

気候変動と大陸配置について 2次元放射モデルを用いた研究(3)

高村陽子*・木田秀次

*京都大学大学院理学研究科

要 旨

大陸海洋配置および大気中二酸化炭素量変化が地表付近の気温に与える効果について、2次元放射モデルを作成し数値計算により考察した。

計算により、以下の事が明らかになった。高緯度に海洋が存在する場合には、大気中二酸化炭素量の増減による地表付近気温の変化が少ない。反対に、高緯度に大陸が配置している場合には、二酸化炭素量を増減させたときの、地表付近気温の変化が大きいの。冬季、夏季標準大気モデルを比較すると、これらの特徴は、冬季、特に大気中二酸化炭素量が減少するほど著しい。

これらより地質時代の気候変動において、高緯度に大陸・海洋どちらが配置するか、冬季の大気中二酸化炭素量という2つの条件が非常に重要な役割を果たしているといえる。

キーワード：大気放射，温室効果，古気候

1. はじめに

地球の気候は、数億年スケールで変動していることが、地質学的証拠を用いた研究から明らかになっている。Frakes et al(1992)は、膨大な地質学的証拠を基に、過去6億年の気候を Warm Mode と Cool Mode という定義で区分した。Warm Mode は地球上に氷河が存在しない時期、Cool Mode は地球上に氷河が存在する時期（季節的に存在するのも含む）を指す。気候の歴史では Warm Mode と Cool Mode が交互にくりかえされており、各 Mode は地質時代にかかわらず、以下の特徴を持つ。Warm Mode では低緯度に大陸が存在し、高緯度に海洋が存在している。反対に Cool Mode では低緯度に海洋が存在し、高緯度に大陸が存在している。Frakes et al(1992)は、気候変化に海洋・大陸配置が決定的な役割を果たし、二酸化炭素量増減が引き金となることを示した。二酸化炭素量の変化と気候変動について詳細な研究がされている (Crowley and North, 1991; Cronin, 1999)。地表面に到達し吸収された放射フラックスは、地表面から射出される赤外放射 顕熱、

潜熱という三つの過程および対流の効果によって大気中に輸送され、下層大気の熱源となる。このように地表面で吸収された放射エネルギーの変化は地表面や下層大気の運動状態を変え、気候変動をおこす引き金となる。大気の放射過程の変化と地表面熱収支は、過去の気候変動のみならず、二酸化炭素量濃度増加による地球温暖化が危惧されている未来の気候を考える上でも大切である。

現実大気中の微量気体の変化による放射過程が地表面熱収支に与える影響については、放射モデルを用いた研究がなされてきた。1次元放射モデルは、大気中の放射吸収物質の特性を取り入れた1次元のモデルであるため、放射過程の研究には最も適している。Manabe and Möller(1961)は複雑な放射伝達方程式を数値的に計算する1次元放射モデルによって、放射平衡にある大気の温度を数値的に求めた。これは 当時としては画期的な研究であり、はじめて放射平衡にある大気の温度分布が明らかになった。また太陽定数や CO₂ の濃度を増加させると地球温暖化がおこることを計算によって示した。Manabe

et al.(1965)は、大気の成層状態は不安定になると対流が起こり熱を上方に運んで成層状態は中立にもどる、という対流調節を定式化した。対流調節は積雲対流による水蒸気の潜熱の解放や熱の鉛直輸送などの効果を簡単に大規模運動に取り入れる方法で、GCMなどに導入されている。Ramanathan(1989)は、大気中二酸化炭素以外の温室効果について研究している。高村・木田(2002)は、Frakes et al(1992)の Warm Mode, Cool Mode の特徴を物理学的に解析するために、2次元放射モデルを用いて簡単な大陸海洋配置を仮定して数値計算を行った。その結果、高緯度に大陸または海洋が配置することによって大気中二酸化炭素量の増減に対する地表付近気温の感度は大きく変わることを明らかにした。

高村・木田(2003b)では、高緯度に海洋・もしくは大陸が存在するという条件の違いが、地表付近気温に大きな変化をもたらすことを明らかにした。高村・木田(2003a)では緯度方向の熱拡散係数の増減は、大陸海洋配置を変化させた時の計算結果にあまり影響を与えないことを明らかにした。これらの研究を踏まえ、大陸海洋配置および二酸化炭素変化の地表付近の気温に対する効果を考察するため、今回は大陸海洋配置および大気中二酸化炭素量変化が地表付近の気温に与える効果について報告する。

2. 熱収支モデル

2.1 熱収支モデルの概要

大気を鉛直方向に厚さ 1 kmの平行平面の大気層に分割して計算する。緯度方向には北緯 0-30度(以下、低緯度帯)、北緯 30-60度(以下、中緯度帯)、北緯 60-90度(以下、高緯度帯)に区分する。以下の手順で計算を行う。

大気に以下の5つの仮定をする。1. 大気は平行平面である。2. 等方性放射である。3. 空気分子による散乱は無視する。4. エアロゾルによる散乱は無視する。5. 大気各層は局所熱力学平衡にある。

