

衛星リモートセンシングによる東南極氷床域の積雪
粒径の分布に関する研究

本吉 弘岐

博士(理学)

総合研究大学院大学

複合科学研究科

極域科学専攻

平成 19 年度

(2007)

目次

第 1 章	序論	6
1.1	雪氷圏と積雪の物理的性質	6
1.2	積雪物理量のリモートセンシング	8
1.3	南極氷床域の雪面形態	15
1.4	研究の目的	16
第 2 章	研究の理論的背景	18
2.1	積雪の光学的性質と変態過程	18
2.1.1	雪面における太陽放射に対する反射率	18
2.1.2	雪面におけるアルベド	20
第 3 章	リモートセンシングによる積雪粒径推定アルゴリズム	27
3.1	衛星搭載センサー MODIS	27
3.2	積雪粒径推定アルゴリズム	30
第 4 章	東南極域における積雪粒径の推定	38
4.1	解析対象領域	38
4.2	データセット	39
4.2.1	衛星データ	39
4.2.2	地上検証データ	40

4.3	結果と議論	41
4.3.1	衛星により抽出された積雪有効半径の空間分布とその季節変化	41
4.3.2	昭和基地から南極点を結ぶルート上での積雪有効半径	44
4.3.3	ドームふじにおける積雪粒径の季節変化	48
第5章	南極点における反射率	61
5.1	データセット	62
5.2	結果と議論	63
5.2.1	南極点近傍の大気上端反射率	63
5.2.2	積雪粒径抽出と誤差	65
5.2.3	まとめ	67
第6章	結論	77
	参考文献	82

論文要旨

積雪域は高緯度や標高の高い地域などを中心とした寒冷な地域に分布しているが、この寒冷な気候の形成、維持に対して積雪自体の物理的性質が果たす役割は大きい。例えば積雪はアルベドが高いため、積雪の有無は太陽放射エネルギーの地表面での吸収を大きく左右する。季節積雪域と通年で消雪のない氷床では、季節ごとの積雪被覆面積の変化の違いにより、雪氷圏の気候変動に対する影響が異なる。近年の衛星搭載センサーによるリモートセンシング技術の高度化に伴い、積雪被覆面積だけでなく積雪物理量の推定が可能になってきており、積雪状態の変化や地域的な降雪や積雪の特徴を調べることが可能になりつつある。この手法では、反射率など積雪の光学的性質に対する積雪物理量の依存性を利用したものである。表面が平坦な積雪では、積雪物理量の中でも積雪不純物濃度と積雪粒径が、主に可視域・近赤外域における雪面の反射率に影響を与えるということが知られている。しかし、南極大陸内陸の氷床域では積雪不純物濃度が非常に低く、主に積雪粒子の粒径が雪面の反射率を決めていると考えられるため、本論文では、南極氷床域の雪面付近の積雪粒径に着目した。積雪粒径は降雪や降雪後の積雪の変質過程で変動するため、積雪粒径の空間分布やその季節変化は、この地域の降雪や積雪の気候学的な特徴と密接な関係がある。本論文では、地球観測衛星 Terra に搭載された MODIS (moderate resolution imaging spectroradiometer) の中心波長 $1.64 \mu\text{m}$ チャンネルのデータに対して積雪表面近くの積雪粒子の有効半径を抽出するアルゴリズムを適用し、東南極氷床域における積雪粒子の有効半径の空間分布を求めた。そして、この空間分布とその季節変化から、積雪粒子の有効半径と東南極氷床域の気候的特徴との関係を調べた。

本論文の構成は以下の通りである：

第 1 章では、積雪の物理的状態とそのリモートセンシングによる観測の概略と、これま

での研究についての概要および本研究の目的について述べた。

第 2 章では、本研究の理論的背景として、雪面のリモートセンシングの基礎的な概念である雪面の反射率の定義、および雪面の反射特性と積雪物理量の概略について述べた。

第 3 章では、本研究でデータを利用した地球観測衛星 Terra および Aqua に搭載された光学センサー MODIS について説明し、MODIS の中心波長 $1.64\mu\text{m}$ チャンネルを用いて、雪面付近における積雪粒径を推定するためのアルゴリズムについて述べた。積雪粒径推定アルゴリズムで必要な大気上端における太陽放射の反射率を計算するための、大気-積雪系の放射伝達モデルと、このモデルを南極氷床域に適用するための仮定について述べ、大気上端反射率と積雪粒径の関係について説明した。

第 4 章では、東南極氷床域を含む MODIS のシーンデータに対し、積雪粒径推定アルゴリズムを適用した結果について述べた。

2003 年から 2004 年にかけての夏期の東南極氷床域を含むシーンデータから、波長 $1.64\mu\text{m}$ チャンネルを用いた積雪粒径抽出アルゴリズムにより、積雪表面付近における積雪粒径の抽出を行い、積雪粒子の空間分布とその季節変化を求めた。2003 年 10 月の結果から、内陸部の高原域では粒径 $15\text{-}20\mu\text{m}$ と小さく、沿岸域に向かうに従い粒径が $30\text{-}100\mu\text{m}$ 程度まで増加する傾向がみられ、標高とともに粒径が変化する特徴が見られた。季節変化をみると、春から夏にかけて粒径は氷床域の大部分で増加傾向を示し、逆に夏から秋にかけては減少傾向を示し、秋には春と同程度の粒径になった。南極大陸の内陸部のほとんどは融雪を生じない乾雪域であるが、夏に雪面付近の積雪粒径が大きくなる傾向が示された。高度が低い地域で粒径が大きくなる傾向とともに夏期に粒径が大きくなることから、積雪粒径の広域的な分布が、気温の影響を受けている可能性がある。

昭和基地、みずほ基地、ドームふじ、南極点を結ぶルート上での積雪粒径の推定結果を詳しく調べた。ルート上で 1km ごとに求めた積雪粒径は細かい変動を示しており、みずほ高原における積雪粒径の変動と、1992 年 11 月にルート上で観察される光沢雪面やサスツルギ、デューンといった積雪の表面形態と関係があることが分かった。また、この種々

の表面形態が示す積雪粒径が季節変化から、表面形態自体にも季節変化があることが示唆された。この解析から、このルート上での衛星から得られた積雪粒径と積雪表面形態が関係していることが明らかになった。

MODIS データのドームふじ基地の近傍ピクセルから積雪粒径の時系列を求め、同時期に地上検証のため撮影された積雪最上層における積雪結晶写真から得られた積雪粒径と比較した。いずれの粒径も春から夏にかけて粒径が増加していくという傾向が見られた。しかし、衛星から得られた粒径は積雪写真から得られた粒径に対し過小評価であった。

第 5 章では、南極点近傍の大気上端反射率のデータの日変化や季節変化を調べる事で、本論文で適用した積雪粒径抽出アルゴリズムを表面粗度をもつ雪面に適応した場合の誤差について考察した。南極点近傍の MODIS データは観測時の太陽と衛星の相対的な幾何学的条件が 1 日でほとんど変化がないという特徴があるにもかかわらず、得られた大気上端反射率の時系列データでは半日周期の変動がみられる。この変動は、南極点付近の斜面下降風の影響下で卓越風向に沿った縞模様の粗度が発達する雪面形態であるサスツルギの影響と考えられる。本論文では、2003 年 10 月から 2004 年 3 月にかけて、MODIS により取得された南極点近傍ピクセルにおける大気上端反射率の日変化と季節変化を調べた。第 3 章で述べた積雪粒径抽出アルゴリズムは、平坦な雪面を仮定しているため、サスツルギのような表面に粗度のある雪面に適用すると誤差が生じる。このような表面粗度による誤差を評価するため、大気上端反射率が明らかに半日周期の変動を示す期間のデータのみを用いて積雪粒径を抽出し、粒径の 1 日の変動係数を求めた。変動係数は 10 月上旬がもっとも大きく 30%、1 月が最も小さく 7% 程度であり、春から夏にかけて誤差が減少していく傾向があった。1 月以降は、雲による遮蔽の頻度が高く、明確な半日周期を示すデータが少なかったために、誤差の変化の傾向をみるができなかった。

第 6 章では、本研究の結果および成果、今後の課題についてまとめた。

本論文では、衛星リモートセンシングにより積雪粒径を推定を行うことで、広範囲にわ

たる積雪粒径を推定することだけでなく、積雪表面に關与する環境（温度、降水など）や、積雪表面の形態などについての知見が得られるという事が確かめられた。アルゴリズムの精度という観点では、地上観測による積雪粒径の評価方法や雪面反射率モデル、表面形態による誤差などの問題点があったもが、アルゴリズムを改良し得られる物理量の精度を高めていくことは、リモートセンシングにより雪氷圏における気候変動のわずかな兆候の検知するといった観点からも大変重要である。

第1章

序論

1.1 雪氷圏と積雪の物理的性質

雪氷圏は高緯度や中低緯度の標高の高い地域などを中心に分布する。このような地理的な条件に加えて、積雪自体がもつ物理的性質が、雪氷圏の寒冷な気候の形成やその維持に対して果たす役割は大きい。一般に積雪の表面はアルベドが高く、太陽放射から受け取るエネルギーが小さい。積雪の高い射出率は、雪面が長波放射により失うエネルギーを大きくし、晴天下では雪面はより強く冷却する。また積雪は低温（ 0°C 以下）の氷粒子からなる、周囲の環境に対しては冷源として作用し、氷の融解熱は融雪の進行に対しては融解の潜熱により熱慣性として働く。これらのような性質のため、積雪の有無は、地表面におけるエネルギー収支を大きく変化させる。このため、積雪分布は雪氷圏のみならず全球規模の気候変動に影響を及ぼす重要なパラメータであるとともに、グローバルな温暖化の兆候を示すシグナルの一つと考えられている。一方で、積雪の物理的状態は圧密や気象条件により変化を受け、熱収支や水収支を通じて、周囲の環境に影響を及ぼす。そのため、積雪の物理状態の変動を観測することは、積雪域の気候変動のより詳細で多角的なモニタリングのために欠かすことができない。また、積雪の質的な変動は、地域的な降雪や積雪の特徴とも関わり、雪氷学的な観点からも重要である。

積雪の物理的状態とは、

- 積雪粒子の大きさや形状、粒子の凝集の仕方（雪質）
- 雪質の違いやクラストの形成により生じる層構造
- 各層における積雪密度
- 積雪深
- 含水率
- 雪面の粗度
- 積雪中に含まれる不純物

などの様々な要素を含んでいる。これらはまた、積雪粒子の変化過程である変態 (metamorphism) や、積雪の自重により圧縮していく過程の圧密、融解再凍結過程によるアイスクラストの形成、ドリフトやクラストの形成など表面形態の変化など様々な過程を通して変化を受ける。これらの過程も、積雪自体の状態や気象条件や放射などにより異なるため、積雪状態には地域的な特徴や季節による違いが生じる。

アルベド等の雪面の光学的特性は、積雪における太陽エネルギーの吸収の大きさを決め、積雪域の熱収支に影響を与える。この雪面の光学的特性は、積雪の物理的状態に依存して変化することが知られている (Warren, 1982)。大気条件、太陽放射の照射条件など外的な要因にも依存するが、積雪深が十分にあり平坦な雪面の場合、積雪粒子の粒径が大きい場合は小さい場合に比べ、主に近赤外域でアルベドが減少し (Wiscombe and Warren, 1980)、吸収性の不純物濃度が高い場合には低い場合に比べ、主に可視域でアルベドが減少する (Warren and Wiscombe, 1980) といった特徴がある。太陽スペクトルの波長域では積雪への侵入深さ (penetration depth) が数 mm から数 10cm であるために、積雪表面付近の状態に主に依存する。このような積雪物理量の変化に伴う積雪の放射特性の変化が、グローバルな気候変動に影響を及ぼす可能性が指摘されている。Hansen and Nazarenko (2004) は、スス不純物による積雪や海水のアルベドの低下による効果を全球

気候モデルに取り入れたシミュレーションによって、1880年から2000年までの間の、積雪のスス不純物によるアルベド低下による北半球における気候強制力が $+0.3Wm^{-2}$ であると推定した。また、積雪表面における積雪粒径は、一般に降雪直後に小さく、その後は焼結や融解再凍結などの変態過程により徐々に増加する傾向があり、この積雪粒径の変化により雪面の近赤外域の反射特性は時間とともに変化する。湿雪では温度が高い場合に粒径の増加が進みやすく、乾雪では温度が高い場合や温度勾配が大きいほど粒径の増加が進みやすい (Colbeck, 1982)。このため積雪粒径は粒子が経験した温度履歴の情報をもつと考えられる。融雪期の積雪粒径は融解再凍結過程により急激に大きくなる傾向があるために、雪面温度とこのような粒径を同時に観測することで、融雪開始期間を推定する試みがなされている (Hori et al., 2007)。

本論文で取り扱う積雪粒径は、上記のように、主に積雪の近赤外域の光学的性質に対して影響を持つ積雪物理量である。南極大陸の内陸の氷床域では、通年で積雪に覆われており、可視域の反射特性に影響を持つ積雪不純物が非常に少ないために、積雪粒径の変動はこの地域の積雪の光学特性の変動に対して相対的に大きな寄与を持つと考えられる。積雪粒径の空間分布や季節変化は、降雪や積雪状態の地点ごとの気候的な特徴を反映していると考えられる。

1.2 積雪物理量のリモートセンシング

積雪に関する地上観測は、観測地点における積雪断面観測や自動気象観測装置などにより行われる。このような地点観測では各地点の詳細なデータが取得可能であるが、その周辺地域を含めた広域にわたる観測は難しい。積雪域の広域観測には衛星搭載センサーによるリモートセンシングが有効である。積雪のリモートセンシングでは、雪面における反射率や積雪から射出される長波放射やマイクロ波放射が持つ積雪の物理的状態に対する依存性を用いた推定アルゴリズムにより、衛星搭載センサーで観測された放射から地上における積雪の物理的状態の推定を行うことが可能である。ただし、衛星搭載センサーの空間解

像度は、センサーにより異なり、10m から数 10km のスケールであるため、その範囲に含まれる雪面の平均的な量が観測される点に注意が必要である。この手法では、衛星搭載センサー自体の観測誤差や、観測輝度校正の誤差、推定アルゴリズムのもつ誤差などが伴う。推定アルゴリズムの誤差には、アルゴリズムの中で仮定している積雪モデルや大気モデルと観測時の積雪状態や大気の状態との違いや、雪面反射率モデルの精度、放射伝達モデルの計算誤差などがあり、地上観測と比較して、一般に伴う誤差は大きくなる。しかし、地上観測では困難なほぼ同時刻の広域データを取得できるという点が特に有効な点である。

地球観測衛星 Terra および Aqua に搭載された MODIS のように、数日で全球をカバーすることが可能な衛星搭載センサーでは、広域を面的に捉えることや、場所によっては数時間から数日間の比較的短い時間間隔で特定の地点の地表面のデータを取得する事が可能であることから、地表面のモニタリングにも適している。極域など高緯度の地域では、極軌道の地球観測衛星センサーにより 1 地点に対し 1 日に数回の高頻度のデータ取得が可能な場合もある。

積雪深が大きいことにより光学的厚さが十分に大きい平坦な積雪の場合、可視域および近赤外域における雪面反射率は主に積雪粒径と積雪不純物に依存するため、この波長域を用いた衛星搭載センサーや航空機搭載センサーを用いた積雪粒径や積雪不純物のリモートセンシングに関する研究がなされてきた。以下に、リモートセンシングを用いた積雪物理量、特に積雪粒径と積雪不純物濃度の推定に関する研究についてレビューする：

積雪不純物濃度に関して、Sydor et al. (1979) は、ダストが雪面に沈着することで不純物として取り込まれた場合の雪面アルベドの観測結果に対し Kubelka-Munk 理論を適用して、ダストが一定の割合で降下する場合の降雪後の日数とアルベドの減少量との関係を求めた。この関係をもとに、Landsat のデータから推定したアルベドから、ダストの降下量の空間分布を推定した。

積雪粒径に関しては、Dozier et al. (1981) は、光学センサー Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) のデータを用いたリモートセンシングにより積雪粒径

と積雪水当量を定量的に推定する可能性を示した。Dozier and Marks (1987) は Landsat Thematic Mapper(TM) のデータを用いて、積雪域を相対的に細かい新雪と古い粒径の粗い積雪に分類した。

これらの研究の後も、積雪粒径に関しては、様々なセンサーを用いた積雪粒径を推定するアルゴリズムの開発とその検証がなされてきた。Carlson et al.(1992) は、南極大陸における積雪粒径の分布を初めて示した。彼らは、ガリレオ探査機に搭載された Near-Infrared Mapping Spectrometer (NIMS) の $1.5\mu\text{m}$ と $1.7\mu\text{m}$ チャンネルの比を用いて、1990年12月8日の南極大陸の積雪粒径を分布を求め、その結果を1989年の南極点および1991年のVostok基地における地上観測において撮影された結晶写真から求めた粒径とを比較した。これらは概ね一致することを確認されたが、NIMSによる観測の空間分解能は約100kmと粗く、また比較した地上観測は季節は同じものの異なる年のものであった。

Bourdelles and Fily (1993) は、東南極域のTerre Adélieにおける、Landsat Thematic Mapper (TM) の3つの近赤外チャンネルTM4(波長域 $0.76\text{-}0.90\ \mu\text{m}$)、TM5(波長域 $1.55\text{-}1.75\ \mu\text{m}$) およびTM7(波長域 $2.08\text{-}2.35\ \mu\text{m}$) を用いて、3種類の積雪粒径を定量的に求めた。得られた画像から粒径のヒストグラムから、TM5とTM7による積雪粒径がTM4による積雪粒径と比較して小さな粒径となるという結果を得られた。これらの観測波長による粒径の違いが、放射が積雪へ入射する際の侵入深さの波長依存性によるものと指摘したが、この観測と比較可能な地上観測はなかった。Bourdelles and Fily (1993) が用いた積雪粒径推定アルゴリズムは、積雪の反射率として入射角や散乱角に依存しない等方的な反射率モデルを用いていた。実際の雪面による反射率は等方的ではなく、入射角や散乱角に依存する非等方的である。太陽高度が低い南極域や観測視野が広い衛星センサーでは、この雪面反射率の非等方性を正しく評価することが重要になる。Norin and Dozier (1993) は航空機搭載の光学センサー Airborne Visible and Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) の $1.04\ \mu\text{m}$ チャンネルを用いて、山岳域の積雪粒径を推定し、

地上観測で得た結晶写真による積雪粒径と比較した。彼らは、推定アルゴリズムに用いる反射率モデルの計算において、放射伝達モデルとして LOWTRAN7 と two-stream モデルを組み合わせることで、非等方的な雪面の方向別反射率を求めた。太陽放射の照射条件が異なる時期にこの比較観測を行い、非等方的な反射率を用いたアルゴリズムが積雪粒径の推定に有効であること示した。しかし、山岳域では雪面に傾斜があり、各地点で太陽放射の照射条件が傾斜により異なるため、推定された粒径は地形の影響を受けていた。この傾斜による照射条件の違いを取り入れるためには、山岳域の詳細な標高データが必要であると指摘した。Fily et al. (1997) は、積雪の bidirectional reflectance distribution function(BRDF) モデルを用いたアルゴリズムを Landsat TM のデータに適用して、フランスアルプスの山岳域における積雪粒径の推定と、地上観測による積雪粒径との比較を行った。彼らは、discrete ordinate method (Stamnes et al., 1988) を用いて放射伝達モデルを解くことで積雪の BRDF を求めた。この観測から TM4 の反射率と BRDF モデルによる計算値は、十分な一致が見られず、山岳斜面においては対面する斜面からの間接的な入射光の影響によるものであるとした。一方、上記の影響が少なかった TM5、TM7 から得られた積雪粒径と地上観測による積雪粒径は、ほぼ線形な関係が見られたものの、衛星による積雪粒径は地上観測にるものに比べ過小評価であった。

上記の Norin and Dozier (1993) が用いた航空機搭載 AVIRIS センサーは、 $0.4 \mu\text{m}$ から $2.5 \mu\text{m}$ の間に連続的に 244 のチャンネルを持った hyper-spectral センサーである。Norin and Dozier (2000) はこの AVIRIS の高い波長分解能を利用し、波長 $1.03 \mu\text{m}$ に中心を持ち、氷による吸収が周囲よりも強い波長域である $0.96 \mu\text{m}$ から $1.08 \mu\text{m}$ のにおける反射率の減少量を表す scaled band area という量と積雪物理量の関係を求めて、AVIRIS データを用いて積雪粒径を推定するアルゴリズムを開発した。このアルゴリズムでは、センサーのノイズや校正による影響を受けにくい特徴がある。また、反射率は山岳の尾根の両側で大きく異なるにも関わらず、得られた粒径は尾根の両側で大きく変化を見せないことが分かった。つまり地形による斜面の影響が少ないアルゴリズムであ

ることを示した。ただし、この手法による観測には AVIRIS のような波長分解能の高い hyper-spectral センサーが必要である。

Li et al. (2001) も、Bourdelles and Fily (1993) と同様に、AVIRIS センサーの 4 つのチャンネル (波長 0.86, 1.05, 1.24, 1.73 μm) を用いて 1995 年 6 月 4 日の北極海での積雪粒径を求めた。観測から得られた積雪粒径の平均値は、各波長で粒径が 1100、550、400、60 μm と、波長が長くなるにしたがって小さくなるという結果を得た。彼らは、雪面に入射した下向き放射フラックスが $1/e$ となる深さを積雪表面における光の侵入深さと定義し、それぞれのチャンネルの波長ごとに侵入深さが 3.2-22 cm、1.2-8.1 cm、0.6-3.7 cm、0.19-1.8 cm となった。一般に積雪では深くなるほど粒径が大きくなる (Greenfell et al., 1994; Aoki et al., 2000) という傾向があることから、波長により観測される深さが異なるためであると指摘した。また、多数の波長により粒径を求めることで深さごとの積雪粒径の違いをリモートセンシングにより得られる可能性を指摘した。

2003 年 11 月に打ち上げられた、地球観測衛星 Advanced Earth Observing Satellite-II (ADEOS-II) のサイエンスミッションにおいては、光学センサー Global Imager (GLI) による積雪粒径、積雪不純物濃度および積雪表面温度を標準プロダクトとして、雪氷圏に対するリモートセンシングによる観測が行われた。この標準プロダクトでは、0.46 μm と 0.87 μm の 2 つのチャンネルを用いた積雪粒径と積雪不純物濃度の推定と、1.64 μm チャンネルから積雪粒径の推定する、中緯度から高緯度まで適用可能なアルゴリズムが用いられた (ATBD; Stamnes et al., 2007)。ただし、ADEOS-II は打ち上げから翌年の 10 月 25 日に故障のために運用を停止したため、2003 年 4 月から 7 ヶ月間のデータが得られた。このプロジェクトに関連して、Hori et al. (2001) は、ADEOS-II/GLI の積雪物理量プロダクトのためのアルゴリズムを、MODIS データに適用し、北極域における積雪不純物と積雪粒径の分布を求め、アルゴリズムの有効性を調べた。また、Tanikawa et al. (2002) は、航空機搭載光学センサーである Airbone Multi-Spectral Scanner (AMSS) データを用いて、平坦な雪面における積雪粒径と積雪不純物濃度を推定し、地上観測で求めた粒径

と比較した。Aoki et al. (2007) は ADEOS-II/GLI の検証のために行われた衛星同期観測の結果をまとめた。GLI の運用期間は 7 ヶ月であったが、GLI の積雪物理量推定アルゴリズムを MODIS に適用するための同期観測も行われており、これらを含めた検証観測結果であった。積雪粒径に関しては、1.6 μm チャンネルによる粒径に比べ、0.46 μm と 0.87 μm チャンネルを用いた粒径の方が、地上観測で測定された粒径との対応が良かった。1.6 μm チャンネルによる粒径は地上観測に対し大きく過小評価であった。不純物濃度の衛星による推定値は、地上観測による不純物濃度の測定に対し過小評価となった。これは不純物濃度推定アルゴリズムが不純物としてススのみを仮定していることが主な原因で、実際の不純物にはスス以外のダストや有機物など含まれるためと指定している。Hori et al. (2007) では、ADEOS-II/GLI のデータを用いて、北極域の積雪不純物と積雪粒径の分布を求めている。彼らは、雲を除去した 16 日間平均データを用いて、北半球における積雪分布と、積雪不純物濃度と積雪粒径の分布の季節変化を求めた。0.86 μm チャンネルから推定された積雪粒径は、緯度が高い程小さくなる傾向があったが、1.64 μm チャンネルから推定された積雪粒径は緯度との相関が明確でなかった。積雪粒径に関しては、Greenland 氷床においては、標高の高い内陸において、粒径が小さく、沿岸で粒径が大きいという結果が得られた。また、積雪粒径と雪面温度を組み合わせることで、融雪の開始時期の分布を推定した。

南極大陸における積雪粒径については、Scambos et al.(2007) が Mosaic of Antarctica (MOA) データセットを用いて、空間的に詳細な積雪粒径の分布を求めている。MOA データは MODIS を用いたモザイクデータであり、MODIS の band1(波長域 0.62-0.67 μm) と band2(0.84-0.88 μm) について、太陽方位角が揃ったデータをモザイク合成にしたものである。彼らは積雪粒径の分布から、南極半島の標高の高い地域や南極半島を除く西南極域、東南極域の内陸の標高が高い地域で粒径が小さいという結果を得た。また、詳細な地域ごとの積雪粒径の分布図から、例えばメガデューンや裸氷域での表面形態の違いを反映していること指摘している。

