

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



Matěj Roman

HOLOCENNÍ VÝVOJ ARKTICKÝCH JEZER

HOLOCENE HISTORY OF ARCTIC LAKES

Bakalářská práce

Praha 2014

Vedoucí bakalářské práce: Mgr. Daniel Nývlt, PhD.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 20. 5. 2014



Matěj Roman

Poděkování

Na tomto místě velice děkuji vedoucímu práce Mgr. Danielu Nývltovi, PhD. za veškerou pomoc, ochotu, cenné rady a připomínky při vypracovávání této práce a jeho skvělý lidský přístup. Dále patří mé díky RNDr. Lindě Nedbalové, PhD. za přínosné konzultace, a také Mgr. Danielu Vondrákovi, Eveline Pinseel a dalším kolegům z expedice na Svalbard za pomoc a spolupráci při odběru a zpracovávání jezerních vzorků. Nakonec děkuji své rodině za jejich neustálou podporu a obětavost, a Verče.

Zadání bakalářské práce

Název práce

Holocenní vývoj arktických jezer

Cíle práce

Bakalářská práce zhodnotí vznik a vývoj jednotlivých typů jezer nacházejících se v Arktidě v souvislosti s deglaciací Arktidy na hranici pleistocén a holocén a následných klimatických a environmentálních změn během holocénu.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Metodická část práce zhodnotí běžné i méně často používané paleolimnologické metody studia jezerních sedimentů aplikované na arktická jezera a jejich vhodnost k navazujícímu výzkumu při zpracování magisterské práce. Terénní a navazující laboratorní práce bude zaměřená na limnologický výzkum jezera Garmaksla v severní části Billefjorden ve střední části ostrova Spitsbergen, odvrtní jezerních sedimentů a jejich základní paleoklimatickou interpretaci založenou na běžných geochemických a petrofyzikálních proxy jako základ pro navazující detailní studium během práce na magisterské práci.

Datum zadání: 22. 4. 2013

Jméno studenta: Matěj Roman

Podpis studenta: 

Jméno vedoucího práce: Mgr. Daniel Nývlt, PhD.

Podpis vedoucího práce: 

Holocenní vývoj arktických jezer

Abstrakt

Paleolimnologie v Arktidě zaznamenala v posledních desetiletích značný rozvoj. Oblast Arktidy se od posledního glaciálu výrazně proměnila a ústupy ledovců daly vzniknout velkému počtu a mnoha typům jezer. Nejčastěji se zde vyskytují jezera ledovcového původu, termokrasová, fluviální či jezera na vyzdvižených mořských terasách. K výzkumu vývoje těchto jezer se využívá paleolimnologických metod aplikovaných na prostředí vysokých zeměpisných šířek. Metody korelace sedimentárních jader a základní interpretace proxy záznamů jako jsou magnetická susceptibilita, biostratigrafie rozsivek či obsahy uhlíku a síry byly použity na sedimenty jezera Garmaksla ze souostroví Svalbard. V hodnotách proxy byly zaznamenány klimatické a ekologické změny včetně ukončení malé doby ledové a současného oteplování.

Klíčová slova: jezera, paleolimnologie, paleoklimatologie, environmentální změny, holocén, Arktida

Abstract

Palaeolimnology in the Arctic has achieved a considerable progress in the last decades. The Arctic has changed markedly since the Last Glacial and glacier retreats caused formation of a great number of diverse lake types. Lakes of glacial origin, thermokarst lakes, fluvial lakes and lakes on raised beaches occur most often here. Palaeolimnological methods applied to the high latitude areas are used for the study of the history of individual lakes. Methods of correlation of sedimentary cores and basic interpretation of proxy records such as magnetic susceptibility, diatom biostratigraphy and content of carbon and sulphur were applied on sediments of Garmaksla Lake, Svalbard Archipelago. Climatic and ecological shifts including the Little Ice Age termination and recent warming were registered in proxy values.

Keywords: lakes, palaeolimnology, palaeoclimatology, environmental changes, Holocene, Arctic

Obsah

Abstrakt/Abstract	5
1. Úvod	7
1.1. Cíle práce.....	7
1.2. Vymezení Arktidy	8
2. Deglaciace Arktidy od posledního glaciálního maxima.....	9
2.1. Zalednění během LGM	9
2.2. Proglaciální jezera během deglaciace	11
2.3. Holocén	12
2.4. Neoglaciace	13
2.5. Současné oteplování Arktidy	14
3. Vznik a vývoj jezer v Arktidě – Hutchinsonova klasifikace jezer.....	15
3.1. Ledovcová a periglaciální jezera.....	16
3.1.1. Ledovcem hrazená jezera	16
3.1.2. Postglaciální jezera	22
3.1.3. Termokrasová jezera.....	25
3.2. Tektonická jezera	26
3.3. Fluviální jezera.....	27
3.4. Jezera na mořském pobřeží	30
3.5. Jezera vzniklá vulkanickou aktivitou	31
3.6. Jezera krasového původu	33
3.7. Jezera v kráterech po dopadu meteoritu	35
3.8. Jezera hrazená sesuvy.....	36
3.9. Mokřady	37
3.10. Eolická jezera a umělé vodní nádrže	38
4. Metody a specifika paleolimnologického výzkumu v Arktidě.....	39
4.1. Datování arktických jezerních sedimentů	39
4.1.1. Radioaktivní izotopy.....	39
4.1.2. Luminiscenční datovací metody	42
4.1.3. Racemizace aminokyselin	43
4.1.4. Varvové sedimenty	43
4.1.5. Tefrochronologie	43
4.1.6. Zemský magnetismus a magnetická susceptibilita.....	44
4.1.7. Biostratigrafie	44
4.2. Proxy indikátory klimatu a přírodních podmínek	45
4.2.1. Petrofyzikální a sedimentologické analýzy	45
4.2.2. Geochemické analýzy.....	45
4.2.3. Biologické proxy	46
5. Korelace a předběžná analýza sedimentů jezera Garmaksla	48
5.1. Korelace jader	50
5.2. Výsledky a interpretace změn	54
6. Závěr	58
7. Seznam použitých zdrojů a obrázků	59

1. Úvod

Arktida byla za posledních 65 miliónů let poznamenána více klimatickými a environmentálními změnami než zbytek severní polokoule a díky silným pozitivním zpětným vazbám měla jeden z největších dopadů na globální klima, přestože zaujímá jen 5 % rozlohy Země (Miller et al. 2010). Z geologického hlediska ji překotné změny postihly také v posledním glaciálu a přechodu do současného interglaciálního období – holocénu. Vědy o Zemi usilují o poznání přírodní historie různými odvětvími a jedním z nich je paleolimnologie. Výzkum jezer v Arktidě již přinesl mnoho poznatků např. o chronologii deglaciace, glaciostatickém výzdvihu či paleoklimatu (Barker 2009).

Začíná se prosazovat názor, že jsme vstoupili do antropocénu, tedy období, kdy hlavní environmentální změny na Zemi jsou vyvolány člověkem a jeho činností (Pienitz et al. 2004). Abychom byli schopni alespoň předpovědět dopady aktivit naší civilizace (přestože lidské zásahy nemají v historii Země obdobu), je potřeba znát procesy minulé a přírodní. Také proto by se měl klást důraz na výzkum přírodní historie i interakcí přírody s člověkem. Arktida poskytuje cenné informace především o procesech přírodních, do kterých člověk zasáhl až zhruba v posledních maximálně dvou staletích. Právě paleolimnologie nám o tom poskytuje dostatek důkazů, z nichž některé představím v této práci.

1.1. Cíle práce

Tato bakalářská práce je složena z několika částí, které rozvádějí téma vzniku a vývoje arktických jezer. V druhé kapitole bude vyložena vývoj prostředí a klimatu Arktidy od vrcholu posledního glaciálu po současnost, který měl zásadní vliv na vznik i vývoj jezer. V následující kapitole budou popsány jednotlivé typy jezer především z geologického a geomorfologického hlediska jejich utváření, ale také vývoje fyzikálních a chemických vlastností a bioty. Dále se zmíním o metodách získávání poznatků z jezer a jezerních sedimentů, bez kterých by nebyl možný žádný paleolimnologický výzkum, jejich aplikaci a vhodnosti pro jezera Arktidy. Vlastní analytická část v poslední kapitole bude zaměřena na výzkum sedimentů z jezera Garmaksla, které se nachází na Špicberkách, souostroví ve vysoké Arktidě, a přinese základní interpretaci a korelaci sedimentárních profilů jako základ pro navazující práci.

Analýza jezerních sedimentů přinese možnost srovnat naměřená data s literaturou a zodpovědět níže nastolené otázky. Skvělým výsledkem by bylo určení stáří jednotlivých poloh sedimentů a z něho odvodit rychlost sedimentace v různých obdobích, dále korelace

získaných jader mezi sebou a získání paleoklimaticky interpretovatelných proxy dat. K těmto cílům ovšem vede dlouhá cesta a mnoho finančních i časových nákladů. Pro potřeby této práce si stanovuji za cíl zajistit především korelaci odebraných jader mezi sebou a popis dosud naměřených veličin s jejich základní interpretací. Zajímavé bude porovnání s prozatímními daty z jiných oborů, např. biologie, které zkoumají stejné vzorky z jezera Garmaksla, a poskytnou tak interdisciplinární pohled na vývoj společenstev organismů žijících v jezeře.

1.2. Vymezení Arktidy

Arktidu lze vymezit mnoha způsoby, a to např. z pohledu administrativního, klimatického nebo ekologického. Nejčastěji se za hranici považuje izoterma průměrné červencové teploty 10 °C (Pienitz et al. 2004). Tato hranice poměrně dobře odpovídá severní hranici lesa, vede však nad zemí i nad mořem (obr. 1). Hranice lesa je na druhou stranu lépe vizuálně postihnutelná v terénu, neboť je charakterizovaná změnou půd, vegetace a fauny (a není nutné interpolovat klimatická data z měřicích stanic). Za další možné hranice můžeme považovat rozsah souvislého permafrostu či jednoduše oblast severně od severního polárního kruhu (Pienitz et al. 2004). V průběhu kvartéru se tyto hranice

latitudinálně posouvaly, přičemž se desetistupňová izoterma nebo severní hranice lesa vyskytovala během glaciálů mnohem jižněji. Tyto změny budu občas brát v úvahu, pokud se procesy typické pro vysoké zeměpisné šířky odehrávaly v současném mírném pásmu apod.



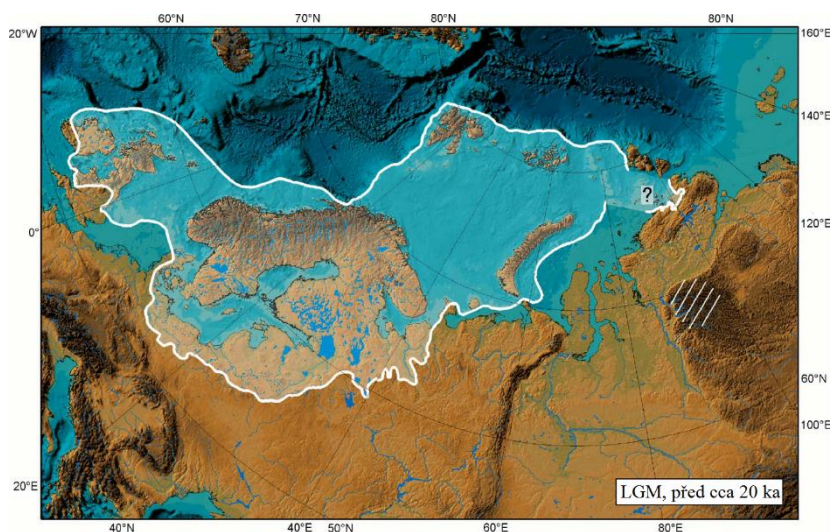
Obr. 1: Vymezení Arktidy podle různých kritérií. Převzato z Pienitz et al. 2004.

2. Deglaciace Arktidy od posledního glaciálního maxima

Největší rozsah ledovcové pokrývky během posledního glaciálu nastal v posledním glaciálním maximu (Last Glacial Maximum, LGM) před přibližně 21 tisíci let (Miller et al. 2010). Značná plocha severní polokoule byla pokryta kontinentálními i horskými ledovci. Hladina světového oceánu poklesla, kvůli zadržení velkého objemu vody v ledovcích, až o 120–130 m pod současný stav (Fairbanks 1989, Lambeck et al. 2002). Severní ledový oceán byl pokryt trvalým mořským zámrzem, což znemožňovalo výměnu tepla mezi oceánem a atmosférou, vyvolávající další ochlazení. Průměrná teplota Země se snížila o 5–6 °C oproti dnešku, avšak v centrálním Grónsku nebo v Beringii (dnešní severovýchodní Rusko a Aljaška) až o 20 °C (Miller et al. 2010).

2.1. Zalednění během LGM

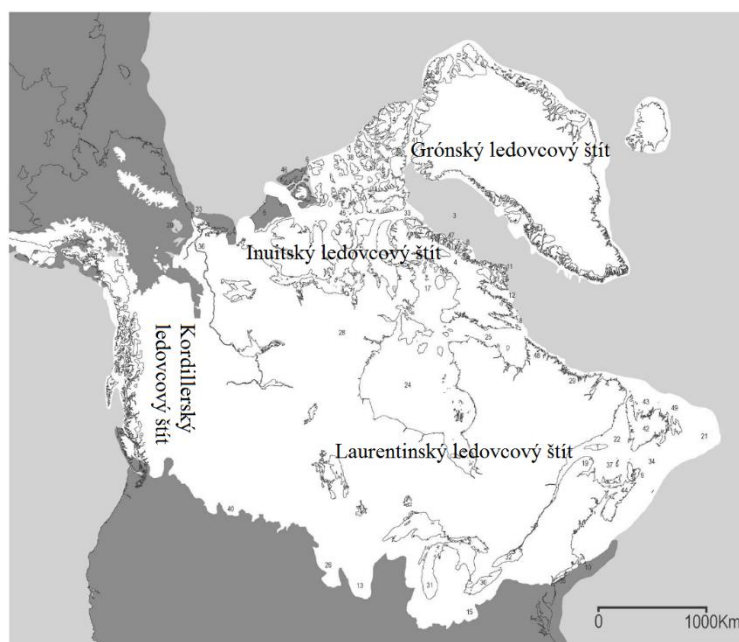
Eurasie byla pokryta hlavně v severozápadní části rozsáhlým kontinentálním ledovcem, který sestával z ledovcových štítů Skandinávského a Barentsovo-Karského (Svendsen et al. 2004). Ledovce pokrývaly kromě jádrových oblastí Skandinávského poloostrova a šelfu na severním okraji Eurasie (především Barentsova moře v tom čase nezalitého vodou) až k pevninskému svahu, včetně Svalbardu, Země Františka Josefa a Nové země, také mělká Severní a Baltské moře, Velkou Británii a Irsko, nejjižněji se rozšířily v Německu a Polsku zhruba po 53° s. š (obr. 2). Na východ ve Východoevropské rovině se však ke konci pleniglaciálu ledovec nerozprostíral, neboť srážky nedosahovaly potřebných úhrnů k většímu tamějšímu rozsahu ledovce. Dále na sever v Arktické Sibiři je rozsah během LGM nejasný, avšak rekonstruovaný průběh umísťuje hranici východně od země Františka Josefa sahající až k Tajmyru a Severní Zemi. Plošina Putorana, pravděpodobně jedno



Obr. 2: Maximální rozsah ledovcových štítů v Eurasii během LGM. Převzato ze Svendsen et al. 2004.

z nejdříve zaledněných území během počátku viselského glaciálu, už pokrývaly v LGM jen horské ledovce nebo bylo zcela leduprosté. Díky výrazné kontinentalitě se už dále na východ Sibíře nedostávalo dostatek srážek pro tvorbu a přetrvání ledovců a rozsáhlé ledovcové štíty se zde nevyskytovaly. Ovšem podle Grosswald a Hughes (2002) většinu východní Sibíře ledovec pokrýval, tato dříve převažující hypotéza však není podložena terénními daty a nové výsledky projektu QUEEN sumarizované např. v práci Svendsen et al. (2004) tuto interpretaci vylučují. Mocnost vypočtená rekonstruovanými modely dosahovala nad Skandami až 2,5 km, V Barentsově a Karském moři kolem 1 km a k okrajům se ztenčovala (Svendsen et al. 2004). Ohromná hmotnost, kterou ledovec působil na své podloží, byla důvodem glaciostatického snížení povrchu (Lambeck 2009).

Severoamerické ledovce pokrývaly mnohem rozsáhlejší oblast ve vrcholném wisconsinském glaciálu (odpovídá evropskému würmskému a viselskému glaciálu) než ledovce eurasijské, zejména díky příznivějšímu rovinatému reliéfu Severní Ameriky. Největším z nich byl Laurentinský ledovcový štít, sahající během LGM až ke 40° s. š. a pokrývající oblast dnešních Velkých jezer, jejichž pánve pomohl svými erozními účinky vytvořit (obr. 3, Dyke et al. 2002). Na východním pobřeží zasahoval daleko na pevninský šelf až k pevninskému svahu u Newfoundlandu a k Long Islandu. Na západě se spojoval s Kordillerským ledovcovým štítem, pokrývajícím horskou osu Ameriky od Aljašky po Vancouverský záliv. Maximální rozsahy těchto dvou ledovců nejsou zřejmě synchronní, u Laurentinského nastal před 20 ka, zatímco u Kordillerského až před 14 ka. Vysvětlováno je to změnou přísunu srážek od Pacifiku, kdy nezaledněné Kordillery umožnily průchod



Obr. 3: Maximální rozsah ledovcových štítů Severní Ameriky během LGM. Převzato z Dyke et al. 2002.

vlhkosti z Pacifiku a postup Laurentinského ledovcového štítu (Dyke, Prest 1987), ale pozdější postup Kordillerského ledovcového štítu ji zablokoval a zvýšil ve vnitrozemí ariditu. Tyto ledovcové štíty dosahovaly maximální mocnosti až 3 km (Dyke et al. 2002).

Přes dnešní Kanadské arktické souostroví se rozprostíral Inuitský ledovcový štít, spojující kontinentální a horské ledovce, který vyplňoval svými ledovcovými proudy dnešní mořské průlivy. Zbytky wisconsinského zalednění se zde vyskytují dodnes, např. na ostrovech Devon a Ellesmere. Grónský ledovcový štít pokrýval ještě větší plochu než dnes, sahal až k okraji pevninského šelfu a v Naresově úžině se stékal s Inuitským ledovcovým štítem. Od té doby se však Grónský ledovcový štít zmenšoval (avšak s občasnými postupy např. během mladšího dryasu) a před 4 ka měl menší plochu a objem než v současnosti (zejména na jihu ostrova; Simpson et al. 2009). Beringie byla zaledněna jen regionálně, hlavně horskými ledovci na Aljašce, a už během mladšího wisconsinu po skončení posledního interglaciálu zaznamenaly ledovce větší rozšíření než během LGM, kdy tento region sloužil jako refugium pro severské druhy flóry a fauny a zároveň jako pevninský most pro první lidské objevitele Severní Ameriky (Brigham-Grette 2001).

2.2. Proglaciální jezera během deglaciace

Rostoucí letní insolace vysokých šířek severní polokoule a zvyšování koncentrace skleníkových plynů v atmosféře podmínily počátek tání ledovců před 20 ka, mnohem rychlejším tempem deglaciace pokračovala před 16 ka (Miller et al. 2010). Na jih od ledovcového okraje Skandinávského a Barentsovo-Karského ledovcového štítu se terén zvyšoval, což spolu s přísunem tavné vody umožnilo vznik ledovcem hrazených jezer. Na severozápadě Východoevropské nížiny se síť propojených jezer odvodňovala Volhou do Kaspického jezera (Svendsen et al. 2004). Východněji existenci jezer vyvrací doklady o eolické sedimentaci a ledových klínech, které odporují myšlence o výskytu vodních ploch; přesto tudy toky vedly směrem na sever do Severního ledového oceánu, kam si nejspíše vyeroďovaly koryta pod Barentsovo-Karským ledovcovým štítem.

Na okraji Severoevropského ledovce byla situace velmi zajímavá především z pohledu vývoje Baltského moře. Po ústupu čela Severoevropského ledovce k linii Oslo-Stockholm se v jeho předpolí vytvořilo Baltské ledové jezero (Lambeck et al. 1998), existující před cca 12,3–10,3 ¹⁴C ka. Po dalším ústupu se ale jezero propojilo průlivem v oblasti jezer Vänern a Vättern se Severním mořem, a vznikl záliv Yoldiového moře (10,3–9,5 ¹⁴C ka BP). V důsledku odlehčení Fennoskandie ustupujícím ledovcem se území začalo vyklenovat, průliv se přerušil a vzniklo opět jezero, zvané Ancylové, existující

před 9,5–7,5 ¹⁴C ka. Poté se ale, především díky zvýšení hladiny světového oceánu, znovu propojilo se Severním mořem a vzniklo tak Litorinové moře, které odpovídá dnešnímu Baltskému moři, bylo jen mírně rozsáhlejší a při dalším vývoji nastala ve Fennoskandii mírná regrese (pozn.: *Yoldia*, *Ancylus* a *Littorina* jsou názvy dominantních rodů mlžů a plžů nalezených v jednotlivých fázích vývoje Baltu; Lambeck et al. 1998).

Při deglaciaci se také v Severní Americe tvořila rozsáhlá hrazená proglaciální jezera. Před 13 ka výběžek ustupujícího Laurentinského ledovcového štítu zahradil depresi, která se vyplnila tavnou vodou a vzniklo tak jezero Missoula, až 300 m hluboké (Palmer 1999). Po katastrofickém vylití, dosahujícím celkového objemu až 10⁵ km³, se na území státu Washington dochovaly sedimentační a erozní doklady (např. kaňony, říční akumulace, obrovské proudové čeřiny), nazývané Channeled Scablands (Shaw et al. 2009). Zřejmě nejznámějším a nejlépe zdokumentovaným paleojezerem je jezero Agassiz, jež dosáhlo své maximální rozlohy 841 000 km² a hloubky až 100 m před 9 200 lety (Cohen 2003). Rozkládalo se v oblasti dnešních Velkých jezer. Jednotlivé fáze naplnění jezera byly přerušeny náhlými vylitími při porušení hrází morén nebo ledovce, při kterých se uvolnil objem vody až 163 000 km³ najednou. Velmi se měnily i směry, kudy vylití procházelo, vedlo povodím řeky Sv. Vavřince do severního Atlantiku, do Hudsonova zálivu, povodím Mackenzie do Severního ledového oceánu a povodím Mississippi do Mexického zálivu (Teller et al. 2002).

2.3. Holocén

Před 12 ka ledovce ustoupily z většiny pobřeží, skončil stadiál mladší dryas (11,7 ka b2k neboli před r. 2000 n. l.) a začal holocén (Rasmussen et al. 2006), a to poměrně náhle, výrazný vzrůst teploty až o 7 °C v oblasti Arktidy nastal během 50 let (Alley et al. 1993). Tehdy se také vyskytly nejvyšší hodnoty letní insolace, na 70° s. š. až o 9 % nad současným průměrem (Berger a Loutre 1991 in Miller et al. 2010). Před 6 ka již hladina oceánů a objem ledovců na Zemi zhruba odpovídaly dnešku a nastávala postupně časově asynchronní holocenní teplotní optima v jednotlivých částech Země. Fáze podnebí s vyšší teplotou než v současnosti se označuje jako hypsitermální období a trvalo zhruba 3 tisíce let před 8–5 ka (více méně se shoduje s evropským „atlantikem“; Fairbridge 2009)

Holocenní teplotní optimum (Holocene thermal maximum, HTM) nastalo v eurasijské Arktidě v první polovině holocénu (Miller et al. 2010). Průměrné letní teploty na pevnině byly o 1–3 °C vyšší než v současnosti, průměrná povrchová teplota moře v Severním Atlantiku a přilehlém Severním ledovém oceánu byla vyšší o 4–5 °C oproti

dnešku (způsobil to nejspíše zvýšený přísun teplejší vody z Atlantiku a po zatopení Beringova průlivu také z Pacifiku; Miller et al. 2010). Permafrost masivně ubýval, zejména jižně od polárního kruhu a pod termokrasovými jezery. Severní hranice lesa se v HTM výrazně posunula k severu, před 10–11 ka se břízy a modřiny vyskytovaly až o 200 km severněji, později se k nim přidaly smrky a borovice (MacDonald et al. 2008). Hranice lesa ustupuje k jihu od doby před 3–4 ka.

HTM v západní Arktidě nenastalo najednou, ale postupně v různých oblastech. Nejdříve se teploty vyšší než současné vyskytly v Beringii před 14–13 ka, tedy ještě v pleistocénu (Kaufman et al. 2004). Před 10–8 ka HTM začalo v oblasti Kanadského arktického souostroví a v Grónsku. Nejpozději nastalo ve střední a východní Kanadě před 7–4 ka. Blízkost ledovcového štítu a změny v přísunu sladké vody do Severního Atlantiku se označují jako hlavní příčiny časově asynchronních počátků HTM. Průměrná letní teplota byla o 0,5–3 °C vyšší než dnes, s největší odchylkou nad Severním Atlantikem. Před 5 ka se teploty postupně začaly snižovat, ochlazování začalo v Beringii (Kaufman et al. 2004).

