

積雪の光学特性とリモートセンシングに関する研究

—2008年度日本気象学会賞受賞記念講演—

青木 輝 夫*

1. はじめに

この度、日本気象学会賞を授与頂いたことは、身に余ることと深く感謝致します。本研究は気象研究所の大気放射学を所掌とする現在の物理気象研究部第3研究室で行った雪氷圏における放射の役割とその応用に関する一連の仕事です。大気放射の研究室で雪氷を対象に研究をやろうと考えた理由は、気象研究所に来る前の千歳と札幌の気象台時代における冬期の雪の経験に関係があったと回想しますが、直接的には1988年に南極あすか基地に越冬する機会を得たことです。ここでは放射収支観測やビデオ放射計による積雪表面の双方向反射率の観測を行いました。しかし、地吹雪による静電ノイズや低温下での光学機器の動作不良など、厳しい条件での観測により、自分の考え方の甘さを痛感することになりました。また、越冬終盤の内陸旅行においては、雪上車のクレバス転落事故にも遭遇し、極域における危険に対する認識も大きく変わりました。帰国後、観測だけではなく観測データを解釈・検証するための放射伝達モデルの必要性を感じ、大気-積雪系の放射伝達モデルの開発、さらにそのモデルを用いた積雪の衛星リモートセンシングなど、「現場観測—放射伝達モデル—衛星リモートセンシング」を相互に検証する研究のやり方が自分にとって重要であるという認識に至りました。

学会賞の対象となった研究の約半分は、2007年度秋季大会シンポジウム「雪氷圏から語る気象と気候」の報告(青木・田中 2008)と重複するため、本稿では主にそれ以外の研究と講演では省略した内容について

2章から5章に分けて述べます。

2章では積雪アルベドの放射伝達モデルについて簡単なレビューを行った後、大気-積雪系の放射伝達モデルによる数値実験から得られた結果について述べます。その中で重要な結論は、積雪が変化しなくても、大気、特に、雲の条件が変化すると、アルベドも変化するという点です。3章では実際の積雪面上で、分光器を用いて可視・近赤外域における波長別アルベドを測定し、上記の放射伝達モデルによる計算値と比較した結果について述べます。そこでは積雪の粒径や不純物(不溶性固体粒子)濃度を現実的な積雪層構造に従ってモデル化すれば、観測値を良く再現できることを示しました。4章では長期間の放射収支観測と積雪断面観測結果から、積雪粒径と不純物濃度が広波長帯域のアルベドの変化にどのような効果を及ぼすかという点について議論します。その中で、積雪アルベドが降雪後の経過時間と共に低下するエージング効果と呼ばれる現象の本質が積雪粒径と不純物濃度の変化であることを示しました。2-4章の結果は、光学的に十分厚い積雪の場合、大気条件、積雪粒径、不純物濃度を考慮することにより、物理的にアルベドを予測できることを示唆しています。しかし、積雪粒径、不純物濃度という積雪物理量は一般の気象観測では測定されません。そこで、衛星リモートセンシングによってそれら物理量を抽出する技術を開発し、検証を行いました。その結果を5章に述べます。

2. 積雪の光学特性に関する理論的研究

雪氷圏の特徴はいくつかあるが、気温が低いこととアルベド(反射能)が高いことはそのなかでも顕著な点であろう。気温が低いこととアルベドが高いことは相互に関係があり、高いアルベドの雪氷面は日射を跳ね返すことにより短波放射加熱を抑制し、気温が低い

* 気象研究所物理気象研究部。
teaoki@mri-jma.go.jp

—2008年9月8日受領—
—2008年10月30日受理—

ことは高いアルベドの雪氷の維持に寄与している。積雪面の高いアルベドの原因を理論的に明らかにしたいという探求、すなわち積雪の光学特性に関する理論的研究は1950年代に始まった。その最初の論文はDunkle and Bevans (1956) によるものであろう。彼らは可視・近赤外域における積雪の波長別アルベドを多重散乱を考慮した簡単な放射伝達モデルによって再現した。このときは散乱光のみで雪面が照射された場合の計算結果であった。その後、モデルは進歩し、1980年に入るとWiscombe and Warren (1980) 及びWarren and Wiscombe (1980) のモデルが登場し、波長別アルベドが太陽天頂角、積雪粒径、積雪不純物等の観測可能な物理量へ依存する様子を定量的に示した。特に、彼らは晴天時におけるアルベドの太陽天頂角依存性の原因を次のように説明した。すなわち、太陽直達光が積雪に入射したとき、ある一定の距離を進む間に積雪中で散乱され積雪表面にまで減衰しながら戻る光の割合は、斜めに入射する方が真上から入射するより多いことと、さらに、積雪粒子による一次散乱において前方散乱が卓越する効果がこの依存性を強めている。このことは完全な曇天時には直達成分がなくなり、散乱成分のみになるため、アルベドの太陽天頂角依存性がなくなることを意味する。ところで、彼らのモデルは雪面が太陽直達光のみ、または完全な散乱光のみによって照射された条件での計算結果であった。

一方、実際のアルベドは雲、エアロゾル、空気分子、気体の吸収等により、日射に含まれる直達・散乱比が波長毎に変化し、アルベドもそれによって変化することが観測から知られていた。例えば、南極における初期の観測で、Liljequist (1956) は広波長帯域、及び可視域の4波長におけるアルベドが晴天時と曇天時で変化することを報告している。Yamanouchi (1983) は詳細な放射収支観測から、広波長帯域アルベドが曇天時に増加する理由を、単色光のアルベドそのものが持つ太陽天頂角依存性に加え、広波長帯域アルベド $\bar{\alpha}^s$ では次式(1)で示すように、下向き放射フラックスの波長分布 $F^\downarrow(\lambda)$ が波長別のアルベド $\alpha^s(\lambda)$ に対して重みとして働く効果を指摘した。

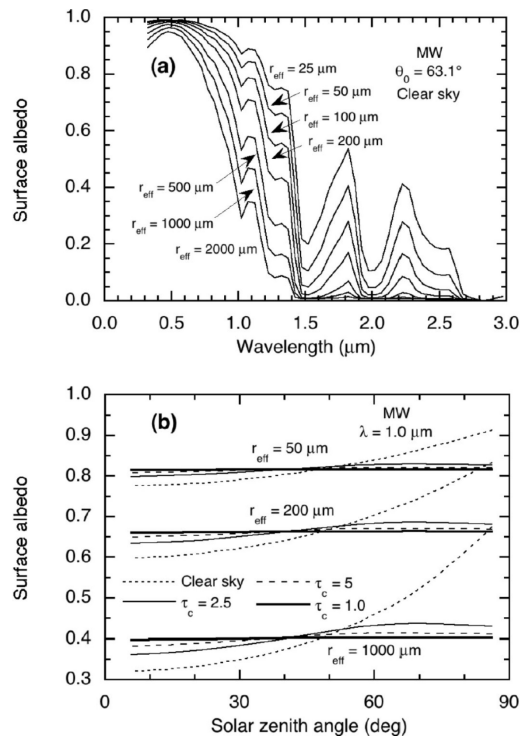
$$\bar{\alpha}^s = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \alpha^s(\lambda) F^\downarrow(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F^\downarrow(\lambda) d\lambda} \quad (1)$$

