pohybovaly průměrné denní teploty deset dní před přeletem družice mezi 3,5°C a 7°C (minimální teploty spadly pod bod mrazu pouze jednou). I přes tyto teploty nad bodem mrazu byla pravděpodobnost pevných srážek ve vrcholových partiích ledovce poměrně vysoká (navíc v alpské oblasti je obecně první sněhová pokrývka otázkou právě přelomu září a října).

Z těchto důvodů byla tedy vybrána scéna 1. Teploty a srážky před pořízením 1. scény z 28.8. 1997 ze stanice Vernagtbach jsou v grafu 2.

Graf 2: Průměrné denní teploty a srážky pro srpen 1997



Zdroj: Kommission für Glaziologie, München, zpracováno v MS Excel





#### 4.1.6 Digitální model terénu

DEM vznikl na základě sloučení dat ze zmiňovaných dvou turistických map. Z mapy Alpenverein 1 : 25 000 byly zvektorizovány vrstevnice ledovce Vernagtferner a jeho blízké okolí, sedla a vrcholy o známých nadmořských výškách a to do bodové vrstvy o 101 942 bodech. S takto objemnou databází se během zpracování objevily značné problémy, a to jak softwarové, tak hardwarové povahy. Při cca. 50 000 bodech se značně zpomalil výkon poměrně rychlého PC (procesor AMD Athlon 64 3200+; 2,01 GHz; 1,00 GB RAM) a další body byly digitalizovány do dalších bodových vrstev; celkově byly tyto vrstvy čtyři. Později byly tyto vrstvy spojeny do jednoho shapefile pomocí geodatabáze v ArcCatalogu, přičemž software poměrně často „padal“. Po vygenerování DEM vyšlo najevo, že pokrývá plochu příliš malou na sběr vhodného počtu GCPs na ortorektifikaci. Proto je použita i turistická mapa Kompass 1 : 50 000, která při svém menším měřítku pokrývá větší území.

Z turistické mapy Kompass 1 : 50 000 jsou tedy zvektorizovány kóty do bodové vrstvy o 1 386 bodech a vrstevnice po 200 výškových metrech do vrstvy polylinií o celkovém počtu 1 967.

Z takto získaných dat vznikl v prostředí GIS (ArcGis 9.1) rastrový DEM pomocí nástroje Topo to Rastr. Tento nástroj používá iterativní interpolační metodu (v zásadě jde o druh spline; tzv. discretized thin plate spline). Mimo jiné je to jediný interpolační nástroj ArcGisu určený konkrétně pro práci s vrstevnicovými daty [ArcGis 9.1 Help]. Vstupní parametry pro tvorbu DEM jsou v tabulce 9. DEM o obdélníku 36,4 km na 53,03 km se rozprostírá na ploše přibližně 1930 km<sup>2</sup>.

Tabulka 9: Vstupní parametry pro DEM

Vstupní parametr	Hodnota
Velikost buňky rastru	10 metrů
Počet okrajových buněk za hranicí vstupních dat pro interpolaci	20
Minimální „z“ hodnota při interpolaci	20 % pod nejnižší vstupní „z“ hodnotou
Maximální „z“ hodnota při interpolaci	20 % nad nejvyšší vstupní „z“ hodnotou
Drainage enforcement	enforce
Primární druh vstupních dat	contour
Maximální počet iterací při interpolaci	40

Zdroj: ArcGis 9.1

Parametr Drainage Enforcement s možnostmi enforce, no\_enforce a enforce\_with\_sink umožňuje vyhnout se prohloubením a snížením tak, aby výsledný rastr byl vygenerován z hlediska hydrologické logiky správně (odtud název drainage – hydrologicky drenáž, odvodnění). Vstup enforce pak znamená, že se algoritmus pokusí odstranit všechny sníženiny, ať jsou již reálné či ne. Primární druh vstupních dat (s možnostmi contour a spot) podmiňuje metodu vyhledávání během tvorby hřbetů a údolí.

Výsledný vzhled DEM je na obrázku 21.

Obrázek 21: Vygenerovaný DEM s polohou ledovce Vernagtferner



Zdroj: Turistické mapy Kompass 1: 50 000 a Alpenverein 1: 25 000, zpracováno v ArcGis

Polohová přesnost a vertikální přesnost DEM je vypočtena podle vzorce uvedeného v kapitole 3.4. Pro výpočet polohové a vertikální přesnosti bylo použito 198 bodů rovnoměrně rozmístěných po celé ploše DEM (hustota 9,7 bodů na km<sup>2</sup>). Celková vertikální RMSE je 29,95689 výškových metrů, RMSE pro x – ové souřadnice je 16,299276 metrů a pro y – ové souřadnice 23,5159 metrů. Hodnoty těchto bodů jsou v tabulce 10.

Tabulka 10: Body použité pro výpočet polohové a vertikální přesnosti DEM

ID	X dem	X mapa	Y dem	Y mapa	Z dem	Z mapa
0	627092,347	627117,54	5230395,74	5230379,57	1210,36	1180
1	631412,256	631411,88	5230395,74	5230379,57	869,45	840
2	635608,149	635624,17	5230375,07	5230324,96	773,85	800
3	639142,62	639130,72	5230333,73	5230341,7	1008,66	1000
4	642733,554	642741,67	5230154,27	5230125,89	970,66	960
5	645897,573	645907,13	5230171,64	5230158,41	1833,64	1840

6	648920,222	648932,52	5230293,24	5230289,02	2199,71	2200
7	652950,42	652970,98	5230223,76	5230189,97	2030,46	2040
8	656357,584	656382,85	5230414,84	5230404,82	2231,23	2280
9	659555,312	659554,63	5230453,29	5230451,19	1799,97	1800
10	659841,815	659834,79	5225700,77	5225698,74	2591,28	2640
11	656468,159	656473,41	5225684,93	5225667,19	2791,7	2680
12	653933,957	653959,78	5225700,77	5225667,19	2491,73	2440
13	650115,223	650148,79	5225431,51	5225423,93	2643,44	2640
14	646979,149	646986,48	5225463,19	5225423,93	1972,25	1960
15	643478,761	643499,83	5225447,35	5225423,93	1575,45	1560
16	640152,622	640170,01	5225415,67	5225398,68	2459,52	2440
17	637190,773	637213,08	5225463,19	5225423,93	2227,22	2240
18	634037,953	634031,84	5225415,67	5225417,62	1828,49	1760
19	631044,428	631062,29	5225637,41	5225606,97	1041,81	1040
20	628240,967	628253,69	5225463,19	5225423,93	2062,06	2040
21	627765,201	627775,68	5222106,95	5222083,67	1525,9	1580
22	631233,889	631240,24	5221663,47	5221638,19	1759,15	1760
23	636539,874	636545,47	5221647,63	5221628,72	2372,85	2360
24	639471,528	639502,39	5221584,27	5221550,79	2439,87	2440
25	642164,117	642180,38	5221837,69	5221816,14	2321,59	2280
26	645822,871	645803,95	5221806,02	5221775,11	1002,88	1040
27	649497,463	649500,11	5221869,37	5221856,2	1647,92	1640
28	652967,71	652971,94	5221948,57	5221940,44	2243,36	2240
29	655074,265	655082,34	5222281,18	5222256,28	2285,43	2240
30	657370,886	657365,34	5222471,24	5222423,79	2603,73	2600
31	659113,149	659091,44	5222439,57	5222420,64	2730,41	2720
32	660760,38	660764,59	5222344,53	5222320,62	2442,35	2440
33	660712,864	660719,81	5218437,11	5218429,53	3027,16	3040
34	657355,047	657368,49	5218183,69	5218145,23	3045,25	3040
35	653775,487	653797,61	5218136,18	5218126,3	3202,78	3200
36	650813,639	650850,15	5218152,01	5218119,98	2494,44	2480
37	647041,905	647036,97	5217882,76	5217850,52	1165,39	1160
38	643731,604	643733,62	5217914,43	5217892,51	2156,36	2120
39	641149,886	641151,53	5217898,59	5217876,73	2976,25	2960
40	638631,523	638634,74	5218136,18	5218126,3	1568,96	1560
41	635258,135	635266,08	5218389,6	5218366,39	1963,31	1960
42	631265,567	631262,33	5218389,6	5218356,93	2634,16	2640
43	627369,232	627384,11	5218357,92	5218319,06	1454,39	1480
44	627749,363	627748,25	5214719,76	5214699,61	1025,07	1080
45	629650,013	629670	5214767,27	5214720,73	1079,35	1160
46	633039,508	633047,16	5214719,76	5214700,57	1765,67	1760
47	635716,259	635715,69	5214830,63	5214801,82	2746,54	2760
48	639122,269	639121,25	5214751,43	5214720,73	1770,68	1760
49	641862,374	641852,89	5214989,01	5214963,99	2375,07	2360
50	644966,771	644959,36	5215226,6	5215207,24	2325,93	2320
51	647708,741	647716,24	5215226,6	5215207,24	1529,35	1520
52	651462,527	651465,08	5215258,27	5215234,68	1475,9	1440
53	654677,796	654689,54	5215432,5	5215419,9	1925,32	1920
54	657417,901	657418,99	5215464,18	5215448,31	2866,05	2840
55	660269,379	660284,39	5215416,66	5215369,41	3195,5	3160
56	660902,929	660915,36	5211985,99	5211976,64	3053,9	2960
57	658733,019	658748,31	5211985,99	5211967,98	2969,67	2960

