

102:204 (積雪アルベド; 黒色炭素; 衛星リモートセンシング)

1. 大気エアロゾルの沈着が積雪アルベドに与える影響

青木輝夫*・田中泰宙**

1. はじめに

地球温暖化の影響が雪氷圏で顕著に現れることはよく知られているが、その大きな原因の1つは雪氷の融

解によってアルベドが低下することである。「雪氷」という言葉は積雪だけでなく海水や氷床も含むが、面積的にはそれらの大半が積雪で覆われているため、積雪のアルベド（反射能）の物理特性を理解することが重要である。積雪アルベドは次節で述べる様な様々な要素に依存して変化するが、その中でも積雪粒子の大きさ（積雪粒径）と雪の汚れ（不溶性固体粒子=慣例で「積雪不純物濃度」と呼ぶ）に強く依存している

* 気象研究所物理気象研究部.

teaoki@mri-jma.go.jp

** 気象研究所環境応用気象研究部.

yatanaka@mri-jma.go.jp

© 2008 日本気象学会

(Wiscombe and Warren 1980; Warren and Wiscombe 1980). 積雪不純物の起源は大気エアロゾルで、その代表的なものは黒色炭素 (black carbon = BC) と鉱物性ダストの吸収性エアロゾルである。気候変動に関する政府間パネル (IPCC) の第4次報告書 (IPCC 2007) から、放射強制力の図にBCによる積雪汚染によってアルベドが低下する効果が追加された。しかし、その不確定性はまだ非常に大きく、実態解明も不十分である。そのため、観測による積雪汚染の実態把握と積雪アルベドの高精度モデル化、気候モデルによる気候影響評価を行う必要がある。ところが、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、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。

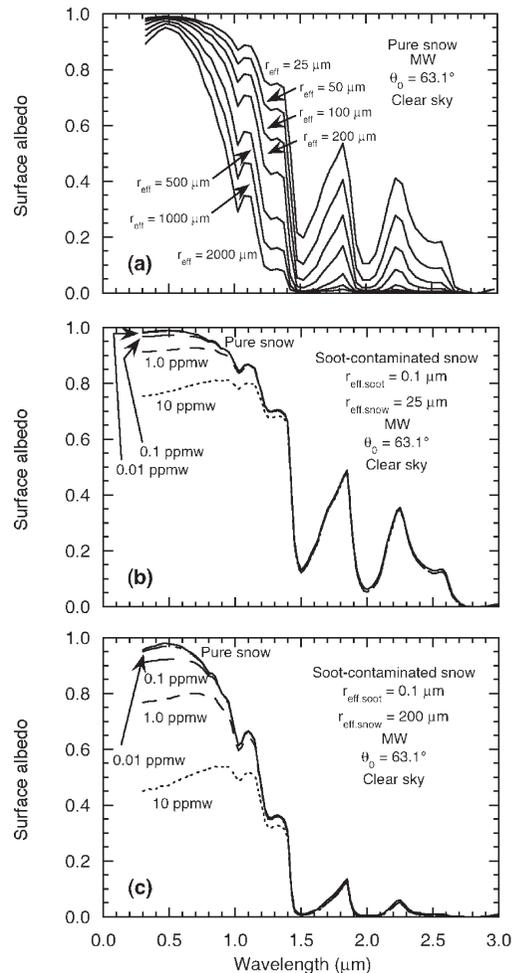
ここでは、積雪アルベドの光学特性、積雪汚染による放射強制力、観測から得られた知見、積雪アルベド物理モデルを導入した気候モデルによる気候影響評価、衛星リモートセンシングによる積雪粒径と不純物濃度抽出の現状について述べる。

2. 積雪アルベドの光学特性

積雪アルベドを支配する要素は大きく分けて、(1) 積雪そのものの性質に関する要素、(2) 大気や太陽天頂角といった積雪以外の要素に関するものに分けることができる (Aoki *et al.* 1999). (1) の代表的なものは積雪粒径、積雪不純物濃度、積雪深、含水率、密度、層構造などで、積雪深が光学的に十分厚い場合、可視域及び近赤外域のアルベドはそれぞれ主に積雪不純物濃度と積雪粒径に強く依存している (第1図 a, b). このことは分光器を用いた波長別のアルベド観測 (Aoki *et al.* 1998, 2000) や日射計を用いた放射収支観測 (Aoki *et al.* 2003; Motoyoshi *et al.* 2005) からも確認されている。積雪深が光学的に十分厚い条件は、幾何学的な積雪深、積雪密度、積雪粒径に依存するが、大まかに言って密度 100 kg m^{-3} の新雪の条件で積雪深10 cm以上 (Wiscombe and Warren 1980), 密度 330 kg m^{-3} のざらめ雪で積雪深50 cm以上である (Zhou *et al.* 2003).