ここまで述べたように、可視域および近赤外域のチャンネルを用いた、衛星や航空機搭載センサーによる積雪物理量のリモートセンシングは、様々な研究手法により発展してきた。アルゴリズムに用いられる雪面反射率モデルについては、等方的なモデルから非等方的なモデル、さらにより厳密な BRDF モデルを採用されることで発展してきた。また、侵入深さが異なることにより、波長によって粒径が求められる積雪粒子の深さが異なるとの認識は重要である。一方で、粒径推定の精度については、初期の研究では地上観測がない、あるいは不十分である場合があり、山岳域に適用されたアルゴリズムにおいては、検証のための地上観測も山岳域で行われる場合がある。アルゴリズムの精度の検証という目的では、積雪物理量以外の影響が少ない平坦な雪面におけるより多くの検証が必要である。グローバルに適用するアルゴリズムでは、平坦な雪面における検証が特に重要である。また、積雪粒径推定アルゴリズムの精度に影響を及ぼすものとしては地上観測による粒径の測定法がある。この測定においては、積雪粒子の光学的に等価な粒径を測定する必要があるが、この粒径の測定方法がそれぞれの研究で異なるという点も相互の比較を難しくしている。地上観測の粒径として分光器で求めたスペクトルから推定される粒径を採用する場合があるが、この場合も、波長による侵入深さが異なることによる得られる粒径の違いに注意が必要である。このように、地上観測における積雪粒径の測定方法にも違いがある。

これまで、衛星や航空機搭載センサーによる積雪物理量のリモートセンシングは南極域、北極域、山岳積雪域、中緯度積雪域などに適用されてきた。南極氷床域は広域にわたり積雪が氷床を覆っており、リモートセンシング観測の対象として適しているが、南極氷床域に関する論文は、Carlson et al. (1992), Bourdelles and Fily(1993), Scambos et al. (2007) などがある。特に南極域全体の詳細な表面積雪粒径の分布を示したのは Scambos et al. (2007) が初めてである。また、これまでの研究の多くは推定アルゴリズムの開発と検証に重点がおかれ、季節変化などを調べたものは多くないが、北半球の積雪物理量の季節変化を論じた Hori et al. (2007) がある。

1.3 南極氷床域の雪面形態

南極氷床域では、氷床表面付近で冷やされた大気が緩やかな斜面を下降するために生じる斜面下降風（カタバ風）などの特徴的な気象現象に伴い、南極氷床の表面には様々は特徴をもった雪面形態が存在する。例えば、サスツルギは斜面下降風による卓越風向にそって形成される長い筋状の形態で、風上側に鋭い先端をもつ。一方、光沢雪面 (glazed surface) は、光沢のある平坦な雪面で、みずほ高原においては 1800m から 3200m の地域でよく発達し (Watanabe, 1978)、その表面付近の構造は多重氷板のクラスト層からなる (Fujii and Kusunoki, 1982)。

Furukawa et al. (1996) は、昭和基地からみずほ基地、ドームふじ基地にいたるルート沿いのサスツルギやデューンなどの雪面形態の頻度分布を定量的に観測した。このルートの標高 2400m から 3600m にいたる内陸部の斜面下降風域において、20-30 キロ間隔で光沢雪面の領域とサスツルギやデューンが卓越する領域が交互に繰り返していることを報告している。このルート上での光沢雪面領域の形成は、基盤地形により生じる雪面の起伏 (undulation) による可能性を指摘した。

Fujii et al. (1987) は、Dronning Maud land におけるトラバースルート上で雪面形態の観測を行い、NOAA-7 に搭載された光学センサーの AVHRR のデータと比較した。その結果、光沢雪面の領域と AVHRR の ch2 の反射率の低い領域、ch2 と ch1 の比が小さい領域、ch4 の輝度温度が高い領域、ch4 と ch5 の輝度温度差が高い領域と一致することを示した。Seko et al. (1992) は、AVHRR の東南極域氷床のデータの ch2 と ch4 に高周波通過フィルター処理を施し、斜面下降風に直交する縞上の規則的なパターンを示した。ch2 のアルベドが数%低い地域は光沢雪面などのクラストが発達していた地域に対応していることを指摘した。

同様な光沢雪面とサスツルギやデューンが卓越する領域の数 km スケールでの繰り返しがメガデューンと呼ばれる地形でも観測されている (Frezotti et al., 2002a; Frezotti et

al., 2002b)。メガデューンは数 m の起伏が数 km の間隔で繰り返される雪面であり、おもに斜面下降風の風成作用により生じると考えられている (Fahnestock et al., 2000)。メガデューン上での光沢雪面とサスツルギの繰り返しの特徴についても、光沢雪面に対応する領域で反射率が低いことが、AVHRR(Fahnestock et al., 2000)、LANDSAT (Frezotti et al., 2002b)、MODIS (Courville et al., 2007) などの衛星センサーを用いて確かめられている。Scanbos et al. (2007) は、南極氷床域の詳細な積雪粒径の分布から、光沢雪面の領域で周辺の積雪粒径の小さい領域に比べて 1.5 倍ほど粒径が大きく推定されると指摘している。

南極氷床域は積雪が一様に堆積しているわけではなく、斜面下降風に代表される外的な作用により様々な雪面形態をとり、表面付近の積雪粒径は雪面形態に応じて大きく異なることが分かってきた。逆に、積雪表面付近の積雪物理量の分布から積雪表面形態についての情報を得ることができる可能性がある。

1.4 研究の目的

以上のように、南極域については、積雪物理量の分布に対する研究はまだ十分ではない。Scanbos et al. (2007) による空間分布について研究はあるものの、その季節変化についての研究はまだほとんどない。そこで本研究では以下の3点を目的とする。(1) 衛星搭載の光学センサーを用いた表面積雪粒径の推定アルゴリズムを東南極氷床域に適用し、この地域における表面積雪粒径の空間分布の特徴および夏期間の季節変化の特徴を明らかにする。(2) 解析対象とした東南極域は、大部分は一年を通じて融雪のない乾雪域であり、また標高の高い内陸高原域から斜面下降風域、標高の低い沿岸域などの異なる気候的特徴を持った領域を含む。この地域には昭和基地からドームふじ基地までの横断ルートがあり、これまでにルートにそって積雪表面についての雪氷学的観測が多数なされてきており、これらの観測と比較することで、この地域に特徴的な積雪表面状態と積雪粒径の関係についての知見を得る。(3) 解析期間と同時期の春から夏にかけて、ドームふじ基地にお

いて約3日毎の間隔で撮影された積雪結晶写真から求めた積雪粒径と衛星センサーにより推定された積雪粒径を比較することで、積雪粒径アルゴリズムの有効性の検証を行う。

以上の目的を達成するため次の手順で解析を進めた。(1)MODIS の中心波長 $1.64\mu\text{m}$ のバンド 6 を用いて南極域の表面積雪粒径を推定するためのアルゴリズムを作成する。(2)2003 年から 2004 年にかけての夏期の MODIS シーンデータに適用し、東南極氷床域における積雪粒径の空間分布とその季節変化を求める。(3)昭和基地から南極点までのルートに沿った断面における積雪粒径の変化を求める。(4)MODIS データのドームふじ基地の近傍ピクセルから、積雪粒径の時系列を求め、同時期に地上検証のため撮影された積雪結晶写真から得られた積雪粒径と比較を行う。

第 2 章

研究の理論的背景

2.1 積雪の光学的性質と変態過程

2.1.1 雪面における太陽放射に対する反射率

大気を透過した太陽放射は雪面へ入射すると、積雪を構成する積雪粒子との間での相互作用（散乱、透過、吸収）を経て、一部は雪面より上へと反射され、一部は積雪内において吸収により熱エネルギーへと変換される。反射された太陽放射は、大気との相互作用の結果、一部は再び雪面に入射し、同様な過程で反射または吸収される。このような積雪と大気の多重散乱過程の結果、入射光に対してある割合で放射が雪面において反射される。このような反射の特性は、目的や測定方法など応じて、アルベドや方向性反射率といった物理量を用いて表される。

雪面における太陽放射の反射は、平坦な雪面であっても等方的な反射とはならず、一般に方向性をもった非等方的な反射となる。このような非等方的な反射を取り扱うために、方向性反射率が定義される。波長 λ の放射が、図 2.1 のように雪面に対し (θ_0, ϕ_0) の方向から放射フラックス密度 $F_{\lambda}^{\downarrow}(\theta_0, \phi_0)[W/m^2]$ で入射し、 (θ, ϕ) の方向へ放射輝度 $I_{\lambda}(\theta, \phi)[W/m^2 sr]$ で反射される場合を考える。双方向反射率分布関数（bidirectional

reflectance distribution function, BRDF) は、以下のように定義される。

$$\text{BRDF}_\lambda(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi) = \frac{I_\lambda(\theta, \phi)}{F_\lambda^\downarrow(\theta_0, \phi_0)}, \quad (2.1)$$

ここで、BRDF の単位は $[\text{sr}^{-1}]$ である。

実際の衛星データの応用においては、BRDF の代わりに双方向反射係数 (bidirectional reflection factor, BRF) を用いることがある。BRF は、同一条件で入射した放射が Lambert 反射面における等方的な反射する場合の放射輝度 $I_\lambda^{\text{Lambert}}(\theta, \phi)$ に対する比として、以下のように定義される。

$$\text{BRF}_\lambda(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi) = \frac{I_\lambda(\theta, \phi)}{I_\lambda^{\text{Lambert}}(\theta_0, \phi_0)} = \frac{\pi I_\lambda(\theta, \phi)}{F_\lambda^\downarrow(\theta_0, \phi_0)}, \quad (2.2)$$

ここで、2 番目の等号で、Lambert 反射面では任意の方向 (θ', ϕ') に対して、 $I_\lambda^{\text{Lambert}}(\theta, \phi) = F_\lambda^\downarrow(\theta, \phi)/\pi$ が成り立つことを用いている。BRF は放射輝度同士の比であり、無次元量である。

人口衛星に搭載されたイメージセンサーなどにおいて測定される物理量は、センサーの視線方向から入射する波長 λ に対する放射輝度 I_λ に対して、検出器の応答関数 (中心波長 λ_c) を用いて加重平均された放射輝度 $I^{\text{sat}_{\lambda_c}}$ である。

太陽放射の入射方向を (θ_0, ϕ_0) とし、入射方向に垂直な面に対するフラックス密度を $F_{\odot\lambda}(\theta_0, \phi_0)$ とすると、地上からみた衛星の方向 (θ, ϕ) に対して測定される双方向反射係数 $\text{BRF}_{\lambda_c}^{\text{sat}}(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi)$ は、

$$\text{BRF}_{\lambda_c}^{\text{sat}}(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi) = \frac{\pi I_{\lambda_c}^{\text{sat}}(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi)}{\cos(\theta_0) F_{\odot\lambda_c}}, \quad (2.3)$$

と表される。以後、本論文では、衛星搭載センサーにより観測される大気上端反射率とは、このセンサーの応答関数で加重平均された双方向反射係数 $\text{BRF}_{\lambda_c}^{\text{sat}}$ を指すものとする。

一方、地上観測により雪面反射率を測定する場合、分母の下向き放射フラックスには、太陽からの直達光と大気中での散乱による生じる拡散光の寄与の両方が含まれる。拡散光による様々な方向からの寄与を分離する事ができないため、特定方向からの入射に対す

る反射特性である BRDF を直接測定することができない。このように入射光に拡散光が含まれる場合は、BRDF の代わりに hemispherical directional reflectance distribution function (HDRDF) を用いる。太陽放射の入射方向を (θ_0, ϕ_0) とし、このときの波長 λ に対する下向き放射フラックス密度を $F_\lambda^\downarrow(\theta_0, \phi_0)$ とし、 (θ, ϕ) 方向への反射光の放射輝度を $I_\lambda(\theta, \phi)$ すると、HDRDF は、

$$\text{HDRDF}_\lambda(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi) = \frac{I_\lambda(\theta, \phi)}{F_\lambda^\downarrow(\theta_0, \phi_0)} = \frac{I_\lambda(\theta, \phi)}{F_{\lambda\text{dir}}^\downarrow(\theta_0, \phi_0) + F_{\lambda\text{diff}}^\downarrow(\theta_0, \phi_0)}, \quad (2.4)$$

と表される。ここで、 $F_{\lambda\text{dir}}^\downarrow(\theta_0, \phi_0)$ 、 $F_{\lambda\text{diff}}^\downarrow(\theta_0, \phi_0)$ は、それぞれ、下向き放射フラックス密度の直達、散乱成分を表す。HDRDF の単位は、BRDF と同様 $[\text{sr}^{-1}]$ である。BRDF に対する BRF と同様に、hemispherical directional reflection factor (HDRF) は、

$$\text{HDRF}_\lambda(\theta_i, \phi_i, \theta_r, \phi_r) = \frac{I_\lambda(\theta_r, \phi_r)}{I_\lambda^{\text{Lambert}}(\theta_r, \phi_r)} = \frac{\pi I_\lambda(\theta_r, \phi_r)}{F_{\lambda\text{dir}}^\downarrow(\theta_0, \phi_0) + F_{\lambda\text{diff}}^\downarrow(\theta_0, \phi_0)}, \quad (2.5)$$

と定義される。2 番目の等号で、この場合の Lambert 反射面では任意の方向 (θ', ϕ') に対して、 $I_\lambda^{\text{Lambert}}(\theta, \phi) = F_{\lambda\text{dir}}^\downarrow(\theta_0, \phi_0) + F_{\lambda\text{diff}}^\downarrow(\theta_0, \phi_0)$ が成り立つことを用いた。

太陽の方向が (θ_0, ϕ_0) の場合の雪面のアルベド $\alpha_\lambda(\theta_0, \phi_0)$ は、上向きフラックス密度 F^\uparrow と下向きフラックス密度 F^\downarrow の比として定義される。

$$\alpha_\lambda(\theta_0, \phi_0) = \frac{F_\lambda^\uparrow}{F_\lambda^\downarrow(\theta_0, \phi_0)} \quad (2.6)$$

雪面のアルベドは雪面における HDRDF とは次のような関係がある。

$$\alpha_\lambda(\theta_0, \phi_0) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \text{HDRDF}_\lambda(\theta_0, \phi_0, \theta, \phi) \cos(\theta) \sin(\theta) d\phi d\theta \quad (2.7)$$

2.1.2 雪面におけるアルベド

図 2.2 は、分光器を用いて測定された、積雪などのアルベドまたは反射率の例である。積雪の波長別アルベドは、波長 $1.4 \mu\text{m}$ 付近を境に、短波長側で高く、長波長側で低いという特徴がある。しかし、太陽放射エネルギーは短波長側で大きいため、入射フラックス

で重み付けして波長積分したアルベドつまり短波長域の広帯域アルベドは高くなる。積雪の反射特性として、アルベドが高いことが挙げられるが、図 2.2 に見られるような短波長側での波長別アルベドが高いことと太陽放射エネルギーが短波長側で大きいことによる。

積雪による太陽放射の反射は、積雪に入射した放射が積雪を構成する氷粒子との間での多重散乱の結果、雪面より上方へ放射が出て行く現象である。この過程において、入射した放射の一部は氷粒子に吸収され、この吸収の強さによってアルベドの値は影響される。図 2.2 のようなアルベドの波長依存性は、このような氷粒子による光の吸収率の波長依存性によるところが大きい。このことを見るために、図 2.3 に氷と水の複素屈折率の虚数部を示す。複素屈折率の虚数部は光の吸収率の強さを表す。この図から氷の吸収率は可視域で非常に弱く、波長が長くなるにともなう吸収が強くなることが分かる。このために、積雪のアルベドは短波長側で高く、長波長側で低い値となる。また、図 2.3 から 1.5、2.0 μm 付近に周囲の波長に比べ吸収が強くなる部分があるため、この波長域でアルベドも低下する。

自然状態での雪面における反射特性（アルベド、方向性反射率）は、積雪の状態、雪面上にある大気や雲の状態、太陽放射の入射方向など、さまざまな要因により変化する (Warren, 1982; Yamanouchi, 1983; Aoki et al., 1999)。外的要因として大気プロファイラや雲量、雲の分布、太陽天頂角、太陽方位角などの要因がある。積雪内部の状態は、積雪粒子による単一散乱に影響を与える要因と積雪内での多重散乱に影響を与える要因とに分類される。積雪の粒子の粒径や形状の違いは、単一散乱における単一散乱アルベドと位相関数の違いとして光学特性に影響を与える。また、積雪粒子に内部混合された吸収性の不純物は、同様に単一散乱アルベドを低下させる。層構造、層内の積雪粒子の粒径分布や密度は、多重散乱に影響を与える。積雪粒子の外に取り込まれ、外部混合された吸収性の不純物も、多重散乱過程において放射を吸収することで、多重散乱に関する要因である。

雪面アルベドの積雪粒径および吸収性の不純物濃度に対する依存性を見るために、大気-積雪系の放射伝達モデル (Aoki et al., 1999) による雪面アルベドを図 2.4 に示す。

積雪深の影響は密度の鉛直分布から求まる liquid water path に応じて現れる。積雪深が浅い場合には積雪の下にある地表面の反射特性の影響を受ける。逆に積雪深が十分深い場合には、積雪下の地表面の影響は十分に小さくなる。

Aoki et al. (2003) は、日本の北海道東部に位置する北見で、可視域と近赤外域の雪面アルベドの連続観測と断面観測を同時に行うことで、雪面アルベドと積雪物理量の積雪粒径と積雪不純物濃度との関係を 1999-2000 年の 2 冬期間に渡って調べた。可視域のアルベドは主に不純物濃度の増加とともに減少し、近赤外域では主に粒径の増加と共に減少することを確かめた。また、近赤外域のアルベドの減少率が低温になるほど小さくなることも示した。Motoyoshi et al. (2005) は、Aoki et al. (2003) と同様な観測を日本の山形県の新庄で 2001-2002 年の 2 冬期に渡って行った。彼らは大気-積雪系の放射伝達モデル (Aoki et al., 1999) を用いて、ススとダストの混合を変えた 3 つの積雪不純物モデルを用いて、新庄における積雪の不純物濃度がダストだけでは説明できず、ススが含まれるモデルでよく説明されることを示した。また、観測期間中の新庄は冬期を通して湿雪であることが多く、このような環境下での降雪後は粒径が増加する傾向があることを示した。このように、積雪の物理量は雪面の光学特性を変化させるため、積雪物理量自体の変化が雪面の放射収支に対して重要な役割を持つ事がわかる。