以下の手順で計算を行う。

- 1 等温大気を与える。
- 2 地表面または海洋における、大気から射出される赤外放射量を求める。
- 3 地表面での熱収支式を用いて地表面温度を求める。
- 4 緯度方向のエネルギー輸送、鉛直方向の放射伝達方程式を解くことにより、局所熱力学平衡にある各大気層の温度変化率を求める。
- 5 大気各層での気温を求める。
- 6 上記 1 から 5 のステップを大気層の温度が平衡に

達するまで行う。

光は大気を通過する際にオゾン、水蒸気および二酸化炭素によって吸収される。波数領域内の透過率はそれぞれの気成分の透過率の積で与えられる。透過率の起算に必要な吸収線はクッディーのランダムモデルを用いる。そのため本研究では透過関数を計算するにあたり、次の五つの仮定をする。

- I. 吸収線構造はクッディーのランダムモデルで表される(Liou, 1980; Goody, 1989)。
- II. 気圧依存する不均質な気層をカーティス・ゴドソン近似によって、等価な均質気層に置き換える(Curtis, 1952; Godson, 1953)。
- III. 散光因子を用いる。
- IV. 圧力の効果による吸収線の広がり、ローレンツ線型である。
- V. 一般に吸収係数 k_ν とプランク関数 $B_k(T)$ の波数に対する変化は、吸収係数のほうが大きいので、ある波数範囲 k 内で平均の $B_k(T)$ を利用する。

なお、放射伝達方程式の赤外放射計算に関しては、Goodyのランダムモデルを用いた(会田, 1980; Liou, 1980; Liou, 1991)。短波放射計算に関しては、Lacis and Hansen(1974)によるパラメタリゼーションを用いた。

地表面温度の計算は、地表面での熱容量がゼロと仮定して熱収支式を用いた。緯度方向の熱輸送に関しては、Suarez and Held(1979)を取り入れた。海水モデルはLedley(1987)を取り入れた。

2.2 モデルのパラメータ

モデル大気の気圧、空気密度としてAFCRL(1965)による標準大気モデルの値を用いた。大気中水蒸気はManabe and Wetherald(1967)による相対湿度一定の定式化を用いた。オゾンはDütsch(1980)による観測値を用いた。地球大気上端での太陽放射量はCampbell and Vonder(1980)の値を用いた。地表面におけるバルク係数は林ほか(1992)の値を用いた。以下の8つの海洋・大陸配置を仮定した。低緯度帯、中緯度帯、高緯度帯に各々

海洋, 海洋, 海洋が分布する場合
海洋, 海洋, 大陸が分布する場合
海洋, 大陸, 海洋が分布する場合
海洋, 大陸, 大陸が分布する場合
大陸, 大陸, 大陸が分布する場合
大陸, 大陸, 海洋が分布する場合
大陸, 海洋, 海洋が分布する場合

大陸，海洋，大陸が分布する場合である。

Table 1. Summary of experiments.

	低緯度	中緯度	高緯度	CO ₂ (SAT)
SSS-0				0
SSS-1	海洋	海洋	海洋	1
SSS-10				10
SSL-0				0
SSL-1	海洋	海洋	大陸	1
SSL-10				10
SLL-0				0
SLL-1	海洋	大陸	大陸	1
SLL-10				10
SLS-0				0
SLS-1	海洋	大陸	海洋	1
SLS-10				10
LLL-0				0
LLL-1	大陸	大陸	大陸	1
LLL-10				10
LLS-0				0
LLS-1	大陸	大陸	海洋	1
LLS-10				10
LSS-0				0
LSS-1	大陸	海洋	海洋	1
LSS-10				10
LSL-0				0
LSL-1	大陸	海洋	大陸	1
LSL-10				10

大気中二酸化炭素は混合比 330ppmv を 1(SAT) として, 0SAT, 1SAT, 10SAT の 3 つの場合を考慮した。

実験名は, 例えば の低緯度, 中緯度, 高緯度に海洋, 海洋, 大陸が存在する場合を SSL のように表し, 大気中二酸化炭素量が 0 の時は SSL-0 である (実験名は Table 1. を参照)。

3. 計算結果

大気中二酸化炭素が 0SAT, 1 SAT, 10SAT の冬季大気モデルの各大陸海洋配置についての実験結果を Fig. 1 から Fig. 3 に示す。また, 夏季大気モデルの大気中二酸化炭素が 0SAT, 1 SAT, 10SAT の実験結果については Fig. 4. から Fig. 6. に示す。

