

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Katedra aplikované geoinformatiky a kartografie

Studijní program: Geografie (bakalářské studium)

Studijní obor: Geografie-kartografie



Renáta SUCHÁ

**MAPOVÁNÍ ROZSAHU MOŘSKÉHO LEDU METODAMI  
DPZ**

**MAPPING OF SEA ICE EXTENT  
BY THE HELP OF REMOTE SENSING METHODS**

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Markéta Potůčková, Ph.D.

Praha 2011

**Vysoká škola:** Univerzita Karlova v Praze

**Fakulta:** Přírodovědecká

**Katedra:** Aplikované geoinformatiky a kartografie

**Školní rok:** 2010/2011

## **Zadání bakalářské práce**

**pro** Renátu Suchou

**obor** Geografie a kartografie

**Název tématu:** Mapování rozsahu mořského ledu metodami DPZ

### **Zásady pro vypracování**

Bakalářská práce podává přehled a hodnotí vhodnost dat a metod dálkového průzkumu pro mapování mořského ledu (aktivní a pasivní radarové systémy, optická data). Cílem praktické části práce je zmapovat rozsah mořského ledu v Beaufortově moři v období od roku 2003 do roku 2009. Zalednění bude sledováno vždy tři měsíce v daném roce a to v lednu, v květnu a v září. Budou využita především bezplatně dostupná data z radarového systému ENVISAT/ASAR a dále optická data např. ze systémů ENVISAT/MERIS, MODIS(Terra/Aqua), NOAA. Na základě výsledku mapování bude potvrzeno či vyvráceno tvrzení, že mořský led v Beaufortově moři ustoupil do vyšších zeměpisných šířek mezi roky 2003 a 2009. Dále bude provedena diskuse o vhodnosti zvoleného typu dat a metod pro mapování změn rozsahu mořského ledu.

**Rozsah grafických prací:** mapy rozlohy mořského ledu v letech 2003 až 2009 a mapy jeho změn.

**Rozsah průvodní zprávy:** 30 stran

## Seznam odborné literatury:

CHENG-CHIEN, L. a kol. (2009): Monitoring the dynamics of ice shelf margins in Polar Regions with high-spatial- and high-temporal-resolution space-borne optical imagery. In *Cold Regions Science and Technology*. 55/2009, str. 14–22.

SHIBIKOV, A. A. a kol. (2002): In situ monitoring of growth of ice from supercooled water by a new electromagnetic method. In *Journal of Crystal Growth*. 236/2002, str. 434–440.

FORSBERG, R. a kol. (2001): Laser Monitoring of Ice Elevations and Sea-ice Thickness in Greenland. In *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*. 3/2001, str. 22–24.

ZHOU, Z. a kol. (2010): Ice structure monitoring with an optical fiber sensing system. In *Cold Regionst Science and Technology*. 61/2010, str. 1–5.

BELCHANSKY, G. I. a kol. (2004): Estimating the time of melt onset and freeze onset over Arctic sea-ice area using active and passive microwave data. In: *Remote Sensing of Environment*. 92/2004, str. 21–39.

FRASER, A. D. a kol. (2010): Generation of high-resolution East Antarctic landfast sea-ice maps from cloud-free MODIS satellite composite imagery. In: *Remote Sensing of Environment*. 114/ 2010, str. 2888 – 2896.

Two-Channel Microwave Data. In: *Remote sensing of Environment*. 73/2000, str. 307–322.

BURCU, O. a kol (2010): Intercomparisons of Antarctic sea ice types from visual ship, RADARSAT-1 SAR, Envisat ASAR, QuikSCAT, and AMSR-E satellite observations in the Bellingshausen Sea. In *Deep-sea Research II*, str. 1–54.

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Markéta Potůčková, Ph.D.

Konzultant bakalářské práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Datum zadání bakalářské práce: 12.11.2010

Termín odevzdání bakalářské práce: srpen 2011

*Platnost tohoto zadání je po dobu jednoho akademického roku.*

.....  
Vedoucí bakalářské práce

.....  
Vedoucí katedry

V Praze dne 12.11.2010

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citovala.

Jsem si vědoma toho, že případné použití výsledků získaných v této práci mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

Ve Žloutkovicích 10. 8. 2011

-----  
Renáta Suchá

Děkuji vedoucí mé práce Ing. Markétě Potůčkové, Ph.D. za věnovaný čas, pomoc při shromažďování dat, cenné rady a připomínky. V neposlední řadě děkuji své rodině a příteli za podporu v průběhu celého studia.

## **Mapování rozsahu mořského ledu metodami DPZ**

### **Abstrakt**

Cílem této práce je na příkladu Beaufortova moře ukázat využití metod dálkového průzkumu Země pro monitorování mořského ledu. V první části práce vycházející z rešerše dostupné literatury je uveden stručný princip dálkového průzkumu Země. Zmíněny jsou též některé pozorovací satelity, především Envisat ASAR, jehož data jsou použita i v druhé části práce. Dále je zde analýza několika studií zabývajících se monitorováním mořského ledu. Následně jsou podrobně popsána data (optická a radarová) používaná pro monitorování polárních oblastí. Jsou zde uvedeny výhody a omezení těchto dat. V závěru první části jsou uvedeny studie monitorující led v Beaufortově moři. Druhá část práce demonstruje rozsah mořského ledu ve dvou vybraných oblastech v Beaufortově moři. Na základě jedenácti radarových snímků zdarma poskytnutých od Evropské vesmírné agentury byla provedena klasifikace dvou typů mořského ledu (jednoletý led a ledové kry / víceletý led). Ve sledovaných oblastech byl zaznamenán rozsah mořského ledu v roce 2003 větší než v roce 2009. Minima zalednění v obou letech byla v září. Na snímcích je velmi dobře patrný rovněž postup ledových ker, řízený mořskými proudy. Čtenář tak získá informace o využití a zpracování radarových dat a jejich dobrém využití při monitorování mořského ledu v polárních oblastech.

**Klíčová slova:** mořský led, monitorování, dálkový průzkum Země, radarová data, optická data

## **Mapping of sea ice extent by help of remote sensing methods**

### **Abstract**

The aim of this thesis is to show utilization of remote sensing methods for monitoring of sea ice by way of an example of Beaufort Sea. In first part of this thesis resulting from the available information in the literature. A short principle of remote sensing is introduced. Some of observation satellites are mentioned, above all Envisat ASAR, whose data are used in the second part of this thesis. Further, some researches concerning the monitoring of sea ice are analysed. The applied visual and radar data are described in detail for monitoring of polar areas. The advantages and limit of these data are mentioned. In the conclusion of this first part, the researches monitoring the sea ice in Beaufort sea are mentioned. The second part of this thesis is demonstrative the extent of sea ice in two chosen areas in Beaufort sea. On the basis of eleven radar Pictures provided for free from an European space agency, a classification of two types of sea ice (first-year sea ice, ice floes/multiyear sea ice) was effected. In the watched areas, there was noted a larger extent of sea ice in 2003 than in 2009. The minimum of the ice area in both years was in the month of September. In the Pictures, there is a perceptible progress of ice floes which is directed by the sea stream. The reader can obtain information about the utilization and processing radar data and their utilization at the monitoring of sea ice in the polar regions.

**Keywords:** sea ice, monitoring, remote sensing, radar data, visual data

## OBSAH

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK .....	9
SEZNAM OBRÁZKŮ .....	10
SEZNAM TABULEK .....	11
1 Úvod .....	12
2 Problematika tématu .....	13
2.1 Led na mořské hladině .....	14
2.2 Dálkový průzkum Země .....	15
2.2.1 Stručný princip metody Dálkového průzkumu Země .....	16
2.2.2 Princip fungování zobrazujícího radaru .....	18
2.2.3 Pozorovací družice .....	20
2.3.1 Voda .....	26
2.3.2 Sníh a led .....	26
2.4 Metody a data dálkového průzkumu pro mapování mořského ledu .....	27
2.4.1 Použití optických dat .....	29
2.4.2 Použití mikrovlnných dat .....	31
2.5 Beaufortovo moře .....	33
2.5.1 Monitorování ledu v Beaufortově moři .....	33
3 Data a metodika .....	36
3.1 Data ASAR .....	36
3.2 Data Landsat .....	37
3.3 Zpracování dat .....	38
3.4 Tvorba map rozsahu mořského ledu .....	40
4 Výsledky a diskuze .....	42
4.1 Hodnocení rozsahu mořského ledu v Beaufortově moři .....	42
4.2 Diskuze .....	44
5 Závěr .....	46
POUŽITÁ LITERATURA .....	47
SEZNAM PŘÍLOH .....	51



## **SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK**

**ASAR:** Advanced synthetic aperture radar

**DPZ:** Dálkový průzkum Země

**ERS:** European remote satellite

**ESA:** European space agency

**MERIS:** Medium-Spectral Resolution, Imaging Spectrometer

**MISR:** Multi-angle imaging SpectroRadiometer

**SAR:** Synthetic aperture radar

**SLAR:** Side-looking airborne radar

## SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1: Minimální rozsah mořského ledu v letech 1986, 1994 a 2003 .....	13
Obrázek 2: Severovýchodní trasa.....	14
Obrázek 3: Stopa radarového paprsku na Zemi .....	19
Obrázek 4: Obrazy z Landsatu 7 z oblasti Beaufortova moře v červnu 2006 a v srpnu 2010 ....	20
Obrázek 5: Měření výšky mořského ledu nad hladinou.....	24
Obrázek 6: RADARSAT-2 oblast Iqualuit, Nunavut, Kanada ze 7. ledna 2008 .....	25
Obrázek 7: Křivka spektrální odrazivosti mraků a sněhu .....	27
Obrázek 8: Led v Beaufortově moři.....	34
Obrázek 9: Sledované oblasti.....	36
Obrázek 10: Rozdíl prostorového rozlišení Landsat a ASAR.....	38
Obrázek 11: Přehledka snímků z Envisat ASAR.....	39

## **SEZNAM TABULEK**

Tabulka 1: Spektrální obory dálkového průzkumu Země .....	17
Tabulka 2: Přehled jednotlivých pásem mikrovlnného záření .....	18
Tabulka 3: Informace o RADARSAT-2 .....	25
Tabulka 4: Informace o datech ve Wide Swath módu .....	37
Tabulka 5: Plocha mořského ledu v oblasti 1 v září 2003 a 2009.....	42
Tabulka 6: Plocha mořského ledu v oblasti 1 v roce 2009.....	42
Tabulka 7: Plocha mořského ledu v oblasti 2 v září 2003 a 2009.....	43
Tabulka 8: Plocha mořského ledu v oblasti 2 v roce 2009.....	43

## 1 Úvod

Tato práce se zabývá především monitoringem ústupu mořského ledu jako jednou z největších známek globálního oteplování. Hlavním cílem práce je za pomoci dálkového průzkumu Země, jako jediného způsobu monitorování klimatických změn na Zemi, zmapovat rozsah a ústup mořského ledu v Beaufortově moři. Tato práce by měla potvrdit nebo vyvrátit hypotézu: mořský led v roce 2009 ustoupil do vyšších zeměpisných šířek oproti roku 2003.

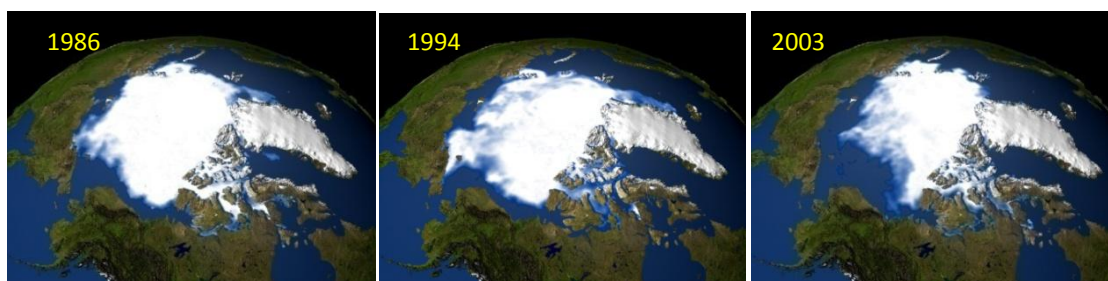
V teoretické části práce jsou stručně zpracovány metody dálkového průzkumu Země, spektrální odrazivost vody a ledu a tvorba mořského ledu. Následuje stručný popis několika družicových systémů, např. Landsat, Envisat. Z větší části tato kapitola rozebírá typy dat využívaných pro monitoring mořského ledu. Začíná historií monitorování mořského ledu, popisuje postupný vývoj nových technologií od II. světové války, přes první satelitní senzory až po dnešní využití radarových systémů. Následně popisuje optická a mikrovlnná data a pomocí několika studií srovnává jejich výhody a nevýhody pro použití v polárních oblastech k monitorování rozsahu a ústupu mořského ledu. V závěru této kapitoly je stručný popis Beaufortova moře a je zde uvedeno několik studií probíhajících v této oblasti. Tato kapitola také odpovídá na některé otázky, na příklad: Proč jsou radarová data pro monitoring mořského ledu vhodnější než data optická? S jakými problémy se můžeme setkat při monitorování pomocí DPZ v polárních oblastech? Co všechno nám prozradí radarová data o mořském ledu?

Hlavním cílem praktické části práce je pomocí snímků ze systému ASAR zmapovat rozsah a ústup mořského ledu v letech 2003 a 2009 vždy za několik měsíců v daném roce. Pro tuto část jsou použity radarové snímky ze systému Envisat ASAR získané od Evropské vesmírné společnosti (ESA). Data jsou zpracována v programech NEST, případně BEAM, PCI Geomatica a ArcGIS.

## 2 Problematika tématu

Klimatické změny jsou v dnešní době jedním s nejdiskutovanějších témat. Jedním z jejich projevů je zvyšování globální teploty. Tento nárůst teploty je nejčastěji spojován s přibývajícím koncentrací skleníkových plynů (Metelka a kol., 2009). Klimatické změny se ovšem nemusí projevat stejně na všech místech na Zemi. Metelka ve svém článku Klimatické změny: fakta bez mýtů (2009) uvádí: „Největší vzestupy teploty jsou indikovány v severních polárních oblastech.“

Jednou s nejdramatičtějších známek změny klimatu je rozsah mořského ledu v Arktidě. Od roku 2000 se oblast, která byla v létě pokryta mořským ledem, drasticky snížila. Zatím nejmenší rozsah zalednění byl zaznamenán v září 2007. Tento úbytek zaledněné plochy v polovině léta je mnohem větší, než se původně čekalo. Na úbytku ledu se podílí několik faktorů. Jedním z nich jsou převládající severní větry (plovoucí led je odvátl ze Severního ledového oceánu kolem Grónska a mizí v Atlantiku). (ESA, 2011b) Dalším faktorem je termodynamika. Když se v létě snižuje množství mořského ledu, pak je více tepla absorbováno mořem, tudíž i v zimě je stále menší plocha pokryta ledem. (ESA, 2011c) Zvýšené oteplování v polárních regionech je považováno za nejsilnější reakci na zvýšenou koncentraci atmosférických skleníkových plynů. Mořský led je velmi citlivý na změny teploty vzduchu. Proto lze předpokládat, že změny pozorované v polárních oblastech mohou být důkazem o tom, že klimatické změny probíhají na celé Zemi. (Piwowar a kol., 1998)



Obrázek 1: Minimální rozsah mořského ledu v letech 1986, 1994 a 2003

Zdroj: NASA Images

Obrázek 1 ukazuje rozsah mořského ledu v Antarktidě v letech 1986, 1994 a 2003. Porovnáním jednotlivých let můžeme dokumentovat změnu/úbytek mořského ledu v Severním ledovém oceánu.

