

**Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích  
Přírodovědecká fakulta**

**Teplotní anomálie na Svalbardu jako odpověď na globální  
klimatické změny**

Bakalářská práce

**Eva Kadlčková**

Vedoucí práce: RNDr. Martin Hais, Ph. D

Konzultant: Mgr. Kamil Láska, Ph. D

České Budějovice 2013

Kadlčková, E., 2013: Teplotní anomálie na Svalbardu jako odpověď na globální klimatické změny [Temperature anomalies on Svalbard as a response to global climate change. Bc. Thesis, in Czech.] – 57 pp., Faculty of Science, University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic.

**Anotace:**

Práce představuje grantovou žádost na projekt zabývající se výzkumem teplotních anomálií jako základ pro klimatická refugia v okolí zátoky Petuniabukta na Svalbardu. Cílem projektu je prohloubit stávající znalosti o vlivu topografie na výskyt teplotních anomálií v polárních oblastech. A následně ověřit na základě výskytu teplotních anomálií i výskyt klimatických refugií v okolí zátoky Petuniabukta.

**Annotation**

The work represents a grant application for a project to research the temperature anomalies as a basis for climate refugia in the Bay area Petuniabukta on Svalbard. The aim of the project is to deepen existing knowledge about the influence of topography on the occurrence of temperature anomalies in the polar regions. And verify the climatic refugia occurrence on the base of temperature anomalies occurrence in the Petuniabukta Area.

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracovala samostatně pouze s použitím pramenu a literatury uvedených v seznamu citované literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č.111/1998 Sb., v platném znění, souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentu práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátu.

V Českých Budějovicích, dne 13. prosince 2013

Eva Kadlčková

.....

## Shrnutí projektu

Podle oficiálně vydaných predikcí ACIA z roku 2005 lze do roku 2051 očekávat v Arktidě zvýšení průměrné roční teploty o 2-4°C a zvýšení množství srážek o 8% oproti současnosti. Následkem toho se posune jak horní hranice lesa v zeměpisných šířkách a nadmořských výškách, tak areály rozšíření jednotlivých druhů rostlin a živočichů. Změny vegetační zonace budou spojené s druhovou i produkční změnou těchto společenstev (Weller et al., 2005). Změnou teplot některé habitaty zaniknou a nové vzniknou, což v důsledku ovlivní celkovou biodiverzitu. Ačkoli Arktida představuje nejrychleji se oteplující část Země, právě v této oblasti se díky vlivu reliéfu krajiny a dostupnosti vody předpokládá velká pravděpodobnost zachování heterogenní mozaiky stanovišť podporující vysokou biodiverzitu.

Povrchové teploty společně s vlhkostí jsou v polárních oblastech jedním z nejvíce limitujících faktorů pro výskyt organismů. V rámci mého projektu zkoumám vliv reliéfu krajiny a nadmořské výšky na povrchové teploty a teplotní anomálie v zátocě Petuniabukta na Svalbardu. V polárních oblastech je vliv reliéfu v podobě orientace a sklonu svahu jedním ze zásadních činitelů pro výskyt teplotních anomálií. Teplotní anomálie mohou ve spojitosti s vhodnými vlhkostními podmínkami indikovat výskyt refugií organismů. Je reálné, že v kontextu globálního oteplování polárních oblastí by teplá refugia mohla představovat zdroje pro šíření teplomilných druhů. Abych postihla teplotní anomálie na regionální a lokální úrovni, zvolila jsem dva následující způsoby měření povrchových teplot. Na lokální úrovni navrhuji sledování vlivu lokálního klimatu na povrchové teploty pomocí teplotních dataloggerů. Pro snímání povrchových teplot na úrovni mezoklimatu navrhuji výpočet teplot z družicových snímků.

Topograficky (reliéfově) indukovanou mozaiku teplých stanovišť v nižších zeměpisných šířkách zkoumal podobnými metodami Scherrer (Scherrer & Körner, 2010), topograficky indukovanými anomáliemi se na území Austrálie zabýval Ashcroft (Ashcroft & Gollan, 2011).

## **Poděkování**

Nejprve bych chtěla poděkovat svému školiteli Martinu Haisovi, za odborné a trpělivé připomínkování a vedení práce, za přátelský přístup a také za to, že našel pochopení pro mé studentské omyly. Dále patří také díky mému konzultantovi Kamilovi Láskovi, za připomínky a čas, který mi věnoval nejen na Svalbardu a rovněž za poskytnutá meteorologická data. Ráda bych také poděkovala Centru polární ekologie v čele s Josefem Elsterem, Jitkou Klimešovou, Sašou Bernardovou a Jendou Kavanem a všem jeho členům, kteří mi jakkoliv pomohli uskutečnit můj výzkum na Svalbardu.

Mé velké díky patří i mým rodičům, kteří mě ve všech směrech podporovali v průběhu studia, také celé mé rodině, dále Vítkovi Pejchovi za pomoc a všem mým přátelům, kteří mi pomáhali s opravami mé práce nebo mě jinak podpořili.

V neposlední řadě bych chtěla vyjádřit svoji vděčnost Jihočeské Univerzitě a Přírodovědecké fakultě, která mi umožnila studium a výzkum.

I.	SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ .....	- 1 -
<b>1</b>	<b>Obecné principy a faktory ovlivňující klima .....</b>	<b>- 2 -</b>
1.1	Klimatický systém, procesy a faktory působící na klima .....	- 2 -
1.2	Měřítko.....	- 3 -
1.3	Faktory ovlivňující povrchovou vlhkost a teploty .....	- 5 -
1.3.1	Energetická bilance povrchu .....	- 5 -
1.3.2	Vegetační kryt.....	- 6 -
1.3.3	Teplotní poměry přízemní vrstvy atmosféry .....	- 7 -
<b>2</b>	<b>Klimatická refugia podmíněná topograficky indukovanými anomáliemi.....</b>	<b>- 8 -</b>
2.1	Definice refugií.....	- 8 -
2.2	Typy klimatických refugií.....	- 9 -
2.3	Velikost refugií a jejich dynamika .....	- 10 -
2.4	Topografický základ klimatických refugií.....	- 11 -
2.4.1	Topografie a topograficky indukované faktory podmiňující teplotní a vlhkostní anomálie .	- 12 -
2.4.2	Teplotní anomálie.....	- 13 -
2.4.3	Vlhkostní anomálie.....	- 15 -
<b>3</b>	<b>Refugia v polárních oblastech .....</b>	<b>- 18 -</b>
3.1	Charakteristika polárních oblastí .....	- 18 -
3.2	Teorie o přežívání v refugiích v polárních oblastech .....	- 19 -
<b>4</b>	<b>Klima Svalbardu.....</b>	<b>- 22 -</b>
<b>5</b>	<b>Vliv změn klimatu na biocenózu Svalbardu a polárních oblastí .....</b>	<b>- 25 -</b>
II.	PROJEKTOVÁ ČÁST .....	- 27 -
A.	Cíle projektu: .....	- 27 -
B.	Hypotézy .....	- 27 -
C.	Předběžné výsledky .....	- 27 -
i.	Charakteristika území .....	- 27 -
ii.	Metodika .....	- 29 -
iii.	Předběžné výsledky .....	- 32 -
iv.	Diskuse a závěr.....	<b>Chyba! Záložka není definována.</b>
D.	Návrh realizace projektu .....	- 40 -
E.	Časový plán .....	- 41 -
F.	Finanční rozvaha.....	- 42 -
G.	Závěr .....	- 44 -
	Literatura.....	<b>Chyba! Záložka není definována.</b>

## *SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ*

# 1 OBECNÉ PRINCIPY A FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ KLIMA

## 1.1 Klimatický systém, procesy a faktory působící na klima

Charakter klimatu je utvářen dvěma základními faktory. Zatímco pásmovitost (zonalita) rozděluje povrch Země na pásma horizontálně, stupňovitost vyjadřuje změny klimatických podmínek vertikálně. Pásmovitost spojuje body se stejným makroklimatem, stupňovitost tyto body dále ovlivňuje nadmořskou výškou. Toto působení lze rozpoznat ve změnách rostlinných společenstev, které lze klasifikovat pomocí klimaticko-vegetačních stupňů (Rožnovský, 1999).

Pro pochopení a vysvětlení vzniku a vývoje klimatu, se klimatické děje a procesy a jednotlivé složky klimatu se složitými vazbami označují jako klimatický systém. Klimatický systém Země je tvořen jednotlivými sférami, které jsou propojeny cykly látek a energiemi. Základ energetických toků tvoří sluneční energii. Následně probíhá její distribuce, transformace a zpětný odraz. Největší podíl na globální distribuci energie mezi sférami zajišťují procesy atmosférické cirkulace horizontálními přenosy vzdušných hmot, výměna tepla latentním výparem a přenos tepla oceánskými proudy. Klimatickou změnu lze popsat jako výsledek vnějších a vnitřních změn klimatického systému: změna působení Slunce a změna zpětných vazeb uvnitř atmosféry, oceánů a terestrických složek (Bonan, 2008; Kopp & Suda, 1998).

V této práci se podrobněji věnuji klimatickým činitelům a procesům, které působí na aktivním povrchu a v atmosféře. Tyto procesy jsou vyvolány působením čtyř druhů faktorů, mez něž patří astronomické, geografické, cirkulační a antropogenní. Mezi *astronomické* faktory můžeme zahrnout všechny podmínky přenosu a přeměny slunečního záření směrem k aktivnímu povrchu. Pro vývoj klimatu lze astronomické faktory popsat pomocí radiační a energetická bilance a jejich toků. *Geografické* faktory ovlivňují klima především prostřednictvím typu zemského povrchu. Moře a pevnina výrazně a zároveň velmi odlišně ovlivňují klima vzhledem k rozdílné schopnosti udržet získané teplo. *Cirkulační* faktory představují přenos vzduchu od místního proudění až po všeobecnou cirkulaci atmosféry s typickým rozložením tlakových útvarů. Znečišťování vody a vzduchu je následkem působení lidské hospodářské činnosti a můžeme jej zařadit mezi *antropogenní faktory* (Rožnovský, 1999)

## 1.2 Měřítko

Pro definování klimatických činitelů a procesů je podstatné, v jakém měřítku budeme problematiku sledovat. Problematika klimatických kategorií je poměrně složitá, protože vertikální i horizontální měřítko jednotlivých autorů se může podstatně lišit. Zatímco řada autorů například rozděluje klima jen do tří kategorií (mikro-, lokální-, regionální-), další autoři definují pět a více kategorií (Yoshino, 1975). Stanovení jasných hranic klimatických měřítek je problematické, například u mikroklimatu kladou autoři hlavní důraz na vertikální měřítko, kdežto u lokálního klimatu kladou důraz na měřítko horizontální. Pro tuto práci budu využívat měřítko (Tab. 1), které uvádí Yoshino (1975), protože je v literatuře nejčastěji citováno (Prošek & Rein, 1982; Reiger et al., 2009; Vysoudil, 1997). V této práci jsem se zaměřila na sledování klimatu v měřítku mikroklimata a lokálního klimata, proto se věnuji jejich podrobnější charakteristice.

Tab. 1: Klimatické kategorie a jejich měřítka (Yoshino, 1975)

Klima	Horizontální rozměr	Vertikální rozměr	Délka trvání odpovídajícího meteorologického jevu
Mikro-	$10^2$ - $10^2$ m	$10^2$ - $10^1$ m	$10^1$ - $10^1$ s
Lokální-	$10^2$ - $10^4$ m	$10^1$ - $10^3$ m	$10^1$ - $10^4$ s
Mezo-	$10^3$ - $2 \cdot 10^5$ m	$10^0$ - $6 \cdot 10^3$ m	$10^4$ - $10^5$ s
Makro-	$2 \cdot 10^5$ - $5 \cdot 10^7$ m	$10^0$ - $10^5$ m	$10^5$ - $10^6$ s

Přes spekulace o rozsahu jednotlivých měřítek se všichni autoři shodují, že mikroklima postihuje nejmenší krajinný celek, tj. desítky cm až stovky m. Mikroklima charakterizuje energetickou bilanci mezi aktivním povrchem a atmosférou. U vertikální složky mikroklimatu (1cm-1m) je zapotřebí brát v potaz faktory, které ovlivňují energetickou bilanci povrchu a atmosféry, neboť vertikální klimatická proměnlivost mikroklimatu je ovlivněna charakterem aktivního povrchu, reliéfem a vegetačním krytem. Společně s těmito faktory působí na vývoj mikroklimatu proměnlivost počasí. Meteorologická situace s převládajícím slunečným počasím umožňuje vznik homogenní mikroklimatické vrstvy do výšky až 10m. V opačném extrému působí na povrch tak silná advekce, že mikroklima nevzniká a je totožné s vyššími vrstvami atmosféry. Homogenita biotické a abiotické složky povrchu určuje horizontální rozsah mikroklimatu. Z krajinného hlediska je plošný rozsah mikroklimatu totožný s ekotopem a řádově se pohybuje do 100m (Prošek & Rein, 1982).

Lokální klima na rozdíl od mikroklimatu sleduje soubor klimatických dějů v širším prostorovém rozsahu. Lokální (místní) klima lze v cizojazyčné literatuře najít pod pojmy



*local climate, topoclimate, das Lokalklima, das Geländeklima, das ortographische Klima, das örtliche Klima* (Prošek & Rein, 1982). Dále se tyto pojmy v zahraniční literatuře specifikují podle prostředí, v němž se lokální klima vyskytuje např. pobřežní, lesní, městské, krajina s reliéfem horského charakteru – topoclimate (Yoshino, 1975). Tyto všechny pojmy vystihují systém meteorologických dějů, které se utvářejí pod vlivem morfologie abiotické nebo biotické složky povrchu. Stejně jako mikroklima, tak i vertikální rozměr lokálního klimatu může být za daných meteorologických podmínek zastíněn situací makropočasí. Horizontálně lze rozsah lokálního klimatu charakterizovat jako soubor ekotopů až systém mikrochor (Prošek & Rein, 1982). Pro sledování vývoje klimatických podmínek nebo pro vytváření klimatických modelů je podstatné, jak velkou váhu mají jednotlivé proměnné pro dané klimatické měřítko. Jako příklad může posloužit bambusový les. Hloubka odvodnění povrchu je pro mikroklima zásadní, zatímco pro lokální klima je primárně důležité množství srážek a hloubka odvodnění povrchu půdy má až sekundární vliv (Yoshino, 1975).

To, jak je klima na lokální úrovni ovlivňováno celkovým reliéfem (topografií) krajiny, je předmětem výzkumu topoklimatologie. Fyzicko-geografické faktory jako nadmořská výška, orientace a sklon svahu, umístění v krajině aj. následně ovlivňují meteorologické prvky jako je teplota vzduchu a povrchová teplota, srážky, vítr, sluneční záření (insolace), evaporace, povrchové toky, akumulace a tání sněhu a mnoho dalších (Dobrowski, et al., 2009; Huggett & Cheesman, 2002). Pro zachycení mikro-topografických vlivů je obtížné najít vhodné prostorové rozlišení topoklimatu, které by na jedné straně bylo schopné obsáhnout výrazné výškové gradienty společně se synoptickými podmínkami a na straně druhé bylo dostatečně citlivé ke klimatickým režimům, které vnímají organismy (Fridley, 2009). Ashcroft (2011) zmiňuje zvyšující se výkon výpočetní techniky, který umožňuje možnost jemnějšího prostorového rozlišení teplotních modelů. Z těchto důvodů považuje rozmístění meteorologických sítí založených pouze na geografické poloze a nadmořské výšce spíše jako makroklimatické pozorování než pozorování odrážející mikroklima a lokální topoklimatické faktory.

Pro vyhledávání klimatických anomálií (blíže v kapitole 2.4.1 – 2.4.3) na základě topografie je stanovení dostatečně citlivého měřítko naprosto zásadní. Klimatické scénáře představují poměrně uniformní, obecnou a příliš pesimistickou predikci změny klimatu, která však nekalkuluje s heterogenní topografií. Právě ta by mohla klimatické anomálie indukovat (Ashcroft, 2009).

### 1.3 Faktory ovlivňující povrchové teploty a půdní vlhkost

Cílem prostorové modelace teplot a vlhkosti krajiny je spojování procesů, které lokálně modifikují a ovlivňují energetickou bilanci povrchu (např. radiační a evaporační tok, proudění větru, aj.), spolu s jednoduše měřitelnými faktory krajiny (tj. nadmořská výška, sklon a orientace svahu, topografických ukazatele jako jsou stoupavé- konvexní a nebo klesající- konkávní tvary reliéfu, aj.) (Fridley, 2009). Vývoj klimatu souvisí s řadou proměnných, které charakterizují jak povrch Země, tak atmosféru. Tyto proměnné můžeme rozdělit na ty, které popisují termodynamiku atmosférických procesů, a na ty, které charakterizují vlastnosti a typ povrchu (Holton et al., 2002).

#### 1.3.1 Energetická bilance povrchu

Radiační bilance (solární radiace) je hlavní složkou energetické bilance povrchu a ovlivňuje rozhodující ekologické faktory mikroklimatu, od nichž se odvíjejí povrchové teploty, turbulentní tok, evaporační výměna a obsah půdní vlhkosti (Bennie et al., 2008). S tokem radiačního záření souvisí energetické bilance povrchu a atmosféry, kterému se podrobně věnuje z hlediska fyzikálních zákonů Peixoto (1992) nebo Penman (2008); klimatické souvislosti vysvětluje dále Bonan (2008), Prošek (Prošek & Rein, 1982) a ekologické souvislosti připojuje Geiger (1950), Stoutjesdijk (1992). Rovnici energetické bilance povrchu zapisuje Pokorný (2006) jako:

$$R_n = P + J + G + H + L.E$$

$R_n$  je výsledek všech zářivých toků dopadajících na aktivní povrch nebo z něho vyzařovaných a reflektovaných (Prošek & Rein, 1982). Její části jsou dále využívány pro:

- procesy fotosyntézy (P)
- ohřev vegetačního krytu (J),
- tok tepla do půdy a podloží (G).
- ohřev prostředí formou zjevného tepla (H)
- výpar ve formě latentního tepla výparu (L.E).

Z hlediska množství využití energie připadá největší spotřeba pro výpar a ohřev prostředí, zatímco procesy fotosyntézy činí pouze několik procent (Kravčík et al., 2007). Ohřev prostředí probíhá turbulentním tokem tepla. Turbulentní toky tepla vznikají poklesem chladnějších vrstev vzduchu a jsou podmíněny určitou rychlostí proudění vzduchu (Pokorný et al. 2006). Tímto způsobem je zároveň rozmístována vlhkost do prostoru atmosféry a

zajišťován dostatečný přísun CO<sub>2</sub> rostlinám (Bonan, 2008). Energetická bilance povrchu nabývá kladných nebo záporných hodnot v závislosti na denním a ročním chodu jejích složek. Fyzikální principy energetické bilance jsou definované pro denní a roční chod obecně, ale v rámci různých ekosystémů po celém světě se množství výměny energie liší podle místních meteorologických podmínek a charakterem povrchu a atmosféry (Prošek & Rein, 1982).