ここで、 λ_1 と λ_2 は波長帯域の下限と上限を示す。

このように、積雪アルベドは大気条件によっても変

化することが観測から指摘されていたが、その影響がどの程度か具体的には見積もられていなかった。そこでAoki *et al.* (1999) は大気と積雪の間の多重反射の効果を考慮した大気-積雪系の多重散乱放射伝達モデルを開発し、波長別のアルベドや広波長帯域アルベドが雲、エアロゾル、空気分子、吸収気体量に依存してどのように変化するか調べた。このモデルでは積雪粒子による一次散乱は球形粒子を仮定してミー理論を用い、多重散乱にはダブリング・アディング法を用いた。

第1図aは半無限の積雪深を持つ積雪の波長別アルベドを積雪粒径毎に大気-積雪系の放射伝達モデル(Aoki *et al.* 1999) によって計算したものである。粒径への依存性は主に近赤外域で大きい。図には示していないが、積雪中の不純物濃度への依存性は主に可視域で顕著である(例えば、青木・田中(2008)の第1



第1図 (a) 晴天時における波長別アルベドの積雪粒径依存性、 r_{eff} は積雪粒子の有効粒径、MWは中緯度冬期モデル大気、 θ_0 は太陽天頂角を示す、(b) 波長 $\lambda = 1.0 \mu\text{m}$ における晴天及び曇天時の積雪アルベドの太陽天頂角依存性、 τ_c は雲の光学的厚さを示す(Aoki *et al.* (1999) に加筆)。

図 b-c). 第 1 図 b は太陽天頂角を関数とした単色光の積雪アルベドの変化で、太陽天頂角依存性は晴天時には顕著であるが、雲の光学的厚さが増加すると共に弱くなる。このように単色光のアルベドは雪面状態が変化しなくても、雲の条件によって大きく変化することが分かる。

広波長帯域アルベドは第 2 図 a の有効粒径 $r_{\text{eff}} = 1000 \mu\text{m}$ の場合で示すように、晴天時には太陽天頂角依存性が見られるが、曇天時には依存性が弱くなりかつ絶対値が増加する。この効果は Yamanouchi (1983) が指摘したように、前述の式 (1) における下向き放射フラックスの波長分布の効果で、曇天時にはアルベドの低い近赤外域で $F^{\downarrow}(\lambda)$ は晴天時よりも大きく減少するが、アルベドの高い可視域では雪面と雲の間の多重反射により $F^{\downarrow}(\lambda)$ は晴天時に比べ変化が少ないためである。すなわち、曇天時には可視域にお

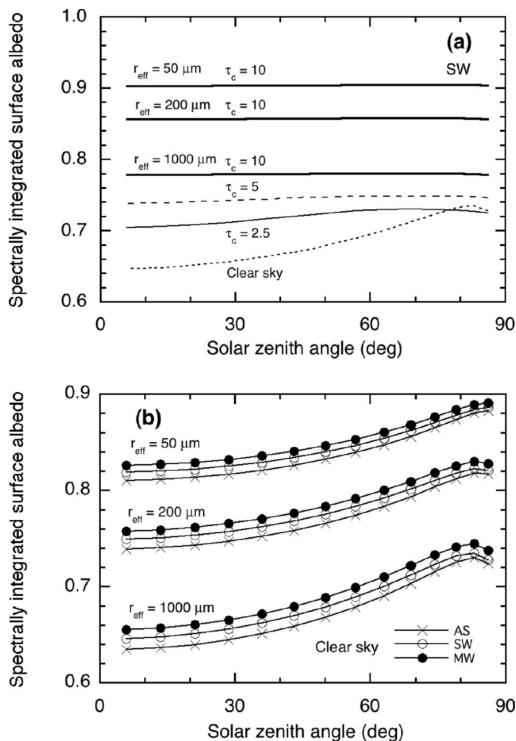
ける重み ($F^{\downarrow}(\lambda)$) が相対的に大きいことになる。雲ほど極端ではないが、大気中の水蒸気量が変化すると、 $F^{\downarrow}(\lambda)$ が変化するため、やはり広波長帯域のアルベドも変化する。その結果を示したのが第 2 図 b で、ここで、3 種類の大気モデルの違いは主に水蒸気量の違いである。従って、積雪のアルベドを計算するときには、積雪そのものの特性だけでなく、その上に存在する大気も正確に考慮する必要がある。なお、積雪の光学特性に関する理論的研究のレビューは Warren (1982), Aoki *et al.* (1999), 青木 (2000) に詳しい。

ここで開発した放射伝達モデルは雪水面以外にも利用可能で、紫外線モデル (Aoki *et al.* 2002) として、気象庁の紫外線情報予測業務に利用され、また、GLI 放射輝度シミュレータ (Nakajima *et al.* 2003) の雪氷計算スキームや、雪氷面上の大気中ダストによる放射強制力の見積もり (Aoki *et al.* 2005) などにも利用されている。

3. 積雪の光学特性に関する観測的研究

波長別アルベドの測定は、前述した Liljequist (1956) が初期の代表的なものだが、可視・近赤外域を連続的に広くカバーし、かつ精度の良い測定は、Grenfell (1981) によって開発された分光器を用いた一連の観測 (例えば、Grenfell and Perovich 1984; Grenfell *et al.* 1994) 以降であろう。彼の装置は $\lambda = 0.3\text{--}2.5 \mu\text{m}$ の波長域をカバーし、海水、山岳域の積雪、南極の積雪など様々な雪氷面の測定を行った。特に、Grenfell *et al.* (1994) では、不純物のない南極の積雪アルベドが可視域で非常に 1.0 に近づくことや、積雪表面の粒径が下層のそれよりも小さいことにより、積雪 2 層モデルで理論計算したアルベドの波長分布が観測値をよく説明することなどを見出した。実際の積雪粒径や不純物といった積雪物理量が波長別アルベドにどのように関係しているかという点に関しては、まだ十分検証されていなかったため、Aoki *et al.* (1998, 2000) は積雪断面観測と分光器によるアルベド観測を行い、光学的に等価な積雪粒径、及び積雪に含まれる不純物 (ダストやすす) の濃度や光学特性が波長別アルベドにどのような効果を持つかという点について調べた。

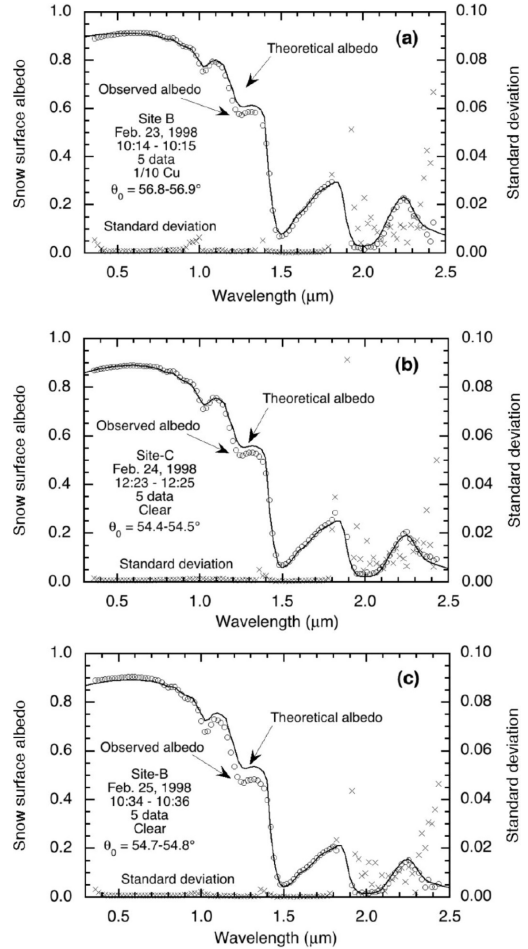
第 3 図は北海道東部の積雪域において、分光器を用いて観測した波長別アルベドと、積雪断面観測に基づいて作った積雪層構造のモデル (第 4 図) に対して計



第 2 図 (a) 晴天及び曇天時の広波長帯域積雪アルベドの太陽天頂角位依存, (b) 3 種類の大気モデルに対する晴天時の広波長帯域積雪アルベドの太陽天頂角位依存. AS は夏期南極, SW は亜寒帯冬期, MW は中緯度冬期の各モデル大気を表す (Aoki *et al.* 1999).

