

(2) 人為起源大気エアロゾルの増加に伴う気候の変化

北海道大学工学部衛生工学科

太田 幸雄

1. はじめに

近年、二酸化炭素、フロン、メタン等温室効果気体の増加に伴う地球の温暖化が危惧されている。しかしながら、大気中には固体及び液滴の浮遊微粒子（エアロゾル）もまた存在しており、これらの大気エアロゾルも人間活動に伴い増加して気候に大きな影響を与える恐れがある。以下、この人為起源の大気エアロゾルの増加に伴い引き起こされる気候変動の可能性及びその機構について述べる。

2. 大気エアロゾルの組成

図1に、札幌において捕集された粒径 $8\text{ }\mu\text{m}$ 以下の大気エアロゾルの組成分析結果について示す (Ohta and Okita, 1990)。TPMは相対湿度50%下で測定された大気エアロゾルの総重量濃度、BCは黒色純炭素を示す。Waterは、計算により求めた水分量である。図より、大気エアロゾルはほぼ、煤粒子、有機物粒子、硫酸粒子、硫酸アンモニウム粒子、硝酸アンモニウム粒子、海塩粒子及び土壌粒子の7種類の粒子で構成されていると考えられる。東京及び北海道ニセコ山麓において測定された大気エアロゾルにおいても、同じようにほぼこの7種類の粒子により構成されている。これらのうち、海塩粒子及び土壌粒子は自然起源のエアロゾルであるが、煤粒子は燃焼によって放出される人為起源エアロゾルであり、有機物粒子、硫酸粒子、硫酸アンモニウム粒子及び硝酸アンモニウム粒子も、ほとんどが人間活動の結果として生成されるエアロゾルである。

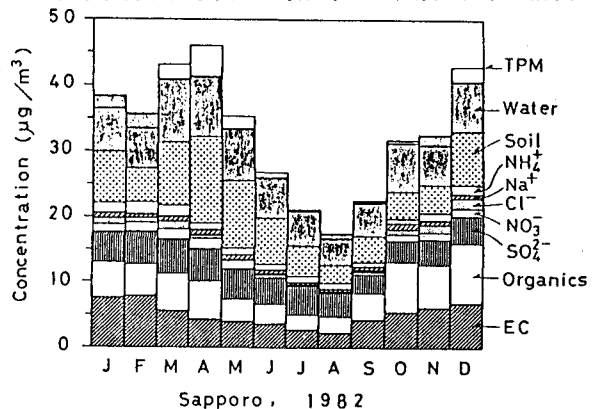


図1. 札幌における大気エアロゾルの組成

3. 大気エアロゾルの気候影響

3.1 大気エアロゾルのアルベド効果

大気エアロゾルは粒子であるため、太陽放射（日射）を散乱・吸収する。地球大気の上端における太陽放射の反射率（ただし、全太陽放射領域について平均したもの）をプラネタリー・アルベドというが、もし大気中に含まれるエアロゾルの総量が増加したりまたは大気エアロゾルの太陽放射吸収特性が変化すると、大気中における太陽放射の散乱・吸収量が変化するためプラネタリー・アルベドが変化し、その結果地球—大気系が獲得する正味の太陽放射量が増加または減少して、気候の変化を引き起こす。これを大気エアロゾルのアルベド効果と呼ぶ。

この大気エアロゾルのアルベド効果として有名なものが大規模な火山噴火に伴う気温の低下である。例えば1883年のクラカタウ火山（インドネシア）の大爆発では、爆発後2～3年の間北半球の平均気温が 0.5°C 低下し、また、過去100年間で起きた5回の火山大爆発では各々爆発後2～3年間で北半球で平均 0.3°C 程度の気温の低下があったと言われている。

一方、現在の地球大気中にもかなりの大気エアロゾルが含まれており、この大気エアロゾルのアルベド効果により地表気温はかなりの影響を受けているはずである。著者等は日本地域における大気エアロゾルの測