### 1.3.2 Charakter a vlastnosti povrchu

Typ a vlastnosti povrchu s vlivem na povrchové teploty heslovitě popisuje Yoshino (1975). Pod spektrální kompozicí povrchu si lze představit zbarvení, drsnost a texturu, obsah určitých prvků, obsah vody v půdě. Další podstatnou charakteristikou povrchu je albedo, což je výsledek dopadající radiace a spektrální kompozice povrchu. Povrchy s nejvyšším albedem mají světlou barvu a jsou lesklé (Yoshino, 1975). Řada autorů dále uvádí úhel, pod kterým záření dopadá, neboť hodnota albeda závisí i na něm. Vzhledem k tomu, že albedo se odvíjí od optických vlastností povrchu (například podle stavu vegetace), vykazují změny albeda denní chody a sezónní variabilitu (Bonan, 2008). Vliv na energetiku má i fakt, že půda je často pokrytá vegetací, organickým opadem nebo sněhem. Organické materiály mají srovnatelnou tepelnou kapacitu s minerály, ale extrémně nízkou konduktivitu. Díky tomu dokáže organický opad izolovat půdu od přehřívání ve dne a podchlazení v noci (Bonan, 2008). Taková izolace má významný vliv pro vývoj bezobratlých a život půdních organismů. Stejně izolační schopnosti mají i kobercovité porosty rašelinišť a mechovišť, řadu příkladů uvádí Stoutjesdijk (1992). Opačným způsobem funguje obsah vlhkosti v půdě, neboť urychluje šíření tepla i chladu, respektive obsah vlhkosti ovlivňuje měrnou tepelnou kapacitu půdy. Měrná tepelná kapacita vody, se kromě šíření tepla v půdě významně podílí na rychlosti mrznutí. Je potřeba si ale uvědomit, že na povrch působí řada faktorů, takže nastíněné elementární vlastnosti půdy mohou být potlačeny. To potvrdil výzkum kopečkovité tundry v subarktické oblasti, tzv. *hummock-hollows* systém, kdy suché kopečky vykazovaly rychlejší promrzání než mokré prohlubně. V tomto případě sehrál důležitou úlohu reliéf povrchu ve spojitosti s faktem, že vítr obnažil zasněžené kopečky, které pak snáz promrzly (Stoutjesdijk & Barkman, 1992)

### 1.3.3 Vegetační kryt

Stejně jako holá půda taky rostliny svým povrchem absorbují a emitují záření. Listy rostlin se liší od jiných povrchů barvou a leskem, takže mají zároveň jiné spektrální

vlastnosti a část záření propouštějí. Například nadměrnému přehřívání se rostliny brání vysokou odrazivostí v oblasti blízkého infračerveného záření. Navíc vegetace dokáže i aktivně ovlivňovat výměnu energií mezi svým okolím a atmosférou. Rostliny svými průduchy a pohyby orgánů interaktivně reagují na radiaci a vlhkost (Geiger, 2003). Je potřeba zdůraznit, že hlavní rozdíl mezi energetickou bilancí povrchu s vegetací a povrchu bez vegetace tkví právě v transportu vodní páry (transpirace). Transport vodní páry je složitější a probíhá skrz vnitřek listu a průduchy. Díky transpiraci vegetační kryt aktivně ochlazuje klima na lokální úrovni, především během horkých letních dní. Avšak tato schopnost vegetace může být v krajních případech převážena optickými vlastnostmi organismu. Jako příklad může posloužit případ mechu *Polytrichum sp.*, který kobercovitě porůstá povrch. Pokud dojde k jeho vysušení, přirozeně přestane transpirovat a zároveň se taky sníží albedo a měrná tepelná kapacita povrchu, což způsobí oteplení povrchu. Typ opadu se také značně podílí na tom, jak vegetace ovlivňuje energetiku povrchu. Rostliny s velkými listy vytvářejí opad s dutinkami, které jsou chladnější, vlhké a obsahují CO<sub>2</sub>, čímž zvětšují měrnou tepelnou kapacitu povrchu. Opakem je jehlicovitý opad, který snadněji vysychá a snadněji se ohřívá (in: Stoutjesdijk & Barkman, 1992).

#### 1.3.4 Teplotní poměry přízemní vrstvy atmosféry

Vedle vlastností povrchu je dále povrchová teplota závislá na tepelné komunikaci mezi atmosférou a povrchem a na chování atmosféry. Vedení tepla mezi povrchem a atmosférou může probíhat čtyřmi způsoby: turbulencí, turbulentním přenosem latentního tepla, dlouhovlnným vyzařováním a molekulárním vedením (Prošek & Rein, 1982). Atmosféru lze vertikálně rozčlenit na dvě vrstvy: *volnou* a *mezní*. Přímý vliv povrchu na meteorologické prvky je možné pozorovat především u nižších vrstev atmosféry, tj. u *mezní vrstvy*. Do jejího měřítka můžeme zasadit mikroklimatické i lokální klimatické jevy. Mezní, neboli *přízemní vrstvu atmosféry* (boundary layer) je možné dále rozčlenit na vrchní (inertial sublayer) a spodní (roughness sublayer). Důležitá je úroveň, kdy je horizontální proměnlivost proudění spodních vrstev nahrazena horizontálním homogenním charakterem proudění vyšších vrstev. Přízemní vrstva atmosféry se liší místo od místa a obecně lze tvrdit, že kopíruje povrch terénu (Holton et al., 2002). Pro povrchové teploty však platí, že rychleji reagují na výkyvy počasí než teplota vzduchu (Geiger, 2003).

## 2 KLIMATICKÁ REFUGIA PODMÍNĚNÁ TOPOGRAFICKY INDUKOVANÝMI ANOMÁLIEMI

### 2.1 Definice refugií

Se zájmem o problematiku klimatických změn a změn antropogenního původu, vzrůstá během posledních dvaceti let i zájem o refugia (Keppel et al., 2012). Refugia totiž představují potencionální zdroje pro šíření bioty do okolí a během fluktuace klimatu umožňují perzistenci biodiverzity celá tisíciletí (Tzedakis et al., 2002). Pokud bychom dokázali odpovědět na otázku, jak budou refugia reagovat na klimatické změny, mohla by tato zjištění vést k efektivní ochraně přírody a stanovišť, která mají potenciál k zachování biodiverzity a jsou pro ni bezpečným útočištěm (Keppel & Wardell-Johnson, 2012). Jedním z důvodů, proč se refugia v průběhu posledních dvaceti let dostávají do popředí vědeckého zájmu, je multidisciplinární rozsah problematiky. Pro výzkum faktorů podmiňujících vznik refugií a identifikaci refugií byla stanovena řada metod, které se mezi sebou doplňují: sestavení modelů distribuce organismů (SDM – spatial distribution models), stanovení genetické variability organismů, vytváření klimatických a topografických map pomocí dálkového průzkumu (Keppel & Wardell-Johnson, 2012; Keppel et al., 2012).

Na počátku 20. století se rozběhly diskuse biogeografů o funkci refugií jako center pro rozšiřování druhové diverzity v horách (Holderegger et al., 2009). Jedním z prvních, kdo termín *refugium* použil ve spojení s biologickými vědami, byl Dahl, který označil jako refugium prostorově omezená místa, která zahrnují biotu, která v nich přežila zalednění během poslední doby ledové a následně z těchto míst expandovala do okolí (Dahl, 1946). Refugium (eng. Refugium, pl. Refugia) je poněkud vágní termín, který je v současné vědě obecně používán pro různé typy refugií – mikrorefugia, makrorefugia, ex-situ a in-situ refugia, glaciální a interglaciální refugia, pro refugia zakládající se na stabilitě, a nebo na nestabilitě prostředí. Používáním této neustálené terminologie dochází k špatné interpretaci metod a výsledků jednotlivých výzkumů, což je zavádějící (Ashcroft, 2010; Rull, 2010; Tzedakis et al., 2013).

Obecnější definici refugia uvádí Lincoln (1998): Refugium je území, které uniklo rozsáhlým klimatickým změnám typických pro region a jako celek má funkci úkrytu pro biotu, která byla v regionu dříve široce rozšířená. Jako refugia jsou v literatuře označovány nejrozličnější typy úkrytů s odlišným časovým i prostorovým měřítkem – denní úkryty před predátory (Dean & Vickery, 2003; Sarwardi et al., 2012), plochy nedisturbované těžbou

(Chan-Mcleod & Moy, 2007), ochrana před suchem v průběhu suchých období (Jackson, 2010; Magoulick & Kobza, 2003) nebo dlouhodobá glaciální refugia (Stewart & Lister, 2001) etc. Refugia všech typů představují v prostoru a čase určitou anomálii. V této práci se podrobněji věnuji klimatickým refugiím založených na teplotních a vlhkostních anomáliích.

## 2.2 Typy klimatických refugií

Při zkoumání typu klimatických refugií se na problematiku můžeme dívat několika různými úhly pohledu, podle nichž se definice jednotlivých autorů ne zcela shodují. V literatuře je rozlišováno několik typů klimatických refugií z hlediska velikosti, teploty, polohy nebo historického osidlování (Holderegger et al., 2009; Tzedakis et al., 2013). Místa, kde organismy přežily (nehledě na geografickou pozici a rozsah lokality) období dob ledových nebo alespoň část doby ledové se označují jako *Glaciální refugia* (Holderegger et al., 2009). Na rozdíl od glaciálních refugií disponovala refugia *interglaciální* chladnějším klimatem, takže umožnila přetrvání druhů chladnomilných organismů (Dobrowski, 2011). Faktory, které současně působily se změnami teplot během střídání dob ledových a meziledových přehledně shrnul Dobrowsky (2011). Podle geografické polohy se glaciální refugia dělí dále na tři typy: nunatoky, okrajová glaciální refugia a nížinná glaciální refugia. *Nunatoky* jsou skalnaté nezasněžené vrcholky hor, které nejsou permanentně pokryty sněhem (R. M. M. Crawford, 2008) a v průběhu glaciálů nebyly zaledněny. *Okrajová glaciální refugia* horských druhů se nacházejí v rámci horského systému, na jeho okraji. *Nížinné glaciální refugium* je oblast, která nenáleží do horského systému, není pokryta ledem, ale nalézá se v těsné blízkosti ledovců a tak i pod jejich vlivem (Holderegger et al., 2009). K popisu glaciální historie organismů se používají termíny *in situ* a *ex situ refugia*. Termíny jsou však zavádějící, neboť mají dva významy. Z hlediska historie osidlování představuje *in situ* refugium místo, které bylo osídleno už před zaledněním. Druhý význam *in situ* určuje geografickou polohu, tedy lokaci umístění *in situ* - například uvnitř horského systému. Opakem *in situ* je *ex situ* refugium (Holderegger et al., 2009). Termínem *kryptická* („tajemná“ nebo „skrytá“) jsou označována refugia, jejichž původ populace nelze současnými paleoekologickými prostředky zařadit a geograficky dohledat (Cruzan & Templeton, 2000; Rull, 2010). Zároveň jsou za kryptická refugia v některých pracích považována refugia v horských polohách, s příhodným topograficky podmíněným mikroklimatem, kam se uchýlila chladnomilná vegetace z vyšších zeměpisných šířek v průběhu glaciálu (Rull, 2010; Stewart & Lister, 2001). Pokud jsou deprese konvexního

tvaru označovány jako termální (zde teplá) refugia, logicky by příslušel kontext výskytu v chladném glaciálu, kdy by představovaly útočiště pro termofilní druhy. Přesto však existuje spojení termální (zde chladná) refugia v interglaciálu. Nejedná se však o antagonistické pojmy, ale jde o jiný význam pojmu *termální* související s vegetační strategií, jak naznačuje Birks (2008): rostliny můžeme rozdělit podle strategií na kompetičně citlivé a tepelně citlivé. Tepelně citlivé rostliny budou při klesajících teplotách glaciálu hledat teplejší místa, což způsobí shloučení, v jehož důsledku dojde k limitaci prostorem a rostoucí kompetici. Na to reagují kompetičně citlivé rostliny přesunem do chladnějších míst s dostatkem prostoru, což jsou právě termální refugia v druhém významu. Extrémním případem je zvrát vegetačních pásem (vegetation inversion), kdy se objeví druhy z vyšších nadmořských výšek v terénních depresích, navíc v nižších nadmořských výškách (Dobrowski, 2011). V některých případech nelze jednotlivé typy refugií od sebe striktně oddělit, neboť se svým původem překrývají a vytvářejí tak *refugiální mozaiku* (Byrne, 2008; Rull, 2010).

### 2.3 Velikost refugií a jejich dynamika

Zásadními pojmy pro rozlišení velikosti refugií jsou mikrorefugium a makrorefugium. *Mikrorefugium*, je menší oblast, v níž mohou přežít organismy mimo svou hlavní distribuční oblast, tj. *makrorefugium*. Organismy přežívají v mikrorefugiích na základě lokálního příznivého klimatu, které se liší od limitujících regionálních podmínek (Rull, 2009). Přežívání mikrorefugiálních a makrorefugiálních populací se vzájemně ovlivňuje, ačkoli v extrémních případech mikrorefugia nekomunikují ani mezi sebou, ani s makrorefugiem a jsou úplně izolovaná. Mikrorefugia jsou důležitá pro metapopulaci především při kolonizaci, neboť díky nim probíhá kolonizace na více frontách, tedy ve větším množství a rychleji než kdyby se šířily organismy pouze difúzně z jednoho místa (Mosblech et al., 2011). Jak Mosblech (2011) demonstruje ve svém grafu, mikrorefugia oscilují mezi malými a velkými populacemi v příznivějším či nepříznivějším období a tím zvyšují resp. snižují pravděpodobnost přežití. Mikrorefugia jsou podstatná zejména pro překonávání migračních bariér, jako je řeka nebo pohoří, které leží mezi makrorefugiem a potenciálním habitatem (Mosblech et al., 2011). Populace bez mikrorefugií jsou tedy v tomto směru znevýhodněné. Populace organismů se mezi sebou liší svými charakteristickými vlastnostmi, které ovlivňují rozptyl jedinců po okrajích populace, což má pravděpodobně vliv na vymírání nebo distribuci populací, zvláště těch malých a lokálních (Crawford, 2008). Problematika vývoje a přežívání refugií na obecné ekologické úrovni souvisí s velikostí a

vzdáleností refugiální populace od hlavní populace, což shrnuje ostrovní biogeografie, které se blíže věnuje Whittaker & Fernández-Palacios (2007) a dynamikou populací, kterou se zabývá podrobněji například Cappuccino & Price (1995).

Refugia, která disponující stabilními podmínkami navzdory klimatickým změnám obsahují však jen určitou podmnožinu organismů (Ashcroft & Gollan, 2011; Ashcroft et al., 2009). To je částečně způsobeno dostupností refugia pro organismy a částečně charakteristickými nároky jednotlivých druhů. Ne všechny organismy jsou totiž schopné přežít v mikrorefugiích kvůli řadě druhových nároků (Mosblech et al., 2011). Příkladem může být nárok na velký rozsah habitatu u velkých šelem (Bhagwat & Willis, 2008; Mosblech et al., 2011). Bhagwat & Willis (2008) se pokusili heslovitě shrnout konkrétní vlastnosti organismů, které upřednostňují přežití v mikrorefugiích. Zatímco rostlinné druhy zvyšují šance přežití v malých populacích po dlouhý čas pomocí klonálního růstu a schopností vlastní samosprašnosti (Bhagwat & Willis, 2008)- živočišné druhy se o to samé pokouší pomocí partenogeneze a dichogamie. Ačkoli druhová diverzita v mikrorefugiu nemůže být nižší než diverzita okolní krajiny, uvnitř mikrorefugií mohou být vyšší trofické úrovně tvořené jinými druhy než tytéž trofické úrovně okolní krajiny. To způsobuje nerovnováhu, která by mohla organismy v mikrorefugiích zvýhodňovat díky menšímu predančnímu a kompetičnímu tlaku (Mosblech et al., 2011).

## **2.4 Topografický základ klimatických refugií**

Pro vývoj a vznik klimatických refugií je stěžejní dynamika klimatu, neboli střídání dob ledových a meziledových. Klimaticky teplé nebo chladné období ovlivňuje charakter prostředí, čímž určuje i charakter refugií. V glaciálu byly například termofilní druhy limitovány sněhem z hlediska zkrácené vegetační doby a sněhem jako fyzickou bariérou. Proto se předpokládá, že v této tísnivé situaci hledaly refugium na jižních (respektive jihozápadních) svazích, na místech, kde byly teploty vyšší a zkracovaly délku trvání sněhové pokrývky nebo její mocnost (Dobrowski, 2011).

Podmínky, v nichž organismy přežívají, si lze představit jako průnik topoklimatu a edafických podmínek. Aby refugia mohla vzniknout, musí se podmínky (teplotní, vlhkostní) odlišovat od průměrných podmínek celého regionu a vykazovat tak anomálie. Pokud je topoklimatický charakter těchto anomálií ve stálé nespojitosti s regionálním klimatem, jsou tyto oblasti adepty na vytvoření stabilních mikrorefugií (Dobrowski, 2011). Refugium může být výsledkem kombinací řady topografických činitelů a biotických a abiotických podmínek.



Při tom váha topografických faktorů nemusí být rovnocenná a některé z nich můžeme označit jako hlavní. V následující kapitole se věnuji hlavním topografickým faktorům v souvislosti s výskytem teplotních a vlhkostních anomálií.

#### 2.4.1 Topografie a topograficky indukované faktory podmiňující teplotní a vlhkostní anomálie

Teplota a vlhkost jsou základními faktory ovlivňující distribuci a život organismů. Organismy jsou limitovány ve svém rozšíření extrémními hodnotami. Proto by měla být věnována zvláštní pozornost procesům a faktorům, které ovlivňují tyto extrémy – teplotní a vlhkostní anomálie (Ashcroft & Gollan, 2011). Anomálie představují výchyly oproti průměru a to buďto v čase nebo v prostoru. Pro detekci teplotních a vlhkostních anomálií povrchu je důležité porozumět procesům a normálnímu průběhu a rozvrstvení hodnot.

Jako výsledek působení heterogenní topografie (údolí, svahy, hřebeny) vznikají odlišné teplotní a vlhkostní režimy krajiny. Topograficky indukované anomálie představují odchylky oproti předpokládaným úrovním hodnot. Anomálie jsou popisovány jako důsledek nespojitosti lokálních a regionálních atmosférických podmínek (Daly et al., 2009). Všechny topografické faktory na lokální úrovni modifikují tepelnou bilanci. Topografické faktory můžeme rozdělit na dvě skupiny primární a sekundární. Primární faktory jsou vypočítané přímo z nadmožské výšky a jsou odvozeny od orientace a sklonu svahu, zakřivení profilu a roviny. Sekundární faktory kombinují primární faktory a jsou proměnnými, které popisují nebo charakterizují prostorovou variabilitu konkrétních procesů objevujících se v krajině (Wilson & Gallant, 2000). Topografické proměnné včetně orientace a sklonu svahu získaných terénním měřením nebo digitálním výškovým modelem (DEM), jsou často používány k vytváření distribučních modelů organismů (Bennie et al., 2008). Za účelem zjišťování odhadu přímé radiace byl vytvořen index tepelného požitku (heat load index), který je využíván v databázích a GIS aplikacích. Tento index zjišťuje množství přímé radiace v závislosti na orientaci svahu, sklonu svahu a zeměpisné šířce (McCune & Keon, 2002). Index tepelného požitku platí za ideálního radiačního počasí, neboť rozdíly mezi odlišnou orientací svahů v množství dopadající radiace se stírají s rostoucí oblačností, která zvyšuje difuzní záření (Bennie et al., 2008; Reiger et al., 2009). Predikce vlhkostních anomálií představuje multioborový exkurz do klimatologie, geologie, hydrologie, krajinné ekologie. V současné době je v řadě výzkumů, které se týkají problematiky teplotních a vlhkostních anomálií v závislosti na topografii, hojně využíván DEM a zpracování

družicových dat (Ashcroft & Gollan, 2011, 2013; Chung et al., 2006; Jost et al., 2007; Lu et al., 2009).