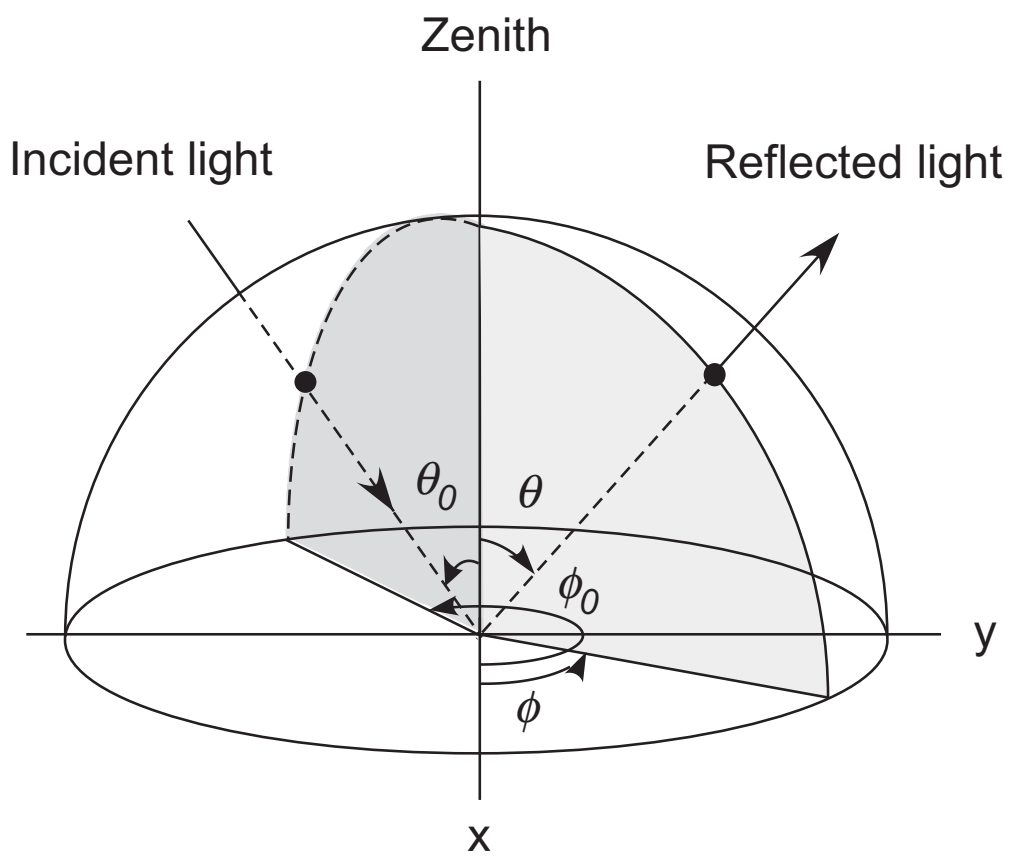


図 2.1 雪面における方向性反射の入射光と反射光の幾何学的関係

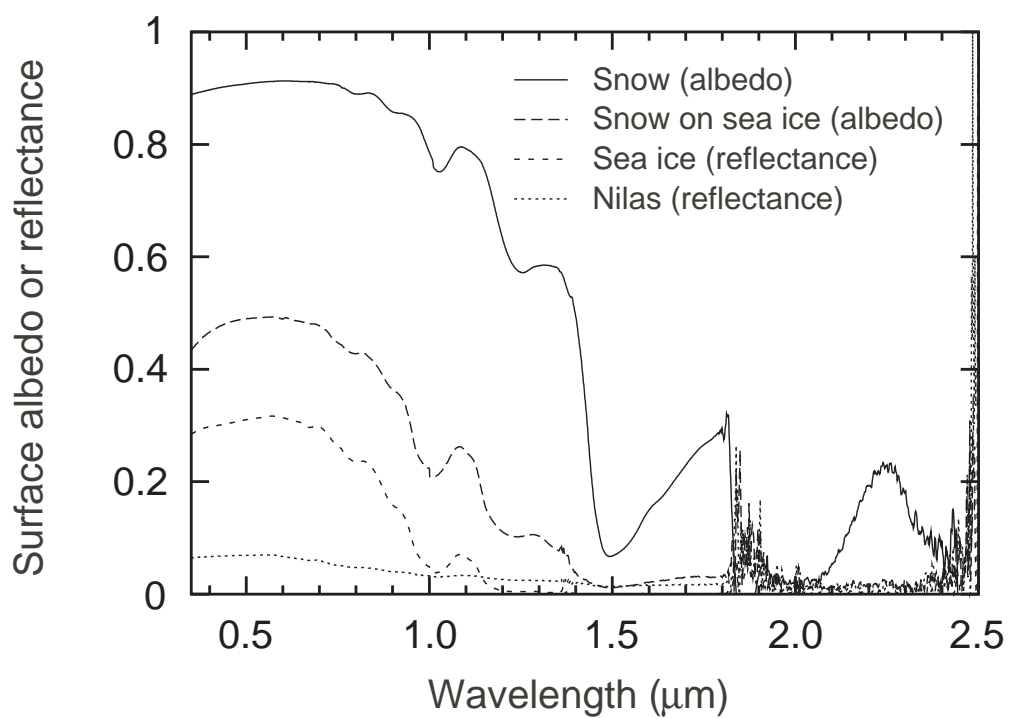


図 2.2 分光器で測定した可視・近赤外域における積雪および海氷上の雪のアルベドと海氷と結氷後間もない薄氷の反射率の例

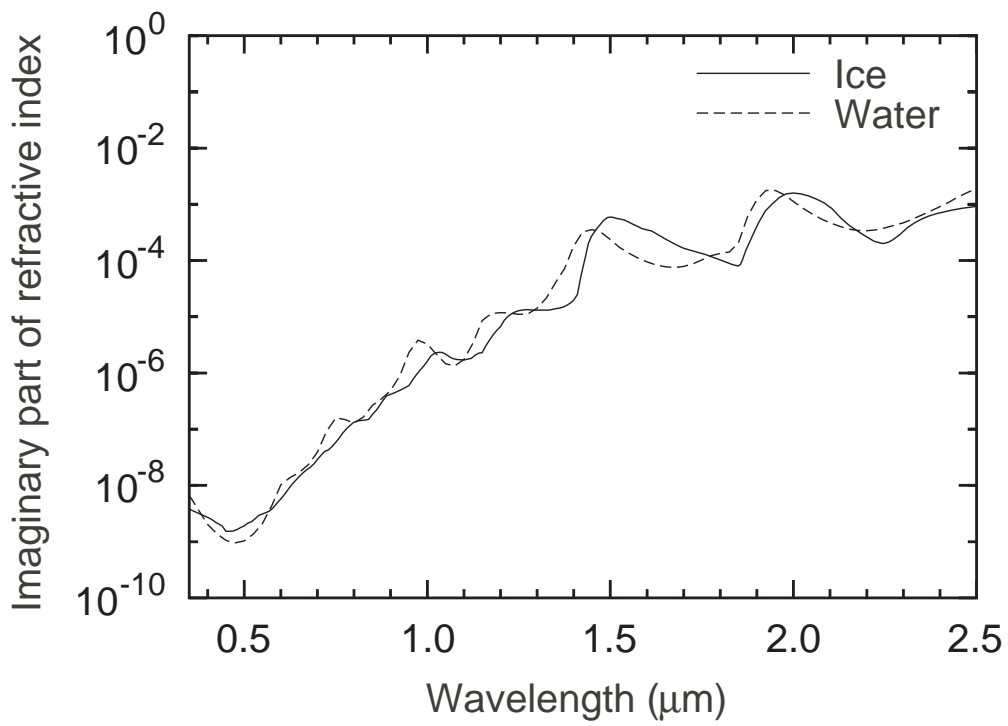


図 2.3 氷と水の複素屈折率の虚数部の波長分布

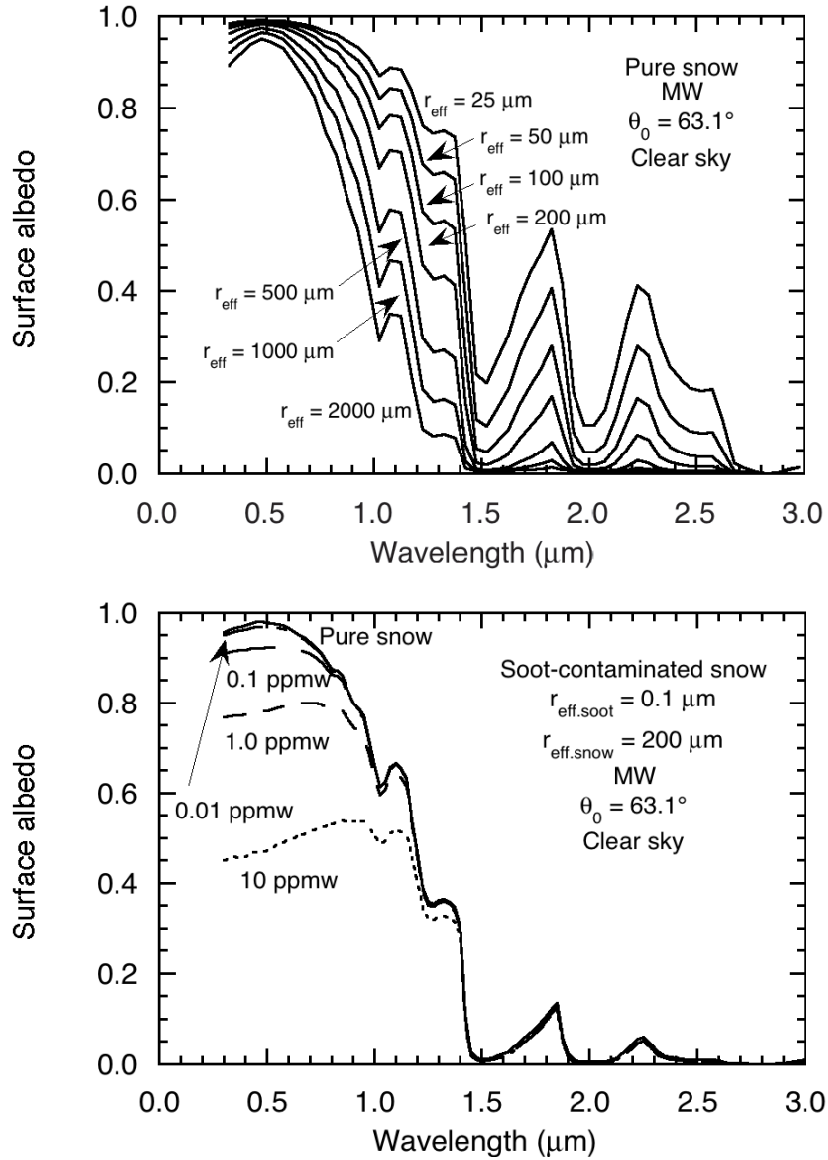


図 2.4 雪面アルベドに対する (a) 積雪粒子の有効半径および (b) 積雪不純物濃度 (スス) の依存性。快晴の条件で太陽天頂角 θ_0 が 63.1° の場合の、大気-積雪系放射伝達モデル (Aoki et al. 1999) による計算値。(a) は積雪不純物を含まない積雪を仮定し、積雪粒子の有効半径を $25\mu\text{m}$ から $2000\mu\text{m}$ まで変えた場合の結果。(b) は積雪粒子の有効半径を $200\mu\text{m}$ とし、ススの重量濃度を 0 から 10 ppmw まで変えた場合の結果。

第 3 章

リモートセンシングによる積雪粒径 推定アルゴリズム

3.1 衛星搭載センサー MODIS

MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) は、NASA が推進する地球観測システムの一環として打ち上げられた地球観測衛星 Terra (1999 年 12 月 18 日 打上げ) および Aqua (2002 年 5 月 4 日 打上げ) に搭載されている光学センサーである。これらの衛星は、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 (表 3.1)。MODIS は波長域 0.4-14 μm の範囲に 36 バンド (表 3.2) を持ち、センサー直下における水平解像度はバンドにより、250 m (バンド 1-2)、500 m (バンド 3-7)、1 km (バンド 8-36) となっている。クロストラック方向に走査角 55° でスキャンを行うため、観測幅は約 2300 km と広く (図 3.1)、地球規模をカバーする観測に適している。

MODIS により得られるデータは、1 日あたり 288 個のシーンに分割され、放射量補正処理が行われた放射輝度校正データ (レベル 1B データ) としてデータセンターに蓄積・配布される。Terra/MODIS のレベル 1B のシーンデータには、250 m (MOD02QKM)、500 m (MOD02HKM)、1 km (MOD021KM) の解像度ごとのデータセットと 1 km デー

衛星	Terra	Aqua
打上げ日	1999年12月18日	2002年5月4日
軌道	太陽同期準回帰極軌道	太陽同期準回帰軌道
高度 (km)	705	705
傾斜角 (度)	98.2	98.2
周期 (分)	99	99
通過時刻	10:30	13:30
回帰日数 (日)	16	16
設計寿命 (年)	6	6
観測機器	MODIS, ASTER, CERES, MISR, MOPITT	MODIS, AIRS, AMSR-E, AMSU, CERES, HSB

表 3.1 Terra と Aqua の主要諸元

Band	Band width (nm)	Primary use	spatial resolution (m)	
1	620 - 670	Land/Cloud/Aerosols Boundaries	250	
2	841 - 876		250	
3	459 - 479	Land/Cloud/Aerosols Properties	500	
4	545 - 565		500	
5	1230 - 1250		500	
6	1628 - 1652		500	
7	2105 - 2155		500	
8	405 - 420		Ocean Color/ Phytoplankton/ Biogeochemistry	1000
9	438 - 448			1000
10	483 - 493	1000		
11	526 - 536	1000		
12	546 - 556	1000		
13	662 - 672	1000		
14	673 - 683	1000		
15	743 - 753	1000		
16	862 - 877	1000		
17	890 - 920	Atmospheric Water Vapor	1000	
18	931 - 941		1000	
19	915 - 965		1000	
20	3.660 - 3.840	Surface/Cloud Temperature	1000	
21	3.929 - 3.989		1000	
22	3.929 - 3.989		1000	
23	4.020 - 4.080		1000	
24	4.433 - 4.498	Atmospheric Temperature	1000	
25	4.482 - 4.549		1000	
26	1.360 - 1.390	Cirrus Clouds Water Vapor	1000	
27	6.535 - 6.895		1000	
28	7.175 - 7.475		1000	
29	8.400 - 8.700	Cloud Properties	1000	
30	9.580 - 9.880	Ozone	1000	
31	10.780 - 11.280	Surface/Cloud Temperature	1000	
32	11.770 - 12.270		1000	
33	13.185 - 13.485	Cloud Top Altitude	1000	
34	13.485 - 13.785		1000	
35	13.785 - 14.085		1000	
36	14.085 - 14.385		1000	

表 3.2 MODIS の観測波長域

タから 5 km 毎に再サンプリングを行ったデータセット (MOD02SSH) があり、それぞれがシーン毎に HDF-EOS というファイル形式で格納される。1つのシーンは、例えば 1 km 解像度の場合では、バンド毎にスキャン方向に 1354 ピクセル、ライン方向には約 2030 ピクセルの画像で構成される。放射輝度データは、バンド毎に各ピクセルに対してスケールされた整数 (scaled integer) として格納されており、このスケールされた整数 SI から放射輝度 I へは、

$$I = \text{radiance_scale} * (SI - \text{radiance_offset}) \quad (3.1)$$

という変換式を用いる。ここで、radiance_offset 及び radiance_scale は、同ファイル内に格納されているチャンネル毎の変換係数である。また、太陽スペクトルの波長範囲にあるバンド 1-18 およびバンド 26 については、方向別反射率 R を、

$$R \cos(\theta_0) = \text{reflectance_scale} * (SI - \text{reflectance_offset}) \quad (3.2)$$

という変換式で計算される。ここで、reflectance_offset 及び reflectance_scale は、同ファイル内に格納されているチャンネル毎の変換係数である。これらの変換係数は、軌道上での太陽光の拡散板による測定により輝度校正が行われ、定期的に更新される。放射輝度データ以外の各ピクセルの緯度・経度、太陽およびセンサーの天頂角・方位角などのデータは、別の 1 km 解像度のデータセット (MOD03) により提供される。Aqua/MODIS のデータセットは Terra/MODIS と同様に生成され、データセット名はそれぞれ MYD02QKM、MYD02HKM、MYD021KM、MYD02SSH、MYD03 である。

3.2 積雪粒径推定アルゴリズム

本研究では、波長 1.64 μm の大気上端における反射率を用いて、雪面付近の積雪粒子の有効半径を推定するアルゴリズムを適用した。このアルゴリズムは、衛星センサーにより観測された反射率を、理論的に計算された大気上端反射率とルックアップテーブル (LUT) 法を用いて比較するというものである。LUT 法は、データ処理においてなんらか

の値の計算が複雑な場合に、より計算負荷が小さい補間などの処理でその値を近似するための方法である。毎回複雑な計算を行って値を求めるかわりに、いくつかのパラメータの組に対してあらかじめ LUT として計算しておき、処理の際には、その LUT を参照してより簡便な補間処理などにより近似値を求める手法である。本研究では、衛星データと比較するための放射伝達モデルによる大気上端反射率の計算に対して、LUT 法を用いる。

第 2 章において、雪面の反射率が様々な要因で変化することを述べたが、特に十分な積雪深を持った平坦な雪面では、主に積雪不純物濃度と積雪粒径が反射率に大きく影響を及ぼす。しかし、波長 $1.4 \mu\text{m}$ 以上では雪面の反射率に対する積雪不純物濃度の影響は無視できる程小さく (Warren and Wiscombe, 1980) 太陽と衛星センサーの幾何学的条件が等しい場合には、この波長における雪面反射率は主に表面付近の積雪粒径に依存する (Wiscombe and Warren, 1980)。衛星観測の幾何学的条件は観測点における、天頂方向に対する太陽天頂角 θ_0 、センサー天頂角 θ_v 、および、北を 0° とし東側を正とする太陽方位角 ϕ_0 、センサー方位角 ϕ_v により定まる (図 3.2)。観測対象における雪面やその上空の大気に対していくつかの仮定を置くことにより、波長 $1.64\mu\text{m}$ における大気上端反射率 $R_{1.6}$ は、放射伝達モデルを用いて、太陽天頂角 θ_0 、太陽方位角 ϕ_0 、センサー天頂角 θ_v 、センサー方位角 ϕ_v 、積雪粒子の有効半径 r_{eff} の関数として計算される:

$$R(\theta_0, \phi_0, \theta_v, \phi_v, r_{\text{eff}}) \quad (3.3)$$

ただし、積雪の有効半径 r_{eff} は、

$$r_{\text{eff}} = \frac{\int r^3 n(r) dr}{\int r^2 n(r) dr} \quad (3.4)$$

と定義される。ここで、 $n(r)$ は積雪粒子の粒径分布である。

一方で、衛星センサーにより直接観測される物理量は、センサーの視線方向から入射する放射輝度である。その輝度を用いて得られるセンサーの視線方向にある地表面に対する大気上端反射率 R および、地表面における θ_0 、 ϕ_0 、 θ_v 、 ϕ_v は、観測時刻と衛星の軌道情報から決まるため既知であることから、これらの値から式 3.3 を逆に解くことで r_{eff} の値

を推定することが可能である。この積雪粒径推定アルゴリズムは ADEOS-II ミッションにおける標準プロダクトのために、GLI の $1.64\mu\text{m}$ チャンネルを用いて積雪粒径を求めたアルゴリズム (Stamnes et al. 2007) と本質的に同じものである。ただし、MODIS の近赤外チャンネルである波長幅が $1.628\text{-}1.652\mu\text{m}$ のバンド 6 のデータと比較するため、大気上端反射率をモデル計算する際には、図 3.3 に示す応答関数を用いる必要がある。

LUT に格納される大気上端反射率の計算には、大気積雪系の多重散乱放射伝達モデル (Aoki et al., 1999; Aoki et al., 2000) を用いた。このモデルは平行平板大気とその下の積雪層における放射の多重散乱を doubling-adding 法を用いて計算するものである。この計算において、平坦な雪面をもつ積雪を仮定し、近似的に光学的に無限に深いとみなすことができる liquid-water depth を持った単一の積雪層を仮定した。積雪を構成する氷粒子の形状は、球を仮定し、単一散乱は Mie 理論により計算を行った。積雪不純物の反射率への効果は無視できるため、反射率の計算では、積雪には純粋な氷粒子のみの場合について行った。

大気モデルには sub-arctic winter モデル (Anderson et al. 1986) に基づいたものを用いた。南極域における標高の違いによる大気プロファイルの効果を考慮するため、大気モデルの地表面の高度以上のプロファイルを適用することで、高度が 0, 1, 2, 3, 4km となる雪面における反射率を求めた。エアロゾルモデルとしては、OPAC3.1 に与えられている南極エアロゾルモデルを用いた。

これらの条件を用いて、以下のパラメータに対して大気上端反射率を計算し、LUT を構成した。

積雪に入射する放射の侵入深さは、波長に依存して変わることが知られている (Li et al., 2001; Zhou et al., 2003)。波長 $1.64\mu\text{m}$ では、この侵入深さは粒径が $100\mu\text{m}$ 以下では数 mm 程度と非常に浅い (Li et al., 2001)。このため、このアルゴリズムで推定される積雪粒子の有効半径は、積雪の表面付近のごく浅い層における積雪粒子の平均半径を表わすと考えられる。

パラメータ	範囲
地表面高度 z (m)	0, 1000, 2000, 3000, 4000
太陽天頂角 θ_0	$0^\circ - 90^\circ$ の範囲で不等間隔の 17 点
衛星天頂角 θ_v	$0^\circ - 90^\circ$ の範囲で不等間隔の 17 点
相対方位角 ϕ_r	$0^\circ - 180^\circ$ の範囲で等間隔の 33 点
積雪有効半径 $r_{s1.6}(\mu\text{m})$	10, 20, 50, 100, 200, 500, 1000, 2000

表 3.3 大気上端反射率の LUT の構成に用いたパラメータ

図 3.4 に本解析で典型的な太陽天頂角 $\theta_0 = 70^\circ$ と相対方位角 $\phi_r = 70^\circ$ の場合の大気上端反射率と積雪有効半径の関係を示す。衛星データの各ピクセルについて、太陽天頂角 θ_0 と衛星天頂角 θ_v 、相対方位角 ϕ_r と標高が定まる。このとき図 3.4 の曲線が 1 つに定まり大気上端反射率が衛星センサーの観測値として得られると、対応する積雪有効半径が定まる。このようにして、MODIS のシーンデータのすべてのピクセルについて、LUT を参照しながら大気上端反射率から積雪有効半径を求める。

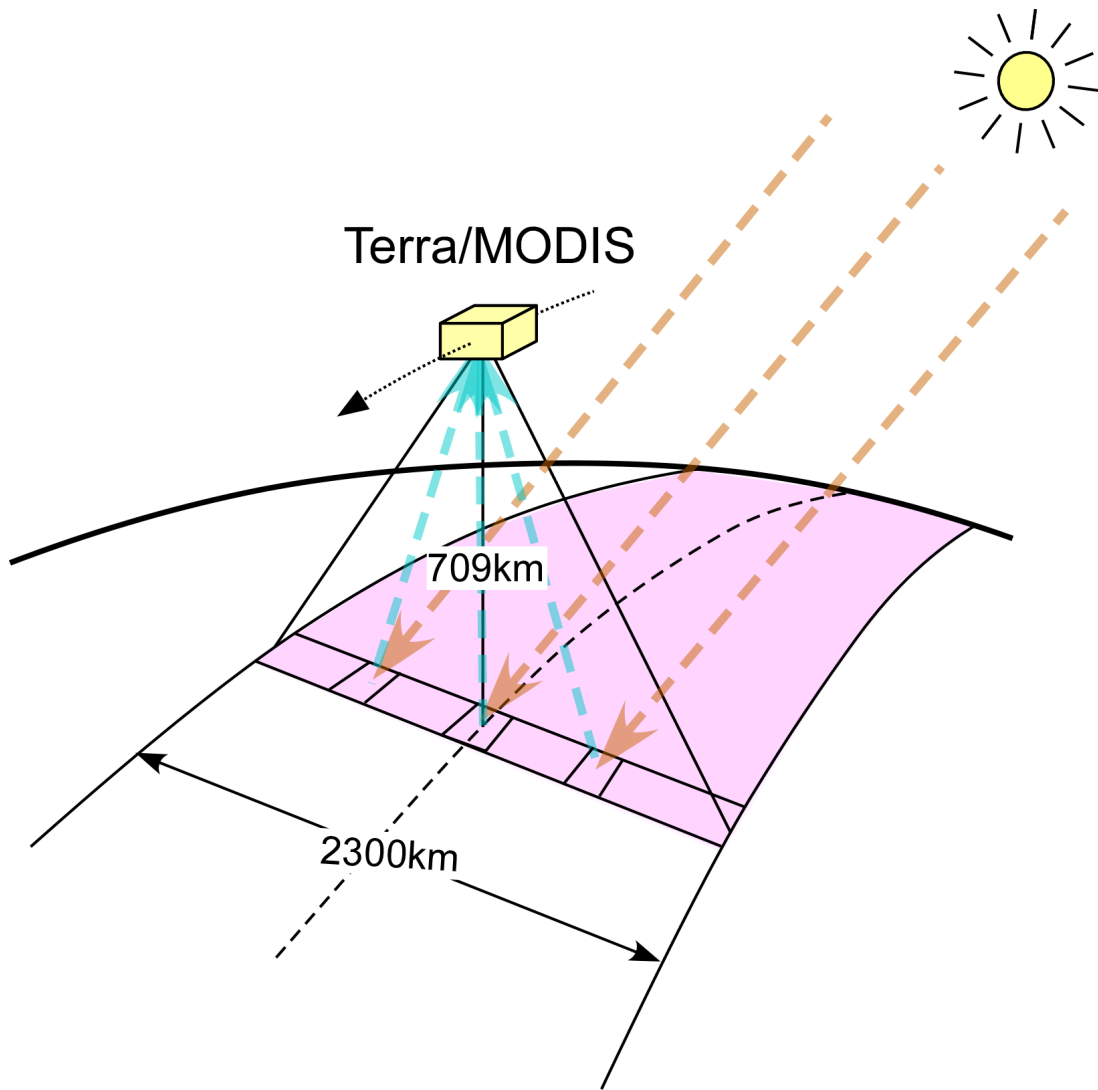


図 3.1 MODIS センサーによる地表面の観測の概念図。

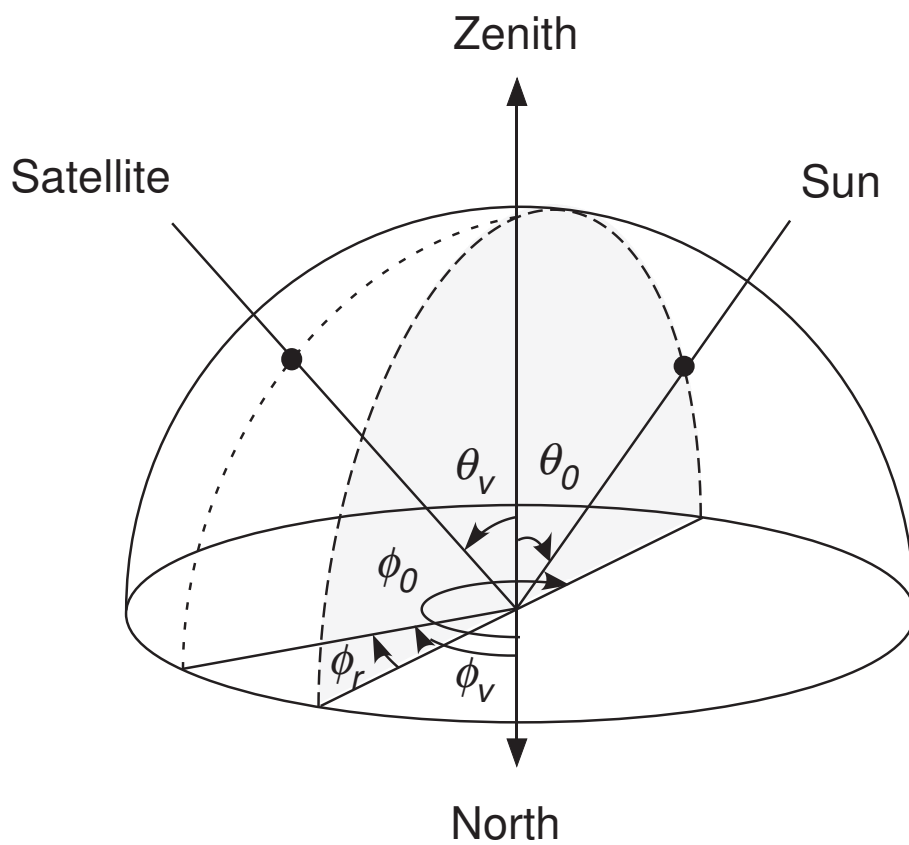


図 3.2 衛星観測における太陽と衛星センサーの位置関係。図中の θ_0 、 θ_v 、 ϕ_0 、 ϕ_v は、それぞれ太陽天頂角、センサー天頂角、太陽方位角、センサー方位角を表す。

