

北極煙霧層のアルベド効果に伴う気候影響

ALBEDO EFFECT OF ARCTIC HAZE ON CLIMATE

太田 幸雄*・村尾 直人*・林 健太郎**・石原 博成***

Sachio OHTA, Naoto MURAO, Kentaro HAYASHI, Hironari ISHIHARA

ABSTRACT: Albedo effect of Arctic haze on climate was estimated through one dimensional energy balance climate model. Six types of global aerosol model were assumed in the atmospheric boundary layer : Arctic aerosol, Arctic surrounding aerosol, continental aerosol, maritime aerosol in Northern Hemisphere, maritime aerosol in Southern Hemisphere and Antarctic aerosol. Optical properties of each type of aerosol were calculated based on chemical characterization. Internal mixing aerosol seriously affects the climate in Arctic area. Doubling Arctic haze causes 0.3°C increase of surface temperature, whereas disappearance of Arctic haze causes 0.15°C decrease of surface temperature in Arctic area.

KEYWORDS: Climate, Arctic haze, albedo effect, elemental carbon, sulfate

1. はじめに

1960年代までは、北極は南極とともに地球上で最も清浄な地域であると考えられていた。しかしながら1970年代から北極では春季にArctic haze と呼ばれる濃密な煙霧層が発生するようになった。現在もこの煙霧層は晩冬から春季にかけて発生し、夏から秋にかけて消滅するという季節変化を繰返している。これまでの調査により、このArctic haze (北極煙霧層)は、主としてヨーロッパロシアおよび中部ヨーロッパにおいて排出された大気汚染物質が5,000~10,000kmの長距離にわたって輸送され、北極域に蓄積する結果生ずるものであることが明らかとなった。この煙霧層は、煤と硫酸粒子を大量に含んでおり、そのため太陽放射を散乱・吸収することにより大気層上端における太陽放射の反射率(プラネタリーアルベド)を変え(これをアルベド効果と呼ぶ)、雲に取り込まれて雲の反射率を変え、さらには雪氷面上に沈着することにより雪氷面の反射率を変化させて、北極圏の気候さらには地球の気候にかなりの影響を及ぼしているのではないかと危惧されている。

これまで北極煙霧層の気候影響については、MacCracken等(1986)およびBlanchet(1989)によってその評価が行われている。しかし、彼らの計算においては、アルベド効果の算定において最も重要なパラメーターである北極煙霧層の光学特性(粒径分布および複素屈折率)に関する取扱いが不十分であった。著者等は、これまで大気エアロゾル(大気中の浮遊微粒子)の組成分析(Ohta and Okita, 1990)に基づき、その光学特性を決定する手法の開発を行ってきた。本研究では、この手法を用いて北極煙霧層およびその他の地球規模の大気エアロゾルの光学特性を算出し、デルタP3近似法による太陽放射の伝達計算を行って、大気層上端で

* : 北海道大学工学部衛生工学科 Department of Sanitary Engineering, Hokkaido University

** : (株)パシフィック コンサルタンツ Pacific Consultants Inc.

*** : (株)富士通 FIP Fujitsu FIP Inc.

の太陽放射の反射率を求める。次に、一次元エネルギーバランス気候モデルを適用し、北極煙霧層がアルベド効果を通して北極圏さらには地球規模の気候に及ぼす影響を評価する。

2. 大気エアロゾルモデル

本研究では、大気層を高度2 kmまでの大気境界層、高度2~11 kmの自由対流圏および11 km以上の成層圏の3層から成るものとし、各層内での各エアロゾルの光学特性は一樣であると仮定した。成層圏および自由対流圏内の大気エアロゾルは、局地的に大きな変化はないものとして、全球一樣なエアロゾルモデルを仮定した。一方、大気境界層内のエアロゾルは、地表付近の発生源および地表面の状態に大きく依存するため、本研究においては以下の6種類のエアロゾルを仮定した。1) 北極大気エアロゾル(北緯70度以北)、2) 北極周辺域大気エアロゾル(北緯60~70度)、3) 陸上大気エアロゾル(北緯60度以南~南緯60度以北の大陸域)、4) 北半球海洋大気エアロゾル(北緯0~60度の海洋域)、5) 南半球海洋大気エアロゾル(南緯0~60度の海洋域)、6) 南極大気エアロゾル(南緯60度以南)。これらの各大気エアロゾルについて以下のように光学特性を与えた。

