

(千葉大学審査学位論文)

衛星データを用いたグリーンランド氷床裸氷域および暗色域の  
時空間変化に関する研究

2016年1月

千葉大学大学院理学研究科  
地球生命圏科学専攻地球科学コース  
島田 利元

## 目次

図と表の一覧 .....	iv
List of Tables and Figures .....	viii
要旨 .....	xii
Abstract .....	xv
第1章 序論 .....	1
第2章 グリーンランド氷床消耗域における反射率の季節変化 .....	8
2.1 はじめに .....	8
2.2 研究手法 .....	9
2.2.1 衛星データ解析	
2.2.2 NCEP/NCAR再解析データの処理手法	
2.3 結果 .....	13
2.3.1 2010年のグリーンランド氷床南西部消耗域における表面反射率の季節変化	
2.3.2 2011年のグリーンランド氷床南西部消耗域における表面反射率の季節変化	
2.3.3 2012年のグリーンランド氷床南西部消耗域における表面反射率の季節変化	
2.4 考察 .....	17
2.4.1 2012年に注目した表面反射率の季節変化の要因	
2.4.2 2010年, 2011年, 2012年の三カ年における季節変化要因の比較	
2.5 本章のまとめ .....	24
第3章 グリーンランド氷床裸氷域および暗色域の分類手法の開発 .....	26
3.1 はじめに .....	26

3.2	雪氷面分類アルゴリズムの開発 .....	27
3.2.1	積雪・裸氷を分類する閾値の設定	
3.2.2	裸氷・暗色氷を分類する閾値の設定	
3.2.3	分類アルゴリズムの衛星データへの適用	
3.3	結果と考察 .....	30
3.4	検証 .....	32
3.5	問題点 .....	33
3.5.1	氷床面積の変化と氷床マスクの適用	
3.5.2	浮氷舌の誤分類	
3.6	本章のまとめ .....	35
第4章	グリーンランド氷床裸氷域の時空間変化 .....	37
4.1	はじめに .....	37
4.2	解析手法 .....	37
4.2.1	一ヶ月コンポジットデータへの分類アルゴリズムの適用	
4.2.2	裸氷域面積の算出	
4.2.3	NCEP/NCAR再解析データによる気象要素の算出	
4.3	結果 .....	39
4.3.1	グリーンランド氷床裸氷域面積の経年変化および地理分布	
4.4	考察 .....	41
4.4.1	裸氷域面積の拡大要因	
4.4.2	裸氷域の空間分布を決定する要因	

4.5 本章のまとめ .....	43
第5章 グリーンランド氷床暗色域の時空間変化 .....	45
5.1 はじめに .....	45
5.2 裸氷域に対する暗色域面積の抽出 .....	45
5.3 結果 .....	46
5.3.1 暗色域面積の経年変化	
5.3.2 暗色域面積の空間分布と各領域の経年変化	
5.4 考察 .....	48
5.4.1 暗色域面積と裸氷域面積との関係	
5.4.2 暗色域面積変化の要因	
5.5 本章のまとめ .....	54
第6章 結論 .....	56
6.1 本研究課題のまとめ .....	56
6.2 今後の展望 .....	58
謝辞 .....	60
文献 .....	61
表 .....	70
図 .....	73

図と表の一覧

第1章 序論

図 1.1 グリーンランドの地図

第2章 グリーンランド氷床消耗域における反射率の季節変化

図 2.1 MODIS による 2010 年 3 月～9 月のバンド 1 およびバンド 2 の反射率の季節変化

図 2.2 MODIS による 2011 年 3 月～9 月のバンド 1 およびバンド 2 の反射率の季節変化

図 2.3 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1 およびバンド 2 の反射率の季節変化

図 2.4 MODIS による 2010 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解析データによる気温の季節変化

図 2.5 MODIS による 2010 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解析データによる短波放射フラックスの季節変化

図 2.6 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解析データによる長波放射フラックスの季節変化

図 2.7 MODIS による 2011 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解析データによる気温の季節変化

図 2.8 MODIS による 2011 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解析データによる短波放射フラックスの季節変化

図 2.9 MODIS による 2011 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解

析データによる長波放射フラックスの季節変化

図 2.10 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解析データによる気温の季節変化

図 2.11 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解析データによる地表面短波放射量の季節変化

図 2.12 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の季節変化と NCEP 再解析データによる地表面長波放射量の季節変化

図 2.13 積雪粒径 50～1000 $\mu\text{m}$  の波長別アルベド

図 2.14 一般的な氷河の表面状態による波長別反射率

図 2.15 グリーンランド北東部における現地観測から得られた表面氷タイプごとの波長別アルベド

### 第 3 章 グリーンランド氷床裸氷域および暗色域の分類手法の開発

図 3.1 MODIS による 2012 年 7 月 12 日の反射率の RGB 合成画像および各点から抽出した地表面状態ごとの波長別反射率

図 3.2 積雪の密度と粒径によるアルベドの変化

図 3.3 土壌水分量の違いによる裸地土壌反射率の変化

図 3.4 0.1～1.3  $\mu\text{m}$  領域および 1.2～2.8  $\mu\text{m}$  領域における氷の波長別複素屈折率の虚数部

図 3.5 MODIS より求めた 2012 年 7 月のグリーンランド南西部における日別反射率(バンド 1) の経度方向プロファイル

図 3.6 2012 年 7 月の月平均反射率の RGB 合成画像と 2012 年 7 月の月別コンポジット

画像に分類アルゴリズムを適用した地表面分類図

図 3.7 グリーンランド氷床における 2000 年から 2011 年 6~8 月の雪氷面アルベドの変化の割合

図 3.8 グリーンランド氷床南西部における現地観測から得られた観測サイトにおける積雪領域の割合と裸氷領域の割合

図 3.9 MODIS より求めた 2012 年 5 月 16 日から 31 日のグリーンランド南西部における日別反射率 (バンド 2) の経度方向プロファイル

図 3.10 MODIS より求めた 2012 年 6 月 16 日から 30 日のグリーンランド南西部における日別反射率 (バンド 2) の経度方向プロファイル

図 3.11 2007 年 8 月 9 日に MODIS が撮影した暗色域, 2012 年夏季の平均アルベド画像および 2012 年 7 月のグリーンランド氷床南西部における地表面分類図

図 3.12 閾値による暗色域と分類される領域の変化

図 3.13 グリーンランド南西部暗色域の波長別反射率特性

図 3.14 2014 年 7 月 12 日のグリーンランド氷床南西部における反射率および地表面分類図

図 3.15 2010 年 7 月の月別コンポジット画像に分類アルゴリズムを適用した地表面分類図

図 3.16 2012 年 7 月 12 日の地表面分類図とその拡大図およびバンド 1 ( $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ ) 反射率

#### 第 4 章 グリーンランド氷床裸氷域の時空間変化

表 4.1 裸氷域面積と気温, 降水量, 短波放射フラックス, 長波放射フラックスとの相

## 関係数

図 4.1 2000 年から 2014 年 7 月のグリーンランド氷床地表面分類図

図 4.2 2000 年から 2014 年 7 月の裸氷域面積変化

図 4.3 NCEP 再解析データによる気温の経年変化

図 4.4 NCEP 再解析データによる降水量の経年変化

図 4.5 NCEP 再解析データによる短波放射フラックスの経年変化

図 4.6 NCEP 再解析データによる長波放射フラックスの経年変化

## 第 5 章 グリーンランド氷床暗色域の時空間変化

表 5.1 暗色域面積と裸氷域面積，気温，降水量，短波放射フラックス，長波放射フラックスとの相関係数

表 5.2 2003 年，2007～2012 年，2014 年における暗色域面積と裸氷域面積，気温，降水量，短波放射フラックス，長波放射フラックスとの相関係数

図 5.1 2000 年から 2014 年 7 月の暗色域面積変化

図 5.2 2010～2012 年のグリーンランド氷床北東部および南西部における地表面分類図



## List of Tables and Figures

Table 5.1 Correlation coefficients of bare ice extent, temperature, winter precipitation, shortwave radiation flux and longwave radiation flux against the extent of dark ice

Table 5.2 Correlation coefficient of bare ice extent, temperature, winter precipitation, shortwave radiation flux and longwave radiation flux against the extent of dark ice in 2003, 2007 to 2012, 2014

Figure 1.1 Map of Greenland (Weidick, 1995)

Figure 2.1 Surface reflectance seasonal variability derived from MODIS images in 2010

Figure 2.2 Surface reflectance seasonal variability derived from MODIS images in 2011

Figure 2.3 Surface reflectance seasonal variability derived from MODIS images in 2012

Figure 2.4 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS images and air temperature from NCEP reanalysis data in 2010

Figure 2.5 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS images and shortwave radiation flux from NCEP reanalysis data in 2010

Figure 2.6 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS images and longwave radiation flux from NCEP reanalysis data in 2010

Figure 2.7 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS images and air temperature from NCEP reanalysis data in 2011

Figure 2.8 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS and shortwave radiation flux from NCEP reanalysis data in 2011

Figure 2.9 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS and longwave radiation flux from NCEP reanalysis data in 2011

Figure 2.10 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS and air temperature from NCEP reanalysis data in 2012

Figure 2.11 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS and shortwave radiation flux from NCEP reanalysis data in 2012

Figure 2.12 Seasonal variability of surface reflectance derived from MODIS and longwave radiation flux from NCEP reanalysis data in 2012

Figure 2.13 Spectral albedo of snow (Warren and Wiscombe, 1980)

Figure 2.14 Spectral reflectances of various glacier surface conditions (Hall et al., 1985)

Figure 2.15 Spectral albedos of various surface ice types based on observations in north-eastern Greenland (Bøggild et al., 2010)

Figure 3.1 MODIS true color RGB image and spectral reflectances on different surface on and out of the Greenland Ice Sheet derived from a MODIS image (2012/7/12).

Figure 3.2 Albedo variability attributable to snow density and snow grain size (Bergen, 1975)

Figure 3.3 Variability of bare land surface reflectance attributable to soil moisture (Weidong et al., 2001)

Figure 3.4 Imaginary refractive index of ice (Warren and Brandt, 2008)

Figure 3.5 Longitudinal profile of daily surface reflectance derived from MODIS images in south-western Greenland in July 2012

Figure 3.6 MODIS true color RGB image and surface classification image of snow, bare ice and dark ice from monthly averaged reflectance in July 2012

Figure 3.7 Spatial pattern of albedo change in summer (June-August) from 2000 to 2011 derived from the linear regression (Box et al., 2012)

Figure 3.8 Proportion of snow and bare ice area to field site from field observation in south-western Greenland (Chandler et al., 2015)

Figure 3.9 Longitudinal profile of daily mean surface reflectance derived from MODIS images in south-western Greenland from 16 to 31 May 2012

Figure 3.10 Longitudinal profile of daily mean surface reflectance derived from MODIS images in south-western Greenland from 16 to 30 June 2012

Figure 3.11 Surface radiation image around “dark region” derived from MODIS images in 9 August 2007 (Wientjes and Oerlemans, 2010), albedo image in summer 2012 (Moustafa et al., 2015) and surface classification image of snow, bare ice and dark ice for south-western Greenland in July 2012

Figure 3.12 Dark ice extent variability attributable to modification of threshold for dark ice classification

Figure 3.13 Spectral reflectances characteristics of dark region in south-western Greenland (Wientjes and Oerlemans, 2010)

Figure 3.14 Comparison of reflectance image ( $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ ) and dark ice extent between Landsat 8/OLI and MODIS satellites acquired on 12 July 2014

Figure 3.15 Surface classification image of snow, bare ice and dark ice in July 2010

Figure 3.16 Surface classification image of snow, bare ice and dark ice, enlarged image of blue frame in the classification image and reflectance image ( $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ ) on 12 July 2012

Figure 4.1 Surface classification image of snow, bare ice and dark ice of Greenland Ice Sheet in July from 2000 to 2014

Figure 4.2 Inter-annual variability of bare ice extent in July from 2000 to 2014

Figure 4.3 Inter-annual variability of air temperature calculated from NCEP/NCAR reanalysis data in July from 2000 to 2014

Figure 4.4 Inter-annual variability of precipitation calculated from NCEP/NCAR reanalysis data in winter from 2000 to 2014

Figure 4.5 Inter-annual variability of shortwave radiation flux calculated from NCEP/NCAR reanalysis data in July from 2000 to 2014

Figure 4.6 Inter-annual variability of longwave radiation flux calculated from NCEP/NCAR reanalysis data in July from 2000 to 2014

Figure 5.1 Inter-annual variability of dark ice extent in July from 2000 to 2014

Figure 5.2 Surface classification image of snow, bare ice and dark ice of north-eastern and south-western Greenland in July from 2010 to 2012

## 要旨

北極圏に位置するグリーンランド氷床は、全球的な気候変動に伴う温度上昇の影響を多大に受ける地域であり、融解に伴う氷床質量の減少が海水準変動に大きく寄与していることから、その動態を明らかにすることは非常に重要である。氷床の融解に寄与するアルベドの変化については多くの研究がなされているものの、近年融解が顕著な氷床消耗域におけるアルベドの低下に対する裸氷域や暗色域の時空間変化について論じた研究はまだない。

本論文では、近年のグリーンランド氷床消耗域における表面反射率の季節変化、グリーンランド氷床裸氷域の時空間変化、グリーンランド氷床暗色域の時空間変化を解明することを目的とし、それらを抽出するアルゴリズムの開発を行い、裸氷域および暗色域の時空間変化を明らかにした。

氷床消耗域における雪氷面反射率の季節変化を解析した結果、時期によって反射率の変化に特徴があることが明らかになった。そこで変化の特徴ごとに春季積雪期、融解初期、融解中期、融解後期、融解末期、秋季積雪期の6つの期間に分け変化の要因を考察した。気温との比較から、春季積雪期は低温環境下における積雪の寒冷変態と降雪が、融解初期は昇温による積雪変質、融解中期は氷河上不純物による氷表面の汚染が要因であると考えられる。融解後期は長波放射の卓越による表面融解によって暗色域が出現していたこと、融解末期は短期的な降雪と融解およびクリオコナイトホール形成、秋季積雪期は安定した積雪層の形成が要因であると考えられる。反射率の季節変化は年による気象条件の違いから、その時期や期間が異なるものの、夏季融解期における裸氷域や暗色域出現に伴う反射率の低下は、どの年も共通して主に6~8月に生じており、特に7月は1年を通じて最も安定した融解期間であると考えられる。そのため、グリーンラ

ンド氷床において、融解に伴って出現する裸氷域および暗色域の影響が最大となるのは、夏季融解期の7月であると考えられる。

人工衛星より裸氷域および暗色域を分類するアルゴリズムを開発した。積雪、裸氷、暗色氷、裸地の各地表面における光学特性から、閾値法を用いて地表面分類を行った結果、先行研究で示された特にアルベドの低下傾向の著しい裸氷域や、毎年夏季に氷床南西部に出現する暗色域を、衛星データから検知することが可能となった。また、氷床縁辺部におけるミクセルの影響によって生じる暗色域の過大評価、海洋に張り出す氷流末端部である浮氷舌に対する誤分類の影響を排除するため、氷床マスクを作成し適用することで、これらの問題を改善した。

開発したアルゴリズムを用いて、氷床消耗域に出現する裸氷域の時空間変化を解析した結果、裸氷域面積は対象期間の15年間に於いて拡大傾向にあることが明らかになった。また、裸氷域面積は経年的・空間的に変化していることがわかった。裸氷域面積の拡大および経年変化の要因は、夏季融解期の気温上昇に伴う雪線の上昇、裸氷域の空間分布を決定する要因は、各領域の降水量や分水嶺の位置といった気候および氷河の形態的な特徴の違いであると考えられる。

開発したアルゴリズムを用いて、暗色域の時空間変化を解析した結果、暗色域面積は対象期間の15年間で裸氷域面積同様に、拡大傾向にあることが明らかになった。暗色域面積の経年変化は、裸氷域面積の変化と有意な強い正の相関関係にある一方で、裸氷域面積に対する暗色域面積の割合は毎年変化しており、裸氷域面積と暗色域面積の経年変化は、完全に一致していないことがわかった。また裸氷域上に出現する暗色域の空間分布の特徴も、裸氷域とは異なることが明らかになった。暗色域面積の拡大傾向の要因は、氷床表面に過去に涵養し堆積した不純物が、氷床の流動および融解を経て消耗域に露出

すること、裸氷域とは異なる空間分布の要因は、氷体内の不純物濃度の分布が、領域によって異なることであると考えられる。また、暗色域面積の経年変化の要因は裸氷域上の表面氷タイプの変化であることが示唆され、特にクリオコナイトホール形成・崩壊といった表面氷の構造や放射環境の変化によって裸氷域とは異なる独立した変化が引き起こされたと考えられる。

上記のように、本研究では近年のグリーンランド氷床全域における裸氷域および暗色域の拡大を明らかにした。裸氷域の拡大は気温上昇によって引き起こされ、暗色域の拡大は気温上昇および短波放射量の減少によって引き起こされることが示唆された。そのため、現在報告されている氷床の質量減少に大きく影響を及ぼす雪氷面アルベドの低下は、裸氷域および暗色域の拡大が影響していると考えられる。このことから、裸氷域および暗色域の動態監視は、将来的な気候変動によって影響を受けるグリーンランド氷床の質量収支の評価に貢献できることを本研究によって示すことができた。

Inter-annual and geographical variations in the extent of bare ice and dark ice on the Greenland Ice Sheet derived from MODIS satellite images

Rigen Shimada

### Abstract

Areas of dark ice have appeared on the Greenland Ice Sheet every summer in recent years. They are likely to have a great impact on the mass balance of the ice sheet because the lower albedo of the ice can enhance the absorption of solar radiation, causing the ice to melt. In this study, I described seasonal variability of surface reflectance in an ablation area of the Greenland Ice Sheet from 2010 to 2012 in order to understand relationship between the reflectance of ice surface and meteorological conditions. Then, I obtained inter-annual and geographical variations in the bare ice and dark ice areas that appeared on the Greenland Ice Sheet from 2000 to 2014 by using MODIS satellite images. Based on comparison with meteorological components, I discussed the drivers of these variabilities.

Surface reflectance in an ablation area of the ice sheet derived from the satellite images showed seasonal variabilities. It gradually decreased in May and June, kept low values and slightly varied in July and August, then increased in end of August. The change of surface reflectance is likely to be caused by physical properties of snow and ice surfaces, which are controlled by meteorological conditions, mainly air temperature. The July monthly mean of the extent of bare ice showed an increasing trend over these 15 years, and large inter-annual variability. The extent of dark ice also showed an increasing trend and varied annually. These areas are also geographically varied, and their expansion greatest on the western side, particularly the southwestern side, of the ice sheet. The bare ice extent correlates strongly with the monthly mean air temperature in July, suggesting that the extent was determined by snow melt. The dark ice extent also correlates with the air temperature; however, the correlation is weaker than bare ice. The dark ice extent further correlates negatively with solar radiation. This suggests that the extent of dark ice is not simply controlled by snow melt or the impurity



abundance on the ice, but also by changes in the physical properties of the bare ice surface, such as cryoconite holes, which are associated with impurities appearing on the ice surface. Results suggest that the recent expansion in bare ice and dark ice areas in the entire ice sheet can cause albedo decline and negative mass balance of the Greenland Ice Sheet.

## 第1章 序論

気候変動により全球的な温度上昇が報告されている。例えば、陸域と海上を合わせた世界平均地上気温は、1880年から2012年の間に $0.85 \pm 0.20$  °C上昇しており、1850年から1900年の期間平均に対する2003年から2012年の期間平均の上昇量は $0.78 \pm 0.6$  °Cであると報告されている (IPCC AR5, 2013)。このような全球的な気候変動に伴う気温上昇において積雪や海氷、氷河・氷床などの雪氷圏はこの影響を大きく受ける地域である。気候システムにおいて、雪氷圏はそれ自身が地球の冷源としての役割を果たすとともに、水資源を固体として保存しており、地表のエネルギー収支、水循環、海面水位変化など様々な要素と関係している。また、昇温により相変化を伴うため、気候変動の指標としても有用であるため、様々な観測・研究が行われている。例えば、北半球における積雪面積は、最近の30年間で顕著な減少傾向を示し、特に春季・夏季においてその傾向が顕著であることが報告されている (Brown and Mote, 2009)。また、永久凍土も近年の気候変動の影響を受け地温上昇・凍土の融解が生じており、連続した永久凍土帯の境界が北上していることが報告された (Romanovsky et al., 2010)。山岳氷河の縮退率も近年、特に2000年代以降増加傾向にあることが報告されている (Cogley, 2009)。

このような全球的な雪氷圏の変動において、北極圏の変化は特に大きいことが報告されている。北極海の海氷域面積については、NSIDC (アメリカ雪氷データセンター) 提供の観測データを用いた解析結果が気象庁から報告されている。海氷域面積は1979年以降、一年あたり $90,000 \text{ km}^2$ の減少傾向を示しており、年最小値において特に減少傾向が顕著である。特に2007年に海氷域面積は大きく減少しており、それ以降の年最小値

はすべての年で 2006 年以前よりも小さくなっていたことが報告されている。また、2012 年には過去最少面積となったことが発表された (JAXA, 2012)。このような海氷域面積の減少は全球的な気温上昇によって引き起こされていることが報告されている (Parkinson and Comiso, 2013)。海氷の融解に影響を与える気温上昇は特に北極圏で著しく、全球の 2 倍程度の速度で温暖化が進行していることが報告されている (Shindell and Faluvegi, 2009)。このような北極圏の気温の上昇幅が大きい原因は、温暖化増幅効果によるものであると考えられている (Yoshimori et al., 2014)。温暖化増幅効果のメカニズムは、大気、海洋、陸面、雪氷、生態系など様々な要素が複雑に絡み合っているため、これらの相互作用を理解するため様々な研究・観測が行われている。雪氷圏を例にとると、雪氷面のアルベドが植生や土壌、開放水面のそれに比べ、大幅に高いことから、温暖化して雪氷面が減少すると、地表面アルベドが減少して地表面に吸収される日射が増大し、温暖化がさらに進行するというアイス・アルベド・フィードバック効果が働いている。このような温暖化増幅効果とそのメカニズムを理解することは、非常に重要である。こういった効果が働く中で北極圏に位置するグリーンランド氷床は、近年もっとも変動の大きな地域の一つであり、その動態が注目されている。

グリーンランドは北極圏に位置する世界最大の島である (図 1.1)。この島の約 80% を占めているのが、グリーンランド氷床である。グリーンランド氷床は、平均標高 2,132 m、平均氷厚 1,515 m、体積 2,600,000 km<sup>3</sup> と南極氷床に次ぐ規模を持つ氷塊であり、地球上に存在する氷の約 10% を保持している。南北にやや長い形状で、氷床中央部の北緯 72 度、東経 38 度付近の標高 3,300 m を頂上とする主ドームと南部の北緯 64 度、東経 44.5 度、標高 2,800 m の小ドームを持つ (雪と氷の事典)。

グリーンランド氷床が保持する氷の量は、その全てが融解すると海面水位が約 7.2m 上昇する量に相当するため (IPCC AR5, 2013), 質量収支, 氷床の融解に関する研究が数多く行われている。例えば, IPCC 第 5 次評価報告書によると, グリーンランド氷床の質量は過去 20 年にわたり減少していることが報告されている。Shepherd et al. (2012) によると, 1992 年から 2011 年にかけてのグリーンランド氷床質量収支は  $-142 \pm 49 \text{ Gt year}^{-1}$  であることが報告された。特に 2000 年代における質量損失は著しく, 2000 年から 2011 年にかけての質量損失量は約  $200 \text{ Gt year}^{-1}$  であり, 年間約 6 mm の海水準上昇に相当することが報告されている。また, 2012 年には, グリーンランド氷床の 98.6% の領域で表面融解が生じたことが報告された (Nghiem et al., 2012)。この大規模な表面融解の際は, 標高が高く寒冷な Summit 地点 (北緯 72.58 度, 西経 38.48 度) における観測においても, 表面融解および再凍結によって生じる氷板の形成が確認された。

このような氷床の質量収支は, 降水や降雪による涵養量と, 氷床の融解による融解水の流出やカービングによる氷河末端における氷流出による消耗量の総和で定義される。Angelen et al. (2014) による領域大気気候モデルを用いた質量収支推定では, 1960~2012 年の質量収支における消耗量のうち, 氷床の融解による消耗量は 84~88% の割合を占めていることが報告された。また, 1960~1990 年の融解量に対し, 2007~2012 年の融解量は約 1.7 倍に増加しており, 北極圏の急激な気温上昇に伴いその影響が増大していることが示唆された。

このようなグリーンランド氷床の融解過程には, 急激な気温上昇に加え, 雪氷面アルベド (太陽光反射率) の変化が大きく影響していることが指摘されている (Box et al., 2012)。雪氷面アルベドが低下すると, より太陽光を吸収しやすい状態になり, 雪氷面の融解が促進する。

グリーンランド氷床における雪氷面アルベドは近年低下傾向にあり、リモートセンシングや現地観測、気候モデルを用いた研究から氷床全域におけるアルベドの低下が報告されている (Alexander et al., 2014; Stroeve et al., 2013; Tedesco et al., 2011). 特に 2010 年 (Tedesco et al., 2011) および 2012 年 (Alexander et al., 2014; Tedesco et al., 2013) のアルベドの低下は顕著であり、2012 年は 2000 年以降もっともアルベドが低い状態になったことが報告されている (Alexander et al., 2014). このような雪氷面アルベドの変化は、氷床の中でも積雪に覆われた積雪域と、夏季融解期に積雪が融解し下部の氷が露出した裸氷域とでその様相が異なる。

積雪域におけるアルベドは、主に積雪粒径と積雪中に含まれる不純物濃度で決定される。積雪粒径の変化は近赤外域のアルベドに影響を及ぼし、不純物濃度は可視域のアルベドを変化させる効果を持つことが報告されている (Wiscombe and Warren, 1980; Aoki et al., 2000; 2003). 昇温に伴う積雪変質により粒径が増大すると、アルベドが低下することが知られており、Box et al. (2012) では衛星観測によって得られたグリーンランド氷床涵養域におけるアルベドの低下は、積雪粒径の増大が大きく影響していることが報告された。大気から供給される黒色炭素や鉱物粒子のような積雪中に含まれる不純物も、濃度が増加することでアルベドを低下させる効果を持つ。Dumont et al. (2014) によると 2009 年以降のグリーンランド氷床表面アルベドの低下には積雪粒径の増大だけでなく、不純物濃度の増加が影響していることが示唆された。またこのようなアルベドの変化に対する不純物濃度の効果は積雪粒径が増大することでより大きくなり、アルベドの低下に対し正のフィードバック効果を持つことが報告されている (Aoki et al., 2011).

裸氷域の拡大は、縁辺部におけるアルベドの低下に影響していることが報告されている (Stroeve et al., 2013; Box et al., 2012). たとえば Alexander et al. (2014) によって、リ

モートセンシングおよび自動気象観測装置に基づいたグリーンランド西部標高 2000 m 以下の領域における夏季のアルベドの低下傾向が示された。融解時期が早まり積雪面積が縮小することで、積雪に比べアルベドの低い裸氷域がより広い範囲で露出することが、アルベドの低下傾向を引き起こす (Stroeve et al., 2013) ため、縁辺部におけるアルベドの低下傾向は、裸氷域面積が年々拡大することによって生じていると考えられる。またこのような裸氷域の拡大は、グリーンランド南西部消耗域において実際に観測されている (Tedesco et al., 2011; van As et al., 2011)。

裸氷域において氷河上に存在する不純物は、アルベドをさらに低下させる効果を持つことがわかっている。近年グリーンランド氷床南西部裸氷域において、毎年夏季に周辺の氷よりもアルベドの低い暗色の氷が、帯状に分布する領域 (暗色域) が出現することが報告された (Wientjes et al., 2010)。このような暗色域は氷河の消耗域に出現するため、融解を促進する可能性があり、氷床の質量収支に大きく影響を与える可能性がある。

このようなグリーンランド氷床消耗域における積雪の融解以降の裸氷域のアルベドは、表面氷タイプの時間的・空間的变化に大きく影響を受けることが、現地観測やリモートセンシングデータの解析から明らかになった (Chandler et al., 2015; Moustafa et al., 2015)。積雪が融解するとまず上積氷が出現する。この上積氷は比較的高いアルベドを持つが、さらに融解が進行すると、より低いアルベドを持つ裸氷域が出現する。この領域に、鉱物粒子やシアノバクテリアが周辺の鉱物粒子を取り込んで構成する暗色で粒状の堆積物クリオコナイトに富む暗色域が出現することがわかっている。さらにこのクリオコナイトは、面積あたりの量が同じでも、裸氷表面にクリオコナイトホール構造を形成することで、氷河の表面アルベドを変化させることがわかっている (Bøggild et al., 2010)。クリオコナイトホールとは、クリオコナイトが氷河上で一箇所に集まった場合、

周囲の氷とのアルベドの差により太陽光を吸収し、その底部のみ融解が卓越することで氷床上に形成される、直径数センチ深さ数センチ～数十センチ程度の円筒状の縦穴構造を指す (McIntyre, 1980). クリオコナイトホールが氷河上に形成された場合、直下視の条件を除き表面からの深度差により太陽光から暗色な底部が隠されるため、アルベドは相対的に上昇する. クリオコナイトホールが形成されない場合はクリオコナイト粒が氷河上の裸氷面に一様に分布しアルベドは低下する (Chandler et al., 2015; Bøggild et al., 2010). このような表面氷タイプは時間的・空間的に非常に複雑な多様性を持ち、裸氷域のアルベドを年々大きく変化させていることが報告されている (Moustafa et al., 2015).

裸氷上に繁殖する有色の藻類も、アルベドを低下させる一因となる (Yallop et al., 2012; Lutz et al., 2013). このような藻類は雪氷藻類と呼ばれる耐寒性の光合成微生物であり、融解した裸氷面に生息している. 雪氷藻類の出現は季節的・空間的な多様性があり (Uetake et al., 2010; Takeuchi et al., 2013), 消耗域におけるアルベドの低下に影響を与える可能性がある.

