

修士学位論文

大気大循環モデルによる地球気候の 表現とその自転軸傾斜角依存性

平成 24 年 3 月 22 日

専攻名 地球惑星科学専攻
学籍番号 109s402s
氏名 井谷 優花

神戸大学大学院 理学研究科 博士課程前期課程

要旨

地球のように海と陸の両方を持つ惑星では自転軸傾斜角の違いによって気候がどのように異なるのかを、大気大循環モデルを用いて調べた。はじめに、数値実験の準備として数値モデルを地球気候へチューニングし、観測や再解析データとの比較・検証を行った。モデルのチューニングでは、惑星のエネルギー収支を決める上で重要となる雲水の寿命をフリーパラメータとし、モデルの放射収支が合う最適な雲水の寿命を決定した。決定した雲水の寿命を用いた計算結果は、全球平均・年平均した熱収支と水収支が Trenberth et al. (2009) で示された地球のエネルギー収支とおおよそ合っており、また温度や降水量などは NCEP/NCAR 再解析データを基に計算したそれらの緯度分布や季節変化の特徴を大まかにつかんでいた。次に、雲水の寿命を最適化した値に固定して、惑星の自転軸傾斜角を変えた実験を行った。自転軸の傾きに対して全球平均のエネルギー収支はほとんど依存しない。一方で、全球平均した惑星表面の温度には傾斜角が大きいほど高い傾向が見られた。また、東西平均した降水の緯度分布は傾斜角の大小によってその特徴が大きく異なっていた。Williams and Pollard (2003) によると地球と同じ海陸分布をもつ惑星の気候は傾斜角 54° を境にその特徴が変わる。本研究で得た実験結果でも傾斜角が大きい場合と小さい場合の大気の大気平均構造は、彼らの結果と定性的に同じであり、傾斜角 23.44° から 60° の間で気候状態が変わることを示唆していた。また、Abe et al. (2005) より、陸惑星の気候は傾斜角 30° を境にそれよりも傾きが小さい「直立レジーム」と傾きが大きな「傾斜レジーム」に分けられる事が分かっている。海をもつ惑星と陸惑星で気候状態の境目となる傾斜角が異なることは、水の分布を決めている大気や海洋の運動の違いに起因していると考えられる。しかし詳細を追求するためには、さらなる検証が必要である。

目次

第1章	はじめに	3
1.1	地球大気のエネギー収支	3
1.1.1	全球平均のエネギー収支	3
1.1.2	放射収支の緯度分布	5
1.2	過去の研究	6
1.2.1	地球型惑星の自転軸傾斜の理論的統計	6
1.2.2	地球型惑星の気候に対する自転軸傾斜の効果	7
1.3	本研究の目的	13
第2章	数値モデルの概要	14
2.1	座標系と離散化の方法	14
2.2	力学過程の支配方程式系	14
2.3	物理過程	17
第3章	dcpam5 による地球気候の表現	18
3.1	モデルのチューニング	18
3.1.1	実験設定	18
3.1.2	実験結果と考察	19
3.2	地球の観測結果および NCEP/NCAR 再解析データとの比較	22
3.2.1	熱収支と水収支	23
3.2.2	東西平均場	24
第4章	海をもつ惑星の自転軸傾斜角依存性	37
4.1	実験設定	37
4.2	実験結果	38
4.2.1	熱収支・水収支	38
4.2.2	放射収支の緯度分布	41
4.2.3	年平均降水量の緯度分布	43
4.2.4	降水量, 惑星表面温度, 積雪量の季節変化	44
4.2.5	気温, 東西風, 比湿, 子午面循環	47
4.3	考察	51
第5章	結論	54

付録	57
図録	66
dcpam5 による地球気候の再現	66
海をもつ惑星の自転軸傾斜角依存性	96
参考文献	149

第1章 はじめに

1.1 地球大気エネルギー収支

1.1.1 全球平均のエネルギー収支

大気や海洋のエネルギー源は太陽からの放射エネルギーである。図 1.1 は衛星観測や再解析データをもとに Trenberth et al. (2009) が示した地球の全球平均の放射収支である。ここでは大気上端に入射する太陽放射量 (341.3 W/m^2) を 100 とし各フラックスの値を換算している。図からも分かるように、惑星の大気は大気分子や雲・エアロゾルなどによる散乱・吸収と再放射の結果としてエネルギー収支が保たれている。

太陽放射の主な波長領域は $0.5 \mu\text{m}$ を中心とする可視光領域であり、惑星表面へ到達するまでにその 30% が大気分子、雲、エアロゾルなどによって反射されて宇宙へ戻っていく。この反射される割合が惑星アルベドであり、観測から地球では 0.3 であることが知られている。入射してきた放射エネルギーのうち 23% は大気中の水蒸気やオゾン、雲などによって吸収され、惑星表面に吸収されるエネルギーは全体の約半分となる。

地球の大気や惑星表面は、太陽の放射エネルギーを吸収すると共にそれぞれの温度に対応した長波放射を射出している。図 1.2 に、太陽から地球へ伝達する放射エネルギーと地球が放射する赤外放射の概念図を示した。太陽放射エネルギーは惑星の断面積 (πR^2) で受け取られるのに対して、地球はその表面全体 ($4\pi R^2$) から赤外線を放射する。このことから、地球の大気上端で放射平衡が成り立っているときには、0 次近似において地球の放射エネルギー収支が

$$\pi R^2(1 - A)S = 4\pi R^2\sigma T^4 \quad (1.1)$$

と表せる。ここで A は惑星のアルベド、 σ はステファンボルツマン定数、 T は地球の平均温度である。また T は有効放射温度とも呼ばれる。

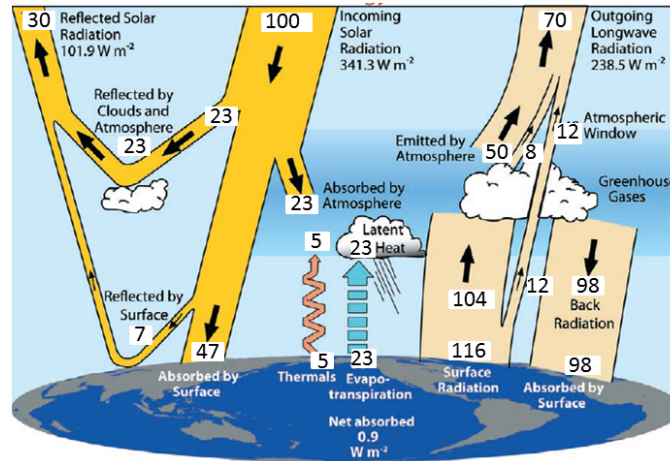


図 1.1: 地球の大気と惑星表面における全球平均熱エネルギー収支. Trenberth et al. (2009) 図 1 を基に各値を入射太陽放射を 100 とした値に書き換えた. 相対値への変換の際, 大気における放射収支を合わせるために雲からの赤外放射量は小数点以下を切り捨てた. その他のフラックスの値は小数点以下は四捨五入している.

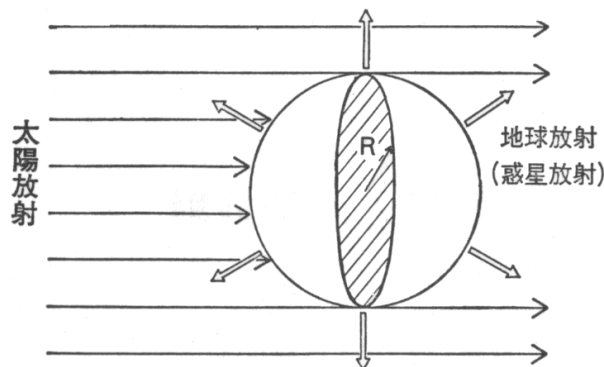


図 1.2: 地球へ入射する太陽放射と, 地球が宇宙へ射出する赤外放射の概念図 (会田, 1982).

地球の全球平均アルベドは 0.3, 太陽定数は約 1370 W/m^2 なので, 式 (1.1) より放射収支から得られる地球の平均温度は 255 K となる. しかし, 実際の平均温度は 288 K であることが観測されており, 33 K も高い. この違いは大気の温室効果が原因であり, 図 1.1 に示した大気からの再放射 (入射する太陽放射量の 98% に相当する量) がこの温室効果の原因となる.

次に惑星表面のエネルギー収支に注目する. 表面は, 太陽からの放射エネルギー 47 と大気の再放射によるエネルギー 98 を吸収し, 大気中に 116 のエネルギーを出している. その結果, 放射エネルギーによって地面は 29 だけ加熱されており, 大

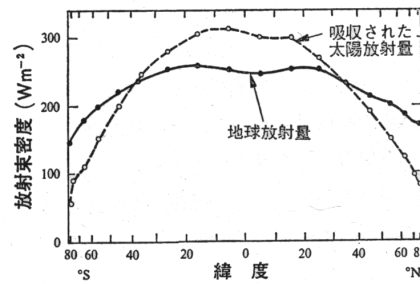


図 1.3: 大気上端における放射収支の緯度分布 (Vonder Haar and Suomi, 1971). 縦軸は放射束密度 (W/m^2) であり, 横軸は面積補正をした緯度 ($^{\circ}$) である. 原典では放射束密度の単位を $\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$ にとっており, 上図は W m^{-2} に換算した会田 (1982) による改訂版.

気は 29 だけ冷却されている. 平衡状態を保つために, 同量のエネルギーを惑星表面から大気中へ顕熱や水の相変化に伴う潜熱として輸送している. 惑星表面から大気へ輸送される 29 の熱エネルギーのうち 7 が顕熱として, 23 が潜熱として大気に渡されている.

1.1.2 放射収支の緯度分布

前節では全球平均のエネルギー収支について述べた. しかし実際の地球では, 球形ゆえに緯度によって入射する放射量が異なり, したがって放射収支も緯度ごとに異なっている. ここでは放射収支の緯度分布に注目し, 緯度による違いが示唆するエネルギーの南北輸送について述べる.

図 1.3 は 1962 年～1966 年の 5 年間に渡る衛星観測から得られた, 大気上端の年平均・東西平均した放射収支である. 両半球とも緯度 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 付近より高緯度側では地球の出す赤外放射量の方が太陽放射量よりも大きく, 放射による正味の効果は冷却である. 反対に, 低緯度側では赤外放射量よりも太陽放射量の方が大きく, 正味では加熱されている. すなわち, 大気上端における放射平衡は各緯度ごとに成り立っているわけではなく, 大気や海洋の運動による低緯度から高緯度への熱輸送を含めて成り立っている.

図 1.4 に北半球の冬 (12 月から 2 月) における大気中の極向き熱輸送量を示す. 破線が東西平均循環による輸送量, 一点鎖線が擾乱による輸送量であり, 実線がその和である. 図より, 緯度 $0^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 付近の極向きの熱輸送は主にハドレー循環によって行われており, それ以外の緯度では擾乱による熱輸送が支配的である. しかし図 1.4 は北半球の冬における熱輸送量であり, 地球の自転軸が 23° 傾いているこ

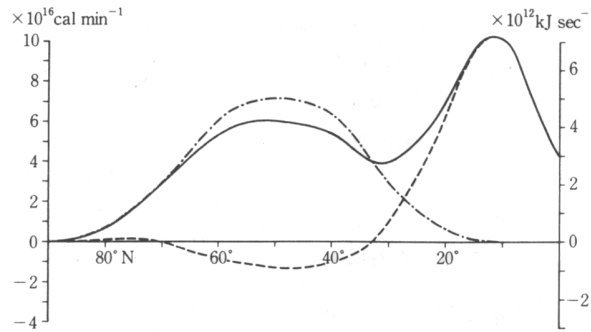


図 1.4: 北半球の冬 (12 月から 2 月) における大気中の極向き熱輸送量 (Palmen and Newton, 1969). 縦軸は熱輸送量 (左が $10^{16} \text{ cal min}^{-1}$, 右が $10^{12} \text{ kJ sec}^{-1}$), 横軸は北緯 ($^{\circ}$) である. 破線は東西平均循環による輸送量, 一点鎖線は擾乱による輸送量であり, 実線がその和を表す.

とにより生じる季節変化に伴って熱輸送も変化する. 地球では, そのように季節変化する熱輸送の年平均としてエネルギー収支が保たれている.

1.2 過去の研究

現在の地球は自転軸の傾きが約 23° であり, 前節で述べたような放射収支の緯度依存性によりハドレー循環を含む大気や海洋の大規模な運動が生じて, 全球でエネルギーのバランスが保たれている. しかし, もしも地球が異なる自転軸傾斜角を持つ場合には, 緯度ごとの放射収支も現在とは異なり, それに伴って大気や海洋の大循環も変化すると予想される.

1.2.1 地球型惑星の自転軸傾斜の理論的統計

地球型惑星の自転軸の傾きは一般に, 惑星形成の最終ステージである巨大衝突においてその初期値が決まると考えられており, N 体計算から 90° 付近である可能性が最も大きいことが示されている. 図 1.5 は Kokubo and Ida (2007) が行った計算から得られた, 巨大衝突で形成される惑星がもつ自転軸傾斜角の確率分布である. 図より, 自転軸傾斜角の確率は全球一様であり, したがって地球型惑星は 0° から 180° までのどの傾斜角も取り得, また $90^{\circ} \sim 100^{\circ}$ の大きな傾斜をもつ可能性が高い.

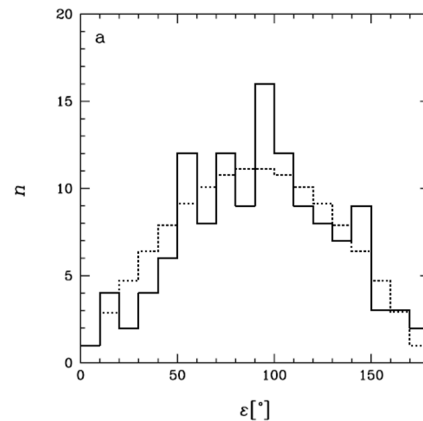


図 1.5: (実線) 50 回の N 体計算で形成された惑星が持つ自転軸傾斜角の確率分布. (点線) 単位面積において確率が一樣な場合の分布. 横軸は自転軸傾斜角 ($^{\circ}$), 縦軸は該当する自転軸傾斜角を持つ惑星の数 (Kokubo and Ida, 2007).

1.2.2 地球型惑星の気候に対する自転軸傾斜の効果

現在の地球の海陸分布をもつ惑星について、自転軸傾斜角に対する気候の応答を調べた研究に Williams and Pollard (2003) がある。彼らは、大気大循環モデルを用いて傾斜角が $0^{\circ} \sim 85^{\circ}$ である場合の気候を調べ、傾斜角 23.5° における結果 (Thompson and Pollard, 1997) と比較した。その結果、傾斜角が 54° を超えると惑星表面温度の季節変化が非常に大きくなり、また自転軸の傾きが 23.5° の場合とは反対に高緯度の方が低緯度よりも高温になることが分かった (図 1.6)。このとき、熱輸送は高緯度から赤道域へ向かって行われるため、ハドレー循環は現在と反対向きになり赤道域では乾燥した空気が下降する。したがって低緯度には現在の地球で見られるような収束帯は生じない (図 1.7)。上空では高緯度から赤道へ向って風が吹くため、コリオリ力によって風の向きは西へ曲げられ、東風のジェットが形成される。また、傾斜角 85° では北半球の夏の表面温度は現在よりも非常に高く 100°C に達する領域も見られるが、緯度 40° 以北の全域で降水量は少ない。これは、温度の上昇によって惑星表面からの蒸発量が大きくなるものの飽和水蒸気圧も大きくなるために、大気の相対湿度が小さいままであることが原因であると述べられている。

全球平均構造については、自転軸の傾きが現在よりも大きいときには、年平均した全球平均温度が現在よりも高く、傾斜角が 54° よりも大きくなると、傾斜角が大きいほど温度が低くなると示されている。前者は、高緯度の日射量が大きくなることで高緯度の氷が溶けたり積雪量が減ることで惑星表面温度が高くなることである。後者は、現在の海陸分布において緯度 $-30^{\circ} \sim 30^{\circ}$ では海に覆われた領域が

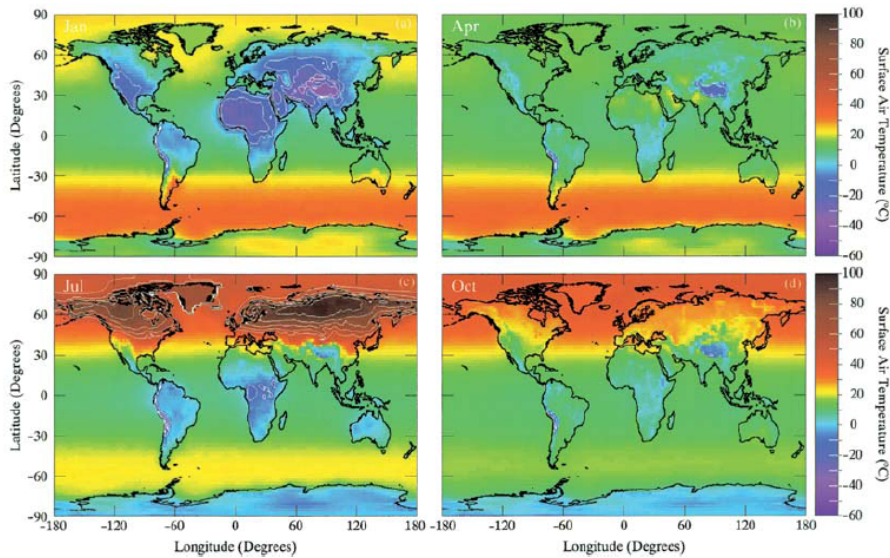


図 1.6: 自転軸傾斜角 85° の 1 月, 4 月, 7 月, 10 月における月平均した高度 2 m の表面気温 () (Williams and Pollard, 2003). 白色の等値線は温度が -10 以下または 50 以上の場合に 10 間隔で示している.

大きく (約 70%), 北緯 30° 以北に陸が集中していることに起因する. 海表面のアルベドは太陽高度が低いほど大きいため, 自転軸の傾きが大きいかほど海の割合が大きい低緯度のアルベドは増大する. 地球が球形であるために, 傾斜角が大きいかほど低緯度の日射量は小さくなるが, それに加えて低緯度のアルベドが大きくなるため, 温度はより低くなり, 全球平均温度が低くなる.

このようにして自転軸の傾きが 54° よりも小さい場合と大きい場合では気候帯が高緯度と低緯度で反対になるために, 熱輸送, すなわち循環構造や, 降水分布に違いが生じることが示されている.

Abe et al. (2005) は, 海や起伏を持たない平らな陸惑星の気候状態について, 大気大循環モデルを用いて調べた. その結果, 太陽からの放射エネルギーを固定した場合には, 自転軸の傾きが陸惑星の気候を特徴づける上で重要であり, 気候が傾斜角 30° 未満の直立レジームと 30° 以上の傾斜レジームに分けられる事を示した. 彼らの陸惑星モデルでは, 惑星は地球と同じ大きさであり, 大気は N_2 , O_2 , CO_2 の混合気体である. また惑星表面気圧は 10^5 Pa である. つまり, 惑星表面の水の量が有限である (海がない) ことと地面の起伏がないこと以外は現在の地球とほとんど同じ条件である.

図 1.8 は自転軸傾斜角が 0° , 15° , 23.5° , 30° , 45° , 60° の場合における帯状平均した年間降水量の緯度分布である. 傾斜角が 40° よりも小さいときには緯度 $-30^\circ \sim 30^\circ$

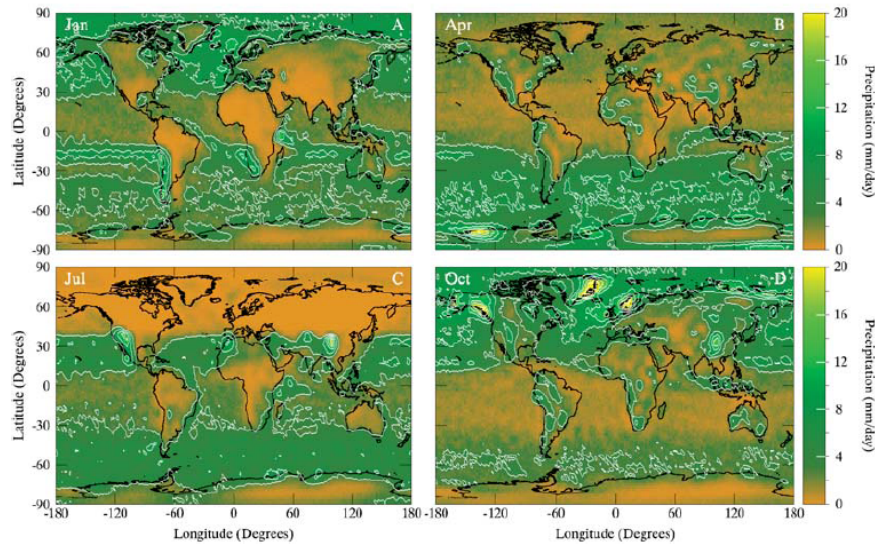


図 1.7: 自転軸傾斜角 85° の 1 月, 4 月, 7 月, 10 月における月平均した降水分布 (mm day^{-1}) (Williams and Pollard, 2003). 白色の等値線の間隔は 4 mm day^{-1} である.

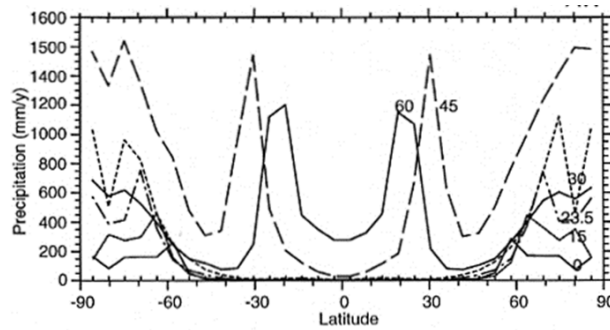


図 1.8: 陸惑星における帯状平均した年降水量 (Abe et al., 2005). 各線の横にかかれている数字は自転軸傾斜角を示している. 縦軸は一年間の降水量 (mm y^{-1}), 横軸は北緯 ($^\circ$) である.

の低緯度領域においてほとんど降水がなく, それよりも高緯度側で降水が見られる. 一方, 傾斜角が 40° よりも大きいときには低緯度においても降水が生じている.

直立レジームと傾斜レジームで降水分布が異なることは, 図 1.9, 1.10 に示した降水量と惑星表面温度の季節変化や, 北半球の夏における子午面循環の質量流線関数の分布を使って説明されている. 図 1.9(a), 1.10(a) より, 降水は直立レジームでは一年を通して極域に集中しているが, 傾斜レジームでは夏半球の低緯度においても降水がみられる. 各気候レジームの惑星表面温度分布 (図 1.9(b), 1.10(b)) より, 最も温度が高いのは夏の太陽直下点付近である. また, この時の子午面循環構造 (図 1.9(c), 1.10(c)) を見ると, 傾斜が大きい場合と小さい場合のどちらでもハド

レー循環は緯度 $-30^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の範囲で生じている。

自転軸傾斜角は夏至に太陽直下点となる緯度である。したがって傾斜角が 30° よりも小さい直立レジームの場合、太陽直下点は一年を通してハドレー循環が存在する緯度内に位置する。そのため低緯度の領域は中・高緯度よりも一年中温度が高く、水は高緯度側へ輸送される。陸惑星には惑星の表面に限られた量の水しか存在せず、また惑星表面の水輸送は考慮していないため、赤道域は乾燥して高緯度側でのみ降水が生じる。一方、傾斜が 30° よりも大きい傾斜レジームでは夏に太陽直下点がハドレーセルの外側に位置するため、夏には高緯度領域の方が低緯度よりも温度が高い。そのときは高緯度側から低緯度側への水輸送が生じるため、低緯度領域で降水が生じる。

その他 Abe et al. (2005) では惑星の大きさや大気成分、公転周期を変えた実験も行っている。詳細な説明は省略するが、これらの実験では図 1.8 で見られたような降水分布の違いは見られない。したがって気候レジームを変える要因としては、惑星サイズや大気成分、公転の周期と比べると自転軸傾斜角と太陽定数の方が支配的であると考えられる。

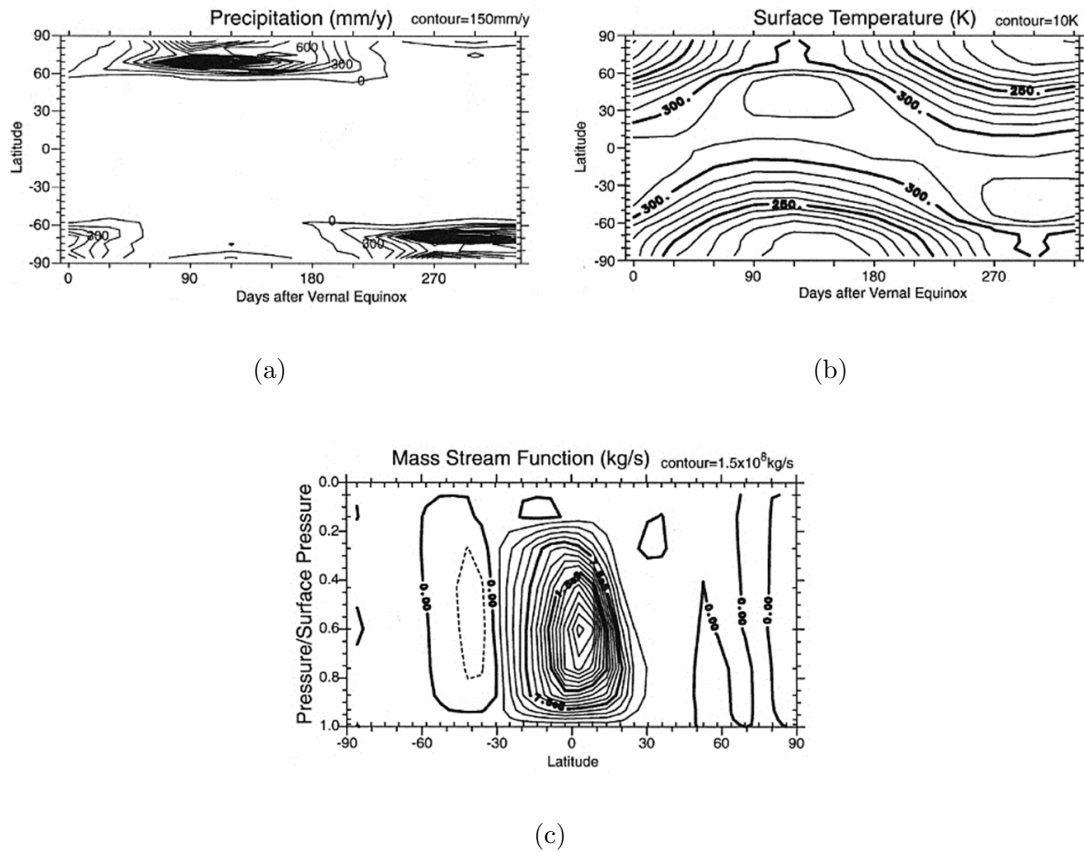


図 1.9: 直立レジーム (自転軸傾斜角 23.5°) の計算結果 (Abe et al., 2005). (a) 帯状平均した降水量の季節変化, (b) 帯状平均した惑星表面温度の季節変化, (c) 北半球の夏における子午面循環の質量流線関数. (a) と (b) の縦軸は北緯 ($^\circ$), 横軸は時間 (日) であり, 春分をゼロ日目としている. (c) の縦軸は惑星表面気圧に対する気圧の比, 横軸は北緯 ($^\circ$) である.