#### 2.4.2 Teplotní anomálie

Vliv nadmořské výšky na změnu teploty je obecně charakterizovaný výškovou teplotní zonací – teplotním gradientem. Teplotní gradient se projevuje poklesem teploty s rostoucí nadmořskou výškou (Minder et al., 2010). Při teplotní inverzi, která nastává především za jasné noci nebo v zimním období, je však toto teplotní rozvrstvení narušeno a dochází k anomálnímu růstu teplot s rostoucí nadmořskou výškou. Místa, kde teplotní inverze přetrvává dlouhodobě, mohou být doprovázena zvratem vegetačních pásem, kdy se druhy z vyšších nadmořských výšek objeví v nižších nadmořských výškách. S rostoucí nadmořskou výškou denní chod povrchových teplot odráží ve větší míře denní chod teplot volné vrstvy atmosféry (Pepin & Seidel, 2005). Z toho plyne, že teploty míst v nižších nadmořských výškách v krytém údolí jsou méně propojené s volnou atmosférou a budou vykazovat větší odlišnosti od regionálních průměrů. Avšak nadmořská výška je sama o sobě, vzhledem k výskytu teplotních anomálií slabým predikčním faktorem, protože nezaručuje stálejší separaci přízemní vrstvy od volné atmosféry. Proto je vhodné pro predikci minimálních teplot na základě nadmořské výšky připojit další topografické faktory a informace o krajině (Dobrowski et al., 2009; Daly et al., 2009).

Nadmořská výška především působí společně s orientací a sklonem svahu. Tyto dvě vlastnosti svahu ovlivňují množství sluneční radiace dopadající na povrch svahu během dne a roku (Holland & Steyn, 1975; Reiger et al., 2009). Množství dopadajícího slunečního záření podléhá střídání ročního období (deklinaci Slunce), denní době (výšce Slunce), úhlu a azimutu svahu a meteorologickým podmínkám. Maximum denních povrchových teplot je řízeno dobou a intenzitou přímého slunečního záření, které ovlivňují vlastnosti svahu, zastínění a charakter okolního prostředí. Účinky orientace svahu závisí na sklonu svahu a zeměpisné šířce. Charakter expozice svahu je pro jednotlivé zeměpisné šířky (kromě tropického pásu) stále stejný: na severní polokouli se slunce přiklání k jihu a na jižní k severu, což znamená, že v souladu expozicí se bude na východních a západních svazích vyskytovat stále stejný průběh záření a stínu (Huggett & Cheesman, 2002). Faktory ovlivňující ozáření svahů s různou orientací demonstruje na několika konkrétních příkladech Geiger (2003), Holland (1975) uvádí grafy ilustrující intenzitu slunečního záření dopadajícího na severní a jižní svahy o různých náklonech napříč zeměpisnými šířkami. Nejvíce se sklon a orientace projevuje kolem 45° s. š., a nejméně v rovníkových a polárních

oblastech (Holland & Steyn, 1975). V rámci severní polokoule (dále už jen pro severní polokouli) dopadá nejvyšší množství globálního záření na jižní svahy, ale největší maxima teplot dosahují povrchy s jiho-západní expozicí. Důvodem je vztah závislosti nárůstu povrchových teplot na obsahu půdní vlhkosti, takže spotřeba energie na evaporaci půdní vlhkosti v ranních hodinách zpomaluje ohřívání povrchu (Yoshino, 1975). Ale topografie horského charakteru indukují vznik oblačnosti v odpoledních hodinách. Z tohoto důvodu mohou být v horách teplejší jihovýchodní svahy. Jižní svahy vykazují maximální intenzitu záření vždy v poledne, v létě jsou maximální hodnoty přímé sluneční radiace na mírnějších a v zimě na strmých svazích (v závislosti na úhlu dopadajících slunečních paprsků). Maximální intenzita záření na svazích se severní expozicí je také v poledne, ale maxima se objevují vždy na mírnějších svazích v průběhu celého roku. Při malých slunečních úhlech, tj. v ranních hodinách a v zimním období, přijímají maximální intenzitu záření a dosahují maximálních povrchových teplot strmé svahy o velkém sklonu – v přírodě např. 90° otevřené skalní stěny, hrany kamenů nebo kmeny (Reiger et al., 2009). Rozdíly v ozáření se mohou projevit už i na tvarech mikroreliefu o velikosti  $10^{-1}$  m, kde rozdíly mezi jednotlivými orientacemi mohou činit až 10°C (Prošek & Rein, 1982; Reiger et al., 2009).

Rozdílným ohříváním částí reliéfu vzniká charakteristický systém proudění vzduchu. Pokud je tlakový gradient malý, vznikají následující termické vzdušné proudy podmíněné topografií: horské, svahové, údolní a kompenzační proudění. První tři vznikají díky rozdílnému ohřívání údolí a vrcholků: v noci jsou hřebeny chladnější než dno údolí, takže studený vzduch proudí sestupně. Klesáním a stagnací chladného vzduchu v nižších polohách vznikají nejčastěji minimální povrchové teploty (cold air drainage, cold air pooling), kde chladný vzduch vytváří chladové kotliny, mrazová údolí, mrazové kapsy (Reiger et al., 2009). Tyto rezervoáry chladného vzduchu jsou podmíněny svažitou topografií konkávního tvaru bez provětrávání, což způsobuje nízkou turbulentní výměnu tepla mezi vrstvami atmosféry. Kumulace chladného vzduchu v terénních depresích závisí na jejich tvaru a hloubce. Nejchladnější teploty vznikají uvnitř hlubších kotlin, protože mělké deprese budou vytvářet pouze noční mrazové kapsy s menšími teplotními extrémy a klima úzkých a hluboce zaříznutých depresí bude také teplejší, protože podléhá vyzařování tepla ze svahů (Reiger et al., 2009). Ashcroft (2011) označil za nejvýznamnější predikční faktor pro vznik proudění chladného vzduchu relativní výšku vrcholku, tedy převýšení mezi vrcholem a stanoveným nižším bodem v okolí určitého rádiu. Pro vývoj teplotně indukovaného sestupného proudění větru (tj. katabatického stékání vzduchu) je příznivá nízká rychlost

proudění větru, která nerozvíjí turbulence; dlouhovlnné vyzařování aktivního povrchu a jeho nízká teplotní vodivost (Vysoudil, 1997).

Rozdíl mezi teplotou stékajícího chladného vzduchu a teplotou vzduchu nad depresí má vliv na vývoj teplé svahové zóny (Vysoudil, 1997). Ta se vytváří podél prudce ukloněných svahů nad jezerem chladného vzduchu. Svahy s prudkým sklonem indukují stékání chladného vzduchu dříve, a tak i tento vzduch je teplejší, protože se nestačil ještě ochladit (Prošek & Rein, 1982). Teplá svahová zóna tak představuje anomálii ve vertikálním rozložení teploty vzduchu (Vysoudil, 1997). Délka trvání teplé svahové zóny se odvíjí od orientace svahu. Západně orientované svahy představují místa s intenzivním ozářením v pozdních odpoledních hodinách, kdy tato teplejší místa plynule přecházejí v noční teplou svahovou zónu. Východní teplé svahové zóny mají naopak přechod do ranního teplotního režimu východních svahů (Prošek & Rein, 1982).

### 2.4.3 Vlhkostní anomálie

Topografie hraje klíčovou roli v distribuci vody v přírodním prostředí. Přírodní prostředí nebo krajinu si lze zjednodušeně představit jako soubor konkávních a konvexních tvarů, které přímo a nepřímo ovlivňují srážky a vzdušnou vlhkost, odtok, evaporaci, stagnaci, infiltraci vody (Reiger et al., 2009; Tenow & Nilssen, 1990). Typický svahový profil lze rozdělit na konvexní část tvořící vrchol, příkrou střední část – free face, a v údolí vybíhající konkávní část (Bradshaw & Weaver, 1995). Konkávní tvary indukují vznik saturačních zón vody. Odtok vody po svahu nebo infiltrace do půdy závisí mimo jiné na velikostech půdních částic, množství organické hmoty a aktivitě fauny, přičemž všechny vlivy těchto činitelů lze shrnout pod pojmem infiltrační kapacita. Nízkou infiltrační kapacitu mají například aridní a semiaridní oblasti, kde je malá vrstva savé organické hmoty. Pokud intenzita srážek překročí infiltrační kapacitu a úložnou kapacitu vody, nastává pozemní průtok vody. Rychlost odtoku vody z krajiny je ovlivňována tvarem povodí. Čím delší povodí, tím delší dobu trvá odtok vody (Huggett & Cheesman, 2002). Vliv reliéfu na vlhkost lze vyjádřit indexem TRMI (topographic relative moisture index), který je závislý na 4 proměnných: relativní pozici ve svahu (například střední svah), tvaru svahu (konvexnost vs konkávnost), sklonu a orientaci svahu (Parker, 1982).

Množství a distribuce srážek v daném regionu může být do značné míry ovlivněno orografií (cit in Hugget 2002: Salter 1921), proto nelze opomenout vliv orientace, sklonu a mohutnosti svahu vůči převládajícímu proudění větru. Od reliéfu terénu se odvíjí směr a síla proudění vzduchu. Na proudění vzduchu se můžeme dívat jednak jako na environmentální

proměnnou, která zajišťuje rovnoměrnější rozvrstvení teplot, ale zároveň také jako na proměnnou, která doprovází teplotní a vlhkostní anomálie. Účinek proudění závisí na reliéfu (či mikroreliéfu) a rychlosti větru, která se zvyšuje s rostoucí výškou nad povrchem. Při nízké rychlosti ovlivňuje vítr především přenos tepla a evaporaci, při vyšších rychlostech má už mechanické účinky. Se zvyšující se vlhkostí povrchu a rostoucí rychlostí větru sílí i fyziologický vliv nízkých teplot na vegetaci. (Stoutjesdijk & Barkman, 1992). Největší množství srážek obvykle dopadá na návětrnou stranu svahu. Na závětrných svazích často vzniká srážkový stín. Pravděpodobnost jeho vzniku závisí především na mohutnosti a výšce pohoří. Se zvyšující se rychlostí větru se zvyšuje přesah distribuce srážek i do závětrí (Yoshino, 1975).

Na návětrných svazích se vzduchové hmoty dostávají do vyšších výšek, čímž se ochlazují, dochází ke kondenzaci vody a vypadávání srážek. Na závětrných svazích se projevuje i nárůst teplot podle suché adiabaty a nárůst teploty s klesající nadmořskou výškou je vyšší. Masivní podobou tohoto efektu je föhn, který je příčinou teplého a suchého charakteru některých údolí v pohoří Alp (Reiger et al., 2009).

Rozložení sněhových srážek v porovnání s dešťovými srážkami je mnohem víc závislé na lokálních podmínkách. Distribuce sněhových závějí je výsledek i vzájemného působení větru a topografie (Billings & Mooney, 1968): S rostoucí nadmořskou výškou klesá teplota a přibývá sněhových srážek. Kdy největší mocnost sněhových i dešťových srážek dopadá na prudké, návětrné svahy, přičemž se množství zvyšuje se zvyšující se rychlostí (cit in Geiger, 2003). Rozmístění sněhové pokrývky koreluje s nadmořskou výškou a orientací svahů, kdy největší mohutnost sněhové pokrývky se předpokládá na vysoko položených místech s převahou severní orientace (Dexter, 1986; Yoshino, 1975). Hřebeny a plató alpských a arktických ekosystémů jsou často pod vlivem silného větru a jsou často holé i v zimě a proto jsou i relativně suché. Oproti tomu se na závětrné straně svahů kumulují sněhové závěje, často velmi hluboké přetrvávající i v létě. Z hlediska ohřívání povrchu je zajímavým jevem tenká ledová vrstva, která vzniká v noci z tajícího sněhu. Tato vrstva ledu se pak ve dne chová jako sklo, takže propouští sluneční záření, které rozpouští sníh pod ledovou vrstvou. Prostředí pod ledem se zahřívá, neboť tepelný tok ze slunečního záření je omezen na tok tepla do půdy (Reiger et al., 2009). Obecné fyzikální chování sněhu dále popisuje Geiger (Reiger et al., 2009) a podrobněji se problematice věnuje Jones and Pomeroy (2001). Existence organismů v blízkosti trvalé sněhové pokrývky představuje trade off mezi zkrácenou vegetační dobou a dostupnou vlhkostí. Tající voda z těchto závějí dává

vznik potůčkům a mokřadům a způsobuje vlhčí klima některých svahů oproti hřbetům a vrcholům hor (Billings, 1973).

Reliéf podmiňuje jak vznik sněžníků tak hromadění erozních sedimentů. Proto půdy v blízkosti sněhových kumulací jsou hlubší a mají větší vlhkost (Crawford, 2008). Obecně vlhkost půdy ovlivňuje její vývoj a hloubku, množství eroze a obsah látek a podpovrchový odtok (Reiger et al., 2009). Půdy teplejších svahů jsou víc disturbované periodickými erozemi a depozicemi, zatímco chladnější svahy podléhají pomalejším glejovým a pedolizačním procesům. Na jižních, strmých a konvexních svazích mají půdy spíš teplý, minerální charakter. Chladnější, organické půdy se naopak vyskytují na severních, mírnějších, konkávních svazích (Huggett & Cheesman, 2002). Geiger (2003) uvádí obecný předpoklad pro prostředí limitované vodou: v důsledku menší dopadající radiace na severní svahy budou tato místa vytvářet vlhčí prostředí. Geiger však upozorňuje i na vliv vegetace na evapotranspiraci, což může v důsledku převážit nad vlivem orientace svahu tak, že severní svahy se jeví suché a teplé.

Anomálie mohou vznikat pod vlivem řady topografických činitelů. Je poměrně komplikované obecně charakterizovat topografii podmiňující teplá a chladná; suchá a vlhká refugia. Dobrowski (2011) označuje za hlavní topografické činitele vzniku teplotních a vlhkostních anomálií: orientaci a sklon svahu, stékání chladného vzduchu, nadmořskou výšku. Ashcroft (2011) došel k podobným závěrům, ale problematice se věnuje podrobněji. Pokusil se sestavit predikční model s jemným rozlišením (25m) pro výskyt refugií na základě několika kritérií. Svůj experiment testoval pomocí 150 dataloggerů, které detekovaly teplotu a vlhkost v západní části Austrálie na ploše 200x300 km v průběhu 3 měsíců. Na základě korelace jednotlivých vstupních faktorů (zeměpisná šířka, vzdálenost od pobřeží a od vodních ploch, nadmořská výška, relativní převýšení, expozice svahů, vegetační kryt, land cover) s vlhkostí a teplotou posuzoval jejich schopnost indikovat teplotní a vlhkostní anomálie.

## 3 REFUGIA V POLÁRNÍCH OBLASTECH

### 3.1 Charakteristika polárních oblastí

Polární oblasti jsou geograficky vymezeny jako území, nacházející se uvnitř severního a jižního polárního kruhu, tj. za 66°33' severní a jižní šířky, ale podrobnější biogeografické charakteristiky se rozsahem liší (Fogg, 1998). V případě Arktidy se uvádí rovněž podrobnější rozdělení na *High Arctic* a *Low Arctic*, které zahrnují v rámci Severní Ameriky a Euroasie polární pouště a polopouště, tundru (arktickou, kopečkovitou, keříčkovitou), lesotundru a také část tajgy. Polární oblasti zaujímají 16,5% povrchu Země a jsou klíčové při formování klimatu planety. Vymezení polárních oblastí pouze jako území, jejichž povrch pokrývá trvale zmrzlá půda (permafrost), není přesné, protože permafrost tvoří 20% povrchu Země a zasahuje i do nearktických oblastí (Crawford, 2008).

Extrémní prostředí Arktidy je vytvářeno celou řadou limitujících faktorů: zkrácená vegetační doba, nízké teploty v průběhu vegetační doby, specifická letní a zimní fotoperioda, malý srážkový úhrn, přítomnost permafrostu, omezený vývoj půdních vrstev, disturbance nestálými koryty řek, a mnohé další. Na tomto pozadí obecně charakterizovaných podmínek zažívají organismy stres. Míra stresu se liší podle topografie a také podle četnosti a přítomnosti biotických nebo abiotických disturbancí (Billings & Mooney, 1968; Crawford, 2004).

Polární abiotické podmínky představující specifickou limitaci pro organismy. Přesto mají řadu společných jmenovatelů podobných s vysokohorským prostředím. Zásadním limitem pro biotu v obou prostředích je krátká vegetační sezóna, která vzniká v důsledku distribuce sněhové pokrývky a nízké teploty vzduchu (Billings, 1973).

Nízká teplota během vegetační sezóny je však v obou případech způsobena odlišnými mechanismy. V Arktidě jsou nízké teploty vzduchu výsledkem dvou radiačních jevů vyšších zeměpisných šířek: denní rotací Země a náklonem její osy vůči Slunci v průběhu roku. Severně od polárního kruhu se v některých dnech v zimním období Slunce nedostává nad horizont a tak pokračuje záporná radiační bilance ze zemského povrchu. Přestože v části léta je radiace téměř nepřetržitá, dopadají sluneční paprsky pod malým slunečním úhlem a prodlužuje se délka trajektorie slunečních paprsků atmosférou, čímž se změní spektrální vlastnosti dopadajícího záření a také se oslabí množství přímé sluneční radiace (Billings, 1973). Arktické i vysokohorské rostliny jsou oproti ostatním unikátní právě svou adaptací na

nízké teploty nejen během dormance, ale i během vegetační sezóny (Billings & Mooney, 1968).

Rozdíl v délce vegetační sezóny nezávisí jen na rozdílných teplotách, ale také na trvání sněhové pokrývky (Billings & Mooney, 1968). Sněhová pokrývka nebo led představuje pro rostliny anoxické prostředí s nízkými teplotami. Nízké teploty sice zpomalují rostlinný metabolismus, ale i přes to mají všechny aerobní metabolické pochody celkový nedostatek kyslíku (Crawford, 2004). Fogg (1998) poukazuje na izolační vlastnosti sněhu i ledu, které jsou podstatné například pro vývoj některých stádií bezobratlých nebo pro dormanci semen.