以上のように、グリーンランド氷床消耗域における近年のアルベドの低下は、裸氷域の出現時期や面積の変化、暗色域の出現過程やクリオコナイトホールの形成崩壊などの表面構造の変化など、物理的・生物学的プロセスによって引き起こされていると考えられるが、裸氷域・暗色域の面積の時間的変化や空間分布、また氷河上不純物の動態やそれらの影響の定量的な評価は未だ十分でないのが現状である. そこで本研究の目的は、以下の3点とした.

(1) グリーンランド氷床消耗域における夏季融解期の裸氷域出現に伴う表面反射率の季節変化を明らかにする.

(2) グリーンランド氷床全域における裸氷域の時空間変化を明らかにする.

(3) グリーンランド氷床全域における暗色域の時空間変化を明らかにする.

以上の目的を達成するため次の手順で研究を進めた.

(1) リモートセンシングデータの解析からグリーンランド氷床消耗域における融解過程, 地表面状態の変化を考慮した地表面反射率の季節変化を明らかにする.

(2) リモートセンシングデータ解析および現地観測で得られた雪氷面の光学特性からグリーンランド氷床裸氷域および暗色域を抽出するアルゴリズムを開発する.

(3) 開発したアルゴリズムを 2000 年から 2014 年の毎年 7 月のデータに適用することで裸氷域を抽出し, 変化の傾向, 経年変化, 空間分布を求める.

(4) 開発したアルゴリズムを (3) で抽出した裸氷域のデータに適用して暗色域を抽出し, 変化の傾向, 経年変化, 空間分布を求める.



## 第2章 2012年のグリーンランド氷床消耗域における反射率の季節変化

### 2.1 はじめに

本章では、グリーンランド氷床消耗域での裸氷域および暗色域の出現過程における、雪氷面反射率の季節変化を明らかにすることを目的としている。グリーンランド氷床のような冬季涵養型氷河の消耗域では、冬季の降雪によって形成された積雪層が夏季の昇温に伴い融解し、下部の裸氷の露出を伴いながら融解が進行する。その後、再び秋季から冬季にかけて、降雪によって表面が雪に覆われる。このような過程の中で、積雪の融解や裸氷域の露出、また暗色域の出現といった地表面状態の変化を反映した地表面反射率の変化は、雪氷面の状態を知る上での基礎情報であり、裸氷域および暗色域が出現する際の反射率の変化や、そこから推察される裸氷域および暗色域の出現期間、またそれらの影響が最大となる時期を明らかにすることは、氷床全体の裸氷域および暗色域の変動やその影響を理解する上で非常に重要である。

これまでグリーンランド氷床における反射率の季節変化について、数多くの研究が行われてきた。例えば Stroeve et al. (1997) や Stroeve (2001) では、人工衛星 NOAA に搭載された改良型高分解能放射計 (AVHRR) によって観測されたアルベドと、現地観測によって取得した地表面アルベドとの同期観測によって、融解が生じる前から融解期にかけて地表面アルベドが低下し、このような変化は高標高の内陸部に比べ、低標高の沿岸部で大きいことが報告された。

そのため本章では、人工衛星のデータを用いた 2012 年のグリーンランド氷床南西部における雪氷面反射率の季節変化の解析と、大気大循環モデルによる再解析データを用

いた気象データとの比較および 2010 年, 2011 年, 2012 年の三カ年の比較から雪氷面反射率の季節変化および裸氷域の出現時期や期間の年による違いを明らかにし, その要因を考察した.

## 2.2 研究手法

### 2.2.1 衛星データ解析

本研究では衛星データとして MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) によって取得されたデータを用いた. MODIS は NASA の地球観測衛星 Terra (1999 年 12 月 18 日打ち上げ) および Aqua (2002 年 5 月 4 日打ち上げ) に搭載されている中分解能撮像分光放射計で, NASA/GSFC によって開発された光学センサーである. これら 2 つの衛星はともに高度約 705 km で 16 日周期の太陽同期準回帰軌道の極軌道衛星である. 0.4~14  $\mu\text{m}$  の波長範囲を 36 バンドで観測し, センサー直下における水平解像度はそれぞれバンドにより 250 m (バンド 1~2), 500 m (バンド 3~7), 1000 m (バンド 8~36) である. また, センサーの観測幅は約 2300 km であり, 広域な対象をカバーする観測に適している.

MODIS によって観測されたデータは 1 日あたり 288 シーンのデータに分割され, 放射量補正処理が行われたのちレベル 1B データ (放射輝度校正データ) として配布される (<https://ladsweb.nascom.nasa.gov/>). レベル 1B データは解像度ごとに MOD/MYD02QKM (250 m), MOD/MYD02HKM (500 m), MOD/MYD021KM (1000 m) のプロダクト ID を持ったデータセットがあり, 1000 m 解像度の MOD/MYD021KM プロダクトデータから 5 km ごとにサンプリングを行った MOD/MYD02SSH (5 km 解像度) データセットがあり, それぞれがシーンごとに EOS-HDF というファイル形式で格納さ

れている。

本研究では Terra 衛星によって観測された 5 km 解像度の MOD02SSH プロダクト (Collection 5) を使用した。Aqua 衛星による MYD02SSH プロダクトを使用しない理由は、観測期間が 2002 年以降と 2 年短く、バンド 6 (1.64  $\mu\text{m}$ ) の検出器が打ち上げ後に多数故障しており機能していないためである。

本プロダクトには、各ピクセルの緯度、経度、放射輝度、太陽天頂角、太陽方位角、観測天頂角、観測方位角などのデータがスケーリングされた整数値で格納されている。この中から緯度経度情報を取り出し、1 日あたり 288 シーンの観測データの中からグリーンランド領域を観測しているシーンデータを抽出するプログラムを作成し、自動判別を行うことでグリーンランド領域を観測するデータのみを取得し、処理対象とした。処理対象と判断されたデータの処理手順は下記の通りである。

- ① スケーリングされた整数値から方向別反射率へ変換
- ② 雲マスクの適用による雪氷領域の抽出
- ③ 投影法変換
- ④ 1 日コンポジットデータへの変換処理

MOD02SSH プロダクトに格納された放射輝度値はバンド毎に各ピクセルに対してスケーリングされた整数値となっており、整数値 Digital number (DN) から放射輝度値 (Rad) への変換には下記の変換式を用いた (NASA, 2012)。

$$Rad = radiance\_scale * (DN - radiance\_offset) \quad (2.1)$$

このときの  $radiance\_scale$  および  $radiance\_offset$  は、プロダクト内のヘッダー情報として格納されているチャンネルごとの変換係数である。また、バンド 1~18 およびバンド 26 は太陽スペクトルの範囲内にあるため、方向別反射率  $Ref$  を下記の式で計算できる。

$$Ref\cos(\theta_0) = reflectance\_scale * (DN - reflectance\_offset) \quad (2.2)$$

このときの `reflectance_scale` および `reflectance_offset` も、放射輝度の変換係数同様プロダクト内のヘッダー情報として格納されているチャンネルごとの変換係数である。

本解析では、このうち(2)式で求められるバンド 1~2 の反射率のデータを使用した。

求められた反射率のうち雲の影響があるピクセルを取り除くため、Stamnes et al. (2007) で示された雲除去アルゴリズムを各 MODIS シーンデータに適用した。このアルゴリズムによりシーンデータに含まれる雲、海面、海氷（積雪あり）、海氷（積雪なし）、陸域、陸上雪氷面を分類し、陸上雪氷面と判断されたピクセル以外のピクセルに対しマスク処理を行い、雪氷領域を抽出した。また同時に観測品質の高いデータのみを使用するため、観測時の幾何条件によるマスク処理を行った。マスク処理の際の条件は、太陽天頂角 75 度以下、衛星天頂角 60 度以下とした。

抽出した雪氷領域は、それぞれ緯度経度情報を持っているため、その情報を基に投影法変換処理を行い、各ピクセルが全て 5 km 間隔の格子点データとなるようグリッド化処理を行った。はじめに西経 40 度の基準線を設けグリーンランド領域をカバーする北端である北緯 84 度を基準に、ランベルト正積方位図法に基づいた 5 km 間隔となる基準格子点を作成した。次に各基準格子点から半径 5 km の探索範囲内にある MODIS シーンデータから抽出した雪氷領域ピクセルを求め、基準格子点からの距離による重み付け平均値を求めることで、各 MODIS シーンデータをグリッド化した。

このように作成したグリッド化済み MODIS シーンデータから 1 日ごとのコンポジットデータを作成するため、同じ日に撮影されたシーンデータを重ね合わせ、統合した。この際、一つの基準格子点に複数データが存在する場合は平均値を算出した。

以上の手順で作成した 1 日ごとのコンポジットデータのうち、2010 年から 2012 年の

3月1日から9月30日のデータを対象に研究対象点を定め、1日ごとの反射率を抽出し、季節変化を求めた。研究対象点としたのは北緯 67 度 4 分 36 秒，西経 46 度 40 分 59 秒の地点である。この地点は Wientjes et al. (2010) や Moustafa et al. (2015) で示された氷河の暗色化が最も顕著なグリーンランド氷床南西部消耗域に出現する暗色域 (dark band) に位置しており表面反射率の変化が大きく現れることが期待される。さらに，Chandler et al. (2015) では，2012 年 5 月 26 日から 8 月 10 日においてこの付近の領域における現地観測が実施されていることから，現地観測データが得られるという観点から選定した。雲の影響によって表面反射率が得られなかった場合は，欠損時前後の値を用いて線形補完処理を行うことでデータを補完した。

## 2.2.2 NCEP/NCAR 再解析データの処理手法

前節で得た反射率の季節変化と比較するための気象データとして，アメリカ海洋大気庁地球システム研究所 (National Oceanic and Atmospheric Administration Earth System Research Laboratory, <http://www.esrl.noaa.gov>) によって公開されている NCEP/NCAR 再解析データ (Kalnay et al., 1996) による地上気温，地表面短波放射フラックス，地表面長波放射フラックスを使用した。

再解析データは，過去の大気・海洋の循環場・気温場などを当時の観測データと数値計算モデルを使用して再現された計算値である。一般的に気候変動や過去の異常気象を研究する際に用いられる。中でも本研究で用いた NCEP/NCAR 再解析データは，アメリカ海洋大気庁環境予測センターと米国大気研究センターが共同で実施した全球を対象とする NCEP/NCAR プロジェクトによって作成されたデータである。1948 年から現在までを解析対象としており，最も提供期間が長い再解析データとなっている。データ解

像度は 2.5 度×2.5 度で、時間分解能は最小 6 時間である。本研究では 1 日平均値のデータを使用した。また、研究対象点は衛星データと同地点である。

## 2.3 結果

MODIS データを用いて 2010 年、2011 年、2012 年の 3 月 1 日から 9 月 30 日までの 0.66  $\mu\text{m}$  波長帯 (バンド 1) および 0.86  $\mu\text{m}$  波長帯 (バンド 2) における地表面反射率の季節変化を求めた結果、バンド 1, 2 ともに同じような変化を示した (図 2.1, 2.2, 2.3)。また、どの年でも、春季から夏季にかけて反射率が低下し、夏季融解期は反射率が低い状態が保たれ、再び秋季に反射率が上昇するといった傾向が見られた。一方、反射率の低下開始時期や、最低反射率とその時期、持続時間は、年によって異なった。

### 2.3.1 2010 年のグリーンランド氷床南西部消耗域における表面反射率の日変化

春季の 3 月～5 月中旬は短期的な上下はあるものの、概ね安定して高い状態にあることがわかった。3 月の平均反射率はバンド 1 反射率  $R1 = 0.71 \pm 0.07$ 、バンド 2 反射率  $R2 = 0.75 \pm 0.07$ 、4 月では  $R1 = 0.78 \pm 0.05$ 、 $R2 = 0.80 \pm 0.05$ 、5 月では  $R1 = 0.76 \pm 0.08$ 、 $R2 = 0.71 \pm 0.11$  であった。このような傾向は 5 月 13 日まで継続し、反射率は大きな変化を示さず推移した。5 月 14 日から顕著な下降傾向を示し、夏季融解期である 7 月下旬にかけ大きく反射率が低下し、バンド 1 の反射率は 7 月 29 日に対象期間中の最小値 ( $R1 = 0.25$ ) を記録した。この 77 日間で反射率は 0.56 低下した。バンド 2 の反射率はその翌日である 7 月 30 日に対象期間中 2 番目に小さい値 ( $R2 = 0.18$ ) を記録した。下降傾向を示した 5 月 14 日から 7 月 29 日の期間における 1 日あたりの変化傾向は、バンド 1 で  $-0.007 \text{ day}^{-1}$ 、バンド 2 で  $-0.006 \text{ day}^{-1}$  であった。その後、反射率はバンド 1、バン

ド2ともに9月3日まで低い状態で推移した。また、バンド2の反射率はこの前日9月2日に対象期間中の最小値 ( $R2 = 0.17$ ) を記録した。この7月30日から9月3日までの平均反射率は、 $R1 = 0.30 \pm 0.03$ ,  $R2 = 0.25 \pm 0.04$  であった。このあと9月4日を境に大きく上昇し、秋季の9月16日に最大値 ( $R1 = 0.83$ ,  $R2 = 0.82$ ) となったあとは短期的な変化を繰り返しながらも高い反射率を示すことがわかった。このときの9月4日から9月16日における反射率上昇期間中の1日あたりの変化傾向は、バンド1で $+0.035 \text{ day}^{-1}$ , バンド2で $+0.038 \text{ day}^{-1}$ であった。また、9月17日から9月30日における平均反射率は、 $R1 = 0.67 \pm 0.07$ ,  $R2 = 0.68 \pm 0.07$  であった。

バンド1とバンド2の反射率を比較すると、両者は非常に強い正の相関があることがわかった (相関係数  $r = 0.99$ ,  $p < 0.01$ )。しかしながら、この二つの波長は季節ごとに特徴が異なり、春季である3月にはバンド2の反射率が高く、3月の反射率においては有意な差があることがわかった。3月の平均反射率の差 ( $R1 - R2$ ) は $-0.04$  であった。また、5~8月におけるバンド1とバンド2の反射率も有意な差があり、バンド1の反射率が高いことがわかった。5~8月の月平均反射率の差はそれぞれ  $0.05$ ,  $0.04$ ,  $0.05$ ,  $0.05$  であった。

### 2.3.2 2011年のグリーンランド氷床南西部消耗域における表面反射率の日変化

2011年の春季の3月~5月は、前節で示した2010年の場合と同様、短期的な上下はあるものの概ね安定して高い状態にあることがわかった。3月の平均反射率はバンド1反射率  $R1 = 0.73 \pm 0.04$ , バンド2反射率  $R2 = 0.76 \pm 0.04$ , 4月では  $R1 = 0.78 \pm 0.02$ ,  $R2 = 0.81 \pm 0.02$ , 5月では  $R1 = 0.81 \pm 0.03$ ,  $R2 = 0.81 \pm 0.04$  であった。2010年と比較すると、3, 4月はバンド1, 2ともに有意な差はみられなかったものの、5月の反射率は有

意な差があり，2011年の方が高いことがわかった．

このような春季における反射率の高い状態は6月3日まで継続し，反射率は大きな変化を示さず推移した．6月4日から顕著な下降傾向を示し，夏季融解期である8月上旬にかけて大きく反射率が低下することがわかった．また，バンド1バンド2ともに反射率は7月30日に対象期間中の最小値 ( $R1 = 0.33$ ,  $R2 = 0.25$ ) を記録した．この最小値は2010年に比べ高い値である．このように反射率が顕著に下降し始める時期は，2010年と比較して21日遅いことがわかった．

下降傾向を示した6月4日から7月30日の期間における1日あたりの変化傾向はバンド1，バンド2ともに $-0.006 \text{ day}^{-1}$ であった．その後反射率はバンド1，バンド2ともに8月8日まで低い状態で推移した(9日間)．この7月31日から8月8日までの平均反射率は $R1 = 0.35 \pm 0.01$ ,  $R2 = 0.28 \pm 0.02$ であった．このあと8月9日から8月30日まで短期的な変化はあるものの，反射率がやや高い状態で推移した．このときの平均反射率は $R1 = 0.45 \pm 0.07$ ,  $R2 = 0.42 \pm 0.09$ であった．この後8月31日を境に大きな上下動を繰り返しながら反射率が高い状態となった．このときの平均反射率は $R1 = 0.67 \pm 0.06$ ,  $R2 = 0.68 \pm 0.07$ であった．

バンド1とバンド2の反射率を比較すると，両者は2010年の場合と同様，非常に強い正の相関があることがわかった(相関係数  $r = 0.98$ ,  $p < 0.01$ )．春季である3月と4月にはバンド2の反射率が高く，3月および4月の反射率の季節変化においては，有意な差があることがわかった．このときの3月の平均反射率の差 ( $R1 - R2$ ) は $-0.04$ ，4月の平均反射率の差は $-0.02$ であった．また，6～8月におけるバンド1とバンド2の反射率も有意な差があり，バンド1の反射率が高いことがわかった．6～8月の月平均反射率の差はそれぞれ $0.07, 0.08, 0.04$ であった．



### 2.3.3 2012年のグリーンランド氷床南西部消耗域における表面反射率の日変化

2012年の春季の3月～5月は、2010、2011年同様短期的な上下はあるものの概ね安定して高い状態にあることがわかった。3月の平均反射率は  $R1 = 0.70 \pm 0.05$ ,  $R2 = 0.74 \pm 0.05$ , 4月では  $R1 = 0.71 \pm 0.07$ ,  $R2 = 0.71 \pm 0.08$ , 5月では  $R1 = 0.79 \pm 0.04$ ,  $R2 = 0.77 \pm 0.07$  であった。このような傾向は5月26日まで継続し、反射率は大きな変化を示さず推移した。5月27日から顕著な下降傾向を示し、夏季融解期である7月初旬にかけて大きく反射率が低下することがわかった。また、バンド1の反射率は、7月11日に対象期間中の最小値 ( $R1 = 0.27$ ) を記録した。バンド2の反射率はその前日である7月10日に対象期間中の最小値 ( $R2 = 0.17$ ) を記録した。2011年に比べて、この最小値は0.06も低く、またこの最小値に達した日にちも約20日早いことがわかった。反射率が顕著に下降し始める時期は、2010年と比較して13日遅いものの2011年と比較すると7日早いことがわかった。

下降傾向を示した5月27日から7月11日の期間における1日あたりの変化傾向はバンド1で-0.01、バンド2で-0.01であった。その後反射率はバンド1、バンド2ともに8月5日まで低い状態で推移した。この7月12日から8月5日までの平均反射率は、 $R1 = 0.35 \pm 0.03$ ,  $R2 = 0.28 \pm 0.05$  であった。このあと、これらの反射率は、8月6日境界に大きな上下動を示しつつ上昇し、秋季の9月9日に最大値 ( $R1 = 0.78$ ,  $R2 = 0.83$ ) となったあとは安定して高い値を示した。この8月6日から9月9日における反射率上昇期間中の1日あたりの変化傾向は、バンド1で  $+0.008 \text{ day}^{-1}$ 、バンド2で  $+0.01 \text{ day}^{-1}$  であった。

バンド1とバンド2の反射率を比較すると、両者は非常に強い正の相関があることがわかった (相関係数  $r = 0.98$ ,  $p < 0.01$ )。春季である3月および秋季である9月にはバン

ド2の反射率が高く、3月と9月の1日ごとの反射率においては有意な差があることがわかった。このときの3月の平均反射率の差 ( $R1 - R2$ ) は-0.05、9月の平均反射率の差は-0.03であった。また、5~8月におけるバンド1とバンド2の反射率も有意な差があり、バンド1の方が反射率は高いことがわかった。5~8月の月平均反射率の差はそれぞれ0.03, 0.09, 0.06, 0.05であった。

## 2.4 考察

### 2.4.1 2012年に注目した表面反射率の季節変化の要因

表面反射率の日変化は、気象条件の変化による氷床の表面状態の変化によって引き起こされていると考えられる。一般に、積雪反射率は積雪粒径が増大すれば低下する。また、積雪が融解した後は、積雪よりも低い反射率を持った裸氷の露出、さらに融解が進行した雪氷面上に繁殖する雪氷微生物や飛来するダスト、黒色炭素などが雪氷面に混入することにより低下することが知られている。

図 2.10, 2.11, 2.12 は、MODIS によって得られたバンド1の反射率と、NCEP 再解析データによって得られた気温、地表面短波放射フラックス、地表面長波放射フラックスの季節変化を比較したものである。雪氷面は、冬季涵養期から夏季融解期にかけて状態が変化し、積雪、フィルン、上積氷、裸氷、そして秋季に降雪によって再び積雪面へと変化するプロセスが考えられる。また、Chandler et al. (2015) では2012年5月26日から8月10日に実施した現地観測において、融解過程に伴う雪氷面の状態から5月26日以前を pre-melt period (雪氷面は乾雪、表面融解水なし)、5月26日から5月30日を snow melt period (乾雪から湿雪への状態変化が生じ、スラッシュアイス、メルトポンドができ始め、裸氷が露出する)、5月30日から7月11日を early summer ice surface period (裸

氷面上に上積氷やパッチ状の積雪が残るものの前年までに堆積した不純物による暗色の氷やクリオコナイトホールが形成される), 7月11日以降を late summer ice surface period (クリオコナイトホールが形成され, 暗色の氷が広域に広がる) に分類し, 雪氷面の融解過程に伴う環境の違いを報告している. そこでこのような融解による表面状態の推移および春季・秋季の積雪の影響が生じることを仮定し, 本解析結果から得られたバンド1の反射率から, 本解析期間を下記の6つの期間に分類し, 各期間における反射率の変化要因について考察を行った.

- ① 春季積雪期 (反射率が高い期間 :  $R1 > 0.8$  : 2012年5月26日以前)
- ② 融解初期 (反射率の低下傾向が見られ, 反射率がやや高い期間 :  $0.7 < R1 < 0.8$  : 2012年5月27日~5月30日)
- ③ 融解中期 (反射率の低下傾向が進行し, 反射率が低い期間 :  $0.4 < R1 < 0.7$  : 2012年5月31日~7月11日)
- ④ 融解後期 (反射率の低下傾向はあまりみられず, 反射率が非常に低い期間 :  $R1 < 0.4$  : 2012年7月12日~8月7日)
- ⑤ 融解末期 (反射率の上昇傾向が小さく, 反射率がやや高い期間 :  $0.4 < R1 < 0.6$  : 2012年8月8日~9月4日)
- ⑥ 秋季積雪期 (反射率が上昇傾向にあり, 反射率が高い期間 :  $R1 > 0.6$  : 2012年9月5日以降)

①の春季積雪期の高い反射率は, 低温環境下における乾いた積雪の状態を反映していると考えられる. NCEP 再解析データによって得られた観測対象点の月平均気温は, 3月が $-20.3^{\circ}\text{C}$ , 4月が $-9.3^{\circ}\text{C}$ , 5月が $-4.0^{\circ}\text{C}$ であり, 融雪が生じない環境下であるため, 表面積雪は粒径の小さい乾雪であったと考えられる. また, この期間における気温は氷点

下であるものの、4月と5月におけるバンド1、2の反射率と気温との間には有意な負の相関関係があることから気温による積雪変質に伴う粒径の変化が反射率の変化を引き起こしていると考えられる。積雪は、気温が氷点下でも融けることなく変質が進行する（寒冷変態）ことが報告されており（Marbouty, 1980）、寒冷変態による積雪粒径の増大と短期間の降雪による新雪の影響により反射率の短期的な変化が引き起こされたと考えられる。このとき、4月のバンド1と気温との相関係数（ $r = -0.42, p < 0.05$ ）と5月のバンド1と気温との相関係数（ $r = -0.51$ ）に比べ、4月のバンド2と気温との相関係数（ $r = -0.48, p < 0.05$ ）と5月のバンド2と気温との相関係数（ $r = -0.67, p < 0.01$ ）の方が両者ともに大きく、負の相関関係が強い。積雪の光学特性として、バンド1の波長帯（ $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ ）に比べバンド2の波長帯（ $\lambda = 0.86 \mu\text{m}$ ）は、積雪変質に伴う粒径の増大の影響を受けやすいため（Wiscombe and Warren, 1980, 図 2.13）、この期間中は気温の変化に伴う積雪変質が生じていると考えられる。

②の融解初期における反射率の低下要因は、気温の上昇に伴う融雪である可能性がある。NCEP再解析データによる気温の日変化（図 2.10）によると、反射率は気温の上昇に伴って低下していることがわかる。積雪は昇温などによる変質過程で粒径が増加すると表面反射率が低下する。このような変化は、特に本解析で用いたバンド1、バンド2の波長帯を含む可視・近赤外域の波長帯で現れることが理論的に予想される（Wiscombe and Warren, 1980）。特に融解初期と設定した5月27日に気温はプラスに転じており、ここで融雪が開始したと考えられる。このような昇温が定常的に続いたことで、積雪は昇温に伴う変質による粒径の増大によって反射率が低下したと考えられる。

③の融解中期における反射率の低下要因は、②の融解初期から続く昇温の影響であると考えられる。②で粒径が増大した積雪は、融解を伴いながらフィルンへと変化し、融

雪により積雪下の上積氷が露出し、さらに反射率が低下したあと、裸氷が露出したと考えられる。この後記録した7月11日（バンド1）、7月10日（バンド2）の反射率の最低値は、一般的な氷河で見られる裸氷の反射率（図2.14、バンド1反射率  $R1 = 0.55$ 、バンド2反射率  $R2 = 0.32$ ）よりも低くなっており、Bøggild et al. (2010) によるグリーンランド北東部での現地観測に基づく不純物が一様に分布した氷表面アルベド（図2.15）と同程度の値である。また、対象地域であるグリーンランド南西部消耗域は、毎年夏季融解期に氷床表面の反射率が特に低い領域である暗色域が出現することが報告されている（Wientjes and Oerlemans, 2010）。暗色域を形成する暗色の氷の成因は、裸氷面を覆う氷河上不純物であることが示されている（Wientjes and Oerlemans, 2010; Bøggild et al., 2011; Chandler et al., 2015）。このことから、③の融解中期の前半は、昇温による融雪に伴う反射率の低下が支配的であり、後半は、氷河上不純物による氷表面の汚染が支配的であると考えられる。

④の融雪後期は、上記で示した暗色域が氷床上に定常的に存在しているため、反射率が低い状態で保たれていると考えられる。当該期間の初日である7月12日は、氷床の97%の領域で表面融解が生じたことが報告されており、この期間は特に融解の影響が大きいことが考えられる。このような全面融解の原因は、大気低層に存在する水雲による下向き長波放射が卓越したことが原因であると報告されている（Bennartz et al., 2013, Niwano et al., 2015）。このような長波放射の特徴は、本解析におけるNCEP再解析データを用いた下向き長波放射フラックスの日変化からも同様の傾向が得られ、当該期間を含む7月の月平均長波放射フラックスは他の月と比べ最も大きいため、長波放射の卓越による昇温によって引き起こされた表面融解により、暗色域が安定して出現していたと考えられる。

⑤の融解末期に見られる反射率の大きな上下動は、短期の降雪に伴う反射率の上昇と少量の積雪が融雪したことによる暗色域の再出現とが繰り返したことが原因であると考えられる。バンド1の反射率が極大値となったのは8月12日 ( $R1 = 0.65$ ) と8月29日 ( $R1 = 0.59$ ) であり、融雪中期の反射率と同程度である。また、この極大値となった両日の間で極小値を示した8月15日のバンド1反射率 ( $R1 = 0.31$ ) は、融雪後期に現れた暗色域の反射率と同程度である。また、極小値を示した8月15日前後のNCEP再解析データによる地表面気温はプラスの値を示しており、融解が生じる条件下であったことから、短期的な降雪が一時的な昇温によって融解し、暗色氷面が露出したと考えられる。また、二つ目の極大値(図2.3赤丸)のあとの8月31日に現れた極小値を示した際、バンド1反射率は  $R1 = 0.46$  程度で比較的高いため、裸氷上にクリオコナイトホールが形成したことで一様に分布していた表面の不純物が濃集し、ホール内に滞留することで相対的に反射率が上昇したためであると考えられる。このときの長波放射フラックスに注目すると、④の融雪後期における平均長波放射フラックス ( $255.2 \text{ W m}^{-2}$ ) に比べると  $230.7 \text{ W m}^{-2}$  と小さく、気温も氷点下を下回る寒冷環境であったため、氷床表面の広域的な融解が生じにくく、氷床表面にそれまで存在していた不純物が、融解水によって全て流されることなどによって反射率が上昇したとは考えにくい。そのため、氷床表面の不純物がクリオコナイトホールを形成したことによって、反射率が上昇したと考えられる。

⑥の秋季積雪期において安定して反射率が高くなったのは、降雪によって形成された積雪が低温環境において融解を伴わない安定した積雪層を形成したためであると考えられる。また、この時期の反射率が①の春季積雪期に比べやや低い原因は、積雪期間が短いことにより、積雪深が小さいためであると考えられる。

#### 2.4.2 2010年, 2011年, 2012年の三カ年における反射率の季節変化変化要因の比較

前節で定義した6つの期間分類を, 2012年に加え, 2010年, 2011年にも同様にあてはめると以下のように分類できる.

- ① 春季積雪期: 2010年5月18日以前, 2011年6月6日以前, 2012年5月26日以前
- ② 融解初期: 2010年5月19日~23日, 2011年6月7日~6月9日, 2012年5月27日~5月30日
- ③ 融解中期: 2010年5月24日~6月24日, 2011年6月10日~7月28日, 2012年5月31日~7月11日
- ④ 融解後期: 2010年6月25日~9月4日, 2011年7月29日~8月9日, 2012年7月12日~8月7日
- ⑤ 融解末期: 2010年9月5日~9月11日, 2011年8月10日~8月31日, 2012年8月8日~9月4日
- ⑥ 秋季積雪期: 2010年9月12日以降, 2011年9月1日以降, 2012年9月5日以降

以上のように分類すると当該三カ年において, 毎年同様の反射率の変化過程を辿るものの, その時期や期間が大きく異なっている. そこでこの三カ年の反射率の変化過程の違いがなぜ生じるのかについて, NCEP再解析データより求めた気温, 短波放射フラックス, 長波放射フラックス(図2.4~2.12)との比較から考察する.