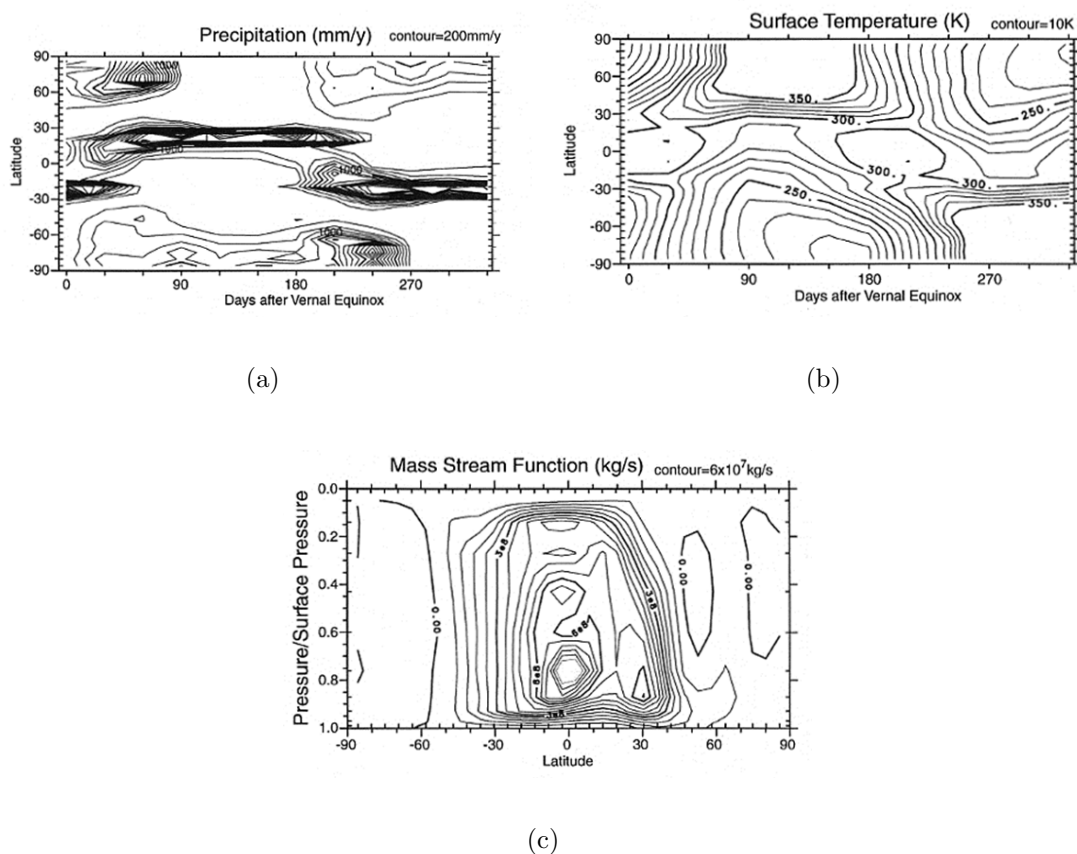


図 1.10: 傾斜レジーム (自転軸傾斜角 60°) の計算結果 (Abe et al., 2005). (a) 帯状平均した降水量の季節変化, (b) 帯状平均した惑星表面温度の季節変化, (c) 北半球の夏における子午面循環の質量流線関数. (a) と (b) の縦軸は北緯 ($^\circ$), 横軸は時間 (日) であり, 春分をゼロ日目とっている. (c) の縦軸は惑星表面気圧に対する気圧の比, 横軸は北緯 ($^\circ$) である.

1.3 本研究の目的

Kokubo and Ida (2007) によると、地球型惑星が衝突によって形成された初期には大きな自転軸の傾きを持っている可能性が高い。現在の太陽系にある地球型惑星は水星、金星、地球、火星とも自転軸の傾きが 25° 以下とそれほど大きくないが、Kokubo and Ida (2007) の結果は太陽系外により大きな自転軸の傾きをもつ惑星が多数存在する可能性があることを示唆している。Williams and Pollard (2003) は、地球の自転軸の傾きが 54° よりも大きい場合、現在の地球とは反対に温度は高緯度の方が低緯度よりも高く、そのことによって大気の循環構造や降水分布が異なることを示した。しかし、具体的な循環構造やその変化は示されておらず、気温や比湿の鉛直構造などについての詳細な議論は行われていない。Abe et al. (2005) は地球のような海を持つ惑星よりも水の量がずっと少ない陸惑星でも、自転軸傾斜角の大小によって気候が大きく異なることを示しており、ハドレー循環の幅 ($\sim 30^\circ$) よりも傾斜角が大きいか小さいかによって気候が決まると述べている。

本研究では、地球のように海と陸の両方をもつ惑星の気候に対する自転軸傾斜角の影響について、より多くの物理量やその季節変化に注目して調べた。まず準備として、地球気候を表現できるように数値モデルの雲水量を調整した。また、調整後のモデルの計算結果を地球の観測データや再解析データと比較し、地球気候が表現できているかを検討した。その上で、地球のような海陸分布をもつ惑星の気候が自転軸傾斜角によって異なる気候を示すのか、また気候が異なるならばどのような違いがみられるのかを数値実験によって調べた。

本論文の以降の構成を簡単に記しておく。第 2 章では、本研究で用いた数値モデルの概要を述べる。第 3 章では、地球気候を表現するために行った数値モデルのチューニングと、現実の地球との比較について述べる。第 4 章では、自転軸の傾きを変えた数値実験から、地球のような海陸分布をもつ惑星の気候に対する自転軸傾斜角の影響について考察する。最後の第 5 章では本論文の結論を述べる。

第2章 数値モデルの概要

本研究では、地球流体電脳倶楽部^{*1}で開発している惑星大気大循環モデル dcpam5 を用いた^{*2}。ここでは dcpam5 の概要を述べる。詳細は dcpam5 のドキュメント^{*3}を参照されたい。

2.1 座標系と離散化の方法

水平方向に緯度 ϕ と経度 λ を、鉛直方向に $\sigma(= p/p_s)$ をとった三次元の球面座標系を用いる。ここで、 p は気圧であり、 p_s は惑星表面気圧である。

離散化には、水平方向にスペクトル変換法を、鉛直方向に差分法を用いる。時間方向には、力学過程ではセミインプリシット法を用い、物理過程には陽解法と陰解法を適宜用いる。

2.2 力学過程の支配方程式系

大気の運動を記述する方程式系には、静水圧平衡を仮定したプリミティブ方程式系を用いる。この方程式系の水平方向の運動方程式、静力学平衡の式、連続の式、熱力学の式、水蒸気の連続の式、雲水の連続の式、鉛直方向の境界条件は以下のよう

^{*1}URL: <http://www.gfd-dennou.org>

^{*2}実験に用いたソースコードのバージョンを記しておく。

- 地球気候へのチューニングと観測・再解析データとの比較実験 (第 3 章): dcpam-20110714-mod, dcpam-20110911
- 海をもつ惑星の自転軸傾斜角依存性の実験 (第 4 章): dcpam-20110926

これらのソースの違いはリスタート計算や、実験に必要な条件設定の追加であり、考慮している物理過程やその数値解法は変更していない。

^{*3}URL: http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/dcpam5/dcpam5_latest/doc/

に書ける.

運動方程式:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = -\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} - \dot{\sigma} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \sigma} - f \mathbf{k} \times \mathbf{u} - \nabla \Phi + \frac{RT}{p_s} \nabla p_s + \mathbf{F}, \quad (2.1)$$

静力学平衡の式:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}, \quad (2.2)$$

連続の式:

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\nabla \cdot (p_s \mathbf{u}) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s \dot{\sigma}), \quad (2.3)$$

熱力学の式:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{u} \cdot \nabla T - \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{RT}{p C_p} \frac{dp}{dt} + \frac{Q}{C_p}, \quad (2.4)$$

水蒸気の連続の式:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -(\mathbf{u} \cdot \nabla) q - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + S_q, \quad (2.5)$$

雲水の連続の式:

$$\frac{\partial q_{cw}}{\partial t} = P + L + g \frac{\partial F_q}{\partial p}, \quad (2.6)$$

鉛直方向の境界条件:

$$\dot{\sigma} = 0, \quad \text{at } \sigma = 0, 1. \quad (2.7)$$

これらの式に含まれる変数の意味は表 3.1 にまとめた.

表 3.1 支配方程式系に含まれる変数の定義

変数	物理量
t	時間
σ	惑星表面気圧と気圧の比
p	気圧
\mathbf{u}	水平速度
T	温度
p_s	惑星表面気圧
Φ	ジオポテンシャル
f	コリオリパラメータ
R	気体定数
C_p	定圧比熱
q	比湿
\mathbf{F}	摩擦
Q	外部からの加熱
S_q	水蒸気の生成消滅率
q_{cw}	雲水量
P	雲水の生成率
L	雲水の消滅率
F_q	水蒸気フラックス
g	重力加速度
$\dot{\sigma} (= \frac{d\sigma}{dt})$	σ 座標系における鉛直風速

雲水の扱いについてここで少し詳しく記しておく。雲水密度, 大気密度をそれぞれ ρ_{cw}, ρ とおくと, $q_{cw} \equiv \frac{\rho_{cw}}{\rho}$ は σ 座標系において本来は以下の方程式に従う。

$$\frac{\partial q_{cw}}{\partial t} = -\mathbf{u} \cdot \nabla q_{cw} - \dot{\sigma} \frac{\partial q_{cw}}{\partial \sigma} + K \nabla^N q_{cw} - K \frac{\partial q_{cw}}{\partial p} \sigma \nabla^N p_s + g \frac{\partial F_q}{\partial p} + P - L. \quad (2.8)$$

ここで K は水平拡散係数, N は水平拡散の次数, F_q は水蒸気フラックスを表している。(2.8) 右辺の第 1 項は水平移流項, 第 2 項は鉛直移流項, 第 3 項は水平拡散項, 第 4 項は水平拡散補正項, 第 5 項は鉛直拡散項, 第 6 項は雲水の生成項, 第 7 項は雲水の消滅項であるまた第 3 項の鉛直拡散項において,

$$F_q = -\rho K_q \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.9)$$

である。ここで ρ は密度, K_q は鉛直拡散係数である。

dcpam5 で用いている数値解法では水平移流を精度よく扱う事が出来ないため, (2.8) の移流項, 水平拡散項, 水平拡散補正項 (右辺第 1 項から第 4 項) を無視した

次の式を用いて雲水量の時間変化を評価している^{*4}.

$$\frac{\partial q}{\partial t} = P + L + g \frac{\partial F_q}{\partial p}. \quad (2.10)$$

右辺第 1 項の雲水の生成項は、大規模凝結と積雲対流による凝結率の和を与える。右辺第 2 項の雲水の消滅項は、次のように定式化する。

$$L = -\frac{q}{\tau}. \quad (2.11)$$

この τ が雲水が生成されてから雨水に変わるまでの時定数、すなわち雲水の寿命である。

2.3 物理過程

力学過程の方程式系における粘性項や非断熱加熱項は、様々な物理過程を考慮して計算する。ここでは、その概要を述べる。放射過程としては、長波では $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{CO}_2 \cdot \text{O}_3 \cdot \text{雲}$ による吸収を考慮し、短波では $\text{H}_2\text{O} \cdot \text{O}_3$ による吸収と雲による吸収・散乱、レイリー散乱を考慮する。乱流混合の評価には Mellor and Yamada (1982) Level 2 の方法に基づく乱流拡散係数を用いるとともに、惑星表面におけるフラックスの評価には Louis (1982) の方法を用いる。湿潤対流の効果は Relaxed Arakawa-Schubert スキーム (Moorthi and Suarez, 1992) で評価し、大規模凝結は Manabe et al. (1965) の方法を用いて評価する。地表面温度と土壌温度は、地表面における熱収支式と地中の熱伝導方程式を数値的に解くことによって求める。土壌水分の決定にはバケツモデル (Manabe et al., 1969) を用いる。海面温度の決定は、二つの方法から選択できるようになっている。一つは海面温度や海水面密度に気候値などのデータを外部から与える方法であり、もう一方は海洋をスラブオーシャンとしてモデル内部で海面温度を計算する方法である。以降に示す二つの実験では、それぞれ一方を選んで用いた。各々の実験における海洋の扱いについては、次章以降に記した実験設定を参照されたい。

^{*4}対流圏において、風速は大きくとも 50 m/s 程度 (ジェット気流) である。雲水の寿命が $O(10^3)$ 秒であることを考慮すると、雲水が移流できる最大の距離はおよそ $50 \text{ m/s} \times 1000 \text{ s} = 50 \text{ km}$ である。本研究で行う実験では、格子間隔は赤道で約 300 km であるため、水平移流を考慮してもある格子点から隣の格子点へ移流されるまでに雲水が消滅する。したがって、水平移流が精度よく評価できたとしても、水平移流の効果を含む場合と無視する場合の結果は変わらないと考えられる。

第3章 dcpam5 による地球気候の表現

ここでは、数値モデルの地球気候へのチューニングの概要と、地球の観測結果および NCEP/NCAR 再解析データと計算結果の比較について述べる。

3.1 モデルのチューニング

第1章でも述べたように、地球では水の相変化により生じる雲水の存在が、宇宙へ射出する正味のエネルギー、すなわち大気上端における外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation: 以下, OLR) や惑星が太陽から受け取る正味のエネルギー、すなわち大気上端における内向き短波放射 (Incoming Shortwave Radiation: 以下 ISR, または Outgoing Shortwave Radiation の逆符号: $-OSR$) の大きさを左右する。そこで、雲水の寿命をフリーパラメータとして用いてモデルの放射収支をチューニングする。具体的には雲水の寿命のみを変えた計算をいくつか行い、全球平均した年平均 OLR と年平均 ISR が釣り合うような雲水の寿命の値を選ぶ。

3.1.1 実験設定

惑星表面条件として、地形は現在の地球の地形を解像度に合わせて平均化して用いた。海面温度分布や海氷、オゾンの分布は CMIP5 で提供されている 1988 年から 2007 年の地球の気候値を与えた。植生から決まるアルベド分布は Matthews (1983) による土地利用分布に基づいて決めた。解像度は T42L22 (三角形切断で切断波数 42 (対応する水平格子点間隔はおよそ 2.8°), 鉛直層数 22), 時間刻みは 12 分とした。

初期条件は次のように与えた。温度場は 280 K 等温とし、それに擾乱を加えた。

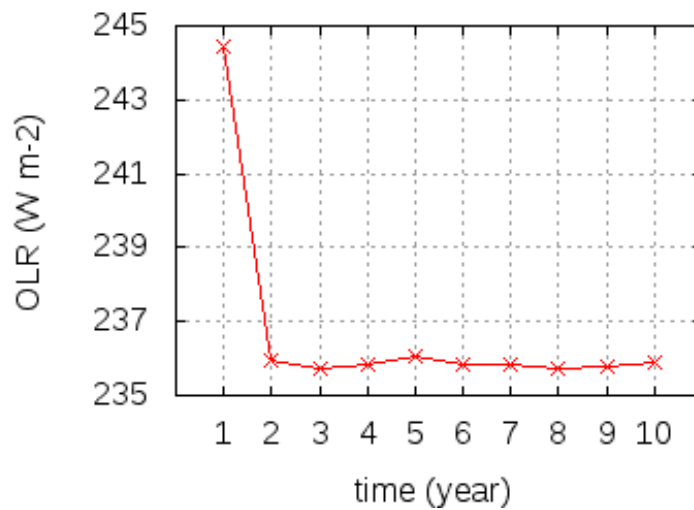


図 3.1: 雲水の寿命 1800 秒における計算 1 年目から 10 年目までの全球平均した年平均 OLR.

惑星表面気圧は 10^5 Pa, 比湿は 0 とした. また, 大気は静止しているとした.

以上の条件で, 雲水の寿命が 900, 1200, 1500, 1800, 2100, 2400 秒の場合について計算を行った. 積分時間は予め行った 10 年積分の結果に基づき, スピンアップを含めて 3 年間とした. 図 3.1 に, 年平均・全球平均した OLR の時間変化を示す. 2 年目以降では OLR の変動が 1 W m^{-2} 以下である. このため, 積分 3 年目の計算結果を解析に用いることにした.

3.1.2 実験結果と考察

図 3.2(a) は, 雲水の寿命 τ に対する, 年平均した全球平均 OLR の変化を示している. τ が大きい程 OLR は小さくなっている. つまり雲水の寿命が長いほど惑星が大気上端から射出するエネルギーが小さい. これは, 雲水の寿命が長いほど大気中の雲水量が多くなるために, より高高度で光学的厚さが 1 になるためだと考えられる^{*1}.

図 3.2(b) は, 雲水の寿命に対する年平均・全球平均した ISR の変化を示している. τ が大きい程 ISR の値は小さい. すなわち雲水の寿命が長いほど惑星が太陽から受け取る正味の放射エネルギーは小さい. これは, 雲水の寿命が長いほど大気

^{*1}OLR に最も寄与するのは光学的厚さが 1 付近の大気の温度であり, (対流圏では) 高高度の大気はその下層よりも温度が低いため, 光学的厚さが大きいほど宇宙へ射出される放射エネルギーが小さくなる.

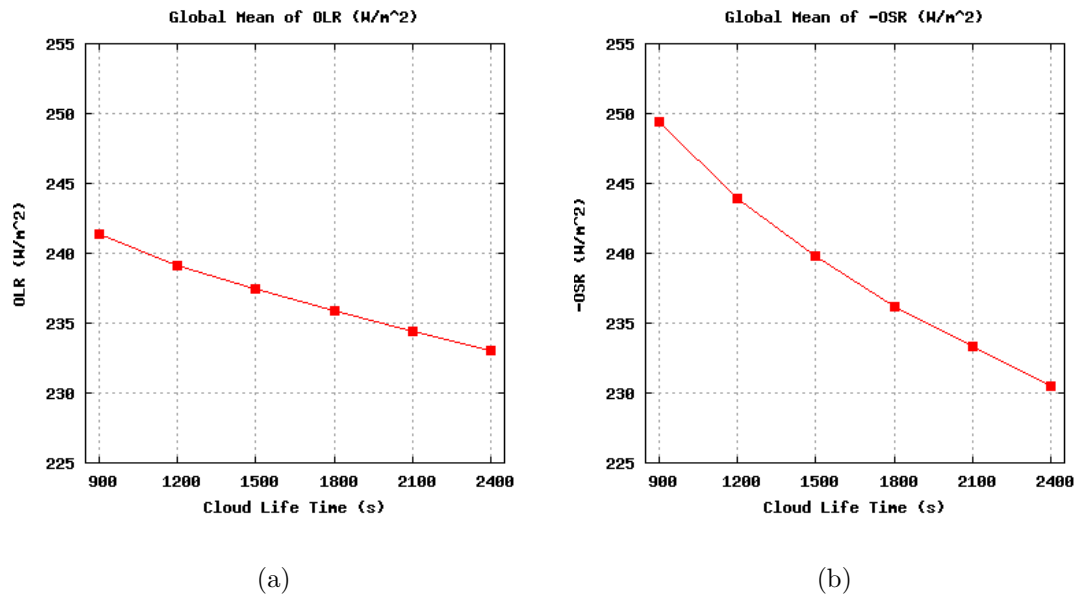


図 3.2: 雲水の寿命に対する年平均・全球平均した大気上端の (a) 外向き長波放射 と (b) 内向き短波放射の変化. 横軸は雲水の寿命 (秒), 縦軸は長波放射または短波放射 (W m^{-2}) である.

中の雲水量が多くなり, より多くの日射が雲水によって反射されるためである.

図 3.3 に雲水の寿命に対する年平均・全球平均した OLR と ISR の和の変化を示す. これは大気上端における年平均・全球平均の放射収支を表している. 雲水の寿命が 900 秒の場合には ISR の方が大きく, 放射収支は 7 W m^{-2} ずれている. 900 秒以外の場合には放射収支のずれが 5 W m^{-2} 以下であり, 雲水の寿命が 1800 秒の場合にはほぼ 0 W m^{-2} である.

この結果に基づき本研究では雲水の寿命 τ の値に 1800 秒を用いることにした.

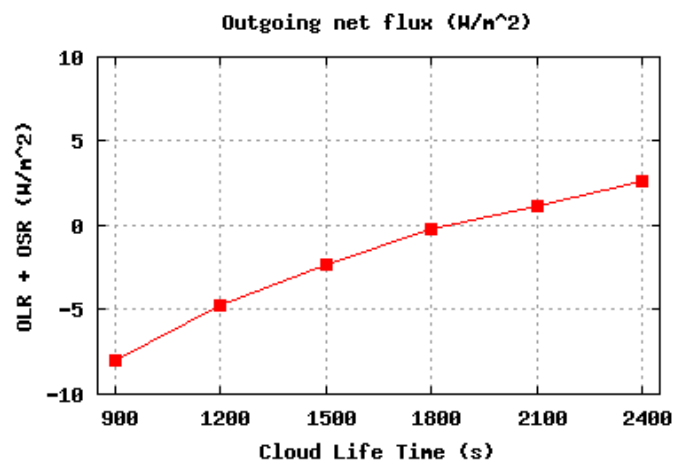


図 3.3: 雲水の寿命に対する年平均・全球平均した大気上端の放射エネルギー収支の変化. 横軸は雲水の寿命 (秒), 縦軸は OLR と OSR の差 (OLR + OSR) (W m^{-2}) である.

3.2 地球の観測結果および NCEP/NCAR 再解析データとの比較

雲水の寿命が 1800 秒の場合の計算結果を実際の地球と比較し、数値モデルがどれほど地球の気候を表現できているかを検討した。地球の全球平均的なエネルギー収支を表現できているか検討するために、大気上端や惑星表面における全球平均した年平均エネルギーフラックスについて Trenberth et al. (2009) の結果と比較した。また、東西平均構造の検討のために、東西平均した OLR や ISR, 降水の年平均緯度分布について NCEP/NCAR の再解析データ (Kalnay et al., 1996) と比較した。さらに、東西平均分布については季節変化をどれほど表現できているかを見るために、月平均分布の比較も行った。

Trenberth et al. (2009) は、衛星観測データや再解析データを基にして得た地球の大気上端や惑星表面におけるエネルギーフラックスを示している。ここでは、Trenberth et al.(2009) の図 1 で示されている年平均したエネルギーフラックス (図 3.4) のうち、大気下端 (惑星表面) における顕熱、潜熱、長波放射、短波放射と、大気上端における長波放射、短波放射を数値モデルの結果と比較する。

NCEP/NCAR の再解析では 1948 年から現在までの 6 時間平均、日平均、月平均データを提供している。計算結果との比較には、その内 1988 年から 2007 年までの月平均値を用いた。なお、この期間を選んだのは惑星表面条件およびオゾン分

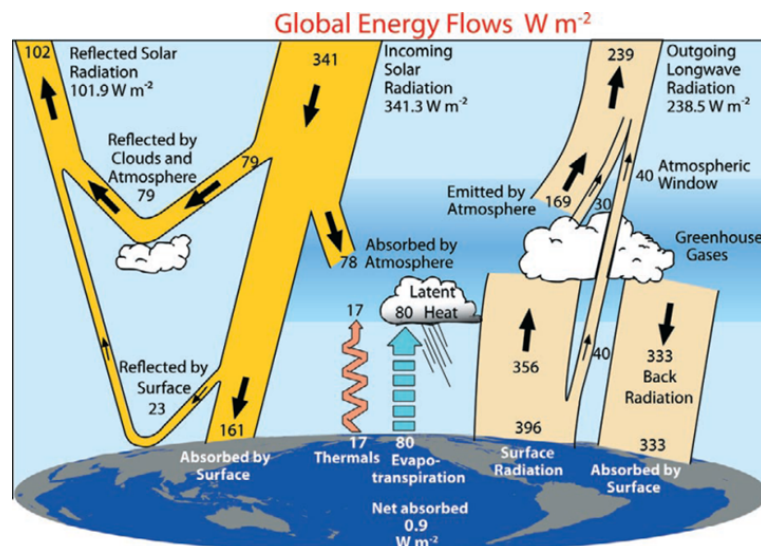


図 3.4: 地球の全球熱エネルギー収支 (Trenberth et al., 2009, fig.1)

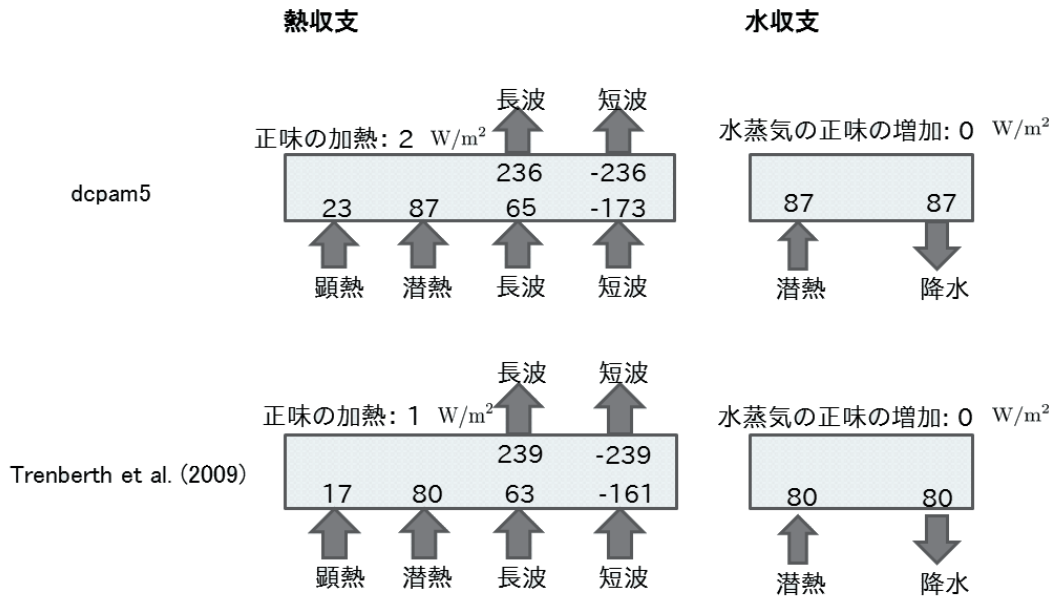


図 3.5: 年平均・全球平均した熱収支と水収支. 上段が dcpam5 の計算結果, 下段が Trenberth et al. (2009) の結果.

布に用いた CMIP5 のデータの期間と揃えるためである.

3.2.1 熱収支と水収支

図 3.5 に, 大気における全球平均した年平均の熱収支や水収支をまとめた. 図の影を付けた四角は大気を表しており, 四角の上側に書かれた矢印は大気上端から上向きに出ていくエネルギーを, 四角の下側に書かれた矢印は惑星表面から大気下端へ入射するエネルギーを示している. 図の上段が dcpam5 を用いた計算結果であり, 下段が Trenberth et al. (2009) の図 1 で示されている値である^{*2}. エネルギーフラックスの値は全て小数点第一位を四捨五入し, 単位は $W\ m^{-2}$ に揃えている.

図 3.5 に示したように数値モデルでは全球の収支に $2\ W\ m^{-2}$ のずれが生じており, モデルにはこの程度の誤差があると考えられる. これはモデルにおける数値的な扱いや, 現実で生じている全ての過程を考慮しているのではないことに起因していると考えられる.

^{*2}大気上端における外向き短波放射は, Trenberth et al. (2009) の図に記された入射太陽放射から反射される太陽放射を引いて図 3.5 に用いた.

図 3.5 より, 大気上端において長波放射・短波放射とも数値モデルの方が約 3 W m^{-2} 小さいことが分かる. 一方, 大気下端では数値モデルのフラックスの方が大きく, その差は短波放射で 12 W m^{-2} , 短波放射以外のフラックスでは $O(1) \text{ W m}^{-2}$ である. 水収支については, 数値モデルにおいても収支が合っているが, 蒸発や降水フラックスは実際の地球よりも約 7 W m^{-2} 大きい.

以上より, 惑星表面における短波放射が実際の地球の値から $\sim 12 \text{ W m}^{-2}$ ずれているものの, 全球エネルギー収支の観点からはおおよそ実際の地球を表現できていることが分かった.