Fig. 1 は, 二酸化炭素が大気に含まれない条件下

での, 各緯度における地表付近気温である。中, 高緯度に大陸が配置している場合には, アイスアルベドフィードバックにより地表付近の気温は 0 以下という低温になっている。反対に中緯度, 高緯度に海洋が配置する場合には, 海水が形成されない。Fig. 2 は大気中二酸化炭素が 1 SAT の条件下での結果であるが, Fig. 1 と同様に中, 高緯度に大陸が配置している場合には, アイスアルベドフィードバックにより地表付近の気温は 0 以下という低温になるという結果が得られた。Fig.3 の実験では二酸化炭素量が 10SAT であるが, Fig.2, Fig.3 の結果とは異なり, 低緯度, 中緯度に大陸が配置している場合には, 低緯度, 中緯度の地表付近気温は高温になる。しかし高緯度に関しては, Fig. 1, Fig. 2 と同様の結果が得られた。Fig. 7 は大陸海洋配置 SSS と LSS の地表付近気温の差である。SSS と LSS の地表付近気温差はあまり見られない。Fig. 8 は大陸海洋配置 SSS と SSL の地表付近気温の差である。Fig. 7 とは異なり, Fig.8 では高緯度で地表付近気温差は大きい。Fig. 9, Fig. 10 は SSL, SSS の大陸海洋配置で大気中二酸化炭素量は 1SAT の条件下での高緯度における各吸収物質の温度変化率である。Fig. 9, Fig. 10 の比較から, 水蒸気の温度変化率が大きく異なっていることがわかる。SSS という高緯度に海洋が存在する場合には, 大気中水蒸気量が多いことから, 水蒸気による温室効果により, 地表付近気温が高くなり, Fig.8 のような結果が得られる。

Fig. 4, Fig. 5, Fig. 6 は, 夏季標準大気モデルの結果であるが, 大気中二酸化炭素量の増減による地表付近の気温に大きな差は見られなかった。Fig. 11 は大陸海洋配置 SSS と LSS の地表付近気温の差である。Fig. 12 は大陸海洋配置 SSS と SSL の地表付近気温の差である。Fig. 11, Fig. 12 共に地表付近気温差はあまりみられない。

4. おわりに

計算結果より次のことが明らかになった。高緯度に海洋が存在する場合には, 大気中二酸化炭素量の増減による地表付近気温の変化が少ない。反対に, 高緯度に大陸が配置している場合には, 二酸化炭素量を増減させたときの, 地表付近気温の変化が大きい。また, 二酸化炭素量濃度が低いほど, アイスアルベドフィードバックにより地表付近気温は著しく低下する。夏季標準大気モデルでは, これらの特徴は, 見られない。

これらのことから, 地質時代の気候変動において, 高緯度に大陸・海洋どちらが配置するか, 冬季の大気中二酸化炭素量という 2 つの条件が非常に重

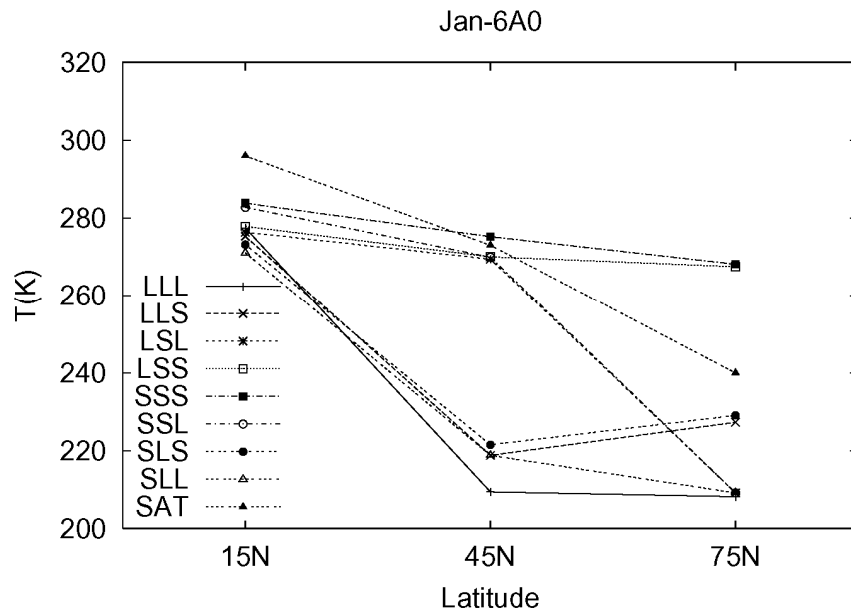


Fig. 1. Meridional profiles of the near surface air temperature for January in the atmosphere for the cases that atmospheric carbon dioxide was 0.

