

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Bc. Jiří Tomíček

**Recentní vývoj údolního ledovce Ferdinandbreen  
v zálivu Petunia (Špicberky)**

**Recent development of Ferdinandbreen valley glacier  
in Petuniabukta (Svalbard)**

Diplomová práce

Praha 2016

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

# UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

## Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie  
práce: 2015 / 2016

Akademický rok vypsání  
2014 / 2015

### ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Jméno a příjmení: **Jiří Tomíček**

Studijní program: **Geografie**

Studijní obor: **Fyzická geografie a geoekologie**

Garant studijního oboru / programu vám schválil přidělení této diplomové práce:

Název práce: **Recentní vývoj údolního ledovce Ferdinandbren v zálivu Petunia (Špicberky).**

#### **Zásady pro vypracování:**

Řešení tématu práce vychází z terénního výzkumu a vyhodnocení dostupných distančních dat. Terénní výzkum je zaměřen na získání primárních dat nezbytných pro stanovení základních glaciologických charakteristik studovaného ledovce. Polohová (GPS/dGPS) měření umožní vymezit aktuální územní rozsah ledovce a vytvořit numerický model jeho povrchu, průzkum georadarovou metodou poskytne data pro odvození mocnosti a objemu ledovce. Výstupem analýzy leteckých měřičských snímků budou údaje o plošných změnách ledovce, které budou následně interpretovány s ohledem na publikované informace o vývoji zalednění v přílehlé oblasti Západního Špicberku.

**Seznam odborné literatury:**

Hubbard, B., Glasser, N., 2005. Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology. Wiley, Chichester.

James, T.D., Murray, T., Barrand, N.E., Sykes, H.J., Fox, A.J., King, M.A., 2012. Observations of enhanced thinning in the upper reaches of Svalbard glaciers. The Cryosphere, 6, 1369–1381.

Małecki, J., 2013. Elevation and volume changes of seven Dickson Land glaciers, Svalbard, 1960–1990–2009. Polar Res. 32, 18400.

Pellikka, P., Rees, W.G., 2009. Remote Sensing of Glaciers Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers. CRC Press, London.

Rachlewicz, G., Szczuciński, W., Ewertowski, M., 2007. Post-“Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard. Polish Polar Res. 28 (3), 159–186.

Vedoucí diplomové práce: **RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.**

Termín zadání diplomové práce: 18. 12. 2014

Termín odevzdání bakalářské práce: dle harmonogramu příslušného akademického roku

.....  
Garant studijního programu/oboru

.....  
Děkan

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem předkládanou diplomovou práci vypracoval samostatně, všechny použité prameny a literatura byly řádně citovány a práce nebyla využita k získání jiného nebo stejného titulu.

V Hořicích, dne 24. dubna 2016

.....

Podpis

## **Poděkování**

Na tomto místě bych chtěl poděkovat vedoucímu mé diplomové práce, RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. za odborné vedení, poskytnutí literatury i čas, který se mnou strávil na konzultacích i při opravách textů. Dále děkuji organizátorům Kurzu polární ekologie z CPE za umožnění terénního výzkumu na Svalbardu. V neposlední řadě děkuji také svým rodičům, kteří mi studium na vysoké škole umožnili, a Zuzce.

## Abstrakt

Souostroví Svalbard leží v atlantském sektoru arktidy, přibližně v polovině vzdálenosti mezi severním pobřežím Norska a severním pólem. Kolem 60 % rozlohy Svalbardu recentně pokrývají ledovce mnoha typů od malých karových po rozsáhlé ledovcové čapky. Od malé doby ledové na konci 19. století je na Svalbardu pozorován ústup většiny ledovců. Deglaciací krajiny Svalbardu je spojena s významnými změnami přírodního prostředí, jakými jsou například změny erozních a akumulčních procesů, změny klimatu či začátek sukcese vegetace. Cílem této práce bylo na základě analýzy dat dálkového průzkumu, terénního mapování a georadarového průzkumu určit základní glaciologické charakteristiky údolního ledovce Ferdinandbreen v centrální části ostrova Západní Špicberk a vyhodnotit jeho vývoj v období 1960 – 2014. Délka a rozloha ledovce byla stanovena pomocí leteckých snímků z let 1960, 1990, 2009 a GPS měření v roce 2014. Mocnost a objem ledovce byl vypočten na základě měření georadarovou metodou. Délka ledovce v roce 2014 činila 1,401 km, rozloha 0,560 km<sup>2</sup> a objem 6 561 684 m<sup>3</sup>. Maximální měřená mocnost ledovce v roce 2014 byla 42,5 m. Během období 1960 - 2014 se délka ledovce zmenšila o 45 % a rozloha o 69 %, mocnost ledovce se v období 1990 – 2014 zmenšila v průměru o 23,5 m. Průměrné roční změny délky, rozlohy a mocnosti ledovce Ferdinandbreen se řádově shodují s hodnotami publikovanými pro srovnatelné ledovce v oblasti zátoky Petunia.

**Klíčová slova:** údolní ledovec, Ferdinandbreen, zátoka Petunia, Svalbard, GPR, diferenční GPS, letecké snímky

## Abstract

Svalbard archipelago is located halfway between the Northern coast of Norway and the North Pole. About 60 % of Svalbard area is covered by glaciers of many types, from small cirque to large ice caps. Retreat of most glaciers in Svalbard has been recorded since the Little Ice Age at the end of the 19<sup>th</sup> century. Deglaciation of Svalbard landscape is connected with significant changes of natural environment, such as changes of erosion and accumulation processes, climate change or beginning of vegetation succession. This thesis aims to establish the elementary glaciological parameters of valley glacier Ferdinandbreen located in Petuniabukta, central part of Spitsbergen, by analyzing remote sensing data and field GPR and (d)GPS survey and evaluate it's evolution between 1960 – 2014. Glacier's length and area have been based on aerial imagery of years 1960, 1990, 2009 and GPS measurements in 2014. Ice thickness and volume have been derived from GPR measurements. The length of the glacier in 2014 was 1,401 km, area 0,560 km<sup>2</sup> and volume 6 561 684 m<sup>3</sup>. The maximum measured ice thickness in 2014 was 42,5 m. During the period 1960 – 2014, the length of the glacier had been reduced by 45 % and area by 69 %, ice thickness had been reduced by 23,5 m during the period 1990 – 2014. Recorded retreats of length, area and thickness, were comparable with other valley glaciers in Petuniabukta.

**Key words:** valley glacier, Ferdinandbreen, Petuniabukta, Svalbard, GPR, differential GPS, aerial imagery

# Obsah

Seznam symbolů a zkratk.....	9
Seznam obrázků.....	10
Seznam tabulek.....	11
Seznam příloh.....	12
1. ÚVOD.....	13
1. 1 Úvod do problematiky a cíle práce.....	13
1. 2 Oblast výzkumu.....	14
2. Fyzickogeografická charakteristika lokality.....	15
2. 1 Klimatické poměry.....	15
2. 2 Geologie.....	17
2. 3 Geomorfologická charakteristika.....	20
2. 4 Půdy.....	22
2. 5 Živá příroda.....	22
2. 6 Vodstvo.....	24
2. 7 Ledovce.....	24
3. METODY SBĚRU A ZPRACOVÁNÍ DAT.....	27
3. 1 Obrazová data.....	27
3. 1. 1 Zpracování obrazových dat.....	27
3. 2 Georadarová metoda.....	30
3. 2. 1 Pořízení a zpracování GPR dat .....	32
3. 3 GPS, dGPS měření.....	37
3. 4 Výpočet objemu a mocnosti ledovce.....	39
3. 4. 1 Interpoláční metody.....	39
3. 4. 2 Vytvoření DMR bazální plochy.....	42
3. 4. 3 Vytvoření DMR povrchu.....	44
3. 4. 4. Výpočet objemu a mocnosti ledovce.....	45
4. Výsledky zpracování.....	47
4. 1 Vymezení ledovce.....	47
4. 2 Délka a rozloha ledovce.....	51
4. 3 Mocnost a objem ledovce.....	53
5. Diskuse.....	56
5. 1 Změna délky a rozlohy ledovců v oblasti zátoky Petunia.....	56
5. 2 Porovnání změn mocnosti ledovce Ferdinandbreen s ledovci Svalbardu.....	58
6. ZÁVĚR.....	61
7. ZDROJE.....	63
7. 1 Literatura.....	63
7. 2 Mapové zdroje.....	69
7. 3 Použité přístroje tutoriály k software.....	70
7. 4 Použitá data.....	70
7. 5 Použitý software.....	70
Přílohy.....	71



## Seznam symbolů a zkratek

**BB** – Bertilbreen

**CPE** – Centrum Polární Ekologie

**(d)GPS** – (diferenciální) Globální Polohový Systém

**DMR** – Digitální Model Reliéfu

**DPZ** – Dálkový Průzkum Země

**ELA** – "Equilibrium Line Altitude" (sněžná čára)

**EM** – elektromagnetická (vlna)

**ET** – polární tundra dle Köppenovy klasifikace klimatu

**FB** - Ferdinandbreen

**GPR** – "Ground Penetrating Radar" (georadarová metoda)

**IDW** – "Inverse Distance Weighted" (interpolační metoda)

**KV** – Křížová Validace

**LIA** – Little Ice Age

**ME** – průměrná chyba

**OK** – "Ordinary Kriging" (interpolační metoda)

**RBF** – "Radial Basis Function" (interpolační metoda)

**RMSE** – "Root Mean Square Error" (střední kvadratická chyba)

**RTA** – "Rough Terrain Antenna" (typ georadarové antény)

**TWT** – "Two Way Traveltime" (obousměrný čas)

**UTM 33N** – "Universe Transverse Mercator, zóna 33N"

**ZIV** – Základní Interval Vrstevnic

## Seznam obrázků

<b>Obr. 1:</b> Lokalizace ledovce Ferdinandbreen.....	14
<b>Obr. 2:</b> Poloha klimatologických stanic na Svalbardu.....	15
<b>Obr. 3:</b> Graf průměrných denních teplot vzduchu v zátocě Petunia v období 2008 – 2010.....	16
<b>Obr. 4:</b> Geologická mapa Svalbardu.....	18
<b>Obr. 5:</b> Geologické podloží oblasti západně od zátoky Petunia.....	19
<b>Obr. 6:</b> Údolí ledovce Ferdinandbreen. Pohled od vyústění údolí směrem k ledovci (vlevo) a pohled z rozledí směrem k zátocě Petunia (vpravo).....	22
<b>Obr. 7:</b> Mapa vegetačních jednotek v zátocě Petunia.....	23
<b>Obr. 8:</b> Lokalizace ledovců na západním pobřeží zátoky Petunia.....	25
<b>Obr. 9:</b> Pohled na povrch ledovce Ferdinandbreen, místy pokrytý sutí.....	26
<b>Obr. 10:</b> Zátoka Petunia na leteckém snímku z roku 1960 (vlevo) a 1990 (vpravo).....	28
<b>Obr. 11:</b> Princip metody GPR.....	30
<b>Obr. 12:</b> Množství odražené energie (R) na rozhraní dvou materiálů.....	31
<b>Obr. 13:</b> Ukázka radargramu GPR profilu z ledovce Ferdinandbreen.....	32
<b>Obr. 14:</b> Stopy GPR profilů na ledovci Ferdinandbreen.....	33
<b>Obr. 15:</b> Postup předzpracování radarových dat.....	33
<b>Obr. 16:</b> GPR body hloubek odrazného rozhraní báze ledovce Ferdinandbreen s vyznačeným rozledím.....	36
<b>Obr. 17:</b> dGPS přijímač při polohovém měření bodů na povrchu ledovce.....	37
<b>Obr. 18:</b> Postup výpočtu objemu ledovce.....	39
<b>Obr. 19:</b> Digitální model bazální plochy s prostorovým rozložením chyb.....	43
<b>Obr. 20:</b> Digitální model povrchu s prostorovým rozložením chyb.....	45
<b>Obr. 21:</b> Vymezení ledovce v roce 1960.....	48
<b>Obr. 22:</b> Vymezení ledovce v roce 1990.....	48
<b>Obr. 23:</b> Vymezení ledovce v roce 2009.....	49
<b>Obr. 24:</b> Vymezení ledovce v roce 2014.....	49
<b>Obr. 25:</b> Výškopis bazální plochy ledovce Ferdinandbreen s vyznačeným profilem, znázorněným na obrázku 26.....	50

<b>Obr. 26:</b> Vizualizace liniového profilu bazální plochy a povrchu ledovce Ferdinandbreen s vyznačeným rozledím.....	50
<b>Obr. 27:</b> Změna délky a rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 2014.....	52
<b>Obr. 28:</b> Vývoj délky a rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 2014.....	53
<b>Obr. 29:</b> Mocnost ledovce Ferdinandbreen v roce 2014.....	54
<b>Obr. 30:</b> Rozdíl mocností ledovce Ferdinandbreen mezi roky 1990 a 2014.....	55

## Seznam tabulek

<b>Tabulka 1:</b> Charakteristiky letec. snímků z let 1960, 1990 a 2009.....	28
<b>Tabulka 2:</b> Přesnost transformačních algoritmů.....	29
<b>Tabulka 3:</b> Odchylky délek a ploch.....	29
<b>Tabulka 4:</b> Dielektrické vlastnosti vybraných materiálů.....	32
<b>Tabulka 5:</b> Vybrané charakteristiky GPR profilů.....	34
<b>Tabulka 6:</b> Interpolace bazální plochy – výsledky k.v. u pěti nejpřesnějších metod.....	44
<b>Tabulka 7:</b> Interpolace povrchu – výsledky k.v. u pěti nejpřesnějších metod.....	44
<b>Tabulka 8:</b> Rozloha a délka ledovce Ferdinandbreen v letech 1960, 1990, 2009 a 2014...51	51
<b>Tabulka 9:</b> Změny délky a rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 2014.....	52
<b>Tabulka 10:</b> Změny rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 2014.....	52
<b>Tabulka 11:</b> Základní glaciologické charakteristiky ledovce Ferdinandbreen v roce 2014.....	55
<b>Tabulka 12:</b> Průměrná roční změna délky ledovců v okolí zátoky Petunia.....	57
<b>Tabulka 13:</b> Průměrná roční změna rozlohy ledovců v okolí zátoky Petunia.....	58
<b>Tabulka 14:</b> Průměrná roční změna mocnosti ledovců situovaných západně od zátoky Petunia.....	59

## **Seznam příloh**

- 1.** Rozmístění vlíčovacích bodů na snímku z roku 1960
- 2.** Rozmístění vlíčovacích bodů na snímku z roku 1990
- 3.** Rozmístění vlíčovacích bodů na snímku z roku 2009
- 4.** Ukázka části interpolace v prostředí Model Builder (ArcMap10.4)
- 5.** 3D vizualizace tělesa ledovce Ferdinandbreen

# 1. ÚVOD

## 1.1 Úvod do problematiky a cíle práce

Přírodní prostředí Arktidy prochází v současné době významnými změnami (Overpeck, et al., 1997). Vývoj přírodního prostředí v oblasti vysoké Arktidy úzce souvisí s vývojem zalednění. Přibližně 60 % rozlohy souostroví Svalbard je pokryto ledovci (Hagen, et al., 1993). Od malé doby ledové (little ice age; LIA) na konci 19. století je pozorován ústup většiny ledovců na Svalbardu (např. Rachlewicz, et al., 2007; Hagen, et al., 1993). Deglaciací krajiny Svalbardu provází například změny erozních a akumulčních procesů, ovlivňuje klima, odtokový režim v krajině a stojí na počátku pedogeneze a sukcese vegetace (např. Ziaja, 2004). Dobrymi ukazateli vývoje ledovců jsou změny v jejich rozloze, poloze čela i změny mocnosti (Rachlewicz, et al., 2007). K vymezení okrajů ledovců mohou posloužit data dálkového průzkumu Země (DPZ), například letecké či družicové snímky. Přesné vymezení okrajů ledovců pouze pomocí dat DPZ může být obtížné (povrch pokrytý sutí, nejasná rozledí mezi ledovci), proto je vhodné data DPZ doplnit geofyzikálním průzkumem v terénu, například georadarovým měřením, pomocí kterého lze měřit mocnost ledovce.

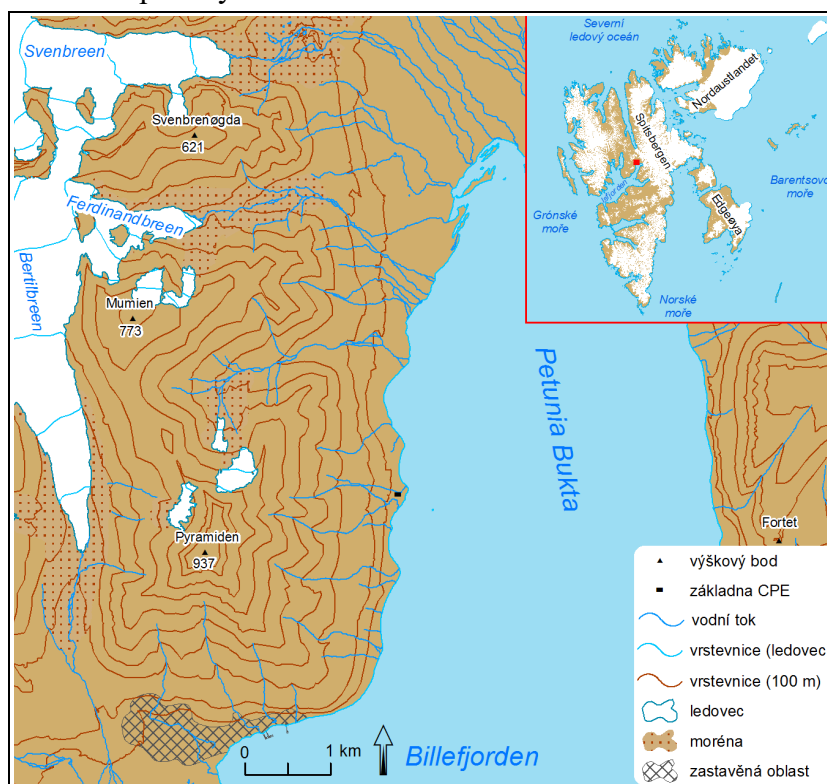
Cílem této práce je stanovení délky, rozlohy, objemu a mocnosti údolního ledovce Ferdinandbreen na ostrově Západní Špicberk v souostroví Svalbard a vyhodnotit jeho vývoj v období 1960 – 2014. Výsledky budou interpretovány na základě srovnání zjištěných glaciologických charakteristik a prostorových změn s vývojem okolních ledovců v oblasti zátoky Petunia a širší oblasti souostroví Svalbard. Vstupními daty pro zpracování tématu magisterské práce jsou:

- letecké snímky zájmového území z let 1960, 1990 a 2009
- vektorová vrstva vrstevnic z roku 1990 s intervalem 20 m
- výstupy georadarového průzkumu ledovce z roku 2014
- polohová (GPS a dGPS) data pro bodové pole reprezentující povrch a obvod ledovce
- digitální vektorová topografická databáze Svalbardu, dostupná na [geodata.npolar.no](http://geodata.npolar.no)

## 1. 2 Oblast výzkumu

Zájmové území se nachází v centrální části ostrova Spitsbergen (Západní Špicberk) v souostroví Svalbard v atlantském sektoru Arktidy. Arktida bývá vymežována jako území kolem severního pólu, ohraničené izotermou 10 °C nejteplejšího měsíce v roce. V Arktidě tato izoterma přibližně vymezuje severní hranici lesa a jižní hranici výskytu souvislého permafrostu (Smithson, 2002). Svalbard se nachází mezi 74° - 81° s. š. a 10° - 35° v. d., přibližně v polovině vzdálenosti mezi pólem a severním pobřežím Norska. Souostroví na severu obklopuje Severní ledový oceán, na východě Barentsovo moře, na jihu Norské moře a na západě Grónské moře. Souostroví Svalbard je tvořeno ostrovy Spitsbergen (37 673 km<sup>2</sup>), Nordauslandet (14 443 km<sup>2</sup>), Edgeøya (5074 km<sup>2</sup>), Barentsøya (1288 km<sup>2</sup>) a dalšími menšími ostrovy. Celková rozloha ostrovů je asi 62 045 km<sup>2</sup>.

Studovaný ledovec leží v západní části zátoky Petunia, na severním konci fjordu Billefjorden, který spolu s dalšími větvemi vytváří fjord Isfjorden. Přibližné vymezení zeměpisnými souřadnicemi je 78,65° - 78,72° s. š. a 16,45° - 16,63° v. d. Údolí studovaného ledovce Ferdinandbreen ústí do zátoky Petunia v její severozápadní části (obr. 1) a je orientováno v západovýchodním směru.



Obr. 1: Lokalizace ledovce Ferdinandbreen.

## 2. Fyzickogeografická charakteristika lokality

### 2.1 Klimatické poměry

Nejdůležitějším faktorem, ovlivňujícím klima Svalbardu, je poloha ve vysokých zeměpisných šířkách, kde je záporná radiační bilance. Polární noc, respektive polární den zde trvá 3 – 4 měsíce (Hagen et al., 1993). Během polárního dne a polární noci je denní chod teplot, oblačnosti a srážek zanedbatelný, výraznější je jejich roční chod (Førland et al., 1997). Podle Köppenovy klasifikace patří klima Svalbardu do kategorie ET – polární tundra (Hanssen-Bauer, 1990).

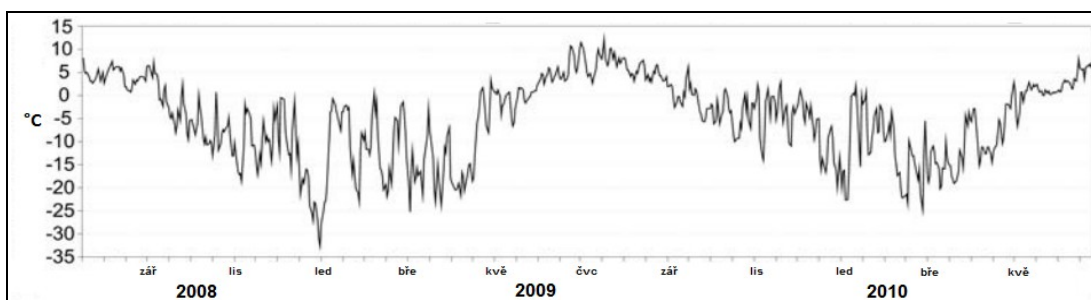
Díky převládajícímu atmosférickému a oceánskému proudění je na Svalbardu relativně mírné klima. Teplý Norský proud, součást Golfského proudu, přináší teplo z nižších zeměpisných šířek a obtéká souostroví z východu i západu. V důsledku oteplení oceánu v okolí Svalbardu tak nevzniká mořský zámrz ani v zimních měsících roku (Førland et al., 1997). Díky nezamrzlému moři převládá na Svalbardu oceánský typ klimatu po celý rok. Charakter klimatu souostroví určuje také jeho poloha poblíž tzv. arktické fronty, která odděluje studené polární vzduchové hmoty na severovýchodě od teplejších maritimních vzduchových hmot na jihozápadě (Haugen et al., 2009). Vzdušné proudění v oblasti Svalbardu ovlivňuje převládající tlaková níže nad Islandem a tlaková výše nad Grónskem a Severním ledovým oceánem (Hagen et al., 1993). V jižních oblastech převládá cyklonální proudění z jihu a jihozápadu, v severních oblastech



Obr. 2: Poloha klimatologických stanic na Svalbardu.

souostroví vlivem anticyklonální situace převažuje východní a severovýchodní proudění. Oceanita klimatu je výraznější v jižní a jihovýchodní části ostrova, zatímco klima západního pobřeží vykazuje větší kontinentalitu (Førland et al., 1997).