2. 1 成層圏エアロゾル

成層圏エアロゾルはそのほとんどが硫酸粒子であることが現在までに明らかにされている。そこで成層圏エアロゾルの複素屈折率としては、硫酸の複素屈折率を与えた。また粒径分布は対数正規分布に従うものとし、SAGE IIのデータより求めた値を用いた。

2. 2 自由対流圏エアロゾル

自由対流圏内のエアロゾルについては、これまで化学組成の測定例はほとんどない。そこで本研究では、複素屈折率として、飛行機を用いた太陽放射フラックス観測と地上での太陽直達光の観測より得られた値を与えた。粒径分布は大気境界内での硫酸アンモニウム粒子と同じ分布を仮定した。

2. 3 大気境界層エアロゾル

(A) External mixing エアロゾル

これまでの筆者等の研究により、大気境界層内のエアロゾルはほぼ黒色純炭素(Elemental carbon)、有機物、硫酸塩、硝酸塩、アンモニウム、海塩および土壌粒子の6成分で構成されていることが分かった(Ohta and Okita, 1990)。そこでまず、大気境界層エアロゾルは黒色純炭素粒子、有機物粒子、硫酸アンモニウム粒子、硝酸アンモニウム粒子、海塩粒子および土壌粒子の6種類の成分粒子から成るものと仮定した。これをexternal mixing エアロゾルと呼ぶ。External mixing を仮定し、上述の6種類の組成成分粒子について粒径分布および複素屈折率を与え、各成分粒子の濃度(組成割合)を与えることにより、地球上の6つの型の大気エアロゾルの体積散乱係数 σ_{sca} 、体積消散係数 σ_{ext} 、およびそれらの比である単一散乱アルベド $\omega(=\sigma_{\text{sca}} / \sigma_{\text{ext}})$ 、さらに散乱の角度分布関数(phase function)を計算することができる。なお、各成分粒子の粒径分布としてはやはり対数正規分布を仮定した。

本研究では筆者等のこれまでの北海道ニセコ山麓および八丈島、小笠原父島等での観測(Ohta and Okita, 1984)、さらには他の研究者による地球上各地での大気エアロゾル成分の測定結果等を基にして、各成分粒子の濃度を与えた。なお、6つの型の大気エアロゾルのうち、北極大気エアロゾルおよび北極周辺域エアロゾルのみ各成分粒子の濃度が季節変化するものとし、他の4つの型のエアロゾルについては各成分粒子濃度は年間一定、すなわち組成割合は一定であり季節変化しないものと仮定した。

(B) Internal mixing エアロゾル

北極煙霧層を形成している北極圏大気境界層エアロゾル(北極大気エアロゾルおよび北極周辺域大気エアロゾル)は、発生源から5,000~10,000 kmもの長距離を輸送され、北極圏に数十日以上も滞在している滞留時間の長いエアロゾルである。そのため、黒色純炭素粒子と硫酸粒子や有機物粒子との衝突併合、あるいは黒色純炭素表面上での SO_2 から硫酸への酸化反応等が進行しやすく、黒色純炭素粒子を核としてその上に

硫酸ないしは硫酸と有機物の混合物を殻としてまとっているいわゆる混合粒子が存在しており、Bigg(1980)は硫酸塩粒子の半分以上が混合粒子であると報告している。このような混合粒子をinternal mixing エアロゾルと呼ぶ。本研究では、internal mixing エアロゾルとして、i) 黒色純炭素成分の半分と硫酸成分の半分が混合粒子を形成しており、他の成分はexternal mixing をしている場合（これをinternal (half) mixing エアロゾルと呼ぶこととする）、および、ii) 黒色純炭素成分全量と硫酸成分の全量にさらに黒色純炭素成分と同じ体積の有機物が混合粒子を形成しており、他の成分はexternal mixing をしている場合（これをinternal (all) mixing エアロゾルと呼ぶこととする）の二種類のinternal mixing エアロゾルを考えた。