算した波長別アルベドである (Aoki *et al.* 2000). $\lambda > 1.4 \mu\text{m}$ におけるアルベド分布は、この波長域において不純物の効果が無視できることと、積雪層への光の浸透深度が非常に浅いため、ほぼ表面の積雪粒径で決まる。一方、それよりも短波長側では、不純物の効果が無視できないことと、積雪層への光の浸透深度が深いことから、積雪粒径、密度、不純物の光学特性及び濃度の鉛直分布がアルベド分布に重要な効果をもつ。このときの積雪粒径は、積雪断面観測から求めた積雪粒子に対する3通りの測定対象： (d_1) 結晶の全長、 (d_2) 樹枝状結晶の場合は枝の幅、それ以外は個々の部品の大きさ、 (d_3) 板状結晶の厚さのうち、 d_2 であった。すなわち、この大きさが光学的に等価な積雪粒径(直径)と言える。なお、最近では非球形粒子の大きさの指標として、同じ比表面積を持つ球の半径を求め、これが光学的に等価な積雪粒径に近いという考えも提案されている (Schneebeli *et al.* 2006)。ただし、野外で結晶の表面積を正確に測定するのはなかなか難しい。第3図で示した3日間の観測は全く同地点で行った訳ではないが、第3図aの2日前の2月21日に新雪が降り、その後、晴天日が続いて時間と共に表面粒径が増加する積雪のエイジング効果に伴って近赤外域のアルベドが低下している様子が分かる。第4図で示した積雪物理量を適切にモデル化することにより、波長別アルベドを精度良く再現できることが分かった。また、低温室で人工積雪を用いて波長別アルベドを測定し、非球形積雪粒子モデルとモンテカルロ法を用いて、前述の d_2 が光学的に等価な粒径であることが確認された (Tanikawa *et al.* 2006 a)。

積雪の反射特性でもう一つ重要な要素が双方向反射率関数 (bidirectional reflectance distribution function: BRDF) である。BRDF は衛星リモートセンシングで地表面を観測するとき、入射光 (太陽直達光) と反射光 (衛星センサの方向) のそれぞれの角度 (天頂角と方位角) の関数として変化する反射率のことで、抽出精度に直接影響する。この BRDF を放射伝達モデルによって計算し、衛星アルゴリズムを作ることになるが、精度の良い BRDF モデルを作るためには、BRDF の観測値による検証が重要である。Aoki *et al.* (2000) は前述の北海道東部での観測において、可視域から近赤外域における BRDF 観測を行い、積雪粒径の抽出にとって重要な波長 $1.64 \mu\text{m}$ 付近で最も非等方向性が強いことを示した。また、積雪粒子の散乱位相関数として球形を仮定した場合と、Henye-



第3図 北海道東部の積雪域における波長別アルベドの測定値と理論計算値 (左軸)、及び5回の繰り返し測定値から求めた標準偏差 (右軸)、測定日は (a) - (c) の順に1998年2月23-25日 (Aoki *et al.* (2000) に加筆)。

Greenstein 関数というなめらかな解析的関数を仮定した場合の BRDF の理論計算値と観測値を比較した結果、なめらかな位相関数を使った理論計算の方が観測値に近いことを示した。その原因は実際の積雪は非球形かつ不規則な粒子から構成されていることに関係している。同様の BRDF 観測はそれ以降も様々な積雪に対して行い、散乱体としての積雪粒子として非球形粒子モデルを用いた場合の BRDF への効果 (Kokhanovsky *et al.* 2005) や非球形粒子の等価積雪粒径の検証 (Tanikawa *et al.* 2006 b) を行った。その後、2000年代には雪氷面の BRDF に関する観測や理論的

	r_{eff} (μm)	ρ (g/cm^3)	c (ppmw)	m_{im}
0				
1	55	0.16	18	980223A1
	110	0.2	1	
5	1000	0.2	1	980223A2
30				

(a)

	r_{eff} (μm)	ρ (g/cm^3)	c (ppmw)	m_{im}
0				
0.5	65	0.19	50	980224A1
	130	0.2	1	
5	130	0.2	1	980224A2
9	1000	0.2	1	
34				

(b)

	r_{eff} (μm)	ρ (g/cm^3)	c (ppmw)	m_{im}
0				
1	85	0.25	20	980225A1
	170	0.2	1	
5	1000	0.2	1	980225A2
27				

(c)

第4図 第3図の理論計算に用いた積雪層構造のモデル、 r_{eff} は積雪の有効半径、 ρ は積雪密度、 c は不純物濃度、 m_{im} は複素屈折率モデルを示し、これらの値は積雪断面観測及び積雪サンプルの分析から決定した(Aoki *et al.* (2000) に加筆)。