Norský meteorologický institut disponuje pouze 5 stanicemi, které jsou v provozu nepřetržitě od 70. let 20. století, přičemž všechny jsou v západní a střední části souostroví do výšky 80 m n.m. (obr. 2). Dostupná staniční data jsou tedy rozmístěna nepravidelně jak v prostoru, tak v čase. Dlouhodobá přímá měření z horských oblastí nejsou k dispozici. Hodnoty klimatických veličin jsou vztaheny k období 1961 – 1990 (Førland et al., 1997). Nejbližší klimatologickou stanicí studované oblasti je stanice Svalbard Airport. Roční teplota vzduchu je kolem  $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , teplota nejteplejšího měsíce (červenec) se pohybuje kolem  $5 - 6\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Průměrné měsíční teploty nejchladnějšího období roku (leden – březen) se pohybují kolem  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Hagen et al., 1993). Centrální části Svalbardu vykazují v zimě větší kontinentalitu s průměrnými teplotami o  $2 - 5^{\circ}\text{C}$  nižšími, než na západním pobřeží. Důvodem je částečné zamrzání vnitřních fjordů (Førland et al., 1997). Absolutně nejnižší naměřená teplota  $-49,4^{\circ}\text{C}$  byla zaznamenána v březnu 1917 na stanici Green Harbour (Haugen et al., 2009). Typická je vysoká variabilita zimních teplot, způsobená pohybem atmosférických front. Na stanici Svalbard Airport činí rozdíl mezi maximálním a minimálním měsíčním průměrem v prosinci  $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Naopak letní teploty jsou díky stabilnímu zvrstvení atmosféry vyrovnané. Maximální letní teploty přesahují  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  jen zřídka (Førland et al., 1997). V zátocě Petunia činí průměrná roční teplota  $-6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Rachlewicz et al., 2008). Období s kladnou průměrnou denní teplotou trvá od června do konce srpna – poloviny září. Obrázek 3 zobrazuje křivku průměrných denních teplot vzduchu z automatické stanice v zátocě Petunia, umístěné na mořské terase v nadmořské výšce 15 m n. m. (Láska et al., 2012).



**Obr. 3:** Graf průměrných denních teploty vzduchu v zátocě Petunia v období 2008 – 2010 (Láska et al., 2012).



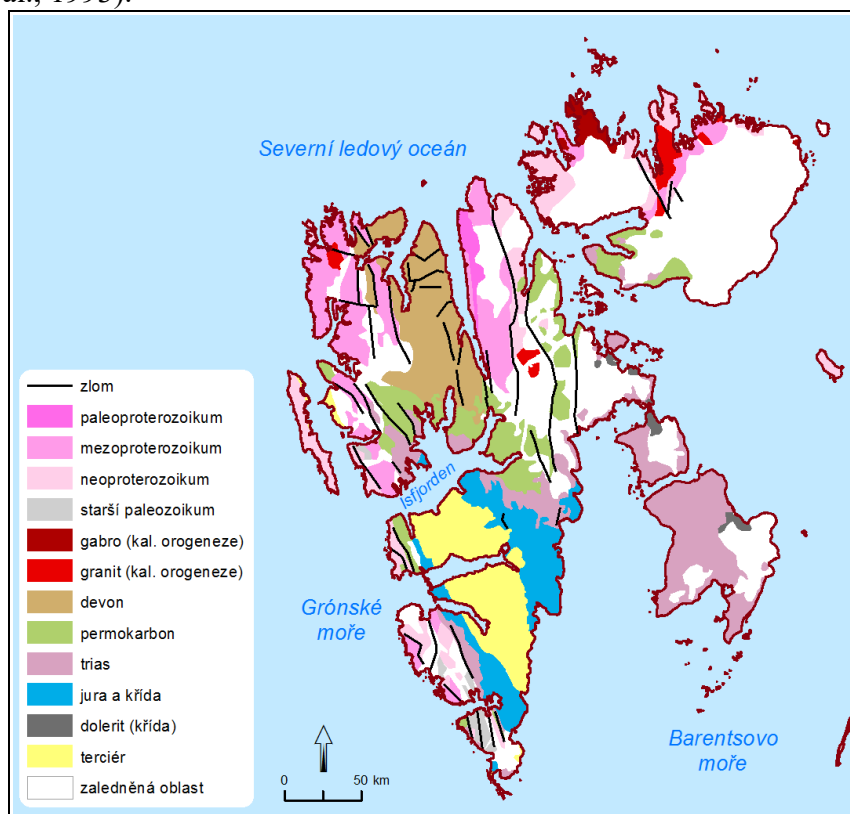
Srážkové úhrny jsou na Svalbardu, podobně jako v celé Arktidě, nízké díky malému výparu a převládajícímu stabilnímu zvrstvení. Nejvyšší srážky jsou na V a JV pobřeží a ve vyšších polohách díky orografickému efektu (Hagen et al., 1993). Nejnižší srážky jsou na Z. pobřeží a na pobřeží vnitřních fjordů (Hagen et al., 1993). Průměrné roční srážky, naměřené stanicemi se pohybují v rozmezí 190 – 525 mm (Førland et al., 1997), skutečné srážky však mohou být až o 50 % vyšší (Førland et al., 2000). Důvodem nepřesností jsou silné větry, které způsobují snos srážek a převívání uloženého sněhu (Førland et al., 2009). Průměrné roční srážkové úhrny, zaznamenané v zátocě Petunia se pohybují kolem 200 mm (Rachlewicz, et al., 2008). Nárůst srážkových úhrnů s rostoucí nadmořskou výškou činí podle staničních měření 5 – 10 % (Killingtveit et al., 2003). Ačkoliv značná část srážek padá ve formě sněhu, výška sněhové pokrývky je poměrně malá. V horských a zaledněných oblastech může ročně napadnout 2 – 4 m sněhu (Hagen et al., 1993), maximální výška sněhu na stanici Svalbard Airport však byla pouze 56 cm (duben 1986) (Førland et al., 1997). Díky převládajícím silným větrům bývá také v zátocě Petunia sněhová pokrývky velmi nízká (Rachlewicz et al., 2008).

Převládající směr větru je severovýchodní až jihovýchodní, ve vnitrozemí je vítr usměrňován místními anemo-orografickými systémy vnitřních fjordů (Førland et al., 2009). Rychlost větru vykazuje výrazný roční chod, k největším rychlostem dochází v zimním období. V měsících říjen – březen je 15 – 20 dní měsíčně dosažen 6. stupeň Beaufortovy stupnice, 1 – 5 dní v měsíci dokonce 9. stupeň (Førland et al., 1997). Vzdušné proudění v zátocě Petunia je ovlivněno její severojižní orientací. Nejčastější směr větru je jižní, severovýchodní a severozápadní. Průměrná rychlost větru v letech 2009 – 2010 činila  $3,9 \text{ ms}^{-1}$  (Láska et al., 2012).

## 2. 2 Geologie

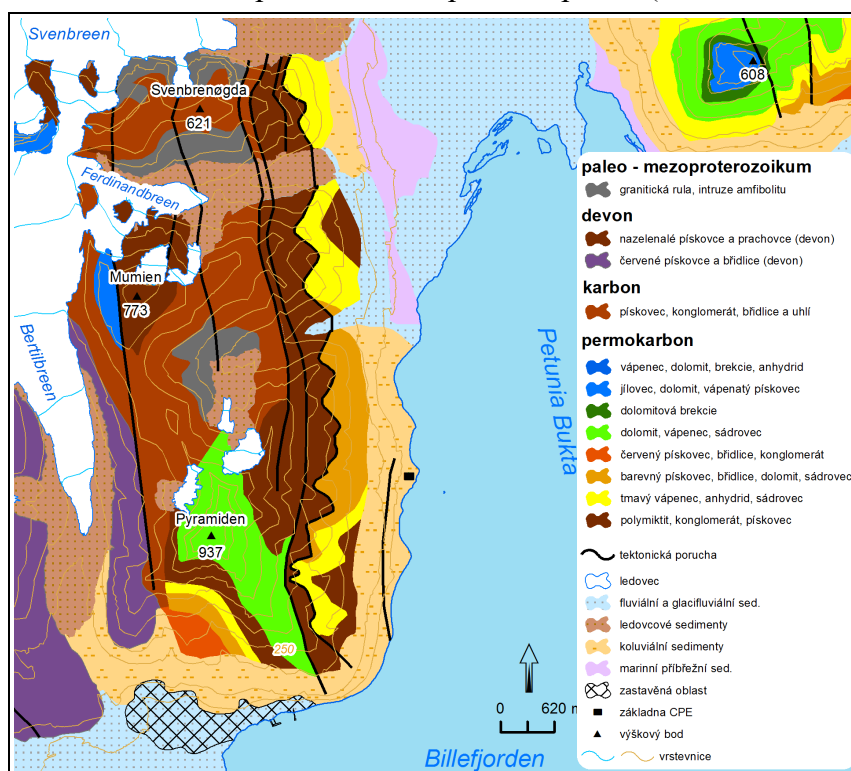
Horninové prostředí Svalbardu lze rozdělit na tři hlavní typy: krystalinikum, tvořené převážně vyvřelými, metamorfovanými, ale místy také sedimentárními horninami, nemetamorfované sedimentární série a nezpevněné kvartérní sedimenty, které jsou především produktem glaciální eroze, mrazového zvětrávání a svahových procesů (Elvevold, 2007).

Krystalinikum, označované jako "Hecla Hoek complex" (Johnsen et al., 2001), je budováno vyvřelými a metamorfovanými horninami, které vznikaly od archaika po silur. Nejstarší datované horniny na Svalbardu mají stáří kolem 3,3 miliardy let (Elvevold, 2007). Poslední fáze vzniku hornin krystalinika se odehrála během kaledonské orogeneze 470 – 400 milionů let před současností, při kolizi Laurentinské desky a Baltiky (Fookes, 2008). Basement vystupuje na povrch na západním a severozápadním pobřeží Západního Špicberku (Dallmann et al., 2007), v severní části ostrova Nordauslandet (Flood, 1969) a v části Medvědího ostrova (Elvevold, 2007). V jižní a severozápadní části souostroví je krystalinikum tvořeno fylity, křemenci, a krystalickými vápenci, v severní a severovýchodní části to jsou žuly, ruly, migmatity s inkluzemi mramoru, břidlic a křemence (Elvevold, 2007). Krystalinikum východní části Ny-Frieslandu a severozápadní části ostrova Nordauslandet je tvořeno až 15 km mocnými sedimentárními sériemi z období prekambrium – ordovik (Flood, 1969). Tvoří ji vápence, pískovce, kvarcity, břidlice, ale i intruze granitů (Flood, 1969). Nálezy tillitů ve východní části Ny-Frieslandu a na severozápadě ostrova Nordauslandet naznačují, že přinejmenším ve svrchním proterozoiku se vyskytovala období chladného klimatu a docházelo k zalednění (Harland et al., 1993).



**Obr. 4:** Geologická mapa Svalbardu (Elvevold, 2007).

Sedimentární série se začaly vytvářet v mladším paleozoiku (Fookes, 2008), sedimentovaný materiál pochází z erodovaného kaledonského horstva (Elvevold, 2007). Hlavní výskyt těchto sérií je mezi fjordem Isfjorden a Sørkap Land (Johnsen et al., 2001). V devonu se ukládaly mocné vrstvy červených pískovců, takzvaných "old red" (Dallmann et al., 2007). Jejich barva je způsobena vysokým obsahem oxidu železitého, který je typický pro aridní klima (Elvevold, 2007). Pískovce typu "old red" se vyskytují především v André Land na severu ostrova Západní Špicberk (Elvevold, 2007). V období karbon – perm se kromě pískovců usazovaly také fosiliferní karbonáty, sádrovce a uhlí (Fookes, 2008), které tvoří stolové hory v oblasti Billefjorden a Tempelfjorden (Elvevold, 2007). Převládajícími horninami mezozoického stáří jsou pískovce, prachovce a černé břidlice (Fookes, 2008). Výskyt vrstev terestrických sedimentů ukazuje, že během převládající mořské sedimentace nastaly také období výzdvihu (Fookes, 2008). Mezozoické sedimenty vystupují na povrch v jižní a východní části Západního Špicberku a na ostrovech Edgeøya a Barentsøya (Elvevold, 2007, Johnsen et al., 2001). Na počátku křídý došlo k intruzím hornin a k výlevům bazaltických láv, které se vyskytují například na ostrovech Kong Karls Land (Fookes, 2008). Období tektonického neklidu vyvrcholilo ve starším terciéru novou orogenezí, během které se vytvořilo horské pásmo s příkrovovou stavbou (Elvevold, 2007). Východně od nového horského pásma vznikla protáhlá pánev (Dallmann et al., 2007), kde



Obr. 5: Geologické podloží oblasti západně od zátoky Petunia.

se ukládal erodovaný materiál. Mezi sedimenty se hojně vyskytují uhlonosné a fosiliferní vrstvy (Fookes, 2008). V polovině terciéru došlo k epizodě vulkanismu (Dallmann et al., 2007), jejímž pozůstatkem jsou například čedičové pokryvy některých vrcholů v André Land (Elvevold, 2007).

Zátoka Petunia vznikla na transformní zlomové zóně, označované jako "Billefjorden Fault Zone" (Harland et al., 1974). Geologická stavba zahrnuje horniny archaického krystalinika, paleozoické a mezoické sedimenty i produkty kvartérního zalednění (obr. 5) (Dallmann, et al., 2004). V dolní části údolí ledovce Ferdinandbreen se nachází permokarbonské série, místy překryté nezpevněnými kvartérními sedimenty (Rachlewicz et al., 2007). Nejčastějšími horninami jsou pískovce typu "old red" a konglomeráty, které se střídají s anhydrity a vápenci. V nadmořské výšce asi 250 m jsou permokarbonské série zlomově odděleny od proterozoických rul a migmatitů na severní straně údolí a karbonských pískovců a uhlonosných břidlicových vrstev na jižní straně údolí (Dallmann, 2004). Údolní uzávěr, založený na zlomu je v jižní části budován permokarbonskými sedimenty a v severní části proterozoickými krystalickými horninami (Hanáček et al., 2011).

### **2. 3 Geomorfologická charakteristika**

Souostroví Svalbard má hornatý povrch (Fookes, 2008). Na západním a severozápadním pobřeží jsou horstva budována odolnými krystalickými horninami a vrcholy mají alpský charakter se strmými svahy a ostrými hřbety (Elvevold, 2007). Ve vnitrozemí mají hory charakter stolových hor a plošin, jejichž povrch je tvořen odolnějšími horninami (Elvevold, 2007).

Od počátku kvartéru se na morfogenezi reliéfu zásadním způsobem podílí kryosféra prostřednictvím procesů v glaciální a periglaciální zóně. Ledovce vymodelovaly charakteristické trogy a rozdělily jednotlivé ostrovy fjordy (Elvevold, 2007). Velká ledovcová údolí a fjordy vznikaly v glaciálních působení ledovcového štítu na Svalbardu a v Barentsově moři (Forman et al., 1995). Ledovce vytvářely také různé typy morén (Fookes, 2008). V proglaciální zóně pak vznikají glaci-fluviální tvary, např. eskery (Hanáček et al., 2013).

Svalbard leží v zóně souvislého permafrostu. Mocnost permafrostu se pohybuje od 100 m v blízkosti pobřeží do 500 m v nejvyšších polohách (Humlum, 2003). V okolí Longyearbyenu činí mocnost permafrostu přibližně 450 m (Stuckenrath, 1982). Mocnost aktivní vrstvy permafrostu v zátocce Petunia je mezi 50 – 250 cm v závislosti na orientaci svahů (Rachlewicz et al., 2008). Reliéf Svalbardu dotvářejí také periglaciální procesy (Stuckenrath, 1982). Vyskytují se zde tříděné (tříděné pruhy, tříděné kruhy a polygony) i netříděné formy (netříděné pruhy, mrazové kopečky) strukturních půd (Stuckenrath 1982). Zaznamenáno zde bylo kolem 80 elevací typu pingo, tvořených ledovým jádrem (Elvevold, 2007). Mezi další projevy periglaciálních procesů patří například kryoplanační terasy a mrazové sruby, či soliflukční laloky (Stuckenrath, 1982).

V mladém reliéfu Svalbardu, obnaženém po ústupu ledovců, jsou významným činitelem svahové procesy (Jahn et al., 1967). Na strmých skalních stěnách dochází ke skalnímu řízení, jehož produktem jsou suťové akumulace při úpatí. Na strmých svazích (až 60°) se tvoří mury, které akumulují materiál v mírnějších částech svahů se sklonem 10 – 15°. Svahy se sklonem 15 – 20° jsou často modifikovány soliflukcí (Jahn et al., 1967; Rachlewicz, 2007).

Údolí ledovce Ferdinandbreen má tvar trogu, je asi 3 km dlouhé a jeho šířka se pohybuje přibližně od 450 do 1300 m. Jižní svahy údolí tvoří hora Mumien (773 m n.m.), severní svahy masiv Svenbrenøgda (621 m n.m.). Podélný profil údolí je rozdělen třemi zlomovými svahy. První tvoří ve výšce kolem 530 m n.m. rozledí s ledovcem Bertilbreen, druhý vystupuje nad povrch ledovce ve formě nunataku ve výšce asi 400 m n.m. a nejnižší tvoří výrazný terénní stupeň v nadmořské výšce přibližně 240 m n.m. Zhruba polovina délky údolí je vyplněna ledovcem. V nižších částech údolí se nachází morény, jako pozůstatky dřívějšího rozsahu zalednění. Ledovcové sedimenty jsou prořízány proglaciálním tokem. V horní části údolí, na severozápadním hřbetu hory Mumien se nachází výrazné skalní výchozy.



**Obr. 6:** Údolí ledovce Ferdinandbreen. Pohled od vyústění údolí směrem k ledovci (vlevo) a pohled z rozledí směrem k zátocce Petunia (vpravo).

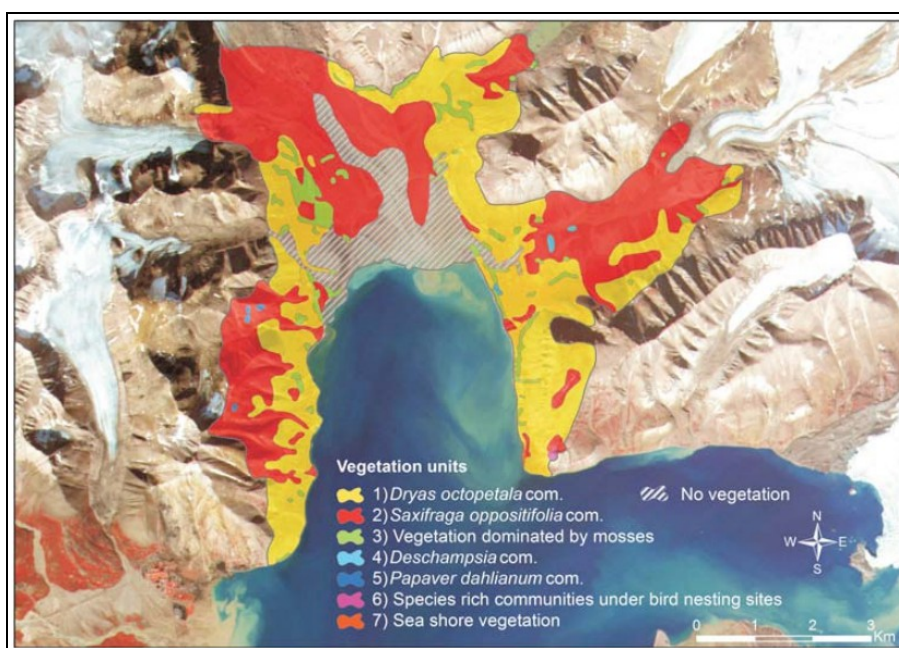
## 2. 4 Půdy

Díky poměrně nedávnému odlednění je na Svalbardu vyvinuto málo typů půd, které jsou obecně velmi málo mocné. Jedná se převážně o slabě vyvinuté půdy, vyznačující se tenkým humusovým A horizontem s mocností jednotek centimetrů (Kabala et al., 2012). Podle matečné horniny se rozlišují na regosoly, vyvinuté na sypkých sedimentech (písky, šterky, tilly) a litosoly, vyvinuté na skalním podloží (Kabala et al., 2012). Na Svalbardu lze rozlišit různé subtypy zmíněných typů půd, v závislosti na stanovišti, či matečné hornině (např. karbonátová, či glejová) (Kabala et al., 2012). Mocnost půdního krytu závisí na délce pedogenetického procesu a tedy na době odlednění. Pro periglaciální zónu je typická kryoturbace - mrazové promíchávání. Půdy, ovlivněné kryoturbací se označují jako kryosoly (Drewnik, 2006). V údolí Ferdinandbreen se půdní kryt vyskytuje jen velmi zřídka v podobě tenkého humusového A horizontu pod ostrůvky vegetace, pod kterým je matečná hornina.

## 2. 5 Živá příroda

Svalbard patří do biomu arktické tundry (Gerland et al., 1999) s velmi krátkou vegetační sezónou a malou biodiverzitou. Přesto zde roste 171 druhů vyšších rostlin, z nichž 164 je původních a zbylých 7 introdukovaných (Rønning, 1996). Jejich prostorové uspořádání

závisí na řadě faktorů, například na typu a kvalitě substrátu, klimatických podmínkách, hloubce aktivní vrstvy permafrostu. Vegetaci zátoky Petunia lze rozdělit do 7 základních jednotek (obr. 7), převládá skupina dryádky (*Dryas octopetala*) a lomikamenu (*Saxifraga oppositifolia*) (Prach et al., 2012). Vegetace se v údolí ledovce Ferdinandbreen vyskytuje pouze ostrůvkovitě. V dolní části, kde údolí ústí do zátoky Petunia, převládá skupina dryádky, která s rostoucí nadmořskou výškou přechází do skupiny lomikamenu (Prach et al., 2012). Ostrůvky vegetace byly zaznamenány i na rozvodním hřbetu s ledovcem Bertilbreen, konkrétně *Papaver dahlianum*, *Trisetum spicatum* a *Saxifraga Cernua*.



Obr. 7: Mapa vegetačních jednotek v zátocy Petunia (Prach et al., 2012).

Většinu druhů obratlovců, žijících na Svalbardu tvoří ptáci. Patří mezi ně například alkoun malý (*Alle alle*), alkoun tlustozobý (*Uria lomvia*), racek tříprstý (*Rissa tridactyla*), nebo chaluha příživná (*Arctic skua*). Mezi savce, žijící na Svalbardu patří medvěd lední (*Ursus maritimus*), liška polární (*Vulpes lagopus*), nebo Svalbardský poddruh soba polárního (*Rangifer tarandus platyrhynchus*). V současné době je popsáno 1107 druhů bezobratlých, žijících na Svalbardu (Coulson, 2007). Nejvíce zastoupení jsou členovci (*Arthropoda*), vířníci (*Rotifera*), hlístice (*Nematoda*) a kořenonožci (*Rhizopoda*) (Coulson et al., 2000).

## 2. 6 Vodstvo

Významný vliv na modifikaci hydrologického režimu v krajině Svalbardu mají ledovce (Hodgkins, 1997). Odtok kapalné vody z ledovců se odehrává především v letní části sezony. Na povrchu ledovců tavná voda vytváří koryta supraglaciálních toků. Pomocí trhlin může kapalná voda z povrchu pronikat pod povrch ledovce, kde vytváří englaciální odtokové systémy (Hagen et al., 1993). Pokud dojde k transportu vody až na bázi ledovce, mluvíme o subglaciálních systémech. Tyto systémy jsou obvykle stabilní i několik let, přičemž v letní sezóně jsou aktivovány (Hagen et al., 1993). Odtok kapalné vody se však v některých situacích může odehrávat i v zimní části roku. Může jít například o dočasný odtok ze subglaciálního jezera, které se vytvořilo v předchozích letních obdobích (Hodgkins, 1997). Výskyt artézských pramenů znamená, že i přes přítomnost permafrostu existuje na Svalbardu podzemní voda v kapalném skupenství. Jde o subpermafrostové vrstvy, kam je kapalná voda transportována prostřednictvím talíků (Hagen et al., 1993).

Řeky na Svalbardu představují sezónní fenomén. Voda jimi protéká pouze několik měsíců v roce, na jaře a v létě (Ingolfsson, 2004). Největší řekou severní části Billefjordenu je Muninelva, která vytéká z ledovce Muninbreen západně od ledovce Bertilbreen. Muninelva teče údolím Munindalen jihovýchodním směrem a v údolí Mimerdalen se její směr stáčí na východ, kde se poblíž města Pyramida vlévá se do zátoky Mimerbukta. Z ledovce Ferdinandbreen vytéká vodní tok o délce přibližně 3,5 km. Nejprve protéká asi 200 m dlouhou výplavovou plošinou. V oblasti čelní morény tok překonává asi 200 m dlouhý úsek se strmým spádem a poblíž vyústění údolí do zátoky Petunia přibírá z každé strany jeden přítok. Na mořské terase zátoky Petunia se větví do několika ramen, které se vlévají se do zátoky.

