

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra Regionální geografie

Denisa ČEPOVÁ

**JEZERNÍ EKOSYSTÉMY VYBRÁNE OBLASTI
SOUOSTROVÍ ŠPICBERKY**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Renata Pavelková Chmelová, Ph.D.

Olomouc 2013

Bibliografický záznam

Autor (osobní číslo): Denisa Čepová (R10142)

Studijní obor: Regionální geografie

Název práce: Jezerní ekosystémy vybrané oblasti souostroví Špicberky

Title of thesis: Lake ecosystems of selected part of Svalbard archipelago

Vedoucí práce: doc. RNDr. Renata Pavelková - Chmelová, Ph.D.

Rozsah práce: 49 stran, 9 vázaných příloh

Abstrakt:

Studiu polárních oblastí je v současnosti věnována značná pozornost. Důvodem je citlivost těchto oblastí na působení lidské hospodářské činnosti a jejich vzdálenost od lidské civilizace. Jsou považovány za ukazatele intenzity a rychlosti globálních změn probíhajících na naší planetě. Polární oblasti jsou částí naší planety, kde k těmto změnám dochází nejintenzivněji a nejvýrazněji v souvislosti s globálním oteplováním.

Bakalářská práce je věnována výzkumu jezerních ekosystémů polárních oblastí. Autorka se účastnila kurzu polární ekologie, který proběhl na souostroví Špicberky. Zde byla provedena praktická část pod vedením odborníků.

Na základě dostupné odborné literatury, především anglických publikací a odborných článků, jsou podány základní informace studovaného území, jako je popis klimatu, fauny, flóry, geologie a geologický vývoj v období holocénu. Dále je popsána klasifikace jezer dle uvážení autorky se zřetelem na ledovcová jezera polárních oblastí. Práce poskytuje přehlednou klasifikaci jezer studované oblasti, která byla provedena na základě terénních prací a zhodnocení výsledků měření s grafickými výstupy.

Klíčová slova: Jezera, souostroví Špicberky, polární oblasti, klasifikace

Abstract:

Study of the polar regions is given considerable attention at present. The main reasons are the sensitivity of these areas on the effect of human economic activities and their distance from human civilization. They are considered as indicators of the intensity and speed of global changes of our planet. Polar regions are part of the planet where these changes are most intense and most notably in the context of the global warming.

The bachelor thesis is devoted to research of the lacustrine ecosystems of the polar regions. The author participated in the course of polar ecology, which took place on the Svalbard archipelago. There was made a practical part under the guidance of experts.

Based on available reference documentation, i.e. mostly publications in English as well as thematic articles on polar region exploration, are submitted basic information of the studied area, such as a description aspects of climate, hydrology, terrain, fauna, flora and geological development with emphasis on development in the Holocene epoch.

Thesis provides the classification of lakes at the discretion of the author with regard to the glacial lakes of the polar regions. The work provides a clear classification of the lakes of the studied area, which was based on the field work and evaluation of the measurement and results with graphical outputs.

Keywords: Lakes, Svalbard archipelago , polar region, classification

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Denisa ČEPOVÁ**
Osobní číslo: **R10142**
Studijní program: **B1301 Geografie**
Studijní obor: **Regionální geografie**
Název tématu: **Jezerní ekosystémy vybrané oblasti souostroví Špicberky**
Zadávající katedra: **Katedra geografie**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Cílem bakalářské práce je klasifikovat jezera vybrané zájmové oblasti souostroví Špicberky. Klasifikace bude provedena na základě terénního měření, průzkumu a studiu odborných publikací. V rámci teoretické části práce bude provedena rešerše jezerních ekosystémů polárních oblastí. Studentka provede vlastní terénní měření ve spolupráci s Jihočeskou univerzitou při účasti na polární expedici v létě 2012. Práce bude odevzdána v tištěné i elektronické verzi. Bude obsahovat anglické summary.

1. Úvod - definice cílů práce a začlenění práce do kontextu polárního výzkumu
2. Vymezení studovaného území
 - 2.1. Vývoj území v holocénu s důrazem na vznik jezerních ekosystémů
 - 2.2. Klasifikace jezerních pánví z hlediska jejich geneze
 - 2.3. Specifika jezerních ekosystémů polárních oblastí
3. Materiál a metody
 - 3.1. Terénní měření
 - 3.2. Zpracování dat
4. Výsledky a diskuze
 - 4.1 Genetická klasifikace jezer studovaného území
 - 4.2 Vyhodnocení terénních měření (hydrologický a teplotní režim, batymetrické mapy)
5. Závěr - zhodnocení splnění cílů práce

Rozsah grafických prací: **Podle potřeb zadání**
Rozsah pracovní zprávy: **5 000 - 8 000 slov**
Forma zpracování bakalářské práce: **tištěná/elektronická**
Seznam odborné literatury: **viz příloha**

Vedoucí bakalářské práce: **RNDr. Renata Pavelková Chmelová, Ph.D.**
Katedra geografie

Datum zadání bakalářské práce: **26. dubna 2012**
Termín odevzdání bakalářské práce: **30. dubna 2013**

L.S.

Prof. RNDr. Juraj Ševčík, Ph.D.
děkan

Doc. RNDr. Zdeněk Szczyrba, Ph.D.
vedoucí katedry

V Olomouci dne 26. dubna 2012

Příloha zadání bakalářské práce

Seznam odborné literatury:

LELLÁK, Jan. Hydrobiologie. 1. vyd. Praha: Univerzita Karlova, 1992, 257 s. ISBN 80-706-6530-0.

VINCENT, Warwick F a Johanna LAYBOURN-PARRY. Polar lakes and rivers: limnology of Arctic and Antarctic aquatic ecosystems. 1. vyd. New York: Oxford University Press, 2008, 327 s. ISBN 01-992-1389-5.

O'SULLIVAN, P a Colin S REYNOLDS. The lakes handbook: limnology of Arctic and Antarctic aquatic ecosystems. 1. vyd. Malden, MA: Blackwell Science, c2004-2005, 327 s. ISBN 06320479761.

LAMPERT, Winfried a Ulrich SOMMER. Limnoecology: limnology of Arctic and Antarctic aquatic ecosystems. 2nd ed. New York: Oxford University Press Inc., 2007, 324 s. ISBN 01-992-1392-5.

MANGERUD, J., BOLSTAD, M., ELGERSMA, A., HELLIKSEN, D., LANDVIK, J.Y., LONNE,

I., LYCKE, A.K., SALVIGSEN, O., SANDAHL, T. & SVENDSEN, J.I. 1992: The Last

Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard. Quaternary Research 38(1): 1-31.

SVENDSEN, J.I. & MANGERUD, J. 1997. Holocene glacial and climatic variations

on Spitsbergen, Svalbard. Holocene 7(1): 45-57.

SZCZUCINSKI, W., ZAJACZKOWSKI, M. & SCHOLTEN, J. 2009: Sediment accumulation

rates in subpolar fjords - Impact of post-Little Ice Age glaciers retreat,

Billefjorden, Svalbard. Estuarine Coastal and Shelf Science 85(3): 345-356.

VINCENT, W.F. LAYBOURN-PARRY, J. (Editors) 2008: Polar Lakes and Rivers:

Limnology of Arctic and Antarctic Aquatic Ecosystems . Oxford University Press, 327 pages, Oxford, UK.

články Polar research , dostupné online:

http://www.polish.polar.pan.pl/ppr10/1989_3_411-417.pdf

http://www.polish.polar.pan.pl/ppr10/1989_3_267-276.pdf

http://www.polish.polar.pan.pl/ppr06/1985_3_283-299.pdf

<http://www.polish.polar.pan.pl/ppr29/PPR29-261.pdf>

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci bakalářského studia oboru Regionální geografie vypracovala samostatně pod vedením RNDr. Renaty Pavelkové Chmelové, Ph.D.

Všechny použité materiály a zdroje jsou citovány s ohledem na vědeckou etiku, autorská práva a zákony na ochranu duševního vlastnictví.

Všechna poskytnutá i vytvořená digitální data nebudu bez souhlasu školy poskytovat.

V Olomouci květen 2013

_____ podpis _____

Děkuji vedoucímu práce RNDr. Renatě Pavelkové Chmelové, Ph.D. za podněty a připomínky při vypracování práce. Dále děkuji konzultantu Mgr. Janu Kavanovi za jeho trpělivost a veškerý čas, který mi věnoval. Děkuji kolegům polární expedice za spolupráci a pomoc při práci v terénu.

Vložený originál **zadání** bakalářské/magisterské práce (s podpisy vedoucího katedry, vedoucího práce a razítkem katedry). Ve druhém výtisku práce je vevázána fotokopie zadání.

OBSAH

ÚVOD	8
Čestné prohlášení.....	7
1 CÍLE PRÁCE.....	9
2 ÚVOD DO PROBLEMATIKY POLÁRNÍHO VÝZKUMU.....	10
3 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	12
3.1 Poloha souostroví Špicberky	12
3.1.1 Zájmové území.....	12
3.2 Historie souostroví Špicberky.....	13
3.3 Klima souostroví Špicberky	13
3.4 Geologie	14
3.5 Reliéf.....	16
3.6 Geologický vývoj v holocénu.....	18
3.7 Hydrologie	19
3.8 Fauna a flora	20
4 METODIKA.....	23
4.1 Terénní práce	23
4.2 Metody.....	23
4.3 Materiál pro terénní práce.....	24
4.4 Fyzikálně – chemické parametry	24
4.5 Měřené charakteristiky	26
4.5.1 Rozpuštěný kyslík.....	26
4.5.2 Teplota.....	26
4.5.3 Vodivost (konduktivita)	26
4.5.4 pH.....	27
4.6 Transparentnost vody	27
4.7 Batymetrické mapování.....	28
4.8 Paleolimnologická studie.....	28
5 KLASIFIKACE JEZER	30
5.1 Klasifikace jezer podle původu jezerní pánve	30
5.1.1 Fluviální jezera.....	30
5.1.2 Jezera tektonického původu.....	31
5.1.3 Jezera vulkanického původu.....	31
5.1.4 Jezera hrazená sesuvy.....	32
5.1.5 Ledovcová (glaciální) jezera.....	32

5.1.5.1.	Jezera závislá na existenci ledovců (ice-dependet lakes).....	33
5.1.5.2.	Postglaciální jezera (postglacial lakes)	35
5.1.5.3.	Termokrasová jezera	36
5.1.6	Krasová jezera.....	36
5.1.7	Ostatní typy jezer	37
6	GENETICKÁ KLASIFIKACE JEZER STUDOVANÉHO ÚZEMÍ.....	38
6.1	Tektonicky podmíněná jezera (tectonic determinated lakes)	38
6.2	Jezera vázaná na sesuv (landslide related lakes).....	38
6.3	Jezera na mořských terasách (lakes on the marine teraces)	39
6.4	Jezera hrazená morénou (proglacial lakes dammed by the front moraine)	39
6.5	Karová jezera (snow related depressions)	39
6.6	Kotlíková jezera (kettle lakes)	39
6.7	Krasová jezera (karst lakes).....	40
7	VÝSLEDKY MĚŘENÍ	41
7.1	Zhodnocení výsledků měření.....	41
8	ZÁVĚR	46
9	SUMMARY	48
	POUŽITÁ LITERATURA A INFORMAČNÍ ZDROJE	
	PŘÍLOHY	

ÚVOD

Studiu polárních oblastí je v současnosti věnována značná pozornost. Důvodem je citlivost těchto oblastí na působení lidské hospodářské činnosti a jejich vzdálenost od lidské civilizace. Jsou považovány za ukazatele intenzity a rychlosti globálních změn probíhajících na naší planetě. Polární oblasti jsou části naší planety, kde k těmto změnám dochází nejintenzivněji a nejvýrazněji v souvislosti s globálním oteplováním.

Bakalářská práce je věnována výzkumu jezerních ekosystémů polárních oblastí. Autorka se účastnila kurzu polární ekologie, který proběhl na souostroví Špicberky. Zde byla provedena praktická část pod vedením odborníků. Expedice byla pořádána v rámci projektu "Vytvoření pracovního týmu a pedagogických podmínek pro výuku a vzdělávání v oblasti polární ekologie a života v extrémním prostředí", reg. č. CZ.1.07/2.2.00/28.0190. a "CzechPolar - České polární stanice: *stavba a operační náklady*" finančně podpořeném grantem Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy (MŠMT).

Na základě dostupné literatury, především anglických publikací, jsou podány základní informace studovaného území (popis klimatu, fauny, flory, geologie, reliéfu a zmíněn geologický vývoj v období holocénu), popsána klasifikace jezer dle uvážení autorky se zřetelem na ledovcová jezera a jezera polárních oblastí. Popsány a vysvětleny jsou veličiny, které byly měřeny při terénním šetření.

Dále práce poskytuje přehlednou klasifikaci jezer studované oblasti, která byla provedena na základě terénních prací a zhodnocení výsledků měření s grafickými výstupy.

1 CÍLE PRÁCE

Cílem bakalářské práce je klasifikovat jezera souostroví Špicberky, v oblasti zálivu Billefjorden-Petuniabukta na základě terénních prací a zpracování dostupné odborné literatury. Vlastní zpracování tématu bakalářské práce obsahuje dvě části. Rešerši dostupné odborné literatury, především anglických publikací a odborných článků, a vlastní klasifikaci jezer s výsledky terénního měření. V rešerši jsou zpracovány základní poznatky zájmového území, základní klasifikace jezer podle dostupné a tematicky odpovídající literatury zabývající se polárními oblastmi a jezerními ekosystémy. Podle odborné literatury jsou vysvětleny fyzikálně-chemické charakteristiky jezer a měřené veličiny. Klasifikace jezer studované oblasti je provedena na základě terénního měření, vlastního průzkumu a současně i studia odborných publikací. Terénní měření proběhlo v létě 2012 při absolvování kurzu polární ekologie, který byl pořádán Jihočeskou univerzitou. Na závěr jsou zhodnoceny výsledky terénního průzkumu a provedena klasifikace jezer studovaného území. Součástí jsou i grafické výstupy jako batymetrické mapy a přílohy věnované jednotlivým studovaným lokalitám.

2 ÚVOD DO PROBLEMATIKY POLÁRNÍHO VÝZKUMU

Vzhledem k významu polárních oblastí pro zachování rovnováhy planetárního systému Země a se zřetelem ke stupni jejich potenciálního ohrožení změnami podnebí je výzkum Antarktidy a Arktidy považován za jednu z vědeckých priorit současnosti. Arktická oblast a vývoj její živé i neživé přírody jsou ukazatelem a indikátorem intenzity a rychlosti globálních změn probíhajících na naší planetě. Je to část naší planety, kde tyto změny probíhají nejvýrazněji a nejrychleji v souvislosti s globálním oteplováním. Arktické oblasti jsou daleko od lidského osídlení a proto dopady lidské činnosti, které se na pólech ukazují, musíme chápat jako varovný doklad důsledku znečišťování životního prostředí. Tyto oblasti jsou ve většině případů nejen izolované od civilizace, ale i geograficky izolované a studium jejich biologické rozmanitosti, fyziologických a genetických adaptací na extrémní prostředí poskytuje jedinečnou možnost studia evoluce života na naší planetě. Jsou to oblasti, kde vznikají nové formy adaptací. Ekologické studium extrémního prostředí polárních oblastí dále slouží jako model pro výzkum mimozemského prostředí a potenciálního výskytu života.

Analýzy ledovcových vrtných jader dokazují nárůst oxidu uhličitého v atmosféře, který souvisí s nárůstem průměrné globální teploty. Tyto změny se projeví v cirkulaci atmosférických a vodních mas, ve zvýšení hladiny oceánu a v geografické distribuci srážek.

Mezi charakteristické rysy polárních ekosystémů patří aridní klima (pouště a polopouště), výrazná sezónnost v probíhajících procesech, přítomnost permafrostu, nedostatek minerálních živin, špatně vyvinuté půdy, absence možnosti vsaku povrchové vody do podloží, nízké teploty, krátká vegetační sezona a pomalý a přerušovaný růst a vývoj organismů. Všechny tyto limitace předurčují nízkou druhovou rozmanitost, jednoduché potravní řetězce, špatně vyvážené biologické vazby ve společenstvech a nestabilitu těchto populací a společenstev.

Výzkum polárních oblastí čítá spoustu negativ i pozitiv. Mezi negativa patří nízké teploty, potřeba speciálních metodik v průběhu výzkumu a zvýšené nároky na práci v terénu, která může být považována za nebezpečnou. Mezi další negativa patří díky téměř nulovému osídlení velká vzdálenost od civilizace. S tím jsou spojené vysoké náklady na výzkum, zejména díky speciálním nárokům na technické vybavení. Výhodou studií polárních ekosystémů je komplexnost ekologické studie a studium konkrétních biologických systémů.

Čeští vědci na Špicberky jezdí od konce 80. let. První cesta na toto souostroví byla uskutečněna roku 1985 brněnskými přírodovědci z Univerzity J. E. Purkyně (dnes Masarykova univerzita v Brně) Rudolf Brázdil, Milan Konečný, a Pavel Prošek, kteří působili na základně Polské akademie věd v Horsundu, na jižní části ostrova. Jejich výzkum byl zaměřen především na výzkum trvale zmrzlé půdy (permafrostu). Špicberky jsou pro polární výzkumníky mnohem lépe dosažitelné než jiné oblasti Arktidy nebo Antarktidy. Od 90. let se čeští vědci pravidelně věnují geomorfologickému a klimatologickému výzkumu této oblasti.