3.2.2 東西平均場

図 3.6 ~ 図 3.10 は, 東西平均した OLR や ISR の年平均緯度分布と月平均緯度分布である. 各図の実線が dcpam5 の計算結果であり, 破線は NCEP/NCAR の再解析データから求めた分布である.

a. OLR と ISR の年平均緯度分布

図 3.6 の破線で示した NCEP/NCAR 再解析データの分布を基に, 年平均した OLR と ISR の東西平均緯度分布について, その特徴を簡単にまとめておく. OLR は南北の緯度 30° 付近に極大値を持ち, 北極と南極へ向かって小さくなる. 地球が球形をしており, かつ自転軸の傾きが 23° と小さいために ISR は赤道域で大きく高緯度側で小さい. そのため, 大気がない場合には惑星表面温度は低緯度ほど高く, 同様に OLR も低緯度ほど大きくなると考えられる. ところが実際には緯度 -30° から 30° の赤道域では OLR が極小値をとっている. これは赤道域において大気中の雲水が多く大気の光学的厚さが大きいためだと考えられる. また, 緯度 60° よりも高緯度側では OLR, ISR とも北半球よりも南半球の方が小さく, 北極付近よりも南極付近の方が OLR は約 40 W m^{-2} , ISR は約 20 W m^{-2} 小さい. これは, 南半球の高緯度の方が北半球の高緯度に比べて積雪や氷床に覆われる領域が広く, したがってアルベドが大きいためだと考えられる.

dcpam5 の計算結果も, これらの特徴をよく捉えている. 緯度帯ごとに詳しく見ると, OLR については低・中緯度 ($-50^\circ \leq \text{緯度} \leq 50^\circ$) では赤道域で極小値をとることを含めて NCEP/NCAR 再解析の分布とおおよそ合っている. しかし, 高緯度 (緯度 $\pm 50^\circ$ よりも極側) ではモデルの方が最大約 10 W m^{-2} 小さい. また ISR については緯度 50° から 70° を除いて dcpam5 の方が最大約 20 W m^{-2} 大きく,

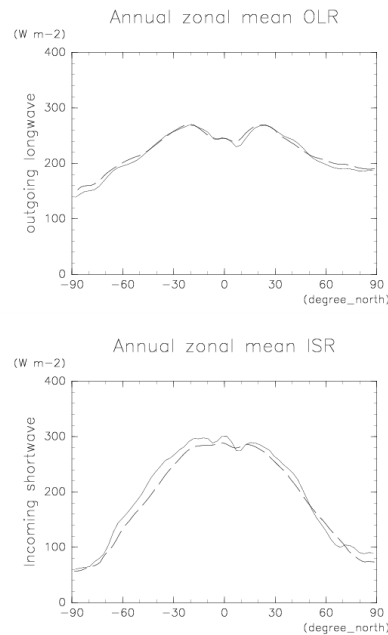


図 3.6: 年平均・東西平均した大気上端における (上) 外向き長波放射量と (下) 内向き短波放射量の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データを表す. 横軸は北緯 ($^{\circ}$), 縦軸は放射量 (W m^{-2}) である.

また低緯度の極大・極小値の差が 20 W m^{-2} と NCEP/NCAR よりも低緯度における緯度変化が顕著であるなど, OLR に比べると NCEP/NCAR 再解析データからのずれが顕著である. この原因の一つは, NCEP/NCAR 再解析データの OLR と ISR が釣り合っていないことだと考えられる. NCEP/NCAR 再解析データの 1988 年から 2007 年における OLR の全球平均値は 237.6 W/m^2 , ISR は 225.4 W m^{-2} であり, 大気上端におけるエネルギー収支が 12.2 W m^{-2} ずれている. 3.1 節で述べたように, dcpam5 では大気上端における放射収支を合わせているため, NCEP/NCAR 再解析とのずれが生じたのではないかと思われる.

b. OLR・ISR 緯度分布の季節変化

図 3.7~ 図 3.10 に破線で示した NCEP/NCAR 再解析の分布より, 東西平均した OLR や ISR の月平均緯度分布には, 次のような特徴がある. 図 3.7, 図 3.8 より, 1 月は, 冬である北半球よりも夏である南半球の方が中・高緯度 (南北の緯度 30° 以上) における OLR が大きく, 6 月に向けて大小関係が逆転している. 7 月は北半球が夏であり南半球が冬であるため, 中・高緯度の OLR は北半球のほうが大きく, 12 月に向けて大小関係が逆転している. この特徴は ISR でも同じであり,

図 3.9, 図 3.10 を見ると南北半球の同じ緯度 (例えば緯度 -30° と 30°) の ISR を比べると, 夏側の方が冬側に比べて大きい. これは赤道面が公転面から 23° 傾いていることにより, 季節によって天頂角が変わるため, 夏半球と冬半球では入射する太陽放射エネルギーが異なるからである. したがってこの大小関係は, 季節の進行とともに逆転する.

dcpam5 の計算結果にもこれらの特徴は現れており, 地球の季節変化を表現できていると言えるだろう. しかし OLR の分布を緯度帯ごとに比較すると, 北半球の冬から夏にあたる 1 月から 6 月は, 緯度 50° 以北において dcpam5 の値の方が最大 10 W m^{-2} 小さい傾向にあり, 南半球の冬から夏にあたる 7 月から 12 月は緯度 -50° 以南において dcpam5 の値の方が最大 10 W m^{-2} 小さい傾向にある. 年平均した東西平均分布 (図 3.6) の高緯度における値が dcpam5 の方が小さいことは, ここで述べた冬から夏にかけての値が小さいことを反映している. ISR の分布は年平均緯度分布の比較で述べたように OLR の緯度分布に比べると再解析データとの差が大きく, 特に夏半球の中・高緯度において dcpam5 の方が最大 90 W m^{-2} 大きい.

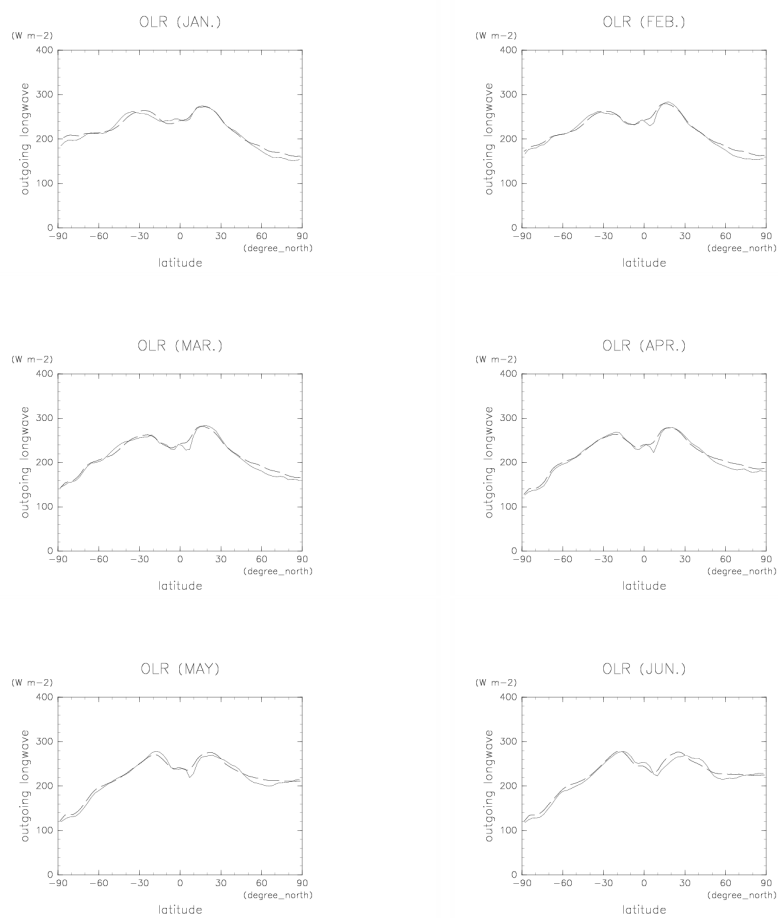


図 3.7: 1 月から 6 月までの月平均・東西平均した大気上端における外向き長波放射の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データを表す. 横軸は北緯 ($^\circ$), 縦軸は放射量 (W m^{-2}) である.

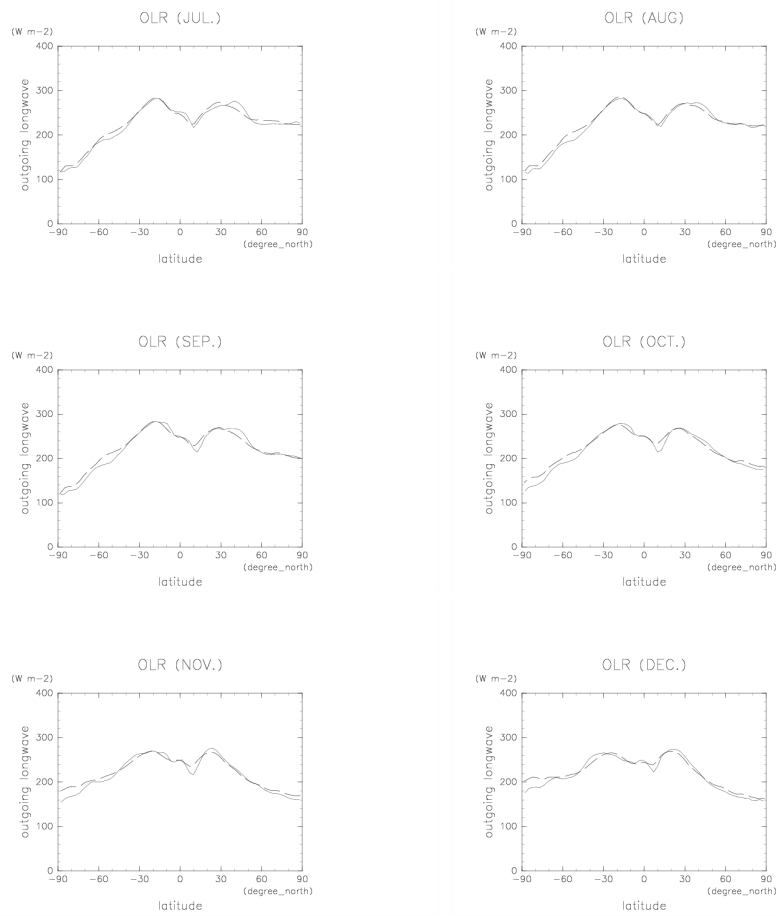


図 3.8: 7 月から 12 月までの月平均・東西平均した大気上端における外向き長波放射の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データを表す. 横軸は北緯 ($^\circ$), 縦軸は放射量 (W m^{-2}) である.

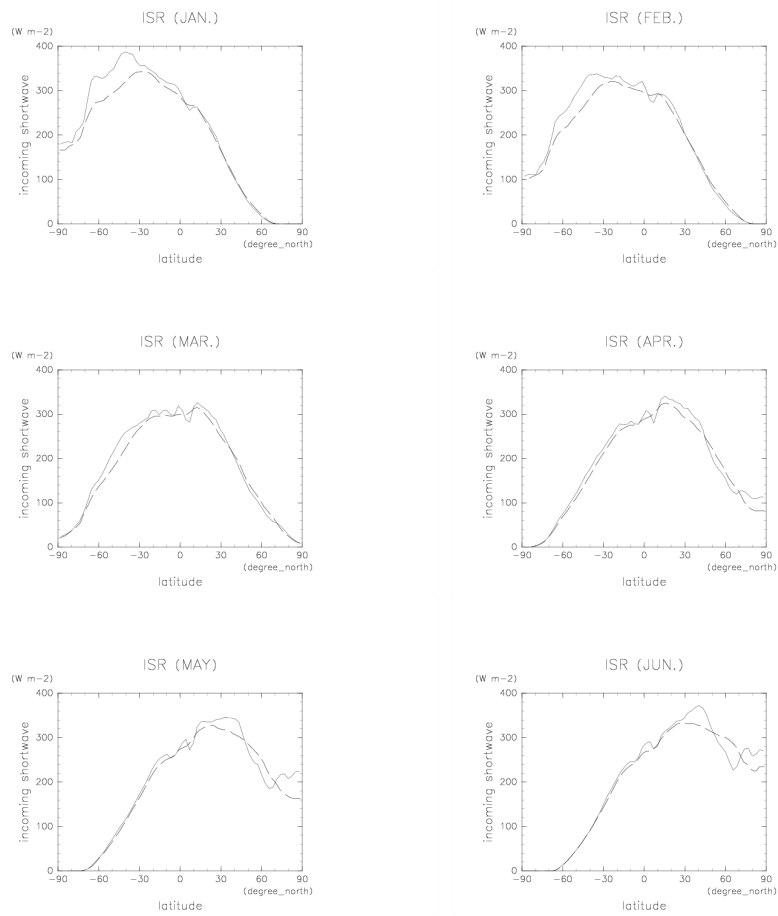


図 3.9: 1 月から 6 月までの月平均・東西平均した大気上端における内向き短波放射の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データを表す. 横軸は北緯 ($^{\circ}$), 縦軸は放射量 (W m^{-2}) である.

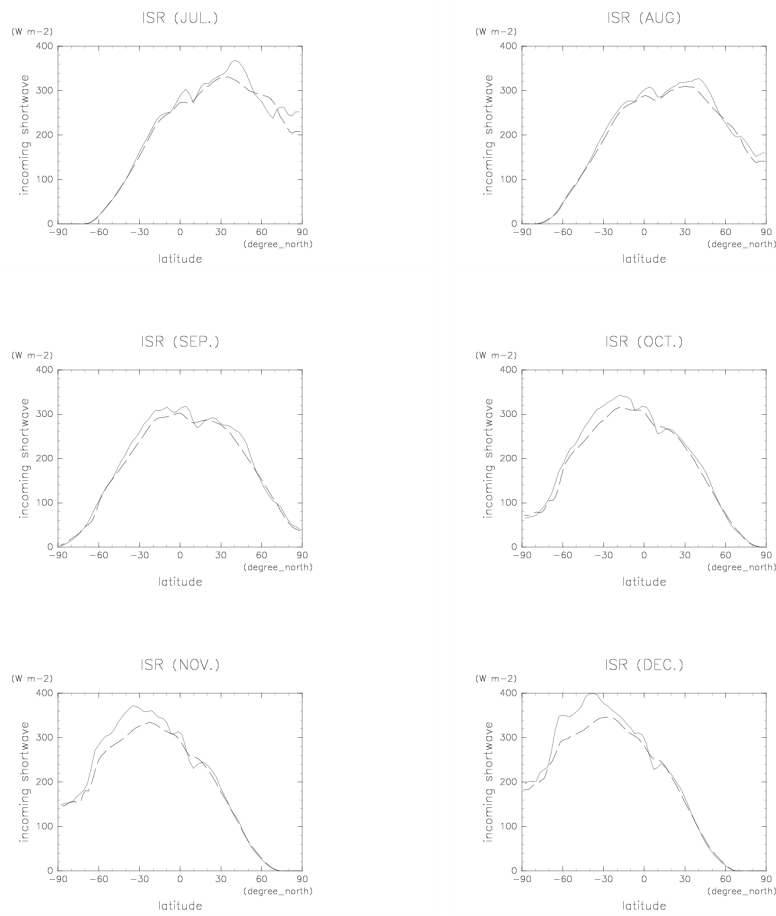


図 3.10: 7 月から 12 月までの月平均・東西平均した大気上端における内向き短波放射の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データを表す. 横軸は北緯 (°), 縦軸は放射量 ($W m^{-2}$) である.

c. 降水量緯度分布の季節変化

図 3.11 と図 3.12 は, dcpam5 と NCEP/NCAR 再解析データの月平均・東西平均降水分布を示している. 破線で描画した NCEP/NCAR 再解析データを見ると, どの月においても緯度 -50° , -10° , 10° , 50° 付近に極大値を持っている. 低緯度側のピークは熱帯収束帯 (ITCZ) における積雲対流による降水が主に寄与し, 高緯度側のピークは傾圧不安定によって生じる低気圧に伴う降水が寄与している. 実線で示した dcpam5 の結果でもこの緯度依存性は現れている. しかし, 1 月から 4 月に NCEP/NCAR 再解析では緯度 50° 付近に現れているピークが, dcpam5 では緯度 60° 付近と北寄りに生じている. また極大値は再解析データよりも約 $5 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 大きい.

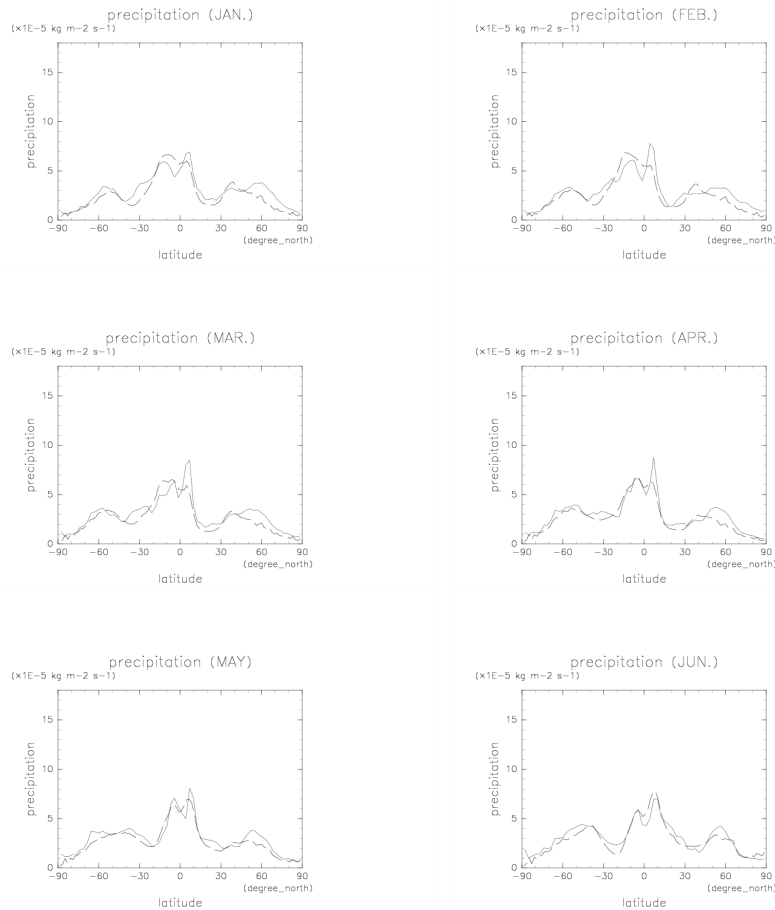


図 3.11: 1 月から 6 月までの月平均・東西平均した降水量の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データを表す. 横軸は北緯 ($^{\circ}$), 縦軸は降水量 ($10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) である.

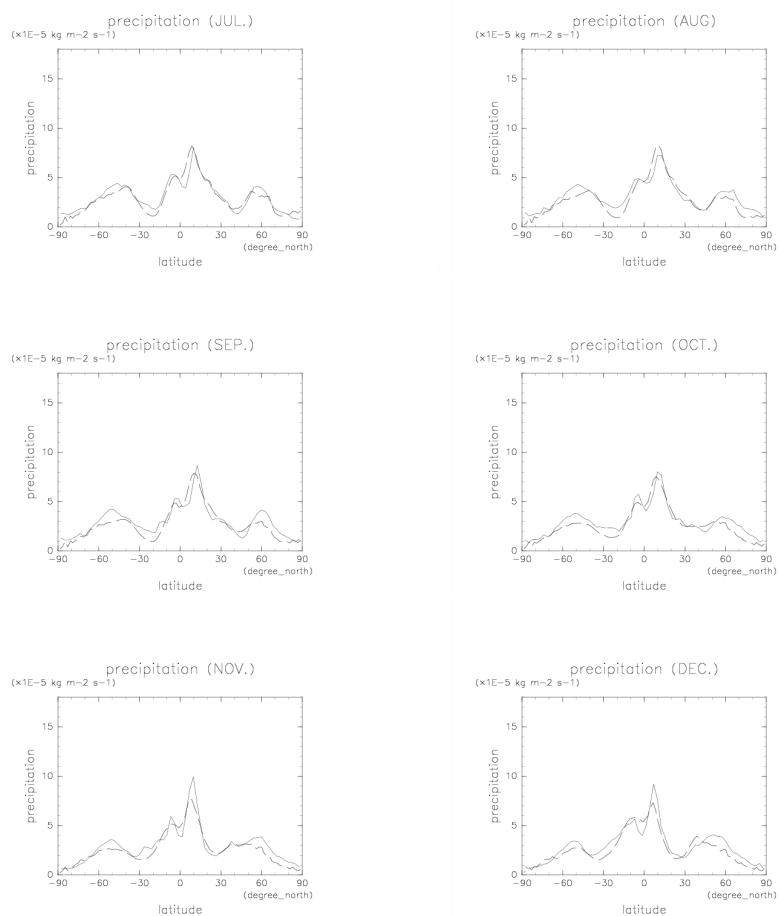


図 3.12: 7 月から 12 月までの月平均・東西平均した降水量の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データを表す. 横軸は北緯 ($^{\circ}$), 縦軸は降水量 ($10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) である.

d. 気温, 東西風, 比湿, 子午面循環

図 3.13, 3.14 に 6 月と 12 月における気温, 東西風, 子午面循環, 比湿の東西平均場を示す^{*3}. それぞれの図 (a) は dcpam5 の計算結果, 図 (b) は NCEP/NCAR による再解析の結果である. なお, 再解析データの比湿については 3×10^4 Pa 気圧面よりも高高度のデータは含まれていない.

はじめに, 気温の緯度分布に注目する. 再解析データ (図 3.13(b), 3.14(b)) を見ると, 気圧面 2×10^5 Pa 以下の大気下層では, 南北方向の温度勾配は季節によらず両半球の中緯度 ($20^\circ \sim 40^\circ$) で最も大きい. 低緯度で南北の温度差が小さいのは, 赤道付近では太陽から入射するエネルギー量の南北勾配が小さいためである. また極域で南北温度勾配が小さいのは, 極域の面積がその他の緯度帯に比べて小さいために, 他の緯度に比べて熱の水平輸送によって温度が均一になりやすいからである. 対流圏界面高度は, 赤道域でおよそ 10^4 Pa 気圧面, 夏極では 2×10^4 Pa 気圧面, 冬極では 4×10^4 Pa 気圧面であり, 赤道域で最も高い. これは赤道域で背の高い湿潤対流が生じるためである. 圏界面の温度は赤道域が最も低く約 290 K である. また, 夏半球の成層圏の温度は極へ向かって単調に上昇している.

以上で述べた気温分布の特徴は 6 月と 12 月に共通しており, dcpam5 の計算結果でも対流圏の南北温度傾度や圏界面の高度・温度の緯度依存性の特徴を表現できている. しかし, 対流圏では dcpam5 の方がより上層まで温度が高くなっており, 赤道域の圏界面高度が dcpam5 ではおよそ 8×10^3 Pa 気圧面と再解析より高い. また, dcpam5 が示す成層圏の温度は再解析と比べて複雑な分布をしており, 緯度 90° の 1000 Pa 気圧面における温度が 170 K 未満と再解析よりも低い. これは, dcpam5 の大気の最上層が $\sigma = 0.00488$ であるために上部成層圏を解像できていないことに起因していると考えられる.

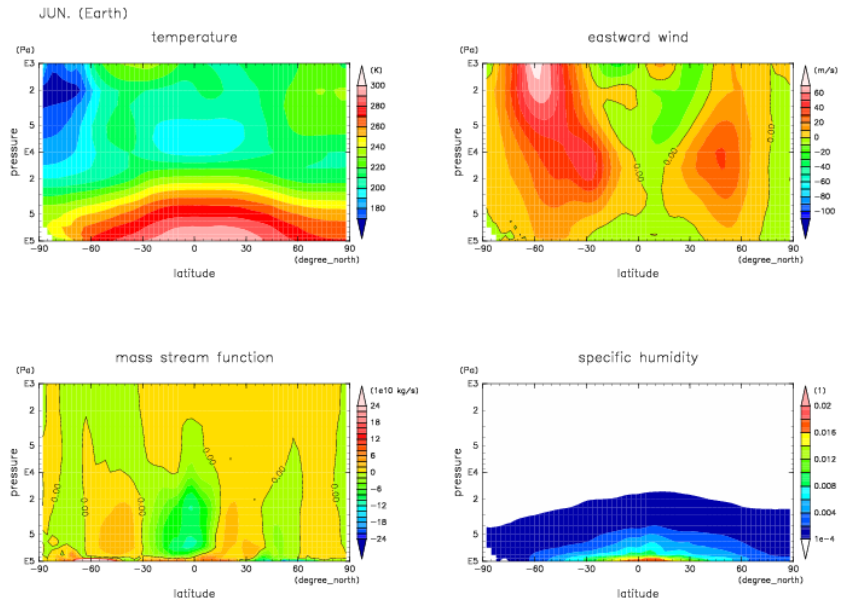
次に東西風に注目する. NCEP/NCAR 再解析データより, 低緯度と冬極付近の下部対流圏では東風になっており, 南北の中緯度 ($20^\circ \sim 40^\circ$) の上部対流圏が西風の極大となっている (亜熱帯ジェット・中緯度ジェット). 成層圏では冬半球の緯度 $60^\circ \sim 70^\circ$ 付近に西風の極大が再び生じており (極夜ジェット), 夏半球は東風となっている. dcpam5 の計算結果において, 低緯度と冬極付近の下部対流圏は再解析と同様の特徴を示している. しかし亜熱帯ジェットは再解析よりも $10 \sim 20 \text{ m s}^{-1}$ ほど強く, 成層圏の極夜ジェットも再解析より強い. また夏半球の成層圏が西風である点も再解析と異なっている. 成層圏や上部対流圏の風速場が再解析データと異なるのは, 先に述べたように成層圏の解像度が十分でないことや dcpam5 で重力波抵抗の効果を取り入れていないことが原因だと考えられる.

^{*3}他の月の図は付録に掲載した.

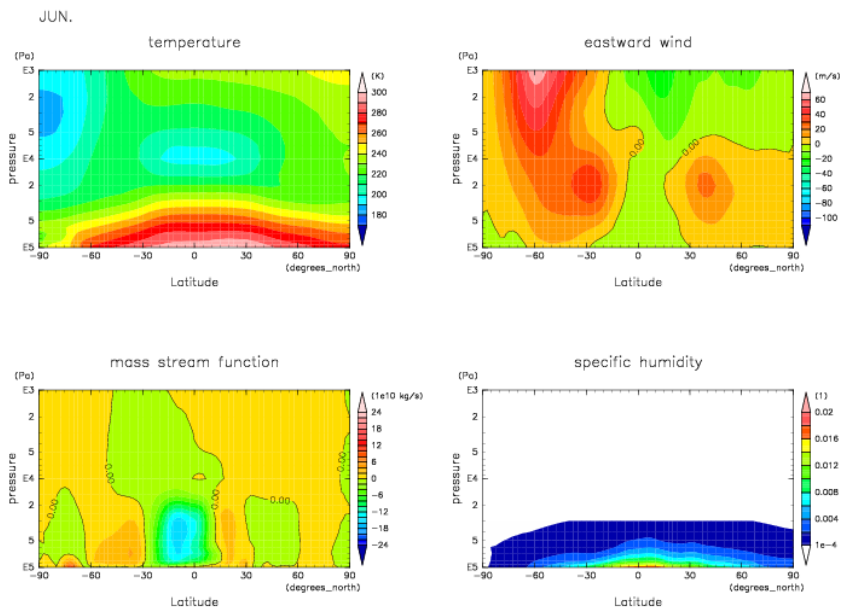
図 3.13(b), 3.14(b) に示した質量流線関数の分布には, 東西平均子午面循環のいわゆる 3 セル循環が見られる. 低緯度のハドレー循環, 中緯度のフェレル循環, 高緯度の極循環である. 夏半球から冬半球へ向かうハドレー循環の方が, 夏半球内で起こるハドレー循環よりも強い. どちらの循環も, 緯度 30° 以内で生じている. dcpam5 の結果でも三つの循環が見られる. フェレル循環や極循環はほとんど同じ循環強度であるが, ハドレー循環は再解析に比べて $2 \times 10 \text{ kg s}^{-1}$ ほど弱い.

