

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Viktor Škopan

Bakalářská práce

Změny mořského ledu v Arktidě z pohledu globální

klimatické změny

Arctic sea ice variations from the point of view of the global climate change

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Radan Huth, DrSc.

Praha 2021

ČESTNÉ PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma „Změny mořského ledu v Arktidě z pohledu globální klimatické změny“ vypracoval samostatně a veškerou využitou literaturu a zdroje jsem řádně citoval. Tato práce, ani její podstatná část, nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 30.7. 2021

.....

Viktor Škopen

PODĚKOVÁNÍ

Rád bych tímto poděkoval vedoucímu mé práce doc. RNDr. Radanu Huthovi, DrSc., za jeho ochotu, odborné vedení a všechnen čas, který mi věnoval. Velice si cením jeho rad a připomínek, a také toho, že mi umožnil vypracovat práci na téma, které mě zajímá. Dále bych chtěl poděkovat své rodině a přátelům za podporu, nejen během psaní této práce, ale i po celou dobu studia.

Zadání bakalářské práce

Téma práce

Změny mořského ledu v Arktidě z pohledu globální klimatické změny

Cíle práce

Cílem práce je zpracovat rešerši relevantních vědeckých prací, jež se zabývají pozorovanými změnami mořského ledu v Arktidě, tj. plochou, koncentrací, tloušťkou, stářím a dalšími aspekty, a jejich souvislostí se změnami klimatických prvků, zejm. teploty. Pozorované změny budou dány do kontextu probíhající a budoucí globální změny klimatu. Student se rovněž seznámí s databázemi údajů o klimatu a mořském ledu v Arktidě a schopnost jejich využití prokáže vlastní analýzou trendů některých vybraných veličin.

Datové zdroje: Odborné tematické knihy, oborové encyklopedie, články a internetové zdroje.

Datum zadání: 12.10.2020

Viktor Škohan

.....

Podpis studenta

doc. RNDr. Radan Huth, DrSc.

.....

Podpis vedoucího práce

ABSTRAKT

Oblast Arktidy je jednou z nejcitlivějších oblastí Země vůči klimatickým změnám. Teplota v Arktidě za posledních několik desetiletí vzrostla o více než dvojnásobek globálního průměru a pohybuje se zhruba o 4 °C výše ve srovnání s teplotou na začátku průmyslové revoluce, ke které došlo koncem 18. století. S vysokou pravděpodobností lze říct, že za takto dramatickou změnu může antropogenní činnost. Mořský zámrz na tyto změny reaguje poklesem plochy, tloušťky, stáří a dalších parametrů. Nejvýznamnější pokles byl zaznamenán v letních měsících, kdy dochází k průměrnému zmenšování plochy mořského zámrze o 12,8 % za dekádu. Došlo také k výraznému poklesu stáří mořského ledu. Před čtyřiceti lety představoval mořský zámrz, starší čtyř let, 30 % celkové plochy pokryté mořským zámrzem, přičemž dnes takto starý led tvoří pouze 2 %. K rychlému oteplování Arktidy a vyššímu tání mořského ledu výrazně přispívají pozitivní zpětné klimatické vazby. Příkladem může být snižující se albedo (odrazivost) Severního ledového oceánu, které kvůli zmenšujícímu se mořskému zámrzem odráží mnohem méně slunečního záření, což přispívá k rychlejšímu oteplování oblasti a vyššímu tání mořského ledu. Modely ukazují, že oteplování Arktidy bude v budoucnu pokračovat, a dá se předpokládat, že koncem století budou teploty v Arktidě o 10 °C vyšší, než tomu tak bylo před začátkem průmyslové revoluce. Mořský zámrz bude na tyto změny reagovat intenzivnějším táním a podle nejnovějších projekcí CMIP6 je velice pravděpodobné, že v polovině 21. století bude Arktida v některých letech zcela bez letního mořského zámrze.

Klíčová slova: mořský led, klimatická změna, teplota, Arktida, Severní ledový oceán, trendy

ABSTRACT

The Arctic is one of the regions of the Earth most vulnerable to climate change. Temperatures in the Arctic have risen by more than twice the global average over the past few decades and are roughly 4 °C above the temperature at the start of the Industrial Revolution, which occurred in the late 18th century. It is highly likely that anthropogenic activity is responsible for such a dramatic change. The Arctic sea ice responds to these changes by decreasing in area, thickness, age and other parameters. The most significant decline has been recorded in the summer months, when the area of the sea ice is shrinking at an average rate of 12.8 % per decade. There has also been a significant decline in the age of sea ice. Forty years ago, sea ice older than four years accounted for 30 % of the total area covered by sea ice, whereas today such old ice accounts for only 2 %. Positive climate feedbacks are contributing significantly to the rapid warming of the Arctic and increased sea ice melt. An example is the decreasing albedo (reflectivity) of the Arctic Ocean, which reflects much less solar radiation due to the shrinking sea ice, contributing to the faster warming of the region and higher sea ice melt. Models show that the warming of the Arctic will continue in the future, and temperatures in the Arctic can be expected to be 10 °C warmer by the end of the century than they were before the start of the Industrial Revolution. The sea ice will respond to these changes by melting more intensively and, according to the latest CMIP6 projections, it is very likely that by the mid-21st century the Arctic will be completely free of summer sea ice in some years.

Keywords: Sea ice, climate change, temperature, Arctic, Arctic Ocean, trends

Obsah

1	Úvod.....	10
2	Vymezení oblasti.....	11
2.1	Arktida	11
2.1.1	Vymezení podle severního polárního kruhu	11
2.1.2	Vymezení podle izotermy 10 °C.....	11
2.1.3	Další vymezení	12
2.2	Charakteristika oblasti mořského zámru	13
2.2.1	Severní ledový oceán.....	13
2.2.2	Ostatní moře s mořským zámrem	14
2.2.3	Vodní toky	15
2.2.4	Mořské proudy.....	16
3	Mořský led.....	19
3.1	Úvodní parametry	19
3.1.1	Rozdíl mezi sladkovodním a mořským ledem.....	19
3.1.2	Salinita mořské vody	19
3.1.3	Hustota mořského ledu	21
3.2	Definice hlavních typů mořského ledu	21
3.2.1	Nový led	21
3.2.2	Slabé souvislejší vrstvy nového ledu	22
3.2.3	Tlustší stabilnější vrstvy ledu:	23
3.3	Formování mořského ledu	23
3.3.1	Formování mořského ledu v klidných vodách.....	23
3.3.2	Formování mořského ledu v rozbouřené vodě.....	24
3.4	Další vývoj mořského ledu	25
3.5	Oblasti uvnitř mořského zámru bez mořského ledu.....	26
3.5.1	Polynie.....	26
3.5.1.1	Příbřežní polynie.....	27
3.5.1.2	Oceánské polynie.....	27
3.5.2	Trhliny a úžiny v mořském zámru	28
3.6	Klasifikace mořského ledu podle pohyblivosti.....	29
3.6.1	Stacionární led (Fast ice)	30
3.6.2	Driftující/ kompaktní pohybující se led (Drift / pack ice)	30

4	Proč je mořský led důležitý?	32
4.1	Důsledky na klima	32
4.1.1	Odrážení slunečních paprsků	32
4.1.2	Izolátor	33
4.1.3	Vliv na počasí	33
4.1.4	Termohalinní cirkulace	34
4.2	Ostatní	35
4.2.1	Ovlivnění bioty	35
4.2.2	Ekonomické zájmy v oblasti	36
5	Klima Arktidy	38
5.1	Faktory ovlivňující klima Arktidy	38
5.2	Roční chod v Arktidě	39
5.3	Vlastní klima Arktidy	41
5.3.1	Teplota vzduchu	41
5.3.2	Srážky a sněhová pokrývka	41
5.3.3	Atmosférická cirkulace	43
5.4	Současné a budoucí klimatické změny v Arktidě	44
6	Proběhlé změny mořského zalednění	49
6.1	Paleoklimatický rozsah zámru	49
6.1.1	Data	49
6.1.2	Třetihorní rozsah	50
6.1.3	Čtvrtohorní rozsah	50
6.2	Měření a pozorování před družicovým měřením	52
6.3	Družicová měření	53
6.3.1	Metody výzkumu	53
6.3.2	Základní stav	54
6.3.3	Sledované parametry	55
6.3.3.1	Rozsah a koncentrace	55
6.3.3.2	Stáří	57
6.3.3.3	Tloušťka a objem mořského ledu	59
6.3.3.4	Změny z pohledu stacionárního a driftujícího ledu	60

7	Budoucí vývoj mořského zalednění v Arktidě.....	62
7.1	Co jsou to klimatické projekce	62
7.2	Projekce budoucího vývoje mořského ledu	63
8	Závěr.....	65
9	Seznam použitých zdrojů.....	66

1 Úvod

Změny v rozsahu mořského zámru v Arktidě jsou ve společnosti v posledních letech bedlivě sledovány, jelikož jsou jedním z nejvýraznějších ukazatelů probíhající klimatické změny. Klimatická změna v Arktidě představuje přímé důsledky nejen pro místní ekosystémy, ale rovněž může ovlivňovat proměnlivost klimatu v poměrně vzdálených oblastech. Dříve byla Arktida poměrně nedostupnou oblastí a o mořském zámru a jejím klimatu se vědělo poměrně málo. V posledních desetiletích však došlo k výraznému rozvoji techniky a s pomocí družicových měření je již Arktida a mořský zámru mnohem přístupnější a jsou i lépe zmapovány. Díky tomu došlo k výraznému zvýšení povědomí o rychlém oteplování arktického klimatu a o změnách v mořském zámru.

Tato práce představuje rešeršní souhrn výzkumných článků a odborných knih na téma „Změny mořského ledu v Arktidě z pohledu globální klimatické změny“. Práce je uvedena vymezením a charakteristikou oblasti s mořským zámrem v Arktidě. Stěžejní je pak kapitola, která se zabývá mořským ledem jako takovým. Mořský led je v ní prezentován od samotného vzniku, přes jeho klasifikaci, a také jsou v kapitole popsány různé parametry a fenomény, které jsou s mořským ledem spojeny. Následující kapitola seznamuje čtenáře s tím, proč je mořský led důležitý, a jaký je jeho vliv na klimatické faktory nejen v Arktidě, ale i jeho vliv na celosvětové klima. Jsou zde také zmíněny další neklimatické důvody, proč je dobré sledovat změny v mořském zámru. Další kapitola zodpovídá otázku, jaké klima v Arktidě panuje a predikuje jeho další budoucí vývoj. V práci je také věnován velký prostor vývoji mořského zalednění, a to jak z hlediska již dávno proběhlého, současného i je zde nastíněn pravděpodobný budoucí vývoj. Čtenář by tedy měl mít po přečtení této práce komplexní přehled nejen o Arktidě a jejím klimatu, ale také o mořském zámru v oblasti, jeho parametrech, vývoji, a to od dávné minulosti, přes současný až na pravděpodobný vývoj v budoucnosti.

2 Vymezení oblasti

2.1 Arktida

Vymezení Arktidy není tak jednoduché a jednoznačné, jak by se na první pohled mohlo zdát. Existuje více definic, které se od sebe liší podmínkami pro vymezení hranic. Jednotlivá vymezení Arktidy podle různých definic lze vidět na obrázku 1.

2.1.1 Vymezení podle severního polárního kruhu

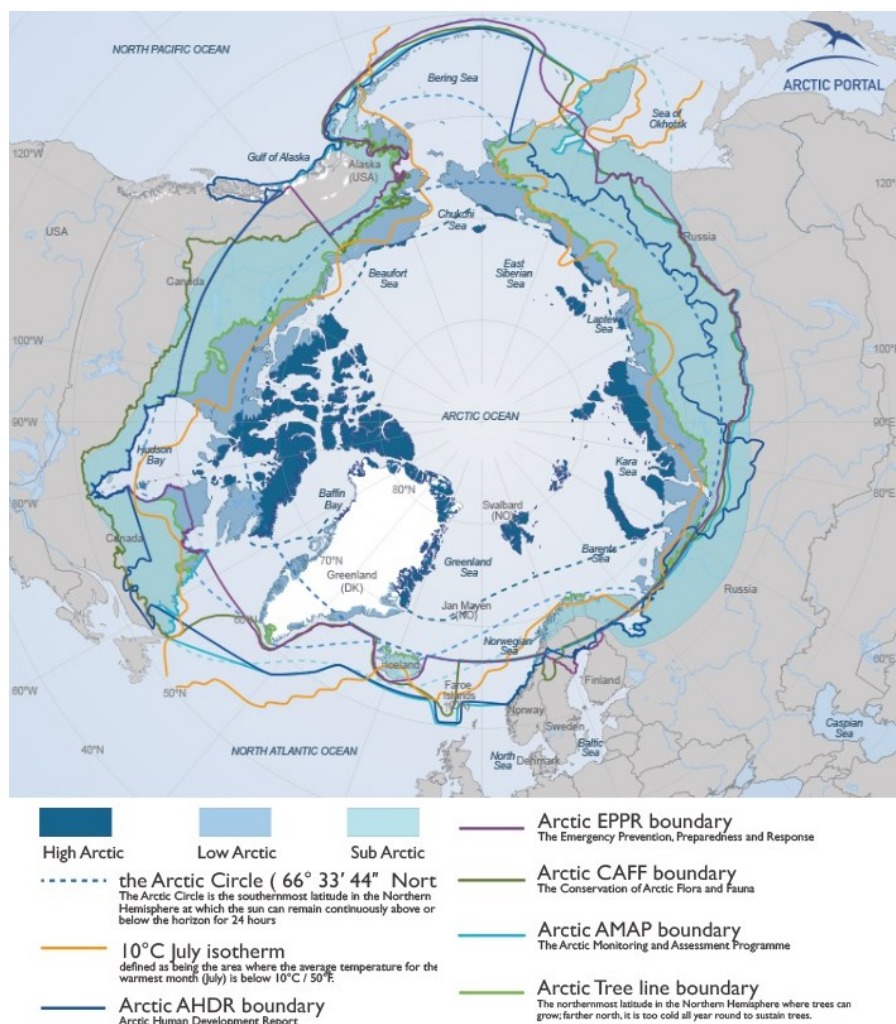
Využití severního polárního kruhu pro vymezení oblasti Arktidy se středem na severním pólu je jednou z nejčastějších a nejjednodušších definic. Severní polární kruh je pomyslná kružnice, která leží $66^{\circ} 32'$ s. š. Prochází jak pevninou, tak mořem a vymezuje oblast Arktidy na 21,082 mil. km² (O'Rourke et al. 2020). Pro oblast severního polárního kruhu jsou charakteristické polární dny a polární noci. Polární den na severním polárním kruhu nastává ve chvíli, když je Arktida přikloněna ke Slunci a sluneční paprsky dopadají kolmo na obratník raka, což nastává 21. června, kdy po 24 hodin nezapadne Slunce za obzor. Naopak polární noc nastává, když je Arktida od slunce odkloněna a sluneční paprsky dopadají kolmo na obratník Kozorooha, což nastává 21. prosince, kdy Slunce vůbec nevystoupí nad obzor. Směrem k pólu se trvání polárních dnů a polárních nocí z jednoho dne na polárním kruhu postupně prodlužuje, až se dosáhne severního pólu, kde polární den i polární noc trvají zhruba půl roku. Z hlediska geopolitického, leží podle této definice v Arktidě části území států Švédska, Norska, Finska, Ruska, USA, Kanady, dánského Grónska a několik ostrovů Islandu.

2.1.2 Vymezení podle izotermy 10 °C

Vymezení podle izotermy už není tak jednoduché jako při použití vymezení podle severního polárního kruhu, jelikož teplotní izoterma netvoří rovnou linii. Území Arktidy podle teplotní izotermy je definováno jakožto území, na kterém průměrná teplota nejteplejšího měsíce v roce nevystoupá nad 10 °C (D'Odorico et al. 2013). Tato teplotní izoterma se často kryje se severní hranicí lesa a s probíhajícím oteplováním se posouvá směrem na sever (Van Bogaert et al. 2011). Na rozdíl od prvního vymezení neleží v Arktidě podle této definice Švédsko a Finsko.

2.1.3 Další vymezení

Další alternativní hranice pro vymezení Arktidy jsou obvykle tvořeny různými organizacemi. Například Arctic Monitoring And Assessment Programme (AMAP), vytvořila hranici na základě enviromentálních, ekonomických a biologických složek, přičemž samotná hranice sahá místy o stovky km jižněji, než hranice severního polárního kruhu (AMAP 2013). Další alternativní hranice jsou vytvořeny například na základě indexu lidského rozvoje (AHDR hranice) či hranice CAFF, která je stanovena na základě rozšíření arktické flory a fauny. Obecně platí, že hranice často sahají jižněji v místech, kde oblast ovlivňují studené mořské proudy, a naopak severněji v oblastech, kde zasahuje vliv teplých proudů. Hranice lidského rozvoje (AHDR), často zasahuje výrazně na sever, jelikož oblasti jsou často velice odlehlé a nepřístupné a nenacházejí se zde žádná velká osídlení.



Obrázek 1: Různá vymezení hranic Arktidy (AP 2016).

2.2 Charakteristika oblasti mořského zámru

Práce se zaměřuje na mořský led v Arktidě, a je tedy na místě si vodní plochy, na kterých se mořský zámru vyskytuje, blíže přiblížit a specifikovat. Stěžejní oblastí mořského zámru je Severní ledový oceán, každopádně patří k němu i některá okrajová moře a oblasti Tichého a Atlantského oceánu.

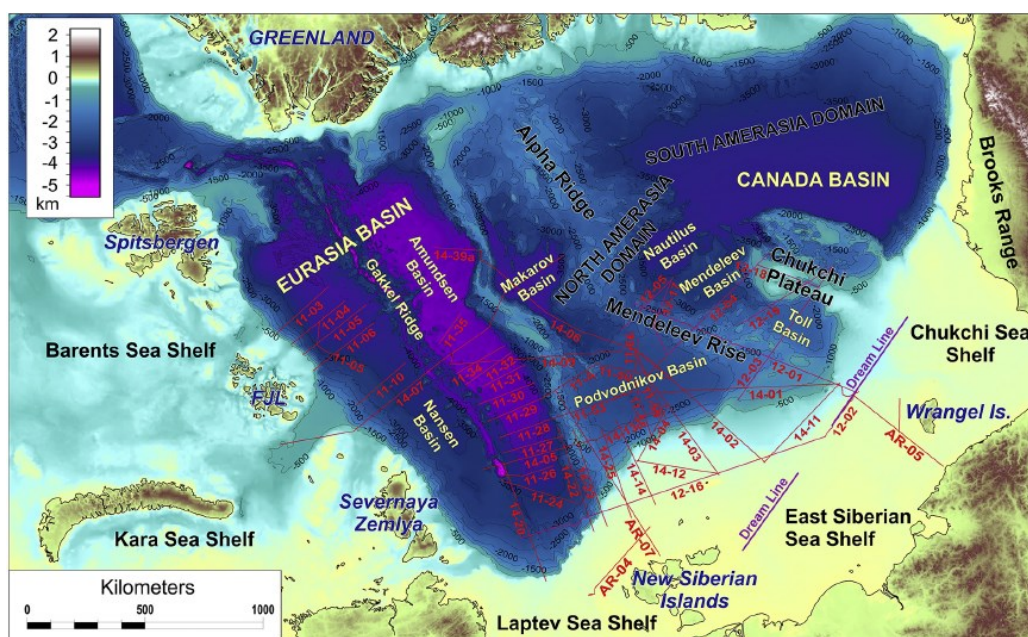
2.2.1 Severní ledový oceán

Severní ledový oceán je nejmenší ze všech 5 oceánů s celkovou rozlohou 14,09 mil. km², zároveň se také jedná o oceán s nejmenší průměrnou hloubkou 987 m a maximální hloubkou 5502 m (Ostenso 2021). Pod Severní ledový oceán, který má střed zhruba na severním pólu, spadá několik okrajových moří: Čukotské moře, Východosibiřské moře, moře Laptěvů, Karské moře, Barentsovo moře, Bílé moře, Grónské moře, Beaufortovo moře a Baffinovo moře (Figlio & Uomo 1953).

Velkou část oceánu zaujímá mělký kontinentální šelf, který je široký v některých oblastech Eurasie až 800 km (Herman 1974). Takto rozsáhlý kontinentální šelf se však nenachází všude. V Severní Americe se pohybuje šířka kontinentálního šelfu pouze v desítkách km. Autor také uvádí, že díky rozsáhlým šelfům tvoří objem vody v okrajových mořích pouze 2 % z celkového objemu Severního ledového oceánu, a to i přes to, že tato moře zabírají 34 % rozlohy. Centrální část Severního ledového oceánu je podstatně hlubší a nachází se v ní několik pánví: Kanadská, Amundsenova, Makarovova či Nansenova, přičemž tyto pánve dosahují často hloubek i přes 4000 m (Nikishin et al. 2021). Jednotlivé pánve pak rozdělují podmořské hřbety: Lomonosovův, Gakkelův, Alfa a Mendělejevův. Topografii a batymetrii Arktického regionu ukazuje obrázek 2. Přechod mezi pevninskými šelfy a hlubokomořskými pánvemi je lemován hlubokými podmořskými kanony, které jsou důležité z hlediska přivádění teplejší vody z okrajových částí oceánu do jeho středu (Figlio & Uomo 1953).

Severní ledový oceán obsahuje také velké množství ostrovů, z nichž největší je dánské Grónsko. Mezi další významné pak patří kanadský Baffinův ostrov, Viktoriin ostrov, Ostrovy královny Alžběty a Ellesmerův ostrov, norské Špicberky, ruská Nová Země, Severní Země a Novosibiřské ostrovy. Velká část těchto i dalších ostrovů v Arktidě je pokryta alespoň z části

ledovci, přičemž ten největší v podobě ledovcového štítu se nachází v Grónsku. Tyto ledovce však v posledních letech výrazně tají a zmenšují svoji plochu a objem (Meredith et al. 2019).



Obrázek 2: Topografická a batymetrická mapa Arktidy (Nikishin et al. 2021). Červené linie ukazují trasy prováděných měření a nejsou zde důležité.

2.2.2 Ostatní moře s mořským zámrzem

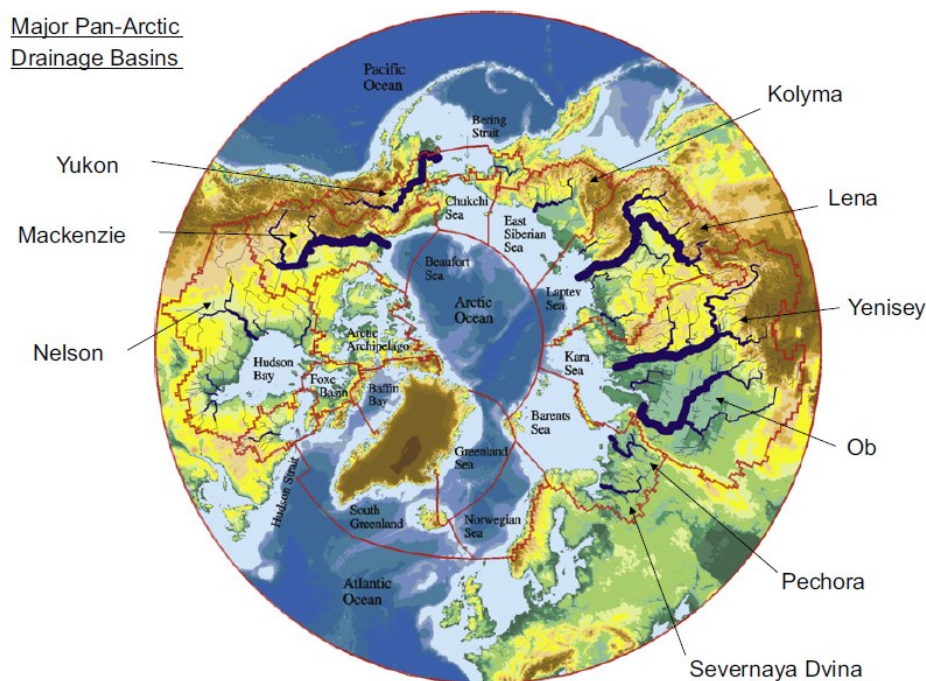
Ne všechna moře, která pokrývá mořský zámrz v Arktidě se nachází v Severním ledovém oceánu. V Tichém oceánu se jedná o dvě moře: Beringovo a Ochotské. Beringovo moře je tvořeno z jedné poloviny kontinentálním šelfem a z druhé hlubokomořskou pánví s hloubkou kolem 3500 m (Phyllis et al. 1999). Na jižní straně je obklopeno Aleutskými ostrovy a na severu je propojeno se Severním ledovým oceánem Beringovým průlivem. Ochotské moře je ohraničeno Kamčatským poloostrovem, Kurilským souostrovím a na jihu hraničí s Japonským mořem. Moře je poměrně mělké a velkou část pokrývá kontinentální šelf (Savostin et al. 1976). V moři leží ostrov Sachalin.