58	655137,62	655176,05	5211732,57	5211720,59	2350,17	2320
59	651874,836	651874,2	5211859,28	5211851,08	2175,6	2160
60	648786,277	648809,52	5211890,95	5211882,76	1221,07	1240
61	644602,545	644598,81	5211985,99	5211977,43	2818,39	2840
62	639359,915	639378,08	5212081,02	5212045,32	2239,52	2240
63	635305,192	635310,26	5212081,02	5212044,93	2803,28	2800
64	632326,764	632341,81	5212081,02	5212044,93	1636,56	1640
65	627099,973	627138,8	5211985,99	5211964,24	1501,14	1480
66	626894,069	626913,26	5208013,62	5207999,35	2247,07	2240
67	631487,31	631499,27	5208425,43	5208396,11	1941,11	1880
68	634781,772	634814,31	5208853,08	5208810,59	2092,87	2080
69	638693,946	638702,25	5208900,59	5208882,62	2750,35	2760
70	641451,87	641472,71	5208583,82	5208558,28	1593,16	1600
71	643811,845	643829,92	5208599,66	5208575,53	2449,23	2440
72	647058,791	647035,88	5208472,95	5208450,04	2758,04	2760
73	651588,676	651567,58	5208536,3	5208504,36	1573,97	1560
74	657085,788	657108,5	5208773,88	5208752,14	2780,94	2760
75	660807,897	660820,3	5208552,14	5208517,55	2562,55	2520
76	660728,703	660745,15	5206382,23	5206373,69	2763,29	2720
77	658717,18	658743,78	5205897,66	5205882,48	3168,66	3160
78	655026,749	655045,17	5206055,95	5206031,07	2265,82	2240
79	652429,192	652441,01	5205976,76	5205940,94	1577,22	1560
80	649942,507	649955,32	5206119,31	5206090,31	2861,1	2840
81	647437,677	647450,36	5206040,11	5206040,52	2641,03	2640
82	643256,244	643288,65	5205834,21	5205805,93	2281,28	2240
83	640722,042	640742,95	5205913,4	5205882,48	2233,22	2240
84	637855,227	637851,44	5205865,89	5205842,53	2617,81	2640
85	634608,281	634624,98	5205295,69	5205282,81	2651,82	2640
86	631883,279	631904,7	5205406,56	5205395,98	1777,44	1760
87	629570,82	629571,34	5205691,66	5205653,2	2794,14	2760
88	626894,069	626899,68	5205406,56	5205386,92	2475,13	2480
89	627036,618	627057,71	5202555,59	5202545,21	2491,55	2480
90	632152,537	632151,7	5202397,2	5202378,12	1657,41	1640
91	638440,525	638436,36	5202291,08	5202260,83	2570,86	2520
92	643273,258	643274,68	5202291,08	5202269,88	2032,14	2040
93	647296,303	647311,21	5202259,4	5202229,14	2825,8	2840
94	652428,061	652423,3	5202148,53	5202139	1647,19	1640
95	656214,656	656230,15	5202433,63	5202395,84	2122,82	2120
96	661045,478	661050,37	5202528,66	5202517,66	2371,53	2440
97	661251,382	661270,99	5199788,56	5199801,51	2845,48	2880
98	658970,6	658964,4	5199962,78	5199923,34	2839,81	2840
99	656547,27	656568,07	5199677,68	5199648	2407,06	2400
100	653411,195	653424,26	5199614,33	5199580,5	1561,71	1520
101	650766,122	650779,36	5199582,65	5199562,39	2228,8	2240
102	648612,051	648608,18	5199566,81	5199557,87	2956,87	2960
103	643889,724	643905,26	5199804,39	5199801,12	2269,59	2240
104	638298,642	638305,48	5199741,04	5199715,51	2770,04	2760
105	633404,465	633409,49	5199741,04	5199729,09	2085,65	2080
106	629364,916	629403,09	5199661,85	5199668,3	2769,97	2760
107	626862,392	626859,72	5199741,04	5199729,09	2567,75	2520
108	626783,198	626796,35	5197499,85	5197476,82	2972,59	2920
109	630679,533	630692,95	5197341,47	5197310,12	2775,38	2760

110	635272,773	635269,92	5197230,6	5197220,38	3076,14	3080
111	639772,497	639778,98	5197072,21	5197044,24	2596,75	2600
112	645046,804	645059,33	5196882,14	5196867,7	2916,22	2920
113	649513,335	649500,11	5197135,56	5197125,32	2161	2160
114	653696,293	653689,36	5197610,73	5197571,48	2776,21	2720
115	657846,048	657851,85	5197563,21	5197530,75	2616,32	2640
116	660190,185	660203,31	5197626,56	5197611,83	2568,22	2560
117	660982,123	661000,97	5195155,72	5195125,36	2401,91	2360
118	657101,627	657112,64	5194886,46	5194863,21	2559,73	2520
119	653870,52	653878,69	5194870,62	5194854,95	2569,12	2560
120	650876,994	650901,58	5195044,85	5195012,98	2570,85	2560
121	644000,586	644022,16	5195076,52	5195066,52	3173,05	3160
122	639043,054	639035,64	5194807,27	5194791,97	3041,24	3080
123	635764,43	635800,12	5194696,39	5194688,25	2941,41	2960
124	631044,48	631044,45	5194538,01	5194516,64	2342,15	2360
125	627020,779	627039,61	5194474,65	5194449,52	3198,34	3200
126	626973,263	626989,82	5191534,98	5191521,41	2749,94	2720
127	629950,95	629959,05	5191677,53	5191647,37	2752,48	2720
128	635542,032	635544,46	5191835,91	5191796,35	2803,86	2800
129	639074,076	639094,48	5191725,04	5191701,69	2723,46	2720
130	642481,405	642486,07	5191835,91	5191801,27	2767,95	2760
131	648943,619	648964,2	5191487,46	5191476,15	2774,89	2760
132	651652,047	651671,29	5191582,49	5191562,15	2769,34	2760
133	654724,767	654739,33	5191534,98	5191525,94	2260,66	2280
134	656388,882	656399,73	5191896,1	5191895,5	2472,11	2480
135	660269,379	660284,39	5191468,45	5191449,38	2045,58	2040
136	660491,121	660499,7	5188783,79	5188745,64	2572,98	2560
137	658337,05	658355,68	5188451,17	5188436,06	3043,78	3080
138	653886,358	653878,69	5188641,24	5188611,41	2813,57	2840
139	648928,826	648940,78	5188577,88	5188579,73	3120,25	3040
140	646059,644	646081,36	5188720,43	5188697,02	2142,09	2080
141	642765,181	642770,07	5188799,62	5188773,58	2801,05	2800
142	638251,135	638264,35	5188973,85	5188958,78	3012,43	3040
143	635384,319	635406,1	5188910,5	5188894,62	3218,03	3240
144	632580,859	632607,7	5189116,4	5189111,5	3180,81	3160
145	627290,038	627305,5	5188973,85	5188935,75	2355,59	2360
146	627305,877	627341,32	5186645,55	5186624,64	2368,6	2360
147	630505,306	630526,26	5186518,84	5186503,21	2563,12	2560
148	633926,479	633949,93	5186613,87	5186593,74	3395,45	3320
149	636587,39	636607,62	5186534,68	5186503,21	2628,87	2640
150	638598,913	638593,61	5186518,84	5186485,1	2728,61	2720
151	641768,539	641801,97	5186534,68	5186526,23	2984,23	2960
152	644540,322	644553,93	5186518,84	5186503,21	2434,22	2440
153	648991,013	649013,6	5186439,65	5186422,12	3156,76	3120
154	651303,472	651320,19	5186376,29	5186345,56	2635,82	2640
155	654059,417	654063,1	5186233,74	5186210,55	2930,89	2920
156	658083,63	658106,71	5186043,68	5186016,7	2417,35	2400
157	658273,695	658283,65	5184117,69	5184102,35	1812,99	1840
158	653110,259	653130,43	5183959,3	5183940,57	3113,09	3040
159	648992,181	649013,6	5184086,01	5184070,66	3193,69	3200
160	646408,094	646418,89	5184196,88	5184178,91	2969,14	2960
161	643018,599	643026,9	5183927,62	5183908,49	2648,3	2640

162	640373,526	640395,97	5184086,01	5184085,03	3093,84	3040
163	637981,873	637999,64	5183848,43	5183809,3	2796,55	2760
164	633594,537	633607,48	5183769,23	5183746,32	3040,61	3040
165	627860,233	627873,09	5183880,1	5183850,04	3066,71	3080
166	629053,053	629048,05	5230291,84	5230296,69	742,14	720
167	633494,42	633497,03	5230389,3	5230380,93	921,23	900
168	637643,409	637639,63	5230584,22	5230571,5	758,55	720
169	644395,816	644391,76	5230277,91	5230280,91	1199,13	1200
170	651107,167	651121,81	5230291,84	5230280,91	2060	2040
171	660269,022	660287,55	5228064,19	5228054,72	2344,05	2380
172	657289,547	657309,5	5228092,04	5228073,65	2654,38	2640
173	654087,307	654097,66	5228050,27	5228029,47	2378,42	2360
174	651022,862	651040,72	5227938,89	5227929,45	2237,51	2240
175	648238,306	648254,47	5227869,27	5227850,56	2828,53	2840
176	645676,514	645685,97	5227869,27	5227851,52	1686,35	1680
177	642836,267	642851,15	5227855,35	5227848,37	1362,85	1400
178	639480,228	639495,12	5227883,2	5227870,46	1967,64	1960
179	636681,749	636698,17	5227897,12	5227878,96	1552,47	1560
180	634523,718	634520,54	5227994,58	5228001,07	1293,5	1280
181	632658,065	632659,71	5228050,27	5228051,56	1005,5	1000
182	630263,347	630283	5228036,35	5228029,47	1779,7	1760
183	628411,617	628424,36	5228189,5	5228172,71	1342,97	1320
184	626698,895	626718,42	5228008,5	5227988,45	997,28	1000
185	645307,325	645300,44	5225791,46	5225789,43	958,27	960
186	626901,472	626926,97	5223755,15	5223752,71	2409,36	2400
187	629789,236	629780,71	5223663,19	5223646,38	1307,24	1280
188	633155,228	633171,46	5223626,4	5223602,2	1420,29	1440
189	636907,481	636926,61	5223534,43	5223517,95	2132,46	2040
190	640167,401	640179,47	5223442,47	5223422,06	2635,34	2640
191	643386,246	643412,43	5223350,5	5223331,5	1721,21	1760
192	646549,911	646562,12	5223442,47	5223409,43	1189,03	1160
193	650297,346	650311,92	5223644,79	5223621,13	2344,56	2320
194	653129,929	653148,93	5223828,73	5223802,23	2451,88	2440
195	656036,086	656040,54	5223847,12	5223808,55	2604,95	2640
196	658960,637	658987,04	5223810,34	5223802,23	2633	2520
197	660838,957	660839,36	5223969,1	5223968,52	2099,4	2080

#### 4.1.7 Simulovaný snímek

Simulovaný snímek je používán pro sběr GCPs před ortorektifikací. Vzhled snímku vygenerovaného pomocí algoritmu SARSIM2 je na obrázku 22.

Obrázek 22: Ukázka simulovaného snímku; stejná oblast jako na obrázku 20

### Ukazka simulovaneho snimku

algorithmus SARSIM2



Zdroj: DEM, upraveno v PCI Geomatica

Jak je uvedeno v kapitole 3.3.2, výstupem algoritmu SARSIM2 jsou také bitmapy znázorňující radarový překryv a stín. Na základě výpočtu nástroje Zonal Statistics v ArcGisu je vypočítáno, že plocha ledovce a jeho blízkého okolí (obdélník o stranách 4,8 km a 3,6 km se středem v bodě  $10^{\circ} 49' 08,67''$  E a  $46^{\circ} 52' 28,50''$  N) je z 24,5 % pokryta překryvem a z 27,6 % radarovým stínem.