研究が数多く行われるようになった。それらについてのレビューは谷川 (2007) に詳しい。

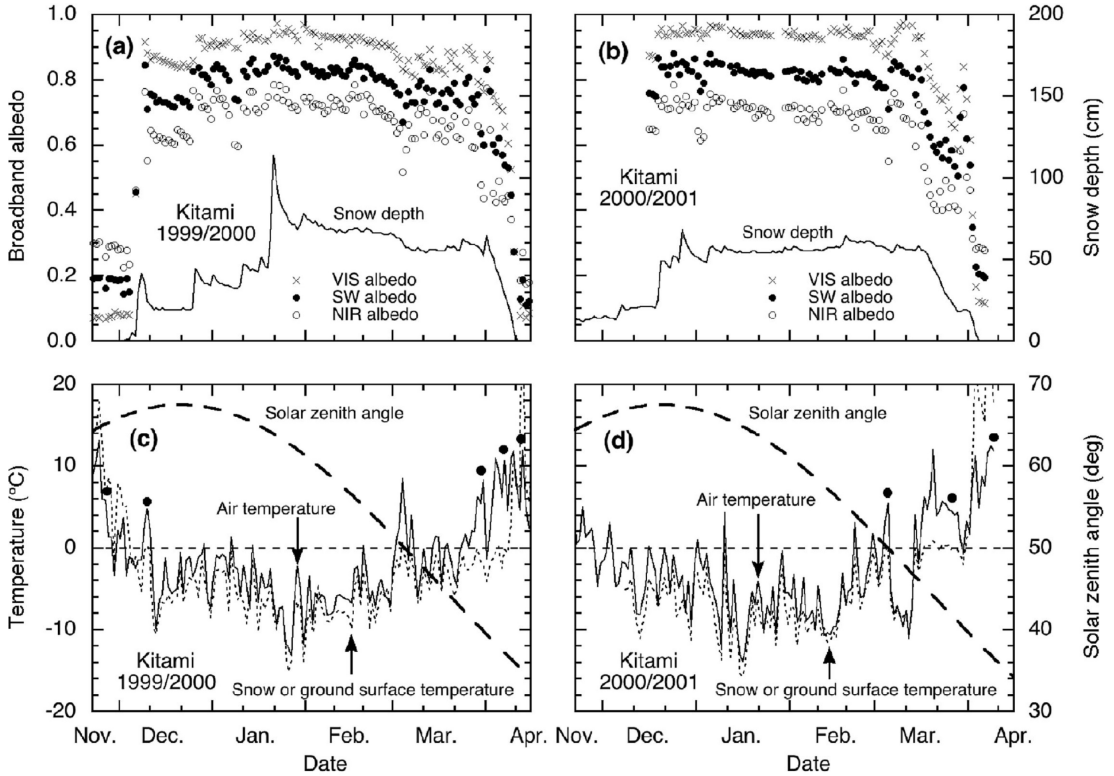
4. 広波長帯域積雪アルベドと積雪物理量の関係

前章までに示したように、大気-積雪系の放射伝達モデルを用い、また、積雪の構造を適切にモデル化することより、積雪の波長別の光学特性を精度良く表現できることがわかった。一方、近年急激に変化している雪氷圏の将来予測のためには、気候モデルで採用されているような可視域や近赤外域程度の広波長帯域の

積雪アルベドモデルを、積雪粒径や不純物濃度、大気条件によって計算できるようなモデルが必要である。しかしながら、現在の気候モデルで用いられている積雪アルベドモデルは、大半が気温や雪温に依存した経験的モデルであるため、例えば、すすで積雪が汚染された場合のアルベド低下やそれによる気候への影響などを見積もることができない。今後はアルベドを決定する物理過程を考慮した「物理モデル」に改良することが必要である。そこで Aoki *et al.* (2003) は、北海道東部の北見で冬期間の連続放射収支観測と高頻度の積雪断面観測を行い、広波長帯域の積雪アルベドを大気-積雪系の放射伝達モデルで再現し観測結果と比較した。

第5図は北見で観測した南中時前後における各広波長帯域の積雪アルベドと正午における積雪深、気温、雪(地)面温度、太陽天頂角の毎日の変化である。第5図aを見ると、12月から1月にかけて積雪深は降雪に伴って増加し、その後の緩やかな減少を繰り返しているが、対応してアルベドも降雪時に増加し、その後の低下を繰り返している。雪が止むとアルベドが低下する現象をエージング効果と呼ぶ。Aoki *et al.* (2003) はこのエージング効果による時間当たりのアルベドの低下率は、気温や雪温よりも積雪の雪質に依存していることを示した。この場合の雪質とは、積雪粒径や不純物濃度の変化である。すなわち、エージング効果は積雪粒径の増加と積雪表面への不純物の沈着が主な原因で、条件によっては積雪深の減少、含水率の増加(光学的には積雪粒径の増加と等価)も関与していると考えられる。さて、1月から2月の涵養期にはアルベドは比較的高い値で安定して推移し、3月の融雪期には短期間の変動が大きくなり、積雪深の減少と共に低下した。上にも述べたように、積雪アルベドの経験的モデルでは、アルベドそのものやエージング効果を気温や雪温の関数として記述している。その理由は第5図のアルベドと気(雪)温の間に、確かに何らかの関係があるように見えるからであろう。しかし、光学的な観点からは、気温の低い時期には積雪粒子の焼結や融解の進行が遅く、粒径が小さいまま維持されることや、大気から不純物の沈着があっても、不純物濃度が一定なら粒径が小さいほど可視域のアルベド低下は少ない(青木・田中2008)という効果により、結果的に融点付近に比べ低温時のアルベドは高くなると解釈できる。

第6図は積雪粒径と広波長帯域アルベドの関係で、

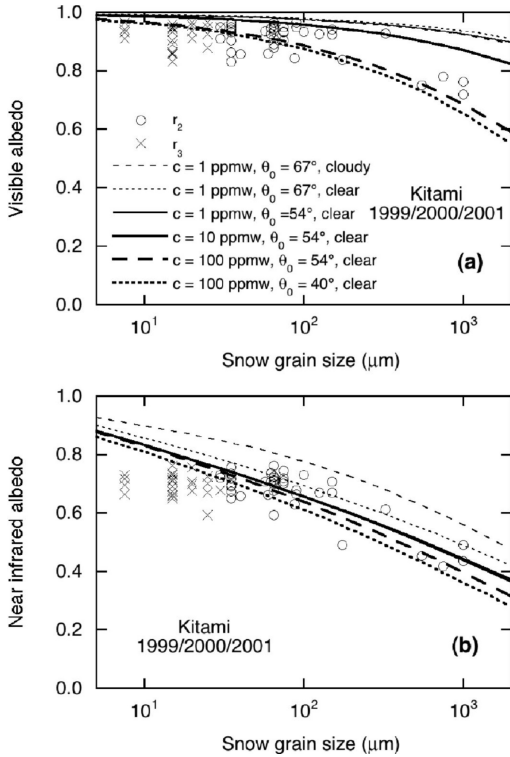


第5図 北見における (a, b) 可視域 (VIS), 短波長域 (SW), 近赤外域 (NIR) のアルベド (1131-1200 LT の平均値) と積雪深 (1200 LT), (c, d) 1200 LT における気温, 雪 (地) 面温度, 太陽天頂角の (a, c) 1999/2000年冬期, (b, d) 2000/2001年冬期における変化 (Aoki *et al.* 2003).

観測値と放射伝達モデルによる理論計算値をプロットしている。曲線で示した理論計算値は観測期間中の不純物濃度の観測値と太陽天頂角の変動範囲, 及び晴天と曇天を含む6通りの計算値で, 一番上にある曲線と一番下にある曲線がそれぞれ理論的なアルベドの最大値と最小値を意味する。例えば, 可視域のアルベドの理論的最大値は $c = 1 \text{ ppmw}$, $\theta_0 = 67^\circ$, 晴天の条件下で期待され, 理論的最小値は $c = 100 \text{ ppmw}$, $\theta_0 = 40^\circ$, 晴天の条件下で期待される。この範囲に観測値が分布していれば, モデルは観測値をほぼ再現していると言える。広波長帯域アルベドの理論計算は, まず, 波長別アルベドを大気-積雪系の放射伝達モデル (Aoki *et al.* 1999, 2000) で計算し, 広波長帯域に対して式 (1) で波長積分を行って求めた。このとき, 積雪層は1層モデルで, 不純物は観測からダストが主成分であったため, Hess *et al.* (1998) の鉱物性ダストモデルを用いた。さて, 積雪粒径の観測値は積雪断面観測から求めた2通りの値 r_2 及び r_3 (第3章で述べ

た d_2 と d_3 の各々 $1/2$) をプロットしている。第6図 a-b 共に理論的なアルベドの範囲に観測値が良く分布しているのは r_3 よりも r_2 で, Aoki *et al.* (1999) が示したように光学的に等価な有効半径は $r_2 (= d_2/2)$ ということが広波長帯域のアルベド観測からも示された。 r_2 でも理論計算の範囲からやや低い方向に外れているデータが見られるが, これは現実の積雪が鉛直方向に不均一であるためと考えられる。