Významnou oblastí s mořským zámrzem v Atlantském oceánu je Hudsonův záliv, který je velmi mělký a s Atlantským oceánem je propojený Hudsonovým průlivem. Menší sezónní zámrz se vyskytuje také v Labradorském moři při pobřeží, kde se táhne okolo ostrova Newfoundlandu až do zálivu svatého Vavřince. V Evropě se sezónní zámrz vyskytuje také v mělkém Baltském moři, a to hlavně v Botnickém a Finském zálivu. Z hlediska geografické

polohy je překvapením, že do této kategorie nespadá také Norské moře, které je součástí severního Atlantiku a leží mnohem severněji než jiné oblasti, které mořským zámrazem pokryty jsou. Norské moře je však silně ovlivněno teplým Severoatlantským proudem, díky němuž je teplota moře vyšší až o 5 °C, než je pro tyto zeměpisné šířky běžné, což zabraňuje vzniku mořského zámrazu (Mosby 1962).

2.2.3 Vodní toky

Ačkoliv je Severní ledový oceán nejmenším oceánem ze všech, odvodňuje plochu 24 mil. km², což je po atlantské druhá největší odvodňovaná plocha vůbec (Shiklomanov & Lammers 2013). Autoři zmiňují, že řeky, které do Severního ledového oceánu tečou, jsou často veletoky, které měří tisíce km a pramení často daleko na jihu, což zapříčiňuje že protékají několika klimatickými pásmy. Mezi největší řeky v oblasti se řadí řeky Jenisej-Angara, Ob-Irtyš, Lena, Mackenzie a Yukon. Dále pak menší, ale stále významné Severní Dvina, Pečora, Kolyma a Nelson. Moře, do kterých tyto řeky ústí, jsou zobrazeny na obrázku 3.



Obrázek 3: Hlavní toky Arktidy a vymezení povodí jednotlivých okrajových moří (Shiklomanov & Lammers 2013).

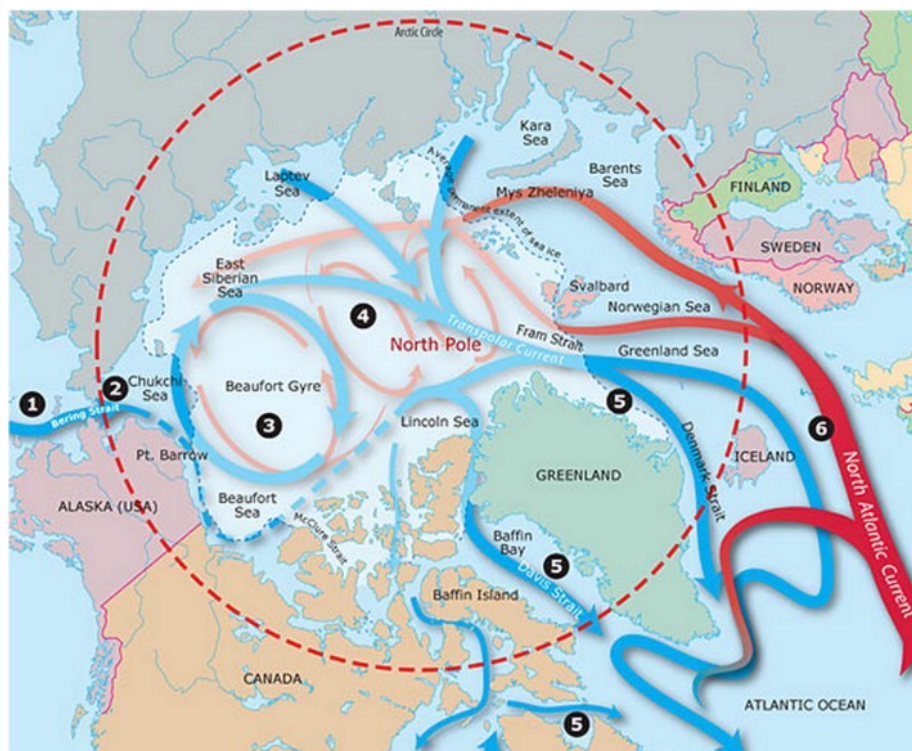
Vodní režimy řek jsou často komplexní z důvodu jejich významné délky. Nejčastější odtokový režim je sněhovo-dešťový, přičemž v posledních letech narůstá podíl dešťové složky (Rawlins et al. 2021). Vodní toky jsou obvykle přes zimu pokryty ledem, který začíná tát v dubnu v nižších zeměpisných šířkách a v květnu, červnu či až zkraje července ve vyšších zeměpisných šířkách (Owen et al. 2018). S vrcholem tání obvykle nastávají záplavy a nejvyšší průtoky, které jsou často mnohonásobně vyšší v porovnání s minimálním průtokům v zimě. Koncem léta se pak situace uklidňuje a k menšímu navýšení obvykle dochází až při podzimních deštích. V říjnu či listopadu pak řeky obvykle zamrzají a průtok je nízký, nebo dokonce téměř žádný, jelikož některé řeky zamrzají až ke dnu. Souhrnný přehled okrajových moří Arktidy s rozlohou spolu s největšími přítoky a jejich základními parametry lze vidět v tabulce 1.

Tabulka 1: Rozlohy dílčích částí Severního ledového oceánu a ostatních oblastí s mořským ledem v Arktidě doplněny o nejvýznamnější toky a jejich základní parametry (vlastní zpracování, na základě dat z KP 2020).

	dílčí část	rozloha [ve stovkách tis. km ²]	významný přítok	délka [km]	průměrný a max. průtok [m ³ /s]
Severní ledový oceán		14 090			
	Baffinovo moře	689			
	Barentsovo moře	1 405	Pečora	1 809	4533 (17 182)
	Bílé moře	90	Severní Dvina	744	3332 (117 700)
	Beaufortovo moře	476	Mackenzie		11 100 (15 900)
	Čukotské moře	582			
	Grónské moře	1 205			
	Karské moře	880	Jenisej	5 539	19 800 (154 000)
			Ob-Irtyš	5 410	12 700 (42 800)
	Moře Laptěvů	714	Lena	4 400	17 000 (200 000)
	Východosibiřské moře	936	Kolyma	2 129	
ostatní oblasti					
	Beringovo moře	2 304	Yukon	3 190	6500 (24 600)
	Hudsonův záliv	819	Nelson	644	2370 (n/a)
	Ochotské moře	1 583			

2.2.4 Mořské proudy

V Severním ledovém oceánu se nachází komplexní systém mořských proudů, které přemísťují vodní masy jak uvnitř oceánu, tak také zajišťují výměnu vodních mas přes průlivy s Tichým a Atlantským oceánem (Jungblut et al. 2017). Mořské proudy v Severním ledovém oceánu a okolí jsou zobrazeny na obrázku 4.



Obrázek 4: Mořské proudy v Severním ledovém oceánu a okolí (Word 2014). Studené proudy jsou označeny modře a teplé červeně. Tloušťka linie znázorňuje celkový objem vody, který je proudem přepraven.

Z Tichého oceánu vstupuje do Severního ledového oceánu teplá a slanější voda Beringovým průlivem, která se následně dostává do Beaufortovy spirály (Word 2014). Beaufortova spirála je poháněna silnými větry a je jedním z hlavních proudů Severního ledového oceánu. Církulární proudění po směru hodinových ručiček v Beaufortově spirále je charakteristické vysokou akumulací sladké vody, jež se do proudu dostává z asijských a severoamerických řek (Proshutinsky et al. 2019). Když síla proudu v Beaufortově spirále poleví, dochází vlivem Transpolárního proudu k přesunu masы vody přes Severní ledový oceán až na druhou stranu (Word 2014).

Vody z Atlantského oceánu přitékají do Severního ledového oceánu průlivem Fram, a také proudy z Norského moře do Barentsova moře. Jejich celkový objem je asi desetinásobně vyšší než přítok z Tichého oceánu (Beszczynska-Möller et al. 2011). Autoři také uvádí, že přitékající voda z Atlantiku má mnohem vyšší salinitu a teplotu, která je obvykle nad 0 °C. Vodní masы z Atlantiku následně pokračují podél kontinentálního svahu Eurasie dál do Severního ledového oceánu a postupně se větví, ochlazují a celkově ztrácí na síle (Woodgate 2013). Vodní masы opouští Severní ledový oceán a vtékají do Atlantského oceánu několika různými směry

(NSIDC 2021). První část se odděluje již v oblasti kanadských ostrovů, kde protéká úžinami mezi ostrovy a následně Hudsonovým průlivem do Atlantiku. Další možností, kudy opouští vodní masy Severní Ledový oceán jsou úžiny u západního pobřeží Grónska, kde spolu se Západogrónským proudem vytvářejí Baffinův proud, který dále teče Baffinovým mořem směrem do Atlantiku. Největší část vodní masy se díky Transpolárnímu driftu dostane až k východnímu pobřeží Grónska, kam se dostává skrz průliv Fram dále na jih a do Atlantiku odtéká Východogrónským proudem. Souhrnné přesuny (přítoky a odtoky) do Severního oceánu shrnuje tabulka 2. V tabulce jsou uvedeny hodnoty v jednotce Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ přepravené vody).

Tabulka 2: Odhady přítoků a odtoků Severního ledového oceánu (vlastní zpracování, na základě dat z: Woodgate 2013).

	původ	přítok	odtok
Atlantský oceán			
	průliv Fram	+ 7 Sv	- 9 Sv
	Barentsovo moře	+ 1 - 3 Sv	
	Kanadské souostroví		- 1 - 2 Sv
Tichý oceán			
	Beringův průliv	+ 0,4 - 1,2 Sv	
ostatní			
	Euroasijské řeky	+ 0,1 Sv	
	rozdíl srážek a výparu	+ 0,06 Sv	

3 Mořský led

3.1 Úvodní parametry

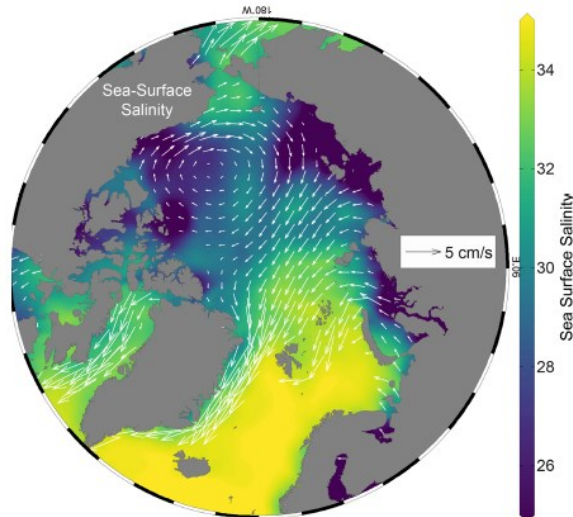
3.1.1 Rozdíl mezi sladkovodním a mořským ledem

Nejprve je důležité si říct, jaký je rozdíl mezi mořským ledem a ledem, který se formuje ve sladkovodních plochách. Základní rozdíl je ten, že mořský led se vytváří zásadně ze slané oceánské vody, zatímco led na jezerech či řekách se vytváří z vody sladké. Slaná voda má jiné fyzikální vlastnosti, a na rozdíl od vody sladké, se maximální hustota nenachází nad nulou.

Na sladkovodních plochách se nejprve teplota v celém vodním sloupci ochladí na 4 °C, načež se začne teplota na povrchu vodní plochy dále ochlazovat na 0 °C a voda začne mrznout (Thomas 2017). Tloušťka ledové pokrývky narůstá poměrně pomalu, jelikož vrstva vody pod ledem má teplotu stále nad bodem mrazu. Rozdíl je také v pevnosti ledu, kde tloušťka mořského ledu schopná udržet člověka je značně vyšší oproti ledu vytvořeném na sladkovodní ploše z důvodu rozdílné struktury ledu.

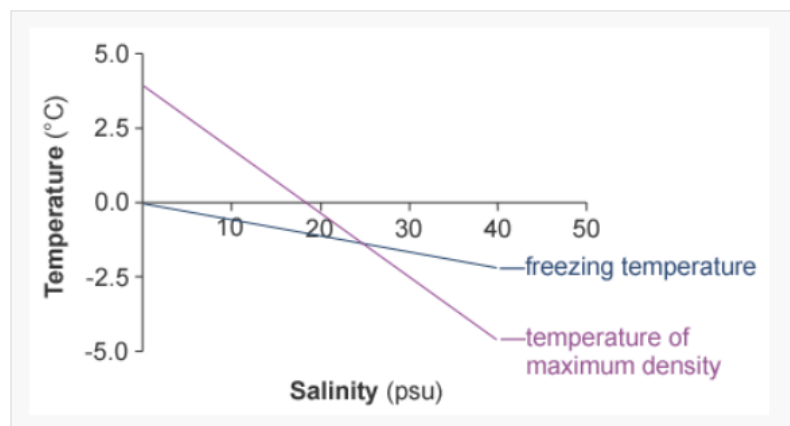
3.1.2 Salinita mořské vody

Salinita (slanost) mořské vody udává podíl rozpuštěných minerálních látek ve vodě, přičemž největší podíl zaujímá chlorid sodný (NaCl). Tento podíl se udává buď v poměru hmotnostní koncentrace, například g/l, nebo v poměru hmotnostního zlomku v jednotkách ‰. Průměrná slanost světového oceánu se obvykle pohybuje mezi 32 a 37 ‰, ale v oblasti Severního ledového oceánu je často i pod 30 ‰ a její rozložení lze vidět na obrázku 5 (Iakovlev 2012). Nízká salinita v regionu je způsobena především nižším výparem a vysokým přítokem sladké vody z řek.



Obrázek 5: Rozložení salinity [‰] v Severním ledovém oceánu a přilehlém okolí (Timmermans & Marshall 2020). Bílé šipky značí směr a rychlost proudění mořské vody v cm/s.

Obsah soli je pro tvorbu mořského ledu velice důležitý, protože přímo ovlivňuje teplotu, při které voda mrzne. Zatímco sladká voda v řekách či jezerech mrzne za teploty 0 °C, slaná voda o salinitě kolem 30 ‰ mrzne v průměru při teplotě -1,8 °C, což je způsobeno právě obsahem soli, která snižuje teplotu mrznutí vody o 0,28 °C při každém navýšení salinity o 5 ‰ (NSIDC 2021). Tento pokles teploty mrznutí mořské vody v závislosti na salinitě lze vidět na obrázku 6. Při vlastním formování ledových krystalků se vyloučí většina soli a nově zformovaný led je tak méně slaný než okolní voda, ve které se naopak salinita zvýší (Webb 2017). Část soli zůstane zadržena v ledu v rámci malých dutin vyplněných vodou.



Obrázek 6: Vývoj teploty mrznutí v závislosti na zvyšující se salinitě v jednotkách PSU [‰]. Také zde lze vidět vývoj maximální hustoty v závislosti na salinitě a teplotě (NSIDC 2021).

3.1.3 Hustota mořského ledu

Hustota slané mořské vody se pohybuje kolem $1,024 \text{ g.cm}^{-3}$. Stanovení hustoty mořského ledu není jednoduchá záležitost, jelikož mořský led v sobě obsahuje dutiny s plyny, sůl v pevném skupenství a vodu. Rozsah hustoty mořského ledu je tedy značný a pohybuje se v rozmezí od $0,72 \text{ g.cm}^{-3}$ do $0,94 \text{ g.cm}^{-3}$ s nejvyšší četností kolem $0,91 \text{ g.cm}^{-3}$ (Timco & Frederking 1996). Autoři tento rozptyl přisuzují především různým metodám, které se na měření hustoty mořského ledu používají.

Jedna z nejjednodušších a nejčastěji používaných metod je poměr hmotnosti / objemu zkoumaného vzorku, ze kterého se vypočítá hustota. Jedna z nejpřesnějších metod je metoda hydrostatického vážení. Tato metoda vychází z Archimédova zákona, a má jednu z nejvyšších přesností s odchylkou pouze 0,2 % (Pustogvar & Kulyakhtin 2016). Další metodou je například metoda kapalina / pevná látka, která vychází ze zákona o zachování hmotnosti. Důležitým závěrem je každopádně fakt, že hustota mořského ledu je nižší než hustota okolního oceánu, a proto mořský led plave.

3.2 Definice hlavních typů mořského ledu

Mořský led není v rámci celé plochy mořského zámru stejný. Existuje několik typů, které se liší podmínkami vzniku, tloušťkou, nebo stářím. Pro lepší pochopení mořského ledu je na místě si nejprve různé formy mořského ledu nadefinovat.

K typizaci byla využita definice od World Meteorological Organization (WMO) z roku 2014 (WMO 2014).

3.2.1 Nový led

Skupina typů ledu, které jsou nové a skládají se z krystalků, jež jsou jen málo zmrzlé. Některé z hlavních počátečních forem mořského ledu jsou zobrazeny na obrázku 7 a jednoletý a dvouletý led na obrázku 8.

jehlový led (frazil ice): Drobné jehličky nebo destičky ledu.

ledové sádlo (grease ice): Křehká forma nového ledu s matnou barvou vznikající z jehlového ledu.

ledová břečka (slush): Rozbředlý sníh smíchaný s mořskou vodou vznikající při silném sněžení.

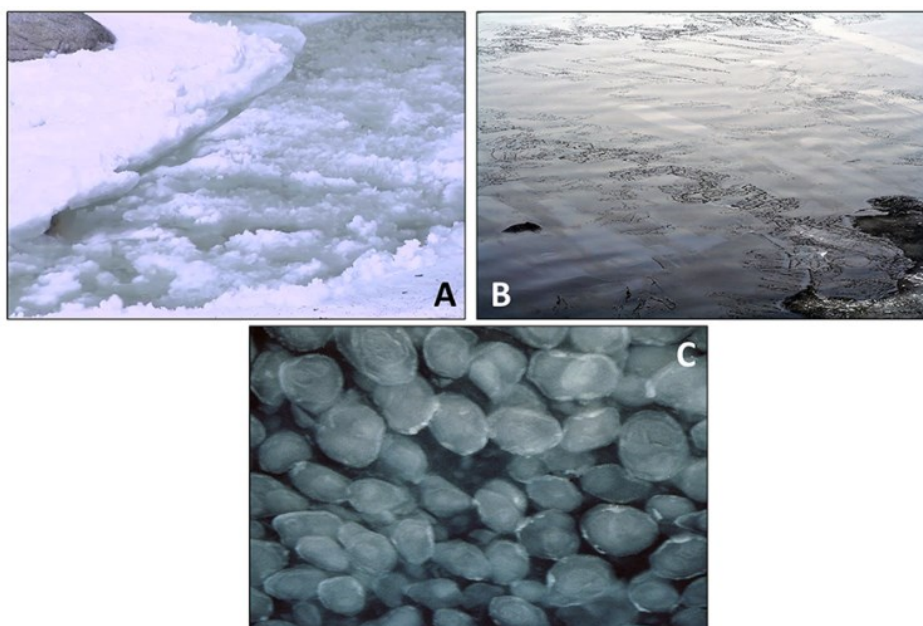
šuga (shuga): Malé houbovitě bílé hrudky ledu vznikající z ledové tříště v rozbouřeném oceánu.

3.2.2 Slabé souvislejší vrstvy nového ledu

nilas: Tenká vrstva ledu, která se snadno ohýbá a je náchylná na tzv. prstové raftování, což je proces, kdy se na sebe při vlnění části ledu střídavě nasouvají, což připomíná propletení prstů. Nilas se dělí podle tloušťky na tmavý (do 5 cm) a světlý (nad 5 cm).

ledová krusta (ice rind): Tenká lesklá ledová krusta s tloušťkou do 5 cm, která vzniká z tukového ledu nebo přímým mrznutím vody na klidném oceánu.

palačinkový led (pancake ice): Pro vytvoření palačinkového ledu je zapotřebí ledového sádla, ledové břečky nebo šugy. Led se formuje v rozbouřeném moři, díky čemuž mají ledové kry kruhový tvar, který je způsobený vzájemným narážením ker do sebe. Kry mají vyvýšený okraj a dosahují průměru od několika cm až tří metrů a jejich tloušťka je několik cm.



Obrázek 7: Počáteční stádia formování mořského ledu: ledové sádlo (A), nilas (B) a palačinkový led (C) (Webb 2017).

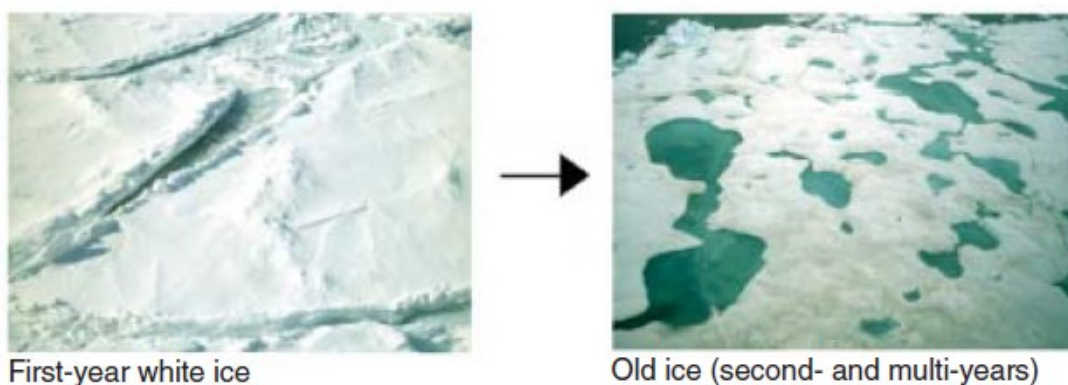
3.2.3 Tlustší stabilnější vrstvy ledu:

mladý led (young ice): Ledová vrstva o tloušťce 10–30 cm, která je přechodnou fází mezi ledem novým a jednoletým. Mladý led se dělí na šedý led a šedo-bílý led.

jednoletý led: Led, který přežil letní tání a je tlustý 30–180 cm.

dvouletý led: Led s tloušťkou kolem 2,5 m, který přežil jedno letní tání, a opět přes zimní období nabyl na tloušťce. Tento typ ledu je typický pro svoje malé louže, jež se vytváří na jeho povrchu.

Víceletý led: Led, který přežil alespoň 2 letní tání a má tloušťku více jak 3 m. Tento led je již takřka bez soli a má na svém povrchu v letních měsících rozmrzlé kaluže s vodou (viz kapitola 3.4).



Obrázek 8: Jednoletý led nalevo a víceletý led s jezírky roztátého sněhu na povrchu napravo (Webb 2017).

3.3 Formování mořského ledu

Formování mořského ledu je proces, který má několik fází a možností vývoje, rozdílných v závislosti na tom, zda se mořský led formuje v relativně klidných vodách či na rozbouřeném moři. Schématický proces formování mořského ledu v klidných i rozbouřených vodách, lze vidět na obrázku 9.