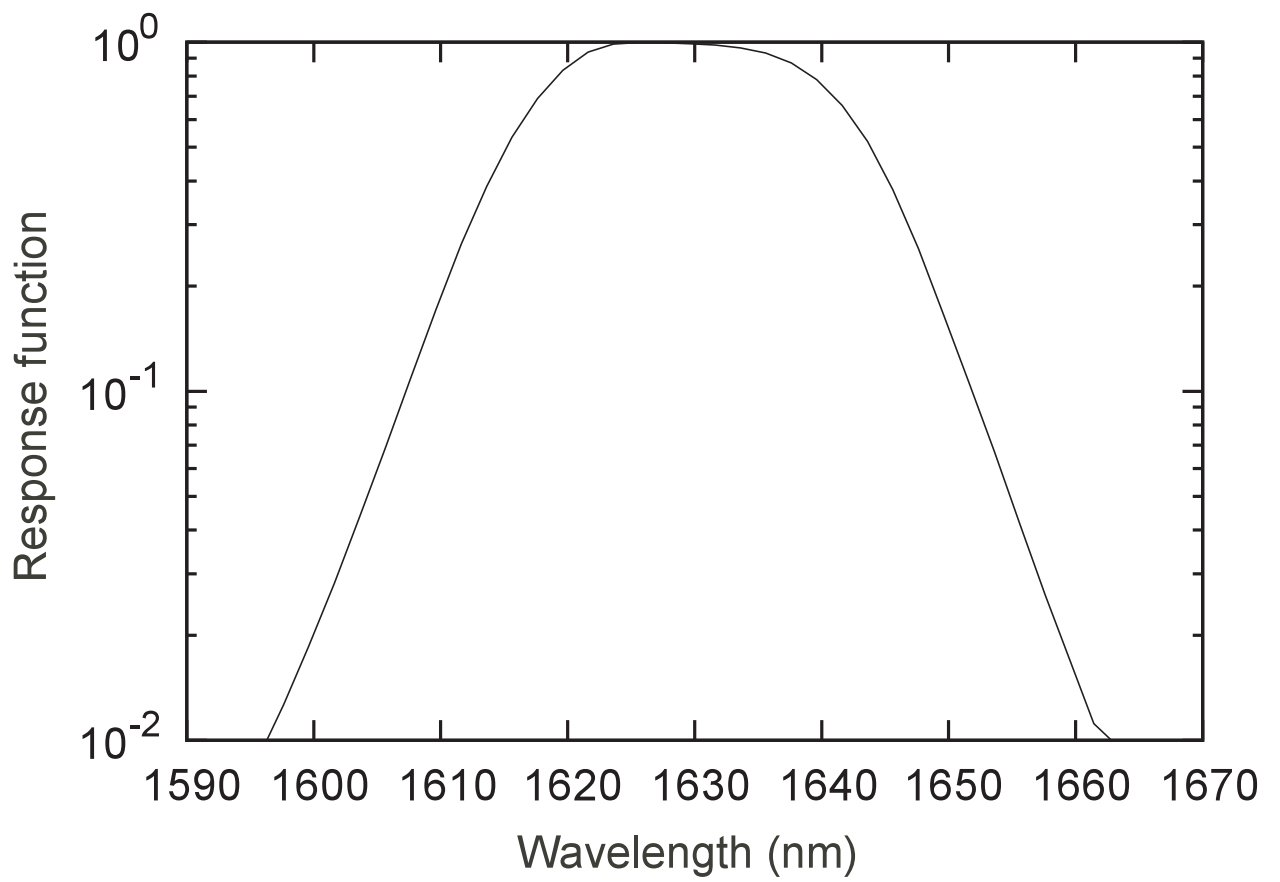


図 3.3 Terra/MODIS のバンド 6 における応答関数

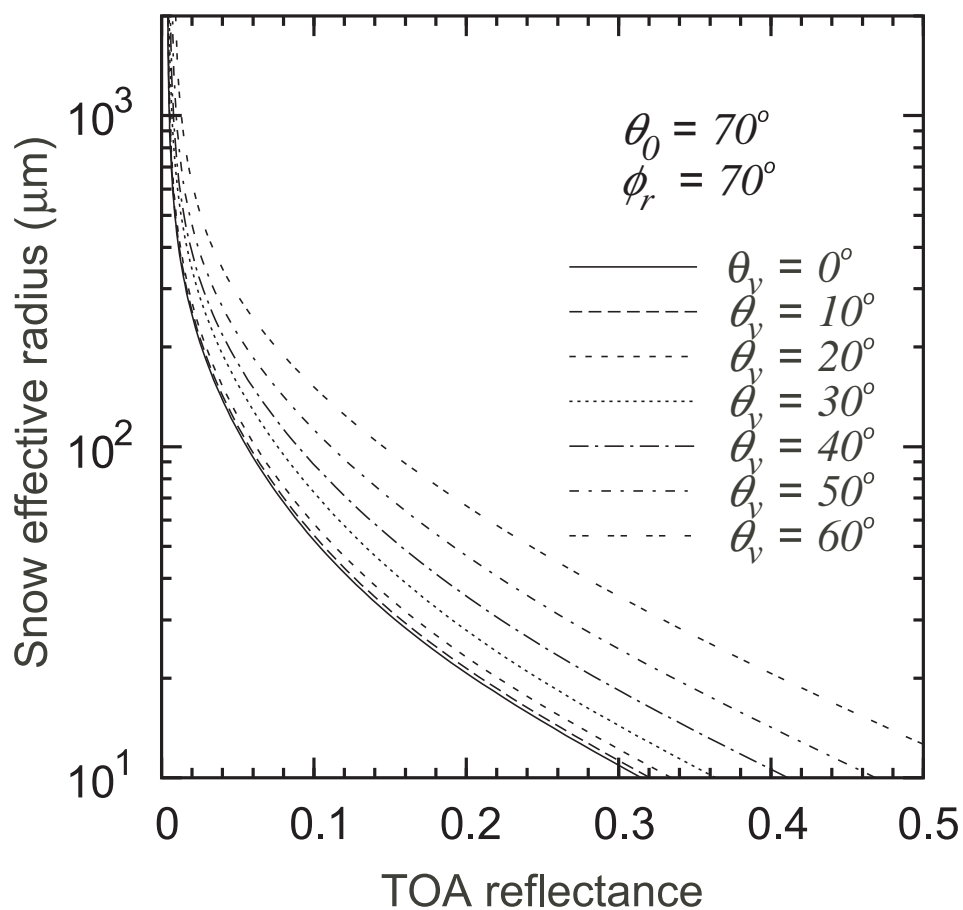


図 3.4 計算された大気上端反射率と地表面における積雪粒子の有効半径の関係。太陽天頂角 $\theta_0 = 70^\circ$ および太陽と衛星の相対方位角 $\phi_r = 70^\circ$ 、標高 0 m の場合の例。積雪粒子は球形を仮定。

第 4 章

東南極域における積雪粒径の推定

4.1 解析対象領域

南極氷床上の積雪粒径を MODIS のシーンデータから調べるため、解析対象を図 4.1 に示す南極大陸の東南極域の一部の領域とした。この領域には、標高の低い沿岸域から標高の高い内陸高原域までが含まれており、南極大陸における様々な気候的に異なる環境下における積雪を調べることができる。この対象地域には、昭和基地 ($69^{\circ}00'22''\text{S}$, $39^{\circ}35'24''\text{E}$, 29 m a.s.l.)、みずほ基地 ($70^{\circ}41'53''\text{S}$, $44^{\circ}19'54''\text{E}$, 2230 m a.s.l.) およびドームふじ基地 ($77^{\circ}19'01''\text{S}$, $39^{\circ}42'12''\text{E}$, 3810 m a.s.l.) などの観測基地が含まれている。これらの基地の周辺や、みずほ基地を中心としたみずほ高原、昭和基地からドームふじへのルート上などでは、第 1 章で述べたように、多くの積雪状態に対する雪氷学的な研究がなされている。本論文では、2003 年 10 月から 2004 年 3 月のデータを主に用いる。この時期は日本の第 44 次南極地域観測隊が活動しており、ADEOS II/GLI の雪氷プロダクトの昭和基地周辺において地上検証のための同期観測や積雪結晶写真の撮影や、ドームふじ基地における積雪結晶写真の撮影を行っている。この期間の、雪氷および気象観測の結果が、Kameda et al. (2007) によりまとめられている。

4.2 データセット

4.2.1 衛星データ

積雪粒径推定アルゴリズム適用のためのデータセットとして、Terra/MODIS のレベル 1B の校正済み放射輝度データである 1km 解像度の L1B データ MOD021KM と 1 km 解像度の 5 km 再サンプリングされた L1B データ MOD02SSH を用いた。Aqua/MODIS のバンド 6 の検出器の多数が多くが打ち上げ後に機能していないため、この解析では Aqua/MODIS のデータは用いず Terra/MODIS データのみを用いた (MODIS Characterization Support Team, <http://www.mcst.ssai.biz/mcstweb/index.html>)。

Terra は極軌道衛星であり、約 99 分に 1 回の頻度で南極域を通過する。MODIS の観測幅は約 2300 km と広いとため、南極域においては、1 つの地点に対して 1 日に複数回のデータが取得される可能性がある。図 4.1 に示した観測対象領域内の地点でも、1 日に複数回データが取得される。ここでは、積雪粒径の推定において太陽光の入射条件が前後の日で大きく異なることを避けるために、1 日あたり 1 データのみを用い、ドームふじ上空を通過する時刻が 05:40 UT から 07:20 UT の 100 分間 (衛星の周回の間隔) の間のデータのみを用いた。この条件を満たすシーンデータにおける、ドームふじ近傍ピクセルにおける太陽および衛星の幾何学的条件を図 4.2 に示す。太陽天頂角は地軸の傾きによる季節変化を示す一方で、毎日の観測時刻が同じ時刻ではないために、太陽天頂角は前後のデータ間で、 1° から 3° の範囲で差が生じている。一方で、衛星天頂角は 10° から 50° の間で変動している。これは Terra 衛星の軌道が 16 日周期で元の軌道に戻る準回帰軌道を持っているため、上記の時刻間に通過する軌道が少しずつずれるためである。Terra が太陽同期衛星であることから衛星軌道に対して同じ側にある地点では、太陽と衛星の相対方位角は大きな変化がない。衛星データの解析期間は、太陽天頂角が 80° 以下となる期間である 2003 年 10 月 1 日から 2004 年 3 月 12 日とした。

以上のシーンデータから、 $1.64\ \mu\text{m}$ チャンネルの大気上端反射率を求め、第3章で述べた積雪粒径抽出アルゴリズムを適用し、積雪の有効半径 $r_{s1.6}$ を求めた。

4.2.2 地上検証データ

衛星から得られる積雪粒径の地上検証を行うために、ドームふじ基地において、2003年9月29日から2004年1月14日の間に、週に2回程の間隔で、積雪表面から40 cmの各種積雪層から採取された積雪粒子の結晶写真が撮影された。これらの結晶写真は07:40 UTから09:10 UTの間の時刻に撮影された。ただし、2003年12月後半の2日間は10:40 UTから11:30 UTの間に撮影された。前節で述べたMODISのドームふじ上空通過時刻は、05:40 UTから07:15 UTであり、結晶写真撮影時刻との時刻は、最大で3時間30分(12月後半の2日間では、5時間50分)の時間差がある。図4.3の画像は、それぞれが撮影された時期に典型的に見られる積雪最上層における雪の結晶写真である。

積雪における散乱や透過などの光学的な過程において、複雑な形状の積雪粒子における光学的に球と等価な粒径は、樹枝状結晶の場合は枝の幅、柱状結晶では柱の幅、その他の形状でも結晶の短径の長さが対応していることがAoki et al.(2000)により知られている。Aoki et al.(2000)は、結晶の最長部分の半分である r_1 と区別して、上記の大きさの半分以上を光学的等価半径 r_2 と定義し、波長別アルベドの測定結果をモデル計算との比較から推定された積雪粒子の有効半径と比較して、 r_1 よりも r_2 の方が対応がよいことを示した。以後はこの定義にしたがい、光学的等価半径 r_2 を単に積雪粒径と呼ぶことにする。

2003年の9月と10月に撮影された結晶(図4.3a-c)では、 r_2 は非常に小さく平均で20-30 μm と見積もられる。これらの写真には凝集した球状の粒子や砲弾型や骸晶角柱からやや変態が進んだ、比較的新しく降った雪結晶が見られる。晴天降水はこの観測期間を通して見られ、これらの写真における新雪の結晶はこれらの晴天降水によりもたらされたものである。一方、2003年11月から2004年1月に撮影された結晶(図4.3d-f)では、小さい粒子の割合が減少し、 r_2 は増加する傾向がみられた。

これらの写真から衛星により推定される積雪粒径と比較するため、写真から積雪粒径 r_2 を測定した結果を図 4.4 に示す。図の範囲の上限は、同じ積雪層に対する結晶写真における r_2 の最大値を表わし、下限は r_2 の最小値を表わす。データ点はこの積雪層の中での代表値を表わす。2003 年の 9 月から 11 月初旬にかけてのデータの多くは、 r_2 の下限が $10\mu\text{m}$ 程度で、上限は $50\text{-}75\mu\text{m}$ の範囲にあった。11 月中旬から 12 月の初旬にかけては r_2 はより大きい値となり、下限が $25\mu\text{m}$ で、上限は $75\text{-}100\mu\text{m}$ の範囲にあった。12 月の中旬から 2004 年 1 月にかけては下限、上限ともに漸増傾向にあり、2004 年の 1 月中旬には r_2 は、この観測期間において最も大きく、 $75\text{-}126\mu\text{m}$ の範囲であった。

4.3 結果と議論

4.3.1 衛星により抽出された積雪有効半径の空間分布とその季節変化

解析期間において、MODIS データにより抽出された積雪有効半径 $r_{s1.6}$ の空間分布を図 4.5 に示す。この地域における積雪有効半径の空間分布の季節変動を見るために、図 4.5 では、春から秋にかけて約 1 ヶ月おきに内陸域で晴天域が広がっているシーンを選んだ。

図 4.5 において、白色で表わされたピクセルは、観測された大気上端反射率が、積雪粒径抽出アルゴリズムにおけるモデルによる大気上端反射率のルックアップテーブル (LUT) の最大値を越えたため、 $r_{s1.6}$ を推定することができなかったピクセルである。大気上端反射率の LUT をモデルから計算する際に設定された、 $r_{s1.6}$ の最小値、すなわち推定可能な最も小さい有効半径である $10\mu\text{m}$ よりも小さい粒径を持った積雪粒子が観測されていることを表している。このような白色で表されたピクセルやその周辺部の有効半径が小さいピクセルは、有効半径が小さな氷結晶や水滴からなる雲を表わしていると考えられる。沿岸域や Dronning Maud Land の西側斜面、また Lambert 氷河周辺の斜面域などでは、このような雲による特徴が頻繁にみられる。雲を含むピクセルでの $r_{s1.6}$ の値は、実際の

地表面に対する $r_{s1.6}$ の値より小さくなる可能性が高い。

図 4.5 の $r_{s1.6}$ の空間分布において、内陸域と沿岸域の間で $r_{s1.6}$ に顕著な違いが見られる。2003 年 10 月 26 日 (図 4.5b) では、 $15\mu\text{m}$ から $20\mu\text{m}$ の非常に小さな $r_{s1.6}$ の領域が標高が 3500m 以上の高原域でみられ、ドームふじを中心とした尾根に沿って広がっている。一方、標高が 3500m 以下の内陸域から沿岸域における $r_{s1.6}$ の値は、 $30\mu\text{m}$ から $100\mu\text{m}$ であり、高原域の尾根付近の値に比べより大きかった。その他の時期の図においても、 $r_{s1.6}$ の値は季節変化があるものの、 $r_{s1.6}$ の分布自体は等高線と同様なパターンをもつという特徴が見られる。

季節変動についてみると、春 (図 4.5a-b) から夏 (図 4.5c-d) にかけて $r_{s1.6}$ は全域で増加傾向にあり、夏から秋 (図 4.5e-f) にかけては、春と同程度まで $r_{s1.6}$ が小さくなる傾向がみられた。春には標高依存性がはっきりと見えていた 3500m 以上の高原域でも、夏期においては $r_{s1.6}$ の標高依存性は弱くなり、明確でなくなった。一方で、中高度の高原域であるみずほ高原や Enderby Land の標高 2000m から 3000m の沿岸内陸域の一部では、比較的季節変化の小さい領域がみられた。

南極氷床域の気温の空間分布は標高に対する強い相関と緯度に対する弱い相関がある (King and Turner, 1997)。この地域の気温は一般に春から夏にかけては上昇し、夏から秋には減少する。内陸域の積雪粒径の標高に依存した分布と季節変化から、気温が低い場合に粒径が小さく、気温が高い場合に粒径が大きくなる傾向があることが示唆される。

Colbeck(1982) によれば、乾雪における積雪粒子の結晶成長の過程は、equilibrium form と kinetic form とに分類されるが、温度が高いほど、あるいは後者の場合は積雪内部における温度勾配が大きいほど積雪粒子の周りの水蒸気量が増加することで成長率が高くなる。これに加えて、標高の高い内陸域では、沿岸からの低気圧の侵入が生じにくく、多量の新雪を表面に供給する低気圧による降水が少ない。そのため、表面付近にある積雪粒子が比較的長い期間、表面に留まり、それらの積雪粒子が表面付近における温度履歴に応じて積雪粒径は増大することにより、気温に応じた積雪粒径の分布が形成されやすいと

考えられる。

上記のように、年間を通じて乾雪域である南極大陸の内陸域において、夏期には表面付近における粒径の増加がみられたが、これと同様な傾向が Greenland 氷床の内陸域においても観測されている (Hori et al., 2007)。Hori et al. (2007) は、地球観測衛星 ADEOS II に搭載された GLI センサーのデータを 2003 年の北半球の夏期を通して解析し、推定された積雪有効半径が春から夏にかけて増加し、秋に再び減少するという結果を得た。また、北極域における波長 $0.46\mu\text{m}$ および $0.86\mu\text{m}$ チャンネルの組み合わせを用いて推定した有効半径 $r_{s0.9}$ が、Greenland 以外では高緯度ほど小さくなる傾向があることを示した。 $r_{s0.9}$ の緯度に対する依存性は、積雪粒径が気温または雪面温度に対する依存性を示唆している。一方で、波長 $1.6\mu\text{m}$ チャンネルを用いて推定した有効半径 $r_{s1.6}$ の分布は、 $r_{s0.9}$ ほど明確な緯度との関係がみられないことも示した。北極海の積雪域は、南極氷床や Greenland 氷床のように標高により低気圧の侵入が妨げられることがなく、氷床域に比べて積雪表面付近に新雪が供給される機会が多いために、表面付近の粒径を $r_{s1.6}$ の方が変動が大きくなる可能性が考えられる。一方、本研究で解析対象とした南極氷床域では、低気圧による降水の頻度が少ないために気温に応じた分布が $r_{s1.6}$ で見られたと考えられる。

Scambos et al. (2007) は、MODIS の波長域 $0.62 - 0.67\mu\text{m}$ のバンド 1 と $0.84 - 0.88\mu\text{m}$ のバンド 2 を用いて、2003 年 11 月 20 日から 2004 年 2 月 29 日の間のモザイク画像から、南極大陸全域の詳細な積雪粒径の分布を推定した。この粒径は上記の期間の平均的な値である。彼らの東南極域での結果は、本解析結果と同様に、ドームふじ周辺の標高の高い領域で小さい粒径となり、沿岸域では粒径が大きくなるという傾向を示している。しかし、粒径の絶対値については本解析では $100\mu\text{m}$ を超える粒径は海岸に近い地域などで見られるが、彼らの粒径分布図から Dronning Maud Land において $100\mu\text{m}$ を超える地域があり、この東南極域での粒径を比較すると、本解析で得られた粒径よりも大きい値であった。また、彼らは本解析では対象としていない西南極で、東南極高原域に比べてより小さい粒径を推定しており、南極点付近でもドームふじ付近よりも小さい粒径であり、本

解析と異なる傾向を示している。これは、Scambos et al. (2007) が積雪粒径の推定に用いている波長が、 $0.64\mu\text{m}$ と $0.86\mu\text{m}$ と短い波長域にあるため、本解析で見ている雪面の非常に浅い部分と比べ、侵入深さが大きく、より深い位置の積雪粒子の粒径の情報を持っていることによる可能性がある。

4.3.2 昭和基地から南極点を結ぶルート上での積雪有効半径

図 4.1 の太い点線で示した昭和基地、みずほ基地、ドームふじおよび南極点を直線で結んだルート上での積雪有効半径 $r_{s1.6}$ をみるため、図 4.6 を示す。横軸はこのルート上での、昭和基地からの距離 d (km) である。図 4.6a は、1km ごとに近傍ピクセルからのデータをプロットし、図 4.6b は、ルートに沿って前後 15 km で移動平均したものである。図 4.6b の移動平均からは、図 4.5 で見たように、ドームふじから沿岸域にかけて、粒径が増加していく様子がみられる。内陸の高原域における $r_{s1.6}$ の移動平均値は、図 4.5 でもみられたように、他の地域に比べ小さい値であった。頂上側で $20\mu\text{m}$ 以下の小さな値であるのに比べ、その外側ではより大きい値であった。10 月と 3 月の $r_{s1.6}$ の値をみると、昭和基地からの距離が 800-900 km および 1200-1300 km の付近で、 $r_{s1.6}$ の比較的急な変化がみられた。夏期には、このような急な変化は見られなくなったが、依然として頂上側において $r_{s1.6}$ は極小となった。

昭和基地から 300 km から 800 km の区間において、2004 年 2 月 13 日の $d=450$ km 付近と 2004 年 3 月 2 日の、 $d=450\text{km}$ 以北の雲によると思われる部分を除き、 $r_{s1.6}$ は図 4.6b のいずれのデータにおいても標高と逆相関の関係がみられた。標高 3600 m の $d=800$ km 付近から昭和基地に向かって標高が下がるとともに、 $r_{s1.6}$ の値は増加し、いずれの季節でも標高 2300 m の $d=280$ km 付近で極大値となる傾向がみられた。ドームふじの南側でも、 $d = 1300$ km から南極点に向かって緩やかに標高が下がるとともに、 $r_{s1.6}$ の値が増加してゆく、逆相関の関係がみられた。

$d=280$ km から北側では、 $r_{s1.6}$ は変動が大きい。沿岸における低気圧活動による雲が

頻繁にみられ、その雲による降水がある一方で、この地域は比較的気温が高いため粒径が増加しやすいと考えられる。

標高 3600m 以上の内陸の高原域において $r_{s1.6}$ が他の高原域に比べ特に粒径が小さくなるのは、この地域では頻繁な晴天降水により表面付近への粒径の小さな積雪粒子が供給されるためと考えられる。ドームふじにおいては、この解析期間中も頻繁な晴天降水が観測されている (Fujita et al, 2003; Kameda et al. 2007)。また、Plateau 基地での降雪の特徴も Bromwich (1988) にまとめられており、年間 316 日の氷晶による降水が観測されている。

一方、図 4.6a をみると、いずれのデータでも、数 km から数 10km という細かいスケールで変動していることが分かる。これは、ローカルな積雪表面状態の違いが積雪粒径として見えていると考えられる。ここで、図 4.6a をより詳細にみるために、 $d=200-800$ km の区間を抜き出したものを図 4.7 に示す。

数 km から数 10km スケールの間隔で、周囲に比べ粒径が大きくなる領域が繰り返し現れている。その多くが季節を通してほぼ同地点に見られる。粒径が大きい範囲が最も広範囲に渡るピークが $d=460-510$ km の間に見られる。この範囲内で雲の影響下にあると思われる 2004 年 2 月 13 日を除き、2003 年 11 月 25 日のデータが最も大きいピークを示しており、 $r_{s1.6}$ の値自体も周囲に比べ大きい。

Furukawa et al. (1996) は、昭和基地から約 19km 内陸の中継地点 S16 からドームふじに至る横断ルート上における、積雪の表面形態を観測し、標高 2400m から 3600m までの斜面下降風域では、サスツルギとデューンが発達した領域と光沢雪面が発達した領域が 20-30km 間隔で繰り返されていることを報告している。図 4.7 の影を付けたの部分は、Furukawa et al. (1996) が 1992 年 11 月の昭和基地からドームふじ基地へのトラバースにおいて観測した光沢雪面の領域を重ねたものである。この範囲は上記で $r_{s1.6}$ が大きい領域が広範囲に見られた部分の多くが Furukawa et al. (1996) による光沢雪面の領域と重なっていることがわかった。彼らは、この光沢雪面とサスツルギ帯の分布は、氷床の流

動において基盤岩の起伏が表面に伝搬することで生じた雪面上の起伏によるものと指摘している。このために、1992年に観測された光沢雪面の位置は大きく移動することはなく、2003年に観測された積雪粒径が大きい位置とほぼ一致したと考えられる。

Fujii et al. (1987) は、別の横断ルート上で観測された光沢雪面の位置と、NOAA-7のAVHRRのch2($0.725\text{-}1.10\mu\text{m}$)で観測された反射率を比較し、光沢雪面における反射率が、それ以外の雪面形態における反射率と比べて低いことを示した。光沢雪面はしもざらめ雪の層の上部に形成された多層のクラストにより形成される雪面である。この光沢雪面に対する近赤外域の反射率の低下は、クラスト表面における粒径が大きくみえること示唆している。このことは、上で述べた $d=460\text{-}510\mu\text{m}$ において $r_{s1.6}$ が周囲に比べて大きい範囲が Furukawa et al.(1996)により観察された光沢雪面の領域と重なっているという結果と同様な傾向であると考えられる。

光沢雪面の最上部は数 mm の多層のクラスト層からなり、その下層には比較的大きな霜ざらめ雪の層が存在する (Fujii et al., 1982)。この解析で用いたアルゴリズムはこのようなクラスト層を考慮に入れておらず、単層の積雪による平坦な雪面を仮定している。したがって、推定された有効半径 $r_{s1.6}$ を、光沢雪面の粒径を推定値と考えることはできない。しかし、図 4.7 の陰をつけた部分の、その周辺との差（振幅）は春と夏、夏と秋では大きく異なり、夏に周辺との差が小さくなる傾向がある。また、粒径自体も春から夏にかけて増加している。これは光沢雪面自体が季節変化をしていることを示唆している。光沢雪面の季節変化は、Fujii et al. (1982)により観測されている。彼らの1977年から1978年にわたる、みずほ基地における光沢雪面の観測では、1977年10月の前半にクラスト層は最も厚く4mm程度になり、夏にかけて薄くなり、1978年1月には1mmに満たない薄いクラスト層になった。このような現象が、本解析対象の光沢雪面でも起きているとすると、夏に薄くなったクラスト層から下層の比較的大きなしもざらめ雪の層が見えていた可能性がある。しかし、これまで光沢雪面の反射率のモデル化や観測はなく、このような光沢雪面における反射率やそこから求まる粒径を正しく評価するためには、表面付近の多層

のクラスト層の状態を考慮にいれた積雪モデルに対する放射伝達により反射率を計算する必要がある。

サスツルギやデューンのような雪面のラフネスは、地上観測ではその形を観察できるが、直下の水平解像度が 500m といった MODIS のような衛星センサーによる観測では、あるピクセルがカバーする 500m×500m の領域内に含まれる様々な積雪表面形態により反射される放射輝度の平均値が観測される放射輝度である。ラフネスのある雪面による反射率は、平坦な雪面による反射率とは異なる。したがって、平坦な雪面による反射率を用いた積雪粒径推定アルゴリズムでは、ラフネスのある雪面に対しては誤差を生じる。特に、斜面下降風に沿って縞状に発達するサスツルギの反射率は、太陽とセンサーの相対方位角だけでなく太陽の入射方向とサスツルギの方向のなす角度や、サスツルギの形状（高さ、間隔）などにも依存して変化する。また、衛星センサーからの観測では、ピクセル領域内での分布にも依存すると考えられる。この点については第 5 章で詳しく述べる。