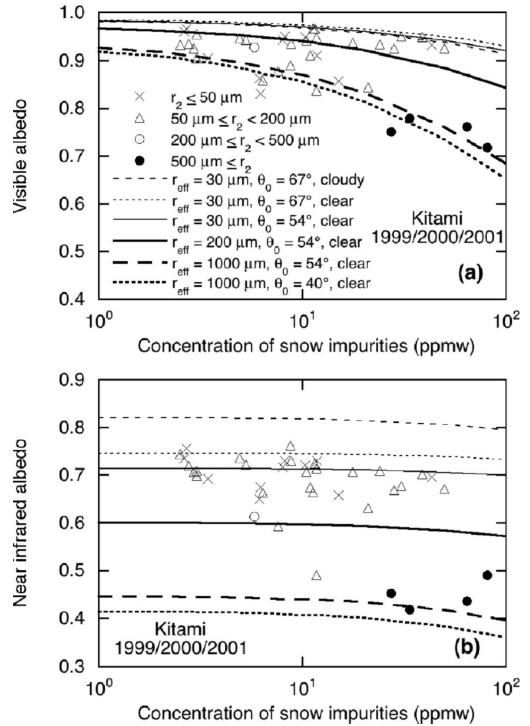
可視域と近赤外域のアルベドは, 理論的には主に前者が積雪不純物濃度, 後者が積雪粒径に依存することが知られている (Warren 1982)。第6図 a-b を見ると, 確かにアルベドの観測値も理論値も積雪粒径依存性は近赤外域 (第6図 b) の方が顕著である。また, 可視域 (第6図 a) でアルベドの粒径依存性が $c = 100 \text{ ppmw}$ の大粒径側で明確に見られる理由は, 第1図 a の波長別アルベドの粒径依存性が可視域にも若干存在することに加え, すでに述べたように不純物濃度が一定でも粒径が小さい (大きい) ほど可視域のア



第6図 北見における積雪粒径と (a) 可視域及び (b) 近赤外域のアルベドの関係。記号は観測値、曲線は放射伝達モデルによる理論計算値を表す。 r_2 と r_3 は積雪断面観測から求めた表層の積雪粒径で、それぞれ第3章で述べた d_2 と d_3 の各々 $1/2$ 、アルベドの観測値は第5図と同じ。各曲線は観測期間中の不純物濃度の最小値 ($c = 1$ ppmw) と最大値 ($c = 100$ ppmw)、太陽天頂角の最小値 ($\theta_0 = 40^\circ$) と最大値 ($\theta_0 = 67^\circ$)、晴天と曇天を含む6通りの計算値で、各波長帯域のアルベドの理論的な最大値と最小値及びその範囲内に分布する (Aoki *et al.* 2003)。

アルベド低下が少ない (大きい) ためである。

不純物濃度を関数とした場合のアルベドの変化を示したのが第7図である。観測値は理論計算値の範囲に良く一致している。さらに、ここでは積雪粒径の観測値を4つの範囲に分割して示している。アルベドの理論的最大値と最小値で囲まれた範囲の中で、積雪粒径が小さい場合にはこの範囲の上の方にデータが分布し、粒径が大きい場合にはこの範囲の下の方にデータが分布していると、理論計算値と観測値がアルベドだけでなく積雪物理量の変動も含めて良く一致している



第7図 第6図に同じ、ただし、横軸は積雪不純物濃度。4種類の記号は積雪粒径の観測値 (r_2) の範囲を示す (Aoki *et al.* 2003)。

と言える。積雪粒径の観測値の分布を見ると、近赤外域のアルベド (第7図b) の場合は、積雪粒径もアルベドも理論計算値に非常に良く一致している。一方、可視域のアルベドは小さい積雪粒径のデータの一部が、理論計算の一番下の曲線 (粒径 $r_{eff} = 1000 \mu m$ と仮定) 付近に分布している。この原因は第3図で議論したように現実の積雪が鉛直方向に不均一であるためと考えられる。このように理論計算では積雪1層モデルを用いたが、実際の積雪は鉛直方向に不均一である (一般に表層の粒径が下層よりも小さい) ため、光の浸透深度が深い (氷による吸収が弱い) 可視域のアルベドの方が、積雪層の不均一性の影響を強く受けると考えられる。

放射収支観測と積雪断面観測を同時に行う観測は、2001年から2年間、山形県の新庄で、2003年から現在 (2008年) まで札幌で継続し、積雪不純物とその起源である大気エアロゾルとの関係 (Motoyoshi *et al.* 2005) や、積雪不純物の粒径分布が大気エアロゾルの乾性沈着と湿性沈着の割合で決まること (Aoki *et al.*

2006), 札幌のアルベド低下が積雪不純物に含まれる黒色炭素及びダスト濃度に依存していること (Aoki *et al.* 2007 a) など を明らかにした. Aoki *et al.* (2006) と Aoki *et al.* (2007 a) の結果については, 青木・田中 (2008) にも述べた.

5. 積雪物理量の衛星リモートセンシング

積雪面の衛星リモートセンシングは, 従来その分布の季節変化や年々変動という量的な変化に注目して研究されてきた. それは積雪が気候変動の一つのシグナルとして敏感に反応するためであろう. 積雪の有無だけでなく, 積雪の質的な変化をとらえることができれば, 温暖化の徴候やその原因となる要素も知ることができるかもしれない. 積雪粒径と不純物濃度という積雪物理量はアルベドを直接支配する物理量であるだけでなく, 前者は温暖化のシグナルとなり得, 後者は温暖化の原因の一つとなる可能性がある.

不純物濃度と積雪粒径の衛星リモートセンシングは, 古くは Landsat-1, 2 衛星センサを用いて Sydor *et al.* (1979) がダスト濃度を, NOAA 衛星/AVHRR センサを用いて Dozier *et al.* (1981) が積雪粒径の抽出可能性を報告している. その原理は第2章で述べたように可視域及び近赤外域の雪面アルベドが積雪中の不純物濃度と積雪粒径にそれぞれ依存することを利用している. その後も, いくつかの方法が提案されているが, いずれもシーン単位の事例解析であった. しかし, Terra・Aqua 衛星/Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) センサの登場により, これら積雪物理量の衛星リモートセンシングにはわかに現実味を帯びてきた. 特に, それら衛星センサ検証用の航空機搭載センサの観測により, アルゴリズムのテスト用の画像が容易に入手できるようになり, 地上検証も行われた. 例えば, Li *et al.* (2001) は MODIS 用の航空機搭載センサ (Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer: AVIRIS) の近赤外域 $\lambda = 0.86, 1.05, 1.24, 1.73 \mu\text{m}$ のチャンネルを組み合わせることにより, 積雪粒径の鉛直分布情報が抽出できることを示した. これは波長によって積雪に対する光の浸透深度が異なることを利用したものである. 一

方, Tanikawa *et al.* (2002) は日本の Advanced Earth Observing Satellite (ADEOS) -II 衛星/Global Imager (GLI) センサ用の航空機搭載センサ (Airborne MultiSpectral Scanner: AMSS) のデータを用いて, Li *et al.* (2001) 同様粒径の鉛直分布情報のほか, 不純物抽出アルゴリズムにはダストと黒色炭素を考慮する必要性を示した.

我々の雪氷リモートセンシングに関する仕事は, ADEOS-II/GLI プロジェクトの一環で, 大気, 海洋, 陸圏, 雪氷圏の中の雪氷グループとしてアルゴリズム開発, 検証, 衛星データ解析などを行った. 本稿の第3-4章の観測結果は, この予算による成果が多い. Hori *et al.* (2001) は GLI アルゴリズムを MODIS データに適応し, 積雪物理量の抽出テストを行い, それらの基本的な分布を示した. また, GLI や MODIS による観測と同期してアラスカや北海道で地上キャンペーン観測も行い, Nieke *et al.* (2004) は GLI の打上げ後校正のために, アラスカのキャンペーン観測データを用いて衛星相互比較校正を行い, GLI 校正値を決定した. さらに, Hori *et al.* (2006) は赤外窓領域における雪氷面の波長別射出率が積雪粒径と表面構造に依存するという観測結果を示した.