Na druhou stranu je tání ledu v Severním ledovém oceánu příznivé z ekonomického hlediska. Na příklad umožňuje využívat severomořské trasy (od Atlantského k Tichému oceánu) pro lodní dopravu, čemuž dosud bránily extrémní ledové podmínky vládající po většinu roku v oblasti severního Ruska. (Johannessen a kol., 1996)



Obrázek 2: Severovýchodní trasa

Zdroj: ESA, 2011d

Na obrázku 2 je obraz ze systému Envisat ASAR z poloviny srpna 2008, který ukazuje téměř nezaledněnou severovýchodní cestu. Přímá Severovýchodní cesta je na obrázku vyznačena oranžovou čarou. Tečkovaná čára zobrazuje cestu nepřímou, nazývanou také Amundsenova severovýchodní cesta, která byla splavná téměř po celý měsíc. (ESA, 2011d)

## 2.1 Led na mořské hladině

Během zimní sezony mořský led v Arktidě většinou pokrývá 15 milionů kilometrů čtverečních a více než 19 milionů kilometrů čtverečních v Jižním oceánu kolem Antarktidy. Sezonní cykly mořského ledu jsou jednou z nejdynamičtějších součástí klimatických systémů na Zemi. V polárních oceánech každý rok probíhá formování a následně tání obrovského množství mořského ledu. Na severním pólu každé léto taje a poté znovu další zimu zamrzá oblast o velikosti Evropy. Tloušťka ledu hraje hlavní roli v polárním klimatu, řídí teplotní transport izolací relativně teplé oceánské vody od chladné polární atmosféry. (ESA, 2011b)

Led se tvoří z oceánské vody. Mořská voda vlivem obsahu solí zamrzá při teplotě nižší než 0 °C. Při salinitě 35 ‰ a hustotě 1,028 kgm<sup>-3</sup> zamrzá při teplotě -1,9 °C. S rostoucím obsahem solí klesá teplota zámru. (Kukal a kol., 1977) Salinita na počátku zámru mořské vody kolísá mezi 12–15 ‰. Hned po zformování mořského ledu nastává proces desalinizace. Jak voda zamrzá, část slané vody je z ledu odejmuta a vrací se zpět do moře, zatímco další část slané vody je zachycena do struktury ledu. Mořský led po jednom období mrznutí má salinitu 4–5 ‰. Průměrná salinita 3 roky staré kry je asi 1–2 ‰, přičemž v povrchové vrstvě je salinita zanedbatelná, protože zde byla slaná voda kompletně spláchnuta. (Hall, 1998) Salinita ledu závisí jednak na rychlosti krystalizace, jednak na stáří. Čím rychleji se led tvoří, tím více solí

obsahuje. Se stárnutím se z něho sůl vylučuje. Ve výjimečných případech, při tzv. lavinové krystalizaci ledu, může čerstvý led mít salinitu stejnou jako okolní mořská voda. Sůl však potom na povrchu tvoří solné výkvěty. Vlivem obsahu solí je také na první pohled možné odlišit nový led od ledu starého. Nový led se především na optických datech DPZ jeví jiskřivě bílý, zatímco starý, méně slaný, našedlý nebo namodralý. (Kukal a kol., 1977)

Když se poprvé formuje mořský led, je obroušený a tenký, ledové kry mají většinou hranatý tvar. S časem se kra desalinizací metamorfuje, stlačení a smykové síly vyplývají ze současné plochy ledu a směru a síly větru. U víceletého ledu pak můžeme pozorovat spíše zaoblené tvary. Podle definice se jednoletý led formuje v jedné „nárůstové“ sezoně a může dosahovat tloušťky od 30 cm přibližně do 2 m. Mrznutí se totiž neustále zpomaluje, protože pod ledem se hromadí slanější voda, která vyžaduje ještě nižší teploty. Víceletý led „přežívá“ přes dvě a více letních období, má nepravidelný a vlnitý povrch. Salinita ve svrchní vrstvě je méně než 1 ‰. (Hall, 1998) Mrznutí je zpomalováno mořskými proudy a jinými pohyby, např. silným vlněním a dmutím. Podporováno je naopak sněžením a drobným zvířením, kdy vznikají krystalizační centra. Drobné krystalky se spojují, až vytvoří souvislou vrstvu. Při rychlém mrznutí je jejich počet malý. Voda mrzne nejprve nad mělčinami, u břehu nebo mezi ostrovy, teprve potom se led rozšiřuje i do volného moře.

V nižších zeměpisných šířkách zimní led během léta roztaje, blíže pólu však krátké léto nestačí k roztátí celé mocnosti ledového pokryvu. Proto odtaje jen nejsvrchnější část. Během další zimy vzniká další ledová vrstva. Takže se tvoří víceletý led o značné mocnosti. Takový ledový pokryv může dosáhnout tloušťky deseti i více metrů. Mocnost ledu se může zvětšovat i pomocí sněhových srážek, kdy se sníh mění nejprve na firn a pak rekrystalizací v led. (Kukal a kol., 1977)

Pozorování a měření mořského ledu a pohybu mořských ker jsou důležitá z několika důvodů, na příklad většina kanadských splavných vod je alespoň z části roku pod ledem. Znalost oblasti, podmínek a pohybu ledových ker je nutné maximalizovat kvůli bezpečnosti a efektivnosti mořské dopravy. Ledoborce potřebují informace o otevřených mořských plochách především pro výběr vhodné cesty. Víceletý led je většinou tlustší a tvrdší než led jednoletý, a proto je více nebezpečný pro lodní dopravu. Relativní koncentrace jednoletého a víceletého ledu je také důležitá pro studie globálního klimatu. (Hall, 1998)

## 2.2 Dálkový průzkum Země

Dálkový průzkum Země (dále jen DPZ) hraje hlavní roli v pozorování klimatických změn na Zemi. Je to jediný způsob jak pozorovat celou planetu a monitorovat změny v přírodě, které probíhají v průběhu času na povrchu naší planety. DPZ pomocí satelitů umožňuje provádět měření v požadovaném prostorovém a časovém rozlišení. (Piwowar a kol., 1998) Definice DPZ podle Murdycha (1985) zní: „V širším významu jde o měření nebo získávání informací o vlastnostech objektů nebo jevů záznamovým zařízením, které není ve fyzickém nebo

*intimním kontaktu se studovaným objektem nebo jevem; znamená to použití zařízení na dálku (z letadla, družice, případně lodi) a znázornění jeho výstupu k získání informací o prostředí, jako je např. měření silového pole, elektromagnetického záření nebo akustické energie.“ Kolář ve své studii Principy fungování a využívání pozorovacích satelitů (2008) vysvětluje pojem DPZ takto: „Dálkový průzkum Země je vědní obor, který se zabývá sběrem informací o zemském povrchu bez přímého kontaktu s ním. K tomu slouží měření intenzity odraženého a emitovaného záření od jednotlivých objektů.“*

Pozorování zemského povrchu z operačních systémů dálkového průzkumu Země začalo na počátku 70. let vypuštěním družic Landsat-1 a Nimbus-5. Série Landsat a další novější systémy (NOAA, SPOT, IRS-1) nesoucí optické senzory nás stále zásobují cennými informacemi o Zemi. Satelitní snímky umožnily polárním vědcům nepřetržitě hromadit záznamy o zemském arktickém a antarktickém sněhu a ledu. (Piwowar a kol., 1998)

### **2.2.1 Stručný princip metody Dálkového průzkumu Země**

Nositelem informace v DPZ je elektromagnetické záření. Každý objekt odráží a emituje záření různých vlnových délek (intenzita závisí na elektromagnetických vlastnostech každé látky). Elektromagnetické vlastnosti pak určují druh látky nebo objektu a jeho okamžitý stav spolu se stavem jeho okolí. Podle způsobu, jakým látka odráží nebo vyzařuje záření různých vlnových délek, který je typický pro každý objekt nebo látku, dokážeme určit, o jakou látku se jedná. (Kolář, 2008a)

Elektromagnetické záření je ovlivněno prostředím zemské atmosféry, kterou prochází cestou od objektu k měřicímu zařízení a také od Slunce k povrchu Země. Zemská atmosféra pohltí část nesené energie nebo ji rozptýlí do jiných směrů. Velikost absorpce a rozptylu závisí na vlnové délce záření, na délce dráhy procházející atmosférou a na okamžitém stavu zemské atmosféry. Rozptyl zvyšuje hodnoty naměřeného záření především v kratších vlnových délkách. Absorpce je způsobena určitými plyny obsaženými v atmosféře, a to především plynnými molekulami oxidu uhličitého a vody, které pohlcují energii v určitých intervalech vlnových délek. (Kolář, 2008a)



## Základní oblasti spektra používané v DPZ

Pro dálkový průzkum Země se používá několik spektrálních oborů (viz tabulka 1).

Tabulka 1: Spektrální obory dálkového průzkumu Země

Spektrální obor	Vlnový rozsah
ultrafialové záření (UV)	0,1 až 0,4 $\mu\text{m}$
viditelné záření (V)	0,4 až 0,7 $\mu\text{m}$
infračervené záření blízké (NIR)	0,7 až 1,4 $\mu\text{m}$
infračervené záření střední (SWIR)	1,4 až 3 $\mu\text{m}$
tepelné záření (TIR)	3 $\mu\text{m}$ až 1 mm
mikrovlnné záření (MW)	1 mm až 1 m

Zdroj: Kolář, 2008a

Níže jsou uvedena záření používaná pro monitoring mořského ledu.

### Viditelné záření

Většina družicových systémů pracuje v oblasti viditelného záření. Je nejvyužívanější částí spektra (různé frekvence elektromagnetického záření, které vidíme v barvách od červené po fialovou). Neprochází oblačností a mlhou, lze ho zaznamenávat pouze v denních hodinách. Rozptyl má za následek např. ztrátu kontrastu v obrazové podobě dat. Ve srovnání s delšími vlnovými délkami záření částečně proniká pod vodní hladinu (především v modré části spektra).

### Infračervené záření blízké

Je méně pohlcováno a rozptylováno atmosférou, proto mají obrazy větší ostrost i kontrast. Voda se v těchto vlnových délkách chová téměř jako absolutně černé těleso.

### Infračervené záření střední

Důležité pro vegetační a geologické studie.

### Tepelné záření

Používá se ke zjišťování povrchové teploty oceánů, mapování tepelného znečištění řek a jezer i samotné krajiny, k lokalizaci lesních požárů. (Kolář, 2008a)

### Mikrovlnné záření

Je využíváno pasivními i aktivními metodami. Tyto vlnové délky mohou pronikat i pod pevný povrch. Nejméně závisí na podmínkách počasí, je výrazně zeslabováno pouze v případě vydatného deště. (Kolář, 2008a)

#### 2.2.2 Princip fungování zobrazujícího radaru

### Mikrovlnné záření

Elektromagnetické vlnění se šíří rychlostí světla a lze jej charakterizovat jeho polarizací, amplitudou a vlnovou délkou, resp. frekvencí, která je jí nepřímo úměrná. Radarový DPZ využívá mikrovlnnou část elektromagnetického spektra o vlnových délkách 1 mm až 1 m (frekvence 0,3–300 GHz). (Kolář, 2008b)

Tabulka 2: Přehled jednotlivých pásem mikrovlnného záření

Označení pásma	Vlnová délka [cm]	Frekvence [GHz]
Ka	0,75–1,10	40,00–26,50
K	1,10–1,67	26,50–18,00
Ku	1,67–2,40	18,00–12,50
X	2,40–3,75	12,50–8,00
C	3,75–7,50	8–4
S	7,50–15,00	4–2
L	15–30	2–1
P	30–100	1,00–0,30

Zdroj: Kolář, 2008b

Pro záření na těchto vlnových délkách je atmosféra prostupná bez ohledu na oblačnost. Záření kratších vlnových délek do 3 cm je více rozptylováno silnou oblačností a vydatným deštěm. Pásmo C je typické pro DPZ, bylo použito u družic ERS, RADARSAT a ENVISAT. Pro družicové systémy se také použilo S-pásmo (Almaz), L-pásmo (SEASAT, JERS) a X-pásmo (SIR-C, TerraSAR X).

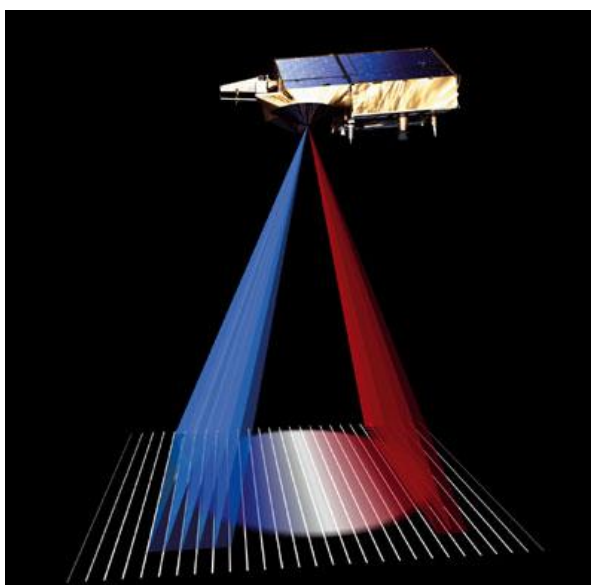
Radarový odraz od mořského ledu závisí na dielektrických vlastnostech a prostorovém rozložení. Faktory jako stáří ledu, drsnost povrchu, geometrie měření a teplota mají také velký vliv na výsledný odraz. (Kolář, 2008b)

### Geometrie bočního radaru a prostorové rozlišení dat

Zobrazující radary jsou systémy bočního pohledu, jejich anténa vysílá elektromagnetické záření k zemskému povrchu nikoliv kolmo dolů, ale šikmo a kolmo na směr letu. Podle principu radaru pak táž anténa zachycuje záření odražené zpět od zemského povrchu. Radar nevysílá záření kontinuálně, ale v jednotlivých pulzech. Nosič radaru je v pohybu, proto je daný pulz vyslán a přijat v různých místech dráhy. Radarové systémy využívají bočního pohledu, proto je jedním charakteristickým parametrem úhel, pod kterým je záření k zemskému povrchu vysíláno. (Kolář, 2008b)