定及び世界各地での大気エアロゾルの測定文献等を基に現在の地球規模での大気エアロゾルモデルを作成し、放射伝達方程式を解き、エネルギーバランス気候モデルを適用することにより、現存している大気エアロゾルが気候の形成に及ぼしている効果の見積りを行った。結果を図2に示す。Ice albedo feedback 及び LH (Latent heat) feedback の両方を考慮すると、大気エアロゾルの存在により大気エアロゾルの全く存在しなかった場合に比べて地表気温は極地で 1.2℃、熱帯域で 0.8℃だけ冷却されていることが分かる。

また、最近北極圏においては、ヨーロッパ諸国及びソ連からの汚染物質の流入により大気汚染が深刻化しているが、この汚染物質中には多量の煤粒子及び硫酸(塩)粒子が含まれていると言われている。そこで、この北極圏大気エアロゾルが気候に及ぼす影響についての計算も行った。図3に示すように、北緯60度以北で全エアロゾル量が2倍に増加するがエアロゾルの組成は変わらない場合(60-90°N $\beta \times 2$)は北半球の地表気温は 0.1℃程度低下するが、全エアロゾル量が2倍に増加し且つ全エアロゾル中に占める煤粒子の割合も2倍に増加した場合(60-90°N $\beta \times 2$ and EC $\times 2$)には、北極圏の地表気温は逆に 0.2~0.3℃上昇することが分かる。

次に、今後の人間活動の拡大に伴い、煤粒子(EC)及び硫酸(塩)粒子(SO_4^{2-})の濃度が地球規模で増加した場合についての地表気温の変化量について計算を行った。結果を図4に示す。硫酸(塩)粒子のみが2倍に増加したばあいには地表平均気温は 0.1~0.3℃程度低下するが、硫酸(塩)粒子の他に煤粒子の濃度も2倍に増加すると地表平均気温は逆に 0.1~0.8℃上昇し、一方煤粒子のみが2倍に増加すると、地表気温は 0.2~1.0℃上昇することになる。

このように、大気エアロゾルのアルベド効果は、大気エアロゾルの全量に依存するのはもち論であるが、さらにその全エアロゾル中に占める太陽放射吸収成分(煤及び土壌粒子)の存在割合にも大きく依存しており、今後、エアロゾル全量の濃度変動の他に、煤粒子及び土壌粒子の濃度変動にも注目していく必要がある。

3.2 雲のアルベドの変化

雲は、赤外領域においてはほぼ黒体に近い熱放射を行う媒体であり、強い温室効果を持つが、一方、雲粒はまた太陽放射領域において非常に強い散乱を生じ、太陽放射を宇宙空間に跳ね返している。すなわち雲は、赤外領域においては地表気温を上昇させ、太陽放射領域においては地表気温を冷却するという相反する効果