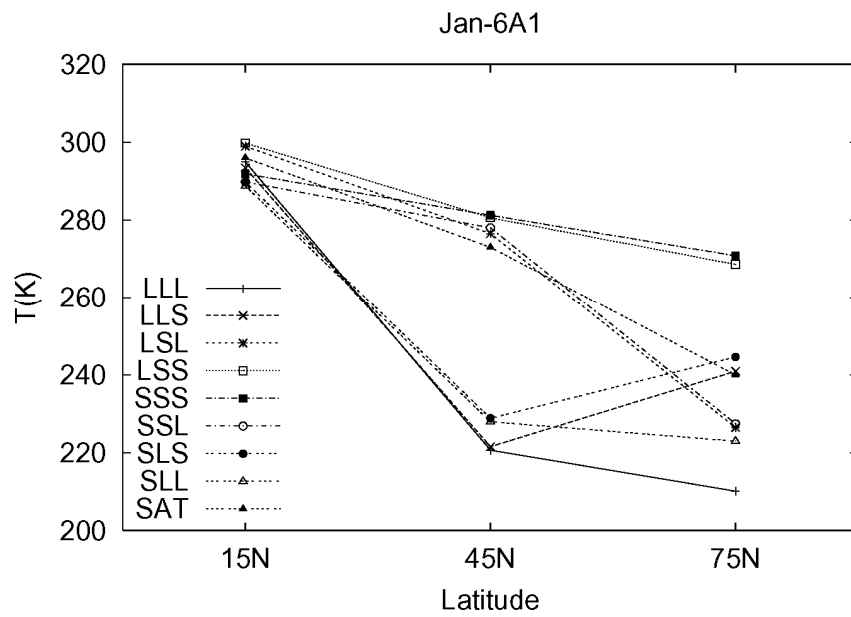


Fig. 2. Meridional profiles of the near surface air temperature for January in the atmosphere for the cases that atmospheric carbon dioxide was 1.

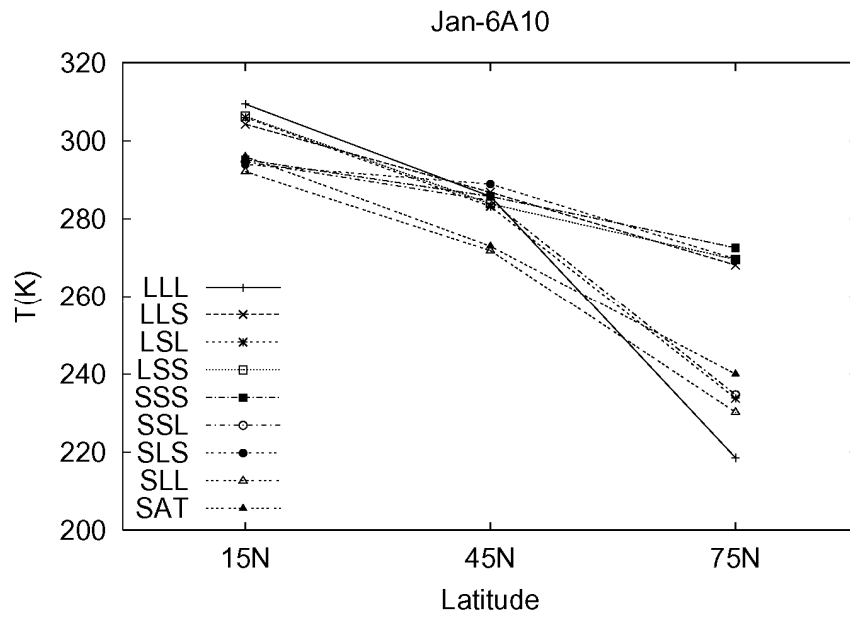


Fig. 3. Meridional profiles of the near surface air temperature for January in the atmosphere for the cases that atmospheric carbon dioxide was 10.

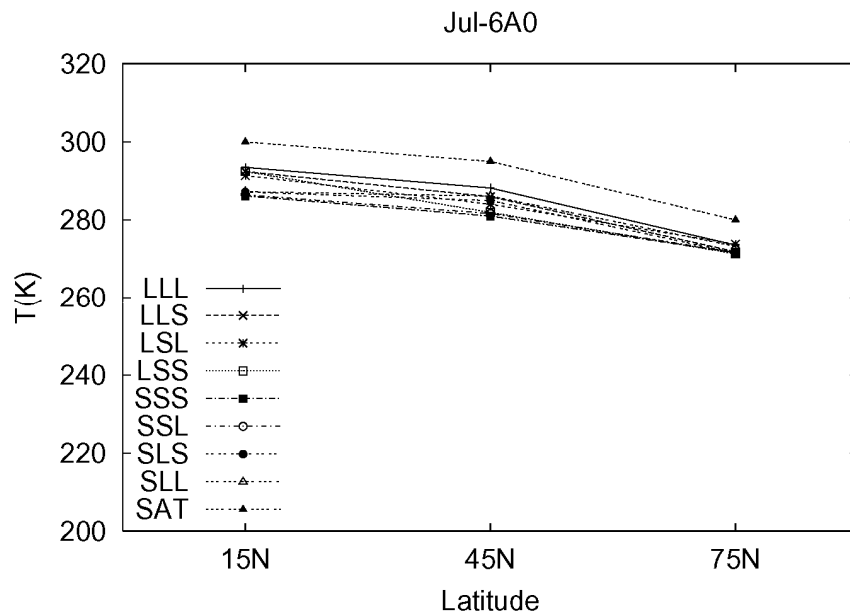


Fig. 4. Meridional profiles of the near surface air temperature for July in the atmosphere for the cases that atmospheric carbon dioxide was 0.