この観測期間における、このルート上での粒径の変化を見るために、ルート上の 10km おきの点の $r_{s1.6}$ と、解析期間中のヒストグラムを図 4.8 に示す。4.8a をみると、季節を通してドームふじ付近の標高が高い地域がルート上の他の地域に比べ粒径が小さい傾向があることがわかる。また、図 4.7 で光沢雪面の分布と一致した粒径が大きい地域では、時間方向に見て、縦に筋状のパターンがみられる。これは光沢雪面と考えられる領域の位置が季節により変化していないことを示す。また、南極点側の斜面上では、夏から秋にかけて長期間にわたり、赤色で示される 100 μm に近い大きな粒径が見られた。このルート上での観測は、Endo and Fujiwara (1973) による観測があるものの、表面形態についての測定はないため、この大きな粒径となる理由は不明である。しかし、Fahnestock et al. (2000) によればこの地域はメガデューンが発達する地域に分類されている。メガデューンの地域では、斜面上に数 m の起伏が数 km 毎に繰り返す形態がみられ、その起伏の斜面上流側で光沢雪面が発達する (Courville et al., 2007)。この光沢雪面による影響があれば、北側の斜面下降風域と同様に粒径が大きく見える可能性はあると思われる。

図 4.8b から、各地点の平均的な粒径と解析期間における変動範囲がわかる。雲の影響は粒径の小さい部分と考えられるが、内陸域ではこの影響は少ないように見える。ヒストグラムの頻度の多くは、図 4.6 で見られた季節変化の間に見られる。このようにして、解析期間を通していても、斜面下降風域やドーム付近での粒径の特徴は図 4.6 で見られた特徴と同様の傾向を示している。

4.3.3 ドームふじにおける積雪粒径の季節変化

ドームふじ基地で撮影された積雪の結晶写真から得られた積雪粒径と衛星データから得られた積雪粒子の有効半径を比較する。衛星による粒径は 5km 再サンプリングデータの MOD02SSH データセットにおけるドームふじ基地の最近傍ピクセルの $r_{s1.6}$ の値である。現場観測値である図 4.4 の結果を併せて図 4.9 に示す。4.2.2 節で述べたように、結晶写真から得られた r_2 は、2003 年 10 月前半から増加傾向を示し、2004 年 1 月の中旬の観測で最大値となった。一方、衛星データから得られた $r_{s1.6}$ の値についても、2003 年 10 月前半には $10\text{-}20\mu\text{m}$ という小さな値から、12 月前半にかけて比較的単調に増加し、12 月の後半に約 $40\mu\text{m}$ の大きい粒径を示した。この期間、写真による粒径も同様な増加傾向にあった。その後は、衛星抽出粒径 $r_{s1.6}$ は、2004 年 1 月の前半から減少しはじめ、3 月の前半には $10\text{-}20\mu\text{m}$ という小さい値に戻った。この期間前半の単調な増加と比べて、後半の減少の仕方は単調ではなくばらつきが見られた。結晶写真から得られた粒径は 1 月の中旬に最も大きい粒径となったが、衛星による粒径はこの時期にさらなる増加は見られなかったという点で、両者の傾向に違いがみられた。1 月後半以降は結晶写真データはないためにこの後のデータの比較はできなかった。

図 4.10 は、写真粒径と衛星データの両方が取得できた 36 個のデータの比較である。以下の式で、回帰分析を行い、

$$r_2 = a + br_{s1.6} \quad (4.1)$$

決定係数 R^2 は 0.30 であった。それぞれの項の係数は表 4.1 に表され、定数項を除き危険

率 1% で統計的に有意であった。

項	係数	標準誤差	t 値	p 値
定数項	15.83	-5.3	-0.33	0.74
$r_{s1.6}$	2.3	0.59	3.9	0.00048

表 4.1 衛星による有効半径 $r_{s1.6}$ に対する回帰係数

$r_{s1.6}$ の値は r_2 と比較して、全体的に過小評価であった。 r_2 の範囲の下限を下回る $r_{s1.6}$ のデータは 36 個のうち 12 個あり、その他のデータにおいても、衛星から得られた粒径は写真による粒径の範囲の下限に近いデータが多かった。

衛星による粒径と写真による粒径との比較における差異の原因として、波長による光の雪面への侵入深さの違いにより結晶写真との衛星により見ている結晶が異なる可能性がある。 $r_{s1.6}$ を推定するのに用いた MODIS のチャンネルの中心波長は $1.64\mu\text{m}$ であり、この波長に対応する雪面への侵入深さは数 mm であり、この粒径は積雪最上層の雪面に近い部分の粒径と対応があると考えられる。一方、結晶写真は積雪の最上層の表面ではなく主に内部に含まれる結晶を撮影したものである。この期間の結晶写真が撮影された最上層の層厚は 0.5-10cm の範囲にあったため、観測対象となる結晶が異なっていた可能性がある。一方、積雪の内部では、一般に積雪の層構造とともに鉛直方向に粒径が異なる。これは、積雪の層ごとに降雪からの経過時間に違いがあるために、積雪粒子の変態に費された時間がことなることや、表面や地面に近いなどの積雪層の位置により、太陽放射や雪温、水蒸気の供給などの条件が異なることなどが影響している。一般的な積雪層では、下層では光学的粒径が大きく、上層では光学的粒径が小さい傾向がある (Warren, 1982; Aoki et al., 2000)。

一方、結晶写真からの推定においては、目視により粒径 r_2 を推定する際の誤差や、細かい結晶粒子が凝集している場合や粒子同士が重なりあっている場合は評価を行っていないことにより、小さい粒子が考慮にいれられていない場合がある。

これまで、衛星による粒径と地上観測による粒径の比較が行われているが、波長 $1.6\mu\text{m}$

付近のチャンネルを用いたアルゴリズムでは、多くの場合に衛星による粒径が過小評価される結果が報告されている。Fily et al. (1993) では、Landsat の 3 つの近赤外チャンネル TM4(0.76-0.90 μm)、TM5(1.55-1.75 μm)、TM7(2.08-2.35 μm) を用いて東南極の Terre Adelie で推定した積雪粒径についてのヒストグラムにおいて、TM4 による粒径が 420-430 μm 付近にピークがあったのに比べ、TM5 と TM7 は 145-165 μm 付近にピークがあった。また、Aoki et al. (2007) では、アラスカ、北海道で行った ADEOS-II/GLI の検証観測において、1.6 μm チャンネルを用いて推定した粒径が、地上での積雪断面観測によって測定した粒径と比較した場合に、乾雪、湿雪のいずれにおいても多くのデータで衛星による粒径が過小評価となっていた。Hori et al. (2007) は、Aoki et al. (2007) と同じアルゴリズムを用いて、ADEOS-II/GLI による北極域での粒径の分布を求めたが、ここでも 1.6 μm を用いて推定した粒径は、0.46 μm と 0.86 μm を組み合わせて積雪不純物濃度と積雪粒径を推定するアルゴリズムを用いて推定した粒径に比べて過小評価であった。

本論文で用いた積雪粒径抽出アルゴリズムは、平坦な雪面で球形の積雪粒子を仮定している。結晶写真から南極氷床域の積雪の結晶は、砲弾型や骸晶、針状など球とは異なる非球形粒子であることが多いため、より現実的に積雪粒径を抽出するためには、降雪粒子や積雪結晶の形状を取り入れた非球形積雪粒子による BRDF の計算結果を用いたアルゴリズムを用いる必要がある。

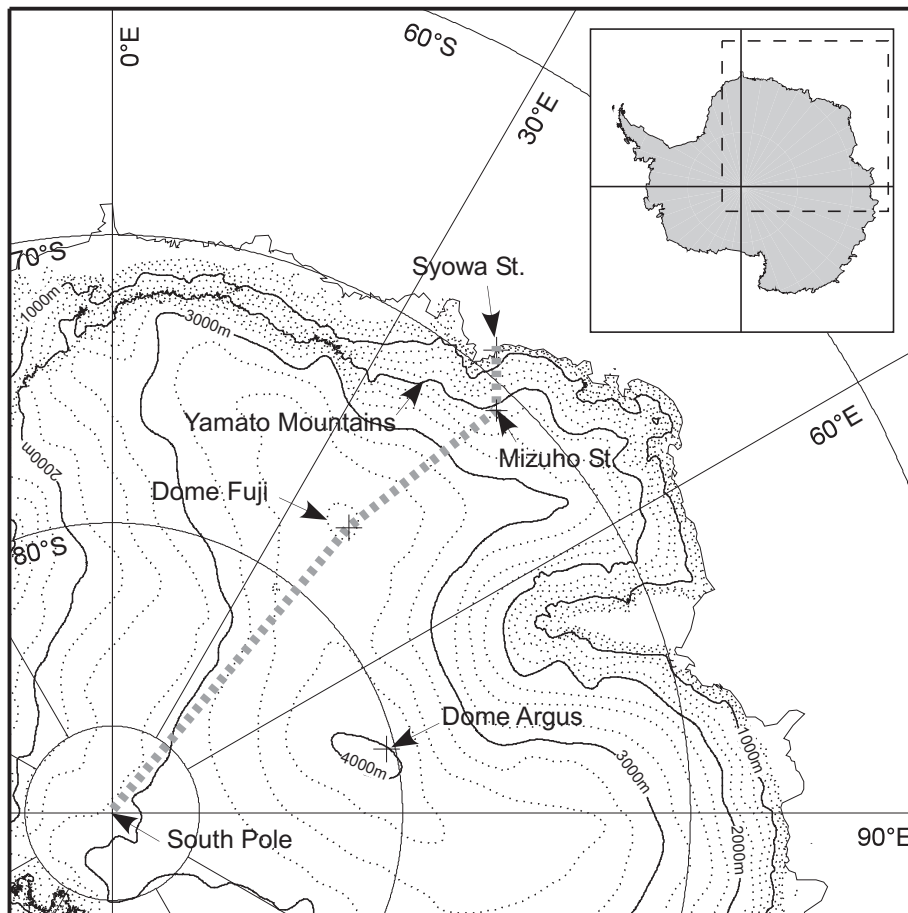


図 4.1 解析対象領域の東南極域。実線は 1000 m おきの等高線を表し、点線は 250 m おきの等高線を表す。太い点線で表された折れ線は昭和基地、みずほ基地、ドームふじ、および南極点を結んだ直線である。

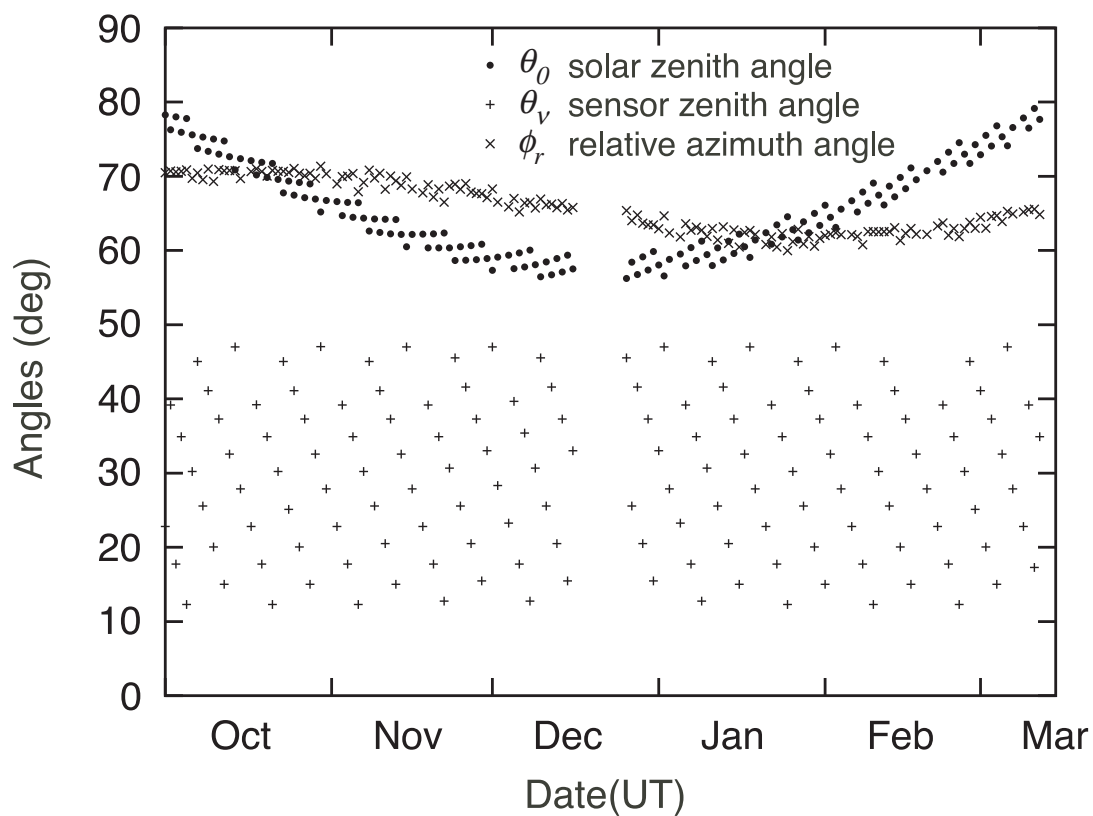
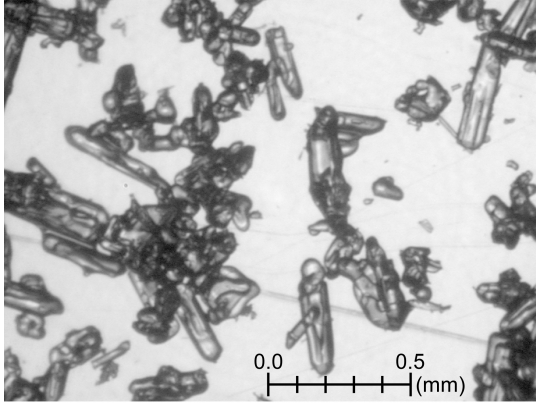
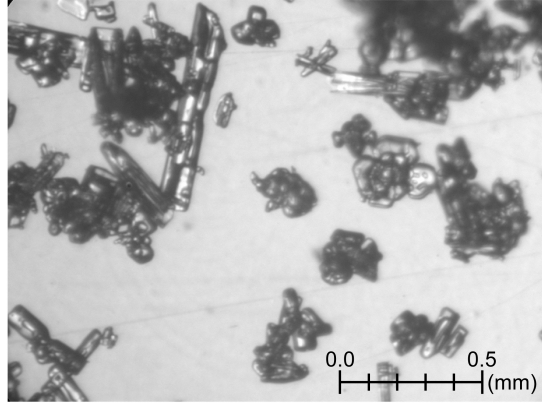


図 4.2 本解析で用いた衛星データのドームふじ基地の近傍ピクセルにおける太陽と衛星の幾何学的条件。2003 年 10 月 1 日から 2004 年 3 月 12 日の期間の間の解析に用いた Terra/MODIS の 5km 再サンプリングデータ (MOD02SSH) での値。各データはその日付の時刻 05:40 UT から 07:15 UT の間のデータ。

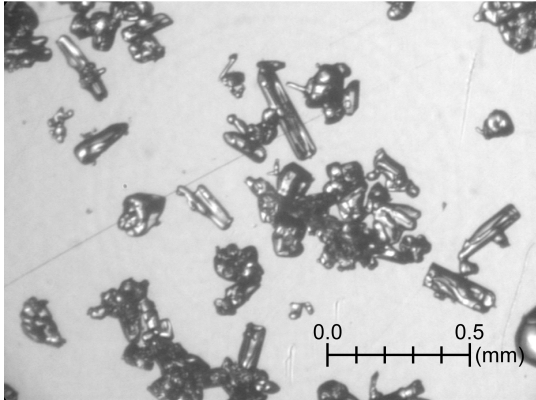
(a) September 29, 2003



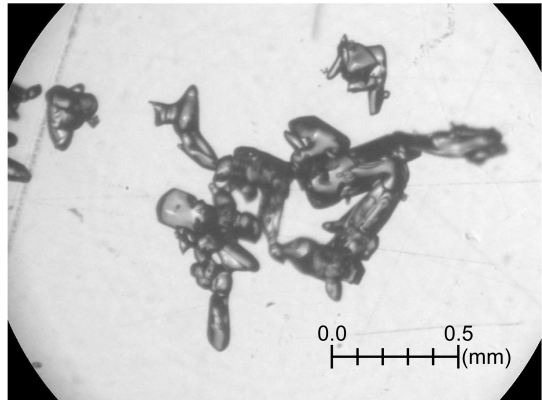
(b) October 10, 2003



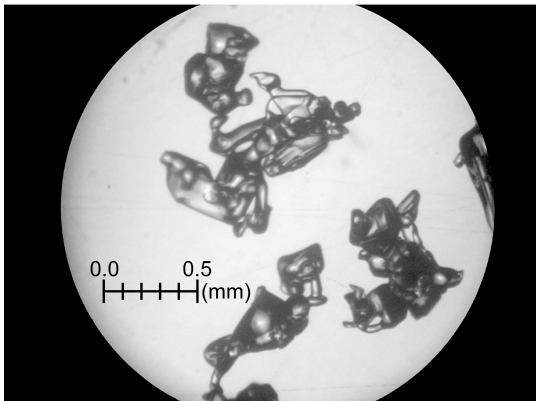
(c) October 27, 2003



(d) November 25, 2003



(e) December 23, 2003



(f) January 14, 2004

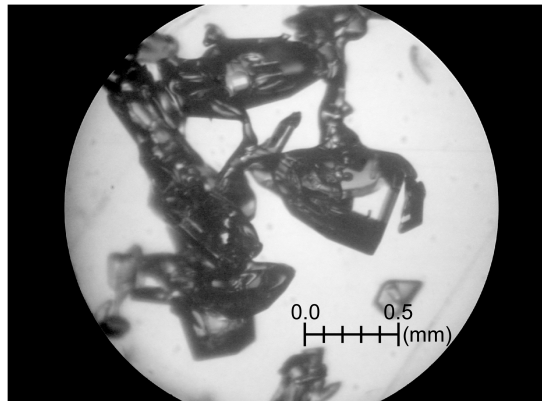


図 4.3 ドームふじで撮影された積雪最上層から採取された積雪粒子の結晶写真。2003年9月から2004年1月の間に撮影されたものからの例。写真中のスケールの単位は0.1 mm (100 μm)

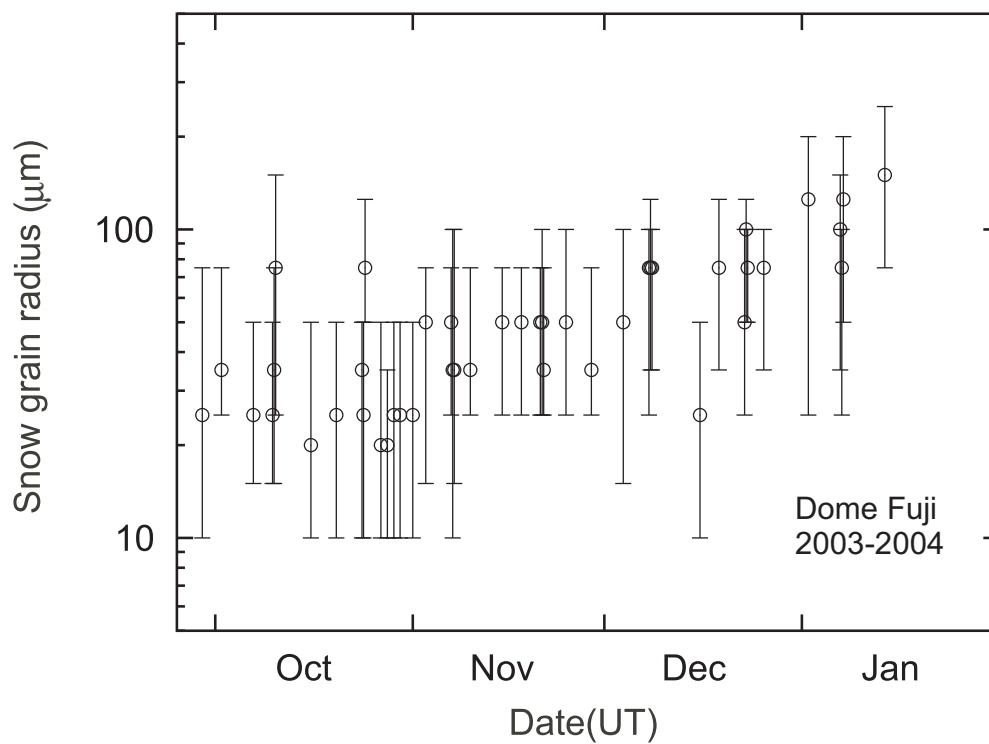


図 4.4 ドームふじで撮影された積雪最上層の雪結晶写真から得られた積雪粒径 r_2 。観測期間は 2003 年 9 月から 2004 年 1 月。誤差棒の下限と上限は結晶写真中の最小値と最大値で、データ点は平均的な値。

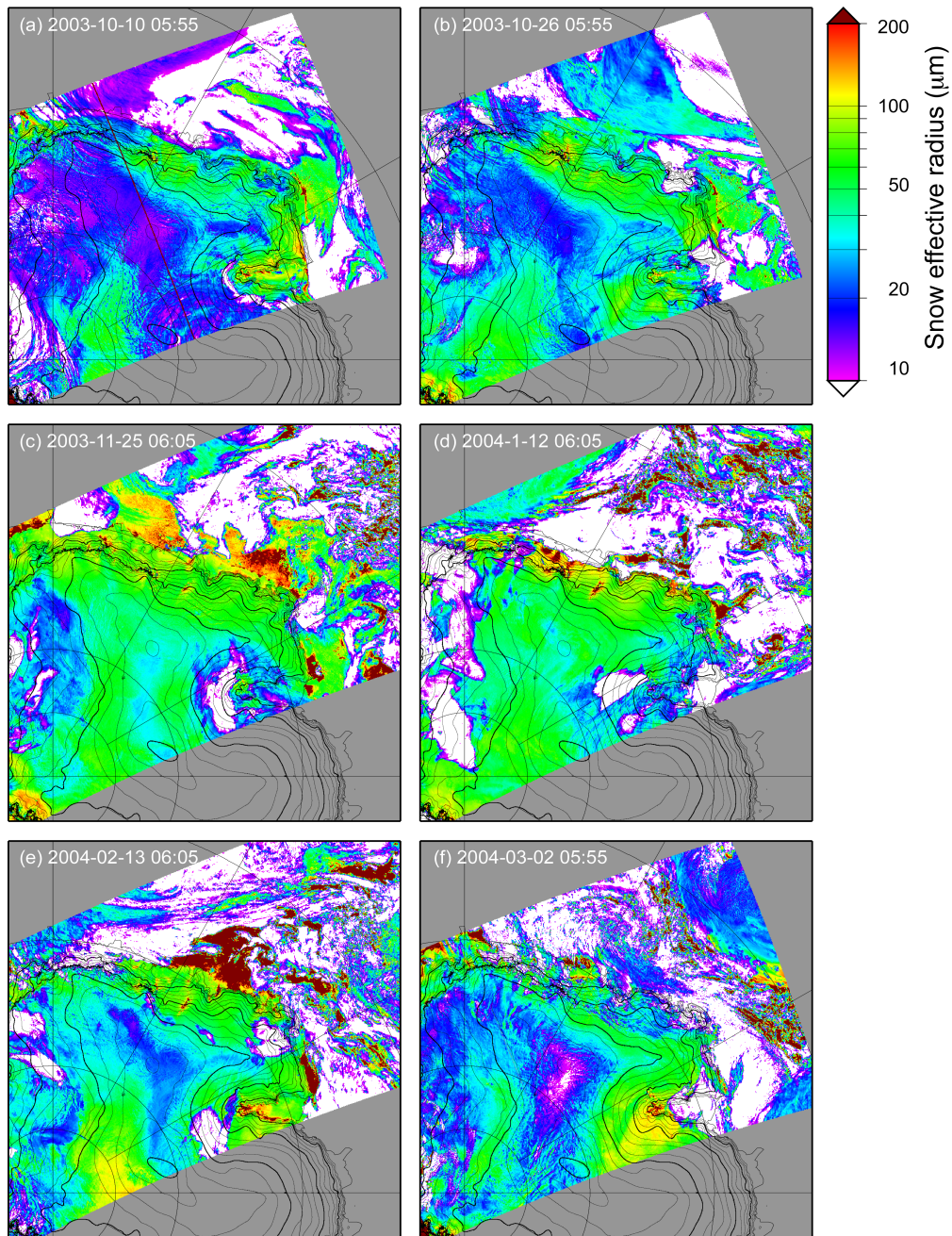


図 4.5 Terra/MODIS のバンド 6 用いて推定された積雪有効半径 $r_{s1.6}$ 。白で表されたピクセルは、観測された反射率がルックアップテーブルに格納されているモデル反射率の最大値を越えたために $r_{s1.6}$ の推定ができなかったことを示す。衛星のパスは右上から左下の方向である。太陽方位角はドームふじ近傍ピクセルの上空通過時刻における太陽方位角は、グリニッジ子午線に対して、E88.75-E89.63 (a-c) および E93.56-E94.97 (d-f) である。