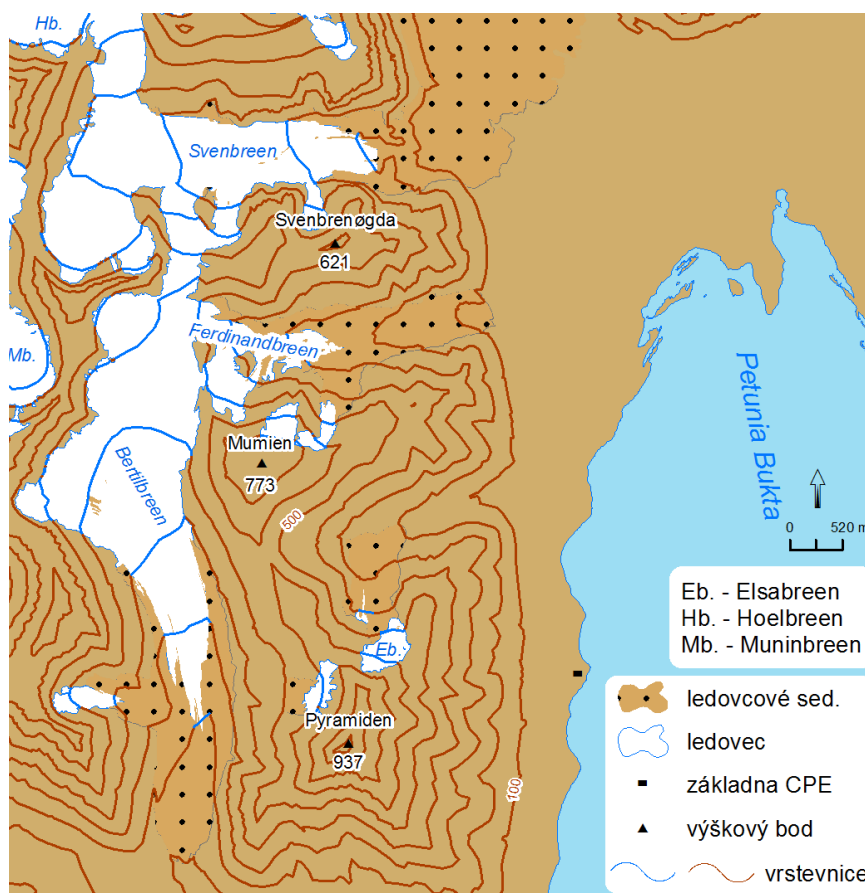
## 2. 7 Ledovce

Povrch souostroví recentně pokrývají asi z 60 % ledovce mnoha typů od karových a údolních po rozsáhlé ledovcové čapky (Stuckenrath, 1982). Vyskytují se i ledovce, jejichž čela končí až na pobřeží fjordů či vnějších moří, kde dochází k oddělování ledovcových ker (Ingolfsson, 2004). Velké údolní ledovce a rozsáhlé ledovcové čapky se



nachází především ve východní části souostroví, kde jsou tyto ledovce živeny kromě srážek také snosem sněhu z mořského zámruzu v zimním období (Ingolfsson, 2004). Naopak v centrální a západní části Západního Špicberku převládají spíše menší ledovce (Hagen et al., 1993). Většina malých, vnitrozemských ledovců má chladnou bázi a jejich rychlost se pohybuje v řádu jednotek metrů ročně. Větší a mocnější ledovce mohou obsahovat i teplou bázi, jejich roční pohyb je v rozmezí 10 – 30 m (Ingolfsson, 2004).

Poloha sněžné čáry (equilibrium line altitude; ELA) na Svalbardu dobře koresponduje s prostorovým rozložením srážek. Na ostrově Prins Karls a ve střední části západního pobřeží Západního Špicberku se ELA pohybuje v nadmořských výškách 200 – 300 m n. m., v severovýchodní části Svalbardu je to až 800 m n.m (Ingolfsson 2004).



**Obr. 8:** Lokalizace ledovců na západním pobřeží zátoky Petunia.

30 – 60 % svalbardských ledovců se řadí do kategorie ledovců s náhlými pohyby čela, tzv. "surging" (Ingolfsson et al., 2004), Lefauconnier et al. (1991) ale předpokládá, že jev nastává až u 90 % Svalbardských ledovců. Při aktivní fázi, která trvá zpravidla 1 – 3

roky, může být zaznamenán roční pohyb čela 3 – 6 km (Lefauconnier et al., 1991). Perioda procesu je pro každý ledovec specifická, odehrává se v řádu 30 – 100 let (Meier 1969). Příčinou je nerovnováha mezi nárůstem ledovcové hmoty v akumulární části a jejím transportem do ablační zóny (Meier, 1969). Proces je typický pro subpolární ledovce, které mají v horní části vlivem velké mocnosti teplou bázi, zatímco ve spodní části mají bázi chladnou (Lefauconnier et al., 1991). Pohyb ve spodní části ledovce je proto pomalejší a aktivuje se při překonání smykového napětí. Při aktivní fázi se v akumulární oblasti sníží výška ledu o 50 – 100 m, zatímco ve spodní části se mocnost ledovce zvýší a čelo se výrazně posune do předpolí (Lefauconnier et al., 1991).

Ferdinandbreen je malý údolní ledovec v severozápadní části zátoky Petunia. Je protáhlý ve směru ZJZ – VSV. Ve svrchní části je Ferdinandbreen rozdělen nunatakem na širší severní a užší jižní proud. Zdrojová oblast je částečně sdílena s větším údolním ledovcem Bertilbreen, který je orientován ve směru SSZ – JJV. Na severu je ledovec Ferdinandbreen oddělen masivem Svenbrenøgda od shodně orientovaného ale většího údolního ledovce Svenbreen. Hora Mumien odděluje ledovec Ferdinandbreen od údolí ledovce Elsabreen, který se nachází na severním svahu hory Pyramiden. Rozmístění ledovců v západní části zátoky Petunia zobrazuje obrázek 8.



**Obr. 9:** Pohled na povrch ledovce Ferdinandbreen, místy pokrytý sutí. Ve střední části vpravo je vidět nunatak.

### **3. METODY SBĚRU A ZPRACOVÁNÍ DAT**

Monitorování vývoje ledovců v Arktidě hraje důležitou úlohu při získávání informací o probíhajících změnách klimatu a přírodního prostředí (Oerlemans, 2005; Overpeck, et al., 1997). Výzkumem vývoje ledovců se zabývalo již mnoho studií, často sledovanými hodnotami jsou plošný a délkový rozsah ledovce, objem, mocnost, výška sněžné čáry či rychlost pohybu ledovce. Následující část práce se věnuje představení metod sběru a zpracování dat, které byly využity při výzkumu ledovce Ferdinandbreen. Metody lze rozdělit na distanční (zpracování leteckých snímků) a na pozemní (sběr bodů GPS a GPR měření).

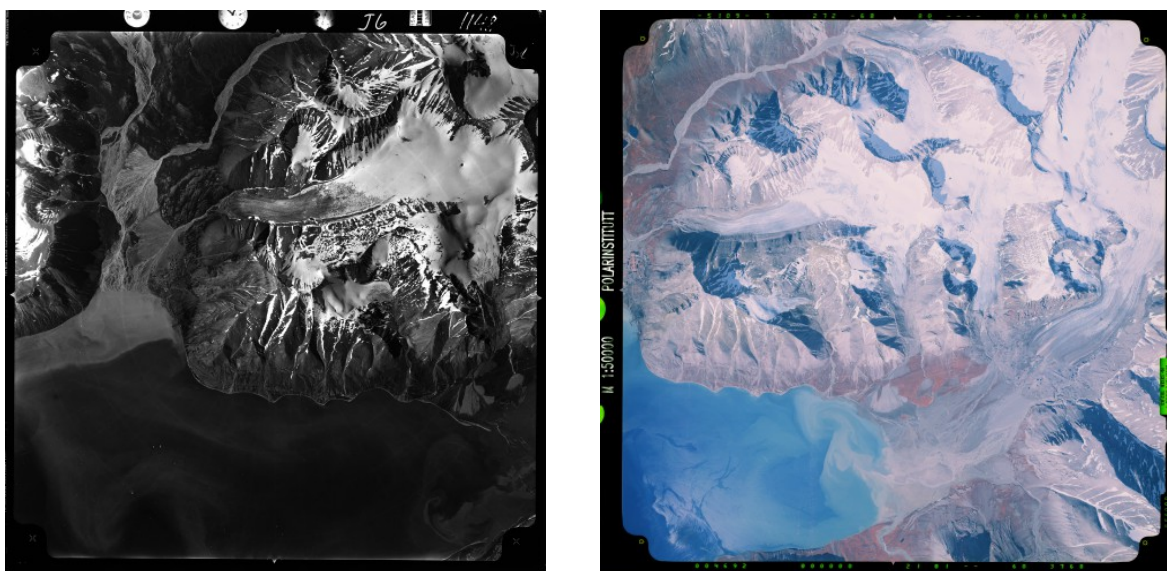
#### **3. 1 Obrazová data**

Informace o rozsahu ledovců mohou dobře poskytovat obrazová data dálkového průzkumu Země, letecké a družicové snímky. Každý z těchto zdrojů dat má své výhody a nevýhody. Letecké snímky disponují vyšším prostorovým rozlišením, a možností naplánovat snímkování v době ideálních světelných a meteorologických podmínek. Nevýhodou leteckých snímků je proměnlivost měřítka a světelných podmínek v různých částech snímku (vlivem nestability nosiče a širokého úhlu záběru) (Pavelka, 2003). Letecké snímky je nutné pro porovnání rozsahu ledovců v čase georeferencovat do jednotného souřadnicového systému. V terénu je třeba zaměřit vlíčovací body, které je pak možné ve snímcích dohledat a podle kterých se provede georeferencování (Pavelka, 2003).

##### **3. 1. 1 Zpracování obrazových dat**

Za účelem vytvoření této práce byly od Norského Polárního Institutu získány letecké snímky z let 1960, 1990 a 2009. Popisné údaje snímků jsou uvedeny v tabulce 1. Snímky byly georeferencovány do souřadnicového systému UTM 33N. Georeferencování snímku z roku 2009 bylo provedeno pomocí 11 vlíčovacích bodů, zaměřených metodou dGPS. Georeferencování snímků z roku 1960 a 1990 proběhlo pomocí sběru vlíčovacích bodů mezi zpracovávaným snímkem a snímkem z roku 2009. Výsledek georeferencování je závislý především na přesnosti zaměření vlíčovacích bodů v terénu, přesnosti určení

odpovídajících bodů na snímku, rovnoměrnosti rozmístění vlíčovacích bodů v zájmovém území, složitosti reliéfu a vlastnostech použitého transformačního algoritmu (Pavelka, 2003). Vzhledem k tomu, že reliéf zájmového území se dynamicky vyvíjí a je zde minimum antropogenních objektů, je zde málo vhodných a v terénu jasně vymežitelných bodů. Počet a rozmístění vlíčovacích bodů proto není ideální. Většina vlíčovacích bodů se nachází na severním svahu údolí a v jeho spodní části, zatímco ve vyšších částech území a především v bezprostředním okolí ledovce je vlíčovacích bodů nedostatek. Rozmístění vlíčovacích bodů na snímcích z let 1960, 1990 a 2009 je zobrazeno v příloze 1 – 3. Bylo testováno 5 transformačních algoritmů, většina z nich však vykazovala poměrně velké prostorové odchylky (tabulka 2). Pro transformaci byla vybrána polynomiální funkce 2. stupně, která dosahuje druhého nejlepšího výsledku střední kvadratické chyby (RMSE) a vytváří vizuálně menší zkreslení, než metoda s nejnižšími hodnotami RMSE.



Obr. 10: Letecký snímek zátoky Petunia z roku 1960 (vlevo) a 1990 (vpravo).

<i>snímek</i>	<i>měřítko</i>	<i>rozlišení (px)</i>	<i>velikost pixelu (m)</i>	<i>typ</i>
<b>1960</b>	1:50 000	19771 x 18931	0,0013 (sken)	černobílý
<b>1990</b>	1:50 000	9728 x 9728	0,0024	barevný
<b>2009</b>	-	15692 x 12367	0,6400	barevný

Tabulka 1: Charakteristiky letec. snímků z let 1960, 1990 a 2009. Kurzívou jsou uvedeny údaje spočítané dodatečně.

Na georeferencovaných snímcích byly následně vymezeny okraje ledovce v letech 1960, 1990 a 2009. Okraj ledovce za rok 2014 byl vymezen pomocí GPS měření, viz kapitola 3.3.1. Na snímcích i v terénu byl ledovec vymezen jako oblast ledovcového ledu nezakrytá sutí (obr. 21 - 24). Rozledí s ledovcem Bertilbreen bylo stanoveno pomocí geofyzikálních dat, viz kapitola 3.2.1. Pro určení délky ledovce byl nejprve stanoven průběh podélné osy ledovce v roce 1960, délky ledovců v letech 1990, 2009 a 2014 pak byly stanoveny pomocí kolmic k podélné ose, které prochází maximální polohou čela ledovce ve zmíněných letech. Délky, rozlohy a délkové a plošné změny ledovce Ferdinandbreen jsou uvedeny v kapitole 4.

<i>transformační metoda</i>	<b>RMSE (m)</b>		
	<b>1960</b>	<b>1990</b>	<b>2009</b>
<b>similarity polynom</b>	82,252	42,577	27,333
<b>polynom 0. stupně</b>	1371,19	1289,13	34,764
<b>polynom 1. stupně</b>	67,094	42,2	21,73
<b>polynom 2. stupně</b>	21,825	18,207	8,494
<b>polynom 3. stupně</b>	14,864	12,719	1,73

**Tabulka 2:** Přesnost transformačních algoritmů.

Odchylka délky ledovce byla stanovena jako střední kvadratická chyba (RMSE) georeferencování. Odchylka rozlohy byla stanovena jako průměr ploch, vymezených pomocí bufferů rozlohy o velikosti  $A \pm RMSE$ , kde  $A$  je rozloha ledovce a  $RMSE$  je střední kvadratická chyba georeferencování. Dále byly vypočteny odchylky pro délkové a plošné změny pro období 1960 – 1990, 1990 – 2009 a 2009 – 2014 jako součet jednotlivých odchylek. Hodnoty stanovených odchylek jsou uvedeny v tabulce 3, jedná se o maximální teoreticky možné chyby, reálná chyba bude pravděpodobně nižší.

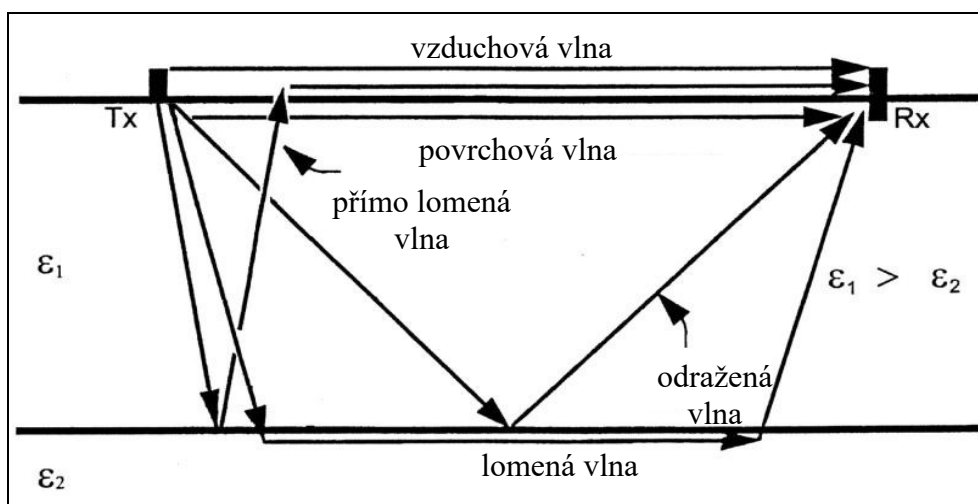
<i>rok (období)</i>	<b>odchylka délek (km)</b>	<b>odchylka ploch (km<sup>2</sup>)</b>
<b>1960</b>	0,022	0,214
<b>1990</b>	0,018	0,094
<b>2009</b>	0,008	0,045
<b>2014</b>	0,006	0,032
<b>1960 - 1990</b>	0,040	0,308
<b>1990 - 2009</b>	0,026	0,139
<b>2009 - 2014</b>	0,014	0,077
<b>1960 - 2014</b>	$5,185 \cdot 10^{-4}$	0,005

**Tabulka 3:** Odchylky délek a ploch.

### 3. 2 Georadarová metoda

Georadarová metoda (ground penetrating radar; GPR) je nedestruktivní metoda, která poskytuje informace o mělkých podpovrchových strukturách a jejich vlastnostech s poměrně vysokým prostorovým rozlišením. (Daniels, 2004). GPR má značné možnosti uplatnění v geologických vědách (sedimentologie, tektonika, speleologie, hydrogeologie, detekce geohazardů), archeologii a dalších oborech (Bristow, et al., 2003). V glaciologii se využívá nejen pro měření mocnosti ledovců, ale také pro výzkum subglaciálních a englaciálních odtokových systémů či vývoje přírůstku ledovcové hmoty prostřednictvím detekce rozhraní ledových vrstev (Woodward et al., 2007; Baelum et al., 2011).

Princip metody GPR spočívá ve vysílání elektromagnetických (EM) pulsů o vysoké frekvenci (nejčastěji v řádu desítek – stovek MHz) do zkoumaného podloží a přijímání jejich odezvy (Cassidy, 2009). EM vlna se při interakci s objektem o jiných dielektrických vlastnostech odráží, čímž vzniká zpětný signál (obr. 11). Při průchodu prostředím je EM vlna zeslabována, proto se síla odrazů od objektů s hloubkou snižuje (Jol, 2008). Časová prodleva mezi vyslaným a přijatým odraženým pulsem je v řádu nanosekund a označuje se jako obousměrný čas (two – way travel time; TWT) (Daniels, 2004).

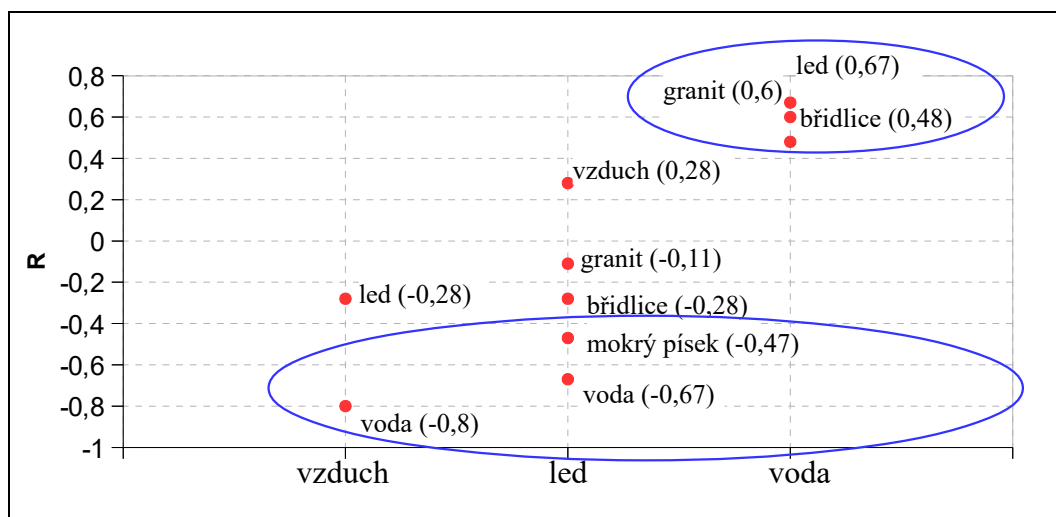


Obr. 11: Princip metody GPR.

Rychlost šíření EM vln je nepřímo úměrná dielektrickým vlastnostem prostředí, především relativní permitivitě  $\epsilon_r$  a konduktivitě  $\sigma$  (Bristow, et al., 2003). Hodnoty těchto veličin ve vybraných materiálech jsou uvedeny v tabulce 4. Množství odražené energie R na rozhraní dvou materiálů je přímo úměrné rozdílu jejich permitivity (Baelum et al., 2011). Hodnoty R pro různé typy rozhraní ukazuje obrázek 12. Množství odražené energie lze spočítat podle vzorce :

$$R = (\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}) / (\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}})$$

Rychlost šíření EM vlny suchým, čistým ledem je  $0,168 \pm 0,003$  m/ns (Baelum et al., 2011). Pälli et al. (2002) však uvádí, že rychlost šíření EM vln v ledu může být značným způsobem ovlivněna množstvím faktorů, jako je obsah vody, obsah cizorodých objektů (od prachu po horninové úlomky) či chemismus obsažené vody. Především saturace vodou může hrát významnou roli díky velkému rozdílu relativní permitivity vody ( $\epsilon_r = 81$ ) a ledu ( $\epsilon_r = 3,5$ ), viz tabulka 4.

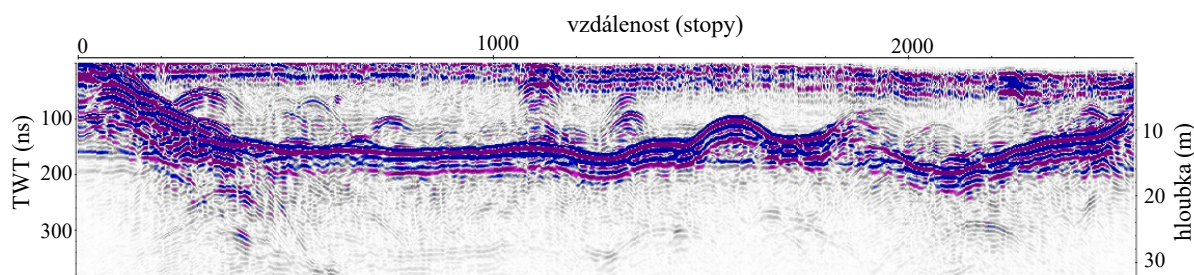


**Obr. 12:** Množství odražené energie (R) na rozhraní dvou materiálů. Materiál v popisu osy x tvoří horní vrstvu rozhraní, materiály uvedené v těle grafu dolní. Prostředí saturovaná vodou mají vyšší absolutní hodnoty R (modře zvýrazněno) (Baelum et al., 2011).

<i>materiál</i>	<i>relativní permitivita <math>\epsilon_r</math></i>	<i>konduktivita <math>\sigma</math> (<math>S \cdot m^{-1}</math>)</i>
vzduch	1	0
mořská voda	81 - 88	4000
sladká voda	78 - 88	0,1 - 10
čistý led	3	$1 \times 10^{-6} - 1$
granit	5 - 8	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-5}$
vlhký jíl	2 - 20	1 - 100
suchý jíl	15 - 40	100 - 1000
suchý vápenec	6 - 15	10 - 100
vlhký vápenec	4 - 8	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-7}$
suchý pískovec	5 - 15	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^{-3}$
vlhký pískovec	4 - 7	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-7}$

**Tabulka 4:** Dielektrické vlastnosti vybraných materiálů (Beres, Haeni, 1991) (Jol, 2008).

Výsledky GPR měření se graficky zaznamenávají prostřednictvím radargramů (obrázek 13) (Cassidy, 2009). Osa x označuje polohu v podobě stop, osa y pak TWT (Jol, 2008). V každém radargramu jsou ve svrchní části dva rovnoběžné odrazy. První a nejsilnější detekovaný impuls se šíří od vysílače k přijímači vzduchem, druhý představuje odraz od povrchu.