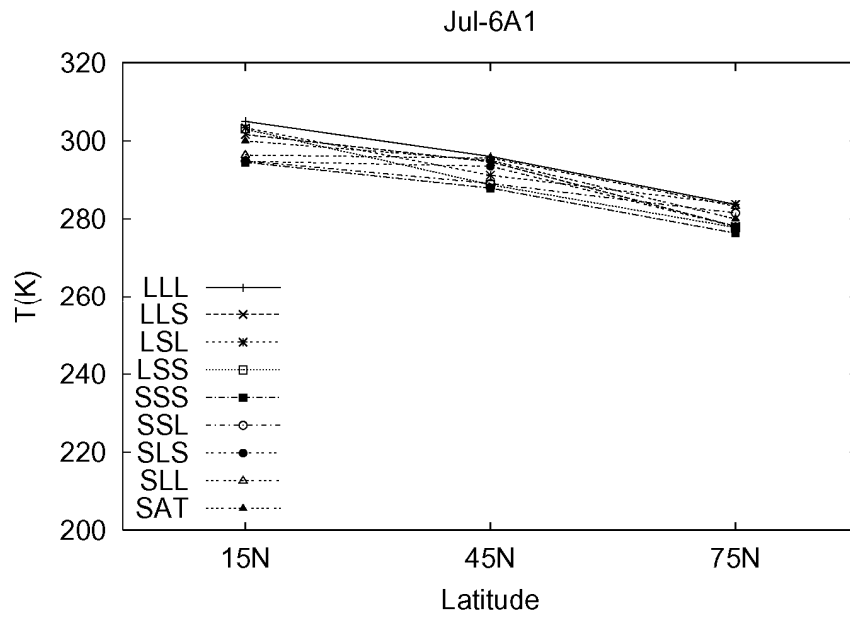


Fig. 5. Meridional profiles of the near surface air temperature for July in the atmosphere for the cases that atmospheric carbon dioxide was 1.

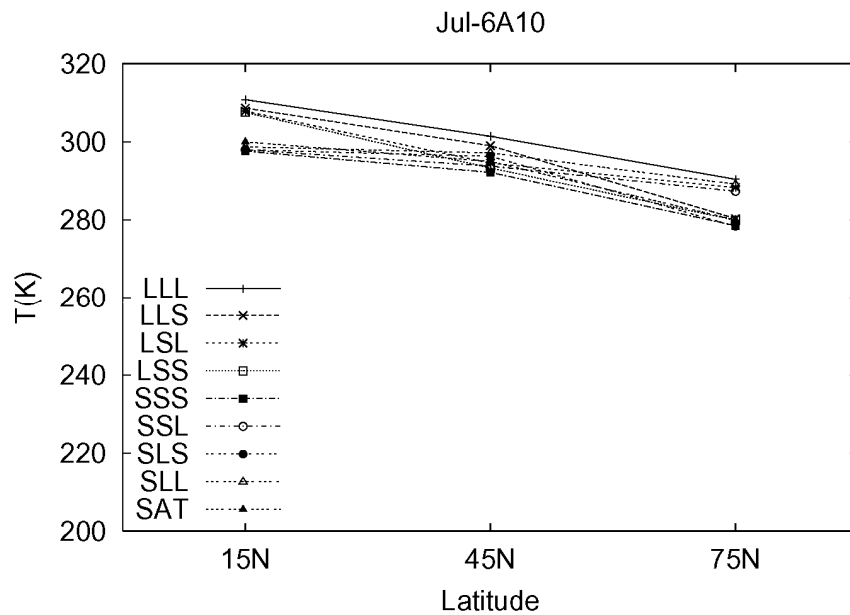


Fig. 6. Meridional profiles of the near surface air temperature for July in the atmosphere for the cases that atmospheric carbon dioxide was 10.