2.4. Neoglaciace

V době kolem 6–3 ka před současností (Miller et al. 2010) se klima celé Arktidy začalo ochlazovat vlivem změny orbitálních parametrů Země, které znamenaly snížení množství dopadajícího slunečního záření do oblasti vysokých zeměpisných šířek. Po maximálním ústupu většina ledovců opět začala přirůstat; tento proces se nazývá neoglaciace (Porter a Denton 1967). Růst ledovců byl ovlivněn především klesajícími letními teplotami. Trend ochlazování trval do poloviny 19. století s výjimkou několika oscilací, mezi něž patří teplá období přelomu letopočtu a evropského středověku (tzv. středověké teplé období nastalo přibližně v letech 950–1200 n. l., v té době Vikingové osídlili Grónsko a zřejmě oblast Québecu a New Foundlandu a Inuité se rozšířili z Aljašky do Arktické Kanady; Miller et al. 2010).

Malá doba ledová (*Little Ice Age*, LIA) znamenala ochlazení severní polokoule cca o 1,5 °C a trvala zhruba od 16. do poloviny 19. století (Shindell 2009), ovšem s regionálními odchylkami. Byla to zřejmě nejchladnější část holocénu (Miller et al. 2010). Projevila se postupem horských i kontinentálních ledovců, častějším zamrzáním řek i moří, zimy trvaly déle a změnilo se i prostorové rozložení lidského osídlení (např. Vikingové opustili Grónsko) a pěstování plodin. Za hlavní příčinu ochlazení se považuje snížení intenzity slunečního záření mezi lety 1645 a 1715, známé jako Maunderovo minimum (Shindell et al. 2001). Další příčinou je zvýšená četnost vulkanických erupcí, které

vyvrhovaly zvýšené množství prachu a popela do atmosféry a odrážely sluneční záření (Crowley 2000). Některé části Arktidy, jako např. jih Grónska a Aljašky, vykázaly naopak kladné teplotní anomálie během určitých období Malé doby ledové (Overpeck et al. 1997).

2.5. Současné oteplování Arktidy

Od poloviny 19. století se globálně zvyšuje teplota, nejrychleji však v polárních oblastech (o 1–3 °C, v průměru cca o 1,5 °C; Overpeck et al. 1997). Toto oteplení na nejvyšší teploty minimálně za posledních 400 let ukončilo Malou dobu ledovou a způsobilo nový ústup ledovců, tání permafrostu a mořského zámrazu a změny v suchozemských i jezerních ekosystémech. Mezi příčiny oteplení v 19. století se řadí vyšší intenzita slunečního záření, snížená vulkanická aktivita a pozitivní zpětné vazby klimatu (snížení albeda ubýváním sněhové pokrývky či změny oblačnosti). Až kolem r. 1920 se k těmto příčinám přidává antropogenně podmíněné zvyšování koncentrace skleníkových plynů, především CO₂ (Overpeck et al. 1997). Ovšem k dosažení stejných letních teplot jako během středověkého teplého období bylo potřeba dodatečné zesílení intenzity slunečního záření, která je ve vysokých zeměpisných šířkách o 1–2 Wm⁻² nižší než ve středověku a dále se snižuje (Miller et al. 2010).

Smol a Douglas (2007) zjistili významné změny v jezerních sedimentech a biotě v Arktidě zejména v posledních 150 letech, které interpretují jako výskyt teplot vyšších než během středověkého teplého období. Právě jezera poskytují dlouhé záznamy teplot s vysokým rozlišením (Kaufman et al. 2004), které ukazují zvrácení trendu ochlazování posledních 2000 let až ve 20. století a také nejteplejší padesátiletý interval za posledních 2000 let objevující se v letech 1950–2000. Kaufman et al. (2004) upozorňují na nepřítomnost ledovcových štítů v Severní Americe (ale i v Eurasii), které by zpomalovaly oteplení podobně, jako tomu bylo při postupně nastávajících HTM.

Všechny změny klimatu nejen v posledním století, ale již od glaciálu měly zásadní vliv na vznik a vývoj arktických jezer, zejména díky teplotě pohybující se blízko bodu tání a mrznutí, kterou tedy ovlivňují i drobné výkyvy (Pienitz et al. 2008). Vznik většiny arktických jezer byl zapříčiněn táním ledovců v různých časových úsecích mladého pleistocénu a holocénu. Vývoj jezer byl ovlivněn také táním permafrostu, změnami v erozní činnosti, distribucí vody a vegetačním pokryvu a dalšími faktory proměnlivými v čase. Veškeré tyto procesy se projevují v nynější podobě jezer, které tak poskytují neocenitelné poznatky o minulosti, jež se člověk snaží odhalit a využít při předpovědi budoucích environmentálních a klimatických změn Země.

3. Vznik a vývoj jezer v Arktidě

Arktické a subarktické oblasti se vyznačují výraznou rozmanitostí a hojností jezer (Pienitz et al. 2008). Prvním faktorem, který podle Cohen (2003) ovlivňuje výskyt jezer, je poměr úhrnu srážek a evapotranspirace. Relativně nízké teploty neumožňují vysoký výpar, srážková voda tedy odtéká po povrchu a vyplňuje deprese reliéfu. Množství vhodných depresí schopných zadržet vodu je dána přítomností erozních i akumulacních glaciálních tvarů reliéfu. Dále téměř všudypřítomný permafrost (celoročně zmrzlá půda s teplotou ≤ 0 °C během alespoň dvou po sobě následujících let; Woo a Gregor 1992) zabraňuje infiltraci vody do půdy a podloží, a tím znemožňuje podzemní odtok.

Nejvydatnějším zdrojem vody v jezerech je jarní tání sněhové pokrývky, v létě se k němu přidává tání pozdního nebo celoročního sněhu ze sněžníků, firnovišť a ledovců, kapalně srážky, tající činná vrstva permafrostu a také podzemní odtok (Pienitz et al. 2008). Množství a prostorové rozložení srážek je v Arktidě velmi variabilní, největší úhrny zaznamenává jih Grónska (až 2 500 mm ročního úhrnu; Ohmura a Reeh 1991), ale většina Arktidy je poměrně suchá, ročně zde spadne přibližně 100–400 mm (Przybylak 2003). I přes tyto podmínky, typické spíše pro aridní až semi-aridní oblasti, jsou jezera a toky velice vodnaté.

Minulé glaciální cykly byly nanejvýš důležité pro existenci současných až dvou set tisíc jezer nacházejících se severně od 45° s. š. (Smith et al. 2007b). Bylo zjištěno, že hustota výskytu jezer (o rozloze 0,1–50 km²) na reliéfu modelovaném ledovcem (od LGM) je o 300–350 % vyšší než na jiném povrchu. Kromě zalednění má důležitý vliv také permafrost (souvislý, nesouvislý, sporadický; reliktní z glaciálního období), který zvyšuje hustotu jezer o 100–170 %, a dále rašelina. Největší hustota jezer se tedy nalézá v oblastech dřívějšího zalednění, se současným výskytem permafrostu a rašeliny, a činí 14,4 jezer na 1 000 km² (Smith et al. 2007b). Rozmístění jezer ovlivňují také litologické a tektonické podmínky území, tedy přítomnost zlomů, vrás, vulkanických kráterů, prahů v ledovcových údolích tvořících hráze jezer a podobně. Je tedy zřejmé, že pleistocenní rozsáhlé zalednění mělo velký význam pro vznik současných jezer. Před pleistocénem muselo být procentuální zastoupení typů jezer a jejich rozloha značně rozdílné oproti dnešku, jakékoliv odhady jsou ovšem obtížně stanovitelné (Cohen 2003).

V následující části vymezují typy jezer nacházející se v Arktidě na základě Hutchinsonovy klasifikace podle geneze jezerní pánve (Hutchinson 1957), jež rozeznává 11 hlavních tříd a 76 podtříd a která se používá s menšími úpravami dodnes (Cohen 2003). Většina jezer na Zemi spadá do jedné ze tří prvních kategorií, tj. vzniklých ledovcovými,

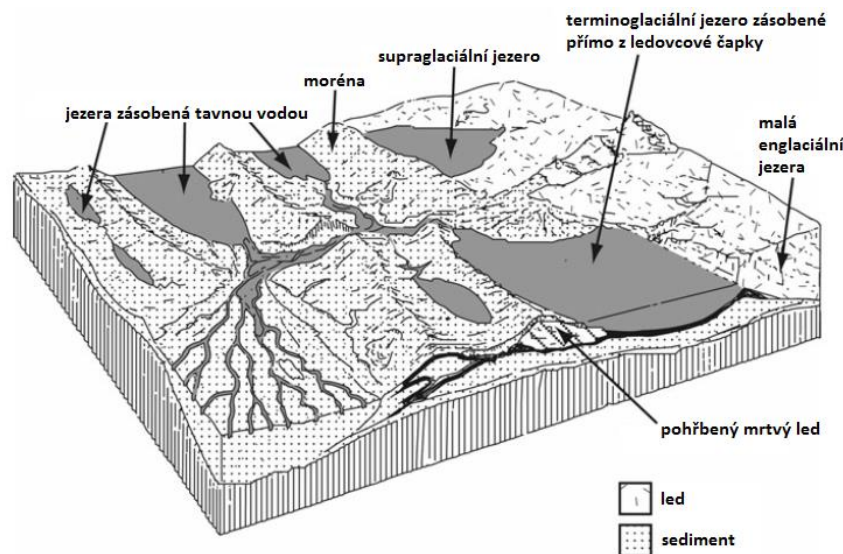
tektonickými nebo říčními procesy. Je ovšem důležité uvědomit si spolupůsobení více procesů při vytváření jezer, které ve výsledku stojí za polygenetickým vývojem.

Hutchinsonova klasifikace jezer:

3.1. Ledovcová a periglaciální jezera

Většina jezer ledovcového původu leží v Severní Americe severně od 40° s. š., neboť až sem dosahoval nejjižnější rozsah tamějších ledovcových štítů (Laurentinského a Kordillerského). Naopak v případě Eurasie je nejjižnější rozsah jezer ledovcového původu možné klást na 50. rovnoběžku s. š. (s výjimkou horského zalednění; Ehlers et al. 2011). Ledovce posledního glaciálu opakovanými postupy a ústupy významně přemodelovaly své okolí a podloží. Po jejich ústupu začínajícím již na sklonku LGM vzniklo mnoho jezer (Kalff 2001). Naopak doklady o starších jezerech (před posledním glaciálním cyklem) v zaledněných územích byla činností ledovců převážně zahlazena. Hierarchicky nejvýše používaným dělítkem jezer je fakt, zda jsou jezera stále v kontaktu s ledovcem, nebo se už nenacházejí v oblasti vlivu ledovce a jsou jen pozůstatkem jeho dřívější činnosti.

3.1.1. Ledovcem hrazená jezera jsou typem jezer, která jsou v kontaktu s ledovcem (*ice-contact* dle Cohen 2003, *ice-dependent* podle Pienitz et al. 2008). Rozlišujeme jezera supraglaciální (nacházející se na povrchu ledovce), englaciální (uvnitř ledovce), subglaciální (přikrytá ledovcem) a proglaciální (přiléhající k ledovci, také nazývaná hrazená ledovcem, podle Pienitz et al. 2008 epiglaciální). Brodzikowski a van Loon (1991) navíc vyčleňují terminoglaciální jezera (obr. 4), která jsou v přímém kontaktu s ledovcem,



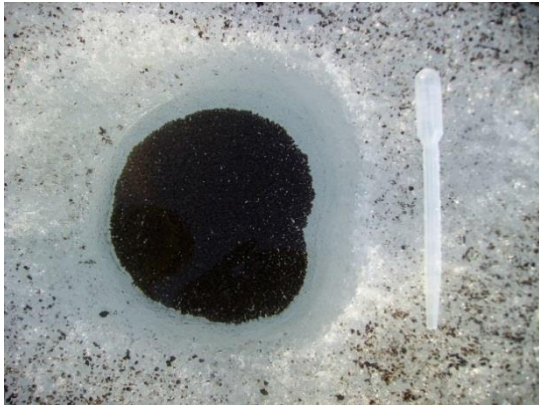
Obr. 4: Schématický náčrt různých prostředí pro vznik ledovcem hrazených jezer. Převzato z Brodzikowski a van Loon (1991).

a proglaciální, od kterých již ledovec ustoupil výše a nedotýká se přímo jezera (také distální proglaciální podle Ashley 1985 in Cohen 2003). Ledovcem hrazená jezera často postihuje katastrofické vylití, když dojde k rychlému protržení hráze, zvané islandským názvem jökulhlaup (Pienitz et al. 2008).

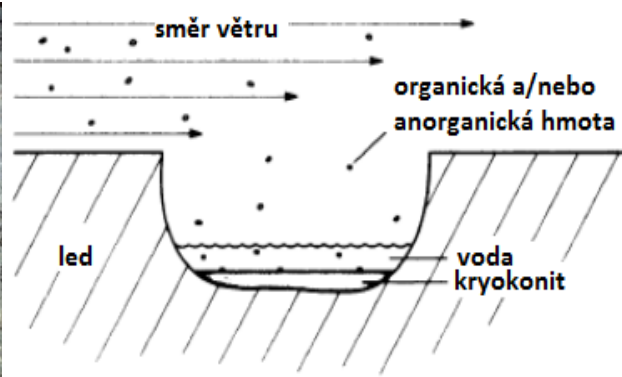
Vývoj těchto typů jezer velmi závisí na chování ledovce, geotermálním gradientu a klimatu (Cohen 2003) a je poměrně rychlý, průměrná doba existence se pohybuje od několika měsíců či sezón až maximálně v řádu tisíců let (např. Stacke et al. 2013). Subglaciální jezera pod ledovcovým štítem ovšem mohou podle Cohen (2003) přetrvat mnohem déle (potenciálně stovky tisíc až miliony let, což ovšem platí spíše pro Antarktický ledovcový štít; na severní polokouli je existence jezer podmíněna délkou trvání klimaticky podmíněných kvartérních glaciálních cyklů). Nejobsáhlejší paleolimnologický záznam poskytují jezera proglaciální, naopak sedimenty supraglaciálních a englaciálních jezer jsou často, přestože mohou zůstat netknuté, deformovány pohybem ledovce. Typickým dokladem jezerních ledovcových uloženin, tzv. glacialakustrinních sedimentů, jsou varvy a *dropstony* (Benn 2009). Dropstony se mohou vyskytovat v jemnozrnných jezerních (nebo též mořských) sedimentech, kam propadávají při tání ledových ker vzniklých telením ledovce do terminoglaciálních jezer (nebo do moře).

Supraglaciální jezera se tvoří na ledovcích, ledovcových štítech i šelfových ledovcích (Pienitz et al. 2008). Jsou efemerní, nejčastěji existují jen během letního tání. Jsou často napojena na síť supraglaciálních nebo englaciálních toků a mohou tak být velice náhle naplněna i vyprázdněna. Pokud jsou to malé tůně cylindrického tvaru, nepřijímající živiny z okolí, nazýváme je kryokonitové díry či jamky (obr. 5, Hawes et al. 2008). Ty vznikají, když se malé množství sedimentu (tj. kryokonitu) akumuluje v depresích ledu (obr. 6, Wharton et al. 1985). Tmavší sediment absorbuje více sluneční radiace a taje rychleji než okolní led. Dosahují hloubky 30–50 cm, někdy i více, a průměru od několika centimetrů do 1 m (Hawes et al. 2008).

Větší vodní plochy propojené s okolím se nazývají supraglaciální jezera (Hawes et al. 2008), velmi hojné na šelfových ledovcích a Grónském ledovcovém štítu. Mají větší poměr plochy povrchu k objemu a vyměňují více materiálu s okolním prostředím, především supraglaciálními toky, než kryokonitové díry. Oba dva typy poskytují vhodné podmínky pro život bakterií, sinic, řas, vířníků a dalších organismů, a v současnosti jim



Obr. 5: Kryokonitová díra na povrchu horského ledovce Hoelbreen v oblasti Billefjordenu, Západní Špicberk, je příznivým prostředím pro rozvoj řady mikroorganismů.

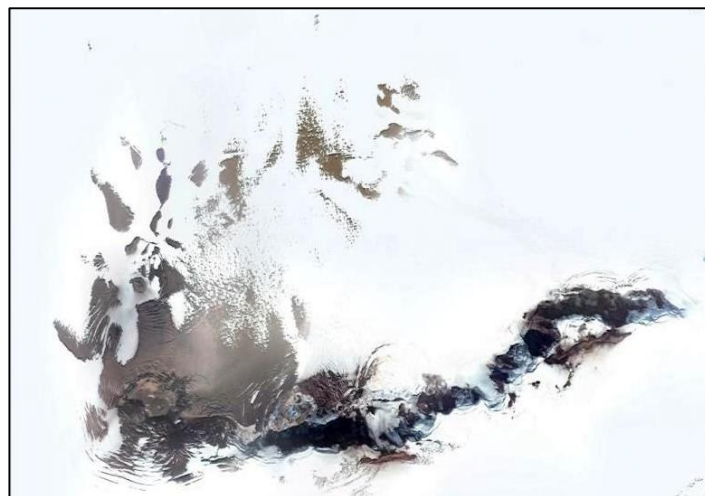


Obr. 6: Schéma kryokonitové díry. Převzato z Wharton et al. (1985).

ekologové věnují velkou pozornost, protože tyto ekosystémy představují jednoduché uzavřené modely pro studium druhové diverzity a toků živin (např. Stibal et al. 2012).

Kryokonitové díry v zimě zamrzají, ale nemusí naopak rozmrznout během každého léta. Při nepříznivých klimatických podmínkách zůstanou zapečetěné ledovým víkem a představují tak vlastně drobná englaciální jezera (Hawes et al. 2008). **Englaciální jezera** však zůstávají poměrně málo zdokumentovaným typem jezer kvůli své špatné dostupnosti a rychlé proměnlivosti (Cohen 2003), a proto nelze snadno zkoumat jejich vznik ani vývoj.

3.1.1.1. Subglaciální jezera jsou oddělená tělesa vody, která leží na bázi ledovcového štítu mezi ledem a podložím (Siegert 2000), v hydrostatické rovnováze s nadložním ledem. Subglaciální jezera, např. Vostok, se v současnosti zkoumají v Antarktidě, kde bylo prozatím objeveno více než 380 jezer (Wright a Siegert 2012). V Arktidě existuje jezero



Obr. 7: Kráter sopky Grímsvötn, Island, částečně pokrytý ledovcovou čapkou Vatnajökull. Subglaciální jezero se nachází v centrální části snímku. Satelitní snímek GoogleEarth 2014.

v sopečné kaldeře Grímsvötn, největší subglaciální jezero na Islandu (obr. 7), které je překryto 300 m mocnou ledovcovou čapkou Vatnajökull (Gaidos et al. 2004). V jezeře bylo objeveno mikrobiální společenstvo extrémofilů, přežívající v úplně tmě a při teplotě -0,2 °C. Jezero často postihují jökulhlaupy (Björnsson 2002).

Grónský ledovcový štít je územím, kde je výskyt dalších subglaciálních jezer nejpravděpodobnější, avšak doposud zde podle Livingstone et al. (2012) nebylo objeveno ani jediné. Přesto tady Livingstone et al. (2012) předpokládají existenci a v dohledné době objevení subglaciálních jezer, která se ale budou lišit od těch Antarktických svou menší velikostí a především stářím. Dále uvažují o paleo-subglaciálních jezerech pod ledovcovými štíty severní polokoule během glaciálů, jež mohla existovat v místech vysokého geotermálního gradientu nebo v místech původního proglaciálního jezera, které bylo přikryto postupujícím ledovcem. Mohla také vzniknout pod centrální velmi mocnou částí ledovcového štítu vlivem tlaku nadložního ledu, který způsobil bazální tání ledu (Livingstone et al. 2012). Vhodným vysvětlením absence subglaciálních jezer pod Grónským ledovcovým štítem může být nově objevený fluviální kaňon (Bamber et al. 2013), umožňující bazální odvodňování tavné vody.

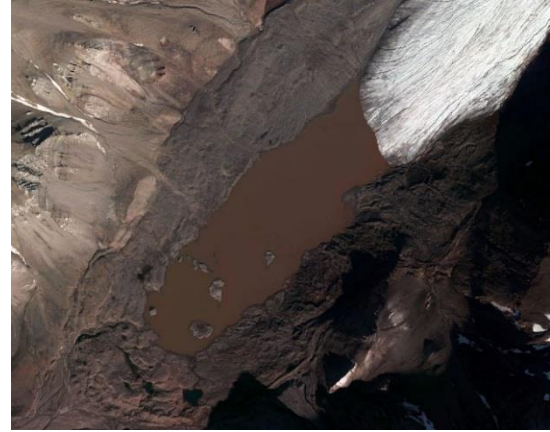
Existují doklady o paleo-subglaciálních jezerech v Kanadě, konkrétně se jedná o Lake McGregor v Albertě (Munro-Stasiuk 2003) a kráterové jezero Pingualuk v severním Québecu. Jezero Pingualuk vzniklo dopadem meteoritu před cca 1,4 Ma (Grieve 1989 in Pienitz et al. 2008) v oblasti, která byla od té doby mnohokrát zaledněna. Díky velké hloubce (400 m) a strmým stěnám byl na dně zachován předchozí sedimentační záznam a díky tlaku nadložního ledu a geotermálnímu ohřívání jeho vody během wisconsinského glaciálu (odpovídajícího viselskému v evropské stratigrafii) nezmrzly. Jezero tak může uchovávat souvislý sedimentární záznam o paleoklimatu Arktidy. Christoffersen et al. (2008) dokládají, že 150 m mocná vrstva sedimentů v Christie Bay ve Velkém Otročím jezeře byla z větší části uložena v podmínkách subglaciálního jezera (subglaciální jezero Christie) během posledního glaciálního cyklu (ale pouze svrchní 1 m byl uložen během holocénu).

3.1.1.2. Terminoglaciální jezera přiléhají k ledovcovému štítu nebo ledovci (Cohen 2003). Jsou poměrně hojná v Arktidě (např. jezero Ragnar na obr. 8 a 9) a v Grónsku jsou všechna větší jezera tohoto typu (Pienitz et al. 2008). Mohou existovat efemerně (např. malé horské ledovce zahradí údolí přítoku), ale u jezer před kontinentálními ledovcovými štíty přežívají až po dobu 10^3 – 10^5 let (podmíněno kvartérními klimatickými cykly; Cohen

Holocenní vývoj arktických jezer



Obr. 8: Terminoglaciólní jezero Ragnar vzniklo až po roce 1980 po ústupu ledovcového splazu Ragnarbreen. V současnosti je jeho délka od čelní morény k ledovci 1 km a maximální hloubka 17,5 m. Billefjorden, Západní Špicberk.



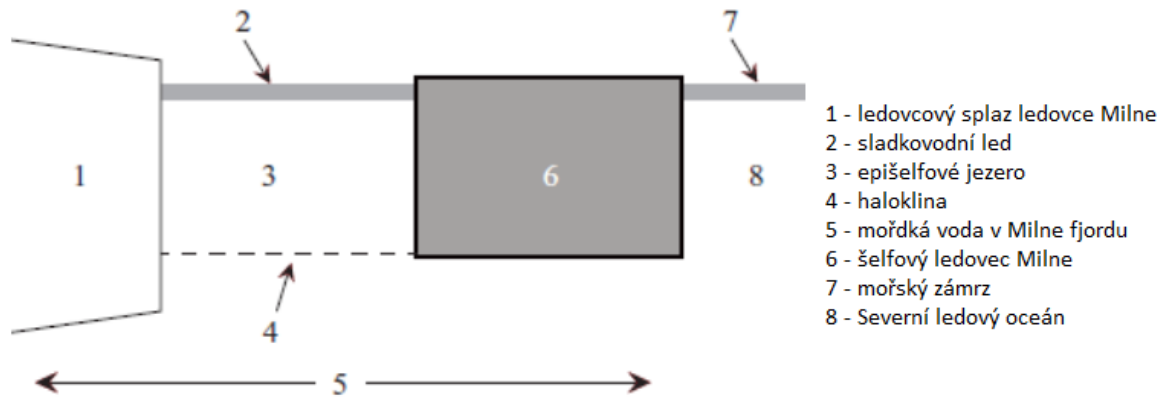
Obr. 9: Letecký snímek jezera Ragnar z roku 2011. Zdroj: Norwegian Polar Institut 2013.

2003), během které dochází často ke změnám výšky hladiny a vylití. Náhlé změny výšky hladiny způsobuje zahrazení výtoku z jezera, rychlý postup ledovce (tzv. *glacial surge*), subglaciální přítok tavné vody nebo naopak ústup čela ledovce.

