

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

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の変化によって、地表面気温がどのような変化をするかを明らかにするため、2次元放射対流モデルを用いて数値計算した。モデルには海水、雪による正のフィードバックおよび緯度方向の拡散による熱輸送が含まれている。

二酸化炭素量と大陸・海洋配置を変化させた数値計算により、以下のことがわかった。高緯度に陸地が存在する場合には、海洋が存在する場合と比べると、大気中二酸化炭素量の変化に対する地表付近の気温は、より感度が高くなる。地質時代の気候変動において、大陸・海洋配置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

地質時代の気候変動に関する研究は数多くなされてきた。Frakes et al(1992)は、膨大な地質学的証拠を基に、過去6億年の気候の歴史を Warm Mode と Cool Mode という概念で区分した。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（季節的に存在するもの含む）である。気候の歴史では Warm Mode と Cool Mode が交互にくりかえされおり、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、気候変化には、このような海洋・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地質時代の気候変動については、地質学的観点からの研究がなされてきた (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、現在、二酸化炭素濃度増加による地球温暖化が世界中で危惧

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。

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、1次元放射モデルに緯度方向の熱輸送を取り入れた2次元放射対流モデルを作成し、数値実験を行った。

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 1km 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 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. 吸収線構造はグ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 Δk 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)による北緯 30 度冬季の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 2 つの海洋・陸地分布を仮定した。①低緯度帯, 中緯度帯, 高緯度帯に海洋, 陸地, 陸地が分布する場合。②低緯度帯, 中緯度帯, 高緯度帯に陸地, 海洋, 海洋が分布する場合である。大気中二酸化炭素は混合比 330ppmv を 1 として, 0 の場合, 現在の 10 倍の場合を考慮した。実験名は, ①の中・高緯度に大陸が存在する場合を Land, ②の中・高緯度に海洋が存在する場合を Sea とし, 例えば大気中二酸化炭素が 0 の時は Land-0 のように表す(実験名は Table 1.を参照)。

Table 1. Summary of experiments.

Experiment	0-30N	30-60N	60-90N	CO2
Sea-0	Land	Sea	Sea	0
Sea-1	Land	Sea	Sea	1
Sea-10	Land	Sea	Sea	10
Land-0	Sea	Land	Land	0
Land-1	Sea	Land	Land	1
Land-10	Sea	Land	Land	10

3. 計算結果

Table 1.の実験 Land-0., Land-1., Land-10., Sea-0., Sea-1., Sea-10.をそれぞれ Fig 1.から Fig 6.に示す。

Fig 1. は, 実験 Land-0 で低緯度帯に海洋, 中・高緯度帯に大陸が配置しているモデルによる, 二酸化炭素が大気に含まれない条件下での, 各緯度における平衡温度である。中, 高緯度でも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℃以下という低温度になっている。Fig 2. Fig 3.と比較すると, 大気中二酸化炭素量が存在することで低緯度

の地表付近の気温が Fig 1.と比較して高温になっていることがわかる。Fig2., Fig 3.の実験では二酸化炭素量が 10 倍違うが、地表付近の気温に大きな差は見られなかった。

Fig 4. は、実験 Sea-0 であり低緯度帯に大陸、中・高緯度帯に海洋が配置しているモデルによる、二酸化炭素が大気に含まれない条件下での、各緯度における平衡温度である。低緯度でも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℃以下という低温度になっている。しかし中、高緯度に海洋が分布しているため、Fig 1.より地表付近の気温は高い。Fig 5. Fig 6.は、大気中二酸化炭素量が存在することで低緯度の地表付近の気温が Fig 4.と比較して高温になっていることがわかる。Fig2., Fig 3.の実験と同様に Fig 5., Fig 6.では二酸化炭素量が 10 倍違うが、地表付近の気温に大きな差は見られなかった。図は載せていないが、夏季標準大気を用いて得られた結果は定性的に Fig 1. — Fig 6.のモデルによる結果と同等であった。実験 Sea と実験 Land を比較すると、実験 Sea のほうが、Land よりも緯度ごとの平衡温度変化は少なかった。