3 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

3.1 Poloha souostroví Špicberky

Souostroví Špicberky¹ spadá do arktického (polárního) regionu. Arktický region vyniká některými specifickými charakteristikami. Patří mezi ně nízká teplota, převaha vysokého tlaku vzduchu, malé srážky, polární dny a noci, se kterými souvisí i nízká insolace. Typický je výskyt permafrostu². Oceán je většinou zamrzlý, pevniny mají charakter mrazových pouští, jižnější části mají tundrový nebo močálovitý charakter. Arktická oblast je vymezena různými způsoby. Podle klimatologických, biologických kryosférických, kulturních a politických kritérií³. Špicberky leží v Severním ledovém oceánu mezi 74° a 81° severní zeměpisné šířky a mezi 10°a 33° východní zeměpisné délky (<https://www.cia.gov>, 2013). Souostroví leží přibližně 580 km od Norska a 1150 km od severního pólu. Hlavními ostrovy jsou Spitsbergen, který je největší ze všech ostrovů, dále pak Nordaustlandet, Barentsøya, Edgeøya, Kong Karls Land, Prins Karls Forland a Bjørnøya (Medvědí ostrov). Celková rozloha souostroví Špicberky je 62 160 km², spadá pod administrativní správu Norského království se správním střediskem Longyearbyen (<http://stadnamn.npolar.no>, 2013). Špicberky se vyznačují velkou horizontální i vertikální členitostí, typické jsou fjordy. Nejvyšším vrcholem je Newtoppen s výškou 1717 m n. m., který leží v severovýchodní části ostrova Spitsbergen. 65% rozlohy souostroví je chráněno. Na ostrovech se nachází 29 oblastí (od roku 2008). Pod ochranu spadá nejen fauna a flora, ale i geologické bohatství souostroví a jeho krajina (Kålås a kol., 2010).

3.1.1 Zájmové území

Vlastní výzkum a terénní šetření proběhlo v blízkém okolí české výzkumné stanice Jihočeské univerzity. Tato oblast je situována v bezprostřední blízkosti fjordu Billefjorden, který leží v severovýchodní části Isfjordenu. Billefjorden se větví do čtyř

¹Setkáváme se s označením „Svalbard“, které v překladu znamená „Studené pobřeží“.

² Permafrost je dlouhodobě zmrzlá půda, jejíž teplota nestoupne po více než dva roky nad bod mrazu (Demek a kol., 1976).

³ Nejčastější vymezení arktické oblasti je vymezení na oblast rozprostírající se od 66°33' severní zeměpisné šířky. Další vymezení je na základě izotermy 10°C, kdy průměrné červencové teploty nepřesahují tuto hodnotu (Vincent a Laybourn-Parry, 2008)

Dále je to hranice lesa (zvaná timberline nebo tree line), která značí přechod mezi lesem a tundrou nebo vymezení na základě výskytu polárních nocí a polárních dnů (O'Sullivan a Reynolds, c2004 – 2005).

zálivů, kterými jsou Adolfbukta, Petuniabukta, Mimerbukta a Skansbukta. Okolní svahy dosahují v průměru výšky 600 m n. m. Nejvyšší z nich jsou De Geerfjellet (1023 m n. m.) a nachází se severně od ledovce Nordenskiöld, a Pyramiden (935 m n. m.) na rozhraní Petuniabukta a Mimerbukta (<http://www.npolar.no>, 2013).

3.2 Historie souostroví Špicberky

První historické zmínky pochází z r. 1191 z islandské kroniky, která se do dnešní doby bohužel nezachovala, předávají se ústně z generace na generaci. Ke znovuobjevení došlo Holanďanem Williamem Barentsem roku 1569. V 18. století zde pobývali ruští lovci za účelem lovu kožešinových zvířat. Rusové s lovem skončili v polovině 19. století, ale od roku 1800 na souostroví jezdili za stejným účelem i Norové. Na přelomu 19. a 20. století provedly švédské a norské expedice zaměření ostrovů (<http://cruise-handbook.npolar.no>, 2013, <http://www.sysselmannen.no/en/>, 2013).

Po první světové válce se podle mezinárodní smlouvy z r. 1920 Špicberky dostaly pod administrativní správu Norska. Smluvní strany (41 států) mají zajištěna různá práva, jako je např. těžba nerostných surovin a zřizování výzkumných stanic. Tuto smlouvu také podepsalo Československo. „Svalbardská smlouva“ umožňuje všem státům, které se k ní připojily, zde provádět vědeckou i hospodářskou činnost. Česká republika se stala signatářem⁴ této smlouvy a proto jí je vědecká činnost na ostrově také umožněna.

3.3 Klima souostroví Špicberky

Mořské proudy jsou významnými faktory, které mají i vliv na klima souostroví (Hanssen-Bauer a kol., 1990). Díky těmto proudům můžeme Špicberky považovat za nejteplejší oblast tzv. vysoké Arktidy. Klima je mírnější, než je běžné v jiných oblastech stejné zeměpisné šířky. Západní pobřeží je teplejší a bývá v letním období bez ledu. Východní pobřeží je ovlivněno sibiřskými proudy, které jsou chladnější. Mezi Islandem a Norskem převládají západní nebo jihozápadní větry, které přináší na Špicberky mírné klima z nižších zeměpisných šířek. Změny rozsahu vzdušných mas a mořského ledu způsobují velké výkyvy počasí. Největší rozdíly se vyskytují v zimě (Hanssen-Bauer a kol., 1990).

Průměrná roční teplota souostroví Špicberky je kolem $-5,3$ °C (Birks a kol., 2004). Vzhledem k vysoké zeměpisné šířce, dosahuje teplota vzduchu relativně vysokých průměrných hodnot a je charakterizována velkými výkyvy (Hisdal, 1985). V oblasti

⁴ Svalbard Treaty, dostupné online z: <http://www.lovdato.no/all/hl-19200209-000.html>

Billefjorden dlouhodobá průměrná roční teplota je $-6,5^{\circ}\text{C}$ (Rachlewicz, 2003). Teplotní maxima jsou v červenci a srpnu ($5-6^{\circ}\text{C}$), naopak minima bývají v lednu a březnu. Během léta jen zřídka dosahují maximální teploty výše jak 15°C (Hanssen-Bauer a kol., 1990). Tendence kontinentality počasí během zimy je vysvětlována zámrzem fjordů.

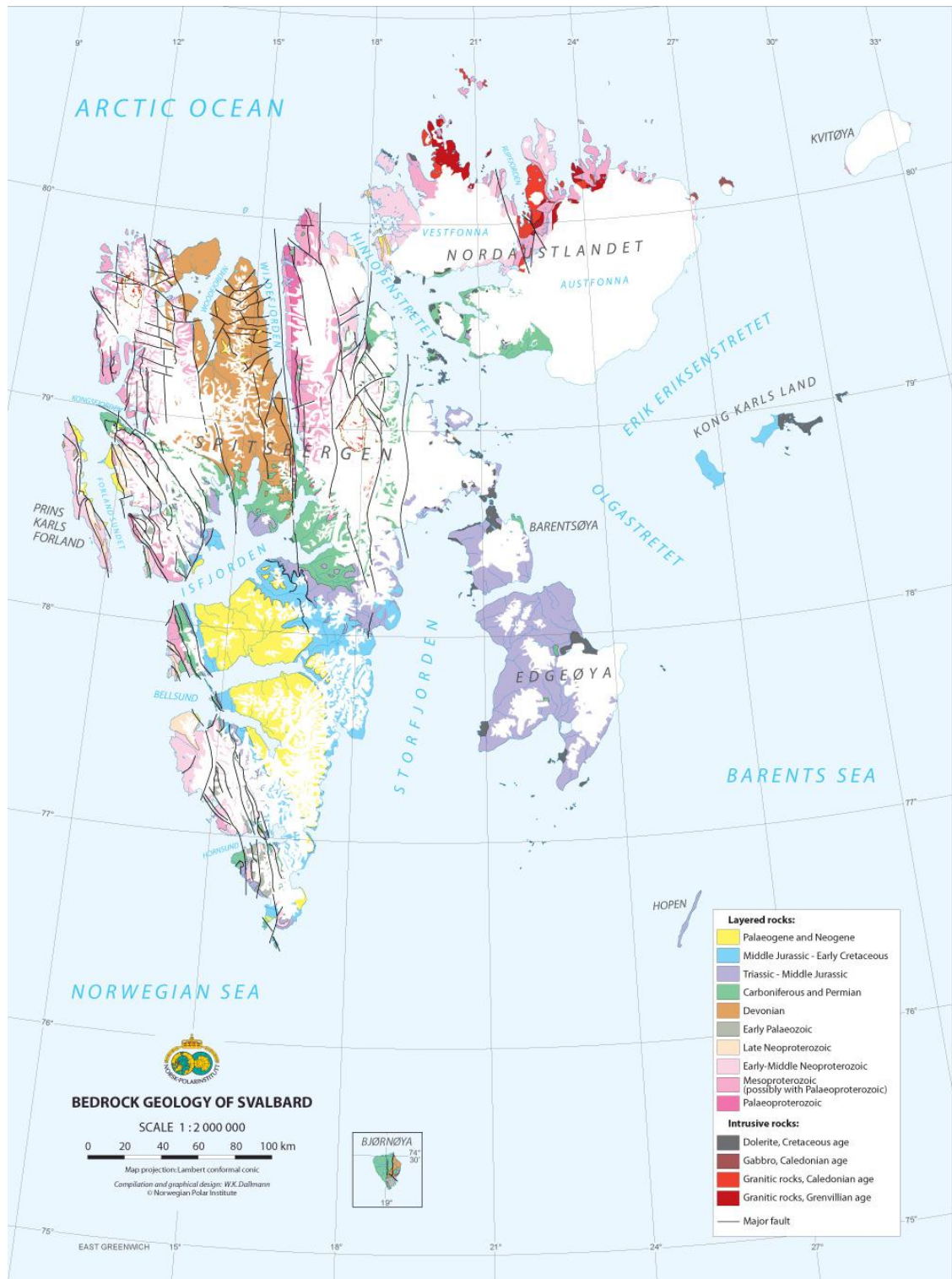
Srážky na Špicberkách jsou obecně nízké. Průměrné srážky se pohybovaly v letech 1961 – 1990 mezi 190 mm až 525 mm (Førland a kol., 1997). Centrální oblast souostroví je charakteristická relativně nízkými srážkami (200mm za rok) ve srovnání se západním pobřeží, které je vlhčí díky vlivu oceánu (400 mm za rok). Minimum srážek spadne v dubnu až červnu, zatímco maxima jsou v srpnu a únoru (Hanssen-Bauer a kol., 1990).

Kvůli nízkým průměrným ročním teplotám vzduchu, které jsou nižší než -5°C , většinu rozlohy pokrývá permafrost. Hloubka permafrostu je závislá na podnebí, délce trvání sněhové pokrývky, výskytu ledovců, na vegetaci a na sklonu terénu. Hloubky permafrostu byly na Špicberkách naměřeny okolo 100 m v blízkosti moře a až 500 m v horách (Liestøl, 1976, 1980).

3.4 Geologie

Špicberky leží v severozápadní části okraje Euroasijské desky, při kontinentálním rozhraní Evropy a Ameriky. Oblast je velice geologicky pestrá a má dlouhou geologickou historii. 50 – 100 km od břehu severní části souostroví se nachází pasivní kontinentální okraj s příkrými svahy až 10° (průměr 4°) tvořící hranici Euroasijské desky s deskou Severního ledového oceánu. Na západě odděluje pobřeží hlavního ostrova Spitsbergen, 40 – 80 km široký šelf ze strukturálně složité oblasti oceánské - Knipovich hřbet (Talwani a Eldholm, 1977). Centrální část tohoto hřbetu je členěna na systémy tektonických poruch a to na Špicberský na severu a na Grónský na jihu. Od Grónska Špicberky odděluje Středoatlantský hřbet. Oblastí Billefjorden se táhne zlom (tzv. Billefjorden fault zone) ve směru sever – jih (viz. Obr. 3.5.2). Vznik tektonické poruchy spadá do období Kaledonského vrásnění. Podloží tvoří žula, rula, břidlice, pískovec a čedič. Věk hornin se liší. Nejstarší horniny na Špicberkách jsou staré kolem 3,3 miliard let. Ložiska jílu, písku a štěrku překrývají podloží a jsou mnohem mladší. Geologické procesy, které vytvořily tyto sedimenty, jsou spojeny s ledovcovou erozí (Synnøve Elvevold a kol., 2007). Geologický vývoj lze rozdělit do tří hlavních období: první je podloží, které zahrnuje nejstarší materiál z období prekambria až siluru. Je složeno především z vyvřelých a metamorfovaných hornin, které prošly různými změnami. Druhou divizí jsou sedimentární horniny, které vznikly v pozdním paleozoiku až

kenozoiku. Poslední jsou nekonsolidované sedimenty z období čtvrtohor, jedná se především o ty z období poslední doby ledové: morény, fluviální sedimenty, tily a sutě (Synnøve Elvevold a kol., 2007). Celkově je oblast velmi bohatá právě na karbonské sedimenty (viz. Obr. 3.4.1), které byly vyhledávány pro těžbu uhlí. Příkladem je zakládání těžařských vesnic jako je Barentsburg nebo Pyramiden. Současné geologické procesy jsou spojeny s výskytem permafrostu a s přítomností ledovců.



Obr. 3.4.1: Geologická mapa souostroví Špicberky (zdroj: <http://www.npolar.no>, 2013)

3.5 Reliéf

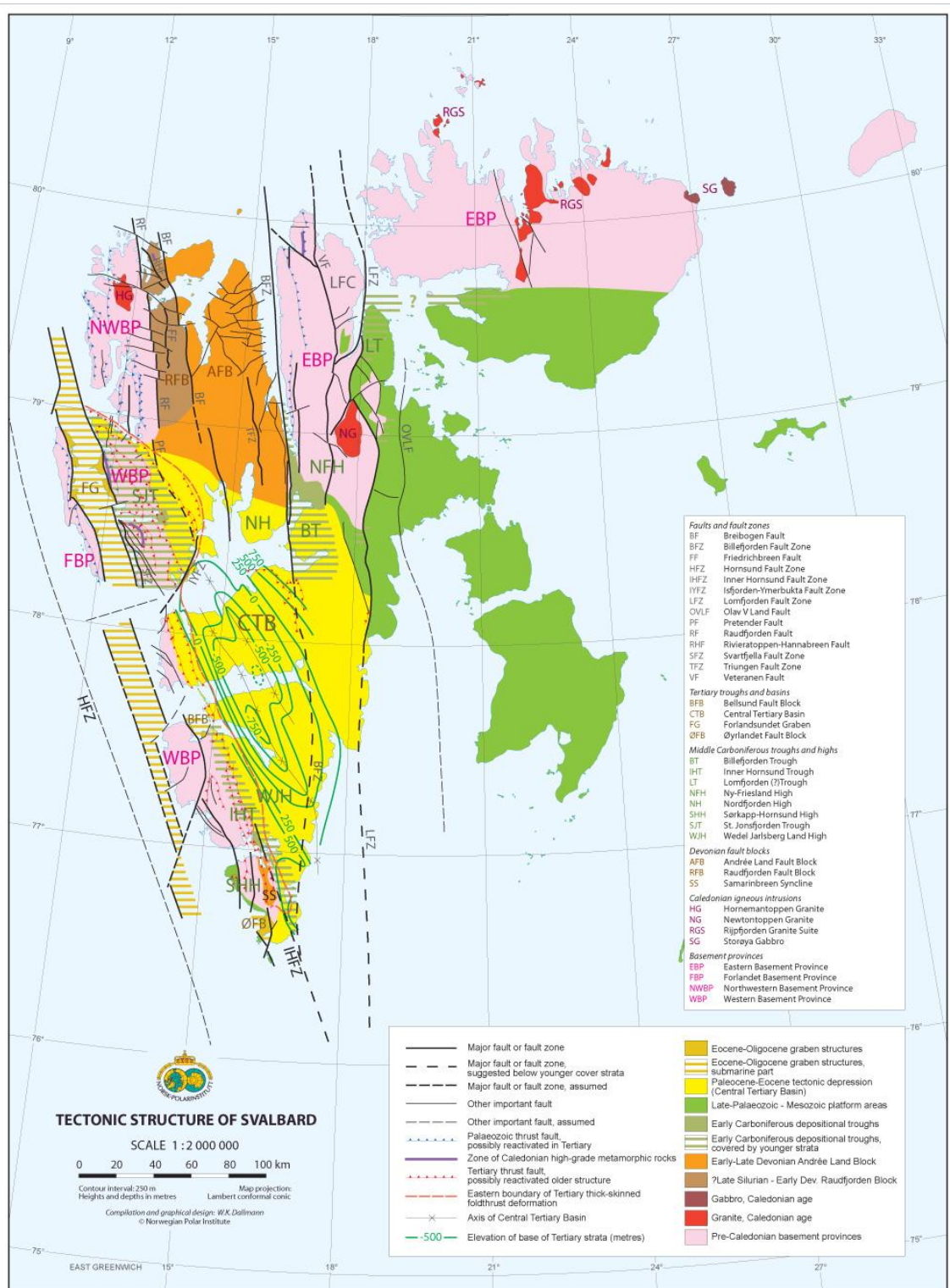
Špicberky mají značně vertikálně členitý a pestrý povrch, který souvisí s jejich geologickým vývojem. Převažuje glaciální eroze a k sedimentaci dochází pouze

v širokých údolích při pobřeží. Oproti tomu například Sibiř se vyznačuje plochým reliéfem a je tvořena převážně sedimenty.

Geologická rozmanitost je jasně viditelná napohled v terénu a v Evropě neexistuje žádné jiné místo, kde by byly vidět všechny geologické epochy tak jasně. Například oblast Hornsund je obklopena rozeklanými hřebeny, východní pobřeží Špicberků je charakteristické plochými vysokými vrcholy a krajina kolem Woodfjorden se vyznačuje příkřejšími svahy červené barvy (<http://www.npolar.no>, 2013). Na většině území chybí půda a vegetace. Pro oblast Vysoké Arktidy je charakteristický výskyt souvislého permafrostu, na který jsou vázány některé typické tvary reliéfu. Typickým příkladem jsou polygonální půdy, které se vyskytují ve formě nepravidelných několikahranných kamenných kruhů (viz. Obr. 3.5.1). Vznikají střídavým rozmrzáním a následným zamrzáním vody v horní vrstvě půdy. Pinga jsou ledové útvary pokryté půdou nebo obdobným sedimentárním substrátem. Mají podobu konkávní elevace, občas s malým jezírkem na vrcholu. Na permafrost je vázán i výskyt termokrasových forem reliéfu, tedy reliéfu tvořeného díky tepelným účinkům vody. Na povrchu se nacházejí deprese a prohlubně, které jsou často naplněny vodou a tvoří jezera. Během období čtvrtohor formovala aktivní sopečná činnost severozápadní Špicberky. Nejznámější sopkou je Sverrefjellet. Pozůstatky sopečné činnosti potvrzuje výskyt termálních pramenů, které se zde nacházejí (<http://www.npolar.no>, 2013).