比湿について NCEP/NCAR 再解析データの結果を見ると, 大まかには低緯度の惑星表面付近で最も大きく, 極に向かって, また上層へ向かって減少している. 南北勾配が最も大きいのは低緯度であり, 南北の緯度 $30^\circ \sim 40^\circ$ 付近では南北にほぼ一様である. dcpam5 でも赤道域の惑星表面付近で最も比湿は大きく, 極へ向かって減少している. しかし, 低緯度における南北勾配の変化は再解析ほど顕著ではなく, また, 特に夏半球において, より上層まで比湿が大きくなっている. 上層まで比湿が大きいことは, dcpam5 の方が上層まで気温が高いことに対応している.

本研究で用いた dcpam5 は, 近年の気候研究に用いられているモデルに比べて非常に簡単な定式化に基づくモデルであり, 例えば氷雲や部分雲の効果は考慮されていない. これらはモデルのエネルギー収支や循環構造に影響を及ぼすと考えられ, したがってエネルギー収支や循環構造におけるモデルと観測・再解析データとの違いはこの定式化に起因している可能性がある. これらの改良は今後の課題である.

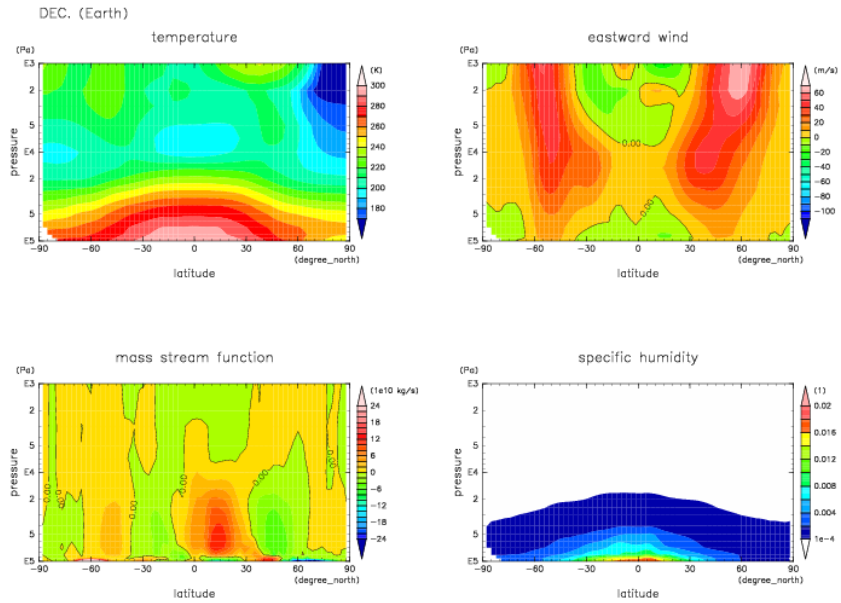


(a) dcpam 計算結果

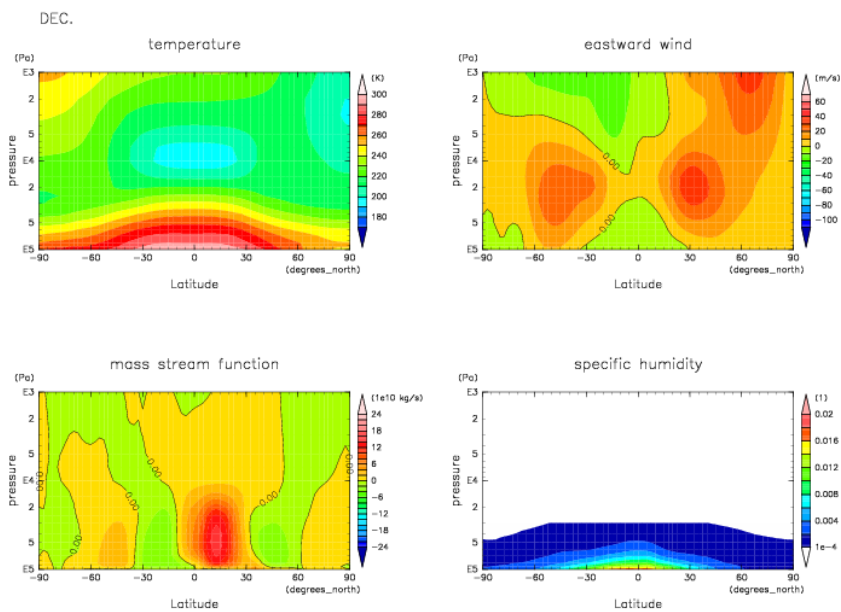


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 3.13: 月平均・東西平均した 6 月における温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam5 の計算結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 横軸は北緯 (°), 縦軸は対数をとった気圧 (Pa), 色付け間隔は, 温度: 10 K, 東西風: 10 m s⁻¹, 質量流線関数: 2 × 10¹⁰ kg s⁻¹, 比湿: 0.004 である.



(a) dcpam 計算結果



(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 3.14: 月平均・東西平均した 12 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 横軸は北緯 ($^{\circ}$), 縦軸は対数をとった気圧 (Pa), 色付け間隔は, 温度: 10 K, 東西風: 10 m s^{-1} , 質量流線関数: $2 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$, 比湿: 0.004 である.

第4章 海をもつ惑星の自転軸傾斜角依存性

本章では、地球のように海をもつ惑星において自転軸傾斜角の違いによってどのような気候が生じ得るのかを調べるために行った数値実験について、その概要と結果、考察を述べる。

4.1 実験設定

地形は、モデルのチューニング (第3章の3.1.1項参照) の時と同様に、現在の地球の地形を解像度に合わせて平均化して用いた。海洋は深さ 60 m のスラブオーションとして扱い、海表面温度をモデル内部で計算した^{*1}。これは自転軸の傾きを現在の値 (23.44°) から変えた場合に、海表面温度が現在の気候値と同じになるとは限らないからである。また、同様の理由によりオゾンはなく、海氷もないと仮定した。また積雪のない陸地のアルベドは 0.2 と固定した^{*2}。雲水の寿命には、第3章の結果に基づいて系のエネルギー収支が最も合う 1800 秒を用いた。解像度は T42L22 (三角形切断で切断波数 42 (対応する水平格子点間隔はおよそ 2.8°), 鉛直層数 22) とした。初期条件はモデルのチューニングと同じものを用いた。

以上の条件で、自転軸の傾きが 0°, 23.44°, 60°, 90° である四つの実験を行った。時間刻みは、傾斜角が 0°, 23.44° の場合には 12 分とし、傾斜角が 60°, 90° の場合にはそれぞれ 8 分, 6 分とした。積分時間は予め行った 20 年積分の結果に基づき、スピンアップを含めて 10 年間とした。図 4.1 に、自転軸傾斜角が 23.44° の場合の年平均・全球平均 OLR の変動を示す。計算開始から 5 年間は単調減少の傾向が見られるが、5 年目以降は変動幅が 1 W/m² 未満であり、10 年目以降には単調減少の

^{*1}海の熱容量は水の比熱 (4.187 J m⁻³ K⁻¹) × 温度躍層の平均的な深さ (60 m) を与えた。

^{*2}地球の砂漠のアルベドはおよそ 0.3 であり (Matthews, 1983), 一方 Abe et al. (2005) では積雪のない陸のアルベドを 0.11 としている。そのことから、自転軸傾斜角 23.44° において陸のアルベドが双方の平均である 0.2 の場合と 0.3 の場合について計算を行い赤道や緯度 40° における惑星表面温度を比較して、実際の地球の温度に近かったアルベド 0.2 を選択した。

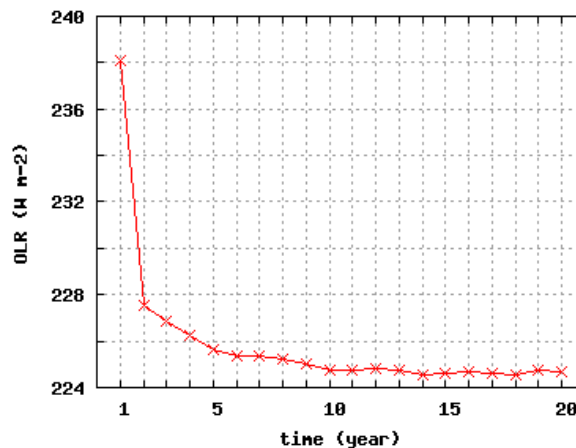


図 4.1: 自転軸傾斜角 23.44° における計算 1 年目から 20 年目までの全球平均した年平均 OLR.

傾向も見られない。また、14 年目以降になる変動幅がさらに小さく 0.3 W/m^2 未満である。この事から積分時間を 10 年間に決め、解析には積分 10 年目の計算結果を用いることにした。

4.2 実験結果

4.2.1 熱収支・水収支

図 4.2 に自転軸傾斜角ごとの全球平均した熱収支と水収支を示す。フラックスの値は小数点第一位を四捨五入した。どの傾斜角の場合にも惑星表面の熱収支や水収支は釣り合っているが、大気上端における放射収支は太陽放射量の方が大きく、大気は正味で $2 \sim 3 \text{ W m}^{-2}$ 加熱されている。これは海表面温度やオゾンの分布に地球の気候値を与えた実験における熱収支のずれ (図 3.5(a) 参照) とほぼ同じ大きさであり、モデルはこの誤差の範囲内でエネルギー収支を保っていることが分かる。

潜熱を除く熱収支は、どの傾斜角の場合でもおよそ同じ値である。また、地球の気候値を用いた実験で得られた全球エネルギー収支 (図 3.5) と各フラックスの相対的な寄与は変わらない。傾斜角によって最も値が異なるのは潜熱と降水である。最も大きいのは傾斜角 90° の場合であり、最も小さい 23.44° の場合と比較すると約 11 W m^{-2} 大きい。

図 4.3 に、各自転軸傾斜角における年平均・全球平均した惑星表面温度を示す。

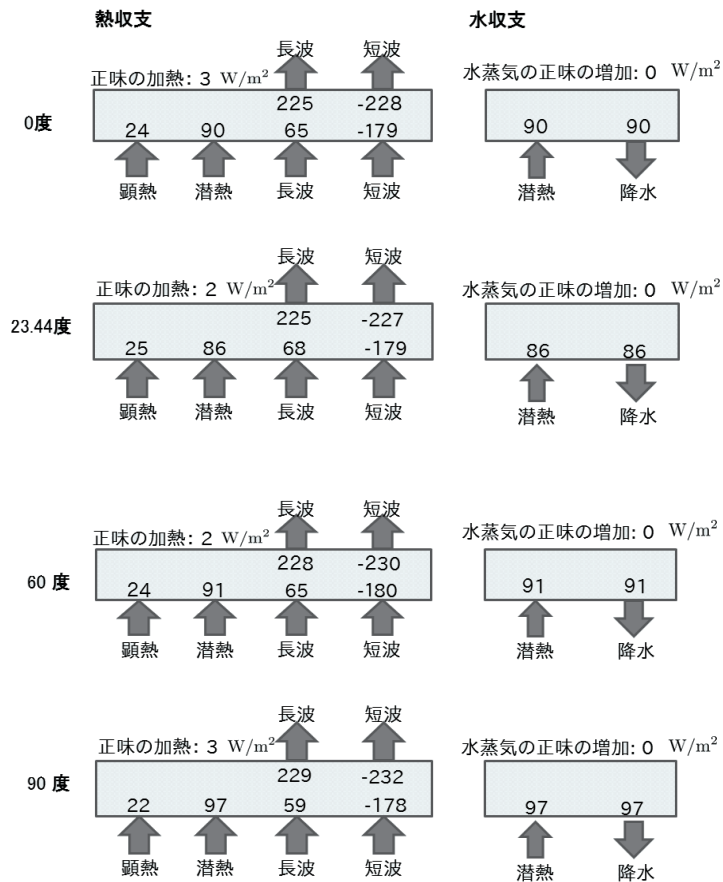


図 4.2: 年平均・全球平均した熱収支と水収支の値. 上から順に, 自転軸傾斜角 0° , 23.44° , 60° , 90° の場合.

自転軸傾斜角とともに温度が高くなる傾向が見られる.

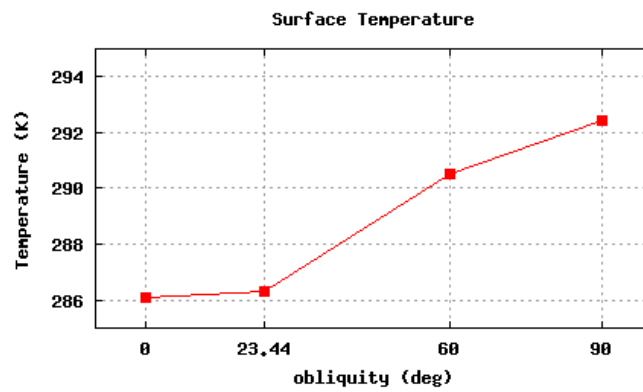


図 4.3: 年平均・全球平均した惑星表面温度の自転軸傾斜角依存性.

4.2.2 放射収支の緯度分布

図 4.4 は東西平均した年平均 OLR と ISR の緯度分布である。自転軸の傾きが 0° , 23.44° の場合には (図 4.4(a), (b)), OLR・ISR とも赤道域で極小, 両半球の緯度 30° 付近において最大となり, 両極へ向かって減少している。また, 大気上端の放射収支は緯度 $30^\circ \sim 40^\circ$ よりも低緯度側で正味加熱, 高緯度側で正味冷却となっており, 低緯度から中高緯度への熱輸送が示唆されている。これらは第 1 章や第 3 章で述べた地球における放射収支と同じ傾向である。図 4.4(a), (b) では OLR, ISR とも低緯度における極大値と極小値の差が地球 (図 3.6) よりも大きい。これはスラブオーシャンを用いたことによって赤道域の温度の季節変化が小さくなり, 湿潤対流の発生する緯度が一年を通して大きく変わらなくなったためである。傾斜角が 60° の場合には (図 4.4(c)), OLR・ISR が緯度に対してほぼ一様である。詳しく見ると, 両半球の極域では ISR の方が OLR より大きく放射収支が正であるため, 正味では加熱されている。傾斜角 90° の場合には (図 4.4(d)), OLR・ISR とも赤道付近で最も小さく両極に向かって増加しており, 傾斜角が小さい場合とは逆の緯度依存性を示している。緯度 $30^\circ \sim 40^\circ$ よりも低緯度側では, 僅かではあるが OLR の方が大きく, 高緯度側では ISR の方が大きい。そのため高緯度から低緯度へ熱輸送が生じていることが示唆される。

大気上端における放射収支の緯度分布は, 第 1 章で述べたように惑星大気の運動も含めた結果としての釣り合いを示している。したがって, 自転軸の傾きによってその分布が異なることは, 大気の運動, それゆえ惑星の平均的な気候が異なっていることを示唆している。以下では, 自転軸傾斜角によって惑星の気候がどのように異なるのかを降水量や温度, 子午面循環などに注目する。

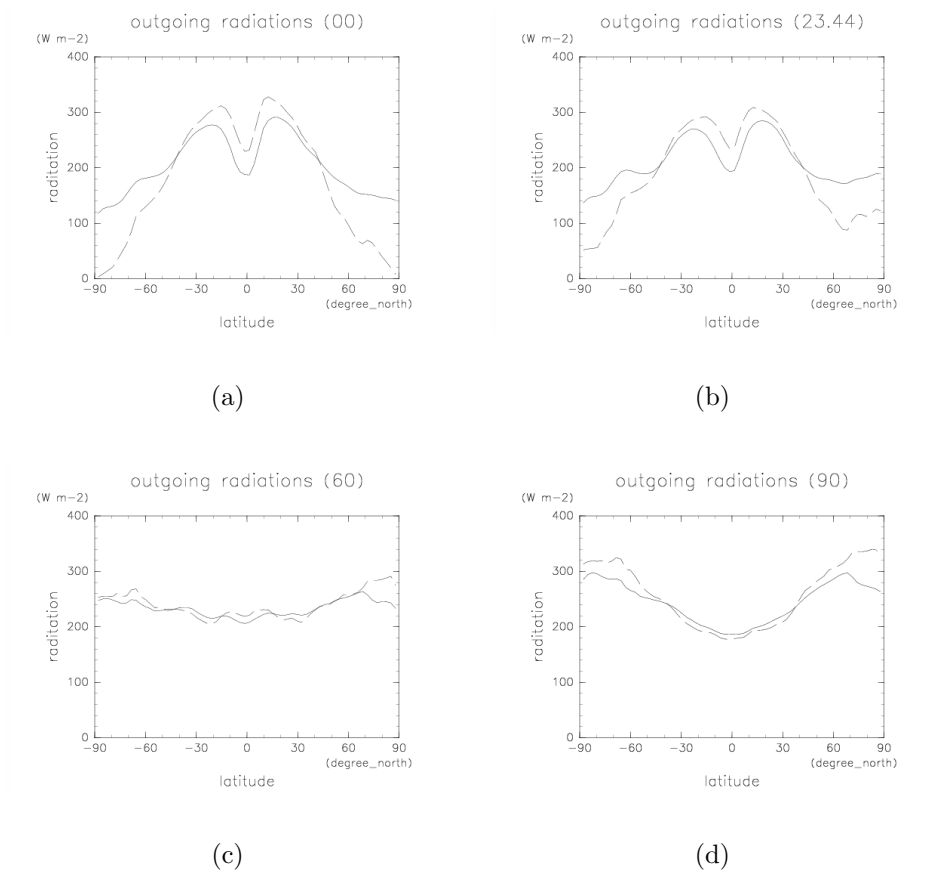


図 4.4: 年平均・東西平均した OLR (実線), ISR (破線) の緯度分布. 自転軸傾斜角は (a) 0° , (b) 23.44° , (c) 60° , (d) 90° . 縦軸は放射量 (W m^{-2}), 横軸は北緯 ($^\circ$) である.

4.2.3 年平均降水量の緯度分布

図 4.5 に東西平均した年平均降水量の緯度分布を示す。降水分布のパターンは、自转轴傾斜角が 0° , 23.44° の場合と、 60° , 90° の場合とで大きく異なっている。自转轴の傾きが小さい場合 (0° , 23.44°)、降水量は赤道域で最も多くおよそ $14 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である。両半球の緯度 50° 付近でも極大になっており、北緯 50° 付近では $3 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 、南緯 50° では $4 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である。高緯度側の極大値にも現れているように、南北の同じ緯度で比較すると南側の降水量の方が多い。自转轴傾斜角が大きい場合 (60° , 90°) には、傾斜角が小さい場合と比べて降水量の緯度変化は小さいが、おおまかには低緯度よりも中高緯度で多く降水が見られる。

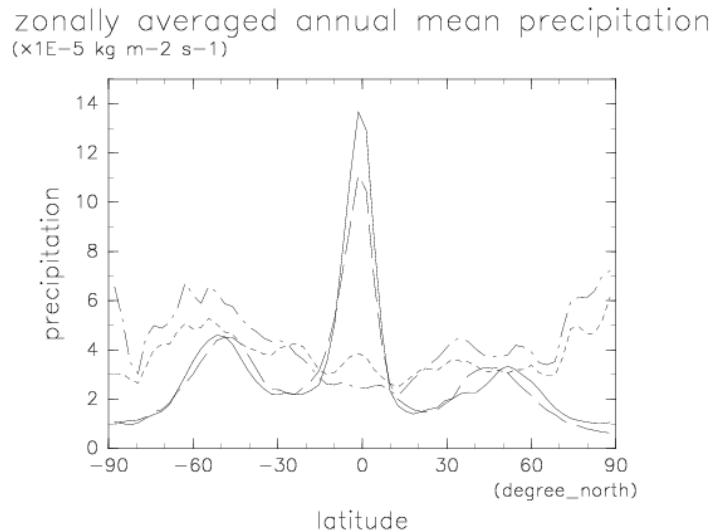


図 4.5: 年平均・東西平均した降水の緯度分布。実線が自转轴傾斜角 0° 、破線が 23.44° 、点線が 60° 、一点鎖線は 90° の計算結果。縦軸は降水量 ($10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)、横軸は北緯 ($^\circ$) である。

4.2.4 降水量, 惑星表面温度, 積雪量の季節変化

図 4.6 ~ 図 4.9 に各自転軸傾斜角における東西平均した降水量や惑星表面温度, 積雪量の季節変化を示す. どの図も, 縦軸に緯度, 横軸に 1 月 1 日からの日数をとっている.

傾斜角 $0^\circ, 23.44^\circ$ の場合 (図 4.6, 4.7), 降水量は年平均で見られたように, 赤道域において最大であり, 南北の緯度 50° 付近で極大をもつような特徴が一年を通して見られ, 各緯度における季節変化が小さいことが分かる. また, 惑星表面温度は一年を通して赤道域で最も高く傾斜角が 0° の場合も 23.44° の場合も 300 K 以上である. 温度は極へ向かうほど低くなり, 北半球では緯度 50° , 南半球では緯度 60° よりも高緯度側において氷点を下回っている. そのため両半球の高緯度領域では一年中積雪が見られる. 北緯 30° 以北の積雪量は, 自転軸傾斜角 0° の方が自転軸傾斜角 23.44° の場合よりも多い.

自転軸傾斜角が $60^\circ, 90^\circ$ の場合 (図 4.8, 4.9), 東西平均した各緯度における降水量は, 冬半球の高緯度側で最大, 夏半球の高緯度側で最小となっており, 高緯度の方が低中緯度に比べて季節変化が大きく, この傾向は自転軸傾斜角が 60° の場合よりも 90° の場合に強く現れている. また, 傾斜角 0° や 23.44° の降水量分布と比較しても, 特に高緯度の季節変化が大きいことが分かる. これは, 自転軸の傾きが大きいほど高緯度領域が受け取る太陽放射エネルギーの季節変化が大きく, さらに赤道域や低緯度領域では, 高緯度領域に比べると日射の季節変化が小さいためだと考えられる. 惑星表面温度は夏半球の高緯度ほど高く, 太陽直下点付近では 300 K を超えている. 一方で, 冬の中高緯度や南極においては氷点を下回る領域も見られ, 降水量と同様に高緯度側における季節変化が大きい. それに対応して積雪のある領域も季節によって異なっており, 積雪の量は傾斜角が小さい場合に比べて少ない. 傾斜角が 60° の場合は南北の緯度 10° 付近まで季節性の積雪が見られ, 南緯 80° 以南は一年中雪で覆われている. 傾斜角が 90° のときには積雪は赤道域にまで広がり, 南緯 $20^\circ \sim 30^\circ$ の領域も一年中雪で覆われている.

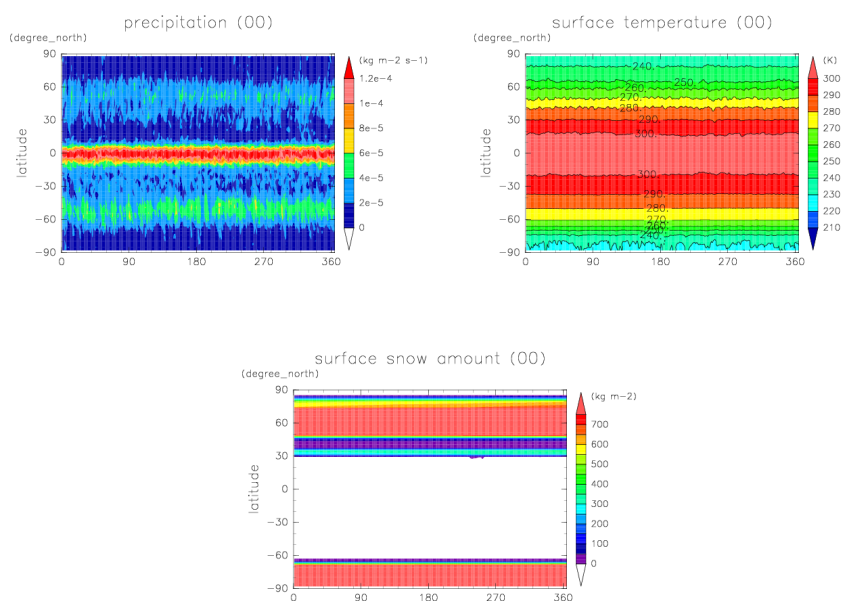


図 4.6: 自転軸傾斜角 0° における日平均・東西平均した (左上) 降水量 (色つけ間隔: $2.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (右上) 惑星表面温度 (色つけ間隔: 10 K), (下) 積雪量 (色つけ間隔: 50 kg m^{-2}) の季節変化. 縦軸は北緯 ($^\circ$), 横軸は時間であり, 1 月 1 日をゼロ日目としている.

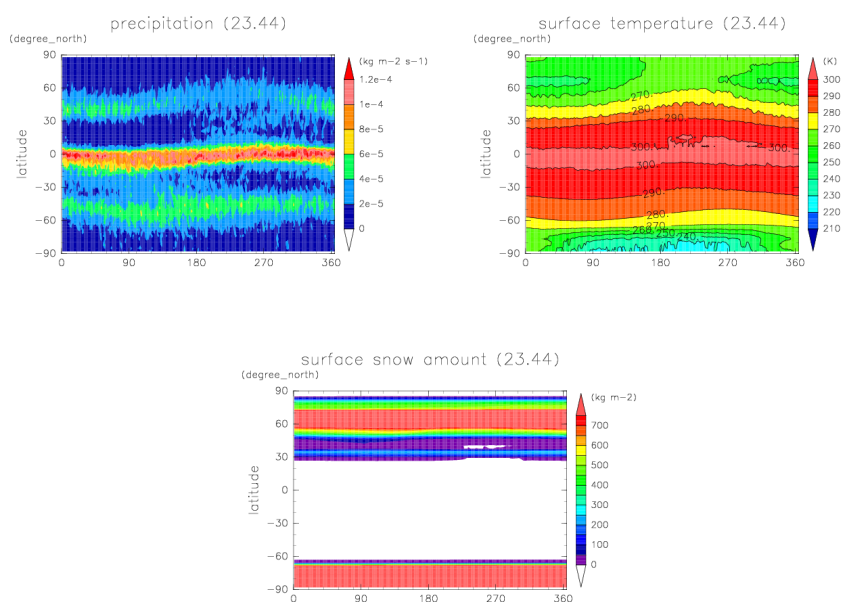


図 4.7: 自転軸傾斜角 23.44° における日平均・東西平均した (左上) 降水量, (右上) 惑星表面温度, (下) 積雪量の季節変化. 軸や色付け間隔は図 4.6 を参照.

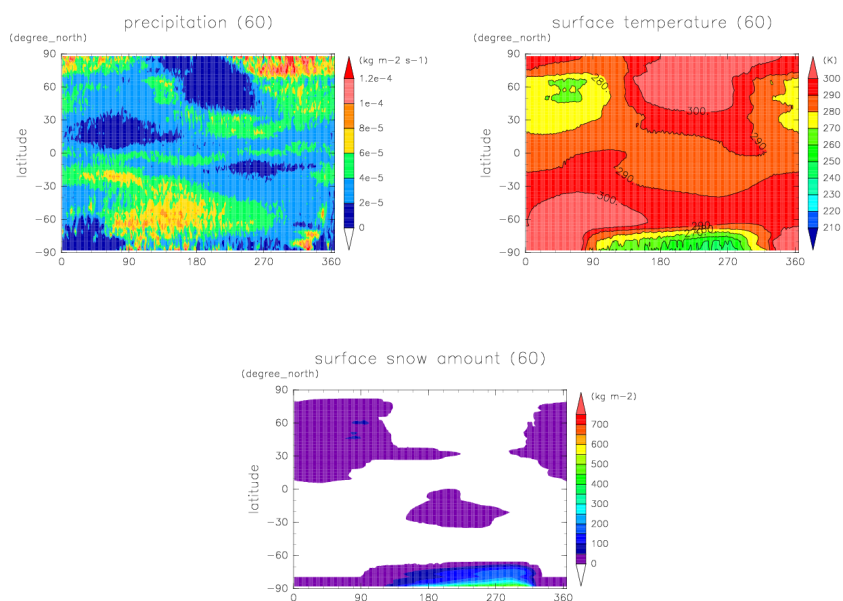


図 4.8: 自転軸傾斜角 60° における日平均・東西平均した (左上) 降水量, (右上) 惑星表面温度, (下) 積雪量の季節変化. 軸や色付け間隔は図 4.6 を参照.