(2) の要素は、日射の雪面への照射条件に影響を与える大気成分 (エアロゾル、雲、レイリー散乱=気圧、吸収気体成分など) と太陽天頂角である (Aoki *et al.* 1999). 積雪アルベドには直達日射に対して顕著な入射角依存性があり、反対に完全に等方的な散乱

日射に対しては入射角依存性がないため、太陽光の直達・散乱比を変化させる大気成分が結果的にアルベドを変化させることになる。従って、アルベドには雲の有無が重要である。また、広波長帯域にわたって平均したアルベドは、波長別アルベドに対して波長別の下向き放射フラックスの重みで加重平均した形で表現されるため、たとえ波長別アルベドが変化しなくても、下向き放射フラックスの波長分布が変化しただけで広帯域のアルベドが変化することになる。一般に、晴天



第1図 大気-積雪系の放射伝達モデルで計算した積雪アルベドの (a) 積雪粒径 (r_{eff}) 依存性, (b) 不純物 (BC) 濃度依存性 ($r_{\text{eff}}=25 \mu\text{m}$), (c) 不純物濃度依存性 ($r_{\text{eff}}=200 \mu\text{m}$). MW は中緯度冬期モデル大気, θ_0 は太陽天頂角を表わす。

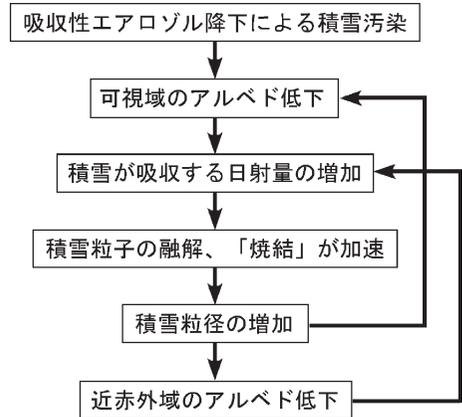
から曇天になるとアルベドが増加するのはこのためである (Liljequist 1956; Yamanouchi 1983)。

可視域のアルベドが主に積雪不純物濃度に強く依存していると述べたが、不純物によるアルベドの低下率は積雪粒径に依存している (第1図 b, c)。このため、積雪汚染が同じでも、粒径の小さな新雪が粒径の大きなざらめ雪に変化すると可視域のアルベドも低下する。この効果は第2図のような正のフィードバック効果を生み出す。ここで「焼結」は互いに接触している積雪粒子が融点以下の温度で固結する現象で、雪温が高いほど早く進行し、積雪粒径の増加に寄与する。粒径の増加は結果的に近赤外域と可視域のアルベドを共に低下させる。このフィードバックを止めるのは新たな降雪しかない。

3. 積雪面上の黒色炭素による放射強制力

はじめに述べたように、IPCCの第4次報告書 (IPCC 2007) から、放射強制力の図に黒色炭素による積雪汚染によってアルベドが低下する効果が追加された。しかし、その根拠になる論文は Hansen and Nazarenko (2004) と Hansen *et al.* (2005) の2編だけである。彼らは世界各地で観測された積雪中の BC 濃度 (Clarke and Noone 1985) から Warren and Wiscombe (1980) のアルベドモデルを用いて BC によるアルベド低下量を推定し、それを気候モデルの初期値として放射強制力を求めた。Hansen and Nazarenko (2004) では BC が積雪を汚染することによる放射強制力の全球年平均値は $+0.16 \text{ W m}^{-2}$ (全球平均値の温度変化 $+0.24 \text{ K}$) と見積もったが、Hansen *et al.* (2005) では、現在の BC 濃度が Clarke and Noone (1985) の時代よりも少ないと考え、 $+0.08 \text{ W m}^{-2}$ (温度変化 $+0.07 \text{ K}$) と見積もっている。それらの不確定性も考慮して IPCC (2007) では積雪面上 BC による放射強制力を $+0.10 \pm 0.10 \text{ W m}^{-2}$ としている。

放射強制力における不確定性の原因は、積雪中の BC 濃度の測定例が非常に少ないためである。Hansen and Nazarenko (2004) の計算の根拠となった Clarke and Noone (1985) は、北極域の積雪サンプルを集め、光学的な手法で元素炭素 (elemental carbon=EC) 濃度を求めた。その結果は平均 EC 濃度が数 10 ppbw (単位積雪重量当たりの EC 重量比; $\text{ppbw}=10^{-9}$)、アルベドの低下量は 1% から数% と見積もっている。一方、南極点では Warren and Clar-



第2図 積雪汚染によるアルベド低下のフィードバック効果。

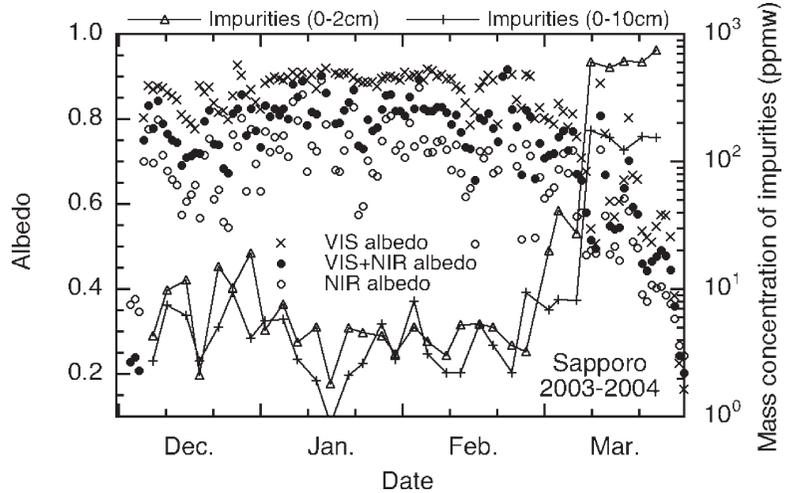
ke (1990) が同じ手法により、EC 濃度は $0.1-0.3 \text{ ppbw}$ で有意なアルベドの低下はないと報告している。最近、McConnell *et al.* (2007) は、グリーンランドのアイスコアから過去200年間の BC 濃度を再現した。それによると1800年代には年平均値で $1-2 \text{ ppbw}$ (年によっては 10 ppbw 強) であった BC 濃度は、1900年代前半には $4-8 \text{ ppbw}$ 、ピーク時には 12 ppbw を超える値が記録され、最近では $1-3 \text{ ppbw}$ (年によっては 6 ppbw 強) となっている。そして、各月の平均値では瞬時的に上記の値よりも1桁高い値が記録されている。