**Obr. 13:** Ukázka radargramu GPR profilu z ledovce Ferdinandbreen.

### 3. 2. 1 Pořízení a zpracování GPR dat

Radarové měření ledovce Ferdinandbreen proběhlo 31. července 2014 pomocí přístroje firmy MALÅ Geoscience s řídicí jednotkou RAMAC CU-II a RTA anténou o frekvenci 50 Mhz (MALÅ GeoScience, 2005). Délka časového okna byla 1120 ns, krok vzorkování 0,1 s. Bylo vytvořeno 15 GPR profilů (obr. 14), jejichž charakteristiky jsou uvedeny v tabulce 5. Chyba GPR měření činí 0,84 m, její výpočet probíhá podle následujících vzorců, kde  $E$  = chyba,  $v$  = rychlost šíření EM signálu,  $f$  = frekvence a  $\lambda$  = vlnová délka (Jol, 2008).

$$E = \lambda / 4;$$

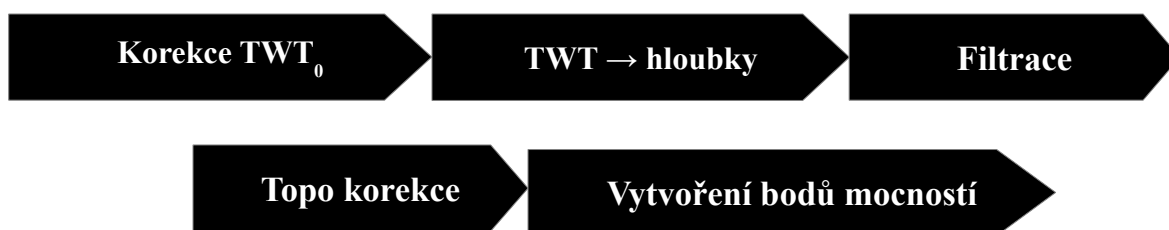
$$\lambda = v / f$$





Obr. 14: Stopy GPR profilů na ledovci Ferdinandbreen.

Radargramy je před dalším použitím vhodné předzpracovat za účelem lepší čitelnosti dat (Cassidy, 2009). Naměřená data byla importována v softwaru ReflexW 4.5. Předzpracovaná data pak posloužila k vytvoření bodové vrstvy mocnosti ledovce v softwaru ArcMap 10.4. Obrázek 15 ukazuje schéma postupu zpracování.



Obr. 15: Postup předzpracování radarových dat.

<b>profil</b>	<b>délka profilu (m)</b>	<b>nejnižší nadmořská výška báze (m)</b>	<b>nejvyšší nadmořská výška báze (m)</b>	<b>maximální mocnost (m)</b>
DAT_0010	1483	236	528	45
DAT_0011	428	506	549	39
DAT_0012	269	479	492	11
DAT_0014	128	447	457	11
DAT_0015	765	408	447	33
DAT_0016	148	381	398	16
DAT_0017	451	333	360	23
DAT_0018	280	365	384	13
DAT_0019	326	311	335	18
DAT_0020	327	254	296	17
DAT_0021	39	249	257	3
DAT_0025	1345	246	514	21
DAT_0026	356	436	517	30
DAT_0027	339	412	470	41
DAT_0028	1157	245	488	22

Tabulka 5: Vybrané charakteristiky GPR profilů. Jedná se o hodnoty, naměřené v celé délce profilu.

### Korekce počátečního času a transformace hodnot TWT na hloubky

Počátek radarových odrazů nemusí být v radargramu umístěn vždy v čase  $TWT_0$ . Proto je nutné před dalším zpracováním provést korekci a nastavit jako počátek osy y radargramu záznam odrazu od povrchu. Pro další analýzu je třeba převést hodnoty TWT na hloubky, a to dosazením rychlosti šíření EM signálu ( $v$ ) v daném prostředí. Pro ledovcový led byla zvolena hodnota 0,168 m/ns (Baelum et al., 2011). Vzorec pro transformaci TWT na hloubky je (Jol, 2008):

$$D = v * TWT / 2$$

### Filtrování dat

Za účelem zvýraznění signálu, potlačení šumu a celkového zlepšení vizuální kvality pro snazší interpretaci se radarová data filtrují. Jednoduché filtry lze rozdělit do dvou základních skupin: časové (filtr je aplikován ve směru osy y na každou stopu zvlášť) a prostorové (počítají s více stopami v zadané vzdálenosti). Existují však i složitější filtry, které jsou aplikovány v prostoru i čase. Obecně platí, že jednoduché filtry fungují na bázi potlačení, odebrání nebo zvýraznění určitých frekvencí v čase či prostoru (Cassidy, 2009). V této práci byly využity následující filtry:

- **Background removal** – tento filtr odstraňuje konzistentní pozadový šum v datech. Nejprve spočítá ze všech stop průměrnou hodnotu, kterou pak odečítá od každé jednotlivé stopy. Filtr je vhodný pro úpravu dat za účelem zvýraznění jednoho konkrétního rozhraní (led / báze) v jinak poměrně homogenním prostředí (Sandmeier-geo, 2016).
- **Manual gain** – filtry ze skupiny gain modifikují intenzitu signálu v čase (případně v prostoru). Filtry se používají ke zvýšení intenzity signálu, který je při průchodu prostředím zeslabován (Sandmeier-geo, 2016). Využil jsem manuální nastavení, zvolil jsem lineární funkci zvýraznění signálu v čase od počátku do času odrazu báze v maximální hloubce.

### Topografická korekce

Nadmožská výška GPR profilu v prostoru není konstantní. Vizualizace správné topologie se provádí prostřednictvím topografické korekce. Za tímto účelem je třeba vytvořit soubor korekčních dat, pomocí kterých se vertikálně posouvají stopy v radargramu a počítá posun času příchodu prvního odrazu v závislosti na nadmožské výšce. Níže jsou uvedeny vzorce pro časový postun příchodu prvního odrazu ( $T_{corr}$ ). Veličina  $H$  je denivelace, tedy rozdíl aktuální ( $NV$ ) a maximální ( $NV_{max}$ ) nadmožské výšky v profilu,  $\epsilon$  značí relativní permitivitu prostředí (ledu) (Jol, 2008).

$$T_{corr} = 2 * H * \sqrt{\epsilon}$$

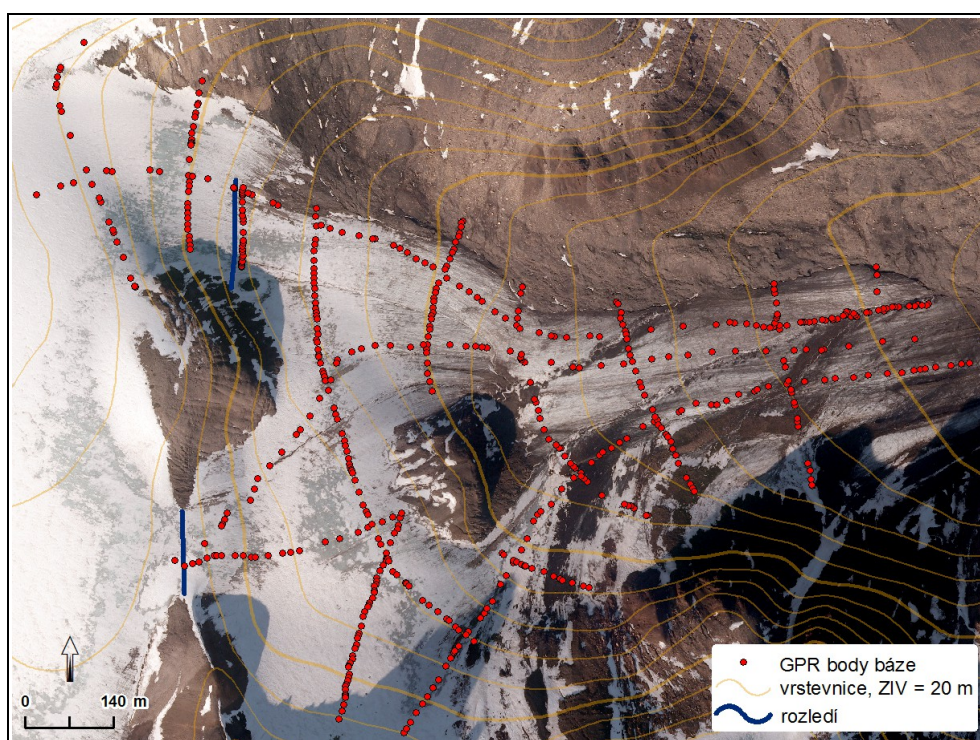
$$H = NV_{max} - NV$$

### Vytvoření bodů hloubek

Za účelem vytvoření digitálního modelu báze ledovce bylo nutné vytvořit vrstvu bodů s údajem o mocnosti ledu. Nejprve byly vybrány reprezentativní body profilových stop, které vystihují průběh linií profilů v horizontálním a vertikálním směru a které současně zohledňují průběh bazálního odrazného rozhraní ledovce. Změny průběhu profilů v horizontálním a vertikálním směru byly zjištěny vizualizací stop profilů v softwaru ArcGIS 10.4, změny trendu báze ledovce byly zjištěny v programu ReflexW. Množina vybraných bodů byla posléze doplněna dalšími body tak, aby maximální vzdálenost mezi

sousedními body v profilových stopách byla menší než 50 m. Výsledný dataset obsahoval 546 hloubkových bodů s průměrnou vzdáleností 9,72 m. Prostorové rozmístění bodů je zobrazeno na obrázku 16. Hloubka odrazného rozhraní báze ledovce byla odečtena v programu ReflexW 4.5 a tyto hodnoty byly zaznamenány v atributové tabulce příslušné bodové vrstvy v programu ArcMap 10.4.

Na základě výsledků GPR měření byla stanovena hranice rozledí s ledovcem Bertilbreen. Rozledí bylo stanoveno v oblasti severojižně orientovaného skalního prahu, který přibližně v polovině délky rozledí vystupuje nad povrch ledovce v podobě skalního výchozu (obr. 16). Rozledí je vedeno místy s nejnižší mocností ledovce. Jižně od skalního výchozu rozledí probíhá přirozeně ve spojnici se severozápadním hřbetem hory Mumien. Severně od skalního výchozu je rozledí posunuto přibližně o 120 m na východ.



**Obr. 16:** GPR body hloubek odrazného rozhraní báze ledovce Ferdinandbreen s vyznačeným rozledím.

### 3. 3 GPS, dGPS měření

System GPS Navstar je globální družicový navigační systém, provozovaný Ministerstvem obrany USA. System GPS se skládá z kosmického segmentu (24 družic) a pozemního řídicího a uživatelského segmentu. Satelity GPS generují signál, který vysílají k přijímači. Přijímač porovná časový posun mezi přijatým signálem a svým vlastním generovaným signálem a vypočítá tzv. pseudovzdálenost (vzdálenost mezi anténou přijímače a družicí) (Hofmann – Wellenhof, et al., 2012). Pro určení polohy přijímače v prostoru je nutný signál minimálně ze 4 družic (3 hodnoty slouží k určení prostorových souřadnic, pomocí 4. hodnoty se provádí korekce chyb). Poloha, určená GPS přijímačem je vztažena k souřadnicovému systému WGS-84. Diferenciální GPS je metoda, založená na určování relativní polohy dvou stanic, pomocí níž lze určit absolutní polohu až v řádu centimetrů (Rapant, 2002). Principem metody je měření polohy dvěma přijímači současně. Tzv. referenční stanice je umístěna v bodě se známými geodetickými souřadnicemi. Pomocí porovnání pevných a měřených souřadnic vypočítává korekce, které buď posílá druhému přijímači, nebo je ukládá v paměti pro následný postprocessing. Druhý přijímač, zvaný rover zaměřuje objekty v zájmovém území. Korekce jsou počítané pro blízké okolí referenční stanice, proto by měly být obě stanice vzdáleny nanejvýš několik desítek km (Rapant, 2002).



**Obr. 17:** DGPS přijímač při polohovém měření bodů na povrchu ledovce.

### 3. 3. 1 Pořízení a zpracování GPS dat

Měření dGPS bodů na ledovci Ferdinandbreen proběhlo pomocí přístroje *Trimble GeoExplorer S6000* (Trimble, 2009). Referenční stanice byla umístěna na základně CPE, přibližně 4 km vzdušnou čarou od čela ledovce Ferdinandbreen, její souřadnice byly zaměřeny pomocí dGPS s referenční stanicí v Longyearbyenu. Měření v terénu probíhalo přibližně ve 100 m gridu. Přijímač byl položen na povrch ledovce a měření probíhalo po dobu 2 minut. Výsledné souřadnice bodu představují průměr naměřených hodnot. Body okraje ledovce a stopy GPR profilů byly zaměřeny pomocí přístroje Garmin GPSMAP® 60CSx (Garmin, 2009).

Data z měření diferenciální GPS obsahují dva soubory – body měřené v terénu tzv. roverem a korekční data z kontrolní stanice. Soubor korekcí obsahuje opravy prostorových odchylek v konkrétních časech v závislosti na konfiguraci družic a stavu atmosféry. V softwaru Pathfinder Office (Trimble, 2008) byly pro každý bod, měřený roverem vypočteny korekce souřadnic a stanoveny horizontální i vertikální odchylky. Bodová vrstva byla posléze převedena do souřadnicového systému UTM, zóna 33N. Naměřené a zpracované body byly s ohledem na další využití rozděleny na dvě skupiny. Skupina, určená k doplnění datasetu pro vytvoření digitálního modelu povrchu ledovce obsahuje 45 bodů. Druhá skupina byla využita jako vlíčovací body pro georeferencování družicového snímku z roku 2009 a obsahuje 11 bodů.

Průměrná horizontální přesnost vlíčovacích bodů činí 0,26 m, průměrná vertikální přesnost je 0,3 m. Průměrná horizontální přesnost bodů, určených k vytvoření digitálního modelu povrchu, je 0,65 m, průměrná vertikální přesnost činí 1 m. Horizontální a vertikální odchylka GPS měření přístrojem Garmin byla stanovena porovnáním s měřením dGPS. Průměrná horizontální chyba GPS měření je 6,12 m a vertikální 7,6 m. Dále byla spočtena odchylka délky a rozlohy ledovce v roce 2014. Délková odchylka ledovce odpovídá horizontální odchylce GPS měření, odchylka rozlohy byla určena pomocí bufferů rozlohy o velikosti  $A \pm HO$ , kde A je rozloha ledovce a HO je průměrná horizontální odchylka GPS měření. Výsledné odchylky jsou uvedeny v tabulce 3.

### 3. 4 Výpočet objemu a mocnosti ledovce

Objem a mocnost ledovce patří mezi základní glaciologické charakteristiky. Nejprve je třeba získat pravidelný grid bazální plochy a povrchu ledovce, který se vytvoří pomocí interpolačních algoritmů. Aby výsledný digitální model co nejlépe vystihoval reálný průběh báze, byla interpolace provedena třemi různými metodami. Stručný popis těchto metod byl proveden na základě publikace Ježka (2016). Získané výsledky byly porovnány pomocí Křížové validace (KV). Následně se určí objem a mocnost tělesa, vymezeného těmito dvěma plochami. Testování interpolačních metod a vytvoření gridů bylo provedeno automatizovaně pomocí Model Builderu v softwaru ArcMap 10.4 (ukázka je uvedena v příloze 4). Schéma výpočtu objemu a mocnosti ledovce je na obrázku 18.



Obr. 18: Postup výpočtu objemu ledovce.

#### 3. 4. 1 Interpolační metody

##### IDW

Metoda inverzních vzdáleností (IDW) je jednoduchá interpolační metoda, založená na váženém průměru. Základní myšlenka metody spočívá v předpokladu, že bližší body mají větší vliv na výslednou hodnotu interpolovaného bodu. Váhy jsou nepřímo úměrné  $n$ -té mocnině vzdálenosti interpolovaného bodu od okolních datových bodů. Níže je uveden vzorec výpočtu metody IDW. Interpolovaný bod je označen  $z_0$ ,  $z_i$  jsou datové body a  $\lambda_i$  jejich váhy. Vzdálenosti interpolovaného bodu od datových bodů  $r_i$  jsou umocněné koeficientem  $\alpha$ . Škálovací koeficient  $c$  se volí tak, aby součet vah byl roven 1.

$$z_0 = \sum \lambda_i * z_i; \quad \lambda_i = c/r_i^\alpha; \quad i \in \langle 1; n \rangle$$

Výsledky metody IDW jsou specifické tím, že maxima resp. minima modelované plochy leží v datových bodech. Se zvětšující se mocninou vzdálenosti roste vliv nejbližšího datového bodu. Použitím první mocniny produkuje metoda IDW v datových bodech ostré extrémy, zatímco při použití vyšších mocnin je interpolovaný povrch hladší. Extrapolované hodnoty mimo datovou oblast se blíží k průměru datových bodů. Tento jev lze eliminovat omezením velikosti okolí interpolovaných bodů. Výsledky metody IDW jsou silně závislé na konfiguraci datových bodů. Shluky blízkých bodů mají neúměrně velký vliv na hodnotu interpolovaného bodu. Problémy se shluky bodů lze vyřešit například stanovením minimální vzájemné vzdálenosti datových bodů. Typickým rysem metody IDW je také produkce kruhových struktur "bull eyes", zejména u relativně malého množství vstupních bodů. Nevýhodou metody IDW může být také subjektivní volba vah, respektive mocniny vzdáleností bodů.

### **RBF**

Metoda radiálních bázových funkcí (RBF) je podobně jako metoda IDW založena na předpokladu, že vliv datového bodu klesá úměrně se vzdáleností a je ve všech směrech stejný. Interpolaci lze zapsat jako lineární kombinaci vzdáleností mezi datovými body a interpolovaným bodem. Metodu RBF lze zapsat pomocí následující rovnice, kde  $z_{(x)}$  je hodnota interpolovaného bodu,  $a_i$  jsou neznámé koeficienty rovnic,  $r$  je vzdálenost datového a interpolovaného bodu. Pro ovlivnění hladkosti průběhu interpolace se zavádí parametr  $s$ .

$$z_{(x)} = \sum a_i * \sqrt{(r^2 + s^2)}$$

Volíme-li  $s = 0$ , získáme po částech lineární interpolaci (lomenou čáru). Se zvyšující se hodnotou parametru  $s$  se funkce v datových bodech více zaoblí a je de facto lineární kombinací hyperbol se středy v datových bodech. Funkce vzdáleností interpolovaných a datových bodů  $F_{(r)}$  lze nahradit různými typy bázových funkcí se specifickými vlastnostmi. Vlastnosti metody RBF závisí na použité bázové funkci. Výsledky jednotlivých bázových funkcí se liší především na okrajích území a při extrapolaci dat. Pro interpolaci digitálního modelu bazální plochy a povrchu ledovce byly testovány tři bázové funkce: multikvadratika, inverzní multikvadratika a tenkostěnný splajn.



## Kriging

Kriging je geostatistická metoda odhadu prostorové veličiny, založena na váženém průměru. Váhy jsou stanoveny tak, aby chyba odhadu byla minimalizována. Podkladem pro stanovení vah je variogram, který popisuje vlastnosti prostorové proměnné. Existuje mnoho typů Krigingu, v této práci bude popsána nejčastěji používaná metoda: základní kriging (ordinary kriging, OK). Níže je uvedena základní rovnice krigingu, kde se hodnota prostorové veličiny  $z$  v bodě  $x_0$  vypočítá jako vážený součet okolních bodů  $z_{xi}$  s vahami  $\lambda_i$ . Veličina  $\mu_L$  je další parametr, takzvaný Lagrangeův multiplikátor.

$$Zx_0 = \sum \lambda_i * z_{xi} \qquad \sum \lambda_j * \gamma(x_i - x_j) + \mu_L = \gamma(x_i - x_0) \qquad \sum \lambda_j = 1$$

Kriging nevytváří skutečný průběh prostorové veličiny, pouze odhad průměrného průběhu prostorové veličiny datovými body. Hodnota vah je závislá na prostorovém rozložení datových bodů, proto u krigingu nedochází k nadhodnocování významu shluků bodů. Výsledek krigingu není tedy tak silně zatížen pravidelností rozložení dat. Na výsledek krigingu však má velký vliv volba a použití teoretického variogramu.

**Variogram** je veličina, popisující strukturu prostorové proměnné. Základním předpokladem je, že rozdíl hodnot blízkých bodů je nižší, než rozdíl hodnot bodů vzdálenějších. Hodnoty bližších bodů jsou v průměru více korelované. Variogram se graficky znázorňuje jako vztah vzdálenosti bodů ( $h$ ) a polovinou kvadrátu rozdílu jejich hodnot ( $d$ ).

$$d = 1/2 * (z_{xi} - z_{xj})^2$$

Variogram, spočítaný pro všechny dvojice datových bodů se nazývá variogram mrak. Malým hodnotám  $h$  odpovídají malé hodnoty  $d$  s malým rozptylem. S rostoucí hodnotou  $h$  roste rozptyl hodnot  $d$ : vzdálenější body mohou vykazovat malé i velké rozdíly hodnot. Rozdělíme-li veličinu  $h$  na menší intervaly a pro každý spočítáme průměrnou hodnotu ( $\gamma$ ), získáme takzvaný empirický variogram. Získáme tak informaci o nárůstu

nepodobnosti se vzdáleností. Abychom mohli variogram využít pro odhad prostorové proměnné metodou kriging, je třeba empirický variogram zjednodušit. Empirický variogram aproximujeme (proložíme) křivkou, která se nazývá teoretický variogram.

### **Křížová validace**

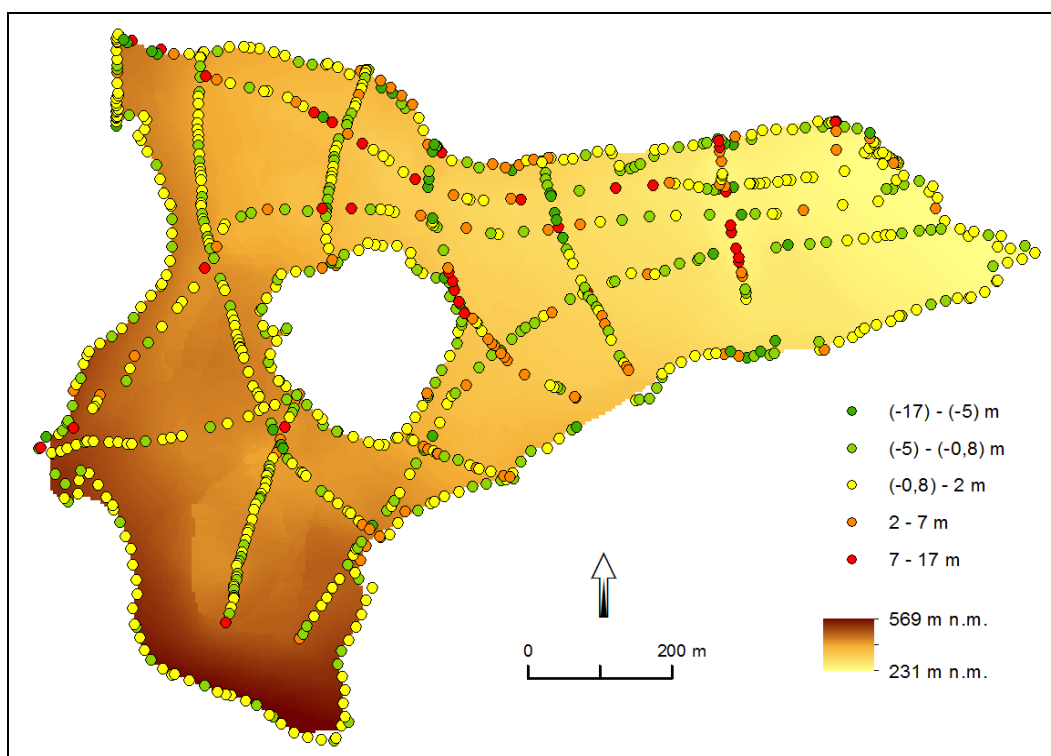
Křížová validace (KV) je nástroj hodnocení kvality interpolace, pomocí něhož lze z více interpolačních algoritmů vybrat nejvhodnější. Metoda zkoumá schopnost algoritmu interpolovat původní data. Datové body jsou postupně vynechávány a nahrazovány interpolovanou hodnotou z ostatních datových bodů. Rozdíl skutečné a interpolované hodnoty se označuje jako chyba. Kvalitu interpolace popisují dvě veličiny: průměrná chyba (ME) a střední kvadratická chyba (RMSE). Proměnná  $z_x$  značí hodnotu datového bodu,  $z^*_x$  interpolovanou hodnotu a  $n$  počet interpolovaných bodů. U kvalitní interpolace by RMSE měla být co nejmenší (nejblíže 0). Znaménko ukazatele ME udává, zda interpolace výsledky systematicky podhodnocuje či nadhodnocuje. Střední kvadratická chyba je využita jako jedna ze vstupních veličin pro vyjádření míry nejistoty výsledné mocnosti a objemu ledovce.

$$ME = 1 / n * \sum (z_{xi} - z^*_{xi}) \qquad RMSE = \sqrt{1 / n * \sum (z_{xi} - z^*_{xi})^2}$$

### **3. 4. 2 Vytvoření DMR bazální plochy**

Vstupními daty pro interpolaci bazální plochy jsou body hloubek, získané pomocí metody GPR. Dataset obsahuje 546 hloubkových bodů nepravidelně rozmístěných na ploše ledovce, které byly doplněny o 363 obvodových bodů, zaměřených v terénu pomocí GPS, viz obr. 19 (rozmístění datových bodů je shodné s rozmístěním bodů křížové validace). Použito bylo 19 interpolačních metod, které lze rozdělit do 3 skupin: IDW, RBF a Kriging. Byla otestována 1 IDW interpolace, 3 typy bazových funkcí (RBF) a 15 různých typů variogramů u metody Kriging. Pomocí křížové validace byly metody vzájemně porovnány. Charakteristiky pro 5 metod s nejnižšími hodnotami RMSE jsou uvedeny v tabulce 6. Jedná se o metodu Kriging s různými typy variogramů.