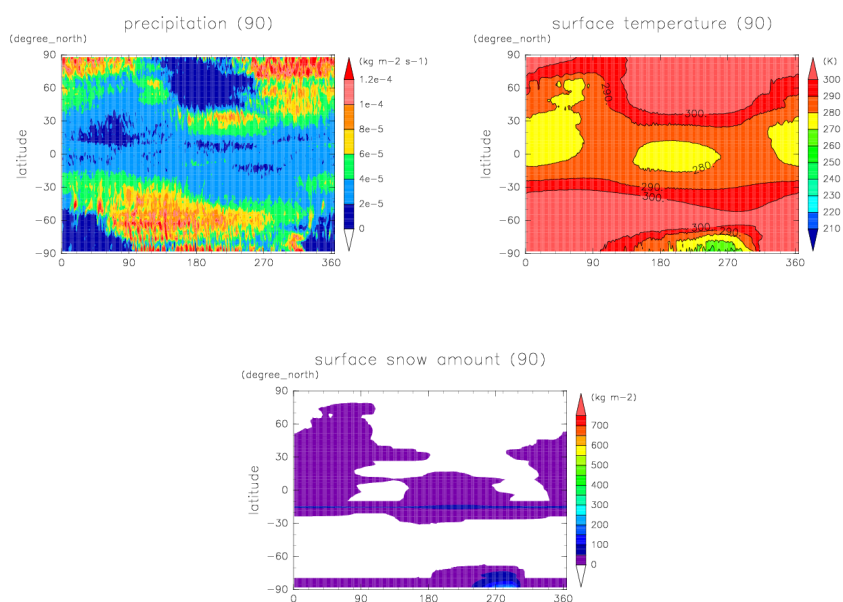


図 4.9: 自転軸傾斜角 90° における日平均・東西平均した (左上) 降水量, (右上) 惑星表面温度, (下) 積雪量の季節変化. 軸や色付け間隔は図 4.6 を参照.

4.2.5 気温, 東西風, 比湿, 子午面循環

図 4.10(左上), 4.11(左上), 4.12(左上), 4.13(左上) に各傾斜角における 6 月の東西平均温度分布を示す. 自転軸傾斜角 $60^\circ, 90^\circ$ の場合には, 北半球の夏にも関わらず南極付近まで温度が高く, この点で自転軸傾斜角 $0^\circ, 23.44^\circ$ と大きく異なっている. これは, 現在の地球の海陸分布において南半球のほとんどが海であるために熱容量が大きく, したがって温度変化が大きいためだと考えられる.

図 4.10(左下), 4.11(左下), 4.12(左下), 4.13(左下) は各傾斜角における 6 月の東西平均した子午面循環である. 傾斜角 $0^\circ, 23.44^\circ$ では地球でよく知られている 3 セル循環が見られるが, 地球とは異なりハドレー循環の強度や緯度幅が南北にほぼ対称である. これは, 先に述べたようにスラブオーシャンを用いたことによる結果であり, 低緯度において OLR や ISR の極大と極小の差が地球よりも大きいことや, 降水量が一年を通して赤道において最大であることに対応している. 傾斜角 $60^\circ, 90^\circ$ では上層で北半球から南半球へ風が吹くハドレー循環が卓越しており, 上昇域が北緯 30° 付近, 下降域が南緯 30° と, 傾斜角が小さい場合に見られるハドレー循環よりも緯度幅は大きい. また, その他の中高緯度においては非常に弱い循環しか見られない.

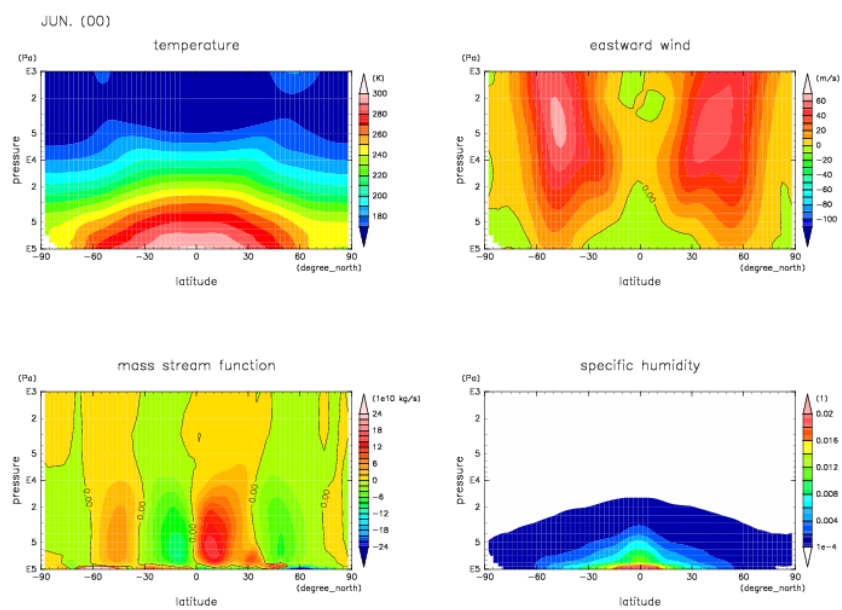


図 4.10: 自转轴傾角度 0° の 6 月における月平均・東西平均した (左上) 気温 (色付け間隔: 10 K), (右上) 東西風 (色付け間隔: 10 m s^{-1}), (左下) 質量流線関数 (色付け間隔: $2 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$), (右下) 比湿 (色付け間隔: 0.002), 各々の緯度高度分布. 横軸は北緯 ($^\circ$), 縦軸は対数で示した気圧 (Pa) である.

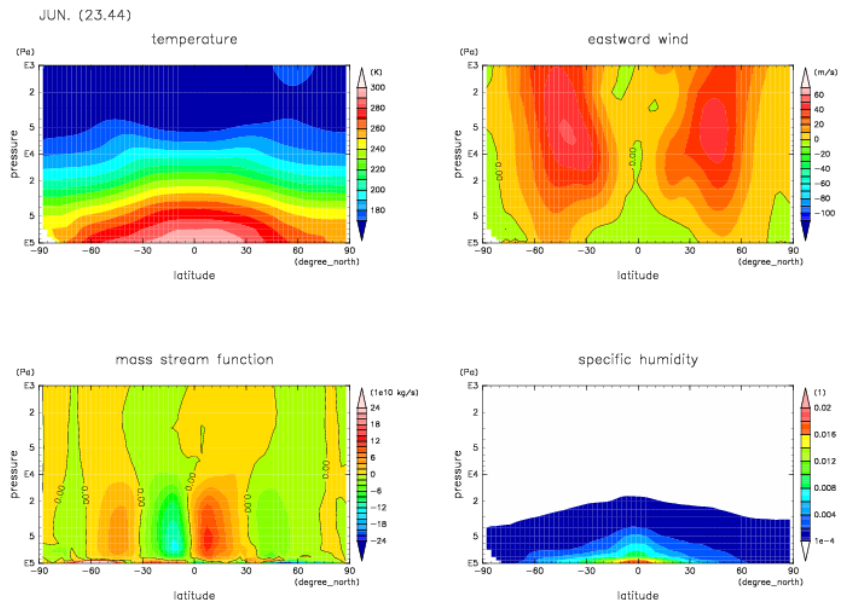


図 4.11: 自転軸傾角度 23.44° の 6 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 4.10 を参照.

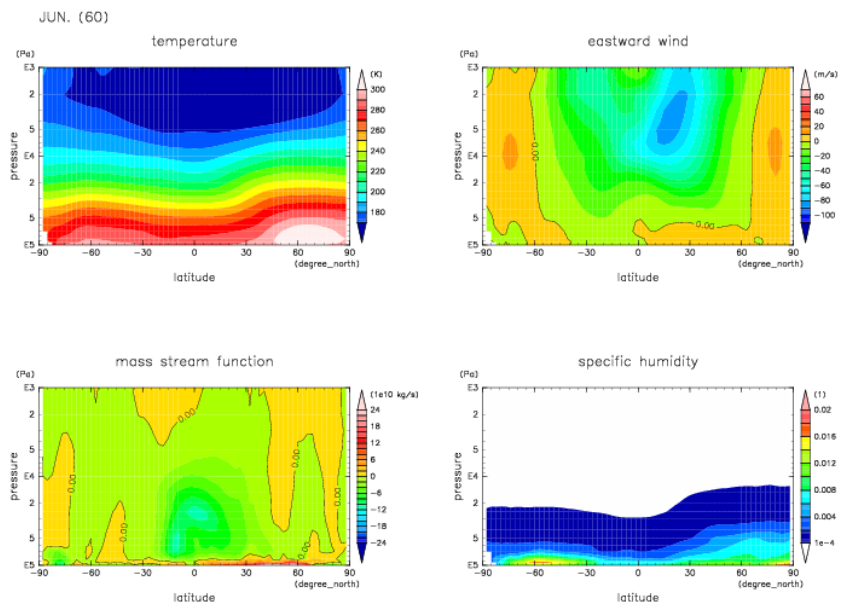


図 4.12: 自転軸傾角度 60° の 6 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 4.10 を参照.

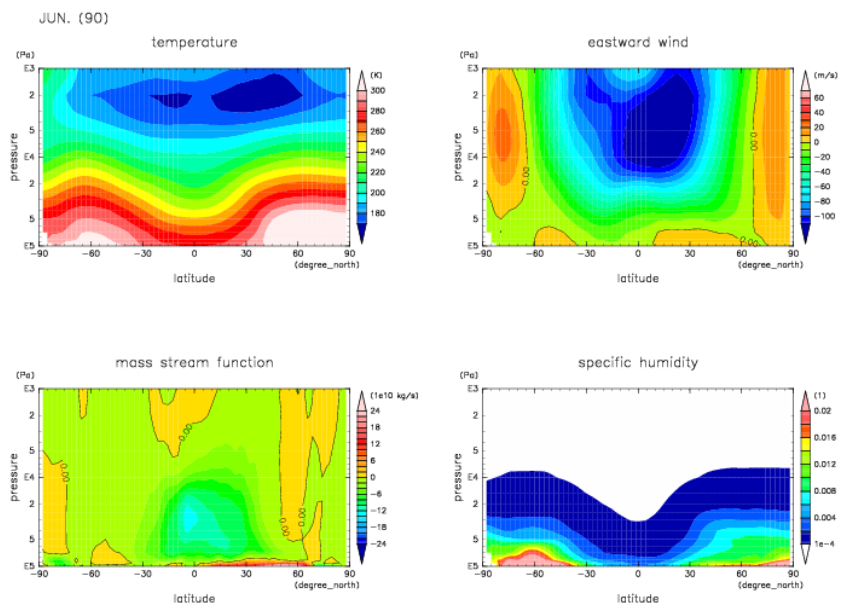


図 4.13: 自転軸傾角度 90° の 6 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 4.10 を参照.

4.3 考察

前節で示したように、地球と同じ海陸分布をもつ惑星では自転軸の傾きが大きくなるにつれて全球平均温度が高くなる傾向が見られた。傾斜角が 23.44° の場合よりも $60^\circ, 90^\circ$ の場合に温度が高いことは、Williams and Pollard (2003) で示された傾斜角が 54° 以上になると現在の地球 (23.5°) よりも全球平均温度が高いことと整合的である。しかし、傾斜角 60° から 90° における温度の変化は逆の傾向を示している。これは、数値モデルにおける海表面のアルベドの扱いが異なるためだと思われる。dcpam5 では太陽高度による海表面のアルベドの変化を扱っていないため、傾斜角が変化しても低緯度の海表面アルベドは変化しない。そのため、Williams and Pollard (2003) よりも低緯度のアルベドが小さく温度が高いため、傾斜角が大きい場合における全球平均温度の傾向が異なるのではないかと考えられる。

図 4.4 で見たように、自転軸の傾きが $0^\circ, 23.44^\circ$ の場合と $60^\circ, 90^\circ$ の場合では南北熱輸送の向きが反対であり、傾斜角が大きい場合には図 ?? のように大気上層で中・高緯度から低緯度へ向かって風が吹き、大気下層では赤道から離れるような風が吹くような南北循環が生じていた。そのため傾斜角が大きい場合には上空に東風ジェットが生じており、熱帯収束帯は見られなかった。赤道付近の温度は 1 年を通して 290 K 以下であり、積雪が見られた。これらの特徴から、本研究で得られた結果は Williams and Pollard (2003) の結果と定性的には一致していると言えるだろう。傾斜角が大きい場合には緯度 40° 以北における夏の温度が高かったが、降水量は夏以外の季節に比べて少なかった。図 4.12 4.13 より、大気の比湿は温度とともに大きくなっている事が分かるので、降水が少ないのは Williamd and Pollard (2003) で述べられているように相対湿度が小さいためだと考えられる。

前節で示したように、海を持つ惑星では東西平均した降水量の緯度分布が自転軸傾斜角の大きい場合と小さい場合で大きく異なっている。傾斜角が小さい場合には一年を通して赤道域で降水量が最大となり、傾斜角が大きい場合には夏半球の高緯度領域で降水が最大となる。一方、第 1 章で述べたように陸惑星では、傾斜角が小さい場合には高緯度のみで降水が見られ、傾斜角が大きいときには夏半球の低緯度でも降水が見られた。つまり、海を持つ惑星と陸惑星では、傾斜角が大きい場合や小さい場合に降水量の多い領域が反対である。海を持つ惑星には、無限に水があると考えてよい。すなわち、惑星表面には大気の飽和水蒸気量に対して非常に多くの水が存在している。したがって降水量は、惑星表面温度が高い高緯度領域や傾圧帯で多い傾向が見られる (図 4.6, 4.7 参照)。一方、陸惑星は惑星表面の水が有限であり、表面の水が蒸発した後には降水できない。そのため、表面温度の高い領域では降水量が少なく、温度が低い領域の方が降水量が多い傾向が見られる。

このように、海があるかどうかによって大気中に存在できる水蒸気量が異なるため、海をもつ惑星と陸惑星とでは自転軸の傾きに対する降水量の応答が異なっている。

自転軸の傾きが 60° である陸惑星において、南極付近の表面温度は夏から冬にかけて $100 \sim 150 \text{ K}$ ほど変化している。しかし、海を持つ惑星では夏と冬の南極の温度差は 50 K 程度であり陸惑星よりも変化が小さい (図 4.8(右上), 4.9(右上) 参照)。これは、海の熱容量が陸よりも大きいことに起因している。また、図は省略するが海を持つ惑星において 12 月における北極域の気温は 6 月の南極域の気温に比べると低く、海のある惑星において冬極の温度は北極か南極かによって異なっている。このことから、図 4.8, 4.9 で冬半球の温度が高いことは、北半球に比べて南半球のほうが海の面積が大きいことで、温度変化が小さくなるためではないかと考えられる。

Abe et al. (2005) によると、陸惑星では自転軸傾斜角の大きい場合と小さい場合のどちらにおいても季節性の積雪だけが生じていた。さらに、太陽定数を地球の 70% にした実験では傾斜角が小さい場合において高緯度領域に万年雪が生じ、傾きが大きいと赤道域に万年雪が生じていた。ところが、図 4.6(下), 4.7(下) から分かるように、ここで用いた海を持つモデルでは傾斜角 $0^\circ, 23.44^\circ$ で万年雪が生じている。また、 60° と 90° の場合 (図 4.8(下), 図 4.9(下)) も、陸惑星で傾斜角が大きい場合と比較すると積雪のある領域が広く、一年間の内に積雪のある期間も長い。傾斜角が 60° の場合には南極域 (緯度 -80° 以南) に、傾斜角が 90° の場合には南極域に加えて南緯 20° 付近にも万年雪がみられる。このことから、地球のような惑星は陸惑星に比べて部分凍結しやすいと言えるだろう。これは、先ほど述べたように海が存在することで季節変化が小さくなり、温度の季節変化が小さくなるためだと考えられる。また、傾斜角が小さいと一年を通して入射する太陽エネルギーは低緯度で大きく高緯度で小さいため、惑星表面や大気の色度は一年を通して低緯度で高く、高緯度で低くなる。一方、傾斜角が大きい場合には季節変化にともない太陽エネルギーを多く吸収する緯度が低緯度から高緯度へ移動するため、自転軸の傾きが小さい場合に比べて南北方向の温度差が小さくなる。そのため、自転軸の傾きが小さいか大きいかによって部分凍結する緯度が異なるのだろう。

Abe et al. (2005) では、陸惑星の気候はハドレーセルの緯度幅と自転軸傾斜角の大小関係、すなわちハドレー循環がおよぶ緯度と太陽直下点となる緯度との関係で決まると述べている。ハドレーセルよりも自転軸の傾きが小さい場合の気候レジームを「直立レジーム」、それよりも傾斜角が大きい場合の気候レジームを「傾斜レジーム」と呼んでおり、ハドレーセルの幅がおよそ 30° であることから、傾斜角 30° を境に気候が分かると述べている。陸惑星では水の分布が大気の運動に支配されるため、ハドレー循環の緯度幅と自転軸傾斜角の関係によって気候状態を区別

することができる。しかし、海を持つ惑星においては、海洋による輸送と大気による輸送の両方で水の分布が決まるため、ハドレー循環の緯度幅と傾斜角の関係だけでは気候状態は決まらない。その事を示すように、Williams and Pollard (2003) によると地球と同じ海陸分布をもつ惑星の気候が変わるのは傾斜角 54° であり、陸惑星とは異なっている。本研究の実験結果でも、Williams and Pollard (2003) と同様に傾斜角が 23.44° と 60° の間で気候が変わることが示された。しかし、海のある惑星において境界となる傾斜角が、具体的にどのような大気や海洋の運動による結果なのかは、これらの結果だけでは分からなかった。したがって陸惑星との違いの原因についても今後の課題である。これらは、 30° から 60° の間の傾斜角を細かく刻んで実験を行い、子午面方向の熱輸送をさらに詳しく調べることによって詳細な情報が得られると考えられる。

第5章 結論

地球のように海が存在する地球型惑星の気候が自転軸傾斜角の違いによってどのように異なるのか調べるために、まず、雲水の寿命をフリーパラメータとして大気大循環モデルが地球気候を表現できるようチューニングを行い、惑星表面条件に地球の気候値を与えた計算結果が地球の気候を表現できているかどうかを検討した。次に自転軸傾斜角を様々に変えた数値実験を行い、過去に行われた研究で示された温度場などの加えて大気の循環や比湿などより多くの物理量を用いて傾斜角による気候の違いやその原因について考察を行った。

モデルのチューニングでは、雲水の寿命 τ を 900, 1200, 1500, 1800, 2100, 2400 秒とした計算を行い、それぞれの場合において全球平均した年平均 OLR と ISR の和を求めた。その結果、 τ が 1800 秒の場合に OLR と ISR の和が 0 W/m^{-2} となり、エネルギー収支がもっとも釣り合うことが分かった。

このとき、全球平均・年平均した熱収支・水収支は観測や再解析から得た地球の全球エネルギー収支 (Trenberth et al., 2009) とおおよそ合っており、Trenberth et al. (2009) で示された値からのずれは大気下端の短波放射を除いて $O(1) \text{ W m}^{-2}$ であった。ただし大気下端の短波放射は約 $\sim 12 \text{ W m}^{-2}$ ほど dcpam5 の方が大きかった。また、NCEP/NCAR の再解析データを用いて計算した OLR, ISR, 降水量, 温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の東西平均緯度分布との比較から、東西平均場やその季節変化については、子午面循環の強度や圏界面の高度・温度などで実際の地球と異なる点も見られたが、再解析データから示された緯度分布やその季節変化の特徴はつかめていた。本研究で用いた数値モデルは、数値的な扱いなどが原因となり全球のエネルギーが厳密には保存していない。また、ここで見られたようなエネルギー収支や循環構造におけるモデルと観測・再解析データとの違いは、dcpam5 が近年開発されている他のモデルに比べて非常に簡単な定式化を用いていることに起因していると考えられ、これらの改良は今後の課題である。

惑星の気候に対する自転軸傾斜角の効果を調べる実験では、自転軸傾斜角が $0^\circ, 23.44^\circ, 60^\circ, 90^\circ$ である場合について計算を行った。その結果、全球のエネルギー収支は自転軸の傾きにあまり依存しないことが分かった。一方、全球平均した惑星

表面温度は傾斜角が大きいほど高い傾向が見られた。また、東西平均構造は自転軸傾斜角が小さい (0° , 23.44°) 場合と、大きい (60° , 90°) 場合とで大きく異なっていた。

自転軸の傾きが小さい場合には、大気上端の放射収支が緯度 $30^\circ \sim 40^\circ$ を境に低緯度側で正味加熱、高緯度側で正味冷却となっており、現在の地球と同様に低緯度から中高緯度への熱輸送が生じている。東西平均した北半球の夏における子午面循環には地球でよく知られている 3 セル循環が見られ、ハドレー循環は南北ほぼ対称に生じていた。降水量の東西平均分布は緯度によって異なっており、一年を通して赤道域と南北の緯度 50° 付近で極大であった。東西平均した惑星表面温度は一年を通して赤道域で最も高く 300 K 以上であった。極へ向かうほど低くなり、北半球では緯度 50° 、南半球では緯度 60° よりも高緯度側において氷点を下回っていた。そのため両半球の高緯度領域では一年中積雪が見られた。

自転軸傾斜角が大きい場合には、年平均・東西平均した大気上端の放射収支は低緯度で正味冷却、高緯度で正味加熱となり、高緯度から低緯度へ熱輸送が生じている。東西平均した北半球の夏の子午面循環を見ると、上層で北半球から南半球へ風が吹くハドレー循環が卓越しており、上昇域が北緯 30° 付近、下降域が南緯 30° と傾斜角が小さい場合に見られるハドレー循環よりも緯度幅は大きくなっていた。また、その他の中高緯度においては非常に弱い循環しか見られなかった。東西平均した各緯度における降水量は、特に高緯度領域において季節変化が大きく、年平均としては低緯度に比べると高緯度の方が大きい傾向が見られたものの、 0° や 23.44° で見られるほどには緯度依存性が大きくない。惑星表面温度の東西平均緯度分布は、夏半球の高緯度ほど高く、太陽直下点付近では 300 K を超える一方で、冬の中高緯度や南極においては氷点を下回る領域も見られた。そのため、傾斜角 60° , 90° では季節性の積雪が生じる領域が見られた。

降水量の東西平均緯度分布をはじめ、海を持つ惑星では自転軸傾斜角の大きい場合と小さい場合において異なる気候が生じており、降水、温度、循環場については Williams and Pollard (2003) と定性的に同じ結果が得られた。また、海が存在することによる大気中の水蒸気量や熱容量の大きさの違いによって、傾斜角に対する降水分布の変化は陸惑星と反対の傾向を示していた。海をもつ惑星と陸惑星で気候状態の境界となる自転軸の傾きが異なることは、水の分布を支配する運動の違いであると思われるが、これらの結果のみでは具体的にどのような運動の効果なのかは解明できなかった。傾斜角 30° から 60° についてより細かく刻んで実験を行い、子午面方向の熱輸送についてさらに詳しく調べる必要があると考えられる。

謝辞

本研究を行うにあたり、多くの方々にお世話になりました。指導教官である林祥介教授には、研究の方向性から研究発表の話の進め方・伝え方まで非常に多くの助言をいただきました。岩山隆寛准教授には、研究内容や発表資料について貴重なコメントいただきました。高橋芳幸助教には気象学の知識から数値モデルの扱い、実験結果の考察に関することまで本当に多くのことをご指導いただきました。西澤誠也助教には、セミナー発表でいつも研究内容の理解を深めるような糸口を示していただきました。研究室の先輩である納多哲史氏は、どんな時も快く相談にのって下さりました。研究室の同期、黒田美紀氏とは学部生の時から一緒に悩み、時に切磋琢磨して過ごしてきました。日常のことから計算機の話、気象の話までとても多くのことを話しました。地球および惑星大気科学研究室の皆さまには、日々の研究生活で大変お世話になりました。なお、本研究の解析には地球流体電脳倶楽部 Ruby プロジェクトの Ruby-DCL, GPhys を利用させて頂きました。

この場をお借りして、皆様に心より感謝申し上げます。

付録

A. 数値実験の namelist ファイル

数値実験に用いた実行用 namelist ファイルのうち、雲水の寿命 1800 s における地球気候の再現実験 (第 3 章) と、自転軸傾斜角 23.44° におけるスラブオーシャンを持つ惑星の数値実験の namelist ファイルを記載しておく。なお、出力変数に関する部分は省略する。

雲水の寿命 1800 秒における地球気候再現実験

```
&vdiffusion_my1974_nml
  FlagCalcRiWithTv = .true.
/

&set_cloud_nml
  CloudLifeTime = 1800.0d0
/

&dc pam_main_nml
  DynMode           = 'HSPLVAS83',
!!$  DynMode       = 'NoHorAdv',
  PhysMode          = 'FullPhysics',
!!$  PhysMode      = 'HS94',
!!$  PhysMode      = 'VenusSimple',
!!$  PhysMode      = 'JupiterSimple',
!!$  PhysMode      = 'NoPhysics',
!!$  RadModel      = 'DennouAGCM',
```

```
RadModel = 'Earth',
!!$ RadModel = 'Mars',
!!$ RadModel = 'SL09',
!!$ PhysImpMode = '1LayModel',
PhysImpMode = 'SoilModel',
!!$ PhysImpMode = 'SoilModelSO',
!!$ PhysImpMode = 'AtmOnly',

!!$ MCMMethod = 'None',
!!$ MCMMethod = 'MCA',
MCMMethod = 'RAS',

!!$ LSCMethod = 'None',
LSCMethod = 'M65',
!!$ LSCMethod = 'LL91',
/
&fileset_nml
  FileTitle = 'Simulation of an atmosphere of planet with
              the land and the ocean',
  FileSource = 'dcpam5 $Name: dcpam5-20110714 $ (http://www.
              gfd-dennou.org/library/dcpam)',
  FileInstitution = 'GFD Dennou Club (http://www.gfd-dennou.org)'
/
&gridset_nml
  nmax = 42,
  imax = 128,
  jmax = 64,
  kmax = 22,
  kslmax = 9
/
&composition_nml
  ncmax = 2,
  Names = 'QVap' 'H2OLiq',
  FlagAdv = .true., .false.
/
&timeset_nml
  cal_type = 'noleap',
  InitialYear = 1,
  InitialMonth = 1,
```

```
InitialDay      = 1,
InitialHour     = 0,
InitialMin      = 0,
InitialSec      = 0.0d0,
EndYear         = 4,
EndMonth        = 1,
EndDay          = 1,
EndHour         = 0,
EndMin          = 0,
EndSec          = 0.0d0,
DelTimeValue    = 12.0,
DelTimeUnit     = 'min',
PredictIntValue = 1.0,
PredictIntUnit  = 'day',
CpuTimeMoniter  = .true.
/
&restart_file_io_nml
  InputFile = 'init_T42L22.nc',
  OutputFile = 'rst.nc',
  IntValue = 365.0,
  IntUnit = 'day'
/
&dry_conv_adjust_nml
  FlagUse = .false.
/
&surface_properties_nml
  SurfTempSetting = 'file',
  SurfTempFile = 'sst_amiplI_bc_clim_T042.nc',
  SurfTempName = 'sst',
  SeaIceSetting = 'file',
  SeaIceFile = 'sic_amiplI_bc_clim_T042.nc',
  SeaIceName = 'sic',
  SurfCondSetting = 'file',
  SurfCondFile = 'sp_for_Earth_T042.nc',
  SurfCondName = 'sfcindex',
  SurfHeightSetting = 'file',
  SurfHeightFile = 'sp_for_Earth_T042.nc',
  SurfHeightName = 'zs',
  AlbedoSetting = 'Matthews',
```

```
RoughLengthSetting = 'LOContrast'
/
&bucket_model_nml
  FlagBucketModel      = .true.

  FlagBucketModelSnow = .true.

/
&surface_data_nml
  HeatCapacity      = 0.0d0,
  SurfCond          = 1
/
&rad_short_income_nml
  FlagAnnualMean      = .false.,
  FlagDiurnalMean     = .false.,
  EpsOrb              = 23.44d0,
  PerLonFromVE        = 282.768413d0,
  LonFromVEAtEpoch   = 279.403308d0,
  Eccentricity         = 0.016713d0,
  TimeAtEpoch        = -1.0d0,
  EpochYear           = 1990,
  EpochMonth          = 1,
  EpochDay            = 1,
  EpochHour           = 0,
  EpochMin            = 0,
  EpochSec            = 0.0d0
/
&set_03_nml
  Flag03 = .true.,
  03File = "03_CMIP5_climatology_zonalmean_T042.nc"
/
&axesset_nml
  Depth = 0.0d0, -4.0d-2, -12.0d-2, -28.0d-2, -40.0d-2, -64.0d-2,
          -112.0d-2, -208.0d-2, -400.0d-2, -784.0d-2,
  Sigma = 1.0000000000000000 , 0.9900498337491680 , 0.9704455335485082 ,
          0.9290099250785387 , 0.8589701834928262 , 0.7594520038794164 ,
          0.6361357916470737 , 0.5003923706134736 , 0.3897059700767299 ,
          0.3035033146633587 , 0.2363686191245908 , 0.1840840656677380 ,
          0.1433648144930023 , 0.1116526297920369 , 8.695515551401997E-02 ,
```

```

        6.772074320641454E-02 , 5.274096783933317E-02 , 4.107470705321645E-02 ,
        3.198901401747353E-02 , 2.491306916649053E-02 , 1.940231777557490E-02 ,
        1.176810060037360E-02 , 0.000000000000000E+00 ,
/
&dynamics_hspl_vas83_nml
  FlagDivDamp = .true.,
  HDOrder = 8,

  HDEFoldTimeValue = 1.0,
  HDEFoldTimeUnit = 'day'
/