まず②の融解初期の開始時期に注目すると2010年, 2012年に比べ2011年は11~19日遅いことがわかる. そこでこの時期の三カ年の気温に注目すると, 気温が0°Cを上回るのが2010年は5月22日, 2011年は6月7日, 2012年は5月27日であり, ②の融解

初期の開始時期とほぼ一致することがわかった。つまり 2011 年は昇温による融解開始時期が遅かったと考えられる (図 2.7)。

次に④の融解後期の日数に注目すると、2011 年は 12 日間、2012 年は 27 日であるのに対し、2010 年は 72 日と非常に長いことがわかる。また、2011 年と 2012 年とを比較しても、2012 年の融解後期の日数は 2011 年よりも 2 倍以上長いので、反射率の低い状態が継続する融解後期は、毎年の気象条件によって大きく左右されていると考えられる。気温が 0°C 以上となっている期間は、常に反射率が低い状態で推移しており、反射率の低い裸氷面が露出していたと考えられる。そこで反射率の低い状態が続いたあとの気温に注目すると、2010 年は④の融解後期の直後に気温が氷点下となり、その後 0°C 以上になることはなかった (図 2.4)。また、2011 年の④の融解後期直後も同様に、気温が氷点下になっていることがわかる (図 2.7)。2012 年については、融解後期直後の 8 月 9 日から 8 月 13 日の間は気温が氷点下になっている (図 2.10)。このあと 4 日間気温が 0°C を上回る日が続くものの、その後再び気温は氷点下となり、融解が生じない環境となり反射率は上昇することが考えられる。つまり、このような融解後期の期間の違いは、気温による融解の影響がいつまで続いたかによって支配されていると考えられる。

⑤の融解末期は 2010 年が 7 日間であるのに対し、2011 年は 22 日間、2012 年は 28 日間であり、2010 年が特に短いことがわかる。2010 年は融解末期における反射率の上昇が短期間に生じており、上昇後の反射率が高いため、裸氷域の消失が降雪によって非常に短い期間に生じた可能性がある。それに対し、2011 年はこの期間中、反射率が上昇した後に、一時的な気温の上昇と同時に、比較的反射率が低い状態に戻る期間がある。そのため 2011 年は、④の融解後期に生じた不純物に富んだ裸氷上で、クリオコナイトホールが形成したことで短期的に反射率が上昇し、その後一時的な昇温によって短期的



な表面融解が生じ、再びクリオコナイトホール内に滞留していた不純物が、氷床表面に流出することによって、反射率が低下したと考えられる。2012年も2011年と同様、一時的な気温上昇に伴って反射率が低い状態に戻る期間があることから、クリオコナイトホールの形成と崩壊によって、反射率が変動したと考えられる。

## 2.5 本章のまとめ

グリーンランド氷床消耗域の裸氷域および暗色域の出現過程における雪氷面反射率の季節変化を明らかにするため、人工衛星のデータを用いてグリーンランド氷床南西部消耗域上に対象点を設定し、その地点での2010年から2012年の3~9月の7ヶ月間における雪氷面反射率の季節変化解析を行った。

その結果、春季は短期的な上下はあるものの概ね安定して高い状態を維持し、5月下旬から顕著な下降傾向を示し、夏季融解期にかけて表面反射率は大きく低下することがわかった。その後8月上旬まで反射率が低い状態で推移したのち大きな上下動を示しつつ上昇し、秋季は安定して高い反射率を示すことがわかった。

このような季節的な変化の要因を2012年に注目し変化の特徴ごとに春季積雪期、融解初期、融解中期、融解後期、融解末期、秋季積雪期の6つの期間に分け、再解析データによって得られた気象データとの比較および表面の物理過程から、季節変化の特徴の違いを決定づける要因について考察した。春季積雪期は低温環境下における積雪の寒冷変態と降雪が、反射率の季節変化に影響していると考えられる。融解初期は昇温による積雪変質に伴う反射率の低下が支配的であり、融解中期は氷河上不純物による氷表面の汚染が支配的であると考えられる。融解後期で特徴的な低い反射率は、長波放射の卓越による表面融解により暗色域が安定して存在していたことが要因であることが示唆さ

れた。そして反射率の変化が大きい融解末期は短期的な降雪と融解、クリオコナイトホール  
の形成と崩壊によって引き起こされると考えられ、秋季積雪期にみられる安定して  
高い反射率は、低温環境において融解を伴わない安定した積雪層の形成によるものであ  
ると考えられる。

反射率の季節変化は年による気象条件の違いから、その時期や期間が異なるものの、  
夏季融解期における裸氷域や暗色域出現に伴う反射率の低下は、どの年も共通して主に  
6～8月に生じていると考えられる。中でも7月は反射率の短期的な上下動が小さいこ  
とから、降雪などの影響が最も少ないことが示唆され、1年を通じて最も安定した融解  
期間であると考えられる。そのため、グリーンランド氷床において、融解に伴って出現  
する裸氷域および暗色域の影響が最大となるのは、夏季融解期の7月であると考えられ  
る。

## 第3章 グリーンランド氷床裸氷域および暗色域の分類手法の開発

### 3.1 はじめに

本章ではグリーンランド氷床消耗域に出現する裸氷域および暗色域の時空間変化を明らかにするため、グリーンランド氷床雪氷面の裸氷域および暗色域を抽出するアルゴリズムを開発することを目的としている。そのため衛星データ解析で得られた雪氷面の光学特性から閾値法を用いてグリーンランド氷床裸氷域および暗色域を抽出するアルゴリズムを開発し、衛星データに適用することで雪氷面を分類する手法について記す。

これまで先行研究において雪氷圏に適した人工衛星による地表面分類手法はすでに検討されてきたが、既存のアルゴリズム (Stamnes et al., 2007) では、陸上の積雪域との裸氷域との分類に氷指数 (Normalized Difference Ice Index : NDII, 3.1 式) による単一の閾値によって分類を行っている。また、この際に海氷上積雪及び積雪のない海氷面と、陸上積雪および氷河・氷床の裸氷面を区別することなく分類している。

$$NDII = \frac{R_{0.545\mu m} - R_{1.05\mu m}}{R_{0.545\mu m} + R_{1.05\mu m}} \quad (3.1)$$

このような氷指数を用いた分類手法は、波長  $1.05 \mu m$  において積雪のアルベドに比べ裸氷のアルベドが低い性質を利用している。しかしながら、海氷上裸氷面と氷河・氷床上裸氷面の光学特性は異なるため、グリーンランド氷床における裸氷面の光学特性を考慮した新たな閾値を設定する必要がある。それに加え、グリーンランド氷床において毎年夏季に出現する暗色域を分類する閾値については、未だ検討されていないのが現状である。そこで本アルゴリズムでは、グリーンランド氷床上雪氷域の中から裸氷域および

暗色域を抽出するために、積雪域と裸氷域とを分類する閾値および裸氷域と暗色域とを分類する閾値を検討した。

## 3.2 雪氷面分類アルゴリズムの開発

### 3.2.1 積雪・裸氷を分類する閾値の設定

雪が氷に変質する過程において、密度は新雪で約  $100 \text{ kg m}^{-3}$ 、しまり雪で約  $300 \text{ kg m}^{-3}$ 、ざらめ雪で  $300\sim 500 \text{ kg m}^{-3}$  となり、積雪変質が進行するにつれて密度が大きくなる。このような雪と氷とを分ける密度の閾値は  $830 \text{ kg m}^{-3}$  であることが報告されている (Seligman, 1936)。また、雪の変質過程では、光学特性も変化することが知られている。昇温などによって雪の粒径が増加すると、同時に密度が上昇し、粒径の増大に伴い表面反射率が低下する (Bergen, 1975, 図 3.2)。このような光学特性の変化は、特に可視・近赤外域の波長帯で現れることが報告されている (Wiscombe and Warren, 1980)。そこで雪から氷への変化に伴う反射率低下に注目し、2012年7月12日に撮影された MODIS シーンデータのうち、目視判別により積雪域、裸氷域、暗色域、裸地と判断したピクセルの波長別反射率を抽出し、それぞれの反射特性を調べた (図 3.1)。当該日は地球観測研究センター (EORC) による受動型マイクロ波放射計を用いた衛星観測から、グリーンランド氷床の 97% の領域で表面が融解したことが発表され、氷床表面の融解による物理状態の差が最も大きい日であると考えられる。

波長別反射率を抽出した結果、積雪域は裸氷域・暗色域と比較して、全ての波長帯において反射率が高く、特に近赤外域 ( $\lambda = 0.86 \mu\text{m}$ ) の波長帯で反射率の差が大きいことがわかった。この違いは、先に示した雪の変質に伴う密度の上昇による反射率の低下と調和的である。そこで本研究では、近赤外域 ( $\lambda = 0.86 \mu\text{m}$ ) における反射率 ( $R_{0.86\mu\text{m}}$ )

を用いて積雪と裸氷を分類する閾値を以下のように設定した.

$$R_{0.86\mu\text{m}} < 0.6 \quad (3.2)$$

しかしながら, 裸氷域上に出現する暗色域の反射率特性に注目すると, 近赤外域 ( $\lambda = 0.86 \mu\text{m}$ ) の反射率が裸地の反射率と同程度の値を示すことがわかった. そのため暗色域と裸地の混同を防止するため, 新たな閾値を導入する必要がある.

氷床周辺の裸地の反射率特性は, 雪氷域とは異なり可視域に比べ近赤外域において反射率が高いことがわかった. また近赤外域の中でもより長い波長 ( $\lambda = 1.64 \mu\text{m}$ ) の反射率に注目すると, 積雪域・裸氷域・暗色域と比べ裸地の反射率が高いことがわかった.

Weidong et al. (2002) によると土壌の表面反射率は可視域で低く, 近赤外域で高い特徴を持ち, 土壌中の水分量でその特徴は変わらないことが報告された (図 3.3). 本解析で得られた反射率特性はその傾向に調和的である. また, Warren (1984) によると, 一般的な氷の複素屈折率の虚数部は短波長赤外域で大きいため (図 3.4), この領域における光の吸収はより強くなると考えられる. そのためより長い波長 ( $\lambda = 1.64 \mu\text{m}$ ) の反射率が低くなることを利用し, 下記の正規化指数 (Snow Index) を用いて裸地の影響のない裸氷域と積雪域を分類する閾値とし, アルゴリズム内では指数が負の数となる場合に裸地と判断した.

$$\text{Snow Index} = \frac{R_{0.86\mu\text{m}} - R_{1.64\mu\text{m}}}{R_{0.86\mu\text{m}} + R_{1.64\mu\text{m}}} \quad (3.3)$$

### 3.2.2 裸氷・暗色氷を分類する閾値の設定

裸氷域と暗色域を分類する閾値として, 本アルゴリズムでは  $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$  の波長帯における反射率を使用した. 当波長帯を含む可視域の反射率は, 雪および氷に含まれる不

純物に感度を持つことが報告されている (Warren and Wiscombe, 1980). そこで, 2012 年 7 月に MODIS が撮影したシーンデータから作成した 1 日ごとのコンポジットデータを用いて, グリーンランド氷床南西部でのバンド 1 ( $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ ) の反射率の北緯 68 度における緯度方向 10 km 幅で平均した経度方向プロファイルを求めた (図 3.5). その結果, Wientjes et al. (2010) や Moustafa et al. (2015) で示された "dark band" 出現領域において反射率が 0.4 を下回ることがわかった. そこで, 裸氷域と暗色域を分類する閾値を下記のように定義した.

$$R_{0.66\mu\text{m}} < 0.4 \quad (3.4)$$

### 3.2.3 分類アルゴリズムの衛星データへの適用

前節で定義した積雪域, 裸氷域, 暗色域を分類する閾値を用いた分類アルゴリズムを衛星データに適用する手順は下記の通りである.

- ① MODIS シーンデータの有するスケーリングされた放射輝度 (整数値) から方向別反射率へ変換
- ② 雲マスクの適用による雪氷領域の抽出
- ③ 抽出した雪氷領域を積雪域と裸氷域に分類
- ④ 投影法変換
- ⑤ 1 日コンポジットデータへの変換処理
- ⑥ 1 ヶ月コンポジットデータへの変換処理
- ⑦ 裸氷域と暗色域の分類

この中で手順①, ②および④は, 2.2.1 節で述べた手法と同様の処理を行った.

MODIS シーンデータに雲マスクを適用し抽出した陸上雪氷領域を積雪域と裸氷域に

分類する上で、同時に計算している各バンドの反射率を用いて、前節で定義した閾値 (3.1, 3.2 式) による条件判断を行った。この判断により陸上雪氷領域のピクセルは、積雪域と裸氷域とに分類され積雪・裸氷フラグが付加された状態となる。

その後、手順④を経てグリッド化された MODIS シーンデータを手順⑤の 1 日コンポジットデータへ変換する際、各グリッドの持つ反射率の情報は 2.2.1 節で述べた手法と同様、単一グリッドにおいてデータが重複する場合は平均値を算出し、重複のない場合はそのままの値をそのグリッドの持つ反射率とした。積雪・裸氷フラグに関しては最頻値を求めることで、そのグリッドの持つフラグとした。

手順⑥において、1 ヶ月コンポジットデータを作成するにあたり、研究対象とした 7 月の 1 日コンポジットデータを用いて各グリッドの平均値を算出することで各バンドの 1 ヶ月平均反射率データを作成した。また、積雪・裸氷フラグに関しては 1 日コンポジットデータ作成時と同様各グリッドの最頻値を求めた。

そして、手順⑦で裸氷域と暗色域を求めるため、各グリッドの持つ積雪・裸氷フラグが裸氷である場合に、前節で定義した裸氷域と暗色域を分類する閾値 (3.3 式) を適用し、暗色域フラグを付加することで分類を行った。

### 3.3 結果と考察

分類アルゴリズムを 2012 年 7 月のデータに適用した結果、氷床縁辺部消耗域において裸氷域が広く出現することがわかった(図 3.6)。この裸氷域の分布は Box et al.(2012) で示されたアルベドの低下傾向が-0.09 を下回る領域と対応している(図 3.7)。Box et al. (2012) では消耗域のアルベドの低下は裸氷域の拡大および融解期間の延長、不純物に富んだ暗色氷の露出によって生じていることを指摘しており、本解析で得られた裸氷域

はこのような指摘を裏付ける結果であると考えられる。また、裸氷域は南西部、北西部、北東部に広く分布している一方で、南東部では縁辺部の狭い領域にのみ分布していることがわかった。可視画像と比較すると、内陸部の白く反射率の高い領域よりもやや暗色な領域が、裸氷域と判断されていることがわかった。また、Chandler et al. (2015) によって、2012 年に実施された現地観測から得られた観測サイトにおける積雪、裸氷の面積の割合の時系列変化が報告されている (図 3.8)。これによると 5 月下旬は全域が積雪であったのに対し、6 月下旬には全域が裸氷となっていることがわかる。そこで、この時期における裸氷の分類に用いた、近赤外域 ( $\lambda = 0.86 \mu\text{m}$ ) の経度方向の反射率プロファイルを求めた。その結果、5 月下旬の反射率は 0.65~0.75 (図 3.9 赤枠) であるのに対し、6 月下旬の反射率は 0.35~0.45 (図 3.10 赤枠) であることがわかった。そのため、本アルゴリズムで設定した裸氷域を分類する閾値を  $R_{0.86 \mu\text{m}} = 0.60$  と設定したのは、現地観測結果からも妥当であると考えられる。

暗色域は、南西部の氷床中流部および北東部の氷床縁辺部に集中して分布していることがわかった (図 3.11 右上)。南西部における暗色域は先行研究で示された南西部裸氷域上に出現する”dark band”領域 (Wientjes and Oerlemans, 2010; Moustafa et al., 2015) と同じ箇所に現れていることがわかる (図 3.11 左上, 左下)。暗色域と分類された領域が出現する箇所は同じであるものの、先行研究で報告された形状と異なるのは、設定した閾値による違いであると考えられる。例えば Wientjes and Oerlemans (2010) による暗色域は、放射輝度図から目視判別で周辺より暗色となっている領域を囲ったものである。また、Moustafa et al. (2015) では波長別反射率ではなく、ブロードバンドアルベドの季節平均値が  $\alpha < 0.35$  となる領域を暗色域としている。そのため、設定する閾値によって暗色域となる領域は変化すると考えられる。図 3.12 は、暗色域分類のための閾値を  $R_{0.66}$



$\mu\text{m} = 0.25$  から  $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.50$  まで  $0.05$  ずつ変化させた場合の暗色域領域の変化である。このように、暗色域と判断する閾値の値を大きくするに従って、暗色域と判断される領域が大きくなるのがわかる。本研究で暗色域を分類する閾値を  $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.40$  としたのは、前節で示した反射率特性に加えて、先行研究で示された暗色域の反射率も同様の反射率を示していたからである。例えば Wientjes et al. (2010) では暗色域の波長別反射特性を図 3.13 のように示している。ここでは、本アルゴリズムで用いている  $0.66\mu\text{m}$  波長帯の反射率は  $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.38$  であることが示されている。そのため、暗色域を分類する閾値を  $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.40$  としたのは、先行研究や本解析で得られた反射率特性からも妥当であると考えられる。

Bøggild et al. (2010) では、2006 年の 7~8 月にグリーンランド氷床北東部の氷床縁辺部において現地観測を行い、この領域で不純物に富んだ暗色の裸氷面が出現していたことを報告している。また、Wientjes and Oerlemans (2010) では”dark band”領域における暗色の氷は、毎年同じ箇所に繰り返し出現することを報告している。つまり、本解析で得られた北東部における暗色域は、南西部で報告例のある”dark band”と同様に不純物が成因であり、夏季融解期に繰り返し出現するという特徴を持った暗色域であると考えられる。

以上のことから、本アルゴリズムによる分類手法によりグリーンランド氷床裸氷域および暗色域を、人工衛星のデータから定量的に分類することが可能となったと考えられる。

### 3.4 検証

開発した分類アルゴリズムの分類精度を検証するため、本研究開発で使用した

MODIS と、MODIS よりも解像度の高い Landsat 8 / Operational Land Imager (OLI)を用いて比較検証を行った。

Landsat 8/OLI が 2014 年 7 月 12 日に撮影したグリーンランド氷床南西部の画像を用いて、北緯 68.9 度～67.7 度、西経 49.7 度～48.0 度の領域における反射率を求め、本研究による分類アルゴリズムを適用し、MODIS の 2014 年 7 月 12 日の地表面分類結果との比較を行った。その結果、Landsat 8/OLI の全領域 10,639,339 ピクセル、面積にすると 9,575.4 km<sup>2</sup> 中、積雪と判断された面積は 1,815,834 ピクセルで 1,634.25 km<sup>2</sup>、裸氷域は 7,099,623 ピクセルで 6,389.66 km<sup>2</sup>、暗色域は 1,723,882 ピクセルで 1,551.49 km<sup>2</sup>であった (図 3.14)。また、MODIS による地表面分類では全領域 383 ピクセル、面積にすると 9,575 km<sup>2</sup> 中、積雪と判断された面積は 67 ピクセルで 1,675 km<sup>2</sup>、裸氷域は 256 ピクセルで 6,400 km<sup>2</sup>、暗色域は 60 ピクセルで 1,500 km<sup>2</sup>であった (図 3.14)。

2 つの衛星を用いた分類結果から Landsat 8/OLI によって得られた面積に対する MODIS によって得られた面積の誤差率を調べたところ、積雪域の誤差率は 2.51%、裸氷域の誤差率は 0.16%、暗色域の誤差率は-3.3%であった。

以上のことから、本アルゴリズムを用いた分類手法は、グリーンランド氷床における積雪域・裸氷域・暗色域の分類において有用であると考えられる。

### 3.5 問題点

#### 3.5.1 氷床面積の変化と氷床マスクの適用

本アルゴリズムを用いてグリーンランド氷床裸氷域および暗色域を分類する上での問題点として挙げられるのは氷床縁辺部におけるミクセルの影響である。ミクセルとは 1 つの画素内に異なる地表面状態が混在することを指す。一般に、衛星画像の画素は数

メートルから数キロメートルの幅をもつため、その中に複数の地表面状態が混在することがあるが、衛星データを用いた土地被覆分類図を作成する上では、対象画素をただ1つのカテゴリーのみが存在する画素（ピュアピクセル）として分類を行うため、誤分類を引き起こす可能性がある。本研究においては、特に氷床縁辺部において裸氷と裸地とが同一画素内に混在する際に、裸氷に比べ裸地の反射率が低いため（図 3.1）、ミクセルが生じた場合、反射率が低下することから裸氷域を暗色域と誤分類する可能性があると考えられる。この誤分類によって暗色域の面積を過大評価する可能性があるため、このようなミクセルの影響を取り除く必要がある。しかしながら、氷床縁辺部は夏季の融解の影響で、氷河の末端位置が年々変化する可能性があり、既存の氷帽などを含んだ氷床の形状をトレースしたマスクでは、十分にミクセルの影響を取り除くことはできない。そこで、研究対象期間中最も融解の影響の大きい 2012 年 7 月のデータを基に、氷床の形状を手作業でトレースし、同時に周辺に存在する氷帽など氷床本体から分離した氷を取り除き、最小面積の氷床形を定義することでミクセルによる誤分類を防止した。本研究で用いたマスクの面積は 1,777,550 km<sup>2</sup> で、Citterio and Ahlstrøm, (2013) による氷帽を含んだマスクの面積 1,804,638 km<sup>2</sup> よりも小さい。これは、ミクセルの可能性のある縁辺部を除いたためであり、過大評価の防止に有用であると考えられる。また、このマスクを適用しない場合の 2010 年 7 月の暗色域面積は 38,050 km<sup>2</sup> であったが、マスクを適用した場合の面積は 23,400km<sup>2</sup> となった（図 3.15）。この面積の差は、縁辺部のミクセル画素の面積に対応することから、ミクセルの影響は非常に大きいことがわかる。このマスクの適用によって、氷床本体から分離した氷帽や縁辺部でのミクセルによる暗色域面積の過大評価を、改善することができたと考えられる。

### 3.5.2 浮氷舌の誤分類

本アルゴリズムにおける問題点として北西部のフンボルト氷河をはじめとした浮氷舌を持つ氷河に関する誤分類が挙げられる。フンボルト氷河は、ケーン湾沿いに広がる氷流の一つであり、末端部が海洋に浮かぶ浮氷舌を持つ全長 90 km、末端幅 110 km の北半球最大の潮間氷河である。浮氷舌は氷床本体とつながっているため氷床の一部と分類すべきであるが、本アルゴリズムでは陸上雪氷領域を対象として分類しているため、氷河下における陸と海の境界である接地線よりも海側の浮氷舌は海氷と誤分類してしまう（図 3.16）。図下左で示した黒色で表される海氷部分は、図下右において氷床本体とつながっている浮氷舌であることがわかる。この領域のピクセル数は、102 ピクセルであり、面積に直すと 2,550 km<sup>2</sup>である。これは氷床全体の面積に対して 0.14%の割合である。そのため、この領域全てが海氷の混在のない浮氷舌であると仮定すると、氷床面積を過小評価してしまう可能性がある。しかしながら、浮氷舌の長さや面積も年々変動しているため、一意に形状を定義できないのが現状である。そのため前節で述べた 2012 年 7 月の氷床形内に存在する範囲のみを研究対象とすることで、浮氷舌の効果を排除した。

### 3.6 本章のまとめ

本章ではグリーンランド氷床消耗域に出現する裸氷域および暗色域の時空間変化を明らかにするため、人工衛星よりグリーンランド氷床裸氷域および暗色域を分類するアルゴリズムを開発した。本アルゴリズムでは、リモートセンシングデータ解析によって得られた雪氷面（積雪・裸氷・暗色氷）および裸地土壌の光学特性から閾値法を用いて、グリーンランド氷床裸氷域および暗色域を抽出するアルゴリズムを開発した。その結果、

先行研究で示された特にアルベドの低下傾向の著しい裸氷域や毎年夏季に氷床南西部に出現する暗色域を、衛星データから検知することが可能となった。また、氷床縁辺部におけるミクセルの影響によって生じる暗色域の過大評価、海洋に張り出す氷流末端部である浮氷舌に対する誤分類の影響を排除するため、氷床マスクを作成し適用することでこれらの問題を改善することができた。

## 第4章 グリーンランド氷床裸氷域の時空間変化

### 4.1 はじめに

本章では、グリーンランド氷床消耗域に出現する裸氷域の時空間変化を明らかにすることを目的としている。裸氷域は積雪と比較してアルベドが低く、近年のグリーンランド氷床縁辺部における顕著なアルベドの低下は、裸氷域の拡大が影響していることが報告されている (Stroeve et al., 2013; Box et al., 2012)。しかしながら、このような裸氷域面積の定量的な変化についての情報は不十分である。そのため、前章で開発した分類アルゴリズムを用いて、夏季のグリーンランド氷床裸氷域を抽出しその面積を算出した。また、算出した裸氷域面積の変動傾向、経年変化、空間分布を明らかにし、再解析データによる気象要素との比較からその要因を考察した。

### 4.2 解析手法

#### 4.2.1 一ヶ月コンポジットデータへの分類アルゴリズムの適用

3章で述べた本研究によって開発された積雪域・裸氷域・暗色域分類アルゴリズムを、2000年から2014年の毎年7月にMODISによって撮影されたシーンデータを基に作成した一ヶ月間コンポジットデータに適用し、裸氷域面積を抽出した。7月は北半球に位置するグリーンランドにおいて夏季融解期にあたり、融解による氷床表面の多様性が最大となることが期待できる。2章で示した氷床表面の融解過程に伴う反射率の変化からも、7月は融解中期～融解後期にあたり、降雪の影響を受けず、表面融解による表面状態の変化が最も大きい時期であると考えられる。また、Chandler et al. (2015) でも7月

は early summer ice surface ~ late summer ice surface という区分がされており，その氷表面には，上積氷やパッチ状の積雪，裸氷，前年までに堆積した不純物による暗色の氷やクリオコナイトホールが形成されていたことが報告されている．つまり，融解期間において氷表面の状態が最も多様であることが示唆される．以上から，7月を対象期間とし，各年7月1日から7月31日のデータから作成したコンポジットデータを用いた．

#### 4.2.2 裸氷域面積の算出

グリーンランド氷床裸氷域の面積は，分類アルゴリズムを適用した2000年から2014年の7月の一ヶ月間コンポジットデータのなかで，裸氷フラグを付加されたグリッドの数をカウントすることで算出した．ここで用いた一ヶ月間コンポジットデータは，前述した通りランベルト正積方位図法に基づいてグリッド化されており，すべての格子点データは5 km 間隔となっているため，1グリッドあたり25 km<sup>2</sup>の面積を乗することで面積を算出できる．

また，地域ごとの特徴を調べるため，グリーンランド氷床を4領域（北西，北東，南西，南東）に分割してそれぞれの領域における裸氷域面積を算出した．領域の分割に際しては北緯72.5度，西経45度を基準とした．

#### 4.2.3 NCEP/NCAR 再解析データによる気象要素の算出

前節で得た裸氷域面積の変化と比較するための気象データとして，アメリカ海洋大気庁地球システム研究所によって公開されているNCEP/NCAR再解析データ(Kalnay et al., 1996)による地上気温，降水量，地表面短波放射フラックス，地表面長波放射フラックスを使用した．

気温、短波放射フラックス、長波放射フラックスは、各年7月を対象に1日平均値のデータから各ピクセルの1ヶ月平均値を算出したのち、全領域および分割した4領域の領域平均値を算出した。降水量に関しては涵養期の降水量とするため、各年1～5月を対象として各領域における1日あたりの平均降水量を算出した。また、裸氷域出現領域である氷床の消耗域と対応させるため、気温、降水量、短波放射フラックス、長波放射フラックスの対象領域は標高2000 m以下とした。

### 4.3 結果

MODIS データより求めた2000年から2014年の夏季融解期にあたる7月の裸氷域は、毎年氷床の縁辺部に沿って出現することがわかった（図4.1）。その裸氷域の面積は、経年的・空間的に変化していることがわかった。例えば、経年的な変化に注目すると、2000年、2004年、2006年におけるグリーンランド全域の裸氷域面積は比較的小さく、それぞれ89,975 km<sup>2</sup>、106,025 km<sup>2</sup>、96,550 km<sup>2</sup>である一方、2010年、2011年、2012年の三カ年における裸氷域面積は比較的大きく、212,550 km<sup>2</sup>、234,250 km<sup>2</sup>、279,075 km<sup>2</sup>であり、年による変動が大きいことがわかった。また、空間分布に注目すると、南西部や北東部の広い領域で、毎年裸氷域が出現するといった特徴があることが明らかになった（図4.1, 4.2）。

#### 4.3.1 グリーンランド氷床裸氷域面積の経年変化および地理分布

グリーンランド全域の裸氷域面積は、研究対象とした2000年から2014年の15年間で拡大傾向にあることがわかった。この15年間の裸氷域面積の平均値および標準偏差は163,620 ± 53,580 km<sup>2</sup>だった。裸氷域面積が最大となったのは2012年で279,075 km<sup>2</sup>であり、最小となった2000年の89,975 km<sup>2</sup>の面積と比較すると、約3.1倍に拡大して



いることがわかった。これらの面積は氷床全体の面積に対し 5%と 16%だった。15 年間の拡大傾向は、1 年あたり 7,158 km<sup>2</sup>で毎年 4.4%の割合で拡大していることがわかった。

グリーンランド氷床を北東部・北西部・南東部・南西部の 4 領域に分割し、各領域で裸氷域面積を求めた結果、領域により裸氷域面積は異なり、また、全領域同様経年的に変化していることがわかった。各領域における 15 年間の裸氷域面積の平均は、南西部で最も大きく 52,603 km<sup>2</sup>であり、裸氷域全体に対する割合は 32.2%であることがわかった。次いで裸氷域面積が大きかったのは、北西部の 45,518 km<sup>2</sup>で裸氷域全体に対して 27.8%、北東部は 43,975 km<sup>2</sup>で裸氷域全体に対して 26.9%だった。最も小さかったのは南東部で裸氷域面積は 21,520 km<sup>2</sup>であり、裸氷域全体に対する割合は 13.2%だった。各 4 領域における裸氷域面積の変化は、北東部と南東部および北東部と南西部の組み合わせを除き有意な相関関係にあることがわかった。また 4 領域ともに対象期間である 15 年間で裸氷域面積は拡大傾向にあり、最も拡大傾向の大きい南西部では毎年 5.8%、次いで北西部で毎年 4.6%、南東部で毎年 3.8%、最も小さい北東部では毎年 2.8%の割合で拡大していることがわかった。以上のことから、裸氷域面積は西側で大きく、かつ拡大傾向も顕著であり、東側で小さく拡大傾向も小さいことがわかった。