Pro interpolaci bazální plochy ledovce byla vybrána metoda Kriging, s empirickou transformací dat a Whittleyovým variogramem s trendem. Tato metoda dosahovala nejnižší RMSE (3,722 m) a nejnižší směrodatné odchytky chyb (3,722 m). Digitální model bazální plochy byl vytvořen v podobě pravidelného gridu s hustotou 0,045 bodů / m<sup>2</sup> a rasteru s rozlišením 4,7 m. Grid i raster byl oříznut pomocí polygonové vrstvy povrchu ledovce, vytvořené z GPS měření obvodu v roce 2014. Na obrázku 21 je zobrazen výsledný raster digitálního modelu s prostorovým rozložením chyb. Chyby s nejvyššími kladnými a zápornými hodnotami se vyskytují především v místech křížení linií georadarových měření, kde mohlo teoreticky docházet k relativně vysokým změnám výšky vstupních dat na malé ploše.



**Obr. 19:** Digitální model bazální plochy s prostorovým rozložením chyb. Chyby jsou rozděleny do přirozených intervalů (natural breaks), podle maximální podobnosti hodnot uvnitř intervalů a maximální rozdílnosti mezi intervaly.

<i>metoda</i>	<i>maximální záporná chyba</i>	<i>maximální kladná chyba</i>	<i>směrodatná odchylka chyby</i>	<i>průměrná chyba</i>	<i>střední kvadrat. chyba</i>
<b>K_Emp_Whitt.</b>	-23,111 m	24,354 m	4,079 m	0,061 m	4,079 m
<b>K_Emp_Whitt_det.</b>	-17,212 m	16,936 m	3,722 m	0,045 m	3,722 m
<b>K_Log_Bess_det.</b>	-18,892 m	25,382 m	4,111 m	0,112 m	4,113 m
<b>K_Log_Whitt_det.</b>	-20,048 m	24,863 m	4,082 m	0,096 m	4,083 m
<b>K_None_Tps.</b>	-19,169 m	25,313 m	4,090 m	0,159 m	4,093 m

**Tabulka 6:** Interpolace bazální plochy – výsledky k.v. u pěti nejpřesnějších metod.

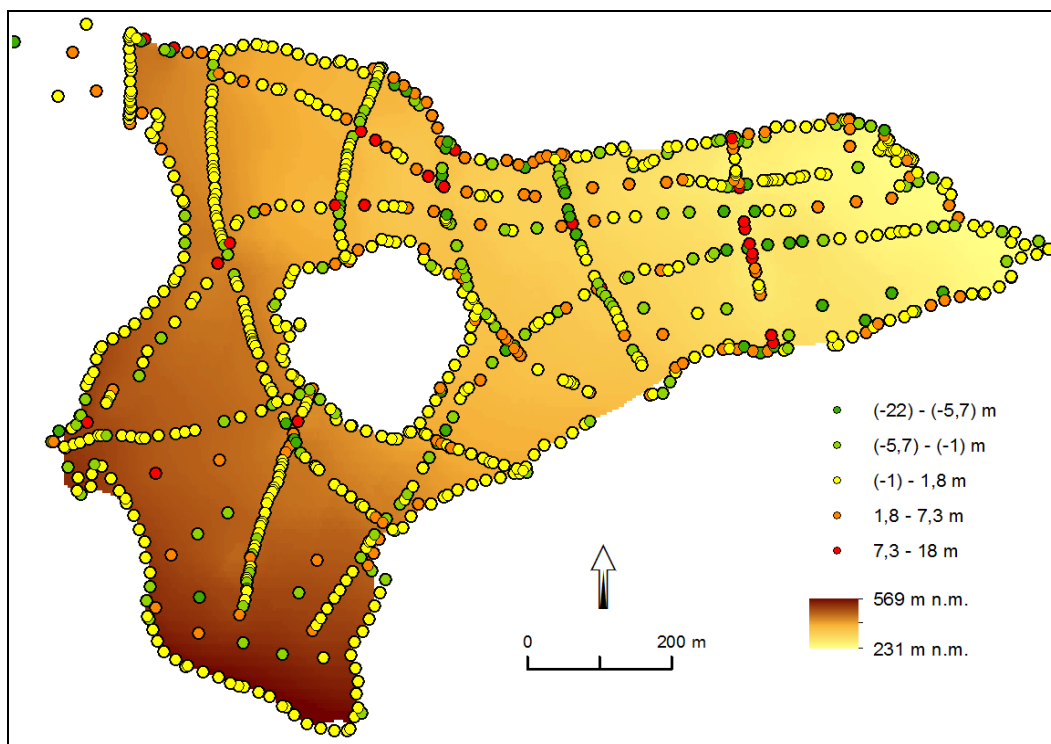
### 3. 4. 3 Vytvoření DMR povrchu

Postup interpolace povrchu ledovce proběhl analogickým způsobem jako v případě interpolace báze. Vstupními daty byl shodný dataset, ke kterému bylo dále přidáno 45 bodů, zaměřených dGPS v oblastech s nejnižší hustotou bodů (obr. 20). Na ledovci Ferdinandbreen se nachází 27 dGPS bodů, zbylých 18 bodů je v severní části rozledí s ledovcem Bertilbreen. V tabulce 7 jsou prezentovány výsledky křížové validace pro 5 metod s nejlepšími výsledky RMSE. Jedná se o Kriging s pěti různými variogramy a v některých případech s trendem. Jako výsledná interpolační metoda byl zvolen Kriging, s log empirickou transformací dat a Whittleyovým variogramem s trendem, která vykazovala nejlepší hodnoty RMSE (3,488 m) i směrodatné odchylky chyb (3,486 m). Digitální model povrchu byl vytvořen v podobě pravidelného gridu a rasteru se shodným prostorovým rozlišením jako v případě modelu bazální plochy. Na obrázku 20 je zobrazen výsledný raster digitálního modelu s prostorovým rozložením chyb.

<i>metoda</i>	<i>maximální záporná chyba</i>	<i>maximální kladná chyba</i>	<i>směrodatná odchylka chyby</i>	<i>průměrná chyba</i>	<i>střední kvadrat. chyba</i>
<b>K_Emp_Bess.</b>	-23,120 m	18,403 m	3,502 m	0,083 m	3,503 m
<b>K_Emp_Whitt_det.</b>	-22,809 m	17,716 m	3,491 m	0,075 m	3,492 m
<b>K_Log_Bess.</b>	-22,786 m	18,710 m	3,519 m	0,096 m	3,521 m
<b>K_Log_Whitt_det.</b>	-22,316 m	17,481 m	3,486 m	0,085 m	3,488 m
<b>K_None_Tps.</b>	-21,988 m	17,390 m	3,625 m	0,102 m	3,626 m

**Tabulka 7:** Interpolace povrchu – výsledky k.v. u pěti nejpřesnějších metod

Dále byl vytvořen digitální model povrchu v roce 1990. Jako vstupní data byly použity vektorové vrstevnice z roku 1990 s intervalem 20 m. Digitální model byl vytvořen v podobě rasteru v softwaru ArcMap 10.4 pomocí nástroje topo to raster. Průměrná vertikální chyba vstupní vrstvy činí 5m (König, 2014). Digitální model povrchu 1990 byl oříznut pomocí digitálního modelu povrchu 2014.



**Obr. 20:** Digitální model povrchu s prostorovým rozložením chyb. Intervaly chyb jsou stanoveny stejně jako v případě báze.

#### 3. 4. 4. Výpočet objemu a mocnosti ledovce

Pomocí digitálního modelu báze a povrchu byl spočten objem ledovce. Výpočet proběhl pomocí nástroje Cut Fill v softwaru Arc Map 10.4 a výsledek byl ověřen výpočtem v softwaru Map Info. Odečtením DMR povrchu a DMR báze byl vytvořen raster prostorového rozložení mocností a spočtena průměrná a maximální mocnost ledovce. Odečtením DMR povrchu 1990 a 2014 byl vytvořen raster prostorového rozložení úbytku mocnosti v uvedeném období. Objem a mocnost ledovce, stejně tak jako úbytek mocnosti v období 1990 – 2014, je uveden v kapitole 4.

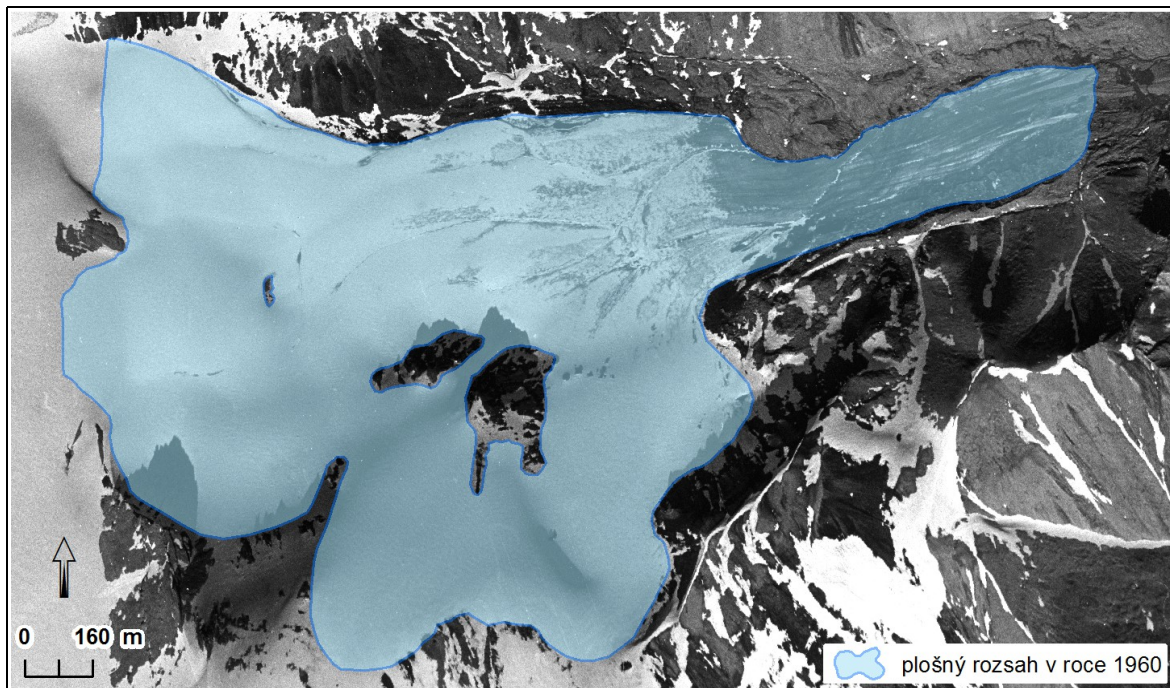
Chyba objemu ledovce se vypočítá jako součin plošné a výškové chyby. Plošná chyba je shodná s chybou rozlohy ledovce v roce 2014, výšková jako součet RMSE interpolace a chyby GPR měření. Chyba objemu ledovce je 145 453 m<sup>3</sup>. Chyba měřených mocností byla stanovena jako chyba GPR měření, tedy 0,84 m. Chyba modelovaných mocností v roce 2014 byla stanovena jako součet RMSE modelování a chyby GPR měření a činí 3,806 m. Chyba rozdílu mocnosti v období 1990 – 2014 byla vypočítána jako součet RMSE modelu povrchu z roku 2014, průměrné chyby vrstevnic z roku 1990 a střední kvadratické chyby GPS měření a činí 16 m. Jedná se vždy o maximální teoreticky možnou chybu, reálná chyba bude pravděpodobně nabývat nižších hodnot. Hodnoty objemu a mocnosti ledovce jsou uvedeny v kapitole 4.

## 4. Výsledky zpracování

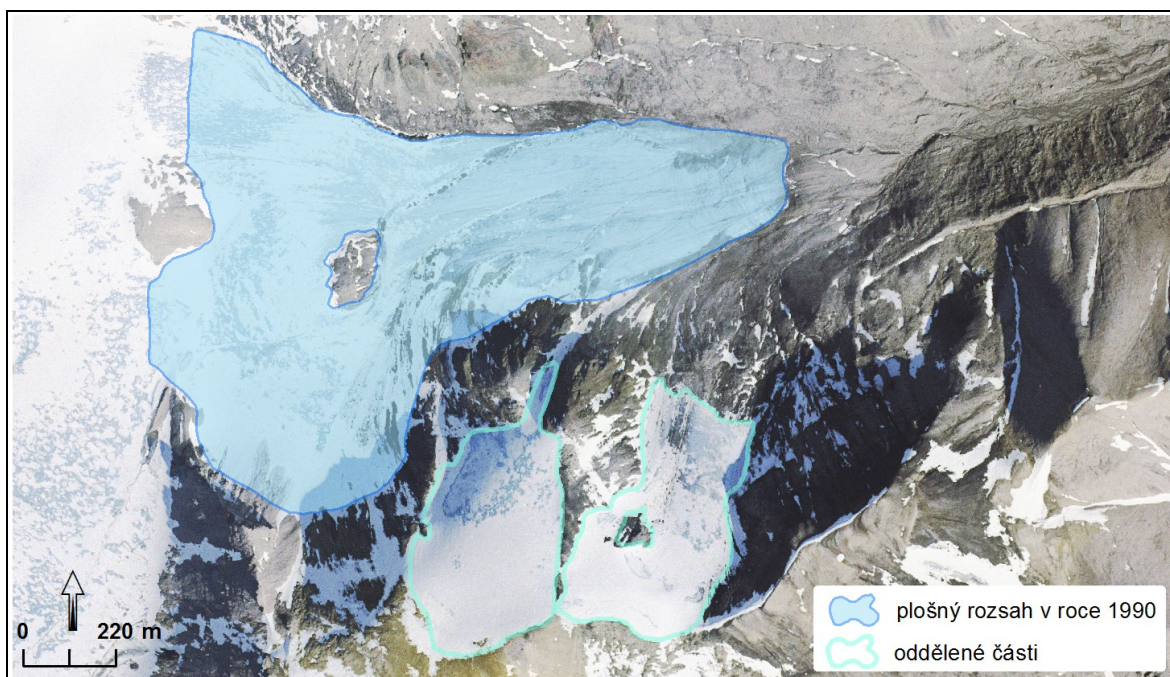
### 4.1 Vymezení ledovce

Vymezení ledovce v letech 1960 – 2014 je zobrazeno na obrázcích 21 - 24. Způsob vymezení ledovce je popsán v kapitole 3.1.1. Rozledí s ledovcem Bertilbreen probíhá v místech s nejmenší mocností ledu, která se ve stanoveném hraničním pásu pohybuje od 0,5 do 10,5 m. Skalní výchoz, který se nachází přibližně uprostřed rozledí, byl v roce 1960 odhalen v délce necelých 130 m (obr. 21), zatímco v roce 2014 byla jeho délka již 450 m (obr. 24). Podobu ledovcového rozledí měly v roce 2014 pouze úseky o délce 80 m jižně od skalního výchozu s maximální mocností 1,5 m a délce 120 m severně od výchozu s maximální mocností 10,5 m. Nunatak ve střední části byl v roce 1960 téměř celý překrytý ledovcem, zatímco v roce 2014 byl odhalen v délce 285 m (měřeno v severojižním směru).

Interpolovaná bazální plocha je zobrazena na obrázku 25 pomocí vrstevnic. Ve střední části ledovce se nachází skalní práh, který vystupuje nad povrch ledovce v podobě nunataku a rozděluje trogové údolí na severní a jižní část. Z průběhu vrstevnic je patrné, že v severní polovině údolí má bazální plocha korytovitý charakter a spádnice plynulý průběh. Korytovitý charakter podloží pokračuje částečně i pod zdrojovou oblast ledovce Bertilbreen. Skalní práh v jižní polovině údolí je výraznější, nad ním má podloží charakter mírně ukloněného svahu s malým spádem, který je na jižní a jihozápadní straně ohraničen strmou karovou stěnou. Situace v oblasti severní části rozledí je zobrazena pomocí vizualizace liniového profilu bazální plochy a povrchu ledovce (obr. 26). Je zřejmé, že v oblasti nad severním rozledím sdílí Ferdinandbreen část zdrojové oblasti se sousedním ledovcem Bertilbreen. Rozsah této oblasti, stejně jako podíl ledovcové hmoty, která odtéká do ledovce Ferdinandbreen, však není možné na základě získaných dat určit. Transport ledovcové hmoty v jižní části rozledí je vzhledem k nízkým mocnostem zanedbatelný.