## 4.2 Geometrická korekce radarových dat

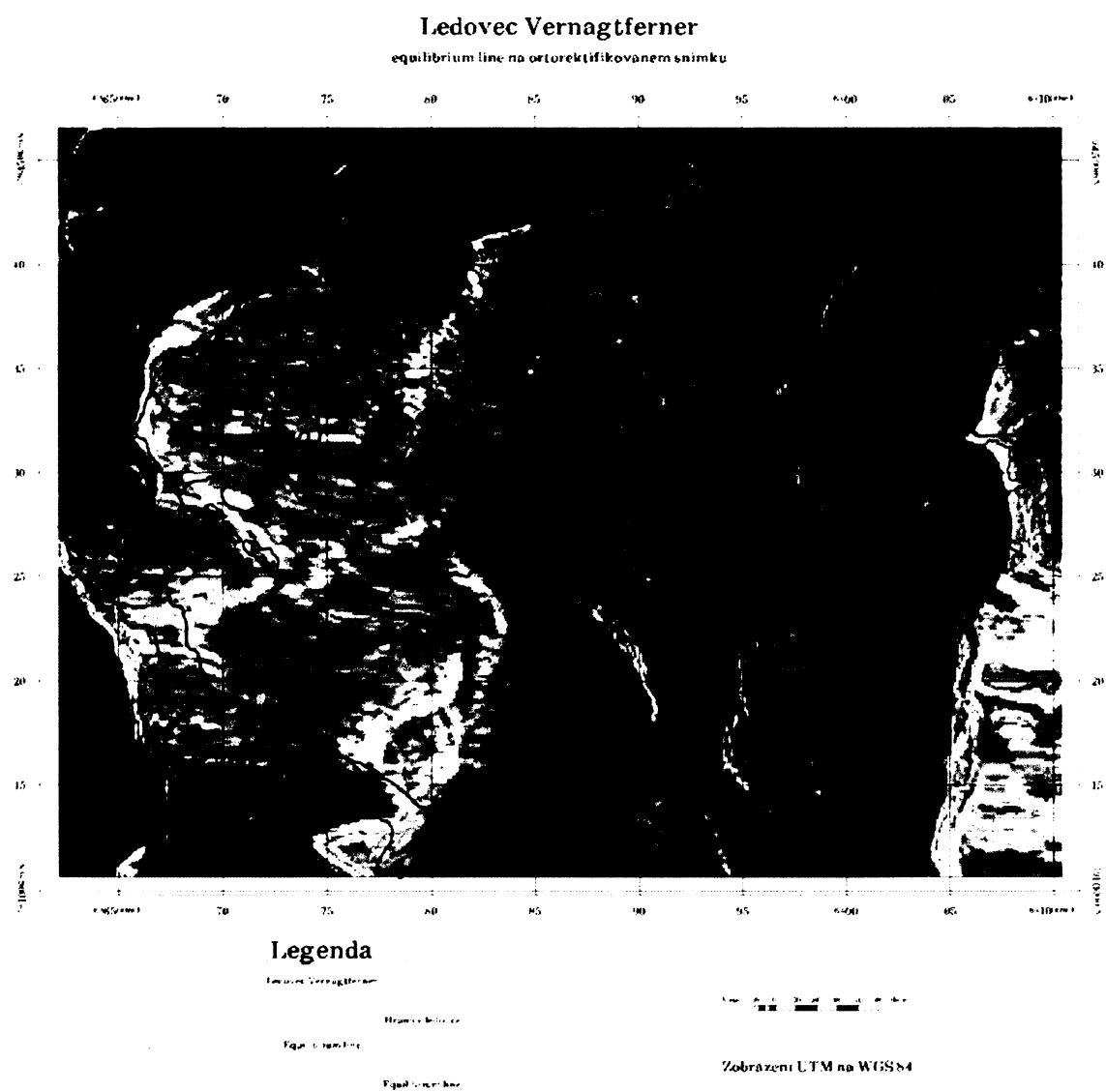
Pro ortorektifikaci radarových dat byl v OrthoEngine použit matematický model Satellite Orbital pro družici ERS (tzv. Toutinův model; název po svém tvůrci). Jako souřadnicový systém je opět zvolen UTM, zóna 32, řada T, elipsoid WGS 84. Data jsou nahrána z originálního CD od ESA jako celá scéna (nepoužívají se výřezy ze scény).

Pro ortorektifikaci je použita turistická mapa 1 : 50 000 Kompass a simulovaný snímek. Celkem je určeno 25 bodů, z toho 12 Check Points a 13 GCPs. Tzv. Check Points slouží k ověření kvality zvoleného matematického modelu. V samotném výpočtu matematického modelu tyto body nefigurují, ale OrthoEngine vypočítá rozdíl mezi jejich pozicí a pozicí určenou matematickým modelem. Takto vypočítané chyby pak stanoví přesnost matematického modelu. Postup vybírání GCPs a Check Points vypadá v praxi tak, že vybraný bod je zařazen jako GCP pouze tehdy, jestliže jeho celková střední kvadratická chyba (Root Mean Square Error - RMS) nepřesahovala určitou hodnotu (snaha je hodnota dvou pixelů; pro nedostatek vhodných bodů jsou ale použity i body s větší RMS); jinak je zařazen mezi Check Points. Takto vybrané GCPs nakonec mají celkovou RMS rovnu 3,23 pixelů (pro X – ové souřadnice 1,83; pro Y – ové souřadnice 2,67). V metrech tato celková RMS znamenala 36,38 m. RMS pro Check Points je horší, a to pro X – ové souřadnice 41,30; pro Y – ové souřadnice pak 37,26 pixelů.

I přes použití vyhovujícího počtu GCPs (pro Satellite Orbital Model je doporučováno 8 GCPs na scénu, v praxi to bylo 13) s poměrně malou chybou (RMS = 3,23 pixelů) a vhodně vybraného matematického modelu pro ortorektifikaci nebylo možné ve výsledném geometricky korigovaném obraze vyčíst potřebnou informaci o odrazových charakteristikách na ledovci Vernagtferner a různých druhů zemského povrchu v jeho těsném okolí. Předpokládaná poloha a rozmístění odlišných sněhových facií a ledu na ledovci očekávaná na základě tematické mapy hydrologické bilance byla výrazně odlišná. Na základě srovnání s turistickou mapou Kompass 1: 50 000 nebylo možné určit na některých místech rozdíl v textuře a jasu pixelů obrazu například mezi ledovcem a skalnatým podložím. Tyto rozdíly nejlépe ukazuje obrázek 23, na kterém je ortorektifikovaný snímek s hranicí rozložení ledovce Vernagtferner spolu s čarou rovnováhy, která by měla oddělovat dvě množiny pixelů s rozdílnými texturálními a odrazivostními charakteristikami (sníh a ledovcový led).

Jelikož není možné získat z takto upravených dat potřebné informace, bude následovat další úprava dat v podobě prahování obrazu (viz. kapitola 4.5).

Obrázek 23: Ortorektifikovaný snímek s hranicí ledovce Vernagtferner a čarou rovnováhy



Zdroj: ESA ® (2006)

### 4.3 Radiometrická korekce radarových dat

V modulu OrthoEngine programu PCI Geomatica lze před samotným výpočtem ortorektifikace použít tzv. radiometrickou korekci terénu, která by vlivy příkloněných a odkloněných svahů vyřešila. Bohužel, tato alternativa je možná pouze při zpracovávání dat z družice RADARSAT a družice ENVISAT s tzv. Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR). Z tohoto důvodu nebyly vlivy terénu v satelitním snímku radiometricky korigovány.

## 4.4 Texturální analýza radarových dat

Textura je důležitým ukazatelem, který je užíván k identifikování objektů nebo zájmových ploch v obraze. Vstupní parametry pro texturální analýzu pomocí algoritmu TEX jsou v tabulce 11.

Tabulka 11: Vstupní parametry algoritmu TEX

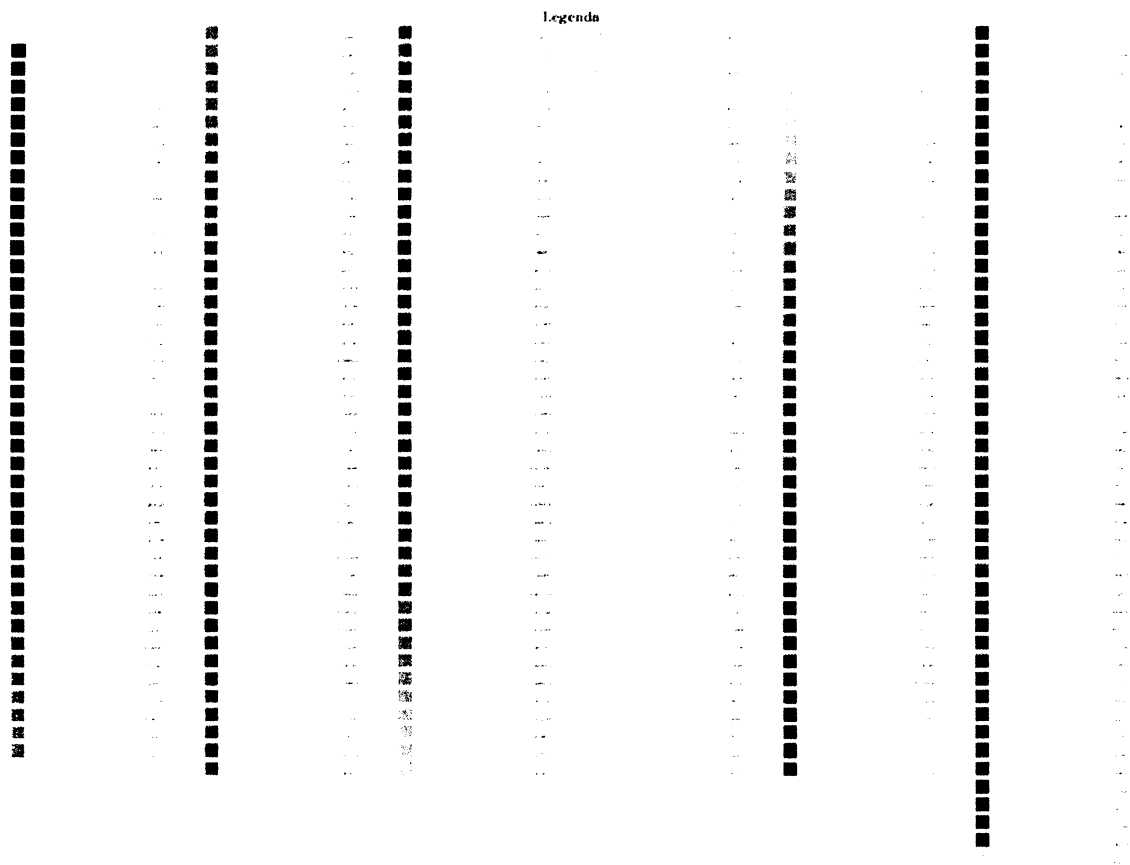
Vstupní parametr	Hodnota
Filter X size (pixels)	25
Filter Y size (pixels)	25
Number of grey levels	32
Spatial relationship (Px)	1
Spatial relationship (Ln)	1

Zdroj: PCI Geomatica

Filter X a Y size znamená velikost filtrovacího „okénka“ a nabývá hodnot mezi 3 a 101. Toto číslo musí být liché, aby počítaný pixel byl ve středu tohoto „okénka“. Doporučovaná hodnota je mezi 20 a 50, zvoleno tedy bylo „okénko“ 25 na 25 pixelů. Number of grey levels udává počet úrovní šedi použitých pro výpočet GLCM. Spatial relationship (Px) a (Ln) definuje prostorový vztah (dx) a (dy) pixelu vůči pixelu sousedícímu. Nabývá hodnot od - 101 do + 101. Byly zanechány výchozí hodnoty, a to 1 v obou případech.

Výsledný vzhled texturální analýzy je spolu s radarovým překryvem a stínem z algoritmu SAR SIM2 a vektorovými vrstvami hranice ledovce Vernagferner a čarou rovnováhy na obrázku 24.