各 4 領域で対象期間である 2000 年から 2014 年において、最小面積および最大面積となる年が異なることがわかった。北西部で裸氷域面積が最大となったのは、2012 年で 79,750 km<sup>2</sup>、最小となったのは 2000 年で 18,025 km<sup>2</sup>であった。北東部では最大となったのは 2011 年で 59,400 km<sup>2</sup>、最小となったのは 2000 年で 19,425 km<sup>2</sup>、南西部で最大となったのは 2012 年で 107,000 km<sup>2</sup>、最小は 2004 年で 24,825 km<sup>2</sup>、南東部では最大が 2012 年の 34,175 km<sup>2</sup>、最小が 2001 年の 12,775 km<sup>2</sup>であった。

## 4.4 考察

### 4.4.1 裸氷域面積の拡大要因

裸氷域面積の変化はグリーンランド氷床のアルベドの変化と密接な関係があると考えられる。Stroeve et al. (2013) によるとグリーンランド氷床の7月の平均アルベドは、毎年0.57から0.66を示し、2000年から2012年の期間において1年あたり-0.032という低下傾向を示していることが報告されている。本研究で得られた裸氷域面積は、同期間で拡大傾向にあるため、このようなアルベドの低下傾向と調和的である。裸氷域面積の拡大は、表面アルベドの低下傾向の主要因であることが、先行研究によって指摘されており (Box et al., 2012; Tedesco et al., 2011), Alexandersson et al. (2013) によって報告されたグリーンランド東側に比べ西側のアルベドの低下傾向が大きいことと、本研究で明らかになった裸氷域面積の拡大傾向が西側で大きく東側で小さいという特徴も、裸氷域面積の変化が、近年のアルベドの低下傾向や地域的な低下傾向の違いを説明できると考えられる。

このような裸氷域面積の拡大は気象要素に支配されている可能性がある。Stroeve et al. (2013) によると、グリーンランド氷床におけるアルベドの低下要因は、夏季の気温上昇によって引き起こされていることが指摘されている。そこで、NCEP 再解析データから標高2000 m以下の領域における気象要素 (7月の平均気温、涵養期の降水量、7月の平均短波放射フラックス、7月の平均長波放射フラックス、図4.3~4.6) を求め、裸氷域面積の変化と比較した。その結果、グリーンランド氷床全域における気温と裸氷域面積の変化との間に有意な強い正の相関関係 ( $r = 0.655, p < 0.01$ ) があることがわかった (表4.1)。このような相関関係は、グリーンランド氷床を4領域に分割した場合も同

様で、4領域すべてで有意な強い正の相関関係がみられた。気温とは対照的に、図 4.4～4.6 で示した涵養期の降水量、短波放射フラックス、長波放射フラックスと裸氷域面積との間には、有意な相関関係は得られなかった。以上のことから、夏季の気温上昇が裸氷域面積の拡大を引き起こしていると考えられる。夏季の高温環境は、氷床表面に存在する冬季の降雪によって形成された積雪層の融解を促進し、その結果として氷床の雪線を上昇させる。その結果、積雪下に存在する裸氷面が雪線の上昇によって露出したと考えられる。つまり、融解期の平均気温が主要因となって決定される雪線位置の変動が、裸氷域面積の経年変化を引き起こしている可能性が高い。また、4領域それぞれの裸氷域面積の拡大傾向の違いも、このような融解期の気温によって説明できると思われる。裸氷域面積の拡大傾向が大きい西側において、気温の上昇傾向は北西部で1年あたり $0.11^{\circ}\text{C}$ 、南西部で1年あたり $0.13^{\circ}\text{C}$ であるのに対し、裸氷域面積の拡大傾向が比較的小さい東側における気温の上昇傾向は北東部で1年あたり $0.05^{\circ}\text{C}$ 、南東部で $0.1^{\circ}\text{C}$ である。以上のことから、裸氷域面積の拡大要因は夏季融解期の気温上昇に伴う雪線の上昇であると考えられる。

#### 4.4.2 裸氷域の空間分布を決定する要因

グリーンランド氷床を4領域に分割した場合に見られる裸氷域の地域的な違いは、各領域の気候および氷床の形態的な特徴の違いが影響していると考えられる。NCEP再解析データから求めた7月の平均気温は南東部で最も高く $2.0^{\circ}\text{C}$ であり、次いで南西部で $0.6^{\circ}\text{C}$ 、北西部で $-0.8^{\circ}\text{C}$ 、北東部で $-1.3^{\circ}\text{C}$ であった。この傾向は南東部を除いて裸氷域面積と調和的である。

西側の裸氷域面積が東側に比べ大きい原因は分水嶺の位置の違いであると考えらえ

る。Zwally et al. (2001) は、グリーンランド氷床東側の分水嶺から氷床末端までの距離は西側に比べ短いことを報告した。それにより、氷床西側は東側に比べ傾斜が緩やかになることから、氷床の平衡線の位置も末端から遠くなるため、裸氷域が出現しうる消耗域の面積が大きくなると考えられる。それに加え、氷床の平衡線高度自体も、裸氷域面積に影響していると考えられる。グリーンランド氷床の平衡線高度は東西で異なり、氷床西側の降雪量は東側に比べ小さいため、平衡線高度はより西側で高いことが報告されている (Zwally et al., 2001)。また、平衡線高度の経年的な変化は、グリーンランド南西部カンゲルサック地域周辺の北緯 67 度において氷床を横断する K-transect (Van de Wal., 2005) に沿って観測が行われており (Van de Wal et al., 2011)、これにより得られた 2000 年から 2011 年の氷床の平衡線高度と本研究で得られた南西部の裸氷域面積との間に、有意な正の相関関係 ( $r = 0.72, p < 0.01$ ) があることがわかった。そのため、平衡線高度は裸氷域面積を決定する要因の一つであると考えられる。以上のことから、裸氷域面積が東側に比べ西側で大きくなったのは、降水量が少ないこと、平衡線高度が高いこと、そして傾斜が緩やかであることが原因であると考えられる。

#### 4.5 本章のまとめ

グリーンランド氷床消耗域に出現する裸氷域の時空間変化を明らかにするため、3 章で開発した分類アルゴリズムを衛星データに適用して、夏季のグリーンランド氷床裸氷域を抽出してその面積を算出し、変動傾向、経年変化、空間分布を明らかにした。また、再解析データによる気象要素との比較からその要因を考察した。

MODIS データより 2000 年から 2014 年 7 月の裸氷域面積を求めた結果、裸氷域面積は対象期間の 15 年間に於いて拡大傾向にあることが明らかになった。また、裸氷域面

積は、経年的および空間的に変化していることがわかった。空間的特徴を調べるため、グリーンランド氷床を北東部・北西部・南東部・南西部の4領域に分割し、各領域で裸氷域面積を求めた結果、領域により裸氷域面積は異なること、全領域同様、経年的に変化しながらも拡大傾向にあることがわかった。このような裸氷域面積は西側で大きく、かつ拡大傾向も顕著であり、東側で小さく拡大傾向も小さいことが明らかになった。

裸氷域面積の拡大は、再解析データから求めた気温との有意な相関関係があるため、夏季融解期の気温上昇に伴う雪線の上昇が起因していると考えられる。また、裸氷域の空間分布を決定する要因は、各領域の降水量や分水嶺の位置といった気候および氷床の形態的な特徴の違いが影響していると考えられる。

## 第5章 グリーンランド氷床暗色域の時空間変化

### 5.1 はじめに

本章では、グリーンランド氷床消耗域に出現する暗色域の時空間変化を明らかにすることを目的としている。暗色域は、毎年夏季にグリーンランド氷床の南西部中流域を中心に出現する領域である。この暗色域には、鉱物粒子や雪氷微生物などの不純物に富んだ暗色の氷が、広く分布していることが現地観測から確認されている (Wientjes et al., 2011)。このことから、この領域の氷は、周辺の裸氷と比較して低いアルベドを持つため、氷床の融解を促進させる可能性が指摘されている。このような暗色域についての研究は、南西部においての現地観測および衛星観測 (e.g. Wientjes and Oerlemans, 2010; Wientjes et al., 2011; Chandler et al., 2015; Moustafa et al., 2015) や、北東部縁辺部における現地観測 (e.g. Bøggild et al., 2011) が行なわれており、暗色域を形成する鉱物粒子の起源や雪氷微生物の種類、化学組成などは明らかになっているものの、グリーンランド氷床全域における暗色域の分布や面積の経年的変化についての研究例はないのが現状である。そのため、前章で扱った裸氷域上に出現する暗色域を対象に、3章で開発した分類アルゴリズムを用いて、グリーンランド氷床全域の暗色域を抽出し、その面積を算出した。また、算出した暗色域面積の変動傾向、経年変化、空間分布を明らかにし、さらに裸氷域面積と比較することでその要因を考察した。

### 5.2 裸氷域に対する暗色域面積の抽出

3章で述べた本研究によって開発された積雪域・裸氷域・暗色域分類アルゴリズムを、

2000年から2014年の毎年7月にMODISによって撮影されたシーンデータを基に作成した一ヶ月間コンポジットデータに適用し、暗色域面積を抽出した。7月はグリーンランド氷床において夏季融解期にあたり、先行研究で示された暗色域の出現はこの時期に集中していることから選定した。

### 5.3 結果

#### 5.3.1 暗色域面積の経年変化

グリーンランド全域の暗色域面積は、研究対象とした2000年から2014年の15年間で裸氷域面積同様に拡大傾向にあることがわかった(図5.1)。この15年間の暗色域面積の平均値および標準偏差は、 $10,180 \pm 6,940 \text{ km}^2$ だった。これは、裸氷域面積の平均に対し、6.2%の割合であった。暗色域面積が最大となったのは2012年で $26,975 \text{ km}^2$ であり、最小となった2000年の $3,575 \text{ km}^2$ の面積と比較すると、約7.5倍に拡大していることがわかった。15年間の拡大傾向は1年あたり $703 \text{ km}^2$ で、毎年7.6%の割合で拡大していることがわかった。

#### 5.3.2 暗色域面積の空間分布と各領域の経年変化

グリーンランド氷床を前章と同様、北緯72.5度、西経45度を基準に北東部・北西部・南東部・南西部の4領域に分割し、各領域で暗色域面積を求めた結果、領域により暗色域面積は異なり、また、全領域同様経年的に変化していることがわかった。それぞれの領域において暗色域の分布の特徴が異なり、北西部・北東部では氷床の縁辺部5~10kmの領域を中心に分布しているのに対し、南西部では氷床の中流部に帯状に分布していることがわかった。この特徴的な帯状の暗色域は、氷床末端からの距離は約30km、東西

方向に約 30 km の幅で分布していることがわかった。南東部では、谷地形の縁辺部に 5 ～15 km のごく狭い領域で分布していた。

各領域における 15 年間の暗色域面積の平均は、南西部で最も大きく 4,013 km<sup>2</sup>であり、暗色域全体に対する割合は 39.4%であることがわかった。次いで暗色域面積が大きかったのは、北東部の 3,133 km<sup>2</sup>で暗色域全体に対して 30.8%，北西部は 1,530 km<sup>2</sup>で暗色域全体に対して 15.0%だった。最も小さかったのは南東部で裸氷域面積は 1,500 km<sup>2</sup>であり、暗色域全体に対する割合は 14.7%だった。また 4 領域ともに対象期間である 15 年間で暗色域面積は拡大傾向にあり、最も拡大傾向の大きい南西部では毎年 11.9%，次いで北西部で毎年 7.8%，南東部で毎年 3.1%，最も小さい北東部では毎年 2.8%の割合で拡大していることがわかった。以上のことから、暗色域面積は、南西部および北東部で大きいものの拡大傾向が大きいのは西側である南西部と北西部であり、北東部は暗色域面積が大きいものの拡大傾向は小さく、北西部は暗色域面積が小さいものの拡大傾向は大きいことがわかった。

対象期間である 2000 年から 2014 年において、暗色域面積が最小および最大となる年は各 4 領域で異なることがわかった。北西部で裸氷域面積が最大となったのは 2012 年で 4,075 km<sup>2</sup>，最小となったのは 2006 年で 575 km<sup>2</sup>であった。北東部では最大となったのは 2011 年で 6,650 km<sup>2</sup>，最小となったのは 2000 年で 700 km<sup>2</sup>，南西部で最大となったのは 2012 年で 15,025 km<sup>2</sup>，最小は 2004 年で 575 km<sup>2</sup>，南東部では最大が 2010 年の 2,975 km<sup>2</sup>，最小が 2003 年の 425 km<sup>2</sup>であった。この中で最も変化の大きい南西部において、最小面積と最大面積を比較すると約 26 倍に拡大していることがわかった。また、最も変化の小さい南東部でも 7 倍に拡大しており、前章で求めた裸氷域面積よりも変化が大きいことがわかった。



## 5.4 考察

### 5.4.1 暗色域面積と裸氷域面積との比較

暗色域面積の経年変化は、裸氷域面積の変化と有意な強い正の相関関係 ( $r = 0.89, p < 0.01$ ) にあり (表 5.1), 両者ともに研究対象期間中拡大傾向にあることから、暗色域の出現・面積変化を支配する要因は、基本的に裸氷域の変化を引き起こす要因と同じであると考えられる。しかしながら、裸氷域面積に対する暗色域面積の割合は毎年変化し、4~11%の割合を示すことがわかった。最も割合が大きい年は2010年の11%であり、次いで2012年の9.7%であった。裸氷域面積と暗色域面積は、対象期間中概ね調和的な経年変化を示すものの、完全に一致していない場合もあることがわかった。例えば、裸氷域面積が210,000 km<sup>2</sup>を超える2010~2012年の3年間に注目すると、裸氷域面積は2010年に212,550 km<sup>2</sup>、2011年に234,250 km<sup>2</sup>、2012年に279,075 km<sup>2</sup>を示し単調増加している一方で、暗色域面積は2010年の23,400 km<sup>2</sup>から2011年の13,025 km<sup>2</sup>に減少し、再び2012年は26,975 km<sup>2</sup>に拡大することがわかった。このように、経年変化や空間分布の特徴が異なっており、裸氷域面積を変化させる要因である気温上昇に伴う表面融解に加え、その他の影響が内在している可能性がある。そこで前章と同様に、NCEP再解析データから標高2000 m以下の領域における気象要素 (7月の平均気温、涵養期降水量、7月の平均短波放射フラックス、7月の平均長波放射フラックス) を求め、暗色域面積の変化と比較した (表 5.1)。その結果、裸氷域同様グリーンランド氷床全域における気温と暗色域面積の変化との間には、有意な相関関係は認められなかった。一方でグリーンランド氷床を4領域で分割した場合には、全ての領域において暗色域面積と気温との間に有意な正の相関関係があることがわかった。しかしながら、暗色域面積の変化と気

温との間に得られた相関関係は、裸氷域の場合と比較してやや弱いことがわかった。また、空間分布に注目すると、裸氷域面積が大きく出現するのは南西部と北西部であるのに対し、暗色域面積は南西部と北東部に大きく出現し、経年変化に注目すると裸氷域面積に対する暗色域面積の割合は、全領域の場合でも4領域に分割した場合でも同様に毎年変化していることから、暗色域の出現や拡大は、裸氷域の変化によって単純に支配されるものではないと考えられる。

また、暗色域が出現する領域は地域によって異なり、裸氷域上に一様に分布するわけではないことが分類図から示された。例えば、北東部では氷床末端付近に暗色域が集中しており、南西部では末端から30 kmほど内陸側の氷河の中流部に出現している。

Wientjes and Oerlemans (2010)においても、南西部裸氷域上の同じ箇所に毎年繰り返し暗色の氷が出現することが報告されている。それに加え、研究対象期間中に暗色域は雪線に沿って現れることはなかったため、暗色域の出現は裸氷域の場合と異なり昇温による雪線の変化によって生じるとは考えにくく、暗色の氷を形成する氷河上不純物の分布や裸氷上の物理的特性によって支配されている可能性がある。

#### 5.4.2 暗色域面積変化の要因

これまで多くの先行研究によって、グリーンランド氷床消耗域に出現する暗色域を形成する暗色の氷の成因は裸氷面を覆う氷河上不純物であることが示されている (Wientjes and Oerlemans, 2010; Bøggild et al., 2011; Chandler et al., 2015)。つまり、暗色域面積の変化は、このような氷河上不純物の分布や堆積構造の変化を反映していると考えられる。ここでの氷河上不純物とは、裸氷面上に存在することで太陽光の吸収を促進し表面アルベドを低下させる効果を持つ黒色炭素、鉱物ダスト、そして生物起源の有機

物である雪氷藻類やクリオコナイトである (Bøggild et al., 2010; Yallop et al., 2012; Lutz et al., 2013). これら氷河上不純物の起源や氷床表面に供給されるプロセスはそれぞれ異なる. Goelles et al. (2015) はこれらの氷河上不純物の供給源は, 以下の4つであると報告した.

- ① 大気からの供給
- ② 氷床周辺のツンドラからの局地風による輸送
- ③ 氷体内に保存された過去に堆積した不純物の露出
- ④ 氷河上の生物活動による有機物の生産

また, このような4つの供給源を再現する不純物供給モデルが, Goelles and Bøggild (2015) によって提案され, グリーンランド氷床表面に供給される不純物の主な供給源は, ③の氷体内に保存された不純物であると報告された. この報告は, 本解析によって得られた暗色域が毎年同じ箇所に繰り返し出現することと, 矛盾がない. 例えば, 南西部の氷床中流域に出現する暗色域や北東部の氷床縁辺部に出現する暗色域は, 毎年同様の箇所に繰り返し出現していることから (図 5.2), 氷体内に保存された不純物が, 夏季融解期の表面融解に伴い露出することで暗色域を形成していると考えられる. また, 先行研究でこのような氷体内に保存された不純物濃度は, 氷床の表面氷に含まれる不純物濃度と比較して高く, 完新世初期に堆積した風成ダストによって形成されたことが指摘されている (Wientjes and Oerlemans, 2010; Takeuchi et al., 2014). よって, 本解析によって得られた暗色域の地理分布は, 氷体内に保存された不純物濃度の違いによって説明できる可能性がある. つまり, 比較的裸氷域面積に対する暗色域面積の割合が大きい南西部, 北東部, 南東部は氷体内の不純物濃度が高く, 裸氷域面積に対する暗色域面積の割合が小さい北西部は不純物濃度が低いと考えられる. しかしながら, このような氷体内に保存さ

れた不純物濃度の広域的な分布に関する観測データはないのが現状である。

暗色域面積の拡大傾向は、氷床表面に不純物が露出することにより引き起こされている可能性がある。Moustafa et al. (2015) では、氷床表面の融解が促進されると氷体内に保存された不純物がより露出することになり、その結果、裸氷面上に暗色域が広がるというプロセスが提案された。また、Box et al. (2012) によると 2000 年から 2011 年の間における氷床の融解量は、水当量で年間 261.5 mm ずつ増加している。つまり、本解析によって得られた暗色域面積の拡大傾向は、氷床の融解量が増加したことによる氷体内不純物の露出が促進されたことが原因であると考えられる。しかしながら、暗色域面積の経年的な変化について、表面融解に伴う氷体内不純物の露出のみで説明することは難しい。特に 2010 年から 2012 年の三カ年における暗色域面積の変化は大きく、気温が比較的高いという条件下で裸氷域面積が単調増加しているのに対し、暗色域面積は 2010 年から 2011 年にかけて大きく縮小したのちに 2011 年から 2012 年にかけては拡大していることなど、各年の融解量と暗色域面積一致しない。また、2010 年から 2011 年にかけてみられる大きな暗色域面積の縮小は、この三カ年ともに裸氷域面積は拡大傾向にあり、かつ気温も高い状態にあるため、2011 年のみが融解に伴う表面融解水により一様に不純物が流されたため縮小したとは考えにくい。

2010 年から 2012 年に生じた暗色域面積の変化は、裸氷域上の表面氷タイプが変化したことによって生じたと考えられる。グリーンランド氷床消耗域は、その表面の氷タイプが多様に変化することが報告されており (Chandler et al., 2015), 不純物による汚れの少ないきれいな氷 (clean ice), 不純物を多く含んだ汚れた氷 (dirty ice), 表面水流 (stream), 氷河上堆積物クリオコナイトが形成する円筒状の堅穴クリオコナイトホール (cryoconite hole) などの形態をとる。このような表面氷タイプやその割合の変化に伴

い、表面アルベドも変化する。例えば不純物が一様に分布する *dirty ice* の場合はアルベドが低い状態となる。一方で、クリオコナイトホールが形成される場合はアルベドが高い状態となる。クリオコナイトホール形成時は、不純物がホール内に凝集するため、ホール底部の不純物は直下視の場合を除いて視認できなくなるため、結果としてクリオコナイトホールを含んだ氷床表面のアルベドは、上昇することが明らかになっている (Bøggild et al., 2010)。また、氷床消耗域の浅層に発達する多孔性の風化氷は、入射光の多重散乱によりアルベドが上昇する (Muller et al., 1969)。よって、このような表面氷タイプの変遷により暗色域面積が変化すると考えられ、氷床表面の不純物濃度が大きく変化しない場合でも、クリオコナイトホールの形成や崩壊によって暗色域の拡大縮小が引き起こされる可能性がある。このようなクリオコナイトホールの形成は、表面融解に対する熱収支によって支配されていることが報告され (McIntyre 1984)、クリオコナイトホールは日射が卓越する条件下で発達し、潜熱や顕熱が卓越する状況下で崩壊することが提案されている。また、グリーンランド氷床消耗域における観測でも、天候の変化とクリオコナイトホールの形成や崩壊が関係していることが報告されている (Chandler et al., 2015)。この観測では裸氷面上の多くのクリオコナイトホールが高温状況下における曇天時または強風時に崩壊し、内包する不純物が裸氷面上に広がることで表面アルベドを低下させ、晴天時には日射が卓越することでクリオコナイトホールが発達し、不純物をホール内に留めることで表面アルベドを上昇させるという仮説を裏付ける結果となっている。つまり、2011 年は日射の卓越によるクリオコナイトホールの発達に伴いアルベドが上昇したことで暗色域面積が縮小したのに対し、2012 年は日射量が少ないかつ高温状況下にあったことでクリオコナイトホールが崩壊し、不純物が広範囲に広がったことでアルベドが低下し、暗色域面積が拡大したと考えられる。このような状況で

あれば氷床表面の不純物濃度に変化がなくとも、各年の気象条件により暗色域面積が変化することに矛盾はない。つまり、暗色域の拡大は日射量が少なく高温状況下で引き起こされたと考えられる。

ここでグリーンランド氷床全域の裸氷域面積が 150,000 km<sup>2</sup>以上となり、表面融解が顕著に生じていると考えられる 8 カ年に注目し、暗色域面積と NCEP 再解析データによる 7 月の平均短波放射フラックスとの比較を行った。その結果、8 カ年の暗色域面積と短波放射フラックスとの間に、有意な負の相関関係があることがわかった (表 5.2)。このことから表面融解が顕著に生じている状況下においても日射量が多い場合にはクリオコナイトホールが発達することで暗色域面積が小さくなり、日射量が少ない場合にはクリオコナイトホールが崩壊し暗色域面積が大きくなると考えられる。

以上のことから、本解析で示した暗色域面積と裸氷域面積との間に得られた相関関係は単純なものではなく、暗色域の出現や面積変化には不純物の供給や表面氷の構造、氷タイプが影響していると考えられる。そのため、暗色域面積の変化に対する将来予測には不純物供給モデルや、クリオコナイトホールや風化氷などの物理的プロセスの理解が重要である。先述した Goelles and Bøggild (2015) による不純物供給モデルにも不確定性が内在し、例えば氷床表面に流れる融解水による不純物の移動や、雪氷微生物による影響は考慮されていないのが現状である。特に、雪氷微生物の中でも雪氷藻類による表面アルベドへの影響は大きく、*Ancylonema nordenshioldii* などの有色藻類の繁殖は、表面氷を暗色にすることが報告されている (Yallop et al., 2012)。さらに糸上のシアノバクテリアは、生物性・非生物性粒子を結合することで融解水によって流されにくいクリオコナイト粒を形成し、氷床上にダストやブラックカーボンを含む不純物を留める役割を持つと考えられている (Takeuchi et al., 2001)。さらに先述した通り、表面氷の構造や多

様な氷タイプの形成に関する物理的プロセスと表面アルベドに対する理解も不可欠であり，Irvine-Fynn et al. (2014) や Chandler et al. (2015) では，裸氷面上の表面氷構造と生物活動の相互作用に対しての報告例がある．以上のような氷表面のプロセスに対して，本研究で示した暗色域面積の変動は重要な役割を持つと考えられる．

## 5.5 本章のまとめ

グリーンランド氷床暗色域の時空間変化を明らかにするため，3章で開発した分類アルゴリズムを衛星データに適用して夏季のグリーンランド氷床暗色域を抽出してその面積を算出し，変動傾向，経年変化，空間分布を明らかにした．また，4章で求めた裸氷域面積および再解析データによる気象要素との比較から，その要因を考察した．

グリーンランド全域の暗色域面積は，研究対象とした2000年から2014年の15年間で，裸氷域面積同様に拡大傾向にあることが明らかになった．また，暗色域面積の経年変化は，裸氷域面積の変化と有意な強い正の相関関係にある一方で，裸氷域面積に対する暗色域面積の割合は毎年変化しており，裸氷域面積と暗色域面積の経年的変化は完全に一致していないことがわかった．また，氷床を4領域に分類した場合，西側の南西部と北西部では暗色域面積は大きく拡大傾向も大きいのに対し，北東部は暗色域面積が大きいものの拡大傾向は小さく，北西部は暗色域面積が小さいものの拡大傾向は大きいという空間的特徴があることが明らかになった．

暗色域面積の拡大傾向は，氷床表面に過去に涵養し堆積した不純物が，氷床の流動を経て消耗域に露出することにより引き起こされている可能性がある．同時にこのような氷体内の不純物濃度の空間分布が，地域的な違いを生み出していると考えられる．また，暗色域面積の経年的な変化は，裸氷域上の表面氷タイプが変化したことによって生じた

と考えられる。特に、クリオコナイトホール形成・崩壊は表面氷タイプの変化に大きく寄与していると考えられ、表面氷の構造や放射環境の変化によって、裸氷域面積の変化とは異なる暗色域面積の独立した変化を引き起こしていると考えられる。



## 第6章 結論

### 6.1 本研究課題のまとめ

北極圏に位置するグリーンランド氷床は、全球的な気候変動に伴う温度上昇の影響を多大に受ける地域であり、氷床の融解に伴う質量の減少が海水準変動に大きく寄与していることから、その動態を明らかにすることは非常に重要である。このような氷床の融解に寄与するアルベドの変化については多くの研究がなされているものの、氷床消耗域における近年のアルベドの低下に対する裸氷域や暗色域の空間分布、経年的変化、変化傾向について論じた研究はまだない。

そこで本論文では、グリーンランド氷床消耗域における表面反射率の季節変化、グリーンランド氷床裸氷域の時空間変化、グリーンランド氷床暗色域の時空間変化を解明することを目的とし、グリーンランド氷床消耗域における反射率の季節変化（2章）、グリーンランド氷床裸氷域および暗色域を抽出するアルゴリズムの開発（3章）、グリーンランド氷床裸氷域の時空間変化（4章）、グリーンランド氷床暗色域の時空間変化（5章）について述べた。

2章ではグリーンランド氷床消耗域における2010年から2012年3月から9月の雪氷面反射率の季節変化の解析を行った。その結果、時期によって反射率の変化に特徴があることが明らかになった。そこで変化の特徴ごとに春季積雪期、融解初期、融解中期、融解後期、融解末期、秋季積雪期の6つの期間に分け変化の要因を考察した。春季積雪期は低温環境下における積雪の寒冷変態と降雪が、融解初期は昇温による積雪変質、融解中期は、氷河上不純物による氷表面の汚染が要因であると考えられる。融解後期は長

波放射の卓越による表面融解によって暗色域が出現していた可能性が高いこと、融解末期は短期的な降雪と融解およびクリオコナイトホールの形成、秋季積雪期は安定した積雪層の形成が要因であると考えられる。また、このような季節的な変化は、年によってその時期や期間が異なることが明らかになった。これは各年の気象条件が大きく影響していると考えられる。

3章では人工衛星よりグリーンランド氷床裸氷域および暗色域を分類するアルゴリズムを開発した。その結果、先行研究で示された特にアルベドの低下傾向の著しい裸氷域や、毎年夏季に氷床南西部に出現する暗色域を、衛星データから検知することが可能となった。また、氷床縁辺部におけるミクセルの影響によって生じる暗色域の過大評価、海洋に張り出す氷流末端部である浮氷舌に対する誤分類の影響を排除するため、氷床マスクを作成し適用することで、これらの問題を改善した。

4章では開発したアルゴリズムを用いてグリーンランド氷床消耗域に出現する裸氷域の時空間変化を解析した。その結果、裸氷域面積は対象期間の15年間において拡大傾向傾向にあり、約3.1倍に増加していたことが明らかになった。また、裸氷域面積は経年的・空間的に変化していることがわかった。裸氷域面積の拡大および経年変化の要因は夏季融解期の気温上昇に伴う雪線の上昇、空間分布を決定する要因は各領域の降水量や分水嶺の位置といった気候および地形的な特徴の違いが要因であると考えられる。

5章では開発したアルゴリズムを用いてグリーンランド氷床暗色域の時空間変化を解析した。その結果、暗色域面積は対象期間の15年間で裸氷域面積同様に拡大傾向にあり、約7.6倍に増加していることが明らかになった。また、暗色域面積の経年変化は裸氷域面積の変化と有意な強い正の相関関係にある一方で、裸氷域面積に対する暗色域面積の割合は毎年変化しており、裸氷域面積と暗色域面積の経年的変化は完全に一致して

いないことがわかった。また暗色域の空間分布も裸氷域とは異なることが明らかになった。暗色域面積の拡大傾向の要因は氷床表面に過去に涵養し堆積した不純物が氷床の流動を経て消耗域に露出すること、裸氷域とは異なる空間分布の要因は氷体内の不純物濃度の分布が領域によって異なることが考えられる。また、暗色域面積の経年的な変化の要因は裸氷域上の表面氷タイプの変化であることが示唆され、特にクリオコナイトホール形成・崩壊といった表面氷の構造や放射環境の変化によって裸氷域とは異なる独立した変化を引き起こした可能性が高い。

以上から、本研究ではグリーンランド氷床全域における裸氷域および暗色域の拡大を明らかにした。裸氷域の拡大は気温上昇によって引き起こされ、暗色域の拡大は気温上昇および短波放射量の減少によって引き起こされることが示唆された。そのため、今後気候変動に伴う気温上昇が進行した場合、裸氷域はさらに拡大し、それに伴いグリーンランド氷床のアルベドがより低下することで、融解を促進させる可能性がある。同時に、暗色域も裸氷域の拡大に伴って拡大した場合、裸氷域の拡大によるアルベド低下効果よりも大きくアルベドを低下させるため、より大きく融解を促進させると考えられる。このことから、裸氷域および暗色域の動態監視は、将来的な気候変動によって影響を受けるグリーンランド氷床の質量収支の理解に貢献できることを本研究によって示すことができた。そのため、グリーンランド氷床の質量収支のさらなる理解には、気温に加え、より詳細な放射環境や氷床表面構造の監視が必要である。

## 6.2 今後の展望

本論文で開発したグリーンランド氷床表面分類アルゴリズムによってこれまで定量

的に求めることができなかった, グリーンランド氷床裸氷域および暗色域の面積を求めることが可能となった. しかしながら, 氷床表面, 特に暗色域のより詳細な理解のためには, 氷体内に含まれるダストの広域的な分布や, 氷床表面構造と生物の相互作用への理解が, まだ不十分である. また, 裸氷域面積や暗色域面積の変動が, 氷床表面アルベドへ及ぼす影響の定量的な評価, さらに, 氷床表面アルベドの変化による近年の氷床質量収支への影響評価も必要である. そのため, 長期間かつ継続的な裸氷域面積および暗色域面積のデータセットが必要となる. よって, 今後は本論文で用いた MODIS データおよび今後打ち上げ予定である MODIS センサーと同様の光学センサーである GCOM-C/SGLI による観測データに本アルゴリズムを適用し, 裸氷域面積および暗色域面積のデータセットを拡充することで, より詳細なグリーンランド氷床の動態を明らかにしていきたい.