Terminoglaciólní jezera jsou v současnosti vzácnější a menších rozměrů (Syverson 1998 in Cohen 2003), především ve srovnání s jezery, která se tvořila podél jižních okrajů ledovcových štítů severní polokoule ve svrchním pleistocénu. O jezerech Missoula a Agassiz nebo o fázích Baltu jsem se již zmínil v úvodní kapitole, kromě nich ale existovala severněji položená srovnatelně rozlehlá paleojezera. Mangerud et al. (2004) uvádějí několik proglaciálních jezer, hrazených Skandinávským a Barentsovo-Karským ledovcovým štítem, většina z nich raně viselského stáří (např. jezero Komi), ale i mladších z období Termination I, tedy hranice pleistocén/holocén. Bylo to např. jezero u východního okraje Skandinávského ledovcového štítu před 19–17 ka, které se odvodňovalo Volhou do Kaspického moře (Mangerud et al. 2004), nebo proglaciální jezero v pánvi dnešního Oněžského jezera před 14–13 ka (Saarnisto a Saarinen 2001).

V blízkosti šelfových ledovců se vyskytuje další typ jezer a to tzv. **epišelfová** podle Pienitz et al. (2008). Plovoucí šelfový ledovec zahradí v zálivu nebo fjordu sladkovodní odtok z pevniny a ten vytvoří jezero, které je ale hydrologicky spojeno s oceánem (sladká voda, lehčí než mořská, se drží při povrchu; hranice, jež je odděluje, se nazývá haloklina; obr. 10). Bývá celoročně pokryto ledem (Veillette et al. 2008). Tato jezera představují unikátní, bohatý ekosystém s komplexní strukturou, skládající se z mořských a

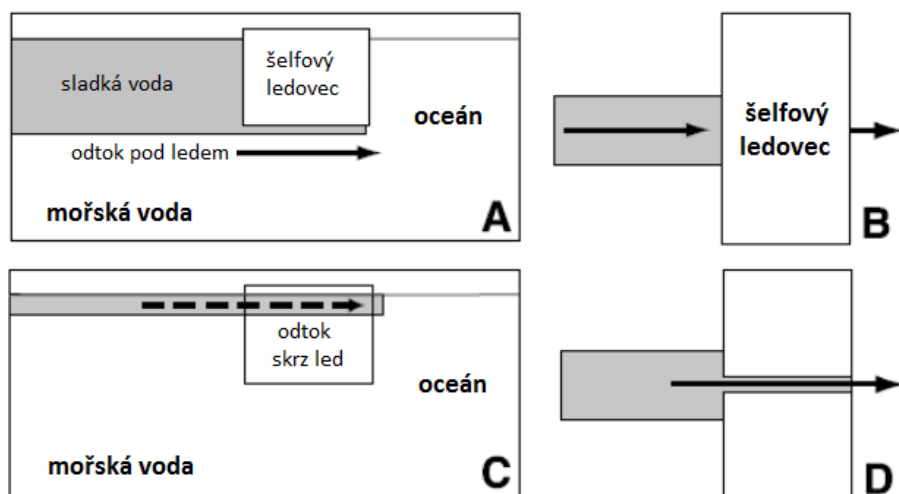
Holocenní vývoj arktických jezer



Obr. 10: Schématický boční náčrt epišelfového jezera a rozdílných vodních mas a ledu ve fjordu Milne u severního pobřeží Ellesmerova ostrova. Převzato z Veillette et al. (2011).

sladkovodních společenstev mikroorganismů a zooplanktonu v jednom vodním sloupci (Van Hove 2001 in Mueller et al. 2003 a Veillette et al. 2011)

Kvůli rozpadu šelfových ledovců v Arktidě ale tyto systémy rychle mizí, jako příklad uveďme jezera na severním pobřeží Ellesmerova ostrova, konkrétně ve fjordu Ayles (Pienitz et al. 2008), nebo jezero ve fjordu Disraeli, které bylo zničeno po rozlomení šelfového ledovce Ward Hunt mezi lety 1999 a 2002 (Mueller et al. 2003; obr. 11). V roce 1967 dosahovalo jezero Disraeli hloubky 43 m a objemu sladké vody (o salinitě nižší než 3 ‰) 6,1 km³, v současnosti se jedná jen o mělkou povrchovou vrstvu sladké vody nad vodou mořskou. Příčinou zániku jezer je většinou rozlámání šelfového ledu a únik sladké vody puklinami při povrchu, nikoliv v hloubce pod šelfovým ledem. V Arktidě nyní víme jen o jediném epišelfovém jezeru, které se podle Veillette et al. (2011) nalézá ve fjordu Milne.



Obr. 11: Schéma rozpadu epišelfového jezera. A a C boční pohled, B a D pohled shora. Nyní se sladká voda odvodňuje puklinou v šelfovém ledovci Disraeli (C, D). Převzato z Mueller (2003).

3.1.2. Postglaciální jezera vznikla ledovcovou erozí a/nebo sedimentací na území dříve pokrytém kontinentálním nebo horským zaledněním (Pienitz et al. 2008). Velice nepravidelný povrch vytvořený glaciálními procesy předurčil rozmanitý tvar a velikost jezer. Nepravidelnosti v erozi podloží jsou způsobeny charakterem toku ledovce, topografií daného reliéfu a odolností hornin. Intenzitu abraze ovlivňuje přítomnost tekuté vody na bázi ledovce, která v případě ledovců s teplou bází erozi urychluje, naopak ledovce s chladnou bází přimrzlé k povrchu mají schopnost subglaciální eroze podloží sniženu.

V některých regionech Arktidy ovlivnilo pleistocenní kontinentální zalednění podstatný podíl plochy, kterou jezera zaujímají na celkové rozloze území, např. na Islandu čítá 2,7 %, ve Švédsku 5,2 %, ve Finsku 5,8 %, v Kanadské Arktidě (severně od 70° s. š.) dokonce 18–20 %, zatímco na podstatně méně zaledněné Aljašce pouhé půl procento plochy (Pienitz et al. 2008). Dále v oblasti Murmansk se nachází přes 100 tisíc jezer (NEFCO 1995).

3.1.2.1. První kategorií jsou jezera, jejichž pánve modeloval ledovec (Cohen 2003). Řadí se mezi ně **jezera v abradovaných pánvích**, vznikající pokud ledovec přímo odstraní nezpevněné sedimenty i pevné horniny, a to převážně podél zlomů a puklin. Později tuto depresi vyplní jezero, nejprve terminoglaciálně, nebo je napuštěno až po úplném ústupu ledovce (Cohen 2003).

Karová jezera neboli tarny (z norského *tjörn* tj. jezero, podle Cohen 2003) vyplňují kary, tedy oválné deprese otevřené jedním směrem v čelech ledovcových údolí (Benn a Evans 2010). Kary často vznikají jako nivační deprese, později jsou přehloubené horským ledovcem. Karová jezera se vyskytují po roztátí karového ledovce, což je typické pro deglaciaci po LGM spíše v mírných šířkách než pro Arktidu.

Ve dnech ledovci vyhloubených údolí se nacházejí deprese, většinou vznikající pod soutokem dvou či více údolních ledovců pod *equilibrium line altitude* (ELA), kde dochází k lokálnímu zvýšení rychlosti toku a eroze (MacGregor 2000 in Cohen 2003). Tyto deprese jsou později vyplněny vodou, čímž vznikají **jezera v ledovcových údolích** (Cohen 2003). Pokud se střídají odolnější horniny s méně odolnými, v údolí po sobě následují deprese a visuté stupně, čímž vzniká řetěz jezer, často zvaných paternoster (odkazují na podobnost s růžencem).



Obr. 12: Glintové jezero Torneträsk v Laponsku (Švédsko). GoogleEarth 2014.



Obr. 13: Fjordové jezero nad zálivem Buksefjord u JZ pobřeží Grónska. GoogleEarth 2014.

Jestliže se v údolí, kterým proudí ledovec, nachází topografické zúžení, ledovec bude akumulovat nad tímto místem a zvýší erozi podloží (Löffler 2004). V depresi se následně vytvoří **glintové jezero** (glint je norský výraz pro hranici, v tomto případě mezi širokým otevřeným údolím a jeho úzkým vyústěním). Příkladem je např. jezero Torneträsk v Laponsku na obr. 12.

Fjordová jezera leží v údolích, která byla vyhloubena v nízkých nadmořských výškách a často zaplavena mořem díky eustatickému vzestupu hladiny oceánu na počátku holocénu (obr. 13; Cohen 2003). Avšak později izostatický výzdvih ledem stlačené zemské kůry izoloval zálivy od moře a pánve se vyplnily sladkou vodou. Obměnou fjordových jezer jsou **jezera piedmontní/úpatní** (Löffler 2004), která se vytvořila při sestupu úpatních horských ledovců na úpatí hor i dále a zde vyhloubila pánevní deprese.

Kontinentální ledovce severní polokoule odstranily z velkých ploch Kanadského a Baltského štítu pokryvné sedimenty a obnažily skalní podloží (odtud název štít). Díky nerovnoměrné abrazi také vyhloubily velké množství depresí, která po deglaciaci vyplnila **štítová jezera** (Cohen 2003) různých velikostí.

3.1.2.2. Dále do skupiny postglaciálních jezer patří **jezera hrazená ledovcovými uloženinami** (Cohen 2003), tedy morénami, eskery, v kamových terasách a na sandrových plošinách. Mnoho těchto glacienních a glaci-fluviálních sedimentů je uloženo na pánvích, které byly dříve vyhloubeny ledovcovou abrazí. Postglaciální jezera totiž vznikla často prolínajícími se procesy ledovcové abraze a akumulace. Sedimenty jsou ale mnohem náchylnější k erozi, proto většina pochází z období poslední deglaciaci, tedy na územích zaledněných během posledního glaciálu jsou mladší než 20 ka. Naopak erozní tvary, ačkoliv nám také nemusí zanechat přímé geologické a geomorfologické doklady, dosahují

takových rozměrů (např. několik set metrů hluboké přehloubené údolí), že pro jejich vznik musíme předpokládat opakované kvartérní zalednění.

Jezera hrazená morénou (Cohen 2003) jsou velmi častá v oblastech hranice maximálního rozšíření kontinentálních i horských ledovců. Rozlišujeme několik typů morén a podle toho i různá jezera. Čelní moréna nejprve zadržovala tavnou vodu z ledovce a vytvářela terminoglaciální a proglaciální jezero. Poté ledovec ustoupil, ale morénová hráz přetrvala. Boční moréna může zahradit přítoka z bočního (visutého) údolí za vzniku dalšího typu hrazeného jezera (Pienitz et al. 2008).

Zahloubená jezera (*kettle* podle Cohen 2003, *kame* podle Pienitz et al. 2008; obr. 14) se tvoří v depresích ledovcových uloženin vzniklých po roztátí mrtvého ledu v morénách, na výplavových plošinách nebo v kamových terasách. Mají poměrně nepravidelný tvar, výška hladiny často kolísá, postupně protávají podložním ledem a proto mají velmi příkré břehy často tvořené čistým ledem. Kvůli nestabilitě je jejich vývoj velmi rychlý, obvykle v řádu desetiletí nebo jen několika let (Nedbalová et al. 2013).



Obr. 14: Zahloubené jezero v předpolí ledovce Hørbyeveen (v pozadí) v zálivu Billefjorden, Západní Špicberk.

Posledním typem jsou **jezera vzniklá činností subglaciálních koryt**. Podle Cohen (2003) jsou to po deglaciaci zahrazené subglaciální kanály (typu Nye) následně vyplněné vodou. Pienitz et al. (2008) navrhují ještě jiný způsob vzniku tohoto typu jezera, a to zahrazením topografické deprese glaci-fluviálními sedimenty, např. eskery (což jsou sedimentární výplně subglaciálních koryt typu Röthlisberger).



Obr. 15: Termokrasová jezera různých velikostí na poloostrově Jamal, Rusko. Některá jezera se překrývají a jsou na sebe napojená. GoogleEarth 2014.

3.1.3. Termokrasová jezera (obr. 15; z angl. *thermokarst/thaw lake* dle Pienitz et al. 2008, *periglacial lake* dle Cohen 2003) vyplňují deprese vznikající degradací permafrostu a jsou velmi častým jevem v nížinách arktické tundry (French 2007). Nejhojněji se vyskytují v nížinách arktické Kanady, na Aljašce a na Sibiři. Jezera mohou vznikat na plochem terénu tvořeném nejčastěji jemnozrnnými sedimenty s přítomností ledu, např. na říčních nebo příbřežních terasách, výplavových plošinách a odvodněných jezerních pánvích, nebo také ve skalním podloží, pokud je rozpukané, tvořené jemnozrnnými sedimentárními horninami a s vysokým obsahem ledu (French 2007). Proces tvorby termokrasu začíná táním ledových klínů, následovaným poklesem povrchu, a později je tání a rozšiřování břehů urychlováno vyšší tepelnou vodivostí jezerní vody (Pienitz et al. 2008). Pod jezerem taje permafrost, čímž vzniká talik a kapalná voda se může odvodnit z termokrasového jezera, které tak zaniká. K odvodnění dochází katastrofickým vylitím nebo postupným vyplněním sedimenty. Pozůstatkem jsou mělké prohlubně, které se mohou různě překrývat, dokládající rychlý vývoj jezer (French 2007). Boční břehová eroze může dosahovat rychlosti 15–25 cm za rok. Celý cyklus tvorby a zániku termokrasového jezera trvá podle studií z Aljašky cca 2–5 ka, tento model ale nelze aplikovat univerzálně (French 2007). Teoreticky tak během holocénu mohlo proběhnout 2 a více cyklů vzniku, vývoje a degradace Termokrasových jezer v závislosti na měnících se klimatických podmínkách.

Termokrasová jezera globálně ovlivňují koncentraci metanu (velmi aktivního skleníkového plynu) v atmosféře. Podle Hinkel et al. (2003) jsou významnou zásobárnou metanu (a uhlíku obecně) organosoly v zóně permafrostu v Arktidě. Mezi 65° a 70° s. š. se

nachází oblast nejvyšší koncentrace metanu v atmosféře a ta se v posledních desetiletích celosvětově zvyšuje (IPCC, 2007). Pro únik metanu je typické probublávání (z angl. *ebullition*, Walter et al. 2006) ode dna termokrasového jezera ze zdrojových oblastí (*hotspots*) směrem k hladině. Walter et al. (2007) uvádějí, že před 14 ka kvůli oteplení začal ve zvýšené míře unikat metan z degradujícího se permafrostu, zapříčiňující pozitivní zpětnou vazbu, a k nejvýznamnějšímu úniku do atmosféry došlo v době před 11–9 ka (během nejrychlejšího oteplování Země na počátku holocénu). Ze záznamů ledových jader z Grónska a Antarktidy vyplývá, že arktické oblasti se podílely na zvýšení koncentrace atmosférického metanu více než 30 % (Walter et al. 2007). Termokrasových jezer v současnosti mírně přibývá v oblastech souvislého permafrostu (díky povrchovému tání) a naopak rychleji ubývá na nesouvislém permafrostu (neboť se odvodňují roztátým podložím, např. taliky), což je dokladem oteplování klimatu (Smith et al. 2005). Uvolňování metanu se také zrychluje, na studovaném území na Sibiři se mezi lety 1974 a 2000 zvýšil únik metanu o 58 % (Walter et al. 2006).

3.2. Tektonická jezera jsou v Arktidě vzácná, neboť jejich staré a pomalu se vyvíjející pánve byly přemodelovány během kvartéru různými procesy, jako je ledovcová eroze (Pienitz et al. 2008). Přesto právě tektonické podmínky a reliéf území mohou ovlivnit vývoj jiných typů jezer, např. pokud ledovec erozí podloží vyhloubí údolí podél zlomu nebo podél říčního údolí (např. přehloubená jezera Finger Lakes ve státě New York, USA; Cohen 2003). Tektonická jezera rozlišuje Cohen (2003) podle vzniku pánví. Na divergentním rozhraní litosférických desek vznikají velice hluboká riftová jezera. U rozhraní konvergentního se tvoří pánve předobloukové (většinou se zde nacházejí jen



Obr. 16: Jezero Þingvallavatn, Island. Ostrovy v jezeře jsou sopečného původu. GoogleEarth 2014.



Obr. 17: Jezero Þórisvatn je využíváno jako vodní rezervoár pro hydroelektrárnu. GoogleEarth 2014.

mělká jezera/mokřady nebo říční systémy) a zaobloukové (nejhlubší jezera kvůli výrazné subsidenci a tvorbě oceánské kůry extenzí). Dalšími typy jsou pánve na transformních rozhraních či *pull-apart* zlomech a pánve pokleslé v stabilních strukturních jednotkách zemské kůry, tzv. kratonech (Cohen 2003).

Nejlepšími příklady tektonických jezer v Arktidě jsou Þingvallavatn a Þórisvatn (přepisováno Thingvallavatn a Thórisvatn, Pienitz et al. 2008; obr. 16 a 17), největší jezera Islandu (o rozloze 83 km², respektive 88 km²; Adalsteinsson et al. 1992, Andradóttir 2012). Přestože se na současném tvaru jezera Þingvallavatn podílejí také ledovcové procesy a vulkanismus, je původ jeho pánve především tektonický, neboť se jedná o příkopovou propadlinu (graben) vzniklou v zóně divergence na Středoatlantském hřbetu (Saemundsson 1992). Současné jezero začalo vznikat před cca 10 ka na počátku deglaciaci nejprve jako terminoglaciální jezero, později ale ledovec ustoupil. Během holocénu se plocha i objem jezera zvětšovaly, horizontální posun grabenu dosáhl hlavně v SV–JZ směru cca 70 m a subsidence až 40 m. Poslední tektonická událost nastala v roce 1789, kdy dno v severní části jezera pokleslo o 1–2,6 m (Saemundsson 1992). Rychlost sedimentace v jezeře byla určena pomocí datování vrstev pyroklastických sedimentů (tefra) za posledních 1 100 let (zhruba od počátku osídlení Islandu) a bylo zjištěno, že se po 18. století zdvojnásobila (Haflidason et al. 1992). Způsobeno to může být rychlejším poklesáváním dna nebo zvýšenou erozí materiálu v povodí jezera.

3.3. Fluviální jezera vznikla erozní nebo akumulací činností tekoucí vody (Cohen 2003). Vyskytují se v oblastech výplavových kuželů, na údolních nivách a deltách. Nejhojněji se tedy vyskytují podél veletoků ústících do Severního ledového oceánu, jako jsou Mackenzie nebo Lena (Pienitz et al. 2008). Obvykle bývají mělká s hloubkou do 20 m. Jejich velikost závisí na velikosti vodního toku.

Evorzní jezera (nebo také obří hrnce, tzv. *plunge pools*, Cohen 2003), která se tvoří pod vodopády a kaskádami, však mohou dosahovat hloubky až 50 m. Zejména se tak mohou vytvořit jezera při průvalových povodních, jak tomu bylo při několikafázovém vyprazdňování paleojezera Missoula před 18–13 ¹⁴C ka. Povodeň s maximálním průtokem až 2•10⁶ m³•s⁻¹ vytvořila v *Channeled Scablands* mj. také početná erozní fluviální jezera v důsledku eroze podloží a vzniku obřích hrnců (Baker 1973 in Cohen 2003). Jezero může také vzniknout erozí subglaciálních vod, někdy se pak označuje jako *jezioro rynnowe* (Borowiak 2007); nacházejí se hojně hlavně v Polsku a severním Německu (tedy na okraji pleistocenních ledovcových štítů) a jedná se o ekvivalent subglaciálními kanály typu Nye

Holocenní vývoj arktických jezer



Obr. 18: Opuštěná říční ramena a jezera v nivě řeky Mackenzie. GoogleEarth 2014.



Obr. 19: Jezero Nikivlik vzniklo po přehrazení agradačním valem, ale nyní jej řeka prerodovala (levý horní roh snímku). GoogleEarth 2014.

vzniklých jezer následně vyplněných říční vodou. Evans (1989) uvádí ve studii zaměřené na SZ část Ellesmerova ostrova, že vodopád propadající vnitřkem ledovce může na bázi ledovce v jeho podloží vytvořit *plunge pool*.

Častěji než erozní činností se ovšem vyskytují fluvialní jezera vzniklá akumulací činností (Cohen 2003). Patří mezi ně **jezera na nivách** (*floodplain lakes*; obr. 18), která se tvoří podél meandrujících nebo anastomózních toků. Tato jezera jsou každoročně na jaře zaplavována vodou z tající sněhové pokrývky (Pienitz et al. 2008), jež se často vylije přes březní valy řeky v důsledku tvorby průvalových vějířů (*crevasse splay*, Cohen 2003). Meandrující řeky jsou ovšem náchylné k provalení koryta v místě, kde se ramena meandru k sobě nejvíce přibližují, a tím dojde k jejich zkrácení a v opuštěných říčních meandrech vznikají jezera (tzv. *oxbow lake*, Cohen 2003). Tato jezera se rychle vyplňují sedimenty (cca 1 cm za rok), existují obvykle jen několik set až tisíc let (např. Lewis a Lewin 1983).



Obr 20: Delta řeky Leny s mnoha deltovými a nivními jezery. GoogleEarth 2014.



Obr. 21: Jezero Nikolay v deltě řeky Leny, Rusko, z jehož sedimentů byl studován pylový záznam. GoogleEarth 2014.

V severní Evropě se zrychlený vznik opuštěných ramen a zužování jezer v těchto ramenech spolu s rychlejší sedimentací klade do souvislosti s klimatickou změnou na hranici pleistocénu a holocénu, tedy s přechodem k tokům transportujícím méně materiálu, k větší stabilitě koryta, k vyšším atmosférickým srážkám a k rozšíření vegetačního krytu (Cohen 2003).

Na soutoku vodních toků vznikají kvůli rozdílné rychlosti agradace říčních sedimentů jezera hrazená výplavovým kuželem nebo agradačním valem. Rychlost agradace je proměnlivá v čase a je to tedy dle Mann et al. (2002) vhodné proxy klimatických a environmentálních změn, jak ukazují na příkladu paleojezera v podhůří Brooksova pohoří na Aljašce. V závislosti na teplotě a vodnosti se měnila agradační a erozní schopnost řeky Etivluk, čímž se vytvářel v období před 13–8 ka val hradící jezero, střídavě s obdobím mírného zařezávání. Před 5 ka se ale meandrující řeka významně zařizla do jezerní pánve a odnesla většinu valu, takže se značně snížila plocha i hloubka jezera na dnešní stav, nyní zvaného jezero Nikivlik (na obr. 19; Mann et al. 2002).

Posledním typem fluviálních jezer jsou **deltová jezera**. Předpokladem pro vznik uzavřených pánví je subsidence delty, což je dáno tektonickou aktivitou nebo u delt s dominancí říčních procesů přínosem velkého množství sedimentů, který způsobí izostatický pokles povrchu delty. Zároveň musí být rychlost agradace podél deltových distribučních kanálů dostatečná pro tvorbu valů (Cohen 2003). Nejrozsáhlejší delty ústící do Severního ledového oceánu se nacházejí na dolních tocích Mackenzie (ústící do Beaufortova moře) a Leny (do moře Laptěvů). Tyto dvě řeky přinášejí do oceánu nejvíce materiálu, jehož část vytváří delty s dominancí fluviálních procesů, pro které je typický členitý průběh distribučních kanálů hrazených valy, za kterými mohou vznikat deltová jezera (Rachold et al. 2000). Pro arktická deltová jezera je typické zaplavování při jarních povodních, což ovlivňuje vodní bilanci jezer, sedimentaci a přísun živin (Marsh a Hey 1989). Tito autoři rovněž zjistili, že vrchol jarní povodňové vlny nastává v deltě Mackenzie pravidelně 3. června se směrodatnou odchylkou pouhé 4 dny. Velikost povodně však rok od roku kolísá, některá jezera se zaplavují jen každé 4 roky (Marsh a Hey 1989). Množství studií, týkající se paleoklimatu a paleoprostředí a využívající sedimentační záznam rozsivek nebo pylu, se provádí také v deltových jezerech řeky Leny (např. Laing et al. 1999, Andreev et al. 2004; obr. 20 a 21).

3.4. Jezera na mořském pobřeží zahrnují několik typů jezer vzniklých různými procesy. Patří sem jezera hrazená písečnými dunami nebo kosami (tzv. lagunová nebo limanová jezera), částečně i deltová jezera (Cohen 2003), v Arktidě se však mnohem častěji vykytují jezera spjatá s glaciostatickým výzdvihem pobřeží (obr. 22). Pobřežní jezera jsou mladá, v důsledku ustálení současné linie pobřeží po glacieustatickém výzdvihu hladiny světového oceánu nepřesahují stáří 6–5 ka, kdy se výzdvih hladiny světového oceánu výrazně zpomalil (Gornitz 2009). V oblastech současného glaciostatického výzdvihu mohou být jezera mladší, jejich stáří se směrem od vnitrozemí k současnému pobřeží snižuje (Pienitz et al. 2008).

Několik kilometrů mocné ledovcové štíty, pokrývající během LGM značné oblasti Arktidy, stlačily zemskou kůru o stovky metrů níže, neboť pod ní ležící astenosféra je viskózní a její chování se podobá tekutině (Lambeck 2009). Během deglaciace se tyto stlačené oblasti začaly vynořovat, ovšem se zpožděnou odezvou na roztátí ledovců a odlehčení. Nejprve tak byly tyto oblasti zaplaveny kvůli eustatickému zvednutí hladiny světového oceánu a až poté se z moře začaly díky postglaciálnímu izostatickému výzdvihu (Andrews 1970 in Benn a Evans 2010) vynořovat vyzdvížené pláže či mořské terasy (*raised beaches*).