Jacobson (2004) は、エアロゾル輸送モデルによって、BC と有機性炭素 (organic carbon=OC) の輸送・沈着とそれらの積雪中濃度を計算し、放射伝達モデルを用いてそれら積雪不純物によるアルベド低下を求めた。その結果、積雪中 BC 濃度の全球平均値は約 5 ppbw 、全球平均アルベド低下は 0.4% 、全球年平均気温の変化は $+0.27 \text{ K}$ (10年平均, BC+OC による) という値を得た。なお、彼らは放射強制力を見積もっていない。Jacobson (2004) は積雪粒子による放射伝達計算において、積雪粒径を $150 \mu\text{m}$ (0.15 mm) に固定していたが、Flanner *et al.* (2007) は積雪変質過程を考慮して粒径を計算する手法 (Flanner and Zender 2006) をエアロゾル輸送モデルに組み込み、積雪面上 BC による放射強制力を見積もった。その結果、BC の発生が多かった1998年と少なかった2001年には、放射強制力はそれぞれ $+0.054 \text{ W m}^{-2}$ と $+0.049 \text{ W m}^{-2}$ 、全球年平均気温変化は $+0.15 \text{ K}$

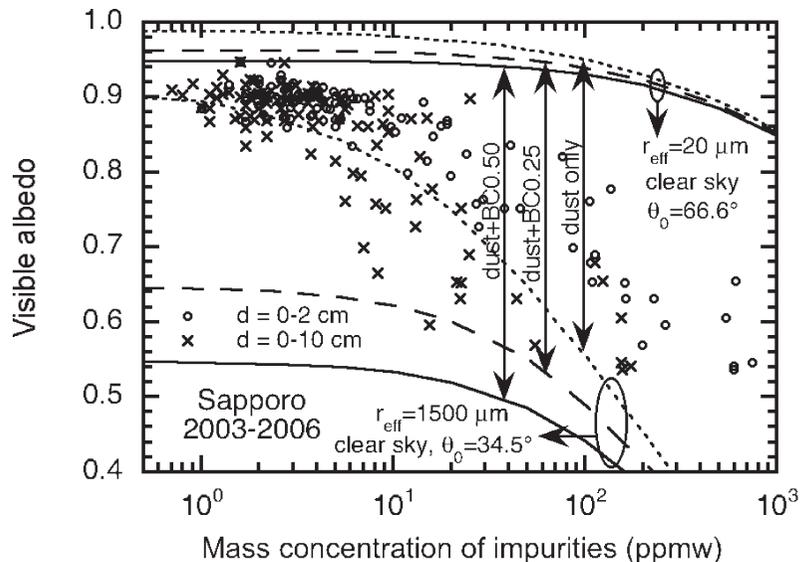
と+0.10 Kという結果を得た。他の研究結果と比べて、放射強制力、気温上昇共に小さい値となっているが、Flanner *et al.* (2007) は地域差が非常に大きいことを強調している。

4. 札幌における放射収支観測と積雪断面観測

2003年以降の冬期間、札幌において放射収支観測、積雪断面観測、エアロゾル観測を行い、積雪粒径と積雪中の不純物濃度の関係を調べた。第3図は、2003/2004年冬期の毎日の南中時刻前後の各広帯域アルベドの30分平均値と、週2回の積雪断面観測時に取得した積雪サンプルから求めた不純物濃度である。不純物濃度は表層(0-2 cm)とやや厚い層(0-10 cm)の2層の積雪サンプルをNucleporeメンブレンフィルタ(ポリカーボネート製薄膜に荷電粒子を照射することにより、均一な円筒形の直孔を多数もつフィルタ)によって濾過し、濾過前後のフィルタの重量差から濃度を求めた。平均的には表層の濃度が高く、その理由は不純物の起源が大気エアロゾルであるためである。12月から2月までの積雪が増加する涵養期には各波長域のアルベドは高い値で推移し、3月の融雪期には積雪不純物濃度の増加と共にアルベドは急激に低下している。特に、2004年



第3図 札幌における2003/2004年冬期間(12月~3月)の可視域(VIS; ×印)、短波長域(VIS+NIR; ●印)、近赤外域(NIR; ○印)の各アルベド(左軸)と積雪不純物濃度(右軸)の変化。不純物濃度(ppmw)は積雪層0-2 cm(実線と▲印)及び0-10 cm(実線と+印)の2層の測定結果。