4. おわりに

計算結果より次のことが言える。大気中二酸化炭素増減に対する地表面気温の感度は大陸—海洋配置で大きく変わる。中、高緯度に大陸が分布する場合には、感度は高い。しかし中、高緯度に海洋が分布する場合、感度は低い。これらのことから、地質時代の気候変動において、大陸・海洋配置が非常に重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の皆様に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

AFCRL, (1965): Handbook of Geophysics and Space Environments. U.S.Air Force, 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**

Yoko Takamura and Hideji Kida

Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

Keywords: atmospheric radiation; greenhouse effects; paleoclimate

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

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

Our results suggested that the continent-ocean distribution plays important role in geological time scale

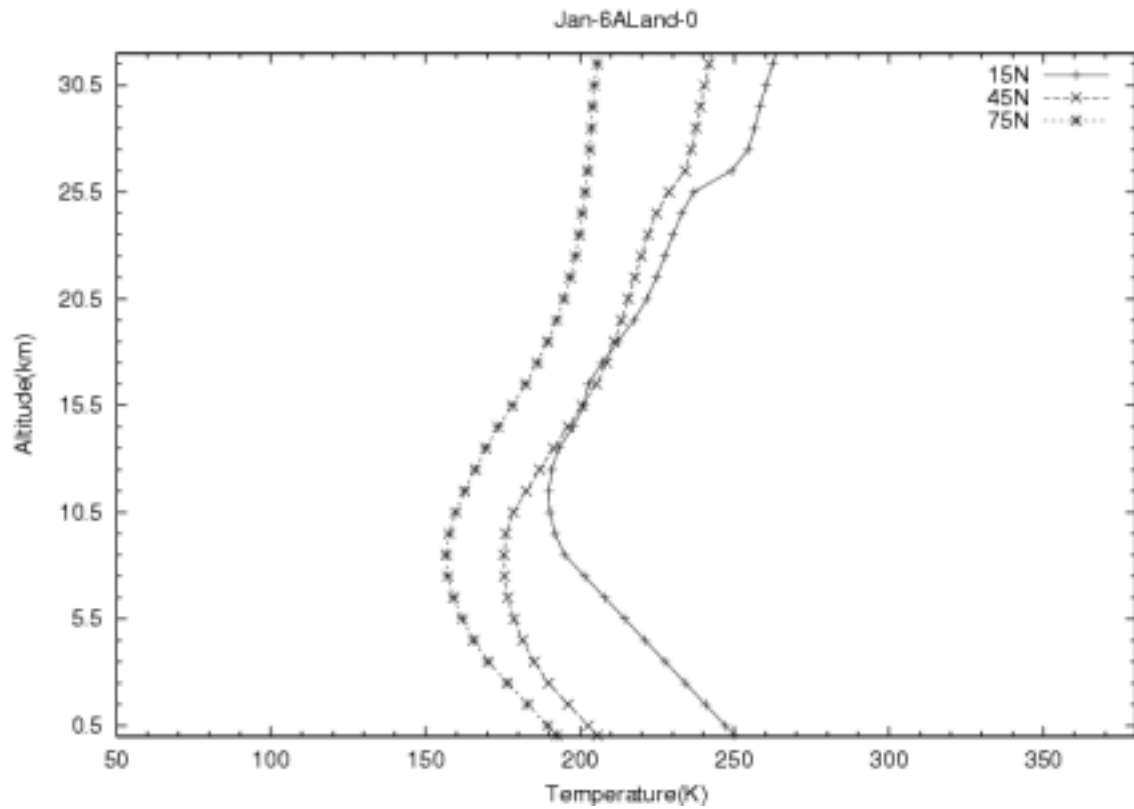


Fig 1. The equilibrium temperature profile at each latitude by experiment Land -0.