Botnický záliv (hlavně oblast Ångermanlandu) se vynořil o více než 250 m a jeho severní část se stále zvedá rychlostí 6–7 mm za rok (Fjeldskaar et al. 2000). Hudsonův záliv se také v současnosti zvedá rychlostí až 1 cm za rok (Sella et al. 2007). Obě oblasti se nacházely pod nejmocnějšími částmi ledovcových štítů obou kontinentů. Nejrychlejší je ale výzdvih na Aljašce, související s úbytkem ledovců po ukončení LIA, dosahující až 3,2 cm za rok (zřejmě se zde ale také uplatňuje tektonický výzdvih; Larsen et al. 2005).



Obr. 22: Jezera na mořské terase v Brucebyenu, Billefjorden, Západní Špicberk. Letecký snímek z roku 2009. Zdroj: Norsk Polar Institut 2013.



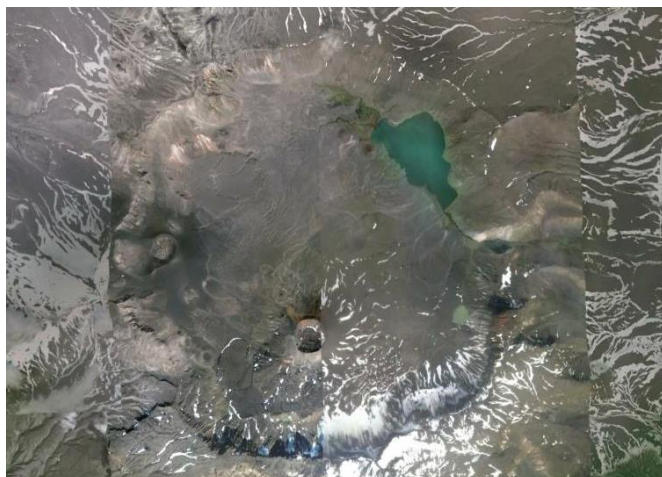
Obr. 23: Pobřežní jezero Nicolay na severním pobřeží Cornwall Island, Kanadské arktické souostroví. GoogleEarth 2014.

Na vyzdvižených mořských terasách se tvoří nová jezera, jejichž voda se postupně mění ze slané na sladkou (Pienitz et al. 2008). Van Hove et al. (2006) však na příkladu jezer na Ellesmerově ostrově dokládají, že vývoj chemických vlastností vody může být velmi rozdílný, existují zde jezera čistě sladkovodní, ale též hypersalinní. Často se slaná mořská voda s vysokou hustotou uchová jen při dně jezera (v hypolimnionu) a nemísí se s povrchovou sladkou vodou (v epilimnionu), čímž se jezero může na dlouhou dobu i trvale stabilně stratifikovat (jedná se o tzv. meromiktický typ jezera, Pienitz et al. 2008). Zachování meromixie závisí např. na morfometrii jezera, trvání ledové pokrývky, přítoku sladké vody či intenzitě promíchávání vlněním, jež je způsobeno větrem.

Příkladem arktického jezera na vyzdvižené mořské terase je Nicolay Lake na severním pobřeží ostrova Cornwall v Kanadském arktickém souostroví (obr. 23). Podle Lamoureux (1999) se jezerní pánev vynořila z moře teprve před přibližně 500 lety a až od té doby na jezero působí fluviální a sedimentační procesy a začaly se v nich ukládat varvové sedimenty. Jezero je většinu roku pokryto ledem a udržuje si teplotu do 4 °C, což zabraňuje promíchávání vody; k míchání dochází jen jednou do roka během vrcholného léta (tzv. chladné monomiktické jezero; Lamoureux 1999). Vznik pobřežního jezera Kachishayoot u Hudsonova zálivu, tedy přechod z mořské sedimentace v Tyrellově moři (během transgrese Hudsonova zálivu) na sedimentaci lakustrinní, byl zaznamenán Saulnier-Talbot et al. (2003) změnami ve společenstvech rozsivek a v makrozbytcích v jezerním stratigrafickém záznamu.

3.5. Jezera vzniklá vulkanickou aktivitou jsou poměrně nepočetnou, ale velmi důležitou skupinou jezer. Bývají značně hluboká v poměru ke své rozloze, chráněná před promícháváním větrem a mívají malá povodí, což jsou podmínky předurčující dlouhé zachování paleolimnologického sedimentárního záznamu (Cohen 2003). Rozlišují se dva hlavní procesy vzniku vulkanicky podmíněných topografických sníženin. Jezera mohou vyplňovat krátery, maary a kaldery, nebo deprese přehrazené vulkanickou činností (např. lávovými proudy či dómy). V Arktidě se vulkanická jezera vyskytují na Aljašce a na Islandu.

Krátery vznikají explozivními výbuchy horní části sopečného kužele, čímž se ve vzniklé depresi může nashromáždit voda. Krátery mají obvykle průměr do 1 km, u větších rozměrů se jedná o kaldery, které ale vznikají propadnutím vrcholové části sopky po vyprázdnění magmatického krbu (Pienitz et al. 2008). Kráterová jezera (o průměru až



Obr. 24: Kaldera Aniakhak na Aleutickém poloostrově. V levém horním rohu satelitního snímku se nalézá Surprise Lake, relikv po jezeru vyplňujícím před 3,4 ka celou kalderu. Voda z jezera odtéká roklí směrem na východ. GoogleEarth 2014.



Obr. 25: Espenbergovy maary jsou největší známé maary na světě. Od západu: Whitefish Maar, Devil Mountain Maar, North a South Killeak Maar. GoogleEarth 2014.

400 m) se nalézají ve skupině sypaných kuželů holocenního stáří Ingakslugwat Hills v deltě Yukonu (Wood a Kienle 1990) a na nedalekých ostrovech Nunivak a St. Lawrence.

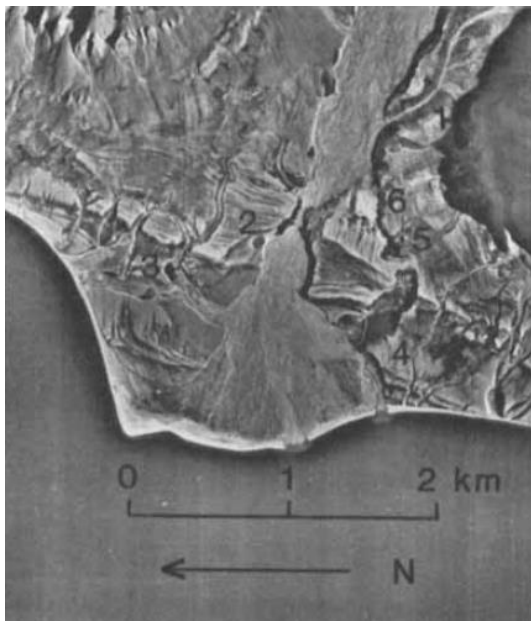
Na Aljašském poloostrově se nachází jezero Surprise Lake v kaldeře sopky Aniakhak, které je pouhým zbytkem rozsáhlejšího jezera o rozloze 38 km², postiženého katastrofickým vylitím před cca 3 400 lety (Waythomas et al. 1996; obr. 24). Maximální průtok během povodně způsobené provalením okraje kaldery se odhaduje v řádu 10⁵–10⁶ m³•s⁻¹ podle skalních bloků o průměru desítek m přemístěných mnoho km po proudu. Podobná událost nastala ve Fisherově kaldeře (ostrov Unimak, Aleuty) před cca 1500 lety (Stelling et al. 2005). Zhroucení sopečného kužele po freatomagmatické erupci (interakce magmatu s vodou) do kalderového jezera zvedlo mohutnou vlnu, jež se převalila přes okraj kaldery a způsobila proříznutí rokle, kterou se jezero náhle vyprázdnilo. Subglaciální jezero Grímsvötn na Islandu se nachází v kaldeře, viz kapitolu 1.1.2 o subglaciálních jezerech. Intenzitu povodní z kalderových jezer zdůrazňuje Manville (2010), neboť je co do objemu uvolněné vody staví hned za povodně z terminoglaciálních jezer.

Mezi kráterová jezera patří i jezera maarová (Cohen 2003). Maary vznikají při explozivních freatomagmatických erupcích a jsou obvykle mělká, široká, s nízkým okrajem tvořeným materiálem vyvrženým z kráteru (Pienitz et al. 2008). Několik oblastí maarových jezer se nachází na Islandu a mnohem více jich leží na Aljašce. Právě na Sewardově poloostrově na Aljašce byly popsány (Begét et al. 1996; obr. 25) Espenbergovy maary, které mají v průměru 4–8 km a patří tak k největším na světě. Vznikly explozivními erupcemi ve vrstvě permafrostu mocné cca 100 m během svrchního pleistocénu. Vysoká měrná tepelná kapacita ledu a skupenské teplo potřebné k přechodu do kapalné fáze

umožnily vodě dlouhou interakci s magmatem a výsledné freatomagmatické exploze byly dostatečně silné na vytvoření maarů velkých jako kaldery. Dále se maarová jezera vyskytují na ostrově St Michael (Aljaška), příkladem je Zagoskin Lake. Podle výzkumu (Ager 2003) je minimální stáří tohoto jezera a tím pádem i maaru 30 ka.

3.6. Jezera krasového původu se nenalézají v Arktidě velmi často, protože zde není hojnost rozpustných hornin, jako jsou vápence a další karbonáty či evapority (Pienitz et al. 2008). Kromě toho je kvůli rozšíření permafrostu omezena infiltrace vody do půdy a horninového podloží, čímž se nemohou vyvinout systémy podzemní vody. Také proto se krasové oblasti v Arktidě častěji nacházejí v oblastech nesouvislého permafrostu než v permafrostu souvislém (Salvigsen a Elgersma 1985). Na druhou stranu se ale uhličitan vápenatý snadněji rozpouští s klesající teplotou, tento jev však nepřeváží výše zmíněné faktory (French 2007). Příznivé geologické a geomorfologické podmínky pro krasování se objevují především na Svalbardu (Salvigsen a Elgersma 1985), na Sibiři (Popov 1972 in French 2007) a v Kanadě v oblasti Velkého medvědího jezera a na ostrově Akpatok (French 2007).

Deprese krasových jezer se obvykle tvoří propadem stropů podzemních dutin (pomalou subsidencí či katastrofickým kolapsem) nebo rozpouštěním horniny přímo na povrchu za vzniku sníženin, které se nazývají závrtky nebo uvaly (Cohen 2003). Jezera mohou být okrouhlého, nálevkovitého tvaru nebo protažená ve směru puklin a zlomů.



Obr. 26: Letecký snímek z roku 1961 s označením krasových jezer, Mathiesondalen. Převzato ze Salvigsen et al. 1983.



Obr. 27: Letecký snímek z roku 2009 s nově vzniklým závrtkem 7. Norsk Polar Institut 2013.

Holocenní vývoj arktických jezer

Břehy jezer jsou často strmé až převíslé, v závislosti na vlastnostech hornin svahu (hornina rozpustná/nerozpustná, sypká/zpevněná).

Na Svalbardu se vyskytují paleozoické karbonáty a evapority, ve kterých si krasové systémy udržují otevřené taliky v permafrostu a vzniklo zde několik jezer (Pienitz et al. 2008). Salvigsen a Elgersma (1985) uvádějí, že krasové jevy včetně 9 závrtočných jezírek se objevují severně od jezera Linnévatnet u ústí Isfjorden. Další oblastí je údolí Mathiesondalen v zálivu Billefjorden, které je složeno ze sádrovců (Salvigsen et al. 1983). Je zde 6 větších jezer (obr. č. 26 a 27, označeny čísla 1–6), která leží na vyzdvížených mořských terasách holocenního stáří. Salvigsen et al. (1983) předpokládají, že maximální stáří jezer je 11 ka, spíše jsou ale mladší, neboť jsou stále aktivní (až na jezera 1 a 2, jež jsou nejspíše fosilní). Z jezera 5 odtéká potok do krátkého údolí, na jehož konci se nalézá ponor v rozpuštěné sádrovcové stěně (obr. 28, Salvigsen et al. 1983). Od severu ke stěně přiléhá slepé údolí, další krasový jev, vedoucí od jezera 6. Jezero 4 leží níže pod těmito dvěma a kvůli značnému odtoku z jezera a žádnému viditelnému povrchovému přítoku se Salvigsen et al. (1983) domnívají, že je živeno podzemním přítokem z jezer 5 a 6. Při porovnání leteckých snímků z let 1961 (Salvigsen et al. 1983) a 2009 (Norsk Polar Institut 2013) si lze povšimnout, že malý závrť (označen č. 7) zhruba uprostřed na spojnici jezer 4 a 5, jenž je na obr. 29, chybí na starším snímku. Krasové procesy jsou tedy v Mathiesondalenu stále aktivní, pokud mohly vytvořit závrť v posledních 50 letech.

Na sever od této krasové lokality byl objeven paleokrasový systém v sádrovcích, ovšem předpleistocenního stáří (Eliassen a Talbot 2005). Dále byla zjištěna existence holocenních paleokrasových systémů v Ogilvie Mountains v Yukonu, které byly aktivní během hypsithermního období (Clark et al. 2004). Zatím však další krasové oblasti, které



Obr. 28: Odtok u jezera 5 se propadá v ponoru v sádrovcové stěně. Foto: Jakub Ondruch.



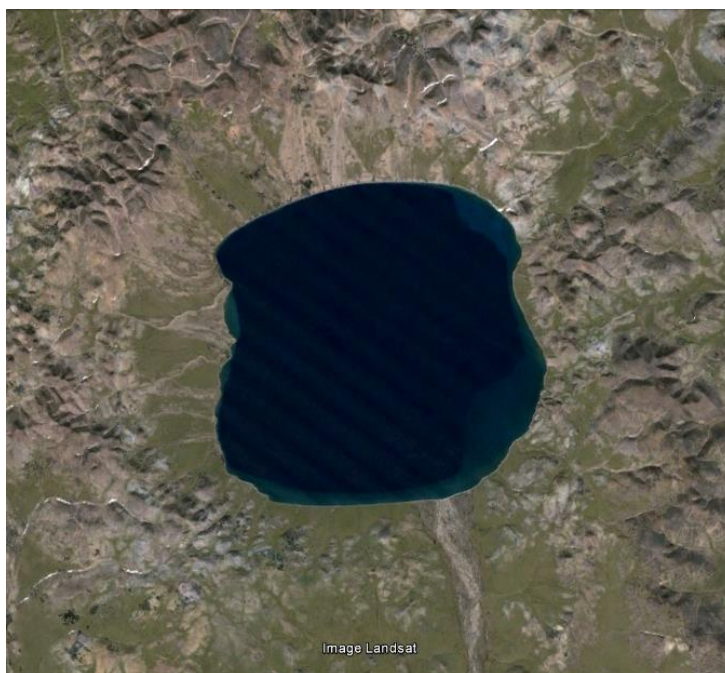
Obr. 29: Mladé závrťové jezero 7, Mathiesondalen. Foto: Lucie Krajcarová.

mohly umožnit vznik krasových jezer, nebyly v Arktidě rozpoznány (Pienitz et al. 2008).

3.7. Jezera v kráterech po dopadu meteoritu jsou vzácná, ale z paleolimnologického hlediska velmi zajímavá, neboť dlouho a dobře uchovávají sedimentární záznam (podobně jako vulkanická kráterová jezera; Cohen 2003). Meteoritické krátery vznikají kompresí hornin tlakovou vlnou při nárazu, vyhloubením dopadajícím tělesem a deformací okolních hornin (Melosh 1989). Krátery s průměrem menším než cca 10 km mívají jednoduchou morfologii, avšak u větších kráterů se objevují složitější tvary jako centrální vrcholky a obvodové terasy (Cohen 2003). Vznik kráteru impaktem lze rozeznat podle kruhového tvaru (což neplatí pro dopady pod malými úhly) a nálezů fragmentů meteoritického skla (Hartung a Koeberl 1994).

Díky malým povodím jezer v meteoritických kráterech je sedimentace pomalá, takže jezera mohou přetrvat až miliony let (Cohen 2003). Strmé svahy kráterů chrání jezera před promícháváním větrem způsobeným vlněním, čímž u dna často způsobují anoxické podmínky a sedimenty nejsou narušovány bioturbacemi.

Z celkově zjištěných 174 meteoritických kráterů na Zemi se v Arktidě nacházejí krátery El'gygytgyn a Popigai na Sibíři a Lac à l'Eau Claire a Pingualuk v severním Québecu (Pienitz et al. 2008). Kráter jezera Pingualuk vznikl před 1,4 Ma, což bylo zjištěno Ar/Ar datováním nalezených impaktitů (minerály vzniklé při dopadu; Grieve et al.



Obr. 30: Satelitní snímek kráteru a jezera El'gygytgyn z roku 2013. Plocha povodí je jen cca 3x větší než rozloha jezera, které je odvodňováno směrem na JJV. GoogleEarth 2014.

1989 in Pienitz et al. 2008). Jezero bylo několikrát přikryto kontinentálním ledovcem, viz kapitolu 1.1.2 o subglaciálních jezerech.

Kráter El'gygytgyn vznikl před cca 3,6 Ma a v jeho depresi ležící jezero uchovává souvislý terestrický environmentální a klimatický záznam Arktidy, pokrývající celý pleistocén a pozdní pliocén (Melles et al. 2012; obr. 30). Jezero má v průměru cca 12 km a maximální hloubku 170 m. Nalézá se v Čukotském (též Anadyrském) pohoří, což je centrální část území označovaného jako Beringie a které nebylo během kvartéru výrazně zaledněno. Vědecká expedice z roku 2008/2009 (Melles et al. 2012) provedla cca 500 m hluboký vrt, z něhož odebrala asi 300 m lakustrinních sedimentů s bází z doby vzniku kráteru, pod níž leží impaktní horniny. Svrchní část sedimentů je stratifikovaná, což odpovídá kvartérním glaciálně-interglaciálním cyklům, a rychlost sedimentace je zde až 10x nižší než v hlubší části sedimentárního sledu, která se ukládala během svrchního pliocénu (před cca 3,6 až 2,6 Ma, kdy průměrné teploty v Beringii byly až o 8 °C vyšší než dnes; Brigham-Grette et al. 2013).

3.8. Jezera hrazená sesuvy jsou typická pro hornatý terén a mohou být rozlehlá a hluboká. Většinou existují jen stovky až tisíce let, neboť jsou náchylná k často katastrofickým vylitím a k rychlému vyplnění sedimenty (Cohen 2003). Proto většinou poskytují paleolimnologický záznam jen do nedávné minulosti, ale s vysokým rozlišením. Většina odborné literatury se sesuvy zabývá ve velehorských oblastech světa (např. Korup a Tweed 2007), ovšem v Arktidě se této problematice věnuje mnohem méně pozornosti.

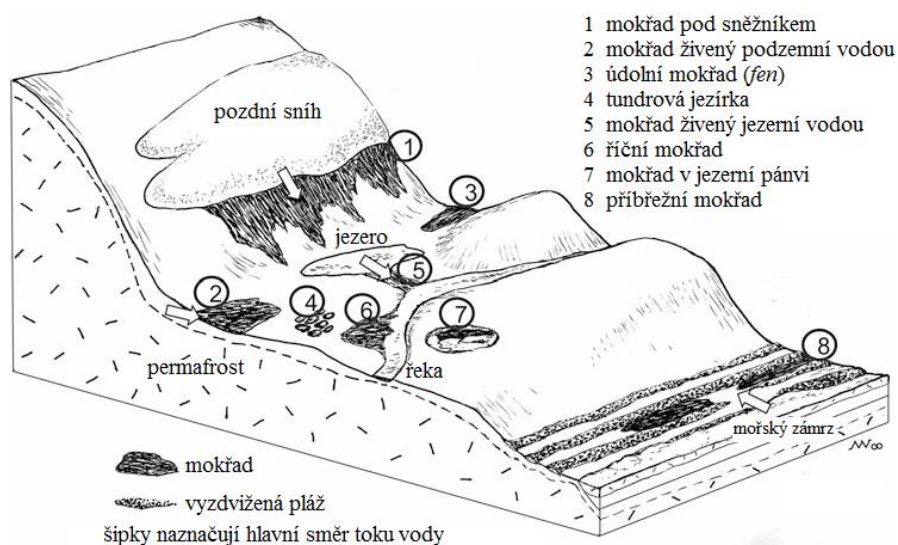


Obr. 31: Jezero Garmaksla. V pozadí záliv Billefjorden a ledovec Nordenskiöld. Foto: Daniel Vondrák.

Je to jistě dáno i absencí velkých pohoří a odpovídajícího velehorského reliéfu. Studie sesuvů byla provedena např. v Adventdalen, Svalbard (Sawagaki a Koaze 1996), ovšem bez identifikace sesuvy hrazených jezer. Zálivem Billefjorden (Svalbard) prochází zlomová zóna, podél níž se sesunul svah a vytvořil depresi protaženou severojižním směrem, kterou vyplnilo jezero Garmaksla (obr. 31; jezero lze klasifikovat také jako tektonické, neboť se nejspíše jednalo o pokles bloku podél zlomu a rotaci, jež vytvořila sníženinu následně vyplněnou vodou; Nývlt, nepublikovaná data). Podrobněji se výzkumu tohoto jezera věnuji v 5. kapitole.

3.9. Mokřady jsou charakteristickým rysem Arktidy, neboť dešťové i sněhové srážky, přestože jich není mnoho, jsou zadržovány v aktivní vrstvě permafrostu a v rovinatém terénu jen pomalu odtékají nebo se vsakují (Pienitz et al. 2008). Vznikají také táním svrchní části na vodu bohatého permafrostu během teplejšího období roku za vzniku zvodnělé aktivní vrstvy. Mokřady jsou definovány jako „povrch saturovaný (podmáčený) většinu vegetačního období, což umožňuje vývoj glejových či rašelinných půd a růst hydrofytů, nebo je dlouhodobě zatopený do hloubky až 2 m“ (National Wetlands Working Group 1988 in Woo a Young 2012). Mokřady zaujímají 3–5 % plochy Arktidy (Woo a Young 2012), díky vyšším úhrnům srážek a vyšším teplotám v nižších zeměpisných šířkách jsou běžnější v Nízké než ve Vysoké Arktidě (zejména v Zápososibiřské nížině a v okolí Hudsonova zálivu; Pienitz et al. 2008).

Woo a Young (2006) rozlišují mokřady velkoplošné a ostrůvkovité, které člení na další podkategorie naznačené v obr. 32. Kromě povrchového a podzemního přítoku se



Obr. 32: Schematický náčrt rozšíření ostrůvkovitých mokřadů v Arktidě. Převzato z Woo a Young 2012.

na pobřeží, např. v deltách, uplatňuje také přítok mořské vody. Mezi zajímavé fenomény patří mokřady ležící v polygonech ledových klínů, které mohou tvořit rozsáhlá pole. Za tundrová jezírka se považují deprese vyplněné vodou s maximální hloubkou do 2 m, která v zimě promrzají až ke dnu (tím se liší od jezer; Woo a Young 2006). V anoxickém prostředí mokřadů se tvoří rašelina, která se později rozšiřuje i na suchou zem (proces zvaný paludifikace) a může tak zvyšovat úroveň povrchu (Woo a Young 2012). Z rašeliny lze odebrat sedimentární záznam pro paleoenvironmentální paleoklimatické účely.

3.10. Hutchinson (1957) rozeznává více typů jezer, z nichž některé se v Arktidě vyskytují jen zřídka či dokonce vůbec, případně o nich není bohatá literatura.

Jezera vznikající eolickými procesy vyžadují ke svému vzniku silný vítr a snadno erodovatelný a transportovatelný materiál nepokrytý vegetací (Cohen 2003). Tyto dvě podmínky pro Arktidu místy platí, ovšem velká vlhkost povrchu a půdy v Arktidě zvyšuje kohezi materiálu, čímž je hůře transportovatelný. Pokud by deflační (tj. vyvátá větrem) pánev přesto vznikla, i mělká deprese se rychle vyplní vodou a tím znemožní další prohlubování. Kvůli nedostatku materiálu není možný ani vznik písečných dun a jimi hrazených jezer (Cohen 2003).

Přestože je Arktida téměř neobydlena, byly na jejích vodnatých řekách vybudovány **umělé vodní nádrže** za účelem produkce elektrické energie v hydroelektrárnách. Mezi největší vodní nádrže patří soustava přehrad Le Grande v severním Québeu (s celkovou rozlohou 9 900 km²) a Krasnojarskoje More na řece Jenisej (2 000 km², Pienitz et al. 2008). Vodní nádrže naruší transportní schopnost řek, které přehrazují, a tím se rychle zaplňují kvůli zvýšené rychlosti sedimentace (zanikají v řádu desítek až tisíců let), někdy přitom zanechávají zajímavý antropogenně podmíněný paleolimnologický záznam (Cohen 2003).