(C) 単一散乱アルベドに及ぼす internal mixing の効果

単一散乱アルベド(single scattering albedo) ω は、大気エアロゾルによる太陽放射の吸収の大きさを示すものであり、 $0 \leq \omega \leq 1$ の値を持つ。 ω の値が小さいほど太陽放射の吸収される割合は大きくなり、大気上端での太陽放射の反射率（プラネタリーアルベド）が小さくなる。図1に、春季の北極周辺域大気エアロゾルについて計算された external mixing、internal (half) mixing および internal (all) mixing の場合の波長別の単一散乱アルベドを示す。太陽放射のエネルギーが特に多い $0.35 \sim 2.0 \mu\text{m}$ の波長域において、external mixing、internal (half) mixing、internal (all) mixing の順に ω が 0.05 ずつ減少している。後述するようにこの ω の 0.05 の相違は非常に大きなものであり、プラネタリーアルベドを約 1% 変化させ、その結果地表面温度を 0.5 度程度変化させる効果を持つ。

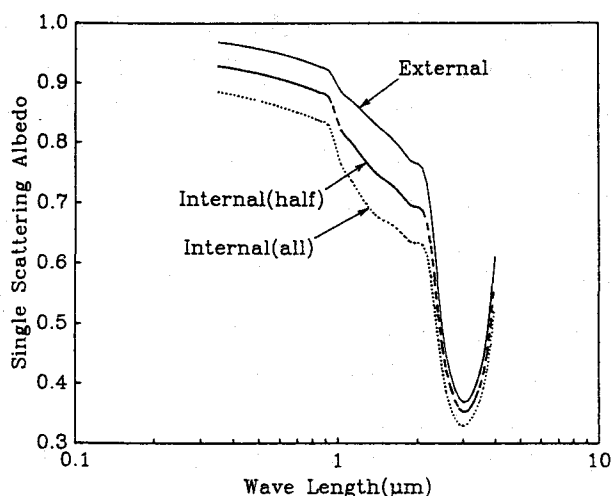


Fig.1 Single scattering albedo for spring Arctic surrounding aerosol

3. 大気上端における太陽放射の反射率（プラネタリーアルベド）の計算

3. 1 大気エアロゾルの光学的厚さの分布

地表面から大気の上端までに含まれる大気エアロゾルにより散乱吸収を受けて太陽放射の直達光が減衰するとき、その減衰係数を大気エアロゾルの光学的厚さという。すなわち大気エアロゾルの光学的厚さ τ は、地表面から大気上端までの大気中に含まれるエアロゾルの全個数に比例する量となる。本研究では北緯 60 度以南の地域では Toon and Pollack(1976) による光学的厚さの緯度分布を与えた。また北極および北極周辺域については Shaw(1982) による Point Barrow (北緯 71 度) および Fairbanks (北緯 65 度) における各月毎の光学的厚さを与えた。

3. 2 太陽放射の伝達計算

本研究においては、雲のない晴れた領域においてのみ、太陽放射の散乱吸収過程を含む放射伝達計算を行い、大気エアロゾルのプラネタリーアルベドに及ぼす効果を考慮した。なぜならば、雲の存在する領域ではプラネタリーアルベドはまず第一義的に雲の反射率によって決定されるが、雲の反射率自体が観測者により数%程度の違いを持ち、一方大気エアロゾルの混在による雲の反射率への影響はやはり数%と考えられるためである。それゆえ雲のある領域では大気エアロゾルのプラネタリーアルベドに及ぼす効果は考慮せず、観測値を基に作成された各緯度毎のプラネタリーアルベドを用いた。

雲のない晴れた領域における大気エアロゾルを含む混濁大気中の太陽放射伝達計算においては、Ohta and Tanaka (1984) による P_3 近似法にデルタ関数近似を適用したデルタ P_3 近似法を用いて計算を行い、プラネ

リーアルベドを求めた。この方法は厳密解法に比べて計算時間が二桁以上も短縮され、かつ精度的には誤差がほぼ0.1%以下という非常に効率的な計算法である。

成層圏および自由対流圏エアロゾルの濃度は全球で一定であり、季節変化もないものとした。また、大気境界層内のエアロゾルについても、北緯60度以南の緯度帯のエアロゾルについては季節変化のないexternal mixing エアロゾルであると仮定した。北緯60度以北の北極圏における大気境界層内のエアロゾルの混合形態としては、上述したexternal mixing、internal (half) mixingおよび internal (all) mixingの3通りについて考慮し、季節変化するものとした。

4. 一次元エネルギーバランス気候モデル

本研究では、Thompson and Schneider(1979)を基に、地球全体を東西方向に伸びる緯度間隔5度毎の帯（ベルト）で覆ったものとし、図2に示すように各ベルトについて以下のエネルギーバランス式を考えた。なお、各緯度帯は上下2層から成るものと仮定しており、上層は大気層、地表層、海洋表層等を含めた熱的变化の大きい（熱容量の小さい）領域に相当し、一方下層は、熱的变化は小さいが熱容量が大きいため上層への熱の流入に寄与する海洋深層部に相当する。