Další limit pro arktickou vegetaci znamenají až na výjimky malé srážkové úhrny, které jsou mnohem nižší v obecném porovnání s vysokohorskými ekosystémy. Potřebná půdní vlhkost může být poskytnuta rostlinám sezónním roztáváním činné vrstvy permafrostu (Billings & Mooney, 1968; Callaghan et al., 2011). Topografie hraje podstatnou roli z hlediska definování vlhkostních a teplotních podmínek habitatu. Díky těmto rozdílům, včetně rozdílů na mikroklimatické úrovni, existuje v Arktidě habitatově zajímavá mozaika (Webber et al., 1980).

### **3.2 Teorie o přežívání v refugích v polárních oblastech**

Během posledních 2 milionů let byla planeta Země vystavena periodickým klimatickým fluktuacím. (Webb & Bartlein, 1992). Rozšiřování a ústup ledovcových příkrovů v glaciálech, především během toho posledního glaciálního maxima okolo 23 000-18 000 let před současností, mělo největší vliv na současnou druhovou distribuci (Hewitt, 2000). Pleistocénní opětovné zalednění způsobilo radikální změny ekosystémů a rostlinných společenstev ve vyšších nadmořských výškách (Crawford, 2004). Na základě paleontologických, palynologických a biogeografických nálezů vznikla teorie o přetrvání většiny bioty v podmínkách méně extrémních, v refugích (Provan & Bennett, 2008). Za potenciální oblasti s těmito podmínkami se považují území v mediteránu (Pyrenejský poloostrov, Itálie, Balkán), odkud se po oteplení druhy rozšířily do zbytku Evropy (Taberlet et al., 1998). Avšak vzhledem k omezeným schopnostem rostlin šířit se na velké vzdálenosti, byly vysloveny pochybnosti (*Reid's paradox*) o rozšíření druhů z jižních refugií až do severní Evropy (Clark et al., 1998). Proto se vedle hypotézy jižních refugií, též zvané *tabula rasa* hypotéza, objevilo nové paradigma o přežívání organismů ve vyšších zeměpisných

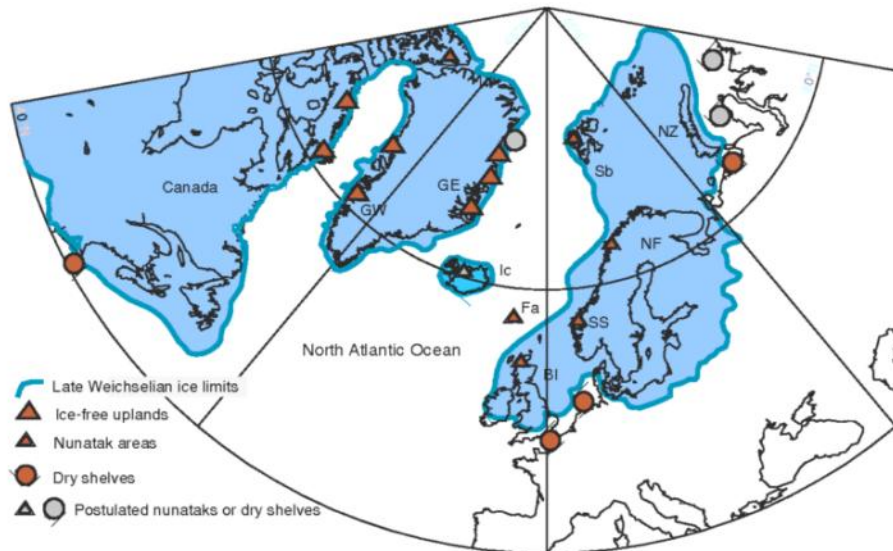


šířkách na nezaledněných územích, v tzv. severních *cryptic refugii* (Brochman et al., 2003; Provan & Bennett, 2008; Tzedakis et al., 2013).

Výskytem nezaledněných území, *cryptic refugii*, se zabýval už Eric Hultén, který na základě svého výzkumu rozšíření 2000 rostlinných druhů vyslovil v roce 1937 názor, že oblast mezi Aljaškou a Sibiří poskytovala druhům severní refugium. Tato oblast, zvaná Beringia, spojovala obě místa během poslední doby ledové nezaledněným koridorem (Provan & Bennett, 2008; Tremblay & Schoen, 1999). Tuto domněnku později potvrdila řada studií zabývající se přežíváním rostlin a živočichů během poslední doby ledové (Provan & Bennett, 2008). Dalším z příkladů oblasti severního refugia je severní část Kanady, v Mackenzie Mountains, která leží mezi dvěma ledovými příkrovy (Laurentide a Cordilleran) a rovněž představuje nezaledněné oblasti (Fedorov & Stenseth, 2002). Hypotézu podporující přežívání na nezaledněných místech, lze podložit dvěma argumenty: 1) výskytem endemických druhů (především cévnatých rostlin), který souvisí s předpokladem, že endemité ve vyšších zeměpisných šířkách jsou výsledkem dlouhodobě izolované *in situ* evoluce; 2) nespojitostí mezi druhovou distribucí a nedostatkem mechanismů pro šíření na dlouhé vzdálenosti (Brochmann et al., 2003). Brochmann et al. (2003) dále zdůrazňuje, že ani *nunatakou*, ani *tabula rasa* hypotézu v případě cévnatých rostlin nelze zamítnout, neboť každý druh má svou unikátní historii.

Opětovná kolonizace vyšších zeměpisných šířek z *cryptic refugii* souvisí s vyhledáváním nezaledněných území. Existenci nezaledněných míst, ať už byly vhodné pro vznik *refugii* nebo ne, lze v současnosti potvrdit analýzou rozpadu stabilních izotopů v horninách (Brochmann et al., 2003). Situaci v průběhu zalednění Weichselianským ledovcem dokresluje mapa (Obr. 1) potencionálních *refugii* a nezaledněných území oblasti severního Atlantiku (Brochmann et al., 2003). Podstatným faktem pro výskyt nezaledněných území, bylo omezení srážek díky rozsáhlé tlakové výši na severu. V důsledku ochlazení, se kumulovalo větší množství vody v ledovcích, díky čemuž celosvětově poklesla hladina oceánů. Pokles hladiny a trvalá sněhová a ledová pokrývka vytvořily potenciální podmínky pro vznik nových nezaledněných příbřežních oblastí. Dalšími nezaledněnými místy s potenciálem *cryptic refugii* jsou vrcholky hor trvale vyčnívající nad ledový příkrov neboli *nunatky*. *Nunatky* jsou příliš strmé, než aby se na nich udržel sníh nebo led, ale odolným organismům poskytují na svých holých římsách a štěrbinách mikrohabitaty (Crawford, 2008). Crawford (2008) upozorňuje na rozdíl mezi vnitrozemskými a příbřežními *nunatky*. Ty vnitrozemské jsou součástí horských pásem (např. ve Skandinávii), zatímco příbřežní *nunatky* (*seminunatky*) v nižších nadmořských výškách jsou na hranách ledových

příkrovů, takže jejich mořská strana je tvořená holými kameny (díky expozici), ale strana přivrácená k pevnině je pokryta ledem (sever Severní Ameriky, jižní Island). Jiným případem je oblast Karpat, která je také považována za příklad severního kryptického refugia, kde se předpokládá výskyt nezaledněných oblastí a výskyt refugií na horských svazích s jižní orientací (Provan & Bennett, 2008).



Obr. 1: Rekonstrukce pozdního Wischelianu (25 000–10 000 let) – tj. maximum zalednění v Severním Atlantiku uvádí Brochmann (Brochmann et al., 2003)

## 4 KLIMA SVALBARDU

Pro vytvoření klimatického scénáře budoucích teplot a srážek pro Svalbard byl vytvořen například (mimo řadu jiných modelů) regionální klimatický model HIRHAM2/NorACIA-RCM s prostorovým rozlišením 25x25 km, který je zároveň závislý na výstupech AOGCMs (Atmosphere ocean general circulation models). AOGCM je sofistikovaný nástroj pro hodnocení budoucího dlouhodobého klimatického vývoje. Tento model se zakládá na fyzikálních procesech v atmosféře, oceánech, mořském ledu a procesech na zemském povrchu. AOGCMs je vyvinutý tak, aby dokázal zachytit procesy velkého měřítka (atmosférické procesy), ale zároveň také procesy na regionální či lokální úrovni (Førland, 2011). Přehled emisních scénářů a globálních modelů použitých pro výstupy z HIRHAM2/NorACIA-RCM uvádí Førland (2011). Z kombinace několika modelů vyvozuje Førland (2011) několik predikčních závěrů pro Svalbard pro období 2021-2050 (Obrázek č. 2). V tomto období by se denní minima měla z  $-28^{\circ}\text{C}$  zvýšit o  $5^{\circ}\text{C}$ . Tato projekce také předpovídá, že do roku 2050 už neklesnou průměrné teploty v letním období pod  $0^{\circ}\text{C}$ . Dále je také předpoklad, že se zvýší počet dnů v roce s teplotními podmínkami vhodnými pro růst (tj. průměrná teplota nad  $5^{\circ}\text{C}$ ) ze současných 50 na 75 dní během let 2021-2050. Ačkoli se vyskytly zásadní chyby v měření srážek, byla vytvořena predikce, podle níž se zvýší celkové množství srážek o 2-4% za dekádu (Førland et al., 2011).

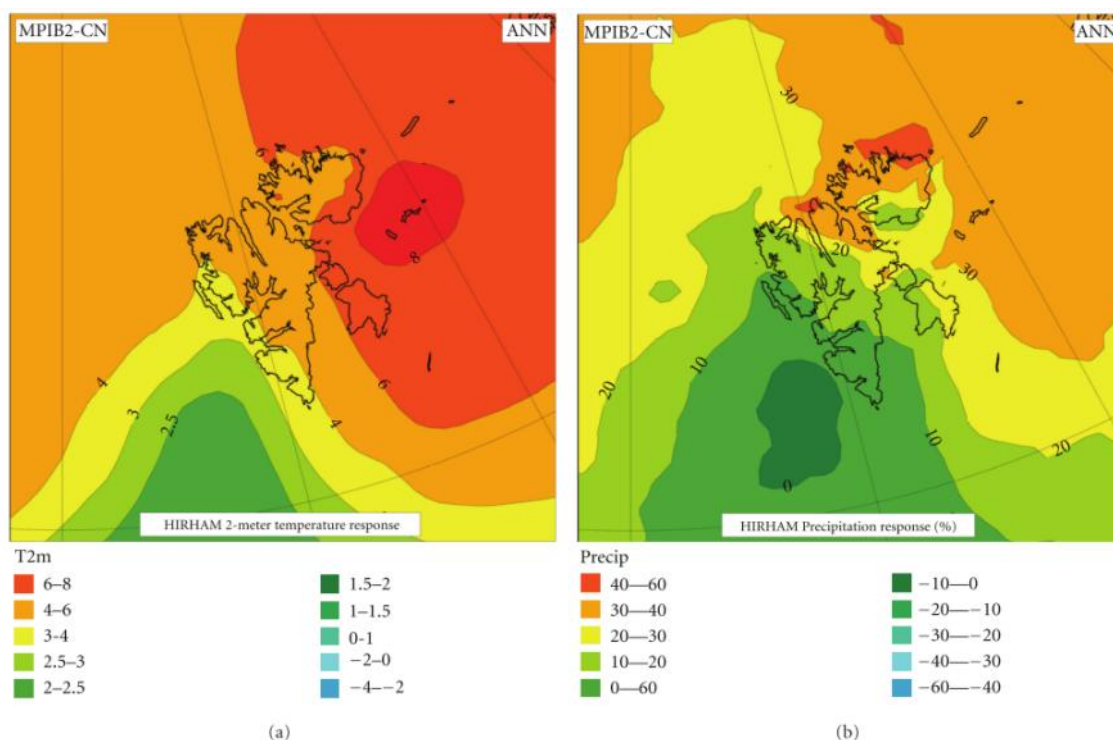
V okolí zátoky Petuniabukta, kde se nachází zájmová oblast projektu, probíhá v současné době měření pomocí 8 automatických meteorologických stanic (AWS), které jsou součástí českého polárního výzkumu. Časová řada první stanice AWS1 byla založena v roce 2007 na západním pobřeží (500 m od pobřeží) zálivu Petuniabukta. Stanice je plně automatizovaná a probíhá na ní měření krátkovlnného dopadajícího a odraženého slunečního záření, povrchové teploty, teploty vzduchu a relativní vlhkosti (výška 2 m), směru a rychlosti větru (výška 6 m). Všechna měření probíhají ve 30 minutových intervalech, při čemž solární radiace je snímána v 10 s intervalech, ze kterých automaticky jsou vypočítány 30 minutové průměrné hodnoty. Podrobnější údaje jsou uvedeny v práci Lásková et al. (2012).

Vzhledem k velkému sezónnímu rozdílu v počasí a nepříznivým povětrnostním podmínkám jak v celé Arktidě, tak i na Svalbardu mohou nastat vlivem malých odchylek až zásadní změny v pozorování. Nehomogenní charakter meteorologických měření (Tab. 2) dále komplikuje řídká síť pozorování (Førland et al., 2011) společně s řadou obtíží v měření jako jsou například změny přístrojů, změna charakteru v okolí pozorování, nepřesnosti při

měření sněhových srážek, přemístění měření nebo další problémy, které shrnuje (Førland & Hanssen-Bauer (2003)).

Tab. 2: Umístění současných meteorologických stanic v norské Arktidě, z nichž prvních pět stanic se nachází na Špicberkách a zbylé tři jsou stanice na okolních menších ostrovech (Førland & Hanssen-Bauer, 2003). Dostupná klimatická data Svalbardu pocházejí z pěti meteorologických stanic:

Název stanice	Výška nad mořem	Rok založení pozorování
Hornsund	10 m	1978 (polská)
Sveagruva	9 m	1978
Barentsburg	70 m	1933 (ruská)
Svalbard Airport	28 m	1975
Ny-Ålesund	8 m	1974
Hopen	6 m	1944
Jan Mayen	10 m	1921
Bjørnøya	16 m	1920



Obr. 2: Předpokládané změny období 2071-2100 v porovnání s obdobím 1961-1990 v a) průměrných ročních teplotách (°C); b) v průměrných ročních srážkách; RCM projekce na základě MPIB2 (upraveno podle Førland et al., 2011)

## 5 VLIV ZMĚN KLIMATU NA BIOGENÓZU SVALBARDU A POLÁRNÍCH OBLASTÍ

Terestrické ekosystémy vysokých zeměpisných šířek jsou teplotně limitované, a proto jsou citlivé na změny povrchových teplot a dynamiku sněhu a ledu (Jia et al., 2009; Walker et al., 2005). Během posledních 30 let dosáhlo oteplení Arktidy nárůstu o 2 °C (Kaplan & New, 2006), což vyústilo v rozsáhlé změny suchozemských ekosystémů.

Každá populace organismů má limitovaný rozsah tolerance klimatických proměnných (ekologické valence). S měněním se klimatem je tento rozsah posouván po zemském povrchu. Populace organismů také musí posouvat svůj rozsah, aby se do rozsahu klimatických proměnných vešla. Posun hranic druhového rozšíření rostlin je výsledkem úspěšné kolonizace nových území a neúspěšné regenerace těch stávajících. Druhy, které nejsou schopny posouvat své hranice rozšíření uvnitř krajiny, jsou odsouzeny k zániku (Corlett & Westcott, 2013). U druhů organismů, které už jednou v minulosti migrovaly, lze opět předpokládat opět migraci.

V oblasti Arktidy jsou pozorovány výrazné změny expanze a rozmístění vegetace (Callaghan et al., 2011), což dokládá řada příkladů: výzkum v severní oblasti Aljašky, kde byla expanze keřů odhalena pomocí srovnávání fotografií z let 2000 a 1950 (Sturm et al., 2001); dendrochronologická měření v ruské části Arktidy potvrdila zvýšený přírůstek biomasy v průběhu oteplování uplynulých 30 let (Forbes et al., 2010) a mnohé další příklady (Callaghan et al., 2011; Hedenås et al., 2011; Tape et al., 2006). Tento posun vegetační zónace je považován za důsledek změny klimatu a pravděpodobně se neobejde bez vnější a vnitřní reorganizace společenstev. Z hlediska druhového složení se předpokládá, že některé minoritní a nepůvodní druhy se stanou dominantními, zatím co ty majoritní původní budou utlačeny. V dlouhodobém sledu to může vést ke vzniku nových ekosystémů a společenstev, které však podle paleoekologů nebudou mít analogii ani se složením společenstev v minulosti (Walther et al., 2009). Na druhou stranu však ne všechny změny distribuce a abundance vegetace v Arktidě lze přičítat globálnímu oteplování. Výzkum v Brucebienu na Svalbardu ukázal na základě srovnání fytoecologického průzkumu z roku 1936 a 2008, že v průběhu tohoto období neproběhla žádná podstatná změna ve složení vegetace (Prach et al., 2009). Některá další sledování změn složení společenstev, posunu hranice zalesnění a výskytu keřů polemizují nad vlivem globálního oteplování a jinými vlivy, jako je například vliv zvýšeného počtu herbivorů (Rundqvist et al., 2011; Tømmervik et al., 2004; Van Bogaert et al., 2011). Stěžejním tématem ve výzkumu globálních změn je vztah mezi

fenologií a teplotou, neboť indikuje dynamické odpovědi terestrického ekosystému na klimatické změny (Piao et al., 2006). Nástup a změny v průběhu vegetační sezóny je možné detekovat z družicových snímků pomocí indexu NDVI, který je závislý normalizovaném rozdílu v odrazivosti povrchů v červeném a blízkém infračerveném spektru a odráží tak růstový stav vegetace a fotosyntézu (Goetz et al., 2005). Příkladem je ruská část Arktidy, kde byl na 72% rozlohy poloostrova Jamal potvrzený opožděný konec vegetační sezóny (Zeng et al., 2013). Vliv oteplování potvrzují i další výzkumy v jiných oblastech (Jeong et al., 2011).

Za předpokladu, že teplota je klíčovým faktorem limitujícím přežívání, růst a rozmnožování invazivních druhů (Charnov & Gillooly, 2003), bude introdukce nových druhů do nového prostředí záviset na výskytu lokálně vyhřívaných míst (locally heated islands) (Walther et al., 2009). Globální oteplování otevírá nové možnosti osidlování cizími druhy na místech, kde dříve nebyly schopné ani přežít (Walther et al., 2009). Předpovědi spojené s globálním oteplováním předpokládají ústup mořského zámrazu a zmenšení sněhové pokrývky, což povede k obnažení nových habitatů pro expanzi a kolonizaci organismy na souši (Anisimov et al., 2007) a ke vzniku nových migračních cest mezi Atlantským a Tichým oceánem (Reid et al., 2007)

„Adapt or migrate“ je fráze používaná ve spojitosti se změnou klimatu a její význam lze vnímat jako ekologické ultimátum zamítající další možnosti reakcí (Crawford, 2004). V souvislosti s posledním glaciálním maximem by tento výrok mohl reprezentovat teorii, která zamítá možnost přežívání uvnitř severních refugií. Přežívání uvnitř refugií, je totiž další možností, jak se vyrovnat s klimatickou změnou. Refugia mohou představovat klíč k pochopení změn klimatu, distribuce a přežívání organismů a zároveň jejich ochrany (Hampe et al., 2013).