3.3.1 Formování mořského ledu v klidných vodách

Jako první se na povrchu hladiny formují malé krystalky jehlového ledu o velikosti tři až čtyř mm (NSIDC 2021). Postupně se krystalky kumulují a vytváří ledovou břečku, která se nazývá ledové sádlo (Webb 2017). Pokud je hladina klidnější, může se z ledových krystalků zformovat

tenká vrstva ledu, která se nazývá nilas s tloušťkou do 10 cm. Často dochází vlivem slabého vlnění k raftingu, což je proces, při kterém se nilas láme a nasouvá přes sebe (NSIDC 2021). Z počátku je vrstva průhledná, velice tenká a tmavá a nazývá se tmavý nilas. Nilas se postupně zesvětluje společně s tím, jak nabývá na tloušťce. Jakmile se nilas zformuje do stabilní struktury, začíná led sílit ze spodu tak, že molekuly vody přimrzají již k existujícímu ledu. Tento proces se nazývá kongelační růst a vzniká díky němu jednoletý led, který má obvykle tloušťku 1,5 – 2 m (Wadhams 2003).

3.3.2 Formování mořského ledu v rozbouřené vodě

Proces formování mořského ledu v rozbouřených mořích se nejčastěji vyskytuje v Grónském nebo Beringově moři, ale může se však objevit i v jiných lokalitách (Wadhams 2003). Proces vzniku mořského ledu začíná opět u krystalků jehlového ledu, který se na neklidném moři koncentruje vlivem vlnění do kruhových útvarů, ve kterých díky postupnému stlačování mrzne a vytváří tak tzv. palačinkový led. Poznávacím znakem palačinkového ledu jsou ledové hřebeny na okrajích, které vznikají při narážení ledových ker vzájemně do sebe. Palačinkový led postupně narůstá jak do šířky, tak do tloušťky, může mít v průměru 3–5 m a být tlustý 50-70 cm (Wadhams 2003). S nárůstem velikosti se na sebe jednotlivé kry začnou nasouvat a vytvářet hřebeny o velikosti až 20 m (NSIDC 2021). Za pomoci krystalků jehlového ledu se kry spojují a vytváří souvislou vrstvu mořského ledu. Na rozdíl od ledu, který vznikl v klidných podmínkách, má tento led drsný spodní okraj.

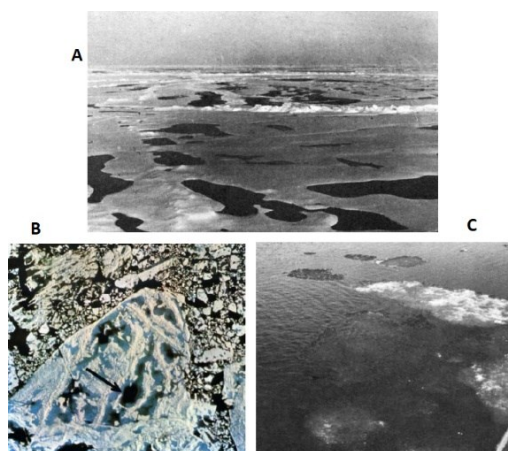


Obrázek 9: Proces formování mořského ledu na rozbouřeném moři nalevo a nerobouřeném moři napravo (NSIDC 2021).

3.4 Další vývoj mořského ledu

Maximálního rozsahu zimního mořského zámru dosahuje led v Arktidě obvykle v březnu nebo začátkem dubna (Meredith et al. 2019). Poté se začne postupně oteplovat a led začne pozvolna tát a zmenšovat svoji plochu. Nejprve odtaje povrchová vrstva sněhu, která leží na mořském ledu, což se obvykle děje v červnu nebo červenci. Následně se z roztátého sněhu zformují kaluže plné vody, které odráží mnohem méně slunečních paprsků, než mořský led, což přispívá k rychlejšímu ohřívání a tání ledu (Bogorodskii & Pnyushkov 2011). Další důležitost vody v těchto jezírkách spočívá v tom, že se skrze různé póry a skuliny v mořském ledu dostává k dutinám se slanou vodou a sůl postupně z ledu vyplavuje, což vede k tomu, že čím starší led je, tím méně soli se v něm nachází, a po několika letech je led tvořen téměř sladkou vodou (Wadhams 2003).

V této fázi jsou 2 možnosti, co se s ledem přes letní měsíce může stát. Led letní tání ve ztenčené formě přečká a na zimu začne znovu růst, nebo zcela roztaje. Pokud led roztaje, dochází k tomu v těchto krocích: nejprve se zformují již výše zmíněná jezírka plné vody z tajícího sněhu. S tím, jak tání pokračuje, pokryje se následně celá vrstva ledu vodou z již částečně roztáté vrstvy ledu, a postupně se v ledu začnou objevovat tavné díry v místech, kde byl led tenčí, což způsobí odtečení povrchové vrstvy vody. Led, který ještě v této fázi neroztál, má vybledlou barvu, a nazývá se vyschlý led (WMO 2014). Posledním stádiem před úplným rozpadem je pak tzv. shnilý led, který má v sobě spoustu dutin, a je v pokročilém stádiu degradace. Některé ze stádií tání mořského ledu lze vidět na obrázku 10.



Obrázek 10: Některá ze stádií tání mořského ledu: Led s povrchovými jezírky (A), tavné díry (B) a shnilý led v pokročilém stádiu rozkladu (C) (WMO 2014).

Letní tání končí obvykle v září nebo začátkem října. Led, který toto lední tání přežije, se nazývá víceletým ledem, který je charakteristický pro svůj nízký obsah soli (WMO 2014). Tento led následně opět nabývá při zimním období na tloušťce za pomoci kongelačního růstu. Led může dosahovat až tří metrů a je výrazně pevnější. Takto tlustý led již představuje výraznou hrozbu pro ledoborce (Wadhams 2003).

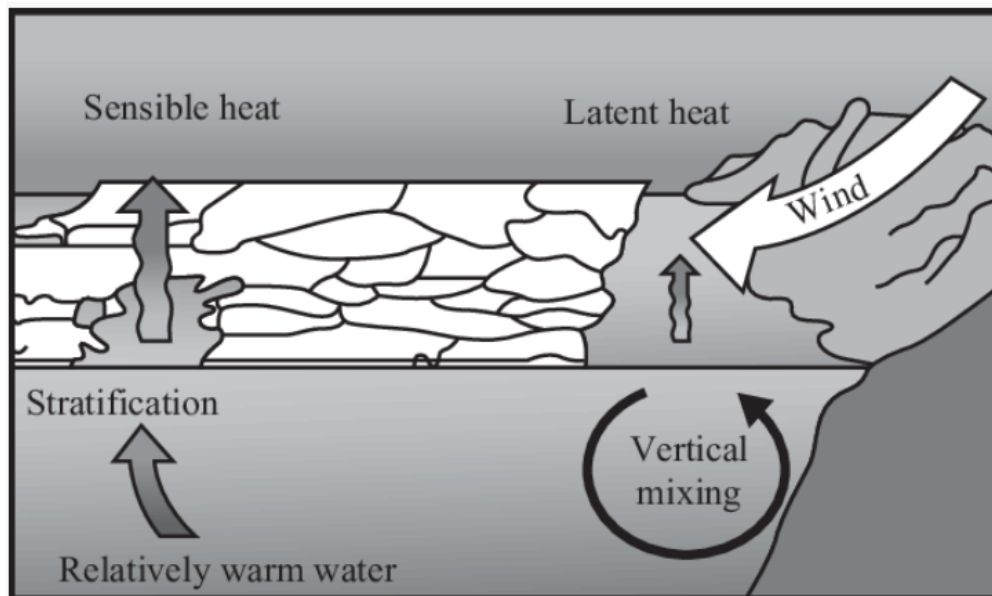
3.5 Oblasti uvnitř mořského zámru bez mořského ledu

Mořský led netvoří vždy souvislou plochu a mezi zamrznutými oblastmi se občas vyskytují i větší či menší plochy bez ledu. Tyto plochy bez zámru se vyskytují jak v oblasti Arktidy, tak Antarktidy.

3.5.1 Polynie

Polynie jsou definovány jakožto plochy bez ledové pokrývky o velikosti desítek až stovek tisíc km², jež jsou zcela obklopeny mořským ledem či mořským ledem a pevninou, které se opakovaně vyskytují na stejném místě (Barber & Massom 2007). Obvykle mají protáhlý nebo oválný tvar a životnost v řádech měsíců až několika let s vysokou pravděpodobností se opakovat na stejném místě. Vyskytují se jak v letních, tak i zimních měsících (Martin 2019).

Na rozdíl od okolní vrstvy ledu mají polynie odlišnou interakci s atmosférou a skrz ně dochází ke značnému uvolňování tepla do atmosféry, a tím dochází ke změnám počasí v okolí (Thomas 2017). Polynie také zásadně ovlivňují cirkulaci mořské vody, jelikož je v nich vyšší salinita povrchové vrstvy vody, která klesá ke dnu a ovlivňuje termohalinní cirkulaci (NSIDC 2021). Každopádně tento fenomén spojený spíše s Antarktidou a týká se Arktidy jen okrajově. V neposlední řadě jsou polynie důležitou oblastí pro život mnoha živočichů a významnou oblastí pro fytoplankton. Existují 2 typy polynií: Příbřežní polynie a oceánské polynie. Vznik obou typů polynií je zobrazen na obrázku 11. Polynie mají tendenci přežít několik let či se opakovaně objevovat na jednom místě. Často je to dáno vhodnou geografickou polohou, například vhodnou lokalitou pro výskyt polynií jsou různé úžiny a průlivy, kde dochází ke zrychlenému proudění vody. Důležité jsou také klimatické faktory. Například oblasti s častými větry, které vanou z pobřeží směrem nad oceán jsou vhodné pro vznik polynií.



Obrázek 11: Schéma vzniku příbřežní a oceánské polynie (NSIDC 2021).

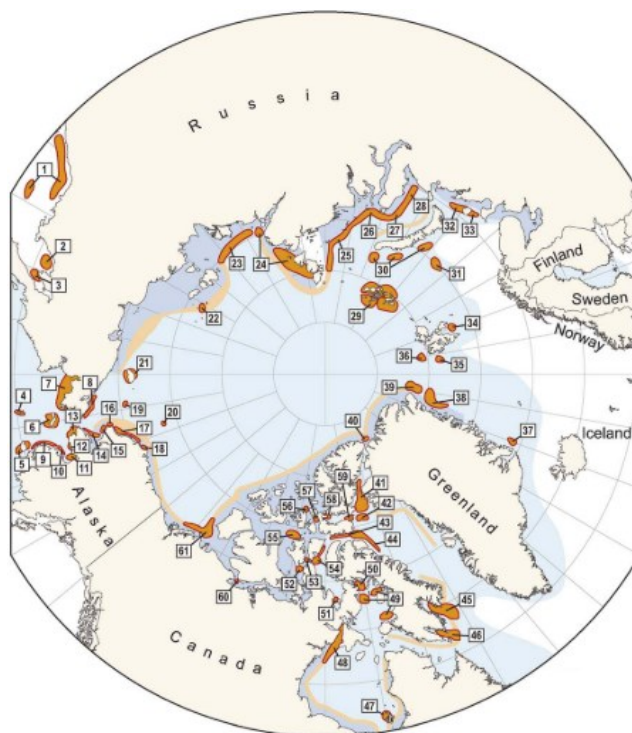
3.5.1.1 Příbřežní polynie

Příbřežní polynie se vyskytují přímo při pobřeží nebo v jeho těsné blízkosti. Většina polynií, vyskytujících se v Arktidě, spadá právě do této kategorie. Polynie vzniká díky latentnímu teplu, které se přenáší při změně skupenství (NSIDC 2021). Důležitým faktorem pro vznik pobřežních polynií jsou stálé větry, které vanou od pobřeží a nově vzniklý led odsouvají dále na moře (Martin 2019). Polynie se často táhnou mnoho km podél pobřeží a jejich délka je mnohem větší než šířka. Častý výskyt polynií je v Beringově, Ochotském a Barentsovém moři. Jejich výskyt nemusí být vždy vázaný pouze na kontinent, často se také vyskytují i u ostrovů. Výskyt menších pobřežních polynií je každopádně zaznamenán takřka po celém pobřeží Severního ledového oceánu. Nejznámější, a jedna z nejvíce dokumentovaných pobřežních polynií, je pak polynie North Water, která se nachází mezi Grónskem a Kanadou v Baffinově zátocě.

3.5.1.2 Oceánské polynie

Oceánské polynie se často nacházejí daleko od pevniny, hluboko uvnitř mořského zámru. Tento typ polynií vzniká zahříváním a následným táním mořského ledu v důsledkem teplé vody, která se vynořuje na povrch oceánu a následně zabraňuje vzniku nového ledu (Holland 2013). Oceánské polynie mají obvykle spíše kruhový tvar a v Arktidě se vyskytují poměrně málo.

V posledních desetiletích bych v Arktidě pozorován výskyt více než 60 větších či menších polynií, které jsou zobrazeny na obrázku 12 (Barber & Massom 2007). Některé z těchto polynií stále existují, jiné existují pouze sezonně nebo již zanikly. V posledních letech je největší polynie Kashevarova, vyskytující se v Ochotském moři, která je na obrázku vyznačena číslem 1. Další významnou polynií, která se vyskytuje dlouhodobě, a často se zkoumá, je polynie North water polynya, která je na obrázku zobrazena číslem 41.



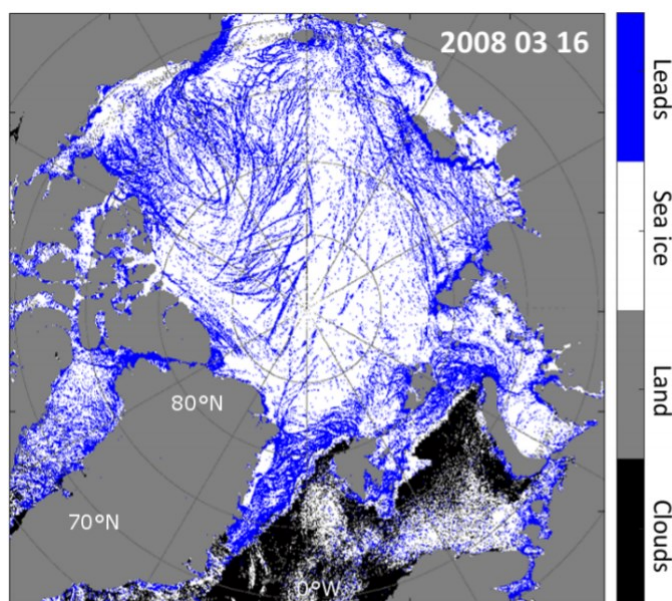
Obrázek 12: Rozmístění existujících a minulých polynií v Arktidě za posledních několik desetiletí (Barber & Massom 2007).

3.5.2 Trhliny a úžiny v mořském zámru

Polynie nejsou jedinou oblastí uvnitř mořského zámru, které jsou bez ledu. Dalším velice častým jevem, který se objevuje v mořském ledu, jsou různé trhliny a úžiny bez přítomnosti ledu.

Úžiny bez zámru (Lead) jsou trhliny, které jsou více než 50 m široké a desítky až stovky km dlouhé, ve kterých není souvislý mořský zámru (WMO 2014). Jejich vznik je zapříčeno divergentním nebo střížným pohybem ledového pokryvu (NSIDC 2021). Podobně jako polynie, ovlivňují úžiny v mořském ledu lokální klima, a to tak, že z nich uniká do atmosféry teplo, čímž se zahřívá okolní led (Wang et al. 2016). Autoři také uvádí, že právě vyšší tok tepla z nezamrzlých úžin je vhodný indikátor pro mapování těchto trhlín z družicových snímků.

Regionální rozložení trhlin a úžin bez zámrazu je možno vidět na obrázku 13. Nejčastěji se úžiny vyskytují v průlivech, například v Beringově průlivu či průlivu Fram, kde je vyšší výskyt úžin spojený s rychle se pohybujícím driftujícím mořským ledem (Willmes & Heinemann 2016). Naopak nejnižší koncentrace úžin se vyskytuje v centrální části Severního ledového oceánu. Stejně jako u polynií, jsou úžiny významnou oblastí pro mořský život, a také jsou využívány lodní dopravou.



Obrázek 13: Četnost a rozložení trhlin a úžin bez ledové pokrývky při maximálním rozsahu mořského zámrazu v roce 2008, s největším výskytem trhlin v úzkých průlivech a podél oblastí s vysokou rychlostí driftu mořského ledu jakou je například východní pobřeží Grónska (Willmes & Heinemann 2016).

3.6 Klasifikace mořského ledu podle pohyblivosti

Mořský led není jedna velká kompaktní masa nepohyblivého ledu. Část mořského zámrazu je stacionární, část se pohybuje pomalu a část driftuje poměrně velkou rychlostí různým směrem, což je ovlivněno mnoha faktory (Leppäranta 2011). To, že se mořský led pohybuje, je známo již dlouho. Například polárník Nansen se mezi lety 1893 a 1896 neúspěšně snažil se svojí lodí dodriftovat v zamrznutém mořském ledu na severní pól. Kromě dělení ledu podle geneze či stáří, můžeme tedy led dělit i podle pohyblivosti na led stacionární a driftující.

3.6.1 Stacionární led (Fast ice)

Jedná se o stabilní vrstvu mořského ledu přichycenou k pobřeží či ledové stěně o šířce několikaset metrů až stovek kilometrů (WMO 2014). Stacionární led je nejčastěji přítomen v mělkých šelfových oblastech či úzkých průlivech a největšího rozsahu nabývá v mořích Východosibiřském, Karském a Laptěvů, v nichž dosahuje až 200 km od pobřeží (Yu et al. 2014). V oblastech severního Grónska a kanadských ostrovů se jedná o oblast ledu, která může přežít i několik let, ale v ostatních přibřežních oblastech Severního ledového oceánu obvykle přes léto roztává a formuje se každou zimu nanovo (Meredith et al. 2019).

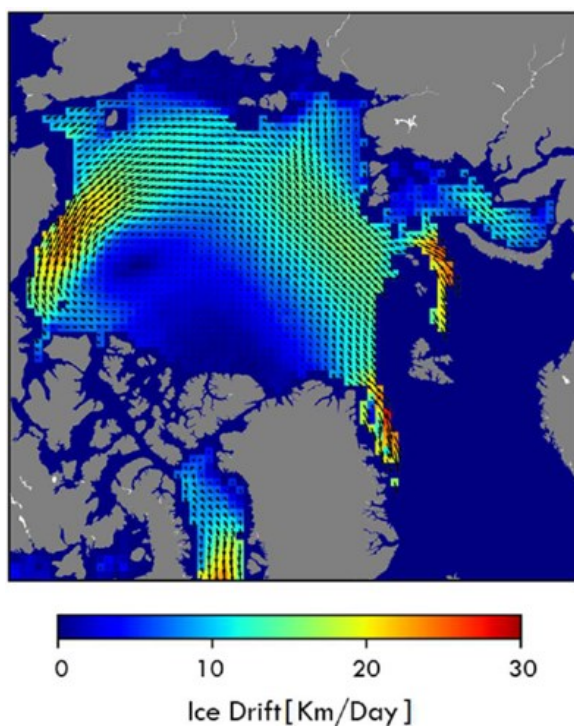
3.6.2 Driftující/ kompaktní pohybující se led (Drift / pack ice)

Jedná se o skupinu různě velkých ledových ker mořského ledu či souvislou ledovou pokrývku, která není stacionární a pohybuje se různým směrem, různou rychlostí, na různě velké vzdálenosti (WMO 2014). Podle této definice spadá do skupiny pohyblivého driftujícího ledu až 70 % mořského ledu v Arktidě.

Jedním z hlavních spouštěčů mořského driftu je povrchový vítr, dále pak mořské proudy, Coriolisova síla, vnitřní napětí ledu a také nerovnost mořské hladiny způsobené gravitací (Dyrce 2020). Rychlost pohybu driftujícího ledu určuje ze 65-70 % vítr, přičemž rychlost pohybu ledu odpovídá 2 % rychlosti větru s tím, že směr driftu je na severní polokouli odkloněn o 20° a 40° doprava od směru větru, což je způsobeno rotací Země a nazývá se Ekmanova spirála (Weiss 2013).

Mořské proudy sice nemají takovou okamžitou sílu jako vítr, ale jsou důležité z hlediska dlouhodobého směru driftu. Největší podíl na driftu mají proudy Beaufortova spirála v centrální části Arktidy a Transpolární drift. Led v Beaufortově spirále v centrální část Arktidy může kroužit i mnoho let. Pokud je led zachycen Transpolárním driftem, je odnesen mimo Arktidu rychleji, k čemuž obvykle dochází podél východního pobřeží Grónska (NSIDC 2021). Autoři každopádně zmiňují, že tyto proudy jsou poměrně nevyzpytatelné. Beaufortova spirála může například úplně změnit směr a místo obvyklé cirkulace po směru hodinových ručiček se zcela obrátit. Více o arktických proudech v kapitole 2.2.4.

Obrázek 14 ukazuje, že rychlost má driftující led obvykle v průlivech a na okrajích mořského zámru (Vomero et al. 2021). Naopak nejnižší rychlost mořského ledu lze pozorovat kromě oblastí stacionárního ledu také v centrální část Severního ledového oceánu. Drift mořského ledu v Arktidě zásadně ovlivňuje námořní dopravu, klima v oblasti, a také život živočichů žijících v oblasti.



Obrázek 14: Rychlost a směr driftu mořského ledu v Arktidě při maximu mořského zámru v březnu 2018 (Vomero et al. 2021).

4 Proč je mořský led důležitý?

Mořský zámrz v Arktidě pokrývá průměrně 7 % plochy povrchu země, což z něj dělá jeden z největších biomů na Zemi (Dieckmann & Hellmer 2009). Tato kapitola je rozdělena na podkapitulu klimatických vlivů mořského ledu a ostatních důvodů, proč je mořský zámrz důležitý.

4.1 Důsledky na klima

Ledová pokrývka má vliv na celou řadu klimatických faktorů, z nichž některé se projevují přímo v Arktidě, jiné ovlivňují klima na tisíce km daleko nebo dokonce globálně.

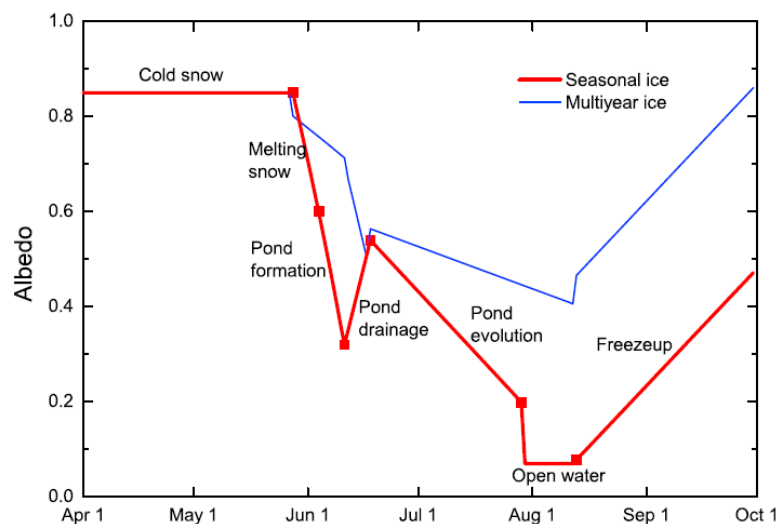
4.1.1 Odrážení slunečních paprsků

Sluneční záření, které dopadá na povrch Země, se chová různě při interakci s rozdílnými povrchy. Část je obvykle pohlcena a část se odrazí zpět do atmosféry. Této veličině se říká albedo, což je veličina popisující podíl energie paprsků, který je odražen od povrchu zpět do atmosféry a jeho hodnoty se udávají mezi 0 a 1 nebo v procentech. Obecně platí, že tmavé povrchy pohlcují sluneční záření více než světlejší povrchy.