Obr. 3.5.1: Polygonální půdy (Denisa Čepová, 2012)



Obr. 3.5.2: Mapa tektonické struktury souostroví Špicberky (zdroj: <http://www.npolar.no>, 2013)

3.6 Geologický vývoj v holocénu

Během holocénu prodělalo zájmové území relativně dramatický vývoj. Vrchol posledního glaciálu nastal přibližně v období před 20 000 – 17 000 lety (Forman a kol.,

2004), kdy byly téměř celé Špicberky pokryty souvislou ledovou plochou až na západní pobřeží. Tento obrat ve vývoji zalednění souostroví potvrzuje i Landvik (2005), který udává počátek postupného odledňování do období před 15 000 lety. Minimální rozsah zalednění je datován do doby před 12 000 lety (Mangerud a kol., 1992). V období před 11 500 - 6 000 lety měly Špicberky přibližně o 1-2°C teplejší klima než nyní (Svensen, Mangerud, 1997). Postupné ochlazování spojené s nárůstem hmoty ledovců a jejich postupem začalo přibližně před 4 800 lety a vyvrcholilo během Malé doby ledové, datované zde přibližně 1 400–1 800 n. l. (Szcucinski a kol., 2009). Malá doba ledová byla s největší pravděpodobností nejchladnějším obdobím holocénu (Majewski a kol., 2009).

Mangerud a kol. (1992) uvádějí minimální rozsah zalednění souostroví Špicberky obecně do období před 12 000 lety. Szcucinski a kol. (2009) upřesňují tuto informaci specificky pro centrální oblast (Billefjorden) do období před 13 300 – 13 200 lety. Během holocénu pak byly identifikovány 3 fáze zalednění: před 11 000 - 10 000 lety Ebbadalen stage (Klysz a kol., 1989), před 5 000 - 4 000 lety, a posledním byla Malá doba ledová (LIA) před 150 až 200 lety (Rachlewicz a kol., 2007). Během posledního glaciálu se vyvinuly mořské terasy v úrovni 40-45m, 30-35m a 20-25m. Během holocenního klimatického optima (před 10 000 - 6 000 lety) se vyvinuly méně výrazné mořské terasy v úrovni 12-15 a 5-8 m, zatímco současná nejnižší úroveň mořské terasy je spojena s postupem ledovců během Malé doby ledové (LIA) (Klysz a kol., 1989).

3.7 Hydrologie

Charakter vodních toků na Špicberkách odpovídá reliéfu, nalezneme zde tedy především krátké toky s velkým spádem. Ve velkých údolích se nacházejí rozsáhlé říční systémy, označovány jako divočí říční koryta, která odnášejí velké množství sedimentů do fjordů (Ingólfsson, c2013). Koryta bývají nestabilní a dochází k tzv. překládání nebo větvení toků. Řeky v oblasti Arktidy jsou obecně napájeny ze tří zdrojů: z tajícího sněhu a ledu, srážek a odtoku podzemních vod. Pro souostroví Špicberky, tedy Vysoké Arktidy, je charakteristickým zdrojem odtoku především tající ledovcový led a sníh naakumulovaný během zimního období. Jejich hydrologický režim je závislý na průběhu teplot. Během zimy je většina srážek vázána ve sněhu a neodtéká, zatímco během jarního až letního období, kdy dochází k tání sněhu, mají řeky maximální průtoky. Na

Špicberkách je to červen a minima průtoků sledujeme během zimy, kdy je naprostá většina vodních toků bez vody.

S výjimkou ostrova Bjørnøya, je na Špicberkách relativně málo jezer. Většina jezer bývá napájena ledovcem, jsou obvykle malá a mělká a během zimy zamrzají. Nejznámějším jezerem je jezero Linné, kterému byla při výzkumu věnována zatím největší pozornost. Vzorky sedimentů z tohoto jezera představují archiv změn životního prostředí na Špicberkách. Zachycují vývoj během posledních, více jak deseti tisíc let. Existují i další jezera, ale až na výjimky⁵ u nich žádný výzkum neprobíhal (Ingólfsson, 2012).

Více než polovina z celkové rozlohy souostroví je pokryta ledovci, uvádí se kolem 60%. Největší ledovce se nacházejí převážně ve východní části souostroví. Největší z nich je Austfonna na ostrově Nordaustlandet, rozlohou zaujímá 8450 km² (<http://www.arcticsystem.no>, 2013). V centrální části je většina ledovců malých vzhledem k suchému klimatu a nižším srážkám. Oproti tomu západní pobřeží je charakteristické velkými ledovcovými údolními a ledovcovými čapkami (Ingólfsson, c2013).

3.8 Fauna a flora

Organismy žijící na Špicberkách se přizpůsobily extrémním podmínkám arktických oblastí, jako je nedostatek potravy, nízké teploty, v zimním období nedostatek světla. Převládající vegetační formace souostroví je především bezlesá tundra a mrazová poušť. Většina organismů je však vázána na mořské nebo limnoterestrické prostředí. Během letního období si živočichové budují energetické zásoby a tukovou vrstvu, která je během zimy chrání a zajišťuje udržení tělesných funkcí. Většina ptáků se na Špicberkách vyskytuje během léta a na zimu migruje na jih. Pouze bělokur horský (*Lagopus mutus*) na ostrovech přezimuje. Alkoun obecný (*Cephus grylle*) patří k jednomu z nejhojnějších druhů a z vrubozobých je to například hoholka lední (*Clangula hamalis*) (<http://www.npolar.no>, 2013). Žije zde několik druhů racků, například racek sněžný (*Pagophila eburnea*), tříprstý (*Rissa tridactyla*) mořský (*Larus marinus*) nebo šedý (*Larus hyperboreus*). Běžným ptákem je také papuchalk severní (*Fratercula arctica*). Pěvci jsou zastoupeni jediným druhem, sněhulí severní (*Plectrophenax nivalis*) (Protected areas in Svalbard, c2013).

⁵ např. jezera lokality Ebbadallen.



Obr. 3.8.1: Papuchalk severní (*Fratercula arctica*) (Kamil Hromádka, 2012)

Permafrost a řídká vegetace ztěžují život suchozemským savcům. Trvale zde žijí například sob polární špicberský (*Rangifer tarandus platyrhynchus*), liška polární (*Alopex lagopus*) a hraboš východoevropský (*Microtus levis*). Na Špicberkách žije celkem 19 druhů savců vázaných na mořské prostředí, zahrnující medvěda ledního (*Ursus maritimus*), mrože (*Odobenus rosmarus*), 5 druhů tuleňů, například tuleň kroužkovaný (*Pusa hispida*) nebo vousatý (*Erignathus barbatus*) a 12 druhů velryb. Lední medvědi, mroži a některé velryby zůstávají v oblasti po celý rok. Ostatní druhy sem zavítají především v letním období. Na Špicberkách byla prokázána existence asi 1050 druhů terestrických a vodních bezobratlých. Zooplankton představují listonohové, hrotnatky (*Daphnia pulex*), buchanky, vířníci (*Rotifera*) a další.

Špicberky pokrývá tundra, charakteristická přízemní vegetací. Stromy a vysoké keře zde zastupují zakrslé formy vrby a břízy, které mohou být až 100 let staré. Na ostrovech bylo objeveno kolem 165 druhů cévnatých rostlin (<http://svalbardflora.net>, 2013). Vzhledem k drsným podmínkám, mají rostliny krátkou vegetační dobu, rostou velice pomalu a málokdy jsou vyšší jak 10 cm. Většina rostlin je vázána na relativně teplé a vlhké klima pobřežních oblastí. Ve vyšších polohách můžeme najít například mák (*Papaver dahlianum*), který patří ve Skandinávii mezi vzácné druhy, ale na Špicberkách je velice běžný. Dalším příkladem běžného druhu je ptačinec (*Stellaria longipes*) a pryskyřník (*Ranunculus sulphureus*). Příkladem cévnatých rostlin je silenka bezlodyžná (*Silene acaulis*), lomikámen vstřícnohlavý (*Saxifraga oppositifolia*), dryádka osmiplátečná

(*Dryas octopetala*), bříza trpasličí (*Betula nana*) a barborka obecná (*Barbarea vulgaris*). Některé druhy byly zavlečeny lidmi, příkladem je metlice trsnatá (*Deschampsia cespitosa*), lipnice luční (*Poa pratensis* ssp. *Alpigena*) nebo kostřava červená (*Festuca rubra*) (Norsk Polar Institut, 2013). Tři druhy jsou endemické, například lomikámen svalbardský (*Saxifraga svalbardensis*). Příkladem vzácnějších druhů na ostrovech je vlochyně bahenní (*Vaccinium uliginosum*) a ostružiník moruška (*Rubus chamaemorus*), které jsou naopak ve Skandinávii běžnými druhy. Kromě vyšších rostlin jsou zde zastoupeny některé druhy mechorostů, houby, sladkovodní řasy, lišejníky, z nichž 12 druhů je endemických (Protected areas in Svalbard, c2013).



Obr. 3.8.2: Dryádka osmiplátečná (*Dryas octopetala*) (Kamil Hromádka, 2012)

4 METODIKA

4.1 Terénní práce

Realizace terénních prací proběhla na české výzkumné stanici Jihočeské univerzity. Tato základna je situována v západní části zálivu Petunia, který je součástí Billefjorden. Výzkumná stanice je jednou z nejseverněji položených vědeckých základen, která leží téměř na 79° severní zeměpisné šířky (GPS souřadnice stanice: 78,682° s.z.š., 16,459° v.z.d.). Důvodem pobytu na české výzkumné stanici bylo absolvování kurzu polární ekologie, který probíhal od 31. července do 17. srpna roku 2012. Systematické výzkumy jezerních ekosystémů ve studovaném území byly zahájeny už v roce 2011. Cílem studia je přinést nové informace o dynamice jezerních ekosystémů a popsat jejich morfologii, sledovat fyzikálně chemické charakteristiky, rychlost sedimentace a v neposlední řadě provést systematický odběr vzorků zooplanktonu a fytoplanktonu. Část výzkumu je věnována paleolimnologické problematice.



Obr. 4.1.1: Česká výzkumná stanice (Jan Kavan, 2012)

4.2 Metody

Na jezerech bylo provedeno měření základních fyzikálně - chemických parametrů, kterými byla teplota, pH, vodivost a obsah rozpuštěného kyslíku. Na některých jezerech bylo provedeno batymetrické mapování, měření průhlednosti (transparentnosti) vody a měření vertikálního teplotního profilu. Potřebná data byla zaznamenávána na místě

během terénního šetření. Na několika lokalitách byly instalovány automatické datalogery⁶ pro kontinuální snímání teploty vody. V průběhu terénních prací vždy byly na dané lokalitě sledovány základní meteorologické ukazatele - subjektivní odhad teploty a popis aktuálního stavu atmosféry.

4.3 Materiál pro terénní práce

Pro měření základních fyzikálně-chemických parametrů byly použity přístroje multisonda YSI 556 MPS (Obr. 4.3.1), kapesní přístroj HI 98129 a datalogery Minkin T, které byly instalovány na daných lokalitách. Batymetrické mapování bylo provedeno pomocí GPS-sonaru Garmin GPSMAP 540s. K mapování přímo na jezerech byl použit lehký přenosný nafukovací člun a na příliš mělkých jezerech (bez možnosti použití sonaru) kalibrovaná měrná tyč k určení hloubky jezer. Odběr sedimentárních vzorků pro paleolimnologické účely byl proveden pomocí gravitačního coreru Uwitec.



Obr. 4.3.1: Terénní práce s multisondou YSI 556 MPS (autor: Jan Kavan, 2012)

4.4 Fyzikálně – chemické parametry

Fyzikální vlastnosti jezer Arktických oblastí jsou ovlivněny především slunečním zářením, klimatem a výskytem ledové pokrývky. Některá jezera ve vysokých zeměpisných šířkách jsou trvale pokryta ledem, který může být až 4 m tlustý. Téměř všechna jsou pokryta ledem po dobu nejméně 8 až 11 měsíců v roce (Likens, 2010). Dokonce i během měsíců bez ledové pokrývky, tedy v letních měsících povrchová teplota

⁶ viz. popis kapitola 4.3 Materiál pro terénní práce.

zřídka kdy překročí hodnotu 18°C. V letních měsících jsou jezera vystavena 24 hodinovému světlu, oproti tomu v zimních měsících čelí 24 hodinové tmě, v závislosti na zeměpisné šířce. Letní hodnoty slunečního záření obdržené během letních měsíců odpovídají hodnotám, co obdrží jezera mírných zeměpisných šířek. Tato hodnota se pohybuje kolem 800 W m⁻².

Většina jezer vykazuje hodnotu vodivosti nižší než 300 μS·cm⁻¹, což souvisí s výskytem permafrostu, který izoluje jezerní podloží a půdu od zvětrávání minerálních půd a hornin. Chemické složení jezer dále závisí na několika faktorech, jako je blízkost od oceánu, věk jezera, geologie okolí a typ pozemní vegetace v okolí jezera (Likens, 2010).

Stanovení základních fyzikálně – chemických parametrů se provádí speciálními přístroji s připojenou sondou, která může mít jednu nebo více elektrod a senzorů. Většina měřených parametrů je závislá na teplotě, proto jsou přístroje často vybaveny buď přímým teplotním čidlem umožňujícím automatickou teplotní kompenzaci, nebo je možné manuálně nastavit kompenzaci teploty. Různé přístroje se od sebe liší a to nejen přesností měření, ale odolností v terénu, provedením paměti, náročností údržby, teplotní kompenzací apod. U některých přístrojů je nutné provést kalibraci pomocí standardních roztoků.

V našem případě byly základní fyzikálně-chemické parametry akumulované vody jezer měřeny multisondou YSI 556 MPS. Pomocí této sondy byla měřena teplota, vodivost a koncentrace rozpuštěného kyslíku. Kapesním přístrojem HI 98129 bylo měřeno pH, konduktivita a teplota. Kalibrace je nutná pro měření pH a konduktivity. Pro měření pH byly sondy zkalibrovány pomocí dvoubodové kalibrace s použitím roztoků pH 7 a 10, což zaručuje správnou funkci v rozmezí pH obvyklém pro studovanou oblast.

Pro kontinuální snímání fyzikálně chemických parametrů se nejčastěji užívají automatické dataloggery. V našem případě byly využívány dataloggery Minikin T pro měření teploty na jezerech v lokalitách Mathiessondalen 2, Nordenskiöld 3, Garmaksla, Sven 5 a Brucebyen 1, kde byly nainstalovány. Tyto dataloggery byly naprogramovány na měření teploty v hodinových intervalech. Teplota byla také měřena na jezerech v oblasti Mathiessondalen a to pomocí dataloggeru Heron dipperLog.

4.5 Měřené charakteristiky

4.5.1 Rozpuštěný kyslík

Obsah rozpuštěného kyslíku je důležitým ukazatelem kvality vody. Kyslíkové poměry se vyjadřují koncentrací rozpuštěného kyslíku v $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ nebo v procentech nasycení. Kyslík se dostává do jezerní vody z ovzduší, vzniká také jako produkt biologických procesů probíhajících v jezeře (např. asimilace rostlin). Plynný kyslík z ovzduší se ve vodě rozpouští v závislosti na teplotě vody a barometrickém tlaku. Množství kyslíku rozpuštěného ve vodě o teplotě t a atmosférickém tlaku 1013 hPa ve vzduchu nad hladinou, při 100% nasycení (<http://www.lakeaccess.org>, 2013). Nejbohatší na kyslík jsou svrchní vrstvy, které jsou právě ve styku s ovzduším a kyslík se v nich šíří prouděním a vlněním do nižších vrstev. V dolních vrstvách je spotřebována organismy a k jeho doplnění může dojít právě jen prouděním. Studená jezera obecně pohltí větší množství kyslíku než jezera teplá. Existuje řada faktorů, které určují množství kyslíku obsaženého v jezeře. Mezi ně patří klima, teplota vody a tepelná stratifikace vodního sloupce, vítr, vlny, které vytvářejí pohyb na hladině vody a podporují šíření kyslíku z atmosféry. Dále existence vodních rostlin a řas, které přispívají kyslíkem při fotosyntéze, dále dýchání všech organismů žijících v jezeře (vodní živočichové, houby, ryby, bakterie ad.), přítok podzemních a podpovrchových vod a tvar a hloubka pánve jezera. Řasy a sinice, ponořené cévnaté rostliny, které kyslík produkují, ho současně i spotřebovávají. Na spotřebě se dále podílejí živočichové, nezelené mikroorganismy a některé chemické pochody. Výsledkem je proměnlivé množství kyslíku ve vodách (Lellák, 1992).

4.5.2 Teplota

Teplotou rozumíme charakteristiku tepelného stavu hmoty. Souvisí s kinetickou energií částic látky. Teplota má vliv na chemismus vody. Rychlost chemických reakcí se obecně zvyšuje s rostoucí teplotou. Tento proces má vliv na biologickou aktivitu ve vodě (Lellák, 1992). Některé sloučeniny vyskytující se ve vodě jsou také více toxické pro vodní organismy při vyšších teplotách. Dále je důležitá pro život organismů ve vodě, kdy výskyt některých druhů je limitován právě teplotou (<http://www.lakeaccess.org>, 2013).

4.5.3 Vodivost (konduktivita)

Vodivost nám popisuje koncentraci rozpuštěných solí nebo celkový objem rozpuštěných iontů. Závisí na koncentraci iontů, jejich pohyblivosti a teplotě. Jednotkou

vodivosti je siemens (S), měrnou veličinou je konduktivita (měrná vodivost), jejíž jednotkou je $S \cdot m^{-1}$. Konduktivita je mírou obsahu rozpuštěných aniontů a kationtů ve vodě. V rámci terénního výzkumu byla měřena specifická konduktivita, která je ukazatelem schopnosti roztoku vést elektrický proud. Její jednotkou je $\mu S \cdot cm^{-1}$.