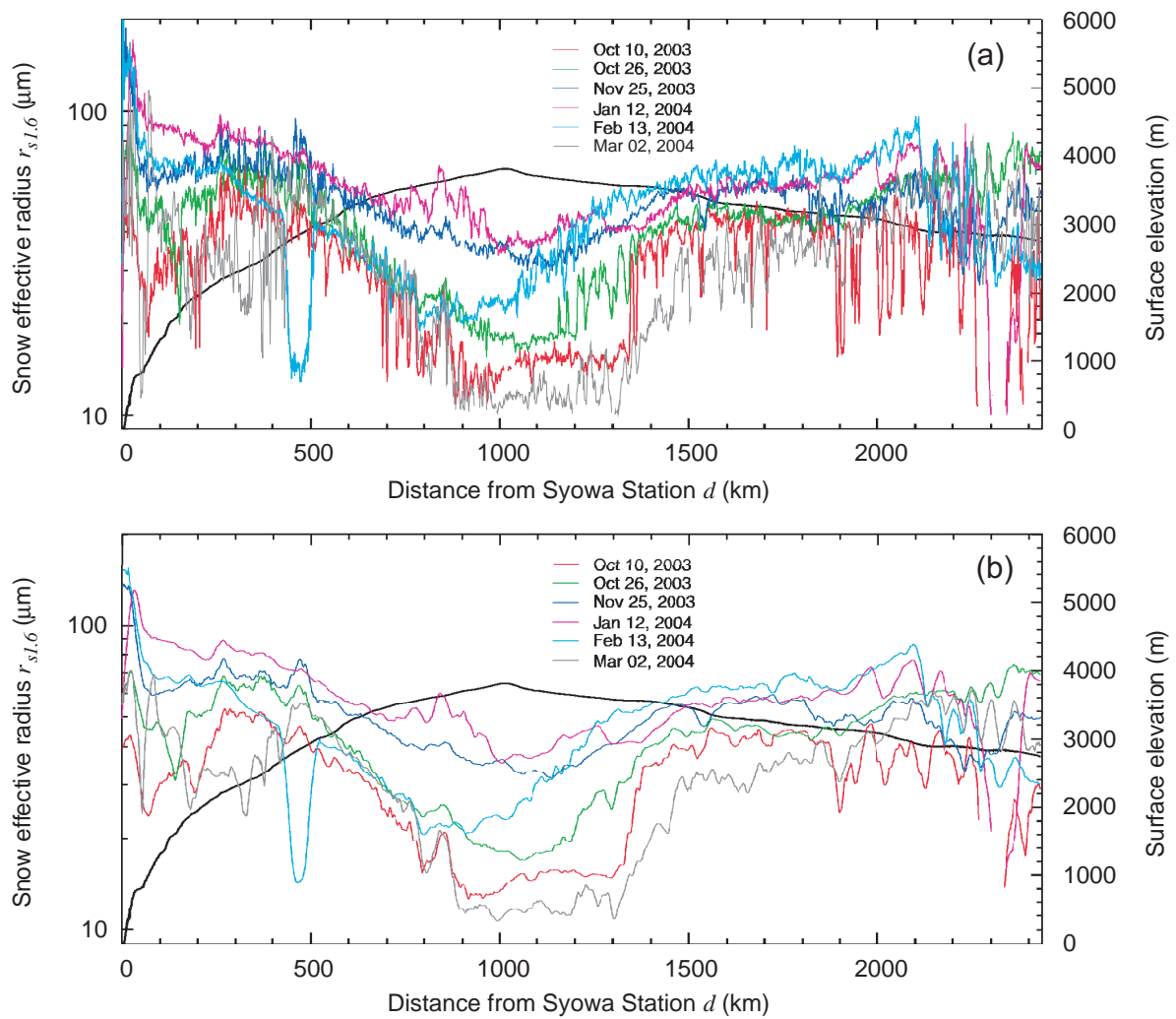


図 4.6 昭和基地と南極点を結ぶ曲線上の $r_{s1.6}$ の分布。(a) は 1km 毎の近傍ピクセルにおける $r_{s1.6}$ 、(b) は (a) の値における前後 15km に対する移動平均。1km 解像度データである MOD021KM による結果。

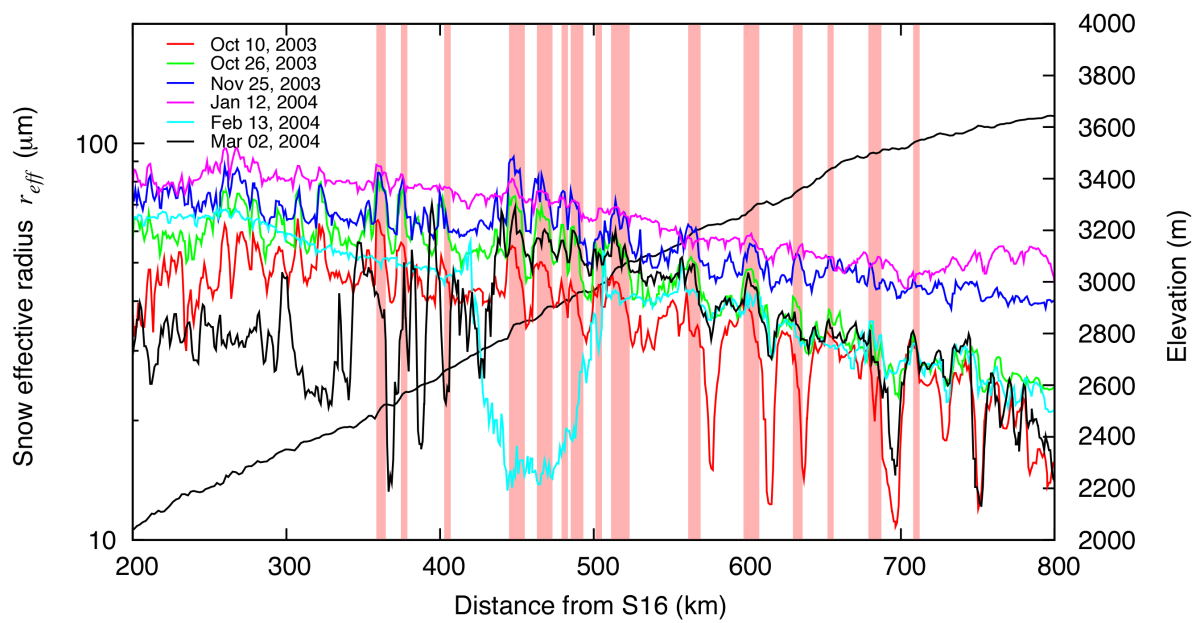


図 4.7 昭和基地と南極点を結ぶ曲線上の $d=200-800\text{km}$ の範囲の $r_{s1.6}$ の分布 (図 4.6)。1km 解像度データである MOD021KM による結果。

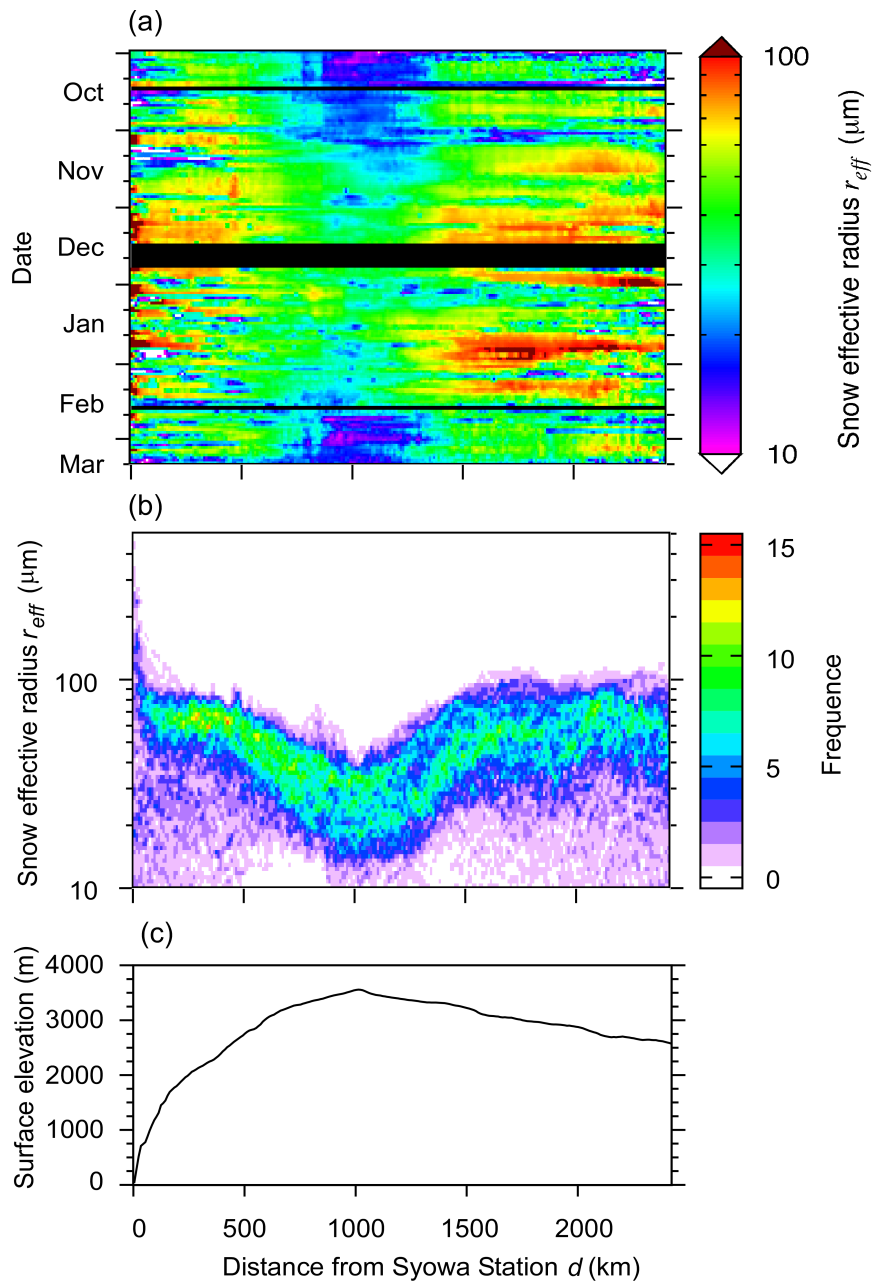


図 4.8 昭和基地と南極点を結ぶルート上 10km ごとの $r_{s1.6}$ の分布と季節変化。(a) ルート上の積雪粒径の時間変化 (縦軸)、(b) ルート上の積雪粒径の全期間についてとったヒストグラム、(c) ルート上の標高。1km 解像度 5km 再サンプリングデータである MOD02SSH による結果。

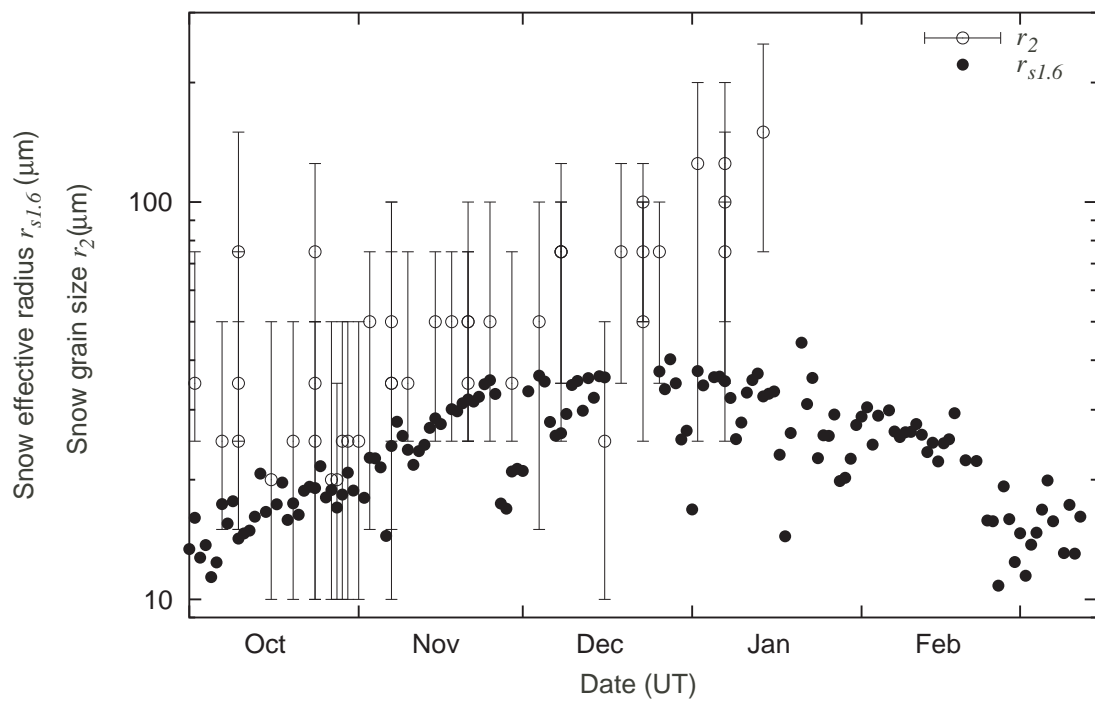


図 4.9 ドームふじにおける衛星により推定された積雪有効半径 $r_{s1.6}$ と積雪最上層の結晶写真から推定される光学的に等価な粒径 r_2 の観測日ごとの値。

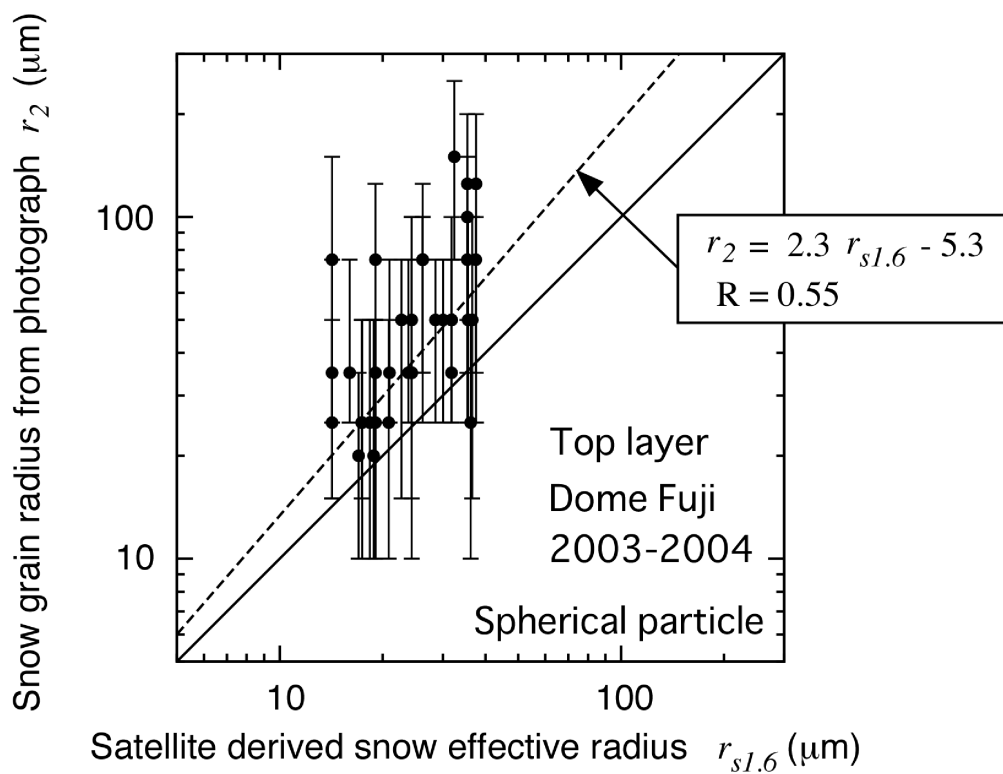


図 4.10 ドームふじにおける衛星により推定された積雪有効半径 $r_{s1.6}$ と積雪最上層の結晶写真から推定される光学的に等価な粒径 r_2 の関係。

第 5 章

南極点における反射率

積雪の表面は、降雪後の風による削剥や飛雪の堆積や日射などの影響を受けることにより、様々は表面形態を持つ。南極氷床域においても様々は表面形態があり、特に斜面下降風帯においては、サスツルギやデューンなどの卓越風向に沿った縞状の方向性を持った粗度をもつ雪面形態が頻繁に見られる。

粗度をもつ雪面の双方向反射率は、平坦な雪面に対するものとは一般に異なる。雪面が水平で平坦な場合の双方向反射率は、天頂方向のまわりの回転対称性から、方位角に関しては太陽方位角と衛星方位角の差のみに依存し、太陽天頂角 θ_0 、衛星天頂角 θ_v および相対方位角 $\Delta\phi$ の関数として表される。

$$R(\theta_0, \theta_v, \Delta\phi) \quad (5.1)$$

一方、表面粗度を持つ平坦でない雪面での双方向反射率は、太陽と衛星の方位角のそれぞれに依存する。したがって、このときの双方向反射率は、太陽天頂角 θ_0 、太陽方位角 ϕ_0 、衛星天頂角 θ_v および衛星方位角 ϕ_v の関数となる。

$$R(\theta_0, \phi_0, \theta_v, \phi_v) \quad (5.2)$$

第 4 章までで扱った積雪粒径抽出アルゴリズムは、平坦な雪面を仮定しており、表面粗度をもった雪面に対しては、上で述べた双方向反射率の違いによる誤差を含むと考えられ

る。南極点付近は斜面下降風帯に属しておりサスツルギがよく発達する地域であることが知られる。この章ではこのような南極点周辺について、MODIS により得られる反射率の日変化を調べることにより、表面粗度による積雪粒径抽出アルゴリズムの誤差について議論する。

MODIS は観測幅が 2300km と広いため、極軌道周回毎の極域通過の際必ず南極点付近を観測する。そのため、この地域では 1 日のデータ取得頻度が 15 回と高い。また、南極点近傍の MODIS データの観測の幾何学的条件について、以下のような特徴がある。

- 南極点は地軸上にあることから、太陽天頂角の日変化が小さい。
- Terra の軌道傾斜角が一定であることから、南極点における衛星天頂角の日変化が小さい。
- 太陽同期衛星のため、太陽と衛星の相対方位角の日変化が小さい。

上記のような幾何学的条件の日変化の小さいという特徴から、積雪粒径や大気条件などの日変化が小さい場合に、平坦な雪面では MODIS で観測される大気上端反射率の日変化は小さく、一方、方向性を持った表面粗度がある場合には、大気上端反射率に日周変化が見られると考えられる。そのため、この地点の MODIS データは、積雪表面粗度の影響で反射率にどのように反映されるかを見るのに適している。

5.1 データセット

南極点近傍の大気上端反射率の日変化を調べるため、Terra/MODIS の 2003 年 10 月 1 日から 2004 年 3 月 10 日の南極点を含む全てのシーンについて、Terra/MODIS の 1km 解像度 5km 再サンプリングデータ (MOD02SSH) を取得した。南極点付近の大気上端反射率を求めるため、シーンデータを最近傍法により 5km 解像度で南極点を中心としたランベルト正積方位図法へ地図投影し、投影後の中心画素に近接する 3×3 ピクセルにおける反射率の平均と標準偏差を求めた。したがって、3×3 ピクセルにより表される領域は、

南極点を中心とする約 $15 \times 15 \text{ km}$ の領域である。

太陽や衛星の方位角を指定する場合、極点以外では北から東を正として測った方位角を用いることが多いが、南極点においては北を一意に定義できないため、ここでは、Greenwich 子午線の方向から東を正として測った方位角を絶対方位角 ϕ_0 を定義し (図 5.1)、太陽方位角や衛星方位角として用いる。

解析に用いた MODIS データにおける南極点近傍ピクセルでの、太陽および衛星の幾何学的条件を図 5.2 に示す。図 5.2 より、衛星天頂角は期間を通してほぼ一定であり、太陽天頂角の 1 日での変化も小さい。夏至に向かって太陽天頂角が減少するのは、地軸の傾きによる年周変化によるものである。太陽と衛星の相対方位角は、季節変化がみられるが、1 日での変化は小さい。

5.2 結果と議論

5.2.1 南極点近傍の大気上端反射率

解析対象期間中に MODIS により観測された、南極点近傍の 3×3 ピクセルにおける $1.6 \mu\text{m}$ チャンネルの大気上端反射率の平均値と標準偏差を図 5.3a に示す。また、標準偏差の時間的な変化をみるために、標準偏差の 1 つ前の時刻のデータとの差分をとり、その絶対値を表示したものを図 5.3b である。図 5.3a において、11 月 10 日から 12 月 8 日のデータにみられるように反射率が 0.4 以下で、 3×3 ピクセルの標準偏差の値も小さく、図 5.3b では標準偏差の時間変化が 0.03 以下と小さい期間がある。地表の雪面の反射率に空間的な不均一性はあるものの、前後のデータの時間差は約 99 分であり、晴天時には雪面状態の変化による反射率の相対値の変動は小さい。この期間は、雲がなく地表の雪面が観測されていると考えられる。

一方、反射率が 0.4 から 0.5 を越える期間は、10 月上旬や 1 月以降に頻繁に見られ、 3×3 ピクセルの標準偏差の値や、標準偏差の時間変化ともに大きい傾向があり、反射率の

時間的なばらつきも大きい。このような期間は、観測対象ピクセルに雲の影響がある可能性が高い。雲に含まれる雲粒子は粒径の小さいため反射率が高くなり、また、厚く一様な雲でない場合は、空間的な不均一性があり、比較的短い時間でも移動するため、前後の時刻での標準偏差の差も大きくなるためである。このように、図 5.3b から雪面が観測されていると考えられるデータでは、10月15日から10月16日、11月10日から12月8日、12月29日から1月2日、1月22日から1月27日までの期間が数日間持続しているデータである。晴天時のデータをより詳しくみるために、11月28日から12月4日の反射率の時間変化を図 5.4a に示す。誤差棒は近傍 3×3 ピクセルの標準偏差を表す。反射率の平均値はこの期間中、半日周期の周期的な変動を伴いながら、約 0.20 から約 0.15 まで減少していることがわかる。

南極点近傍ピクセルにおける太陽方位角、衛星方位角は、太陽と衛星の相対方位角を一定に保ちながら 1 日で約 360° 変化する。太陽方位角は、0 時に 180° で 12 時に 0°、24 時に -180° になり、半日で太陽方位角は 180° 変化する。図 5.4b に図 5.4a の反射率を横軸を太陽方位角で表したものを示す。図 5.4b から、180° と 0° 付近にピークを持つ 180° の周期の変化をしていることがわかる。

積雪深が十分であり表面が水平で平坦な雪面では、雪面形態の回転対称性から反射率は太陽と衛星の相対方位角の関数となるため、太陽と衛星位置の相対的な幾何学的条件の変化が小さく、大気条件や積雪粒径が変化が小さければ、反射率の日変化は一定になり、周期的な変化は表れない。図 5.4b のように、太陽方位角で 180° 周期の変化は、ある方向性を持った粗度を持った雪面を強く示唆するものであり、斜面下降風帯の南極点付近で発達したサスツルギの状態の雪面を衛星衛星により観測しているためと考えられる。

南極点におけるサスツルギが双方向性反射率に及ぼす影響については、古くは Kuhn (1974), Kuhn and Siogas (1978), Kuhn (1985) により測定され、また、Warren (1998) は、22m タワーから方向別反射率の測定を行っている。また、南極点以外でも Hudson et al. (2006) が Dome C の 32m タワーからの方向性反射率の測定と詳しい解析を行った。

図 5.3 のデータから、晴天下で明らかに半日周期を示すデータが 2 周期以上持続しているデータのみを抽出するために、以下の処理を行った：(1) 図 5.3a の大気上端反射率データの各データに対して、前半日と後半日のデータの平均値を求め、その変化から 1 日分の粒径変化のトレンドを除去する。(2) トレンドを除去した前半日と後半日のデータの相関係数が 0.9 以上のデータのみを抽出する。(3) 得られたデータから、明らかに半日周期でないものを除く。

このようにして得られたデータが、図 5.5 である。春から夏にかけて、変動係数は 10 月には 10% か - 20% であったが、11 月には 7% - 13%、1 月には 7% - 10% に減少している。データ数が少ないが、2 月上旬では 12% - 13%、中旬では 4% - 6% であった。1 月以降は半日周期が 2 周期以上持続するデータが少なかった。これは雲により地表面が観測されない場合や、晴天であってもサスツルギの影響が小さい場合には、この方法ではデータが取り出されないことから、1 月以降では、このような条件であったと考えられる。

太陽天頂角は、夏至を中心として春から秋に対称に変化する(図 5.2)が、大気上端反射率にみられる半日周期の変動幅は、このような夏至を中心として対称な変化でない可能性がある。しかし、1 月以降のデータが少ないために、この解析で確かめることはできなかった。