Zdroj: ESA ® (2006), upraveno v PCI Geomatica

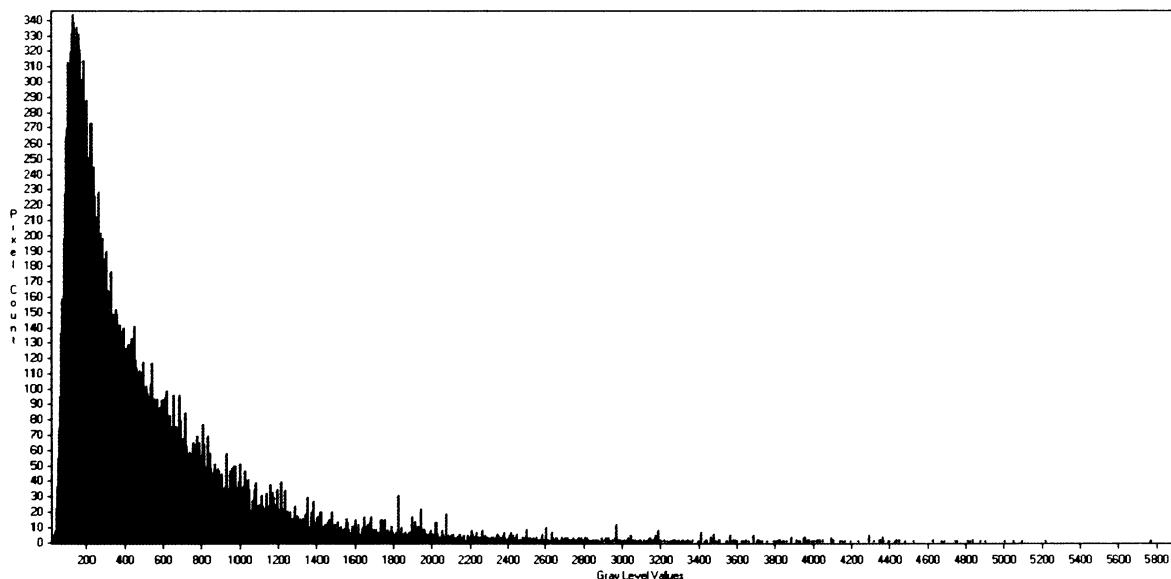
Samotný výsledek texturální analýzy příliš nevypovídá o prostorovém rozložení tříd jednotlivých druhů povrchů tak, jak bylo předpokládáno na základě tematické mapy hydrologické bilance a turistické mapy. Hledané typy povrchů není možné ve výsledném obraze identifikovat, některé druhy povrchů přesahují ve výsledku do oblastí povrchů zcela odlišných. Pro své popisné charakteristiky monospektrálních dat ale bude použit pro RGB syntézu v kapitole 5.

## 4.5 Prahování ortorektifikovaných dat

Protože v ortorektifikovaných datech není možné identifikovat hledané druhy povrchů, pro snazší intrpretaci bude obraz prahován. Prahy jsou hledány z histogramu obrazu ortorektifikovaných radarových dat. Z těchto dat je udělán pouze výřez okolí ledovce Vernagferner. Data výřezu mají rozsah DN hodnot mezi 24 a 6156. Medián je 303 a střední hodnota 446,501. Celkem výřez obsahuje 110 782 pixelů. Histogram je na obrázku 25.

Obrázek 25: Část histogramu výřezu ortorektifikovaných dat

orto\_rez.pcx.1



Zdroj: upraveno v PCI Geomatica

Obraz je prahován do osmi tříd podle tabulky 12.

Tabulka 12: Vstupní hodnoty pro prahování ortorektifikovaných dat

Třída	Rozsah DN hodnot	Procentuální zastoupení pixelů (%)
1	24 – 42	0,038
2	43 – 99	5,64
3	100 – 149	13,28
4	150 – 193	11,31
5	194 – 342	24,69
6	343 – 474	12,68
7	475 – 1575	29,69
8	1576 – 6156	2,67

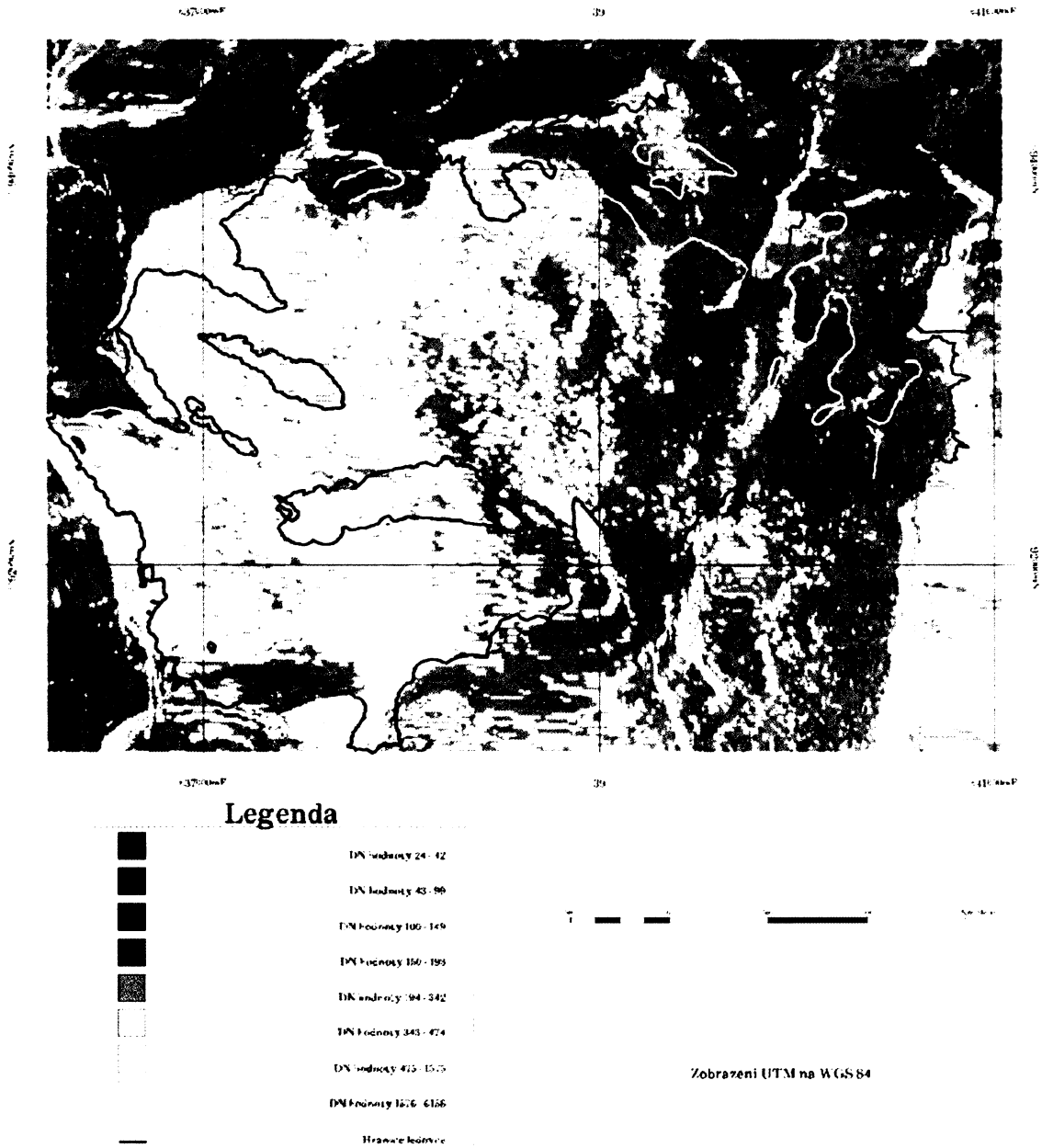
Zdroj: PCI Geomatica, upraveno v MS Excel

Prahy jsou hledány na základě histogramu. Rozložení hodnot v histogramu ale neumožňuje rozdělení do tříd podle různých druhů povrchu, proto jsou prahy určeny na základě diskontinuit v histogramu. Jednoznačné přidělení rozsahu DN hodnot pro určitý druh povrchu je možné pouze pro velké vodní plochy, které jsou v datech dobře rozlišitelné (v okolí ledovce Vernagtferner se ale nevyskytují, jsou zde míněna jezera Forgggen See u města Füssen na rakousko – německé hranici v severozápadním rohu originálních dat). Na výsledku prahování ortorektifikovaných dat je ale zřejmé odstranění radarového překryvu například v severozápadní části ledovce (viz. obrázek 24 v předchozí kapitole). Ostatní rozložení prahovaných tříd bohužel nesplňuje očekávání, které vzniklo na základě studia podkladových materiálů, jakými byly turistické mapy a tematická mapa hydrologické bilance. V částech kamenitých povrchů jsou stejné DN hodnoty jako v částech pokrytých ledovcem a naopak. Očekávané rozdělení ledovce Vernagtferner do dvou částí na zóny ablace a akumulace čarou rovnováhy (bílá čára na obrázku 26) se nepotvrzuje. Výsledek prahování ortorektifikovaných dat je na obrázku 26.

Informace z výsledku prahování ortorektifikovaného snímku bude i tak později použita, a to v RGB syntéze spolu s prahovaným simulovaným snímekem a s výsledkem texturální analýzy (viz. kapitola 5).

Obrázek 26: Výsledek prahování ortorektifikovaných dat

### Ledovec Vernagtferner prahování ortorektifikovaných dat



Zdroj: ESA ® (2006), upraveno v PCI Geomatica

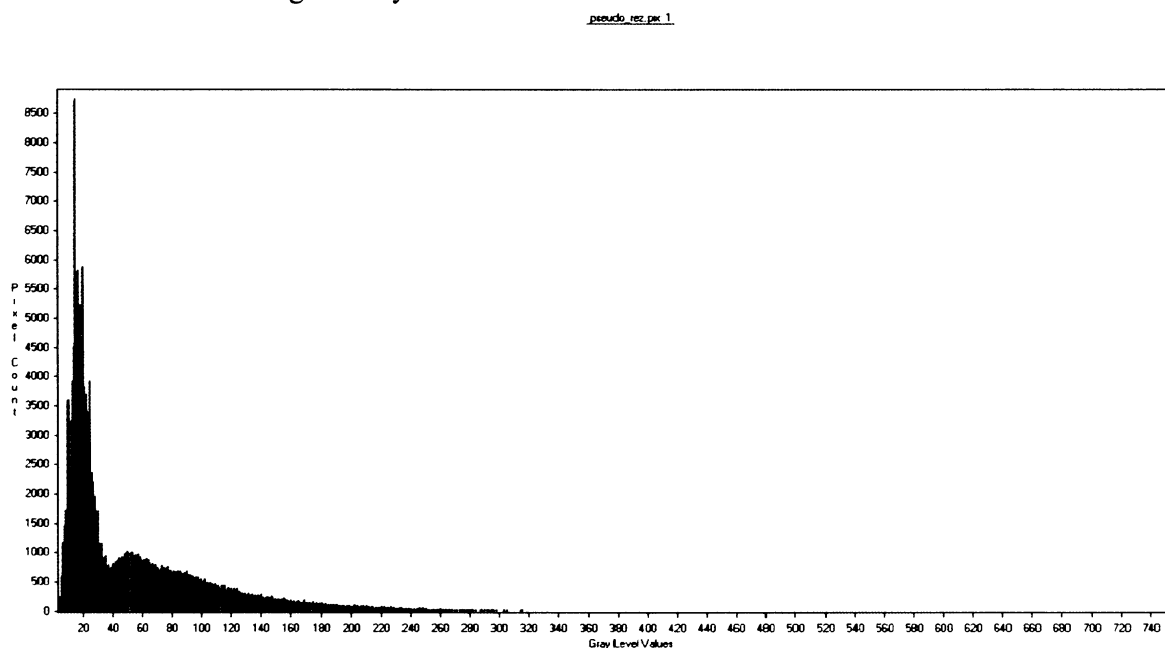
## 4.6 Prahování simulovaného snímku

Jelikož dosažené výsledky stále nestačí pro mapování typů zemského povrchu, prahování simulovaného snímku by mělo vést kuspokojivějším výsledkům. Jelikož simulovaný snímek vzniká na základě DEM a geometrii snímku, předpokládá se, že by tak



mohl částečně nahradit radiometrickou korekci díky respektování sklonu svahů vůči senzoru, nerovností terénu a topografie obecně. Prahy jsou hledány z histogramu simulovaného snímku a je opět udělán pouze výřez okolí ledovce Vernagtferner. Data výřezu mají rozsah DN hodnot mezi 4 a 773. Medián je 30 a střední hodnota 58,304. Celkem výřez obsahuje 173 038 pixelů. Histogram je na obrázku 27.