Vodivost je závislá na podloží jezerní pánve, které určuje chemické složení povodí, půdy a vody jezera. Například vápenec vede k vyšší hodnotě vodivosti, protože v pánvi se nachází velké množství rozpuštěných karbonátových minerálů (<http://www.lakeaccess.org>, 2013). Za zvýšenou přítomnost iontů mohou řady zdrojů znečišťujících látek, jako odpadní vody, odtok vody ze silnic, odvodňování zemědělských polí a jiné (<http://www.lakeaccess.org>, 2013). Dalším důvodem vysoké vodivosti může být odpar z hladiny jezera, která má za důsledek vyšší koncentraci rozpuštěných látek ve zbývající vodě. Tento jev se týká především jezer v sušších klimatických pásech (<http://www.lakeaccess.org>, 2013).

4.5.4 pH

Hodnota pH nám ukazuje relativní kyselost nebo zásaditost roztoku, které jsou určeny záporným dekadickým logaritmem koncentrace hydrogenových iontů H^+ . pH je důležitým regulátorem chemických reakcí a má významný vliv na vodní organismy (<http://www.lakeaccess.org>, 2013). Hodnota pH ve vodách má úzký vztah s probíhající fotosyntézou. Při intenzivní fotosyntéze dochází k odčerpávání oxidu uhličitého a dochází k narušení uhličitanovápenaté rovnováhy a hodnota pH se posouvá k alkalické oblasti. Naopak při rozkladu a dýchání organismů dochází ke snížení pH (<http://www.lakeaccess.org>, 2013).

4.6 Transparentnost vody

Stanovení transparentnosti vody se provádí pomocí Secciho desky. Tento přístroj představuje většinou plastová, dřevěná nebo kovová deska, na které jsou kontrastně odlišeny čtyři sektory barev. Dva bílé a dva černé, které se střídají. Deska se obvykle spouští na laně nebo provazu ze člunu či plošiny do hloubky a při spouštění sledujeme, kdy dojde ke zmizení černobílých sektorů. Spouštíme desku tedy do doby, kdy už nejsme schopni rozeznat jednotlivé sektory černé a bílé barvy od sebe. Vzdálenost si na spouštěcím lanu v průběhu spouštění označíme a změříme. Tato vzdálenost je hodnotou transparentnosti vody. Udává se v jednotkách délky, a to metrech nebo v centimetrech.

Tento způsob měření je vysoce subjektivní. Proto je vhodné měření několikrát zopakovat. Sérii měření by měl vždy provádět jeden člověk.

4.7 Batymetrické mapování

Batymetrické mapování jezer bylo prováděno pomocí GPS-sonaru Garmin GPSMAP 540s, gumového člunu a v případě velmi mělkých jezer kovové tyče s měrnou rýskou. Měření probíhalo pouze na vybraných lokalitách, kdy byly hodnoty zaznamenávány při průjezdu gumového člunu napříč jezerem a následně zpracovány a vyhodnoceny v prostředí ArcGIS⁷. Batymetrické mapování proběhlo na jezerech Mathiessondalen, Garmaksla a Nordenskiöld.

4.8 Paleolimnologická studie

Paleolimnologie je věda zabývající se studiem historických vlastností a vývojem sladkovodních a brakických vod na základě analýz fyzikálních, chemických, geologických, hydrologických, ekologických a biologických charakteristik jezerních sedimentů. V těchto sedimentech jsou zachovány organické zbytky rostlin a živočichů (Wetzel, 2001). Při volném klesání a ukládání jednotlivých složek sedimentu v čase vzniká sled po sobě jdoucích vrstev, které tvoří profil, ze kterého je možné vyčíst informace týkající se chemismu vody, fyzikálních vlastností a klimatu, které kolem jezera panovalo. Tato věda se zaměřuje na rekonstrukci klimatu v historii, přičemž využívá záznamů uložených v jezerních sedimentech. Odběr jezerních sedimentů se provádí tzv. kórováním, pomocí přístrojů, tzv. corerů. Touto metodou získáme profil jezerních sedimentů, který je následně zpracován pomocí různých analýz (sedimentologických, chemických nebo biologických). Nejčastějším místem pro odběr sedimentu bývá rovná plocha středu jezera s předpokladem, že je jezero dostatečně hluboké. V současné době se pomocí rekonstrukce podmínek jezer zkoumá, do jaké míry člověk ovlivňuje životní prostředí, a zkoumají se klimatické změny. V globálním měřítku se zjišťuje nárůst oxidu uhličitého a řeší se například otázka globálního oteplování, kde nejcitlivějšími ukazateli jsou právě polární oblasti (Cohen, 2003).

Během terénních prací byl proveden odběr sedimentů na jezerech Garmaksla, Brucebyen a Mathiessondalen. Vzorčky sedimentů byly zpracovány na místě nebo byl neporušený profil převezen na stanici, kde došlo k jeho následnému zpracování. Kór je

⁷ Software ArcGIS slouží především k zobrazování dat GIS, jejich analýze a k tvorbě mapových výstupů. Disponuje základními nástroji pro tvorbu, správu a editaci dat (<http://www.arcdata.cz/produkty-a-sluzby/software/arcgis/arcgis-for-desktop/>)

rozřezán na tenké plátky, které jsou většinou 0,5 – 2 cm široké., u každého profilu však stejně široké. Tyto plátky jsou následně rozděleny do dílčích vzorků, které jsou podrobeny jednotlivým analýzám. Nutností při práci je užívání čistých nástrojů, aby nedošlo ke kontaminaci jednotlivých vzorků. Jednotlivé vzorky jsou zváženy a popsány podle místa odběru pro dobrou orientaci.



Obr. 4.8.1: Odběr sedimentu ze dna jezera (kóru) pro paleolimnologické účely (Jan Kavan, 2012)

5 KLASIFIKACE JEZER

Jezera lze členit z několika různých hledisek. Je možné využít kritérií hydrologických, morfometrických, fyzikálních, chemických, biologických apod. (Netopil, 1981). Klasifikací se zabývalo, a stále zabývá mnoho autorů. Podle jakého kritéria jsou jezera členěna, záleží pro jaké účely je tato klasifikace určena. Nejčastějším kritériem klasifikace jezer je původ jezerní pánve (Meybeck, 1995). Touto klasifikací se zabýval například Davis (1882), který jezera členil na jezera konstruktivní (např. kráterová jezera), destruktivní (např. jezer vzniklá odtáním ledovců) a jezera obstrukční (např. jezera vzniklá přehrazením lánovým proudem) (O'Sullivan a Reynolds, c2004 – 2005). Další členění vytvořili například autoři Penck (1894), Forel (1901) a Halbfass (1923). Podrobné členění vytvořil Hutchinson (1957), který vytvořil klasifikaci o 76 subtypech jezer podle 11 způsobu vzniku jezerní pánve. Autoři Bayly a Williams (1973) vytvořili klasifikaci jezer přizpůsobenou na oblast Austrálie a Nového Zélandu. Timms (1992) se zabýval klasifikací jezer eolického charakteru. Dále můžeme jezera klasifikovat podle procesů probíhajících uvnitř jezera, tedy podle teplotního režimu nebo podle trofické úrovně. Klasifikace podle trofie se věnoval například Thomas a kol. (1992), který jezera rozdělil na jezera oligotrofní, mezotrofní, eutrofní, hypereutrofní a dystrofní. Dub (1969), Netopil (1972) a Chapman (1996) zmiňují klasifikaci jezer podle teploty nebo teplotní stratifikace. V našem případě bude kladen důraz na jezera ledovcová (glaciální) a na klasifikaci jezer polárních oblastí, kterou zmiňují autoři Vincent a Laybourn-Parry (2008) nebo O'Sullivan a Reynolds (c2004 – 2005).

5.1 Klasifikace jezer podle původu jezerní pánve

Tato klasifikace často též označovaná jako genetická klasifikace, bere v úvahu především geologické složení a strukturu a geomorfologické procesy vedoucí k vytvoření jezerní pánve. Je zřejmé, že obvykle těchto faktorů ovlivňujících vznik jezerní pánve je více. To samé platí i o dynamických procesech modelujících tyto lokality. Z toho vyplývá, že výsledná podoba jezera (jezerní pánve) je většinou kombinací několika faktorů (procesů). Důraz je kladen především na určení faktorů, které hrály při vzniku jezera rozhodující úlohu (Chapman, 1996).

5.1.1 Fluviální jezera

Jedná se o jezera, jejichž vznik přímo souvisí s činností tekoucí vody. Většina z nich se nalézá na středním nebo dolním toku, kde dochází k ukládání materiálu a erozi.

Tato jezera nalezneme téměř výlučně v říční nivě. Příkladem jsou erozní jezera vzniklá například pod vodopády, jezera z mrtvých ramen řek nebo jezera hrazená náplavy. Dále říční jezera, která vznikla zaškrcením meandru sedimenty na náplavové straně řeky. Tato jezera můžeme najít i v tropických oblastech, u dolních toků řek a především v deltách. Fluviální jezera mohou vznikat také vlivem lidské činnosti při vodohospodářských úpravách toku. Příkladem jsou jezera říční delty v Indii a Bangladéši. V České Republice jsou to jezera Křivé a Květné nebo Kutnar.

5.1.2 Jezera tektonického původu

Tektonická jezera jsou jedna z nejstarších. Pohyby zemské kůry nebo lokální sopečná činnost vedou k poklesu povrchu, kde tato jezera vznikla, např. příkopy, synklinální prohnutí nebo šikmo ukloněné kry. Klasickým příkladem jezera vzniklého v synklinále je švýcarské jezero Fählensee (O'Sullivan a Reynolds, c2004 – 2005). Jako jezero příkopové můžeme uvést nejhlubší z nich - jezero Bajkal, které se nachází v Rusku.

Tato jezera mohou vznikat v blízkosti tektonických zlomů, jsou charakteristické velkou rozlohou a dosahují značných hloubek. Mají jednoduchou pobřežní linii a tvar pánve (O'Sullivan a Reynolds, c2004 – 2005).

5.1.3 Jezera vulkanického původu

Tato jezera vznikla v důsledku sopečné činnosti. Obvykle mají kulatý tvar, menší rozlohu a značnou hloubku. Mohou se vyznačovat vyššími teplotami než by bylo typické pro danou oblast, příčinou je stále aktivní vulkanická činnost pod jezerem (O'Sullivan a Reynolds, c2004 – 2005).

Rozlišujeme tři hlavní typy vulkanických jezer: jezera kalderová, která se nacházejí v kalderách neaktivních vulkánů, jezera zahrazená lávovými proudy nebo jezera vzniklá v explozivních kráterech.

Jezera kalderová mají tvar pánve nálevkovitého tvaru a jsou velmi hluboká. Tato jezera jsou většinou napájena srážkovou vodou, odtok bývá zprvu pouze podzemní cestou puklinami nebo vrstvami nesoudružných sopečných vyvrženin. Pozdější povrchový výtok může pro vysokou polohu pánve jezero rychle vyprázdnit.

Jezera hrazená lávovými proudy mají pánev různých tvarů, která odpovídá tvaru reliéfu před jeho zahrazením. Opakující se výlevy lávy mohou ovlivňovat lokálně teplotu

vodu, její chemismu a tím pádem i život v jezeře. Tato jezera jsou běžná v zemích, jako je Japonsko, Filipíny, Indonésie, Kamerun a v částech Střední Ameriky.

Dalším typem jsou maary. Maary se udržují poměrně dlouho, neboť k zanášení materiálem splavovaným z okolních valů dochází velmi pomalu. Někdy k němu více přispívá odumírající fauna a flora. K jejich zásobování vodou může také přispívat i podzemní voda. Život v těchto jezerech je závislý na teplotních poměrech jejich okolní atmosféry, dále na chemismu vody, ovlivňovaném unikajícími plyny a kráteru nebo rozpouštěním minerálů sopečných hornin.

5.1.4 Jezera hrazená sesuvy

Sopečná činnost nebo zemětřesení bývají doprovázeny sesuvy půdy. Pokud dojde k zahrazení vodního toku, může dojít ke vzniku jezera. Tato jezera jsou poměrně málo stabilní. Příkladem je jezero Chaillexon na francouzsko-švýcarské hranici, které vzniklo pravděpodobně přehrazením prewurmскими a postwurmскими sesuvy půdy (Hutchinson, 1957). Typy tohoto jezera můžeme dále nalézt například v jižním Íránu, jezero Niriz, ležící východně od Shiraz. Dalším příkladem můžeme uvést některá jezera na Novém Zélandu nebo na západním pobřeží USA, v Čechách pak Mladotické jezero na Plzeňsku (Janský a Šobr., 1992).

5.1.5 Ledovcová (glaciální) jezera

Ledovcová jezera jsou nejčetnější z celkového počtu jezer na Zemi. Vznikla v době relativně nedávné, a to při ústupu ledovců v posledním období zalednění. Tvoří celé systémy v oblastech pleistocenního zalednění. V severní Eurasii a severní Americe jsou hojně rozseta v horských oblastech. Podle typu zalednění lze rozlišovat dva typy jezer. První z typů je tvořen horským ledovcem, druhý pevninským ledovcem. Jezera vzniklá při ústupu pevninského ledovce jsou různě hluboká a veliká. Hlubší bývají jezera protáhlého tvaru, která vznikla vyhloubením ledovcovými splazy, vysunujícími se z okraje plošného ledovce. Pánve tohoto typu mají velmi nepravidelný půdorys a reliéf dna, a to především v období mládí. Často bývají bezodtoká, napájená jen srážkami a podzemní vodou. Jejich vývoj a přetváření závisí nejen na velikosti jezera, ale i na délce odloučení od hydrografické sítě. Jezera mohla vzniknout čtyřmi způsoby. Buď ledovou bariérou, glaciální erozí, glaciálními nánosy nebo kombinací glaciální aktivity s jinými fyzickogeografickými procesy. Jezera tohoto typu můžeme najít v oblastech zasažených působením kontinentálním či horským zaledněním. Ledovcovými jezery v České

republiky jsou karová jezera na Šumavě, Černé, Čertovo, Plešné, Prášílské, nejvýše položené jezero Laka nebo morénové Mechové jezírko v Krkonoších (Janský a Šobr, 1992). Tato jezera můžeme dále členit na více než 23 subtypů (O'Sullivan a Reynolds, c2004 – 2005). Některé z nich si uvedeme v následujícím textu. Ledovcová jezera jako nejčastější typ vyskytující se v polárních oblastech si můžeme dále rozdělit na několik základních subtypů. Příkladem jsou jezera, která vznikla ledovou bariérou (ice dammed lake), jezera hrazená glaciálními nánosy, glaciální erozí, nebo nejčastěji jezera vzniklá kombinací glaciální aktivity s jinými fyzickogeografickými procesy.

5.1.5.1. Jezera závislá na existenci ledovců (ice-dependet lakes)

Tento typ jezer je vázán na existenci ledovců. Můžeme je nazvat jezery proglaciálními. Jezera se tvoří na špatně odvodněném ledu. Systémy těchto jezer se vyvíjejí často vedle ledovce, ledovcových čapek, na ledovcových příkrovech, v ledovcových depresích nebo v těsné blízkosti morén. Dále vznikají jezera, která jsou přehrazená a zásobována ledovcovou vodou. Můžeme je rozdělit do několika subtypů (Vincent a Laybourn-Parry, 2008):



Obr. 5.1.5.1: Proglaciální jezero u ledovce Lovén na Špicberkách (zdroj: <http://www.swisseduc.ch/glaciers/svalbard/>)

- **Jezera vzniklá ledovou bariérou (ice-dammed lakes)**

Tento typ jezer je běžný v Arktidě. Jezera bývají větších rozměrů. Vznikají často přehrazením údolí ledovcem nebo jsou výsledkem ledovcového pukání. Tato jezera mohou vznikat v epiglaciální části ledovce (např. za ledovcovými čapkami).



Obr. 5.1.5.2: Jezero vzniklé ledovou bariérou (ice-dammed lake) (zdroj: <http://www.swisseduc.ch/glaciers/>)

- **Epiglaciální (epiglacial)**

Epiglaciální jezera jsou zásobována vodou z ledovců. Mohou přetrvávat dlouhou dobu, avšak dochází k častým změnám hladiny vody a morfologie jezera díky pohybům ledovců. Nacházejí se v těsné blízkosti ledovce a ledovcových morén, které je zásobují vodou. Jsou také náchylná k periodickému vypouštění.

- **Supraglaciální (supraglacial)**

Supraglaciální jezera jsou nestabilní. Nacházejí se na samotných ledovcích. Tyto systémy jsou považovány za potenciální refugia pro mikroflóru během Snowball Earth, kdy byla celá Země pokryta ledovou pokrývkou přibližně před 750 miliony lety (Vincent a Laybourn-Parry, 2008).

- **Epišelfová jezera (epishelfs)**

Jedná se o proglaciální jezera, která se nacházejí na bázi šelfového ledovce a jsou v kontaktu s oceánem. Rozdílná hustota slané a sladké vody zabraňuje promíchávání obou vrstev. Sladká voda odtávající z povrchu ledovce proudí na jeho bázi, kde se hromadí nad vrstvou slané mořské vody. Kvůli přílivu a odlivu nemají některá z těchto jezer stálou hladinu vody a na jejich dně se díky propojení s oceánem nachází slaná voda. Tato jezera jsou také nazývána jako marginální jezera. Mnoho epišelfových jezer se nachází na Antarktidě, např. jezero Moutonnée.

5.1.5.2. Postglaciální jezera (postglacial lakes)

Ledovcovou erozí a depozicí po kontinentálním a místním horským zalednění vznikla postglaciální jezera. Pravděpodobně jich je největší počet a jsou relativně mladá. Tato jezera nalezneme nejen v polárních oblastech, ale i v mírných zeměpisných šířkách. Dále je dělíme na několik subtypů, pro účely této práce je relevantní uvést tyto příklady (Vincent a Laybourn-Parry, 2008):

- **Karová jezera**

Kar je charakterizován jako oválná prohlubenina otevřená jedním směrem s příkrými, často svislými skalními stěnami. Dno má konkávní tvar a je se stupněm při úpatí na otevřené straně. Kar vzniká nivací, přičemž dno bývá vyplněné jezerem, močálem nebo firmem (Demek, 1987).

Karová jezera vznikla zatopením ledovcového karu. Jsou hluboká, kompaktní, často kruhového tvaru a v okolí bývá obnažené podloží. Většinou je najdeme ve vyšších nadmořských výškách a obvykle zůstávají po dlouho dobu roku zamrzlá.