```

自転軸傾斜角 23.44° における数値実験

```

&vdiffusion_my1974_nml
  FlagCalcRiWithTv = .true.
/
&set_cloud_nml
  CloudLifeTime = 1800.0d0
/
&dcpam_main_nml
  DynMode           = 'HSPLVAS83',
!!$ DynMode         = 'NoHorAdv',
  PhysMode          = 'FullPhysics',
!!$ PhysMode        = 'HS94',
!!$ PhysMode        = 'VenusSimple',
!!$ PhysMode        = 'JupiterSimple',
!!$ PhysMode        = 'NoPhysics',
!!$ RadModel        = 'DennouAGCM',
  RadModel          = 'Earth',
!!$ RadModel        = 'Mars',
!!$ RadModel        = 'SL09',
!!$ PhysImpMode     = '1LayModel',
!!$ PhysImpMode     = 'SoilModel',
  PhysImpMode       = 'SoilModelSO',
!!$ PhysImpMode     = 'AtmOnly',

```



```
!!$   MCMMethod           = 'None',
!!$   MCMMethod           = 'MCA',
      MCMMethod           = 'RAS',
!!$   LSCMethod           = 'None',
      LSCMethod           = 'M65',
!!$   LSCMethod           = 'LL91',
/
&fileset_nml
  FileTitle = 'Simulation of an atmosphere of planet with
              the land and the ocean',
  FileSource = 'dcpam5 $Name: dcpam5-20110911 $ (http://www.
              gfd-dennou.org/library/dcpam)',
  FileInstitution = 'GFD Dennou Club (http://www.gfd-dennou.org)'
/
&gridset_nml
  nmax   = 42,
  imax   = 128,
  jmax   = 64,
  kmax   = 22,
  kslmax = 9
/
&composition_nml
  ncmax   = 2,
  Names   = 'QVap' 'H2OLiq',
  FlagAdv = .true., .false.
/
&timeset_nml
  cal_type      = 'noleap',
  InitialYear   = 1,
  InitialMonth  = 1,
  InitialDay    = 1,
  InitialHour   = 0,
  InitialMin    = 0,
  InitialSec    = 0.0d0,
  EndYear       = 11,
  EndMonth      = 1,
  EndDay        = 1,
  EndHour       = 0,
  EndMin        = 0,
```

```
EndSec          = 0.0d0,
RestartTimeValue = 0.0d0,
RestartTimeUnit = 'sec',
DelTimeValue    = 12.0,
DelTimeUnit     = 'min',
PredictIntValue = 1.0,
PredictIntUnit  = 'day',
CpuTimeMonitor  = .true.
/
&restart_file_io_nml
  InputFile = 'init_T42L22.nc',
  OutputFile = 'rst.nc',
  IntValue = 365.0,
  IntUnit = 'day'
/
&dry_conv_adjust_nml
  FlagUse = .false.
/
&surface_properties_nml
  SurfTempSetting = 'file',
  SurfTempFile    = 'sst_amipII_bc_clim_T042.nc',
  SurfTempName    = 'sst',
  SeaIceSetting   = 'generate_internally',
  SeaIceFile      = 'sic_amipII_bc_clim_T042.nc',
  SeaIceName      = 'sic',
  SurfCondSetting = 'file',
  SurfCondFile    = 'sp_for_Earth_T042.nc',
  SurfCondName    = 'sfcindex',
  SurfHeightSetting = 'file',
  SurfHeightFile  = 'sp_for_Earth_T042.nc',
  SurfHeightName  = 'zs',
  AlbedoSetting   = 'LOContrast',
  RoughLengthSetting = 'LOContrast'
/
&surface_properties_landocceancontrast_nml
  AlbedoLand = 0.2
/
&bucket_model_nml
  FlagBucketModel = .true.
```

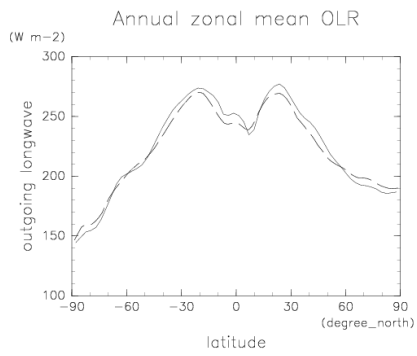
```
FlagBucketModelSnow = .true.      !
/
&surface_data_nml
  HeatCapacity      = 0.0d0,
  SurfCond          = 1
/
&rad_short_income_nml
  FlagAnnualMean    = .false.,
  FlagDiurnalMean   = .false.,
  EpsOrb             = 23.44d0,
  PerLonFromVE      = 282.768413d0,
  LonFromVEAtEpoch = 279.403308d0,
  Eccentricity       = 0.016713d0,
  TimeAtEpoch       = -1.0d0,
  EpochYear          = 1990,
  EpochMonth         = 1,
  EpochDay           = 1,
  EpochHour          = 0,
  EpochMin           = 0,
  EpochSec           = 0.0d0
/
&set_03_nml
  Flag03 = .false.,
/
&axesset_nml
  Depth = 0.0d0, -4.0d-2, -12.0d-2, -28.0d-2, -40.0d-2, -64.0d-2,
          -112.0d-2, -208.0d-2, -400.0d-2, -784.0d-2,
  Sigma = 1.0000000000000000 , 0.9900498337491680 , 0.9704455335485082 ,
          0.9290099250785387 , 0.8589701834928262 , 0.7594520038794164 ,
          0.6361357916470737 , 0.5003923706134736 , 0.3897059700767299 ,
          0.3035033146633587 , 0.2363686191245908 , 0.1840840656677380 ,
          0.1433648144930023 , 0.1116526297920369 , 8.695515551401997E-02 ,
          6.772074320641454E-02 , 5.274096783933317E-02 , 4.107470705321645E-02 ,
          3.198901401747353E-02 , 2.491306916649053E-02 , 1.940231777557490E-02 ,
          1.176810060037360E-02 , 0.0000000000000000E+00 ,
/
&dynamics_hspl_vas83_nml
  FlagDivDamp = .true.,
  HDOrder = 8,
```

```
HDEFoldTimeValue = 1.0,  
HDEFoldTimeUnit = 'day'  
/
```

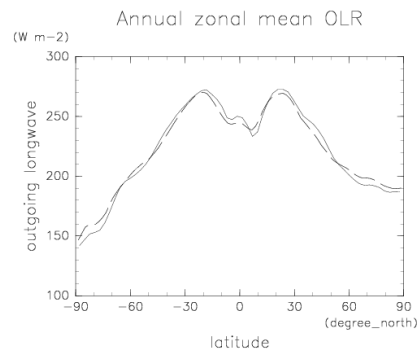
図録

ここでは、本文中で省略した計算結果の図をのせる。

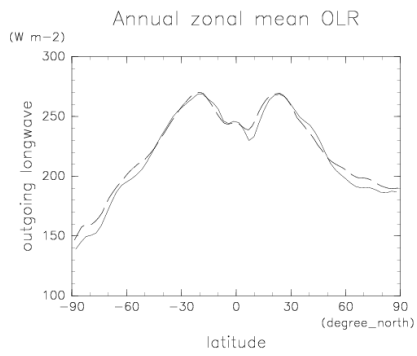
1. dcpam5 による地球気候の表現



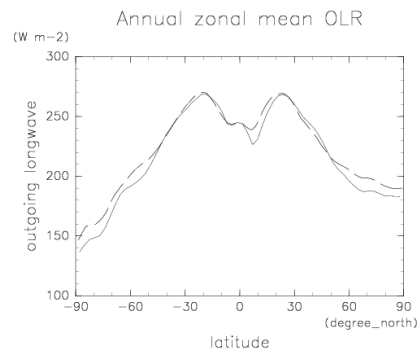
(a) 雲の寿命 900 秒.



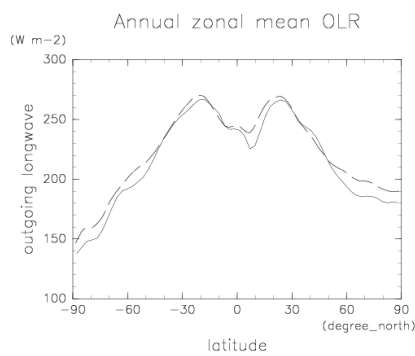
(b) 雲の寿命 1200 秒.



(c) 雲の寿命 1800 秒.

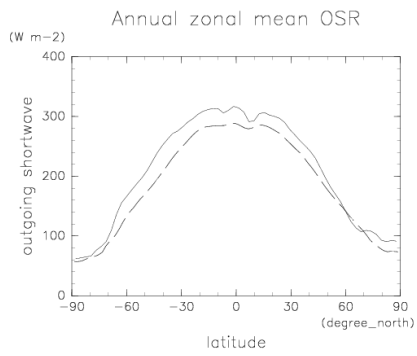


(d) 雲の寿命 2100 秒.

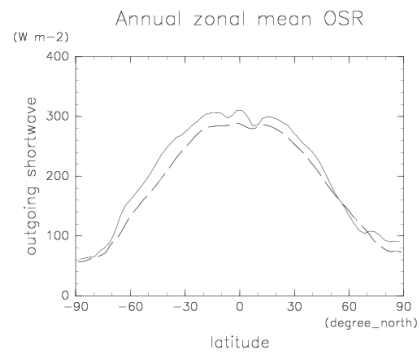


(e) 雲の寿命 2400 秒.

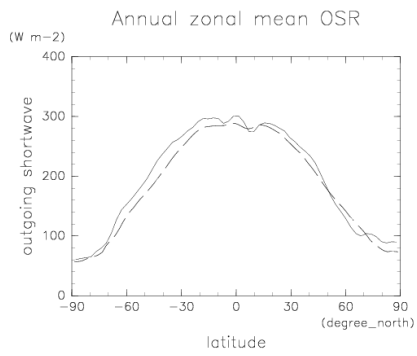
図 5.1: 年平均・東西平均した大気上端における外向き長波放射の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データの値.



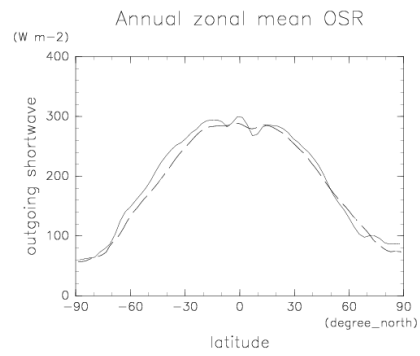
(a) 雲の寿命 900 秒.



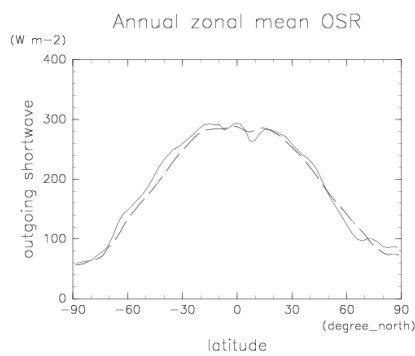
(b) 雲の寿命 1200 秒.



(c) 雲の寿命 1800 秒.

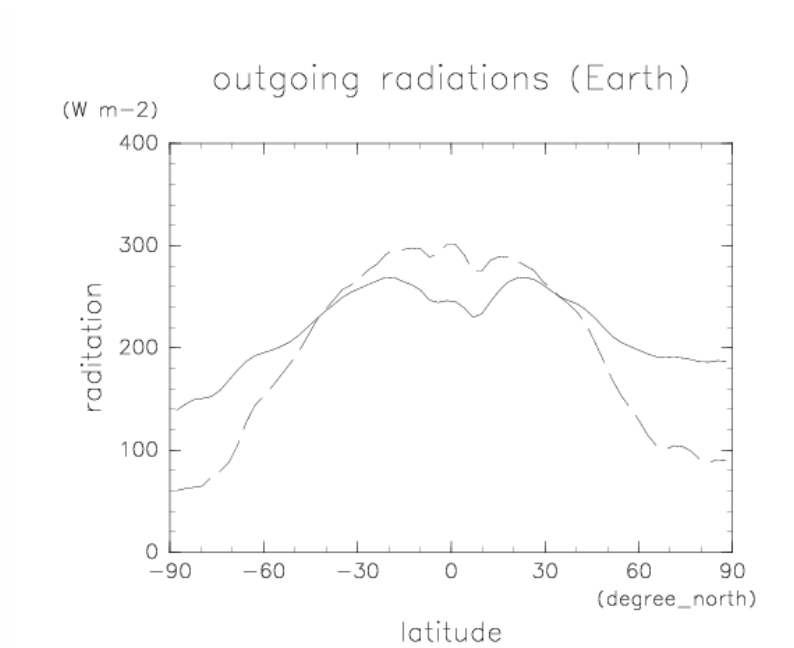


(d) 雲の寿命 2100 秒.

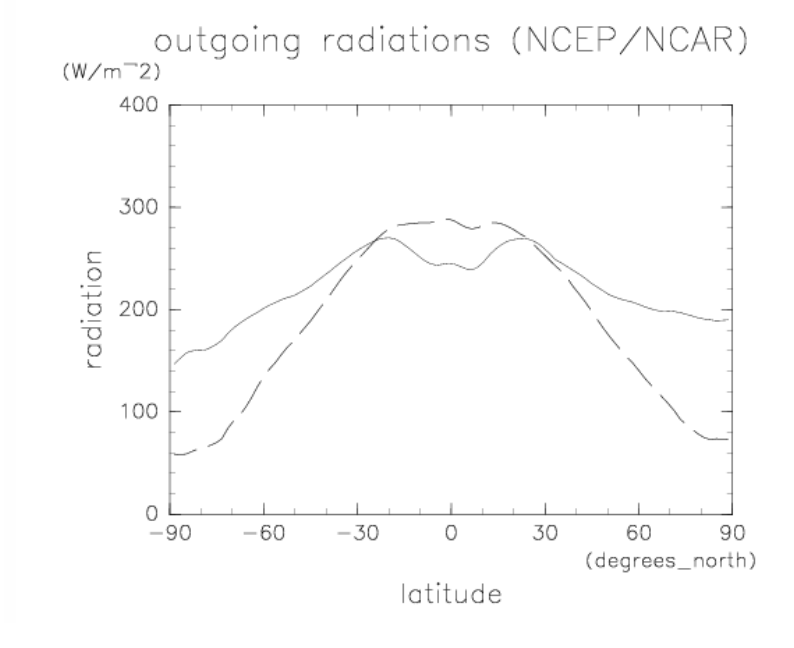


(e) 雲の寿命 2400 秒.

図 5.2: 年平均・東西平均した大気上端における外向き短波放射の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データの値.



(a) 数値計算結果



(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.3: 年平均・東西平均した OLR (実線), ISR (点線) の緯度分布. (a) 雲水の寿命 1800 秒における数値モデルの結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ.

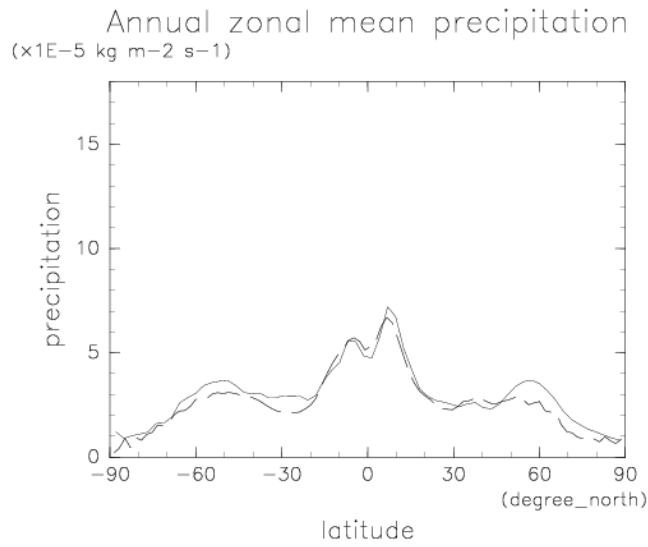


図 5.4: 年平均・東西平均した降水の緯度分布. 実線が dcpam の計算結果, 破線が NCEP/NCAR 再解析データの値.

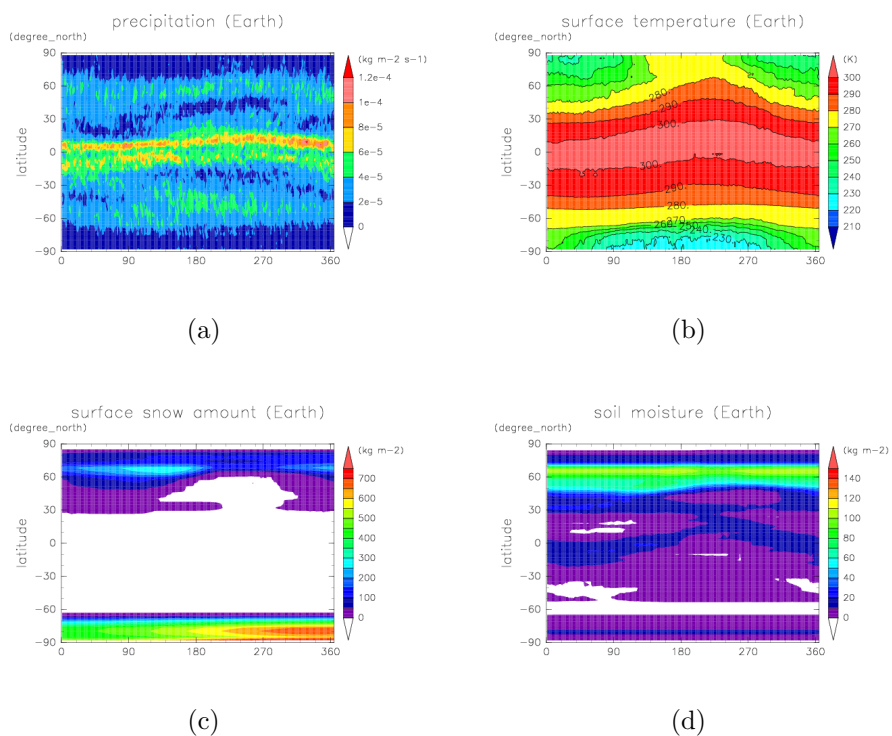


図 5.5: 雲水の寿命 1800 秒の場合の日平均・東西平均した (a) 降水量 (色つけ間隔: $2.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (b) 惑星表面温度 (色つけ間隔: 10 K), (c) 積雪量 (色つけ間隔: 50 kg m^{-2}) (d) 土壌水分 (色つけ間隔: 10 kg m^{-2}) の季節変化. 縦軸は北緯 ($^{\circ}$), 横軸は時間であり, 1 月 1 日をゼロ日目としている.

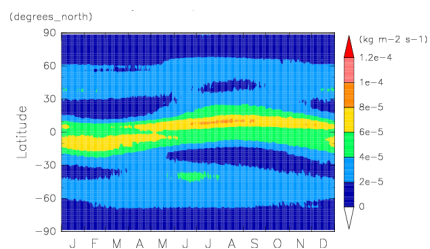
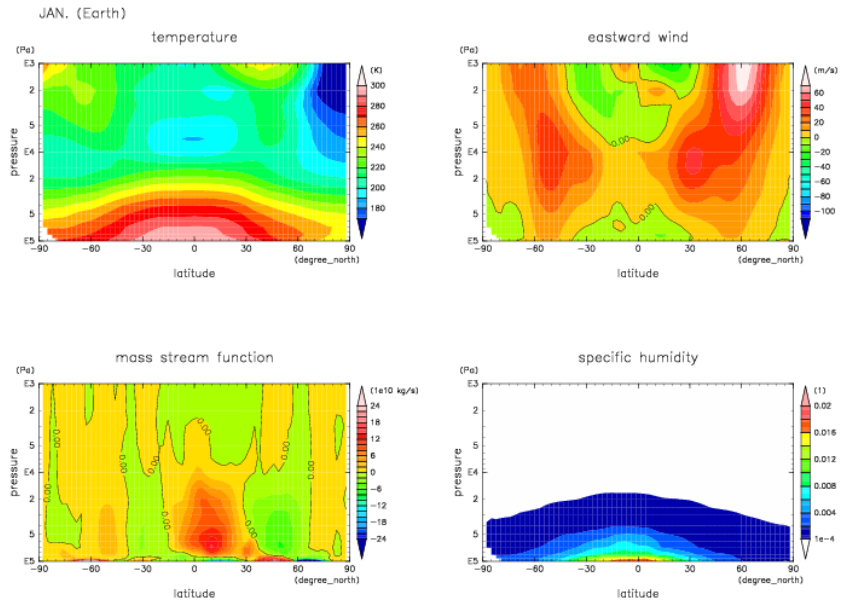
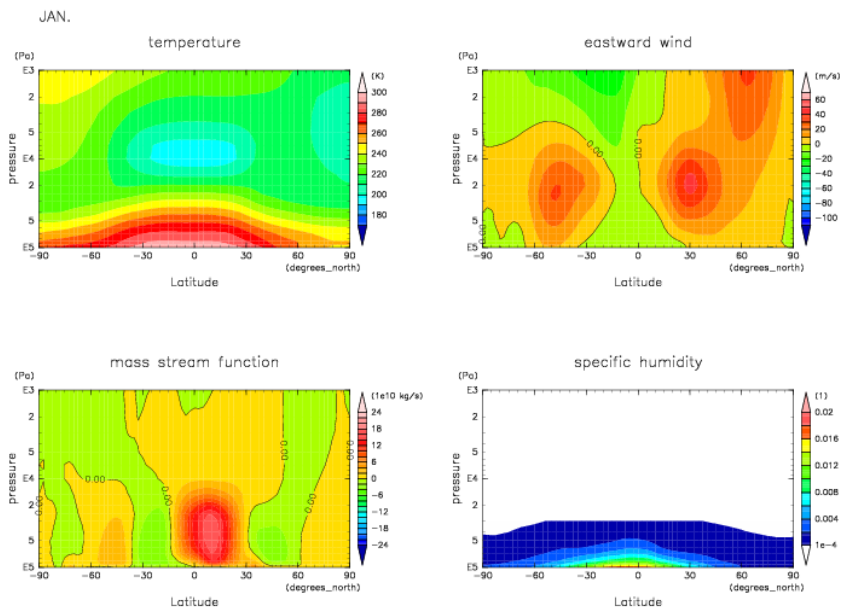


図 5.6: NCEP/NCAR 再解析データから作成した日平均・東西平均した降水量の季節変化. 軸や色つけ間隔は図 5.5 を参照.

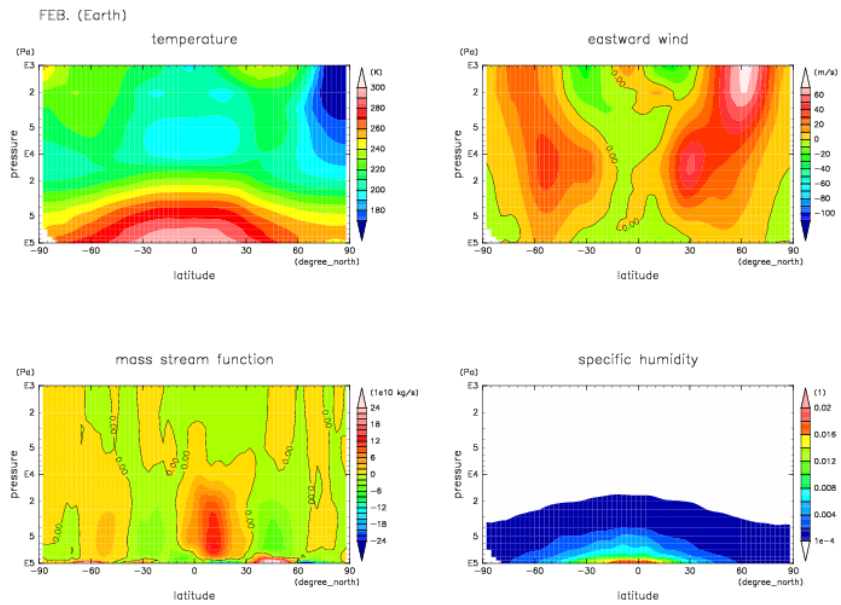


(a) dcpam 計算結果

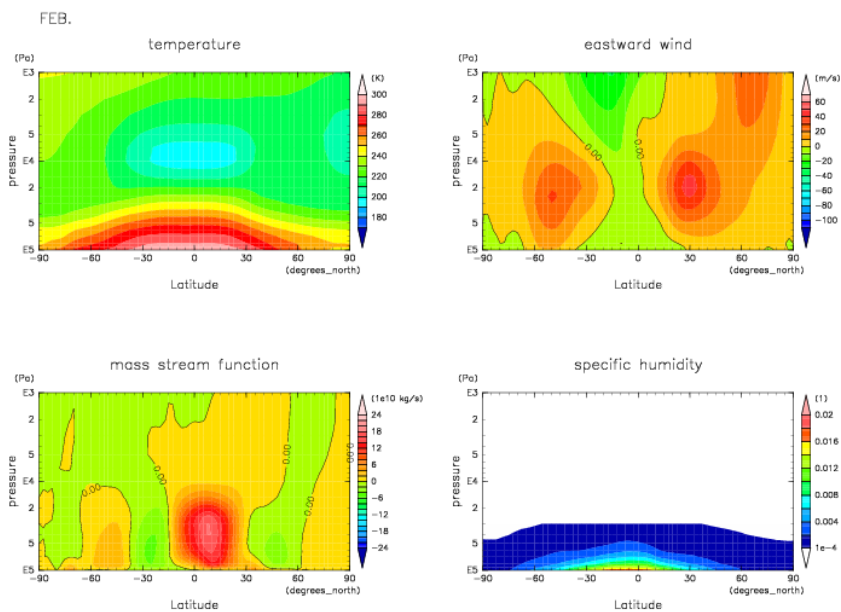


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.7: 月平均・東西平均した 1 月における温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam5 の計算結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 横軸は北緯 ($^{\circ}$), 縦軸は対数をとった気圧 (Pa), 色付け間隔は, 温度: 10 K, 東西風: 10 m s^{-1} , 質量流線関数: $2 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$, 比湿: 0.004 である.