### Princip radaru se syntetickou aperturou SAR

Základním principem u syntetické apertury je přesnější lokalizace místa odrazu ve směru letu (azimutální rozlišení) na základě změny frekvence přijímaného záření podle Dopplerova principu. Ten určuje změnu vlnové délky záření v závislosti na velikosti a směru relativní rychlosti pohybu zdroje záření a na místě jeho příjmu. To vede ke značně lepšímu azimutálnímu rozlišení než při prostém měření radarem bočního pohledu. Při vysokých výškách kosmického letu by dosažení azimutálního rozlišení v řádech desítek metrů vyžadovalo konstrukci antény kolem stovky metrů. Pro lepší rozlišení by musel být rozměr antény ještě úměrně větší. To je technicky neproveditelné, a proto družicová varianta zobrazujícího radaru nepracuje s reálnou, ale tzv. syntetickou délkou antény (aperturou). Toto technické řešení umožňuje simulovat velkou fyzickou délku antény při podstatně menší skutečné anténě a tím podstatně vylepší její azimutální rozlišení. (Kolář, 2008b)



Obrázek 3: Stopa radarového paprsku na Zemi

Zdroj: ESA, 2011d

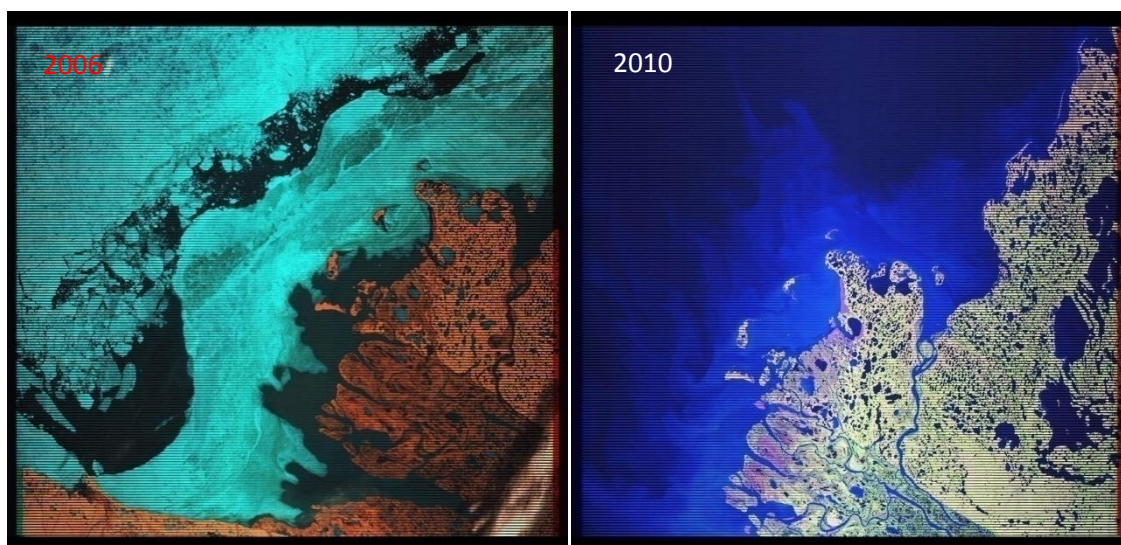
### 2.2.3 Pozorovací družice

Nejnovější družice dnes umožňují získat optické snímky s přesností lepší než 1 m vhodné pro mapování v měřítcích 1 : 5 000 až 1 : 10 000. I při tomto detailu si zachovávají družicová data vysoké spektrální rozlišení a v barevném režimu jsou snímky vždy pořizovány také v oblasti infračervené části optického spektra. Současně jsou dnes také k dispozici specifické družicové systémy pořizující data radarová nebo hyperspektrální.

V současné době se pro pořizování družicových snímků používá mnoha různých družic. Mezi nejznámější patří družice Landsat, Spot, Envisat, ICS, Quickbird a další. (Kolář, 2008a)

#### Družice Landsat

Družici Landsat provozuje americká NASA. První satelit Landsat byl vypuštěn v roce 1972. Landsat 7 pořizuje data z 8 spektrálních pásem s prostorovým rozlišením od 15 do 60 metrů.



Obrázek 4: Obrázky z Landsatu 7 z oblasti Beaufortova moře v červnu 2006 a v srpnu 2010

Zdroj: GLOVIS, 2011

Družice Landsat mají slunečně-synchronní dráhu, blízkou polárnímu orbitu. Landsat 5 (dříve i Landsat 4) obíhá na dráze o výšce 705 km. Přelet nad rovníkem je pod úhlem sklonu 98,2 °. To zabezpečuje plný pokryv mezi 81 ° N a 81 ° S. Každý oběh kolem Země trvá 98,9 minuty. Po 16 dnech se družice vrací do výchozí pozice nad zemským povrchem a celý cyklus se opakuje. Při společném provozu Landsatu 4 a 5 (1984–1985) se zkrátila perioda opakování na 8 dnů. Opakovací cyklus Landsatu 1 až 3 byl 18 dnů. (Kolář, 2008a)

#### MISR (Multi-angle imaging SpectroRadiometer)

MISR je nástroj, který poskytuje jedinečnou příležitost pro studium klimatu na Zemi. MISR využívá devět samostatných kamer, každá z nich je nasměrovaná na jeden pevný úhel. Jedna

kamera je nasměrována svisle dolů (v nadiru), čtyři vpředu a čtyři vzadu podle směru letu. Každá kamera okamžitě snímá jeden řádek pixelů. (MISR, 2011a) Prostorové rozlišení kamery v nadiru je 250 m, ostatní kamery mají rozlišení 275 m. MISR shromažďuje data pouze na osvětlené polokouli. Během každé oběžné dráhy MISR získá pás snímků, který je 360 km široký a asi 20 000 km dlouhý. (MISR, 2011b)

### **Družice s velmi vysokým rozlišením (VHR)**

Družicová data s velmi vysokým rozlišením jsou charakterizována prostorovým rozlišením v řádu 1 m. Tato data mohou být pořizována pouze v panchromatickém režimu, častěji však v kombinaci panchromatického a multispektrálního režimu. Jedná se v současnosti o nejrychleji se rozvíjející sektor dálkového průzkumu Země. Většina družic této kategorie představuje nejmodernější družicové systémy disponující velkou flexibilitou. Příkladem VHR senzoru je na příklad družice Quickbird s velikostí pixelu 60 cm, dále WorldView-1, WorldView-2, GeoEye-1 s prostorovým rozlišením 50 cm (GISAT, 2011a).

### **Družice Envisat**

Byla vynesena na oběžnou dráhu dne 1. března 2002 raketou Ariane 5. Plná distribuce obrazových dat z radaru ASAR byla zahájena společností Eurimage v lednu roku 2003.

Envisat poskytuje měření atmosféry, oceánu, země a ledu. Předpokládá se významné přispění k environmentálnímu výzkumu, především k pozorování klimatických změn a dalších přírodních jevů. Envisat je vybaven několika pozorovacími aparaturami: ASAR, GOMOS, AATSR, MERIS a radar Altimeter (Kolář, 2008a).

### **ASAR**

Vlastností všech radarových přístrojů je, že pořizují data bez ohledu na podmínky dané počasím. ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) je zdokonaleným zástupcem radaru SAR z družic ERS 1 a 2. Technologická i technická zlepšení nabízejí několik šířek záběru, až 400 km, nebo zobrazení scény ve dvou polarizacích. ASAR je schopen rozpoznat různé druhy vegetačního pokryvu, např. ornou půdu, pastvinu nebo les. Analýzou scén z různých období lze provést hodnocení změn. (Kolář, 2008a)

### **Technologie a využití ASAR**

Cíle mise ASAR jsou jak globálního, tak regionálního významu. Data jsou vhodná pro vědecké využití a pro orientaci uživatelů v různých časových měřítkách. Z globálního hlediska mise ASAR zahrnuje:

- mapování charakteristik a dynamiky ledové pokrývky
- měření poměrů přímořských států v různých měřítkách

- mapování rozložení a dynamiky mořského ledu
- detekce rozsáhlé vegetace a jejích změn
- monitorování přírodních a antropogenních znečištění oceánů

ASAR významně přispívá i v regionálním měřítku, a to především podáváním souvislých a spolehlivých datasetů pro aplikace jako:

- mimopobřežní operace mořského ledu
- mapování sněhu a ledu
- ochrana a monitoring znečištění pobřeží
- monitoring lodní dopravy
- monitoring zemědělství a lesnictví
- monitoring vlhkosti půdy
- geologický průzkum
- topografické mapování
- předpovídání, trasování a reakce na přírodní rizika
- monitorování deformace povrchu

Některé regionální cíle lze aplikovat na mořský led, znečištění moře, mořskou dopravu, monitoring nebezpečí – vyžadují data v reálném čase (*Near real-time data*) generovaná na základě uživatelských požadavků. Ostatní cíle, jako zemědělství, využívají rychle se opakující data (zahrnují několik dní). Zbylé cíle se mohou spokojit s off-line daty.

Původním účelem mise ERS byl monitoring oceánů a ledu. Působivá škála vědeckých výzkumů v oceánografii, polární vědě, glaciologii a výzkumu klimatu pokračuje nyní s podporou ASAR. To zahrnuje i měření vlastností oceánského povrchu (proudy, fronty, víry, vnitřní vlnění), spektra směru oceánských vln, topografii mořské flóry, sněhovou pokrývku a dynamiku ledové pokrývky. Operační systémy byly vytvořeny pro mapování mořského ledu, ropných skvrn, monitorování a detekci lodí.

## **Operační módy ASAR**

### ***Image mode***

Režim obrazu poskytuje vysoké prostorové rozlišení datových produktů (30 m pro jemné obrazy) vybraných z celkem sedmi možných řádků s řadou úhlů dopadu v rozmezí 15–45 °.

### ***Wave mode***

Tento mód snímá pásy o velikosti 5 x 5 km, ty jsou rozloženy podél 100 km dlouhé trasy. Plocha snímaného pásu může být zvolena pro střídání mezi středy kterýchkoliv dvou ze sedmi řádků.

### ***Widw – Swath and Global Monitoring mode***

Tyto módy jsou založeny na technice ScanSAR, která používá 5 sub řádků a každý generuje širokopásmý produkt (400 km) s prostorovým rozlišením 150 m.

Tyto čtyři módy mohou operovat na jedné ze dvou polarizací HH nebo VV. První písmeno udává polarizaci vysílaného signálu, a to  $H$  = horizontální a  $V$  = vertikální. Druhé udává polarizaci přijímaného signálu.

### ***Alternating – Polarisation mode***

Tento mód udává dva simulační obrazy ze stejné oblasti v HH a ve VV polarizaci, HH a HV nebo VV a VH se stejným zobrazením, jako je geometrie v obrazovém módu, a ve stejném vysokém prostorovém rozlišení.

Přístroj ASAR je charakterizován extenzivní flexibilitou díky pěti operačním módům, jejich schopnosti zaznamenávat v horizontální i vertikální polarizaci, široké škále pozorovacích úhlů a možnosti upravovat vysílaný i přijatý signál antény, kontrolování amplitudy a fáze každého z 320 vysílaných/přijímaných modulů individuálně. (Zink a kol., 2001)

## **MERIS**

Medium resolution Imaging Spectrometer Instrument je speciální spektrometr, který měří sluneční záření odražené od Země, s pozemním rozlišením 300 m v 13 spektrálních páscech. Měření nad celou planetou uskuteční během tří dnů. MERIS měří „barvu“ oceánu a pobřežních oblastí v širokém vlnovém pásmu a tak poskytuje přesné informace o mořské biologii. Dále data MERISu napomáhají sledování teplotního režimu svrchních vod oceánu. (Kolář, 2008a)

## **Družice NOAA**

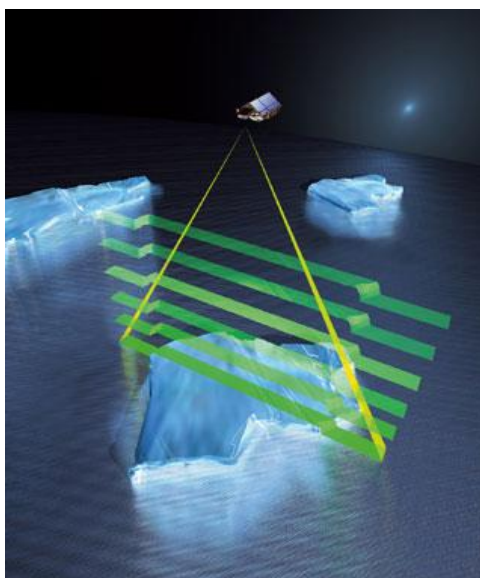
Program družic NOAA obsahuje družice označované jako I. generace (odvozené z družic Tiros a ESSA) a družic typu Tiros-N (odvozené od vojenských družic DMSP).

Druhá generace družic NOAA započala startem družice TIROS-N v roce 1978. Družice byly vybaveny novým hlavním zařízením AVHRR a zařízením pro sondáže atmosféry TOVS. Frekvence přeletů je dvakrát denně nad stejným územím. Radiometr AVHRR zaznamenává záření ve viditelné, blízké infračervené a tepelné infračervené části elektromagnetického spektra. Šíře záběru je 3 000 km a prostorové rozlišení snímku pořízeného z nadiru je 1,1 km. Ačkoli data ze senzoru AVHRR jsou využívána pro předpovídání a analýzu počasí, jsou vhodná i pro pozorování zemského povrchu. (Kolář, 2008a)

## **CryoSat-2**

Raketa Dnepr mezinárodní vesmírné společnosti Kosmotrans vynesla 8. dubna 2010 na oběžnou dráhu satelit CryoSat-2, který nahrazuje původní CryoSat, jenž byl ztracen roku 2005 při selhání

startu. Cíle mise jsou na příklad měření změny tloušťky rozsáhlých ledovcových příkrovů, které přiléhají ke Grónsku a Antarktidě, a měření tloušťky relativně tenkého plovoucího ledu v polárních oceánech. CryoSat-2 nese první radarový výškoměr svého druhu, který překonává obtíže měření ledového povrchu. Primárním zařízením je propracovaný SAR/Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) vyvinutý společností Thales Alenia Space, který měří tloušťku plovoucího ledu v oceánech a sleduje změny ledovcových příkrovů na pevnině. Satelit je na polární oběžné dráze dosahující šířky  $88^\circ$ , což je blíže k pólům než dráhy předešlých pozorovacích družic. Kombinace technologie a polární oběžné dráhy nám poskytne informace pro lepší pochopení vztahu mezi ledem a atmosférou. (ESA, 2011a)



Obrázek 5: Měření výšky mořského ledu nad hladinou

Zdroj: ESA, 2011d

CryoSat je schopný měřit výšku plovoucího mořského ledu vyčnívající nad hladinou moře. Toto měření může provádět díky citlivému výškoměru na palubě družice. Z výšky ledu vyčnívajícího nad hladinou je pak možné odvodit tloušťku ledu. (ESA, 2011a)

## **RADARSAT-2**

RADARSAT-2 je kanadský SAR satelit, který následuje RADARSAT-1. Nový satelit byl vypuštěn 14. prosince 2007 z Bajkonuru v Kazachstánu. RADARSAT-2 znamená výrazný technický pokrok, zahrnuje vysoké rozlišení obrazu (3 m), flexibilitu ve výběru polarizací, možnost zobrazování z levého i pravého pohledu a lepší ukládání dat. Životnost satelitu je minimálně 7 let. (RADARSAT-2, 2007)





Obrázek 6: RADARSAT-2 oblast Iqualuit, Nunavut, Kanada ze 7. ledna 2008

Zdroj: RADARSAT-2, 2011a

Tabulka 3: Informace o RADARSAT-2

<b>Nadmořská výška</b>	798 km
<b>Inklinace</b>	98,6 stupňů
<b>Perioda</b>	100,7 minut
<b>Cyklus opakování</b>	24 dní
<b>Pásmo a frekvence</b>	C-pásmo (5,405 GHz)
<b>Polarizace</b>	HH, HV, VH, VV
<b>Rozměry antény SAR</b>	15 m x 1,5 m

Zdroj: RADARSAT-2, 2011b

### 2.3 Zářivé vlastnosti

Intenzita odraženého záření, stejně jako intenzita emitovaného záření, je závislá na elektromagnetických vlastnostech látky. Tyto vlastnosti jsou závislé na druhu látky nebo objektu, jeho okamžitém fyzikálním stavu a také na stavu jeho okolí. Je tedy odrazivá vlastnost, stejně jako emisní, charakteristickým rysem dané látky, případně daného objektu nebo jevu. Znalost těchto zářivých vlastností dovoluje naopak z naměřených intenzit záření, resp. odrazivosti či emisivity, stanovit, o jakou látku jde. To je princip zjišťování informací metodou dálkového průzkumu.