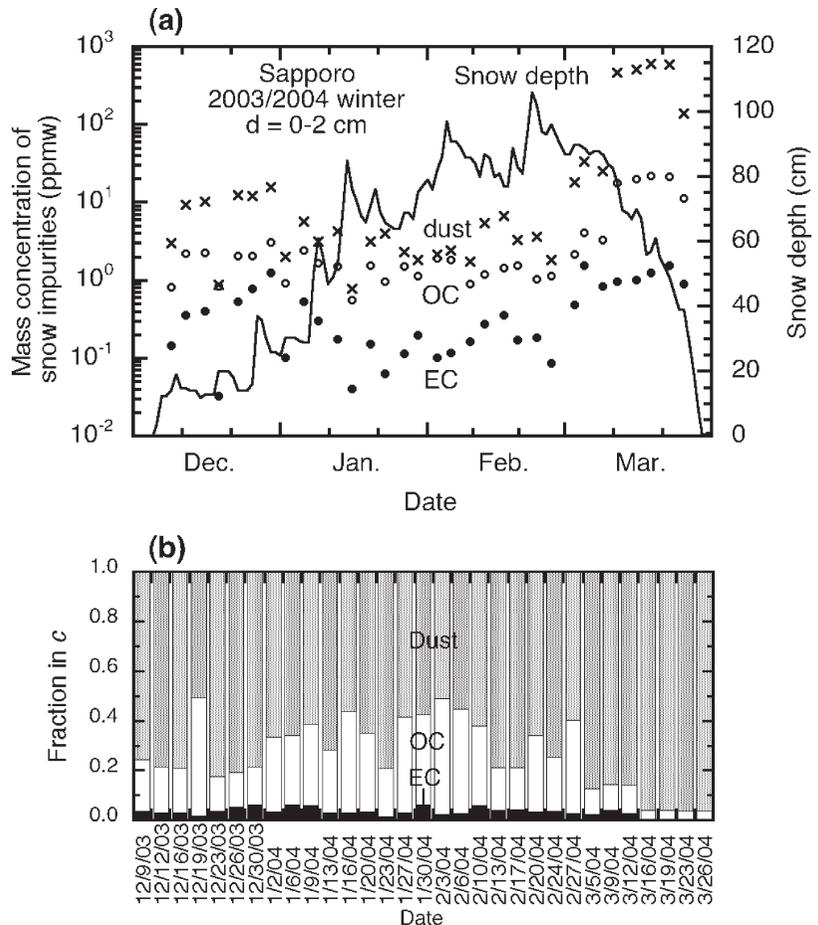
第4図 積雪不純物濃度(横軸)と可視域のアルベド(縦軸)の関係。記号は観測値、曲線は放射伝達モデルで計算した理論計算値である。上の3本の曲線と下の3本の曲線は、観測期間における計算条件を変えたときの、それぞれ理論的最大値と最小値である。短い破線は不純物としてダストのみを仮定したモデル(dust only)、長い破線は不純物中に常に0.25 ppmwのBCが含まれ、残りにダストを仮定したモデル(dust+BC0.25)、実線は常に0.50 ppmwのBCが含まれ、残りにダストを仮定したモデル(dust+BC0.50)。

3月11-12日には強い黄砂イベントが観測され、可視域のアルベドは0.7から0.5まで低下した。このときの大気中のエアロゾル濃度と積雪中の不純物濃度の関係を解析したところ、大粒子は自由落下による乾性沈着、小粒子は降雪に取り込まれて落下する湿性沈着であることが確認された (Aoki *et al.* 2006)。

2003年以降の3冬期間の可視域のアルベドと不純物濃度の関係をプロットし、放射伝達モデルによる理論計算値と比較した (第4図)。観測値を見るとアルベドは不純物濃度の増加と共に減少していることが分かる。また、低不純物濃度-高アルベドのグループは涵養期に、高不純物濃度-低アルベドのグループは融雪期に観測されている。この結果を理論計算値と比較するため、第2節で述べたアルベドを変化させる主要要素 (不純物濃度、積雪粒径、太陽天頂角、大気条件) の観測期間中の変動範囲について理論計算を行い、観測期間中のアルベドの最大値と最小値を求めることができる (Aoki *et al.* 2003)。第4図に示した理論計算値 (曲線) を求める際には、積雪不純物としてダストとBCを組み合わせて吸収の強さの違う3種類のモデルを仮定している。観測値はダストのみのモデル (dust only) の範囲よりも低い値の方へ外れているものがあり、BCを含むモデル (dust+BC0.25及びdust+BC0.50) の範囲には観測値が完全に含まれている。この結果は札幌の積雪がダストだけでなく吸収の強いBCによっても汚染されていることを示唆するものである (Aoki *et al.* 2007 a)。