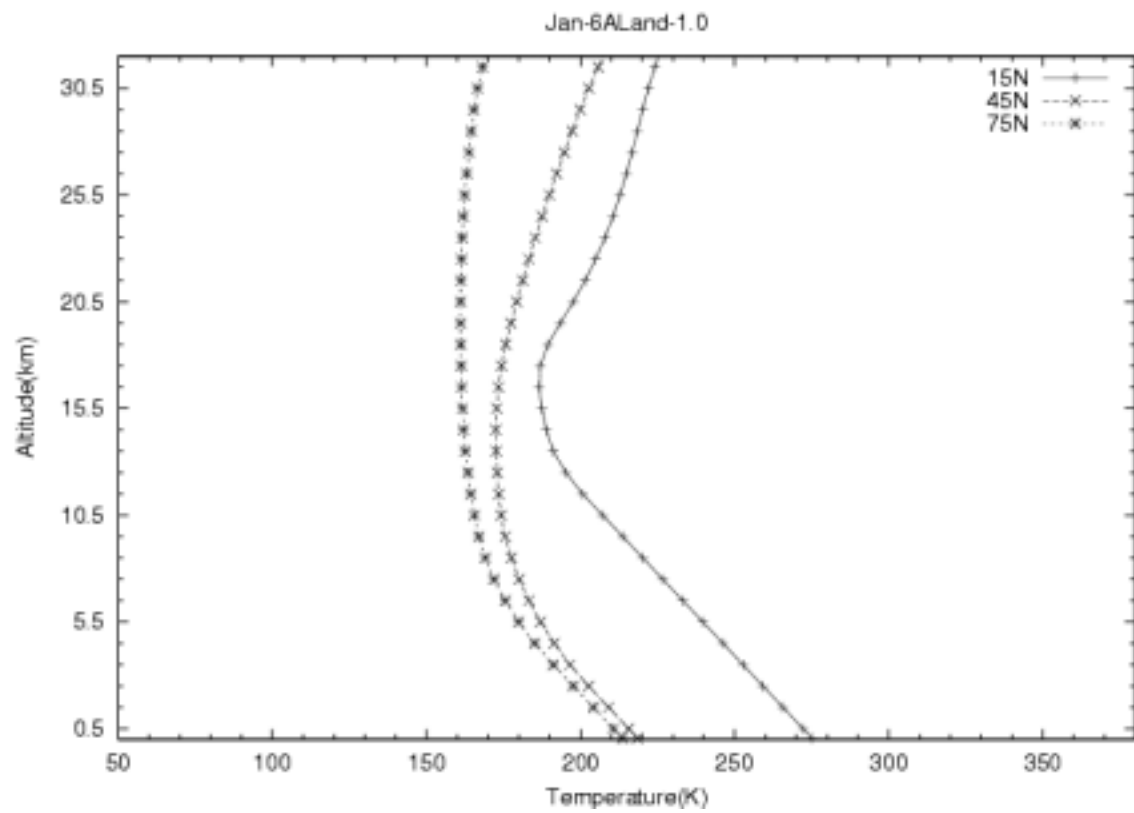


Fig 2. The equilibrium temperature profiles at each latitude by experiment Land -1.