- **Kotlíková jezera (kettle lakes)**

Po ústupu ledovce dochází k zanechání ledových čoček v terénu, které jsou následně zaplněny vodou. Jezera jsou kompaktní, obvykle kulatého tvaru, hluboká, ale patří k jednomu z nejméně nestabilních typů jezer. Svou velikostí jsou menší, nejčastěji v rozmezí 0,01 – 5 km². Mohou tvořit až celé pláne těchto jezer, jako například v Minnesotě v USA. V cizojazyčné literatuře se setkáváme jak s názvem kettle lake, tak i s označením kettlehole. Nejznámějším příkladem jsou Linsley Pond v USA, ve státě Connecticut nebo kotlíková jezera na Sibiři.



Obr. 5.1.5.2.1: Kotlíková jezera (kettle lakes) (zdroj: <http://www.swisseduc.ch/glaciers/glossary>)

5.1.5.3. Termokrasová jezera

Výskyt termokrasových jezer je vázán na existenci permafrostu v chladných oblastech. Proces tvorby termokrasu je způsoben degradací ledových klínů, následným poklesem povrchu a přítomností tajícího permafrostu, který jezero zásobuje vodou. Dále mohou vznikat zmrznutím jeskynní vody. Většina těchto jezer je mělká, jejich hloubka je menší než 1 m. Hojně jsou rozšířeny v nížinách západní a severní Aljašky, v Kanadě a na Sibiři (Vincent a Laybourn-Parry, 2008).

5.1.6 Krasová jezera

Jsou plošně malá, důležitý pro vznik tohoto typu jezer je geologický podklad. Typickými horninami jsou vápence, dolomity a travertin. Síla rozpustnosti hornin je dána chemickým složením a teplotou vody. Významnou roli hraje oxid uhličitý. Charakter krasových oblastí se vyznačuje typickými tvary, které se nacházejí na povrchu. Jsou to závrtý - útvary na povrchu terénu nálevkovitého tvaru, polje, která jsou větších rozměrů nebo úvaly – vzniklé spojením několika poljí (Smolová a Vítek, 2007). Když dojde k ucpání těchto depresí vodou a následnému zaplnění, vznikají jezera závrtová a poljová. Jezera vznikající rozpouštěním solného pně jsou označována jako solná (O'Sullivan a Reynolds, c2004 – 2005). Nejznámější oblasti najdeme na Balkáně, v Alpách, Španělsku a v USA (Kalff, 2002). V České republice najdeme tyto jezera v krasových oblastech, příkladem je Moravský kras a Horní a Dolní macošské jezero nebo jezero v Hranické propasti.



Obr. 5.1.6.1: Ledovcový kras, Nový Zéland (zdroj: zdroj: <http://www.swisseduc.ch/glaciers/glossary>)

5.1.7 Ostatní typy jezer⁸

Mezi další typy jezer můžeme zařadit jezera limanová, která vznikla oddělením od pobřeží depozicí materiálu, jako je například písek. Tento typ jezer je velmi typický pro západní pobřeží Francie nebo pobřeží Mexického zálivu (O'Sullivan a Reynolds, c2004 – 2005).

Dalším typem jsou jezera eolická, která vznikají činností větru. Jsou typická pro aridní oblasti, kde dochází k postupnému vyvátí terénních depresí. Příkladem je Balaton nebo Čadské jezero.

Meteoritická jezera vznikla naplněním kráteru po dopadu meteoritu povrchovou či podpovrchovou vodou.

Jezera mohou také vznikat činností organismů, jako atolová jezírka za korálovou bariérou, jezera hrazená rostlinami nebo bobří hráze.

Ke vzniku jezer může přispívat i lidská činnost, kdy jsou tato jezera označována jako antropogenní jezera.

⁸ Samozřejmě existují i další typy jezer, uvedeny jsou pouze příklady dle uvážení autorky.

6 GENETICKÁ KLASIFIKACE JEZER STUDOVANÉHO ÚZEMÍ

Arktická oblast se vyznačuje téměř všemi hlavními kategoriemi jezer, jako jsou ledovcová, tektonická, termokrasová, ale i sopečná jezera. Jezera studovaného území jsou především ledovcového původu. Dalším významným typem, který je ve studované oblasti zastoupen, jsou jezera krasová.

Jezer na Špicberkách se nevyskytuje mnoho. Výjimkou je ostrov Bjørnøya, kde je počet jezer vyšší. Jezera jsou obvykle malá a mělká, v zimním období většina z nich zamrzá (Ingólfsson, 2012). Charakteristika jezerních pánví studované oblasti je závislá nejen na genezi pánví, ale také na poloze a geomorfologickém vývoji dané lokality. Stejně tak stáří jednotlivých jezer kolísá v rozmezí 10 000 let až po zcela recentní jezera na čele ustupujících ledovců. Jezera na Špicberkách mají obecně nízké teploty vody, malý přísun živin a krátké období bez ledové pokrývky (Ingólfsson, 2012). Jezera, která se nacházejí v blízkosti ledovců, jsou chladnější, mívají omezenou průhlednost a nižší úroveň primární produkce, než ta, která ledovci ovlivněna nejsou.

Jezerní pánve sledovaného území můžeme rozdělit do několika typů. Kritériem pro dělení je geneze jejich vzniku a z ní vycházející morfologické charakteristiky (Čepová, Kavan, 2012).

6.1 Tektonicky podmíněná jezera (tectonic determined lakes)

Tektonická jezera bývají v polárních oblastech obecně vzácná. Často jsou to staré systémy jezer, které se nacházejí ve vyšších polohách (Studinger a kol., 2003)

Tektonicky podmíněná jezera jsou ve studované lokalitě často ovlivněna činností ledovce. Patří sem jezera v erodované oblasti předpolí ledovce Nordenskiöld. Po ústupu ledovce byly odhaleny tektonické poruchy, které se následně zaplnily vodou. Jedná se o relativně velmi mladá jezera, což dokládá i datovaný ústup ledovce Nordenskiöld. Tato oblast byla odledněna teprve během posledních cca 30 let (Rachlewicz, 2007).

6.2 Jezera vázaná na sesuv (landslide related lakes)

Do této kategorie řadíme jezero Garmaksla, které leží ve výšce 360 m n. m. Pojmenování jezera je odvozeno z názvu hory Garmaksla (379 m n. m.), v jejíž blízkosti se rozprostírá. Jezero Garmaksla leží v nivační depresi vzniklé v místě odlučné hrany

sesuvu. Tento sesuv je tektonicky podmíněn, což dokládá umístění zlomu v místě jezera (viz. Obr. 3.2.) a v terénu jasně viditelná orientace podélné osy jezera souhlasně se směrem hlavních geologických poruch (Billefjorden fault zone) (Obr. 3.5.2).

6.3 Jezera na mořských terasách (lakes on the marine terraces)

Tato jezera leží na holocénních mořských terasách, které jsou izostaticky vyvýšené, kdy nejnižší položené terasy studované lokality leží ve výšce 5 až 16 m n. m. (Mazurek a kol., 2011). Půdy na mořských terasách jsou chudé a málo rozvinuté (Mazurek a kol., 2011). Jezera leží v těsné blízkosti mořského pobřeží. Jsou většinou mělká, maximální hloubka se pohybuje kolem 1 m, mají stabilní morfologii. Příkladem jsou jezera na lokalitě Brucebyen a Ebbadalen.

6.4 Jezera hrazená morénou (proglacial lakes dammed by the front moraine)

Mezi tato jezera patří největší jezero zájmového území, které leží na čele ledovce Ragnar. Jezero vzniklo při ústupu ledovce, kdy moréna zůstala přes údolí a následně zadržela tavnou vodu z ledovce. Jezero se začalo formovat až po roce 1980, od té doby jeho délka dosáhla až 1 km (Ewertowski, 2010). Jezero je poměrně hluboké, naměřená maximální hloubka je 17,5 m. Zbytek čelní morény se nachází pod hladinou jezera a tvoří část jeho dna, což bylo potvrzeno i při předcházejících výzkumech (Ewertowski, 2010).

6.5 Karová jezera (snow related depressions)

Karová jezera jsou relativně stabilní jezera nacházející se ve vyšších polohách s velmi dlouhou dobou zámru hladiny. Příkladem je jezero v lokalitě Mimerdalen, které leží ve výšce 250 m n. m.

6.6 Kotlíková jezera (kettle lakes)

Kotlíková jezera patří k nejmladším z jezer studované lokality. Jejich stáří se pohybuje řádově kolem desítek let. Kotlíková jezera leží v předpolí ustupujících ledovců. Jsou často relativně hluboká, ale nestabilní. Tento typ jezer má největší dynamiku vývoje, každoročně vznikají nová jezera, jiná se naopak zmenšují nebo zanikají. K této dynamice napomáhá i fakt, že často nemají žádný povrchový přítok. Jsou obvykle lokalizována v nezpevněných sedimentech bazální morény, což napomáhá i jejich nestabilitě. Hydrologický režim může být díky tomu značně variabilní a může docházet k výrazné fluktuaci výšky vodní hladiny. Mezi tuto skupiny jsou zařazena jezera v oblastech

ledovce Sven, Herby nebo Nordenskiöld.

6.7 Krasová jezera (karst lakes)

Jezera krasového původu jsou ve vysokých zeměpisných šířkách velice vzácná vzhledem k nedostatku vápence a jiných hornin vhodných k rozvoji krasu. Navíc kvůli permafrostu, který omezuje vsak a absence efektivních systémů podzemních vod. Avšak objevy minerálních pramenů (Andersen a kol., 2002) a podzemních vod odvádějících vodu z permafrostu dokazují existenci krasových jezer i v takto drsných podmínkách. Na Špicberkách byla realizována studie (Salvigsen a Elgersma, 1985), která potvrdila existenci krasových systémů.

Mezi krasová jezera na Špicberkách řadíme jezera na lokalitě Mathiessondalen. Na lokalitě se nacházejí tři jezera, z nichž největší jezero Mathiessondalen 1 má hloubku 13 m. Jsou tedy relativně velká a hluboká. Mathiessondalen 2 má povrchový odtok, který končí ve slepém údolí ponorem. Dokladem krasového charakteru této oblasti jsou závrtky v blízkém okolí jezer. Díky stabilnímu přítoku podpovrchové i povrchové vody se jezera vyznačují velkou stabilitou hydrologického režimu.

7 VÝSLEDKY MĚŘENÍ

7.1 Zhodnocení výsledků měření

Teplota jezer se pohybuje v rozmezí od 3°C do 12°C (viz. Tab. 7.1) v letních měsících. Jezera větších rozměrů jsou chladnější, např. jezero Ragnar je chladnější než menší morénová jezírka Nordenskiöld. Menší jezera se během letního období, kdy je dostatek slunečního záření, stihnou ohřát.

Z Grafu 7.1.1, který zobrazuje denní chod teploty jezera lokality Brucebyen a denní chod teploty vzduchu vyplývá, že během dne a noci dochází ke značným změnám teploty vody v jezeře. Rozdíl teploty vody během dne a noci je méně signifikantní, než je tomu u teploty vzduchu. Voda je schopna udržet si teplotu déle než vzduch.

Většina jezer v průběhu roku zamrzá. Hladina jezera je přibližně 8 měsíců zamrzlá a to v období od října do července, jak dokazuje Graf 7.1.2, který zobrazuje chod teploty jezera lokality Garmaksla v průběhu roku. Ledová pokrývka izoluje vodu od vnějších vlivů a působení větru, proto se většina jezer polárních oblastí míchá pouze jedenkrát za rok. Tato jezera jsou označována za monomiktická (Likens, 2010). V letním období ledová pokrývka taje, jak dokládá Graf 7.1.2.

Nejmenší hodnotu směrodatné odchylky za období červenec má jezero Garmaksla (viz. Tab. 7.1.1). Prakticky nulová směrodatná odchylka je v tomto případě způsobena přetrvávajícím zámrazem vody v místě umístění sensoru. Neprojevuje se tudíž charakteristický denní cyklus kolísání teploty. Toto jezero je relativně hluboké, veliké a lokalizované ve velké nadmořské výšce. Oproti tomu u jezer, která jsou malá a mělká, můžeme pozorovat větší výkyvy teplot. Voda v jezeře se rychle oteplí, ale i rychle vychladne. Je tomu tak například u jezera Mathiessondalen 2, které dosahuje průměrné hloubky cca 1,5 - 2 m (maximální hloubka až 4m, viz. Obr. 8.2 v příloze) a je relativně malé. Jezera, která jsou hluboká, jsou teplotně mnohem stabilnější než jezera, která jsou stejně velká, ale mělká. Analýza červencových teplot vybraných jezer velmi dobře odpovídá těmto předpokladům. Mathiessondalen 1 je plošně největší a dosahuje i největší hloubky (13m). Jezera Nordenskiöld 3 a Mathiessondalen 2 jsou plošně srovnatelná avšak jezero Mathiessondalen 2 má díky své odlišné morfologii menší průměrnou hloubku a tedy i menší objem zadržované vody.

Tab. 7.1: Souhrnná tabulka naměřených hodnot na všech studovaných lokalitách

Jezero	Datum	Teplota (°C)	Obsah rozpuštěného kyslíku (%)	Obsah rozpuštěného kyslíku (mg·l ⁻¹)	Vodivost (μS·cm ⁻¹)	pH	Max hloubka (m)
Brucebyen 1	7.8.2012	8,7	113,8	13,2	866	8,48	1,3
Brucebyen 2	7.8.2012	8,6	116	13,4	300,9	9,3	-
Garmaksla	4.8.2012	5,3	100,4	12,73	-	9,23	5
Mathiessondalen 1	12.8.2012	3,6	105	13,82	989	8,76	13
Mathiessondalen 2	12.8.2012	8,4	102,7	12,4	82	8,53	-
Mathiessondalen 3	12.8.2012	8,5	102	11,9	75	8,25	-
Mimer lake	26.8.2012	4,8	-	-	132	8,5	2,5 - 1,5
Nordenskiöld 1	7.8.2012	9	98,2	11,33	325	8,48	6,5
Nordenskiöld 2	7.8.2012	9,1	98,2	11,31	194,1	8,52	-
Nordenskiöld 3	7.8.2012	8,6	101,4	11,75	394	8,4	-
Nordenskiöld 4	7.8.2012	9,1	97,6	11,23	418,4	8,16	-
Nordenskiöld 5	7.8.2012	8,5	102,3	11,95	207,5	8,37	-
Pyramiden 1	9.8.2012	9,4	98,5	11,21	133	8,8	-
Pyramiden 2	9.8.2012	10,6	103	11,46	97,3	8,6	-
Ragnar 1	10.8.2012	4,6	106	13,66	113	8,57	18
Ragnar 2	10.8.2012	7,9	108	12,21	69,9	8,21	-
Ragnar 3	10.8.2012	7,3	103	12,36	70,5	7,95	-
Sven 1	8.8.2012	8,3	98,5	11,58	200,2	8,79	-
Sven 3	8.8.2012	11,3	121,8	13,26	500	8,25	-
Sven 3B	8.8.2012	9,2	105,2	12,07	378	8,33	-
Sven 3C	8.8.2012	9,4	113,3	12,96	418,6	8,26	-
Sven 4	8.8.2012	8,8	101,2	11,73	356,4	8,3	-
Sven 5	8.8.2012	9,1	113,3	13,1	236,1	8,55	6

Tab. 7.1.1: Vybrané ukazatele pro jednotlivé lokality za období červenec

Jezero	červenec	
	Směrodatná odchylka teplot	Průměrná teplota (°C)
Garmaksla	0,0088	-0,2853
Mathiessondalen 1	1,0168	3,7116
Mathiessondalen 2	2,0339	7,2726
Nordenskiöld 3	1,5183	8,8459

Naměřená hodnota pH se pohybuje v rozsahu od 7,95 do 9,3. Tato hodnota odpovídá rozsahu pH stojatých vod. Hodnoty pH odrážejí složení horninového podloží dané oblasti. Vyskytuje se zde významné množství vápencových a sádrovcových formací (viz. Obr. 3.1). Mezi jezery není v tomto parametru žádný signifikantní rozdíl.

Obsah rozpuštěného kyslíku se pohybuje v rozmezí od 11,21 do 13,66 mg·l⁻¹. Koncentrace kyslíku ve vodě je výsledkem metabolických procesů (fotosyntéza, respirace) a výměny s atmosférou. Nejvyšší obsah sledujeme u jezer lokality Brucebyen

(viz. Tab. 7.1) která leží na mořských terasách. Chemické složení vody je ovlivněno nejen substrátem, ale i rostlinami a živočichy, které se v okolí nebo v jezeře samotném vyskytují. Jezera, která leží v oblastech tundry bohatší na vegetaci různých druhů, jako jsou lišejníky, mechy, játrovky, trávy a byliny je vegetace zdrojem biogenních pochodů a přispívá k eutrofizaci jezer (Zwoliński a kol., 2007). Na lokalitě Brucebyen žije velký počet ptáků, kteří přispívají k biogenním pochodům a ukládání organické hmoty.