Do oblastí vyšších zeměpisných šířek dopadá menší množství sluneční energie z důvodu menšího úhlu paprsků a oblast je tak chladnější oproti nižším zeměpisným šířkám. Výrazný podíl na nízkém množství pohlcené sluneční energie má i mořský led. Arktida má v podobě mořského ledu určitou ochranu před slunečním zářením, protože v oblastech, kde je oceán pokrytý mořským zámrzem, je absorbováno mnohem méně energie a dochází tak k menšímu ohřívání oceánu a tání (NSIDC 2021).

Albedo mořského ledu se pohybuje mezi 0,5 a 0,9 v závislosti na stáří, přítomnosti či nepřítomnosti sněhu a různých znečištění. Na otevřeném oceánu jsou hodnoty albeda v průměru pouze 0,06 (Perovich & Polashenski 2012). Vysoký rozptyl albeda mořského ledu je způsoben sezonními výkyvy, které jsou určeny stavem ledu, což je zobrazeno na obrázku 15. Odrazivost klesá v letních měsících při letním tání, a naopak nejvíce je mořským ledem odraženo v měsících zimních při největším rozsahu zámrzů.

Zmenšující se mořský zámraz vede v posledních letech k vystavení větší plochy oceánu slunečnímu záření, které je mořem takřka v celé míře pohlcováno, což přispívá k většímu tání a procesu, kterému se říká pozitivní zpětná vazba (McLendon 2020).



Obrázek 15: Mění se albedo v závislosti na roční době a povrchu na který sluneční paprsky dopadají (Perovich & Polashenski 2012).

4.1.2 Izolátor

Mořský led funguje jakožto tepelná bariéra oboustranně. Teplota mořské vody je i přes to, že se nachází pod bodem mrazu, vyšší než teplota atmosféry, a tak mořský led slouží jako izolátor, který zabráňuje mořské vodě emitovat teplo do atmosféry (McLendon 2020). Mořský zámraz však často není souvislý a skrz polynie a různě velké trhliny (viz kapitola 3.5) uniká velké množství tepla, které zahřívá atmosféru. Albedo a izolační schopnost ledu tedy spolu významně přispívají k tomu, že je celá oblast chladnější, než kdyby byla bez mořského zámrazu.

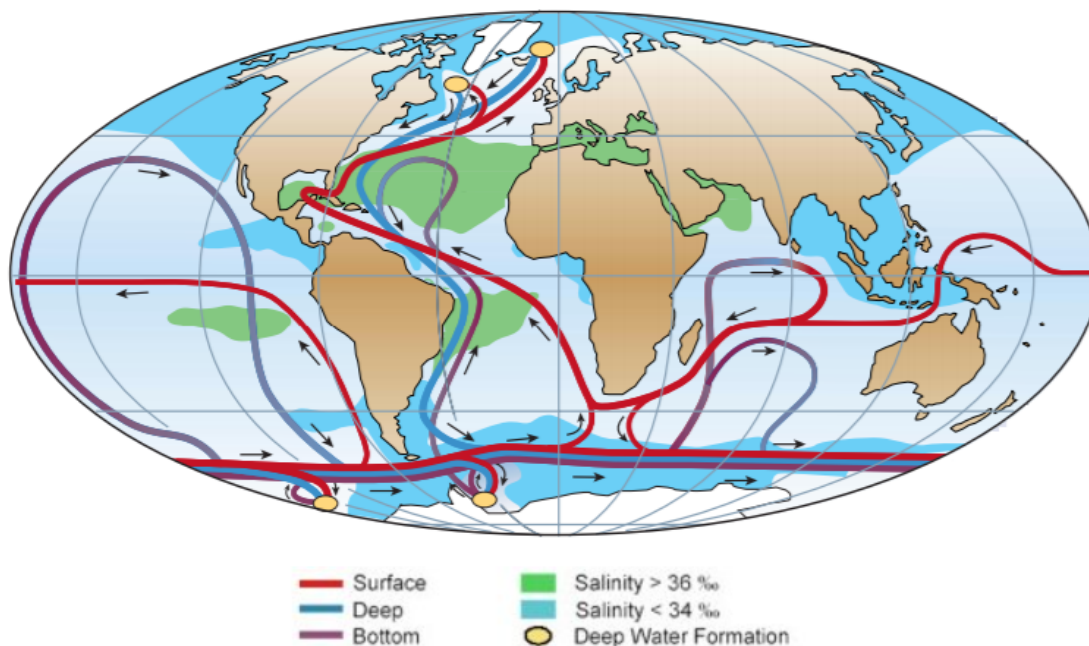
4.1.3 Vliv na počasí

Mořský led se významně podílí na nižší extremitě počasí v Arktidě (McLendon 2020). Snižování plochy mořského zámrazu v posledních letech vedlo ke zvýšenému výparu z otevřeného oceánu, vyššímu množství oblačnosti a vyšším teplotám v oblasti (Vihma 2014). Cyclony se v oblastech bez mořského ledu formují častěji, a dochází tak k silnějším bouřím a vyššímu množství srážek (McLendon 2020). Tyto bouře pak zapříčiňují větší vlny a vyšší erozi pobřeží. Proměnlivá velikost plochy mořského zámrazu má také vliv na arktickou oscilaci (AO) a severoatlantskou oscilaci (NAO), které pak ovlivňují počasí v Evropě (Budikova 2009).

Přesný vliv oscilací na klima ve vzdálených oblastech však ještě není zcela pochopen. Změny v ploše mořského zámruzu však způsobují změny i na mnohem větší vzdálenosti, například ve východní Asii pravděpodobně mohou za změnu tlaku na hladině 500 hPa, což ovlivňuje letní monzuny (Vihma 2014).

4.1.4 Termohalinní cirkulace

Termohalinní cirkulace je systém cirkulací v oceánech, který je řízen rozdílnou hustotou v jednotlivých vrstvách vody. Do oblasti Arktidy přitéká z Atlantského oceánu teplá voda, která se ochlazuje a následně klesá do velkých hloubek a proudí zpět do Atlantského oceánu směrem na jih, což ukazuje obrázek 16. Podobný proces se pak děje i u Antarktidy. Oproti povrchovým mořským proudům je termohalinní cirkulace sice mnohem pomalejší, každopádně přenáší velké masy vody a její slábnutí, nebo zrychlování může vést ke změnám klimatu (ČMS 2017).



Obrázek 16: Termohalinní cirkulace se žlutě znázorněnými oblastmi zanořování vody do hloubky (downwelling) v Arktidě (Rahmstorf 2002). Červeně je zobrazeno povrchové proudění, modře hlubinné proudění a proudění při dnu oceánu je znázorněno fialově. Lze zde také vidět globální rozložení salinity, které je nižší v polárních oblastech.

Mořský led ovlivňuje termohalinní cirkulaci 2 způsoby. Prvním je fakt, že se zmenšující se plochou mořského zámru se oblast otepluje, a tím narušuje vertikální teplotní gradient a rovnováhu cirkulace mořských proudů (McLendon 2020). Druhým způsobem, jak mořský led ovlivňuje termohalinní cirkulaci je, že při tání uvolňuje do oceánu velké množství sladké vody, která díky nižší hustotě neklesá ke dnu, což zpomaluje celý cyklus .

4.2 Ostatní

Tato podkapitola je zaměřena na ostatní ne-klimatické důvody, proč je mořský zámru v Arktidě důležitý a je rozdělena na ovlivnění bioty a ekonomické zájmy v oblasti.

4.2.1 Ovlivnění bioty

Ačkoliv je Arktida a mořský led nehostinné místo pro život, některé rostlinné a živočišné druhy se dokázaly na tyto drsné podmínky adaptovat a jsou schopni v oblasti mořského zámru žít. Změny v rozsahu mořského zámru působí na organismy různě. Některé reagují pozitivně, některým změny nevaří, ale pro většinu to představuje problém.

Z živočichů v této oblasti žije například medvěd lední, polární lišky, některé druhy tuleňů, mrož lední, několik ptačích druhů, velké množství mořských živočichů a planktonu. Změny v mořském zámru tak přímo ovlivňují jejich životní prostředí, což může vést až k vyhynutí některých druhů. Přímý dopad zmenšování mořského zámru působí na lední medvědy, kteří využívají mořský led k přesunu a výchově mláďat. Snižující se plocha mořského zámru v posledních dekádách vedla k tomu, že medvědi často hladoví a tím je tak ohrožena jejich populace (Johnson et al. 2020). Změny mořského zámru mají také vliv na migrující ptáky, kteří mění své migrační trasy (McFarlane et al. 2010).

Opomenout se nemůže ani vliv na plankton, který tvoří v oblasti Arktidy velké množství biomasy. Pro některé druhy planktonu, které jsou vázány přímo na mořský zámru a žijí v mořském ledu či přímo pod ním, má zmenšující se rozsah mořského zámru devastující následky (Post et al. 2013). Každopádně některé druhy naopak profitují z navýšení slunečního záření, které se jim dostává skrz tenčí, či úplnou absenci mořského ledu a snížení mořského zámru jim naopak prospívá (Tedesco et al. 2019).

4.2.2 Ekonomické zájmy v oblasti

Oblast Arktidy a mořského zámru je jedním z klíčových míst světa i z hlediska ekonomických zájmů. V oblasti pod mořským ledem se má nacházet až 30 % zemního plynu a 13 % ropných ložisek (Gautier et al. 2009). Jednotlivé státy v oblasti si tedy ve 20. a 21. století snaží nárokovat co největší plochu oceánu. Jejich územní nároky spolu s rozložením důležitých těžebních komodit a vojenských základen lze vidět na obrázku 17. Zmenšující se mořský zámraz v poslední době umožňuje průzkum nových oblastí a ložisek více na severu. Mořský zámraz tedy slouží jako ochrana pro Arktidu před rozmachem těžby a obecně většímu zásahu do této jinak člověkem málo dotčené oblasti.



Obrázek 17: Mapa znázorňující teritoriální nároky pěti států, které mají svoje území v Arktidě (PSS 2017). Je zde také zobrazeno prostorové rozložení důležitých těžebních komodit a vojenských základen.

Další oblastí, kterou mořský led ovlivňuje, je lodní doprava. Pro lodní dopravu je mořský led hrozbou, a je tedy důležité sledovat, jak se jeho rozsah a koncentrace vyvíjí (Dyrcz 2017). V oblasti Arktidy se jedná především o tzv. Severozápadní průjezd kolem kanadských ostrovů, Severní mořskou cestu kolem severního pobřeží Asie a v budoucnu možná i o Transpolární mořskou cestu vedoucí přes severní pól. Tyto trasy, které jsou zobrazeny na obrázku 18 jsou důležité především proto, jelikož jsou mnohem kratší. Například cesta z Japonska do Evropy je přes oblast Arktidy mnohem kratší, než při použití cesty kolem jižní Asie a skrz Suezský průplav Středozemím mořem do Evropy. Pro Severní Ameriku se jedná o zkrácení cesty ze západního na východní pobřeží. Cesta přes Arktidu ušetří oproti cestě Panamským průplavem tisíce km. Arktické trasy tedy nabývají s úbytkem mořského ledu na důležitosti. Například Severozápadní cesta je v dnešní době pro určité typy lodí průjezdná od září do prosince a v budoucnu se toto období pravděpodobně bude prodlužovat (Chen et al. 2021). Spolu s dostupnější Arktidou pro námořní dopravu lze také očekávat také nárůst rybolovu a turismu v oblasti.



Obrázek 18: Využívané trasy námořní dopravy v oblasti s mořským zámrzem: Severozápadní průjezd znázorněn zeleně a Severní mořská cesta znázorněna červeně (Dyrcz 2017). Lze zde také vidět možnou budoucí Transpolární mořskou cestu znázorněnou modře.

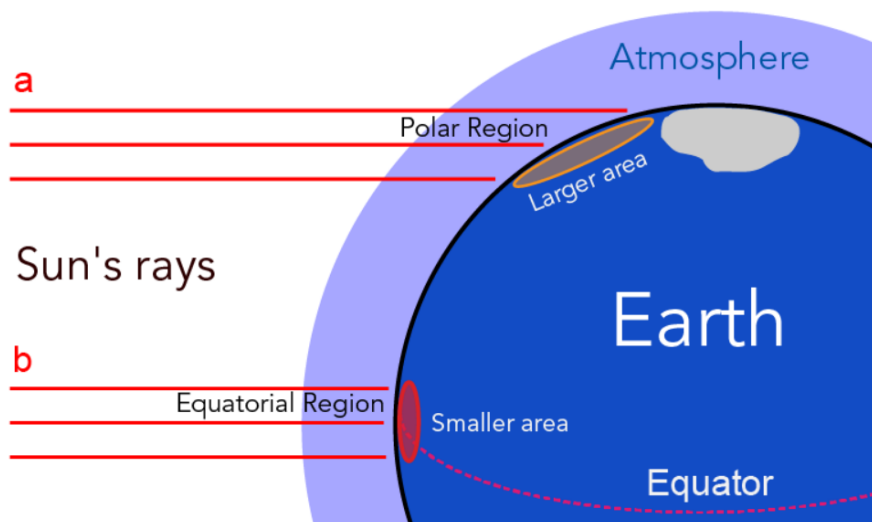
5 Klima Arktidy

Nebýt chladného klimatu v Arktidě by nemohl mořský zámraz existovat. Je tedy důležité si blíže představit, jaké klima v oblasti panuje, jak se mění v průběhu roku a jaké faktory ho ovlivňují ať už z krátkodobého či dlouhodobého hlediska.

Pro svoji odlehlost a nedostupnost regionu bylo klima, které v Arktidě a oblasti s mořským zámrazem panuje, poměrně dlouho málo probádané. Větší pozornosti se oblasti dostalo až ve 20. století, a to v době studené války, kdy byla Arktida jednou z klíčových oblastí jak pro Sovětský svaz, tak pro USA a jeho spojence a v regionu bylo vystavěno mnoho výzkumných stanic. Koncem století pak přišel průlom v podobě využívání satelitů a dalších dálkových metod, díky nimž dnes o klimatu Arktidy víme poměrně mnoho.

5.1 Faktory ovlivňující klima Arktidy

Hlavním faktorem, který ovlivňuje klima Arktidy a Severního ledového oceánu je geografická poloha a s ní spojené množství dopadající energie (insolace). Insolace je veličina, která charakterizuje množství slunečního záření dopadající na určitou plochu za jednotku času a je měřena ve wattech na metr čtvereční (W/m^2). Insolace je závislá na úhlu, pod kterým paprsky dopadají, což je zobrazeno na obrázku 19. Díky sklonu zemské osy, který je o zhruba o $23,5^\circ$ vychýlen oproti rovině oběhu Země kolem Slunce, nedopadají sluneční paprsky na všechny oblasti na Zemi pod stejným úhlem. S tím, jak se úhel dopadu slunečních paprsků ve vyšších zeměpisných šířkách zmenšuje, se zvětšuje plocha, na kterou paprsky dopadají a sluneční energie je tak rozprostřena na mnohem větší oblast. Z čehož plyne, že Arktida obdrží v porovnání s rovníkovými oblastmi na stejně velké plochu mnohem méně záření a hodnota insolace je nižší.



Obrázek 19: Velikost plochy dopadu slunečních paprsků na povrch Země v závislosti na úhlu (LTS 2021).

Mezi další přírodní faktory, které ovlivňují klima Arktidy, patří například mořské proudy. Menší vliv pak mají například jedenáctileté sluneční cykly, které mění množství energie dopadající na zemský povrch o zhruba 0,1 % (Haigh 1994).

V posledních desetiletích mají však největší podíl na ovlivňování klimatu v Arktidě důsledky antropogenní činnosti (Gillett et al. 2008). Rozvoj lidstva v posledních stoletích spolu nese i výrazné zvýšení produkce skleníkových plynů, které způsobují oteplování celé planety. Příkladem může být zvyšující se koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře, která se zvýšila z koncentrace 320 ppm (počet částic na milion) v roce 1960 na 420 ppm v roce 2021 (Ozkan 2021). Za posledních několik let se do atmosféry vypouští každý rok více než 30 gigatun oxidu uhličitého, přičemž množství roste téměř každý rok, což nadále přispívá ke zvyšování koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře (IEA 2021).

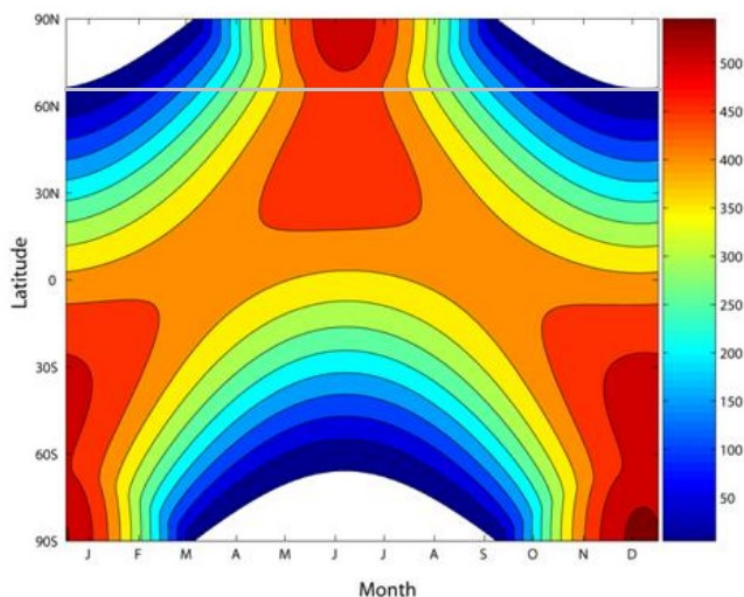
5.2 Roční chod v Arktidě

Slunce v prvních měsících roku v podstatě nevychází, s výjimkou nejnižších částí Arktidy. S koncem zimy se slunce dostává více na sever a vychází tak stále severněji. Nejpozději vychází na severním pólu při jarní rovnodennosti kolem 20. března. Množství přijaté energie je na jaře velice nízké. Úhel dopadajících paprsků je malý a dopadající energie se tak rozprostře na velkou plochu, ze které se velká část paprsků odráží. K odrážení paprsků dopomáhá vysokým albedem mořský zámraz a sněhová pokrývka.

Slunce postupně stoupá výš, což způsobuje vyšší insolaci a oblast se začíná ohřívat. Sníh začíná tát mezi květnem a červencem. Ve vyšších zeměpisných šířkách dochází k tání později. Tání sněhu dále snižuje albedo a oblast se otepluje rychleji. Nejvýše nad obzorem se slunce v Arktidě nachází okolo 21. června při letním slunovratu, kdy sluneční paprsky dopadají kolmo na obratník Raka a oblast Arktidy dostává nejvyšší množství radiace. Slunce je v tento den na severním pólu ve výšce $23,5^\circ$ nad horizontem.

Od tohoto okamžiku již slunce opět klesá a množství dopadající radiace se snižuje. Spolu s tím, jak se plocha mořského zámru a sněhové pokrývky zmenšuje, je mnohem více záření absorbováno, než odraženo (Serreze & Barry 2005). V letních měsících částečně snižuje množství dopadajícího záření množství oblačnosti, které odráží záření ještě před tím, než dopadne na zemský povrch.

Na podzim dochází k rychlému zkracování dní a po podzimní rovnodennosti, která nastává okolo 22. září, začíná na severním pólu polární noc. Denní teploty rychle klesají, a ačkoliv v nižších zeměpisných šířkách ještě několik hodin denního světla je, paprsky jsou novým sněhem z velké části odraženy. K nejmenší insolaci celé oblasti Arktidy pak dochází při zimním slunovratu 21. prosince, kdy se polární noc vyskytuje až na hranici polárního kruhu, a tudíž má celá oblast Arktidy nulovou insolaci. Roční trend průměrné denní insolace na horní hranici atmosféry, lze vidět na obrázku 20.

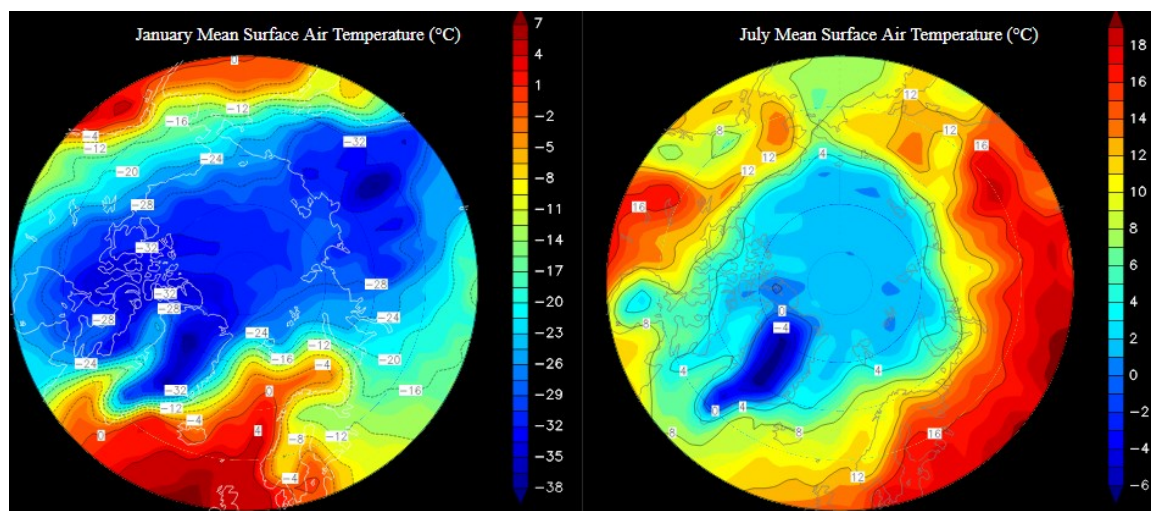


Obrázek 20: Hodnoty průměrné denní insolace na horní hranici atmosféry [W/m^2] v průběhu roku s vyznačenou linií severního polárního kruhu (UCL 2008).

5.3 Vlastní klima Arktidy

5.3.1 Teplota vzduchu

Denní průměrné hodnoty teploty vzduchu jsou výrazně ovlivněny zeměpisnou šířkou, ročním obdobím a také přítomností či absencí pevniny. V nejchladnějším měsíci lednu nedopadají do oblasti takřka žádné sluneční paprsky a teplota je v téměř celé oblasti Arktidy hluboko pod bodem mrazu, s výjimkou okrajových oblastí, které jsou ovlivněny teplými mořskými proudy. Nižší teploty se vyskytují na pevnině, kde se běžně pohybují i pod -30 či -40 °C a občas klesnou i pod -60 °C. V oblasti mořského zámrazu je sice tepleji, ale i zde se teploty běžně pohybují pod -40 °C. Velmi častým fenoménem v Arktidě jsou i inverze, kdy teplota několik set metrů nad povrchem země může být podstatně vyšší než při povrchu (Wang et al. 2020). Letní teploty v nejteplejším měsíci jsou v celé Arktidě, kromě centrální části Grónska a malé oblasti Severního ledového oceánu nad nulou, a maxima mohou často v okrajových částech Arktidy dosahovat i nad 20 °C. Bližší rozložení teplot v oblasti Arktidy v nejchladnějším a nejteplejším měsíci ukazuje obrázek 21. Teploty v současnosti tomuto dlouhodobému průměru už však zcela neodpovídají a jsou spíše vyšší (viz kapitola 5.4).

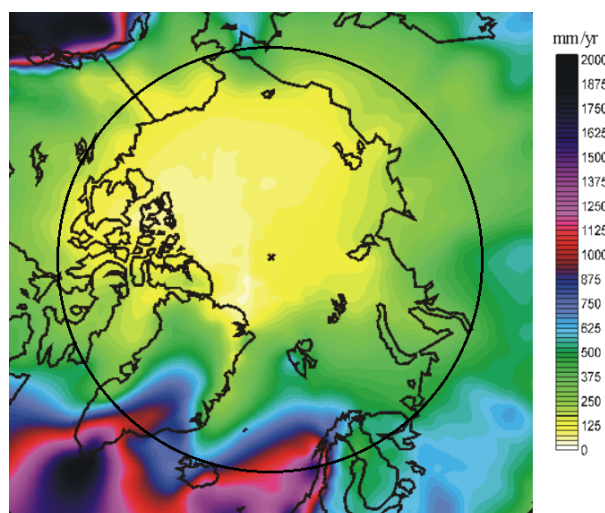


Obrázek 21: Průměrná teplota vzduchu v nejchladnějším a nejteplejším měsíci v Arktidě ve druhé polovině 20. století (NOAA 2021).