# I. PROJEKTOVÁ ČÁST

## A. Cíle projektu:

1. Vytvoření modelu vlivu reliéfu (nadmořské výšky, orientace a sklonu svahu) na teplotní poměry v okolí zátoky Petuniabukta na Svalbardu na lokální i regionální úrovni.
2. Identifikace topograficky indukovaných teplotních anomálií z termálních družicových dat a následné vytipování potenciálních termálních refugií.
3. Ověření výskytu refugií na lokalitách s klimatickými anomáliemi pomocí fytoecologického snímkování

## B. Hypotézy

Předpokládáme, že heterogenní topografie (reliéf) způsobuje rozrůznění lokálních klimatických podmínek tak, že vznikají anomálie povrchových teplot, jejichž odezvou je specifické druhové složení vegetace.

## C. Předběžné výsledky

### i. Charakteristika území

Zájmové území se nachází v centrální části Svalbardu, v zálivu Billefjorden, v okolí zátoky Petuniabukta cca 78°s.š. (Obr. 3). Pobřeží zátoky má heterogenní geologický základ. Do zátoky ústí řada ledovců okolních ledovců.

Svalbard (od roku 1970 souhrnné označení pro souostroví Špicberků a přilehlých ostrovů) leží přibližně mezi 76°-81°sš a 10°-33°vd (Lester, 1997). Podle charakteristiky Koppen-Geigera náleží Svalbard podobně jako například Nová země do kategorie klimatu polární tundra (Kottek et al., 2006). Ačkoliv jeho poloha spadá do oblasti vysoké Arktidy, tamní klima je mírnější než klima, které odpovídá například části Grónska o stejné zeměpisné šířce (Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Tento rozdíl je způsoben Gofským proudem, respektive Západním špicberským proudem, který přináší směrem od jihu k západním a severním částem Špicberků relativně teplé atlantické vody. Západní špicberský



proud umožňuje posun izolinie (tj. linie značící 10°C hranici průměrných letních teplot) výše na sever souostroví (Fogg, 1998). Vody Západního špicberského proudu se u jihozápadního pobřeží setkávají s chladným Arktickým proudem, který má za následek chladnější klima na východě. Mezi těmito proudy je velký teplotní i salinní gradient (Aglen, 2007). V případě souostroví Svalbardu způsobuje klimatické rozdíly mezi nezaledněnými regiony především vliv místní topografie. Místní topografie (tj. reliéf na lokální úrovni) lze popsat pomocí charakteru povrchu, vzdálenosti od oceánu a vzdálenosti od okraje ledovců. Je zřejmé, že tyto činitele ovlivňují dále povětrnostní podmínky (režim atmosférických cirkulací) a mikroklimatické podmínky na Zemi. Zásadní roli však hraje lokální topografie (orientace a sklon svahu, nadmořská výška). Ta ovlivňuje proudění větru nad územím Svalbardu. Podrobněji se prouděním větru a cirkulacemi vzduchu zabývaly studie Brázdil & Prošek (1993), Eckerstorfer & Christiansen (2012) a Serreze et. al (2011)

Území Arktidy během posledních dvou dekad vykazuje větší oteplení než jakákoli jiná část světa. Tento nárůst může být způsobený mechanismem zpětné vazby ze ztráty mořského ledu nebo změn v atmosférické a oceánické cirkulaci (ACIA, 2005; Solomon et al., 2007 a Førland & Hanssen-Bauer, 2003). Førland (2003) uvádí souhrn pozorování teploty na Svalbardu. Po rozdělení pozorování (na stanicích Svalbard airport, Jan Mayen a Bjørnøya) do několika dekad se ukázalo, že od roku 1910 do 60. let teplota roste a od 60. let do současnosti je zaznamenán pokles teplot. Nověji zpracované srovnání teplot pozorovaných v období 1981-2010 s teplotami z období 1961-1990 ukazuje, že teplota vzrostla ve všech ročních obdobích, ale největší nárůsty byly zaznamenány v zimě a na jaře. Avšak během let 1943-1965 v zimních měsících došlo k poměrně silnému ochlazení na všech stanicích o 0.9-1.8°C za jediné desetiletí, což se promítlo i do poklesu ročních průměrů teplot. Během posledních dvou dekad vzrostla průměrná roční teplota na různých stanicích o 1.0-1.2°C za desetiletí. Také nárůst teplot v zimním období o 2-3°C za desetiletí na všech stanicích znamenal dramatickou změnu (Førland et al., 2011, 2007).

V zátocě Petuniabukta se soustředí český výzkum polární ekologie a probíhá zde řada měření, například meteorologická měření společně se sledováním vlivu mikroklimatických podmínek na vegetaci pomocí otevřených skleničků OTC (open top chambers). V roce 2008 provedl v této lokalitě Karel Prach zhodnocení druhového vývoje společenstev vegetace po 70 letech, které neprokázalo žádné výrazné změny, což lze považovat za důkaz pomalého ekologického vývoje v těchto drsných podmínkách (Prach et al., 2009)

## ii. Metodika

Sledování vlivu topografie na povrchové teploty proběhlo na dvou úrovních: na lokální (stovky až tisíce metrů) a mezo-úrovni (kilometry až desítky kilometrů). Pro zaznamenání vývoje povrchových teplot na lokální úrovni byly zvoleny datalogery a na mezo-úrovni termální data družicových snímků.

V roce 2011-2012 jsem vypočítala povrchové teploty z družicových snímků, jejichž přehled zobrazuje Tabulka 3. Pro výpočty teplotních hodnot jsem použila volně stažitelné snímky družic Landsat ETM 7 (Enhanced thematic mapper) a Landsat TM (Thematic mapper) a z digitálního snímku terénu GDEM2 dat scanneru ASTER (družice TERRA) jsem použila nadmořské výšky a vypočítala index hillshade (hypotetické ozáření povrchu vypočtené na základě hodnot digitálního modelu terénu).

Tab. 3: Použité snímky pro výpočet povrchových teplot.

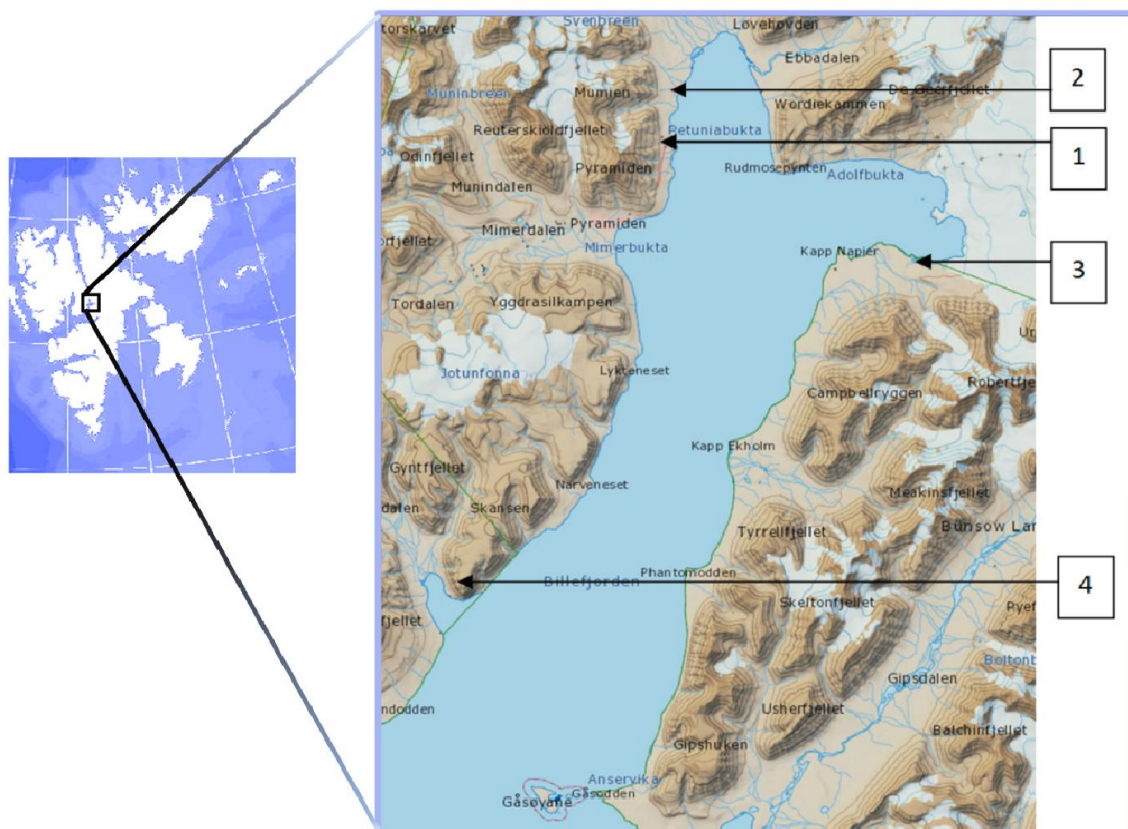
Družice	Datum pořízení	rozlišení	Počet kanálů
LETM7	2002.6.22	60x60m termální (6.) kanál	7 + panchro
	2001.6.17		
LTM 4-5	2006.7.23	120x120m termální (6.) kanál	7
ASTER	2011.10.17	30x30m	14

Teplotní model byl vytvořen pouze pro plochy pokryté vegetací a holý povrch. Proto byly ostatní jednotky krajinného krytu (led, sníh, voda) a plochy ovlivněné oblačností nebo zastíněním v procesu klasifikace odstraněny. Jako klasifikační metoda byla zvolena Maximum likelihood with null class. Pro zájmovou oblast jsem vypočítala ze šestého (termálního) kanálu družice Landsat povrchové teploty (modul ATCORT2, PCI Geomatica) (Obrázek 8 A,B,C). Pro statistické zpracování matice družicových dat jsem data exportovala do statistického formátu pomocí programu IDRISI. Následné provedení Z-transformace představovalo standardizaci dat (zjištěných teplotních hodnot). Z-transformace sjednocením průměru na nulu eliminovala rozdíly způsobené odlišnými meteorologickými podmínkami dat, a tak umožnila porovnání snímků z jednotlivých let. Výsledkem je teplotní mapa (Obr. 9).

Rovnice použité Z-transformace:  $x' = \frac{x_i - \bar{x}}{SD}$

( $x'$ =nová standardizovaná hodnota povrchové teploty;  $x_i$ =hodnota povrchové teploty;  $\bar{x}$ =průměr hodnot povrchových teplot; SD= směrodatná odchylka)

Další část předběžného měření probíhala v terénu. V průběhu července 2012 jsem provedla měření povrchových teplot v terénu pomocí 4 teplotních dataloggerů LOGGER R0110E firmy COMET, z nichž každý měl 4 sondy. Obrázek 3 zobrazuje pozice jednotlivých dataloggerů a Tabulka 4 substráty, v nichž byly sondy instalovány. Sondy jednotlivých dataloggerů byly nainstalovány těsně pod povrch a automaticky snímaly teplotu ve 30 minutových intervalech. Souřadnice každého dataloggeru jsem zaznamenala pomocí Garmin GPSMAP 62st.



Obr. 3: Zájmové území – Svalbard a zátoka Petuniabukta - lokace dataloggerových měření viz Tabulka 4 (upraveno podle <http://svalbardkartet.npolar.no>)

Tabulka 4: Umístění dataloggerů a jednotlivých sond

Datalogger	Lokalizace	Souřadnice	Nadmořská výška	Prostředí a orientace	Typ substrátu měřený sondami	Začátek a konec měření
1	Západní pobřeží Petuniabukty, v blízkosti české polární základny	78,67977189°N 16,44473797°E	30	Malý kopec s rozdílnou orientací svahů (sever, jih, východ, plocha)	4x vegetace	10.-28.7.
2	Západní pobřeží Petuniabukty v blízkosti AWS1	78,69835733°N 16,44814127°E	29	Kopečková tundra	1 krusta, 2 holá půda 3 štěrk 4 vegetace	8.-11.7.
3	Severozápadní pobřeží Adolfbukta - Brucebien	78,63464573°N 16,7376087°E	13	Kopečková tundra	1 krusta 2 holá půda 3 mokrá kopečková vegetace 4 suchá kopečková vegetace	8.-12.7.
4	Severovýchodní pobřeží Skansbukta Kapp Fleur de Lys N	78,5257169°N 16,056435415°E	40	Štěrkový svah s jižní orientací	1štěrk 2mech 3vegetace ve štěrku 4vegetace	11.-27.7.

Na základě poskytnutých hodnot globální sluneční radiace z meteostanice AWS1 pro měsíc červenec 2012 byly stanoveny jasné dny, za účelem odfiltrování vlivu oblačnosti na povrchové teploty. Takto bylo dosaženo nejsilnějšího projevu vlivu topografie. Dataloggerly byly umístěny podle záměru zjišťování změn povrchových teplot

- a) vlivem orientace svahu (datalogger 1)
- b) vlivem odlišných typů substrátu (datalogger 2,3 a 4)
- c) vlivem topografie na lokálním a mezo měřítku (datalogger 1 a 4)

Hodnoty naměřené dataloggerem č. 1 v Petuniabuktě byly snímány sondami ve stejném substrátu (*Dryas octopetala*), ale každá ze čtyř sond snímala hodnoty na odlišně orientovaném svahu s přibližným sklonem 30°. Toto měření probíhalo na malém kopečku (řádově do 10 m) a demonstrovalo vliv orientace svahu v polárních podmínkách.

### iii. Předběžné výsledky

V závislosti na orientaci svahu byl sledován denní průběh povrchových teplot (Obr. 4) během jasných dnů (14.-16. 7. 2012). Denní maxima povrchových teplot jednotlivých svahů se objevovala s časovým posunem v závislosti na orientaci svahu: severní (1:30), východní (9:30), jižní (12:00) a plocha se sklonem 0° (12:30).

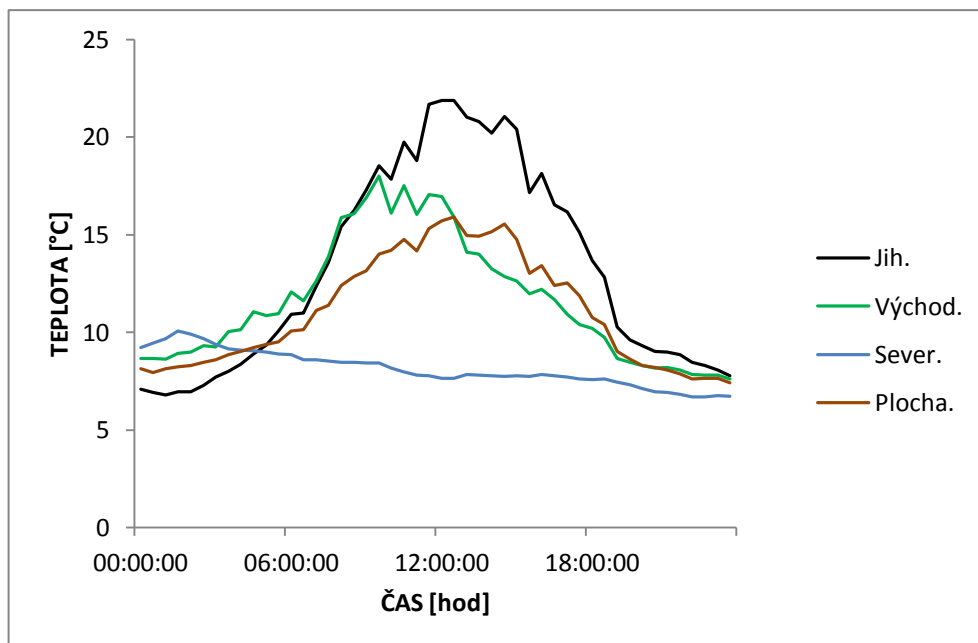
Maximální povrchové teploty naměřené dataloggerem č. 1 v průběhu pokusu v Petuniabuktě byly dosaženy 14. 7. 2012 ve 13:00 na jižním svahu (27,4°C). V tento den byla amplituda teplot na jižním svahu 23,6°C. Ve stejný čas dosáhl denního maxima také východní svah (15,0°C) i plocha se sklonem 0°, která však byla o 3,0°C teplejší než východní svah. Rovněž severní svah v tento den zaznamenal maximální hodnoty a to 13,9°C v v čase 1:30 (Obr. 5).

Vliv substrátu sledovaný ve Skansbuktě v průběhu 3 jasných dní ukázal, že nejvyšších hodnot povrchových teplot dosahuje šterk, kdy se maxima teplot pohybovaly nad 25 °C. Při srovnání povrchových teplot ve vegetaci a šterku se teploty zvyšují ve stejný čas, ale šterk dosahuje vždy vyšších hodnot (Obr. 6).

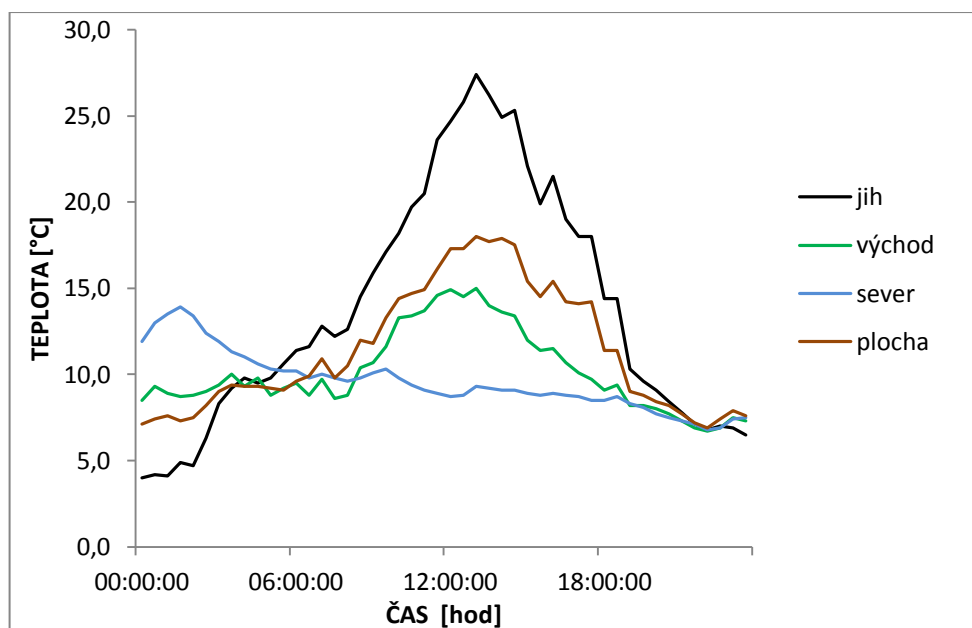
Porovnání chodu povrchových teplot jižních svahů s vegetací v Petuniabuktě a Skansbuktě (datalogger č.1 a 4) dne 14.7. ukázalo, že v Petuniabuktě bylo dosaženo hodnot denního maxima ve 13:00 a ve Skansbuktě až o dvě hodiny později (Obr. 7).