Obrázek 27: Část histogramu výřezu simulovaného snímku



Zdroj: upraveno v PCI Geomatica

Obraz je prahován do pěti tříd podle tabulky 13.

Tabulka 13: Vstupní hodnoty pro prahování simulovaného snímku

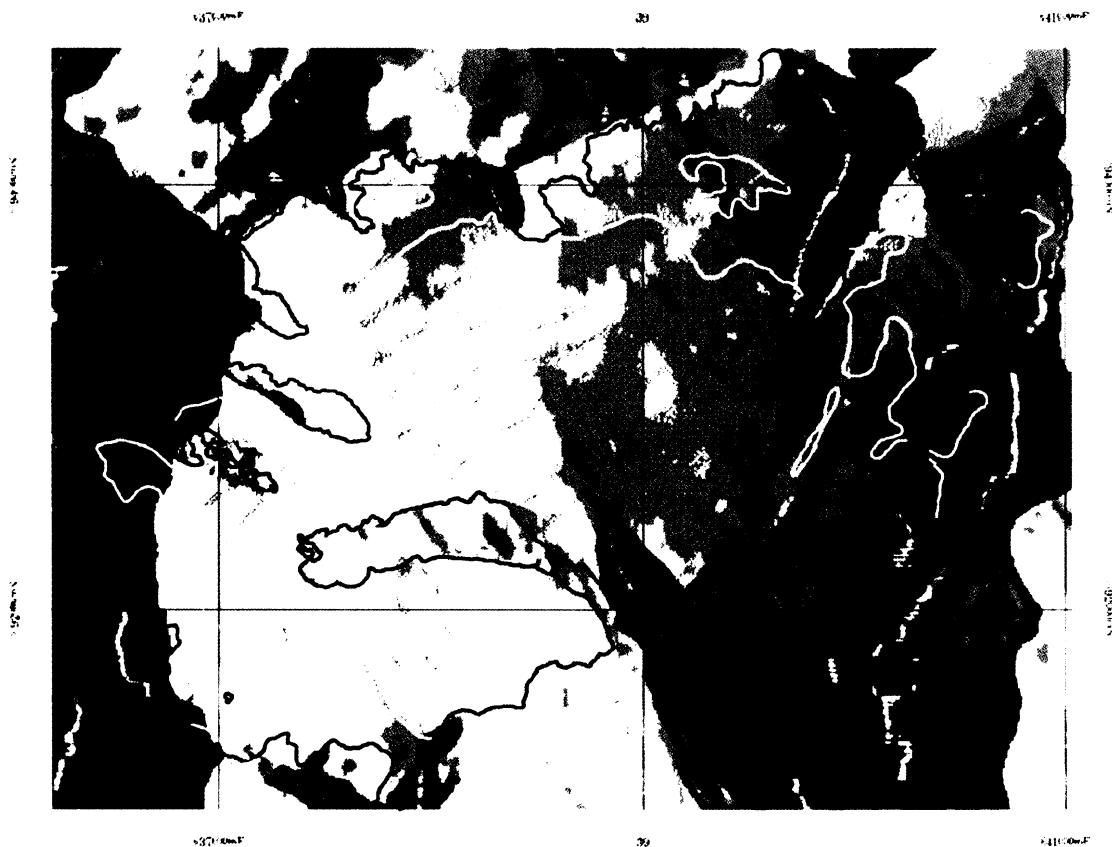
Třída	Rozsah DN hodnot	Procentuální zastoupení pixelů (%)
1	4 – 11	6,48
2	12 – 22	31,71
3	23 – 37	15,76
4	38 – 230	43,82
5	231 – 773	2,23

Zdroj: PCI Geomatica, upraveno v MS Excel

Po rozdělení simulovaného snímku do pěti tříd prahováním lze konstatovat, že třída s DN hodnotami 231 – 773 sr vyskytuje v místech radarového překryvu, stejně tak jako třída mezi hodnotami 38 – 230. Další třídy pak představují různé druhy povrchu, na základě histogramu opět nelze rozdělit do tříd znamenající jednotlivé druhy povrchů. Rozdělení je opět trochu zavádějící, protože třída s DN hodnotami 12 – 22 pokrývá jak ledovec, tak kamenitou půdu jižně od ledovce. Od prahování simulovaného snímku se tedy očekává, že princip, kterým vzniká (tedy na základě DEM a geometrie snímku), by mohl nahradit chybějící radiometrickou korekci. Výsledné hodnoty v simulovaném snímku totiž berou v potaz orientaci svahu vůči družici a na základě DEM i další vlivy topografie. Nakonec se ukazuje, že výsledný vliv topografie se vyznačuje v obraze pouze jako území s radarovým překryvem. Jednotlivé třídy na ledovci nevypovídají o druzích povrchu, jak bylo opět očekáváno na základě turistických map a tematické mapy hydrologické bilance ledovce. Očekávané rozdělení ledovce čarou rovnováhy (v obrázku 28 bíle) na ablační a akumulaciční části se nepotvrdilo.

Obrázek 28: Výsledek prahování simulovaného snímku

## Ledovec Vernagtferner prahování simulovaného snímku



### Legenda



- DN hodnoty 4 - 11
- DN hodnoty 12 - 22
- DN hodnoty 23 - 37
- DN hodnoty 38 - 200
- DN hodnoty 211 - 270
- hranice ledovce



Zobrazení UTM na WGS84

Zdroj: ESA ® (2006), upraveno v PCI Geomatica

## 5. Výsledky

Mezi dosažené výsledky lze zařadit obrázky 23, 24, 26 a 28, které znázorňují úpravy vstupních radarových dat za účelem mapování různých druhů zemského povrchu. Jelikož v geometricky upravených datech nebylo možné ledovec Vernagtferner zmapovat a poté klasifikovat, pro jednodušší interpretaci byla prahována. Výsledky prahování ale nepřispěly k interpretaci a pozdější klasifikaci obrazu. Tomu měla pomoci texturní analýza. Výsledky texturní analýzy klasifikaci radarových dat neumožnily, autor se rozhodl pro prahování simulovaného snímku, který měl částečně nahradit chybějící radiometrickou korekci. Když nebylo možné rozeznat v těchto datech druhy povrchů jako sníh, ledovcový led a skalnaté podloží očekávané z podpůrných dat (tematická mapa hydrologické bilance a turistické mapy), byly výsledné obrazy spojeny v RGB syntéze za účelem poskládání více informací o zemském povrchu do jednoho obrazu. Nejdříve vznikla syntéza z prahovaných ortorektifikovaných dat, z výsledku texturní analýzy a ze simulovaného snímku. Tato syntéza ale pro interpretaci druhů povrchu nebyla vhodná pro svou komplexnost, náročnost na interpretaci a pro distorze obsažené v originálních datech. Proto vznikla syntéza bez ortorektifikovaných dat, tedy syntéza výsledků texturní analýzy a simulovaného snímku. Tato syntéza je na obrázku 29, kde R = výsledek texturní analýzy, G a B = simulovaný snímek, černě jsou pak oblasti radarového stínu a překryvu, bíle čára rovnováhy.

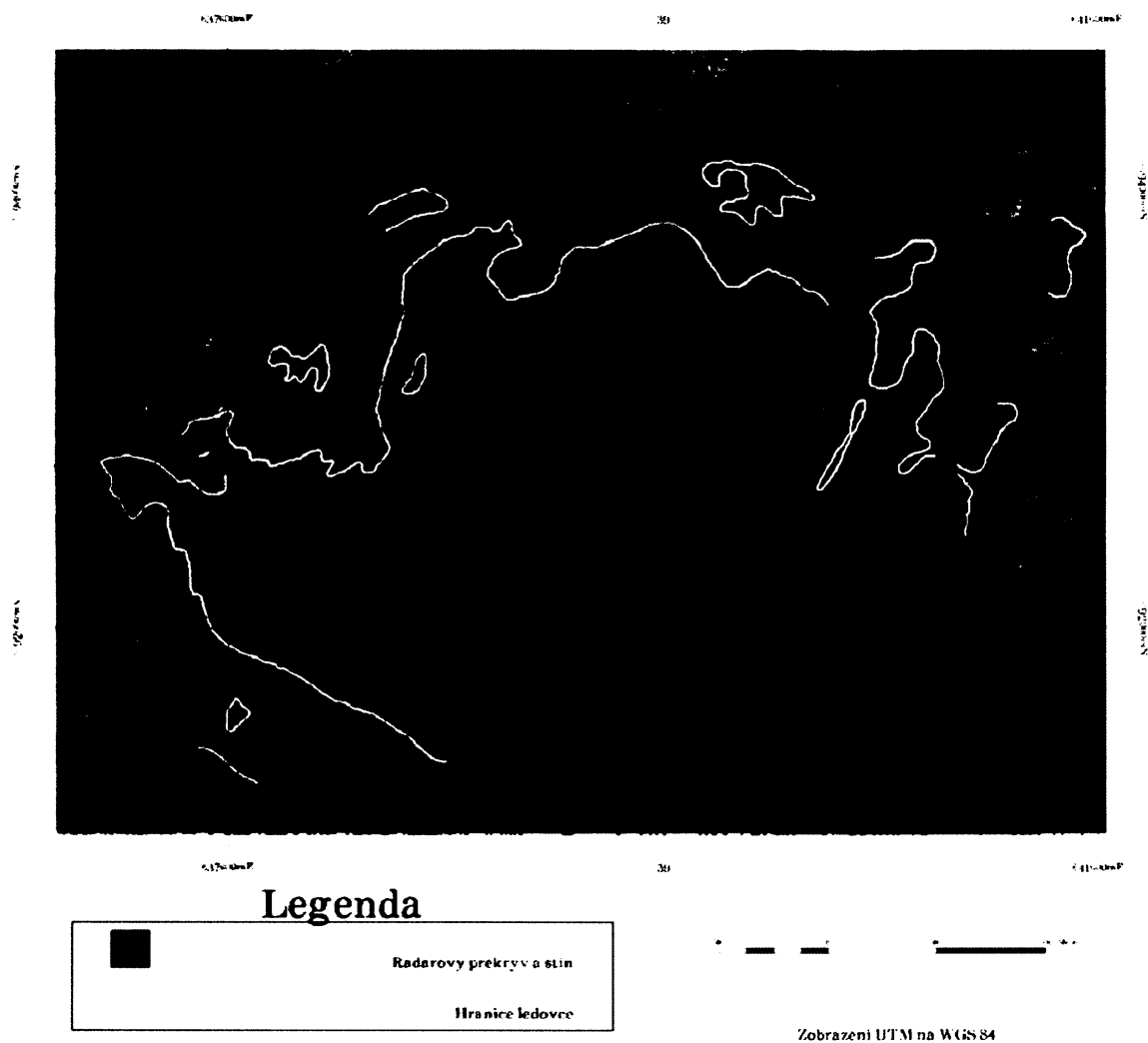
V oblastech obrazu, kde převažuje červená barva, dominuje texturní analýza. Tyto oblasti jsou identické s oblastmi z výsledků texturní analýzy na obrázku 24 (kapitola 4.4), kde jsou zastoupeny pixely s nejvyššími DN hodnotami. Oblastem v modrých odstínech dominují hodnoty ze simulovaného snímku. Radarový překryv a stín je poměrně značný, celkem zabírají tyto distorze 52,1 % plochy obrazu.