Při rozmanitosti krajinných objektů nelze sestavit popis spektrálních vlastností všech možných typů. Lze je však rozdělit do čtyř základních skupin, jejichž zářivé vlastnosti jsou specifické: pevný povrch bez vegetace, vegetační povrch, voda a plynné látky. Při dálkovém průzkumu je obvykle měřena jejich směs, takže výsledek odpovídá spektrálním vlastnostem samostatných složek. Spektrální charakteristiky jsou časově proměnné, tak jak se mění v čase hodnoty stavových parametrů. V některém případě je průběh časové změny spektrálního projevu zkoumaného objektu dokonce pro něj charakteristický, a slouží proto jako rozpoznávací příznak. V takovém případě je třeba ke stanovení látkových parametrů znát i denní, resp. roční dobu, k níž se spektrální charakteristika vztahuje. (Kolář a kol., 1997)

Tato práce se týká studie mořského ledu, z tohoto důvodu je uvedena spektrální odrazivost pouze vody a ledu.

### **2.3.1 Voda**

Voda je všudypřítomnou látkou v zemské krajině a vyskytuje se téměř při každém měření metodou dálkového průzkumu. Předmětem sledování je její výskyt ve skupenství pevném, kapalném i plynném. Zářivé vlastnosti vody jsou v celém oboru elektromagnetického spektra vesměs dosti odlišné od ostatních látek na zemském povrchu. Proto přítomnost vody mění spektrální projev každého objektu. (Kolář a kol., 1997)

#### **Kapalné skupenství**

Voda v oceánu a uzavřených vodních plochách se vyznačuje nízkou odrazivostí záření na všech vlnových délkách. Dopadající sluneční záření proniká z velké části pod hladinu, kde je absorbováno. Na vlnové délce 0,48  $\mu\text{m}$  je propustnost vody maximální a trvale klesá s vlnovou délkou záření do oblasti tepelného infračerveného záření.

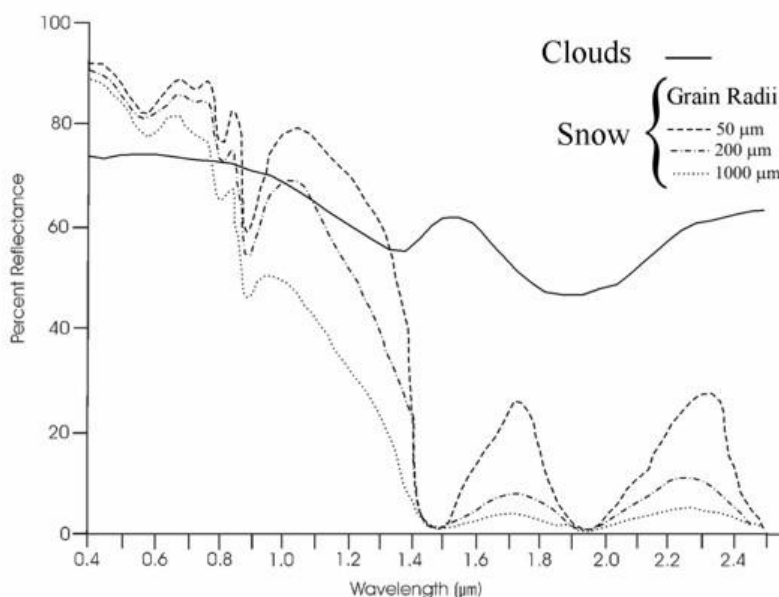
Vyšší propustnost vody v krátkovlnné oblasti viditelného záření může být použita pro získání určité informace o dnu vodní nádrže. Měřením na vlnové délce 0,5–0,6  $\mu\text{m}$  lze získat v čisté vodě údaje z hloubky 10–15 m. S rostoucí vlnovou délkou záření se povrchová vrstva vody zmenšuje, takže např. v pásmu 0,8–1,1  $\mu\text{m}$  dosahuje jenom 10 cm.

Pro infračervené záření je voda prakticky nepropustná. Využití tepelného záření vody k určení její teploty je ztíženo složitými podmínkami, které formují přenos tepla mezi vodní hladinou a atmosférou. Pro správnou interpretaci naměřené hodnoty radiační teploty je nejdůležitější situace v horní tenké vrstvě vodní hladiny nepřesahující tloušťku 1  $\mu\text{m}$ . (Kolář a kol., 1997)

### **2.3.2 Sníh a led**

Na rozdíl od tekoucí vody má sníh či led ve viditelné a blízké IČ oblasti spektra vysokou odrazivost. Ta o tolik převyšuje odrazivost ostatních objektů na zemském povrchu, že intenzita odraženého záření leckdy překračuje dynamický rozsah detektoru radiometru. Stejně vysokou

odrazivost mají také horní vrstvy oblaků, jež jsou tvořeny ledovými krystalky. (Kolář a kol., 1997)



Obrázek 7: Křivka spektrální odrazivosti mraků a sněhu

Zdroj: AMU, 2011

Obrázek 7 znázorňuje spektrální odrazivost mraků (*clouds*) a sněhu (*snow*). Křivky sněhu znázorňují rozdíly spektrální odrazivosti ledu v závislosti na velikosti krystalků.

Dielektrické vlastnosti vody a ledu jsou v oboru mikrovlnného záření natolik odlišné, že již mírné tání způsobuje velkou změnu intenzity emitovaného i odraženého záření. Protože voda ve sněhu obsahuje sněhové granule a způsobuje výrazný vzestup pohltivosti, je výsledkem její přítomnosti menší rozptyl záření uvnitř sněhové vrstvy, pokles odrazivosti, ale zvýšení emisivity. Emisivita je naopak menší u sněhu tvořeného z ledových krystalků větší velikosti. Klesá logaritmičticky také s narůstající sněhovou vrstvou.

Při použití mikrovlnného záření je důležitým faktorem jeho polarizace. Pro zjišťování síly přemrzlého a firnového sněhu je vhodnější horizontální polarizace. Takto polarizované záření je povrchovou slupkou propuštěno, zatímco vertikálně polarizované záření je ledovou vrstvou značně pohlcováno. (Kolář a kol., 1997)

## 2.4 Metody a data dálkového průzkumu pro mapování mořského ledu

Historii a vývoj pozorování mořského ledu ve svém článku popisují Sandven a Johannessen (2006). Pozorování mořského ledu započalo přibližně před sto lety, nejprve

se využívaly pobřežní stanice a lodě a od II. světové války se začalo vyvíjet použití letadel a družic. Používání satelitních dat se vyvinulo postupně v průběhu posledních tří desetiletí a nyní je nejdůležitější pozorovací metodou. První satelitní senzory poskytovaly snímky ve velkém měřítku s využitím viditelného či infračerveného pásma elektromagnetického záření. Byl to na příklad Nimbus, TRIOS, ERTS (Earth Resources and Technologie Satellite) později přejmenovaný na Landsat. Koncem roku 1960 bylo zřejmé, že tyto senzory jsou pro monitoring mořského ledu, jeho pohybu a klimatických změn nedostačující. Tyto senzory byly omezené jen na bezoblačné a dobře osvětlené podmínky. Mořský led se vyskytuje v regionech, kde je noc po několik měsíců v roce a které jsou ve zbývajících měsících často velmi oblačné. Z toho důvodu bylo nutné vyvinout metody pozorování využívající mikrovlny, které jsou schopny proniknout oblačností a nejsou závislé na světelných podmínkách. První pasivní mikrovlnné systémy pro dálkový průzkum byly ruské systémy Kosmos 243 a Kosmos 384 v roce 1968 a 1970. V USA byly pasivní mikrovlnné systémy poprvé použity pro dálkový průzkum mořského ledu koncem 60. a začátkem 70. let. V období od roku 1970 nastal největší pokrok v monitorování mořského ledu. Začaly operovat pokročilejší satelitní systémy jako ESMR, SMMR na Nimbus-7, dále SSM/I, který poskytoval nepřetržitě měření více než 25 let. Nové pasivní mikrovlnné systémy, jako je AMRS-E, poskytují lepší rozlišení koncentrace ledu a jeho teploty. Aktivní mikrovlnné systémy, jako je Side-Looking Radar (SLAR) a Synthetic Aperture Radar (SAR), byly vyvinuty během let 1970 až 1980. Poskytují podrobné mapy stavu ledu, zejména v oblasti využívané pro lodní dopravu. SAR kombinuje vysoké prostorové rozlišení spolu s nezávislostí na oblačnosti a na světelných podmínkách, tím je pozorování mořského ledu prováděno s mnohem větší přesností než pasivní mikrovlnné metody nebo metody využívající viditelné pásmo. Evropský program dálkového průzkumu Země (ERS) začal roku 1991. Dva satelity ERS-1 a ERS-2 za posledních 10 let poskytly tisíce snímků ledové pokrývky po celém světě. Od roku 1996 pořizuje snímky mořského ledu také kanadský RADARSAT-1. Od roku 2003 také funguje evropský ENVISAT, zejména jsou důležité snímky ze systému ASAR.

Comiso (1991) ve svém článku popisuje satelitní dálkový průzkum polárních regionů. Satelitní DPZ otevřel dveře pro detailní monitoring polárních regionů v relativně vysokém časovém rozlišení. Většina senzorů byla vynalezena během několika let. Nejpozoruhodnější z nich jsou optické, infračervené a mikrovlnné systémy. Optické a infračervené jsou nejspolehlivější při pozorování lidským okem a produkované snímky mají dobré prostorové rozlišení. Nicméně z důvodu časté oblačnosti a tmy, která v polárních regionech trvá několik měsíců, se jako nejstabilnější senzory jeví mikrovlnné pasivní a aktivní systémy. Pasivní mikrovlnné senzory jsou zdrojem dat pro pozorování ledové pokrývky již 15 let. Radar se syntetickou aperturou (SAR) je na druhou stranu využíván pro velmi vysoké rozlišení a široký záběr aplikací zahrnující pozorování dynamiky ledu a studie interakcí ledu a vln. Nicméně některé aplikace vyžadují optické a infračervené kanály, např. mapování koncentrace pigmentu chlorofylu v mořské ledové zóně.

### 2.4.1 Použití optických dat

Záření je možné měřit v různých částech elektromagnetického spektra (oblasti viditelného a blízkého či středního infračerveného záření). V těchto oblastech spektra přístroj pouze přijímá záření odražené nebo emitované zemským povrchem. Tento způsob předpokládá dostatečně intenzivní zdroj záření, což je buďto Slunce nebo zemský povrch. Využití prvního zdroje je omezeno na denní dobu a u obou zdrojů je měření záření od pevného povrchu znemožněno výskytem oblačnosti. (Kolář, 2008a)

Viditelné a infračervené kanály využívají intervaly spektra elektromagnetického záření s vysokým atmosférickým přenosem, jako jsou: 0,4–2,5  $\mu\text{m}$ , 3,5–4  $\mu\text{m}$  a 10–13  $\mu\text{m}$ . Elektromagnetické vlny v těchto intervalech neproniknou oblačnost, tím pádem pozorování zemského povrchu vyžaduje bezoblačné podmínky. (Sandven a Johannessen, 2006)

Světlo detekované našima očima je viditelné záření ze Slunce, které odrážejí objekty kolem nás. Bělejší objekty (ty, které mají vyšší albedo) odrážejí více záření než tmavší objekty. Mořský led má vyšší albedo než oceán, který ho obklopuje, proto je pro optické přístroje DPZ snadné ho odlišit. Při používání optických dat pro pozorování mořského ledu se vyskytují určitá omezení:

- Protože tyto senzory měří odražené záření ze Slunce, mohou být optická data pořízena pouze během dne. Neschopnost pozorovat mořský led v noci je velký problém, protože mořský led se vyskytuje převážně v polárních regionech, kde tma převládá po většinu roku.
- Protože oblačnost také odráží viditelné záření, oblačné nebe zabraňuje satelitům zobrazovat viditelné světlo odražené od mořského ledu. Naneštěstí regiony pokryté mořským ledem mají sklon k časté oblačnosti, mraky zatemňují mořský led po 70 až 90 % roku.

Infračervené senzory mohou snadno detekovat mořský led, protože jeho teplota je převážně mnohem nižší než okolního oceánu. Typická teplota mořského ledu v zimě je  $-20$  až  $-40$   $^{\circ}\text{C}$ , zatímco teplota okolního oceánu je kolem  $0$   $^{\circ}\text{C}$ . Omezení pozorování infračerveným zářením z Vesmíru jsou tato:

- Mraky také emitují a odrážejí infračervené záření, proto zabraňují satelitům přijímat infračervené záření od mořského ledu.
- Mořský led taje během léta a povrchová teplota se zvyšuje k  $0$   $^{\circ}\text{C}$ . Tající mořský led je obtížné odlišit od okolního oceánu, který má také teplotu blízkou bodu zámrazu. (NSIDC, 2011a)

Díky současnému rozvoji radarových satelitů se optická data pro monitoring mořského ledu dnes téměř nepoužívají. Pro úplnost je uvedena studie Dey a kol. (1979) popisující aplikaci obrazů ze systémů NOAA a Landsat pro monitorování a mapování rozmrzání a zamrzání mořského ledu. Výzkum probíhal kolem kanadského arktického moře od července až do listopadu od roku 1975 do roku 1977. Tato studie ukazuje, že použití snímků pořízených z družic NOAA a Landsat nám může poskytnout mnoho informací o rozmrzání a zamrzání

mořského ledu. Tyto informace jsou nezbytné pro klimatologické modelování a plánování navigace, stejně jako pro objevení nalezišť plynu a ropy v Severním ledovém oceánu. Při monitorování a mapování se studie potýkala s několika problémy. Jako hlavní problémy monitorování arktického mořského ledu z vesmíru se ukázala omezení jednotlivých satelitů, hustá mlha a oblačnost. Pozorování rozdílů mezi nově zformovaným ledem a otevřeným mořem komplikovala také sezonní tma během období zámru. Ačkoli Landsat a NOAA jsou adekvátní pro monitoring mořského ledu, tak ani tyto satelity nejsou schopné snímat mořský led za přítomnosti husté mlhy. Oblaka a mlha se vytváří v případě, že studený arktický vzduch vane přes část otevřeného moře. Především tato mlha představuje velký problém ve vykreslování rozsahu ústupu mořského ledu. Nově zformovaný led je velmi obtížné rozlišit od otevřeného moře. Největší problém v době nejintenzivnějšího zámru je sezonní arktická tma. V tomto období se ukázalo velmi užitečné použití termálního infračerveného pásma NOAA.