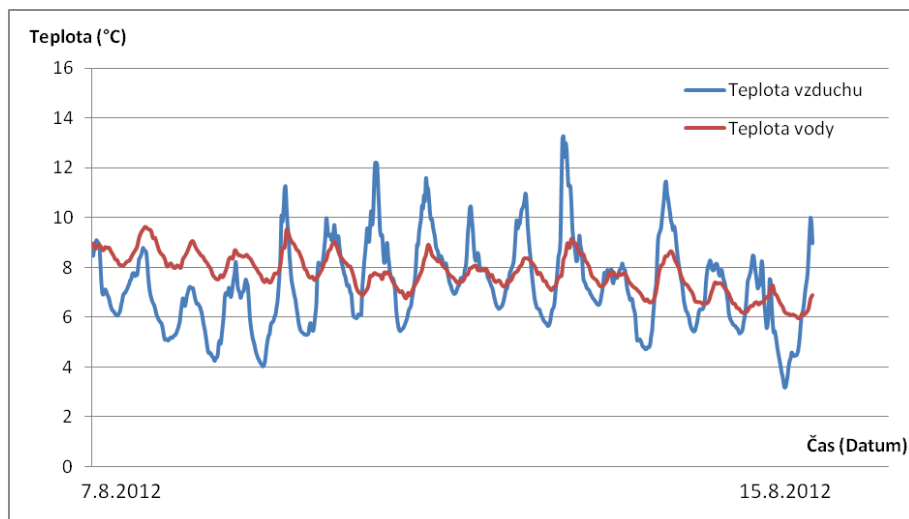
Vyšší obsah rozpuštěného kyslíku můžeme sledovat i u jezer oblasti Mathiessondalen, která jsou řazena mezi krasová jezera. Podobně je tomu i u průběhu konduktivity, kdy nejvyšší naměřená hodnota byla na jezeře lokality Mathiessondalen a dále na jezeře lokality Brucebyen (viz. Tab. 7.1) Vysoká míra konduktivity je v těchto případech způsobena přítomností ptáků, kteří tato jezera využívají k hnízdění (Brucebyen – berneška bělolící (*Branta leucopsis*)) nebo jako zdroj sladké vody jako v případě lokality Mathiessondalen 1 (racek tříprstý (*Rissa tridactyla*)) (Tyml, 2012). Vodu ptáci využívají ke koupání, ab se zbavili případných parazitů.

Vyšší hodnota konduktivity u jezer lokality Nordenskiöld (viz. Tab. 7.1) je způsobena přítomností morény ledovce, která obsahuje sedimenty. Jezera jsou napájena tavnou vodou z čela morény a ta obsahuje právě zbytky minerálů, které se dostávají do vody.

Průhlednost vody byla měřena na jezerech lokality Mathiessondalen. U největšího z nich, Mathiessondalen 1 byla naměřena hodnota 1,9 m, na jezeře Mathiessondalen 2 byla viditelnost až na dno, tedy do 2 m hloubky jezera a na jezeře Methiessondalen 3 byla viditelnost do 4 m hloubky.

Vzorky pro paleolimnologické účely nebyly doposud zpracovány. V blízké době se však očekává, že nám poskytnou cenné informace o vývoji jezerních ekosystémů studované oblasti.

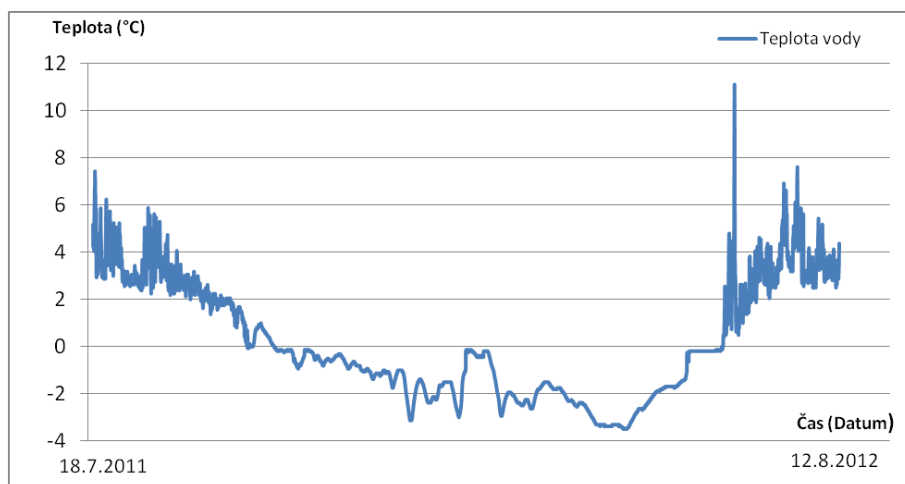
Díky batymetrickým mapám máme představu o morfologii dna jezer, můžeme odhadnout objem jezera, což nám dává obrázek o schopnostech jezera akumulovat tepelnou solární energii. Velké mělké jezero má větší rozkolísanost teploty (rychle se oteplí ale i vychladne), stejně velké, ale hluboké jezero je teplotně mnohem stabilnější.



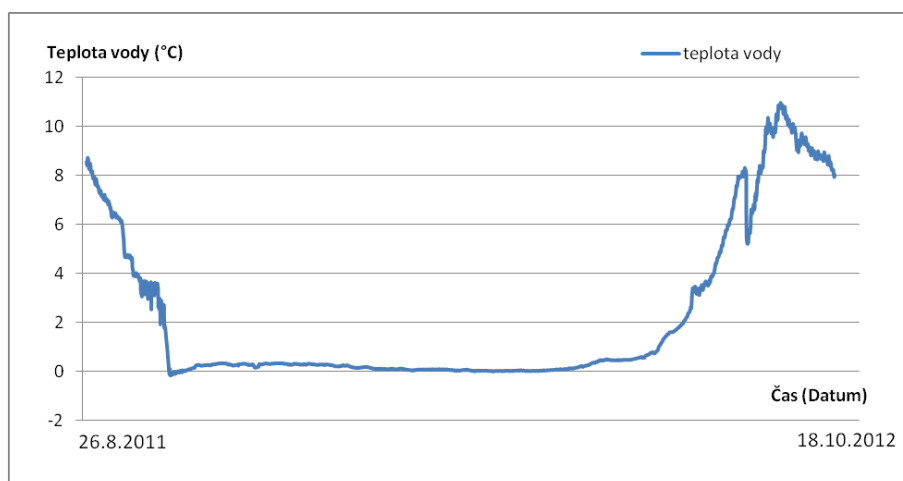
Graf 7.1.1: Chod teploty vody jezera lokality Brucebyen a chod teploty vzduchu v období od 7.8.2012 - 15.8.2012 (Denisa Čepová, 2013)



Graf 7.1.2: Chod teploty vody jezera Garmaksla v období 26. 7.2011 - 19. 8. 2012 (Denisa Čepová, 2013)



Graf. 7.1.3: Chod teploty vody jezera lokality Mathiessondalen v období 18.7.2011-12. 8. 2012 (Denisa Čepová, 2013)



Graf 7.1.4: Chod teploty vody jezera lokality Nordenskiöld v období 26.8.2011 – 18.10.2012 (Denisa Čepová, 2013)

8 ZÁVĚR

Bakalářská práce poskytuje přehlednou klasifikaci jezer studovaného území – Petuniabukta, Billefjorden, které se nachází v centrální části souostroví Špicberky. Na základě dostupných odborných publikací, především anglické literatury a tematických článků zabývajících se výzkumem polárních oblastí, byla provedena charakteristika studovaného území, včetně popisu klimatu, hydrologie, reliéfu, fauny, flory a geologického vývoje s důrazem na vývoj v období holocénu.

Zájmová lokalita prodělala během holocénu relativně dramatický vývoj, který do značné míry ovlivňuje i charakteristiky jezerních ekosystémů. Stáří jezer kolísá v rozmezí vzniku před 10 000 lety až po zcela recentní jezera na čele ustupujících ledovců. Podařilo se splnit cíl práce a vytvořit genetickou klasifikaci jezer studovaného území. Z hlediska geneze byla jezera rozdělena do několika typů na základě terénních prací, a to na jezera tektonicky podmíněná, jezera vázaná na sesuvy, jezera na mořských terasách, jezera hrazená morénou, karová jezera, kotlíková jezera a krasová jezera. Přehlednou klasifikaci a zařazení jednotlivých lokalit podává Tab. 8.1.

Na všech jezerech bylo provedeno měření základních fyzikálně – chemických parametrů, jako je pH, teplota, vodivost a obsah rozpuštěného kyslíku. Na některých vybraných lokalitách bylo provedeno batymetrické mapování a snímání kontinuální teploty v průběhu roku. Všechny tyto naměřené hodnoty nám podávají informace o jezerech studované lokality a jejich charakteristických vlastnostech. Naměřené hodnoty byly následně vyhodnoceny a graficky zpracovány. Příkladem jsou batymetrické mapy a grafy vývoje teploty v průběhu roku. Všechny lokality byly zmapovány a byly pořízeny snímky všech jezer, která byla v průběhu terénního šetření navštívena. Autorka vypracovala přehled jednotlivých lokalit se stručným popisem a geografickým vymezením, který je zařazen v části Přílohy.

V budoucnu je v zájmu autorky navázat na tuto práci a pokračovat s výzkumem jezerních ekosystémů polárních oblastí. Na základě dostupných dat by měl být vytvořen atlas studované lokality podávající základní informace jezerních ekosystémů a demonstrovat změny, které v průběhu posledních let v dané oblasti probíhají v souvislosti s globálním oteplováním.

Tab. 8.1: Klasifikace jezer studované lokality

Typ jezera	Lokalita
Tektonicky podmíněná jezera (tectonic determined lakes)	Nordenskiöld
Jezera vázaná na sesuv (landslide related)	Garmaksla
Jezera na mořských terasách (lakes on the marine terraces)	Brucebyen Ebbadallen
Jezera hrazená morénou (proglacial lake dammed by the front moraine)	Ragnar
Karová jezera	Mimerdalen
Kotlíková jezera (kettle lakes)	Sven
	Nordenskiöld
Krasová jezera (karst lakes)	Mathiessondalen

9 SUMMARY

This bachelor thesis provides a comprehensive lake classification for the region of Petuniabukta, Billefjorden which is situated in the central part of the Svalbard archipelago. Based on available reference documentation, i.e. mostly publications in English as well as thematic articles on polar region exploration, the description of natural characteristics of the region was carried out. The description includes the aspects of climate, hydrology, terrain, fauna, flora and geological development with emphasis on development in the Holocene epoch.

The region of interest went through a dramatic development in the Holocene, the results of which influences the characteristics of the lacustrine ecosystems today. The age of the lakes ranges between 10 000 years ago to very recent lakes which came into existence at the face of retreating glaciers. The aim of the thesis has been fulfilled, i.e. lakes genetic classification in Petuniabukta was set forth.

Several types of lakes were defined based on their genesis which is backed up by various field findings. These include lakes of tectonic determined and landslide related lakes as well as lakes formed on marine terraces, lakes dammed by moraine, snow related depression, kettle lakes and lastly, water bodies formed in karst formations. Table 9.1 presents the classification.

Lake water field measurements of pH, temperature, conductivity and dissolved oxygen were made at every water body that was included in the research. On selected lakes, bathymetry and continuous temperature measurements in the course of the year were also performed. Subsequently, measurements were evaluated, charted and displayed on maps. The results include bathymetric maps and charts showing temperature variations over time. All sites were mapped and pictures of the lakes visited while performing field measurements were taken. Documentation for each individual site was created, depicting concise description and geographic location (see APPENDIX).

Future intention of the author is to continue with the research on lake ecosystems in the polar regions. Her vision is the creation of an atlas that would show basic information on lacustrine ecosystems of any given lake and that would demonstrate changes that have taken place in the recent years as a result of global warming.

Tab. 9.1: Classification of the lakes of the studied area

Type of lake	Locality
Tectonic determined lakes	Nordenskiöld
Landslide related	Garmaksla
Lakes on the marine terraces	Brucebyen Ebbadallen
Proglacial lake dammed by the front moraine	Ragnar
Snow related depression	Mimerdalen
Kettle lakes	Sven
	Nordenskiöld
Karst lakes	Mathiessondalen

POUŽITÁ LITERATURA A INFORMAČNÍ ZDROJE

Kniha

BRÁZDIL, Rudolf. *Úvod do studia planety Země*. 1. vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1988, 365 s.

DEMEK, Jaromír; QUITT, Evžen; RAUŠER, Jaroslav. *Úvod do obecné fyzické geografie*. Praha: Academia, 1976. 400 s.

DEMEK, Jaromír, a kolektiv. *Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny*. Brno: Academia, 1987. 584 s.

DUB, Oto. *Limnologie: hydrologia jazier a barín*. Bratislava: Slovenská akadémia vied, 1953, 100 s.

DUB, Oto a Jaromír NĚMEC. *Hydrologie*. 1. vyd. Praha: Státní nakladatelství technické literatury, 1969, 378 s.

HISDAL, V. 1985: *Geography of Svalbard*. Norsk Polarinstitut., 75 s.

CHAPMAN, D., Editor. *Water quality assessments a guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring*. 2nd ed. New York: E, 1996. ISBN 04-192-1590-5. Dostupné z:
http://www.who.int/water_sanitation_health/resourcesquality/watqualassess.pdf

JANSKÝ, Bohumír a Miroslav ŠOBR. *Jezera České republiky: [současný stav geografického výzkumu]*. 1. vyd. Praha: Univerzita Karlova, 1992, 257 s. ISBN 80-865-6105-4.

KÅLÅS, John Atle a Christian LYDERSEN. *Environmental conditions and impacts for red list species: Svalbard* [online]. Trondheim: Norwegian Biodiversity Information Centre, 2010, 119 - 134, 2011 [cit. 2013-04-08]. ISBN 978-829-2838-280. Dostupné z:
<http://www.artsdatabanken.no>

KALFF, Jacob. *Limnology: inland water ecosystems*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, c2002, xii, 592 s. ISBN 01-303-3775-7.

JAWOROWSKI, Z.T, R. Craig KOCHER a Jerry R. MILLER. *Athmospheric CO2 and global warming: a critical review*. 2. rev. ed. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1992. ISBN 82-766-6034-7. Dostupné z: http://brage.bibsys.no/npolar/bitstream/URN:NBN:no-bibsys_brage_13627/1/Meddelelser119.pdf

LAMPERT, Winfried a Ulrich SOMMER. *Limnoecology: limnology of Arctic and Antarctic aquatic ecosystems*. 2nd ed. New York: Oxford University Press Inc., 2007, 324 s. ISBN 01-992-1392-5.

LELLÁK, Jan. *Hydrobiologie*. 1. vyd. Praha: Univerzita Karlova, 1992, 257 s. ISBN 80-706-6530-0.

LIKENS, Gene E. *Lake ecosystem ecology: a global perspective : a derivative of Encyclopedia of inland waters*. 2nd ed. Boston: Elsevier/Academic Press, c2010, xiii, 463 p. ISBN 01-238-2002-2.

NETOPIL, Rostislav. *Fyzická geografie*. 1. vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1981, 258 s.

NETOPIL, Rostislav. *Hydrologie pevnin*. 1. vyd. Praha: Academia - nakladatelství ČSAV, 1972. 296 s.

NETOPIL, Rostislav. *Přehled hydrologie pevnin*. 1. vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1965. 242 s.

NETOPIL, Rostislav. *Základy hydrologie povrchových a podpovrchových vod*. 1. vyd. Praha, 1970.

O'SULLIVAN, P a Colin S REYNOLDS. *The lakes handbook: limnology of Arctic and Antarctic aquatic ecosystems*. 1. vyd. Malden, MA: Blackwell Science, c2004-2005, 327 s. ISBN 06320479761

PRESTVOLD, Kristin. *A journey through the nature and cultural history of Svalbard: Isfjorden*. Longyearbyen: Peder Norbye Grafisk AS, 2003. Do stupné z: <http://cruise-handbook.npolar.no/en/svalbard/>

RITTER, Dale F., R. Craig KOCHER a Jerry R. MILLER. *Process geomorphology*. 4. ed., [Nachdr.]. Long Grove, Ill: Waveland Press, 2006. ISBN 978-157-7664-611.

SMOLOVÁ, I., VÍTEK, J. (2007): *Základy geomorfologie. Vybrané tvary reliéfu*. Olomouc: Univerzita Palackého, 189 s.

SVENDSEN, J.I. & MANGERUD, J. 1997. Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *Holocene* 7(1): 45-57.

SYNNØVE ELVEVOLD, Winfried Dallmann. *Geology of Svalbard*. Tromsø: Norsk polarinstitutt, 2007. ISBN 978-827-6662-375. Dostupné z: http://folk.uio.no/hanakrem/svalex/Papers_and_extended_abstracts/Dallmann-Elvevold-Blomeier-Svalbard-eng.pdf

VINCENT, Warwick F a Johanna LAYBOURN-PARRY. *Polar lakes and rivers: limnology of Arctic and Antarctic aquatic ecosystems*. New York: Oxford University Press, 2008, 327 p., [16] p. of plates. ISBN 01-992-1389-5.

WETZEL, Robert G. *Limnology: lake and river ecosystems*. 3rd ed. San Diego: Academic Press, c2001, xvi, 1006 s. ISBN 01-274-4760-1.

Články

Andersen D.T., Pollard W. H., McKay C.P. a Heldmann J.L. 2002. *Cold springs in permafrost on Earth and Mars*. *Journal of Geophysical Research* 107: E3.

Birks H.J.B., Monteith D.T., Rose N. L., Jones V. J. a Peglar S. M. 2004. *Recent environmental change and atmospheric contamination on Svalbard as recorded in lake sediments – modern limnology, vegetation, and pollen deposition*. *Journal of Paleolimnology* 31 (4): 411–431.

Cohen, Sara *A Karst Lake System in the High Arctic: A Case Study at Linnédalen, Svalbard*, 2012, Dostupné z: <http://hdl.handle.net/10166/1070>

Čepová D, Kavan J, Nedbalová L (2012) *Lakes of the Billefjorden region, Central Svalbard*. Polar Ecology Conference 2012 - České Budějovice, Česká Republika.

Forman S. L., Lubinski D. J., Ingolfsson O., Zeeberg J. J., Synder J. A., Siegert M. J., a Matishov G. G. 2004. *A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia*. *Quaternary Science Reviews* 23 (11–13): 1391–1434.

Førland E.J., Hanssen-Bauer, I. a Nordli P.Ø. *Climate statistics & longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen*. Det Norske Meteorologiske Institutt. 1997. Report No. 21/97 klima, 72 s.

Hansen-Bauer, I., Kristensen Solås, M., Steffensen, E.L. 1990. *The climate of Spitsbergen*. DNMI klima, Rapport nr 39/90. 40 s.

Ingólfsson Ólafur, *Outline of the geography and geology of Svalbard*, c2013. Dostupné z: https://notendur.hi.is/oi/svalbard_geology.htm

Ingólfsson, Ó. 2006: Guide to the quaternary geology of Western Svalbard. The University Centre in Svalbard, Longyearbyen, Svalbard.

Ingólfsson, O., Rognvaldsson, F., Bergsten, H., Hedenas, L., Lcmdahl, G., Lirio, J. M. & Sejrup, H. P. 1995. *Late Quaternary glacial and environmental history of Kongsoya, Svalbard*. Polar Research 14(2), 123-139 s.