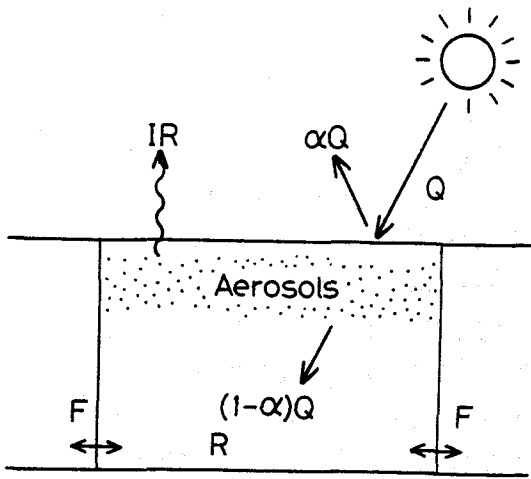


Fig.2 Energy balance climate model

$$\begin{aligned} \partial R / \partial t < 0 \text{ の時} \quad R \partial T / \partial t &= Q(1-\alpha) - IR - \text{div} F \\ R_0 \partial T_0 / \partial t &= (T_0 - T) \partial R / \partial t \\ \partial R / \partial t > 0 \text{ の時} \quad R \partial T / \partial t &= Q(1-\alpha) - IR - \text{div} F + (T_0 - T) \partial R / \partial t \\ R_0 \partial T_0 / \partial t &= 0 \end{aligned}$$

ここで、 t は時間、 ϕ は緯度、 R は緯度带上層の熱慣性量、 R_0 は緯度帯下層の熱慣性量、 T は緯度带上層の温度、 T_0 は緯度帯下層の温度、 Q は緯度帯の大気上端での太陽放射量、 α は前節 3.2の方法で求められる緯度帯のプラネタリーアルベド、 IR は緯度帯の大気上端での宇宙空間への赤外放射量、 F は緯度帯境界での南北方向の熱輸送量である。 IR はThompson and Warren(1982)の近似式、 F についてはHarvey(1988)の式を使用した。

なおこれまででは、とくに高緯度海域での海水の存在割合と緯度帯の温度との関係式としてはSellars(1973)による経験式がよく利用されてきた。しかし彼の式は海面温度と海水割合との関係式であり、海表面と陸地表面とを合わせた緯度帯の平均温度しか得られない我々のモデルではSellarsの式を用いることはできない。そこで本計算では新たに月別緯度帯海水割合と月別緯度平均気温との回帰式を作成し使用した。

5 北極煙霧層の気候影響の評価

図3に、北極圏大気境界層エアロゾルがin internal(half)mixingで混合されている場合、およびinternal(all) mixingで混合されている場合について計算された地表温度と、external mixingで混合されている場合に対

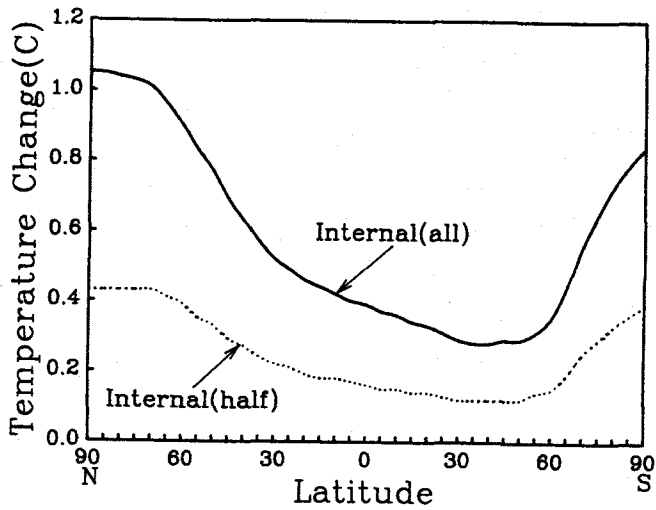


Fig.3 Effect of mixing condition in aerosol on surface temperature

して計算された地表温度との差（変化量）を示す。北緯60度以北の北極圏において、external mixing に比べてinternal (half) mixing の場合に 0.4℃、internal (all) mixing の場合に約1℃、地表温度が増加している。これは、上述したように、internal mixing の割合が増加するにつれて大気エアロゾルの太陽放射吸収性が強まり、プラネタリーアルベドが小さくなる、すなわち北極圏の大気―地表系が太陽放射をより吸収するようになるためである。