Protože čára rovnováhy rozděluje ledovec na část ablační a akumulární, kdy se tyto části v mikrovlňném oboru spektra liší, očekávalo se, že po spojení dat z texturní analýzy a simulovaného snímku bude toto rozdělení možné. Bohužel ani syntéza dat ze simulovaného snímku a z výsledků texturní analýzy toto neumožnily. Výsledný obraz, který odporoval podkladovým materiálům v podobě turistických map a tematické mapy hydrologické bilance ledovce, nemělo smysl klasifikovat.

Obrázek 29: RGB syntéza texturální analýzy a simulovaného snímku

### Ledovec Vernagtferner

RGB syntéza texturální analýzy a simulovaného snímku



Zdroj: ESA ® (2006), upraveno v PCI Geomatica

## 6. Diskuse

### 6.1 Výběr radarových dat

Důležitou roli hrají ve využití dat z dálkového průzkumu v mikrovlnném oboru spektra vhodně zvolená data. V případě oblastí s výraznými topografickými rozdíly je to prvně volba velikosti úhlu radarového pohledu družice (tzv. antenna – look angle) (viz. kapitola 3.2.2), za druhé volba dat ze stoupající či klesající dráhy družice. Úhel pohledu družice může ovlivnit využitelnost jejích dat pro mapování v horských terénech. V případě použitých dat z družice ERS – 2, kdy je úhel pohledu poměrně malý ( $23^\circ$  uprostřed scény), to mohlo ovlivnit výsledek práce. Vhodnější by z tohoto důvodu byla data například z kanadské družice RADARSAT s úhlem pohledu  $42^\circ$  uprostřed scény, tak jak je použil ve své práci Demuth a Pietroniro (1999). Stejně tak vliv horských hřebenů, které jsou důvodem geometrických distorzí, může být teoreticky snížen výběrem dat z družice na klesající dráze (v této práci byla použita data z družice na dráze stoupající) [URL 20 Nagler a Rott, 2006].

Jak bylo řečeno v kapitole 3.2, voda velice silně ovlivňuje odrazivost objektů na zemském povrchu v mikrovlnné části spektra. Proto je část této práce věnována právě meteorologickým charakteristikám v době před pořízením radarových dat. I když se jedná o podrobná data obsahující teplotu vzduchu, srážky, směr větru a atmosférický tlak, navíc z měřicí stanice vzdálené cca. jeden kilometr od ledovce Vernagtferner, časovou jednotkou jsou dny. Je proto nemožné stoprocentně určit, zda v hodině či dokonce minutě pořízení radarových dat nepadaly kapalné nebo pevné srážky. Toto by mělo zásadní vliv na pořízená radarová data. Jedna z možností, proč nebylo možné mapování druhů zemského povrchu ze satelitních radarových dat, je právě výskyt deště v zájmovém území v době pořízení dat.

### 6.2 Absence radiometrické korekce

Zřejmě největší vliv na nemožnost interpretace a následné klasifikace radarových dat měla absence radiometrické korekce. V extrémně hornatém terénu Ötztalských Alp je vliv sklonitosti svahů vůči senzoru a vliv lokálních nerovností terénu velice výrazný. V odborných pracích zabývajících se určením čáry rovnováhy z radarových dat je radiometrická korekce

zmiňována jako důležitý krok pro následnou klasifikaci a interpretaci. Například podle Adam et al. (1997) měla radiometrická korekce velký vliv na správnou klasifikaci snímku, a to pomocí tzv. cosine correction ( $\sigma^\circ(\theta_i) = \sigma^\circ(\theta)\cos^2(\theta_i)$ ). Z takto upraveného snímku byla detekce čáry rovnováhy možná. Radiometrická korekce byla použita i v práci Demuth a Pietroniro (1999), kde musely být lokální úhly dopadu redukovány pomocí vzorce  $1/\sin(\theta_i - \alpha_i)$ . I tato práce končila konstatováním vhodně zvolených metod s uspokojivým výsledkem.

## 7. Závěr

Autor se pokusil zmapovat čáru rovnováhy ledovce Vernagtferner pomocí satelitních radarových dat družice ERS – 2 SAR. Po provedení geometrické korekce dat (pomocí ortorektifikace) nebylo ve výsledném obraze možné nalézt hledané druhy povrchů. Proto byla ortorektifikovaná data prahována do 8 tříd, ani tento krok ale interpretaci dat neumožnil. Jelikož v těchto datech nebyla provedena radiometrická korekce, autor se rozhodl pro prahování simulovaného snímku. Předpokládal, že simulovaný snímek částečně odstraní vliv sklonitosti svahů a lokálních nerovností terénu, protože vznikl na základě DEM a geometrie snímku. Ani z takto upravených dat ale nezískal potřebné výsledky. Východiskem tedy bylo použít RGB syntézu zobrazující data ze třech vstupních kanálů, přičemž každý kanál by obsahoval jiné informace o zemském povrchu v zájmovém území. Nejdříve to byla syntéza simulovaného snímku, ortorektifikovaných dat a výsledků texturální analýzy. Výsledný obraz k identifikaci a následné klasifikaci jednotlivých druhů povrchu pro distorze obsažené v ortorektifikovaných datech nebylo možné použít. Autor se tedy rozhodl pro syntézu kanálů, které nejsou zatíženy geometrickými či radiometrickými distorzemi. Toto splňovala syntéza z výsledků texturální analýzy a simulovaného snímku. Hledaná čára rovnováhy a rozdělení ledovce na ablační a akumulární oblast nebyly ale ani v takto upravených datech možné.

Na základě odborné literatury lze tvrdit, že využití satelitních snímků ze sensorů pracujících v mikrovlnné části spektra pro mapování čáry rovnováhy ledovců je možné a v praxi využitelné. Je ale nutný vhodný výběr radarových dat v závislosti na počasí v době pořízení dat a provést na datech radiometrickou korekci na odstranění vlivu sklonu svahů a nerovností terénu.

## 8. Seznam použité literatury

### Knižní publikace a diplomové práce

- [1] Benn, D. I., Evans, D. J. A. (1998): *Glaciers and glaciation*, Arnold, London
- [2] Demek, J. (1988): *Obecná geomorfologie*, Academia Praha, 480 str.
- [3] Dobrovolný, P. (1998): *Dálkový průzkum Země; Digitální zpracování obrazu*, Přírodovědecká fakulta Masarykovy university, Brno
- [4] Drury, S. A. (1998): *Images of the Earth: A guide to remote sensing*, Oxford University Press, Oxford
- [5] Ellenrieder, T. (2002): *Abfluss und Gletschermassenbilanz im Einzugsgebiet des Vernagtferners: Eine Rekonstruktion für die Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert*, Diplomarbeit, Julius Maximilians Universität, Würzburg
- [6] Halounová, L., Pavelka, K. (2005): *Dálkový průzkum Země*, Vydavatelství ČVUT, Praha
- [7] Henderson, F.M., Lewis, A.J. (1998): *Principles and applications of imaging radar, Manual of remote sensing*, John Wiley and Sons, NY
- [8] Kaňka, P. (2005): *Vizualizace výškopisu v prostředí GIS*, diplomová práce, UK, Praha
- [9] Kellndorfer, J.M. (1997): *The contribution of combined SAR imagery from the European (ERS-1) and Japanese (JERS-1) Earth resource satellites to regional to global scale vegetation classification*, Ludwig-Maximilians Universität München, München
- [10] Kondratyev, K. Ya., Johannessen, O. M., Melentyev, V. V. (1996): *High latitude climate and remote sensing*, John Wiley and sons, Chichester
- [11] Král, V. (1999): *Fyzická geografie Evropy*, Academia Praha, 348 stran
- [12] Mather, P. M. (1987): *Computer processing of remotely – sensed images*, John Wiley and sons, Chichester
- [13] Pavelka, K. (1999): *Zpracování obrazových záznamů DPZ*, Vydavatelství ČVUT, Praha
- [14] Plattner, Ch. (2004): *Ableitung des Winterniederschlags in den Jahren 2002-2004 am Vernagtferner aus Geländemessungen sowie flächendifferenzierte Betrachtung der Schneevertelung unter Verwendung und Erstellung von GIS Anwendungen*, Diplomarbeit, Ludwig Maximilians Universität, München



[15] Skidmore, A. (2002): Environmental modelling with GIS and remote sensing, Taylor and Francis, London

[16] Urban, J. (1991): Digitální model terénu, ČVUT, Praha

### **Odborné časopisecké články**

[17] Adam, S., Pietroniro, A., Brugman M.M. (1997): Glacier snow line mapping using ERS-1 SAR imagery, *Remote Sensing Of Environment*, 61: 46 – 54

[18] Baghdadi, N., Gauthier, Y., Bernier, M. (1997): Capability of multitemporal ERS – 1 SAR data for wet – snow mapping, *Remote Sensing Of Environment*, 60: 174 – 186

[19] Bayr, K. J., Haqll, D. K., Kovalcik, W. M. (1994): Observations on glaciers in the eastern Austrian Alps using satellite data, *International Journal of Remote Sensing*, 15(9): 1733-1742

[20] Benn, D.I., Lehmkühl, F. (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments, *Quaternary International* 65/66: 15 – 29

[21] Bindschadler, R., Dowdeswell, J., Hall, D., Winther, J.-G. (2001): Glaciological applications with Landsat-7 imagery: Early assessments, *Remote Sensing Of Environment*, 78: 163 – 179

[22] Bøggild, C. E., Reeh, N., Oerter, H. (1994): Modelling ablation and mass-balance sensitivity to climate change of Storstrømmen, Northeast Greenland, *Global and Planetary Change*, 9: 79 – 90

[23] Braun, M., Rau, F. (2000): Using a multi – year data archive of ERS SAR imagery for the monitoring of firn line positions and ablation patterns on the King George Island ice cap (Antarctica), Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, Dresden/FRG, June 16 – 17, 2000

[24] Brown, I. A., Kirkbride, M. P., Vaughan, R. A. (1999): Find the firn line! The suitability of ERS-1 and ERS-2 SAR data for the analysis of glaciers facies on Icelandic icecaps, *International Journal of Remote Sensing*, 20(15 – 16): 3217 – 3230

[25] Conway, H., Rasmussen, L. A., Marshall, H. – P. (1999): Annual mass balance of Blue glacier, USA: 1955 – 97, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 509 – 520

[26] Demuth, M., Pietroniro, A. (1999): Inferring glacier mass balance using RADARSAT: Results from Peyto Glacier, Canada, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 521 – 540