Nejvyšší naměřená povrchová teplota 30,0°C v rámci celého zájmového území byla zaznamenána na jižním svahu se šterkem ve Skansbuktě (21.7. v 16:00). Ve stejnou dobu na tomto místě dosahovala teplota ve vegetaci 26,5°C. V Petuniabuktě bylo ve stejný den ve vegetaci dosaženo denního maxima 25,8°C, ale o 2 hodiny dříve než ve Skansbuktě, kde bylo denní maximum pro vegetaci vyšší o 0,7°C (Obr. 8).

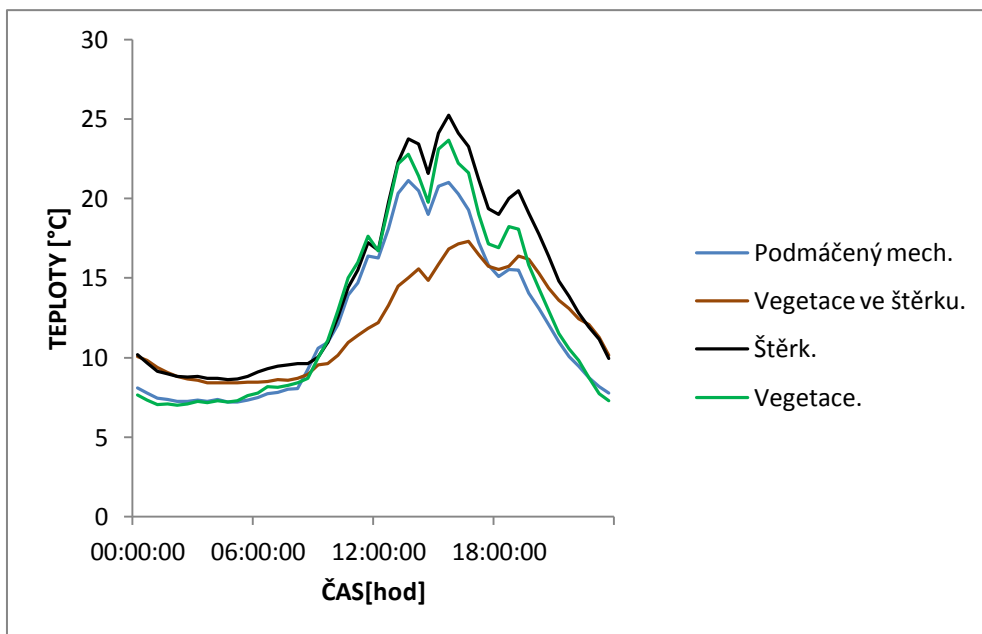
Z rozložení středních hodnot povrchových teplot v průběhu 16-ti denního měření na obou jižních svazích (datalogger č. 1 a 4) však vyplývá, že sledovaná území v Petuniabuktě je teplejší než ve Skansbuktě. Zároveň vykazuje větší variabilitu hodnot (Obr. 9).



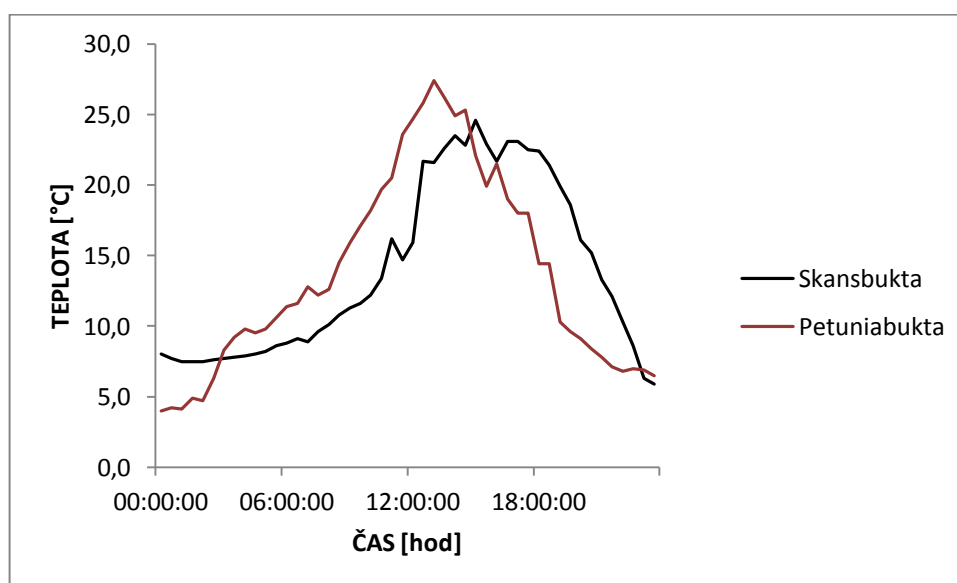
Obr. 4: Denní chod povrchových teplot v závislosti na orientaci svahu, datalogger 1 - Petuniabukta, průměr ze slunečných dnů (14.-16. 7. 2012).



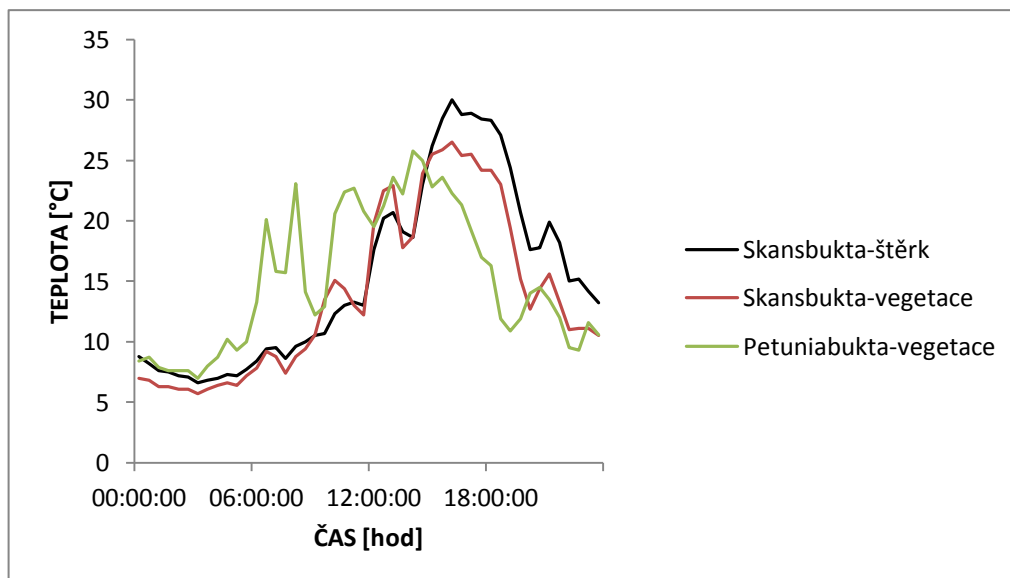
Obr. 5: Denní chod povrchových teplot v závislosti na orientaci svahu, datalogger 1, Petuniabukta, měřeno ve vegetaci, slunečný den 14.7. 2012



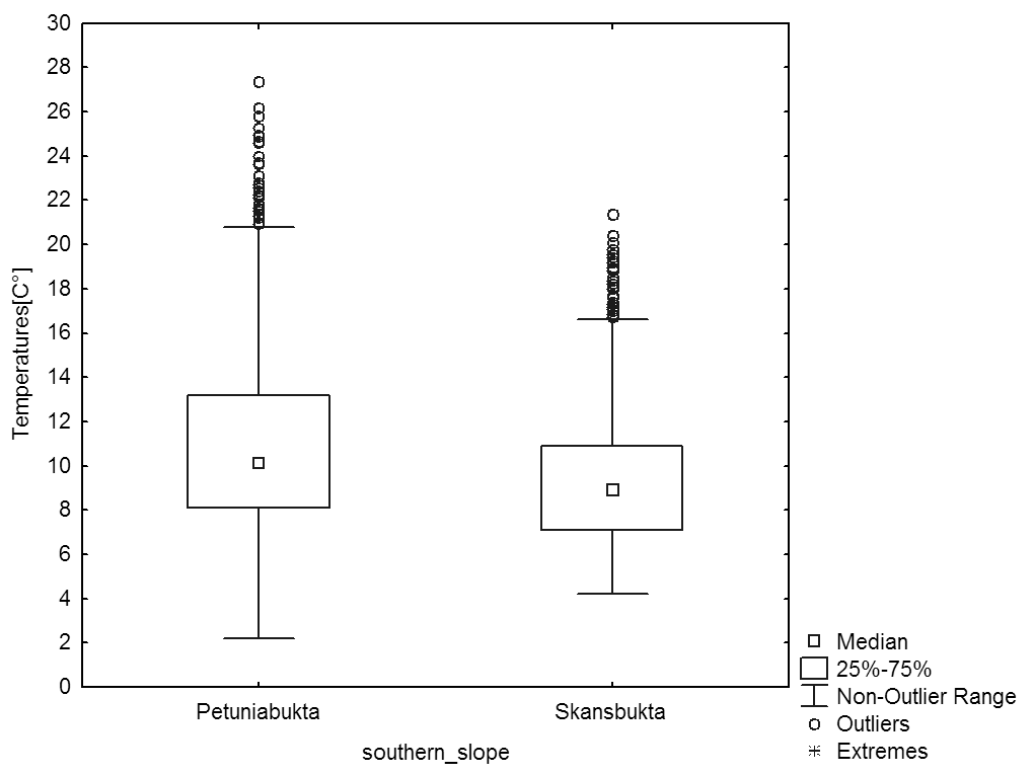
Obr. 6: Denní chod povrchových teplot v závislosti na vlivu substrátu, datalogger 4, Skansbukta, během slunečných dnů (14-16).



Obr. 7: Srovnání denního chodu povrchových teplot ve Skansbuktě a Petuniabuktě (dataloggery 1 a 4), vegetace na jižním svahu, slunečný den 14. 7. 2012.



Obr. 8: Denní chod povrchových teplot 21. 7. na jižním svahu s vegetací v Petuniabuktě a Skansbuktě (datalogery 1 a 4), doplněný o křivku denního chodu povrchových teplot ve štěrku, Skansbukta.



Obrázek 9: Průměrné rozložení teplot naměřených na jižních svazích v Petuniabuktě a Skansbuktě.



#### iv. Diskuse a závěr

Navzdory očekávaným malým diurnálním rozdílům v povrchových teplotách v polárních oblastech během léta, byly prokázány výrazné diurnální rozdíly vlivem topografie jak na lokální úrovni, tak na mezo-úrovni. Mnohonásobná regrese prokázala závislost povrchových teplot na nadmořské výšce a sklonu svahu a vysvětluje 11-24% variability pomocí topografie.

Kolem druhé hodiny ranní dosahuje svého teplotního maxima severní svah (Obr. 4). Tento jev, zvaný též „půlnoční slunce“ je charakteristický pro vyšší zeměpisné šířky, kdy dopadá na svahy se severní orientací největší množství záření právě v nočních hodinách (Terjung & O'Rourke, 1984). Posléze se ohřívá východní svah, jehož počáteční průběh částečně kopíruje plocha se sklonem  $0^\circ$ , která však dosahuje vyšších teplot později. Teplotní maxima se projevila podle očekávání na svahu s jižní orientací, který však zároveň vykazuje i největší teplotní amplitudu. Podobný průběh hodnot ukazuje i slunečný den 14. 7., kdy se však vliv východní orientace neprojevuje tak silně, což může být způsobené zpomaleným prohříváním povrchu v důsledku předchozího oblačného dne (Obr. 5).

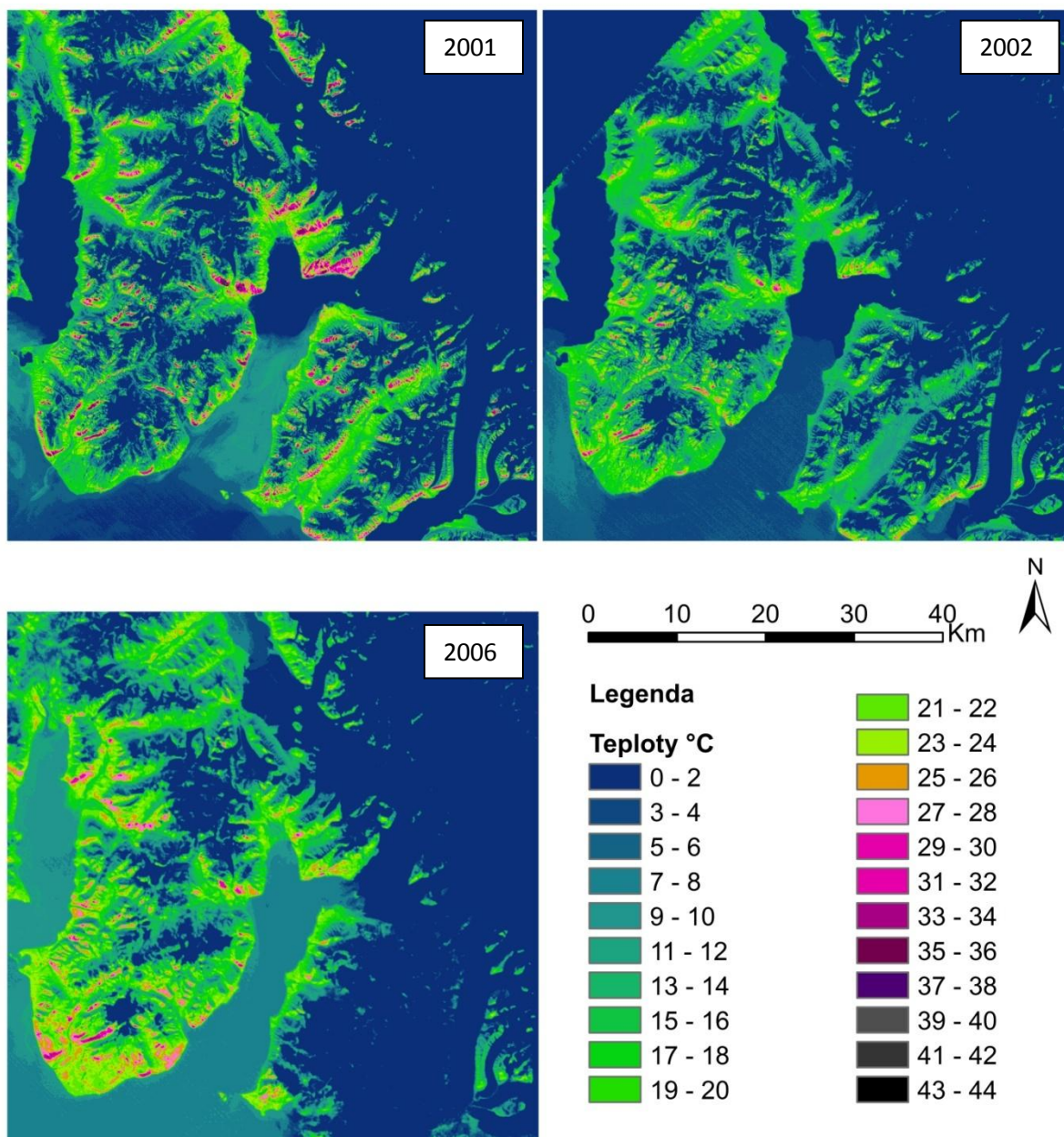
Datalogger 4 instalovaný na jižním svahu ve Skansbuktě sledoval vliv různých substrátů při stejné orientaci svahu. Z grafu (Obr. 6) je patrné, že při srovnání s dalšími třemi sondami se šterk přehřívá nejvíc. Hodnoty naměřené ve Skansbuktě ve šterku byly nejvyššími hodnotami z celého terénního pozorování a maximum dosáhlo  $30^\circ\text{C}$ . V této lokalitě byl podle výsledných teplotních map z družicových snímků (Obr. 11) předpokládán výskyt teplot přes  $30^\circ\text{C}$ , což jsme terénním měřením potvrdili.

Zajímavé výsledky přineslo srovnání hodnot z dataloggerů 1 a 4 (Petuniabukta a Skansbukta) naměřených ve stejný čas, ve stejném substrátu, na svahu se stejnou orientací (Obr. 7). Předpokládáme, že vyšší teploty v Petuniabuktě jsou výsledkem převládajícího vlivu topografie na lokální úrovni nad mezo-úrovni, jak tomu nasvědčují výsledky terénního měření dataloggerů. To znamená, že zkoumání topografie na lokální úrovni je důležitou metodou pro odhalení teplotních anomálií, které v rámci mezo-měřítko nemusí být zjištěny. Teplotní rozdíly mezi Petuniabukťou a Skansbukťou mohl způsobit vliv topografie na proudění větru, srážkový stín, vzdálenost od pobřeží nebo jiné topografické faktory. Opožděný nástup denního maxima ve Skansbuktě může být způsobený mírnou odchylkou orientace jiho-západním směrem. Je nutné podotknout, že tyto předběžné výsledky jsou

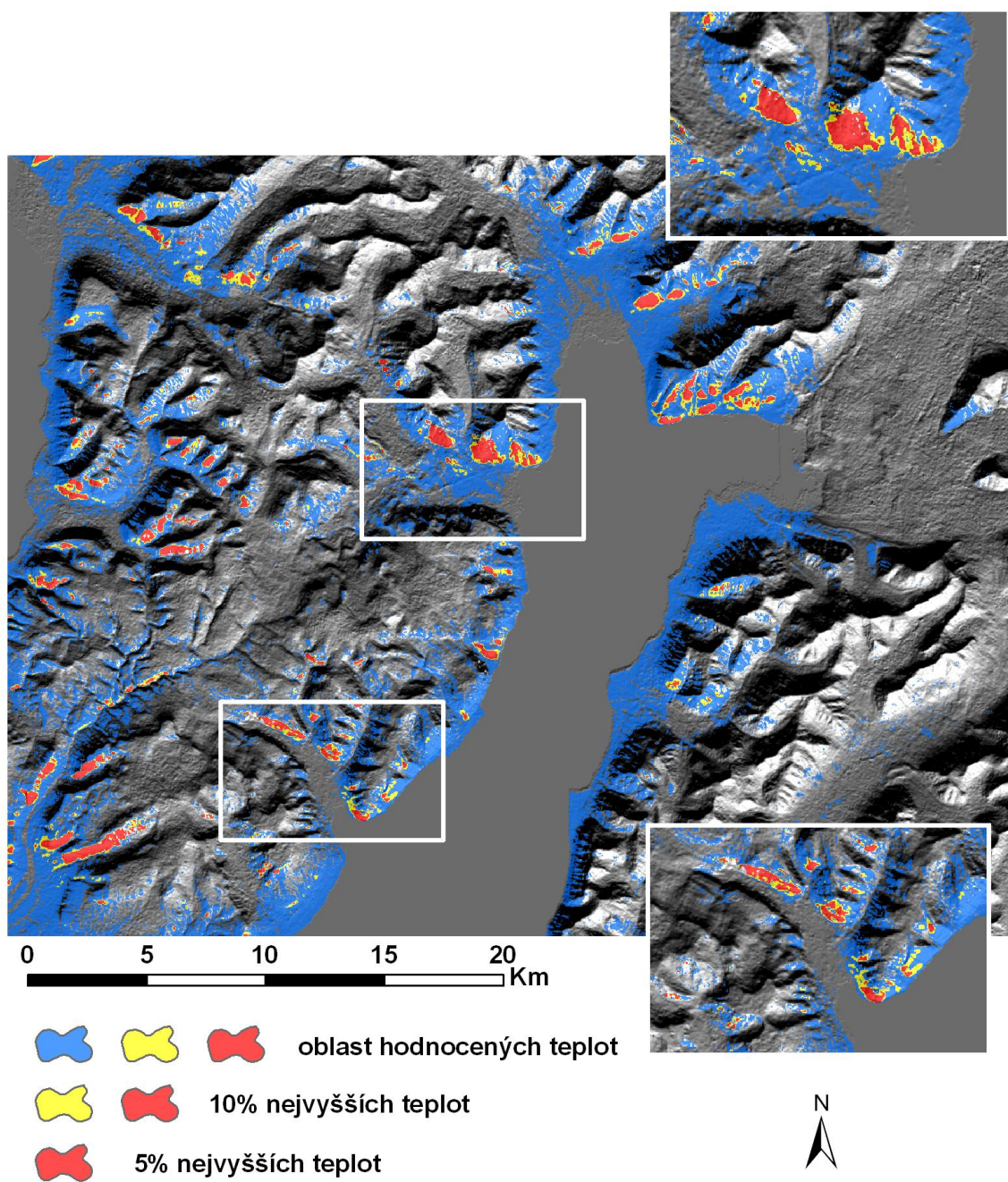
součástí pilotního průzkumu, jehož cílem bylo základní zmapování problematiky, čemuž odpovídalo i množství a hustota měření. Množství dataloggerů v příštím měření by mělo dostatečně pokrýt sledovaný vliv, tj. umístit další kontrolní měření, případně zahrnout i sledování vlhkosti vlhkostními dataloggery.