このように混合核の存在割合は、大気エアロゾルの気候影響を予測するためには非常に重要なパラメーターである。しかしながら現在のところその測定はほとんど行われていないため、本研究ではBigg(1980)を参考として、以後、internal (half) mixing で混合されている場合について計算を行った。

図4に、現在の大気エアロゾル濃度での地表気温に対して、北極圏大気境界層エアロゾル中の黒色純炭素（E.C.）の濃度のみが年間を通して2倍に増加した場合（E.C. × 2）、北極圏大気境界層エアロゾル中の人為起源成分すなわち黒色純炭素、有機物および硫酸成分の濃度が年間を通して2倍に増加した場合（北極煙霧層が2倍に増加した場合に相当する：Anthropogenic compounds × 2）、およびヨーロッパやロシアにおける発生源対策が進み、北極圏大気境界層エアロゾルの年間の濃度が現在最も低濃度である秋季の濃度のままである場合（すなわち北極煙霧層が消滅し、北極圏が清浄な状態に戻った場合：Clean Arctic）について計算された地表気温の変化量を示す。北緯60度

以北の北極圏では、E.C. が2倍に増加した場合 0.5℃昇温し、E.C. と共に有機物と硫酸成分が2倍に増加した場合は0.3℃の昇温になる。これは、E.C. のみが増加した場合には大気エアロゾル全体として太陽放射の吸収性が強くなるのに対し、有機物と硫酸成分も増加するとそれらはほぼ透明であるため散乱がより増加し、大気エアロゾル全体としては太陽放射の吸収よりも散乱（宇宙空間への反射）が増加するためである。一方、発生源対策が進み、北極圏が清浄な状態に戻った場合、北極圏は現在よりも約0.15℃だけ地表温度が下がる。これは、北極圏においては地表は海水および氷床であり地表面反射率が非常に大きく（すなわち、地表面は白く）、一方その上の大気層に存在する煙霧層はE.C. を含んでいてより吸収性が強い（より黒い）ためであり、より黒い煙霧層が消滅すれば北極圏の大気―地表系はより太陽放射を吸収しなくなり、地表気温は低下する。