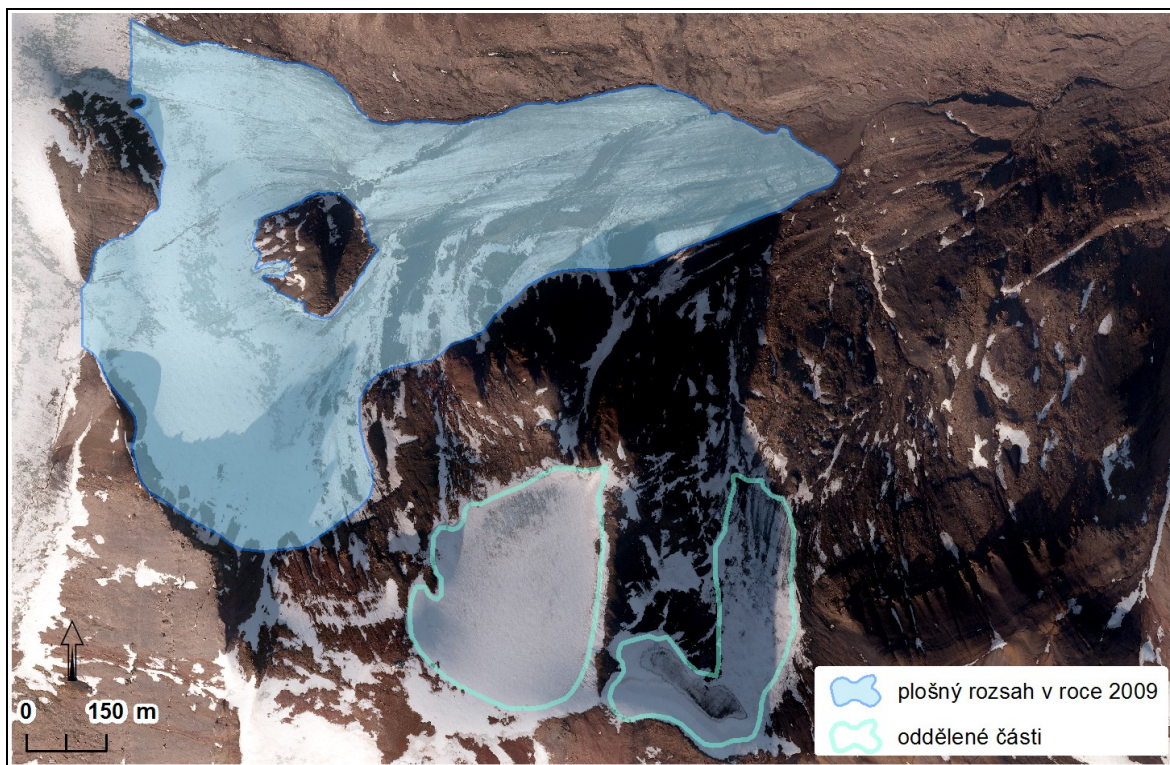


**Obr. 21:** Vymezení ledovce v roce 1960.

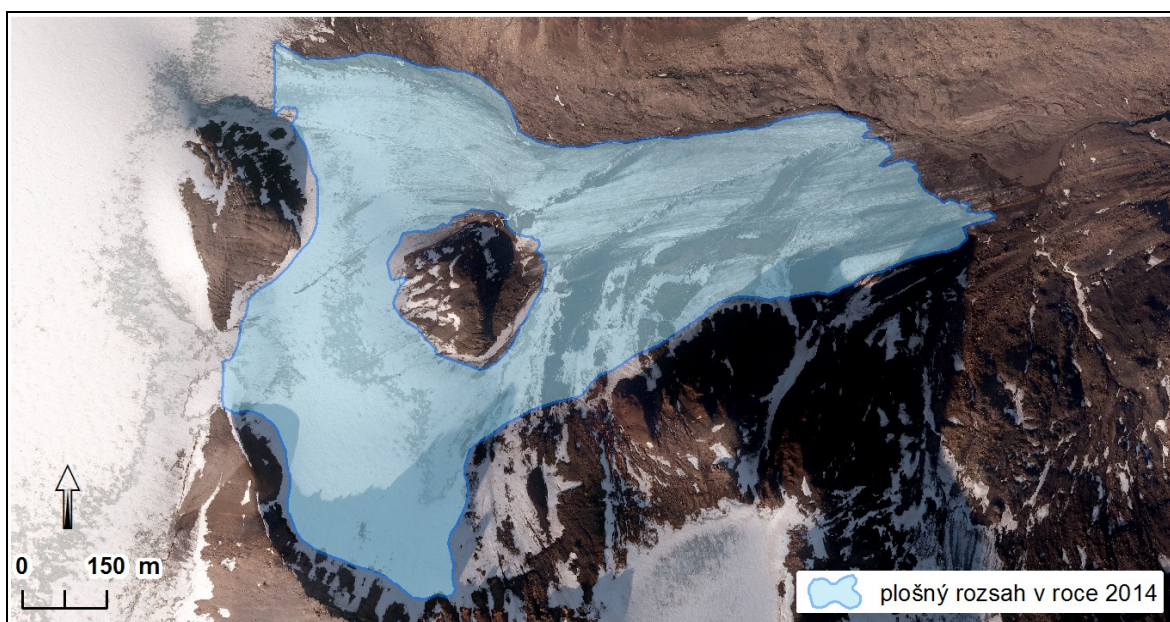


**Obr. 22:** Vymezení ledovce v roce 1990.

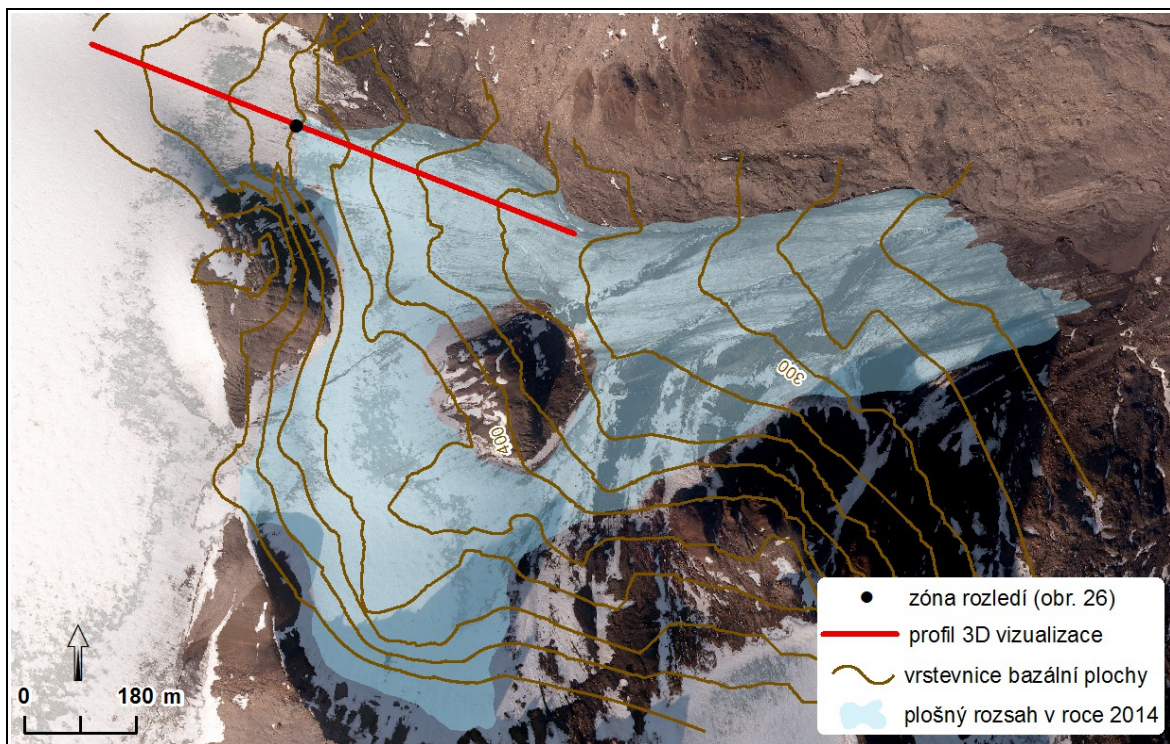




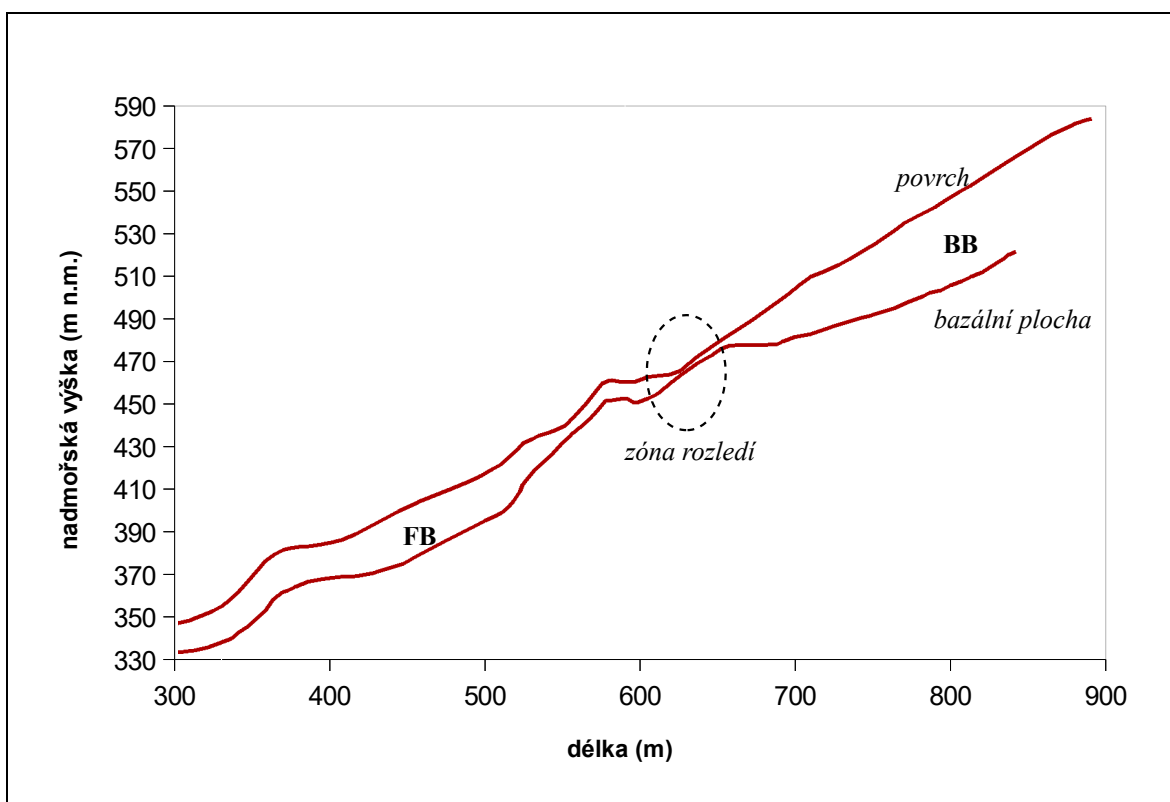
**Obr. 23:** Vymezení ledovce v roce 2009.



**Obr. 24:** Vymezení ledovce v roce 2014.



Obr. 25: Výškopis bazální plochy ledovce Ferdinandbreen s vyznačeným profilem, znázorněným na obr. 26.



Obr. 26: Vizualizace úzkého liniového profilu bazální plochy a povrchu ledovce Ferdinandbreen s vyznačeným rozledím. BB = Bertilbreen, FB = Ferdinandbreen.

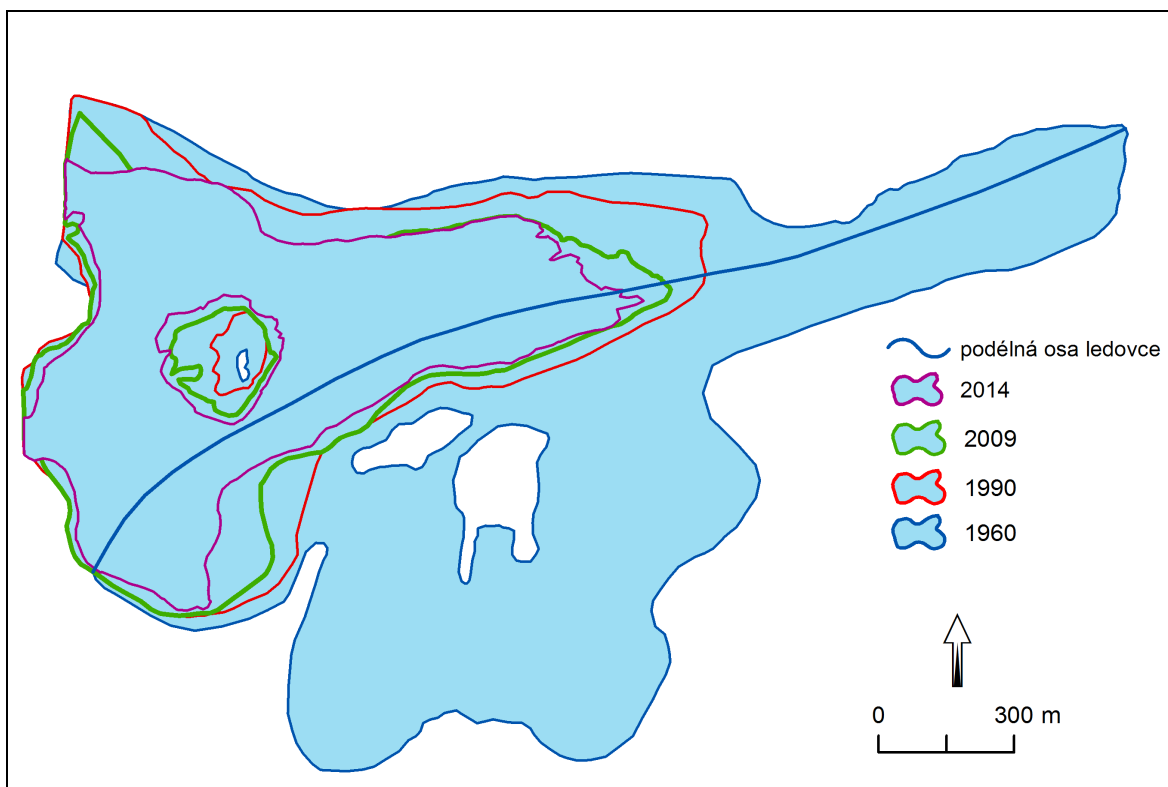
## 4. 2 Délka a rozloha ledovce

Délka ledovce Ferdinandbreen v roce 1960 byla  $2,546 \pm 0,022$  km. V roce 2014 byla jeho délka  $1,401 \pm 0,006$  km, v období 1960 – 2014 se délka ledovce Ferdinandbreen zmenšila o 45 %. V období 1960 – 1990 ustupovalo čelo ledovce rychlostí v průměru  $-0,032 \pm 0,001$  km/rok, v období 1990 – 2009 rychlostí  $-0,005 \pm 0,001$  km/rok a v období 2009 – 2014 byla rychlost ústupu čela ledovce  $-0,015 \pm 0,003$  km/rok. Průměrný roční ústup čela ledovce za celé sledované období (1960 – 2014) činil  $-0,021 \pm 5,185 \cdot 10^{-4}$  km (tabulka 9). Vysoká hodnota průměrné rychlosti ústupu čela ledovce v období 1960 – 1990 může také souviset se ztrátou akumulární oblasti v jižních částech, které byly v tomto období odděleny (viz předchozí odstavec). Stejně jako v případě úbytků rozlohy je patrné zvýšení průměrné rychlosti ústupu čela ledovce po roce 2009 téměř o 10 m / rok. Rychlost ústupu čela ledovce v jednotlivých obdobích je graficky znázorněna na obrázku 28.

Rozloha ledovce Ferdinandbreen byla v roce 1960  $1,826 \pm 0,214$  km<sup>2</sup>, do roku 2014 se snížila o 69,3 % na  $0,560 \pm 0,032$  km<sup>2</sup> (tabulka 8). V období 1960 – 1990 činil průměrný roční úbytek  $-0,033 \pm 0,010$  km<sup>2</sup>, v období 1990 – 2009  $-0,010 \pm 0,007$  km<sup>2</sup> a v období 2009 – 2014  $-0,018 \pm 0,015$  km<sup>2</sup>. Průměrný roční úbytek rozlohy za celé sledované období (1960 – 2014) činil  $-0,023 \pm 0,005$  (tabulka 10). Hodnoty v prvním sledovaném období jsou ovlivněny oddělením části ledovce v severním svahu hory Mumien mezi rokem 1960 a 1990 (viz obr. 21 a 22), které se tak staly samostatnými ledovci a nemohou již být započítány do rozlohy ledovce v pozdějších letech. Z hodnot druhého a třetího období je patrný nárůst rychlosti úbytku rozlohy ledovce po roce 2009. Na obrázku 27 je znázorněno srovnání rozlohy a polohy čela ledovce Ferdinandbreen mezi lety 1960 – 2014. Rychlost úbytku rozlohy ledovce Ferdinandbreen ve sledovaných obdobích je graficky znázorněna na obrázku 30.

<i>rok</i>	<i>délka (km)</i>	<i>rozloha (km<sup>2</sup>)</i>
<b>1960</b>	$2,546 \pm 0,022$	$1,826 \pm 0,214$
<b>1990</b>	$1,577 \pm 0,018$	$0,850 \pm 0,094$
<b>2009</b>	$1,476 \pm 0,008$	$0,651 \pm 0,045$
<b>2014</b>	$1,401 \pm 0,006$	$0,560 \pm 0,032$

**Tabulka 8:** Rozloha a délka ledovce Ferdinandbreen v letech 1960, 1990, 2009 a 2014.



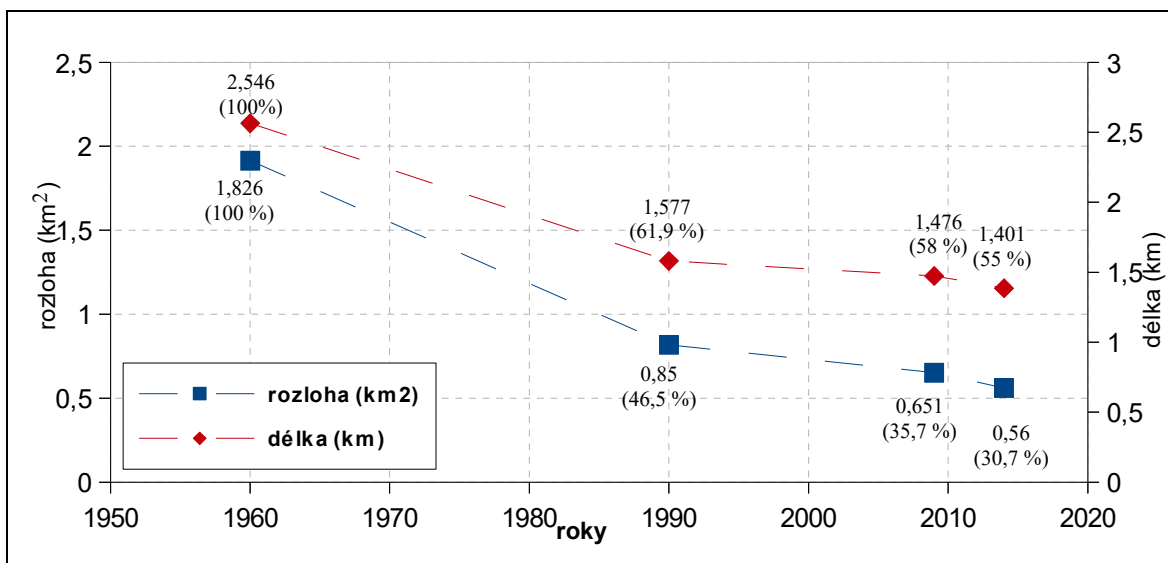
Obr. 27: Změna délky a rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 2014.

<i>období</i>	<i>změna délky</i>		
	<i>absolutní (km)</i>	<i>relativní (%)</i>	<i>průměrná roční (km)</i>
<b>1960 - 1990</b>	- 0,969 ± 0,040	- 38,06	- 0,032 ± 0,001
<b>1990 - 2009</b>	- 0,101 ± 0,026	- 6,4	- 0,005 ± 0,001
<b>2009 - 2014</b>	- 0,075 ± 0,014	- 5,08	- 0,015 ± 0,003
<b>1960 - 2014</b>	- 1,145 ± 0,028	- 44,97	- 0,021 ± 5,185*10 <sup>-4</sup>

Tabulka 9: Změny délky a rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 2014. Relativní hodnoty jsou vztaheny k délce ledovce na počátku každého období.

<i>období</i>	<i>změna rozlohy</i>		
	<i>absolutní (km<sup>2</sup>)</i>	<i>relativní (%)</i>	<i>průměrná roční (km<sup>2</sup>)</i>
<b>1960 - 1990</b>	- 0,976 +/- 0,308	- 53,45	- 0,033 ± 0,010
<b>1990 - 2009</b>	- 0,199 +/- 0,139	- 23,41	- 0,010 ± 0,007
<b>2009 - 2014</b>	- 0,091 +/- 0,077	- 13,98	- 0,018 ± 0,015
<b>1960 - 2014</b>	- 1,266 +/- 0,246	- 69,33	- 0,023 ± 0,005

Tabulka 10: Změny rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 2014. Relativní hodnoty jsou vztaheny k rozloze ledovce na počátku každého období



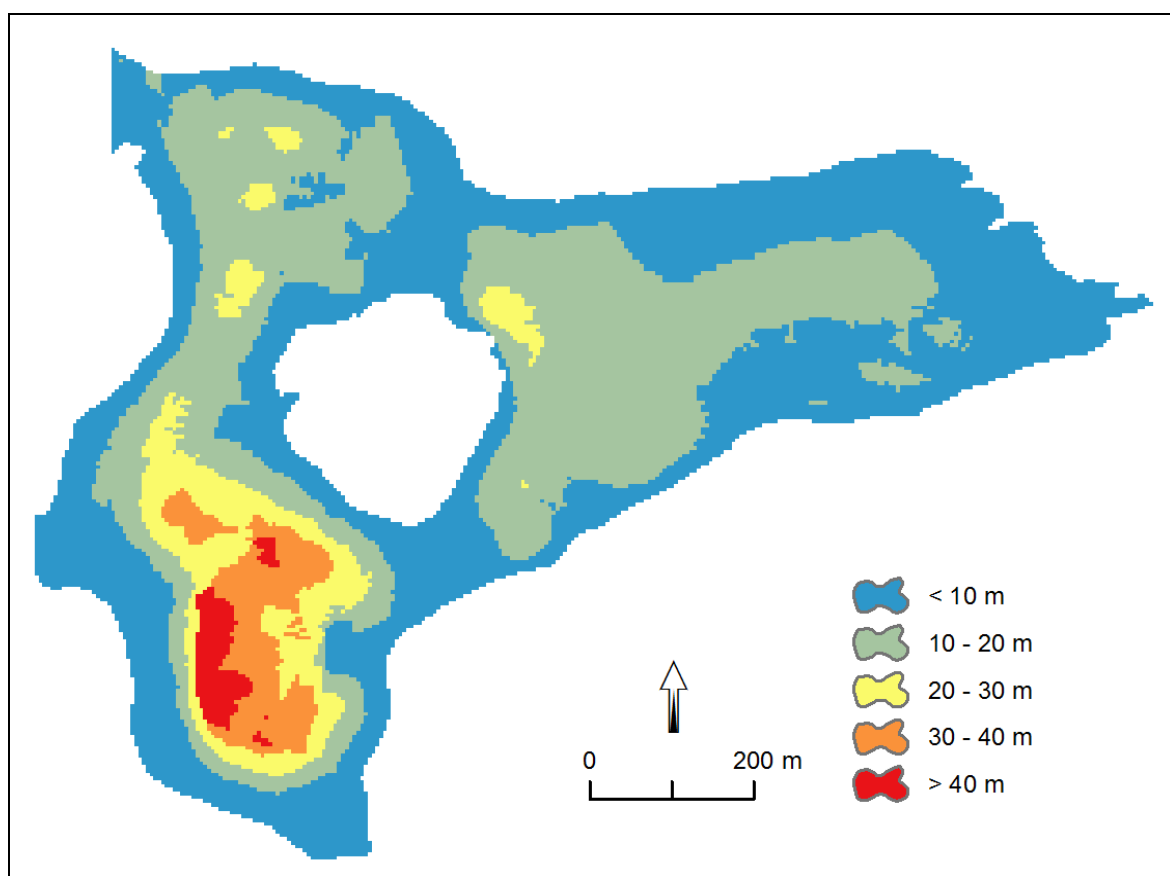
Obr. 28: Vývoj délky a rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 2014.

#### 4. 3 Mocnost a objem ledovce

Průměrná měřená mocnost ledovce Ferdinandbreen je  $13,309 \pm 0,840$  m. Největších mocností dosahuje ledovec v jižní části akumulární zóny, kde byla také naměřena nejvyšší mocnost,  $42,5 \pm 0,840$  m. Nejnižší mocnosti byly změřeny při okrajích ledovce, v oblasti rozledí s ledovcem Bertilbreen a v nejužších částech splazů v okolí centrálního nunataku. Průměrná modelovaná mocnost činí  $11,2 \pm 3,806$  m, maximální dosahuje  $58,6 \pm 3,806$  m v jižní karové oblasti. Plocha s mocností nad 50 m tvoří 3 % celkové rozlohy ledovce a může se tak jednat o anomálii, vzniklou měřením v prostředí strmého podloží či vlivem interpolace. Hloubky v této oblasti se ale také mohou postupně zvyšovat směrem ke karové stěně. Prostorové rozložení mocnosti ledovce je zobrazeno na obrázku 29.

Hloubky nad 30 m se nachází v jižní karové části ledovce. V severní zdrojové oblasti se vyskytují nižší hloubky, převážně v rozmezí 10 – 20 m, což může být způsobeno vyšším sklonem bazální plochy, než je tomu u jižní karové oblasti (obr. 25). Severní zdrojová oblast je částečně dotována ledovcovou hmotou z ledovce Bertilbreen. V důsledku poklesu mocnosti ledu v oblasti severního rozledí (obr. 30) však dochází ke snižování významu transportu ledu z ledovce Bertilbreen. Je pravděpodobné, že pokud

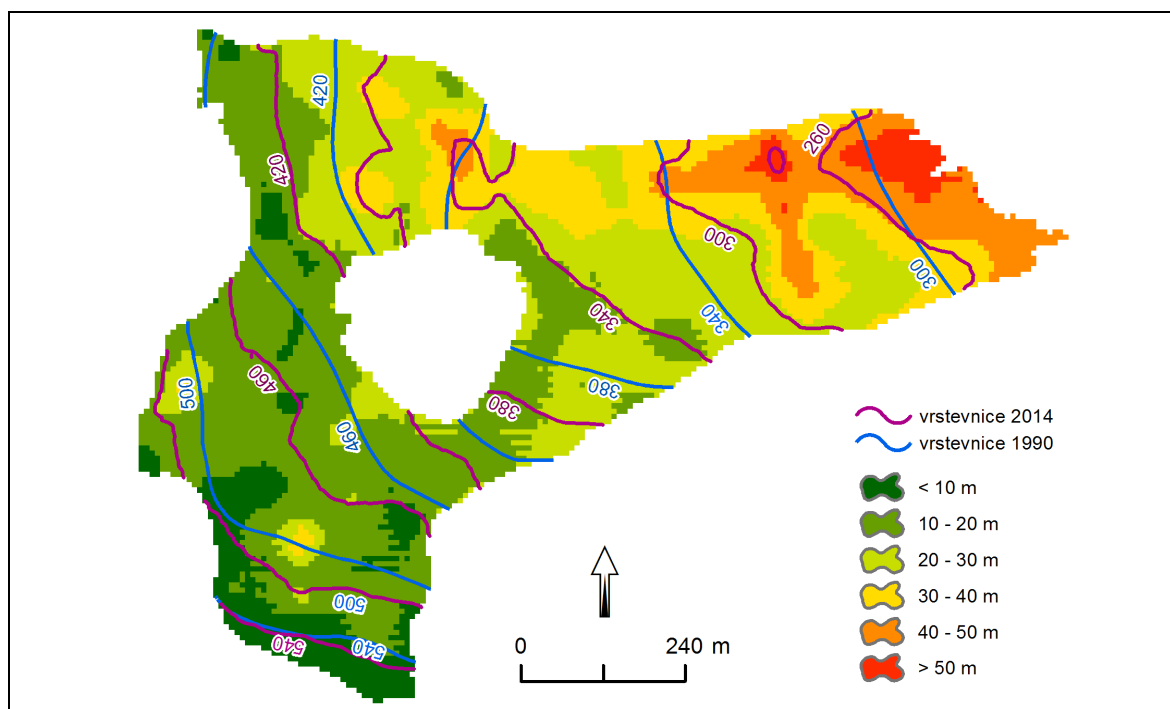
bude pokračovat stávající trend ubývání mocnosti ledovce Ferdinandbreen, dojde v budoucnu k oddělení od ledovce Bertilbreen. Střední část ledovce je od horní části oddělena skalním prahem, který vystupuje nad povrch v podobě centrálního nunataku a rozděluje tak ledovcový splaz na severní a jižní část s mocnostmi maximálně 10 m. V případě pokračujícího trendu úbytku mocnosti by v oblasti skalního prahu severně a jižně od nunataku mohlo dojít k oddělení horní a střední části ledovce. Ve střední části, východně od nunataku, jsou hloubky v rozmezí 10 – 30 m.



**Obr. 29:** Mocnost ledovce Ferdinandbreen v roce 2014.

Průměrný modelovaný úbytek mocnosti ledovce v období 1990 – 2014 byl  $-23,51 \pm 16$  m, průměrný roční úbytek činil  $-0,98 \pm 0,55$  m. Maximální ztráty mocnosti, 40 – 50 m, byly zaznamenány v koncové části splazu, nejmenší pak v karové oblasti, kde se modelované úbytky mocnosti pohybovaly většinou v rozmezí 10 – 20 m. Z obrázku 30 je také patrný vyšší úbytek mocnosti severní poloviny ledovce, a to v celé délce ledovcového splazu. Příčinou by mohlo být větší zastínění jižní poloviny ledovce horou Mumien, ale také pokles dotace ledovcové hmoty z ledovce Bertilbreen. Vyšší pokles

v severní části ledovce navíc způsobil silnější oslabení ledovce v oblasti skalního prahu severně od nunataku, než je tomu v jižní části stejného skalního prahu.



Obr. 30: Rozdíl mocností ledovce Ferdinandbreen mezi roky 1990 a 2014.