5.3.2 Srážky a sněhová pokrývka

Množství srážek v Arktidě, jejich rozložení a skupenství ovlivňuje celá řada faktorů. V první řadě je množství srážek ovlivňováno výparem z oceánu a celkovou relativní vlhkostí v oblasti.

Jelikož je Arktida chladná a velká část oceánu je po většinu roku pokryta mořským zámrzem, nepochází většina vlhkosti v oblasti přímo z Arktidy, ale je do oblasti transportována z jižnějších teplejších moří Atlantského a Tichého oceánu (Oshima & Yamazaki 2004). Celkově je Arktida z velké části spíše suchou oblastí, což lze vidět na obrázku 22. Nejvíce srážek se vyskytuje podél jihozápadního pobřeží Grónska, kde ročně spadne přes 1000 mm srážek (Rawlins et al. 2021). Naopak nejméně srážek spadne v oblasti severních kanadských ostrovů a severního pobřeží Grónska, kde je roční úhrn srážek pod 150 mm. Rozložení srážek v průběhu roku je značně nerovnoměrné. Nejméně srážek je na přelomu zimy a jara v únoru, březnu a dubnu a nejvíce naopak na přelomu léta a podzimu v měsících srpen, září a říjnu (Barrett et al. 2020). Po většinu části roku se vyskytují sněhové srážky, každopádně v letních měsících jsou časté i smíšené či dešťové srážky.



Obrázek 22: Průměrné množství ročních srážek [mm] v Arktidě ve 20. století (CFU 2021).

Vrstva sněhové pokrývky v Arktidě není až na výjimky příliš mocná. Větší akumulaci zabraňuje letní tání sněhu. Nejmenší vrstva sněhu je v centrální části Severního ledového oceánu, kde se často pohybuje pouze v řádech jednotek až desítek cm, naopak nejvíce sněhu je na návětrných stranách pobřeží a v jihovýchodním Grónsku (Shalina & Sandven 2018). Větší vrstvy sněhu se nacházejí také na víceletém ledu, kde maxima dosahují až 30 - 40 cm (Warren et al. 1999). Důležitým faktorem, který se podílí na rozmístění a transportu sněhu, je také vítr, který často čerstvý sníh unáší po mořském zámrzku na velké vzdálenosti a vytváří z nich naváté závěje, nebo jím vyplňuje různé trhliny v ledu (Bokhorst et al. 2016). Ačkoliv není vrstva sněhu ve většině Arktidy nikterak velká, sníh i přes to plní významnou roli v odražení slunečních paprsků a zároveň také izoluje rostliny a živočichy před chladným arktickým vzduchem.

5.3.3 Atmosférická cirkulace

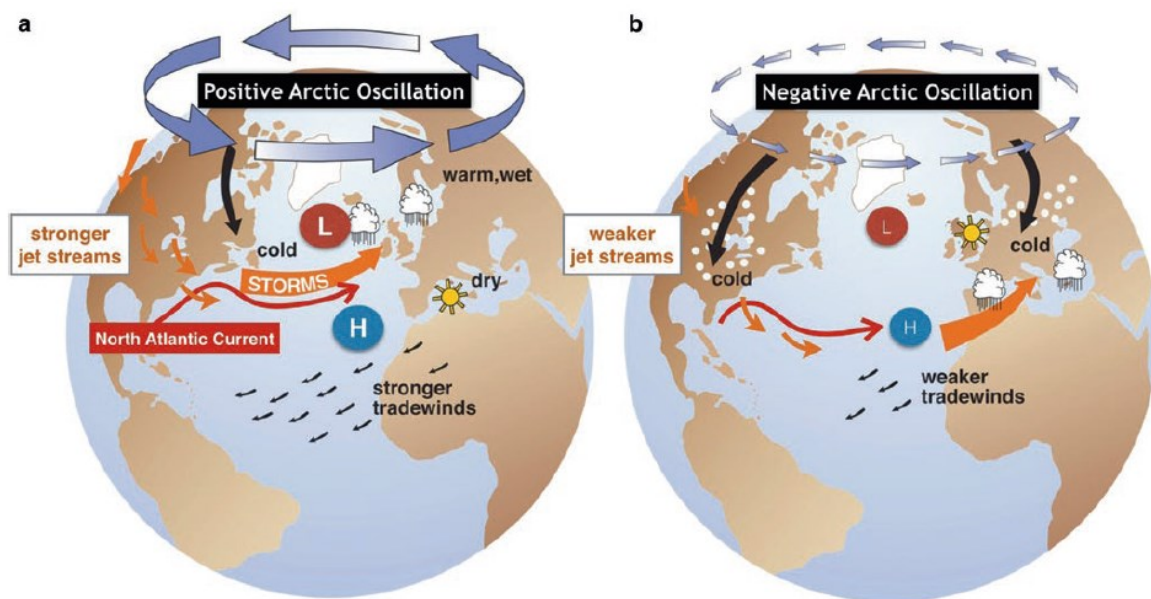
Dominantním faktorem atmosférické cirkulace v Arktidě je tzv. polární buňka. V polární buňce dochází k sestupnému pohybu vzduchu v oblasti severního pólu, který následně pokračuje přízemním prouděním do nižších zeměpisných šířek, kde se ohřívá a následně stoupá a proudí opět směrem k severnímu pólu (ČMS 2017). Toto cirkulární proudění je při zemi výrazně stáčeno východním směrem a výškové proudění západním směrem. Pokud je polární buňka stabilní, zůstává chladný vzduch v Arktidě. Při zeslabení cirkulace je do Arktidy přiváděno teplo z jižních šířek, které se podílí na vyrovnávání radiačního deficitu oblasti (Przybylak 2003).

V oblasti Arktidy se nachází několik významných permanentních a sezónních tlakových níží (cyklón) a tlakových výší (anticyklón). Tlakové níže se v Arktidě formují převážně v chladné části roku nad otevřeným oceánem, který je poměrně teplý v porovnání s chladným vzduchem (NSIDC 2021). Hlavní permanentní tlakovou níží v Arktidě je islandská tlaková níže, která se obvykle nachází mezi Islandem a jižním Grónskem. Významné jsou také dvě sezónní kontinentální tlakové výše: sibiřská, která se nachází nad východní Sibiří a severoamerická, která se rozprostírá nad velkou částí Severní Ameriky. I když se tyto tlakové výše nenachází přímo v Arktidě, mají významný vliv na atmosférickou cirkulaci v oblasti.

Po většinu roku v oblasti převažují tlakové výše, které jsou charakteristické menší oblačností a menším množstvím srážek. Nejvýznamnější tlakovou výší v rámci Arktidy, je sezónní beaufortova tlaková výše, která se nachází nad Beaufortovým mořem a vyskytuje se nejčastěji v zimním období. Beaufortova tlaková výše má významný vliv na Beaufortovu spirálu a její zeslabení způsobuje anomálie v cirkulaci mořských proudů v západní části Severního ledového oceánu (Moore et al. 2018). Opomenout se nesmí ani na vliv permanentní Aleutské tlakové níže nacházející se jižně od Aljašky. Ačkoliv se také nachází mimo Arktidu, ovlivňuje vzdušnou cirkulaci v oblasti Beringova moře, kde se vyskytuje sezonně mořský led.

Důležitým klimatickým jevem, který ovlivňuje klima Arktidy, jsou klimatické oscilace. Klimatické oscilace jsou periodické či neperiodické výkyvy tlakových center, které mají za následek výkyvy v cirkulaci atmosféry, jež často působí pomocí dálkových vazeb na klima ve vzdálených oblastech (ČMS 2017). Oscilace jsou charakteristické svým střídáním pozitivních, neutrálních a negativních fází. Nejvýznamnější oscilací v Arktidě, je arktická oscilace, která

představuje kontrast tlaku v Arktidě a subtropickému pásu. Při pozitivní fázi arktické oscilace se nad Arktidou vyskytuje nižší tlak vzduchu a ke zvýšení tlaku vzduchu naopak dochází nad severní částí Tichého a Atlantského oceánu. V Arktidě to způsobuje zintenzivnění stálých západních větrů. Naopak při záporné fázi se nad Arktidou nachází tlaková výše a v nižších zeměpisných šířkách tlaková níže. To způsobuje zeslabení cirkumpolárního větru, který pak proniká do nižších zeměpisných šířek. Při pozitivní fázi arktické oscilace se do Evropy a Severní Ameriky dostává vlhký teplý vzduch, a naopak při negativní fázi studený suchý vzduch ze severu, což lze vidět na obrázku 23. Arktická oscilace je silně vázána na severoatlantskou oscilaci (Dai & Tan 2017).



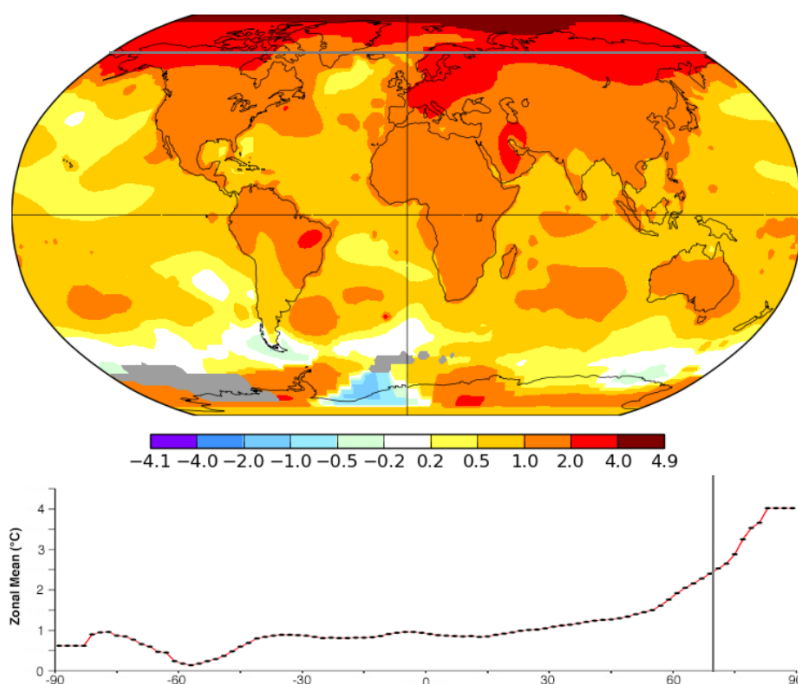
Obrázek 23: Pozitivní fáze arktické oscilace a její důsledky napravo a negativní fáze se svými důsledky nalevo (Campos & Horn 2018).

5.4 Současné a budoucí klimatické změny v Arktidě

Klima v Arktidě je vysoce citlivé vůči globálním změnám klimatu. V posledních desetiletích se teplota v Arktidě zvýšila dvojnásobně až trojnásobně v porovnání s globálním průměrem (Meredith et al. 2019). Na tomto navýšení mají výrazný podíl antropogenní činnosti skrze zvyšující se produkci skleníkových plynů, kvůli kterým se i nadále dá očekávat intenzivní oteplování Arktidy (Najafí et al. 2015). Změna klimatu v Arktidě ovlivňuje mořský zámraz, ledovce, sněhovou pokrývku, biotu, místní obyvatele a svým způsobem celou planetu.

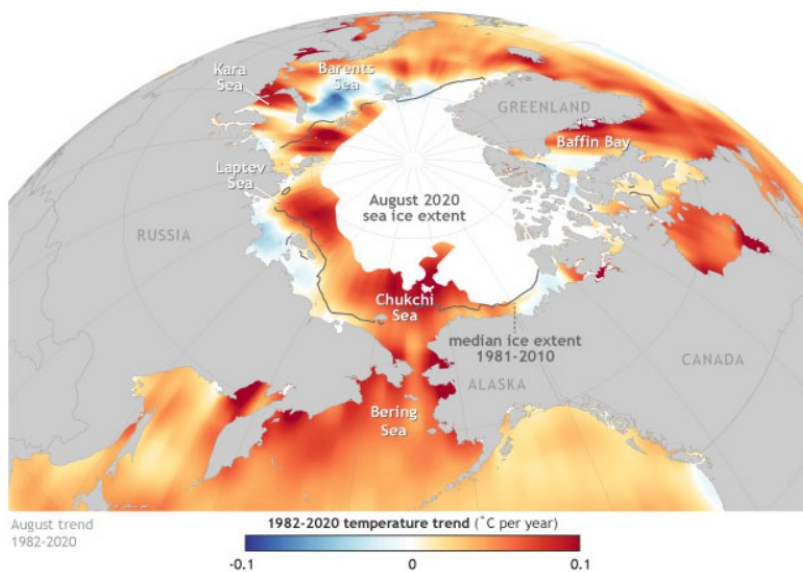
Na obrázku 24 lze vidět změny v průměrné povrchové teplotě vzduchu na povrchu Země za zhruba posledních 60 let. Z obrázku je jasně patrné, že se Arktida otepluje mnohem rychleji než zbytek světa, kdy od začátku průmyslové revoluce, která se uskutečnila koncem 18. století, vzrostla globální teplota vzduchu o zhruba 1 °C, ale v Arktidě i o více než 4 °C (NSIDC 2021). Tomuto fenoménu se říká arktická amplifikace a dochází díky ní k vyrovnávání rozdílů teplot mezi oblastmi rovníku a pólu.

K rychlému oteplování v Arktidě výrazně přispívají klimatické pozitivní zpětné vazby. Příkladem pozitivní zpětné vazby je přítomnost mořského ledu a jeho vztahu k albedu. V místech, kde mořský led chybí vlivem oteplování, je albedo nižší, což nadále zvyšuje průměrnou teplotu, a tím tak přispívá k rychlejšímu tání (O'Donnell et al. 2021). Ne všechny klimatické změny však nutně vedou k dalšímu oteplování, například zvýšení srážek může Arktidu částečně ochlazovat, a to tím, že se zvýší albedo pomocí větší sněhové pokrývky, popřípadě se sníží salinita z důvodu vyššího přísunu srážek do oceánu, což vede k vyšší teplotě nutné pro vznik mořského zámrazu a vyšším zámrazem opět přispívá k vyššímu albedu (Bintanja et al. 2018).



Obrázek 24: Geografické rozložení trendu průměrné přízemní teploty vzduchu mezi lety 1960–2019 na povrchu Země a rovnoběžkového rozložení se zvýrazněním vymezení Arktidy polárním kruhem (NSIDC 2021).

Spolu se zvyšující se teplotou vzduchu dochází i ke zvyšování teploty mořské vody, což lze vidět na obrázku 25. Mořská voda v oblasti mořského zámru si sice uchovává nízkou teplotu, ale v oblastech, kde v posledních desetiletích mořský zámrz v letních měsících chybí, dochází k jejímu oteplování, které je v některých oblastech až o 1 °C za dekádu (Liberto 2020). Tento trend je nejvýraznější v letních měsících a lze vidět na příkladu změn teplot vody v měsíci srpnu mezi lety 1982–2020.



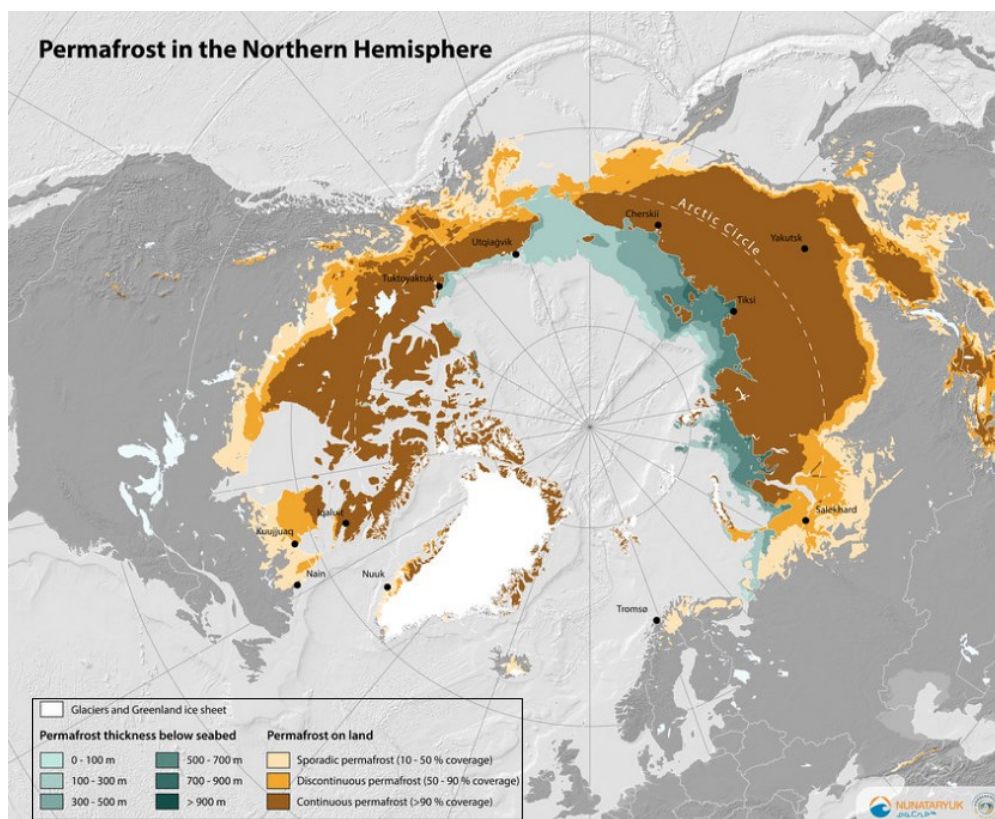
Obrázek 25: Trend teploty mořské vody v Arktidě v měsíci srpnu mezi lety 1982–2020 (Liberto 2020).

Otevřenější oceán s menší plochou mořského zámru a vyšší teplota mořské vody vede k vyššímu výparu (Budikova 2009). Klimatické změny také ovlivňují množství a skupenství srážek. Menší plocha zámru Severního ledového oceánu, způsobila navýšení sněhových srážek v Arktidě, především v zimních měsících (Liu et al. 2012). Předpokládá se, že v průběhu 21. století dojde ke zvýšení srážek v Arktidě o 50- 60 %, a také výrazně naroste podíl dešťových srážek vůči sněhovým (Bintanja 2018). K největšímu nárůstu bude docházet v oblastech Severního ledového oceánu, kde bude mořský zámrz po menší část roku, než je tomu v současnosti, nebo bude zcela chybět.

Oteplování Arktidy má zásadní vliv i na mořské proudy v oblasti. Jeden z hlavních proudů Beaufortova spirála je díky oteplování ovlivněn několika faktory. Vyšší teploty způsobují vyšší tání a do Beaufortovy spirály se tak dostává více sladké vody z řek ústících do Severního ledového oceánu (Armitage et al. 2020). Změny v rychlosti proudění a navýšení přítoku sladké

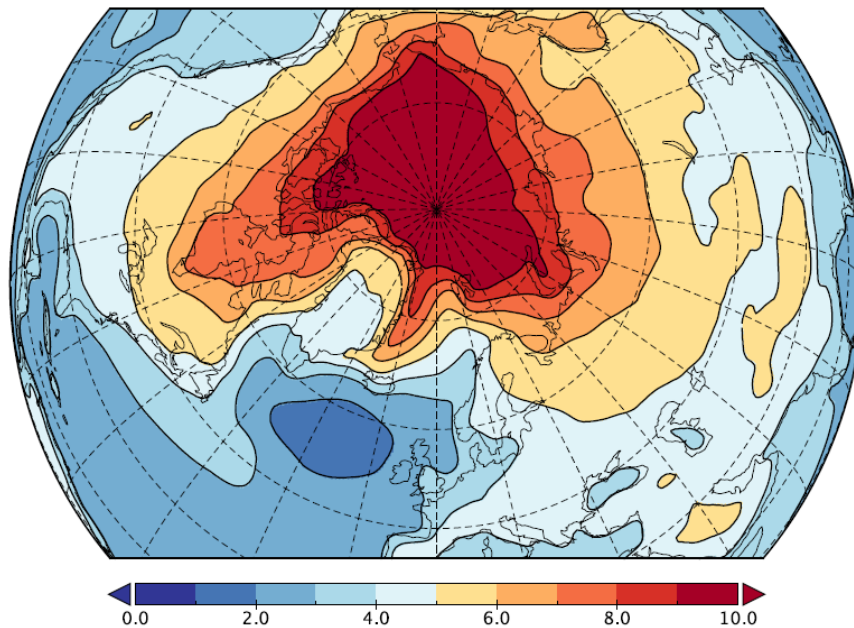
vody pak mohou v budoucnu způsobit řetězovou reakci, díky níž budou ovlivněny i proudy v Atlantském oceánu, a tím i klima mimo Arktidu. Autoři dále zmiňují, že díky menšímu rozsahu mořského zámru je tento proud více ovlivněn větrem.

Klimatické oteplování také ovlivňuje permafrost. Permafrost vlivem oteplování oblasti zmenšuje svoji plochu a výrazně taje. Z hlediska klimatu je důležitý tím, že zadržuje obrovské množství metanu a dalších skleníkových plynů, které díky zvyšující se teplotě unikají do atmosféry a přispívají k dalšímu oteplování. Permafrostem je pokryta nejen téměř celá pevninská část Arktidy, ale také velká část kontinentálních šelfů Severního ledového oceánu a jeho celkový rozsah v Arktidě lze vidět na obrázku 26. Riziko tání a s ním spojené uvolňování skleníkových plynů z pevninského permafrostu je známé již dlouho, ale až v poslední době se více poukazuje i na permafrost nacházející se pod mořskou hladinou. Nedávný výzkum upozorňuje na velké riziko roztání permafrostu nacházejícího se v kontinentálním šelfu, který zadržuje až 60 miliard tun metanu a 560 miliard tun ostatních sloučenin organického uhlíku, mezi nimiž je například oxid uhličitý (Sayedi et al. 2020).



Obrázek 26: Výskyt pevninského permafrostu s rozdělením na sporadický, nesouvislý a souvislý, společně s podmořským šelfovým permafrostem a jeho rozdělení podle mocnosti (GA 2020).

Současný trend rychlého oteplování Arktidy bude pokračovat i nadále, a je velká pravděpodobnost, že dojde i k jeho zrychlení a teploty v Arktidě budou o 10 °C vyšší než před začátkem průmyslové revoluce (Bintanja et al. 2018). Model budoucího vývoje teplot vzduchu v Arktidě lze vidět na obrázku 27. Různé modely ukazují, že trend oteplování by pokračoval i v případě, kdyby lidstvo snížilo emise skleníkových plynů na minimum, a trvalo by stále několik desetiletí, než by se současné trendy začaly zpomalovat a není vůbec jisté, zda by se zastavily (NSIDC 2021).



Obrázek 27: Model zobrazující změnu průměrných povrchových teplot vzduchu mezi současností a koncem 21. století (Bintanja et al. 2018).

6 Proběhlé změny mořského zalednění

Názory na dobu vzniku současného zalednění Severního ledového oceánu se liší. Přímé záznamy o pozorování existují pouze za několik posledních století. Pro sledování staršího rozsahu zalednění, v řádech tisíců až milionů let, se využívá paleoklimatologie a různých proxy dat, což jsou nepřímé údaje, které umožňují rekonstruovat klimatické podmínky v minulosti.

Rozsah zalednění, či vůbec jeho přítomnost, ovlivňovalo v minulosti z dlouhodobého hlediska mnoho přírodních faktorů, které se v čase různým tempem vyvíjely. Například pohyb kontinentů řízený deskovou tektonikou je sice pomalý proces, ale z dlouhodobého hlediska se jedná o zásadní faktor, který ovlivňuje globální rozložení moří a kontinentů na Zemi, a tím zásadně ovlivňuje klima (Johannessen et al. 2020).