## 謝辞

本研究を遂行し学位論文をまとめるにあたり、本当に多くの方からのご支援とご指導を賜りました。

指導教官である竹内望教授には、大学院での研究生活において辛抱強くご指導いただき、本当に多くのことを学ばせていただきました。ゼミや学会発表、そして本論文の作成にあたり、非常にご多忙な中、何度も適切なアドバイスをいただきました。竹内教授のサポートなしにはここまで至ることはできませんでした。

副指導教官である戸丸仁准教授にはゼミでの適切かつ多角的なアドバイスをしていただきました。

気象研究所気候研究部の青木輝夫博士には博士課程進学のお機会を与えていただき、グリーンランドに関する研究を始めるきっかけを作ってくださいました。また、仕事上の上司として基本的な研究の進め方からデータの読み取り方、研究に対する姿勢など本当に多くのことをご指導いただきました。

千葉大学生物地球化学分野の皆様、気象研究所気候研究部の皆様、また SIGMA プロジェクトの皆様には大変お世話になりました。

そしてこの雪氷学に足を踏み入れるきっかけを作ってくださいました千葉大学西尾文彦名誉教授には大変感謝しております。

最後にこれまでの研究生活を支えてくれた家族に心から感謝いたします。

## 文献

- Alexander P. M., Tedesco M., Fettweis X., van de Wal R. S. W., Smeets C. J. P. P. and van den Broeke M. R., 2014, Assessing spatio-temporal variability and trends in modelled and measured Greenland Ice Sheet albedo (2000–2013), *The Cryosphere*, 8, 2293-2312, doi: 10.5194/tc-8-2293-2014
- van Angelen J. H., van den Broeke M. R., Wouters B. and Lenearts J. T. M., 2014, Contemporary (1960-2012) Evolution of the Climate and Surface Mass Balance of the Greenland Ice Sheet, *Surveys in Geophysics*, 35, 1155-1174, doi: 10.1007/s10712-013-9261-z
- Aoki Te., Aoki Ta., Fukabori M., Hachikubo A., Tachibana Y. and Nishio F., 2000, Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface, *Journal of Geophysical Research*, 105, 10,219-10,236, doi: 10.1029/1999JD901122
- Aoki T., Hachikubo A., Hori M., 2003, Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos, *Journal of Geophysical Research*, 108, 4616, doi: 10.1029/2003JD003506
- Aoki T., Kuchiki K., Niwano M., Kodama Y., Hosaka M. and Tanaka T., 2011, Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snow pack for general circulation models, *Journal of Geophysical Research*, 116, D11114, doi: 10.1029/2010JD015507
- Bennartz R., Shupe M. D., Turner D. D., Walden V. P., Steffen K., Cox C. J., Kulie M. S.,

- Miller N. B. and Pettersen C., 2013, July 2012 Greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds, *Nature*, 496, 83-86, doi: 10.1038/nature12002
- Bergen J. D., 1975, A Possible Relation of Albedo to the Density and Grain Size of Natural Snow Cover, *Water Resources Research*, 11, 745-746, doi: 10.1029/WR011i005p00745
- Bøggild C. E., Brandt R. E., Brown K. J. and Warren S. G., 2010, The ablation zone in northeast Greenland: ice types, albedos and impurities, *Journal of Glaciology*, 56, 101-113, doi: 10.3189/002214310791190776
- Box J. E., Fettweis X., Stroeve J. C., Tedesco M., Hall D. K. and Steffen K., 2012, Greenland ice sheet albedo feedback: thermodynamics and atmospheric drivers, *The Cryosphere*, 6, 821-839, doi: 10.5194/tc-6-821-2012
- Brown R. D. and Mote P. W., 2009, The Response of Northern Hemisphere Snow Cover to a Changing Climate, *Journal of Climate*, 22, 2124–2145, doi: 10.1175/2008JCLI2665.1
- Chandler D. M., Alcock J. D., Wadham J. L., Mackie S. L. and Telling J., 2015, Seasonal changes of ice surface characteristics and productivity in the ablation zone of the Greenland Ice Sheet, *The Cryosphere*, 9, 487-504, doi: 10.5194/tc-9-487-2015
- Citterio M. and Ahlstrøm A. P., 2013, The aerophotogrammetric map of Greenland ice masses, *The Cryosphere*, 7, 445-449, doi: 10.5194/tc-7-445-2013
- Cogley J. G., 2009, A more complete version of the World Glacier Inventory, *Annals of Glaciology*, 50, 32-38, doi: 10.3189/172756410790595859
- Cook J., Hodson A., Telling J., Anesio A., Irvine-Fynn T. and Bellas C., 2010, The mass–area relationship within cryoconite holes and its implications for primary production, *Annals of Glaciology*, 51, 106-110, doi: 10.3189/172756411795932038

- Dumont M., Brun E., Picard G., Michou M., Libois Q., Petit J-R., Geyer M., Morin S. and Josse B., 2014, Contribution of light-absorbing impurities in snow to Greenland's darkening since 2009, *Nature Geoscience*, 7, 509-512, doi: 10.1038/ngeo2180
- Goelles T., Bøggild C. E. and Greve R., 2015, Ice sheet mass loss caused by dust and black carbon accumulation, *The Cryosphere*, 9, 1845–1856, doi: 10.5194/tc-9-1845-2015
- Goelles T. and Bøggild C. E., 2015, Albedo reduction caused by black carbon and dust accumulation: quantitative model applied to the western margin of the Greenland ice sheet, *The Cryosphere Discussion*, 9, 1345-1381, doi: 10.5194/tcd-9-1345-2015
- Hall D.K. and Martinec J., 1985, *Remote sensing of ice and snow*, Chapman and Hall, United States of America, 189 pp
- Irvine-Fynn T. D. and Edwards A., 2014, A frozen asset: The potential of flow cytometry in constraining the glacial biome, *Cytometry Part A*, 85, 3-7, doi: 10.1002/cyto.a.22411
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. and Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Lutz S., Anesio A. M., Villar S. E. J. and Bbenning L. G., 2013, Variations of algal communities cause darkening of a Greenland glacier, *Microbial Ecology*, 89, 402-414, doi: 10.1111/1574-6941.12351
- Marbouty D., 1980, An experimental study of temperature-gradient metamorphism, *Journal of Glaciology*, 26, 303-312



- McIntyre N. F., 1984, Cryoconite hole thermodynamics, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 152-156, doi: 10.1139/e84-016
- Moustafa S. E., Rennermalm A. K., Smith L. C., Miller M. A., Mioduszewski J. R., Koenig L. S., Hom M. G. and Shuman C. A., 2015, Multi-modal albedo distributions in the ablation area of the southwestern Greenland Ice Sheet, *The Cryosphere*, 9, 905-923, doi: 10.5194/tc-9-905-2015
- Muller F. and Keeler C. M., 1969, Errors in short-term ablation measurements on melting ice surface, *Journal of Glaciology*, 8, 91-105
- Nghiem S. V., Hall D. K., Mote T. L., Tedesco M., Albert M. R., Keegan K., Shuman C. A., DiGirolamo N. E. and Neumann G., 2012, The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012, *Geophysical Research Letters*, 39, L20502, doi: 10.1029/2012GL053611
- Niwano M., Aoki T., Matoba S., Yamaguchi S., Tanikawa T., Kuchiki K. and Motoyama H., 2015, Numerical simulation of extreme snowmelt observed at the SIGMA-A site, northwest Greenland, during summer 2012, *The Cryosphere*, 9, 971-988, doi: 10.5194/tc-9-971-2015
- Parkinson C. L. and Comiso J. C., 2013, On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm, *Geophysical Research Letters*, 40, 1356–1361, doi: 10.1002/grl.50349
- Romanovsky V. E., Drozdov D. S., Oberman N. G., Malkova G. V., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Moskalenko N. G., Sergeev D. O., Ukraintseva N. G., Abramov A. A., Gilichinsky D. A. and Vasiliev A. A., 2010, Thermal state of permafrost in Russia, *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 136-155, doi: 10.1002/ppp.683

- Seligman G., 1936, Snow structure and ski fields, Macmillan, England, 555pp
- Shepherd A., Ivins E. R., Geruo A., Barletta V. R., Bentley M. J., Bettadpur S., Briggs K. H., Bromwich D. H., Forsberg R., Galin N., Horwath M., Jacobs S., Joughin I., King M. A., Lenaerts J. T. M., Li J., Ligtenberg S. R. M., Luckman A., Luthcke S. B., McMillan M., Meister R., Milne G., Mouginot J., Muir A., Nicolas J. P., Paden J., Payne A. J., Pritchard H., Rignot E., Rott H., Sørensen L. S., Scambos T. A., Scheuchl B., Schrama E. J. O., Smith B., Sundal A. V., van Angelen J. H., van de Berg W. J., van den Broeke M. R., Vaughan D. G., Velicogna I., Wahr J., Whitehouse P. L., Wingham D. J., Yi D., Young D., Zwally H. J., 2012, A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance, *Science*, 338, 1183-1189, doi: 10.1126/science.1228102
- Shindell D. and Faluvegi G., 2009, Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century, *Nature Geoscience*, 2, 294-300, doi: 10.1038/ngeo473
- Stamnes K., Li W., Eide H., Aoki T., Hori M. and Storvold R., 2007, ADEOS-II/GLI snow/ice products — Part I: Scientific basis, *Remote Sensing of Environment*, 111, 258-273, doi: 10.1016/j.rse.2007.03.023
- Stroeve J., Nolin A. and Steffen K., 1997, Comparison of AVHRR-derived and in situ surface albedo over the Greenland ice sheet, *Remote Sensing of Environment*, 62, 262-279, doi: 10.1016/S0034-4257(97)00107-7
- Stroeve J., 2001, Assessment of Greenland albedo variability from the advanced very high resolution radiometer Polar Pathfinder data set, *Journal of Geophysical Research*, 106, 33,989-34,006, doi: 10.1029/2001JD900072
- Stroeve J., Box J. E., Wang Z., Schaaf C., Barrett A., 2013, Re-evaluation of MODIS MCD43

Greenland albedo accuracy and trends, *Remote Sensing of Environment*, 138, 199-214,

doi: 10.1016/j.rse.2013.07.023

Takeuchi N., Kohshima S. and Seko K., 2001, Structure, Formation, and Darkening Process of

Albedo-Reducing Material (Cryoconite) on a Himalayan Glacier: A Granular Algal Mat

Growing on the Glacier, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33, 115-122, doi:

10.2307/1552211

Takeuchi N., 2013, Seasonal and altitudinal variations in snow algal communities on an

Alaskan glacier (Gulkana glacier in the Alaska range), *Environmental Research Letters*, 8,

doi: 10.1088/1748-9326/8/3/035002

Takeuchi N., Nagatsuka N., Uetake J. and Shimada R., 2014, Spatial variations in impurities

(cryoconite) on glaciers in northwest Greenland, *Bulletin of Glaciological Research*, 32,

85-94, doi: 10.5331/bgr.32.85

Tedesco M., Fettweis X., van den Broeke M. R., van de Wal R. S. W., Smeets C. J. P. P., van de

Berg W. J., Serreze M. C. and Box J. E., 2011, The role of albedo and accumulation in

the 2010 melting record in Greenland, *Environmental Research Letters*, 6,

10.1088/1748-9326/6/1/014005

Tedesco M., Fettweis X., Mote T., Wahr J., Alexander P., Box J. E. and Wouters B., 2013,

Evidence and analysis of 2012 Greenland records from spaceborne observations, a

regional climate model and reanalysis data, *The Cryosphere*, 7, 615-630, doi:

10.5194/tc-7-615-2013

Uetake J., Naganuma T., Hebsgaard M. B., Kanda H. and Kohshima S., 2010, Communities of

algae and cyanobacteria on glaciers in west Greenland, *Polar Science*, 4, 71-80, doi:

10.1016/j.polar.2010.03.002

- van As D., 2011, Warming, glacier melt and surface energy budget from weather station observations in the Melville Bay region of northwest Greenland, *Journal of Glaciology*, 57, 208-220, doi: 10.3189/002214311796405898
- van de Wal R. S. W., Boot W., Smeets C. J. P. P., Snellen H., van den Broele M. R. and Oerlemans J., 2012, Twenty-one years of mass balance observations along the K-transect, West Greenland, *Earth System Science Data*, 4, 31-35, doi: 10.5194/essd-4-31-2012
- Warren S. G. and Wiscombe W. J., 1980, A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow containing atmospheric aerosol, *Journal of the Atmospheric Science*, 37, 2734-2745, doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2
- Warren S. G., 1984, Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave, *Applied Optics*, 23, 1206-1225, doi: 10.1364/AO.23.001206
- Warren S. G. and Brandt R. E., 2008, Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation, *Journal of Geophysical Research*, 113, D14220, doi:10.1029/2007JD009744
- Weidick A., 1995, *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World GREENLAND*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-C, United States Government Printing Office, United States of America, 141pp
- Weidong L., Baret F., Xingfa G., Qingxi T., Lanfen Z. and Bing Z., 2002, Relating soil surface moisture to reflectance, *Remote Sensing of Environment*, 81, 238-246, doi: 10.1016/S0034-4257(01)00347-9
- Wientjes I. G. M. and Oerlemans J., 2010, An explanation for the dark region in the western

melt zone of the Greenland ice sheet, *The Cryosphere*, 4, 261-268, doi:  
10.5194/tc-4-261-2010

Wientjes I. G. M., Van de Wal R. S. W., Reichert G. J., Sluijs A. and Oerlemans J., 2011, Dust from the dark region in the western ablation zone of the Greenland ice sheet, *The Cryosphere*, 5, 589–601, doi: 10.5194/tc-5-589-2011

Wiscombe W. J. and Warren S. G., 1980, A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow, *Journal of the Atmospheric Science*, 37, 2712-2733, doi:  
10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2

Yallop M. L., Anesio A. M., Perkins R. G., Cook J., Telling J., Fagan D., MacFarlane J., Stibal M., Barker G., Bellas C., Hodson A., Tranter M., Wadham J. and Roberts N. W., 2012, Photophysiology and albedo-changing potential of the ice algal community on the surface of the Greenland ice sheet, *The ISME Journal*, 6, 2303-2313, doi:  
10.1038/ismej.2012.107

Yoshimori M., Watanabe M., Abe-Ouchi A., Shiogama H. and Ogura T., 2014, Relative contribution of feedback processes to Arctic amplification of temperature change in MIROC GCM, *Climate Dynamics*, 42, 1613-1630, doi: 10.1007/s00382-013-1875-9

Zwally H. J. and Giovinetto M. B., 2001, Balance mass flux and ice velocity across the equilibrium line in drainage systems of Greenland, *Journal of Geophysical Research*, 106, 33,717-33,728, doi: 10.1029/2001JD900120

MODIS Characterization Support Team, 2012, MODIS Level 1B Product User's Guide, NASA/Gooddard Space Flight Center, Greenbelt, MD20771, United States of America, 57pp

IPCC, 2013, Climate change 2013 The physical Science Basis, Fifth Assessment Report of the  
intergovernmental panel on climate change, Cambridge University Press, United  
Kingdom and United States of America, 1535pp

日本雪氷学会監修, 2005, 雪と氷の事典, 朝倉書店, 784pp

表 4.1 裸氷域面積と気温，降水量，短波放射フラックス，長波放射フラックスとの相関係数（青色：信頼度 99%で有意）

2000-2014		Temperature	Precipitation	SW Radiation	LW Radiation
Bare ice	ALL	0.655	0.069	-0.262	0.192
	North western	0.784	0.407	-0.224	0.118
	North eastern	0.698	-0.274	-0.330	0.307
	South western	0.770	-0.185	0.255	-0.099
	South eastern	0.648	0.023	0.113	-0.100

表 5.1 暗色域面積と裸氷域面積，気温，降水量，短波放射フラックス，長波放射フラックスとの相関係数（青色：信頼度 99%で有意，緑色：信頼度 95%で有意）

2000-2014		Bare ice	Temperature	Precipitation	SW Radiation	LW Radiation
Dark ice	ALL	0.889	0.492	0.134	-0.519	0.268
	North western	0.906	0.623	0.293	-0.392	0.235
	North eastern	0.884	0.550	-0.106	-0.274	0.259
	South western	0.791	0.692	-0.057	-0.070	0.115
	South eastern	0.776	0.518	-0.220	-0.018	-0.086



表 5.2 裸氷面積が 150,000km<sup>2</sup>以上の 2003 年, 2007~2012 年, 2014 年における暗色域面積と裸氷域面積, 気温, 降水量, 短波放射フラックス, 長波放射フラックスとの相関係数 (青色: 信頼度 99%で有意, 緑色: 信頼度 95%で有意)

03,07-12,14		Dark ice	Temperature	Precipitation	SW Radiation	LW Radiation
Bare ice	ALL	0.831	0.437	0.600	-0.528	0.708
	North western	0.885	0.653	-0.131	-0.295	0.537
	North eastern	0.856	0.161	0.594	-0.259	0.403
	South western	0.670	0.766	0.757	-0.242	0.235
	South eastern	0.849	0.790	-0.428	-0.337	0.083
Dark ice	ALL		0.070	0.463	-0.807	0.684
	North western		0.420	-0.091	-0.500	0.607
	North eastern	NaN	0.127	0.597	-0.215	0.429
	South western		0.652	0.522	-0.631	0.398
	South eastern		0.796	-0.586	-0.491	0.048



図 1.1 グリーンランドの地図 (Weidick, 1995)

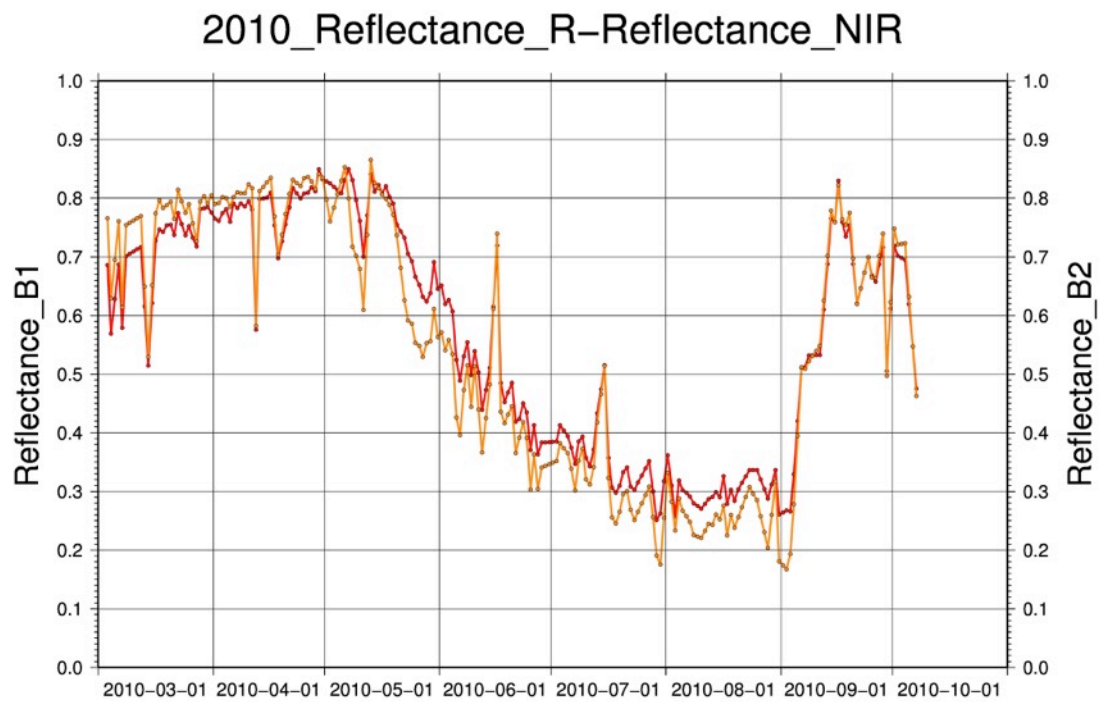


図 2.1 MODIS による 2010 年 3 月～9 月のバンド 1（赤色）およびバンド 2（オレンジ色）の反射率の季節変化

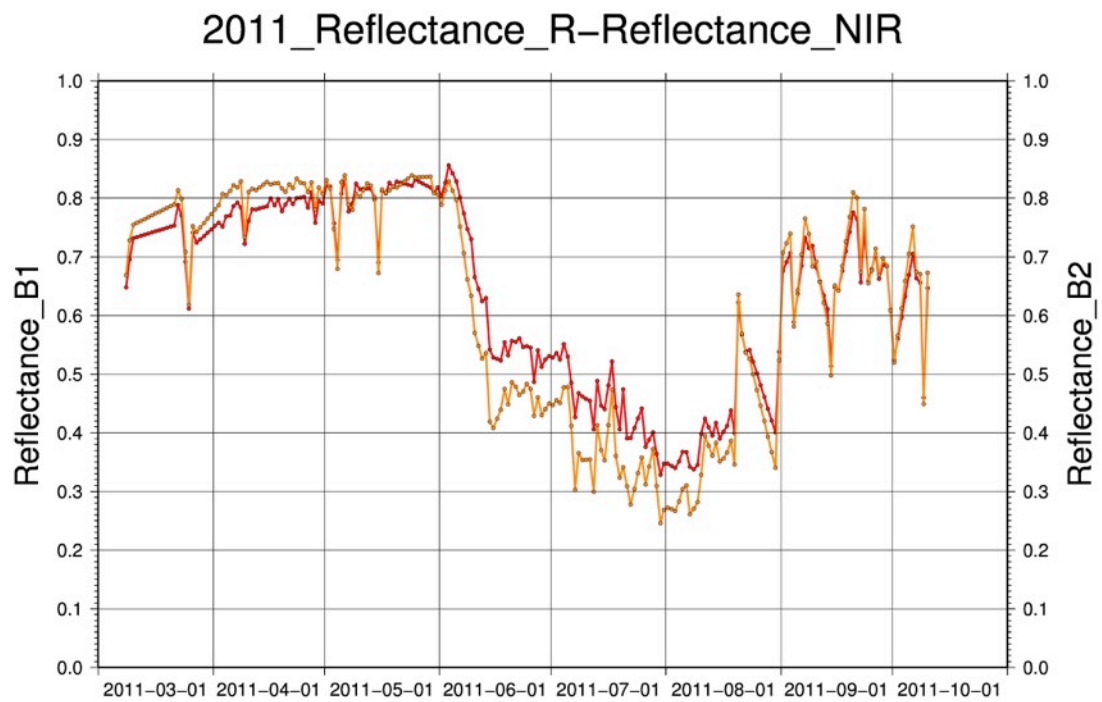


図 2.2 MODIS による 2011 年 3 月～9 月のバンド 1（赤色）およびバンド 2（オレンジ色）の反射率の季節変化

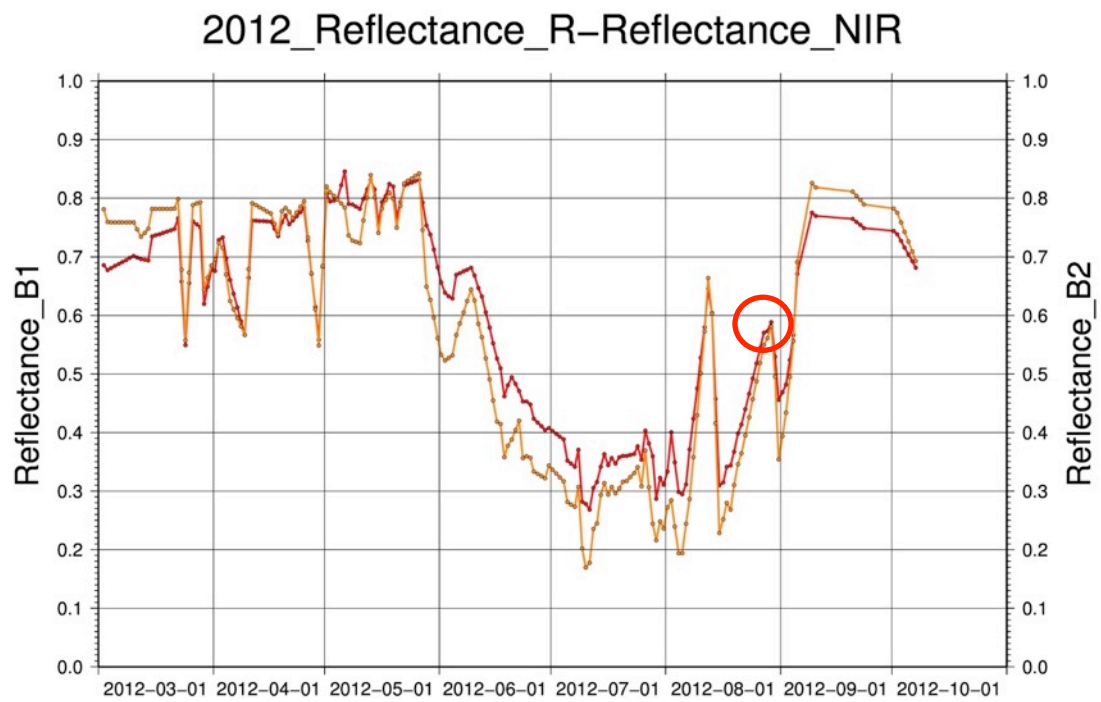


図 2.3 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1（赤色）およびバンド 2（オレンジ色）の反射率の季節変化 赤丸は本文中で示した反射率の極大値

2010\_Reflectance-Temperature\_variation

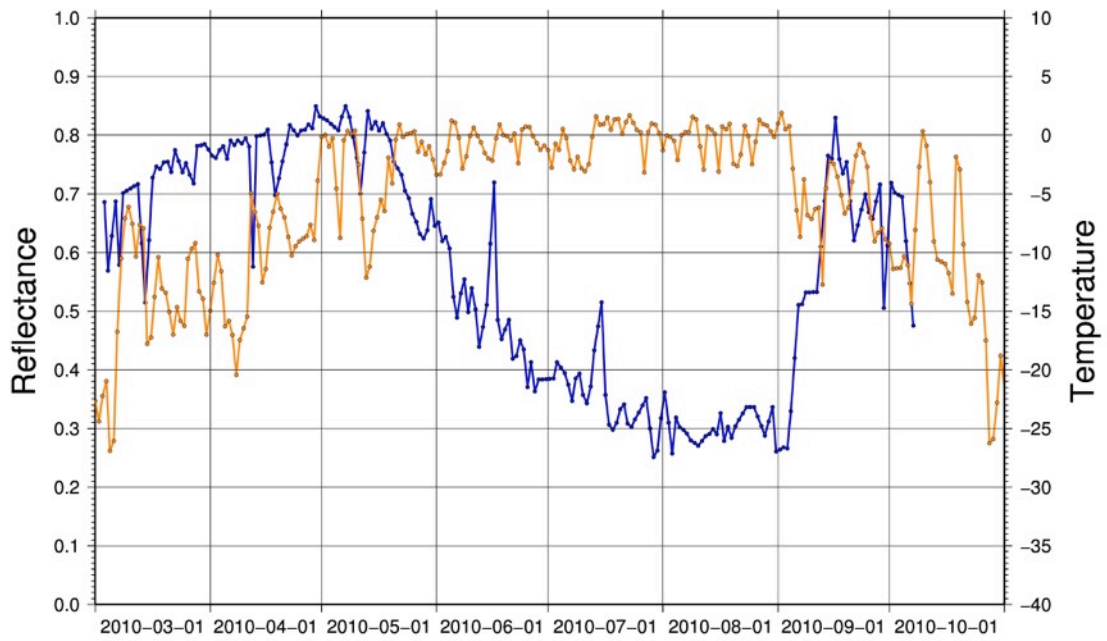


図 2.4 MODIS による 2010 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化（青色）と NCEP 再解析データによる気温の季節変化（オレンジ色）