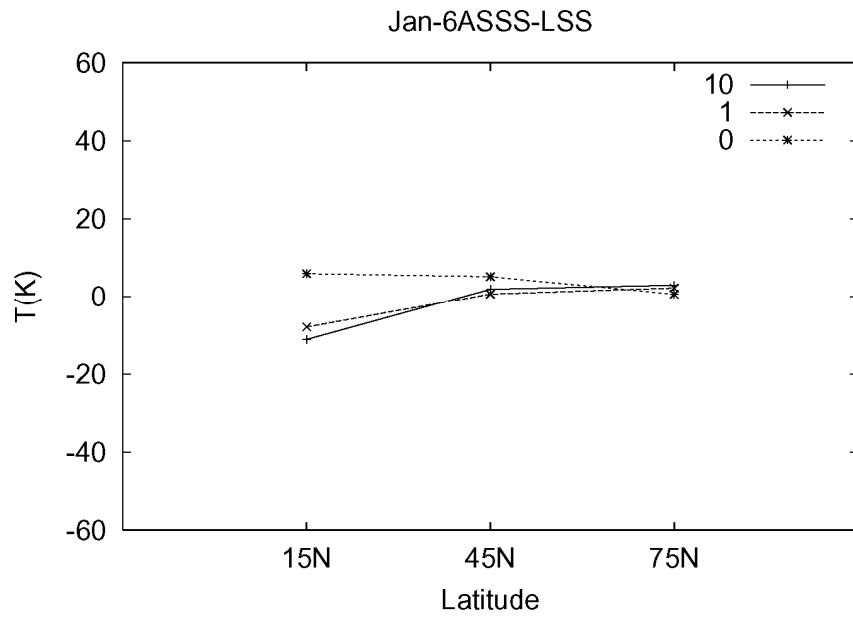


Fig. 7. Meridional profiles of the near surface air temperature of the SSS-LSS difference for January.

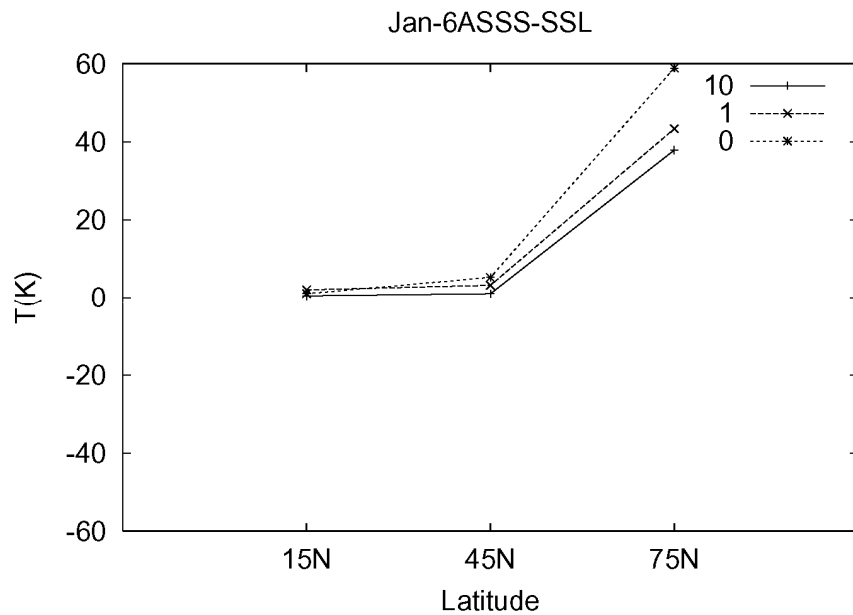


Fig. 8. Meridional profiles of the near surface air temperature of the SSS-SSL difference for January.

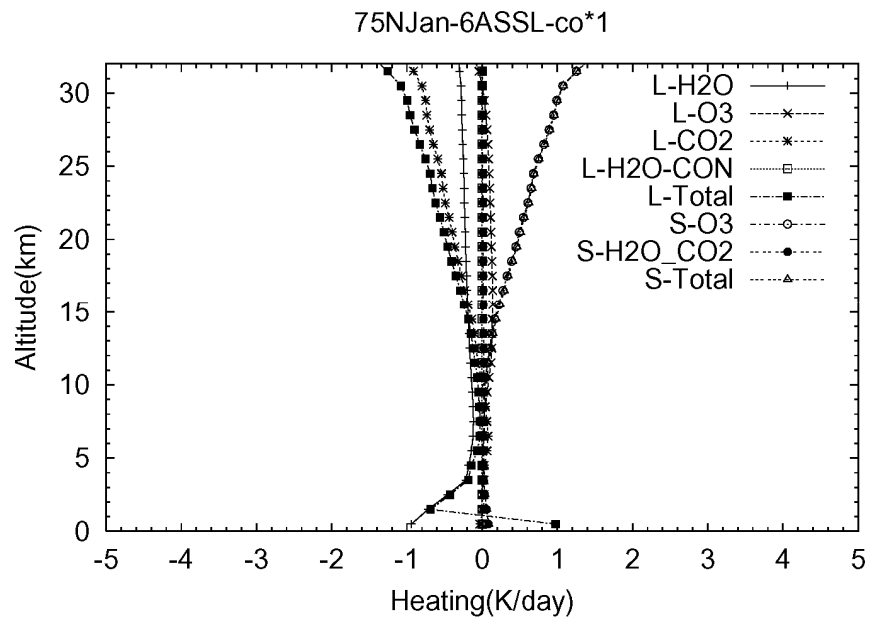


Fig. 9. Vertical distribution of the computed rate of temperature change in the atmosphere for the thermal equilibrium due to various absorbers for January based on SSL-1 at 75N.