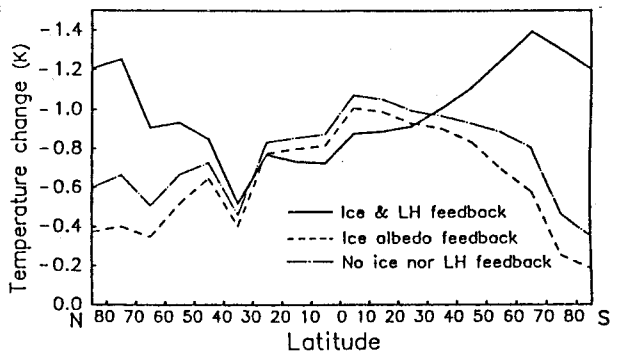


図2. 大気エアロゾルの存在による地表気温の変化量

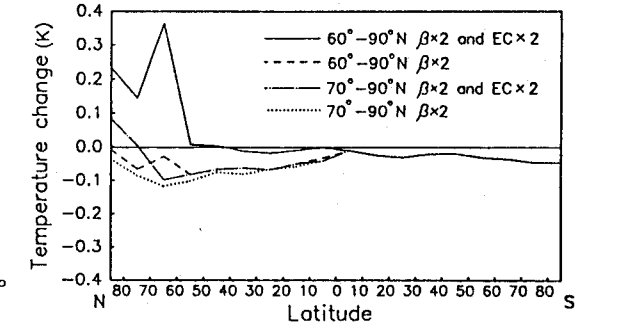


図3. 北極圏大気エアロゾルの増加及び変質に伴う地表気温の変化量

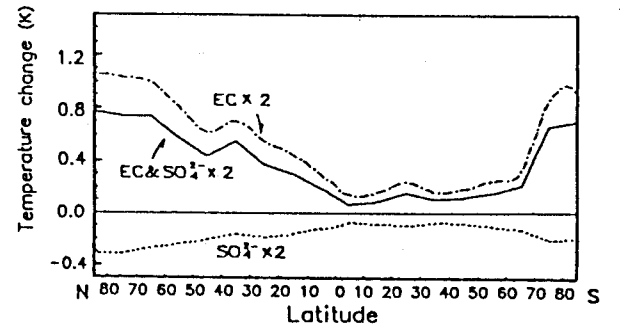


図4. 煤粒子及び硫酸(塩)粒子の増加に伴う地表気温の変化量

を及ぼしている。これまでの研究では、上層雲の絹雲では温室効果による昇温効果が卓越するが、中層雲及び下層雲では太陽放射の反射による冷却効果が卓越していると言われている。特に中層雲及び下層雲による地表気温の冷却効果は非常に強く、これらの雲の太陽放射に対する反射率（雲のアルベド）が僅かに増加しただけで二酸化炭素の濃度倍増による温室効果を打ち消してしまう可能性があると言われている。

ところで、雲は純粋な水蒸気のための凝結によって生成されるのではなく、大気中に存在する水溶性のエアロゾルを核として水蒸気がその表面に凝結することにより生成されるものである。人間活動に伴い特に多量に放出・生成される硫酸（塩）粒子は、この雲粒の生成過程において非常に有効な凝結の核となる。今後、人間活動の拡大に伴い大気中の硫酸（塩）粒子数の増加が予想されるが、一方凝結して水滴となり得る水分量（過飽和水蒸気量）はそれほど変わらないと思われ、そのため粒径の小さい雲粒が数多く生成されることになる。雲による太陽放射の散乱過程は粒径分布に非常に大きく依存しており、雲粒の最多粒径がより小さく且つその個数が増大した場合、雲のアルベドは増加することが予想される。

一方、大気中には煤粒子もまた存在しているが、煤粒子は雲粒と混在した場合、太陽放射を強く吸収するため、雲のアルベドをより低下させることが予想される。

以上のように、硫酸（塩）粒子と煤粒子の増加は、各々、雲のアルベドを逆方向に変化させるため、今後各々の粒子の増加量の予測及び各々の粒子による雲のアルベドの変化の定量的な評価を行うことが重要な課題となってくると思われる。

3.3 雲の吸収率の変化

大気における粒子の光（放射）散乱・吸収過程において、粒子による光の吸収の度合いはその波長における粒子の複素屈折率（ $m = n_r - i n_i$ ）の虚数部 n_i の値により決定される。すなわち全く光を吸収しない粒子では n_i は 0 であり、吸収性の粒子例えば煤粒子等では n_i は 0.5 程度である。清浄な雲粒は、海塩粒子（主として NaCl 粒子）または硫酸アンモニウム粒子を核として水蒸気の凝結により生成されたものであるため、無色透明であり、可視領域での n_i の値は $10^{-9} \sim 10^{-8}$ という非常に小さな値である。それ故、雲粒の太陽放射散乱吸収による加熱は主として波長 $2 \sim 3 \mu\text{m}$ の近赤外領域の水の吸収帯による吸収により生じている。しかし、この波長域では太陽放射のエネルギーそのものが小さくなるため、結局、清浄な雲粒から成る雲の太陽放射吸収による加熱率は、計算によると、太陽が真上にあるような場合でも $0.5 \sim 1.0^\circ\text{C} \cdot \text{hour}^{-1}$ 程度の値となる。一方、雲は波長 $4 \sim 100 \mu\text{m}$ の赤外領域においてはほぼ黒体に近い熱放射を行うため、その上端で $2 \sim 4^\circ\text{C} \cdot \text{hour}^{-1}$ の強い放射冷却を生じる。