次のステップとして、積雪不純物中のダストとBC

を分離して考慮する必要がある。そこで我々は、カーボン分析装置 (DRI2001 OC/EC Carbon Analyzer) を用いて2003/2004年の積雪サンプル中のカーボン濃度を求めた (第5図 a)。その結果、1-2月の涵養期には0.1 ppmw (ppmw=10⁻⁶) 前後、3月の融雪期には1 ppmw 前後のEC (~BC) が確認された。この結果は、第4図の理論計算で仮定したBC濃度とほぼ同程度の濃度である。しかし、常にEC濃度は一定ではなく、またOCという新たな不純物成分が無視できない濃度で存在していることも分かった。第5図 bは各成分の割合を示すもので、涵養期にはOCとECの相対的な割合が増加することが分かった。ただ



第5図 札幌における2003/2004年冬期間 (12月~3月) における積雪サンプル中の (a) ダストOCとEC濃度 (左軸) 及び積雪深 (右軸) と (b) 各成分の重量比 (淡影:ダスト;白抜き:OC;濃影:EC)。ダスト濃度はNucleporeフィルタの重量測定による全不純物濃度とOC+EC濃度との差から求めた。

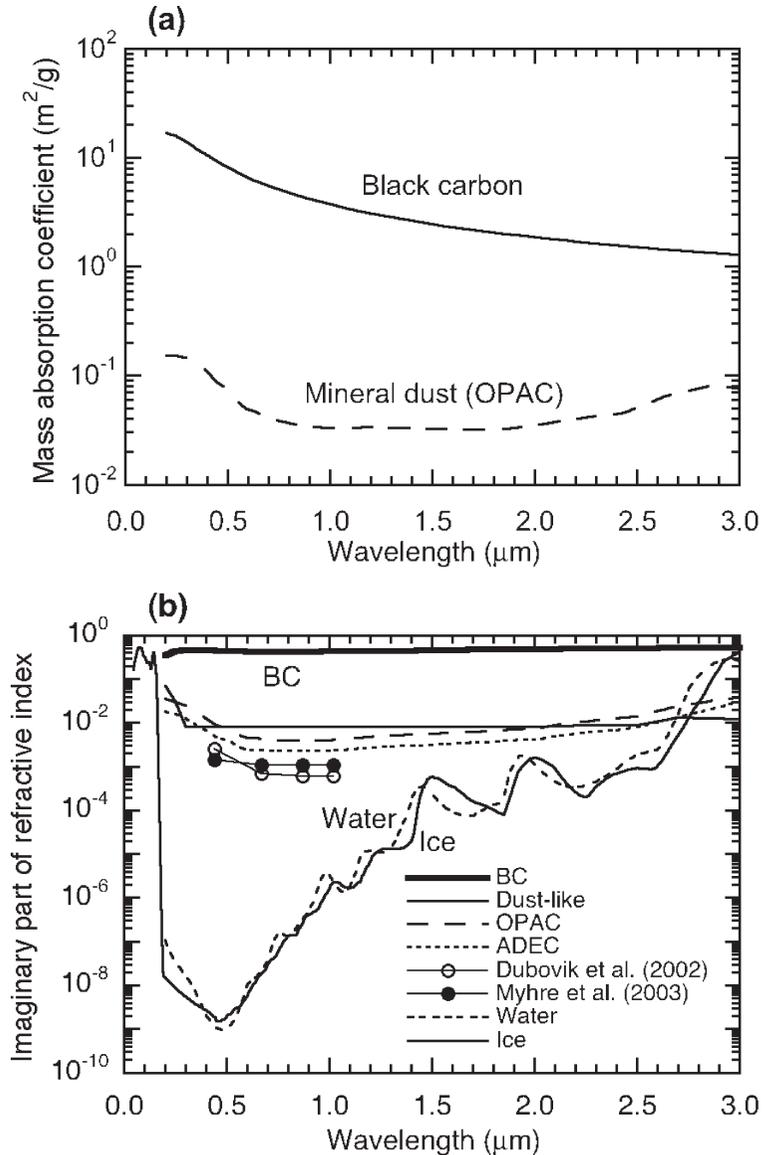
し、過去にカーボン分析装置によって積雪サンプルを分析した例は非常に少なく、測定手法にはまだ改善の余地がある。今後、測定手法の改善と共に同様の観測を札幌の様な都市域だけでなく、北極域や南極域にも広げる必要がある。

5. 積雪アルベド物理モデルと気候へのインパクト

第3節で述べたように、積雪面上の黒色炭素による放射強制力を計算するために気候モデルに組み込まれる積雪アルベドモデルは最近急速に進歩したが、その計算結果にはまだ大きな開きがある。その原因として、アルベドに影響を与える積雪物理量や大気条件の扱い方の違いや、積雪不純物の起源である大気エアロゾルの取扱いの違いが挙げられる。そこで我々は、物理過程をモデルにできるだけ反映させたアルベド物理モデルを陸面モデル (Hosaka *et al.* 2005) に組み込み、さらにその陸面モデルをエアロゾル輸送モデル Model of Aerosol Species IN the Global Atmosphere (MASINGAR, Tanaka *et al.* 2003, 2007) に組み込んで、気候への影響を調べた。

第2節で述べたように、積雪深が光学的に十分厚い積雪のアルベドは、積雪粒径、不純物 (BC とダスト) 濃度、大気効果 (直達日射と散乱日射の割合)、及び太陽天頂角に強く依存している。このため、我々のモデルではアルベドは積