- [27] Dyurgerov, M. (2002): Glacier mass balance and regime: Data of measurements and analysis, Occasional paper no. 55, Institute of Arctic and Alpine research, University of Colorado
- [28] Dyurgerov, M. (2005): Glaciers and the changing Earth system: A 2004 snapshot, Occasional paper no. 55, Institute of Arctic and Alpine research, University of Colorado
- [29] Dyurgerov, M. B., Meier, M. F. (1999): Analysis of winter and summer glacier mass balances, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 541 – 554
- [30] Dyurgerov, M. B., Meier, M. F. (2005): Glaciers and the changing Earth system: A 2004 snapshot, Occasional Paper No. 58, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado
- [31] Engeset, R. V., Kohler, J., Melvold, K., Lundén, B. (2002): Change detection and monitoring of glacier mass balance and facies using ERS SAR winter images over Svalbard, *International Journal of Remote Sensing*, 23(10): 2023-2050
- [32] Engeset, R. V., Ødegård, R. S. (1999): Comparison of annual changes in winter ERS-1 SAR images and glacier mass balance of Slakbreen, Svalbard, *International Journal of Remote Sensing*, 20(2): 259-271
- [33] Fily, M., Dedieu, J. – P., Surdyk, S. (1995): A SAR image study of a snow-covered area in the French Alps, *Remote Sensing Of Environment*, 51: 253 – 262
- [34] Fountain, A. G., Jansson, P., Kaser, G., Dyurgerov, M. (1999): Summary of the workshop on methods of mass balance measurements and modelling, Tarfala, Sweden, August 10-12, 1998, Methods of mass balance measurements and modelling, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 461 – 465
- [35] Fountain, A. G., Vecchia, A. V. (1999): How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier?, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 563 – 573
- [36] Gratton, D. J., Howarth, P. J., Marceau, D. J. (1993): Using Landsat – 5 Thematic Mapper and digital elevation data to determine the net radiation field of a mountain glacier, *Remote Sensing Of Environment*, 43: 315-331
- [37] Gudmundsson, G. H., Bauder, A. (1999): Towards an indirect determination of the mass – balance distribution of glaciers using the kinematic boundary condition, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 575 – 583

- [38] Guindon, B. (1995): Performance evaluation of real – simulated image matching techniques in the acquisition of ground control for ERS – 1 image geocoding, *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 50 (1): 2 – 11
- [39] Guneriusen, T., Johnsen, H. (1996): DEM corrected ERS-1 SAR data for snow monitoring, *International Journal of Remote Sensing*, 17 (1): 181 – 195
- [40] Haerberli, W., Frauenfelder, R., Hoelzle, M., Zemp, M. (2003): Glacier mass balance bulletin, Bulletin No. 7 (2000-2001), World Glacier Monitoring Service
- [41] Haerberli, W., Hoelzle, M., Frauenfelder, R. (1999): Glacier mass balance bulletin, Bulletin No. 5 (1996-1997), World Glacier Monitoring Service
- [42] Haerberli, W., Hoelzle, M., Frauenfelder, R. (2001): Glacier mass balance bulletin, Bulletin No. 6 (1998-1999), World Glacier Monitoring Service
- [43] Hagen, J. O., Melvold, K., Eiken, T., Isaksson, E., Lefauconnier, B. (1999): Mass balance methods on Kongsvegen, Svalbard, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 593 – 601
- [44] Hock, R., Jensen, H. (1999): Application of kriging interpolation for glacier mass balance computations, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 611 – 619
- [45] Holmlund, P., Jansson, P. (1999): The Tarfala mass balance programme, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 621 – 631
- [46] Holmlund, P., Näslund, J. – O., Richardson, C. (1996): Radar surveys on Scandinavian glaciers, in search of useful climate archives, *Geografiska Annaler*, 78 A (2 -3): 147 – 154
- [47] Jansson, P. (1999): Effect of uncertainties in measured variables on the calculated mass balance of Storglaciären, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 633 – 642
- [48] Johnsen, H., Lauknes, L., Guneriusen, T. (1995): Geocoding of fast-delivery ERS-1 SAR image mode product using DEM data, *International Journal of Remote Sensing*, 16 (11): 1957 – 1968
- [49] Käab, A. (2001): Photogrammetric reconstruction of glacier mass-balance using a kinematic ice-flow model. A 20-year time series on Grubengletscher, Swiss Alps, *Annals of Glaciology*, 31: 45-52
- [50] Kaushal, A., Singh, Y. K., Pal, D. J., Mathur, P. (2004): Snow class stratification and snow line monitoring of a glacier in north Himalayas using advanced remote sensing techniques, International symposium on Snow monitoring and avalanches, Manali, April 2004

- [51] Klein, A.G., Isacks, B.L. (1999): Spectral mixture analysis of Landsat Thematic Mapper images applied to the detection of the transient snowline on tropical Andean glaciers, *Global and Planetary Change* 22: 139 – 154
- [52] Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, München
- [53] Koskinen, J., Metsämäki, S., Grandell, J., Jänne, S., Matikainen, L., Hallikainen, M. (1999): Snow monitoring using radar and optical satellite data, *Remote Sensing Of Environment*, 69: 16 – 19
- [54] Krimmel, R. M. (1999): Analysis of difference between direct and geodetic mass balance measurements at South Cascade glacier, Washington, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 653 – 658
- [55] Kuhn, M., Dreiseitl, E., Hofinger, S., Markl, G., Span, N., Kaser, G. (1999): Measurements and models of the mass balance of Hintereisferner, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 659 – 670
- [56] Lamont, G. N., Chinn, T. J., Fitzharris, B. B. (1999): Slopes of glacier ELAs in the Southern Alps of New Zealand in relation to atmospheric circulation patterns, *Global and Planetary Change*, 22: 209 – 219
- [57] Leiva, J. C. (1999): Recent fluctuations of the Argentinian glaciers, *Global and Planetary Change*, 22: 169 – 177
- [58] Leshkevich, G., Pichel, W., Clemente-Colon, P., Carey, R., Hufford, G. (1995): Analysis of coastal ice cover using ERS-1 SAR data, *International Journal of Remote Sensing*, 16 (17): 3459 – 3479
- [59] Li, Z., Sun, W., Zeng, Q. (1998): Measurements of glacier variation in the Tibetan Plateau using Landsat data, *Remote Sensing Of Environment*, 63: 258 – 264
- [60] Magagi, R., Bernier, M. (2003): Optimal conditions for wet snow mapping using RADARSAT SAR data, *Remote Sensing Of Environment*, 84: 221 – 233
- [61] Matzler, C., Strozzi, T., Weise, T., Floricioiu, D.-M., Rott, H. (1997): Microwave snowpack studies made in the Austrian Alps during the SIR-C/X-SAR experiment, *International Journal of Remote Sensing*, 18 (12): 2505 – 2530
- [62] Mayo, L. R. (1984): Glacier mass balance and runoff research in the U.S.A., *Geografiska Annaler*, 66 A (3): 215 – 227

- [63] Miller, M. M., Pelto, M. S. (1999): Mass balance measurements on the Lemon Creek glacier, Juneau Icefield, Alaska 1953 – 1998, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 671 – 681
- [64] Oerter, H., Reinwarth, O., Ruffli, H. (1982): Core drilling through a temperate Alpine glacier (Vernagtferner, Oetztal Alps) in 1979, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, Band 18, Heft 1, 1-11
- [65] Olmsted, C. (1993): Scientific SAR User's Guide, Alaska SAR facility
- [66] Østrem, G. (1973): The transient snowline and glacier mass balance in Southern British Columbia and Alberta, Canada, *Geografiska Annaler*, 55 A (2): 93 – 106
- [67] Østrem, G., Haakensen, N. (1999): Maps comparison or traditional mass-balance measurements: Which method is better?, *Methods of mass balance measurements and modelling*, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 703 – 711
- [68] Patzelt, G. (2004): Gletscherbericht, Sammelbericht über die Gletschermessungen des Oesterreichischen Alpenvereins im Jahre 2004, Alpenverein, Innsbruck
- [69] Paul, F. (2002): Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data, *International Journal of Remote Sensing*, 23 (4): 787 – 799
- [70] Phillips, H. A. (1999): Applications of ERS satellite radar altimetry in the Lambert glacier – Amery ice shelf system, East Antarctica, Antarctic CRC and Institute of Antarctic and southern ocean studies, University of Tasmania, Hobart, Australia
- [71] Pohjola, V. A., Rogers, J. C. (1997): Atmospheric Circulation and Variations in Scandinavian Glacier Mass Balance, *Quaternary Research*, 47: 29 – 36
- [72] Rau, F., Braun, M., Friedrich, M., Weber, F., Goßmann, H. (2000): Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability, *Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow*, Dresden/FRG, June 16 – 17, 2000
- [73] Reeh, N. (1999): Mass Balance of the Greenland Ice Sheet: Can Modern Observation Methods Reduce the Uncertainty?, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 735 – 742
- [74] Reinwarth, O., Escher-Vetter, H. (1999): Mass balance of Vernagtferner, Austria, from 1964/65 to 1996/97: Results for three sections and the entire glacier, *Geografiska Annaler* 81 A (4): 743 – 751

- [75] Reinwarth, O., Rentsch, H. (1994): Volume and mass balance of Vernagtferner/Oetztal Alps, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, Band 30*, 99 – 107
- [76] Reynaud, L., Vallon, M., Martin, S., Letreguilly, A. (1984): Spatio temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Scandinavian and Tien Shan areas, *Geografiska Annaler*, 66 A (3): 239 – 247
- [77] Rott, H. (1994): Thematic studies in Alpine areas by means of polarimetric SAR and optical imagery, *Advances in Space Research*, 14 (3): 217-226
- [78] Seltzer, G. O. (1994): Climatic interpretation of Alpine snowline variations on millennial time scales, *Quaternary research*, 41: 154 – 159
- [79] Shi, J., Dozier, J. (1997): Mapping seasonal snow with SIR-C/X-SAR in mountainous areas, *Remote Sensing Of Environment*, 59: 294 – 307
- [80] Schytt, V. (1949): Re – freezing of the melt – water on the surface of glacier ice, *Geografiska Annaler*, 31 A: 222 – 227
- [81] Schytt, V. (1981): The net mass balance of Storglaciaren, Kebnekaise, Sweden, related to the height of the equilibrium line and to the height of the 500 mb surface, *Geografiska Annaler*, 63 A (3/4): 219 – 223
- [82] Sidjak, R. W., Wheate, R. D. (1999): Glacier mapping of the Illecillewaet icefield, British Columbia, Canada, using Landsat TM and digital elevation data, *International Journal of Remote Sensing*, 20 (2): 273-284
- [83] Skvarca, P., Stuefer, M., Rott, H. (1999): Temporal changes of Glaciar Mayo and Laguna Escondida, southern Patagonia, detected by remote sensing data, *Global and Planetary Change*, 22: 245 – 253
- [84] Tangborn, W. (1999): A mass balance model that uses low – altitude meteorological observations and the area – altitude distribution of a glacier, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 753 – 765
- [85] Tangborn, W., Rana, B. (2000): Mass balance and runoff of the partially debris – covered Langtang glacier, Nepal, Debris-Covered Glaciers Workshop, September 2000 at the University of Washington in Seattle
- [86] Trabant, D. C., March, R. S. (1999): Mass – balance measurements in Alaska and suggestions for simplified observation programs, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 777 – 789