2010\_Reflectance-SWRad\_variation

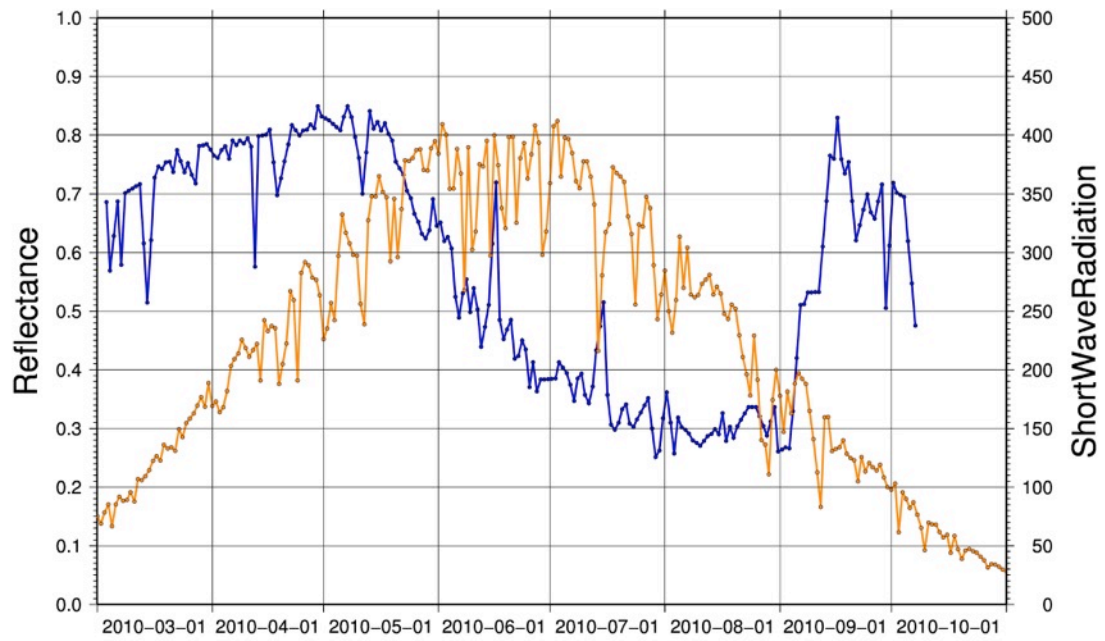


図 2.5 MODIS による 2010 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化（青色）と NCEP 再解析データによる短波放射フラックスの季節変化（オレンジ色）

2010\_Reflectance-LWRad\_variation

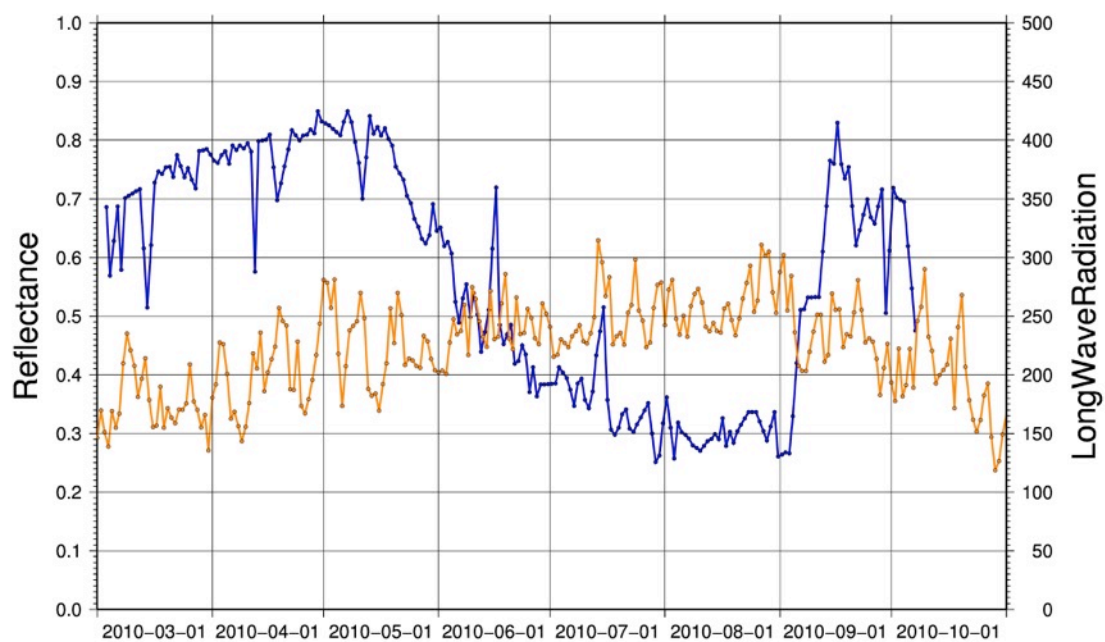


図 2.6 MODIS による 2010 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化（青色）と NCEP 再解析データによる長波放射フラックスの季節変化（オレンジ色）



2011\_Reflectance-Temperature\_variation

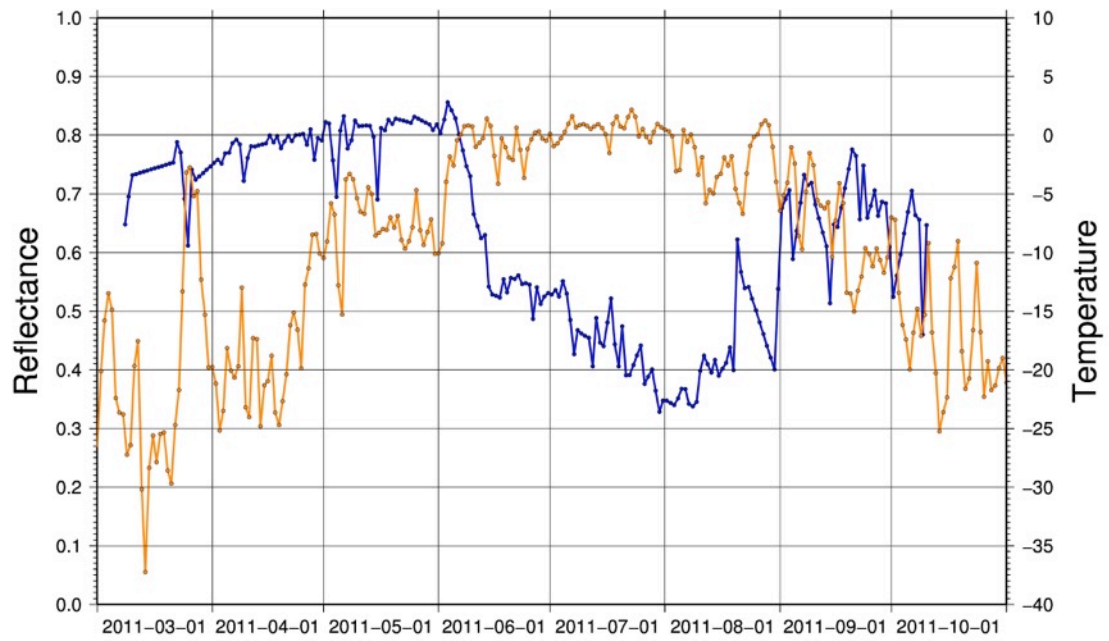


図 2.7 MODIS による 2011 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化（青色）と NCEP 再解析データによる気温の季節変化（オレンジ色）

2011\_Reflectance-SWRad\_variation

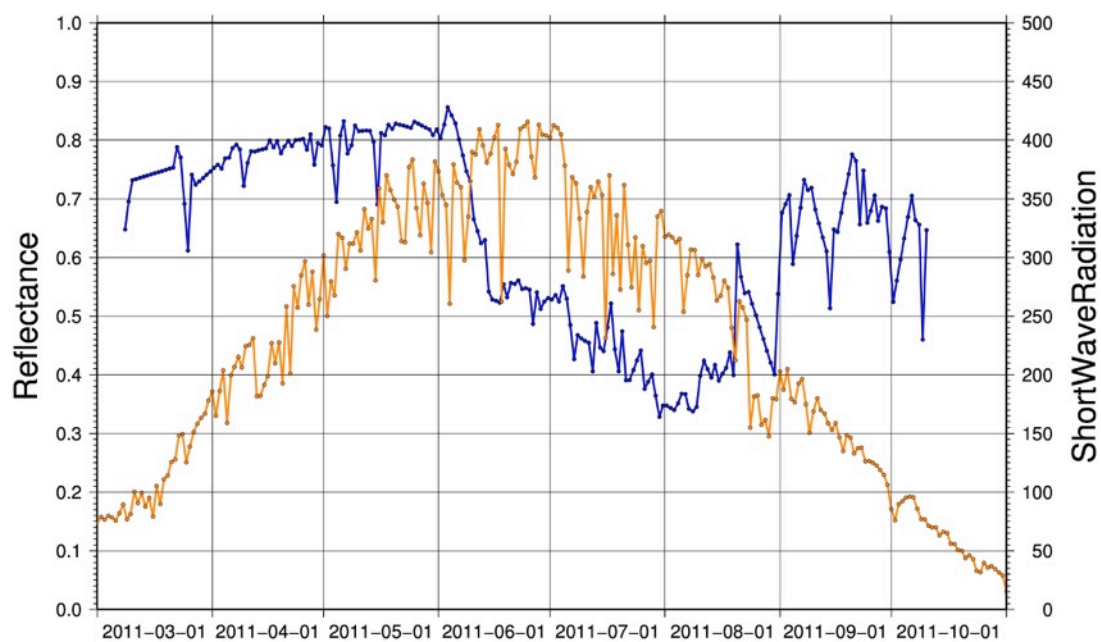


図 2.8 MODIS による 2011 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化（青色）と NCEP 再解析データによる短波放射フラックスの季節変化（オレンジ色）

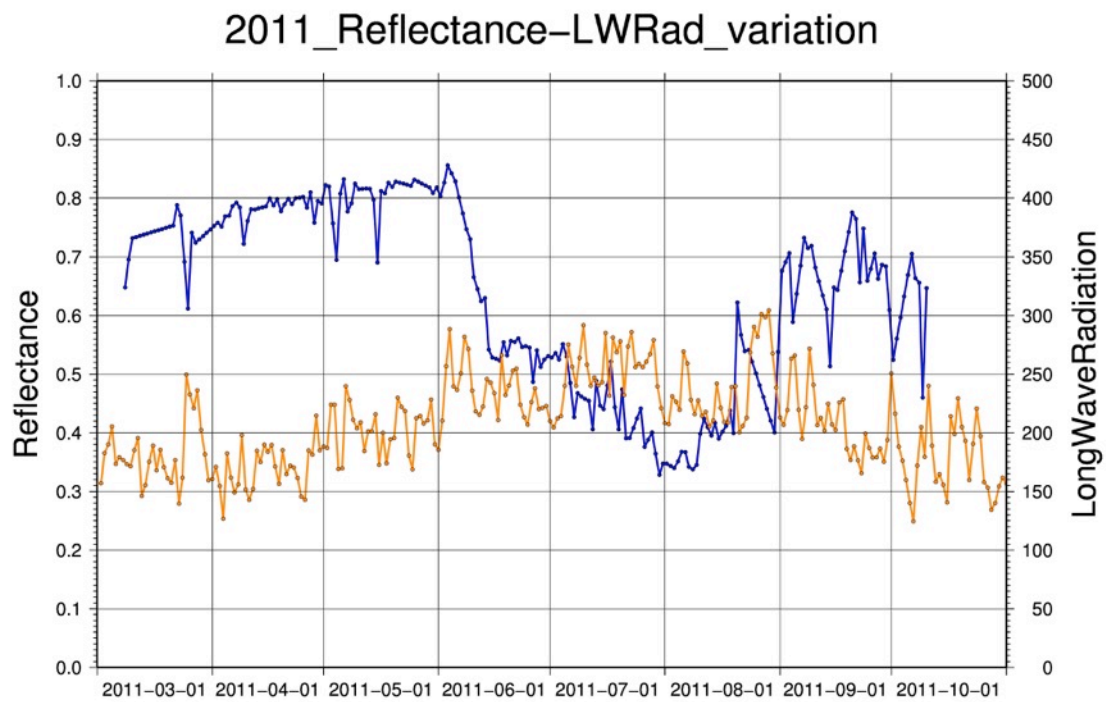


図 2.9 MODIS による 2011 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化（青色）と NCEP 再解析データによる長波放射フラックスの季節変化（オレンジ色）

2012\_Reflectance-Temperature\_variation

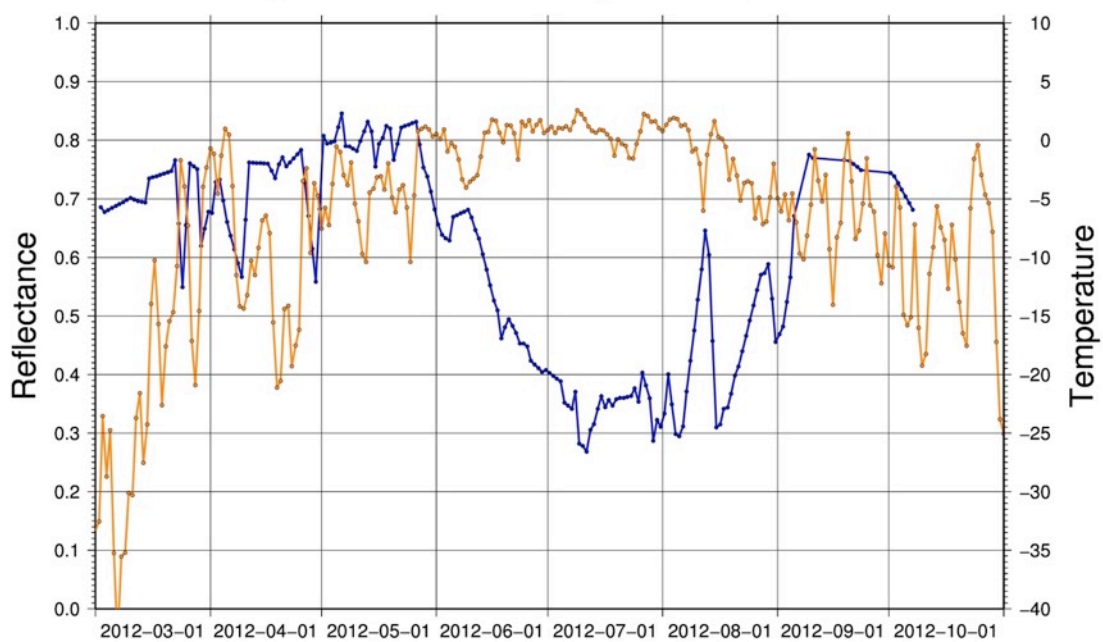


図 2.10 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化(青色)と NCEP 再解析データによる気温の季節変化 (オレンジ色)

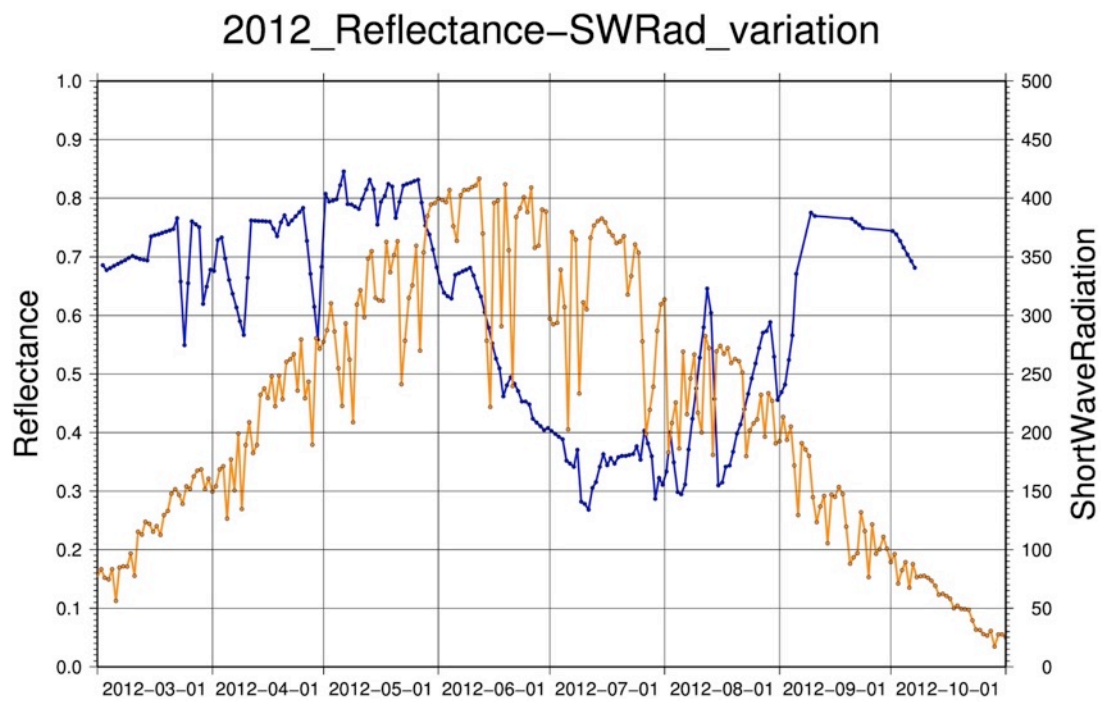


図 2.11 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化(青色)と NCEP 再解析データによる地表面短波放射量の季節変化 (オレンジ色)

2012\_Reflectance-LWRad\_variation

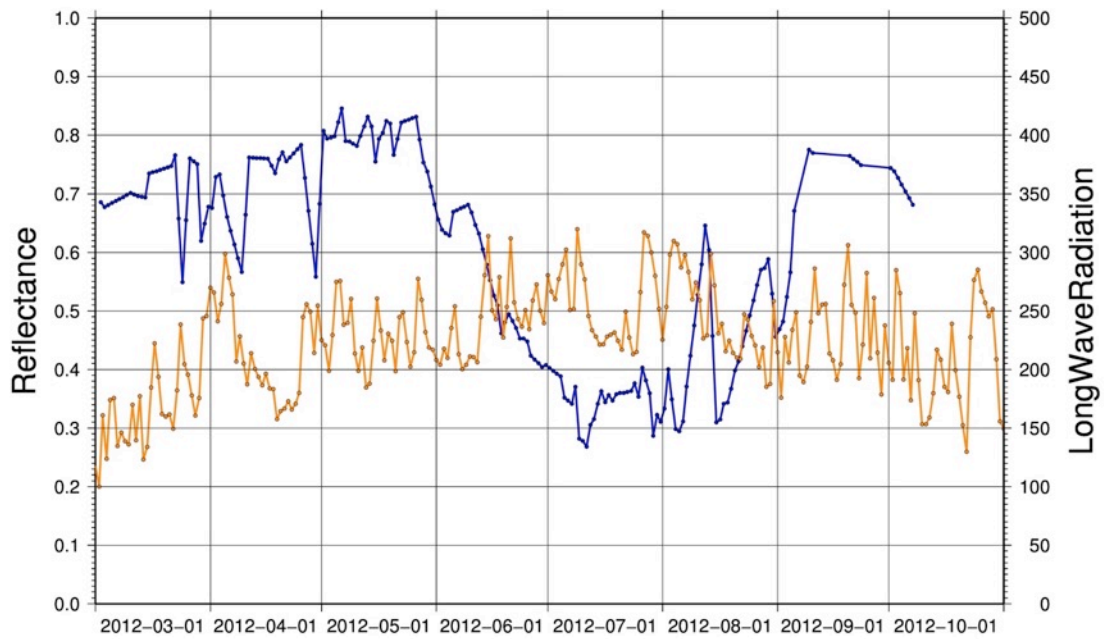


図 2.12 MODIS による 2012 年 3 月～9 月のバンド 1 の反射率の日変化(青色)と NCEP 再解析データによる地表面長波放射量の季節変化 (オレンジ色)

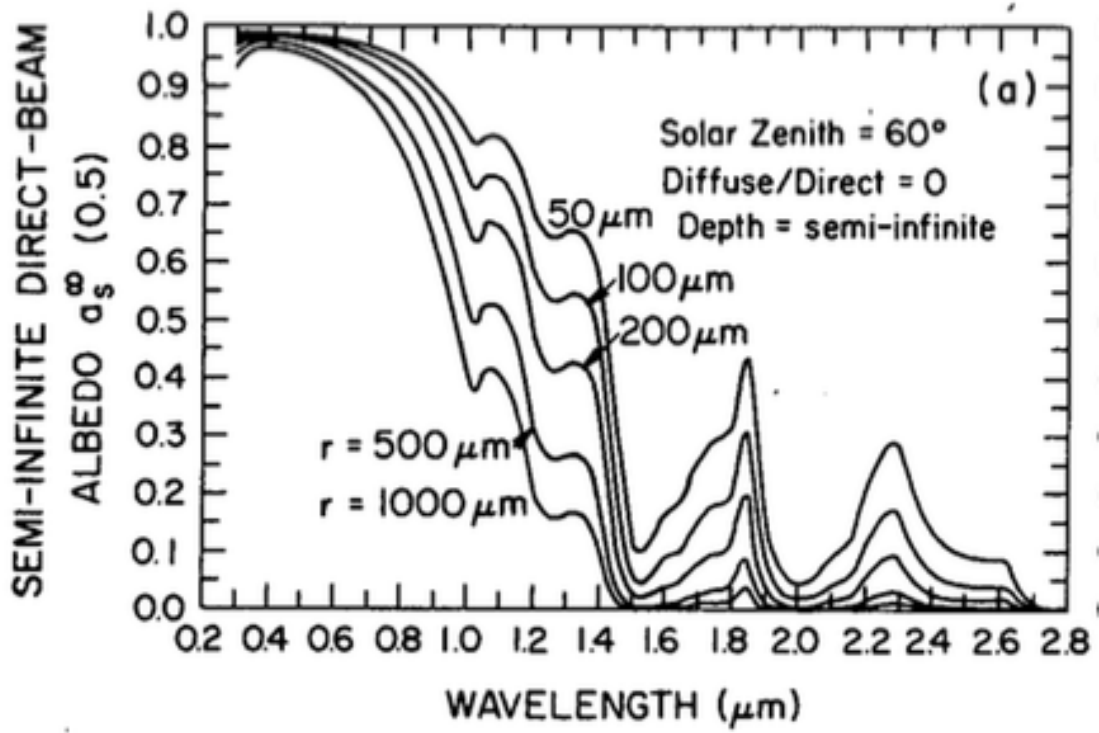


図 2.13 積雪粒径 50~1000 $\mu\text{m}$  の波長別アルベド (Warren and Wiscombe, 1980)

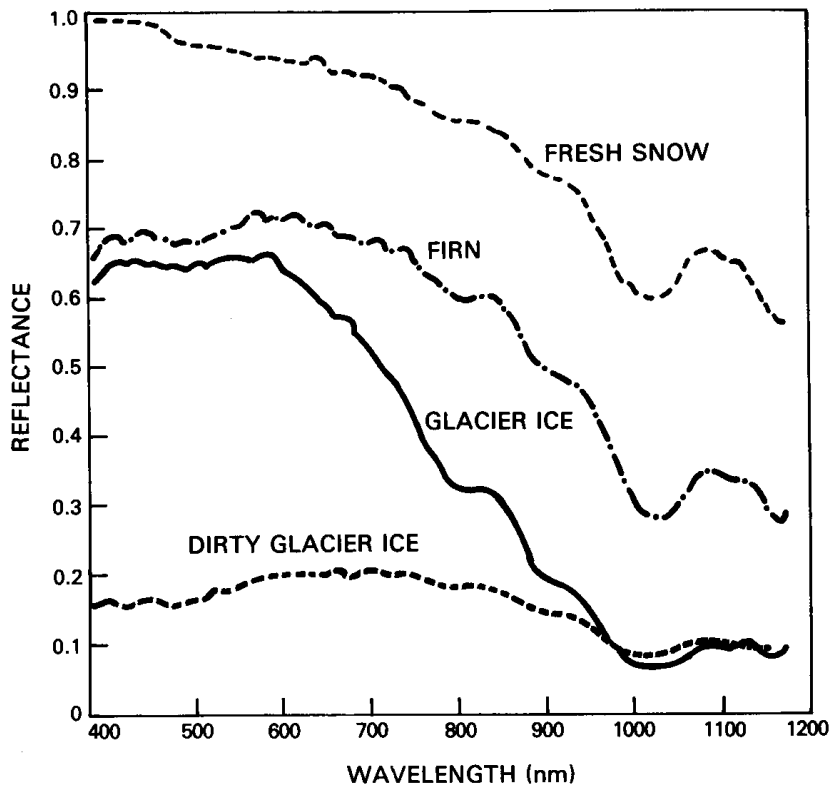


図 2.14 一般的な氷河の表面状態による波長別反射率 (Hall et al., 1985)



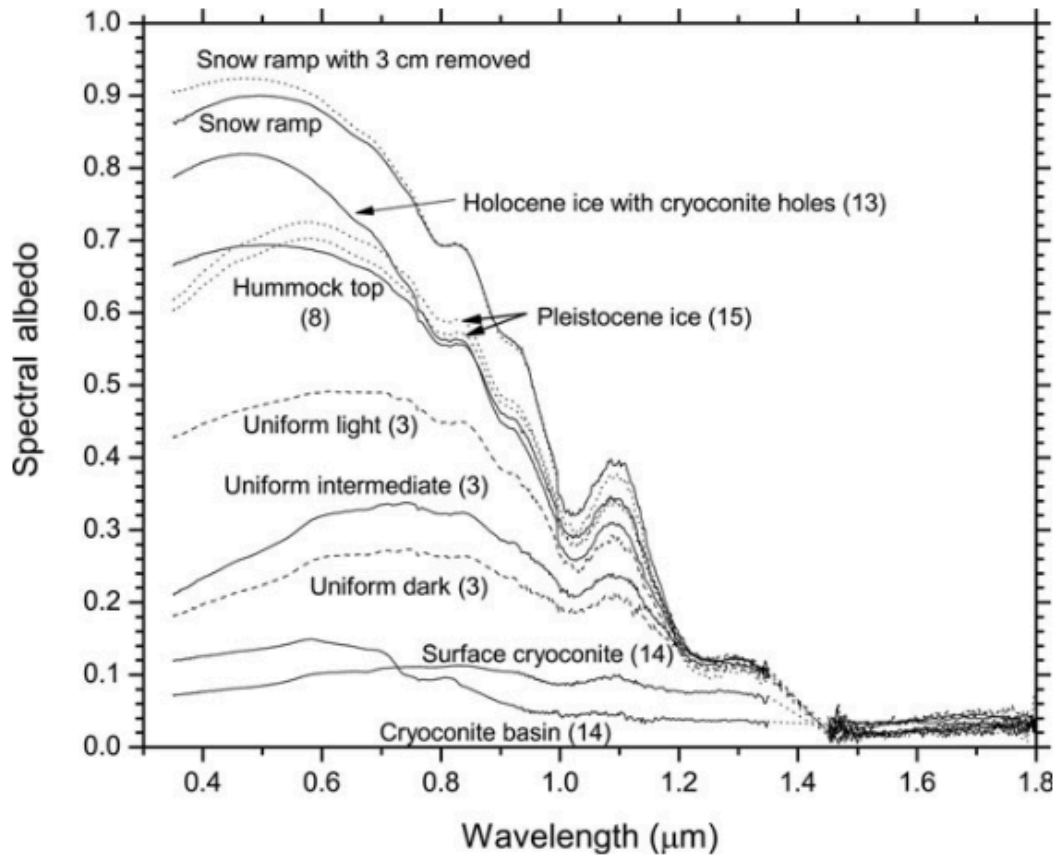


図 2.15 グリーンランド北東部における現地観測から得られた表面氷タイプごとの波長別アルベド (Bøggild et al., 2010)

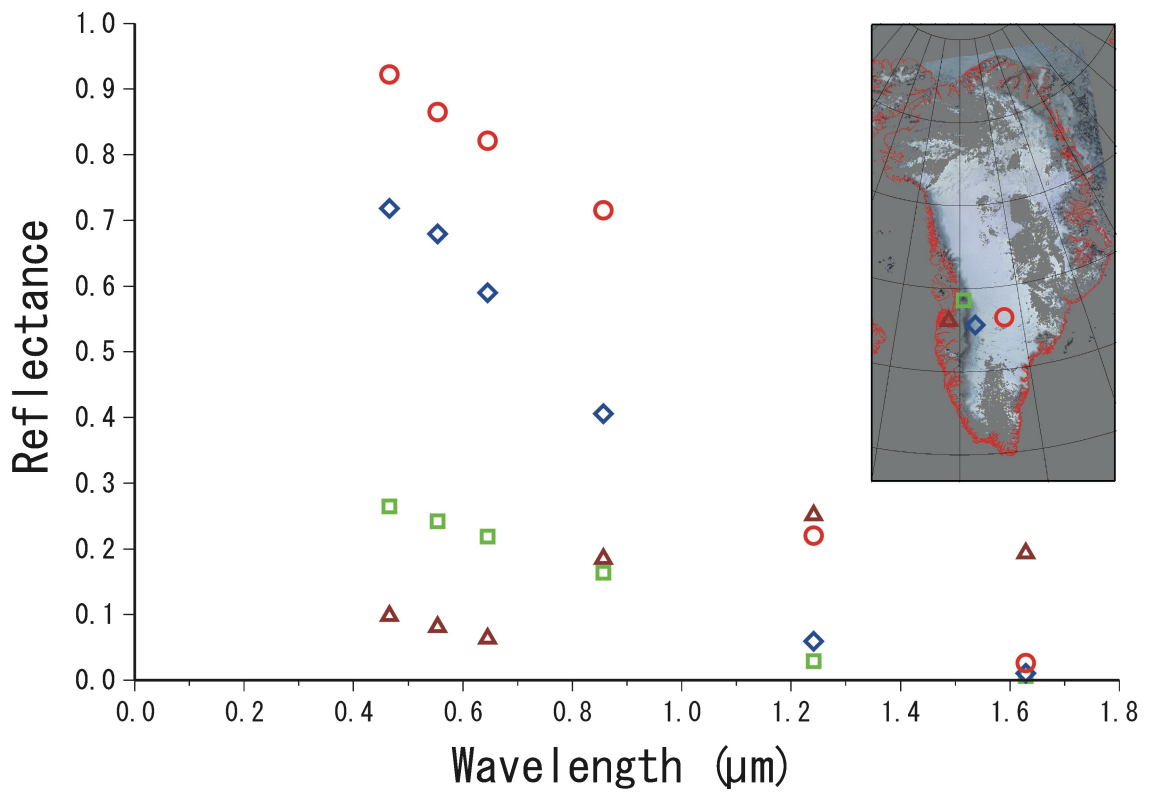


図 3.1 MODIS による 2012 年 7 月 12 日の反射率の RGB 合成画像（右上，R：バンド 1，G：バンド 4，B：バンド 3）および各点から抽出した地表面状態ごとの波長別反射率（赤色：積雪，青色：裸氷，緑色：暗色氷，茶色：裸地土壌）