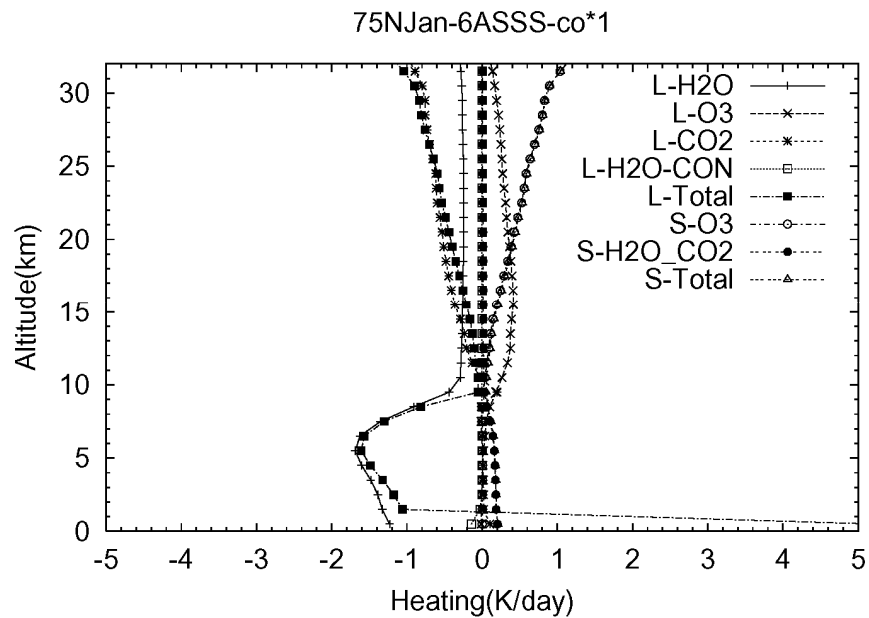


Fig. 10. Vertical distribution of the computed rate of temperature change in the atmosphere for the thermal equilibrium due to various absorbers for January based on SSS-1 at 75N.

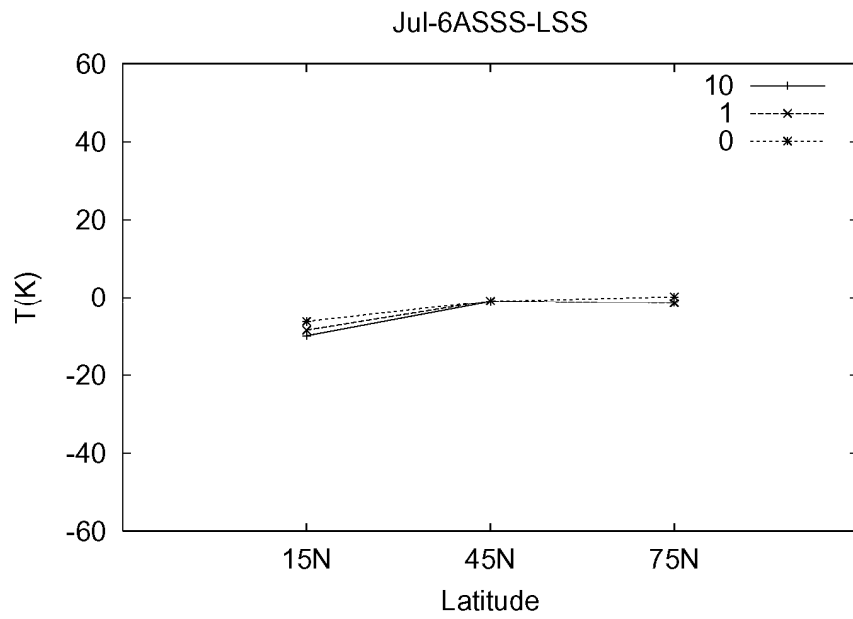


Fig. 11. Meridional profiles of the near surface air temperature of the SSS-LSS difference for July.

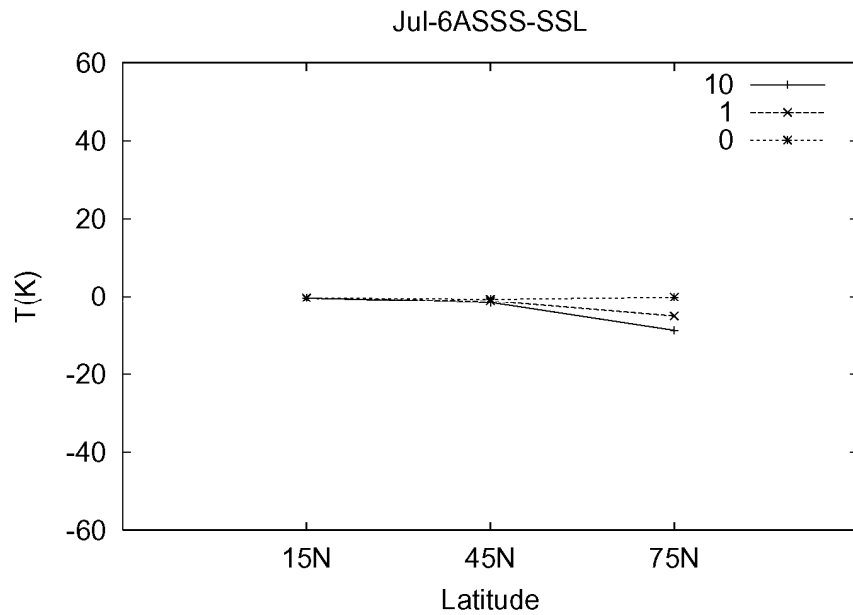


Fig. 12. Meridional profiles of the near surface air temperature of the SSS-SSL difference for July.