北極煙霧層の増減に対する北緯75度帯（北緯72.5～77.5度）の地表気温の現状からの変化量の季節変化を図5に示す。地表気温の上昇、下降量ともに夏季に大

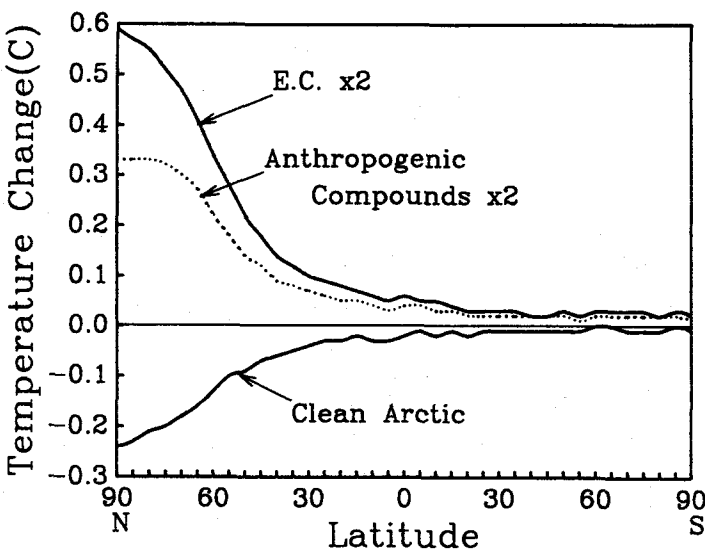


Fig. 4 Effect of Arctic aerosols on surface temperature

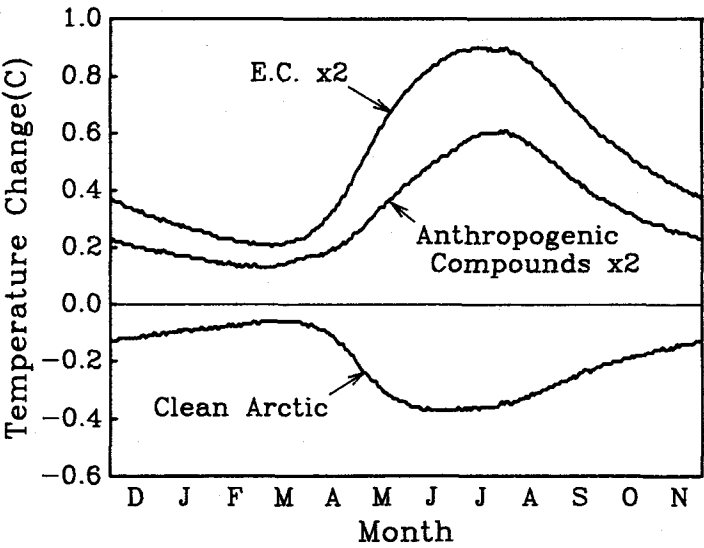


Fig. 5 Seasonal variation of the effect of Arctic haze on surface temperature of 75° latitude belt

きく、冬季は極夜のため小さい。E. C. 濃度が現在の2倍に増加した場合には夏季に 0.9°C 昇温し、人為起源成分全体が2倍に増加した場合には夏季に 0.5°C 昇温する。一方北極煙霧層が消滅した場合には夏季に 0.4°C 地表気温は低下する。

以上、北極煙霧層の増減による地表気温の上昇下降を見積もったが、本計算においては混合粒子の存在割合を50%と仮定しており、今後この割合を実測により決定することが重要である。図3に示したように混合粒子の存在割合が100%になれば昇温量は約2倍に増加しており、この混合粒子の存在割合は結果に大きく影響する要素である。

また今回は雲の反射率は煙霧層により影響を受けないと仮定しているが、今後この効果の見積もりも必要である。さらに、北極煙霧層は夏季に雲（夏季北極層雲）に取り込まれ、あるいは降水に取り込まれて地表に降下沈着する。北極圏においては地表はかなりの領域が雪氷で覆われているため、黒い煙霧層が沈着することにより雪氷面の反射率も低下し、地表の太陽放射の吸収量が増加し、地表気温はより上昇することが考えられる。今後、この煙霧層の沈着による雪氷面の反射率の低下が気候に及ぼす影響についても評価していく必要がある。

〔参 考 文 献〕

- Bigg, E. K., 1980: Comparison of aerosol at four baseline atmospheric monitoring stations. J. Appl. Meteorology, Vol. 19, 521-533.
- Blanchet, J. P., 1989: Toward estimation of climatic effects due to Arctic aerosols. Atmospheric Environment, Vol. 23, 2609-2625.
- Harvey, L. D. D., 1988: A semianalytic energy balance climate model with explicit sea ice and snow physics. J. Climate, Vol. 1, 1065-1085.
- MacCracken, M. C., R. D. Cess and G. L. Potter, 1986: Climatic effects of anthropogenic Arctic aerosols: an illustration of climate feedback mechanisms with one-and two-dimensional climate models. J. Geophys. Res., Vol. 91, 14445-14450.
- Ohta, S. and T. Okita, 1990: A chemical characterization of atmospheric aerosol in Sapporo. Atmospheric Environment, Vol. 24A, 815-822.
- Ohta S. and T. Okita, 1984: Measurements of particulate carbon in urban and marine air in Japanese areas. Atmospheric Environment, Vol. 18, 2439-2445.
- Ohta, S. and M. Tanaka, 1984: A P_3 -approximation method as applied to foggy and cloudy atmospheres. J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 62, 146-157.
- Sellers, W. D., 1973: A new global climate model. J. Appl. Meteor., Vol. 12, 241-253.
- Shaw, G. E. 1982: Atmospheric turbidity in the polar regions. J. Appl. Meteor., Vol. 21, 1080-1088.
- Thompson, S. L. and S. H. Schneider, 1979: A seasonal zonal energy balance climate model with an interactive lower layer. J. Geophys. Res., Vol. 84, 2401-2414.
- Thompson, S. L. and S. G. Warren, 1982: Parameterization of outgoing radiation derived from detailed radiative calculations. J. Atmos. Sci., Vol. 39, 2667-2680.
- Toon, O. B. and J. B. Pollack, 1976: A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. J. Appl. Meteor., Vol. 15, 225-246.