Reimnitz a kol. (1978) pozorovali mořský led v Beaufortově moři, jeho dynamiku a vliv na geologii dna kontinentálního šelfu. Pozorování probíhalo v zimě 1972–1973. Pro studii byly použity snímky ze systému Landsat, a to v období od zámru, tzn. říjen 1972, a dále v období ústupu ledu do července 1973. Snímky z Landsatu nebylo možné použít během arktické noci (od listopadu do února), kdy tma znemožnila velmi užitečné snímání mořského ledu. Nástup zimy (v říjnu) je provázen vznikem nového ledu, který je vidět především ve vnitřním šelfu, kde je mělká voda a nízká slanost, voda se zde tedy ochlazuje rychleji než na moři. Od 16. prosince 1972 až do 10. února 1973 byly využity mikrovlnné snímky z Nimbus 5. Toto pozorování prokázalo celkovou absenci víceletého ledu v mořském šelfu. Nejdůležitější analýzy proběhly na podzim roku 1972 v oblasti mezi Cane Halkett a Canning River. Studie získaných satelitních snímků obsahujících sever Aljašky vedly k závěru, že led v Pacifiku se chová poměrně soudržně. Studie byla založena na interpretaci satelitních snímků z Landsatu-1 a NOAA-2 z období 1972–1973. Využití opakujících se snímků z Landsatu-1 nad oblastí vysokých šířek má tu výhodu, že se obrazy po projetí satelitu překrývají. Pokud to oblačnost dovolila, bylo možné pozorovat funkce mořského ledu po dobu tří po sobě jdoucích dnů každých 18 dní. Na snímcích ledové pokrývky z Landsatu-1 je smyková zóna ledu obecně charakterizovaná jako linie přibližně rovnoběžná s břehem. Stříhové hřbety jsou společné rysy podél severního pobřeží Aljašky a jsou často desítky kilometrů dlouhé.

Ve studii autorů Ozsoy-Ciceka a Kerna (2010) byly také využity snímky z optického senzoru MODIS neseného družicemi Terra a Aqua, protože optické snímky zobrazují podrobnosti, které by nemusely být na radarových snímcích jednoznačné. Optické snímky byly využity pro pozorování rozmrzání přední oblasti ledu. Tyto optické snímky mají prostorové rozlišení 250 m, proto mohou být pro interpretaci vhodnější než radarové snímky, přestože oblasti mořského ledu jsou často oblačné, a proto optické snímky jsou většinou méně využívané než data mikrovlnná. Navzdory vysokému rozlišení není na optických snímcích možné rozlišit jednotlivé typy ledu, když jsou pod sněhem, zatímco na mikrovlnných snímcích toto možné je.

#### 2.4.2 Použití mikrovlnných dat

Objekty na zemském povrchu neemitují pouze infračervené záření, ale emitují také mikrovlny. Mikrovlny přirozeně emitované ze Země, zachycované senzory, se nazývají pasivní mikrovlny. Mraky neemitují mnoho mikrovlnného záření ve srovnání s mořským ledem. Tak mikrovlny mohou proniknout oblačností a mohou být použity pro rozlišení mořského ledu jak během dne, tak během noci, nezávisle na oblačnosti. (NSIDC, 2011b)

Satelitní senzory mohou také aktivně emitovat mikrovlny k zemskému povrchu. Tyto vlny se odrážejí od povrchu a vracejí se k senzoru. Tento typ DPZ se nazývá aktivní mikrovlny nebo radar.

Dálkový průzkum Země v pasivní mikrovlnné části elektromagnetického spektra je prakticky nejvhodnější pro aplikaci v polárních oblastech, protože mikrovlny jsou schopné proniknout atmosférou prakticky za všech podmínek (hlavní význam má v období výskytu oblačnosti v Arktidě). Dále mikrovlnné záření není závislé na Slunci jako na zdroji osvětlení, což má velký význam při dlouhých arktických zimách. (Piwowar a kol., 1998)

Pro studium mořského ledu v polárních oblastech jsou velmi užitečná aktivní a pasivní mikrovlnná satelitní data. Radarové systémy mají schopnost získat data bez ohledu na tmu či oblačnost, což jsou v polárních oblastech zásadní atributy. O tomto problému pojednává článek od autorů Johannessena a kol. (1996). Vědeckým cílem této práce je využití evropského DPZ (ERS-1) pro zkoumání mořského ledu a jeho procesů v Karském moři na severu Ruska. V tomto projektu se snaží dokázat vhodnost radarových dat pro monitoring stavu ledové plochy, což by mohlo dále napomoci lodní dopravě a podpořit osídlení podél sibiřského pobřeží a řek, stejně jako dopravu mezi severní Evropou a východní Asií díky Beringovu průlivu. Extrémní ledové podmínky v této severní části Ruska ovšem lidskou aktivitu limitují. Lodní dopravu většinu roku blokuje ledové podmínky. Pouhé 2 až 3 měsíce je sibiřské pobřeží bez ledu.

Schopnost monitorovat mořský led po celý rok byla dříve závislá na podmínkách životního prostředí, jako je oblačnost či denní světlo. Toto se ovšem výrazně zlepšilo zahájením projektu ERS-1 v červenci 1991. SAR data ze satelitu ERS-1 mohou být využita pro detekci a monitoring rozložení mořského zalednění. (Johannessen a kol., 1996)

Studie autorů Ozsoy-Ciceka a Kerna (2010) se zabývá studiem mořského ledu v Bellinghousenově moři v období australského jara roku 2007. Bylo provedeno celkem 59 pozorování a byla využita jak pasivní, tak aktivní mikrovlnná data ze systémů Envisat a RADARSAT-1. C-pásmo a HH polarizace bočního radaru byla užitečná pro odlišení šesti typů mořského ledu a kombinací jednotlivých typů ledu. Ku-pásmo VV polarizované bylo použito většinou pro pozorování víceletého ledu, deformovaného jednoletého ledu a nedeformovaného mladého ledu. C-pásmo dokáže rozlišit mezi jednoletým ledem a nedeformovaným mladým ledem, Ku-pásmo se užívá pro stejné typy ledu, ale především pro rozlišení pouze jednoletého ledu.

Toto pozorování mořského ledu během mezinárodního antarktického roku využívající aktivní a pasivní mikrovlnná data mělo stanoveny tyto cíle:

- a) odvození zpětného radarového odrazu pro pozorování jednotlivých typů mořského ledu a kombinací typů ledu,
- b) zlepšit znalosti o radarovém zpětném odrazu různých typů ledu v Bellinghousenově moři v raném a středním jaru,
- c) interpretovat AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS*) pro hloubku sněhu nad těmito jednotlivými typy ledu.

V této studii bylo současně provedeno i monitorování z dat MODIS.

Na aktivních mikrovlnných snímcích je možné odlišit oblasti jednoletého ledu od víceletého ledu, zatímco AMSR-E může rozlišit jednoletý a víceletý led i pod sněhem.

Základní informace o mořském ledu jsou z radaru se syntetickou aperturou (SAR). Jedná se především o výzkum typu ledu, velikosti ledové kry, rozložení volného moře, informace o pohybu ledu. Průniková hloubka signálu SAR skrze víceletý led je mnohem větší než skrze led jednoletý díky nižší salinitě na povrchové vrstvě víceletého ledu. V rozsahu 1 GHz je průniková hloubka mezi 5 cm až 100 cm pro jednoletý led a 30 až 500 cm pro led víceletý. Senzory operující v pásmu X poskytují informace především z vrchních 5 až 80 cm (závisí na typu ledu, salinitě a teplotě), v pásmu L až ze 40 až 500 cm. Komplexní problém pro studium mořského ledu je výběr polarizace. V různých situacích, užití různých polarizací může poskytovat různé informace, to umožní lepší rozlišení typu mořského ledu.

Mořský led může být od otevřeného moře rozlišen použitím dat ze systému SLAR a různé frekvence se používají pro identifikaci některých funkcí mořského ledu a také pro rozlišení, jestli se jedná o led jednoletý nebo víceletý (Hall, 1998).

Data ze SeaSat SAR byla velmi užitečná při určování typu mořského ledu. Pásmo L však nemá dostatečné rozlišení potřebné pro odlišení otevřené nedávno rozmrzlé mořské vody a oblasti volného moře mezi ledovými krami. Oboje se jeví jako hladká vodní plocha, a dokonce i tenký led způsobuje zrcadlový odraz a na obraze pořízeném v L-pásmu se jeví jako černá plocha. Radarové obrazy pořízené v pásmu X se používají pro rozlišení břehového ledu od ledu na volném moři a jednoletého ledu od ledu víceletého. Víceletý led, který byl vystaven více pohybu a zvětrávání než jednoletý led, má hrubší povrch a tak dává lepší radarový odraz, než dává jednoletý led. Hrby se ukáží jasně, protože lépe odrážejí energii vyslanou radarem zpět přímo do senzoru. Evidentní jsou také stříhové linie a ledovce, které čistě vyčnívají mezi mořským ledem, protože hrany mezi trhlinami charakterizují ledovcový led a odrážejí radarový signál silněji. (Hall, 1998)

V článku autorky Dorothy Hallové z roku 1998 jsou popsány studie dalších autorů, kteří využívali data z různých frekvencí či pásem a zkoumali jejich vhodnost pro výzkum mořského ledu. Na příklad Katchum a Tooma (1973) pro svou studii mořského ledu na severu Aljašky srovnávali data ze čtyř frekvencí, snímky pocházely ze zobrazujícího radaru. Studie prokázala, že data z pásem K, X a L poskytují vhodné informace o typu a struktuře ledu, zatímco pásmo P poskytuje informace pouze o nejvýraznějších prvcích, jako jsou ledové úlomky a kry. Dále na příklad Lyden a kol. (1984) zkoumali pásma X a L z obrazů mořského ledu pořízených



SLAR. Jejich výsledky ukázaly, že v pásmu X byl rozdíl mezi jednoletým a víceletým ledem zcela zřejmý. Toto srovnání bylo pořízeno na základě dat získaných v pozorovacím úhlu mezi 0 a 55 °. Dále Winebrenner a kol. ve své studii prokázali, že se obraz mořského ledu v Arktidě mění na začátku tání, během období tání sněhu a během zamrznání, což je způsobeno teplotou vzduchu související z fyzikálními procesy. Vlhkost sněhové pokrývky zhoršuje radarový signál, to znamená, že když se teplota pohybuje kolem 0 °, tak je odražený signál horší.

## 2.5 Beaufortovo moře

Beaufortovo moře je okrajové moře Severního ledového oceánu. Nachází se na severu Kanady a Aljašky. Rozkládá se od mysu Barrow na Aljašce k ostrovu Prince Patrick a západně od ostrova Banks k Čukotskému moři. Rozkládá se na ploše 476 000 kilometrů čtverečních. Průměrná hloubka je 1 004 m a nejhlubší místo je přibližně 4 761 m hluboké. Moře se jmenuje podle britského admirála sira Francise Beauforta.

Beaufortovo moře je po většinu roku pokryto ledem, jen v srpnu a září moře v blízkosti pobřeží rozmrzá. V moři můžeme rozlišit čtyři vodní masy. Povrchová vodní masa je přibližně 102 m silná a teplota se pohybuje od  $-1,4$  °C v pozdním létě do  $-1,8$  °C v zimě. Podpovrchová vodní masa je tvořena vodami Tichého oceánu a Beringova moře přitékajících přes Beringův průliv. Tato vodní masa je mnohem teplejší než povrchová voda a dosahuje téměř Severního pólu. Hluboká atlantická voda je nejteplejší ze všech, teplota se pohybuje mezi 0 a 1 °C. Voda u dna má teplotu mezi  $-0,4$  až  $-0,8$  °C.

V moři se nachází více než 70 druhů fytoplanktonu, ale celková biomasa není velká. Nachází se zde skoro 80 druhů zooplanktonu a fauna dna se skládá téměř ze 700 druhů měkkýšů, koryšů, mechovek a mnohoštětinovců.

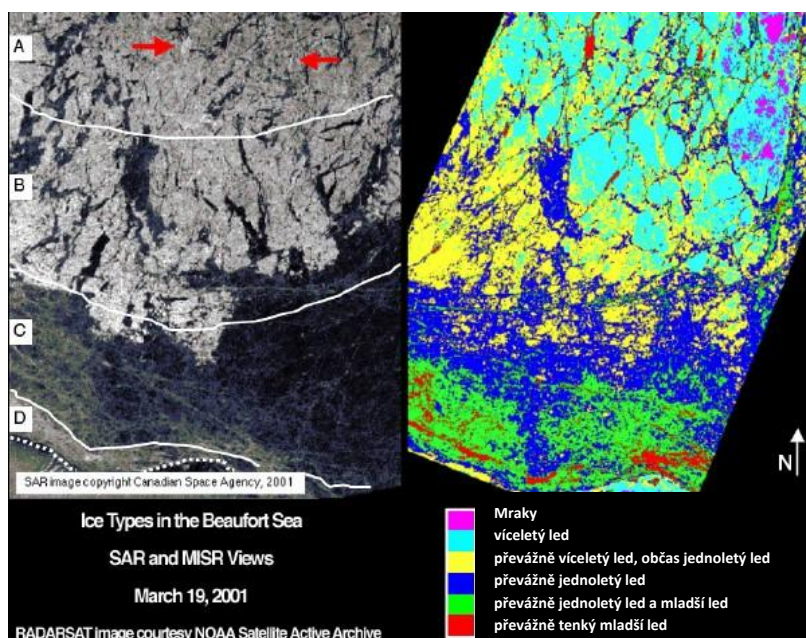
Nejvíce osídlené místo Beaufortova moře je záliv Prudhoe na Aljašce. Tento záliv je centrem produkce ropy v pobřežní nížině známé jako North Slope. Trans-aljašský ropovod vede surovou naftu jižně od zálivu Prudhoe až k přístavu Valdez vzdálenému skoro 1 300 km, nacházejícímu se na jižním aljašském pobřeží (Britannica, 2011).

### 2.5.1 Monitorování ledu v Beaufortově moři

O monitorování mořského ledu v Beaufortově moři pojednává článek autora Kusterera z roku 2002. Studie řeší problém diferenciací jednotlivých typů ledu v polárních oceánech, která má zásadní význam pro lepší poznání a pochopení počasí v polárních oblastech a dlouhodobé kolísání klimatu. Pro studii bylo využito dvou satelitů dálkového průzkumu, a to radar se syntetickou aperturou SAR na palubě satelitu RADARSAT a Multi-angle SpectroRadiometer (MISR). Tyto systémy ilustrují rozličné metody, které mohou být využity pro posuzování typů mořského ledu. Mořský led Beaufortova moře na severním pobřeží Aljašky byl klasifikován a mapován obrazy získanými 19. března 2001. Klasifikace mořského ledu ze SAR probíhá

v první řadě podle vlivu drsnosti povrchových a podpovrchových vrstev, která má vliv na odraz radarového paprsku. V obrazech pořízených pomocí SAR je možné rozlišit různé zóny mořského ledu, a to regiony s převahou víceletého ledu, regiony s velkým množstvím jednoletého a mladšího ledu. Obecně je typ mořského ledu, který vykazuje zvýšený zpětný radarový odraz a jeví se světlejší, v obrazech SAR označen jako hrubší a starší typ ledu. Mimo to se na SAR obrazu objevují světlé oblasti jednoletého tenkého ledu, jsou to tak zvané mrazové květy, které díky značné povrchové drsnosti a vysoké salinitě silně odrážejí radarový signál.