V tabulce 11 jsou uvedeny základní glaciologické charakteristiky ledovce Ferdinandbreen, odvozené na základě terénního výzkumu na konci července 2014. Délka ledovce činila  $1,401 \pm 0,006$  km, rozloha  $0,560 \pm 0,032$  km<sup>2</sup> a objem  $6\,561\,684 \pm 145\,453$  m<sup>3</sup>. Průměrná měřená mocnost byla  $13,309 \pm 0,840$  m, maximální měřená mocnost  $42,5 \pm 0,840$  m.

<i>charakteristika</i>	<i>hodnota</i>
<b>délka</b>	$1,401 \pm 0,006$ km
<b>rozloha</b>	$0,560 \pm 0,032$ km <sup>2</sup>
<b>objem</b>	$6\,561\,684 \pm 145\,453$ m <sup>3</sup>
<b>maximální měřená mocnost</b>	$42,5 \pm 0,840$ m
<b>průměrná měřená mocnost</b>	$13,309 \pm 0,840$ m
<b>maximální modelovaná mocnost</b>	$58,6 \pm 3,806$ m
<b>průměrná modelovaná mocnost</b>	$11,2 \pm 3,806$ m

Tabulka 11: Základní glaciologické charakteristiky ledovce Ferdinandbreen v roce 2014.

## 5. Diskuse

### 5.1 Změna délky a rozlohy ledovců v oblasti zátoky Petunia

Hodnoty úbytku délky ledovce Ferdinandbreen byly porovnány s výsledky čtyř, a hodnoty rozlohy s výsledky šesti dalších údolních ledovců v zátocce Petunia na základě prací Rachlewicze (2007) a Coufalové (2014). Ledovce Bertilbreen, Elsabreen a Hørbyebeen se nachází na západním pobřeží, ledovec Pollockbreen na východním pobřeží a ledovec No name glacier severně od zátoky Petunia. Jedná se o ledovce o různé délce i rozloze (Hagen, et al., 1993).

Průměrný roční úbytek délky ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 1990 byl  $-0,032 \pm 0,001$  km, v období 1990 – 2009 činil  $-0,005 \pm 0,001$  km. Průměrný roční úbytek délky zmiňovaných šesti ledovců v období 1961 – 1990 se pohyboval od  $-0,004$  km (Elsabreen) do  $-0,018$  km (Hørbyebeen) a v období 1990 – 2002 od  $-0,006$  km (Pollockbreen) do  $-0,050$  km (Bertilbreen) (Rachlewicz, 2007), viz tabulka 12. V období 1960 – 1990 byla rychlost úbytku délky ledovce Ferdinandbreen nejvyšší ze všech srovnávaných ledovců, rychlost ústupu jeho čela byla v porovnání s ledovcem Hørbyebeen (druhý nejrychlejší) vyšší zhruba o  $0,014$  m ročně. Příčinou mohlo být oddělení části zdrojové oblasti ledovce Ferdinandbreen, ke kterému došlo v období mezi roky 1960 – 1990. V období 1990 – 2009 byla rychlost ústupu čela ledovce Ferdinandbreen naopak nižší, než rychlost ústupu srovnávaných ledovců v období 1990 – 2002, byla však již podstatně blíže zmiňovanému rozmezí. Vliv na odlišné hodnoty ústupu čela ledovce Ferdinandbreen a ostatních ledovců mohla mít různá délka srovnávaného období (1990 – 2009 v případě ledovce Ferdinandbreen a 1990 – 2002 v případě ostatních ledovců).

Nejbližším ledovcem je Bertilbreen, jehož zdrojová oblast částečně dotuje hmotou i ledovec Ferdinandbreen. Délka ledovce Ferdinandbreen se v období 1960 – 2014 zmenšila o 45 %, délka ledovce Bertilbreen se během stejného období zmenšila o 19 % (Coufalová, 2014). Pozoruhodné je více než dvojnásobné zvýšení rychlosti ústupu čela



ledovce Bertilbreen v období 1990 – 2009, proti období 1960 – 1990 (tabulka 12), které však uvádí Rachlewicz et al. (2007) i Coufalová (2014). Zatímco v obdobích 1960 – 1990 a 2009 – 2013/14 je rychlost ústupu čela ledovce Ferdinandbreen vyšší, než v případě ledovce Bertilbreen, v období 1990 – 2009 naopak rychleji ustupoval ledovec Bertilbreen.

<i>ledovec</i>	<i>změna délky (m / rok)</i>			
	<i>1960 / 1 - 1990</i>	<i>1990 - 2002</i>	<i>1990 - 2009</i>	<i>2009 - 2013 / 14</i>
<b>Bertilbreen</b>	<sup>3</sup> - 14,3	<sup>3</sup> - 50,0	<sup>2</sup> - 33,0	<sup>2</sup> - 10,5
<b>Elsabreen</b>	<sup>3</sup> - 3,6	<sup>3</sup> - 35,0	<sup>2</sup> - 15,4	<sup>2</sup> - 3,3
<b>Hørbyebreen</b>	<sup>3</sup> - 18,0	<sup>3</sup> - 45,4	-	-
<b>Pollockbreen</b>	<sup>3</sup> - 4,8	<sup>3</sup> - 6,4	-	-
<b>Ferdinandbreen</b>	<sup>1</sup> - 0,032 +/- 0,001	<sup>3</sup> - 11,8	<sup>1</sup> - 0,005 +/- 0,001	<sup>1</sup> - 0,015 +/- 0,003

**Tabulka 12:** Průměrná roční změna délky ledovců v okolí zátoky Petunia (Rachlewicz, 2007; Coufalová, 2014) (<sup>1</sup> vlastní měření; <sup>2</sup> Coufalová, 2014; <sup>3</sup> Rachlewicz, 2007)

Průměrný roční úbytek rozlohy ledovce Ferdinandbreen v období 1960 – 1990 byl  $-0,033 \pm 0,010 \text{ km}^2$  a v období 1990 – 2009  $-0,010 \pm 0,007 \text{ km}^2$ . Průměrný roční úbytek rozlohy zmiňovaných šesti ledovců v období 1961 – 1990 se pohyboval od  $-0,002 \text{ km}^2$  (Pollockbreen) do  $-0,053 \text{ km}^2$  (Hørbyebreen) a v období 1990 – 2002 od  $-0,004 \text{ km}^2$  (Pollockbreen) do  $-0,092 \text{ km}^2$  (Hørbyebreen) (Rachlewicz, 2007), viz tabulka 13. V období 1960 – 1990 byla rychlost úbytku rozlohy ledovce Ferdinandbreen vyšší, než většina srovnávaných ledovců. Vyšší průměrný roční úbytek rozlohy v období 1960 – 1990 byl zaznamenán pouze v případě ledovce Hørbyebreen. V období 1990 – 2009 byla rychlost úbytku rozlohy ledovce Ferdinandbreen v rámci rozmezí úbytku rozlohy ostatních ledovců v období 1990 – 2002.

Rozloha ledovce Ferdinandbreen se v období 1960 – 2014 zmenšila o 69 %, rozloha sousedního ledovce Bertilbreen se během stejného období zmenšila o 25 % (Coufalová, 2014). V období 1960 – 1990 byla rychlost úbytku rozlohy ledovce Ferdinandbreen vyšší asi o  $0,025 \text{ km}^2$  než v případě ledovce Bertilbreen. Vysoké hodnoty ročního úbytku rozlohy u ledovce Ferdinandbreen jsou pravděpodobně způsobeny zmíněným oddělením částí ledovce během období 1960 – 1990. V období 1990 – 2009 je

zaznamenána větší rychlost úbytku rozlohy u ledovce Bertilbreen, rozdíl činí 0,008 km<sup>2</sup>. V období 2009 – 2013/14 je rychlost úbytku rozlohy větší u ledovce Ferdinandbreen, a to o 0,012 km<sup>2</sup>. Příčinou rozdílného tempa úbytku délky a rozlohy u obou ledovců může být jejich rozdílná velikost, odlišná orientace (jižní vs východní), ale i rozdílná nadmořská výška čela ledovce.

<i>ledovec</i>	<i>změna rozlohy (km<sup>2</sup> / rok)</i>			
	<i>1960 /1 - 1990</i>	<i>1990 - 2002</i>	<i>1990 - 2009</i>	<i>2009 - 2013 / 14</i>
<b>Bertilbreen</b>	<sup>3</sup> - 0,008	<sup>3</sup> - 0,016	<sup>2</sup> - 0,018	<sup>2</sup> - 0,006
<b>Elsabreen</b>	<sup>3</sup> - 0,005	<sup>3</sup> - 0,012	<sup>2</sup> - 0,006	<sup>2</sup> - 0,018
<b>Svenbreen</b>	<sup>3</sup> - 0,006	<sup>3</sup> - 0,007	-	-
<b>Hørbyebreen</b>	<sup>3</sup> - 0,053	<sup>3</sup> - 0,092	-	-
<b>Pollockbreen</b>	<sup>3</sup> - 0,002	<sup>3</sup> - 0,004	-	-
<b>No name glacier</b>	<sup>3</sup> - 0,004	<sup>3</sup> - 0,007	-	-
<b>Ferdinandbreen</b>	<sup>1</sup> - 0,033 +/- 0,010	<sup>3</sup> - 0,008	<sup>1</sup> - 0,010 +/- 0,007	<sup>1</sup> - 0,018 +/- 0,015

**Tabulka 13:** Průměrná roční změna rozlohy ledovců v okolí zátoky Petunia (Rachlewicz, 2007; Coufalová, 2014) (<sup>1</sup> vlastní měření; <sup>2</sup> Coufalová, 2014; <sup>3</sup> Rachlewicz, 2007)

## 5. 2 Porovnání změn mocnosti ledovce Ferdinandbreen s ledovci Svalbardu

Hodnoty úbytku mocnosti koncové části splazu ledovce Ferdinandbreen v období 1990 – 2014 (až -50 m) jsou srovnatelné s hodnotami, pozorovanými u ledovce Bertilbreen (až -60 m) (Coufalová, 2014). Průměrný úbytek mocnosti ledovce Ferdinandbreen v období 1990 – 2014 činil  $-23,5 \pm 16$  m, což odpovídá průměrnému ročnímu úbytku  $-0,98 \pm 0,55$  m. Podobné hodnoty uvádí Coufalová (2014) během období 1990 – 2013 u ledovce Bertilbreen, průměrný úbytek mocnosti činil -22 m, roční úbytek -0,96 m. V období 1990 – 2009 uvádí Malecki (2013) průměrný roční úbytek mocnosti u ledovce Bertilbreen  $-0,77 \pm 0,16$  m (tabulka 14).

Małecki (2013) se zabýval srovnáním rychlosti úbytku mocnosti sedmi ledovců v západní části zátoky Petunia v obdobích 1960 – 1990 a 1990 – 2009. Jedná se o ledovce Ferdinandbreen, Bertilbreen, Svenbreen, Elsabreen, Vestre Muninbreen, Austre Muninbreen a No name Glacier. Jedná se o ledovce různé velikosti, orientace, sklonu a rozsahu nadmořských výšek (Hagen, et al., 1993; Małecki, 2013). Rychlost úbytku mocnosti ledovce Ferdinandbreen byla v období 1990 – 2009  $-0,82 \pm 0,35$  m/rok (Małecki, 2013), v období 1990 – 2014 vzrostla hodnota na  $-0,98 \pm 0,55$  m/rok. Hodnoty průměrného ročního úbytku mocnosti u zmíněných sedmi ledovců se v období 1960 – 1990 pohybovaly od  $-0,32 \pm 0,19$  m (Svenbreen) do  $-68 \pm 0,29$  (No name glacier) a v období 1990 – 2009 od  $-0,61 \pm 0,17$  m (Svenbreen) do  $-0,96 \pm 0,16$  m (Vestre Muninbreen). Rychlost úbytku všech zmíněných ledovců mezi obdobími 1960 – 1990 a 1990 – 2009 vzrostla, maximální hodnoty úbytku mocnosti v prvním období byly srovnatelné s minimálními hodnotami v druhém období.

<i>ledovec</i>	<i>změna mocnosti (m / rok)</i>		
	<i>1960 - 1990</i>	<i>1990 - 2009</i>	<i>1990 – 2013 / 14</i>
<b>Bertilbreen</b>	<sup>2</sup> $- 0,53 \pm 0,17$	<sup>2</sup> $- 0,77 \pm 0,16$	<sup>3</sup> $- 0,96$
<b>Elsabreen</b>	<sup>2</sup> $- 0,44 \pm 0,50$	<sup>2</sup> $- 0,80 \pm 0,55$	-
<b>Svenbreen</b>	<sup>2</sup> $- 0,32 \pm 0,19$	<sup>2</sup> $- 0,61 \pm 0,17$	-
<b>Vestre Muninbreen</b>	<sup>2</sup> $- 0,66 \pm 0,18$	<sup>2</sup> $- 0,96 \pm 0,16$	-
<b>Austre Muninbreen</b>	<sup>2</sup> $- 0,46 \pm 0,23$	<sup>2</sup> $- 0,81 \pm 0,22$	-
<b>No name glacier</b>	<sup>2</sup> $- 0,68 \pm 0,29$	<sup>2</sup> $- 0,81 \pm 0,30$	-
<b>Ferdinandbreen</b>	<sup>2</sup> $- 0,35 \pm 0,32$	<sup>2</sup> $- 0,82 \pm 0,35$	<sup>1</sup> $-0,98 \pm 0,55$

**Tabulka 14:** Průměrná roční změna mocnosti ledovců situovaných západně od zátoky Petunia (Małecki, 2013; Coufalová, 2014) ( <sup>1</sup> vlastní měření; <sup>2</sup> Małecki, 2013; <sup>3</sup> Coufalová, 2014)

James et al., (2012) provedl srovnání úbytku mocnosti šesti ledovců v období 1990 - 2005, rozmístěných napříč celým souostrovím Svalbard. Austre Brøggerbreen, Midtre Lovénbreen a Grønfjordbreen se nachází na západním pobřeží ostrova Západní Špicberk, ledovec Gullfaksebreen v jeho severní části, na západním pobřeží fjordu Lomfjorden, a ledovec Slakbreen v centrální části ostrova, na severním pobřeží fjordu Van Mijenfjorden. Ledovec Albrechtbreen se nachází v severovýchodní části ostrova Edgeøya. Jedná se o údolní ledovce, jejichž rozloha je v porovnání s ledovcem Ferdinandbreen

výrazně větší (Hagen, et al., 1993). Průměrný roční úbytek jejich mocnosti v období 1990 - 2005 se pohybuje od  $-0,28 \pm 0,1$  m (Gullfaksebreen) po  $-1,21 \pm 0,1$  m (Albrechtbreen) (James et al., 2012).

Z výše uvedeného srovnání je patrné, že v období 1960 - 2014 docházelo k úbytku délky, rozlohy a mocnosti ledovce Ferdinandbreen, podobně jako u všech porovnávaných ledovců. Všechny ledovce shodně vykazují nárůst rychlosti úbytku mocnosti po roce 1990 (ve srovnání s obdobím před rokem 1990). Hodnoty úbytku mocnosti jsou u jednotlivých ledovců srovnatelné. Naopak rychlosti úbytku délky a rozlohy jsou u jednotlivých ledovců variabilnější, což James, et al., (2012), Małecki (2013) a Lapazaran et al., (2013) připisují odlišným glaciologickým charakteristikám jednotlivých ledovců. Naopak rozdíly v úbytku, délky, rozlohy či mocnosti, způsobené odlišnou polohou ledovců v rámci souostroví pozorovány nejsou (James et al., 2012). U všech srovnávaných ledovců byl pozorován shodný trend prostorové distribuce úbytku mocnosti. Zatímco před rokem 1990 docházelo k ubývání mocnosti především v ablační zóně ledovců, po roce 1990 byly u všech ledovců zaznamenány také úbytky v akumulární oblasti. Ztráty mocnosti v akumulárních oblastech mohou být způsobeny nárůstem letních teplot či poklesem zimních srážek (Małecki, 2013; James et al., 2012). V důsledku snížené akumulace v zimě a zvýšeného tání v létě může v průběhu léta dojít v akumulární zóně ke ztrátě sněhového pokryvu a díky nižšímu albedu obnaženého ledu pak ledovec absorbuje více sluneční energie (Małecki 2013; James et al., 2012).

## 6. ZÁVĚR

Ledovec Ferdinandbreen v centrální části ostrova Západní Špicberk byl v roce 2014 podroben glaciologickému výzkumu. Základní glaciologické charakteristiky ledovce byly stanoveny na základě analýzy leteckých snímků, terénního mapování pomocí GPS a průzkumu georadarovou metodou. Délka ledovce činila  $1,401 \pm 0,006$  km, rozloha  $0,560 \pm 0,032$  km<sup>2</sup> a objem  $6\,561\,684 \pm 145\,453$  m<sup>3</sup>. Maximální mocnost ledovce, odvozená z GPR dat činila  $42,5 \pm 840$  m a byla naměřena v jižní karové části. Hranice rozledí s ledovcem Bertilbreen, vymezená na základě georadarových měření, se nachází v horní části severního zdrojového splazu v místech s nejnižšími mocnostmi ledovcového ledu, které dosahují maximálně 10,5 m.

V období 1960 – 2014 byl zaznamenán úbytek délky o 45 %. Větší úbytek během stejného období byl zaznamenán u rozlohy ledovce, která se zmenšila o 69 %. Průměrná rychlost ústupu čela ledovce v období 1960 – 2014 byla  $0,021 \pm 5,185^{-4}$  km/rok, průměrný roční úbytek rozlohy činil ve stejném období  $0,023 \pm 0,005$  km<sup>2</sup>. K nejrychlejšímu úbytku délky i rozlohy docházelo během období 1960 – 1990. Během tohoto období došlo k oddělení části ledovce v severním svahu hory Mumien. Nejmenší roční ztráty délky i rozlohy byly zaznamenány v období 1990 – 2009. Největší ztráty mocnosti v období 1990 – 2014 byly zaznamenány v koncové části ledovcového splazu v rozmezí 40 – 50 m. Průměrný roční úbytek mocnosti v období 1990 – 2014 činil  $0,98 \pm 0,55$  m.

V období 1960 – 2014 byl zaznamenán úbytek délky, rozlohy i mocnosti u všech ledovců v oblasti zátoky Petunia (Rachlewicz, et al., 2007; Małecki, 2013). V období 1960 – 1990 byla rychlost ústupu čela i úbytku rozlohy ledovce Ferdinandbreen výrazně vyšší než v případě dalších ledovců v zátocy Petunia, což bylo zřejmě způsobeno zmíněným oddělením části ledovce Ferdinandbreen v tomto období. V období 1990 – 2009 a 2009 – 2014 byly již hodnoty úbytku délky i rozlohy ledovce Ferdinandbreen s hodnotami úbytku ostatních ledovců srovnatelné. Úbytek mocnosti ledovce Ferdinandbreen v období 1990 - 2014 je v souladu se snížením povrchu dalších ledovců v okolí zátoky Petunia (Małecki, 2013). V období 1990 – 2014 se povrch ledovce Ferdinandbreen ročně snižoval o  $-0,98 \pm 0,55$  m, roční úbytek mocnosti dalších ledovců

v okolí zátoky Petunia v období 1990 - 2009 se pohyboval od  $-0,61 \pm 0,17$  m do  $-0,96 \pm 0,16$  m. Celkově lze konstatovat, že variabilita hodnot úbytku délky a plochy jednotlivých ledovců je vyšší, než variabilita hodnot úbytku jejich mocnosti, což je pravděpodobně způsobeno odlišnými glaciologickými charakteristikami jednotlivých ledovců (James, et al., 2012; Małecki, 2013; Lapazaran et al., 2013).

## 7. ZDROJE

### 7. 1 Literatura

BAELUM, K., BENN, D., I., (2011): Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (Tellbreen, Svalbard), investigated by ground penetrating radar. *The Cryosphere*, 5/1, s. 139 – 149.

BERES, M., HAENI, F., P. (1991): Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologie Studies. *Ground water* 29/3, s. 375 – 386.

BOGEN, J., BØNSNES, T., E. (2003): Erosion and sediment transport in High Arctic rivers, Svalbard. *Polar Research* 22/2 s. 175 – 189.

BRISTOW, C., S., JOL, H., M. (2003): Ground penetrating radar in sediments. Geological Society of London. 335 s.

CANNONE, N., GUGLIELMIN, M., GERDOL, R. (2004): Relationships between vegetation patterns and periglacial landforms in northwestern Svalbard. *Polar Biology* 27/9: s. 562 – 571.

CASSIDY, M., J. (2009): Ground penetrating radar data processing, modelling and analysis. *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*, s. 141 – 176.

COHEN, S. (2012): A Karst Lake System in the High Arctic: A Case Study at Linnédalen, Svalbard. PhD Thesis. 19 s.

COUFALOVÁ, T. (2014): Moderní metody mapování změn "Land Cover". Diploma Thesis, 63 s.

COULSON, S., J. (2000): A review of the terrestrial and freshwater invertebrate fauna of the High Arctic archipelago of Svalbard. *Norwegian Journal of Entomology* 47, s. 41 – 63.

COULSON, S., J. (2007): The terrestrial and freshwater invertebrate fauna of the High Arctic archipelago of Svalbard. *Zootaxa* 1448/4, s. 41 – 68.

DALLMANN, W., K. (2007): Geology of Svalbard. Geology of the land and sea areas of northern Europe. *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication* 10 s. 87 – 89.

DANIELS, D., J. (2004): Ground penetrating radar 1, 726 s.

DREWNIK Sr, M. (2006): Soils of the Spitsbergen (Svalbard). In: *The 18th World Congress of Soil Science*.

ELVEVOLD, S., DALLMANN, W., BLOMEIER, D. (2007): Geology of Svalbard. *NORSK POLARINSTITUTT, TROMSØ*, 37 s.

FLOOD, B., GEE, D., G., HJELLE, A., SIGGERUD, T., WINSNES, T., S. (1969): The geology of Nordaustlandet, northern and central parts. *SKRIFTER* 146, *NORSK POLARINSTITUTT, OSLO*, 141 s.

FOOKES, P., G., (2008): Some aspects of the geology of Svalbard. *Geology Today* 24/4, s. 146 – 152.

FØRLAND, E., J., BENESTAD, R., E., FLATØY, F., HANSEN – BAUER, I., HAUGEN, J., E., ISAKSEN, K., SORTEBERG, A., ADLANDSVIK, B. (2009): Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100. *Rapportserie* 128, *NORSK POLARINSTITUTT, TROMSØ*, 43 s.

FØRLAND, E., J., HANSEN-BAUER, I. (2000): Increased precipitation in the Norwegian Arctic: True or false?. *Climatic Change* 46/4, s. 485 – 509.



FØRLAND, E., J., HANSEN-BAUER, I., NORDLI, P., Ø. (1997): Climate statistics and longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. DNMI report 21/97, 72 s.

FORMAN, S., L., LUBINSKI, D., MILLER, G., H., SNYDER, J., MATISHOV, G., KORSUN, S., MYSLIVETS, V. (1995): Postglacial emergence and distribution of late Weichselian ice-sheet loads in the northern Barents and Kara seas, Russia. *Geology* 23/2: s. 113 – 116.

GERLAND, S., WINTHER, J., G., ORBAEK, J., B., LISTON, G., E., ORITSLAND, N., A., BLANCO, A., IVANOV, B. (1999): Physical and optical properties of snow covering Arctic tundra on Svalbard. *Hydrological Processes* 13/1415. s. 2331 – 2343.

HAGEN, J., O., LIESTØL, O., ROLAND, E., JØRGENSEN, T. (1993): Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen. *Meddelelser* 129, 143 s.

HANÁČEK, M., FLAŠAR, J., NÝVLT, D. (2011): Sedimentary petrological characteristics of lateral and frontal moraine and proglacial glaciofluvial sediments of Bertilbreen, Central Svalbard. *Czech Polar Reports*, 1/1, s. 11 – 33.

HANÁČEK, M., NÝVLT, D., FLAŠAR, J., STACKE, V., MIDA, P., LEHEJČEK, J., TÓTHOVÁ, G., BŘEŽNÝ, M., PROCHÁZKOVÁ, B., UXA, T., KŘENOVSKÁ, I. (2013): New methods to reconstruct clast transport history in different glacial sedimentary environments: Case study for Old Red sandstone clasts from polythermal hørbyebreen and Bertilbreen valley glaciers, Central Svalbard. *Czech Polar Reports* 3/2, s. 107 – 129.