雪粒径、積雪中 BC 濃度とダスト濃度、太陽天頂角の関数となっている。その計算には大気-積雪系の放射伝達モデル (Aoki *et al.* 1999, 2000) を用い、可視域、近赤外域における直達日射に対するアルベド



第6図 (a) 黒色炭素 (BC: 実線) とダスト (破線) の質量吸収係数の波長分布, (b) 各種物質の複素屈折率の虚数部の波長依存性. BC, 水 (Water), 氷 (Ice) 以外の曲線はダストモデルで Dust-like (細実線; Shettle and Fenn 1979), OPAC (Optical Parameters of Aerosols and Clouds: 長破線; Hess *et al.* 1998), ADEC (Aeolian Dust Experiment on Climate Impact: 点線; Aoki *et al.* 2003), Aerosol Robotic Network (AERONET) 観測による値 (黒丸; Dubovik *et al.* 2002, 白丸; Myhre *et al.* 2003).

(black sky albedo) と等方散乱成分に対するアルベド (white sky albedo) を求めている。また、日射量の直達成分と散乱成分、BC 及びダストの乾性及び湿性沈着量は MASINGAR で計算する。ただし、積雪粒径のみはまだ物理モデル化されておらず、積雪断面観測から求めた気温と粒径の経験的關係に基づいて決められている。BC とダストの吸収の強さは大きく異なるため (第 6 図 a), 次式で定義する「snow impurity factor (SIF)」によって 1 つのパラメータとして扱った:

$$SIF = k_{a_BC} C_{BC} + k_{a_dust} C_{dust} \quad (1)$$

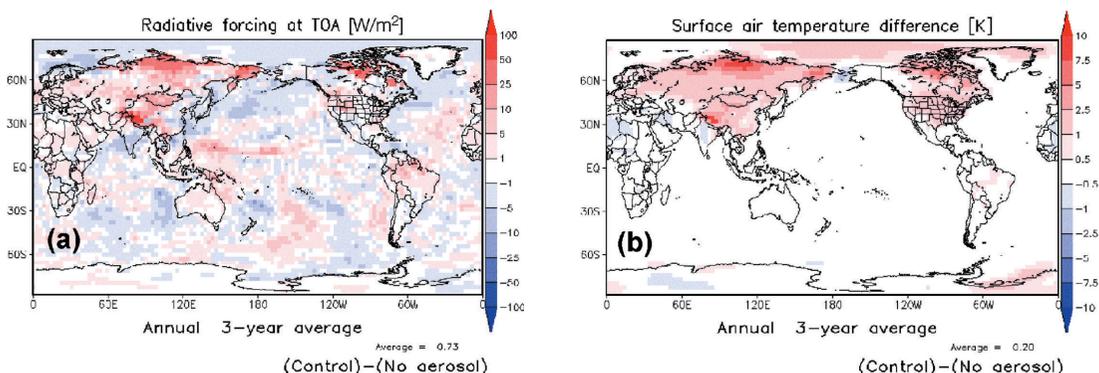
ここで k_{a_BC} と k_{a_dust} はそれぞれ BC 及びダストの質量吸収係数 (第 6 図 a), C_{BC} と C_{dust} は積雪表層中の各不純物濃度である。BC とダストの光学特性 (粒径分布と複素屈折率) は OPAC (Optical properties of aerosol and clouds) (Hess *et al.* 1998) の値を用いたが、第 6 図 b に示すようにダストの複素屈折率 (吸収の強さを表す) には不確実性が大きく、最近の研究ではさらに吸収が弱いと考えられている (Aoki *et al.* 2005)。可視域で不純物の効果が大きい理由は、氷に対する BC 及びダストの複素屈折率の違いが可視域で大きいためである。余談になるが、氷と水の複素屈折率の波長分布はよく似ているので、アルベドの含水率依存性は、積雪中の融解水が積雪粒子の有効半径を増加させる効果によると解釈できる。

MASINGAR による気候再現実験 (田中ほか 2006) の結果、BC+ダストの沈着の有無による大気上端における放射収支差の年平均値は、全球平均で

+0.7 Wm⁻², 晴天のみでは +1.12 Wm⁻² という大きな値となった。地域的に大きな場所は、中央シベリア北部、東部シベリア、カナダ北部、ヒマラヤである (第 7 図 a)。気温の変化は全球年平均値で +0.2 K となり、気温上昇の大きな地域は放射強制力の大きな地域と対応している (第 7 図 b)。第 1 表に、他の研究結果との比較を示す。本研究の計算結果は BC だけで比べても他の計算結果よりも大きい。その絶対値の信頼性に関しては、今後検討の余地があるが、この研究結果において特徴的なことは、BC+ダストによる放射強制力が BC とダストによる各強制力の計算値の合計よりもかなり大きいという点である。この理由は、積雪不純物濃度の増加に対するアルベドの減少が非線形であることに加え、第 2 図のフィードバック効果が効いていると考えられる。従って、積雪上の BC のみによる放射強制力を考えるときでも、BC だけの計算では現実を正確に再現していない可能性がある。その他、BC とダストの対比では、BC の方がダストよりも長距離輸送されやすく、北極域周辺では相対的に BC の寄与が大きいことが分かった。