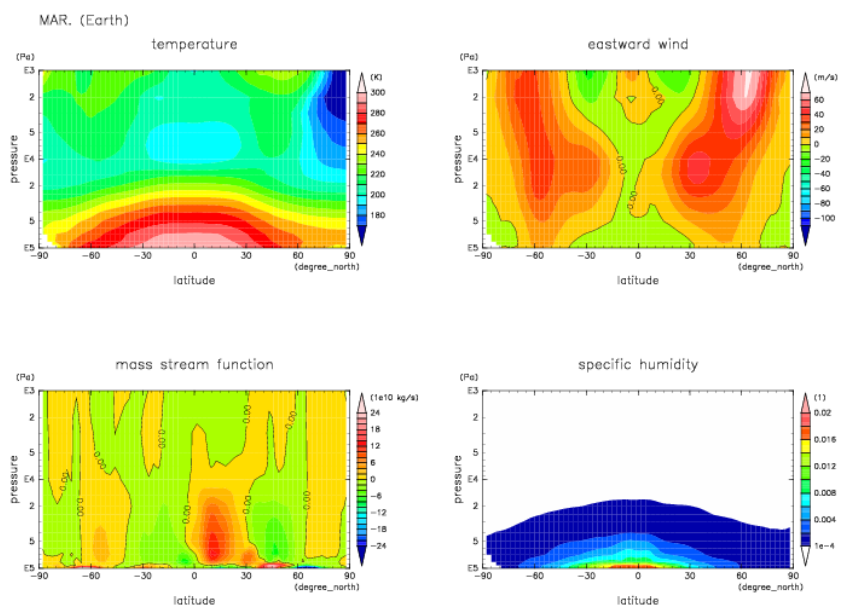


(a) dcpam 計算結果

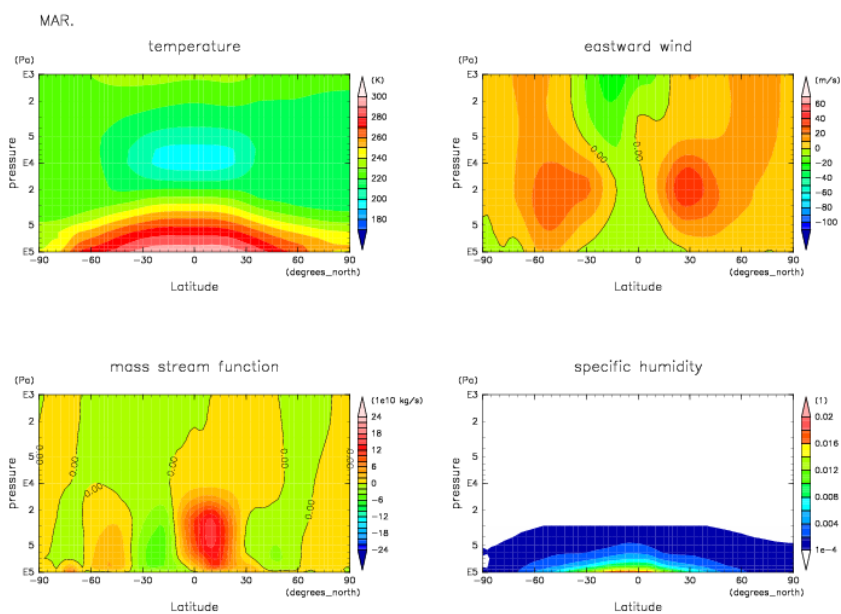


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.8: 月平均・東西平均した 2 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

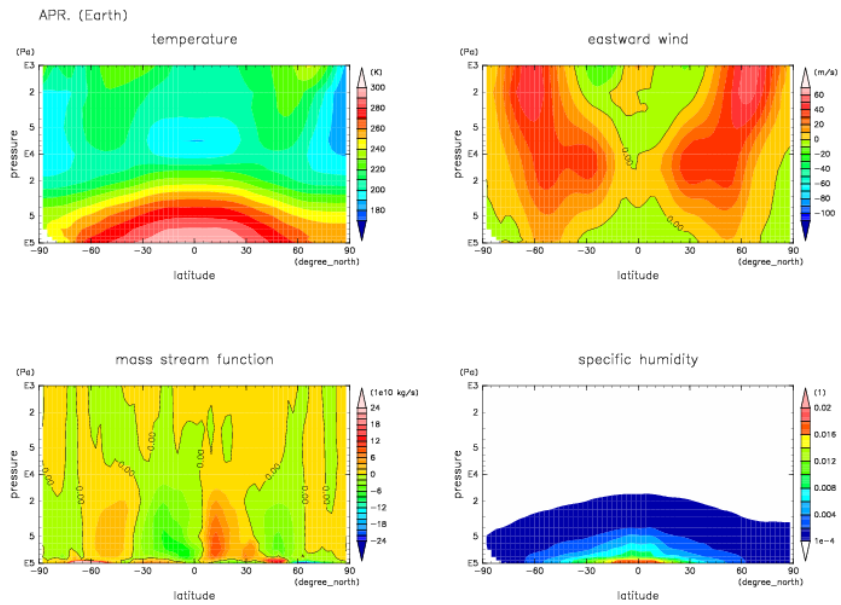


(a) dcpam 計算結果

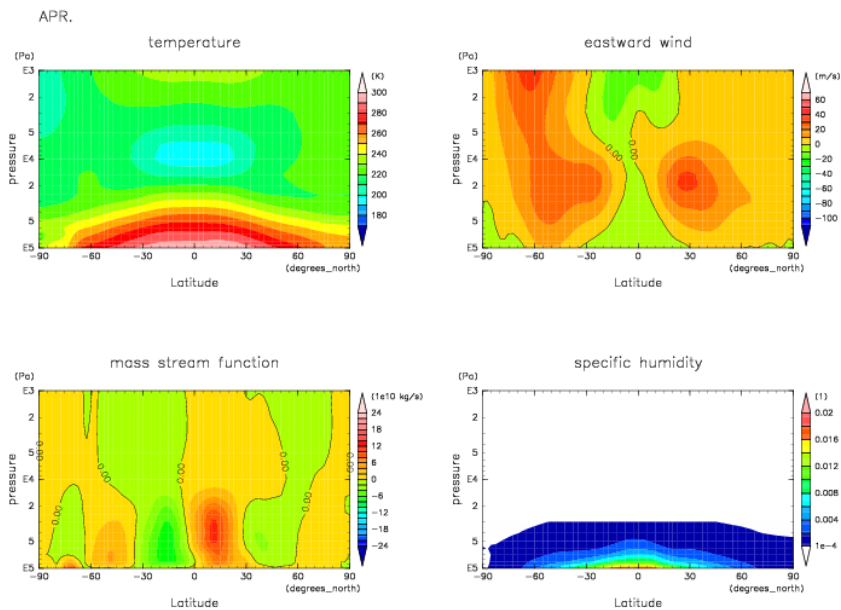


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.9: 月平均・東西平均した 3 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

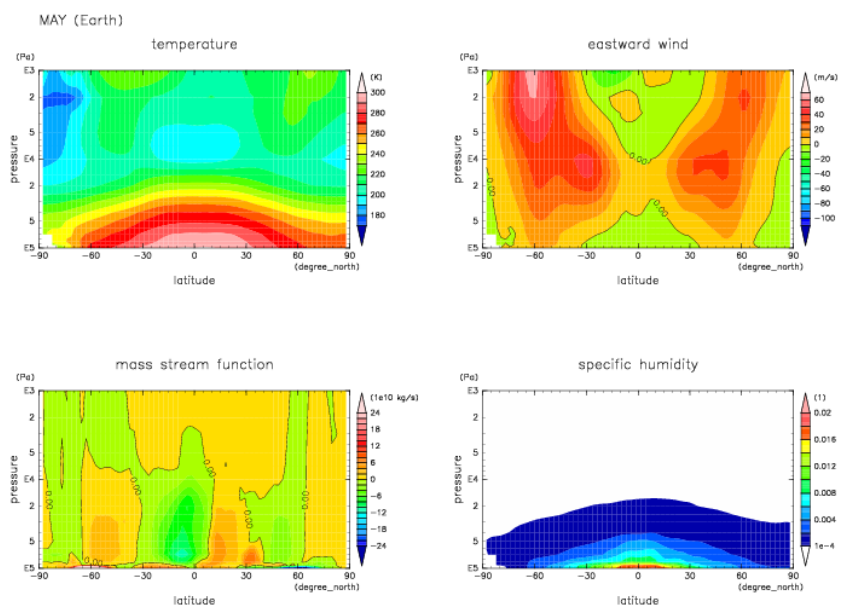


(a) dcpam 計算結果

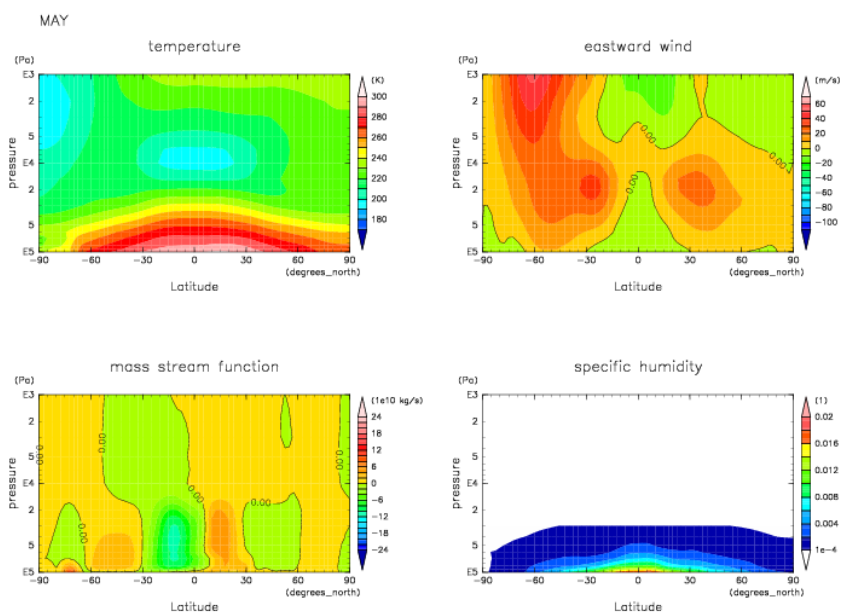


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.10: 月平均・東西平均した 4 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

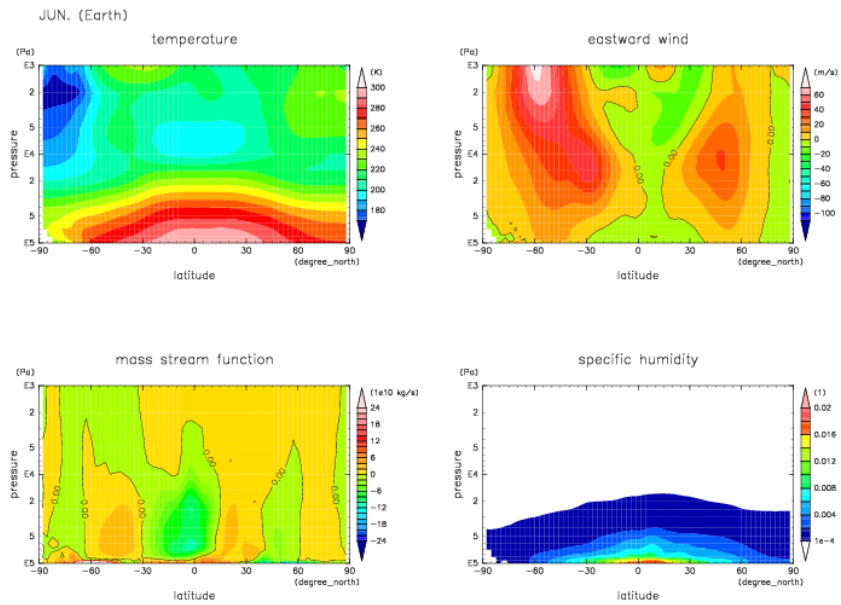


(a) dcpam 計算結果

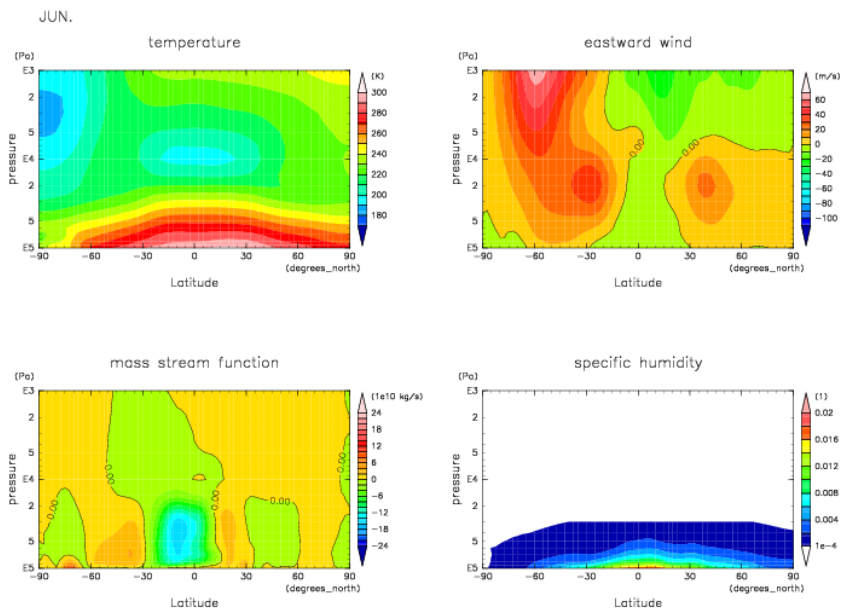


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.11: 月平均・東西平均した 5 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

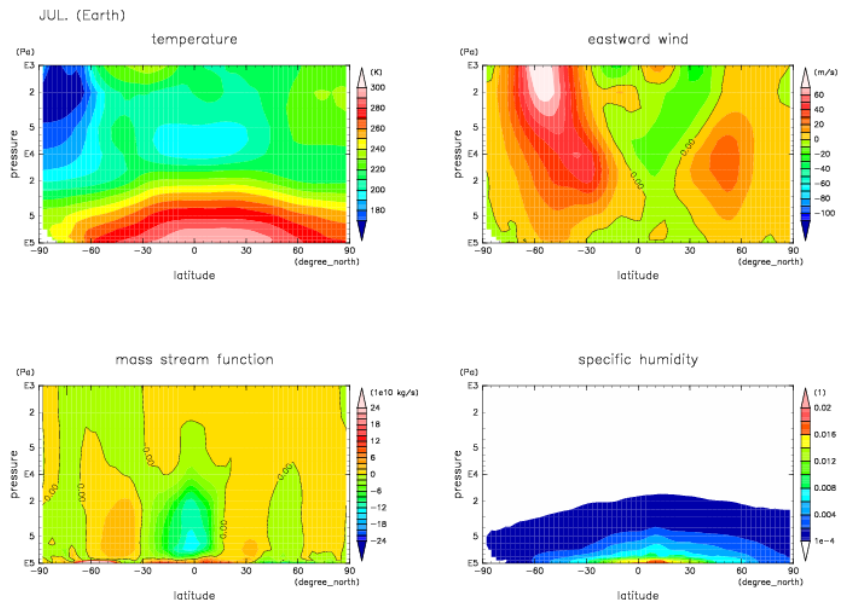


(a) dcpam 計算結果

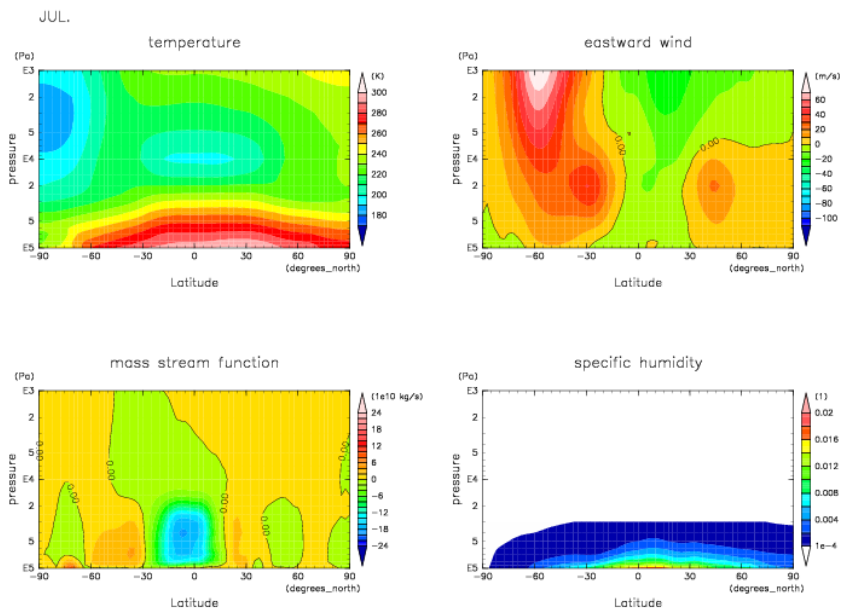


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.12: 月平均・東西平均した 6 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

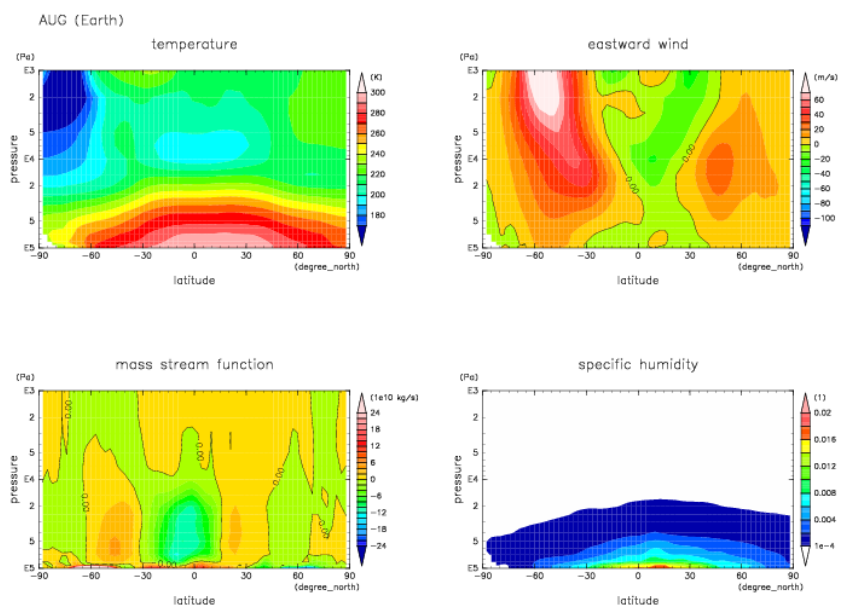


(a) dcpam 計算結果

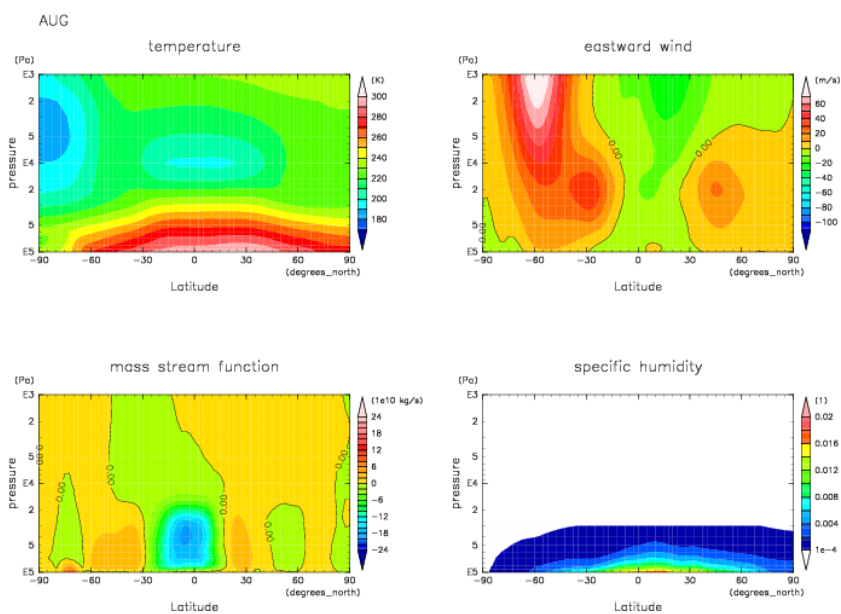


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.13: 月平均・東西平均した 7 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

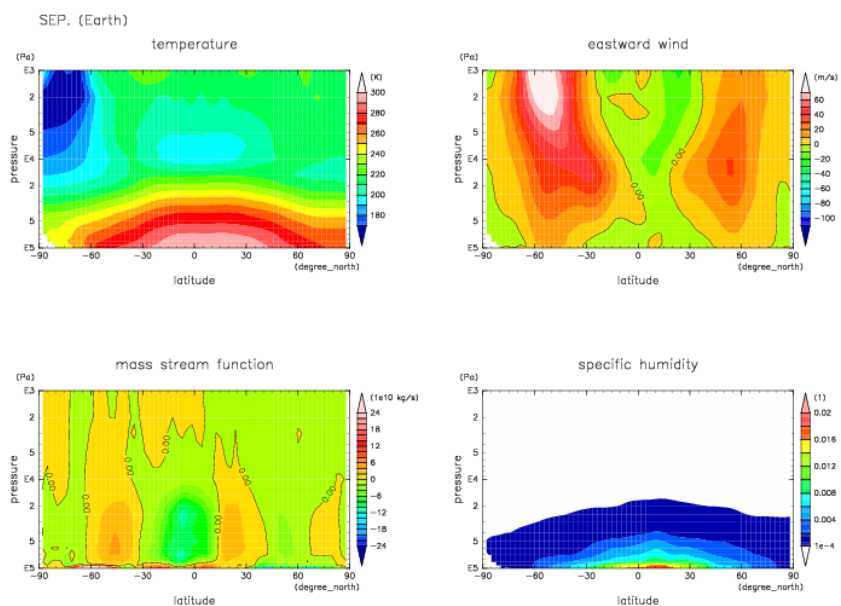


(a) dcpam 計算結果

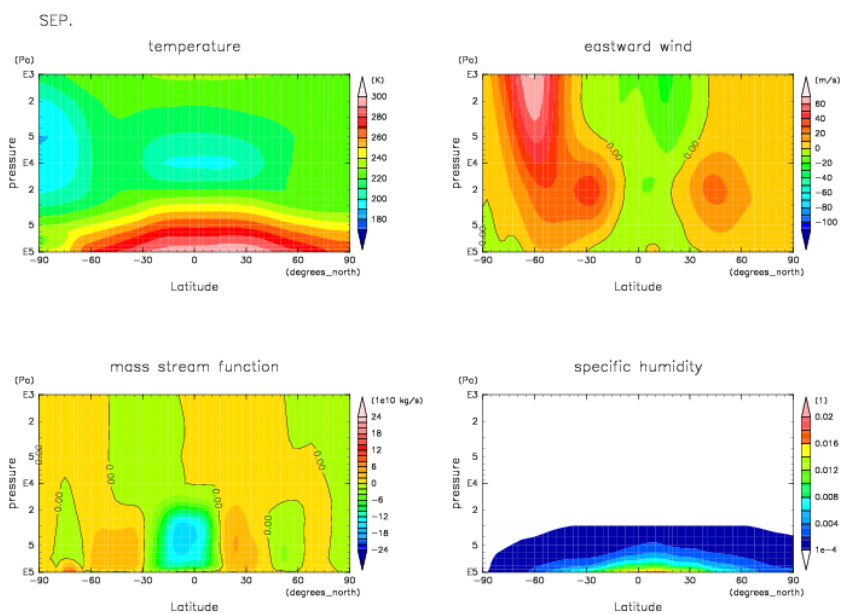


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.14: 月平均・東西平均した 8 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

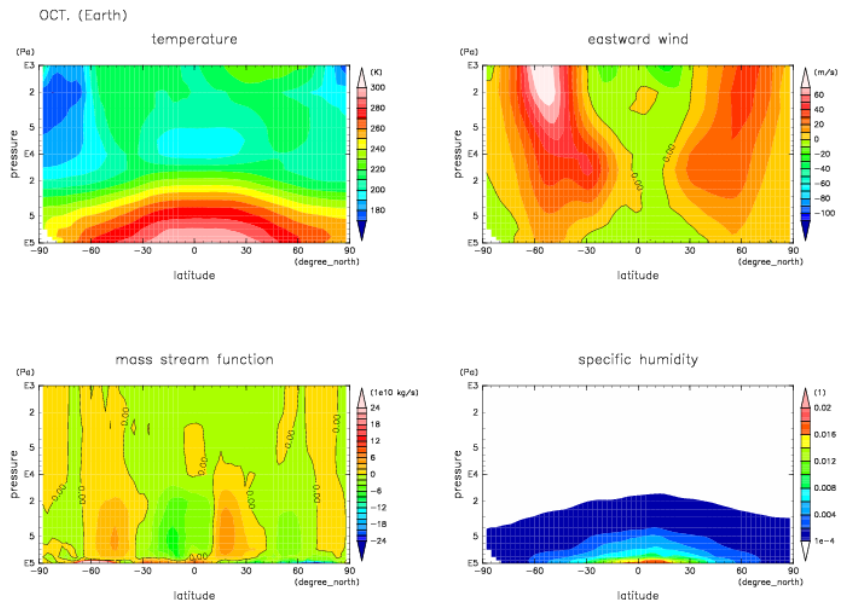


(a) dcpam 計算結果

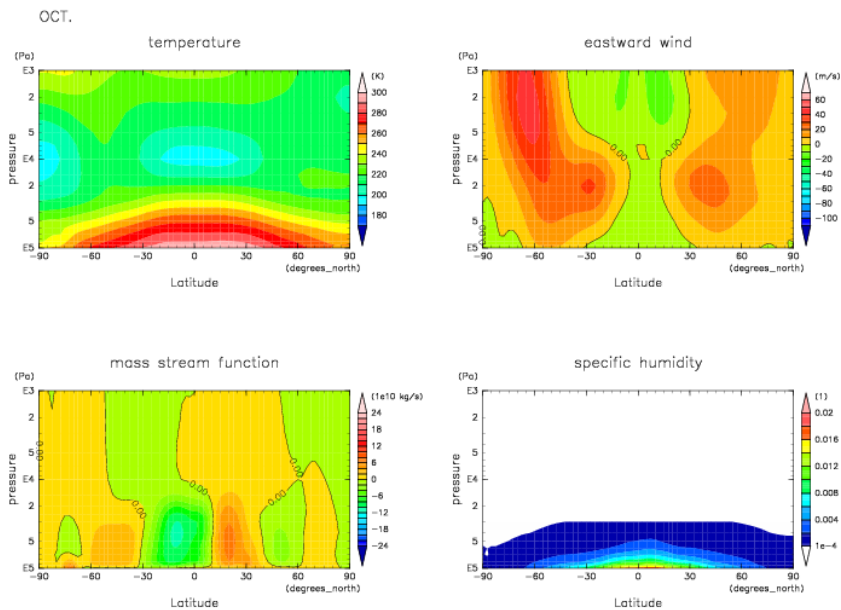


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.15: 月平均・東西平均した 9 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