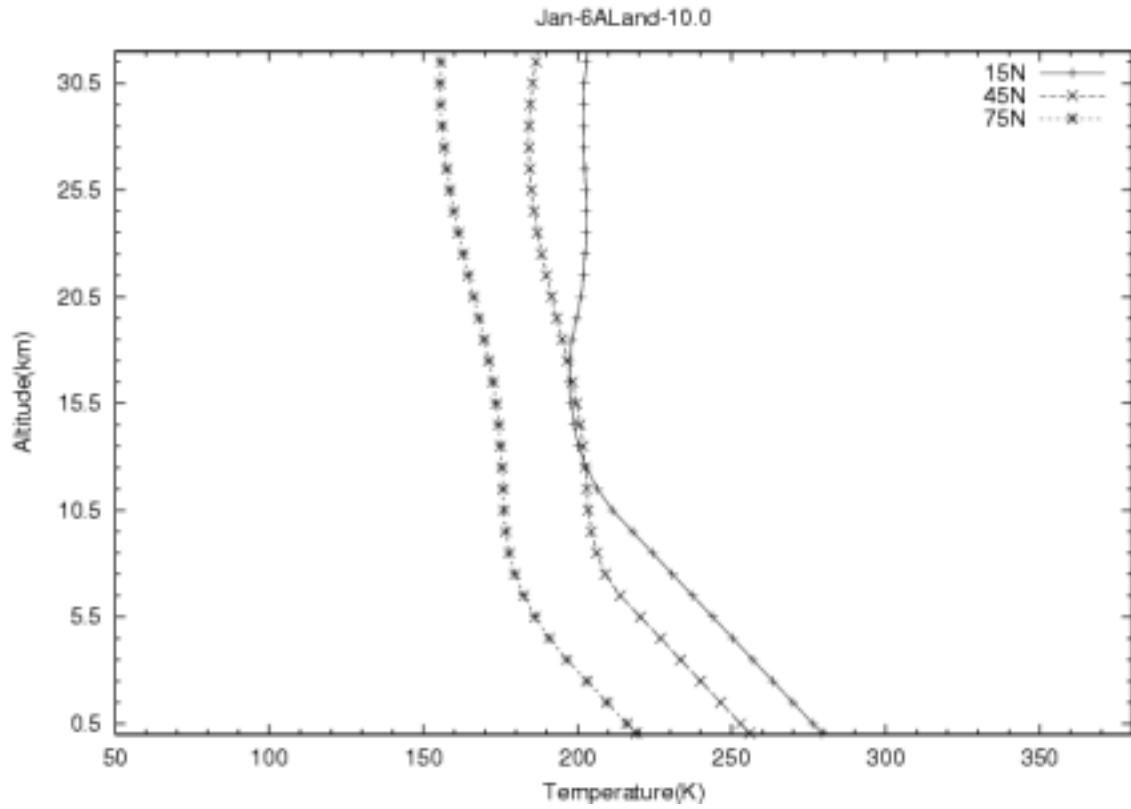


Fig 3. The equilibrium temperature profile at each latitude by experiment Land-10