4. Metody a specifika paleolimnologického výzkumu v Arktidě

Jezerá jsou považována za přírodní archivy, které můžeme přečíst, pokud známe jazyk. Rozvedeme-li tuto analogii knihy, pak jezerní sedimenty představují neúplnou sbírku knih s některými stranami chybějícími, psaných neznámým jazykem a zabývajících se stejným tématem pod různými úhly pohledu (Barker 2009). Abychom byli schopni získat informace z jezerního záznamu, musíme použít vhodné paleolimnologické metody.

4.1. Datování arktických jezerních sedimentů

Datování (geochronologii) lze rozdělit na relativní, poskytující údaj o vyšším či nižším stáří sedimentu ve srovnání s jinou vrstvou, a absolutní neboli geochronometrii, která určuje přímo časový údaj o stáří (Cohen 2003). Správné odatování vzorků je často první a jedna z nejdůležitějších analýz, jež se na odebraném jádru provádí (Zolitschka a Enters 2009). Pokud je potřeba korelovat (relativně datovat) více jader ze stejného jezera nebo jezer od sebe nepříliš vzdálených, postačuje srovnat jakékoliv naměřené hodnoty ze vzorků, např. magnetické vlastnosti, změny počtu izotopů či změny v biologických společenstvech, a najít výrazné vrcholy hodnot těchto parametrů (*peaky*), které se přiřadí k sobě navzájem (Cohen 2003). Občas lze najít *markerové* horizonty, tedy litologicky výrazně odlišné vrstvy, jako např. tefru (sopečný popel), vhodné k relativnímu a často i absolutnímu datování.

Absolutní datování nám dává představu o časových škálách, na kterých se odehrávají limnologické procesy, přesto je potřeba přistupovat k datům opatrně a kriticky, neboť se mohly vyskytnout chyby při měření, při odběru vzorků nebo se mohl datovat materiál mladší/starší v dané vrstvě, případně byly vrstvy promíchány (Cohen 2003). Geochronometrie jezerních sedimentu se potýká v Arktidě se specifickými podmínkami, mezi něž patří nízká akvatická a terestrická biologická produkce a tím i autochtonní sedimentace, celková nižší rychlost sedimentace, pomalá dekompozice organické hmoty, zamrznutí hladiny po většinu roku a tím i zkrácené období hydrologických procesů (Wolfe et al. 2004).

4.1.1. Nestabilní radioaktivní izotopy se známým poločasem rozpadu se používají k absolutnímu datování. Vznikají buď v atmosféře při vystavení kosmickému záření, tzv. radiogenní izotopy, nebo se vyskytují v malém množství v zemské kůře jako izotopy prvků kovů s dlouhým poločasem rozpadu, či jsou spjaté s antropogenní činností z jaderných pokusů a nehod (Cohen 2003).

Nejčastěji se používá k datování posledních cca 40–50 ka radiogenní uhlík ^{14}C , který vzniká v atmosféře účinkem kosmického záření na ^{14}N za vzniku $^{14}\text{CO}_2$. Ve vysokých zeměpisných šířkách se jej kvůli slabšímu geomagnetickému poli tvoří mírně více, ale tento efekt se vyrovnává relativně rychlou cirkulací atmosféry (Wolfe et al. 2004). Radiogenní uhlík se pak dostává do organismů a uchovává v organických zbytcích. S postupem času po odumření organismu se s poločasem rozpadu cca 5730 let přeměňuje zpět na ^{14}N .

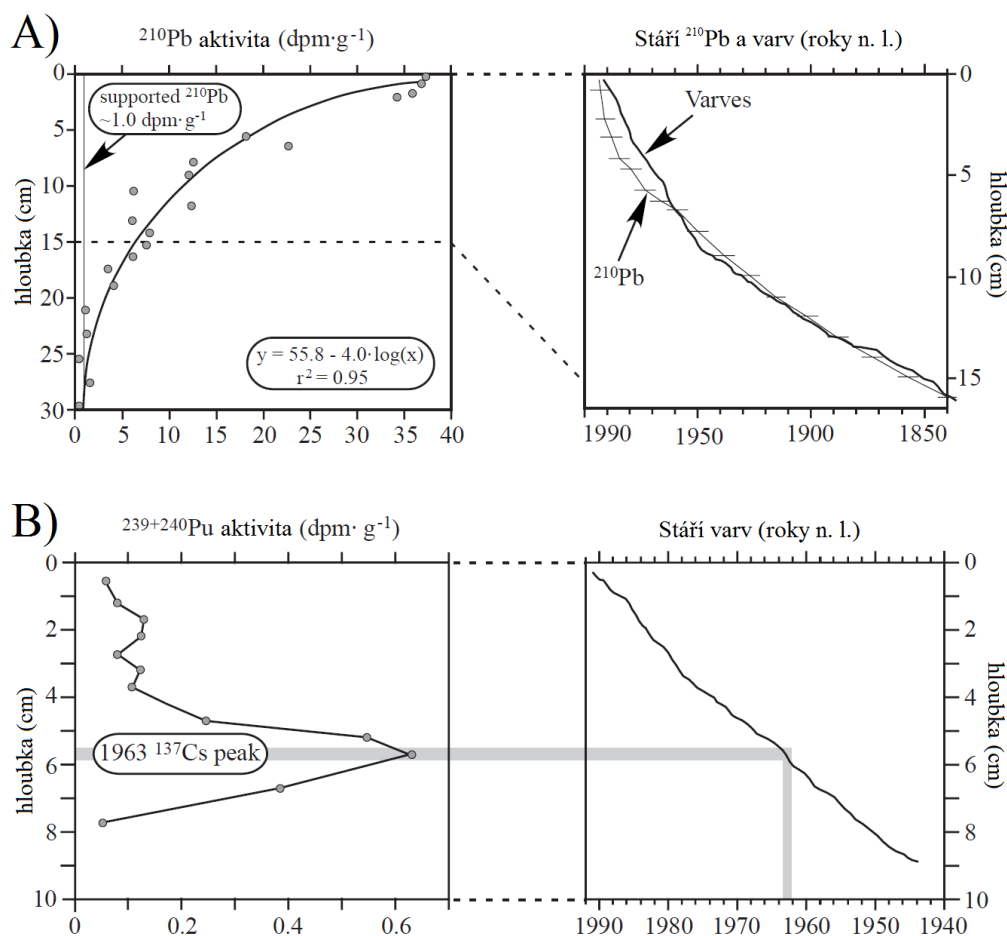
K dosažení nejpřesnějších hodnot je zapotřebí vybrat ze vzorku správný typ organického materiálu, který je v Arktidě celkově poměrně vzácný (Wolfe et al. 2004). Tento úkol zjednodušilo zavedení měření pomocí (akcelerované) hmotnostní spektrometrie, tzv. AMS, místo staršího konvenčního měření, díky čemuž nyní postačuje použití menšího množství materiálu (<1 mg) či lze provést vícenásobné datování vzorku. V jezerních pánvích nacházejících se na krystalinických horninách lze zanedbat přínos starého uhlíku (ochuzeného o ^{14}C , čímž je ovlivněn frakcionační poměr $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$), a datovat autochtonní makrofosílie akvatických organismů (Wolfe et al. 2004). Pokud je ovšem podloží jezerní pánve nebo i povodí složené z karbonátových hornin, tzv. rezervoárový efekt (Cohen 2003), či působí-li efekt tvrdé vody (s vysokým obsahem rozpuštěných minerálů, tedy i C), je možná kontaminace starým uhlíkem a měly by se k datování vybrat makrofosílie terestrických organismů a pylů (Wolfe et al. 2004). Nedoporučuje se měřit stáří vzorků z nerozlišené organické hmoty o určitém objemu (bulk sample) kvůli vysoké materiálové heterogenitě.

V případě nedostatku makrofosílií (časté v nepříznivých polárních podmínkách) se úspěšně využívají huminové kyseliny (Abbott a Stafford 1996), za předpokladu, že se nemobilizují z vrstvy, ve které byly uloženy. Huminové kyseliny se nacházejí v lakustrinních sedimentech v dostatečném množství pro AMS stanovení a lze je chemicky extrahovat. Je také nutné vzít v potaz, že v jezerech amiktických (celoročně zamrzlých) a meromiktických se vodní vrstvy nepromíchávají a je zde omezen přísun radiogenního uhlíku z atmosféry a tím se nezpracovává do akvatických organismů a následně do sedimentů stejnou rychlostí jako u holomiktických jezer (Cohen 2003). Nesrovnalosti také nastávají se značným přísunem antropogenního ^{14}C , jenž vznikl při testování termonukleárních zbraní (Abbott a Stafford 1996). Tento nárůst radiogenního uhlíku v atmosféře až na 120 % „moderního“ stavu (tj. roku 1950 n. l.) lze využít pro datování posledních cca 60 let s vysokým rozlišením, je k tomu ovšem potřeba znát křivku atmosférické aktivity ^{14}C (Cohen 2003), která většinou v Arktidě chybí.

Holocenní vývoj arktických jezer

Pro datování posledních cca 150 let, tedy období významného antropogenního ovlivnění prostředí Země, se nejvíce používá radioizotopů ^{210}Pb a ^{137}Cs (Wolfe et al. 2004). ^{210}Pb má poločas rozpadu 22,3 let a vzniká rozpadovou řadou z ^{238}U přes ^{226}Ra a ^{222}Rn , který uniká z hornin do atmosféry a zde se po setrvání cca 10 dní rozpadá na ^{210}Pb . Olovo se snadno přichytává na jemnozrné částice a ukládá se (jako *unsupported* ^{210}Pb ; Cohen 2003) na zemský povrch i ve vodě a následně v jezerních sedimentech. V horninách existuje také *supported* ^{210}Pb v radioaktivní rovnováze s mateřskými nuklidy rozpadové řady, který je ale zastoupen řádově méně. Exponenciální křivkou získanou z *unsupported* ^{210}Pb (*supported* ^{210}Pb odečteno od celkového obsahu ^{210}Pb) lze datovat za předpokladů konstantní rychlosti spadu a imobility deponovaného olova v sedimentu (Wolfe et al. 2004).

V Arktidě ale dosahují koncentrace ^{210}Pb jen nízkých až nedetekovatelných hodnot, neboť permafrost zabraňuje uvolňování ^{222}Rn do atmosféry a téměř celoroční zámrz jezera



Obr. 33: Vzorky odebrané z jezera Upper Soper Lake, Baffinův ostrov, jádra 93–7 (A) a 93–6 (B), vykazují jasnou shodu mezi radionuklidy ^{210}Pb a $^{239+240}\text{Pu}$ (plutonium podobně jako cesium je pozůstatek nukleárních výbuchů) se stářím varvových sedimentů. Jednotka dpm (desintegration per minute) značí počet radioaktivních rozpadů za minutu. Převzato z Hughen et al. 2000.

přísun ^{210}Pb do sedimentů. Při odběru je nutné nenarušit horní vrstvu jádra u rozhraní vody a sedimentů, neboť ^{210}Pb se kvůli nízké rychlosti sedimentace (cca $10\text{--}50\text{ cm}\cdot\text{ka}^{-1}$, lze odvodit z izotopů jako proxy) může vyskytovat obvykle jen ve svrchních 5 cm jádra (Wolfe et al. 2004).

Radioizotop ^{137}Cs vzniká při termonukleárních reakcích a byl v největší míře produkován testy nukleárních hlavic od 50. let 20. století s vrcholem spadu v r. 1963, který je jako výrazný *peak* pozorovatelný ve většině sedimentů, se sekundárním z r. 1986 (havárie v Černobyli). Díky podobnému poločasu rozpadu (cca 30,1 let) i chemickému a fyzikálnímu chování jako ^{210}Pb (Wolfe et al. 2004) lze dobře korelovat recentní sedimenty pomocí těchto dvou radioizotopů (např. Hughen et al. 2000; obr. 33).

K absolutnímu datování lakustrinních sedimentů se používá více radiogenních izotopů např. z rozpadové řady uranu či draslíku/argonu ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ či $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), avšak tyto metody mají velký přesah do starší geologické minulosti a pro zájmové období holocén neposkytují většinou dostatečné časové rozlišení (Cohen 2003). Příkladem aplikace v Arktidě je $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datování kráterového jezera Pingualuk (Grieve et al. 1989 in Pienitz et al. 2008).

4.1.2. Luminiscenční datovací metody využívají nepřímých efektů radioaktivity a externích zdrojů ozáření, kdy radioaktivní či ionizační záření působí na zrnka minerálů (zejména silikátů) a akumulují elektrický náboj známou rychlostí (Cohen 2003). Ukládání nábojů (energie) začíná po poslední expozici vůči slunečnímu záření či zahřátí sedimentu. Elektrony vyzařované z uranu (a dceřiných izotopů), thoria a draslíku jsou zachyceny v tzv. elektronových pastích, stabilních až po milióny let (Aitken 1985 in Wolfe et al. 2004). Hlavní metody datování jsou termoluminiscence (TL) a opticky stimulovaná luminiscence (OSL), pracující na principu zahřátí a ozáření minerálních zrn křemene a živců tepelným nebo světelným zářením o určitých vlnových délkách a měření emisí fotonů. Luminiscenční datovací metody lze vhodně použít na organicky chudé sedimenty, tedy typicky vysokých zeměpisných šířek (Cohen 2003), ovšem otázkou zůstává míra vynulování. Pokud minerální zrno není dostatečně dlouho vystaveno slunečnímu záření, kvůli transportu příliš krátkému, ve velké hloubce či v neprůsvitných tavných vodách z ledovců, způsobuje to získání vyššího věku, než je reálné stáří uložení sedimentu (Wolfe et al. 2004).

4.1.3. Další možnost datování je založená na **racemizaci aminokyselin**, tedy přeměně forem (podle stáčení roviny polarizovaného světla je dělíme na pravotočivé a levotočivé formy) těchto organických látek v živých a odumřelých organismech (Cohen 2003). Živé organismy obvykle tvoří levotočivé aminokyseliny, které se po smrti daného organismu postupně mění na pravotočivé, tento proces se označuje jako racemizace. Teoreticky lze takto datovat v rozmezí 10^1 – 10^6 let, v praxi spíše tisíce až sta tisíce let. Aminokyseliny lze v arktických lakustrinních sedimentech najít v proteinových frakcích křemitých schránek rozsivek (Harada et al. 2002 in Wolfe et al. 2004).

Velkou skupinou možností datování je korelace eventů, mezi něž patří chronologie varvových sedimentů (jediná umožňuje absolutní určení stáří), tefrochronologie, paleomagnetismus a biostratigrafie (Cohen 2003).

4.1.4. Varvové sedimenty jsou sekvence sedimentárních vrstev, uložených v různých ročních obdobích a odlišitelných díky změnám v zrnitosti, biogenní produkci či chemismu vody (Saarnisto a Ojala 2009). Glaciální nebo též klastické varvy vznikají v jezerech napájených tavnou vodou z ledovce a zvýšená transportní schopnost toků během jarní a letní ablace přináší do jezerní pánve hrubší prach a písek, zatímco jemnější jílovité plaveniny se usazují postupně až do zimy. Jiným způsobem vzniku jsou sezónní změny chemického složení vody, např. obsah karbonátů, či biologická produkce organismů, např. rozsivek. Varvová chronologie je založena na principu korelace kratších řad (50–200 let, výjimečně až 1 ka), spojujících se v delší řady. Tímto způsobem byla protažena varvová chronologie Švédska až k období deglaciace, tedy do 13,3 ka před současností. Pokud není jako v případě Švédska ukotvena na současnost nejsvrchnějšími laminami a lze určit jen relativní stáří mezi jednotlivými vrstvičkami, označuje se termínem plovoucí (*floating*) chronologie (Saarnisto a Ojala 2009). Odstranění početních chyb kvůli chybějícím či nevýrazným vrstvám lze docílit křížovým datováním více profilů ze stejné lokality (Lamoureux et al. 2001).

4.1.5. Tefrochronologie je datovací metoda založená na rozpoznání a korelaci vrstev tefry (Thórarinnsson 1981), což je obecně nezpevněný jemnozrný pyroklastický materiál vznikající při sopečné erupci (Dugmore a Newton 2009). Tefra se po erupci rozšíří relativně rychle atmosférou do značných vzdáleností a ukládá fyzikálně a chemicky charakteristickou vrstvičku materiálu na povrchu, kterou lze považovat za izochronní. Často vrstva tefry není viditelná pouhým okem kvůli nízké koncentraci (tzv. mikro- nebo

kryptotefra), přesto ji lze instrumentálně odhalit a datovat (Wolfe et al. 2004). Vrstvy tefry holocenního stáří (např. popel z Vedde, materiál ze sopek Hekla a Askja) byly nalezeny v jezerech mj. na Islandu, v severním Norsku a na Aljašce.

4.1.6. Další používanou metodou korelace a datování je určení magnetických vlastností sedimentu (Cohen 2003). Remanentní magnetismus, který uchovává inklinaci a deklinaci v sedimentárních částicích, je využitelný pro dlouhodobější změny magnetického pole Země (chrony, subchrony, exkurze), ale pro vzájemnou korelaci holocenních sedimentů mezi sebou se více hodí **magnetická susceptibilita**, často označovaná κ . Magnetická susceptibilita (MS) je definována jako poměr indukovaného magnetického pole k laboratornímu vyvolávajícímu poli a je funkcí mineralogie, koncentrace a velikosti zrn magnetických minerálů a často odpovídá celkovému obsahu (titano)magnetitů (Cohen 2003). Koncentrace a velikost zrn magnetických minerálů závisí na intenzitě zvětrávání, zředování terestricky vzniklých magnetických minerálů v sedimentech, rozpouštění a chemické přeměně magnetických minerálů. Například minerál s vysokou MS (magnetit) se může přeměnit na hematit s nízkou MS. Vyšší κ mají magnetické minerály s menším průměrným rozměrem zrn. Záznam MS a dalších proxy ze sedimentů jezera El'gygytgyn se shodovaly dobře s intenzitou slunečního záření za posledních 250 ka (Nowaczyk et al. 2007).

4.1.7. Posledním zde zmíněným způsobem datování je **biostratigrafie**, která využívá fosilie, tedy pozůstatky částí těl či schránek (Cohen 2003). Objevení se jednoho nebo více taxonů z určitého období a jejich první a poslední okamžik výskytu vymezují biozónu (biostratigrafickou jednotku). Vhodnější jsou fosilie druhů rychle se vyvíjejících (i vymírajících), které umožňují přesnější určení stáří sedimentu, avšak ze stejného důvodu představují tyto vlastnosti omezení většího geografického rozšíření (Cohen 2003). Mezi nejčastěji se vyskytující skupiny organismů využívaných v jezerní biostratigrafii jsou rozsivky (*diatomae*), perloočky (*cladocera*), lasturnatky (*ostracoda*), pakomáři (*chironomidae*), mlži, ryby aj., kromě toho se používají pylová zrna snesená z povodí (Douglas 2007, Cohen 2003). V arktických jezerech proběhla po LGM velmi rychlá kolonizace a sukcese druhů z jihu, jež je viditelná na rozmezí pleistocén/holocén, stejně tak lze na základě biostratigrafie určit i pozdější klimatické změny (Hodgson a Smol 2007).

4.2. Proxy indikátory klimatu a přírodních podmínek

Ze sedimentů lze kromě stáří vyčíst mnoho informací o minulých přírodních podmínkách uvnitř i vně jezera, paleoekologii, paleohydrologii a paleoklimatu (Douglas 2007). Tyto proxy se získávají analýzami fyzikálními, chemickými a biologickými. Zejména fyzikální a chemické analýzy se provádějí v paleolimnologických výzkumech automatizovaně a rychle, avšak nutná je vybavenost drahými přístroji. Biologické analýzy vyžadují kvůli náročnému rozpoznání druhů ve vzorcích více času. Po získání dat se aplikují statistické metody, aby bylo možné výsledky interpretovat (Douglas 2007). Dosavadní paleolimnologické studie v Arktidě pomocí proxy zjišťovaly změny klimatu, hydrologie, vegetačního krytu, výšky hladiny světového oceánu, lidských dopadů na populace ryb a divoké zvěře, ultrafialového záření a obsahu atmosférických i terestrických polutantů (Hodgson a Smol 2007).

4.2.1. Petrofyzikální a sedimentologické analýzy slouží k rozpoznání sedimentačních procesů a zdrojů materiálu, které vytvořily sedimentární záznam (O'Sullivan 2004). Hned po odběru se provádí vizuální prohlédnutí a fotografování jádra s identifikací a popisem lamin a hlavních litologických vrstev. Poté se zpravidla provádí texturní analýza velikosti a tvaru zrn, analýza mineralogie jílové frakce pomocí rentgenové difrakce či skenovacího elektronového mikroskopu, analýza magnetismu minerálů pomocí měření magnetické susceptibility či remanentní magnetizace. Kromě toho se zjišťuje poměr vody a suché hmoty po vysušení či obsah organické a anorganické hmoty pomocí ztráty žiháním (zahřátí vzorku na cca 550 °C; O'Sullivan).

Přínosným nedestruktivním paleoklimatickým proxy je magnetická susceptibilita, jejíž nízké hodnoty indikují nízký transport klastického materiálu do jezera (a tím i méně magnetických minerálů) díky vyvinutému vegetačnímu pokryvu v povodí nebo organicky podmíněnému rozpouštění magnetických minerálů během diagenese. Tyto podmínky typické pro teplá období (interglaciály, interstadiály) jsou střídány podmínkami chladnějších období, kdy vyšší hodnoty susceptibility jsou způsobeny rychlou erozí a přínosem terigenního klastického materiálu do jezera a omezenou biogenní aktivitou a tím pádem i minimálním biologicky podmíněným diagenetickým rozpouštěním magnetických minerálů (Evans a Heller 2003).

4.2.2. Geochemické analýzy zkoumají měnící se chemismus vody i okolního prostředí. Podle určení se zaměřují na organické a anorganické látky, stabilní izotopy, pigmenty a

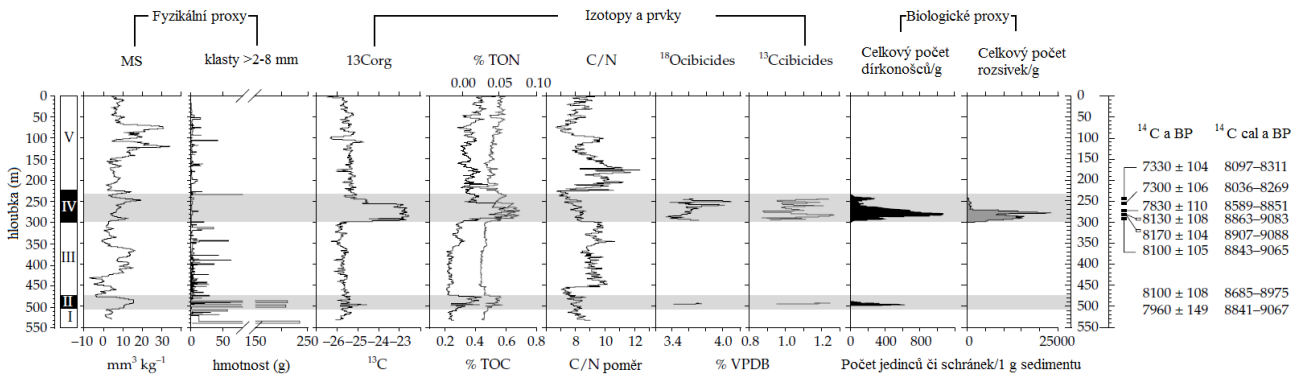
polutantů (*persistant organic pollutants*, POPs; Douglas 2007). V anorganických geochemických analýzách se využívá zjištění výskytu a obsahu různých prvků k určení minulých podmínek, např. Na, K a Mg jako indikátorů eroze, Mg a Ca pro salinitu, těžké kovy pro industrializaci či C, N, P pro eutrofizaci (O'Sullivan 2004). Síra je vhodná k rozlišení mezi lakustrinním a marinním prostředím (např. při glaciostatickém výzdvihu jezer na mořských terasách; poměr C/S je v sedimentech jezerních cca 40–120, zatímco v mořských jen 0,5–5) a v recentním měřítku je ukazatelem antropogenně vyvolaných kyselých dešťů (Cohen 2003). Celkový obsah těchto prvků se někdy zjišťuje za pomoci rentgenové fluorescence (XRF; O'Sullivan 2004).

Organická geochemie zkoumá např. celkový obsah organického uhlíku (TOC), jenž vypovídá o produktivitě jezera a jeho toku živin. Získává se ztrátou žíháním vzorku. Zvýšení hodnoty znamená většinou zlepšení podmínek pro rozvoj organismů, tedy např. deglaciaci či oteplení klimatu (Cohen 2003). Mezi další ukazatele patří poměr C/N, vypovídající o terestrickém nebo autochtonním původu organické hmoty. Pigmenty uchované v sedimentech podávají informaci o paleoekologii a potravním řetězci řas a (cyano)bakterií a také o antropogenním ovlivnění UV záření, pokud se nezachovají těla organismů (O'Sullivan 2004). Antropogenní činnost odhalují také POP a uhlovodíky pocházející z ropy. Studie z Baffinova ostrova dokládá, že koncentrace pigmentu chlorofylu *a* v jezerních sedimentech se shoduje s rostoucími teplotami ve 20. století (Michelutti et al. 2005).