最終的に GLI 雪氷グループとして, 第1表に示す物理量が標準プロダクツとして生産された. ただし, 残念ながら ADEOS-II は打上げ10ヶ月後にソーラーパネルのパドルが壊れて機能停止したため, 利用できるデータは約7ヶ月分にとどまった. しかし, 全球規模でのこれら積雪物理量の抽出は本プロダクツが最初のものである. それら GLI 雪氷プロダクツの結果は, 3編のシリーズとなる論文に, アルゴリズムの理論的背景 (Stamnes *et al.* 2007), 地上検証観測結果 (Aoki *et al.* 2007 b), 衛星抽出物理量の解析結果 (Hori *et al.* 2007) として発表した.

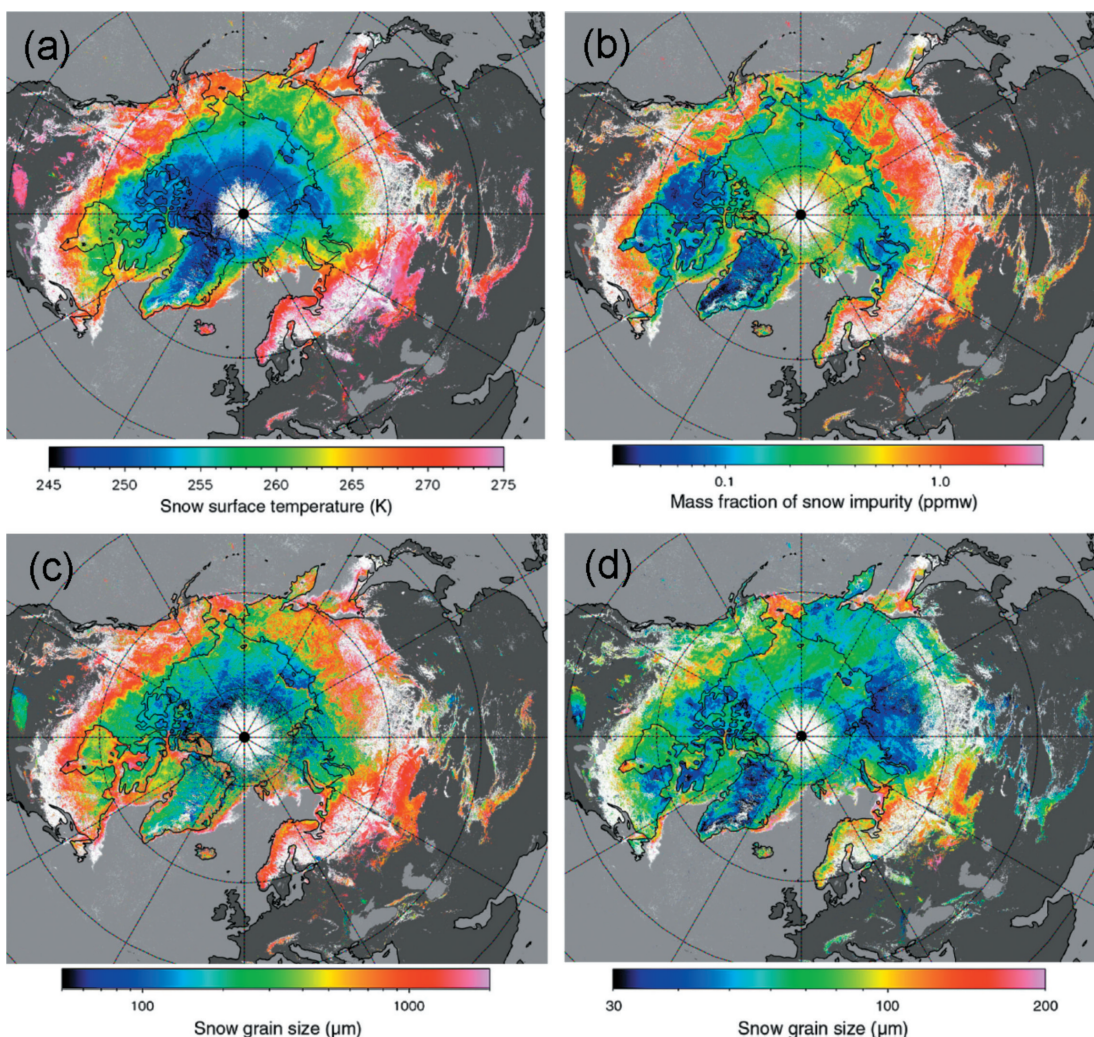
積雪粒径と不純物を衛星データから抽出するアルゴリズム原理は, すでに述べたように可視域及び近赤外

第1表 ADEOS-II/GLI 雪氷プロダクツ.

プロダクツ	記号	主な使用チャンネル (波長)
雪氷面を含む地表面上の雲マスク	-	3.7, 6.7, 8.6, 10.8, and 12.0 μm
地表面分類 (雪氷面分布)	-	0.545, 0.678, 0.865, 1.05, and 10.8 μm
雪面温度	T_s	10.8 and 12.0 μm
積雪不純物 (すす) 濃度	C_s	0.460 and 0.865 μm
浅層積雪粒径 (半径)	$R_{s0.9}$	0.460 and 0.865 μm
表面積雪粒径 (半径)	$R_{s1.6}$	1.64 μm

域の雪面アルベドが積雪中の不純物濃度と積雪粒径に依存することを利用している。放射伝達モデルで予め何通りかの積雪粒径と不純物(すす)濃度を变化させ、用いるチャンネルの波長における大気上端輝度を、太陽-雪面-衛星の幾何学条件毎に計算し、ルックアップテーブル(LUT)を作っておく。衛星観測データが得られると、LUTを参照して各物理量を求める(Stamnes *et al.* 2007)。第1表に示す物理量のうち、2種類の積雪粒径 $R_{s0.9}$ と $R_{s1.6}$ の違いは、用いるチャンネルの波長において前者は氷による光の吸収が弱く、後者は吸収が強いため、光の浸透深度の違い

により、粒径が抽出される積雪層の深さが異なる。GLIは4日間で全球を観測することができる。得られた衛星画像に対し、始めに雲域を除去し、晴天域の地表面を海水上積雪面、海水の裸水面、開水面、陸域積雪面、陸域無積雪面に分類する。全ての積雪面に対して、 T_s 、 C_s 、 $R_{s0.9}$ 、 $R_{s1.6}$ の抽出を行う。第8図はGLIのデータを用いて2003年4月7-22日の16日平均した結果の例である(Hori *et al.* 2007)。白い領域は、海水の裸水域の場合、雲や植生が混在したため衛星観測輝度がLUTから外れている場合、太陽衛星の幾何学的条件が悪い場合などの理由によりマスクされ