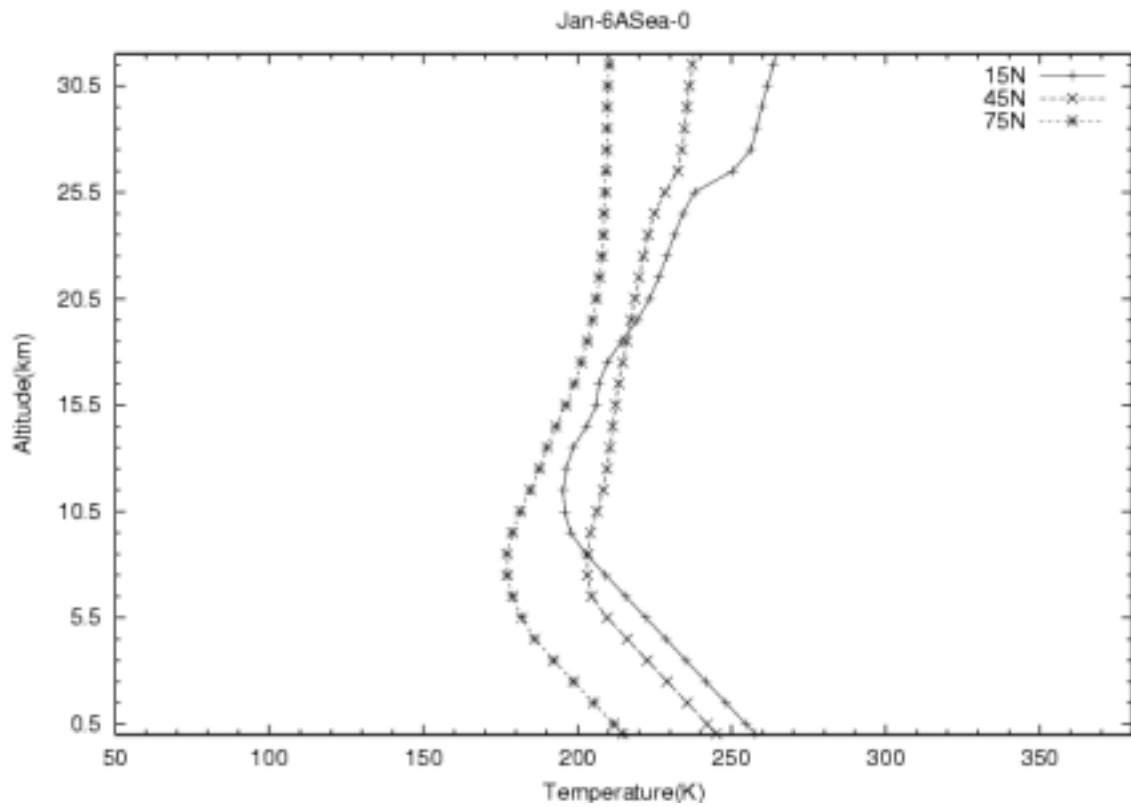


Fig 4. The equilibrium temperature profile at each latitude by experiment Sea-0

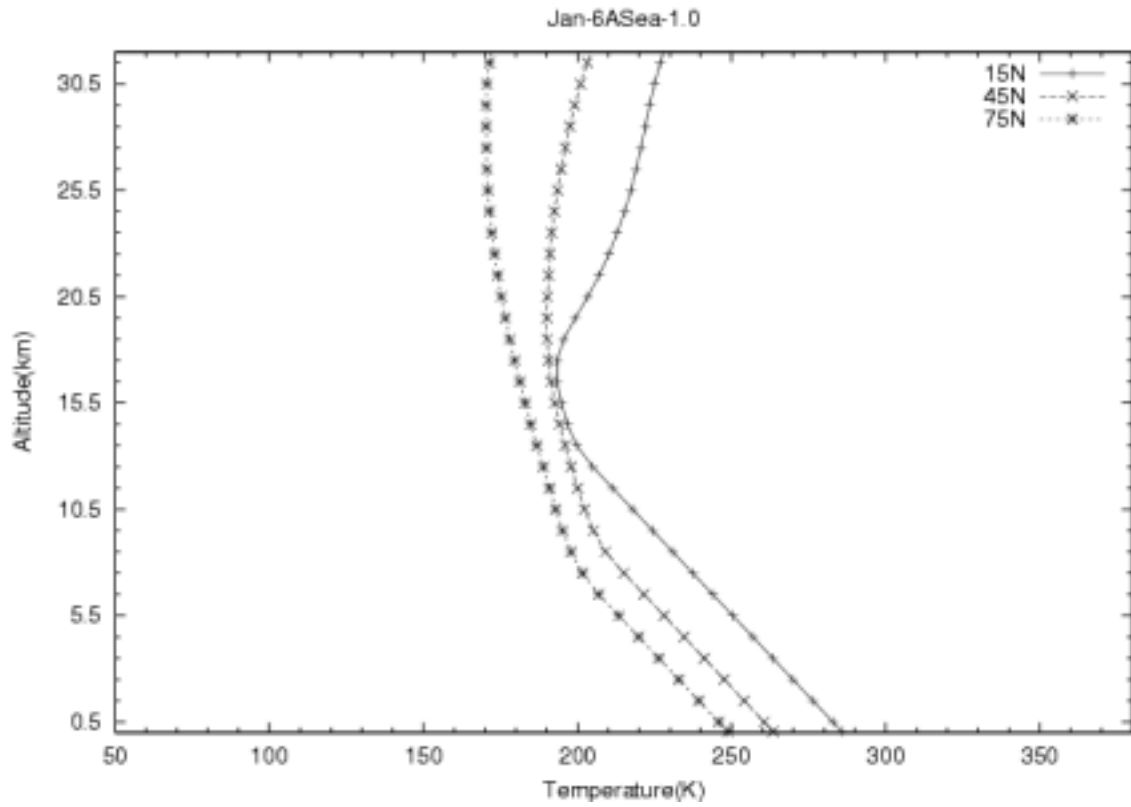