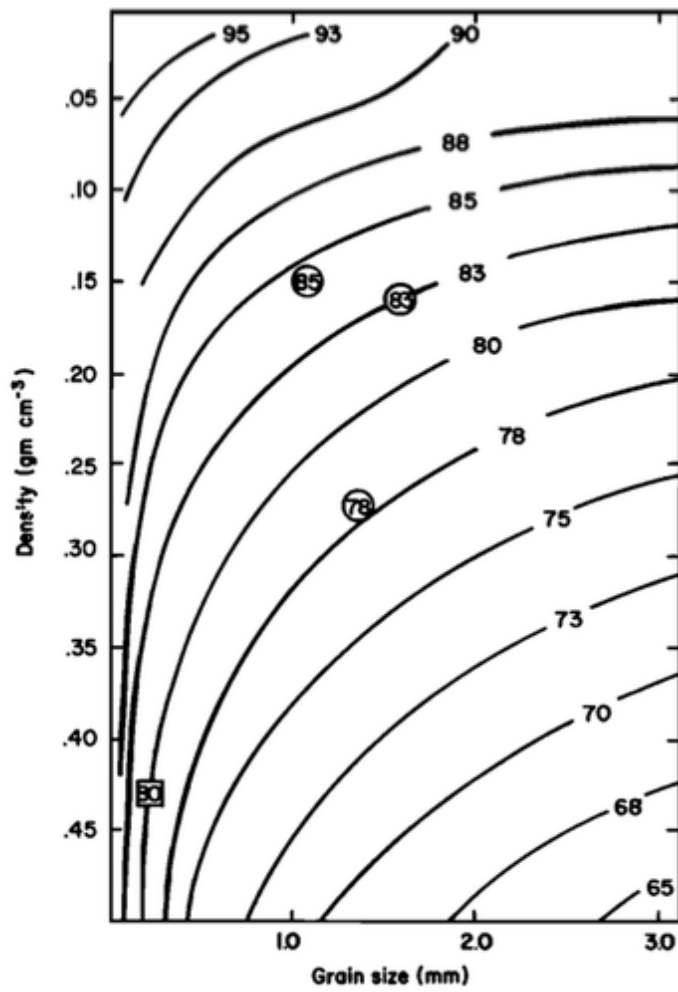


図 3.2 積雪の密度と粒径によるアルベドの変化 (Bergen, 1975)

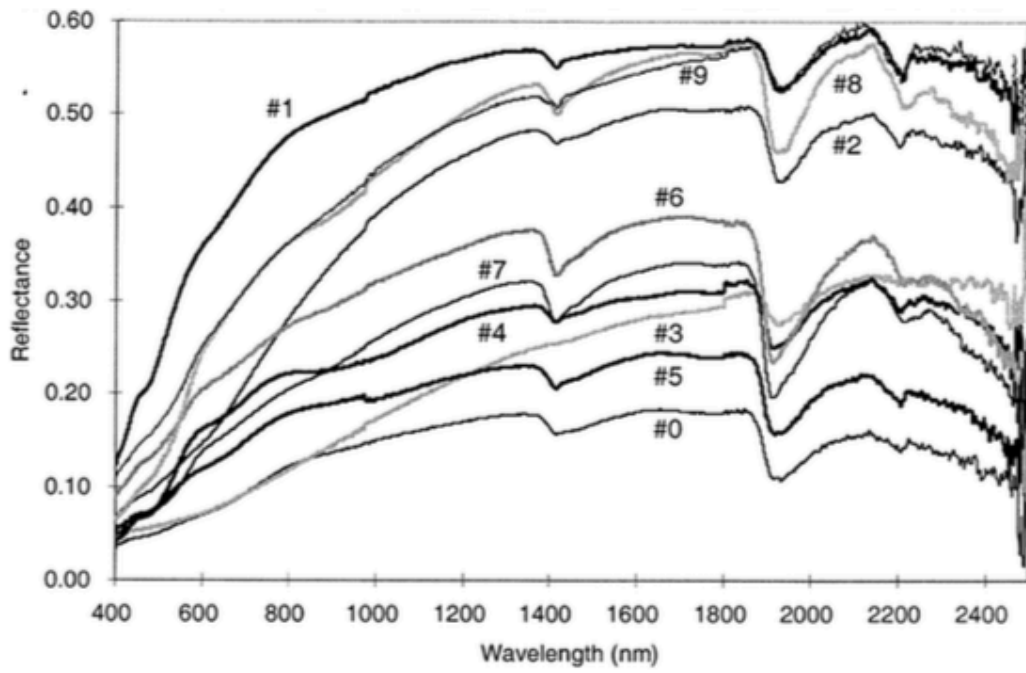


図 3.3 土壤水分量の違いによる裸地土壤反射率の変化 (Weidong et al., 2001)

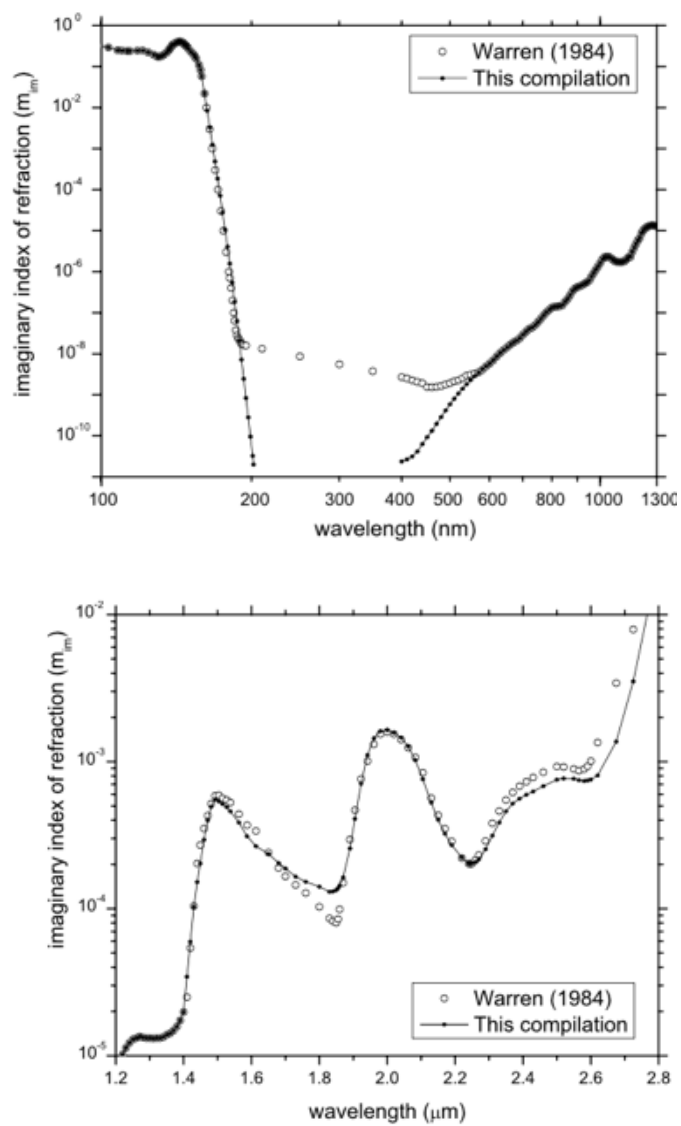


図 3.4 氷の波長別複素屈折率の虚数部（上：0.1～1.3  $\mu\text{m}$  領域，下：1.2～2.8  $\mu\text{m}$  領域）

(Warren and Brandt, 2008)

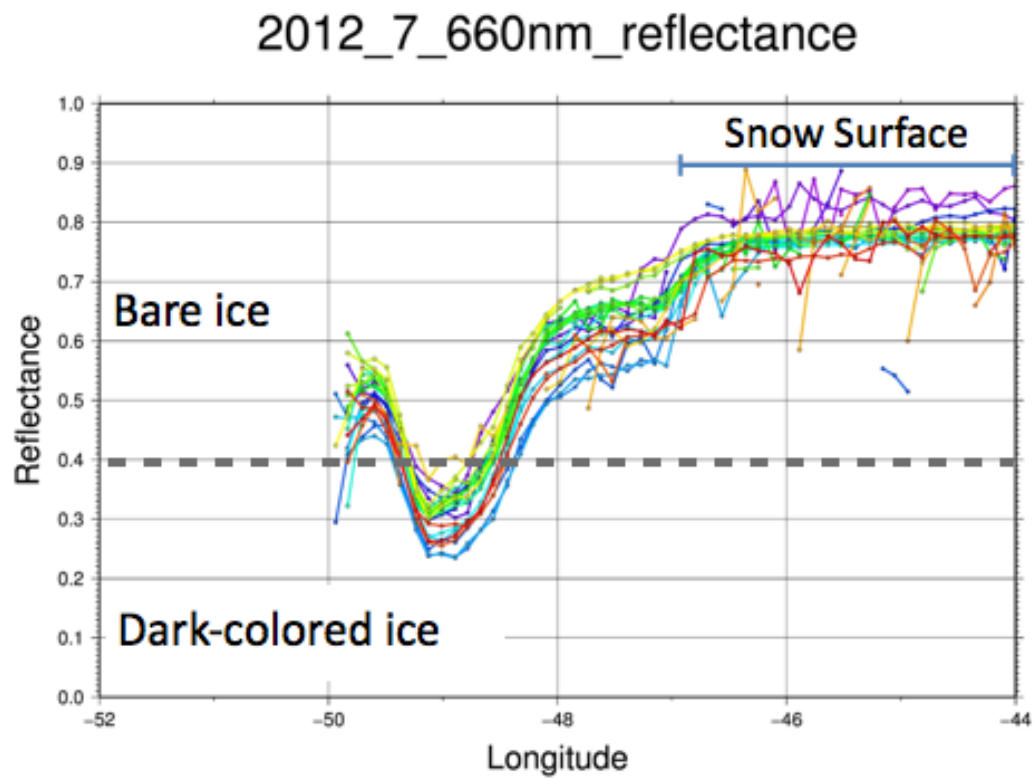


図 3.5 MODIS より求めた 2012 年 7 月のグリーンランド南西部における日別反射率(バンド 1) の経度方向プロファイル

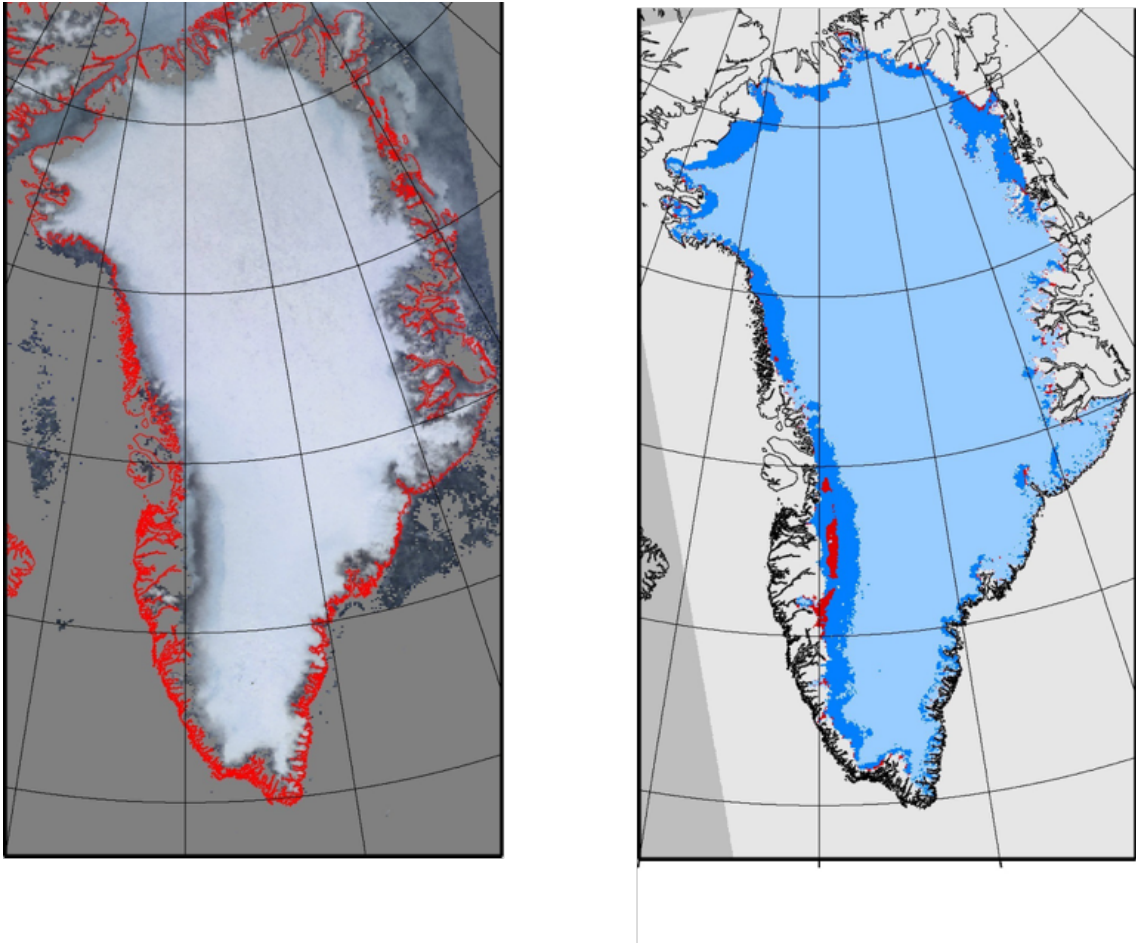


図 3.6 2012 年 7 月の月平均反射率の RGB 合成画像（左，R：バンド 1，G：バンド 4，B：バンド 3）と 2012 年 7 月の月別コンポジット画像に分類アルゴリズムを適用した地表面分類図（右，水色：積雪域，青色：裸氷域，赤色：暗色域）

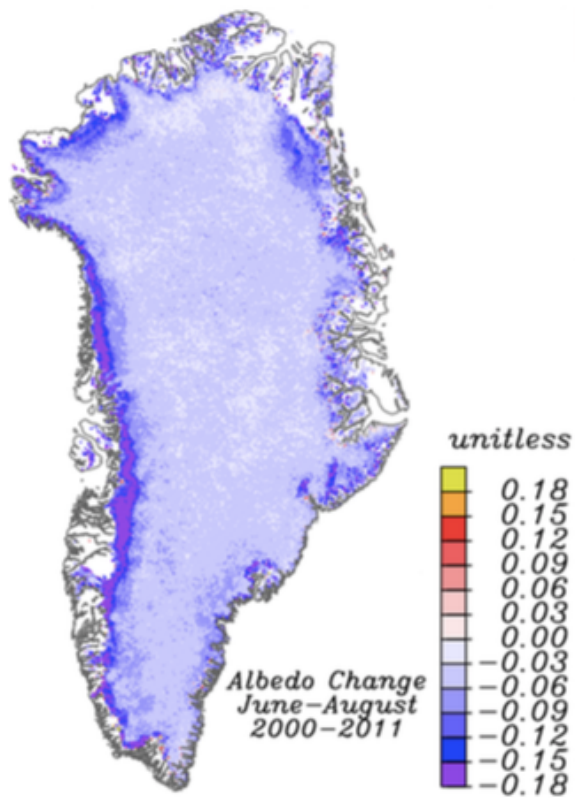


図 3.7 グリーンランド氷床における 2000 年から 2011 年 6~8 月の雪氷面アルベドの変化の割合 (Box et a., 2012)



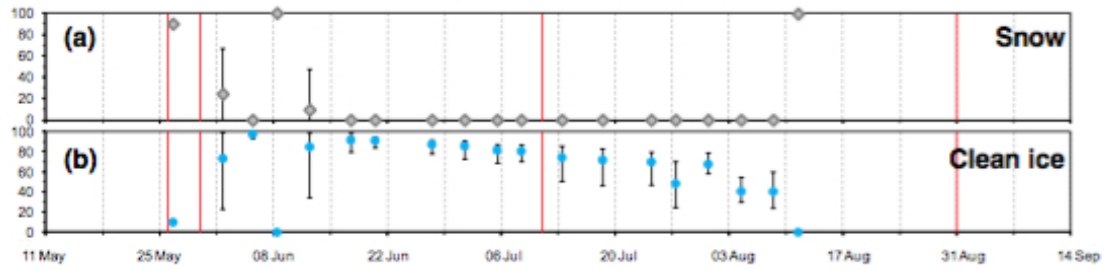


図 3.8 グリーンランド氷床南西部における現地観測から得られた観測サイトにおける積雪領域の割合 (a) と裸氷領域の割合 (b) (Chandler et al., 2015)

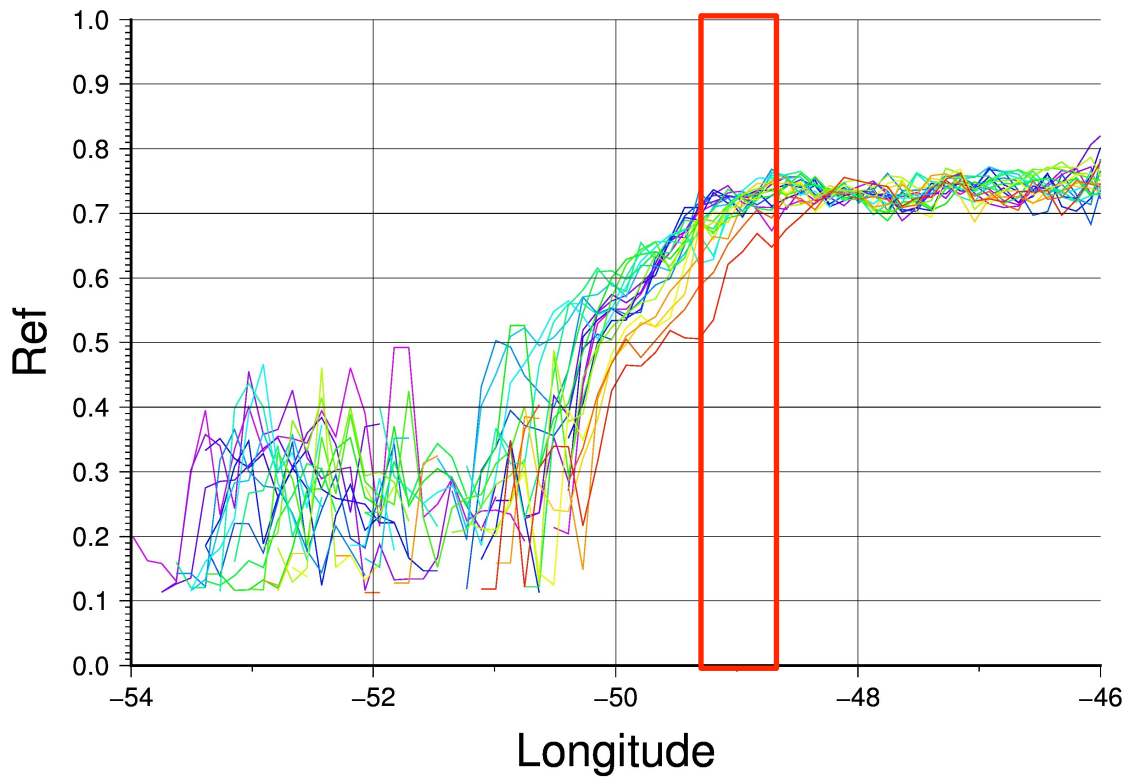


図 3.9 MODIS より求めた 2012 年 5 月 16 日から 31 日のグリーンランド南西部における日別反射率（バンド 2）の経度方向プロファイル  
赤枠が Chandler et al. (2015) の現地観測サイトに対応

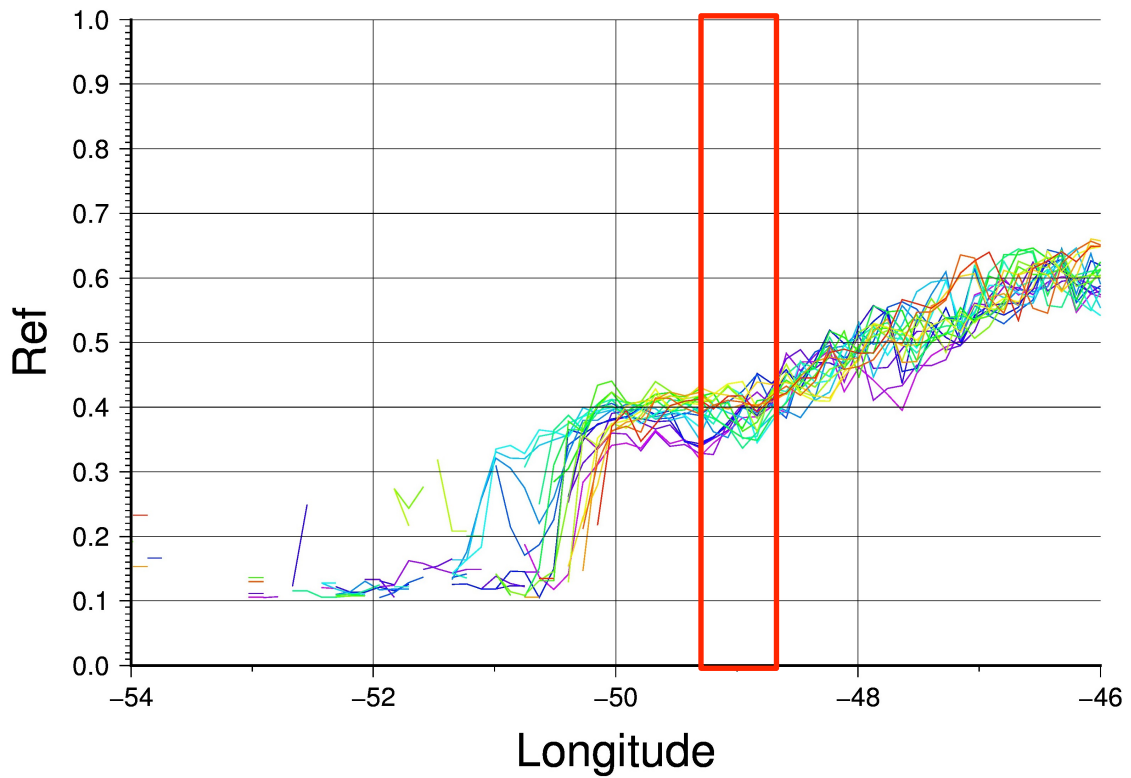


図 3.10 MODIS より求めた 2012 年 6 月 16 日から 30 日のグリーンランド南西部における日別反射率（バンド 2）の経度方向プロファイル  
赤枠が Chandler et al. (2015) の現地観測サイトに対応

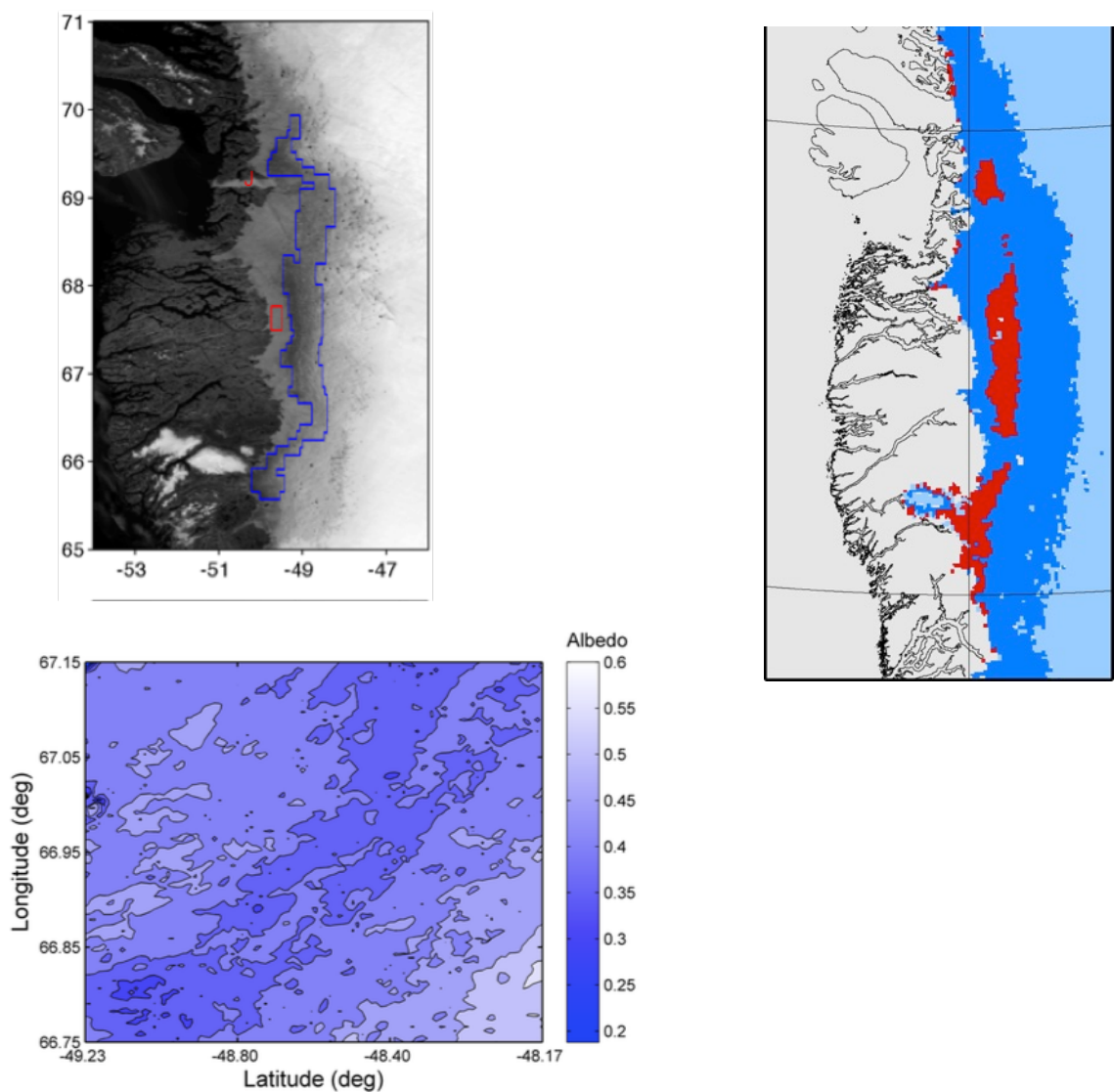


図 3.11 2007 年 8 月 9 日に MODIS が撮影した暗色域（左上，Wientjes and Oerlemans, 2010），2012 年夏季の平均アルベド画像（左下，Moustafa et al., 2015）および 2012 年 7 月のグリーンランド氷床南西部における地表面分類図（右上，水色：積雪域，青色：裸氷域，赤色：暗色域）

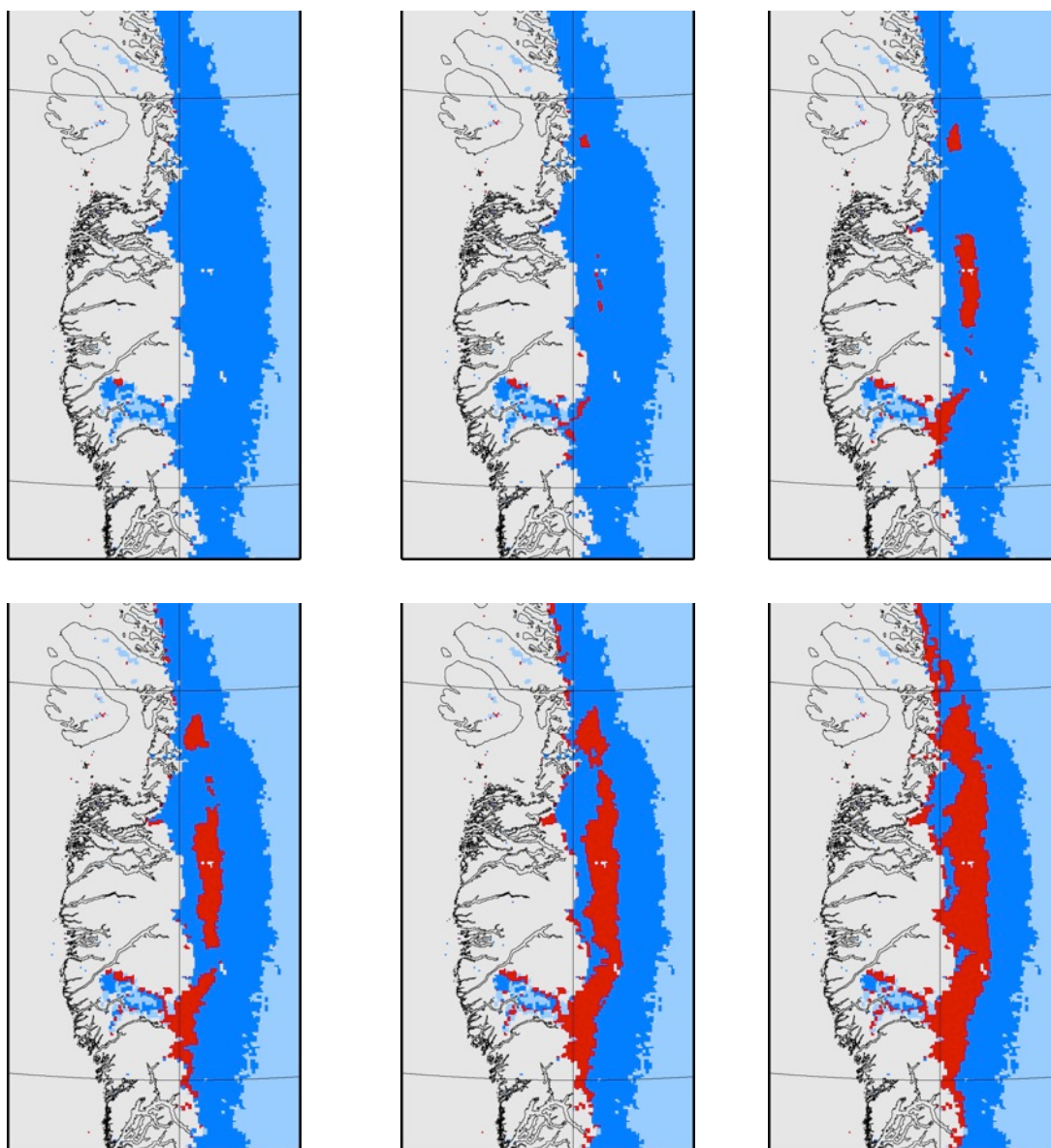


図 3.12 閾値による暗色域と分類される領域の変化（水色：積雪域，青色：裸氷域，赤色：暗色域）

左上 閾値： $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.25$  中央上 閾値： $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.30$  右上 閾値： $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.35$