6. 積雪物理量のリモートセンシング

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依存することを利用して、Advanced Earth Observing Satellite (ADEOS) -II 衛星/Global Imager (GLI) センサや Terra・Aqua 衛星/Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) センサのデータからそれら積雪物理量を抽出するアルゴリズムを開発し (Stamnes *et al.* 2007), それらの全球分布を求めた (第 8 図)



第 7 図 BC 及びダストの沈着による雪面アルベド変化があるときとないときの、(a) 大気上端における放射収支差 (Wm⁻²) の年平均値、(b) 地表面気温差 (K) の年平均値 (田中ほか 2006)。

(Hori *et al.* 2007). その結果、積雪粒径と雪面温度に相関のあることが分かった。また、アラスカや北海道での地上検証の結果、積雪粒径はほぼ正確な値が求まり、不純物濃度はやや誤差が大きかったことが分かった (Aoki *et al.* 2007 b)。積雪粒径は積雪の融解前に増加するため、衛星データから求めた積雪粒径によって温暖化の徴候を監視できる可能性がある。現在、アルベドそのものを衛星データから求めることは可能であるため、積雪粒径と不純物濃度の抽出精度が向上すれば、MASINGAR で計算するアルベド物理モデルの予報変数全てを求めることができるようになるものと期待される。

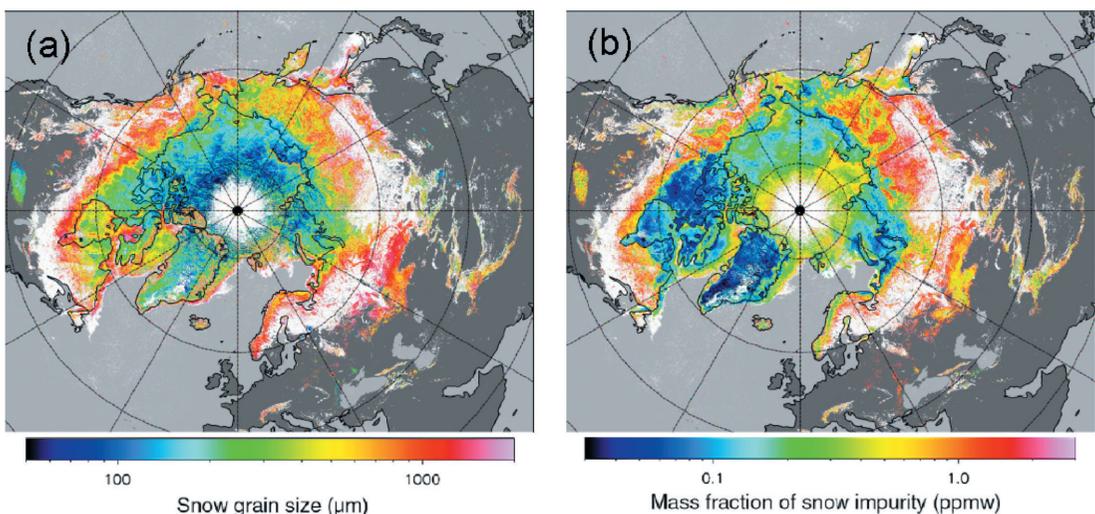
7. まとめ

大気中の吸収性エアロゾルは、雪氷面に沈着してアルベドを低下させることにより、温暖化を加速する効果を持っている。その効果は積雪粒径の変化と関係し、その物理過程は積雪に対する放射伝達モデルや特定の条件下における観測から理解はされていたが、気候モデルへの実装や、連続観測による系統的な解析はようやく最近行われるようになったばかりである。その効果は IPCC の第 4 次報告書 (IPCC 2007) から、放射強制力の図に積雪面上の黒色炭素による効果として初めて追加された。しかし、まだ多くの不確定要素が残っている。本報告では、積雪アルベドの光学特性と積雪面上の黒色炭素による放射強制力のレビューを

第 1 表 積雪不純物による放射強制力を計算した各モデルの比較。

モデル	積雪不純物	モデル積分期間	放射強制力 (W/m ²)* ¹	気温変化 (K)* ²
Hansen and Nazarenko (2004)	BC* ³	120 yrs.	+0.16* ⁴	+0.24* ⁴
Jacobson (2004)	BC+OC* ⁵	10 yrs.	—	+0.27
Jacobson (2004)	BC+OC	recent 3 yrs.	—	+0.32
Hansen <i>et al.</i> (2005)	BC	81-120 yrs.	+0.08	+0.07
Flanner <i>et al.</i> (2007)	BC	1998 and 2001	+0.054~+0.049	+0.10~+0.15
Present study	BC	3 yrs.	+0.22	+0.07
Present study	dust	3 yrs.	+0.20	+0.06
Present study	BC+dust	3 yrs.	+0.7	+0.2

*¹ 放射強制力, *² 全球年平均気温の変化, *³ BC: 黒色炭素, *⁴ Hansen and Nazarenko (2004) では様々な条件で計算しているが、ここに示した値は論文中に示された Case 1 (雪氷面の可視域アルベドが北極で 2.5%, 北半球で 5%, 南極以外の北半球で 1% 低下した場合) の結果, *⁵ OC: 有機性炭素。



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) 積雪半径 (μm) 及び (b) 不純物 (BC) 濃度 (ppmw), Hori *et al.* (2007) による。