大気上端反射率の季節による違いをみるため、図 5.6 に約 1 月おきの晴天日における 1 日の反射率と太陽方位角との関係を示す。大気上端反射率が最大となる太陽方位角が、季節を通してあまり変化していないことがわかる。

5.2.2 積雪粒径抽出と誤差

第 4 章で扱った MODIS の $1.6\mu\text{m}$ チャンネルを用いた積雪粒径推定アルゴリズムでは、太陽と衛星の幾何学的条件が定まると、大気上端反射率から 1 対 1 で粒径が求まる。

前節で見てきたようにサスツルギのように方向性のある粗度をもった積雪表面形態の雪面反射率は、粗度が大きくなるにつれて、平坦雪面の反射率からずれてくるために、平坦

な雪面を仮定した積雪粒径アルゴリズムが有効でなくなってくる。

第4章で扱った平坦雪面を仮定した積雪粒径推定アルゴリズムにおいては、このような雪面表面形態の影響は、求められた粒径に対しての誤差として表れる。ここでは、前節で求めた南極点近傍における大気上端反射率を用いて抽出した積雪粒径の日変化を調べることにより、雪面形態が積雪粒径推定誤差に与える影響を評価する。

この解析を南極点近傍のデータを用いることが適している理由は、太陽と衛星の相対的な幾何学的条件に偏りが少なく、データ取得が高頻度で、間隔が均一なため、太陽方位角あるいは衛星方位角が全方位を含むデータが得られるためである。

サスツルギの影響による誤差を調べるため、24時間の間にサスツルギによる半日周期の変動が持続するデータを取り出し、その間の変動の最大値と最小値から誤差を推定する。半日周期を示すデータを取り出すために、前節で大気上端反射率について行ったものと同様な手法を用いる。その結果が、図5.7aである。この図5.7aにおいて、各時刻の前後半日の24時間移動平均値を表しており、最大値および最小値はこの24時間での最大値、最小値を表す。

図5.7bは最大値と最小値から推定した24時間の大気上端反射率の周期変化により生じたと考えられる誤差範囲であり、図5.7cは標準偏差を平均値で割った変動係数(相対標準偏差)である。変動係数は10月には最大で30%と大きく、1月には7%と夏にかけて減少する傾向がみられた。前節の大気上端反射率と同様に、1月以降はデータが少なく、傾向を特定することは難しい。ここで求めた誤差は、平坦な雪面を仮定して粒径を求めた場合の、太陽方位角の違いによる変動である。夏に変動係数が小さくなるのは、太陽天頂角が小さくなることや、サスツルギによる粗度が弱まり平坦な雪面に近づいていることなどが要因と考えられる。太陽天頂角は夏至を中心として対称に変化することから、この1月以降に変動係数がどのように変化するかは興味深く、この期間以外の年のデータを調べる必要がある。

この章では、南極点のみのデータを扱ったが、南極点以外のサスツルギ帯などでも粗度

に対して、本論文のアルゴリズムは同様な誤差があるものと考えられる。

最後に、図 5.3a で得られた大気上端反射率から求めた積雪粒径の抽出結果を図 5.8 に示す。図 5.8b の誤差棒は、サスツルギによる本論文のアルゴリズムの誤差と、実際の粒径の変化の両方を含んでいる。しかし、粒径の季節変化が隠れてしまう程の誤差ではなく、夏の 12 月から 1 月にかけて粒径が大きいという傾向や、降雪後に粒径が増加している様子が見られることがわかった。

5.2.3 まとめ

本論文では平坦な雪面に対する雪面反射率モデルを用いて解析を行ったが、サスツルギ帯のように粗度をもった表面形態での雪面反射率を用いるには、表面粗度をモデル化した放射伝達モデルが必要である。本研究で用いた南極点のデータは、太陽と衛星の幾何学的条件が特殊であるために、平坦な雪面を仮定した場合とサスツルギを仮定する場合で、反射率に明確な違いが生じるために、サスツルギの反射率モデルの開発において検証データとして有効である。このようなモデルは、南極点以外のサスツルギ帯においても、粒径の推定やサスツルギのスケールなどについての抽出に用いる事ができると思われる。

一方、第 4 章で抽出した積雪粒子の有効半径は、平坦な雪面を仮定して求めたものである。4.3.2 節では有効半径がサスツルギ帯と光沢雪面帯で異なっていた。第 4 章で用いた東南極域のシーンデータでは、太陽の方位角に大きな変化がないように、衛星の通過時間を一定の時間帯 (05:40UT – 07:20UT) に限って解析を行った。このようなデータの選び方により、解析期間中に太陽の方位角は最大で 24.8° 変化する可能性がある。南極点では、図 5.4b のように太陽方位角が 90° ずれたデータ同士で誤差が最大になっており、この誤差の最大値と比較すると、方位角で 24.8° での誤差はより小さいと考えられる。第 4 章で用いた東南極域のシーンデータから求めた積雪粒径のサスツルギ帯のデータでは、むしろ、時間帯を限っていることによるバイアス誤差が考えられる。また、春と秋では太陽天頂角が 90° に近づくため、よりサスツルギの粗度による影響が強くなると考えられる。

また、南極点以外の地点では、南極点以外の地点では衛星天頂角が観測毎に大きく変動するため、衛星天頂角による違いが粒径の抽出結果に影響する可能性がある。

本解析では、サスツルギの影響が明確なデータを抽出するために、観測データの半日周期の変動を用いて選び出したが、南極点以外のデータに対して、同様な方法は適用できない。その理由は、緯度が下がると1日の間にMODISにより観測される時間帯が限られてくると、南極点以外の地点では衛星天頂角が観測毎に変動してしまうことにより、衛星で観測される大気上端反射率は、半日周期の変動を持たなくなるためである。このような解析のためには、サスツルギをモデル化した雪面反射率モデルを開発することが必要になる。

また、本論文で用いた2003-2004年夏期以外のデータの解析が必要で、他の年でも、同様なサスツルギの影響がみられるのか、また、太陽天頂角の夏至を中心とした対称な変化と異なり、春と秋で大気上端反射率の振幅に違いがあるかどうかなどを調べることで、この地域のサスツルギの季節変化の特徴を明らかにすることができると考えられる。

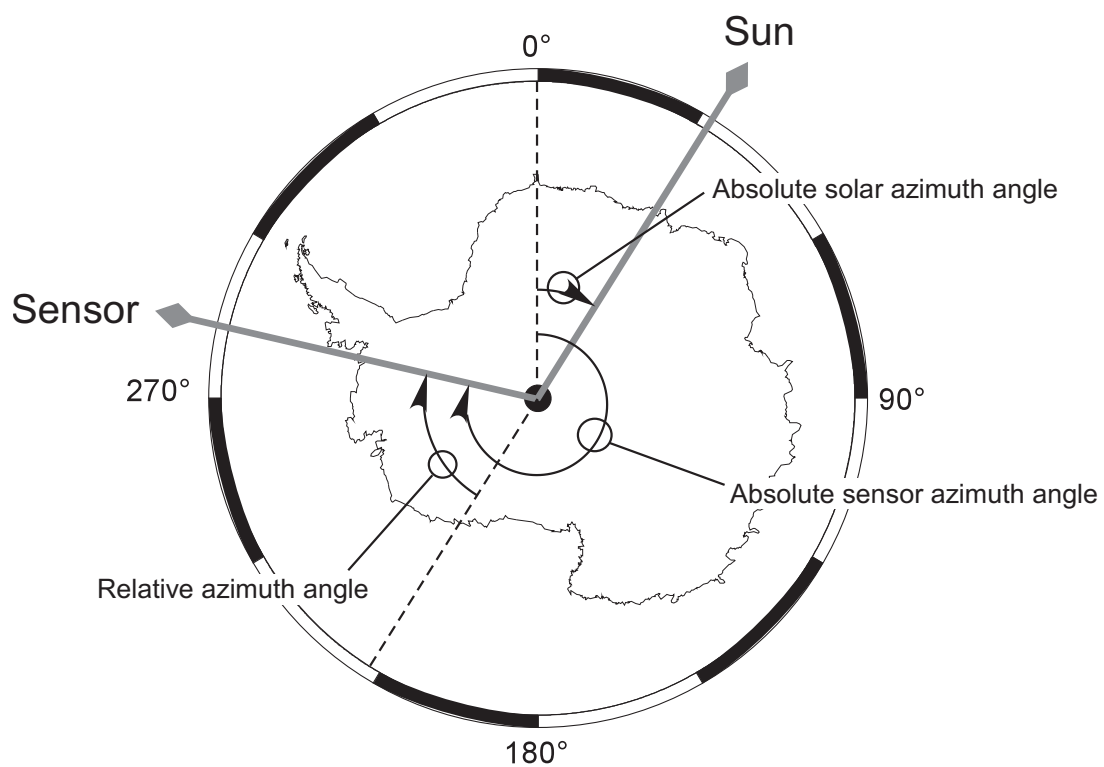


図 5.1 南極点における太陽および衛星の方位角と太陽と衛星の相対方位角。方位角には子午線方向を 0° とする絶対方位角を用いる。

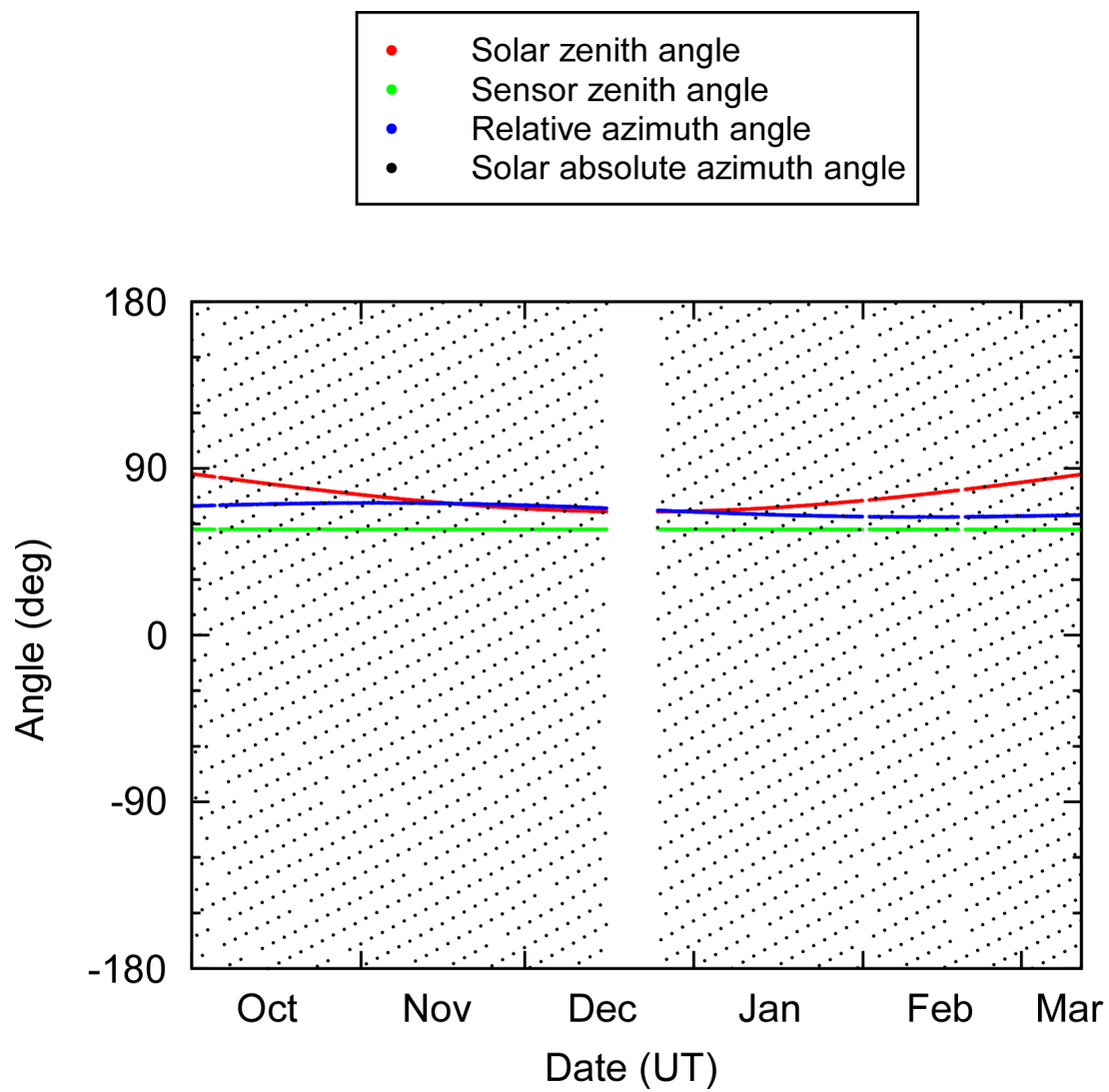


図 5.2 解析に用いた全データの南極点近傍ピクセルにおける太陽と衛星の幾何学的条件。

Terra/MODIS band-6 ($1.64\mu\text{m}$)
SouthPole 2003-2004

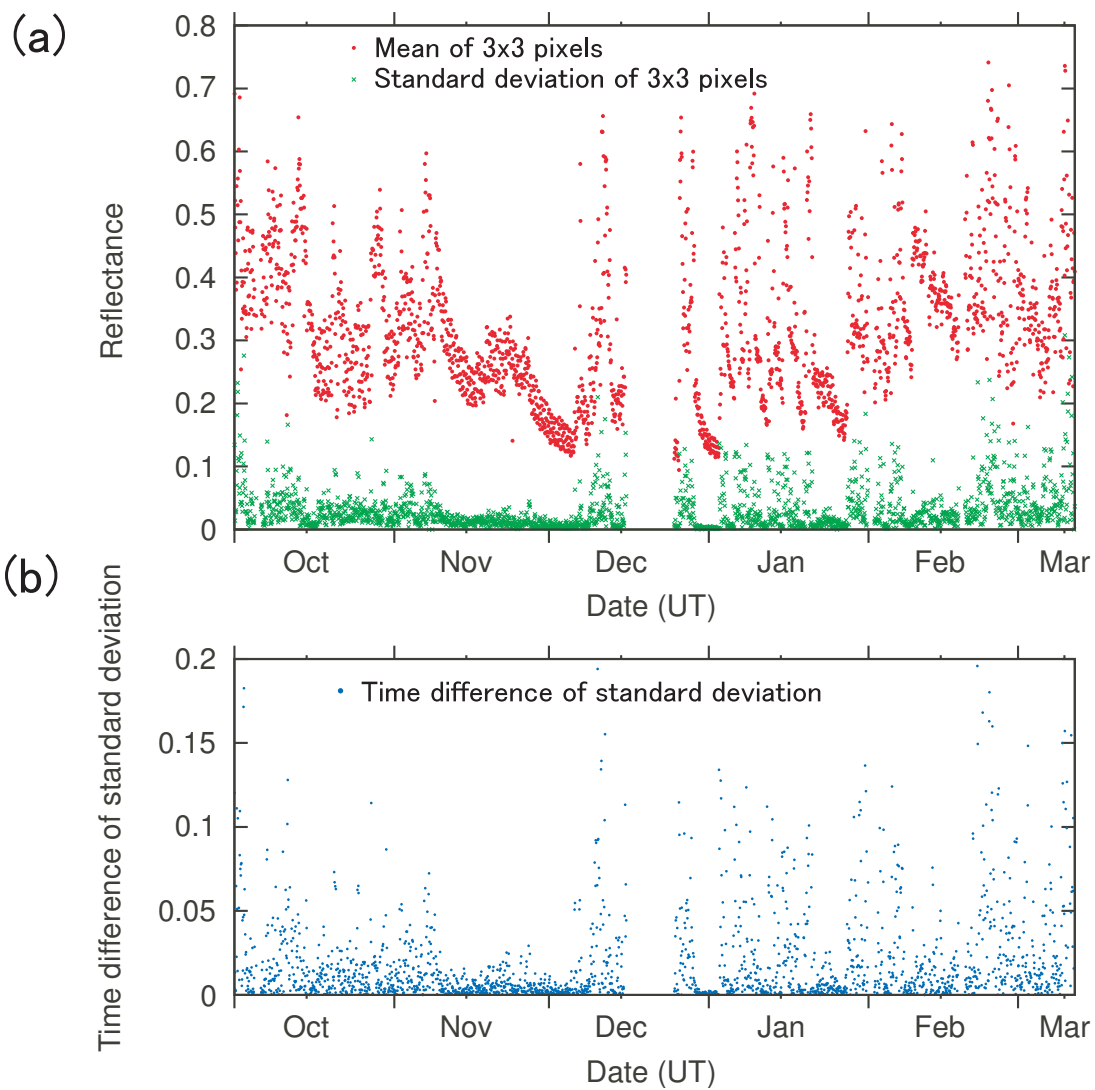


図 5.3 南極点近傍における $1.6\mu\text{m}$ チャンネル (バンド 6) の大気上端反射率の平均値と標準偏差 (3×3 ピクセル)。

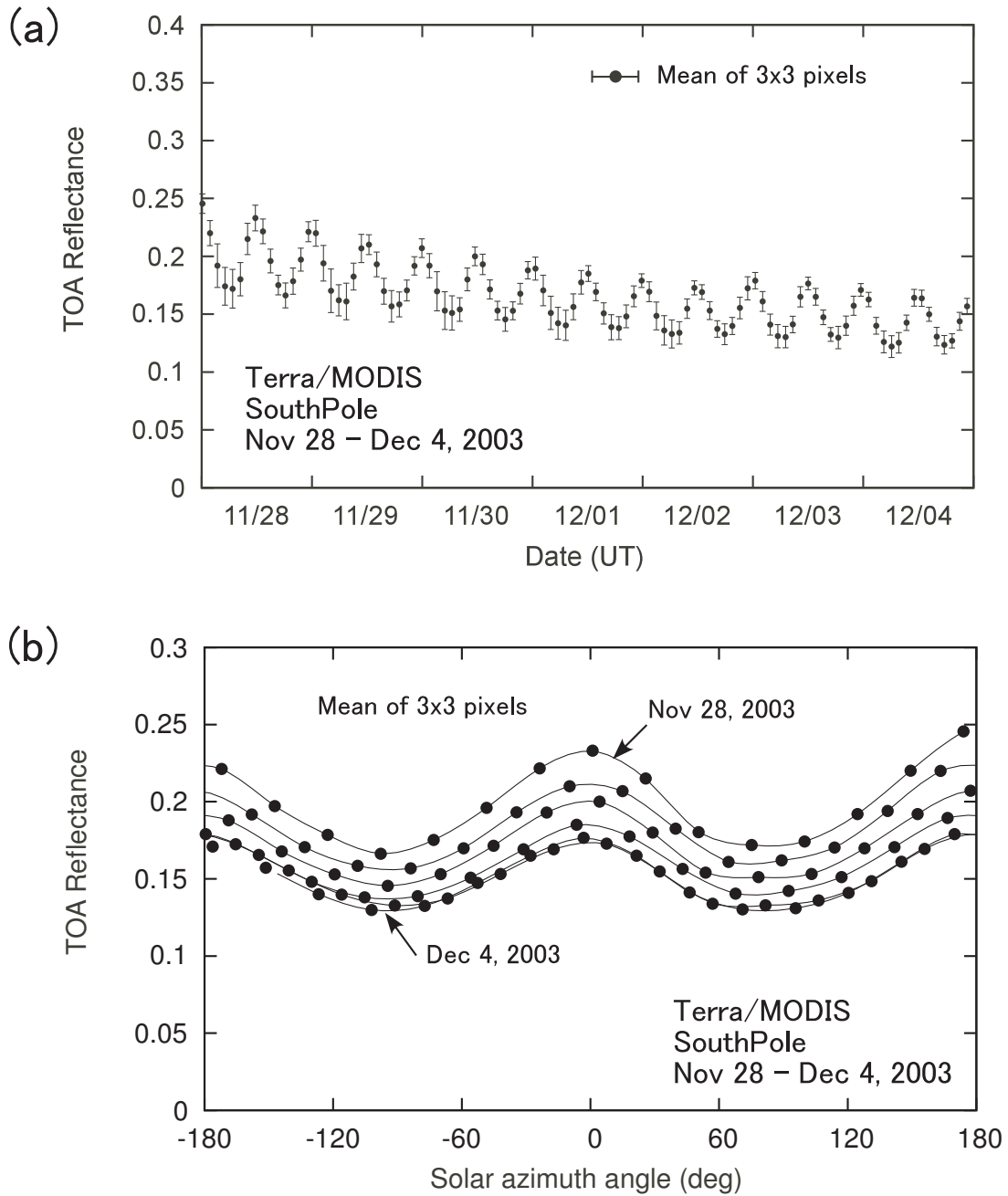


図 5.4 11月28日から12月4日間の南極点近傍における $1.6\mu\text{m}$ チャンネル (バンド 6) の大気上端反射率の平均値と標準偏差 (3×3 ピクセル)。