Drsnost povrchu je registrována také pomocí MISR (Multi-angle SpectroRadiometer), ačkoli je pozorována v rozlišném prostorovém měřítku. Na základě MISR bylo klasifikováno 5 tříd mořského ledu. Některé oblasti jednoletého nebo mladšího ledu, ležící mezi víceletými ledovými kry, není SAR schopný rozlišit, což ilustruje, jak může MISR potenciálně vytvářet jedinečné příspěvky pro monitoring mořského ledu.



**Legenda k obrázku 8:**

Oblast A:  
převážně víceletý led  
Oblast B–D:  
jednoletý a mladší led  
Přerušovaná čára:  
označuje pobřeží  
Červené šipky:  
označují „mrazové květy“

*Obrázek 8: Led v Beaufortově moři*

Zdroj: NASA, 2011

Cílem další práce, od Kwoka a kol. z roku 1994, je poskytnout více rozšířenou studii C-pásma a VV – vertikální polarizace odrazu mořského ledu v Beaufortově moři během zimy 1991 a začátku zimy 1992. Pro pozorování byl využit systém ERS-1 (European Earth Resources Satellite 1) SAR, který nabídl možnost systematického monitorování regionálního a sezonního chování mořského ledu a chování jeho odrazu. Data byla shromažďována během třídního cyklu ERS-1. Byly vybrány čtyři trasy pokrývající region, který je ohraničený na jihu aljašským a kanadským pobřežím, na východě Bankovým ostrovem a ostrovem Prince Patrika a na západě linií táhnoucí se od 70 ° severní šířky a 160 ° západní délky k 83 ° severní šířky a 135 ° západní délky. Na základě pozorování víceletého ledu v průběhu dvou zim došli autoři studie

k výsledku, že prostorový charakter víceletého ledu se podstatně nezměnil. Prostorový charakter odrazu víceleté ledové pokrývky obsahuje fyzické informace o jeho povrchu, objemu a deformačních vlastnostech, které mohou souviset s atmosférickými a oceánskými tlaky. Tyto prostorové charakteristiky ovšem mohou být rozdílné oproti ostatním regionům. Horší odraz udává tenčí typ ledu nebo také led s hladkým povrchem. Pozorování a rozpoznání jednotlivých typů ledu je limitováno užitým typem radarových dat.

Dále o monitorování a mapování mořského ledu v Beaufortově moři pojednává na příklad článek od Livingstona a kol. Tento výzkum byl součástí kanadského programu SURSAT Sea Ice Programme (1978–1980). V experimentu byl mořský led podél letové linie měřen současně pomocí 13,3 GHz HH a HV polarizovaného letadlového vějířovitého paprsku radaru a 19,4 GHz H polarizovaného úzkého svazku paprsků radiometru a RC-10 mapovací kamerou pro určování jednotlivých tříd ledu. Data byla pořizována během podmínek pozdní zimy (teplota kolem  $-28$  až  $-32$  °C) v březnu roku 1979 ve Frobisherově zálivu a během podmínek brzkého jara (teplota kolem  $-8$  až  $-5$  °C) v dubnu 1979 a v Davisově průlivu byla sledována mořská ledová zóna během jara (okolní teploty od  $-2$  do  $0$  °C).

Tento článek ukazuje, jak mohou být využita data pro kvalifikaci do 11 tříd mořského ledu podle různých okolních teplotních podmínek v Beaufortově moři, Frobisherově zálivu a Davisově průlivu.

### 3 Data a metodika

Praktická část práce se zabývá pozorováním a hodnocením změn rozsahu mořského ledu v Beaufortově moři v letech 2003 a 2009. Pozorování probíhalo v lednu, květnu a září. V této části studie bude potvrzena či vyvrácena hypotéza „mořský led v roce 2009 ustoupil do vyšších zeměpisných šířek oproti roku 2003“. Snímky pro analýzu pocházejí ze dvou území nacházejících se v Beaufortově moři. První oblast se nachází v blízkosti Mackenzie Bay, druhá oblast je okolí Bankova ostrova a Amundsenova zálivu.



Obrázek 9: Sledované oblasti

Zdroj: Worldatlas, 2011

#### 3.1 Data ASAR

Procesy ústupu a nárůstu ledové plochy byly zaznamenány pomocí radaru ASAR na studovaném území na obr. 8.

Data pro tuto část práce byla bezplatně získána od společnosti ESA (*European Space Agency*) po předložení návrhu projektu na internetovém serveru *ESA Earth Observation Principal Investigator Portal*. Na základě tohoto projektu byla získána autorizace na objednání dvanácti snímků ze systému ENVISAT ASAR Wide Swath Mode pomocí katalogu EOLI-SA.

Wide Swath Mode patří mezi ScanASR módy, které dosahují rozšíření pásma snímání řízeným náklonem antény. Radarové snímky jsou v těchto módech pořizovány pod různými úhly pohledu. Prostor snímáný určitým paprskem vytváří podoblast. Systém přenáší pulzy a přijímá odezvy z podoblasti po dobu dostatečně dlouhou k vytvoření radarového obrazu dané

podoblasti s požadovaným rozlišením. Poté paprsky ozáří další podoblast stejným způsobem, cyklus se opakuje, dokud není pokryta celá scéna. Snímání je v tomto případě rozděleno do shluku pulzů, každý shluk pulzů poskytne obraz příslušné podoblasti. Mod Wide Swath používá pět předdefinovaných nepřekrývajících se svazků paprsků, pokrývajících šířku záběru. Wide Swath mode je navržen jako tzv. *High Rate*, jejich dálkový tok činí 100 Mbps. (Kolář 2008) Data ze systému ASAR jsou pořízena v pásmu C (5 331 MHz). Jak již bylo uvedeno, elektromagnetické záření těchto vlnových délek prostupují atmosférou bez ohledu na oblačnost nebo srážky. Velikost jednoho pixelu je 150 m. ASAR v tomto módu generuje pás se širokým úhlem záběru (405 km). Data použitá v této studii byla pořízena v HH polarizaci.

Tabulka 4: Informace o datech ve Wide Swath módu

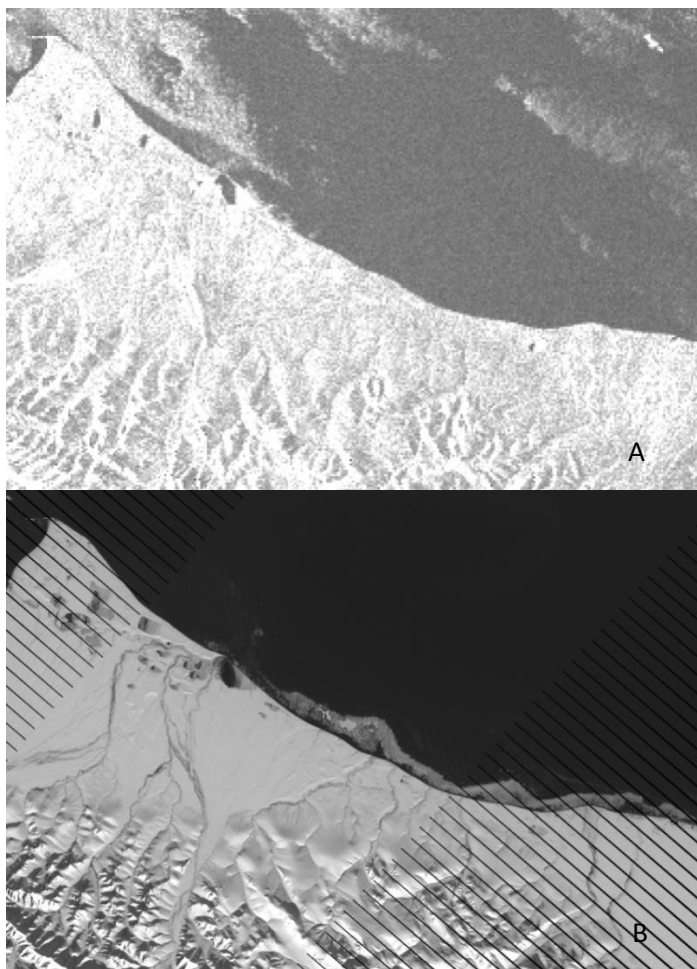
Mód	Rozlišení	Snímaný pás	Polarizace
Wide Swath	150 m	405 km	VV nebo HH

Zdroj: Kolář, 2008b

Předběžné zpracování dat v přijímacích stanicích obsahuje kalibraci a kontrolu dat, analýzu textury, redukci skvrn, registraci obrazu, geokódování a radiometrické korekce. ASAR produkty jsou dodávány ve standardním datovém formátu Envisat, tzn. formát \*.N1, který v sobě zahrnuje všechny soubory pořízené daným přístrojem pro určitou scénu a pomocná data. (Kolář 2008) V tomto případě obdržená data obsahovala pásy „*Amplitude*“ a „*Intensity*“ (= *amplitude*<sup>2</sup>). Dále snímek nese informaci o zeměpisné šířce, zeměpisné délce a úhlu dopadu. Nedílnou součástí všech družicových scén jsou metadata, která nesou informace např. o samotném produktu, přesný čas a rychlost pořizování dat, polarizaci, zeměpisné souřadnice atd.

### 3.2 Data Landsat

Pro srovnání byly objednány také snímky ze systému Landsat. Tato data mají prostorové rozlišení 30 m, tedy výrazně lepší, než je tomu u snímků pořízených radarovým systémem ASAR (obrázek 10). To by při zpracování dat znamenalo možnost přesnějšího určení hranic mezi ledovou plochou, mořem a pevninou, ale tím i větší objem dat. Při tomto prostorovém rozlišení je možné sledovat zemský povrch mnohem detailněji než radarovými systémy. Velkou nevýhodou při používání dat ze systému Landsat pro monitorování mořského ledu je pořizování především snímků pevniny nebo pobřeží, to znamená, že snímky neobsahují rozsáhlé mořské plochy. Velké omezení spočívá také v tom, že snímky polárních oblastí je možné získat pouze v období od dubna do listopadu (během polárního dne). Elektromagnetické vlny vysílané tímto optickým systémem navíc neprocházejí oblačností.



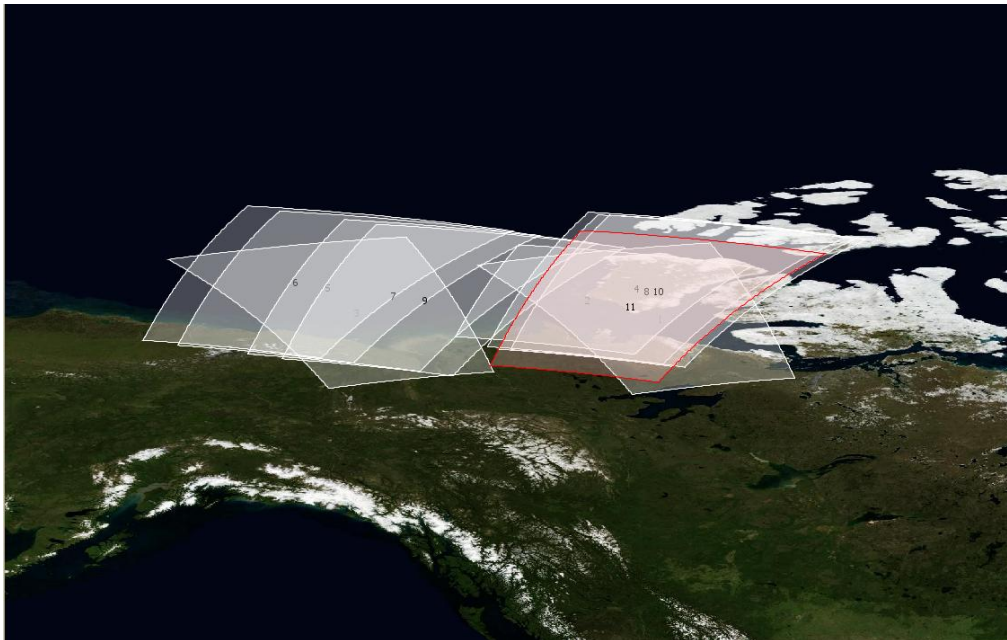
- A) Detail snímku z radaru ASAR
- B) Detail snímků z družice Landsat

Obrázek 10: Rozdíl prostorového rozlišení Landsat a ASAR  
Zdroje: data ASAR, 2011; GLOVIS, 2011

### 3.3 Zpracování dat

Snímky pořízené senzorem ASAR byly zaslány ve formátu \*.N1, který je možné zobrazit např. v programech NEST nebo BEAM, zdarma poskytovaných společností ESA. Objednáno bylo dvanáct snímků, ale pro cílovou analýzu mohlo být použito pouze 11 snímků (obrázek 11). Problém nastal při objednávání lednových snímků z roku 2003, které v katalogu EOLI-SA ze systému Envisat ASAR nebyly k dispozici. Tato data nebylo možné nahradit ani optickými systémy, jako jsou např. Landsat nebo MERIS, které v období od listopadu do dubna (v době polární noci) neposkytují data z polárních oblastí.

U snímků bylo potřeba provést převedení do požadované mapové projekce, přesné souřadnicové umístění a převzorkování do jednotného výsledného rozlišení.



Obrázek 11: Přehledka snímků z Envisat ASAR

Zdroj: autor

Všech dvanáct snímků muselo být nejprve převedeno do jednoho souřadnicového systému. Za tímto účelem byla v programu NEST použita funkce „Reprojection“ do souřadnicového systému UTM/WGS 84. Převedením získal snímek další čtyři pásma, mimo intenzity a amplitudy vznikla pásma *slant range time* (rozsah zešikmení), *incident angle* (úhel dopadu), *latitude* (zeměpisná šířka) a *longitude* (zeměpisná délka). Pro další zpracování bylo nezbytné snímky exportovat do formátu GeoTIFF. Po tomto procesu velmi narostl objem dat, což znamenalo značnou komplikaci při dalším zpracování dat. Z tohoto důvodu v programu PCI Geomatica byla vyjmuta pouze jedna vrstva snímku (vrstva intenzity), která byla dále zpracovávána, tím se zmenšil objem dat jednoho snímku z řádově 3 GB na přibližně 400 MB.