Z důvodů zvýšené oblačnosti v létě a mohutným zimním zámrazem byla řada satelitních snímků nevhodná pro výpočty povrchových teplot. Z těchto důvodů existuje málo vstupních údajů pro sledování vlivu topografie na mezo-úrovni. Hrubší měřítko této úrovně je však důležité pro orientační indikaci teplotních a vlhkostních anomálií. Taková orientační indikace byla provedena například v případě přehřívajícího se jižního svahu ve Skansbuktě, kde byl posléze umístěn i datalogger 4.

Vliv topografie na klima je otázkou řady vstupních faktorů. Tyto faktory jsou klíčové pro hledání teplotních a vlhkostních anomálií. Proto by následující průzkum měl být z tohoto hlediska komplexnější a uvažovat v širších souvislostech jako je například vliv proudění vzduchu, vzdálenost od vodních objektů aj. Otázkou pro další měření by mohlo být, jaký vývoj povrchových teplot by následoval, pokud bychom sledovali jižní svahy Skansbukty a Petuniabukty v jiných substrátech.



Obr. 10: Mapy povrchových teplot z jednotlivých let (2001, 2002, 2006).



Obr. 11: Teploty krajinného krytu, detail Pyramiden, Skansbukta.



## D. Návrh realizace projektu

Na základě předběžného průzkumu z roku 2012 navrhuji provést komplexnější průzkum zájmové oblasti. Tento projekt zčásti kopíruje metodiku z předběžného průzkumu a zachová sledování oblasti na dvou úrovních měření: lokální a mezo úrovní.

Pro sledování teplotních a vlhkostních anomálií na mezo úrovni bychom opětovně použili snímky z družic Landsat 7 a Landsat 4-5. Vedle vstupních proměnných z předběžného měření z roku 2012 bychom nově zahrnuli relativní převýšení, vzdálenost od pobřeží a vodních ploch, orografický stín a typ krajinného krytu. Tyto proměnné umožní vytyčení transektů tak, abychom dokázali srovnat sekundární topografické faktory u všech měřených ploch na stejnou úroveň. Například vzdálenost od pobřeží bude u všech svahů konstantní, proto můžeme počítat se stejným vlivem proudění větru od moře u všech měření apod. Vliv těchto proměnných na výskyt teplotních a vlhkostních anomálií zkoumal například Ashcroft (2011). Na základě těchto vstupních parametrů bychom vytvořili dva výstupy. Prvním z výstupů bude vytvoření map potenciálních teplotních a vlhkostních anomálií. Druhým výstupem bude vytvoření mapy potenciálních transektů pro umístění dataloggerů. Na základě mapy potenciálních transektů vybereme celkem 8 svahů (se severní, východní, jižní a západní expozicí a se sklonem pro každý 30° a 40°). Tyto transekty budou sledovat vliv nadmořské výšky, orientace a sklonu svahu na teplotu a vlhkost. V oblastech kolem 80. rovnoběžky se vliv orientace projevuje tím silněji, čím větší sklon svahu uvažujeme, proto navrhuji sledovat vliv každé světové strany na dvou sklonech: minimálně 30° a 40°. Každý vytyčený transekt by sledoval minimálně 250 výškových metrů, kdy na každých 50 výškových metrů každého transektu nainstalujeme 0,5 cm pod povrch jeden datalogger, který bude zároveň snímat teplotu i vlhkost ve 30 minutových intervalech. Terénní měření provedeme během července a srpna 2015. Oproti předběžnému měření bychom využili větší množství dataloggerů, protože data z předběžných měření v roce 2012 nejsou statisticky reprezentativní pro celou oblast a představují pouze pilotní studii. Díky většímu množství měření budeme moci učinit relevantní závěry ohledně vlivu topografie na teplotní a vlhkostní anomálie na Svalbardu.

Dále bychom zařadili do výzkumu i snímání vlhkosti, neboť právě ona by mohla představovat pojítka mezi teplotními anomáliemi a teplotními refugii. Dále provedeme terénní ověření anomálií, které byly zmapovány už v předběžném měření v roce 2012. Toto terénní ověření bude spočívat v instalaci 20 teplotně-vlhkostních kontrolních dataloggerů na 5 míst indikujících teplotní anomálie. V blízkosti těchto dataloggerů provedeme

fytocenologické snímkování s cílem ověřit specifické složení vegetace v závislosti na teplotních anomáliích. Čtverce snímků by se pohybovaly od 1 do 100 m<sup>2</sup>. Fytocenologické snímky potenciálních teplotních refugií bychom mohli porovnat s běžným vegetačním složením, které zmapoval v okolí Petuniabukty Prach a Klimešová (Prach et al., 2009).

## **E. Časový plán**

Jak už bylo výše zmíněno, samotnému projektu předcházela předběžná terénní měření, procesování map a zpracování výsledků v roce 2012-2013. V roce 2012 jsme prezentovali některé z výsledků prostřednictvím posteru na konferenci Czech Polar Conference 2012. Časový plán samotného projektu se dále odvíjí od schválení grantu komisí GAČR a získaných norských povolení pro výzkum na Svalbardu. Nákup vybavení, především dataloggerů, počítá s časovou prodlevou (až několik týdnů) dodávky zboží. Do časového plánu bylo zahrnuto i zkušební testování dataloggerů, které proběhne na území ČR a ověří měřicí schopnosti čidel v průběhu několika týdnů. Výsledky zkušebního měření nebudou zahrnuty do výsledků projektu. Paralelně začne zpracování satelitních snímků, jehož výsledky jsou nezbytné pro vytyčení transektů v terénu.

Samotné terénní měření se realizuje v průběhu července a srpna 2014, přičemž příjezd a označení ploch proběhne s časovým předstihem v druhé polovině června, sběr dataloggerů z ploch a odjezd v první polovině září. Měření v terénu zahrnuje kontrolu dataloggerů a provedení fytoecenologických snímků na 20 lokalitách, které vykazují teplotní anomálie podle map vygenerovaných ze satelitních snímků. Pro terénní měření byl stanoven červenec a srpen, protože právě v těchto měsících probíhá vegetační doba většiny druhů.

Po příjezdu budou vyhodnoceny předběžné výsledky z terénního měření a prezentovány na semináři Polární ekologie, který proběhne na konci října. Podrobné vyhodnocení dat bude probíhat od podzimu 2014 do léta 2015. Toto vyhodnocení bude zahrnovat celkovou úpravu a statistickou analýzu terénních (tj. data z dataloggerů a fytoecenologické snímky) a satelitních dat. Prezentace a publikace v roce 2015 zahrnují odevzdání celkové zprávy o průběhu projektu ke grantové komisi a prezentaci výsledků prostřednictvím článku adresovaného do časopisu Polish polar research. Souhrn časového plánu zobrazuje Tabulka 5.

Tab. 5: Časové rozložení projektu

rok	2012	2013	2014												2015											
měsíc			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
předběžná měření																										
získání povolení			■																							
nákup vybavení				■	■	■																				
zkušební testování vybavení					■	■	■																			
procesování družicových snímků					■	■	■	■																		
terénní měření									■	■	■	■	■	■												
zpracování dat															■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
prezentace a publikace výsledků																										■

## F. Finanční rozvaha

Návrh projektu na rok 2014 a 2015 je směřování ke komisi GAČR, přičemž zázemí pro pobyt v terénu bude poskytnuto v rámci kurzu Polární Ekologie, který pořádá Centrum Polární Ekologie v Českých Budějovicích. Jde především o zázemí na polární stanici a výcvik střelby, který je nezbytný pro pohyb na Svalbardu a zapůjčení střelné zbraně do terénu, poskytnutí člunu k překonání větších vzdáleností. Do finanční rozvahy projektu není zahrnut software potřebný ke zpracování satelitních snímků, neboť projekt bude uskutečněn ve spolupráci s přírodovědeckou fakultou Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích, která disponuje potřebným vybavením. Projekt je plánovaný pro 3 zaměstnance, od čehož se odvíjí cestovní pojištění, režijní náklady, množství materiálu a plat. Finanční rozvahu zobrazuje Tabulka 6.

Pro terénní měření byl zvolen datalogger typu DS1923-F5# (maxim), který je schopný zaznamenávat teplotu povrchu a vlhkost půdy. Hlavní předností dataloggeru je nízká hmotnost (50g), což je žádoucí vzhledem k náročnému pohybu v terénu. Další výhodou je způsob měření, který nevyžaduje propojení se sondami, což znamená eliminaci poškození dataloggeru zvěří. Heterogenní topografie zájmového území a možné disturbance měnicí prostředí vyžadují výrazné označení měřených ploch. Toto označení nebude sloužit jako trvalé, ale pouze po dobu dvou měsíců sběru dat. K označení míst, kam instalujeme dataloggeru poslouží plastové výtyčky, vyráběné jako tyčky k ohradníkům, které budou dodatečně označeny červenými fábory a sprejem. Pro jednodušší instalaci výtyček použijeme vrták. Tam kde to substrát nedovolí, zvolíme označení pomocí kamenných „mužiků“. Každé měření bude zaznamenáno pomocí GPS souřadnic. Pozice

fytoecnologických snímků bude rovněž zaznamenána pomocí GPS a kontrolně i zákřesem do jednoduché mapy.

Tab. 6: Předpokládané finanční náklady (\*částky jsou uvedeny v tiscích Kč)

Účel	Položka	2014*	2015*	Celkem*
Materiál	Kancelářské potřeby, tisk	3	3	6
	Teplotně vlhkostní datalogery s plastovými držáky x 60ks včetně poštovního	100	0	100
	Výtyčky x 60 + 10 ks rezervních	2,5	0	2,5
	Značkovací sprej x 5ks	1	0	1
	Plastová páska na zvýraznění výtyček 1 ks x 50m	0,2	0	0,2
	Vrták pro vývrt značkovacích tyček	1	0	1
	Garmin GPSMAP 62st x 3ks	9	0	9
	Cestovné	Letenky	75	0
	Doprava materiálu	6	0	6
	Lokální doprava v Longyeru, doprava na základu v Petuniabuktě	10		10
Cestovní pojištění	Zaměstnanci	25,5	0	25,5
	Materiál	6	0	6
Režijní náklady	Strava	9	0	9
	Energie	8	8	16
	Komunikace	8	8	16
Platy zaměstnanců	3 zaměstnanci, včetně sociálních a zdravotních odvodů	30	30	60
Celkem suma (zaokrouhleno)		294,2	49	344



## G. Závěr

Změna charakteru klimatu v následujících dekádách přinese oteplení na globální úrovni, což otevírá řadu otázek spojených se změnou distribuce a diversity bioty na Zemi. Četné fluktuace klimatu v historii planety ověřily schopnost některých organismů přežít nepříznivé podmínky uvnitř klimatických refugií. Klimatická refugia jsou založena na teplotních a vlhkostních anomáliích, které umožňují vznik příznivého klimatu pro přežití organismů. Protože tyto stabilní anomálie jsou výsledkem heterogenní topografie, mohla by jejich přítomnost sloužit jako indikátor stability prostředí, které je mozaikou habitatů. V polárních oblastech je vliv topografie zásadním činitelem pro vznik teplotních a vlhkostních anomálií. Nicméně, identifikace klimatických refugií na základě teplotních a vlhkostních anomálií v polárních oblastech je zatím prozkoumaná jen obecně. Jednodušší trofické řetězce v polárních oblastech umožňují pochopení základních ekologických mechanismů v kontextu globálních změn.

Svalbard, jako součást polárních oblastí, spojuje unikátním způsobem vlastnosti prostředí pro výzkum reakce bioty na teplotní a vlhkostní anomálie. Identifikace klimatických refugií se v současnosti dostává do popředí vědeckého zájmu. Jedním z mnoha důvodů je předpoklad, že identifikace klimatických refugií by mohla představovat klíč k podpoře a ochraně stability prostředí.

## H. Literatura:

- ACIA. (2005). *Arctic Climate Impact Assessment - Scientific Report* (Vol. 2005, p. 1042). Cambridge University Press. Retrieved from <http://books.google.com/books?hl=en&lr=&id=QjM0Hb3423EC&pgis=1>
- Aglen, A. (2007). JOINT PINRO/IMR REPORT ON THE STATE OF THE BARENTS SEA ECOSYSTEM IN 2006 WITH EXPECTED SITUATION AND CONSIDERATIONS FOR MANAGEMENT Institute, (2), 209.
- Anisimov, O. A., Vaughan, D. G., Callaghan, T. V., Furgal, C., Marchant, H., Prowse, T. D., ... Walsh, J. E. (2007). Polar regions ( Arctic and Antarctic ). In *Polar regions (Arctic and Antarctic). Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 653–685). Cambridge.
- Ashcroft, M. B. (2010). Identifying refugia from climate change. *Journal of Biogeography*, 37(8), 1407–1413.
- Ashcroft, M. B., & Gollan, J. R. (2011). Fine-resolution (25 m) topoclimatic grids of near-surface (5 cm) extreme temperatures and humidities across various habitats in a large (200 × 300 km) and diverse region. *International Journal of Climatology*, 2148(September 2011), 2134–2148.
- Ashcroft, M. B., & Gollan, J. R. (2013). Agricultural and Forest Meteorology Moisture , thermal inertia , and the spatial distributions of near-surface soil and air temperatures : Understanding factors that promote microrefugia, 176, 77–89.
- Ashcroft, M. B., Chisholm, L. a., & French, K. O. (2009). Climate change at the landscape scale: predicting fine-grained spatial heterogeneity in warming and potential refugia for vegetation. *Global Change Biology*, 15(3), 656–667. doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01762.x
- Bennie, J., Huntley, B., Wiltshire, A., Hill, M. O., & Baxter, R. (2008). Slope, aspect and climate: Spatially explicit and implicit models of topographic microclimate in chalk grassland. *Ecological Modelling*, 216(1), 47–59. doi:10.1016/j.ecolmodel.2008.04.010
- Bhagwat, S. a., & Willis, K. J. (2008). Species persistence in northerly glacial refugia of Europe: a matter of chance or biogeographical traits? *Journal of Biogeography*, 35(3), 464–482. doi:10.1111/j.1365-2699.2007.01861.x
- Billings, W. D. (1973). Arctic and alpine vegetations: similarities, differences, and susceptibility to disturbance. *BioScience*, 23(12), 697–704.
- Billings, W. D., & Mooney, H. A. (1968). The ecology of arctic and alpine plants. *Biological Reviews*, 43, 481–529. Retrieved from <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1469-185X.1968.tb00968.x/abstract>

- Bonan, G. B. (2008). *Ecological climatology -concept and applications* (second., p. 550). New York: Cambridge University press.
- Bradshaw, M., & Weaver, R. (1995). *Foundations of Physical Geography: With Study Book* (p. 464). McGraw-Hill Higher Education. Retrieved from <http://books.google.com/books?id=UvUHAAAACAAJ&pgis=1>
- Brázdil, R., & Prošek, P. (1993). Vliv ledovcového větru na teplotní a vlhkostní režim přízemní vrstvy atmosféry ostrova Špicberk (Svalbark). *Meteorologické zprávy, Praha: ČHMÚ*. Retrieved from <http://www.muni.cz/research/publications/196901>
- Brochmann, C., Gabrielsen, T. M., Nordal, I., Landvik, J. Y., & Elven, R. (2003). Glacial survival or tabula rasa ? The history of North Atlantic biota revisited, (August), 417–450.
- Byrne, M. (2008). Evidence for multiple refugia at different time scales during Pleistocene climatic oscillations in southern Australia inferred from phylogeography. *Quaternary Science Reviews*, 27(27-28), 2576–2585. doi:10.1016/j.quascirev.2008.08.032
- Callaghan, T. V, Björn, L. O., Iii, F. S. C., Chernov, Y., Christensen, T. R., Huntley, B., ... Shaver, G. (n.d.). Arctic Tundra and Polar Desert Ecosystems.
- Callaghan, T. V, Tweedie, C. E., Akerman, J., Andrews, C., Bergstedt, J., Butler, M. G., ... Danby, R. K. (2011). Multi-decadal changes in tundra environments and ecosystems: synthesis of the International Polar Year-Back to the Future project (IPY-BTF). *Ambio*, 40(6), 705–16. Retrieved from <http://www.pubmedcentral.nih.gov/articlerender.fcgi?artid=3357861&tool=pmcentrez&rendertype=abstract>
- Cappuccino, N., & Price, P. W. (Eds.). (1995). *Population dynamics - New approaches and synthesis* (1st ed., p. 429). San Diego: Academic Press.
- Clark, J. S., Fastie, C., Hurtt, G., Jackson, S. T., Johnson, C., King, G. a., ... Wyckoff, P. (1998). Reid's Paradox of Rapid Plant Migration. *BioScience*, 48(1), 13–24. doi:10.2307/1313224
- Corlett, R. T., & Westcott, D. a. (2013). Will plant movements keep up with climate change? *Trends in ecology & evolution*, 28(8), 482–8. doi:10.1016/j.tree.2013.04.003
- Crawford, R. (2004). Long-term plant survival at high latitudes. *Botanical Journal of Scotland*, 56(1), 1–23. Retrieved from <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/03746600408685064>
- Crawford, R. M. M. (2008). *Plants at the Margin: Ecological Limits and Climate Change (Google eBook)* (1st ed., p. 478). New York: Cambridge University Press.
- Cruzan, M., & Templeton, A. (2000). Paleoecology and coalescence: phylogeographic analysis of hypotheses from the fossil record. *Trends in ecology & evolution*, 15(12), 491–496. Retrieved from <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/11114435>