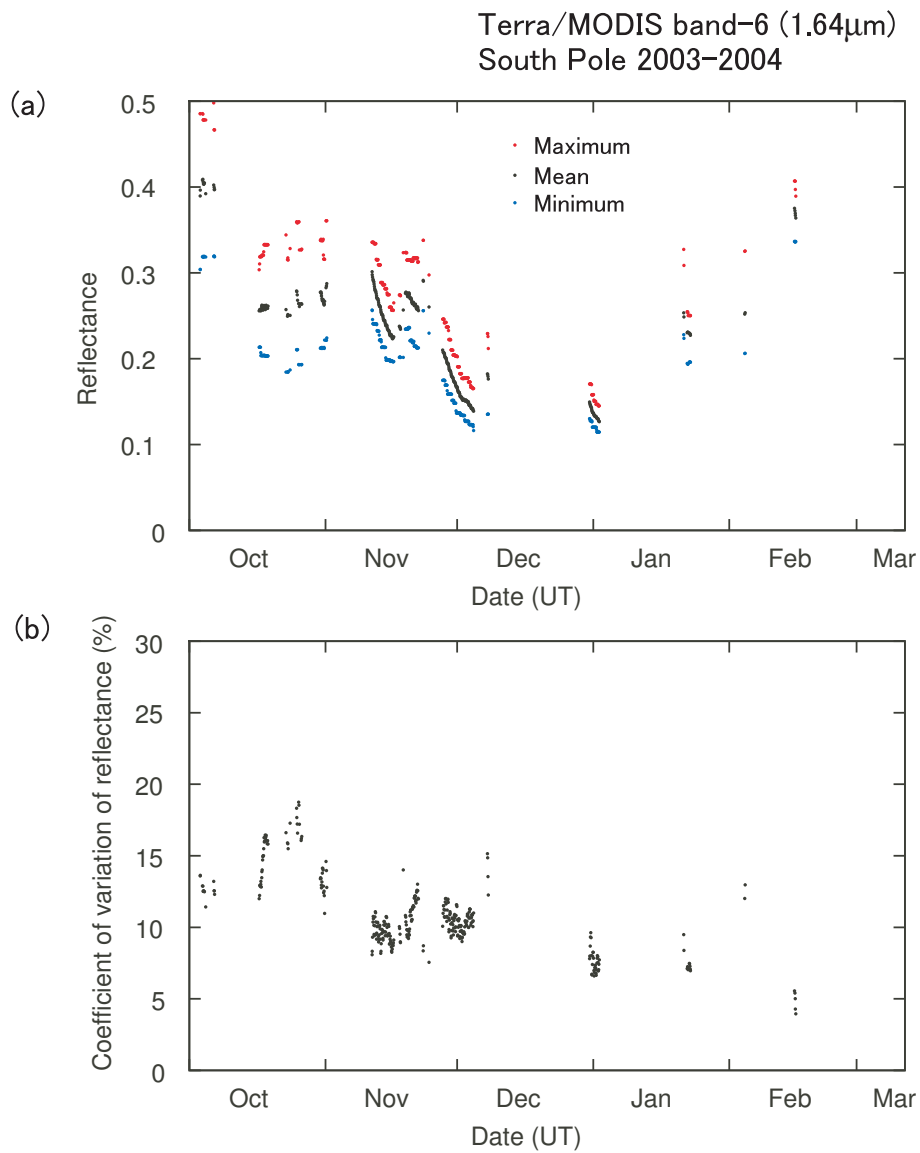


図 5.5 大気上端反射率の (a)24 時間の平均値および最大値、最小値、(b)24 時間の変動係数。大気上端反射率が明確に半日周期を示したデータのみ。

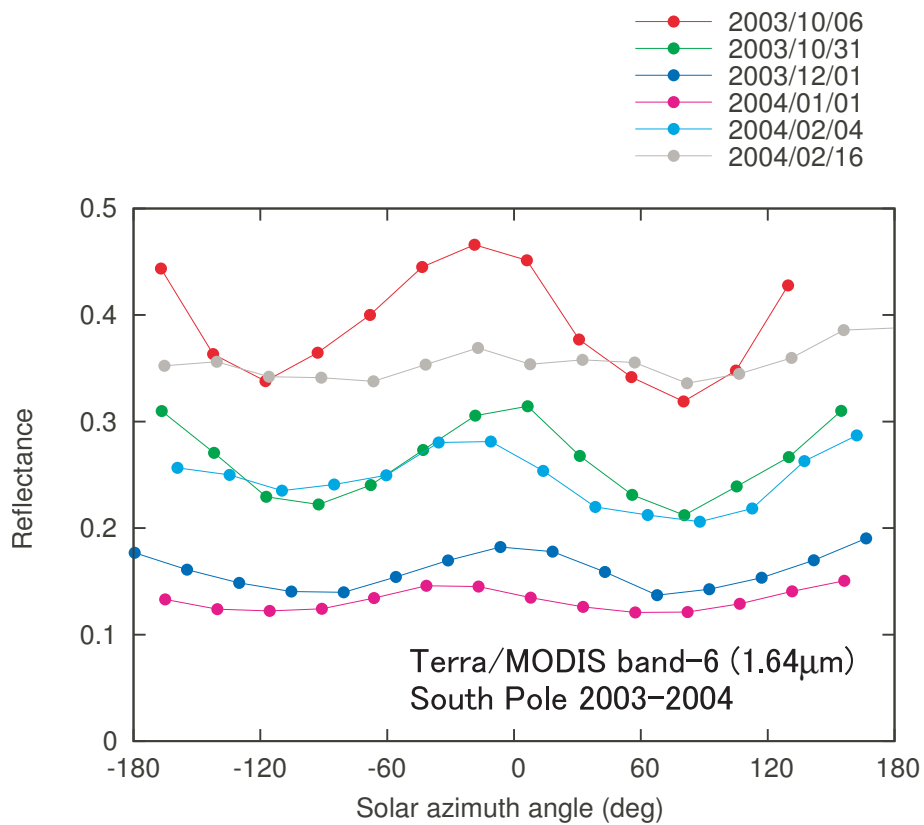


図 5.6 季節ごとの大気上端反射率と太陽の絶対方位角の関係。大気上端反射率が明確に半日周期を示したデータから、約 1 ヶ月おきに抽出したデータ。

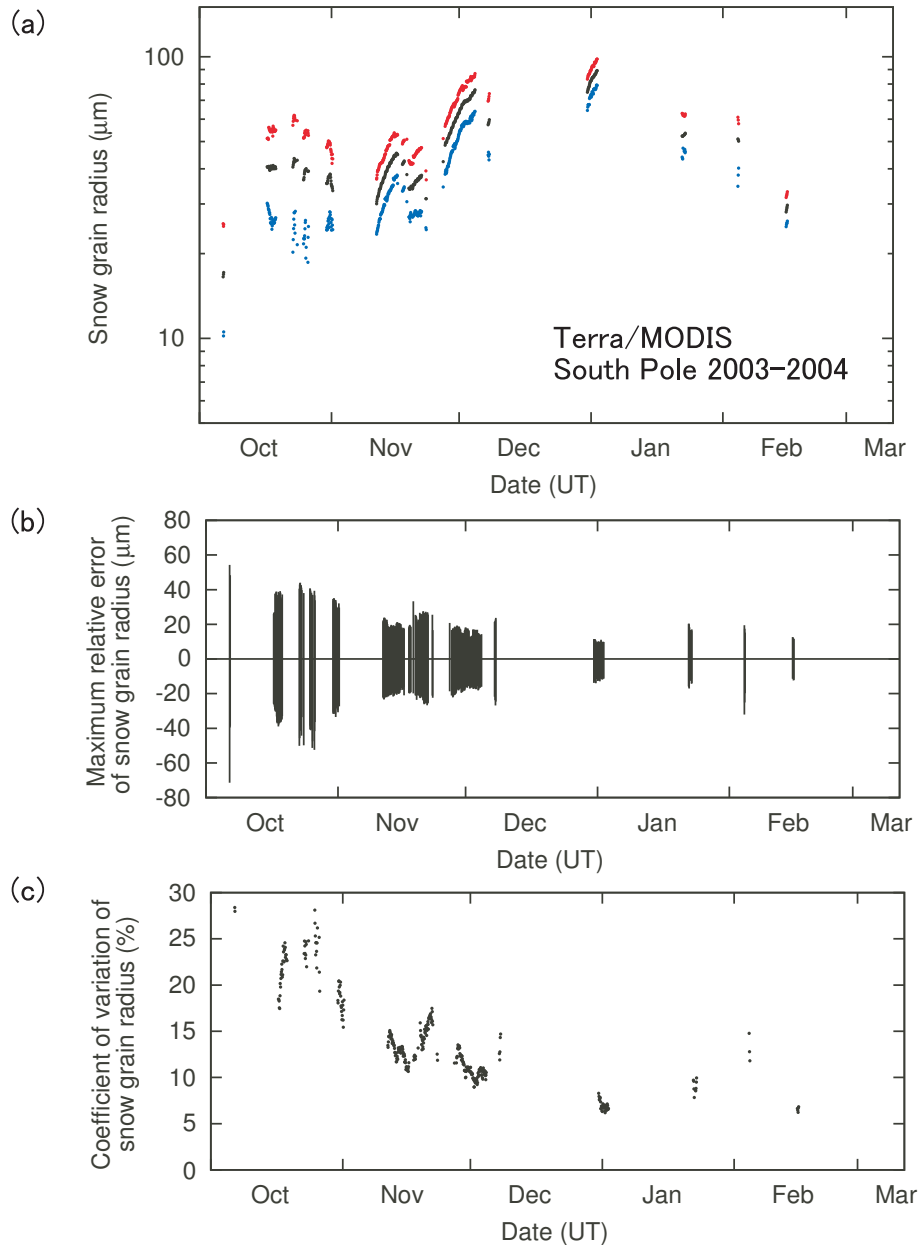


図 5.7 積雪粒子の有効半径 (μm) の (a)24 時間の平均値および最大値、最小値、(b)24 時間の平均値に対する相対誤差の最大値、(c)24 時間の変動係数。大気上端反射率が明確に半日周期を示したデータについての計算。

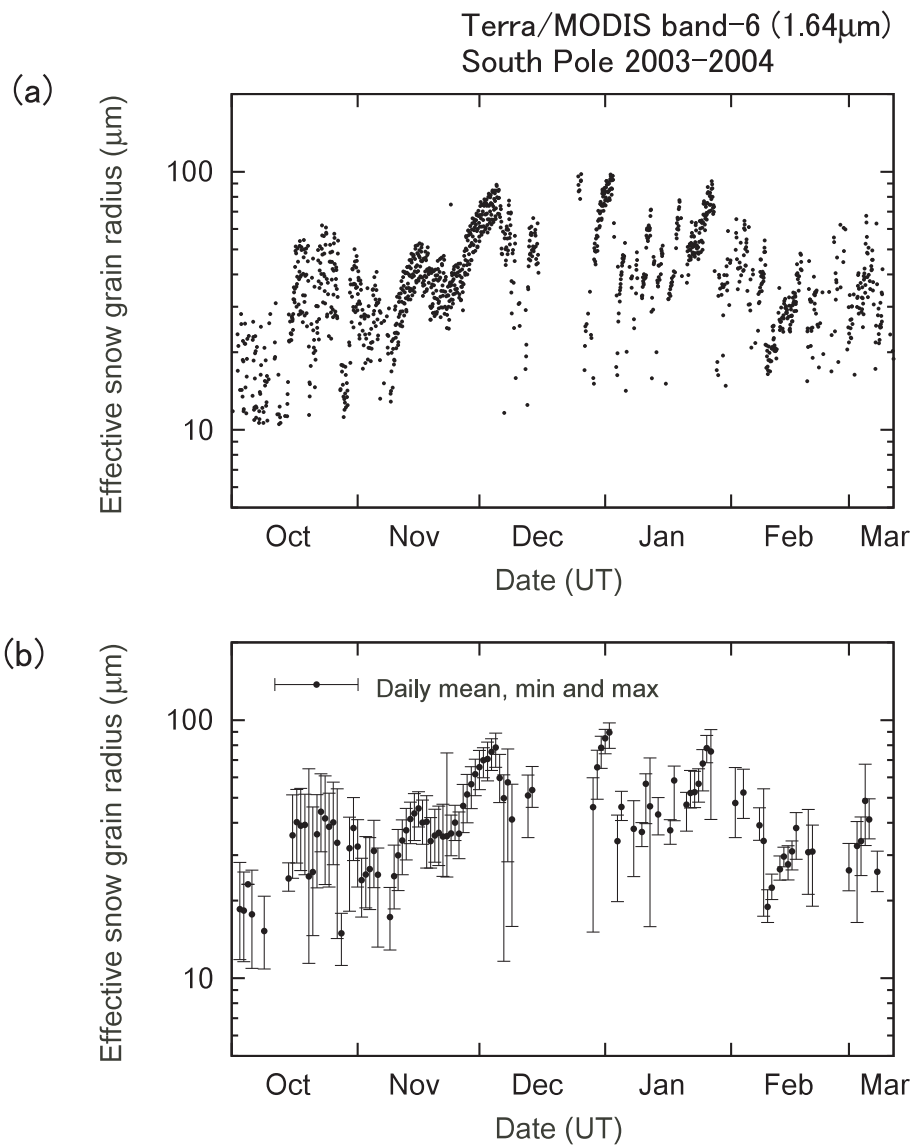


図 5.8 期間中の全てのデータに対して求めた (a) 積雪有効半径 (μm)、(b)(a) の結果の日平均と最大値、最小値。

第6章

結論

衛星リモートセンシングによる積雪物理量 (積雪状態) の観測は、雪氷圏の気候変動の兆候の検知や、雪氷圏の積雪域の熱収支、水収支に關与するパラメータであると点から重要である。特に、南極氷床域では、一年を通して消雪がなく、積雪分布は気候変動の指標としては用いることはできないため、積雪物理量の変化が相対的に重要である。本論文では、衛星リモートセンシングによる表面積雪粒径の推定手法を用いて東南極氷床域の表面積雪粒径の分布と夏期間の季節変化を調べた。これまで、南極氷床域の表面積雪粒径について、その空間分布についての論じた研究はあるが、季節変化について論じた研究はまだない。

MODIS の波長 $1.6\mu m$ チャンネルであるバンド 6 の反射率から、雪面付近の積雪有効半径を求めるアルゴリズムを用いて、東南極氷床域を含むシーンデータに適用した。解析期間である 2003 年 10 月から 2004 年 3 月の間から内陸部で晴天域が広がっているシーンを約 1 ヶ月おきに選び、積雪有効半径 $r_{s1.6}$ の分布を示した。 $r_{s1.6}$ が内陸域で小さく、沿岸域で大きいという分布がえられた。また、これらの分布の季節変化から、乾雪域である内陸高原域において $r_{s1.6}$ が春から夏にかけて増加し、秋にかけて減少するという傾向がみられた。

昭和基地、みずほ基地、ドームふじ、南極点を結ぶルート上での積雪有効半径 $r_{s1.6}$ を

示した。昭和基地から 1km ごとに近傍ピクセルのデータをプロットした図からこのルート上では $r_{s1.6}$ が非常に細かく変化していることがわかった。また、昭和基地からドームふじにかけての範囲では、標高 2200m と標高 3600m 付近の前後で $r_{s1.6}$ の空間分布や季節変化の様子が異なっていた。この境界は、Furukawa et al. (1996) が示した沿岸域と斜面下降風域と内陸高原域とを分けた区分と一致していた。また、 $r_{s1.6}$ の細かい変化は、季節を通してピークの位置が変わらないなど、ルート上の積雪の表面形態、たとえばサスツルギやデューンと光沢雪面が数十キロメートル間隔で繰り返されている状態などを反映していることが示唆された。

ドームふじにおいて撮影された積雪の結晶写真から得られた積雪粒径 r_2 と衛星からえられた積雪有効半径 $r_{s1.6}$ が時系列で比較された。 r_2 の平均値に対して $r_{s1.6}$ の値はおおむね過小評価であったが、撮影された結晶の最小のものを表す r_2 の最小値に比べると、 $r_{s1.6}$ は多くの日付のデータで上回っていた。本研究においては、 $r_{s1.6}$ は積雪の結晶の粒径と比較したが、 $r_{s1.6}$ は波長 $1.6\mu\text{m}$ における放射の積雪への侵入深さが小さいことから、降雪粒子の粒径との比較も必要であると考えられる。

2003 年 10 月から 2004 年 3 月にかけての MODIS による南極点近傍における大気上端反射率を調べた。南極点では、太陽天頂角、衛星天頂角、太陽と衛星の相対方位角が一日の変化がわずかであるために、大気や積雪の状態が変わらないと仮定すれば、太陽放射の照射条件が一定のもとで大気上端反射率の時系列データを得る事ができる。この解析から、MODIS で観測される南極点における大気上端反射率には、半日周期の変動がみられた。このことは、斜面下降風域に属する南極点付近で卓越風向に沿って発達するサスツルギによる影響であると考えられることで説明がつく。また、一日の反射率の変動は、本解析で用いた積雪粒径の推定アルゴリズムに対して誤差の原因になることを示した。

本論文で用いた $1.6\mu\text{m}$ チャンネルを用いた積雪粒径の抽出は、表面形態による誤差や地上検証データに対する過小評価などの問題があるが、太陽の入射条件をそろえるなどにより、誤差の範囲内で、積雪粒径分布における地域的な特徴や季節変動を調べることがで

きた。東南極氷床域における降水もしくは無降雪期間と積雪粒径が関連することがわかった。特に、サスツルギや光沢雪面などの表面形態については、現アルゴリズムでは誤差の原因となるが、今後は、このような雪面形態における雪面反射率のモデルの開発が、積雪粒径の抽出精度を高めると同時に、雪面形態の分布を求める手段に用いられる可能性がある。

また、本論文で解析した 2003 年から 2004 年以外の年のデータやより広い範囲を解析と、内陸旅行などにより蓄積されている雪氷学的な地上観測を組み合わせることで、南極氷床域の積雪状態のモニタリングや広範囲な積雪表面形態の分布についての情報が得られる可能性がある。

Acknowledgement

指導教官である国立極地研究所・総合研究大学院大学の山内恭教授には、大変お世話になりました。ゼミではマンツーマンで辛抱強くご指導いただき、本研究を進めるに当たって大変貴重な助言と励ましをいただきました。

国立極地研究所・総合研究大学院大学の和田誠教授には、副指導教官としてお世話になりました。ゼミでは2年間にわたり入門的な教科書でじっくりと大気科学の勉強させていただきました。

気象研究所物理気象研究部の青木輝夫博士には、総合研究大学院大学への進学を勧めてください、この分野での研究の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、もっとも身近な研究者としての研究の進め方からご指導いただきました。本論文で用いた放射伝達モデルは青木博士が作成されたものを使わせていただきました。

国立極地研究所・総合研究大学院大学の本山教授、北見工業大学の亀田貴雄准教授には、本論文の副査として様々な貴重な助言をいただきました。名古屋大学の藤田耕史准教授には、ドームふじでの積雪結晶写真などのデータを提供していただきました。国立極地研究所の古川晶雄助教には、ドームふじルート上の光沢雪面のデータをいただきました。国立極地研究所の平沢尚彦助教にはゼミなどで大変お世話になりました。

国立極地研究所の藤井理行所長には、本論文を書き始めるにあたって内容について助言を頂きました。

気象大学校の深堀正志博士、気象庁予報課の藤枝鋼さん、気象庁東京管区の田中悦子さん、気象研究所物理気象研究部第3研究室の朽木勝幸さんには気象研究所での仕事でお世話になりました。朽木さんはサスツルギの光学特性の研究をされており、本研究に関して貴重な議論をさせていただきました。

宇宙航空開発機構の堀雅弘博士には、仕事上や観測や衛星データの扱いなどで大変お世話になりました。北見工業大学の谷川朋範博士には、つくばのときから研究などについ

てさまざまな話をさせていただき大変刺激を受けました。宇宙航空開発機構の門崎学博士、国立極地研究所の鈴木香寿恵博士には、総合研究大学院大学の学生としての先輩であり、学生生活などについてもいろいろとお世話になりました。

北海道大学の児玉裕二助教には、低温科学研究所露場での放射観測で大変お世話になりました。北見工業大学の八久保晶弘准教授、海洋開発機構の杉浦幸之助博士、北海道大学の安成哲平さんには、北見工業大学の小嶋真輔さんには北海道での観測の際にお世話になりました。

また、ひとりひとり名前を挙げることはできませんでしたが、国立極地研究所の気水圏グループの皆様、気象研究所物理気象研究部の皆様、総合研究大学院極域科学研究科の院生の皆様には大変お世話になりました。

本研究で用いた MODIS L1B データは NASA Goddard Space Flight Center の提供元である LAADS Web (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System) から取得しました。このデータは無償で取得する事ができ、MODIS が今日も取得し続けている貴重で、膨大なデータが提供されていなければこの研究を進めることはできませんでした。

最後に、これまで応援しつづけてくれた両親と姉に感謝したいと思います。

参考文献

- Aoki, Te., Ta. Aoki, M. Fukabori, Y. Tachibana, Y. Zaizen, F. Nishio, and T. Oishi, 1998: Spectral albedo observation on the snow field at Barrow, Alaska. *Polar Meteor. Glaciol.*, **12**, 1-9.
- Aoki, Te., Ta. Aoki, M. Fukabori, and A. Uchiyama, 1999: Numerical simulation of the atmospheric effects on snow albedo with a multiple scattering radiative transfer model for the atmosphere-snow system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 595-614.
- Aoki, Te., Ta. Aoki, M. Fukabori, A. Hachikubo, Y. Tachibana, and F. Nishio, 2000: Effects of snow physical parameters on spectral albedo and bidirectional reflectance of snow surface. *J. Geophys. Res.*, **105**, 10,219-10,236.
- Aoki, Te., A. Hachikubo, and M. Hori, 2003: Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4616, doi: 10.1029/2003JD003506.
- Aoki, Te., H. Masahiro, H. Motoyoshi, T. Tanikawa, A. Hachikubo, K. Sugiura, T. J. Yasunari, R. Storvold, H. A. Eide, K. Stamnes, W. Li, J. Nieke, Y. Nakajima and, F. Takahashi, 2007: ADEOS-II/GLI snow/ice products - Part II: Validation results using GLI and MODIS data. *Rem. Sens. Environ.*, **111**, 274-290
- Anderson, G. P., S. A. Clough, F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd, and E. P. Shettle, 1986: AFGL atmospheric constituent profiles (0-120km). AFGL-TR-86-0110, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom, MA.

- Bourdelle, B. and M. Filly, 1993: Snow grain-size determination from Landsat imagery over Terre Adelie, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **17**, 86-92.
- Bromwich, D. H., 1988: Snowfall in High Southern Latitudes. *Rev. Geophys.*, **26**, 149-168.
- Carlson, R. W., T. Arakelian, and W. D. Smythe, 1992: Spectral reflectance of antarctic snow: "Ground truth" and spacecraft measurements. *Antarctic Journal of the United States*, **27**, 296-298.
- Colbeck, S. C., 1982: An overview of seasonal snow metamorphism. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 45-61.
- Courville, Z. R., M. R. Albert, M. A. Fahnestock, L. M. Cathles, and C. A. Shuman, 2007: Impacts of an accumulation hiatus on the physical properties of firn at a low-accumulation polar site. *J. Geophys. Res.*, **112**, F02030, doi:10.1029/2005JF000429
- Dozier, J., S. R. Schneider, and D. F. McGinnis Jr., 1981: Effect of grain size and snowpack water equivalence on visible and near-infrared satellite observations of snow. *Water Resour. Res.*, **17**, 1213-1221.
- Dozier, J. and D. Marks, 1987: Snow mapping and classification from Landsat Thematic Mapper data. *Ann. Glaciol.*, **9**, 97-103.
- Endo, Y. and K. Fujiwara, 1973: Characteristics of the snow cover in East Antarctica along the route of the JARE South Pole Traverse and factors controlling such characteristics. *JARE Sci. Rep. Ser. C*, **7**, 1-38.
- Fahnestock, M. A., T. A. Scambos, C. A. Shuman, R. J. Arthern, D. P. Winebrenner, and R. Kwok, 2000: Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau: Extreme atmosphere-ice interaction. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3719-3722.
- Fily, M., B. Bourdelle, J. P. Dedieu, and C. Sargent, 1997: Comparison of in situ and Landsat thematic mapper derived snow grain characteristics in the Alps. *Rem. Sens. Environ.*, **59**, 452-460.

- Frezzotti, M., S. Gandolfi, and S. Urbini, 2002: Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4344.
- Frezzotti, M., S. Gandolfi, F. La Marca, and S. Urbini, 2002: Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data. *Ann. Glaciol.*, **34**, 81-88.
- Furukawa, T., K. Kamiyama, and H. Maeno, 1996: Snow surface features along the traverse route from the coast to Dome Fuji Station, Queen Maud Land, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **10**, 10-24.
- Fujii, Y. and K. Kusunoki, 1982: The role of sublimation and condensation in the formation of ice sheet surface at Mizuho Station, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4293-4300.
- Fujii, Y., T. Yamanouchi, K. Suzuki, and S. Tanaka, 1987: Comparison of the surface conditions of the inland ice sheet, Dronning Maud Land, Antarctica, derived from NOAA AVHRR data with ground observation. *Ann. Glaciol.*, **9**, 1-4.
- Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, 1998: Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **79**, 831-844.
- Hudson, S. R., S. G. Warren, R. E. Brandt, T. C. Grenfell, and D. Six, 2006: Spectral bidirectional reflectance of Antarctic snow: Measurements and parameterization. *J. Geophys. Res.*, **111**, D18106, doi:10.1029/2006JD007290.
- Hori, M., Te. Aoki, K. Stamnes, B. Chen, and W. Li, 2001: Preliminary validation of the GLI cryosphere algorithms with MODIS daytime data, *Polar Meteor. Glaciol.*, **15**, 1-20.
- Hori, M., Te. Aoki, K. Stamnes, and W. Li, 2007: ADEOS-II/GLI snow/ice products - Part II: Retrieved results. *Rem. Sens. Environ.*, **111**, 291-336.
- kameda07] Kameda, T., K. Fujita, O. Sugita and G. Hashida, 2007: Glaciological data collected by 44th Japanese Antarctic Research Expedition during 2003-2004. JARE data reports, **298**.

- King, J. C., and J. Turner, 1997: Antarctic Meteorology and Climatology. Cambridge University Press, 409p.
- Kuhn, M., 1978: Anisotropic reflection from sastrugi fields. *Antarct. J. U.S.*, **9**, 123-125.
- Kuhn, M. and L. Siogas, 1978: Spectroscopic studies at McMurdo, South Pole, and Siple stations during the austral summer 1977-78. *Antarct. J. U.S.*, **13**, 178-179.
- Kuhn, M., 1985: Bidirectional reflectance of polar and alpine snow surface. *Ann. Glaciol.*, **6**, 164-168.
- Li, W., K. Stamnes, B. Chen, and X.Xiong, 2001: Snow grain size retrieved from near-infrared radiances at multiple wavelengths. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1699-1702.
- Motoyoshi, H., Te. Aoki, M. Hori, O. Abe, and S. Mochizuki, 2005: Possible effect of anthropogenic aerosol deposition on snow albedo reduction at Shinjo, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83A**, 137-148.
- Norin, A. W. and J. Dozier, 1993: Estimating snow grain size using AVIRIS data. *Rem. Sens. Environ.*, **44**, 231-238.
- Norin, A. W. and J. Dozier, 2000: A hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow. *Rem. Sens. Environ.*, **74**, 207-216.
- Stamnes, K., W. Li, H. Eide, Te. Aoki, M. Hori, and R. Storvold, 2007: ADEOS-II/GLI Snow/Ice Products - Part I: Scientific Basis. *Rem. Sens. Environ.*, **111**, 258-273.
- Scambos, T. A., T. M. Haran, M. A. Fahnestock, T. H. Painter, and J. Bohlander, 2007: MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data set: Continent-wide surface morphology and snow grain size. *Rem. Sens. Environ.*, **111**, 242-257.
- Sydor, M., J. A. Sorensen and, V. Shuter, 1979: Remote sensing of snow albedo for determination of dustfall. *Appl. Opt.*, **18**, 3574-3578.

- Tanikawa, T., Te. Aoki, and F. Nishio, 2002: Remote sensing of snow grain-size and impurities from Airborne Multispectral Scanner data using a snow bidirectional reflectance distribution function model. *Ann. Glaciol.*, **34**, 74-80.
- Watanabe, O., 1978: Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau. *Mem. Nat. Inst. Polar Res.*, **7**, 44-62.
- Walden, V. P., S. G. Warren, and E. Tuttle, 2003: Atmospheric ice crystals over the Antarctic plateau in winter. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 1391-1405.
- Warren, S.G. and W. J. Wiscombe, 1980: A model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2734-2745.
- Warren, S.G., 1982: Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 67-89.
- Warren, S.G., R. E. Brandt, and P. O. Hinton, 1998: Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of Antarctic snow. *J. Geophys. Res.*, **103**, 25,789-25,807.
- Wiscombe, W. J. and S. G. Warren, 1980: A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2712-2733.
- Yamanouchi, T., 1983: Variation of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover, at Mizuho Station, Antarctica. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 879-893.
- Zhou, X., S. Li., and K. Stamnes, 2003: Effects of vertical inhomogeneity on snow spectral albedo and its implication for optical remote sensing of snow. *J. Geophys. Res.*, **108**(D23), 4738, doi:10.1029/2003JD003859.