Následně bylo nutné provést geometrickou transformaci pro ztotožnění jednotlivých snímků. Přesnost podkladů je závislá na prostorovém rozlišení zpracovávaných dat. (GISAT, 2001b) V programu PCI Geomatica pomocí nástroje Ortho engine byla provedena afinní transformace. Výsledná velikost pixelu byla nastavena na 150 m a souřadnicový systém UTM/WGS 84. Pro transformaci byl zvolen jeden snímek (z každé oblasti) jako obraz, do něhož byly ostatní snímky transformovány. Pro správné provedení transformace snímků je nutné najít alespoň minimální, případně optimální počet vlíčovacích bodů. Typ použité transformace a počet vlíčovacích bodů, které jsou potřeba, se liší podle toho, jak přesně (a zda vůbec) jsou známy geometrické faktory ovlivňující geometrii pořízeného snímku (např. poloha, rychlost a orientace nosiče – družice – v okamžiku pořízení snímku, úhel a délka snímání apod.). Tyto parametry jsou poskytovány v podobě metadat, která tvoří nedílnou součást každé dodávané družicové scény. Čím přesnější metadata jsou k dispozici, tím menší počet vlíčovacích bodů je potřeba. (GISAT, 2011b) V tomto případě bylo pro každý snímek nalezeno minimálně 10 identických (vlíčovacích) bodů. Jedná se o body, jejichž polohu lze přesně určit jak v obraze,



který bude transformován, tak v obraze, který má požadovanou projekci (Štych, 2009). Následně byly nalezeny ještě 3 kontrolní body, tyto body se nepodílejí na výpočtu modelu, ale jsou na nich spočítány odchylky charakterizující přesnost výsledného snímku. (GISAT, 2011b) Po vybrání dostatečného počtu vhodně umístěných vličovacích bodů se pak vypočítávají koeficienty, které určují vztah mezi geometricky správným obrazem a daty transformovaného obrazu. Afinní transformace má vzorec:

$$x' = a \cdot x + b \cdot y + c$$

$$y' = d \cdot x + e \cdot y + f$$

$x'$  a  $y'$  jsou původní body. (Kupková, 2010)

Pro stanovení odchylky polohových dat se používá výpočet střední kvadratické chyby (RMS). Vypočítá se na základě vzdálenosti mezi polohou lícovacích, resp. kontrolních bodů ve zdrojových souřadnicích a jeho polohou vypočtenou na základě koeficientů transformačních rovnic opět ve zdrojových souřadnicích. (Štych, 2009) Maximální tolerovaná hodnota kvadratické chyby RMS je 2 pixely. Transformované snímky byly opět uloženy do formátu \*. TIFF.

### 3.4 Tvorba map rozsahu mořského ledu

Další zpracování snímků probíhalo v programu ArcGIS. Pro zobrazení transformovaných snímků v programu ArcMap bylo nutné upravit histogram obrazu. Vyrovnáním histogramu bylo docíleno zvýraznění kontrastu, čímž se zvýšilo vizuální odlišení mezi jednotlivými prvky obrazu a zvětšilo se množství informací potřebných pro klasifikaci obrazu.

Klasifikací obrazu je možno jednotlivé prvky rozdělit do tříd. Cílový počet zvolených tříd byl 4 (pevnina, moře, ledová plocha, ledové kry). V tomto případě nebyly vyhodnocovány jednotlivé v geografickém prostoru oddělené pixely, ale byla využita metoda vizuální interpretace. Tato metoda se postupně zaměřuje na homogenní celky snímku a podle barevných (spektrálních), tvarových, velikostních, kontextuálních, texturálních a dalších informací rozpoznává jednotlivé objekty. (GISAT, 2011c)

Interpretace snímků probíhala ve dvou krocích:

- a) odlišení ledu, vody a pevniny
- b) led byl klasifikován jako led jednoletý nebo jako ledové kry (led víceletý)

V programu ArcCatalog byla pro každý snímek vytvořena geodatabáze (*personal geodatabase*) s jednotlivými třídami (pevnina, ledová plocha, moře a ledové kry/víceletý led). Následně byla v Arc Map provedena vektorizace jednotlivých prvků, tzn. převedení rastrového obrazu do vektorové podoby, v tomto případě na polygony. Podle různého stupně šedi bylo možné rozlišit prvky do jednotlivých tříd. V některých případech může být na radarových snímcích obtížné odlišit nový led od mořské vody, protože tyto dva prvky mohou mít velmi podobné parametry.



Výsledné mapy porovnávají koncentraci ledové pokrývky a ledových ker v jednotlivých měsících v roce i mezi oběma roky 2003 a 2009. Pro porovnání změny rozsahu mořského ledu byly vytvořeny mapy z překryvů jednotlivých snímků. Změna rozsahu mořského ledu mezi lety 2003 a 2009 v oblasti 1 je znázorněna na mapě v příloze 1, v oblasti 2 na mapách v příloze 3 a 4. Změna rozsahu ledu zaznamenaná v jednom roce je za rok 2009 v oblasti 1 zobrazena na mapě v příloze 2, v oblasti 2 za rok 2003 v příloze 5 a za rok 2009 na mapě v příloze 6.

## 4 Výsledky a diskuse

### 4.1 Hodnocení rozsahu mořského ledu v Beaufortově moři

Změna rozsahu mořského ledu v oblasti 1 je znázorněna v příloze 1. Tato mapa zobrazuje rozsah jednoletého ledu v září v roce 2003 (znázorněn světle modrou barvou), výskyt ledových ker neboli víceletého ledu a rozsah ledu v září 2009 (červené šrafování). Plocha jednoletého ledu v roce 2003 zasahovala až k pobřeží, je zde možné pozorovat i mírný výskyt ledových ker víceletého ledu. V roce 2009 je zřejmý ústup jednoletého ledu do vyšších zeměpisných šířek, ledové kry se zde již vůbec nevyskytují. Podle tabulky 5 je vidět, že ledová plocha byla v roce 2009 menší.

Tabulka 5: Plocha mořského ledu v oblasti 1 v září 2003 a 2009

Měsíc	Ledová plocha [km <sup>2</sup> ]	Ledové kry [km <sup>2</sup> ]
září 2003	80 857	1 003
září 2009	69 478	-
rozdíl	11 379	1 003

Zdroj: autor

Mapa v příloze 2 znázorňuje ústup ledu v průběhu roku 2009 v oblasti 1. Na mapě je možné pozorovat, že nejméně jednoleté ledové plochy bylo v září, kdy se v této oblasti také nevyskytovaly žádné ledové kry. V lednu 2009 byla ledem pokryta téměř celá zobrazená oblast mimo úzkého pruhu u pobřeží. Největší rozsah ledové plochy byl zaznamenán v květnu, kdy byla ledem pokryta celá oblast. Stejně jako u ledové plochy byl největší výskyt ledových ker zaznamenán v květnu.

Tabulka 6: Plocha mořského ledu v oblasti 1 v roce 2009

Měsíc	Ledová plocha [km <sup>2</sup> ]	Ledové kry [km <sup>2</sup> ]
leden	124 239	28 761
květen	125 544	29 895
září	109 278	-

Zdroj: autor

Oblast 2 je znázorněna na následujících mapách. Změna rozsahu mořského ledu mezi lety 2003 a 2009 v měsíci září je znázorněna v příloze 3. Zde je opět vidět, že jednoletá ledová plocha měla menší rozsah v roce 2009. V roce 2003 led zasahoval blíže k pobřeží Kanady. Ani jednou v obou letech se v této oblasti v září nevyskytovaly ledové kry.

Tabulka 7: Plocha mořského ledu v oblasti 2 v září 2003 a 2009

Měsíc	Ledová plocha [km <sup>2</sup> ]	Ledové kry [km <sup>2</sup> ]
září 2003	125 213	-
září 2009	83 255	-
rozdíl	41 958	-

Zdroj: autor

V příloze 4 je možné pozorovat stejnou oblast jako v předchozím případě, opět se jedná o změnu rozsahu ledové plochy v letech 2003 a 2009, ale v měsíci květnu. Na této mapě není znatelný rozdíl v rozsahu ledové plochy, v tomto období v obou letech led pokrýval celou sledovanou oblast až na drobné trhliny, v kterých bylo možné pozorovat mořskou vodu. Jediný rozdíl, který lze na této mapě pozorovat, je ve výskytu ledových ker. V roce 2009 ledové kry neboli víceletý led zaujímaly znatelně větší plochu než v roce 2003. Vzhledem k předchozímu případu, kdy byla pozorována menší plocha zalednění v roce 2009, je toto zjištění celkem překvapivé.

Ústup ledu v oblasti 2 v roce 2003 je zaznamenán v příloze 5. Minimální rozsah ledové plochy byl opět v září. V květnu led pokrýval celou sledovanou oblast mimo prasklin v ledové pokrývce, kde se nacházela mořská voda. Ledové kry se vyskytují pouze v květnu, a to ve velmi malém rozsahu.

Příloha 6 zobrazuje ústup mořského ledu v oblasti 2 v roce 2009. V tomto roce bylo minimální zalednění zaznamenáno v měsíci září, kdy se led vyskytoval převážně ve východní a severní části oblasti. V květnu byla pokryta ledem téměř celá oblast mimo úzkých pruhů při pobřeží Kanady a několika prasklin v ledové ploše, kde se vyskytovala mořská voda. Maximální zalednění bylo zaznamenáno v lednu, kdy byla ledem pokryta úplně celá oblast. Naopak ledové kry měly největší rozsah v květnu, v září se nevyskytovaly vůbec.

Tabulka 8: Plocha mořského ledu v oblasti 2 v roce 2009

Měsíc	Ledová plocha [km <sup>2</sup> ]	Ledové kry [km <sup>2</sup> ]
leden	164 453	12 359
květen	161 290	14 765
září	96 757	-

Zdroj: autor

## 4.2 Diskuse

Pro tuto práci byl v úvodu stanoven hlavní cíl, a to je monitorování a mapování rozsahu mořského ledu metodami DPZ, o čemž pojednává především teoretická část práce (kapitola 2). V následující praktické části se podařilo potvrdit původní hypotézu „mořský led v roce 2009 ustoupil do vyšších zeměpisných šířek oproti roku 2003“.

Tématem monitorování a mapování mořského ledu se již v minulosti zabývalo mnoho autorů, na příklad Hallová (1998), která se zaměřila především na výzkum typu ledu, velikosti ledových ker a na informace o pohybu mořského ledu. Ve své studii využila především radarová data ze systému SeaSat SAR.

Tato práce je zaměřena především na oblast Beaufortova moře. V této oblasti prováděl svou studii i Kusterer (2002), který řešil problém diferenciaci ledu v polárních oceánech. V této studii byly využity dva satelity, SAR na palubě satelitu RADARSAT a MISR. Klasifikace mořského ledu ze SAR probíhala především podle drsnosti povrchových vrstev ledu, jež má vliv na odraz radarového paprsku. Jak bylo zmíněno ve studii Hallové (1998), je víceletý led více vystaven pohybu a zvětrávání než led jednoletý, proto má hrubší povrch a tím dává lepší radarový odraz. Tohoto faktu bylo využito i pro klasifikaci mořského ledu v této studii. Víceletý led, který se ve sledovaných oblastech vyskytoval spíše v podobě ledových ker, se na radarových snímcích jevil světlejší než led jednoletý nebo led právě vytvořený.

V neposlední řadě se tato studie zabývá i vhodností použití radarových či optických dat pro monitorování mořského ledu. Pro srovnání bylo v kapitole 2 uvedeno několik studií využívajících optická data. Např. Dey a kol. (1979) popisují aplikaci obrazů ze systémů NOAA a Landsat pro monitorování rozmrzání a zamrzání mořského ledu. Tato studie ovšem prokázala, že použití optických dat má několik omezení, především při výskytu oblačnosti či mlhy ve sledované oblasti. Pozorování mořského ledu také komplikovala sezonní tma v období zamrzání mořského ledu. Z důvodu sezonní tmy nebylo možné pro tuto práci získat optická data ze zimního období a výběr dat z letní sezony byl velmi omezený kvůli častému výskytu oblačnosti.

Naproti tomu několik studií potvrdilo, že pro aplikaci v polárních oblastech jsou nejvhodnější radarové systémy, jež vysílají mikrovlnné záření, které je schopné proniknout oblačností a není závislé na Slunci jako na zdroji osvětlení. To je velká výhoda pro monitorování v polárních oblastech, kde noc trvá i několik měsíců, navíc se v těchto regionech často vyskytuje oblačnost.

Dey (1979) se ve své studii mimo jiné oblasti zaměřil také na Beaufortovo moře, kde pozoroval průběh zalednění od července do listopadu od roku 1975 do roku 1977. V Deyově studii i v této práci je v několika případech možné pozorovat stejné výsledky týkající se rozsahu a pohybu mořského ledu během roku.

Zalednění této oblasti se vyznačuje značným kolísáním v průběhu roku a minimální koncentrací víceletého ledu. Rozpad ledu v Beaufortově moři obvykle začíná vývojem „Severního trendu“ vedoucího od pobřeží Bankova ostrova a ostrova Prince Patricka. Beaufortovo moře znovu zamrzá během zimních měsíců, ale s nástupem jara se frekvence

zamrzání snižuje. V květnu se zde projevují východní větry, které způsobují malé proudění od severu na jihozápad až k Mackenzie Bay .(Dey, 1979) Toto proudění je možné pozorovat na mapě v příloze 7, kde je velmi dobře patrný postup ledových ker od severu na jihozápad v květnu 2009.

Otevřené vody tvoří centrum rozkladu mořského ledu, kde sluneční záření proniká do vody, místo aby bylo odráženo od ledové plochy (Dey, 1979). Tento proces rozpadu ledové plochy má za následek rozpad ledu do velkých těžkých ker, což potvrzuje mapa mořského ledu v Beaufortově moři v příloze 7.

Na jihu Beaufortova moře a v Amundsenově zálivu je možné v letních měsících pozorovat rozsáhlé plochy otevřeného moře, které jsou velmi důležité pro pobřežní dopravu. Velké ledové kry se obvykle vztahují na severovýchod Beaufortova moře. Ledové kry jsou řízené do M'Clurské úžiny severními a severozápadními mořskými proudy, tím je blokována doprava v úžině M'Clure. Mimo to i samotný pohyb ker v Beaufortově moři zvyšuje nebezpečí pro lodní dopravu a pro těžbu. (Dey, 1979)

Měsíce srpen a září jsou většinou bez ledové pokrývky (příloha 8). Vývoj nového ledu v Beaufortově moři začíná v měsíci říjnu. Krátce nato se začne tvořit těžký a rychlý led. Beaufortovo moře je kompletně zaledněno na konci listopadu. (Dey, 1979)

Potvrzení úvodní hypotézy je zřejmé především na mapách rozsahu mořského ledu v příloze 1 a příloze 3. Zde je vidět, že v roce 2009 byl rozsah jednoletého mořského ledu výrazně menší než v roce 2003. V příloze 1 je možné pozorovat ústup ledu do vyšších zeměpisných šířek. Tento ústup zalednění se projevuje převážně v měsících září, kdy jsou zaznamenána roční minima zalednění. Tento výsledek se shoduje s článkem uvedeným na stránkách Evropské vesmírné agentury. (ESA, 2011b) Článek se zabývá rozsahem mořského ledu v Arktidě. Od roku 2000 mořský led v Arktidě stále ubývá, minimální rozsah zalednění byl zaznamenán v září 2007.