Fig 5. The equilibrium temperature profile at each latitude by experiment Sea-1.

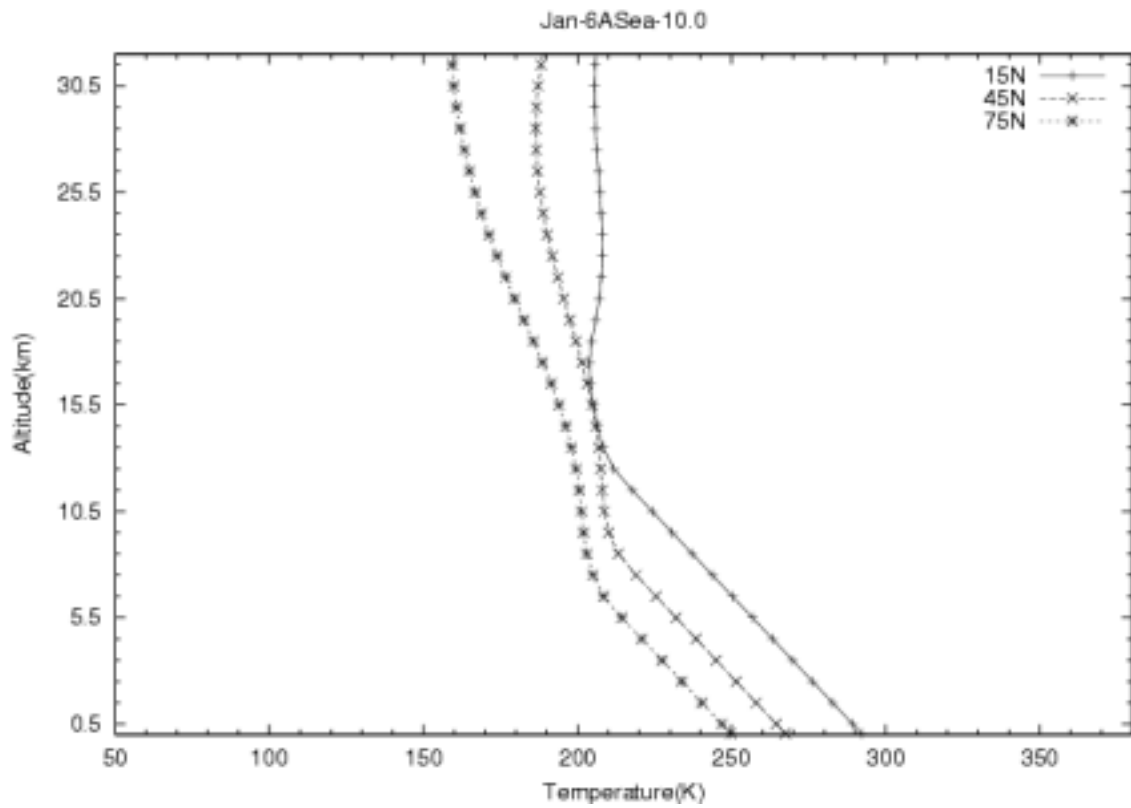


Fig 6. The equilibrium temperature profile at each latitude by experiment Sea-10