- [87] Turpin, O. C., Ferguson, R. I., Clark, C. D. (1997): Remote sensing of snowline rise as an aid to testing and calibrating a glacier runoff model, *Physics and Chemistry of the Earth*, 22 (3-4): 279-283
- [88] Wallén, C. C. (1981): Monitoring the world's glaciers – the present situation, *Geografiska Annaler*, 63 A (3-4), 197 – 200
- [89] Weidick, A. (1984): Studies of glacier behaviour and glacier mass balance in Greenland: A review, *Geografiska Annaler*, 66 A (3): 183 – 195
- [90] Young, G. J., Ommanney, C. S. L. (1984): Canadian glacier hydrology and mass balance studies; a history of accomplishments and recommendations for future work, *Geografiska Annaler*, 66 A (3): 169 – 182
- [91] Zichu, X., Jiankang, H., Chaohai, L., Shiyin, L. (1999): Measurement and estimative models of glacier mass balance in China, *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 791 – 796

### **Internetové zdroje**

- [92] URL 1: <http://www.ccin.ca/datasets/snowcd/docs/1999/DOCUMENTS/SWE.HTM> (1.3. 2006), definice tzv. snow water equivalent
- [93] URL 2: Weber, M. (2003): Gletscherschwund und Klimawandel an der Zugspitze und am Vernagtferner (Ötztaler Alpen),  
<http://www.lrz-muenchen.de/~a2901ad/webserver/webdata/download/> (30.1. 2006)
- [94] URL 3: Escher – Vetter, H. (2001): Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert  
<http://www.lrz-muenchen.de/~a2901ad/webserver/webdata/download/> (30.1. 2006)
- [95] URL 4: Kommission für Glaziologie der BAdW München (2004): Kenngrößen des Massenhaushaltes des Vernagtferners für den Zeitraum 1964 bis 2004, <http://www.lrz-muenchen.de/~a2901ad/webserver/webdata/download/> (30.1. 2006)
- [96] URL 5: Fundamentals of Remote Sensing, A Canada Centre for Remote Sensing Remote Sensing Tutorial, <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> (6. 11. 2003)
- [97] URL 6: Educational Resources for Radar Remote Sensing, Canada Centre for Remote Sensing Natural Resources Canada, <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca> (6. 11. 2003)

- [98] URL 7: Hellmann, M. (2001): SAR Polarimetry Tutorial,  
<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/learn/tutorials/polarim/> (8.3. 2005)
- [99] URL 8: Polarimetry, <http://www.asf.alaska.edu> (8.3. 2005)
- [100] URL 9: <http://earth.esa.int/ers/> (11.5. 2006), stránka ESA o družici ERS
- [101] URL 10: Dozier, J. (2005): Remote sensing of Alpine snow cover; Invisible and near near – infrared wavelengths, NASA Goddard Space Flight Center  
<http://www.avalanche.org/~moonstone/1991%20cssa%20symposium/REMOTE%20SENSING%20OF%20ALPINE%20SNOW%20COVER.htm> (4.7. 2006)
- [102] URL 11: Moorman, B. J., Vachon, P. W. (1998): Detecting ground ice melt with interferometric synthetic aperture radar  
<http://www.ucalgary.ca/~moorman/CSRS.htm> (4.7. 2006)
- [103] URL 12: Tangborn, W. (1999): Mass balance, runoff and internal water storage of the Bering glacier, Alaska (1950 - 96), A preliminary report  
<http://www.hymet.com/docs/bering.pdf> (4.7. 2006)
- [104] URL 13: Tangborn, W. (2005): Linking Glacier Erosion, Mass Balance and Climate  
<http://www.hymet.com/docs/linking.pdf> (4.7. 2006)
- [105] URL 14: Crawford, R. E. (2006): Making the transition from photogrammetry to radargrammetry  
[http://www.intermap.com/images/papers/photogrammetry\\_to\\_radargrammetry.pdf](http://www.intermap.com/images/papers/photogrammetry_to_radargrammetry.pdf) (9.6. 2006)
- [106] URL 15: <http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=superimposed-ice1> (6. 12. 2005), definice tzv. superimposed ice
- [107] URL 16: Wechsler, S. P. (2006): Digital Elevation Model (DEM) uncertainty: Evaluation and effect on topographic parameters  
<http://www.csulb.edu/~wechsler/Dissertation/P262/P262.html> (14.7. 2006)
- [108] URL 17: Walstra, J., Chandler, J. H., Dixon, N., Dijkstra, T. A. (2006): Time for change – Quantifying landslide evolution using historical aerial photographs and modern photogrammetric methods  
<http://www.csulb.edu/~wechsler/Dissertation/P262/P262.html#search=%22walstra%20time%20for%20change%22> (14.7. 2006)
- [109] URL 18: Data Corine Rakouska,



<http://gis.umweltbundesamt.at> (16.5. 2006)

[110] URL 19: <ftp://ftp.glcf.umiacs.umd.edu/glcf/Landsat/WRS1/p208/r027/> (5.8. 2006),  
archiv snímků družice Landsat

[111] URL 20: Nagler a Rott (2006): Snow cover information of the Central Austrian Alps  
[http://earth.esa.int/applications/data\\_util/SARDOCS/spaceborne/Radar\\_Applications/Land\\_Applications/snow\\_cover\\_information\\_central\\_austrian\\_alps.htm](http://earth.esa.int/applications/data_util/SARDOCS/spaceborne/Radar_Applications/Land_Applications/snow_cover_information_central_austrian_alps.htm) (1.8. 2006)

## 9. Seznam tabulek

Tabulka 1: Hustota různých druhů sněhu a ledu .....	13
Tabulka 2: Plošná změna 25 ledovců pozorovaných v öztalských alpách.....	20
Tabulka 3: Změna rozlohy ledovce Vernagtferner v čase.....	20
Tabulka 4: Měření prováděná na ledovci Vernagtferner .....	21
Tabulka 5: Rozdělení mikrovlnného záření podle vlnových délek.....	23
Tabulka 6: Základní údaje družice ERS – 2.....	32
Tabulka 7: Charakteristiky ERS – 2 SAR Image mode .....	33
Tabulka 8: Charakteristiky produktu ERS.SAR.GEC .....	34
Tabulka 9: Vstupní parametry pro DEM.....	56
Tabulka 10: Body použité pro výpočet polohové a vertikální přesnosti DEM.....	57
Tabulka 11: Vstupní parametry algoritmu TEX .....	65
Tabulka 12: Vstupní hodnoty pro prahování ortorektifikovaných dat.....	68
Tabulka 13: Vstupní hodnoty pro prahování simulovaného snímku .....	71

## 10. Seznam grafů

Graf 1: Vývoj plochy ledovce Vernagtferner 1964 – 2003.....	21
Graf 2: Průměrné denní teploty a srážky pro srpen 1997.....	53

## 11. Seznam obrázků

Obrázek 1: Umístění ledovce Vernagtferner. Poloha radarových dat černým obdélníkem. ....	19
Obrázek 2: Kumulativní roční hydrologická bilance ledovce Vernagtferner 1965 – 2001 .....	22
Obrázek 3: Druhy odražečů v mikrovlnné části spektra .....	25
Obrázek 4: Vznik geometrické distorze v radarovém snímku .....	27
Obrázek 5: Geometrické distorze způsobená nerovností terénu .....	27
Obrázek 6: Překryv radarového signálu (layover) .....	28
Obrázek 7: Zhuštění radarového signálu.....	28
Obrázek 8: Konstruktivní a destruktivní interference .....	29
Obrázek 9: Část histogramu originálních radarových dat .....	34
Obrázek 10: Ortorektifikace.....	35
Obrázek 11: Rozmístění vlíčovacích bodů pro posunutí mapy 1 : 25 000 .....	42
Obrázek 12: Turistická mapa 1 : 25 000 Alpenverein .....	43
Obrázek 13: Rozmístění vlíčovacích bodů pro georeferencování mapy 1 : 50 000 .....	45
Obrázek 14: Turistická mapa 1 : 50 000 Kompass .....	46
Obrázek 15: Rozmístění vlíčovacích bodů pro georeferencování digitální mapy měřících míst .....	47
Obrázek 16: Tematická mapa měřících míst.....	48
Obrázek 17: Rozmístění vlíčovacích bodů pro posunutí digitální mapy hydrologické bilance .....	49
Obrázek 18: Tematická mapa hydrologické bilance .....	50
Obrázek 19: Tematická mapa hydrologické bilance a měřících míst .....	51
Obrázek 20: Ukázka vstupních radarových dat severně od ledovce Vernagtferner.....	54
Obrázek 21: Vygenerovaný DEM s polohou ledovce Vernagtferner .....	57
Obrázek 22: Ukázka simulovaného snímku; stejná oblast jako na obrázku 20 .....	62
Obrázek 23: Ortorektifikovaný snímek s hranicí ledovce Vernagtferner a čarou rovnováhy..	64
Obrázek 24: Výsledek texturální analýzy .....	66
Obrázek 25: Část histogramu výřezu ortorektifikovaných dat.....	68
Obrázek 26: Výsledek prahování ortorektifikovaných dat .....	70
Obrázek 27: Část histogramu výřezu simulovaného snímku .....	71
Obrázek 28: Výsledek prahování simulovaného snímku .....	73
Obrázek 29: RGB syntéza texturální analýzy a simulovaného snímku .....	75

## 12. Seznam použitých zkratek

AAR – Accumulation Area Ratio  
AMI - Active Microwave Instrument  
ASAR – Advanced Synthetic Aperture Radar  
ATSR – Along – Track Scanning Radiometer  
DEM – Digital Elevation Model  
DMT – Digitální Model Terénu  
DN – Digital Number  
DPI – Dots Per Inch  
ELA – Equilibrium Line Altitude  
ENVISAT – Environment Satellite  
ERS – 1 (2) – European Remote Sensing Satellite  
ESA – European Space Agency  
ETM + – Enhanced Thematic Mapper Plus  
GCP – Ground Control Point  
GHz – GigaHertz  
GIS – Geographic Information System  
GLCM – Grey Level Co – occurrence Matrix  
GOME - Global Ozone Monitoring Experiment  
GPS – Global Positioning System  
HH, VV, HV, VH – polarizace Horizontální a Vertikální  
HRG – High Resolution Geometry  
IDHT – Instrument Data Handling and Transmission  
IRS – P6 – Indian Remote Sensing (tzv. ResourceSat – 1)  
LISS – 4 – Linear Self Scanning Sensor  
LRR – Laser Reflector  
MHz – MegaHertz  
MS – Microwave Sounder  
MSS – Multi Spectral Scanner  
NDSI – Normalized Difference Snow Index  
PRARE - Precise Range And Range Rate Equipment  
PRF – Pulse Repetition Frequency  
RA – Radar Altimeter  
RADARSAT – Radar Satellite  
RBV – Return Beam Vidicon  
RGB – Red Green Blue  
RMS – Root Mean Square  
RMSE – Root Mean Square Error  
SAR – Synthetic Aperture Radar  
SARSIM2 – algoritmus produkující Pseudo – Geocoded Simulated SAR Image  
SPOT 5 - Systéme Probatoire d'observation de la Terre  
TEX – algoritmus produkující texturální analýzu snímku  
TM – Thematic Mapper  
UPS – Universal Polar Stereographic  
UTM – Universal Transverse Mercator  
WGS 84 – World Geodetic System 1984