V lednu a v květnu je zalednění obou oblastí tak rozsáhlé, že porovnání rozsahu jednoletého ledu v jednotlivých letech není možné. V tomto období lze pozorovat změnu rozsahu a pohyb ledových ker, což je řízeno převládajícími východními větry a severovýchodními mořskými proudy.

## 5 Závěr

Účelem této studie bylo zhodnotit použitelnost radarových snímků pro klasifikace mořského ledu prostřednictvím analýzy a případových studií, které zahrnují i rozsáhlé terénní programy v polárních oblastech. Výsledky dřívějších studií prokázaly, že pro monitoring mořského ledu v polárních oblastech je vhodnější použití radarových snímků než snímků optických. Radarové systémy využívají mikrovlny, které pronikají oblačností a nejsou závislé na denním světle. Tyto dvě hlavní výhody jsou pro pozorování mořského ledu neocenitelné. Je známo, že k maximálnímu zámrazu dochází v zimních měsících. Toto období ovšem nebylo možné pozorovat až do vyvinutí prvních mikrovlnných systémů v roce 1968. Velkou překážkou byla i oblačnost, která se v polárních oblastech vyskytuje velmi hojně. Nyní je možné provádět pozorování mořského ledu s mnohem větší přesností. Radarové systémy získávají základní informace o mořském ledu, jedná se především o výzkum různých typů ledu, velikosti ledových ker, rozložení volného moře a informace o pohybu ledu. Radarové systémy umožňují pořizování dat v různých vlnových délkách, což může přinášet různé informace o mořském ledu. Velmi důležitý je i výběr polarizace, protože správný výběr umožní lepší rozlišení typu mořského ledu. Tyto informace jsou dnes velmi využívané především v oboru lodní dopravy.

Hlavním cílem této práce bylo monitorování a mapování ústupu mořského ledu v Beaufortově moři v letech 2003 a 2009. Pozorování mořského ledu sloužilo především k potvrzení počáteční hypotézy, že mořský led v roce 2009 ustoupil do vyšších zeměpisných šířek oproti roku 2003. Toto tvrzení se potvrdilo především na mapách v přílohách 1 a 3, které znázorňují ústup ledu v září 2003 a 2009. V oblasti 1 byl rozdíl v zalednění 11 379 km<sup>2</sup>, a v oblasti 2 dokonce 41 958 km<sup>2</sup>. Dále tato analýza přinesla informace o změnách zalednění v průběhu roku a o postupu ledových ker.

Minimální zalednění v oblasti 1 bylo zaznamenáno v měsíci září, a to v obou letech. Ledové kry se pohybují převážně v měsíci květnu, a to od severu na jihozápad. Tento pohyb ledových ker v této oblasti způsobují sezonní východní větry. V květnu zde bylo zaznamenáno i maximální zalednění.

V oblasti 2 připadl minimální rozsah mořského ledu také na měsíc září. Maximum se ovšem projevovalo v lednu. Postup mořských ker v této oblasti není příliš patrný.

Analýza radarových dat ze systému Envisat ASAR prokázala, že využití radarových snímků je pro pozorování mořského ledu vhodnější než použití dat optických. Nejen proto, že radarová data nejsou závislá na přírodních podmínkách jako data optická, ale i z toho důvodu, že Landsat se zaměřuje spíše na monitoring pevniny a pobřeží. Ovšem při použití radarových dat se musí brát v úvahu jejich nízké prostorové rozlišení, proto není možné hranice mezi pevninou, mořem a určit s takovou přesností jako na optických snímcích.

## POUŽITÁ LITERATURA

### Knižní zdroje:

- KOLÁŘ, J. (2008a): *Principy fungování a využívání pozorovacích satelitů*. Praha: Czech Space Office, 2008. 62s. ISBN:978-80-904163-5-2.
- KOLÁŘ, J. (2008b): *Radarová obrazová data a jejich využití*. Praha: Czech Space Office, 2008. 55 s. ISBN: 978-80-904163-6-9.
- KOLÁŘ, J a kol. (1997): *Dálkový průzkum Země 10*. Praha: České vysoké učení technické v Praze, 1997. 64 s. ISBN: 80-01-0156.
- KUKAL, Z. a kol. (1977): *Základy oceánografie*. Praha: Academia, 1977. 510 s. ISBN: 80-200-0313-4.
- METELKA, L. a kol. (2009): *Klimatické změny: fakta bez mýtů*. Praha: UK v Praze. Centrum pro otázky životního prostředí, 2009. 40 s. ISBN: 978-80-87076-13-2.
- MURDYCH, Z. (1985): *Dálkový průzkum Země*. Praha: Academia, 1985. 142 s.

### Články:

- COMISO, J. C. (1991): Satellite remote sensing of the Polar Oceans. *Jurnal Of Marine System*. 1991, č. 2, s. 395 – 434. ISSN: 0924-7963.
- DEY, B. a kol. (1979): Monitoring and Mapping Sea Ice Breakup and Freezup of Artic Canada from Satelite Imagery. *Artic and Alpine Research*. 1979, roč. 11, č. 2, s. 229 – 242.
- HALL, D. K. (1998): Remote Sensing of Snow and Ice Using Imaging Radar. *Principles and Applications of Imaging Radar Manual of Remote Sensing*. 1998, roč. 2, č.1, s. 692 – 697. ISBN: 0-471-29406-3.
- JOHANNESSEN, O. M. a kol. (1996): Near-real-time Sea Ice Monitoring in the Northern Sea Route Using ERS-1 SAR and DMSP SSM/I Microwave data. *Acta Astronomica*. 1996, roč. 38, č. 4-8, s.457 – 465.
- KWOK, R. a kol. (1994): Backscatter characteristic of the winter icecover in the Beaufot Sea. *Journal of Geographycal Research*. 1994, roč. 99, č. C4, s. 7787 – 7802.
- LIVINGSTONE, C. E. a kol. (1981): Clasification of Beaufort sea ice using Active and Passive microwave sensors. *Oceanogrphy from Space*. University of Delaware, 1981, s. 813 – 821. ISBN-10: 0306408082, ISBN-13: 978-0306408083.
- OZSOY-CICEK, B. a kol. (2010): Intercomparisons of Antartic sea ice types from visual ship, RADARSAT-1 SAR, Envisat ASAR, QUICKscat, and AMSR-E satelite observations in the Bellinghausen sea. *Deep sea research Part II*.2010, s. 1 – 54.
- PIWOWAR, J. M. a kol. (1998): Temporal Mixure Analysis of Artic Sea Ice Imagery. *A new Approach for Monitoring Environmental Change, Remote sens. Environ*. 1998, č. 63, s. 195 – 207.

- REIMNITZ, E. a kol. (1978): Artic Continental Shelf Morphology Related to Sea-Ice Zonation, Beaufort Sea, Alaska. *Marine Geology*. 1978, č. 28, s. 179 – 210.
- SANDVEN, S. a JOHANNESSEN, O. M. (2006): Sea Ice Monitoring by Remote Sensing. *Encyclopedia of Analytical Chemistry*. 2006, s. 1 – 43.
- ZINK, M. a kol. (2001): The Radar Imaging Instrument and Its Applications: ASAR. *Esa bulletin*. 2001, č. 106, s. 46 – 55.

### Internetové zdroje:

- AMU (2011): Spectral reflectance of land covers[online]. Poslední úpravy 8. 8. 2011. *Aligarh*, 2011 [cit. 2011-08-08]. Dostupné z WWW: <<http://www.cps-amu.org/sf/notes/m1r-1-8.htm>>.
- Britannica (2011): Beaufort sea [online]. Poslední úpravy 21. 2. 2011. *Encyclopedia Britannica Online*, 2011 [cit. 2011-02-21]. Dostupné z WWW: <<http://www.britannica.com/EBchecked/topic/57625/Beaufort-Sea>>.
- Data ASAR (2011): Envisat ASAR Wide Swath data [DVD]. *Catalogue EOLI-SA*, 2011 [cit. 2011-07.10].
- ESA (2011a): CryoSat mission overview [online]. Poslední úpravy 21. 2. 2011. *European Space Agency*, 2011 [cit. 2011-02-21]. Dostupné z WWW: <[http://www.esa.int/esaLP/ESA0DL1VMOC\\_LPcryosat\\_0.html](http://www.esa.int/esaLP/ESA0DL1VMOC_LPcryosat_0.html)>.
- ESA (2011b): Earth's Changing Ice [online]. Poslední úpravy 19. 2. 2011. *European Space Agency*, 2011 [cit. 2011-02-20]. Dostupné z WWW: <[http://www.esa.int/SPECIALS/Cryosat/SEMQR4908BE\\_0.html](http://www.esa.int/SPECIALS/Cryosat/SEMQR4908BE_0.html)>.
- ESA (2011c): Learning about Arctic Ocean circulation & ice thickness by gravity [online]. Poslední úpravy 20. 2. 2011. *European Space Agency* 2011 [cit. 2011-02-20]. Dostupné z WWW: <[http://www.esa.int/esaEO/SEMMNBAATME\\_index\\_0.html](http://www.esa.int/esaEO/SEMMNBAATME_index_0.html)>.
- ESA (2011d): Image gallery [online]. Poslední úpravy 20. 02. 2011. *European Space Agency*, 2011 [cit. 2011-2-20]. Dostupné z WWW: <<http://www.esa.int/esa-mm/mmg.pl?type=I>>.
- GISAT (2011a): Velmi vysoké rozlišení [online]. Poslední úpravy 15. 3. 2011. *GISAT*, Praha, 2011 [cit. 2011-03-15]. Dostupné z WWW: <<http://gisat.cz/content/cz/druzicova-data/dodavana-data/velmi-vysoke-rozliseni>>.
- GISAT (2011b): Ortorektifikace [online]. Poslední úpravy 30. 7. 2011. *GISAT*, Praha, 2011 [cit. 2011-07-30]. Dostupné z WWW: <<http://gisat.cz/content/cz/dpz/zpracovani-dat/ortorektifikace>>.
- GISAT (2011c): Klasifikace [online]. Poslední úpravy 30. 7. 2011. *GISAT*, Praha, 2011 [cit. 2011-07-30]. Dostupné z WWW: <<http://gisat.cz/content/cz/dpz/zpracovani-dat/klasifikace>>.



- GLOVIS (2011): Landsat archive [online]. Poslední úpravy 22. 2. 2011. *Earth Resources Observation and Science Center*, 2011 [cit. 2011-02-22]. Dostupné z WWW: <<http://glovis.usgs.gov/>>.
- KUSTERER, J. M. (2007): Ice Types in the Beaufort Sea, Alaska [online]. Poslední úpravy 5. 9. 2007. *Atmospheric science data center*, 2007 [cit. 2011-02-23]. Dostupné z WWW: <[http://eosweb.larc.nasa.gov/HPDOCS/misr/misr\\_html/beaufort\\_sea\\_ice.html](http://eosweb.larc.nasa.gov/HPDOCS/misr/misr_html/beaufort_sea_ice.html)>.
- MIRS (2011a): MIRS Instrument [online]. Poslední úpravy 8. 8. 2011. *California Institute of Technology*, 2011 [cit. 2011-08-08]. Dostupné z WWW: <<http://www-misr.jpl.nasa.gov/Mission/misrInstrument/>>.
- MIRS (2011b): Spatial Resolution [online]. Poslední úpravy 8. 8. 2011. *California Institute of Technology*, 2011 [cit. 2011-08-08]. Dostupné z WWW: <<http://www-misr.jpl.nasa.gov/Mission/misrInstrument/spatialResolution/>>.
- NASA (2011): NASA images [online]. Poslední úpravy 22. 2. 2011. *NASA*, 2011 [cit. 2011-02-22]. Dostupné z WWW: <<http://www.nasaimages.org/luna/servlet/view/search?q=sea+ice&search=Search>>.
- NSIDC (2011a): Studying: Remote sensing: Visible [online]. Poslední úpravy 23. 4. 2011. *The National Snow and Ice Data Center*, 2011 [cit. 2011-04-23]. Dostupné z WWW: [http://nsidc.org/seaice/study/visible\\_remote\\_sensing.html](http://nsidc.org/seaice/study/visible_remote_sensing.html)
- NSIDC (2011a): Studying: Remote sensing: Passive Microwave [online]. Poslední úpravy 23. 4. 2011. *The National Snow and Ice Data Center*, 2011 [cit. 2011-04-23]. Dostupné z WWW: < [http://nsidc.org/seaice/study/passive\\_remote\\_sensing.html](http://nsidc.org/seaice/study/passive_remote_sensing.html)>
- RADARSAT-2 (2007): RADARSAT-2 [online]. Poslední úpravy 23. 11. 2007. *Canadian Space Agency*, 2007 [cit. 2011-02-25]. Dostupné z WWW: <[http://www.asc-csa.gc.ca/eng/satellites/radarsat2/inf\\_over.asp](http://www.asc-csa.gc.ca/eng/satellites/radarsat2/inf_over.asp)>.
- RADARSAT-2 (2011a): Gallery, videos and animations [online]. Poslední úpravy 28. 2. 2011. *Canadian Space Agency*, 2011 [cit. 2011-03-15]. Dostupné z WWW: <<http://www.asc-csa.gc.ca/eng/satellites/radarsat2/images.asp>>.
- RADARSAT-2 (2011b): RADARSAT Systems: Satellite characteristics [online]. Poslední úpravy 21. 1. 2011. *Canadian Space Agency*, 2011 [cit. 2011-03-15]. Dostupné z WWW: < <http://www.asc-csa.gc.ca/eng/satellites/radarsat/radarsat-tableau.asp> >.
- Worldatlas (2011): Beaufort sea [online]. Poslední úpravy 1. 8. 2011. *Worldatlas* 2011 [cit. 2011-08-01]. Dostupné z WWW: < <http://www.worldatlas.com/aatlas/infopage/beaufortsea.htm> >.

### **Přednášky:**

- KUPKOVÁ, L. (2010): *Dálkový průzkum Země* [rukopis]. Praha, 2010. Poznámky z přednášek na PřF UK pořizené studentkou Renátou Suchou.

ŠTYCH, P. (2009): *Základy geoinformatiky* [rukopis]. Praha, 2009. Poznámky z přednášek na PřF UK pořízená studentkou Renátou Suchou.

### **Citace této práce:**

Tištěná podoba k dispozici v geografické knihovně Přírodovědecké fakulty UK:

SUCHÁ, R. (2011): *Monitorování mořského ledu metodami DPZ* [rukopis]. Praha, 2011.  
50. s + 1CD.

## **SEZNAM PŘÍLOH**

Příloha 1: Rozsah mořského ledu (v září 2003 a 2009 v oblasti 1)

Příloha 2: Ústup mořského ledu (v roce 2009 v oblasti 1)

Příloha 3: Rozsah mořského ledu (v září 2003 a 2009 v oblasti 2)

Příloha 4: Rozsah mořského ledu (v květnu 2003 a 2009 v oblasti 2)

Příloha 5: Ústup mořského ledu (v roce 2003 v oblasti 2)

Příloha 6: Ústup mořského ledu (v roce 2009 v oblasti 2)

Příloha 7: Mořský led v Beaufortově moři (květen 2009)

Příloha 8: Mořský led v Beaufortově moři (září 2009)

Příloha 9: CD s elektronickou verzí práce