HANSEN-BAUER, I., SOLÍS, M., K., STEFFENSEN, E. L. (1990): Climate of Spitsbergen. DNMI, 1990.

HARLAND, W., B., CUTBILL, J., L., FRIEND, P., F., GOBBETT, D., J., HOLLIDAY, D., W., MATON, P., I., PARKER, J., R., WALLIS, R., H. (1974): The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen: the long history of a major tectonic lineament. NORSK POLARINSTITUTT, TROMSØ, 72 s.

HARLAND, W., B., HAMBREY, M., J., WADDAMS, P. (1993): Vendian geology of Svalbard. SKRIFTER 193, NORSK POLARINSTITUTT, OSLO, 150 s.

HODGKINS, R. (1997): Glacier hydrology in Svalbard, Norwegian high arctic. *Quaternary Science Reviews* 16./9, s. 957 – 973.

HOFMANN-WELLENHOF, B., LICHTENEGGER, H., COLLINS, j. (2012): Global positioning system: theory and practice. Springer Science & Business Media, 389 s.

HUMLUM, O., INSTANES, A., SOLLID, J., L. (2003): Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges. *Polar research* 22/2, s. 191 – 215.

INGOLFSSON, O. (2004): Outline of the geography and geology of Svalbard. University of Iceland and UNIS, 12 s.

JAHN, A. (1967): Some features of mass movement on Spitsbergen slopes. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, s. 213 – 225.

JAMES, T., D., MURRAY, T., BARRAND, N., E., SYKES, H., J., FOX, A., J., KING, M., A. (2012): Observations of enhanced thinning in the upper reaches of Svalbard glaciers. *The Cryosphere* 6/6, s. 1369 – 1381.

Ježek, J. (2016): *Geostatistika a prostorová interpolace*. Charles University in Prague, Karolinum Press, 198 s.

JOHNSEN, S., O., MØRK, A., DYPVIK, H., NAGY, J. (2001): Outline of the geology of Svalbard. In: 7th ESF IMPACT Workshop, 11 s.

JOL, H., M. (2008): Ground penetrating radar theory and applications. Elsevier, 525 s.

KABALA, C., ZAPART, J. (2012): Initial soil development and carbon accumulation on moraines of the rapidly retreating Werenskiold Glacier, SW Spitsbergen, Svalbard archipelago. *Geoderma* 175, s. 9 – 20.

KILLINGTVEIT, A., PETTERSSON, L., E., SAND, K. (2003): Water balance investigations in Svalbard. *Polar Research* 22/2, s. 161 – 174.

KÖNIG, M., NUTH, C., KOHLER, J., MOHOLDT, G., PETTERSEN, R. (2014): A digital glacier database for Svalbard. In *Global Land Ice Measurements from Space*. s. 229 – 239. Springer Berlin Heidelberg.

LAPAZARAN, J., PETLICKI, M., NAVARRO, F., MACHÍO, F., PUCZKO, D., GŁOWACKI, P., NAWROT, A. (2013): Ice volume changes (1936-1990-2007) and ground-penetrating radar studies of Ariebreen, Hornsund, Spitsbergen. *Polar Research* 32, 10 s.

LÁSKA, K., WITOSZOVÁ, D., PROŠEK, P. (2012): Weather patterns of the coastal zone of Petuniabukta, central Spitsbergen in the period 2008–2010. *Polish Polar Research* 33/4, s. 297 – 318.

LEFAUCONNIER, B., HAGEN, J., O. (1991): Surging and calving glaciers in eastern Svalbard. *MEDDELELSER* 116, *NORSK POLARINSTITUTT OSLO*, 131 s.

Małecki, J. (2013): Elevation and volume changes of seven Dickson Land glaciers, Svalbard, 1960–1990–2009. *Polar Research* 32, 12 s.

MEIER, M., F., POST, A. (1969): What are glacier surges?. Canadian Journal of Earth Sciences 6/4, s. 807 – 817.

OERLEMANS, J. (2005): Extracting a climate signal from 169 glacier records. Science 308/5722, s. 675 – 677.

OVERPECK, J., HUGHEN, K., HARDY, D., BRADLEY, R., CASE, R., DOUGLAS, M., FINNEY, B., GAJEWSKI, K., JACOBY, G., JENNINGS, A., LAMOUREUX, S., LASCA, A., MACDONALD, G., MOORE, J., RETELLE, M., SMITH, S., WOLFE, G., ZIELINSKI, G. (1997): Arctic environmental change of the last four centuries. Science 278/5341, s. 1251 – 1256.

PAVELKA, K. (2003): Fotogrammetrie 20. Vydavatelství ČVUT, 193 s

PRACH, K., KLIMEŠOVÁ, J., KOŠNAR, J., REDČENKO, O., HAIS, M. (2012): Variability of contemporary vegetation around Petuniabukta, central Spitsbergen. Polish Polar Research 33/4, s 383 – 394.

RACHLEWICZ, G. (2007): Geomorphology outline of the vicinity of Petuniabukta. Landform Analysis 5, s. 216 – 220.

RACHLEWICZ, G. (2007): Petuniabukta: from glacial to paraglacial processes in Ebbadalen–Leader Grzegorz Rachlewicz. Landform Analysis 5, s. 209 – 211.

RACHLEWICZ, G., SZCZUCIŃSKI, W. (2008): Changes in thermal structure of permafrost active layer in a dry polar climate, Petuniabukta, Svalbard. Polish Polar Research 29/3, s. 261 – 278.

RACHLEWICZ, G., SZCZUCIŃSKI, W., EWERTOWSKI, M. (2007): Post “Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard. Polish Polar Research 28/3, s. 159 – 186.

RAPANT, P. (2002): Družicové polohové systémy. VŠB – Technická univerzita Ostrava, 200 s.

RØNNING, O., I. (1996): The flora of Svalbard. POLARHANDBOK 10, NORSK POLARINSTITUTT OSLO, 184 s.

SMITHSON, P., ADDISON, K., ATKINSON, K. (2002): Fundamentals of the physical environment. Psychology Press. 775 s.

STUCKENRATH, R. (1982): Glacial and periglacial geology of northwest Blomesletta peninsula, Spitsbergen, Svalbard. SKRIFTER 177, NORSK POLARINSTITUTT, OSLO, 32 s.

SVENDSEN, H., BESZCZYNSKA – MØLLER, A., HAGEN, J., O., LEFAUCCONNIER, B., TVERBERG, V., GERLAND, S., ØRBAEK, J., B., BISCHOF, K., PAPUCCI, C., ZAJACZKOWSKI, M., AZZOLINI, R., BRULAND, O., WIENCKE, CH., WINTHER, J., G., DALLMANN, W. (2002): The physical environment of Kongsfjorden–Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. Polar research 21/1, s. 133 – 166.

WOODWARD, J., BURKE, M., J. (2007): Applications of ground-penetrating-radar to glacial and frozen materials. Journal of Environmental and Engineering Geophysics 12/1, s. 69 – 85.

ZIAJA, W. (2004): Spitsbergen landscape under 20th century climate change: sørkapp Land. AMBIO: A Journal of the Human Environment 33/6, s. 295 – 299.

## **7. 2 Mapové zdroje**

DALLMANN, W. K., OHTA, Y., BIRJUKOV, A. S., KARNOUŠENKO, E. P., SIROTKIN, A. N., PLEPJOHN, K. (2004): Geological map of Svalbard, 1:100 0000, sheet C7G Dicksonfjorden. NORSK POLARINSTITUTT TEMAKART 35.

### **7.3 Použité přístroje tutoriály k software**

GARMIN (2009): GPSMAP® 60CSx with sensors and maps. Owner's manual. Olathe, Garmin Ltd.

MALÅ GeoScience (2005): Ramac GPRTM. Hardware manual. Malå, MALÅ GeoScience.

---

SANDMEIER-GEO (2016): ReflexW, version 8 manual.

TRIMBLE (2008): GPS Pathfinder Office software getting started guide, 176 s.

---

TRIMBLE (2009): GeoExplorer 2008 Series User Guide. Westminster, Trimble Navigation Ltd.

---

### **7.4 Použitá data**

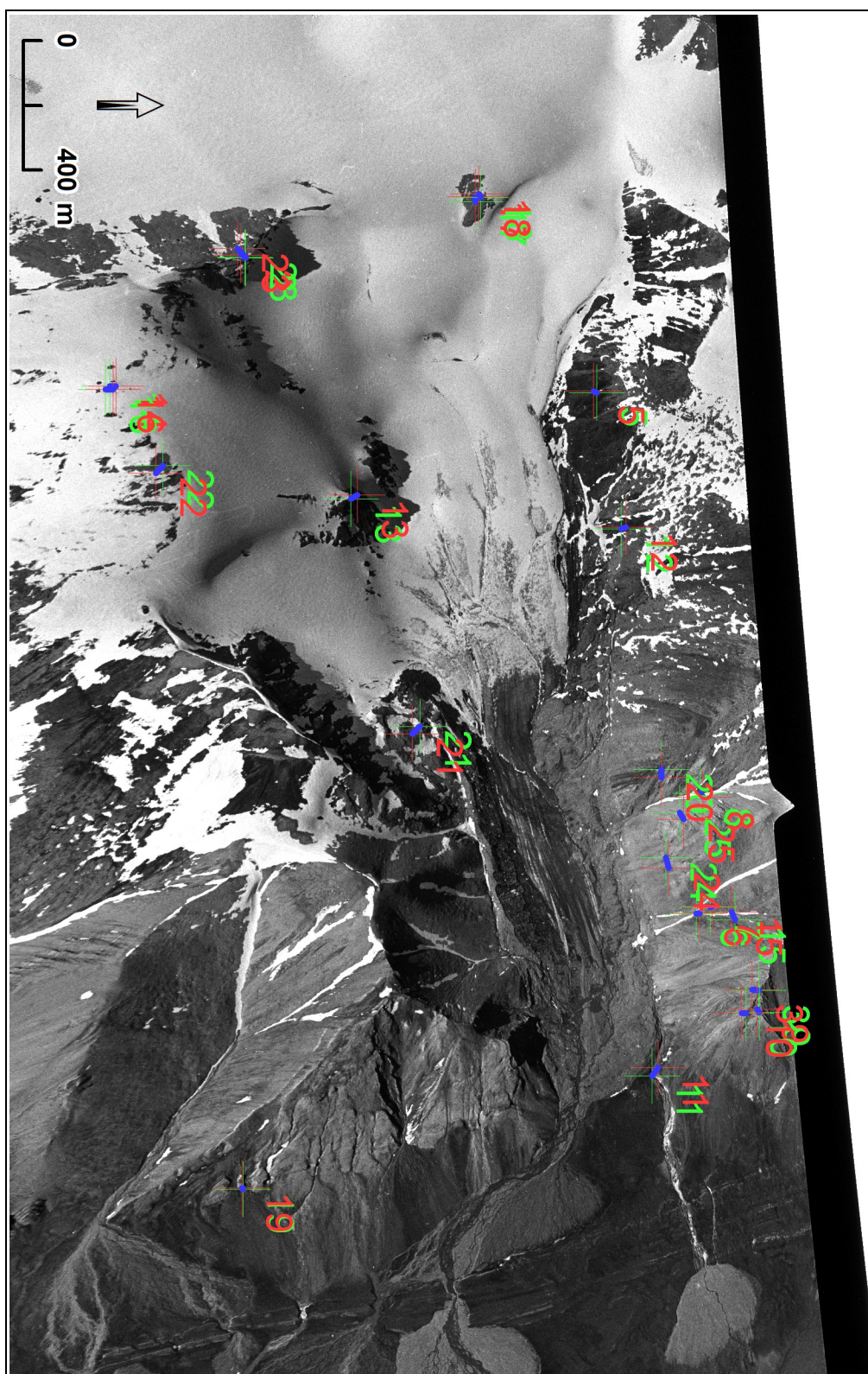
- letecké snímky zájmového území z let 1960, 1990 a 2009 (poskytnuto Norským Polárním Institutem).
- vektorová vrstva vrstevnic z roku 1990 s intervalem 20 m (geodata.npolar.no)
- výstupy georadarového průzkumu ledovce z roku 2014
- polohová (GPS a dGPS) data pro bodové pole reprezentující povrch a obvod ledovce
- digitální vektorová topografická databáze Svalbardu (geodata.npolar.no)

### **7.5 Použitý software**

- ArcMap 10.4
- ArcScene 10.4
- Pathfinder Office
- ReflexW 4.5

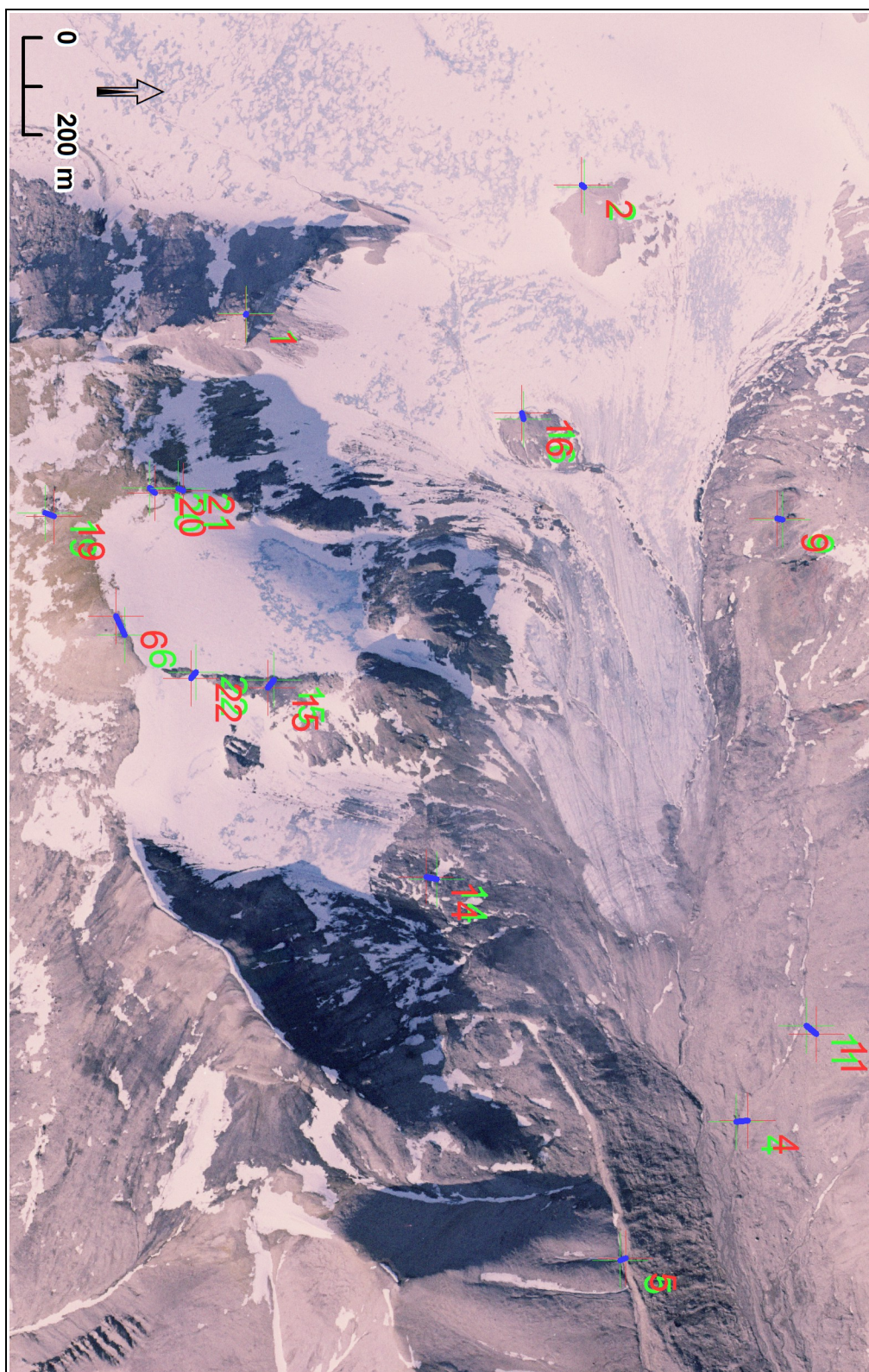
# **Přílohy**

# 1. Rozmístění vlčovacíh bodů na snímku z roku 1960

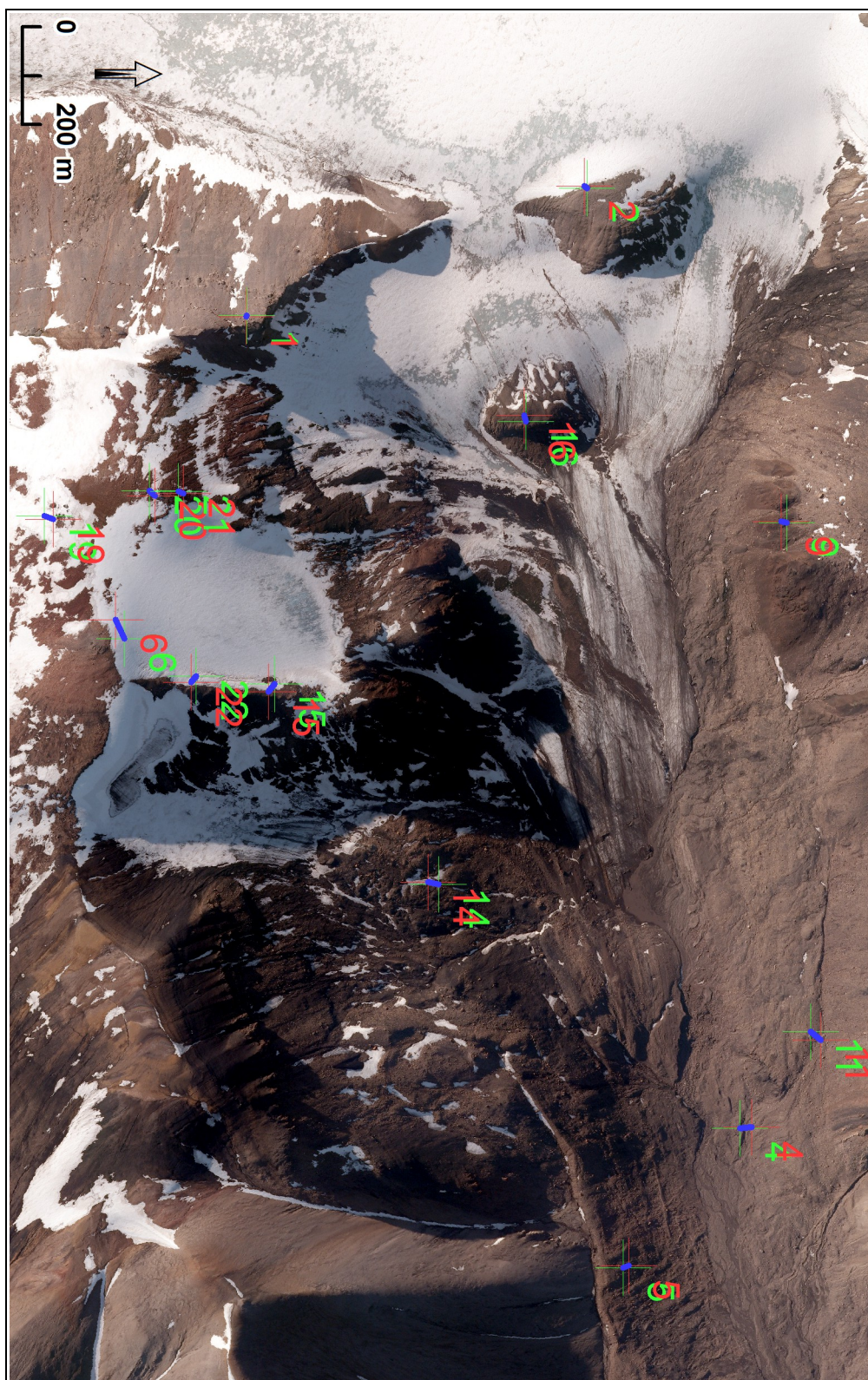




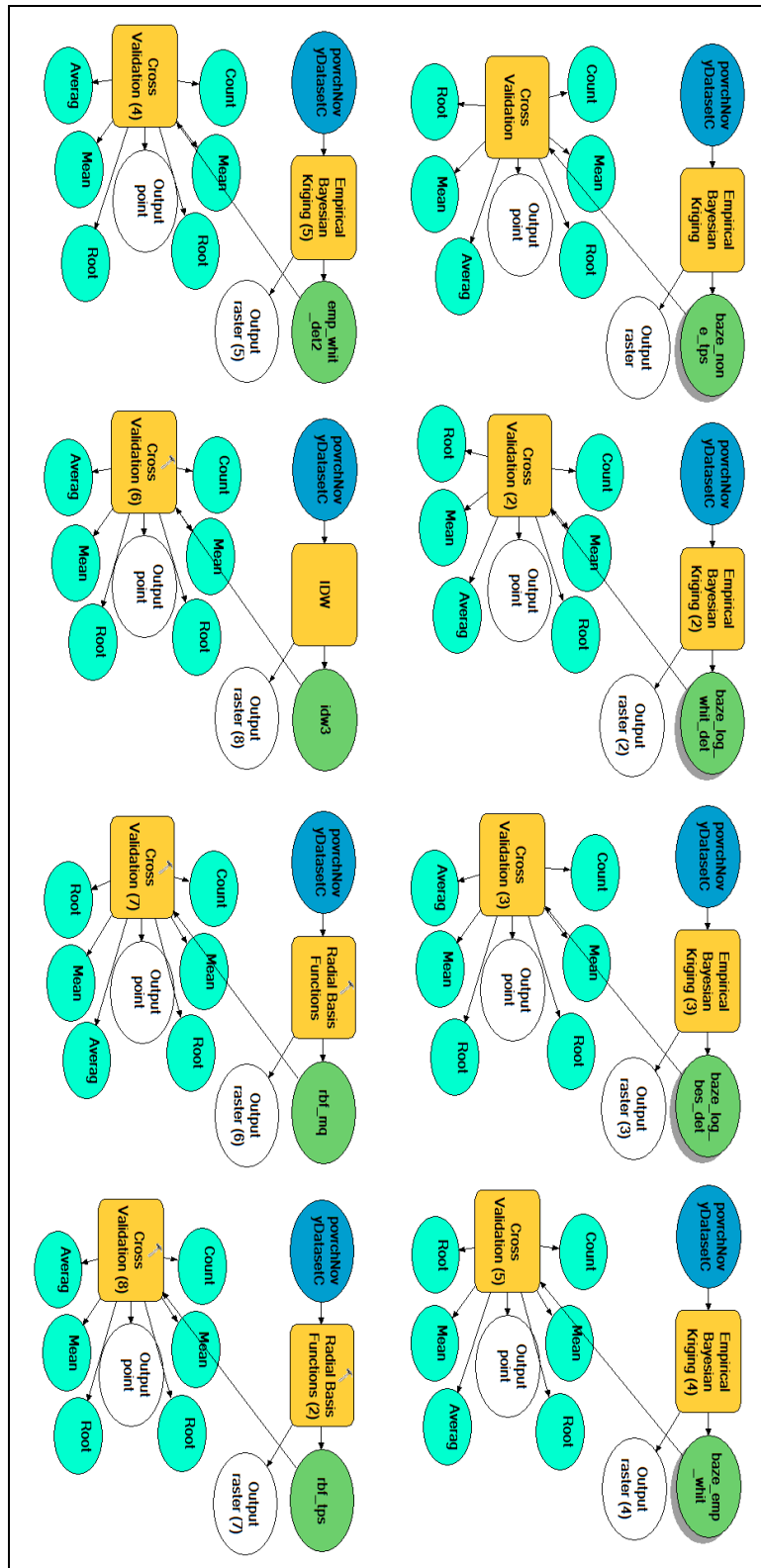
## 2. Rozmístění vlčovacíh bodů na snímku z roku 1990



### 3. Rozmístění vlíčovacích bodů na snímku z roku 2009



## 4. Ukázka části interpolace v prostředí Model Builder (ArcMap10.4)



## 5. 3D vizualizace tělesa ledovce Ferdinandbreen