6.1 Paleoklimatický rozsah zámrazu

6.1.1 Data

Jedním z hlavních proxy dat jsou sedimenty na mořském dně, z oblastí, které jsou nebo byly pokryty mořským ledem. Mořský led tyto sedimenty přímo či nepřímo ovlivňuje skrz fyzické, chemické a biologické procesy. Sedimentární jádra jsou odebírána nejčastěji z hlubokých centrálních částí Severního ledového oceánu, protože tato oblast nebyla ovlivněna změnou výšky mořské hladiny a pobřežní erozí. Nejpřímější proxy pro přítomnost mořského ledu jsou malé částičky sedimentů o velikosti několika μm (Polyak et al. 2010).

Dalším často používaným proxy, které může indikovat přítomnost mořského zalednění jsou schránky drobných organismů v sedimentech, například dírkonošců či rozsivek. Některé druhy planktonu žijí přímo v mořském ledu či na jeho povrchu (Cronin et al. 1995). Zdroje o sedimentech se dají získávat i z pobřežních oblastí a pláží. Tyto sedimenty však mohou být narušeny změnou mořské hladiny nebo erozí. Většinou však vykazují data pouze pro krátký časový úsek. Indikátorem absence paleoklimatického zalednění mohou být zbytky z naplavených dřevin na pobřeží, které indikují teplejší období bez mořského zalednění (Polyak et al. 2010).

Indikátorů, podle kterých se dá sledovat historický vývoj mořského zalednění, je mnohem více. Za zmínku stojí dále kosterní pozůstatky nebo pozůstatky rostlin (především v pobřežních oblastech). Důležitým proxy jsou také ledovcová jádra, které vypovídají o teplotě pro dané časové období, čímž se dá také určit pravděpodobný rozsah mořského zámru. Často se jednotlivá proxy data kombinují a používá se jich více najednou.

6.1.2 Třetihorní rozsah

Různá proxy data z metod zmíněných výše pokrývají oblast Severního ledového oceánu za celé Kenozoikum (posledních cca 66 milionů let). Hned začátek tohoto období se vyznačoval vysokými teplotami a je také nazýván Paleocenním-eocenním teplotním maximem. Teploty se v oblasti Severního ledového oceánu pohybovaly vysoko nad nulou a oceán byl bez mořského zalednění. Důkazem tohoto teplotního maxima je například vysoký podíl organického uhlíku v usazeninách z dané vrstvy, což svědčí o rozmanitosti života v arktických vodách.

Přibližně před 49 miliony lety se začala oblast ochlazovat. Vzorky z vrstvy jádra o stáří 47 milionů let už ukazují přítomnost sedimentů, které pochází ze zamrzlého mořského ledu (Moran et al. 2006). V této době probíhaly výrazné pohyby litosférických desek, například oddělení Antarktidy. V následujících milionech let se klima v oblasti Severního ledového oceánu nadále ochlazovalo, což vedlo k vytvoření velkých ledovcových příkrovů v polárních oblastech. Někdy mezi 38-30 miliony let došlo k zalednění Grónska (Eldrett et al. 2007).

Teplota v oblasti nadále pozvolně klesala, a dá se tak předpokládat, že byl Severní ledový oceán před 14 miliony let pokrytý ledem po celý rok. Postupně docházelo také k rozevírání Atlantického oceánu a k cirkulaci hlubokomořské vody mezi Atlantským a Severním ledovým oceánem. Tato cirkulace se značně přibližovala současnému proudění. V následujících milionech letech docházelo k občasnému zmenšování a zvětšování rozsahu mořského zalednění. Stabilnější a větší rozsah mořského zalednění přišel až před 3 miliony let, kdy se začaly formovat velké ledovcové štíty (Polyak et al. 2010).

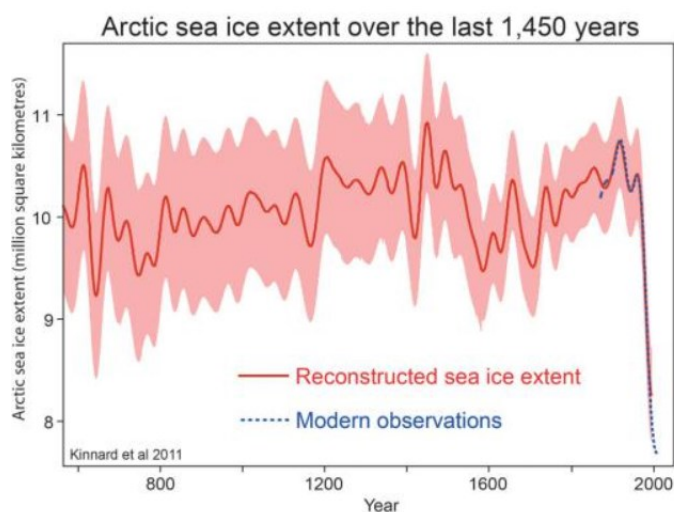
6.1.3 Čtvrtohorní rozsah

Období čtvrtohor, které je vymezeno posledními 2,6 miliony let, se dá charakterizovat jako období celkově chladnější. Toto období je charakteristické výkyvy teplot, které byly spojeny s dobami ledovými a meziledovými. Ledovce v dobách ledových zasahovaly značně na jih,

často až k 40 ° s. š. a v dobách meziledových značná část roztávala, což způsobovalo změny v úrovni mořské hladiny až o 120 metrů (Johannessen et al. 2020). V období interglaciálů se teploty blížily teplotám dnes, a dá se tak předpokládat, že se rozsah mořského zámruzu oproti dobám ledovým značně zmenšoval (Mcbean et al. 2005). Poslední doba ledová začala před 107 tisíci lety a svého maxima dosahovala v období před 24-21 tisíci lety a skončila před zhruba 10-11 tisíci lety.

V období holocénu čili zhruba posledních 10-11 tisících letech, se Země nachází v době meziledové a teploty jsou tedy oproti dobám ledovým značně vyšší. Z proxy dat z této doby lze vyčíst, že po celou dobu měl Severní ledový oceán alespoň malý mořský zámruz po celé sledované období (Seidenkrantz et al. 2016). Autoři každopádně uvádějí, že při klimatickém optimu, které nastalo zhruba před 6 tisíci lety, byl mořský zámruz v letních měsících výrazně redukován a v některých okrajových mořích chyběl úplně.

V posledních tisících letech byl rozsah mořského zámruzu poměrně stabilní a pohyboval se okolo 10 mil. km² v letních měsících (Kinnard et al. 2011). Autoři znázornili rozsah mořského zámruzu za období posledních 1450 let v grafu, který je zobrazen na obrázku 28. Lze z něj vidět, že i přes nejistotu rozsahu letního zámruzu posledních 1450 let, lze s jistotou říct, že i dolní hodnoty v 95 % spolehlivostním intervalu, jež jsou zobrazené červeně, ukazují rozsah zámruzu větší než v současnosti. Patrný je také výrazný pokles rozsahu letního mořského zámruzu v posledních dekádách 20. století.



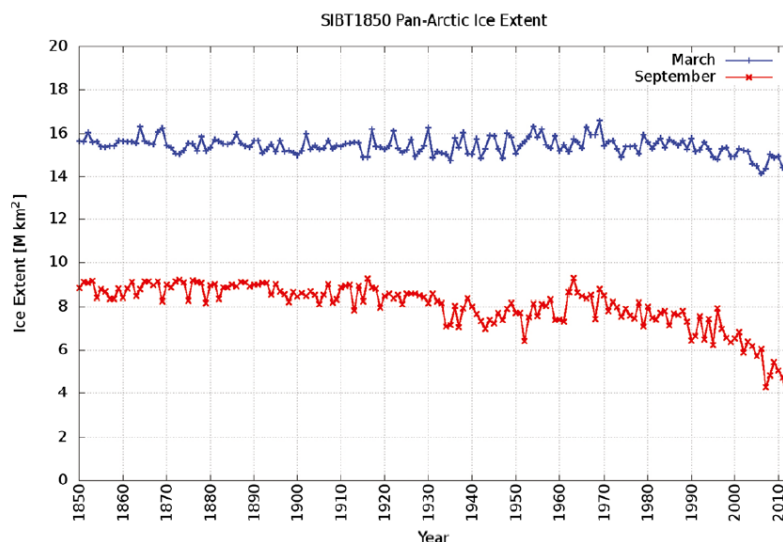
Obrázek 28: Vývoj letního mořského zámruzu v Arktidě za posledních 1450 let (Kinnard et al. 2011).

6.2 Měření a pozorování před družicovým měřením

S postupným rozvojem lidstva v poledních tisíciletích a především stoletích, se k datům z různých proxy metod přidaly i různé záznamy a pozorování lidmi. Jedni z prvních, kdo začali sledovat množství mořského ledu u pobřeží, byli Vikingové na Islandu již v 9. století našeho letopočtu (NSIDC 2021). Trvalo však dalších několik set let, než byl zaznamenáván mořský zámrz kolem ostrova pravidelně. Od poloviny 18. století máme také data z oblasti Hudsonova zálivu, kde je Britové monitorovali kvůli lepšímu plánování tras námořní dopravy. Přibližně o 100 let později se začala zaznamenávat také data z pobřeží dnešního Ruska. Tyto prvopočátky záznamů nebyly pravidelné a nepokrývaly zdaleka celou oblast kolem Severního ledového oceánu. Zdrojů dat postupně přibývalo a pravidelnost měření se zvyšovala. K pozorováním z pevniny či velrybářským lodím se s rozvojem technologií přidávala data z letadel či vzducholodí.

Pro lepší přehled o rozsahu mořského zalednění v Arktidě se data v posledních letech slučují dohromady a digitalizují. Jedna z takových databází, SIBT1850, se snaží znázornit rozsah a koncentraci mořského zalednění v Arktidě mezi lety 1850-2015. Jedná se o rozsáhlou sbírku dat z měření různých států, ať už z pozemního měření nebo například z lodní dopravy. Databáze byla vytvořena nanesením dat na oblast a následně byla oblast rozčleněna na pixely o velikosti $\frac{1}{4}$ stupně (Walsh et al. 2017). Pro každý pixel byla vypočítána koncentrace zalednění. U pixelů, pro které data chyběla, byly hodnoty dopočítány podle pravděpodobného výskytu ledu podle okolních dat a dat z předchozích měsíců. Výsledný graf, který zobrazuje plochu mořského zámru v Arktidě v letech 1850-2013, lze vidět na obrázku 29. Z grafu lze vyčíst, že k poklesu docházelo až v druhé polovině 20. a na počátku 21. století, a to především v hodnotách letního minima.

Databází, zaznamenávajících rozsah mořského zalednění, je však více. Za zmínku stojí například norská ACSIS databáze, která obsahuje záznamy od poloviny 16 století. Existují i další regionální databáze ze Skandinávie, Ruska či Kanady.



Obrázek 29: Rozsah maximálního a minimálního zámrazu mořského ledu v Arktidě v letech 1850-2013 (Walsh et al. 2017).

6.3 Družicová měření

S rozvojem technologií koncem 20. století začaly vznikat zcela nové metody měření mořského zámrazu a jeho parametrů. O změnách mořského ledu za posledních zhruba 40 let tedy máme mnohem více dat, která jsou podstatně přesnější a zaslouží si proto větší pozornost.

6.3.1 Metody výzkumu

Největší pokrok ve sledování mořského zámrazu přineslo využívání družic. První družice, která poskytovala alespoň základní data o mořském zámrazu, pochází z roku 1972 a data zaznamenávala pomocí elektronického skenovacího mikrovlnného radiometru. Opravdový kontinuální družicový záznam o mořského zámrazu v Arktidě však existuje až od roku 1979 (EO 2016). Data nepochází z jedné družice, nýbrž z několika různých, které zaznamenávaly data v různých časových úsecích, jež se vzájemně překrývají a jejich spojením vzniká souvislý záznam za posledních 40 let. Družicová měření mořského zámrazu fungují na principu zachycování mikrovlnného záření, které je vyzařované z povrchu Země. Od zmíněného roku 1979 do současnosti, jsou data z různých družic spojována, a vytváří tak ucelenou řadu vývoje mořského zámrazu. Senzory v družicových zařízeních dokážou rozpoznat oblasti s mořským zámrazem a oceán bez mořského zámrazu za pomoci rozdílných fyzikálních vlastností odraženého záření. Po změření záření se oblast rozdělí na jednotlivé pixely, ve kterých se díky naměřeným hodnotám dopočítává finální hodnota pixelu, která určuje, zda se v daném pixelu nachází mořský zámraz nebo volný oceán. Družice často také nesou radar, jehož paprsky

dokážou projít oblačností. Radary jsou schopné rozlišovat staří mořského ledu a jsou vhodné pro sledování mořského driftu (MO 2015). První družice snímaly s velikostí pixelů 25 x 25 km. Dnešní družice jsou však mnohem přesnější a pracují s pixely o velikostech spíše v jednotkách kilometrů či stovkách metrů. Z družic pak data putují do pozemních laboratoří, kde jsou dále upravována a podrobena dalšímu výzkumu.

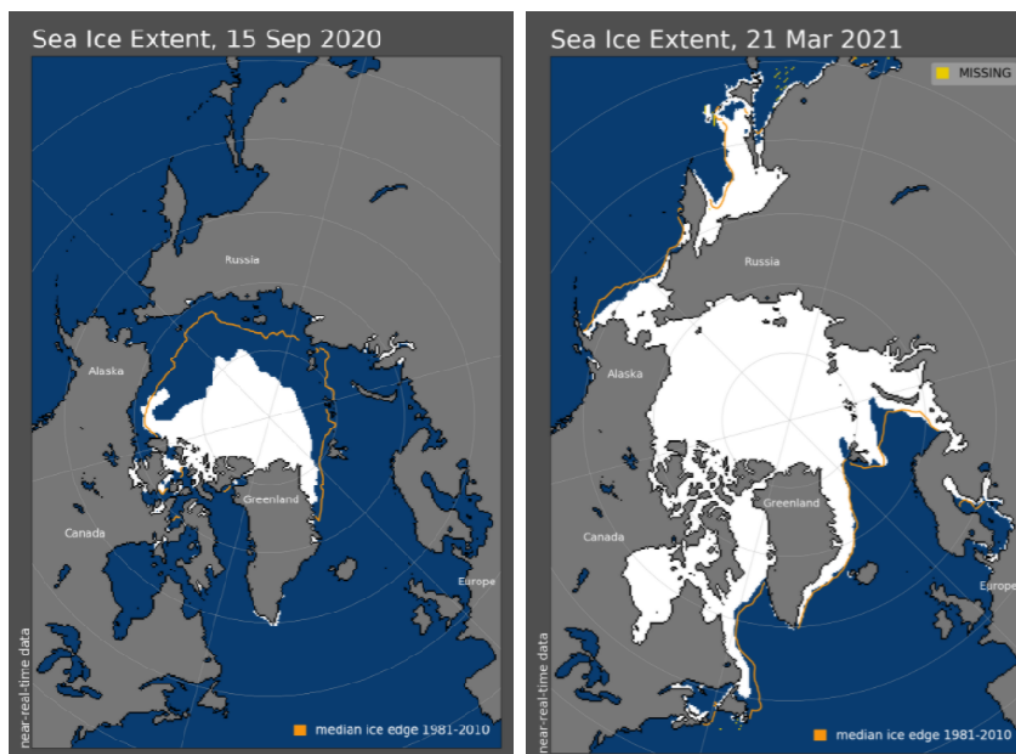
Družice však nejsou ani v 21. století jedinou metodou výzkumu arktického mořského zámru. Již více než 60 let se na měření mořského zámru používají ponorky se sonarem, který měří tloušťku mořského ledu. Některé sonary mohou být také ponořeny na mořské dno a odsud zaznamenávat parametry mořského zámru po delší dobu. Oblíbeným prostředkem pro sledování mořského ledu jsou také různá letadla, a v poslední době také drony, které mají oproti družicím výhodu mnohem většího rozlišení a za pomoci elektromagnetické indukce mohou měřit tloušťku mořského zámru (MO 2015). Hlavní nevýhoda letadel a dronů je v malé ploše, kterou jsou schopny pokrýt. Poměrně logisticky náročnou a drahou metodou na sledování parametrů mořského ledu mohou být také mořské bóje, které se zavádí do ker víceletého ledu a pomocí senzorů měří například tání mořského ledu nebo míru jeho driftu. Výzkum je také prováděn z dat, která přináší ledoborce a další lodě, jež proplouvají oblastí s mořským zámrem. Poslední metodou výzkumu je samotná lidská přítomnost na mořském ledu. Vědci stále občas provádí na mořském zámru ruční měření, a dokonce zde někdy vytváří výzkumné tábory a zůstávají po delší dobu.

6.3.2 Základní stav

Určit základní stav mořského zámru v Arktidě je poměrně obtížné, jelikož se rozsah zamrzlé plochy neustále mění. V jedné části Arktidy může být například chladno a mořský zámraz je nadprůměrný a v jiné naopak tepleji než obvykle a ledová plocha zde bude podprůměrná. Ani zimní maxima a minima nejsou každý rok stejná.

Jedna z možností porovnávání rozsahu mořského zámru mezi jednotlivými lety je srovnání zkoumaného zámru s často používaným průměrem zámru pro stejné období mezi lety 1981–2010, které činí 6,41 mil. km² pro letní minimální zámraz a 15,64 mil. km² pro zimní maximální zámraz (NSIDC 2021). Tento průměr, který je označen oranžovou čarou společně s minimem v roce 2020 a maximem v roce 2021, lze vidět na obrázku 30. Minimální rozsah nastává na

přelomu léta a podzimu v září a maximální rozsah nastává obvykle v březnu, ale může se občas stát, že k němu dojde už koncem února, nebo až začátkem dubna.



Obrázek 30: Průměrný rozsah mořského zámru pro dané období mezi lety 1981-2010 znázorněný oranžovou linií, spolu s minimálním rozsahem zámru 3,72 mil. km² v roce 2020 a maximálním rozsahem zámru 14,77 mil. km² v roce 2021 (NSIDC 2021).

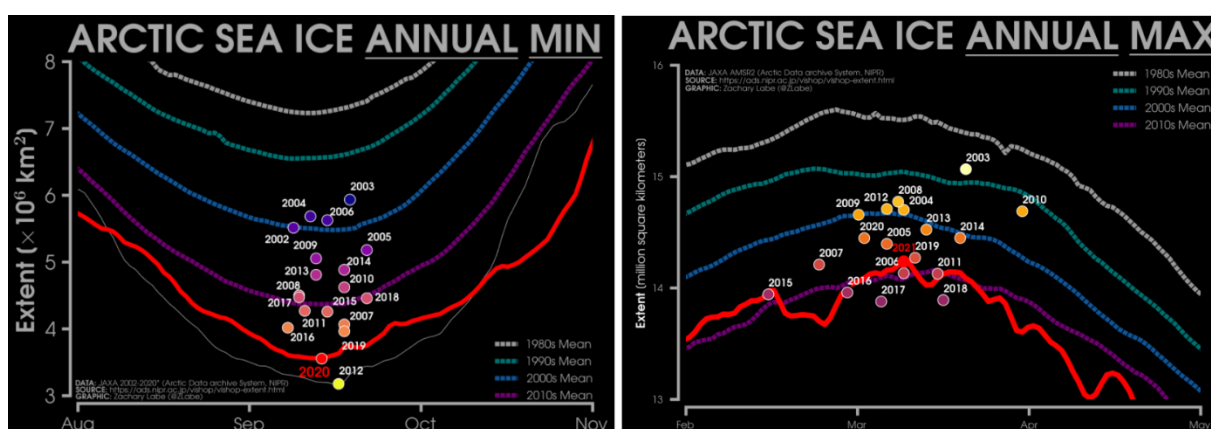
6.3.3 Sledované parametry

6.3.3.1 Rozsah a koncentrace

Mořský led většinou nepřechází do otevřeného oceánu v podobě výrazné hrany, ale spíše pozvolna. Proto je třeba ještě před samotným popisem změn v rozsahu mořského zámru nadefinovat pojem koncentrace mořského ledu. Koncentrace mořského ledu vyjadřuje poměr zastoupení ledu vůči otevřenému oceánu v určité oblasti a měří se buď v procentech od 0 do 100, nebo v desetínách, kde 0/10 znamená otevřený oceán a 10/10 představuje souvislý ledový zámru (WMO 2014). Právě koncentrace mořského ledu se nejčastěji považuje za ukazatel, podle kterého se stanovují hranice mořského zámru. Koncentrace se měří za pomoci družic, které zaznamenávají koncentraci ledu v Arktidě pro jednotlivé pixely a podle hranice, která je

určena na koncentraci 15 % se pak oblasti s vyšší koncentrací považují za mořský zámrz a nižší naopak za již otevřený oceán bez souvislé ledové pokrývky (NSIDC 2021).

Rozsah mořského zámru za posledních 40 let výrazně klesá, a to ve všech měsících roce s nejvyšší intenzitou v měsíci září, kde je zaznamenán průměrný pokles rozsahu o 12,8 % za dekádu (Meredith et al. 2019). Naopak nejmenší pokles je v měsíci březnu a to o 2,7 % za dekádu (Perovich et al. 2019). Vývoj rozsahu mořského zámru v Arktidě za posledních 40 let lze vidět na obrázku 31. Z obrázku lze jasně vidět klesající trend, který je mnohem výraznější v letních měsících.



Obrázek 31: Vývoj rozsahu plochy mořského zámru při letním minimu napravo a zimním maximu nalevo se zanesenými minimy a maximy za poslední roky (Labe 2021). Červeně je dále na obrázku znázorněna linie zachycující vývoj mořského zámru při minimu 2020 a maximu 2021.

Z regionálního hlediska, dochází k největšímu poklesu plochy mořského zámru v letních měsících ve Východosibiřském moři (Onarheim et al. 2018). Další významné poklesy pak byly zaznamenány v Beaufortově moři, Čukotském moři, moři Laptěvů a Karském moři. V zimních měsících byl pak největší pokles zaznamenán v Barentsovém moři. Souhrnně tedy lze říct, že větší či menší sezonní poklesy zaznamenaly takřka všechna okrajová moře a jedinou oblastí, která je v současnosti stále po celý rok zcela pokryta mořským ledem tak zůstává centrální část Severního ledového oceánu. Celkový vývoj rozsahu maximálních a minimálních ploch zámru za dobu družicových měření ukazuje tabulka 3.