Kłysz P., Lindner L., Marks L. and Wysokiński L. 1989. *Late Pleistocene and Holocene relief remodeling in the Ebbadalen-Nordenkiöldbreen region in Olav V Land, central Spitsbergen*. Polish Polar Research. Report No. 10: 277–301 s.

Landvik, J. Y., Mangerud, J., and Salvigsen, O. 1987: The Late Weichselian and

Landvik J.Y., Ingolfsson O., Mienert J., Lehman S. J., Solheima A., Elverhoi A. a Ottesen D. 2005. *Rethinking Late Weichselian ice-sheet dynamics in coastal NW Svalbard*. Boreas 34 (1): 7–24. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2005.tb01001.x

Majewski W., Szczucinski W. a Zajaczkowski M. 2009. *Interactions of Arctic and Atlantic water-masses and associated environmental changes during the last millennium, Hornsund (SW Svalbard)*. Boreas 38 (3): 529–544.

Mangerud, J., Bolstad, M., Elgersma, A., Helliksen, D., Landvik, J. Y. Lonne, I., Lycke, A.K. Salvigsen, O., Sandahl, T. a Svendsen, J.I. 1992: *The Last Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard*. Quaternary Research 38(1): 1-31.

Mazurek, Małgorzata, Renata Paluszkiewicz, Grzegorz Rachlewicz a Zbigniew Zwoliński. Variability of Water Chemistry in Tundra Lakes, Petuniabukta Coast, Central Spitsbergen, Svalbard. *The Scientific World Journal*. 2012, vol. 2012, s. 1-13. DOI: 10.1100/2012/596516. Dostępne z: <http://www.hindawi.com/journals/tswj/2012/596516/>

Olsen J., N. Noe-Nygaard and B. B. Wolfe. 2010. *Mid- to late-Holocene climate variability and anthropogenic impacts: multi-proxy evidence from Lake Bliden, Denmark*. Journal of Paleolimnology 43: 323-343 s.

Rachlewicz G., Szczucinski W., a Ewertowski M. 2007, Post-“Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard. Polish Polar Research 28: 159–186.

Rachlewicz G. 2003. *Meteorological conditions in the Petunia Bay (central Spitsbergen) in summer seasons 2000–2001*. Problemy Klimatologii Polarnej 13: 127–138 (in Polish).

Szczucinski W., Zajaczkowski M. a Scholten J. 2009. *Sediment accumulation rates in sub-polar fjords – Impact of post-Little Ice Age glaciers retreat, Billefjorden, Svalbard*. Estuarine Coastal and Shelf Science 85 (3): 345–356.

Svendsen, J. I. & Mangerud, J. 1997: *Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard*. The Holocene 7, 45-57

Internetové zdroje

JAKLIN, Gunn Sissel. NORSK POLARINSTITUTT. *Det arktiske system* [online]. [cit. 2013-04-21]. Dostupné z: <http://www.arcticsystem.no/>

NATURAL RESOURCES RESEARCH INSTITUTE. *Lake Access: Real time and historical water quality data for lake users* [online]. [cit. 2013-04-21]. Dostupné z: <http://www.lakeaccess.org/>

NORSK POLARINSTITUTT. *Place names in Norwegian polar areas* [online]. [cit. 2013-04-21]. Dostupné z: <http://stadnamn.npolar.no/>

NORSK POLARINSTITUTT. *Norsk Polarinstitut* [online]. 2013 [cit. 2013-04-14]. Dostupné z: <http://www.npolar.no/no/>

NORSK POLARINSTITUTT. *Map of Svalbard: TopoSvalbard* [online]. 2013 [cit. 2013-04-22]. Dostupné z: <http://toposvalbard.npolar.no/>

JOHANSEN, Bjørn Fosli. *The Cruise Handbook for Svalbard*. NORSK POLARINSTITUTT. [online]. [cit. 2013-04-21]. Dostupné z: <http://cruise-handbook.npolar.no/en/>

SANDBAKK, Bjørn Erik, Assoc. Prof. Inger Greve ALSOS, Geir Arnesen ECOFACT a Reidar PROF. ELVEN. *The Flora of Svalbard - Vascular plants on Svalbard* [online]. 1996. vyd. 2013 [cit. 2013-04-14]. Dostupné z: <http://svalbardflora.net/>

STANGE, Rolf. *Spitsbergen: Information, Photos, Travel, Books and more:* [online]. 2006. vyd. 2013 [cit. 2013-04-22]. Dostupné z: <http://www.spitsbergen-svalbard.com/>

SYSSELMANNEN PÅ SVALBARD. *The Governor of Svalbard* [online]. 3.4.2013 [cit. 2013-04-22]. Dostupné z: <http://www.syssemmannen.no/en/>

ŠTĚPÁN, Vladimír. *Svalbard.cz* [online]. [cit. 2013-05-03]. Dostupné z: <http://www.svalbard.cz/index.html>

Osobní kontakt: Tomáš Tyml, 2012

PŘÍLOHY

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha č. 1: Lokalita Brucebyen

Obr. 1.1: Lokalita Brucebyen

Obr. 1.2: Lokalita Brucebyen

Obr. 1.3: Jezero Brucebyen a hejno hus bernešek bělolících

Příloha č. 2: Lokalita Garmaksla

Obr. 2.1: Lokalita Garmaksla

Obr. 2.2: Jezero Garmaksla

Obr. 2.3: Jezero Garmaksla

Příloha č. 3: Lokalita Mathiessondalen

Obr. 3.1: Lokalita Mathiessondalen

Obr. 3.2: Jezero Mathiessondalen 2

Obr. 3.3: Jezero Mathiessondalen 2

Obr. 3.4: Jezero Mathiessondalen 1

Obr. 3.5: Jezero Mathiessondalen 3

Příloha č. 4: Lokalita Mimerdalen

Obr. 4.1: Lokalita Mimerdalen

Obr. 4.2: Jezero Mimerdalen

Obr. 4.3: Jezero Mimerdalen

Příloha č. 5: Lokalita v blízkosti ledovce Nordenskiöld

Obr. 5.1: Lokalita Nordenskiöld

Obr. 5.2: Jezero Nordenskiöld

Obr. 5.3: Jezero Nordenskiöld na oblíku

Příloha č. 6: Lokalita v blízkosti ledovce Ragnar

Obr. 6.1: Lokalita u ledovce Ragnar

Obr. 6.2: Jezero Ragnar

Obr. 6.3: Jezero Ragnar

Obr. 6.4: Jezero Ragnar

Příloha č. 7: Lokalita Sven a Herby

Obr. 7.1: Lokalita v blízkosti ledovce Sven

Obr. 7.2: Jezero Sven

Obr. 7.3: Jezero Sven

Příloha č. 8: Batymetrické mapy

Obr. 8.1: Batymetrická mapa jezera Nordenskiöld

Obr. 8.2: Batymetrická mapa jezera Mathiessondalen 2

Obr. 8.3: Batymetrická mapa jezera Mathiessondalen 1

Příloha č. 9: Tabulky průměrných měsíčních teplot jezer

Tab. 9.1: Průměrná měsíční teplota jezera Garmaksla

Tab. 9.2: Průměrná měsíční teplota jezera Nordenskiöld 3

Příloha č. 1 : Lokalita Brucebyen

Tato lokalita čítá dvě jezera. Větší z nich nese název Norddammen (78.63772 °s.z.š. 16.730581°v.z.d.), kdy N na začátku jména značí severní rybník (north) a menší z nich Sørdammen (78.636284° s. z. š. 16.72964° v. z. d.), kdy S na začátku jména značí jižní rybník (south). Jezera jsou pojmenována podle Rolfa W. Feyling-Hanssena (Stadnamn i norske polarområd, 2013). Obě jezera leží na izostaticky vyzdvižené holocénní mořské terase a jsou považována za organogenní (Čepová a Kavan, 2012). V okolí jezer se vyskytuje velké množství ptactva, které přispívá svou organickou hmotou k jejich eutrofizaci.



Obr. 1.1: Lokalita Brucebyen (zdroj: <http://toposvalbard.npolar.no>)



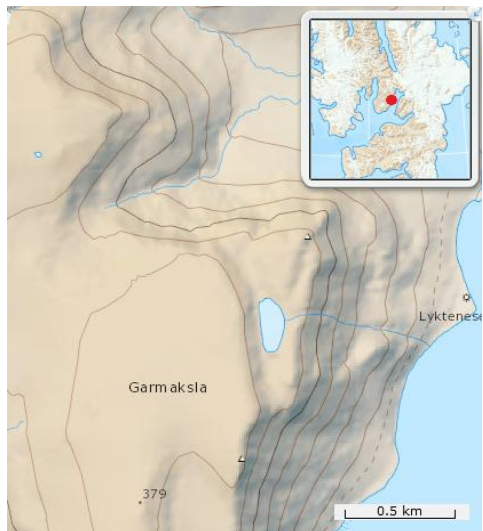
Obr. 1.2: Lokalita Brucebyen (Jan Kavan, 2012)



Obr. 1.3: Jezero Brucebyen a hejno hus bernešek bělolících (autor: Jan Kavan, 2012)

Příloha č. 2: Lokalita Garmaksla

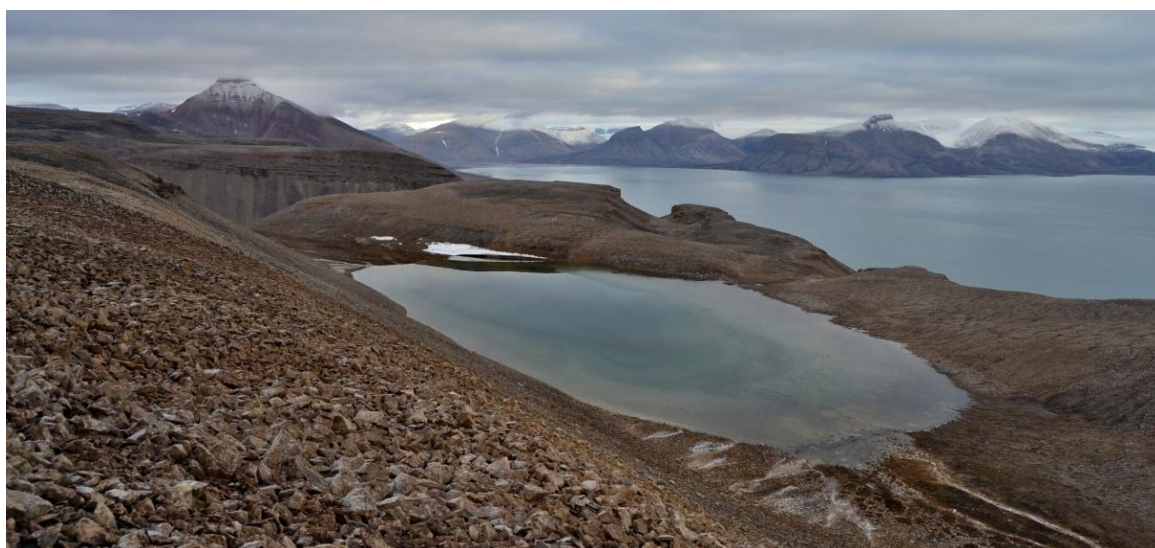
Jezero Garmaksla leží v blízkosti stejnojmenné hory ve výšce 360 m n. m. Jezero leží v nivační depresi vzniklé v místě odlučné hrany sesuvu. Tento sesuv je tektonicky podmíněn.



Obr. 2.1: Lokalita Garmaksla
(zdroj: <http://toposvalbard.npolar.no>)



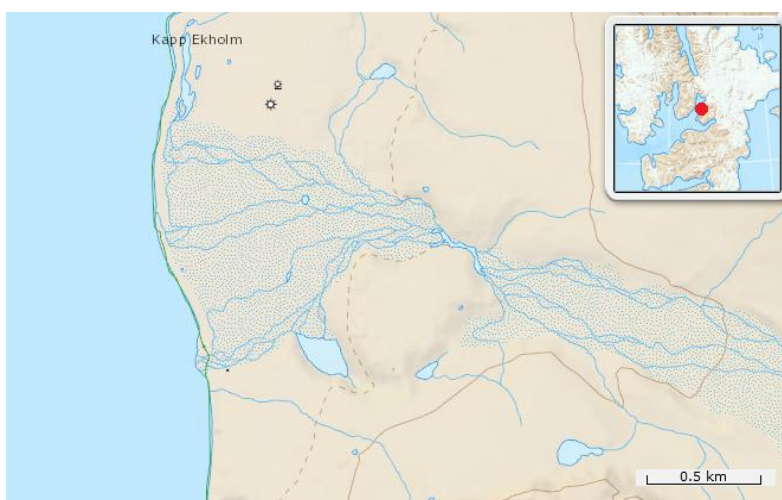
Obr. 2.2: Jezero Garmaksla (Jan Kavan, 2012)



Obr. 2.3: Jezero Garmaksla (Jan Kavan, 2012)

Příloha 3: Jezera lokality Mathiessondalen

Lokalita Mathiessondalen se nachází v blízkosti stejnojmenného údolí. Toto údolí je 9 km dlouhé a nese jméno podle Johna Mathiesona, který roku 1909 navštívil Svalbard a zkoumal velkou část Prins Karls Forland (Stadnamn i norske polarområd, 2013). Podloží oblasti Mathiessondalen se skládá z karbonských a permských vápenců a dolomitů. Horní část údolí je pokryta holocenními sedimenty, které tvoří terasy a vyvýšeniny v terénu. Údolí je protkáno říčním systémem s malými přítoky (O. Lauritzen a O. Salvigsen, 1983). Lokalitu tvoří tři jezera, která jsou krasového původu.



Obr. 3.1: Lokalita Mathiessondalen
(zdroj: <http://toposvalbard.npolar.no>)



Obr. 3.2: Jezero Mathiessondalen 2
(Jan Kavan, 2012)



Obr. 3.3: Jezero Mathiessondalen 2 (Jan Kavan, 2012)

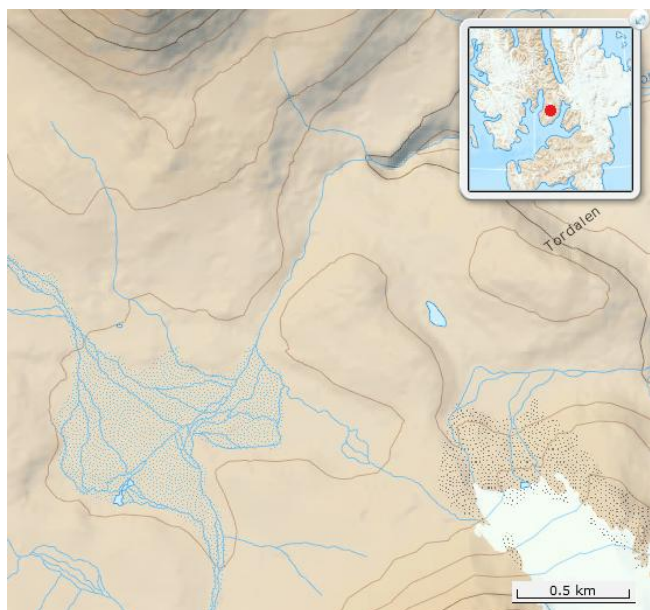


Obr. 3.4: Jezero Mathiessondalen 1 (Jan Kavan, 2012)

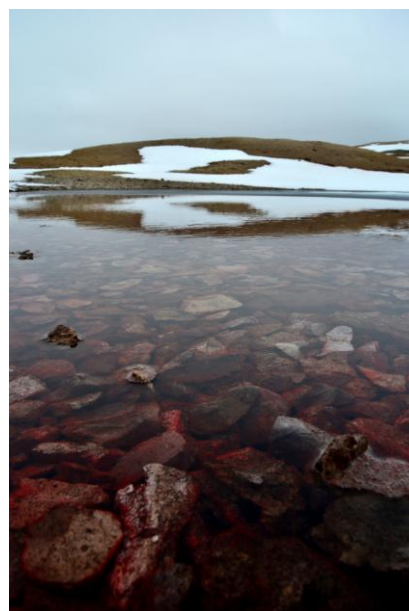


Obr. 3.5: Jezero Mathiessondalen 3 (Jan Kavan, 2012)

Příloha č. 4: Lokalita Mimerdalen



Obr. 4.1: Lokalita Mimerdalen
(zdroj: <http://toposvalbard.npolar.no>)



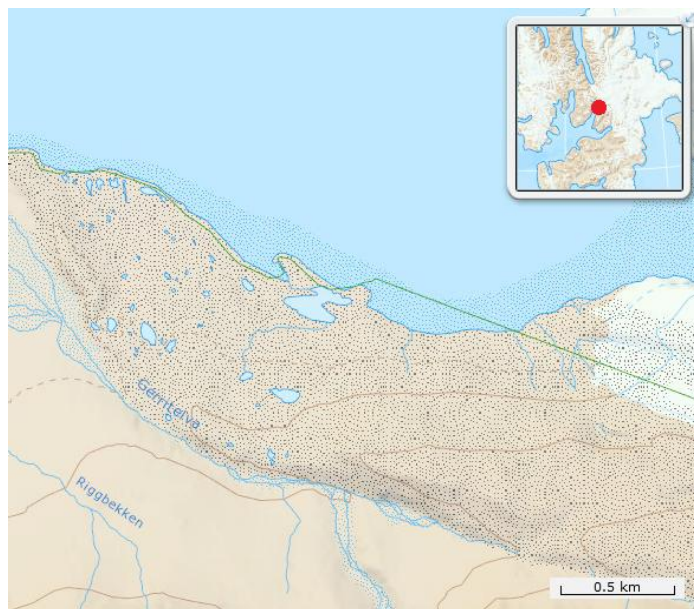
Obr. 4.2: Jezero Mimerdalen (Jan Kavan, 2012)