行った。次に、札幌での長期間の積雪面上放射収支と積雪断面観測、及び大気-積雪系の放射伝達モデルによって、積雪面の放射特性が積雪粒径と不純物濃度によって大きく依存していることを確認した。この結果を基に、積雪粒径と不純物濃度によって変化する積雪アルベド物理モデルを開発し、気候モデルに組み込んだ。その気候モデルによって、吸収性エアロゾルが積雪面の放射特性に与える影響を調べた結果、吸収性エアロゾルが積雪面アルベドの変化を通じて全球放射収支に与える放射効果は、黒色炭素とダストの相乗効果によって増幅されていることが分かった。さらに、衛星リモートセンシングによる積雪粒径と不純物濃度を抽出する技術を用いることにより、衛星データから気候モデルで計算した積雪物理量を全球で検証できるものと期待される。

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**, 10219-10236.
- 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, Japan. *Ann. Glaciol.*, **46**, 375-381.
- Aoki, Te., M. Hori, H. Motoyoshi, T. Tanikawa, A. Hachikubo, K. Sugiura, T. J. Yasunari, R. Storrvald, 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.
- Clarke, A. D. and K. J. Noone, 1985 : Soot in the arctic snowpack : a cause for perturbations in radiative transfer. *Atmos. Environ.*, **19**, 2045-2053.
- Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré and I. Slutsker, 2002 : Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 590-608.
- Flanner, M. G. and C. S. Zender, 2006 : Linking snowpack microphysics and albedo evolution. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12208, doi : 10.1029/2005JD006834.
- Flanner, M. G., C. S. Zender, J. T. Randerson and P. J. Rasch, 2007 : Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *J. Geophys. Res.*, **112**, D11202, doi : 10.1029/2006JD008003.
- Hansen, J. and L. Nazarenko, 2004 : Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **101**, 423-428.
- Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, L. Nazarenko, A. Lacis, G. A. Schmidt, G. Russell, I. Aleinov, M. Bauer, S. Bauer, N. Bell, B. Cairns, V. Canuto, M. Chandler, Y. Cheng, A. Del Genio, G. Faluvegi, E. Fleming, A. Friend, T. Hall, C. Jackman, M. Kelley, N. Kiang, D. Koch, J. Lean, J. Lerner, K. Lo, S. Menon, R. Miller, P. Minnis, T. Novakov, V. Oinas, Ja. Perlwitz, Ju. Perlwitz, D. Rind, A. Romanou, D. Shindell, P. Stone, S. Sun, N. Tausnev, D. Thresher, B. Wielicki, T. Wong, M. Yao and S. Zhang, 2005 : Efficacy of climate forcings. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18104, doi : 10.1029/2005JD005776.
- 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 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.
- Hosaka, M., D. Nohara and A. Kitoh, 2005 : Changes in snow cover and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20 km-mesh global atmospheric model. *SOLA*, **1**, 93-96, doi : 10.2151/sola.

- 2005-025.
- IPCC, 2007 : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacobson, M. Z., 2004 : Climate response of fossil fuel and biofuel soot, accounting for soot's feedback to snow and sea ice albedo and emissivity. *J. Geophys. Res.*, **109**, D21201, doi : 10.1029/2004JD004945.
- 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 Polarinstitutt, Oslo, 184 pp.
- McConnell, J. R., R. Edwards, G. L. Kok, M. G. Flanner, C. S. Zender, E. S. Saltzman, J. R. Banta, D. R. Pasteris, M. M. Carter and J. D. W. Kahl, 2007 : 20th-century industrial black carbon emissions altered arctic climate forcing. *Science* **317**, 1381-1384, doi : 10.1126/science.1144856.
- 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*, **83 A**, 137-148.
- Myhre, G., A. Grini, J. M. Haywood, F. Stordal, B. Chatenet, D. Tanré, J. K. Sundet and I. S. A. Isaksen, 2003 : Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign. *J. Geophys. Res.*, **10**, 8579, doi : 10.1029/2002JD002566.
- Shettle, E. P. and R. W. Fenn, 1979 : Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties, AFGL-TR-79-0214, Air Force Geophysics Laboratory, 94 pp.
- 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.
- Tanaka, T. Y., K. Orito, T. T. Sekiyama, K. Shibata, M. Chiba and H. Tanaka, 2003 : MASINGAR, a global tropospheric aerosol chemical transport model coupled with MRI/JMA98 GCM : Model description. *Pap. Meteor. Geophys.*, **53**, 119-138.
- Tanaka, T. Y., Te. Aoki, H. Takahashi, K. Shibata, A. Uchiyama and M. Mikami, 2007 : Study of the sensitivity optical properties of mineral dust to the direct aerosol radiative perturbation using a global aerosol transport model. *SOLA*, **3**, 33-36, doi : 10.2151/sola.2007-009.
- 田中泰宙, 青木輝夫, 保坂征宏, 2006 : エアロゾル沈着による雪氷面アルベド変化の感度実験. 日本気象学会2006年度秋季大会予稿集, D151.
- 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. and A. D. Clarke, 1990 : Soot in the atmosphere and snow surface of Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **95**, 1811-1816.
- 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.
- 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**, 4738, doi : 10.1029/2003JD003859.