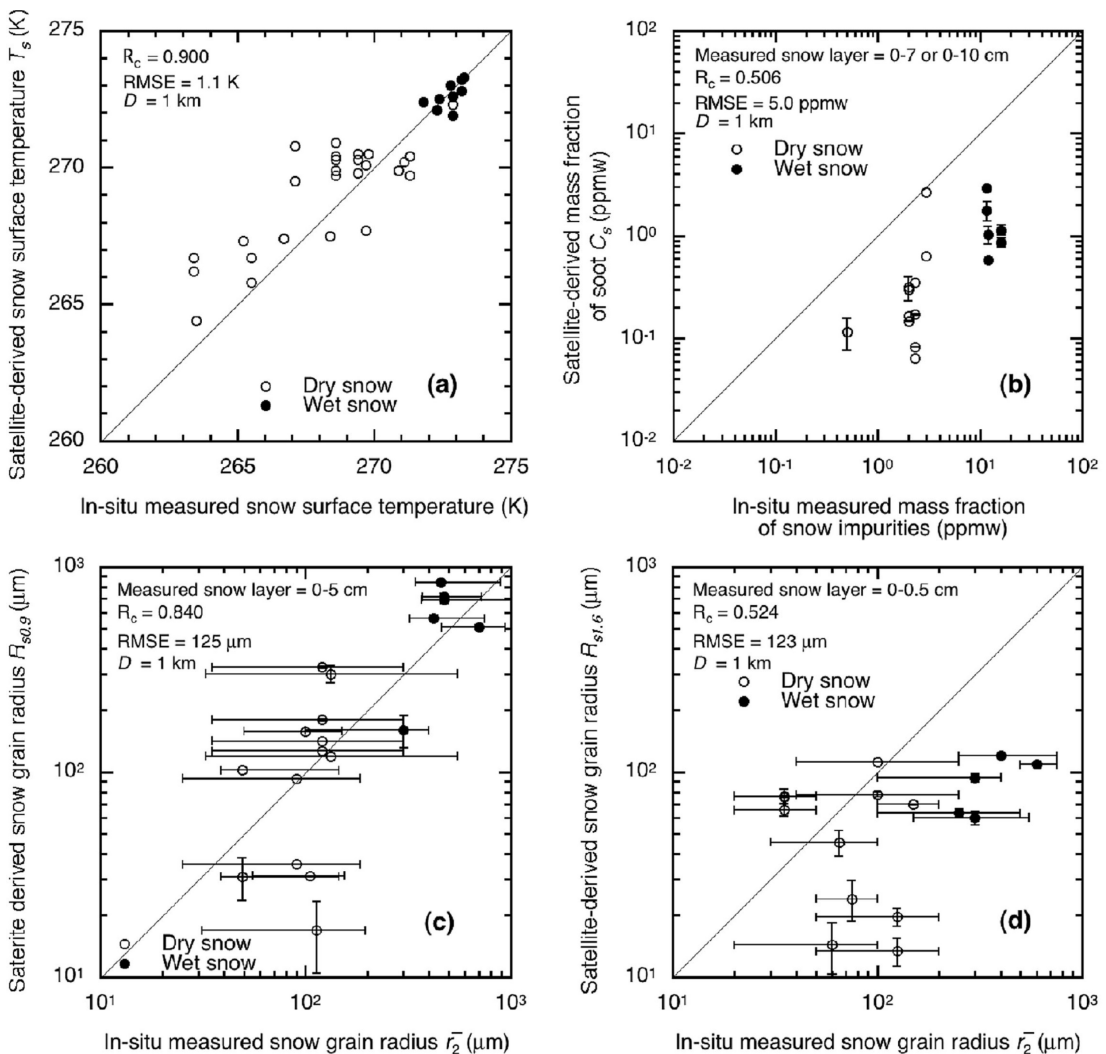


第8図 ADEOS-II/GLI データから求めた2003年4月7-22日の北極域における (a) T_s : 雪面温度, (b) C_s : 積雪不純物(すす)濃度, (c) $R_{s0.9}$: 浅層積雪粒径, (d) $R_{s1.6}$: 表面積雪粒径 (Hori *et al.* (2007) に加筆)。

た領域である。Hori *et al.* (2007) における重要な結論は、(1) 4-6月の間、グリーンランドからカナダ北部に0.05 ppmw以下の非常に低い C_s の領域が存在すること、(2) $R_{s0.9}$ は空間的・季節的に T_s の変化に同期して50-1000 μm の範囲で大きく変化していること、(3) 全般的に $R_{s1.6}$ は $R_{s0.9}$ より小さく、その関係は積雪粒径の鉛直不均一性を示している可能性があることなどである。

GLI雪氷プロダクツの中の4つの積雪物理量に対して、GLI及びMODISによる観測と同期して、

2001-2005年の期間、北海道東部やアラスカにおいて地上検証観測を行った。第9図は衛星データから求めた4種類の積雪物理量と地上測定値との比較結果である(Aoki *et al.* 2007 b)。この結果、(1) T_s は地上の現場観測値と非常に良い精度で一致した。(2) C_s は衛星による観測値の方が地上よりも低い値となった。その理由は、アルゴリズムで仮定した不純物(すす)と実際に積雪の含まれていた不純物(主にダストとすす)の光学特性の違いと考えられる。(3) $R_{s0.9}$ の精度は $R_{s1.6}$ よりも良く、地上における数センチ程度の積



第9図 GLI衛星及びMODIS衛星データから求めた(a)雪面温度、(b)積雪不純物(すす)濃度、(c)浅層積雪粒径、(d)表面積雪粒径と地上測定値との比較。横軸が地上観測値、縦軸が衛星観測値、白丸は乾き雪、黒丸は濡れ雪を表す(Aoki *et al.* 2007 b)。

雪層の観測値とよく一致した。(4) $R_{s1.6}$ は地上における積雪表面粒径の観測値と最も相関が高かった。また、 $R_{s1.6}$ は濡れ雪に対して過小評価となり、その原因として考えられるのは、ざらめ雪表面に形成されたサンクラストによる鏡面反射によって反射輝度が強められたことが考えられる。

なお、関連する解説等は積雪の衛星リモートセンシングに関するレビュー(青木 2007)、及び ADEOS-II/GLI 雪氷プロダクツの解説(Aoki *et al.* 2009)にも書いたので、参考にして頂きたい。

謝 辞

今回の受賞の対象となった研究を遂行していく上で、ご指導頂いた、また共に学んできた皆様に心より感謝申し上げます。その中で気象研究所に入ったときから上司としてご指導頂いた青木忠生博士(現在、国立環境研究所)と深堀正志博士(現在、気象大学校)には、研究に対する考え方、科学的ものの見方を教えて頂きました。東京大学気候システム研究センターの中島映至教授には ADEOS-II/GLI プロジェクトの主査として研究費の面倒だけでなく、サイエンスや人生について多くを教えてくださいました。国立極地研究所の山内 恭教授は極域における放射の研究を始めるきっかけを与えて頂きました。また、私の学位論文の主査でもあります。受賞の対象となった研究論文の共著者の中では、北見工業大学の八久保晶弘准教授は雪氷学者として私が最も信頼する研究者で、観測における彼の寄与は多大です。また、宇宙航空研究開発機構の堀雅裕博士は ADEOS-II/GLI プロジェクトでは観測と衛星データ処理において大変お世話になりました。北見工業大学の谷川朋範博士、長岡雪氷防災研支所の本吉弘岐博士、海洋研究開発機構の杉浦幸之助博士、北海道大学の兒玉裕二助教、地球環境学研究所の安成哲平博士、気象研究所の内山明博博士、三上正男博士、田中泰宙博士からは共著者、共同研究者として多くの議論・助言を頂きました。気象研究所の朽木勝幸さん、田中悦子さん(現在、東京管区气象台)始め、物理気象研究部の皆様には、研究だけでなく様々な場面で議論して頂きました。海外の共同研究者では、米国スティーブンス工科大学の Knut Stamnes 教授には ADEOS-II/GLI プロジェクトの PI 及び共同研究者として、様々な助言やご協力を頂きました。また同大学の Wei Li 博士、ノルウェー-Norut トロムソの Rune Storvold 博士、オスロ大学の Hans Eide 博士、欧州