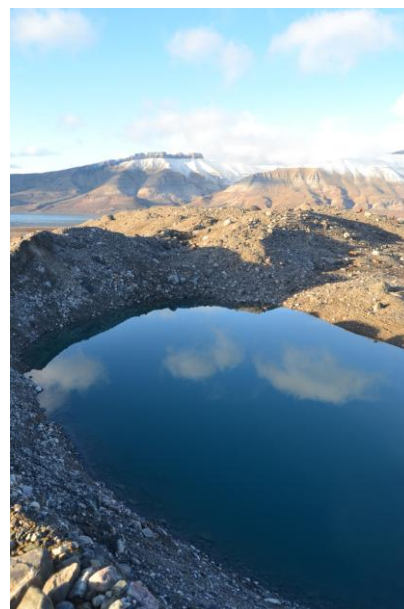
Obr. 4.3: Jezero Mimerdalen (Jan Kavan, 2012)

Příloha č. 5: Lokalita Nordenskiöld

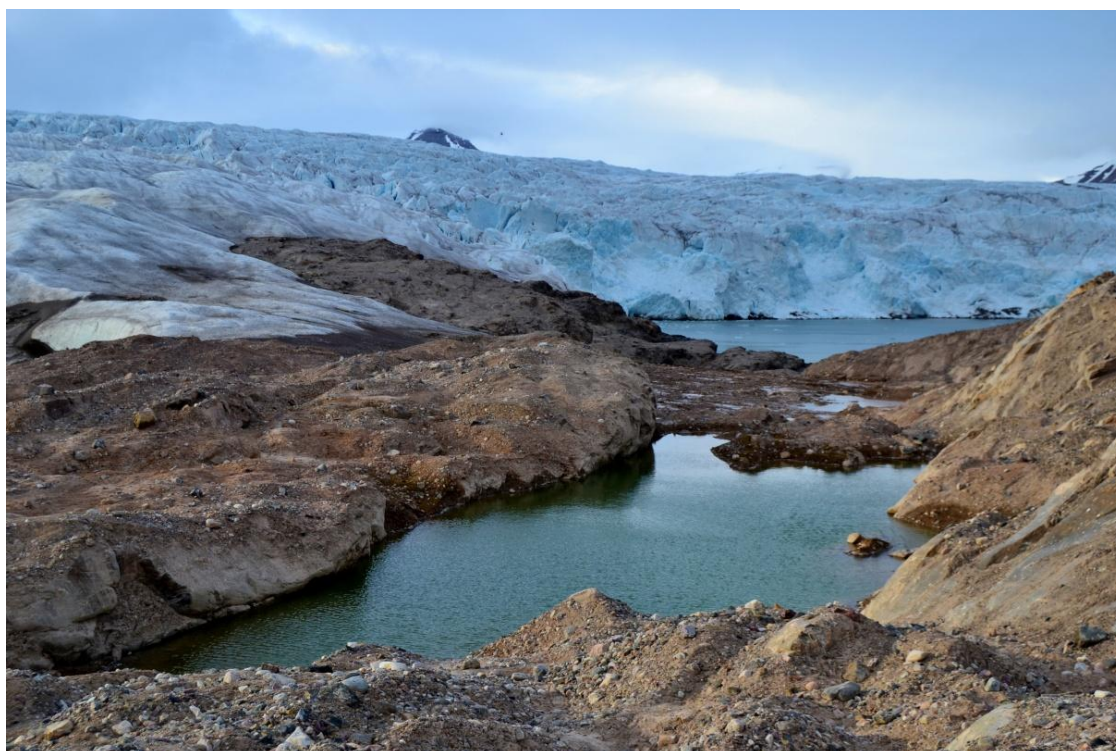
Jezera Nordenskiöld se nacházejí v předpolí stejnojmenného ustupujícího ledovce. Jsou nazývána jako kotlíková jezírka (Obr. 5.1). Řadí se mezi nejmladší z jezer studované lokality a jsou nestabilní jezera. Jejich hloubka je značná. Na Obr. 5.2 je zobrazeno jezero v erodované části ledovce. Nachází se na oblíku, který vznikl při ústupu ledovce.



Obr. 5.1: Lokalita Nordenskiöld (zdroj: <http://toposvalbard.npolar.no>)



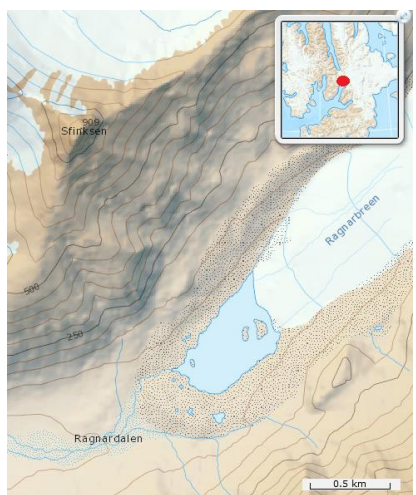
Obr. 5.2: Jezero Nordenskiöld
(Jan Kavan, 2012)



Obr. 5.3: Jezero Nordenskiöld na oblíku (Jan Kavan, 2012)

Příloha č. 6: Jezera v blízkosti ledovce Ragnar

Ledovec Ragnar ($78,73^{\circ}$ s. z. š. , $16,67^{\circ}$ v. z. d.) se nachází v blízkosti zálivu Petuniabukta, v severní části Billefjorden. Ragnar je ustupující ledovec, který je 4,9 km dlouhý a zaujímá plochu o rozloze $6,6 \text{ km}^2$ (Ewertowski a kol., 2010). Plocha ledovce se mezi Malou dobou ledovou a rokem 2002 zmenšila o $1,2 \text{ km}^2$ (Rachlewicz a kol., 2007). Jeho povrch mezi lety 1960 a 2002 poklesl o 65 m a o 1,5 km od maximálního zalednění během Malé doby ledové. Pobřežní zóna ledovce je 1,5 km dlouhá a 1 km široká. Voda je odváděna řekou Ragnar, která je přibližně 1 m široká a vytéká z jezera (Ewertowski a kol., 2010). U čela morény se nachází jezero, které vzniklo při ústupu ledovce, kdy moréna zůstala přes údolí a následně zadržela tavnou vodu z ledovce. Jezero se začalo formovat až po roce 1980, od té doby jeho délka dosáhla až 1 km (Ewertowski, 2010). Maximální naměřená hloubka byla 17,5 m. V blízkosti jezera se nacházejí další dvě jezírka, která už nejsou tak velkých rozměrů.



Obr. 6.1: Lokalita u ledovce Ragnar
(zdroj: <http://toposvalbard.npolar.no>)



Obr. 6.2: Jezero Ragnar (Jan Kavan, 2012)

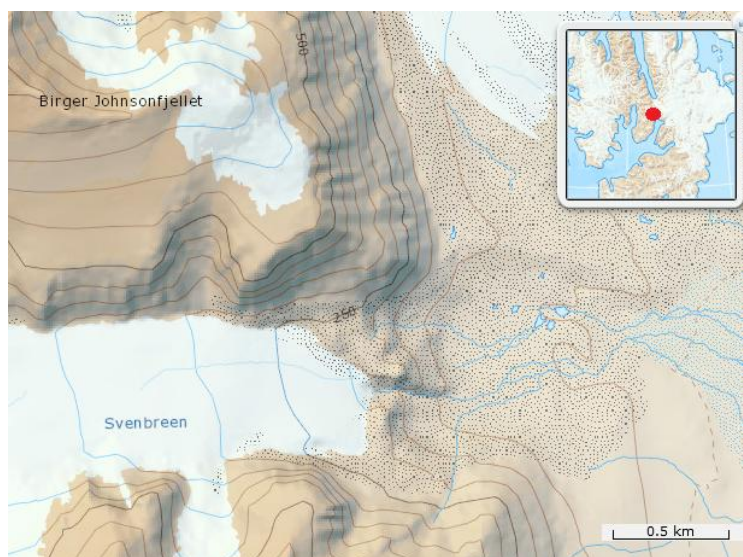


Obr. 6.3: Jezero Ragnar (Jan Kavan, 2012)



Obr. 6.4: Jezero Ragnar
(Jan Kavan, 2012)

Příloha č. 7: Jezera v blízkosti ledovce Sven a Herby



Obr. 7.1: Lokalita v blízkosti ledovce Sven
(zdroj: <http://toposvalbard.npolar.no>)

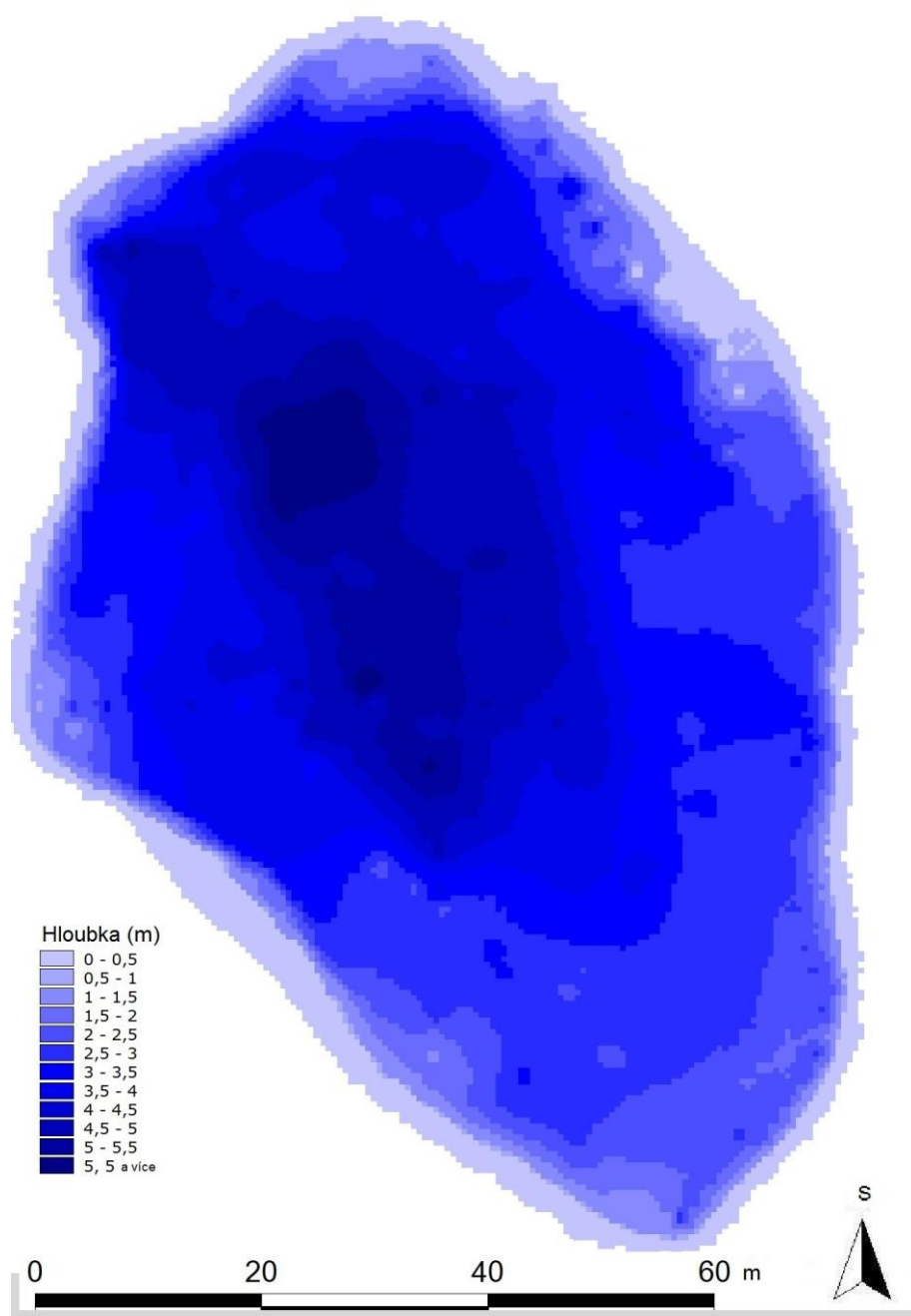


Obr. 7.2: Jezero Sven
(Jan Kavan, 2012)

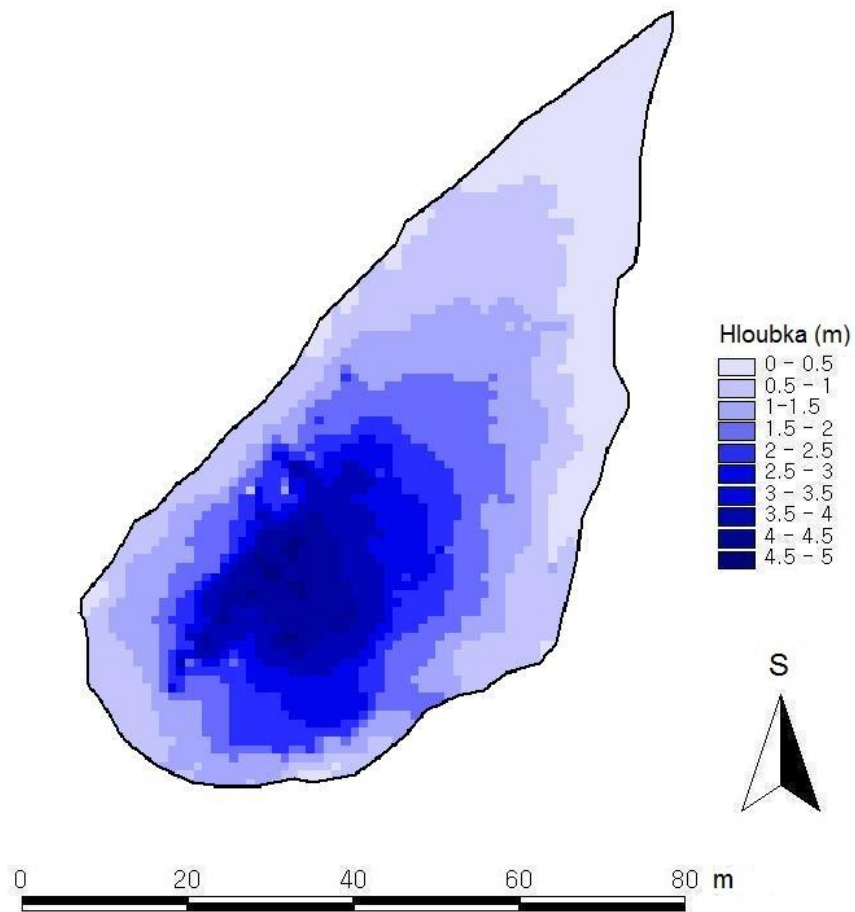


Obr. 7.3: Jezero Sven (Jan Kavan, 2012)

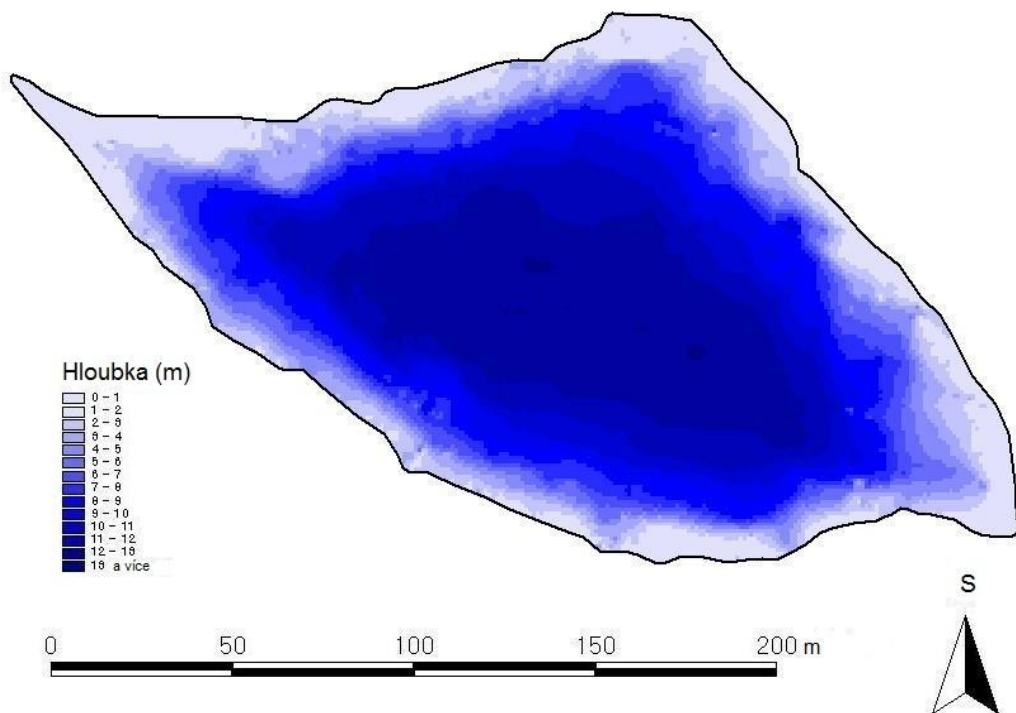
Příloha č. 8: Batymetrické mapy



Obr. 8.1: Batymetrická mapa jezera Nordenskiöld (Denisa Čepová, 2013)



Obr. 8.2: Batymetriská mapa jezera Mathiessondalen 2 (Denisa Čepová, 2013)



Obr. 8.3: Batymetriská mapa jezera Mathiessondalen 1 (Denisa Čepová, 2013)

Přílohá č. 9: Tabulky průměrných měsíčních teplot

Tab. 9.1: Průměrná měsíční teplota jezera Garmaksla

Garmaksla		
měsíc	rok	průměrná teplota (°C)
srpen	2011	6,8458
září	2011	3,4045
říjen	2011	-0,1890
listopad	2011	-0,3049
prosinec	2011	-0,3600
leden	2012	-0,5279
únor	2012	-0,2863
březen	2012	-0,2749
duben	2012	-0,2993
květen	2012	-0,4657
červen	2012	-0,3372
červenec	2012	-0,2853
sledované období		0,5766

Autor: Denisa Čepová, 2013

Tab. 9.2: Průměrná měsíční teplota jezera Nordenskiöld

Nordenskiöld 3		
měsíc	rok	průměrná teplota (°C)
září	2011	5,03638025
říjen	2011	0,391033982
listopad	2011	0,299409908
prosinec	2011	0,273292337
leden	2012	0,1198
únor	2012	0,069449519
březen	2012	0,034608573
duben	2012	0,209367036
květen	2012	0,738156087
červen	2012	3,70436746
červenec	2012	8,8459
sledované období		1,792884527

Autor: Denisa Čepová, 2013