Stabilní izotopy O a C v karbonátech a O, C a N v organické hmotě poskytují jedny z nejcennějších údajů v paleolimnologii (Cohen 2003). $\delta^{13}\text{C}$ zaznamenává produktivitu jezera, koncentraci CO_2 (v karbonátech) a změny v přísunu živin (v organické hmotě; O'Sullivan 2004). $\delta^{15}\text{N}$ také závisí na oběhu živin, dále na fixaci N a přítomnosti sinic. $\delta^{18}\text{O}$ v sladkovodních karbonátech a biogenních silikátech obsahuje informaci o původu vody v jezeře, poměru evaporace a atmosférických srážek a paleohydrologii (Cohen 2003, O'Sullivan 2004). Tímto způsobem byla např. zjištěna negativní hydrologická bilance jezer v západním Grónsku a související suché období, jež doprovázelo HTM před 7–5,6 ka (Anderson a Leng 2004).

4.2.3. Biologické proxy zahrnují zřejmě nejširší paletu metod pro určování paleoekologických a paleoklimatických podmínek. Princip biologické analýzy se podobá biostratigrafii, jen kromě stáří se určuje také proxy dalších proměnných. Aby byl taxon kvalitním paleoindikátorem, měl by splňovat jistá kritéria, mezi která se řadí rychlá

Holocenní vývoj arktických jezer



Obr. 34: Stratigrafický záznam několika paleolimnologických proxy dat z epišelfového jezera, Alexander Island. Proxy zahrnují: magnetická susceptibilita (MS), velikost zrn, $\delta^{13}\text{C}$ v organické hmotě, celkový obsah organického uhlíku (TOC), celkový obsah dusíku (TON), poměr C/N, $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ z bentických dírkonožců a celkové počty dírkonožců a rozsivek. Vpravo je uvedeno ^{14}C datování. Převzato ze Smith et al. (2007a).

reprodukce, abundance, snadná identifikace, dobré zachování v sedimentu, úzká ekologická valence a jasně definovatelná nika (Douglas 2007). Hlavním předpokladem biologického proxy je zjištění, zda se jedná o organismus autochtonní (vypovídá o podmínkách v jezeře) nebo allochtonní (popisující podmínky regionální a v povodí).

Pro biologickou analýzu jsou velmi vhodné mikrofosílie rostlin, např. pylová zrna, spory a jiné palynomorfy, dále fytolity (zkamenělé mikroskopické části rostlinných tkání) nebo zbytky dřevěného uhlí (dokládají požáry v povodí; O'Sullivan 2004). V Arktidě vzácnější, ale přesto často se vyskytující rostlinné makrofosílie také vypovídají o podmínkách v povodí jezera. Mezi autochtonní mikrofosílie patří z řas rozsivky a zlativky (*chrysophyceae*), z třídy hmyzu pakomáři a brouci (*coleoptera*), ze zooplanktonu perloočky, lasturnatky, klanonožci (*copepoda*) a korýši (*crustacea*). Proxy v jezerním prostředí zahrnuje určení hodnoty pH, salinity, množství živin a trofických podmínek, koncentrace rozpuštěného organického uhlíku nebo eutrofizace (O'Sullivan 2004). Příklad několika různých proxy z jezerního sedimentu je na obr. 34.

Naprostá většina biologických i ostatních proxy zaznamenává ekologické změny a zvyšování teploty v Arktidě od poloviny 19. století, mj. také studie projektu CAPE (Circum-Arctic PaleoEnvironments; Hodgson a Smol 2007). Většina společenstev rozsivek se výrazně proměnila způsobem, který ukazuje na delší vegetační období, silnější teplotní stratifikaci a kratší zámrz jezer (Douglas et al. 1994). Smol et al. (2004) se na základě těchto všepostihujících změn domnívají, že arktické ekosystémy neovlivněné člověkem již vlastně neexistují.

5. Korelace a předběžná analýza sedimentů jezera Garmaksla

Pro analýzu jezerních sedimentů bylo vybráno jezero Garmaksla, které se nachází na okraji fjordu Billefjorden (pokračování zálivu Isfjorden), Západní Špicberk, Svalbard (souřadnice 78°36'11" s. š., 16°20'17" v. d.; obr. 35). Jezero leží v nadmořské výšce cca 320 m n. m., je přibližně 250 m dlouhé a v nejširším bodě asi 110 m široké (Norsk Polar Institut 2013; obr. 36). Během odběru sedimentů bylo odhadnuto nejhlubší místo na cca 5 m.

Jezerní pánev je tektonicky predisponována zlomovou poruchou *Billefjorden Fault Zone* (BFZ), podél které poklesl blok hornin, a rotací vznikla deprese, kterou nyní vyplňuje voda. Z geologického úhlu pohledu je tedy možné označit původ jezera za tektonický, z geomorfologického hlediska lze jezero považovat za vzniklé sesuvem. Podložní horniny sestávají z karbonátů, evaporitů a klastických sedimentárních hornin karbonského až permského stáří a patří do podskupiny Dickson Land a skupiny Gipsdalen. Hluběji a na výchozech se nacházejí pískovce devonského stáří skupiny Andrée Land a na rozhraní těchto dvou skupin se nalézají zlomová porucha BFZ (Norsk Polar Institut 2013).

V blízkosti jezera se nachází bývalé ruské hornické město Pyramiden, opuštěné r. 1998 po ukončení těžby uhlí. Přesto předpokládám, že je jezero neovlivněno přímou antropogenní činností díky nedostupnosti a odlehlosti. Klimatická data pro tuto oblast se měří teprve od srpna roku 2012 v Pyramiden, popřípadě od roku 2008 více na sever



Obr. 35: Topografická mapa Svalbardu s vyznačenou polohou jezera Garmaksla. Zdroj: Norsk Polar Institut 2013.



Obr. 36: Letecký snímek jezera Garmaksla, nacházející se v levé horní části snímku pod odlučnou plochou sesuvu. Vpravo od jezera sbíhá (strukturní) svah až k mořskému pobřeží. Zdroj: Norsk Polar Institut 2013.

Holocenní vývoj arktických jezer



Obr. 37: Byly provedeny 3 úspěšné odběry z nejhlubší části jezera (cca 5 m), kam se dopravovalo pomocí nafukovacího člunu. Foto Daniel Vondrák



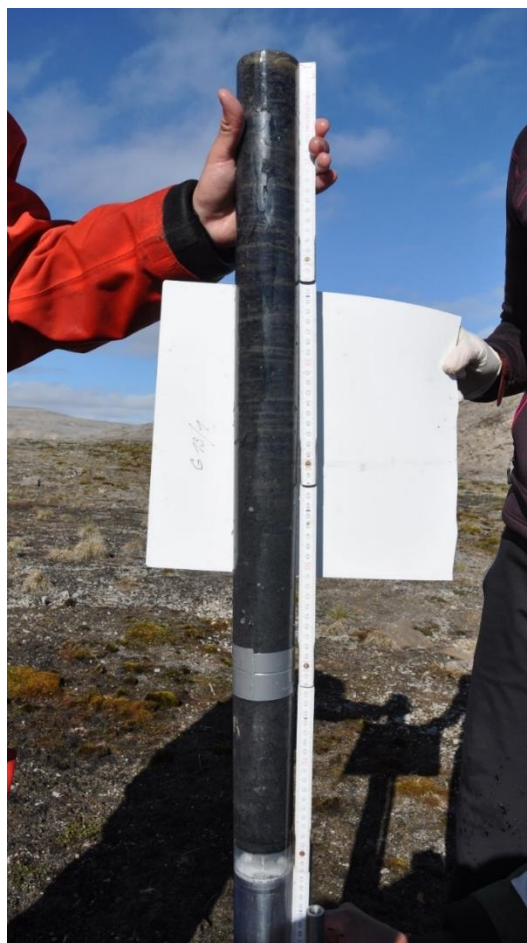
Obr. 38: Postup vzorkování profilu. Vzorky byly řezány po 1 cm a vkládány do neprůsvitných plastových pytlíků. Aby se nekontaminovaly kovovými prvky, byl vyfocení vzorkovač později vyměněn za plastovou destičku a škrabku.

v zálivu Petuniabukta.

Odběr sedimentárního jádra z jezera Garmaksla byl proveden 27. července 2013 pomocí Kajakova gravitačního vrtáku spuštěného z nafukovacího člunu v centrální části jezera (obr. 37). Celkem se provedly 3 úspěšné odběry označované G 2013/1, 2 a 3, dlouhé 79, 66 a 72 cm. Jádra byla na místě rozřezána po 1 cm a vzorky byly vloženy do neprůhledných plastových pytlíků (obr. 38). Skladovány byly při teplotě do 5 °C, aby se zabránilo znehodnocení materiálu např. rozbudáním mikroorganismů, které by mohly ovlivnit bilanci ^{14}C při datování, respektive degradovat sedimentární pigmenty. Vyvrtané

Obr. 39 (vpravo): Profil G2013/1 měl původně délku 79 cm (po kompresi při řezání 74 cm). V horních 40 cm se objevuje jemné laminování, níže je profil homogennější. Celkově je profil velmi organický, od 58–59 cm začínají přibývat klastické částice.

Obr. 40 (dole): Snímek benthosu jezera Garmaksla s řasami, sinicemi a makrozbytky. Foto: Daniel Vondrák.



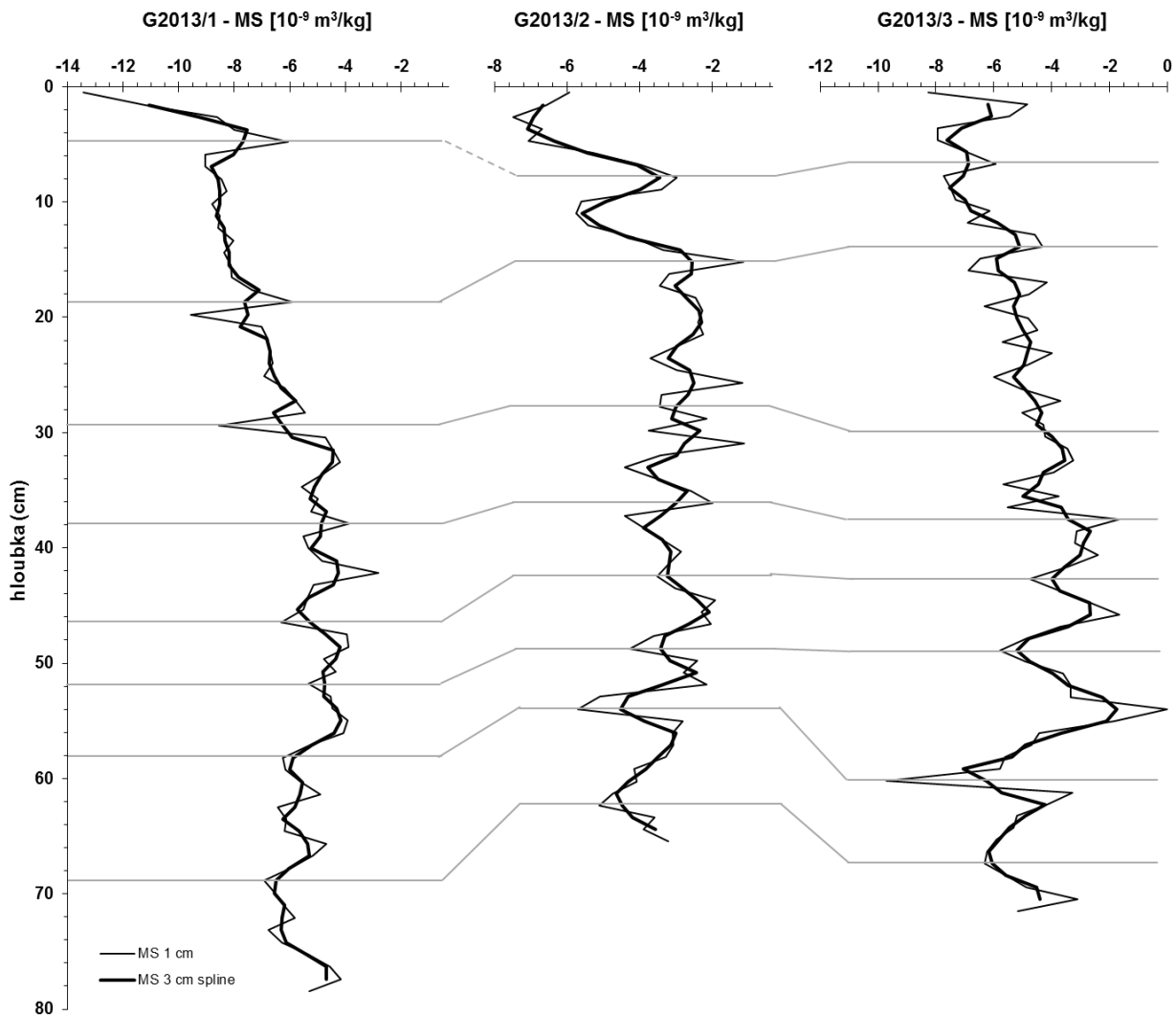
profily byly velmi bohaté na organiku, ve svrchní části se objevovalo jemné laminování, jež se hlouběji vytrácelo, a také obsah organiky se s hloubkou snižoval (obr. 39 a 40).

Vzorky byly po příjezdu zváženy s přesností na dvě desetinná místa a zkontrolovány před začátkem analýz. Magnetická susceptibilita (MS) byla změřena autorem na přístroji MFK-1 Kappabridge jako hmotová magnetická susceptibilita (zadávana byla hmotnost každého vzorku) s indukovaným polem 300 mA. Kvůli nutnosti zachovat vzorky nevysušené pro některé další analýzy se měřil materiál i s obsahem vody, ale za splnění předpokladu zhruba stejného obsahu vody v celém profilu lze tuto skutečnost pro relativní srovnávání v rámci profilu zanedbat. Dalšími měřenými údaji na jádrech G2013/2 a G2013/3 byly celkový obsah uhlíku organického (TOC) a anorganického (TIC) a obsah síry (TS). Při tom se využívalo mj. ztráty žiháním na 1,5 g suchého materiálu. Tyto analýzy byly provedeny v Centrální laboratoři České geologické služby v Brně na analyzátoru ELTRA 1000S infračervenou detekcí dle akreditovaných laboratorních postupů. V jádru G2013/1 se provedla analýza rozsivek tak, že se izolovaly, identifikovaly a spočítaly mikrofosílie druhů rozsivek. Je nutné vzít v potaz nižší produktivitu v hloubce pod 51 cm, která znemožňovala přesnější spočítání jedinců (Pinseel, nepublikovaná data). Dále byly odebrány organické makrozbytky z reálných hloubek 34 a 77 cm, které byly datovány AMS radiouhlíkovou metodou v radiouhlíkové laboratoři v Poznaňi.

5.1. Korelace jader

Kvůli rozdělení analýz do různých pracovišť a také kvůli malému množství materiálu (v rozmezí 5–30 g na vzorek) bylo potřeba korelovat hloubky jader mezi sebou. Na dosud dostupných výsledcích toho bylo dosaženo pomocí tzv. *wiggle matching* metody, tedy nejběžnějšího přístupu korelace, kdy se vizuálně spojují výrazné *peaky* v průběhu vybraných parametrů (Cohen 2003). Nejdříve byla zkorelována MS, častá veličina používaná paleolimnology pro korelaci (Evans a Heller 2003), neboť její hodnota byla změřena první jakožto nedestruktivní a rychlá metoda. Výsledky jsou zobrazeny v obr. 41. Obecný trend chodu hodnot MS v rámci jednotlivých jader jezerních sedimentů vykazuje nejprve postupný nárůst a později poměrně výrazný pokles. Vrcholy nejsou všechny stejně výrazné, je tedy možné, že některé si sobě neodpovídají nebo ani nemají u jiného jádra svůj ekvivalent. Důvodem této poměrné heterogenity může být i vzdálenost míst odběru (řádově až 5 m od sebe), čímž sedimentace nemusí být na všech místech homogenní a různou měrou se mohou projevovat perturbační svahové skluzy (*slump*) či bioturbace.

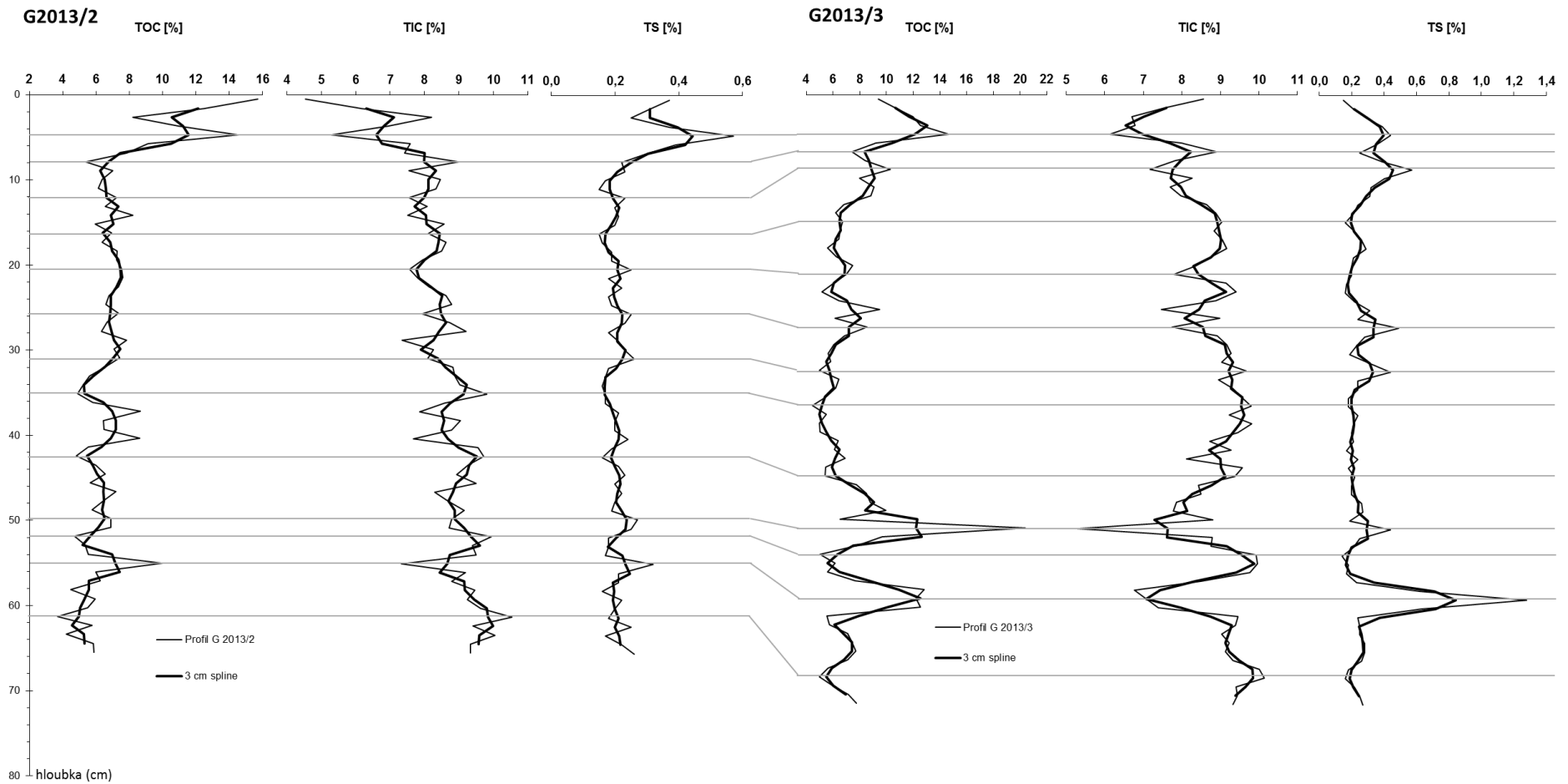
Holocenní vývoj arktických jezer



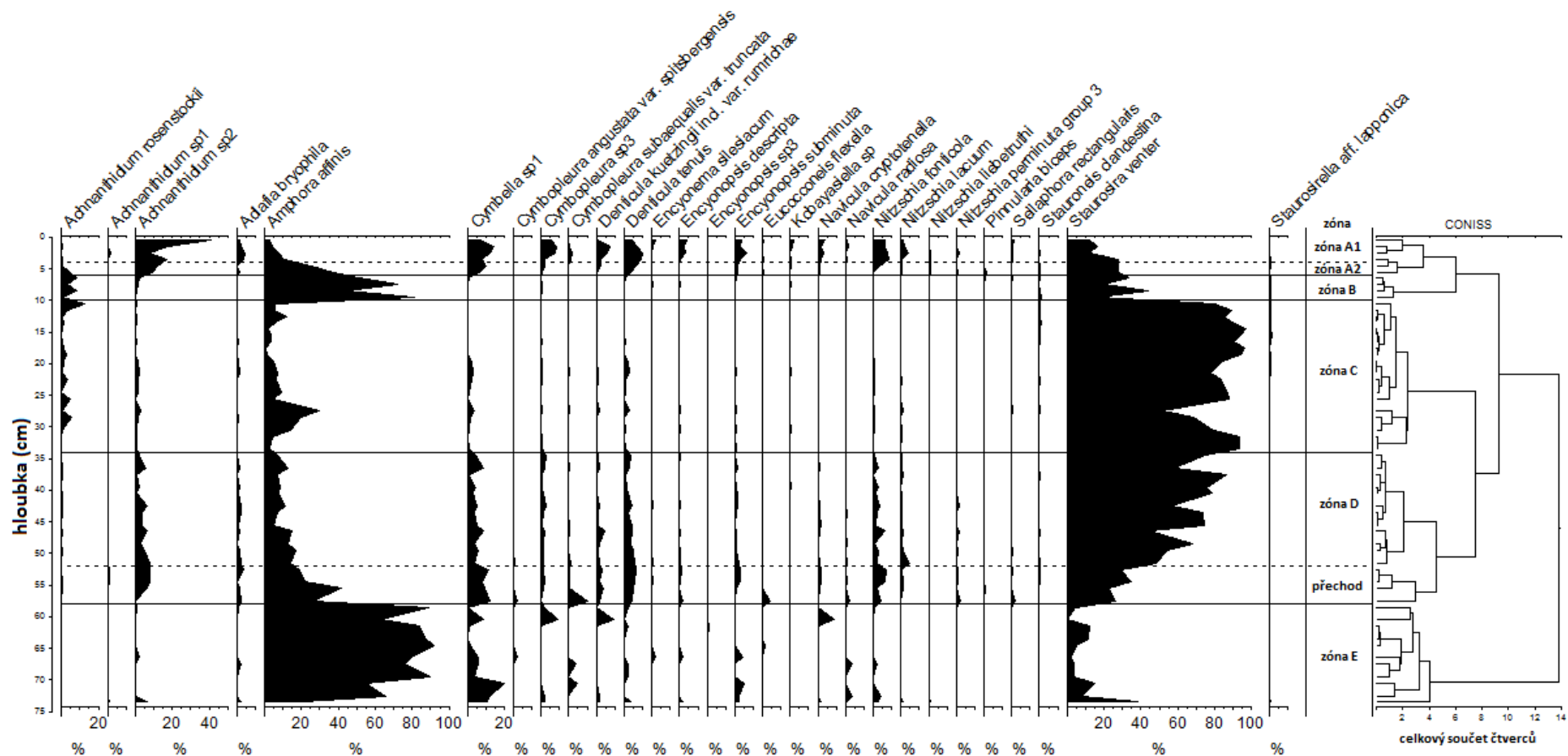
Obr. 41: Korelace magnetické susceptibility pro všechna 3 jádra. V dolní části profilů se objevuje pozvolný nárůst hodnot MS až k hloubce cca 40 cm (u G2013/2 lze *peak* posunout výše na cca 30 cm hloubky). Ve svrchní části MS klesá, velmi výrazně u G2013/1 a G2013/2. Jádro G2013/2 je zřejmě mírně více kompresováno než zbylá dvě. U nejsvrchnější části G2013/1 je nejasný průběh korelace, neboť se zde *peak* vyskytuje výše, než bylo předpokládáno. Korelace profilů G2013/2 a G2013/3 byla posléze zkontrolována podle TOC, TIC a TS, korelace G2013/1 přibližně podle produktivity rozsivek s TOC.

Jádro G2013/2 porovnané s ostatními dvěma pomocí Pearsonova korelačního koeficientu vykazuje slabé závislosti ($r^2 = 0,33$ a $0,34$), avšak jádra G2013/1 a G2013/3 si jsou mnohem podobnější ($r^2 = 0,57$).

Na profilech G2013/2 a G2013/3 již bylo možné provést korelaci také podle TOC, TIC a TS (obr. 42). Celkový obsah uhlíku se skládá z TOC a TIC, které se navzájem doplňují. Spolu s TS vytvářejí vhodné výrazné vrcholy blízko rozhraní sediment/voda a pak v hloubce pod 50 cm. Právě *peaky* síry z G2013/3 v hloubkách 51 a 59 cm doplněné maximy v TOC (minima v TIC) posloužily ke korelaci s G2013/2, přestože zde nejsou srovnatelně výrazné. Nárůst TOC a pokles TIC v nejsvrchnějších 8 cm se dobře shodují, jen vrcholy TS sobě velmi neodpovídají.