要な役割を果たしているといえる。

謝辞

本稿作成にあたり物理気候学研究室，大気災害研究部門 災害気候研究分野の皆様にはアドバイスをいただきました。心より感謝いたします。

参考文献

- 会田勝(1982): 大気と放射過程, 東京堂出版, 288pp.
- 高村陽子, 木田秀次(2003a): 2次元放射モデルを用いた古気候研究(2), 日本気象学会秋季大会予稿集。
- 高村陽子, 木田秀次(2003b): 気候変動と大陸配置について 2次元放射モデルを用いた研究, 京都大学防災研究所年報, 2003年, 第46号B, 461-467.
- AFCLR, (1965): Handbook of Geophysics and Space Environments. U.S.AirForce, Bedford,Mass.
- Campbell, G. G. and T. H. Vonder., (1980): Climatology of Radiation budget measurements from satellites. Atmos. Sci. Paper No. 323, Dept. Atmos. Sci., Colorado State University, 74pp.
- Crowley, J. T. and G.R North,(1991): Paleoclimatology. Oxford University Press, 349pp.
- Curtis, A. R., (1952): Contribution to a discussion of “A statistical model for water vapor absorption”, by R. M. Goody. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol.78, 638-640.
- Dütsch, H. U., (1980): Vertical ozone distribution and tropospheric ozone, Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Atmospheric Ozone; Its Variation and Human Influences, A.C.Aikin, ed., Rept.No.FAA-EE-80-20, U.S.Department of Transportation, Federal Aviation Administration, Washington, D.C., 7-30.
- Frakes,L. A., J. E. Francis and J. I. Syktus.,(1992): Climate modes of the Phanerozoic, Cambridge University Press., 274pp.
- Godson, W. L., (1953): The evaluation of infrared radiative fluxes due to atmospheric water vapor. Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,Vol.79,367-379.
- Goody, R.M. and Y.L.Yung.,(1989): Atmosoheric radiation. Oxford University Press, 519pp.
- Lacis,A.A., and J.E.Hansen, (1974):A parameterization for absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. . J. Atmos. Sci., Vol.31,118-133.
- Ledley, T. S., (1987): Development of a new sea ice growth and lead parameterizatin. Climate Dynamics., Vol 2, 91-100.
- Liou, K. N., (1980): An Introduction to Atmospheric Radiation. Academic Press, New York, 392pp.
- Liou,K. N., (1992): Radiation and cloud processes in the atmosphere. Oxford University Press, 487pp.
- Manabe, S. and R. F. Strickler, (1964): Thermal equilibrium of the atmosphere of the atmosphere with a convective adjustment. J. Atmos. Sci., Vol.19,127-143.
- Manabe, S., J. Smagorinsky, and R. F. Strickler, (1965): Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. Mon. Weather Rev., Vol.93, 771-798.
- Manabe, S. and R. T. Wetherald, (1967): Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. J. Atmos. Sci., Vol.19,127-143.
- Ramanathan, V., and L. Callis R. Cess, J. Hansen, I. Isaksen, W. kuhn, A. Lacis, F. Lutter, J. Mahlman, and M. Schlesinger, (1987): Climate-Chemical Interactions and Effects of Changing Atmospheric Trace Gases. Rev. Geophys.,Vol.25,1441-1487.
- Suarez, M, J., and I. M. Held, (1979): The Sensitivity of an Energy balance Climate model to Variations in the Orbital Parameters J.Geophys. Rev.,Vol.84,4825-4836.

**A Study on the climate change and continent-ocean distribution
using 2-D radiative-convective model : Part 3**

Yoko Takamura and Hideji Kida

Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The responses of near-surface temperature to the changes in the continent-ocean distribution and carbon dioxide in the atmosphere are analyzed by 2-D radiative convective model. The 2-D radiative convective model includes two factors; the positive feedback due to the high albedo of sea ice and snow, and the meridional energy transport with diffusion of heat.

The model produced that the near-surface temperatures are more sensitive to the amount of atmospheric carbon dioxide in the case where there are continents at high latitudes than the case where there are seas at high latitude.

Our results suggested that the continent-ocean distribution plays an important role in winter **in the atmosphere for the cases that atmospheric carbon dioxide was low level.**

Keywords: atmospheric radiation; greenhouse effects; paleoclimate, continent-ocean distribution