宇宙機関の Jens Nieke 博士には、共同研究者として観測やリモートセンシングで大変お世話になりました。ここに書き切れなかった多くの共同研究者、上司、同僚、友人にも叱咤激励、多くの支えを頂いたことに心よりお礼申し上げます。最後に、陰で支えてくれた妻にも感謝していること申し添えておきます。

参 考 文 献

- 青木輝夫, 2000: 可視, 近赤外における大気~地表系放射伝達, その応用と利用, 「雪氷面」, 日本リモートセンシング学会誌, **20**, 86-99.
- 青木輝夫, 2007: 積雪の衛星リモートセンシング. 雪氷, **69**, 155-167.
- 青木輝夫, 田中泰宙, 2008: 大気エアロゾルの沈着が積雪アルベドに与える影響. 天気, **55**, 538-547.
- 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**, 10219-10236.
- Aoki, Te., Ta. Aoki, M. Fukabori and T. Takao, 2002: Characteristics of UV-B irradiance at Syowa Station, Antarctica: Analyses of the measurements and comparison with numerical simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 161-170.
- 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., T. Y. Tanaka, A. Uchiyama, M. Chiba, M. Mikami, S. Yabuki and J. R. Key, 2005: Sensitivity experiments of direct radiative forcing caused by mineral dust simulated with a chemical transport model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83A**, 315-331.
- Aoki, Te., H. Motoyoshi, Y. Kodama, T. J. Yasunari, K. Sugiura and H. Kobayashi, 2006: Atmospheric aerosol deposition on snow surfaces and its effect on albedo. *SOLA*, **2**, 13-16, doi: 10.2151/sola.2006-004.
- Aoki, Te., H. Motoyoshi, Y. Kodama, T. J. Yasunari

- and K. Sugiura, 2007 a : Variations of the snow physical parameters and their effects on albedo in Sapporo. *Ann. Glaciol.*, **46**, 375-381.
- Aoki, Te., M. Hori, H. Motoyoshi, T. Tanikawa, A. Hachikubo, K. Sugiura, T. J. Yasunari, R. Storvold, H. A. Eide, K. Stamnes, W. Li, J. Nieve, Y. Nakajima and F. Takahashi, 2007 b : ADEOS-II/GLI snow/ice products : Part II-Validation results using GLI and MODIS data. *Remote Sens. Environ.*, **111**, 274-290, doi : 10.1016/j.rse.2007.02.035.
- Aoki, Te., M. Hori and K. Stamnes, 2009 : ADEOS-II/GLI snow/ice products and the scientific implications. *J. Remote Sens. Soc. Japan*, in press.
- 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.
- Dunkle, R. V. and J. T. Bevans, 1956 : An approximate analysis of the solar reflectance and transmittance of a snow cover. *J. Meteor.*, **13**, 212-216.
- Grenfell, T. C., 1981 : A visible and near-infrared scanning photometer for field measurements of spectral albedo and irradiance under polar conditions. *J. Glaciol.*, **27**, 476-481.
- Grenfell, T. C. and D. K. Perovich, 1984 : Spectral albedos of sea ice and incident solar irradiance in the southern Beaufort Sea. *J. Geophys. Res.*, **89**, 3573-3580.
- Grenfell, T. C., S. G. Warren and P. C. Mullen, 1994 : Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths. *J. Geophys. Res.*, **99**, 18669-18684.
- Hess, M., P. Koepke and I. Schult 1998 : Optical Properties of Aerosols and Clouds : The software package OPAC. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 831-844.
- 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, T. Tanikawa, H. Motoyoshi, A. Hachikubo, K. Sugiura, T. J. Yasunari, H. Eide, R. Storvold, Y. Nakajima and F. Takahashi, 2006 : In-situ measured spectral directional emissivity of snow and ice in the 8-14 μm atmospheric window. *Remote Sens. Environ.*, **100**, 486-502, doi : 10.1016/j.rse.2005.11.001.
- Hori, M., Te. Aoki, K. Stamnes and W. Li, 2007 : ADEOS-II/GLI snow/ice products : Part III-Retrieved results. *Remote Sens. Environ.*, **111**, 291-336, doi : 10.1016/j.rse.2007.01.025.
- Kokhanovsky, A. A., Te. Aoki, A. Hachikubo, M. Hori and E. P. Zege, 2005 : Reflective properties of natural snow : Approximate asymptotic theory versus in situ measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**, 1529-1535, doi : 10.1109/TGRS.2005.848414.
- 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.
- Liljequist, G. H., 1956 : Energy Exchange of an Antarctic Snow Field : A. Short-wave Radiation ; B. Long wave Radiation and Radiation Balance. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-52, Scientific Results. vol. 2, part 1, Norsk Polarinstitut, Oslo, 184 pp.
- 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.
- Nakajima, T. Y., H. Murakami, M. Hori, T. Nakajima, Te. Aoki, T. Oishi and A. Tanaka, 2003 : Efficient use of an improved radiative transfer code to simulate near global distributions of satellite measured radiances. *Appl. Opt.*, **42**, 3460-3471.
- Nieve, J., Te. Aoki, T. Tanikawa, H. Motoyoshi and M. Hori, 2004 : A satellite cross-calibration experiment. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, **1**, 215-219.
- Schneebeil, M., C. Matzler and T. H. Painter, 2006 : The relevance of a precise in situ measurement of the optically equivalent grain size in a snowpack. *Proc. American Geophys. Union 2006 Fall Meeting*, 11-15 Dec. 2006, San Francisco, USA.
- Stamnes, K., W. Li, H. Eide, Te. Aoki, M. Hori and R. Storvold, 2007 : ADEOS-II/GLI snow/ice products : Part I : Scientific basis. *Remote Sens. Environ.*, **111**, 258-273, doi : 10.1016/j.rse.2007.03.023.
- Sydor, M., J. A. Sorensen and V. Shuter, 1979 : Remote sensing of snow albedo for determination of dustfall. *Appl. Opt.*, **18**, 3574-3578.
- 谷川朋範, 2007 : 積雪の方向性反射率特性. *雪氷*, **69**, 185-200.
- 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.
- Tanikawa, T., Te. Aoki, M. Hori, A. Hachikubo, O. Abe and M. Aniya, 2006 a : Monte Carlo simulations of

- spectral albedo for artificial snowpacks composed of spherical and nonspherical particles. *Appl. Opt.*, **45**, 5310-5319.
- Tanikawa, T., Te. Aoki, M. Hori, A. Hachikubo and M. Aniya, 2006 b : Snow bidirectional reflectance model using non-spherical snow particles and its validation with field measurements. *EARSel eProc.*, **5**, 137-145.
- Warren, S. G., 1982 : Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 67-89.
- 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.
- 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 : Variations of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover, at Mizuho Station, Antarctica. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 879-893.

Optical Properties and Satellite Remote Sensing of Snow Surface

Teruo AOKI*

* *Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine Tsukuba, 305-0052 Japan.*

(Received 8 September 2008 ; Accepted 30 October 2008)