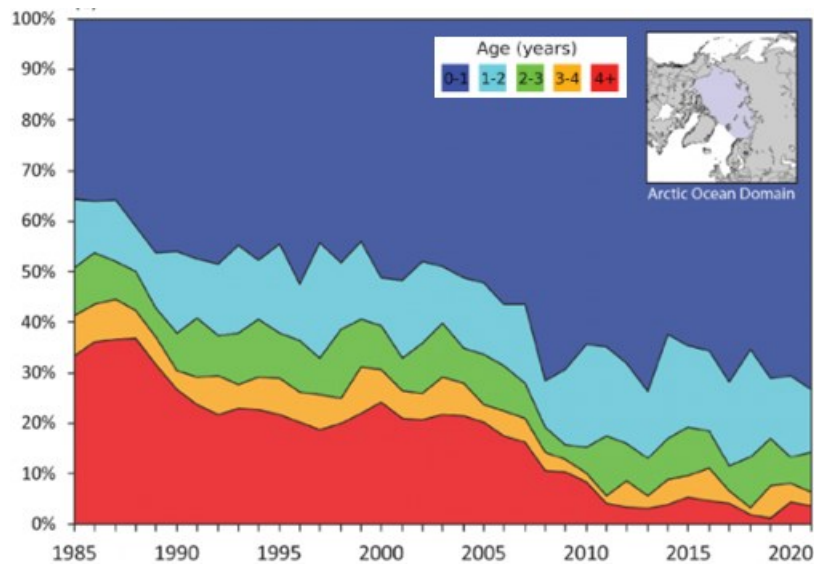
Tabulka 3: Minimální a maximální rozsah plochy mořského zámruzu mezi lety 1979-2021 v mil km² spolu s jejich pořadí, ve kterém je zvýrazněno pět nejmenších letních a zimních rozsahů (vlastní zpracování, na základě dat z NSIDC 2021).

rok	min-rozsah (letní)	žebříček	max-rozsah (zimní)	žebříček	rok	min-rozsah (letní)	žebříček	max-rozsah (zimní)	žebříček
1979	6,90	33	16,64	1	2000	5,94	20	15,50	23
1980	7,53	42	16,30	5	2001	6,57	29	15,74	16
1981	6,90	34	15,80	13	2002	5,63	16	15,62	21
1982	7,16	40	16,33	3	2003	5,97	21	15,63	19
1983	7,20	41	16,41	2	2004	5,77	19	15,30	29
1984	6,40	27	15,81	12	2005	5,31	15	14,99	34
1985	6,49	28	16,16	8	2006	5,75	18	14,78	36
1986	7,12	37	16,16	9	2007	4,15	4	14,84	35
1987	6,89	32	16,29	6	2008	4,55	8	15,35	26
1988	7,05	36	16,31	4	2009	5,05	14	15,20	31
1989	6,89	31	15,77	15	2010	4,59	10	15,35	27
1990	6,01	22	16,25	7	2011	4,33	6	14,70	39
1991	6,26	25	15,65	18	2012	3,34	1	15,31	28
1992	7,16	39	15,58	22	2013	5,04	13	15,20	30
1993	6,16	24	16,05	11	2014	4,99	12	15,01	33
1994	6,93	35	15,77	14	2015	4,39	7	14,55	41
1995	6,01	23	15,38	25	2016	4,14	3	14,57	40
1996	7,15	38	15,48	24	2017	4,64	11	14,45	43
1997	6,60	30	15,68	17	2018	4,55	9	14,50	42
1998	6,29	26	16,07	10	2019	4,19	5	14,78	37
1999	5,68	17	15,63	20	2020	3,74	2	15,05	32
2000	5,94	20	15,50	23	2021			14,77	38

Za takto dramatický pokles v ploše mořského zámruzu za poslední desetiletí, může s pravděpodobností, která se blíží jistotě, globální oteplování zapříčiněné antropogenní činností (Meredith et al. 2019) Vliv na pokles plochy mořského zámruzu mají i změny v atmosférickém proudění, albedu, mořských proudech a mnohé další, které jsou více rozebrány v kapitole 2.2.4.

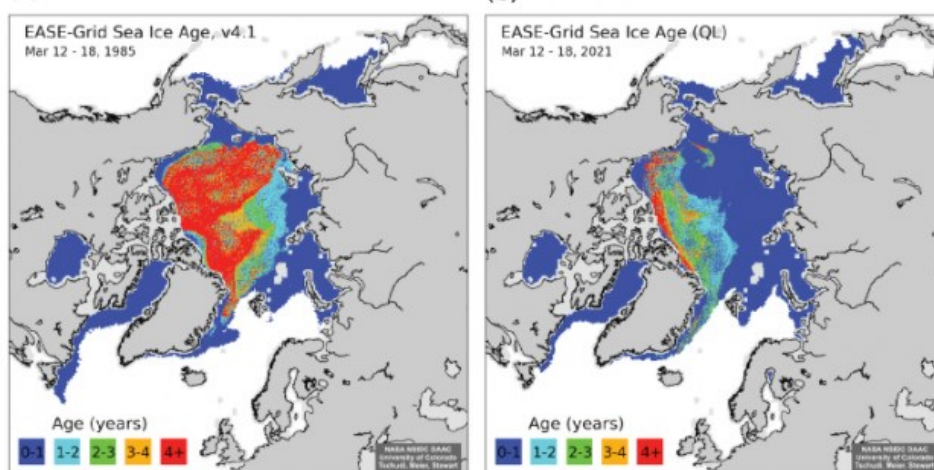
6.3.3.2 Stáří

Jak již bylo rozebráno v kapitole 3.2, mořský zámruz není všude stejně starý, nýbrž ho tvoří oblasti různě starého ledu, které mají různou strukturu, tloušťku a další vlastnosti. Za poslední čtyři dekády proběhly pravděpodobně největší změny v poměru zastoupení jednotlivých kategorií stáří a výskytu víceletého ledu. Mořský zámruz se za poslední dekády let výrazně omladil a zatímco ještě v roce 1979 tvořil led starší čtyřech let 30 %, dnes tento led tvoří pouze 2 % mořského zámruzu a skoro vymizel (Stroeve & Notz 2018). Ztráty z hlediska plochy zámruzu víceletého ledu jsou obrovské. Jen mezi lety 2002 a 2017 došlo k poklesu plochy víceletého ledu o více, než 2×10^6 mil km², což značí pokles o 50 % (Kwok 2018). Za stejné období také narostl podíl jednoletého ledu z 40 % na téměř 70 %. Tato změna společně s dalším zastoupením výskytu ostatních kategorií podle stáří je vidět na obrázku 32.



Obrázek 32: Vývoj zastoupení jednotlivých kategorií mořského ledu podle stáří mezi lety 1985 až 2021 (NSIDC 2021).

Z pohledu prostorového rozložení, došlo k největšímu poklesu zastoupení víceletého ledu v centrální části Severního ledového oceánu a okrajových moří ležících při Euroasijském kontinentu (NSIDC 2021). Tento pokles lze vidět na obrázku 33, který porovnává prostorové rozložení různých kategorií stáří ledu při maximálním rozsahu zámrazu v letech 1985 a 2021. Nejvíce víceletého ledu zůstává v přibřežní oblasti kanadských ostrovů a severního Grónska.



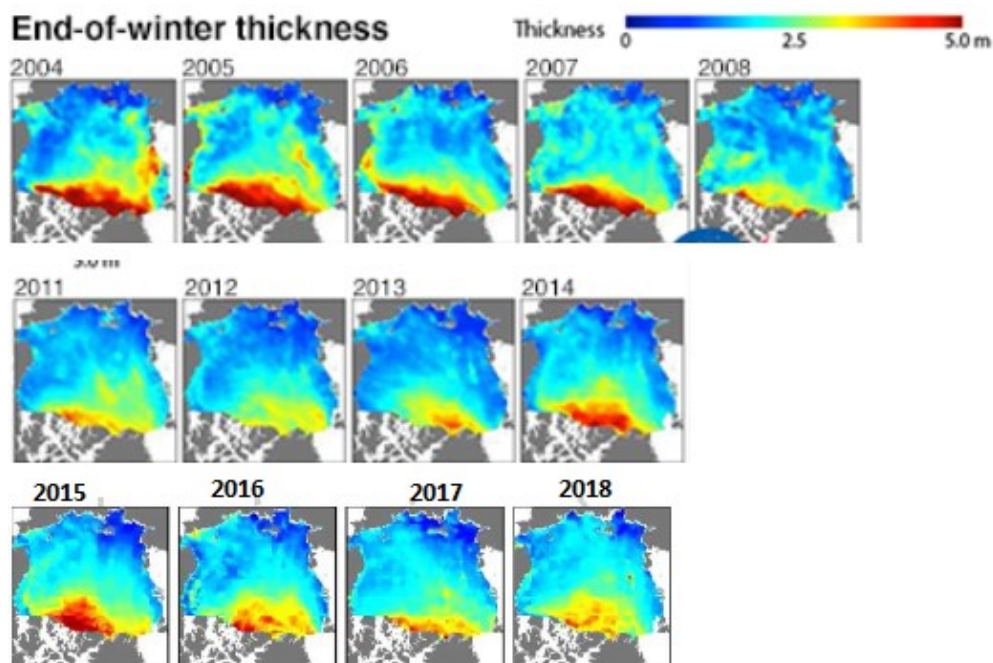
Obrázek 33: Porovnání prostorového rozmístění a podílu jednotlivých kategorií ledu podle stáří (NSIDC 2021).

Příčin, proč dochází v posledních desetiletích k výraznému poklesu stáří mořského ledu je více. Hlavní příčinou je samozřejmě zvyšující se teplota, kvůli které je celková plocha mořského

zámruzu menší a méně ledu tak přežije letní tání. Velký podíl na snižování stáří má i drift mořského ledu, díky němuž opustí pouze průlivem Fram Arktidu ročně 700 000 km² víceletého ledu (Polyakov et al. 2012). Menší podíl má také častější výskyt cyklon, který jednoletý mořský led snadno rozbíjí a zamezuje tak zformování souvislé kompaktní vrstvy ledu, která by měla větší šanci přežít letní tání.

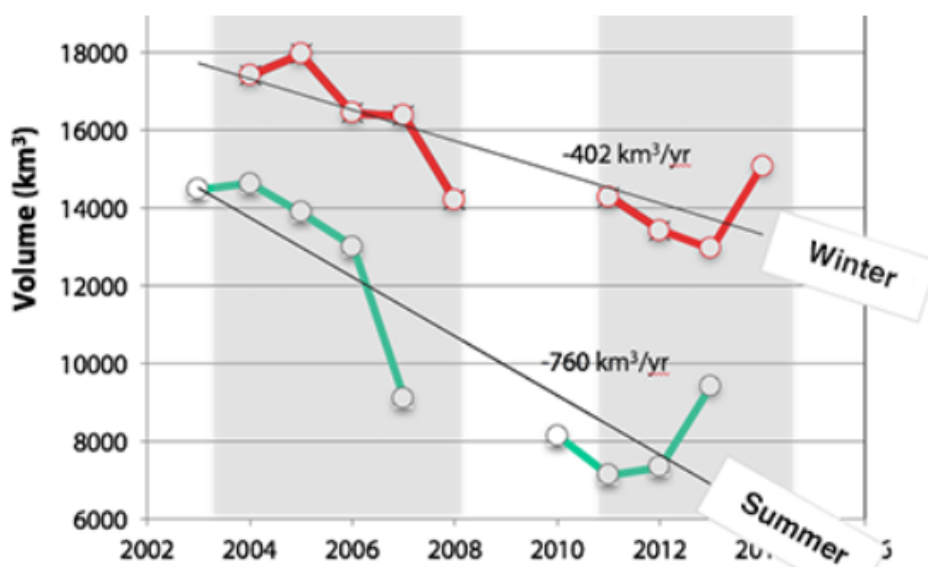
6.3.3.3 Tloušťka a objem mořského ledu

Tloušťka ledu výrazně závisí na tom, jak starý led tvoří mořský zámraz. Je tedy logické, že spolu s výrazným poklesem zastoupení víceletého ledu došlo i k výraznému poklesu v jeho tloušťce a objemu. Příčiny poklesu tloušťky jsou v podstatě stejné jako u stáří ledu. Průměrná tloušťka mořského ledu v centrální části Arktidy klesla mezi lety 1975 a 2012 z 3,59 na 1,25 m (Lindsay & Schweiger 2015). Vývoj v tloušťce mořského ledu mezi lety 2004 až 2018 při maximu mořského zámruzu lze vidět na obrázku 34. Z obrázku lze jasně vidět zmenšující se oblast s nejtlustším ledem přesahujícím 4 m, a naopak nárůst ploch ledu tenkého, který má kolem jednoho metru, nebo méně. Takto tenký mořský led je pak výrazně náchylnější k roztání během letního tání.



Obrázek 34: Vývoj změny tloušťky mořského ledu při maximálním zimním rozsahu mezi lety 2004 až 2018 (Kwok 2018).

Spolu se snižující tloušťkou, klesá výrazně i celkový objem ledu, který se snižuje rychlostí 5130 km³ za dekádu (Kwok 2018). Tento trend klesajícího objemu mořského ledu lze vidět na obrázku 35. K největšímu poklesu z hlediska objemu dochází v letních měsících v oblastech, kde došlo k výraznému snížení zastoupení víceletého ledu.



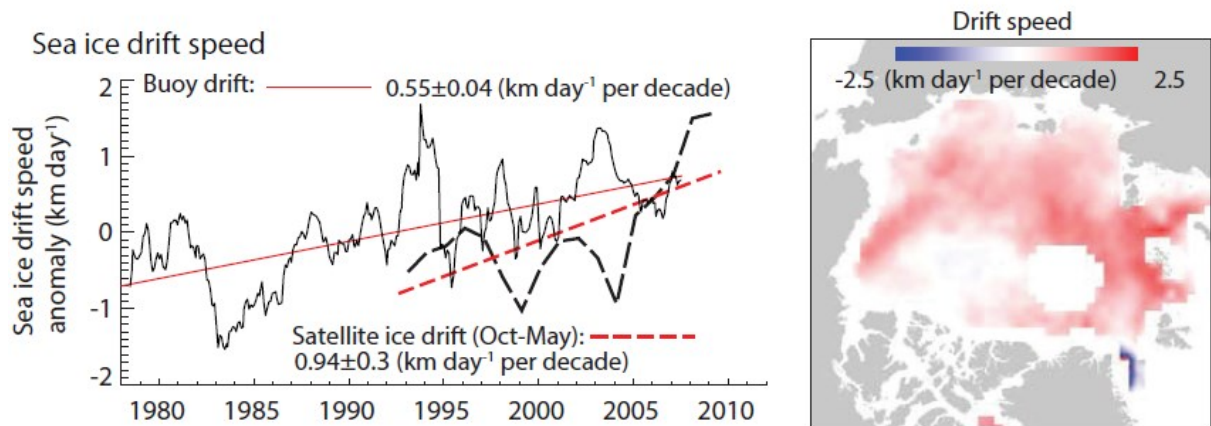
Obrázek 35: Vývoj objemu mořského ledu mezi lety 2002 a 2018, při zimním maximu a letním minimu (Kwok 2018).

6.3.3.4 Změny z pohledu stacionárního a driftujícího ledu

Plocha stacionárního ledu, který je přimrzlý k pobřeží, se za dobu družicového měření zmenšila v průměru o 7 % za desetiletí (Yu et al. 2014). Kromě samotné zmenšování plochy stacionárního ledu, dochází i k jeho ztenčování rychlostí tři až jedenáct cm za dekádu. Tenčící se pobřežní stacionární led je v posledních letech vlivem oteplování méně stabilní, což představuje riziko pro místní obyvatele, kteří ho využívají pro transport (Huntington et al. 2017). V Barentsovém, Baltském a Beringově moři, dochází za poslední desetiletí k dlouhodobému poklesu rozsahu a délky trvání sezonního pokryvu stacionárního ledu (Yu et al. 2014).

Spolu s tím, jak dochází ke ztenčování mořského ledu, došlo i k nárůstu rychlosti driftu mořského ledu, a to jak v rámci Arktického oceánu, tak také jeho driftování úžinami mimo něj (Kruppen et al. 2019). Podle autorů je tenčí mořský led náchylnější k lámání, což zásadně

ulehčuje jeho pohyb. Vlivem nárůstu rychlosti driftu je také navýšeno celkové množství ledu, které úžinami opouští Arktický oceán. Vývoj rychlosti driftu mořského ledu a jeho rychlost v různých oblastech lze vidět na obrázku 36.



Obrázek 36: Vývoj rychlosti driftu mořského ledu zaznamenaný pomocí mořských bójí znázorněný plnou linií a družicových měření znázorněných čárkovanou linií napravo (Vaughan et al. 2013).. Nalevo je znázorněna změna rychlosti driftu za dekádu v rychlosti driftu za den z hlediska prostorového rozložení.

7 Budoucí vývoj mořského zalednění v Arktidě

Schopnost lepšího pozorování současných změn není jedinou oblastí, kde došlo za poslední desetiletí k velkému rozvoji. Díky velkému pokroku v technologiích, a to ať už v měřeních samotných, ale také díky zlepšení výkonu počítačů, jsou v posledních desetiletích často zkoumanou oblastí nejen probíhající změny, ale i předpovědi budoucího vývoje klimatu. Díky tomu se pak dá předpovídat i budoucí vývoj mořského zámru.

7.1 Co jsou to klimatické projekce

Nikdo s naprostou jistotou nemůže říct, jak přesně se bude v budoucnu mořský zámraz vyvíjet. Za pomoci klimatických projekcí se však skutečnému budoucímu vývoji můžeme alespoň přiblížit. Klimatické projekce jsou složité počítačové simulace, do kterých vchází velké množství dat o klimatu a různých faktorech, které ho ovlivňují. Na základě těchto projekcí jsou pak vypočítány různé možnosti vývoje klimatu.

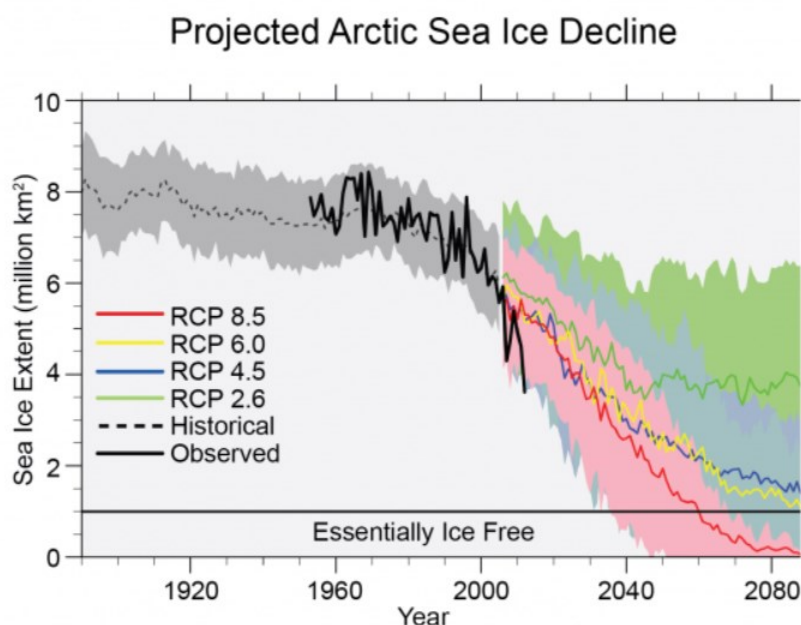
Od 90. let je mezinárodní snaha dávat různé klimatické modely dohromady, aby mohli vědci sdílet a porovnávat své modely. Na základě této iniciativy vznikl projekt Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). Projekt měl od svého vzniku několik fází a výrazně se rozrostl. Spojil se také s dalším velkým projektem – Mezivládní panel pro změnu klimatu (IPCC), což je organizace, která vydává jednou za několik let komplexní zprávu o klimatu.

V současné době na aktuální verzi projektu CMIP6 pracuje přes 30 pracujících skupin a více než 1000 vědců z celého světa (WCRP 2021). Projekce obvykle pracují s různými scénáři. Například nereálný scénář z projekce CMIP5, který počítá s takřka okamžitým zastavením vypouštění plynů do atmosféry, předpovídá nárůst průměrné přízemní teploty vzduchu na Zemi o zhruba 1 °C kolem roku 2046-2065 a s úplným zastavením růstu teplot koncem 21. století (IPCC 2013). Oproti tomu jedna z nejvíc pesimistických projekcí CMIP5, která vychází z neregulované produkce skleníkových plynů, předpovídá navýšení teploty kolem roku 2046-2065 přibližně o 2 °C a do konce století pak další nárůst, který by celkově představoval zvýšení teplot vzduchu o 3,7 °C oproti současnému stavu. Obvykle se projekce naplňují někde mezi nejoptimističtějšími a nejčernějšími scénáři.

7.2 Projekce budoucího vývoje mořského ledu

Mořský zámrz bude na nárůst teploty reagovat pokračujícím zmenšováním své plochy. To, jako moc se bude rozsah mořského zámru zmenšovat, závisí na tom, jaký z emisních scénářů a s ním spojených nárůstů teploty, se vyplní (Meredith et al. 2019).

Za předpokladu výrazného snížení emisí skleníkových plynů a stabilizaci globálního oteplování s nárůstem teploty vzduchu o přibližně 1,5 °C, by koncem století byla šance na výskyt roku, který by byl zcela bez letního mořského zámru pouze 1 % (Notz & Stroeve 2016). Autoři však uvádí, že podle realističtějšího scénáře, při kterém by došlo k nárůstu teploty o 2 °C, by se již 10 let po takovém oteplení zvýšila pravděpodobnost výskytu roku bez letního mořského zámru na 10 až 35 %. Některé scénáře budoucího vývoje plochy mořského zámru v letních měsících z projekcí CMIP5 lze vidět na obrázku 37. Podle všech lze vidět jasný budoucí pokles v ploše mořského zámru, a podle některých jeho úplnému roztátí již kolem poloviny 21. století. Některé předchozí modely dokonce ukazují, že k úplnému roztátí v letních měsících může dojít ještě dříve, a to ve 30. letech 21. století (Wang & Overland 2012).



Obrázek 37: Projekce podle různých scénářů z CMIP5 zobrazující možný budoucí vývoj letního rozsahu mořského zámru v Arktidě. Čísla projekcí odpovídají různým scénářům změny klimatu na základě množství vypouštěných skleníkových plynů a dalších faktorů. Scénář 2.6 vychází z neoptimističtější varianty a postupně se přes realistické možnosti dostává až ke scénáři 8.5, který vychází z nejpesimističtějších předpokladů (GOV 2013).

Podle nejnovějších projekcí CMIP6 budou i nadále pokračovat trend úbytku mořského ledu po celý rok, s největší intenzitou v letních měsících, a je velmi pravděpodobné, se do roku 2050 vyskytne rok, při kterém arktický mořský zámrz při letním tání zcela roztaje (Notz et al. 2020). Spolu se zmenšující se plochou je také očekáván pokles i ostatních parametrů mořského ledu. Pokud by opravdu došlo k úplnému roztání mořského zámru v letních měsících, znamenalo by to také úplné vymizení víceletého ledu. Otázkou tedy není, zda dojde k budoucímu tání mořského ledu, ale zda dojde k jeho úplnému letnímu roztání ještě v 21. století, popřípadě, jak rychle k tomu dojde a jaké dopady to bude mít nejen na oblast Arktidy, ale na celý svět.

8 Závěr

Cíle práce byly z velké části naplněny. Byla vypracována bakalářská práce rešeršního charakteru, která shrnuje pokroky o poznání mořského zámruzu a klimatu Arktidy. V práci byl dán prostor charakteristice oblasti, popisu mořského ledu a specifikaci toho proč je důležitý. Dále pak byl popsán proběhlý, současný i pravděpodobný budoucí vývoj mořského zalednění v Arktidě. Vývoj mořského ledu pak byl dán do souvislostí s klimatickými faktory, který ho ovlivňují a byl nastíněn i pravděpodobný budoucí vývoj klimatu.

Jelikož je tematický rozsah práce poměrně široký, nezbyl v ní prostor na praktickou analýzu zkoumaných dat. Základní data byla nicméně prezentována alespoň pomocí obrázků, grafů a tabulek. Hlubší analýza dat mořského zámruzu a změn klimatu v Arktidě s ním spojených by mohla být vytvořena jakožto návaznost v diplomové práci a tato práce by mohla dobře posloužit jakožto teoretický základ k praktické části. Koneckonců klima Arktidy a s ním spojený mořský zámruz bude i nadále velice aktuálním tématem. Bude důležité se jím zabývat, abychom lépe pochopili nejen současný a budoucí vývoj mořského ledu v Arktidě, ale i vývoj klimatu a porozuměli všem změnám, které sebou přináší.