左下 閾値： $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.40$  中央下 閾値： $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.45$  右下 閾値： $R_{0.66\mu\text{m}} = 0.50$

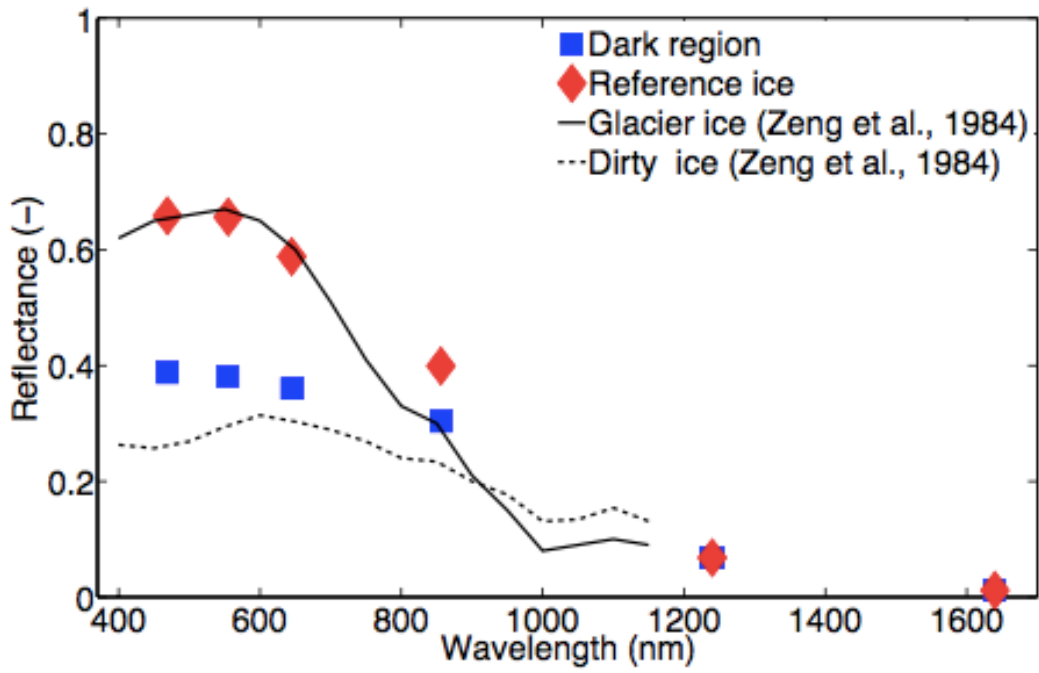


図 3.13 グリーンランド南西部暗色域の波長別反射率特性 (Wientjes and Oerlemans, 2010)

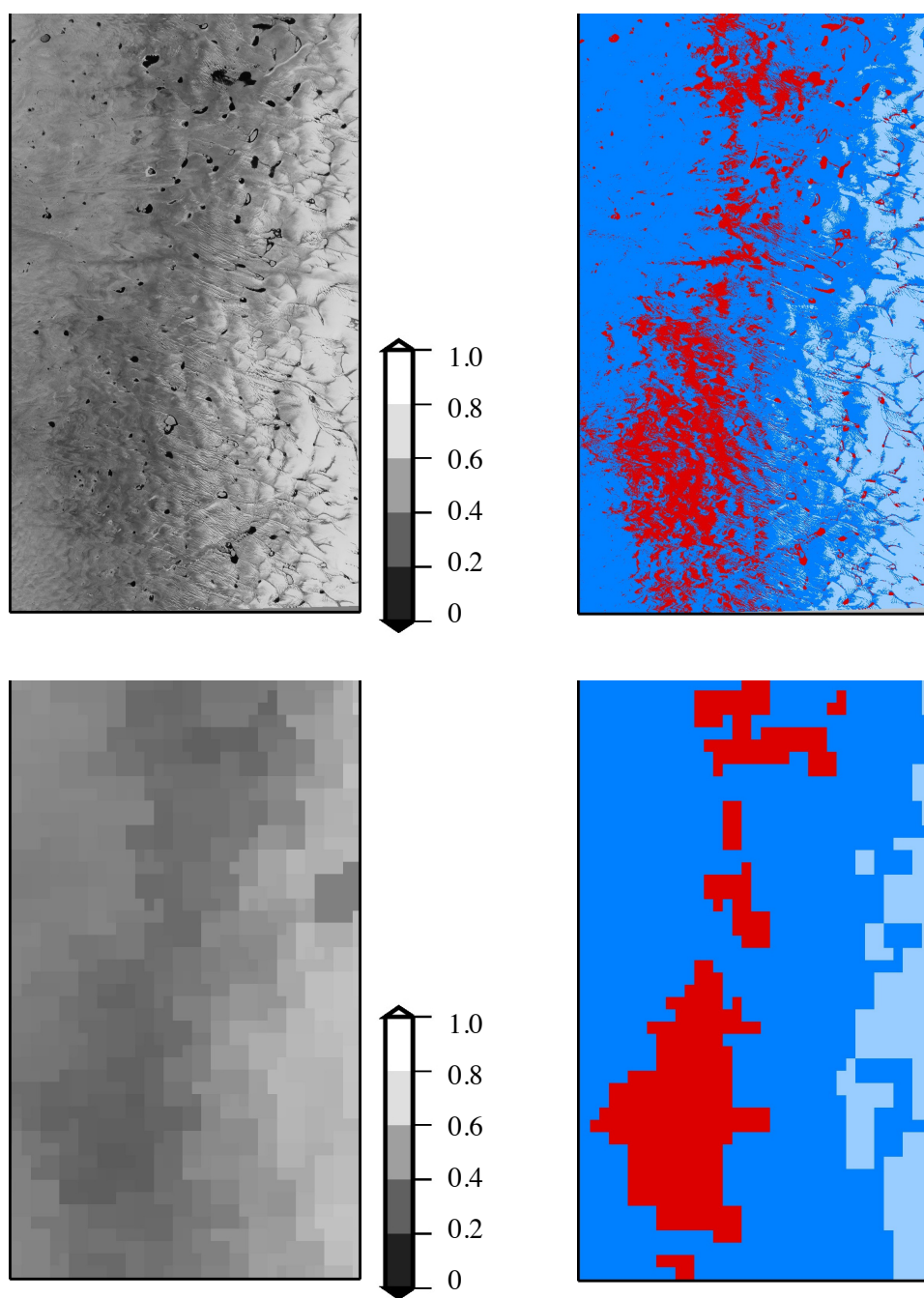


図 3.14 2014 年 7 月 12 日のグリーンランド氷床南西部における反射率（左上：Landsat 8/OLI バンド 4，左下：MODIS バンド 1）および地表面分類図（右上：Landsat 8/OLI，右下：MODIS，水色：積雪域，青色：裸氷域，赤色：暗色域）

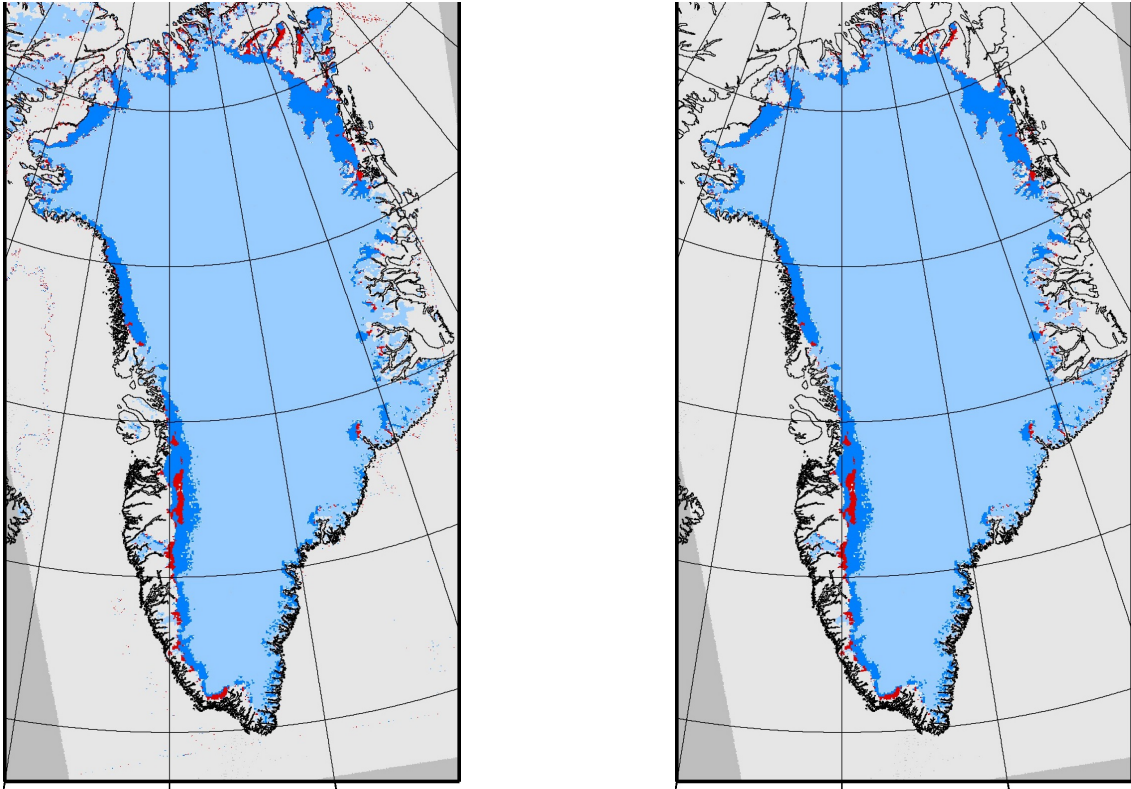


図 3.15 2010 年 7 月の月別コンポジット画像に分類アルゴリズムを適用した地表面分類図（水色：積雪域，青色：裸氷域，赤色：暗色域）

左：氷床マスク適用前

右：氷床マスク適用後



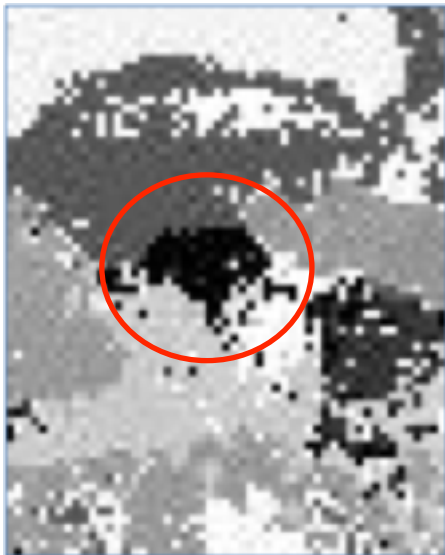
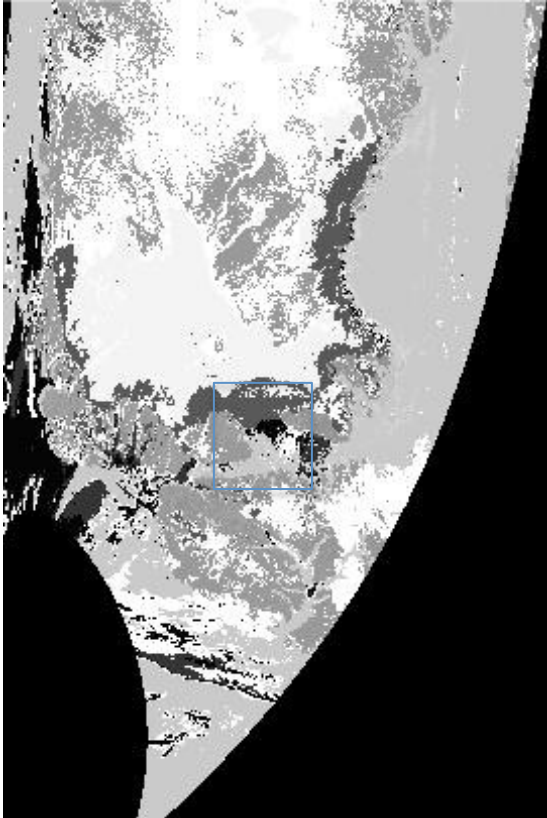


図 3.16 2012 年 7 月 12 日の地表面分類図（上，白色：積雪域，暗い灰色：裸氷域，黒色：海氷，明るい灰色：雲）と青枠内拡大図（左下）およびバンド 1 ( $\lambda = 0.66 \mu\text{m}$ ) 反射率（右下）  
赤丸で示した箇所が浮氷舌

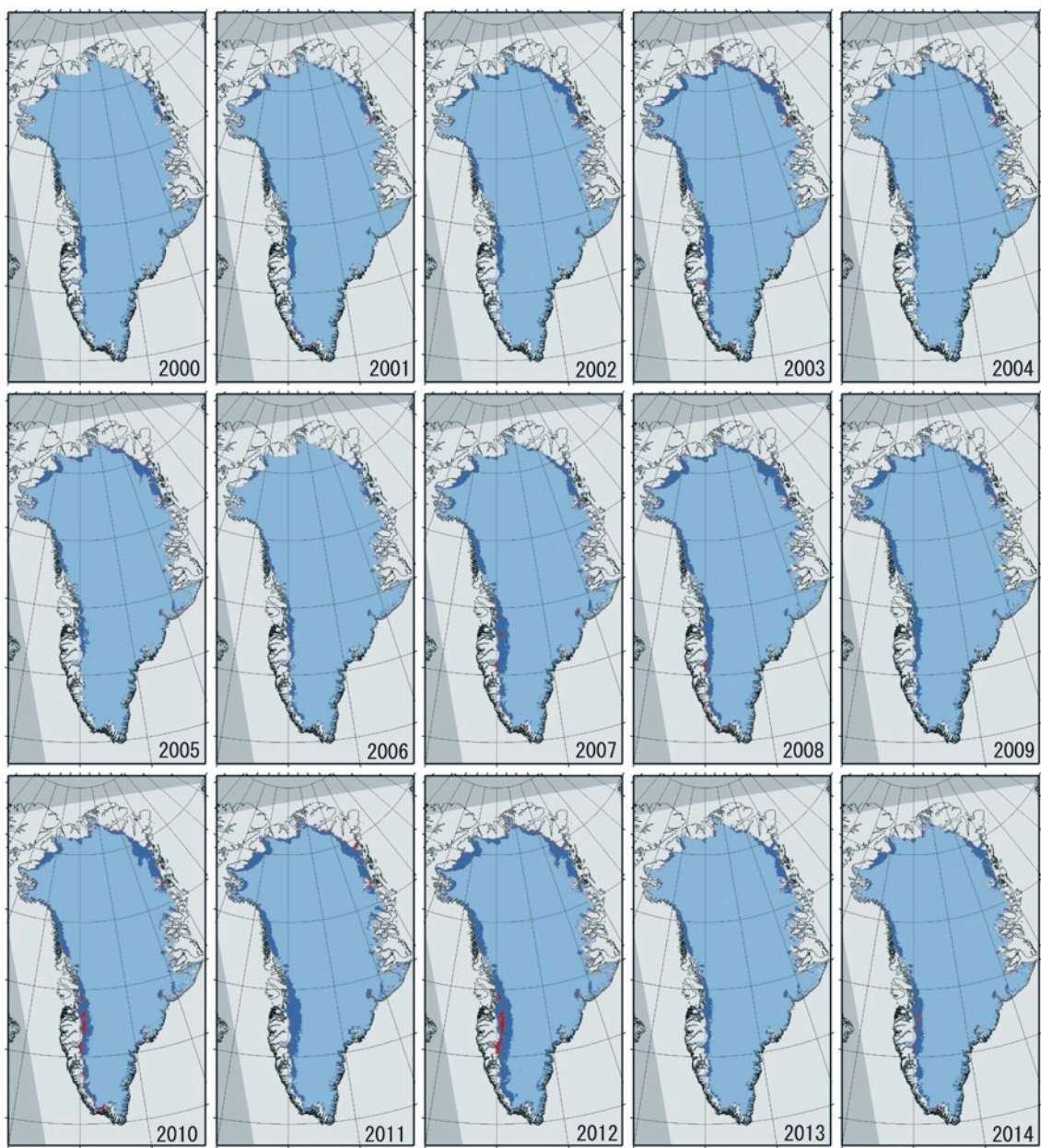


図 4.1 2000 年から 2014 年 7 月のグリーンランド氷床地表面分類図（水色：積雪域，青色：裸氷域，赤色：暗色域）

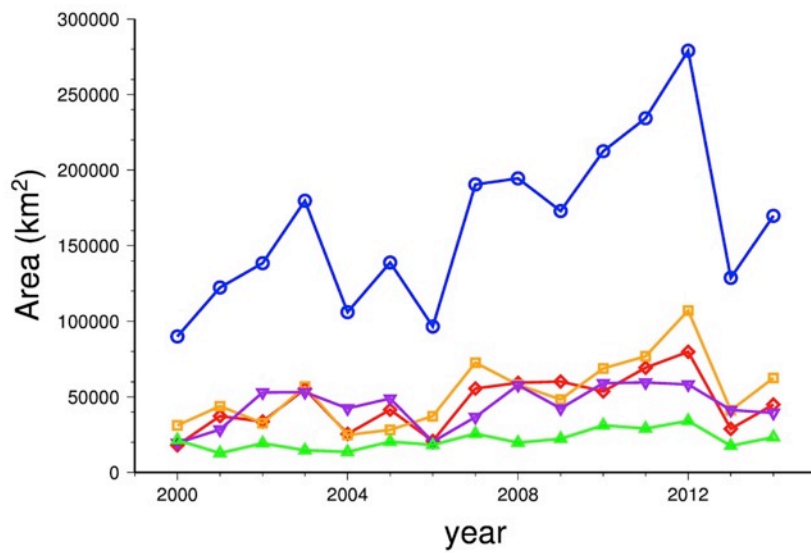


図 4.2 2000 年から 2014 年 7 月の裸氷域面積変化（青色：全域，赤色：北西部，紫色：北東部，オレンジ色：南西部，緑色：南東部）

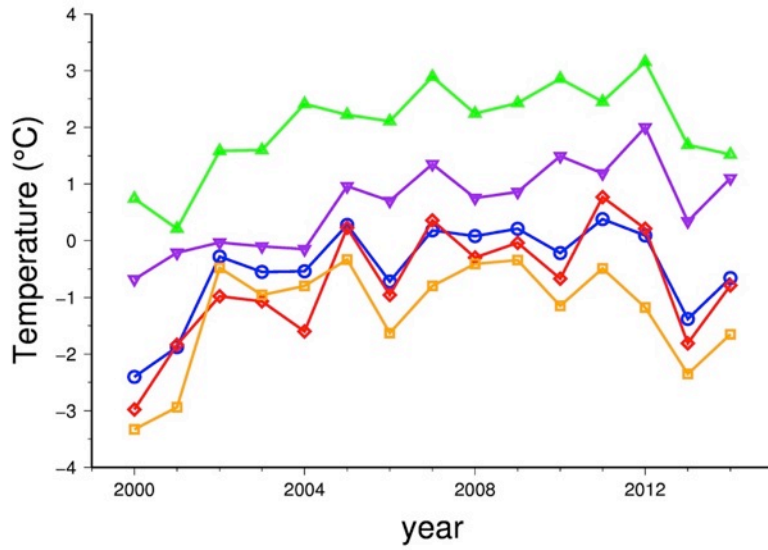


図 4.3 NCEP 再解析データによる気温の経年変化（青色：全域，赤色：北西部，紫色：北東部，オレンジ色：南西部，緑色：南東部）

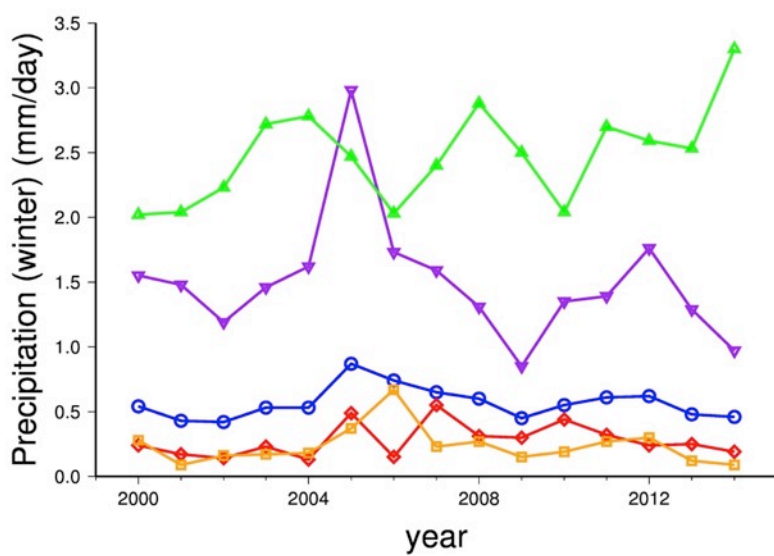


図 4.4 NCEP 再解析データによる降水量の経年変化（青色：全域，赤色：北西部，紫色：北東部，オレンジ色：南西部，緑色：南東部）

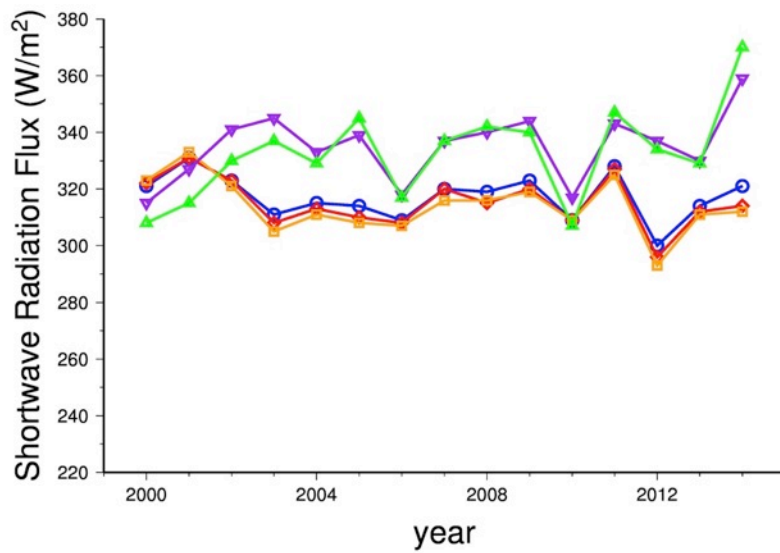


図 4.5 NCEP 再解析データによる短波放射フラックスの経年変化（青色：全域，赤色：北西部，紫色：北東部，オレンジ色：南西部，緑色：南東部）

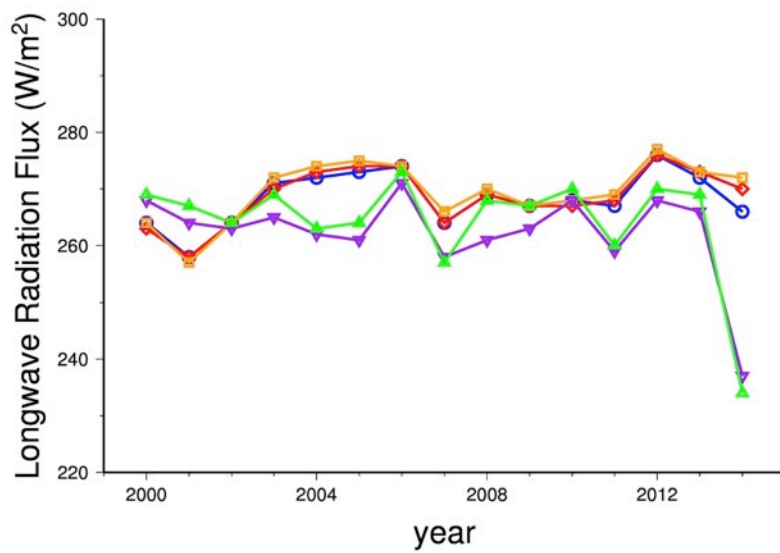


図 4.6 NCEP 再解析データによる長波放射フラックスの経年変化（青色：全域，赤色：北西部，紫色：北東部，オレンジ色：南西部，緑色：南東部）

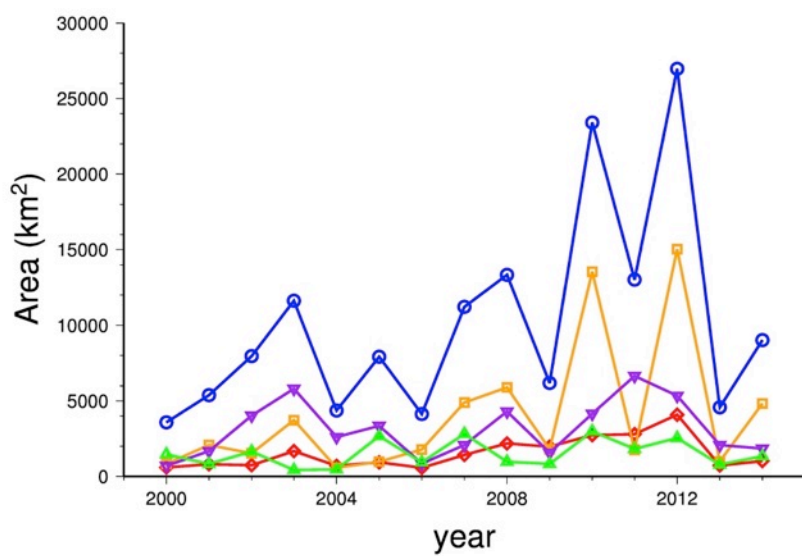


図 5.1 2000 年から 2014 年 7 月の暗色域面積変化（青色：全域，赤色：北西部，紫色：北東部，オレンジ色：南西部，緑色：南東部）



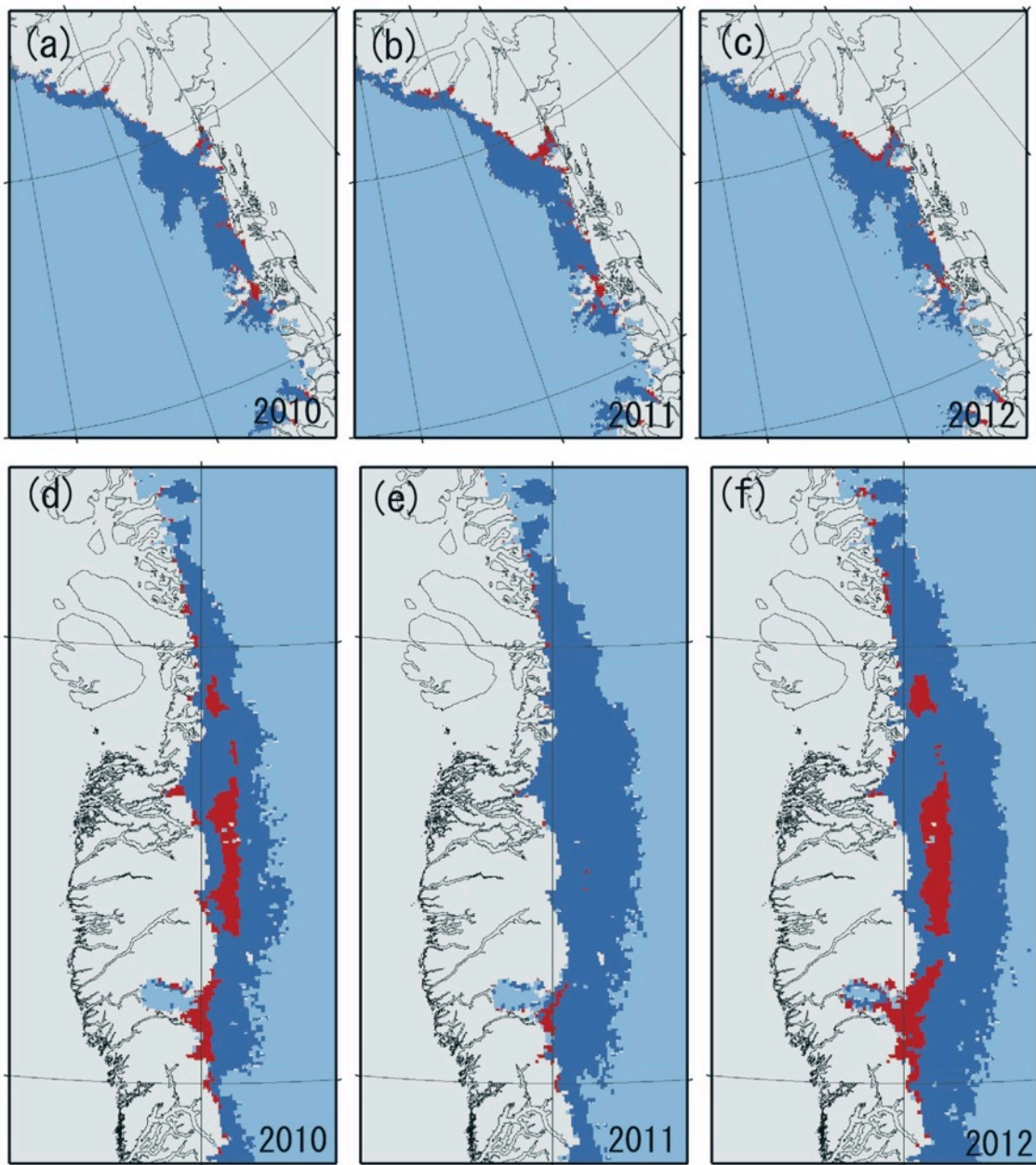


図 5.2 2010～2012 年のグリーンランド氷床北東部 (a, b, c) および南西部 (d, e, f) における地表面分類図 (水色：積雪域，青色：裸氷域，赤色：暗色域)