Obr. 42: Korelace profilů G2013/2 a G2013/3 na základě TOC, TIC a TS. Jádro G2013/2 je více komprimováno, nebo v G2013/3 probíhala rychlejší sedimentace. Hodnoty vzorků po 1 cm byly zhlazeny křivkami (*spline*) s průměrnou hodnotou 3 nejbližších vzorků kvůli vyznačení průběhu trendů.



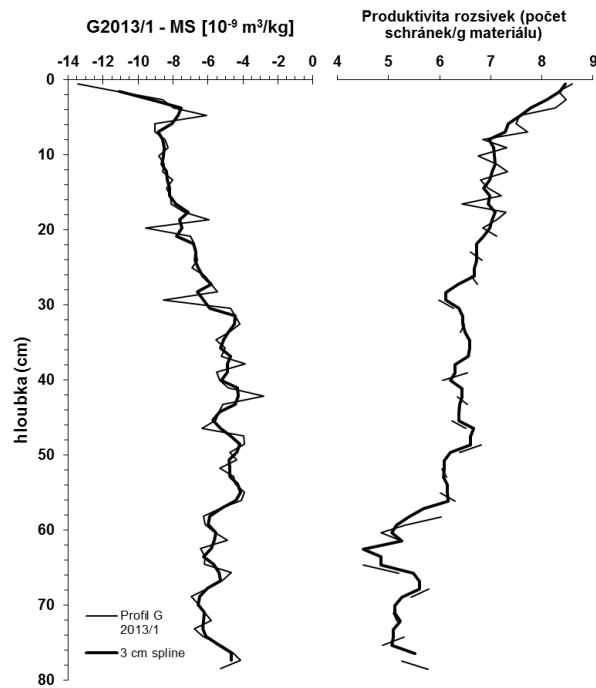
Obr. 43: Souhrnný diagram relativního zastoupení druhů rozsivek v sedimentárním jádře G2013/1 z jezera Garmaskla. Vpravo jsou zóny klasifikované neřízenou shlukovou analýzou, vytvořené v programu CONISS. V hloubce pod 51 cm je produktivita poměrně nízká, čímž výsledky mohou být méně přesné. Svrchní část profilu (5 cm) vykazuje vzrůstající produktivitu a rozšíření více taxonů. Avšak druhy *Amphora affinis* a *Staurosira venter*, které jsou ve většině jádra přítomné a vzájemně alternují, ve svrchní části profilu mizí. *Staurosira*, člen rodu často nalézaného v Arktidě, který se většinou v horních vrstvách ztrácí, může indikovat chladnější, oligotrofní podmínky. Dominance *Amphory* tedy možná znamená relativně teplejší období. Převzato z Pinseel (nepublikovaná data).

Při srovnání korelace podle MS i podle TOC, TIC a TS jader G2013/2 a G2013/3 lze vyvodit tvrzení, že G2013/2 je komprimováno a zasahuje při kratší délce jádra do stejné sedimentární vrstvy jako G2013/3; velikost posunu je asi 7 cm. V horní části profilu jsou vrstvy G2013/2 naopak hlouběji a objevuje se zde úsek blíže k rozhraní sediment/voda než u G2013/3, *peaky* MS a TOC/TIC/TS se zde ovšem plně neshodují a není to tedy nezpochybnitelné. Další problémová část profilu nastává v hloubkách 40–55 cm, kdy hodnoty MS naznačují téměř nepatrný posun vrcholů, naopak především podle TIC se profily rozcházejí zhruba o 2 cm (TOC ani TS se ovšem příliš neshodují).

Profil G2013/1 je na základě MS velmi podobný G2013/3 (který však má rozkolísanější průběh), avšak nelze to zatím ověřit podle TOC/TIC/TS, neboť tyto údaje nebyly dosud změřeny. Místo celkového obsahu uhlíku, který vypovídá o biologické produktivitě (Cohen 2003), lze použít údaj o produktivitě rozsivek, odvozený z nálezu počtu schránek ve vzorku (obr. 44). Nelze jej však zaměnit s celkovou produktivitou všech organismů jezera. I zde lze spatřit trend poklesu MS a nárůstu biogenní produkce v horních 40 cm a výrazněji v nejsvrchnějších 5 cm.

5.2. Výsledky a interpretace změn

Dosavadní výsledky měření prozatím neumožňují velmi detailní popis paleoprostředí ani paleoklimatu, ale některé trendy je možné srovnat s údaji v literatuře. Podnebí Svalbardu vykazuje dlouhodobý pokles teplot od konce HTM před cca 5 ka, kdy začaly přibývat ledovce. Výrazněji se neoglaciaci se projevila asi před 3 ka (Svendsen a Mangerud 1997). Teploty vykazovaly klesající trend až do počátku 20. století, ale poté nastalo náhlé oteplení (např. D'Andrea et al. 2012, Jiang et al. 2011). O cca 50 let později kladený počátek post-LIA oteplení na Svalbardu oproti ostatním částem Arktidy je vysvětlován přítomností ledovců, které ochlazovaly přizemní vrstvu atmosféry kumulativním efektem po delší



Obr. 44: Graf porovnávající MS a produktivitu rozsivek v jádře G2013/1.

dobu. Významně větší rozšíření ledovců na Svalbardu ve srovnání s jinými oblastmi Arktidy je důsledkem většího přínosu srážek Severoatlantským, popř. Západošpicberským proudem během LIA spíše než pouhým ochlazením klimatu (D'Andrea et al. 2012).

AMS radiouhlíkové datování určilo stáří makrozbytků mechů odebraných z jádra G2013/1 z reálné hloubky 34 cm a 77 cm¹. Po kalibraci pomocí kalibračního datasetu IntCal13 (Reimer et al. 2013) byla získána reálná stáří 2 816 ± 55 kal. let BP a 5 536 ± 66 kal. let BP (byly použity 2 σ , opravdové stáří tedy spadá do daného intervalu s pravděpodobností 95,4 %). U výsledků ¹⁴C datování je ovšem třeba uvědomit si karbonátové podloží jezera a případný rezervoárový efekt (Cohen 2003). K datování byly vybrány nalezené makrozbytky mechů, avšak výsledné stáří sedimentu je přesto možná ovlivněno rezervoárem ¹⁴C pocházejícím z vápencového podloží a tudíž příliš vysoké.

Zatím se ovšem na výsledky datování musíme spolehnout a předpokládat, že nejspodnější části profilů dosahují stáří okolo 6 ka. Toto období odpovídá konci HTM a postupnému nástupu neoglaciacie dle Svendsen a Mangerud (1997). Dokládají také, že laminace vrstev (např. varvy) vzniká v proglaciálním prostředí, zatímco nestratifikovaný profil odpovídá absenci ledovce. Všechna jádra z jezera Garmaksla jsou ve spodní části nezvrstvena, zatímco od hloubky cca 40 cm se objevuje jemné laminování, jež v nejsvrchnějších 5 cm opět chybí. V těsné blízkosti jezera (necelé 2 km západním směrem) se nachází ledovcová čapka Jotunfonna, která v současnosti díky odkloněnému reliéfu svými tavnými vodami jezero zjevně nenapájí. Ještě v roce 1936 však ledovec zasahoval cca o 300 m východněji (Norsk Polar Institut 2013), jeho rozsah během neoglaciacie a LIA však není znám. Rachlewicz et al. (2007) studovali post-LIA úbytek 12 ledovců okolo zálivu Petuniabukta a výsledky naznačují rychlost ústupu v řádu jednotek až nižších desítek metrů za rok. Je tedy možné, že ledovcová čapka Jotunfonna zasahovala během svého neoglaciálního či LIA maxima až do povodí Garmaksly a ovlivňovala vytváření zmíněných lamin. Asi 1,5km vzdálenost ledovcové čapky od povodí jezera mohla být překonána postupem či ústupem ledovce v řádu několika set let.

Prostým zprůměrováním je možno vypočítat díky radiouhlíkovému datování průměrnou rychlost sedimentace. Materiál v hloubce 0–34 cm sedimentoval rychlostí 0,12 mm•rok⁻¹, v hloubce 34–77 cm se ukládal mírně rychleji, asi 0,16 mm•rok⁻¹, což

¹ Výsledky AMS ¹⁴C datování v laboratoři Poznań, vedoucí laboratoře Prof. dr hab. Tomasz Goslar, ze dne 20. 5. 2014, číslo provedeného měření: 7982/14:
Poz-61448 GAR_32 = 2725 ± 30 ¹⁴C let BP
Poz-61450 GAR_72 = 4805 ± 35 ¹⁴C let BP

představuje 12,1 a 15,7 cm za tisíc let. Obecně se vyšší rychlosti sedimentace připisují chladnějším obdobím, kdy je zvýšený přínos materiálu do jezera (Svendsen a Mangerud 1997), tady se ovšem vyšší rychlost vyskytuje v teplejším období (možná doznívající HTM, viz dále). Nízké rychlosti sedimentace v řádu desetin mm za rok jsou pro Arktidu typické.

Pinseel (nepublikovaná data) se domnívá, že posun v druhovém zastoupení rozsivek v zónách A1 a A2 (obr. 43) by mohl být způsoben ukončením LIA na přelomu 19. a 20. století. Přesto tento posun není natolik výrazný jako v ostatních paleoekologických studiích ze Svalbardu a je mírně opožděný. Dáno je to zřejmě vysokou nadmořskou výškou jezera Garmaksla a prodloužením trvání zámruzu, jež tlumí a posouvá v čase dopad klimatických změn, které jsou jinak na pobřeží mnohem citelnější (např. Etzelmüller et al. 2011).

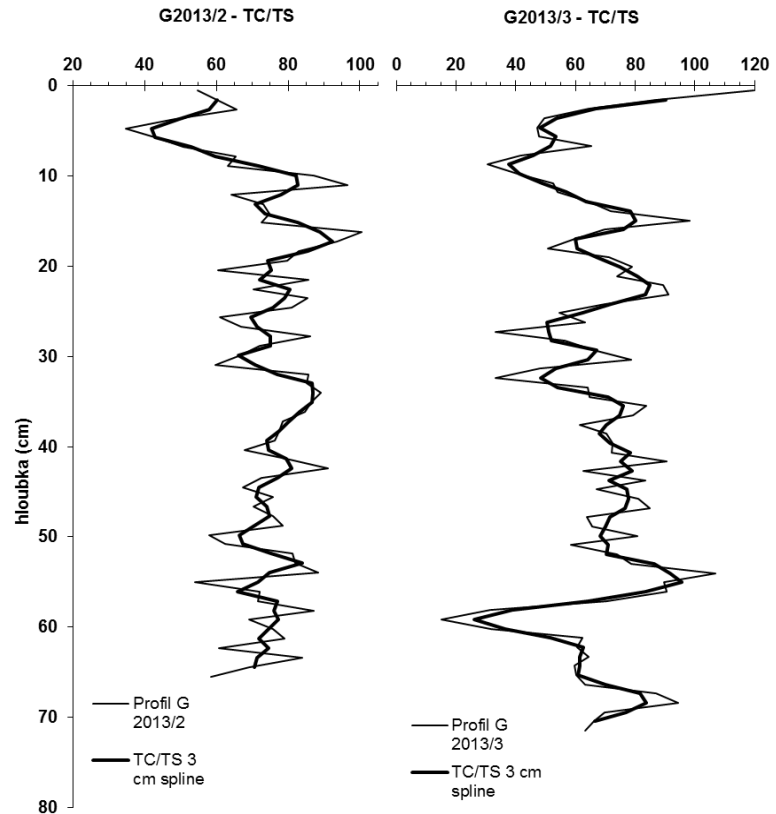
Tomu odpovídá i výrazný pokles MS v jádrech G2012/1 a G2013/2, vypovídající o teplejších eutrofních podmínkách. MS se podle Evans a Heller (2003) snižuje s poklesem přínosu ferromagnetických minerálů z povodí do jezera, což nastává při klimatických optimech, kdy vyvinutý vegetační kryt a mírnější teploty zabraňují intenzivnímu zvětrávání, periglaciálním procesům a splachu materiálu; také eolická činnost je slabší a absence/úbytek permafrostu zpomalí odtok vody a transport materiálu. Vyšší teploty také znamenají více organické produktivity přímo v jezeře a také vyšší intenzitu biogenního redukčního rozpouštění (diagenezi) ferromagnetických minerálů. Nízká MS ve všech třech jádrech tedy zřejmě značí teplejší podmínky a shoduje se ve svrchních cca 8 cm s produktivitou rozsivek i obsahem organického uhlíku. Kromě toho mizí také laminování (obr. 45), které naznačuje ústup ledovce Jotunfonna z povodí Garmaksly. Je ale možné, že laminy byly zničeny bioturbací či při vrtání jádra.

TOC nabývá výrazných maxim v hloubce 51 a 59 cm, především v G2013/3. Vysoký obsah uhlíku, nízká



Obr. 45: Svrchní část profilu G2013/, z níž je patrná hranice laminace v hloubce cca 8 cm.

MS a absence *Staurosira* (druh rozsivky indikující chladnější podmínky; v profilu G2013/1) naznačují velmi produktivní a klimaticky optimální období, možná doznívající HTM. Produktivita rozsivek je však (v G2013/1) velmi nízká, naopak TS dosahuje velmi vysokých hodnot a přispěla k vysvětlení této nesrovnalosti: Zvýšená biologická aktivita sinic a bakterií způsobila eutrofizaci a zvýšila obsah C i S, ale konkurence



Obr. 46: Porovnání poměru TC/TS v profilech G2013/2 a G2013/3, dle kterých je možno ověřit korelaci jader.

omezila dostupnost živin rozsivkám. Je možné, že klesající MS ve spodní části profilů je ovlivněna biogenní sedimentací těchto událostí (cyano)bakteriálního přebujení, anebo doznívajícím klimatickým optimem HTM.

TIC dobře negativně koreluje s TOC a úzce spolu souvisí, neboť při vysoké organické produkci se zvýšenou měrou spotřebovává anorganický uhlík, až je vyčerpán (následně velká část organismů odumírá, TOC se snižuje a TIC zvyšuje; Kalff 2001).

Poměr TC/TS se používá k rozlišení marinního a lakustrinního prostředí (Cohen 2003), což je ovšem u jezera v nadmořské výšce cca 320 m. n. m. nepotřebné. Lze jej ale využít k ověření korelace profilů (obr. 46), neboť se postupem podobným standardizaci eliminují nesouvisející *peaky*. Výsledky dobře odpovídají v literatuře uváděnému poměru C/S v jezerním prostředí v rozmezí 40–120 (Cohen 2003).

Mezi další plánované analýzy, které pomohou při analýze jezerního záznamu, patří rentgenová fluorescence, jež určí zastoupení základních prvků, biostratigrafické určení pakomárů, či ^{210}Pb a ^{137}Cs datování svrchní části profilu. Jiný způsob datování by byl velmi přínosný pro ověření radiouhlíkového datování, které je možná ovlivněno rezervoárovým efektem. Další terénní práce, *multiproxy* analýzy a datování jsou nezbytné

pro přesnější interpretaci. Bylo by zajímavé prozkoumat, zda se jedná o roční varvové sedimenty v laminování vrstev. Velmi vhodný by byl i geofyzikální průzkum pro zjištění celkové mocnosti sedimentů a určení stáří poklesu bloku, jenž vytvořil jezero, a případné zjištění podmínek během posledního glaciálu.

6. Závěr

V této práci jsem shrnul dosavadní poznatky o arktických jezerech, procesech a přírodních i antropogenních podmínkách, které je ovlivňují. Z kapitoly popisující fyzickogeografický vývoj Arktidy od LGM do současnosti lze vyvodit důležitost rozsáhlého zalednění pro vznik jezerních pánví, ať už abradovaných ledovcem či hrazených ledovcovými uloženinami. Klimatické a environmentální změny rovněž ovlivnily jezerní ontogenezi, např. trvání zimního zámrazu či ekologii společenstev.

Jádrem literární rešerše této práce je klasifikace a typizace arktických jezer z pohledu geologického a geomorfologického vzniku jejich pánví. Základní typy jezer jsou vyčleněny podle Hutchinson (1957), jejich vznik a vývoj je popsán podle současné, relevantní odborné literatury a doplněny jsou satelitními snímky názorných příkladů z celé Arktidy. Vzrůstající zájem o výzkum v Arktidě umožnil připojit případové studie, které měly dalekosáhlý vliv na chápání funkce a přírodní historie vysokých zeměpisných šířek.

Přes značné pokroky je však další výzkum nezbytný, a aby byl vědecky přínosný, musí mít arktická paleolimnologie sestavený aparát vhodných metod, od datování až k proxy analýzám. Přehled nejčastěji uplatňovaných metod i těch nejperspektivnějších v blízké budoucnosti, které se snad stanou rutinní záležitostí při studiu jezer, je shrnutý v kapitole o metodice.

Praktická část práce je zaměřena na analýzu jezerních sedimentů z vysoké Arktidy. Prostředí Svalbardu je díky odlehlosti skvělou ukázkou přirozeného vývoje přírody a zároveň globálního dosahu lidské činnosti v antropocénu. V sedimentech tedy lze nalézt neporušený záznam o paleogeografickém vývoji od pleistocénu až po současnost. O základní interpretaci se pokouším na sedimentárních profilech z jezera Garmaksla, avšak bez dalších analýz je tento úkol nesnadný. Hlavní přínos této práce pro výzkum Garmaksly shledávám v korelaci jednotlivých profilů, které umožní pozdější přiřazení analýz prováděných na různých jádrech. Podrobnější interpretaci přinesu v diplomové práci společně s výsledky z více lokalit v severním Norsku, které umožní srovnání vývoje jezer v nízké a vysoké Arktidě.

7. Seznam použitých zdrojů

Seznam literatury

- ABBOTT, M. B., STAFFORD, T. W. JR. (1996): Radiocarbon geochemistry of modern and ancient arctic lake systems, Baffin Island, Canada. *Quaternary Research*, 45, s. 300–311.
- ADALSTEINSSON, H., JÓNASSON, P. M., RIST, S. (1992): Physical characteristics of Thingvallavatn, Iceland. *Oikos*, 64, s. 121–135.
- AGER, T. A. (2003): Late Quaternary vegetation and climate history of the central Bering land bridge from St. Michael Island, western Alaska. *Quaternary Research*, 60, s. 19–32.
- ALLEY, R. B., MEESE, D. A., SHUMAN, C. A., GOW, J. A., TAYLOR, K. C., GROOTES, P. M., WHITE, J. W. C., RAM, M., WADDINGTON, E. D., MAYEWSKI, P. A., ZIELINSKI, G. A. (1993): Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature*, 362, s. 527–529.
- ANDERSON, N. J., LENG, M. J. (2004): Increased aridity during the early Holocene in West Greenland inferred from stable isotopes in laminated lake sediments. *Quaternary Science Reviews*, 23, s. 841–849.
- ANDRADÓTTIR, H. O. (2012): Icelandic lakes, physical characteristics. In Bengtsson, L., Herschy R. W., Fairbridge, R. W. (2012): Encyclopedia of lakes and reservoirs. *Springer*, s. 362–368.
- ANDREEV, A., TARASOV, P., SCHWAMBORN, G., ILYASHUK, B., ILYASHUK, E., BOBROV, A., KLIMANOV, V., RACHOLD, V., HUBBERTEN, H. (2004): Holocene paleoenvironmental records from Nikolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209, s. 197–217.
- BAMBER, J. L., SIEGERT, M. J., GRIGGS, J. A., MARSHALL, S. J., SPADA, G. (2013): Paleofluvial Mega-Canyon beneath the Central Greenland Ice Sheet. *Science*, 341, s. 997–999.
- BARKER, P. (2009): Paleolimnology. In Gornitz, V. (ed.): Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. *Springer*, s. 738–743.
- BEGÉT, J. E., HOPKINS, D. M., CHARRON, S. D. (1996): The Largest Known Maars on Earth, Seward Peninsula, Northwest Alaska. *Arctic*, 49, s. 62–69.
- BENGTSSON, L., HERSCHY R. W., FAIRBRIDGE, R. W. (2012): Encyclopedia of lakes and reservoirs. *Springer*, XXX, 954 s.
- BENN, D. I. (2009): Glacial sediments. In Gornitz, V. (ed.): Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. *Springer*, s. 382–384.
- BENN, D. I., EVANS, D. J. A. (2010): Glaciers and Glaciation. Second edition. *Hodder Education*, London, USA, 802 s.
- BJÖRNSSON, H. (2002): Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*, 35, s. 255–271.
- BOROWIAK, D. (2007): Jeziora Kaszubskiego Parku Krajobrazowego. *Department of Limnology – University of Gdańsk*, Gdańsk, 297 s.
- BRIGHAM-GRETTE, J. (2001): New perspectives on Beringian Quaternary paleogeography, stratigraphy, and glacial history. *Quaternary Science Reviews*, 20, s. 15–24.
- BRIGHAM-GRETTE, J., MELLES, M., MINYUK, P., ANDREEV, A., TARASOV, P., DECONTO, R., KOENIG, S., NOWACZYK, N., WENNRICH, W., ROSÉN, P., HALTIA, E., COOK, T., GEPHARD, C., MEYER-JACOB, C., SNYDER, J., HERZSCHUH, U. (2013): Pliocene warmth, polar amplification, and stepped Pleistocene cooling recorded in NE Arctic Russia. *Science*, 340, s. 1421–1421.
- BRODZIKOWSKI, K., VAN LOON, A. J. (1991): Glacigenic Sediments. Developments in Sedimentology, 49. *Elsevier*, Amsterdam, 674 s.
- CLARK, I., LAURIOL, B., MARSCHNER, M., SABOURIN, N., CHAURET, Y., DESROCHERS, A. (2004): Endostromatolites from permafrost karst, Yukon, Canada: paleoclimatic proxies for the Holocene hypsithermal. *Canadian Journal of Earth Science*, 41, s. 387–399.

- COHEN, A. S. (2003): Paleolimnology: the history and evolution of lake systems. *Oxford University Press, Inc.*, New York. 500 s.
- CROWLEY, T. J. (2000): Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 298, s. 270–277.
- D'ANDREA, W. J. D., VAILLENCOURT, D. A., BALASCIO, N. L., WERNER, A., ROOF, S. R., RETELLE, M., BRADLEY, R. S. (2012): Mild Little Ice Age and unprecedented recent warmth in an 1800 year lake sediment record from Svalbard. *Geology*, 40, s. 1007–1010.
- DOUGLAS, M. S. V. (2007): Paleolimnology: Overview. In Elias, S. (ed.): *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, s. 2020–2029.
- DOUGLAS, M. S. V., SMOL, J. P., BLAKE, JR, W. (1994): Marked post-18th century environmental change in high Arctic ecosystems. *Science*, 266, s. 416–419.
- DUGMORE, J. A., NEWTON, A. (2009): Tephrochronology. In Gornitz, V. (ed.): *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer, s. 937–938.
- DYKE, A. S. et al. (2002): The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 9–31.
- DYKE, A. S., PREST, V. K. (1987): Late Wisconsin and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie Physique et Quaternaire*, 41, s. 237–263.
- EHLERS, J., GIBBARD, P. L., HUGHES, P. D. (2011): Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. A closer look. Elsevier, Amsterdam, 1127 s.
- ELIASSEN, A., TALBOT, M. R. (2005): Solution-collapse breccias of the Minkinfjellet and Wordiekammen Formations, Central Spitsbergen, Svalbard: a large gypsum palaeokarst system. *Sedimentology*, 52, s. 775–794.
- ETZELMÜLLER, B., SCHULER, T. V., ISAKSEN, K., CHRISTIANSEN, H. H., FARBROT, H., BENESTAD, R. (2011): Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*, 5, s. 67–79.
- EVANS, D. J. A. (1989): Apron entrainment at margins of sub-polar glaciers, north-west Ellsemere Island, Canadian high Arctic. *Journal of Glaciology*, 35, s. 317–324.
- EVANS, M. E., HELLER, F. (2003): Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics. *Academic Press*, San Diego, 299 s.
- FAIRBANKS, R. G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record – influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 343, s. 612–616.
- FAIRBRIDGE, R. W. (2009): Hypsithermal. In Gornitz, V. (ed.): *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer, s. 451–452.
- FJELDSKAAR, W., LINDHOLM, C., DEHLS, J. F., FJELDSKAAR, I. (2000): Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19, s. 1413–1422.
- FRENCH, H. M. (2007): The Periglacial Environment. Third edition. *John Wiley & Sons*, Chichester, 458 s.
- GAIDOS, E., LANOIL, B., THORSTEINSSON, T., GRAHAM, A., SKIDMORE, M., HAN, S., RUST, T., POPP, B. (2004): A Viable Microbial Community in a Subglacial Volcanic Crater Lake, Iceland. *Astrobiology*, 4, s. 327–344.
- GORNITZ, V. (2009): *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer, XXVIII, 1049 s.
- GORNITZ, V. (2009): Sea level change, post-glacial. In Gornitz, V. (ed.): *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer, s. 887–893.
- GROSSWALD, M. G., HUGHES, T. J. (2002): The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 121–146.
- HAFLIDASON, H., LARSEN, G., OLAFSSON, G. (1992): The recent sedimentation of Thingvallavatn, Iceland. *Oikos*, 64, s. 80–95.
- HARTUNG, J., KOEBERL, C. (1994): In search of the Australasian tektite source crater: The Tonle Sap hypothesis. *Meteoritics*, 29, s. 411–416.