9 Seznam použitých zdrojů

- AMAP (2013): Boundaries of the Arctic Council Working Groups. <https://grid-arendal.herokuapp.com/resources/8387> (cit. 20. 7. 2021)
- AP (2016): Arctic Definitions Combined. <https://arcticportal.org/maps/download/arctic-definitions/2426-arctic-definitions> (cit. 20. 7. 2021)
- ARMITAGE, T. W. K., MANUCHARYAN, G. E., PETTY, A. A., KWOK, R., THOMPSON, A. F. (2020): Enhanced eddy activity in the Beaufort Gyre. *Nature Communications*, 11, 1.
- BARBER, D. G., MASSOM, R. A. (2007): The Role of Sea Ice in Arctic and Antarctic Polynyas. *Elsevier Oceanography Series*, 74, 6, 1–54.
- BARRETT, A. P., STROEVE, J. C., SERREZE, M. C. (2020): Arctic Ocean Precipitation From Atmospheric Reanalyses and Comparisons With North Pole Drifting Station Records. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 125, 1.
- BESZCZYNSKA-MÖLLER, A., WOODGATE, R. A., LEE, C., MELLING, H., KARCHER, M. (2011): A Synthesis of Exchanges Through the Main Oceanic Gateways to the Arctic Ocean. *Oceanography*, 24, 3, 82–99.
- BINTANJA, R. (2018): The impact of Arctic warming on increased rainfall. *Scientific Reports*, 8, 16001.
- BINTANJA, R., KATSMAN, C. A., SELTEN, F. M. (2018): Increased Arctic precipitation slows down sea ice melt and surface warming. *Oceanography*, 31, 2, 118–125.
- BOGORODSKII, P. V., PNYUSHKOV, A. V. (2011): Influence of Melt Ponds on the Formation of the Multiyear Sea Ice Cover. *Oceanology*, , 51, 2, 213–220.
- BOKHORST, S., PEDERSEN, S. H., BRUCKER, L., ANISIMOV, O., BJERKE, J. W., BROWN, R. D., EHRLICH, D., ESSERY, R. L. H., HEILIG, A., INGVANDER, S., JOHANSSON, C., JOHANSSON, M., JÓNSDÓTTIR, I. S., INGA, N., LUOJUS, K., MACELLONI, G., MARIASH, H., MCLENNAN, D., ROSQVIST, G. N., SATO, A., SAVELA, H., SCHNEEBELI, M., SOKOLOV, A., SOKRATOV, S. A., TERZAGO, S., VIKHAMAR-SCHULER, D., WILLIAMSON, S., QIU, Y., CALLAGHAN, T. V. (2016): Changing Arctic snow cover: A review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling, and impacts. *Ambio*, 45, 5, 516–537.
- BUDIKOVA, D. (2009): Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review. *Global and Planetary Change*, 68, 3, 149–163.
- CAMPOS, C., HORN, M. (2018): *YOUMARES 8 – Oceans Across Boundaries: Learning from each other*. SpringerLink, Kiel.
- CFU (2021): Precipitation in Polar regions: Arctic and adjoining regions <https://www.climate4you.com/Polar%20precipitation.htm> (cit 7. 7. 2021)
- CRONIN, T. M., HOLTZ, T. R., STEIN, R., SPIELHAGEN, R., FÜTTERER, D., WOLLENBURG, J. (1995): Late Quaternary paleoceanography of the Eurasian Basin, Arctic Ocean. *Paleoceanography*, 10, 2, 259–281.

ČMS (2017): Elektronický meteorologický slovník výkladový a terminologický.
<http://slovník.cmes.cz> (cit. 9. 7. 2021)

D'ODORICO, P., HE, Y., COLLINS, S., DE WEKKER, S. F. J., ENGEL, V., FUENTES, J. D. (2013): Vegetation-microclimate feedbacks in woodland-grassland ecotones. *Global Ecology and Biogeography*, 22, 4, 364–379.

DAI, P., TAN, B. (2017): The nature of the Arctic oscillation and diversity of the extreme surface weather anomalies it generates. *Journal of Climate*, 30, 14, 5563–5584.

DIECKMANN, G. S., HELLMER, H. H. (2009): The Importance of Sea Ice: An Overview.
<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/9781444317145.ch1> (cit. 22. 7. 2021)

DYRCZ, C. (2017): Safety of Navigation in the Arctic. *Scientific Journal of Polish Naval Academy*, 211, 4, 129–146.

DYRCZ, C. (2020): Ice Drift in the Arctic Ocean. *Scientific Journal of Polish Naval Academy*, 222, 3, 68–85.

EO (2016): Sea Ice: conclusion.
<https://earthobservatory.nasa.gov/features/SeaIce/page5.php> (cit. 4. 7. 2021)

ELDRETT, J. S., HARDING, I. C., WILSON, P. A., BUTLER, E., ROBERTS, A. P. (2007): Continental ice in Greenland during the Eocene and Oligocene. *Nature*, 446, 7132, 176–179.

FIGLIO, I. L., UOMO, D. (1953): Limits of oceans and seas. Monégabque, Monte-Carlo

GILLETT, N. P., STONE, D. A., STOTT, P. A., NOZAWA, T., KARPECHKO, A. Y., HEGERL, G. C., WEHNER, M. F., JONES, P. D. (2008): Attribution of polar warming to human influence. *Nature Geoscience*, 1, 11, 750–754.

GAUTIER, D. L., BIRD, K. J., CHARPENTIER, R. R., GRANTZ, A., HOUSEKNECHT, D. W., KLETT, T. R., MOORE, T. E., PITMAN, J. K., SCHENK, C. J., SCHUENEMEYER, J. H., SØRENSEN, K., TENNYSON, M. E., VALIN, Z. C., WANDREY, C. J. (2009): Assessment of Undiscovered Oil and Gas in the Arctic. *Science*, 324, 5931, 1175–1179.

GOV (2013): Projected Arctic Sea Ice Decline.
<https://www.globalchange.gov/browse/multimedia/projected-arctic-sea-ice-decline> (cit. 24. 6. 2021)

GA (2020): Permafrost in the Northern Hemisphere.
<https://news.grida.no/new-map-shows-extent-of-permafrost-in-northern-hemisphere> (cit. 27. 6. 2021)

HAIGH, J. D. (1994): The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate. 370, 6490, 544–546.

HERMAN, Y. (1974): Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Springer-Verlag, Berlin.

HOLLAND, D. M. (2013): The marine cryosphere. Elsevier Ltd, 103, 413–442.

HUNTINGTON, H. P., QUAKENBUSH, L. T., NELSON, M. (2017): Evaluating the Effects of Climate Change on Indigenous Marine Mammal Hunting in Northern and Western Alaska Using Traditional Knowledge. *Frontiers in Marine Science*, 4, 319.

CHEN, J. L., KANG, S. C., GUO, J. M., XU, M., ZHANG, Z. M. (2021): Variation of sea ice and perspectives of the Northwest Passage in the Arctic Ocean. *Advances in Climate Change Research*.

IAKOVLEV, N. G. (2012): On the simulation of temperature and salinity fields in the Arctic Ocean. *Izvestiya – Atmospheric and Ocean Physics*, 48, 1, 86–101.

IEA (2021): Global Energy Review 2021.

<https://www.iea.org/reports/global-energy-review-2021> (cit. 29. 6. 2021)

IPCC (2013): Summary for Policymakers. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, g. K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex V., Midgley, P.M. (ed): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.

JOHANNESSEN, O. M., BOBYLEV, L. P., SHALINA, E. V., SANDVEN, S. (2020): *Sea Ice in the Arctic*. Springer.

JOHNSON, A. C., REIMER, J. R., LUNN, N. J., STIRLING, I., MCGEACHY, D., DEROCHE, A. E. (2020): Influence of sea ice dynamics on population energetics of Western Hudson Bay polar bears. *Conservation Physiology*, 8, 1, 1–16.

JUNGBLUT, S., LIEBICH, V., BODE, M. (2017): *YOUMARES 8 – Oceans ACCROS Boundaries Learning from each other*. SpringerOpen.

KINNARD, C., ZDANOWICZ, C. M., FISHER, D. A., ISAKSSON, E., DE VERNAL, A., THOMPSON, L. G. (2011): Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. *Nature*, 479, 7374, 509–512.

KP (2020): *Školní Atlas Světa. Kartografie Praha, a. s., Praha*.

KRUMPEN, T., BELTER, H. J., BOETIUS, A., DAMM, E., HAAS, C., HENDRICKS, S., NICOLAUS, M., NÖTHIG, E. M., PAUL, S., PEEKEN, I., RICKER, R., STEIN, R. (2019): Arctic warming interrupts the Transpolar Drift and affects long-range transport of sea ice and ice-rafted matter. *Scientific Reports*, 9, 5459.

KWOK, R. (2018): Arctic sea ice thickness, volume, and multiyear ice coverage: Losses and coupled variability (1958-2018). *Environmental Research Letters*, 13, 10, 105005.

LABE, Z. (2021): Arctic Sea Ice Extent/Concentration.

<https://sites.uci.edu/zlabe/arctic-sea-ice-extentconcentration> (cit. 22. 7. 2021)

LEPPÄRANTA, M. (2011): *The Drift of Sea Ice*. Springer.

LIBERTO, T. D. (2020): 2020 adds another year of extreme warmth to warming trend in Arctic Ocean. <https://www.climate.gov/news-features/featured-images/2020-adds-another-year-extreme-warmth-warming-trend-arctic-ocean> (cit. 22. 7. 2021)

LINDSAY, R., SCHWEIGER, A. (2015): Arctic sea ice thickness loss determined using subsurface, aircraft, and satellite observations. *Cryosphere*, 9, 1, 269–283.

LIU, J., CURRY, J. A., WANG, H., SONG, M., HORTON, R. M. (2012): Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *109, 11, 4074-4079*.

LTS (2021): *Climate: Polar regions*.

<https://letstalkscience.ca/educational-resources/backgrounders/climate-polar-regions> (cit. 27. 7. 2021)

- MARTIN, S. (2019): Polynyas in Encyclopedia of Ocean Sciences. Elsevier Ltd. Seattle.
- MCBEAN, G., ALEKSEEV, G., CHEN, D., FØRLAND, E., FYFE, J., GROISMAN, P. Y. P., KING, R., MELLING, H., VOSE, R., WHITFIELD, P. P. H. (2005): Arctic climate: past and present. Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, Cambridge.
- MCFARLANE T. L., HEDD, A., BURKE, C., MONTEVECCHI, W. A., REGULAR, P. M., ROBERTSON, G. J., STAPLETON, L. A., WILHELM, S. I., FIFIELD, D. A., BUREN, A. D. (2010): High Arctic sea ice conditions influence marine birds wintering in Low Arctic regions. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 89, 1, 97–106.
- MCLENDON, R. (2020): 7 Reasons Why Arctic Sea Ice Matters.
<https://www.treehugger.com/reasons-why-arctic-sea-ice-matters-4868655> (cit 29. 6. 2021)
- MEREDITH, M., SOMMERKORN, M., CASSOTTA, S., DERKSEN, C., EKAYKIN, A., HOLLOWED, A., KOFINAS, G., MACKINTOSH, A., MELBOURNE-THOMAS, J., MUELBERT, M. M. C., OTTERSEN, G., PRITCHARD, H., SCHUUR E.A.G. (2019): Polar Regions. In press.
- MO (2015): How we measure sea ice.
<https://www.metoffice.gov.uk/research/climate/cryosphere-oceans/sea-ice/measure> (cit 15. 7. 2021)
- MOORE, G. W. K., SCHWEIGER, A., ZHANG, J., STEELE, M. (2018): Collapse of the 2017 Winter Beaufort High: A Response to Thinning Sea Ice? *Geophysical Research Letters*, 45, 6, 2860–2869.
- MORAN, K., BACKMAN, J., BRINKHUIS, H., CLEMENS, S. C., CRONIN, T., DICKENS, G. R., EYNAUD, F., GATTACCECA, J., JAKOBSSON, M., JORDAN, R. W., KAMINSKI, M., KING, J., KOC, N., KRYLOV, A., MARTINEZ, N., MATTHIESSEN, J., MCINROY, D., MOORE, T. C., ONODERA, J., O'REGAN, M., PÄLIKE, H., REA, B., RIO, D., SAKAMOTO, T., SMITH, D. C., STEIN, R., ST JOHN, K., SUTO, I., SUZUKI, N., TAKAHASHI, K., WATANABE, M., YAMAMOTO, M., FARRELL, J., FRANK, M., KUBIK, P., JOKAT, W., KRISTOFFERSEN, Y. (2006): The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, 441, 7093, 601–605.
- MOSBY, H. (1962): Water, salt and heat balance of the North Polar Sea and of the Norwegian Sea *Geophysica Norvegica*, 404–405.
- NAJAFI, M. R., ZWIERS, F. W., GILLETT, N. P. (2015): Attribution of Arctic temperature change to greenhouse-gas and aerosol influences. *Nature Climate Change*, 5, 3, 246–249.
- NIKISHIN, A. M., PETROV, E. I., CLOETINGH, S., KORNIYCHUK, A. V., MOROZOV, A. F., PETROV, O. V., POSELOV, V. A., BEZIAZYKOV, A. V., SKOLOTNEV, S. G., MALYSHEV, N. A., VERZHBITSKY, V. E., POSAMENTIER, H. W., FREIMAN, S. I., RODINA, E. A., STARTSEVA, K. F., ZHUKOV, N. N. (2021): Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 - Data collection. *Earth-Science Reviews*, 217, 103559.
- NOAA (2021): Gridded Climate Datasets: Surface Temperature – Arctic temperature 1968–1996.
<https://psl.noaa.gov/data/gridded/tables/temperature.html> (cit 20. 7. 2021)
- NOTZ, D., DORR, J., BAILEY, D. A., BLOCKEY, E., BUSHUK, M., DEBERNARD, J. B., DEKKER, E., DEREPENTIGNY, P. (2020): Arctic Sea Ice in CMIP6. *Geophysical Research Letters*, 47, 10.
- NOTZ, D., STROEVE, J. (2016): Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission. *Science*, 354, 6313, 747–750.
- NSIDC (2021): Sea Ice
<https://nsidc.org/> (cit 27. 7. 2021)

O'DONNELL, J., DOUGLAS, T., BARKER, A., GUO, L. (2021): Hydrology, Permafrost and Ecosystems. Springer.

O'ROURKE, R., COMAY, L. B., FOLGER, P., FRITTELLI, J., HUMPHRIES, M., LEGGETT, J. A., RAMSEUR, J. L., SHEIKH, P. A., UPTON, H. F. (2020): Changes in the Arctic: Background and issues for congress. Congressional Research Service.

ONARHEIM, I. H., ELDEVIK, T., SMEDSRUD, L. H., STROEVE, J. C. (2018): Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 31, 12, 4917–4932.

OSHIMA, K., YAMAZAKI, K. (2004): Seasonal Variation of Moisture Transport in the Polar Regions and the Relation with Annular Modes. Hokkaido University.

OSTENSO, N. A. (2021): Encyclopedia Britannica: Arctic Ocean.
<https://www.britannica.com/place/Arctic-Ocean>. (cit. 25. 6. 2021)

OWEN, L., KONSTANTINOVNA, M. L., MICKLIN, P. P. (2018): Encyclopedia Britannica: Ob River.
<https://www.britannica.com/place/Ob-River> (cit. 27. 6. 2021)

OZKAN, M. (2021): Direct air capture of CO₂: A response to meet the global climate targets. Springer.

PEROVICH, D. K., POLASHENSKI, C. (2012): Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 39, 8.

PEROVICH, D., MEIER, W., TSCHUDI, M., FARRELL, S., HENDRICKS, S., GERLAND, S., KALESCHKE, L., RICKER, R., TIAN-KUNZE, X., WEBSTER, M., WOOD, K. (2019): Sea Ice.
<https://arctic.noaa.gov/Report-Card/Report-Card-2019/ArtMID/7916/ArticleID/841/Sea-Ice> (cit 25. 6. 2021)

PHYLLIS, J. S., SCHUMACHER, J. D., OHRANI, K. (1999): The Physical Oceanography of the Bering Sea. Laboratory of Physical Oceanography, Japan.

POLYAK, L., ALLEY, R. B., ANDREWS, J. T., BRIGHAM-GRETTE, J., CRONIN, T. M., DARBY, D. A., DYKE, A. S., FITZPATRICK, J. J., FUNDER, S., HOLLAND, M., JENNINGS, A. E., MILLER, G. H., O'REGAN, M., SAVELLE, J., SERREZE, M., ST. JOHN, K., WHITE, J. W. C., WOLFF, E. (2010): History of sea ice in the Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 29, 15, 1757–1778.

POLYAKOV, I. V., WALSH, J. E., KWOK, R. (2012): Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 2, 145–151.

POST, E., BHATT, U. S., BITZ, C. M., BRODIE, J. F., FULTON, T. L., HEBBLEWHITE, M., KERBY, J., KUTZ, S. J., STIRLING, I., WALKER, D. A. (2013): Ecological Consequences of Sea-Ice Decline. *American Association for the Advancement of Science*, 341, 6145, 519–525.

PSS (2017): The Arctic region.
https://www.studentsummit.cz/wp-content/uploads/2019/02/NATO_arctic_region.pdf (cit. 1.7. 2021)

PROSHUTINSKY, A., KRISHFIELD, R., TOOLE, J. M., TIMMERMANS, M. L., WILLIAMS, W., ZIMMERMANN, S., YAMAMOTO-KAWAI, M., ARMITAGE, T. W. K., DUKHOVSKOY, D., GOLUBEVA, E., MANUCHARYAN, G. E., PLATOV, G., WATANABE, E., KIKUCHI, T., NISHINO, S., ITOH, M., KANG, S. H., CHO, K. H., TATEYAMA, K., ZHAO, J. (2019): Analysis of the Beaufort Gyre Freshwater Content in 2003–2018. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 12, 9658–9689.

- PRZYBYLAK, R., (2003): *The Climate of the Arctic*. Springer International Publishing.
- PUSTOGVAR, A., KULYAKHTIN, A. (2016): Sea ice density measurements. *Methods and uncertainties*. *Cold Regions Science and Technology*, 131, 46–52.
- RAHMSTORF, S. (2002): Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 6903, 207–214.
- RAWLINS, M., YANG, D., GE, S. (2021): *Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystems*. Springer International Publishing.
- SAVOSTIN, L., ZONENSHAIN, L., BARANOV, B. (1976): *Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk*. Institute of Oceanology, Moscow.
- SAYEDI, S. S., ABBOTT, B. W., THORNTON, B. F., FREDERICK, J. M., VONK, J. E., OVERDUIN, P., SCHÄDEL, C., SCHUUR, E. A. G., BOURBONNAIS, A., DEMIDOV, N., GAVRILOV, A., HE, S., HUGELIUS, G., JAKOBSSON, M., JONES, M. C., JOUNG, D., KRAEV, G., MACDONALD, R. W., MCGUIRE, A. D., VASILIEV, A., WESTERMANN, S., ZARNETSKE, J. P., ZHANG, T. (2020): Subsea permafrost carbon stocks and climate change sensitivity estimated by expert assessment. *Environmental Research Letters*, 15, 12, 124075.
- SEIDENKRANTZ, M., VERNAL, A. De, GOOSSE, H., KLEIN, F., SOLIGNAC, S., NIEUWENHOVE, N. Van, PEARCE, C., CAISSIE, B., BELT, S., SHA, L., CRONIN, T. M., STEIN, R., MACIAS-FAURIA, M., DENINNO, L. H. (2016): Holocene Northern Hemisphere sea-ice distribution – proxy data reconstruction and modelling. AGU General Assembly.
- SERREZE, M. C., BARRY, R. G. (2005): *The Arctic Climate System*. Cambridge University Press, UK.
- SHIKLOMANOV, A. I., LAMMERS, R. B. (2013): *Changing Discharge Patterns of High-Latitude Rivers*. Elsevier.
- SHALINA, E. V., SANDVEN, S. (2018): Snow depth on Arctic sea ice from historical in situ data. *Cryosphere*, 12, 6, 1867–1886.
- STROEVE, J., NOTZ, D. (2018): Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*, 13, 10, 103001.
- TEDESCO, L., VICHI, M., SCOCCIMARRO, E. (2019): Sea-ice algal phenology in a warmer Arctic. *Science Advances*, 5, 5.
- THOMAS, D. N. (2017): *Sea Ice*. John Wiley & Sons, UK.
- TIMCO, G. W., FREDERKING, R. M. W. (1996): A review of sea ice density. *Cold Regions Science and Technology*, 24, 1, 1–6.
- TIMMERMANS, M. L., MARSHALL, J. (2020): Understanding Arctic Ocean Circulation: A Review of Ocean Dynamics in a Changing Climate. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125, 4.
- UCL (2008): Daily insolation at the top of the atmosphere.
http://www.climate.be/textbook/chapter2_node5_3.xml (cit. 30. 6. 2021)

- VAN BOGAERT, R., HANECA, K., HOOGESTEGER, J., JONASSON, C., DE DAPPER, M., CALLAGHAN, T. V. (2011): A century of tree line changes in sub-Arctic Sweden shows local and regional variability and only a minor influence of 20th century climate warming. *Journal of Biogeography*, 38, 5, 907–921.
- VAUGHAN, D.G., COMISOJ. C., ALLISON I., CARRASCO, J., KASER, G., KWOK R., MOTE, P., MURRAY, T., PAUL, F., REN, J., RIGNOT, E., SOLOMINA, O., STEFFEN, K., ZHANG, T. (2013): Observations: Cryosphere. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G., K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (ed): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.
- VIHMA, T. (2014): Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review. 35, 5, 1175–1214.
- VOMERO, M., KIMURA, N., MILZ, M., BARABASH, V., YAMAGUCHI, H. (2021): Large-Scale Sea Ice Divergence and Convergence Monitoring in the Arctic Ocean during Spring 2018. *Okhotsk Sea and Polar Oceans Research*, 5, 31-35.
- WADHAMS, P. (2003): How Does Arctic Sea Ice Form and Decay?
https://www.pmel.noaa.gov/arctic-zone/essay_wadhams.html (cit. 25. 6. 2021)
- WALSH, J. E., FETTERER, F., SCOTT STEWART, J., CHAPMAN, W. L. (2017): A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850. *Geographical Review*, 107, 1, 89–107.
- WANG, D., GUO, J., CHEN, A., BIAN, L., DING, M., LIU, L., LV, Y., LI, J., GUO, X., HAN, Y. (2020): Temperature Inversion and Clouds Over the Arctic Ocean Observed by the 5th Chinese National Arctic Research Expedition. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 125, 13.
- WANG, M., OVERLAND, J. E. (2012): A sea ice free summer Arctic within 30 years : An update from CMIP5 models. August, 39, L18501.
- WANG, Q., DANILOV, S., JUNG, T., KALESCHKE, L., WERNECKE, A. (2016): Sea ice leads in the Arctic Ocean: Model assessment, interannual variability and trends. *Geophysical Research Letters*, 43, 13, 7019–7027.
- WARREN, S. G., RIGOR, I. G., UNTERSTEINER, N., RADIONOV, V. F., BRYAZGIN, N. N., ALEKSANDROV, Y. I., COLONY, R. (1999): Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of Climate*, 12, 6, 1814–1829.
- WCRP (2021): WCRP Coupled Model Intercomparison Project (CMIP).
<https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip> (cit. 26. 7. 2021)
- WEBB, P. (2017): Introduction to Oceanography.
<https://rwu.pressbooks.pub/webboceanography/chapter/14-1-types-of-ice/> (cit. 28. 6. 2021)
- WEISS, J. (2013): *Drift, Deformation, and Fracture of Sea Ice*. Springer, France.
- WILLMES, S., HEINEMANN, G. (2016): Sea-ice wintertime lead frequencies and regional characteristics in the Arctic, 2003-2015. *Remote Sensing*, 8, 1, 2003–2015.
- WMO (2014): *Sea-Ice Nomenclature: snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature* WMO No. 259. WMO-JCOMM, Geneva.

WOODGATE, R. (2013): Arctic Ocean Circulation: Going Around At the Top Of the World.
<https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/arctic-ocean-circulation-going-around-at-the-102811553/> (cit. 9. 7. 2021)

WORD, J. Q. (2014): Environmental Impacts of Arctic Oil Spills and Arctic Spill Response Technologies Literature. Joint Industry Programme.

YU, Y., STERN, H., FOWLER, C., FETTERER, F., MASLANIK, J. (2014): Interannual variability of arctic landfast ice between 1976 and 2007. *Journal of Climate*, 27, 1, 227–243.