- Dahl, E. (1946). On different types of unglaciated areas during the ice ages and their significance to phytogeography. *New Phytologist*, 45(2), 225–242. doi:10.1111/j.1469-8137.1946.tb05058.x
- Daly, C., Conklin, D. R., & Unsworth, M. H. (2009). Local atmospheric decoupling in complex topography alters climate change impacts. *International Journal of Climatology*, 1864(September 2009). doi:10.1002/joc.2007
- Dean, T. F., & Vickery, P. D. (2003). Bachman ' s Sparrows use burrows and palmetto clumps as escape refugia from predators Bachman ' s Sparrows use burrows and palmetto clumps as escape refugia from predators, 74(1), 26–30.
- Dexter, L. (1986). *Aspect and elevation effects on the structure of the seasonal snowcover in Colorado*. University of Colorado. Retrieved from [http://www.researchgate.net/publication/34854908\\_Aspect\\_and\\_elevation\\_effects\\_on\\_the\\_structure\\_of\\_the\\_seasonal\\_snowcover\\_in\\_Colorado\\_/file/d912f50ea5af5e8b7c.pdf](http://www.researchgate.net/publication/34854908_Aspect_and_elevation_effects_on_the_structure_of_the_seasonal_snowcover_in_Colorado_/file/d912f50ea5af5e8b7c.pdf)
- Dobrowski, S. Z. (2011). A climatic basis for microrefugia: the influence of terrain on climate. *Global Change Biology*, 17(2), 1022–1035. doi:10.1111/j.1365-2486.2010.02263.x
- Dobrowski, S. Z., Abatzoglou, J. T., Greenberg, J. a., & Schladow, S. G. (2009a). How much influence does landscape-scale physiography have on air temperature in a mountain environment? *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(10), 1751–1758. doi:10.1016/j.agrformet.2009.06.006
- Dobrowski, S. Z., Abatzoglou, J. T., Greenberg, J. a., & Schladow, S. G. (2009b). How much influence does landscape-scale physiography have on air temperature in a mountain environment? *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(10), 1751–1758. doi:10.1016/j.agrformet.2009.06.006
- Eckerstorfer, M., & Christiansen, H. H. (2012). Meteorology, Topography and Snowpack Conditions causing Two Extreme Mid-Winter Slush and Wet Slab Avalanche Periods in High Arctic Maritime Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(1), 15–25. doi:10.1002/ppp.734
- Fedorov, V. B., & Stenseth, N. C. (2002). Multiple glacial refugia in the North American Arctic: inference from phylogeography of the collared lemming (*Dicrostonyx groenlandicus*). *Proceedings. Biological sciences / The Royal Society*, 269(1505), 2071–7. doi:10.1098/rspb.2002.2126
- Fogg, G. E. (1998). *The biology of polar habitats* (1st ed., p. 263). New York: Oxford University Press.
- Førland, E. J., Benestad, R., Hanssen-Bauer, I., Haugen, J. E., & Skaugen, T. E. (2011). Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900–2100. *Advances in Meteorology*, 2011, 1–14. doi:10.1155/2011/893790
- Førland, E. J., & Hanssen-Bauer, I. (2003). Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses. *Polar Research* 2.

- Fridley, J. D. (2009). Downscaling Climate over Complex Terrain: High Finescale (<1000 m) Spatial Variation of Near-Ground Temperatures in a Montane Forested Landscape (Great Smoky Mountains)\*. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(5), 1033–1049. doi:10.1175/2008JAMC2084.1
- Goetz, S. J., Bunn, A. G., Fiske, G. J., & Houghton, R. a. (2005). Satellite-observed photosynthetic trends across boreal North America associated with climate and fire disturbance. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(38), 13521–5. doi:10.1073/pnas.0506179102
- Hampe, A., Rodríguez-Sánchez, F., Dobrowski, S., Sheng Hu, F., & Gavin, D. G. (2013). Meetings Climate refugia : from the Last Glacial Maximum to the twenty-first century. *New Phytologist*, 197, 16–18.
- Hedenås, H., Olsson, H., Jonasson, C., Bergstedt, J., Dahlberg, U., & Callaghan, T. V. (2011). Changes in Tree Growth, Biomass and Vegetation Over a 13-Year Period in the Swedish Sub-Arctic. *Ambio*, 40(6), 672–682. doi:10.1007/s13280-011-0173-1
- Hewitt, G. (2000). The genetic legacy of the Quaternary ice ages. *Nature*, 405(6789), 907–13. doi:10.1038/35016000
- Holderegger, R., & Thiel-□Egenter, C. (2009). A discussion of different types of glacial refugia used in mountain biogeography and phylogeography. *Journal of Biogeography*, 36(3), 476–480. doi:10.1111/j.1365-2699.2008.02027.x
- Holland, P. G., & Steyn, D. G. (1975). Vegetational responses to latitudinal variations in slope angle and aspect. *Journal of Biogeography*, 2(3), 179–183.
- Huggett, R. J., & Cheesman, J. (2002). *Topography and the Environment* (p. 274). Pearson Education. Retrieved from <http://books.google.com/books?id=KS1vvMlsG0MC&pgis=1>
- Chan-Mcleod, A. C. A., & Moy, A. (2007). Evaluating Residual Tree Patches as Stepping Stones and Short-Term Refugia for Red-Legged Frogs. *Journal of Wildlife Management*, 71(6), 1836–1844. doi:10.2193/2006-309
- Charnov, E. L., & Gillooly, J. F. (2003). Thermal time : body size , food quality and the 10 B C rule. *Evolutionary Ecology Research*, 5, 43–51.
- Chung, U., Seo, H. H., Hwang, K. H., Hwang, B. S., Choi, J., Lee, J. T., & Yun, J. I. (2006). Minimum temperature mapping over complex terrain by estimating cold air accumulation potential, 137, 15–24. doi:10.1016/j.agrformet.2005.12.011
- Jackson, a. C. (2010). Effects of topography on the environment. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 90(01), 169. doi:10.1017/S0025315409991123
- Jeong, S.-J., Ho, C.-H., Gim, H.-J., & Brown, M. E. (2011). Phenology shifts at start vs. end of growing season in temperate vegetation over the Northern Hemisphere for the period

- 1982-2008. *Global Change Biology*, 17(7), 2385–2399. doi:10.1111/j.1365-2486.2011.02397.x
- Jia, G. J., Epstein, H. E., & Walker, D. a. (2009). Vegetation greening in the Canadian Arctic related to decadal warming. *Journal of environmental monitoring : JEM*, 11(12), 2231–8. doi:10.1039/b911677j
- Jones, H. G., & Pomeroy, J. W. (2001). *Snow Ecology: An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems* (p. 378). Cambridge: Cambridge University Press. Retrieved from <http://books.google.com/books?id=2GzOeAA7vucC&pgis=1>
- Jost, G., Weiler, M., Gluns, D. R., & Alila, Y. (2007). The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale, 101–115. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.09.006
- Kaplan, J. O., & New, M. (2006). Arctic climate change with a 2 °C global warming: Timing, climate patterns and vegetation change. *Climatic Change*, 79(3-4), 213–241. doi:10.1007/s10584-006-9113-7
- Keppel, G., Van Niel, K. P., Wardell-Johnson, G. W., Yates, C. J., Byrne, M., Mucina, L., ... Franklin, S. E. (2012). Refugia: identifying and understanding safe havens for biodiversity under climate change. *Global Ecology and Biogeography*, 21(4), 393–404. doi:10.1111/j.1466-8238.2011.00686.x
- Keppel, G., & Wardell-Johnson, G. W. (2012). Refugia: keys to climate change management. *Global Change Biology*, 18(8), 2389–2391. doi:10.1111/j.1365-2486.2012.02729.x
- Kopp, J., & Suda, J. (1998). *Vybrané kapitoly z fyzické geografie: klimatologie* (p. 104). Západočeská univerzita. Retrieved from <http://books.google.com/books?id=2OspAAAACAAJ&pgis=1>
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263. doi:10.1127/0941-2948/2006/0130
- Láska, K., Witoszová, D., & Prošek, P. (2012). Weather patterns of the coastal zone of Petuniabukta , central Spitsbergen in the period 2008 – 2010, 33(4), 297–318. doi:10.2478/v10183
- Lester, M. (1997). *The Geology of Svalbard* (p. 521). Oxford: Alden Press. Retrieved from <http://books.google.com/books?id=cv-V7cOWX8cC&pgis=1>
- Lincoln, F. J., Boxshall, G. A., & Clark, P. F. (1998). *Dictionary of Ecology, Evolution and Systematics* (2nd. ed., p. 367). Cambridge: Cambridge University press.
- Lu, S., Ju, Z., Ren, T., & Horton, R. (2009). A general approach to estimate soil water content from thermal inertia. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(10), 1693–1698. doi:10.1016/j.agrformet.2009.05.011

- Magoulick, D. D., & Kobza, R. M. (2003). The role of refugia for fishes during drought: a review and synthesis. *Freshwater Biology*, 48(7), 1186–1198. doi:10.1046/j.1365-2427.2003.01089.x
- McCune, B., & Keon, D. (2002). Equations for potential annual direct incident radiation and heat load. *Journal of Vegetation Science*, 13(4), 603–606.
- Minder, J. R., Mote, P. W., & Lundquist, J. D. (2010). Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 115(D14), D14122. doi:10.1029/2009JD013493
- Mosblech, N. a. S., Bush, M. B., & van Woesik, R. (2011). On metapopulations and microrefugia: palaeoecological insights. *Journal of Biogeography*, 38(3), 419–429. doi:10.1111/j.1365-2699.2010.02436.x
- Parker, A. J. (1982). THE TOPOGRAPHIC RELATIVE MOISTURE INDEX: AN APPROACH TO SOIL-MOISTURE ASSESSMENT IN MOUNTAIN TERRAIN. *Physical Geography*, 3(2), 160–168. doi:10.1080/02723646.1982.10642224
- Pepin, N. C., & Seidel, D. J. (2005). A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations. *Journal of Geophysical Research*, 110(D3), D03104. doi:10.1029/2004JD005047
- Piao, S., Fang, J., Zhou, L., Ciais, P., & Zhu, B. (2006). Variations in satellite-derived phenology in China's temperate vegetation. *Global Change Biology*, 12(4), 672–685. doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01123.x
- Prach, K., Košnar, J., Klimešová, J., & Hais, M. (2009). High Arctic vegetation after 70 years: a repeated analysis from Svalbard. *Polar Biology*, 33(5), 635–639. doi:10.1007/s00300-009-0739-6
- Prošek, P., & Rein, F. (1982). *Klimatologie a mezní vrstva atmosféry*. (U. J. E. P. v Brně, Ed.) (p. 237). Praha: Státní pedagogické nakladatelství, n. p., Praha 1.
- Provan, J., & Bennett, K. D. (2008). Phylogeographic insights into cryptic glacial refugia. *Trends in ecology & evolution*, 23(10), 564–71. doi:10.1016/j.tree.2008.06.010
- Reid, P. C., Johns, D. G., Edwards, M., Starr, M., Poulin, M., & Snoeijs, P. (2007). A biological consequence of reducing Arctic ice cover: arrival of the Pacific diatom *Neodenticula seminae* in the North Atlantic for the first time in 800 000 years. *Global Change Biology*, 13(9), 1910–1921. doi:10.1111/j.1365-2486.2007.01413.x
- Reiger, R., Aaron, R., & Todhunter, P. (2009). *Climate near the ground* (sixth., p. 584). New York: Rowman and Littlefield Publishers, INC.
- Rožnovský, J. (1999). *Klimatologie* (1st ed., p. 146). Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita. Retrieved from <http://books.google.cz/books/about/Klimatologie.html?id=CTLNAAAACAAJ&pgis=1>

- Rull, V. (2009). Microrefugia. *Journal of Biogeography*, 36(3), 481–484. doi:10.1111/j.1365-2699.2008.02023.x
- Rull, V. (2010). On microrefugia and cryptic refugia. *Journal of Biogeography*, 37, 1623–1625. doi:10.1111/j.1365-2699.2010.02300.x
- Rundqvist, S., Hedenås, H., Sandström, A., Emanuelsson, U., Eriksson, H., Jonasson, C., & Callaghan, T. V. (2011). Tree and Shrub Expansion Over the Past 34 Years at the Tree-Line Near Abisko, Sweden. *Ambio*, 40(6), 683–692. doi:10.1007/s13280-011-0174-0
- Sarwardi, S., Mandal, P. K., & Ray, S. (2012). Analysis of a competitive prey-predator system with a prey refuge. *Bio Systems*, 110(3), 133–48. doi:10.1016/j.biosystems.2012.08.002
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., & Cassano, J. J. (2011). Circulation and surface controls on the lower tropospheric air temperature field of the Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 116(D7), D07104. doi:10.1029/2010JD015127
- Scherrer, D., & Körner, C. (2010). Topographically controlled thermal-habitat differentiation buffers alpine plant diversity against climate warming. *Journal of Biogeography*, 38(2), 406–416. doi:10.1111/j.1365-2699.2010.02407.x
- Ślubowska-Woldengen, M., Rasmussen, T. L., Koç, N., Klitgaard-Kristensen, D., Nilsen, F., & Solheim, A. (2007). Advection of Atlantic Water to the western and northern Svalbard shelf since 17,500calyr BP. *Quaternary Science Reviews*, 26(3-4), 463–478. doi:10.1016/j.quascirev.2006.09.009
- Solomon, S. et al., & D. Qin, M. Manning, R. B. Alley, T. Berntsen, N. L. Bindoff, Z. C. et al. (2007). *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC* (p. 996). Cambridge University Press. Retrieved from <http://books.google.com/books?hl=en&lr=&id=8-m8nXB8GB4C&pgis=1>
- Stewart, J. R., & Lister, A. M. (2001). Cryptic northern refugia and the origins of the modern biota. *Trends in Ecology & Evolution*, 16(11), 608–613. doi:10.1016/S0169-5347(01)02338-2
- Stoutjesdijk, P., & Barkman, J. J. (1992). *Microclimate, vegetation and fauna* (1st ed., p. 216). Wageningen: by Pudoc.
- Taberlet, P., Fumagalli, L., Wust-Saucy, A. G., & Cosson, J. F. (1998). Comparative phylogeography and postglacial colonization. *Molecular ecology*, 7, 453–464.
- Tape, K., Sturm, M., & Racine, C. (2006). The evidence for shrub expansion in Northern Alaska and the Pan-Arctic. *Global Change Biology*, 12(4), 686–702. doi:10.1111/j.1365-2486.2006.01128.x
- Tenow, O., & Nilssen, A. (1990). Egg cold hardiness and topoclimatic limitations to outbreaks of *Epirrita autumnata* in northern Fennoscandia. *Journal of applied Ecology*, 27(2), 723–734.



- Terjung, W. H., & O'Rourke, P. (1984). Simulating 24-Hour, All-Slope Surface Temperatures During Summer Along a Climatic-Latitudinal Transect. *Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology, Ser. B*(34), 49–63.
- Tømmervik, A. H., Johansen, B., Tombre, I., Thannheiser, D., Høgda, K. A., Gaare, E., & Tømmervik, H. (2004). Vegetation Changes in the Nordic Mountain Birch Forest : the Influence of Grazing and Climate Change Vegetation Changes in the Nordic Mountain Birch Forest : the Influence of Grazing and Climate Change, *36*(3), 323–332.
- Tremblay, N. O., & Schoen, D. J. (1999). Molecular phylogeography of *Dryas integrifolia*: glacial refugia and postglacial recolonization. *Molecular ecology*, *8*(7), 1187–1198. Retrieved from <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/10447859>
- Tzedakis, P. C., Emerson, B. C., & Hewitt, G. M. (2013). Cryptic or mystic? Glacial tree refugia in northern Europe. *Trends in ecology & evolution*, 1–9. doi:10.1016/j.tree.2013.09.001
- Tzedakis, P. C., Lawson, I. T., Frogley, M. R., Hewitt, G. M., & Preece, R. C. (2002). Buffered tree population changes in a quaternary refugium: evolutionary implications. *Science (New York, N.Y.)*, *297*(5589), 2044–7. doi:10.1126/science.1073083
- Van Bogaert, R., Haneca, K., Hoogesteger, J., Jonasson, C., De Dapper, M., & Callaghan, T. V. (2011). A century of tree line changes in sub-Arctic Sweden shows local and regional variability and only a minor influence of 20th century climate warming. *Journal of Biogeography*, *38*(5), 907–921. doi:10.1111/j.1365-2699.2010.02453.x
- Vysoudil, M. (1997). *Meteorologie a klimatologie pro geografii* (first., p. 232). Olomouc: Vydavatelství Univerzity Palackého v Olomouci.
- Walker, D. a., Raynolds, M. K., Daniëls, F. J. a., Einarsson, E., Elvebakk, A., Gould, W. a., ... Yurtsev, B. a. (2005). The Circumpolar Arctic vegetation map. *Journal of Vegetation Science*, *16*(3), 267. doi:10.1658/1100-9233(2005)016[0267:TCAVM]2.0.CO;2
- Walther, G.-R., Roques, A., Hulme, P. E., Sykes, M. T., Pysek, P., Kühn, I., ... Settele, J. (2009). Alien species in a warmer world: risks and opportunities. *Trends in ecology & evolution*, *24*(12), 686–93. doi:10.1016/j.tree.2009.06.008
- Webb, T., & Bartlein, P. (1992). Global changes during the last 3 million years: climatic controls and biotic responses. *Annual review of Ecology and Systematics*, *23*(1992), 141–173.
- Webber, P. J., Miller, P. C., Chappin III, F. S., & McCown, B. H. (1980). The Vegetation : Pattern and Succession. In J. Brown, P. Miller, L. Tieszen, & F. Bunnell (Eds.), *An Arctic ecosystem: the coastal tundra an Barrow, Alaska*. (1st ed., Vol. 7, p. 571). Dowden: Hutchinson and Ross, Inc. Retrieved from <https://darchive.mblwhoilibrary.org/handle/1912/222>
- Weller, G., Bush, E., Callaghan, T. V, Corell, R., Fox, S., Furgal, C., ... Wrona, F. J. (2005). Summary and Synthesis of the ACIA Lead Author.

Whittaker, R. J., & Fernández-Palacios, J. M. (2007). *Island biogeography: ecology, evolution and conservation* (2nd ed., p. 401). New York: Oxford University Press.

Wilson, J. P., & Gallant, J. C. (2000). *Terrain Analysis: Principles and Applications*. (J. P. Wilson & J. C. Gallant, Eds.) (Vol. 4, p. 479). Toronto: John Wiley & Sons. Retrieved from [http://books.google.com/books?id=1311\\_4-zvy4C&pgis=1](http://books.google.com/books?id=1311_4-zvy4C&pgis=1)

Yoshino, M. (1975). *Climate in a small area - An Introduction to local meteorology* (p. 549). University of Tokyo press.

Zeng, H., Jia, G., & Forbes, B. (2013). Shifts in Arctic phenology in response to climate and anthropogenic factors as detected from multiple satellite time series. *Environmental Research Letters*, 8(3), 12 pp. doi:10.1088/1748-9326/8/3/035036