- HAWES, I., CLIVE H.-W., FOUNTAIN A. G. (2008): Ice-based freshwater ecosystems. In Vincent, W. F., Laybourn-Parry, J. (eds.): *Polar Lakes and Rivers*. *Oxford University Press*, New York, s. 103–118.
- HINKEL, K. M., EISNER, W. R., BOCKHEIM, J. G., NELSON, F. E., PETERSON, K. M., DAI, X. (2003). Spatial extent, age, and carbon stocks in drained thaw lake basins on the Barrow Peninsula, Alaska. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 35, s. 291–300.
- HODGSON, D. A., SMOL, J. P. (2008): High-latitude palaeolimnology. In Vincent, W. F., Laybourn-Parry, J. (eds.): *Polar Lakes and Rivers*. *Oxford University Press*, New York, s. 43–64.
- HUGHEN, K. A., OVERPECK J. T., ANDERSON, R. F. (2000): Recent warming in a 500-year palaeotemperature record from varved sediments, Upper Soper Lake, Baffin Island, Canada. *The Holocene*, 10, s. 9–19.
- HUTCHINSON, G. E. (1957): A treatise on limnology. Vol. 1, Geography, Physics and Chemistry. *Wiley*, New York, 1015 s.
- CHRISTOFFERSEN, P., TULACZYK, S., WATTRUS, N. J., PETERSON, J., QUINTANA-KRUPINSKI, N., CLARK, C. D., SJUNNESKOG, C. (2008): Large subglacial lake beneath the Laurentide Ice Sheet inferred from sedimentary sequences. *Geology*, 36, s. 563–566.
- IPCC (2007): Intergovernmental Panel on Climate Change, Fourth Assessment Report. *Cambridge University Press*, Cambridge, 996 s.
- KALFF, J. (2001): Limnology: Inland water ecosystems. *Prentice Hall*, Upper Saddle River, 592 s.
- KAUFMANN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS, J. T., BARTLEIN, P. J., BRUBAKER, L. B., COATS, L. L., CWYNAR, L. C., DUVALL, M. L., DYKE, A. S., EDWARDS, M. E., EISNER, W. R., GAJEWSKI, K., GEIRSDÓTTIR, A., HU, F. S., JENNINGS, A. E., KAPLAN, M. R., KERWIN, M. W., LOZHKIN, A. V., MACDONALD, G. M., MILLER, G. H., MOCK, C. J., OSWALD, W. W., OTTO-BLIESNER, B. L., PORINCHU, D. F., RÜHLAND, K., SMOL, J. P., STEIG, E. J., WOLFE, B. B. (2004): Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W). *Quaternary Science Reviews*, 23, s. 529–560.
- KORUP, O., TWEED, F. (2007): Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 26, s. 3406–3422.
- LAING, T. E., RÜHLAND, K. M., SMOL, J. P. (1999): Past environmental and climatic changes related to tree-line shifts inferred from fossil diatoms from a lake near the Lena River Delta, Siberia. *The Holocene*, 9, s. 547–557.
- LAMBECK, K., SMITHER, C., JOHNSTON, P. (1998): Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophysical Journal International*, 134, s. 102–144.
- LAMBECK, K. (2009): Glacial Isostasy. In Gornitz, V. (ed.): *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. *Springer*, s. 374–380.
- LAMBECK, K., YOKOYAMA, Y., PURCELL, T. (2002): Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 343–360.
- LAMOUREUX, S. F. (1999): Catchment and lake controls over the formation of varves in monomictic Nicolay Lake, Cornwall Island, Nunavut. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, s. 1533–1546.
- LAMOUREUX, S. F., ENGLAND, J. H., SHARP, M. J., BUSH, A. B. G. (2001): A varve record of increased ‘Little Ice Age’ rainfall associated with volcanic activity, Arctic Archipelago, Canada. *The Holocene*, 11, s. 243–249.
- LARSEN, C. F., MOTYKA, R. J., FREYMUELLER, J. T., ECHELMMEYER, K. A., IVINS, E. R. (2005): Rapid viscoelastic uplift in southeast Alaska caused by post-Little Ice Age glacial retreat. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, s. 548–560.
- LEWIS, G. W., LEWIN, J. (1983): Alluvial cutoffs in Wales and the Borderlands. *Special publications of International Association of Sedimentologists – Modern and ancient fluvial systems*, 6, s. 145–154.
- LIVINGSTONE, S. J., CLARK, D. S., PIOTROWSKI, J. A., TRANTER, M., BENTLEY, M. J., HODSON, A., SWIFT, D. A., WOODWARD, J. (2012): Theoretical framework and diagnostic

- criteria for the identification of palaeo-subglacial lakes. *Quaternary Science Reviews*, 53, s. 88–110.
- LÖFFLER, H. (2004): The origin of lake basins. In O'Sullivan, P. E., Reynolds, C. S. (eds.): *The Lakes Handbook: Limnology and limnetic ecology*. Volume 1. *Blackwell Science Ltd*, Malden, Oxford, Carlton, s. 9–60.
- MACDONALD, G. M., KREMENETSKI, K. V., BEILMAN, D. W. (2008): Climate change and the northern Russian treeline zone. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 363, s. 2283–2299.
- MANGERUD, J., JAKOBSSON, M., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOV, V., CLARKE, G. K. C., HENRIKSEN, M., HJORT, C., KRINNER, G., LUNKKA, J., MÖLLER, P., MURRAY, A., NIKOLSKAYA, O., SAARNISTO, M., SVENDSEN, J. I. (2004): Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23, s. 1313–1332.
- MANN, D. H., PETEET, D. M., REANIER, R. E., KUNZ, M. L. (2002): Responses of an arctic landscape to Lateglacial and early Holocene climatic changes: the importance of moisture. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 997–1021.
- MANVILLE, V. (2010): An overview of break-out floods from intracaldera lakes. *Global and Planetary Change*, 70, s. 14–23.
- MARSH, P., HEY, M. (1989): The Flooding Hydrology of Mackenzie Delta Lakes near Inuvik, N.W.T., Canada. *Arctic*, 42, s. 41–49.
- MELLES, M. et al. (2012): 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. *Science*, 337, s. 315–320.
- MELOSH, H. J. (1989): Impact cratering: a geologic process. *Oxford University Press*, New York, 253 s.
- MICHELUTTI, N., WOLFE, A. P., VINEBROOKE, R. D., RIVARD, B., BRINER, J. P. (2005): Recent primary production increases in arctic lakes. *Geophysical Research Letters*, 32, L19715.
- MILLER, G. H., BRIGHAM-GRETTE, J., ALLEY, R. B., ANDERSON, L., BAUCH, H. A., DOUGLAS, M. S. V., FINNEY, B. P., FITZPATRICK, J. J., FUNDER, S. V., HERBERT, T. D., HINZMAN, L. D., KAUFMAN, D. S., MACDONALD, G. M., POLYAK, L., ROBOCK, A., SERREZE, M. C., SMOL, J. P., SPIELHAGEN, R., WHITE, J. W. C., WOLFE, A. P., WOLFF, E. W. (2010): Temperature and precipitation history of the Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 29, s. 1679–1715.
- MUELLER, D. R., VINCENT, W. F., JEFFRIES, M. O. (2003): Break-up of the largest Arctic ice shelf and associated loss of an epishelf lake. *Geophysical Research Letters*, 30/20, 2031.
- MUNRO-STASIUK, M. J. (2003): Subglacial Lake McGregor, south-central Alberta, Canada. *Sedimentary Geology*, 160, s. 325–350.
- NEFCO (1995): Proposals for Environmentally Sound Investment Projects in the Russian Part of the Barents Region, Vol. 1 Non-radioactive Contamination. AMAP Report. *AMAP Secretariat*, Oslo.
- NEDBALOVÁ, L., NÝVLT, D., KOPÁČEK, J., ŠOBR, M., ELSTER, J. (2013): Freshwater lakes of Ulu Peninsula, James Ross Island, northeast Antarctic Peninsula: origin, geomorphology and physical and chemical limnology. *Antarctic Science*, 25, s. 358–372.
- NOWACZYK, N. R., MINYUK, P., MELLES, M., BRIGHAM-GRETTE, J., GLUSHKOVA, O., NOLAN, M., LOZHKIN, A. V., STETSENKO, T. V., ANDERSEN, P. M., FORMAN, S. L. (2002): Magnetostatigraphic results from impact crater Lake El'gygytgyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Arctic. *Geophysical Journal International*, 150, s. 109–126.
- OHMURA, A., REEH, N. (1991): New precipitation and accumulation maps for Greenland. *Journal of Glaciology*, 37, s. 140–148.
- O'SULLIVAN, P. E. (2004): Palaeolimnology. In O'Sullivan, P. E., Reynolds, C. S. (eds.): *The Lakes Handbook: Limnology and limnetic ecology*. Volume 1. *Blackwell Science Ltd*, Malden, Oxford, Carlton, s. 609–666.

- O'SULLIVAN, P. E., REYNOLDS, C. S. (2004): The Lakes Handbook: Limnology and limnetic ecology. Volume 1. *Blackwell Science Ltd*, Malden, Oxford, Carlton, 699 s.
- OVERPECK, J. et al. (1997): Arctic environmental change of the last four centuries. *Science*, 278, s. 1251–1256.
- PALMER, D. (1999): The Atlas of the Prehistoric World. *Marshall Edition Development Ltd*, London. 224 s.
- PIENITZ, R., DOUGLAS, M. S. V., SMOL, J. P. (2004): Long-Term Environmental Change in Arctic and Antarctic Lakes. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 562 s.
- PIENITZ, R. DORAN, P. T., LAMOUREUX, S. F. (2008): Origin and geomorphology of lakes in the polar regions. In Vincent, W. F., Laybourn-Parry, J. (eds.): *Polar Lakes and Rivers*. *Oxford University Press*, New York, s. 25–41.
- PORTER, S. C., DENTON, G. H. (1967): Chronology of the neo-glaciation in the North American cordillera. *American Journal of Science*, 265, s. 177–210.
- PRZYBYLAK, R. (2003): Climate of Arctic. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 270 s.
- RACHLEWICZ, G., SZCZUCIŃSKI, W., EWERTOWSKI, M. (2007): Post-“Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard. *Polish Polar Research*, 28, s. 159–186.
- RACHOLD, V., GRIGORIEV, M. N., ARE, F. E., SOLOMON, S., REIMNITZ, E., KASSENS, H., ANTONOW, M. (2000): Coastal erosion vs riverine sediment discharge in the Arctic shelf seas. *International Journal of Earth Sciences*, 89, s. 450–460.
- RASMUSSEN, S. O., ANDERSEN, K. K., SVENSSON, A. M., STEFFENSEN, J. P., VINTHER, B. M., CLAUSEN, H. B., SIGAARD-ANDERSEN, M.-L., JOHNSEN, S. J., LARSEN, L. B., DAHL-JENSEN, D., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., FISCHER, H., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M. E., RUTH, U. (2006): A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, 111, D06102.
- REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T. J., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MANNING, S. W., NIU, M., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SCOTT, E. M., SOUTHON, J.R., TURNEY, C. S. M., VAN DER PLICHT, J. (2013): IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, s. 1869–1887.
- SAARNISTO, M., OJALA, E. K. (2009): Varved sediments. In Gornitz, V. (ed.): *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. *Springer*, s. 973–975.
- SAARNISTO, M., SAARINEN, T. (2001): Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega basin to the Salpausselkä end moraines. *Global and Planetary Change*, 31, s. 387–406.
- SAEMUNDSSON, K. (1992): Geology of the Thingvallavatn area. *Oikos*, 64, s. 40–68.
- SALVIGSEN, O., ELGERSMA, A. (1985): Large-scale karst features and open taliks at Vardeborgsletta, outer Isfjorden, Svalbard. *Polar Research*, 3, s. 145–153.
- SALVIGSEN, O., LAURITZEN, Ø. & MANGERUD, J. (1983): Karst and karstification in gypsiferous beds in Mathiesondalen, Central Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 1, s. 83–88.
- SAULNIER-TALBOT, É., PIENITZ, R., VINCENT, W. F. (2003): Holocene lake succession and palaeo-optics of a Subarctic lake, northern Québec, Canada. *The Holocene*, 13, s. 517–526.
- SAWAGAKI, T., KOAZE, T. (1996): Landslides and relict ice margin landforms in Adventdalen, central Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 15, s. 139–152.
- SELLA, G. F., STEIN, S., DIXON, T. H., CRAYMER, M., JAMES, T. S., MAZZOTTI, S., DOKKA, R. K. (2007): Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS. *Geophysical Research Letters*, 34, L02306.

- SHAW, J., MUNRO-STASIUK, M., SAWYER, B., BEANEY, C., LESEMANN, J., MUSACCHIO, A., RAINS, B., YOUNG, R. B. (2009): The Channeled Scabland: Back to Bretz? *Geology*, 27, s. 605–608.
- SHINDELL, D. T. (2009): Little Ice Age. In Gornitz, V. (ed.): *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer, s. 520–522.
- SHINDELL, D. T., SCHMIDT, G. A., MANN, M. E., RIND, D., WAPLE, A. (2001): Solar forcing of regional climate change during the Maunder minimum. *Science*, 294, 2149–2152.
- SIEGERT, M. J. (2000): Antarctic subglacial lakes. *Earth-Science Reviews*, 50, s. 29–50.
- SIMPSON, M. J. R., MILNE, G. A., HUYBRECHTS, P., LONG, A. J. (2009): Calibrating a glaciological model of the Greenland ice sheet from the Last Glacial Maximum to present-day using field observations of relative sea level and ice extent. *Quaternary Science Reviews*, 28, s. 1631–1657.
- SMITH, J. A., BENTLEY, M. J., HODGSON, D. A., ROBERTS, S. J., LENG, M. J., LLOYD, J. M., BARRETT, M. S., BRYANT, C., SUGDEN, S. E. (2007a): Oceanic and atmospheric forcing of early Holocene ice shelf retreat, George VI Ice Shelf, Antarctica Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 26, s. 500–516.
- SMITH, L. C., SHENG, Y., MACDONALD, G. M. (2007b): A first pan-Arctic assessment of the influence of glaciation, permafrost, topography and peatlands on northern hemisphere lake distribution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, s. 201–208.
- SMITH, L. C., SHENG, Y., MACDONALD, G. M., HINZMAN, L. D. (2005): Disappearing Arctic lakes. *Science*, 308, s. 1429–1429.
- SMOL, J. P. et al. (2005): Climate-driven regime shifts in the biological communities of arctic lakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102/12, s. 4397–4402.
- SVENDSEN, J. I., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOV, V. I., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J. A., FUNDER, S., GATAULLIN, V., HENRIKSEN, M., HJORT, C., HOUMARK-NIELSEN, M., HUBBERTEN, H. W., INGÓLFFSON, Ó., JAKOBSSON, M., KJÆR, K. H., LARSEN, E., LOKRANTZ, H., LUNKKA, J. P., LYSÅ, A., MANGERUD, J., MATIOUCHKOV, A., MURRAY, A., MÖLLER, P., NIESSEN, F., NIKOLSKAYA, O., POLYAK, L., SAARNISTO, M., SIEGERT, C., SIEGERT, M. J., SPIELHAGEN, R. F., STEIN, R. (2004): Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, s. 1229–1271.
- SVENDSEN, J. I., MANGERUD, J. (1997): Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*, 7, s. 45–57.
- STACKE, V., MIDA, P., LEHEJČEK, J., TÓTHOVÁ, G., NÝVLT, D. (2013): Recent landscape changes in terminoglacial area of the Nordenskiöldbreen, central Spitsbergen, Svalbard. *Czech Polar Reports*, 3, s. 3–6.
- STELLING, P., GARDNER, J. E., BEGÉT, J. (2005). Eruptive history of Fisher Caldera, Alaska, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, s. 163–183.
- STIBAL, M., ŠABACKÁ, M., ŽÁRSKÝ, J. (2012): Biological processes on glacier and ice sheet surfaces. *Nature Geosciences*, 5, s. 771–774.
- TELLER, J. T., LEVERINGTON, D. W., MANN, J. D. (2002): Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 879–887.
- THÓRARINSSON, S. (1981): The application of tephrochronology in Iceland. In Self, S., Sparks, R. S. J. (eds.). *Tephra Studies*. Dordrecht, s. 109–134.
- VAN HOVE, P., BELZILE, C., GIBSON, J. A. E., VINCENT, W. F. (2006): Coupled landscape-lake evolution in High Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, s. 533–546.
- VEILLETTE, J., LOVEJOY, C., POTVIN, M., HARDING, T., JUNGBLUT, A. D., ANTONIADES, D., CHÉNARD, C., SUTTLE, C. A., VINCENT, W. F. (2011): Milne Fiord epishelf lake: A coastal Arctic ecosystem vulnerable to climate change. *Écoscience*, 18, s. 304–316.

- VEILLETTE, J., MUELLER, D. R., ANTONIADES, D., VINCENT, W. F. (2008): Arctic epishelf lakes as sentinel ecosystems: Past, present and future. *Journal of Geophysical Research*, 113, G04014.
- VINCENT, W. F., LAYBOURN-PARRY, J. (2008): Polar Lakes and Rivers. Limnology of Arctic and Antarctic Aquatic Ecosystems. *Oxford University Press*, New York, 327 s.
- WALTER, K. M., EDWARDS, M. E., GROSSE, G., ZIMOV, S. A., CHAPIN, III, F. S. (2007): Thermokarst lakes as a source of atmospheric CH₄ during the last deglaciation. *Science*, 318, s. 633–636.
- WALTER, K. M., ZIMOV, S. A., CHANTON, J. P., VERBYLA, D., CHAPIN, III, F. S. (2006): Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming. *Nature*, 443, s. 71–75.
- WAYTHOMAS, C. F., WALDER, J. S., MCGIMSEY, R. G., NEAL, C. A. (1996): A catastrophic flood caused by drainage of a caldera lake at Aniakchak Volcano, Alaska, and implications for volcanic hazards assessment. *Geological Society of America Bulletin*, 108, s. 861–871.
- WHARTON, R. A., MCKAY, C. P., SIMMONS, G. M., PARKER, B. C. (1985): Cryoconite holes on glaciers. *BioScience*, 35, s. 499–503.
- WOLFE, A. P., MILLER, G. H., OLSEN, C. A., FORMAN, S. L., DORAN, P. T. (2004): Geochronology of high latitude lake sediments. In Pienitz, R., Douglas, M. S. V., Smol, J. P. (eds.): Long-Term Environmental Change in Arctic and Antarctic Lakes. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, Netherlands, s. 19–52.
- WOO, M., GREGOR, D. J. (1992). Arctic Environment: Past, Present and Future. *Department of Geography, McMaster University*, Hamilton, 164 s.
- WOO, M., YOUNG, K. (2006): High Arctic wetlands: Their occurrence, hydrological characteristics and sustainability. *Journal of Hydrology*, 320, s. 432–450.
- WOO, M., YOUNG, K. (2012): Wetlands of the Canadian Arctic. In Bengtsson, L., Herschy R. W., Fairbridge, R. W. (2012): Encyclopedia of lakes and reservoirs. *Springer*, s. 902–914.
- WOOD, C. A., KIENLE, J. (1990): Volcanoes of North America: United States and Canada. *Cambridge University Press*, Cambridge, 356 s.
- WRIGHT, A., SIEGERT, M. J. (2012): A fourth inventory of Antarctic subglacial lakes. *Antarctic Science* 24, s. 659–664.
- ZOLITSCHKA, B., ENTERS, D. (2009): Lacustrine sediments. In Gornitz, V. (ed.): Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. *Springer*, s. 485–488.

Seznam internetových zdrojů

- Arctic.io (2014): Explorer [online]. Staženo: 12.4.2014. Dostupné z: <http://www.arctic.io/explorer/8/2013-07-21/9-N82.62054-W80.75389>
- Google (2014): GoogleEarth [datové soubory online]. Staženo: 10.–11.4.2014.
- Norsk Polar Institut (2013): TopoSvalbard [online]. Staženo: 13.5.2014. Dostupné z: <http://toposvalbard.npolar.no/>

Seznam obrázků

Obr. 1: Vymezení Arktidy. Pienitz et al. (2004).....	8
Obr. 2: Maximální rozsah ledovců v Eurasii. Svendsen et al. (2004).....	9
Obr. 3: Maximální rozsah ledovců Severní Ameriky. Dyke et al. (2002).	10
Obr. 4: Vznik ledovcem hrazených jezer. Brodzikowski a van Loon (1991).....	16
Obr. 5: Kryokonitová díra, Hoelbreen, Billefjorden, Západní Špicberk.....	18
Obr. 6: Schéma kryokonitové díry. Převzato z Wharton et al. (1985).....	18
Obr. 7: Kráter sopky Grímsvötn, Island. GoogleEarth (2014).	18
Obr. 8: Terminoglačiální jezero Ragnar, Billefjorden, Západní Špicberk.	20
Obr. 9: Letecký snímek jezera Ragnar. Norwegian Polar Institut (2013).....	20
Obr. 10: Epišelfové jezero, fjord Milne, Ellesmerova Is. Veillette et al. (2011).	21
Obr. 11: Schéma rozpadu epišelfového jezera. Mueller (2003).	21
Obr. 12: Glintové jezero Torneträsk v Laponsku (Švédsko). GoogleEarth (2014).	23
Obr. 13: Fjordové jezero, Buksefjord u JZ pobřeží Grónska. GoogleEarth (2014).....	23
Obr. 14: Zahloubené jezero v předpolí ledovce Hørbyebreen, Billefjorden, Svalbard.....	24
Obr. 15: Termokrasová jezera, Jamal, Rusko. GoogleEarth (2014).	25
Obr. 16: Jezero Þingvallavatn, Island. GoogleEarth (2014).	26
Obr. 17: Jezero Þórisvatn, Island. GoogleEarth (2014).	26
Obr. 18: Opuštěná říční ramena a jezera v nivě řeky Mackenzie. GoogleEarth (2014).	28
Obr. 19: Jezero Nikivlik, Aljaška. GoogleEarth (2014).	28
Obr. 20: Delta řeky Leny s mnoha deltovými a nivními jezery. GoogleEarth (2014).....	28
Obr. 21: Jezero Nikolay v deltě řeky Leny, Rusko. GoogleEarth (2014).....	28
Obr. 22: Jezera na mořské terase v Brucebyenu, Svalbard. Norsk Polar Institut (2013).....	30
Obr. 23: Pobřežní jezero Nicolay, Cornwall Island, Kanada. GoogleEarth (2014).....	30
Obr. 24: Kaldera Aniakchak na Aleutském poloostrově, Aljaška. GoogleEarth (2014).	32
Obr. 25: Espenbergovy maary, Seward Peninsula, Alaska. GoogleEarth (2014).....	32
Obr. 26: Mathiesondalen, letecký snímek z roku 1961. Salvigsen et al. (1983).....	33
Obr. 27: Mathiesondalen, letecký snímek z roku 2009. Norsk Polar Institut (2013).	33
Obr. 28: Odtok u jezera 5 se propadá v ponoru v sádrovcové stěně. Foto: Jakub Ondruch.	34
Obr. 29: Mladé závrtové jezero 7, Mathiesondalen. Foto: Lucie Krajcarová.....	34
Obr. 30: Jezero El'gygytgyn. GoogleEarth (2014).....	35
Obr. 31: Jezero Garmaksla. V pozadí Billefjorden a Nordenskiöld. Foto: Daniel Vondrák.	36
Obr. 32: Nákres rozšíření ostrůvkovitých mokřadů v Arktidě. Woo a Young (2012).....	37
Obr. 33: Upper Soper Lake, Baffinův ostrov, varvy, Pb a Cs. Hughen et al. (2000).	41
Obr. 34: Paleolimnologická proxy z epišelfového jezera, Alexander Is. Smith et al. (2007a).	47
Obr. 35: Topografická mapa Svalbardu s polohou Garmaksly. Norsk Polar Institut (2013).....	48
Obr. 36: Letecký snímek jezera Garmaksla. Norsk Polar Institut (2013).....	48
Obr. 37: Odběr sedimentů. Foto Daniel Vondrák.....	49
Obr. 38: Postup vzorkování profilu.	49
Obr. 39 Snímek benthosu jezera Garmaksla. Foto: Daniel Vondrák.....	49
Obr. 40: Popis profilu G2013/1.	49
Obr. 41: Korelace magnetické susceptibility pro všechna 3 jádra.	51
Obr. 42: Korelace profilů G2013/2 a G2013/3 na základě TOC, TIC a TS.	52
Obr. 43: Diagram relativního zastoupení druhů rozsivek. Pinseel (nepublikovaná data).....	53
Obr. 44: Graf porovnávající MS a produktivitu rozsivek v jádře G2013/1.	54
Obr. 45: Svrchní část profilu G2013/, z níž je patrné vytráčení laminace v hloubce 8 cm.	56
Obr. 46: Porovnání poměru TC/TS v profilech G2013/2 a G2013/3.....	57