夏期に北極に生じる層雲を例として、実際にこの放射加熱冷却率について計算すると、図 5 に示すような結果となる。ここで雲の雲底は高度 130m、雲頂が高度 940m で、雲水量は $0.2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 、太陽の天頂角は 74° であり、雲粒は硫酸アンモニウムまたは海塩粒子と水からのみ成るものと仮定している。 R_v は可視領域（波長 $0.4 \sim 0.7 \mu\text{m}$ ）における放射加熱冷却率、 R_n は近赤外領域（ $0.7 \sim 4.0 \mu\text{m}$ ）、 R_i は赤外領域（ $4 \sim 100 \mu\text{m}$ ）における放射加熱冷却率、 R_T はそれらを合計した正味の放射加熱冷却率である（太田、1985）。放射による全加熱冷却率 R_T は雲層の上端で $2.3^\circ\text{C} \cdot \text{hour}^{-1}$ の強い冷却となっており、一方、雲の内部ではせいぜい $0.05^\circ\text{C} \cdot \text{hour}^{-1}$ 、雲底で $0.1^\circ\text{C} \cdot \text{hour}^{-1}$ の弱い加熱となっている。

ところで、もしこの清浄な雲層に対して吸収性のエアロゾルすなわち煤粒子及び土壌粒子が溶け込むか又は混在した場合（雲が汚染された場合）には、雲層はより吸収性を帯びることになる。図 6 は、図 5 と同じ夏期北極層雲について、雲がより吸収性を持つと仮定した場合の放射加熱冷却率の計算結果である。可視領域及び近赤外領域の加熱率 R_v 及び R_n が図 5 の場合に比べて増加しており、全放射加熱冷却率 R_T が、雲の上端ではやはり強い冷却を示しているが、雲層内部で $0.2^\circ\text{C} \cdot \text{hour}^{-1}$ のかなりの加熱となっている。

以上の結果から、図 5 の清浄な雲の場合には、上端での強い放射冷却により気温が低下して水蒸気の凝結が促進され、雲の上端が上方に成長していく。一方、図 6 の汚染された雲すなわち吸収性の強い雲の場合には、上端ではやはり強い放射冷却のため凝結により雲粒が生成され、雲は上方に成長するが、雲の内部では

かなりの放射加熱のため雲が蒸発し、雲が薄くなるか、または消え始める可能性がある。このように、吸収性のエアロゾルの雲粒への溶け込みまたは雲粒との混在は、雲の生成・成長過程に大きな影響を与え、雲の厚さ及び雲量を変化させ、気候に大きな影響を与える可能性がある。

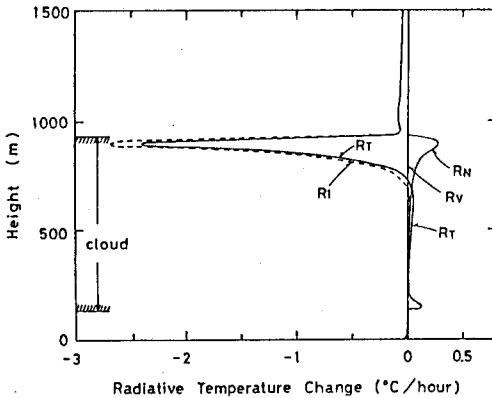


図5. 清浄な夏期北極層雲の放射加熱冷却率

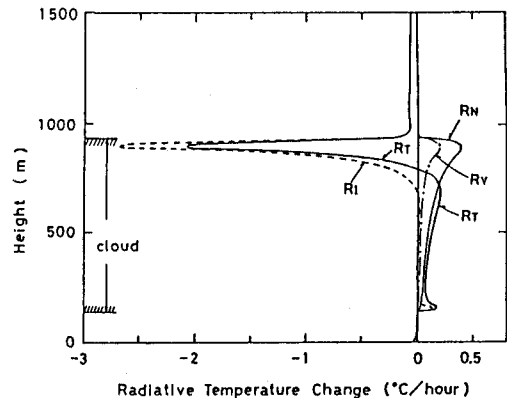


図6. 汚染された夏期北極層雲の放射加熱冷却率

3.4 雪氷面アルベドの変化

南極大陸、北極海及びグリーンランド等の極域には多量の氷床が存在するが、これらの氷及び雪面は太陽放射に対して 0.5～0.8 程度の高い反射率（アルベド）を持っており、この雪氷面の高いアルベドが極域の熱収支を決定している。（ちなみに、陸地面のアルベドは 0.10～0.30、海面は 0.05～0.10 である。）南極及び北極域は、地球の冷源であり、熱帯域において大量の太陽放射により獲得された熱エネルギーが、冷源である極域まで輸送される過程として、大気及び海洋の大循環が生じている。それ故、もし極域の熱収支が変化すれば、その結果大気の大循環が変化し、気候が変化することになる。

雪氷面のアルベドは、新雪の場合が最も高く、その後、積雪が粒子化し、時間と共に粒径が増大してくるにつれてアルベドは低下する。しかし、清浄な雪面上に煤粒子や土壌粒子等の吸収性粒子が沈着すれば、このアルベドの低下はより著しくなり、より太陽放射を吸収し、融解を促進することになる。図7に、可視領域での波長毎の雪面アルベドを示す。実線は観測値（上から順に乾燥した雪、湿った雪、及び古い融解中の雪）、○は清浄な雪モデルについての計算値（上から順に積雪粒子の粒径が 110、300 及び 1300 μm ）、+ は上の清浄な雪中に粒径が 0.1 μm の煤粒子が上から順に 0.2、0.15 及び 0.15 ppmw 混入した場合の計算値である。このように、清浄な雪に対して煤粒子が混入した場合、太陽放射のエネルギーの多い 0.4～0.6 μm でのアルベドがかなり低下しており、重量比にして高々 10^{-7} 程度の煤粒子の混入が積雪の融解を著しく促進する可能性があることが分かる。

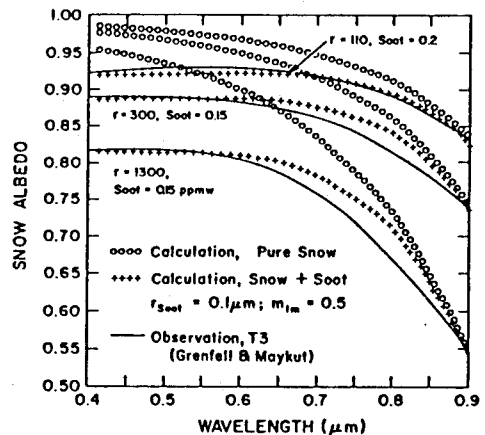


図7. 可視領域における波長別の雪面アルベド (Warren, 1982)

4. 終わりに

以上のように、人為起源大気エアロゾル、特に煤粒子と硫酸（塩）粒子は気候に対して大きな影響を及ぼす可能性があり、今後、これらのエアロゾルの地球規模分布の測定、将来の濃度増加の予測及び気候に及ぼす影響についてのより定量的な把握等が重要な課題となってくるものと思われる。