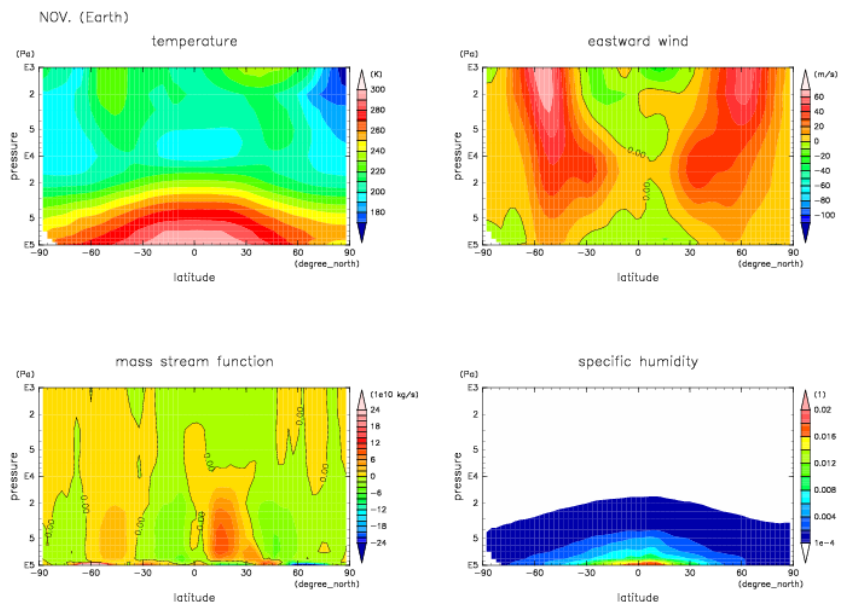


(a) dcpam 計算結果

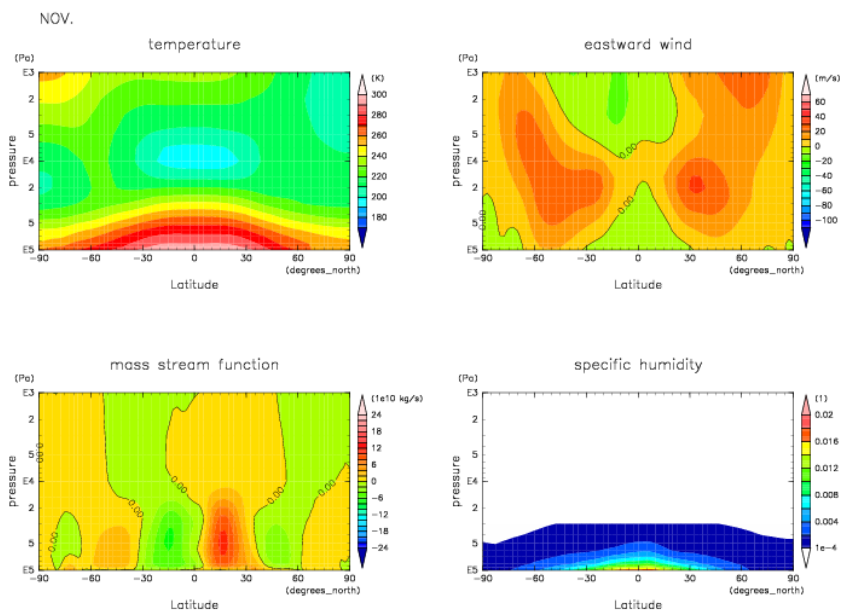


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.16: 月平均・東西平均した 10 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

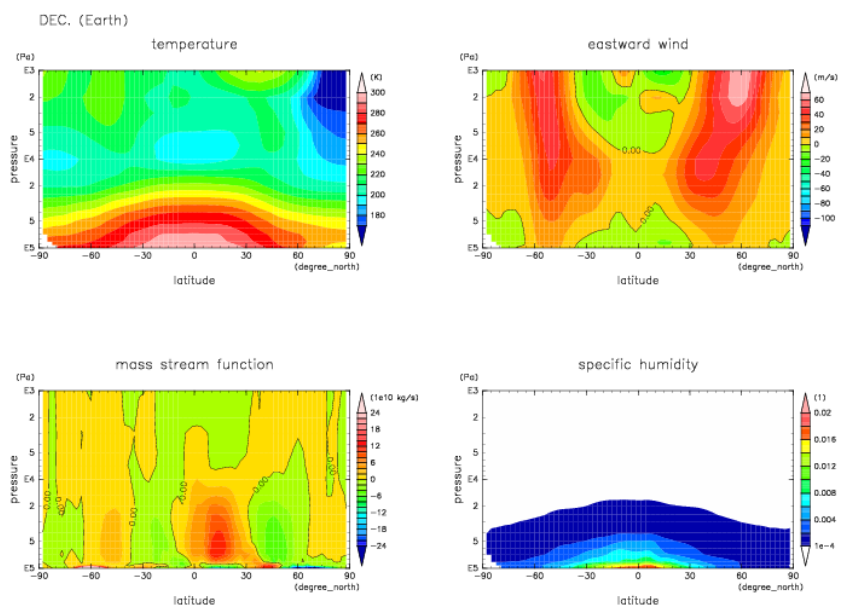


(a) dcpam 計算結果

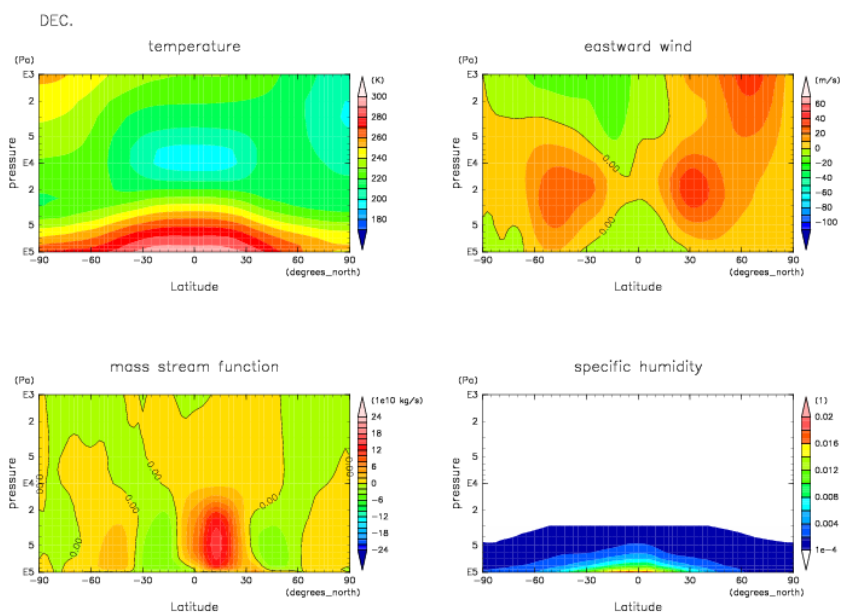


(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.17: 月平均・東西平均した 11 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.



(a) dcpam 計算結果



(b) NCEP/NCAR 再解析データ

図 5.18: 月平均・東西平均した 12 月の温度, 東西風, 質量流線関数, 比湿の緯度高度分布. (a) dcpam の結果, (b) NCEP/NCAR 再解析データ. 軸などの説明は図 5.7 を参照.

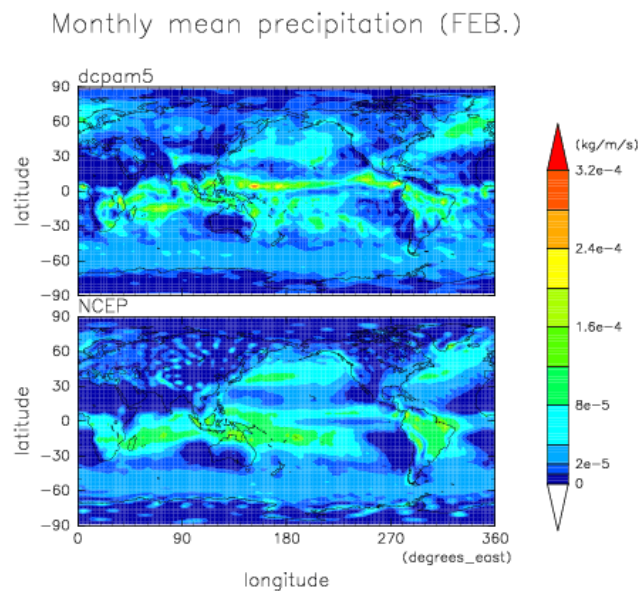
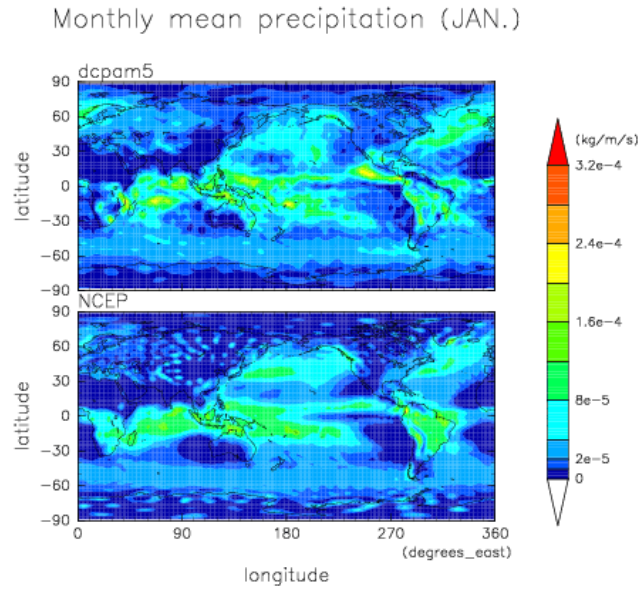


図 5.19: 1 月と 2 月の月平均降水量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

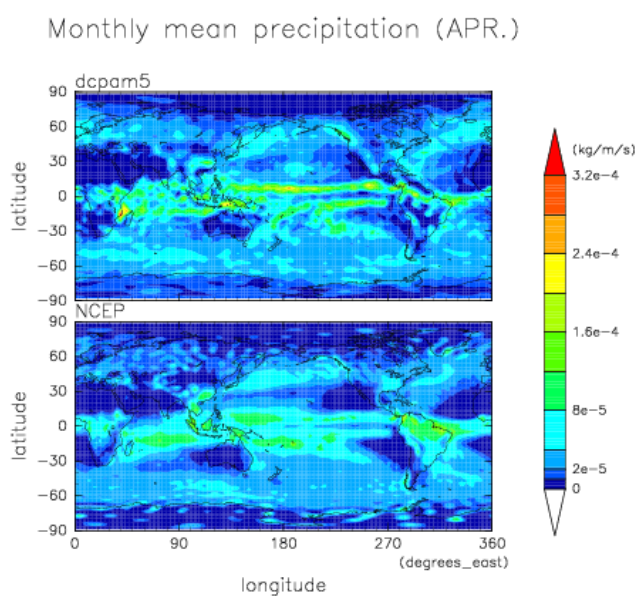
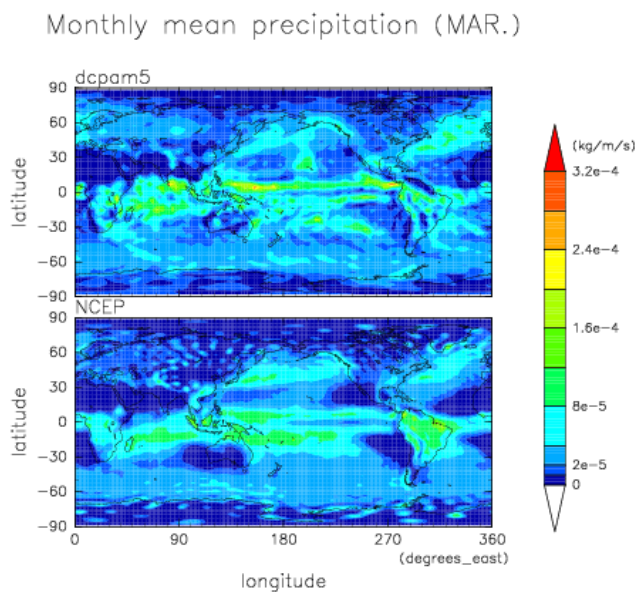


図 5.20: 3 月と 4 月の月平均降水量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

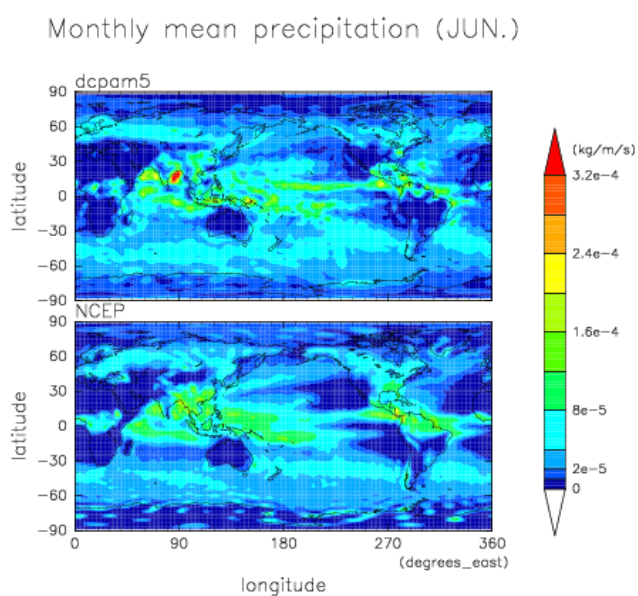
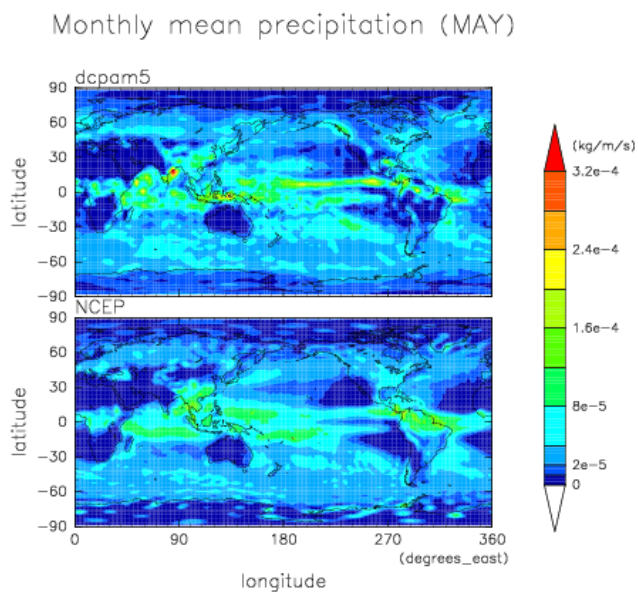


図 5.21: 5 月と 6 月の月平均降水量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

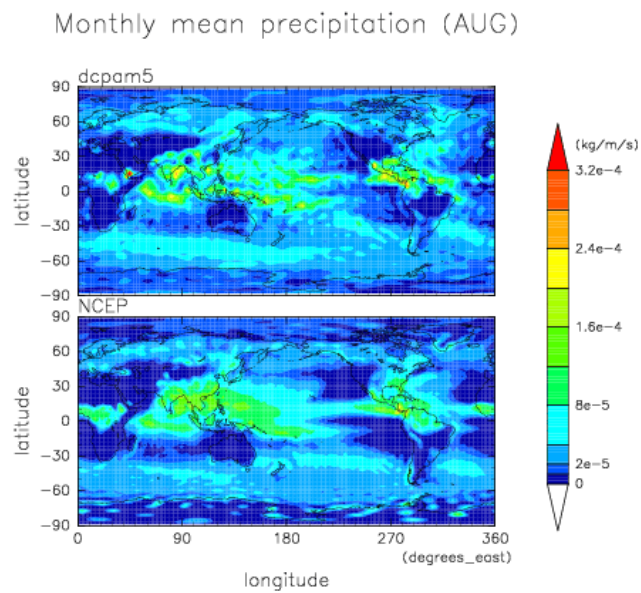
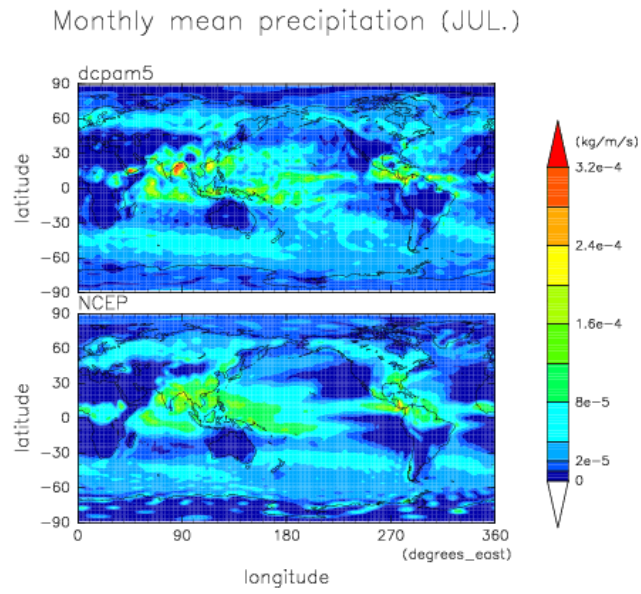


図 5.22: 7 月と 8 月の月平均降水量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

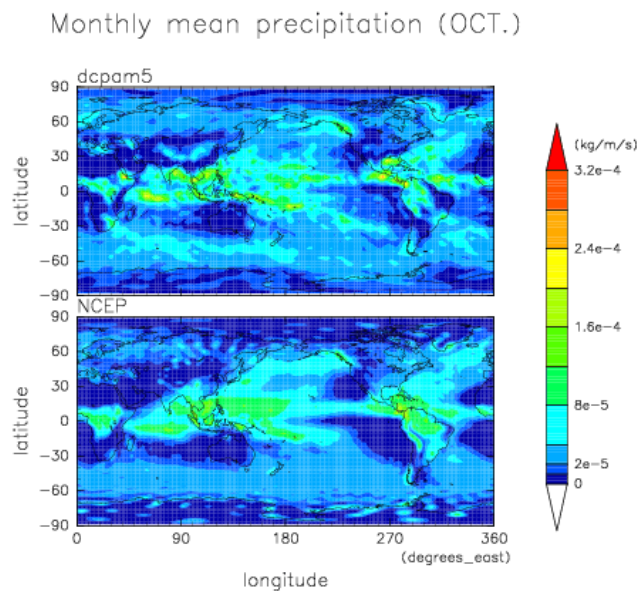
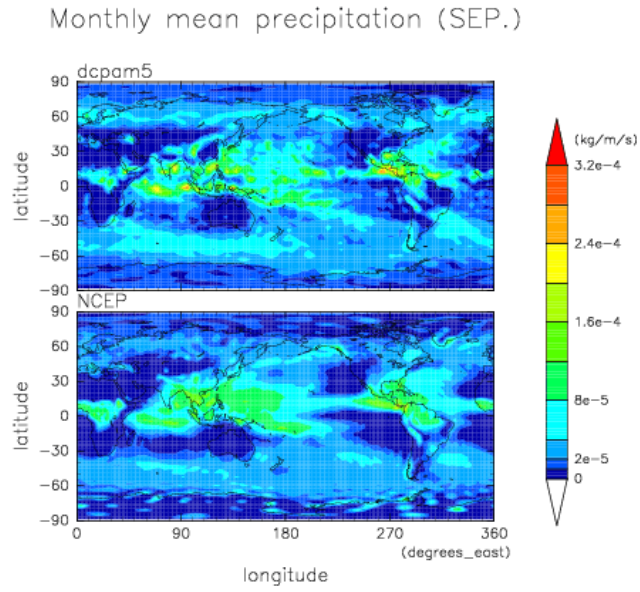


図 5.23: 9 月と 10 月の月平均降水量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

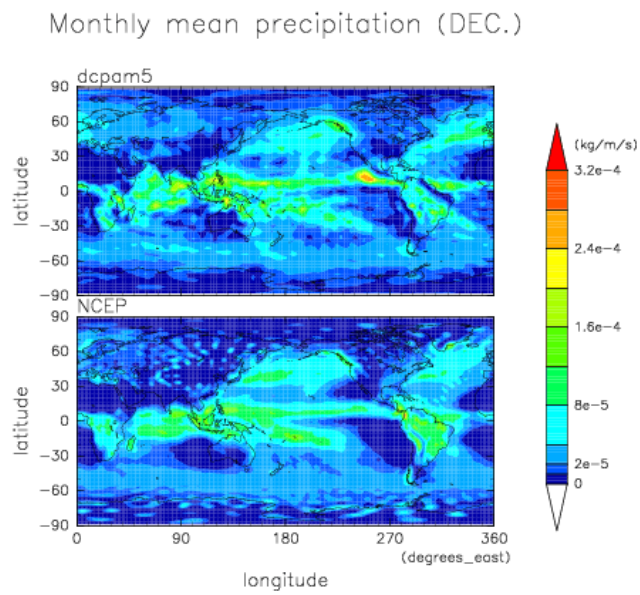
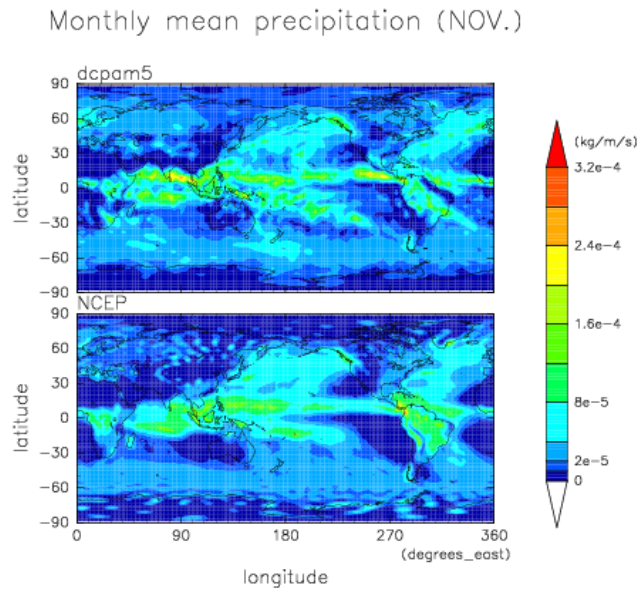


図 5.24: 11 月と 12 月の月平均降水量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

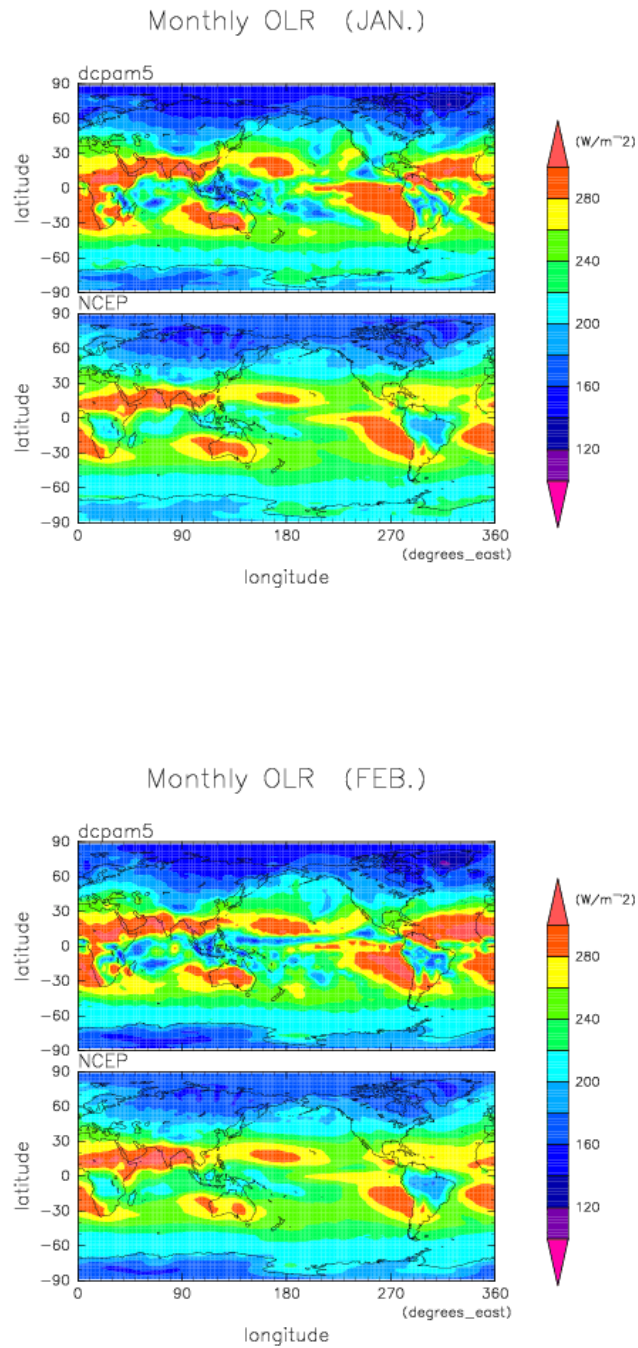


図 5.25: 1 月と 2 月の月平均した上向き長波放射量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

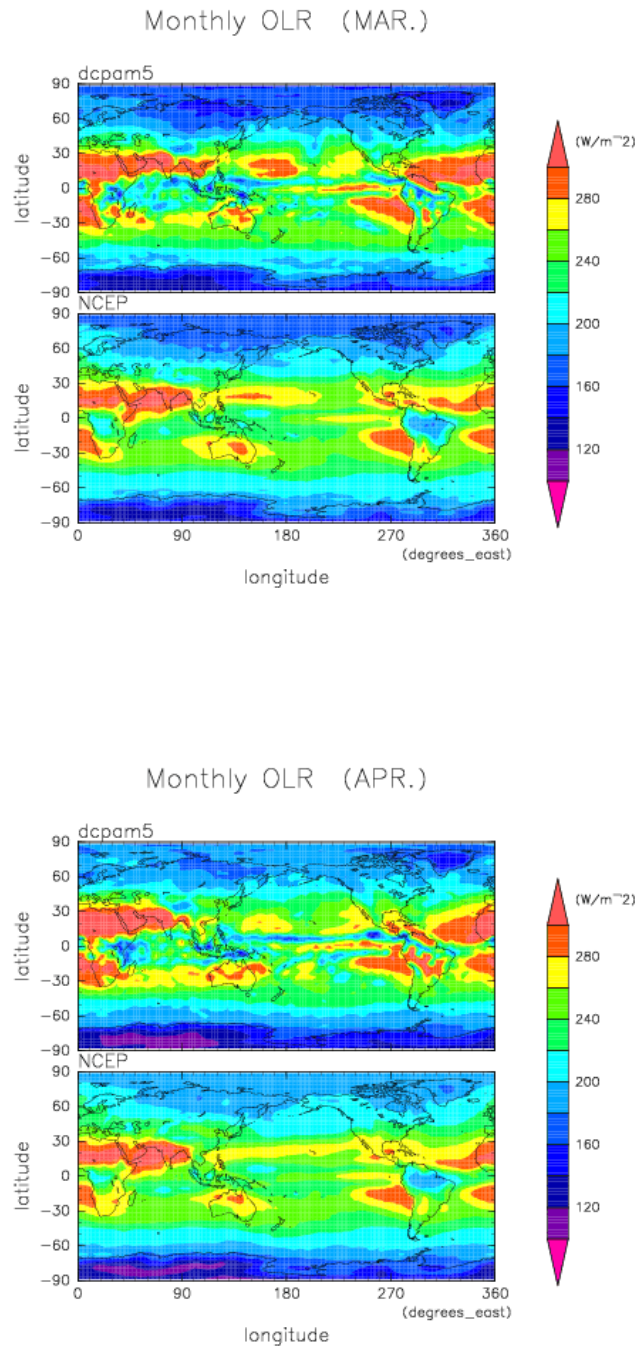


図 5.26: 3 月と 4 月の月平均した上向き長波放射量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

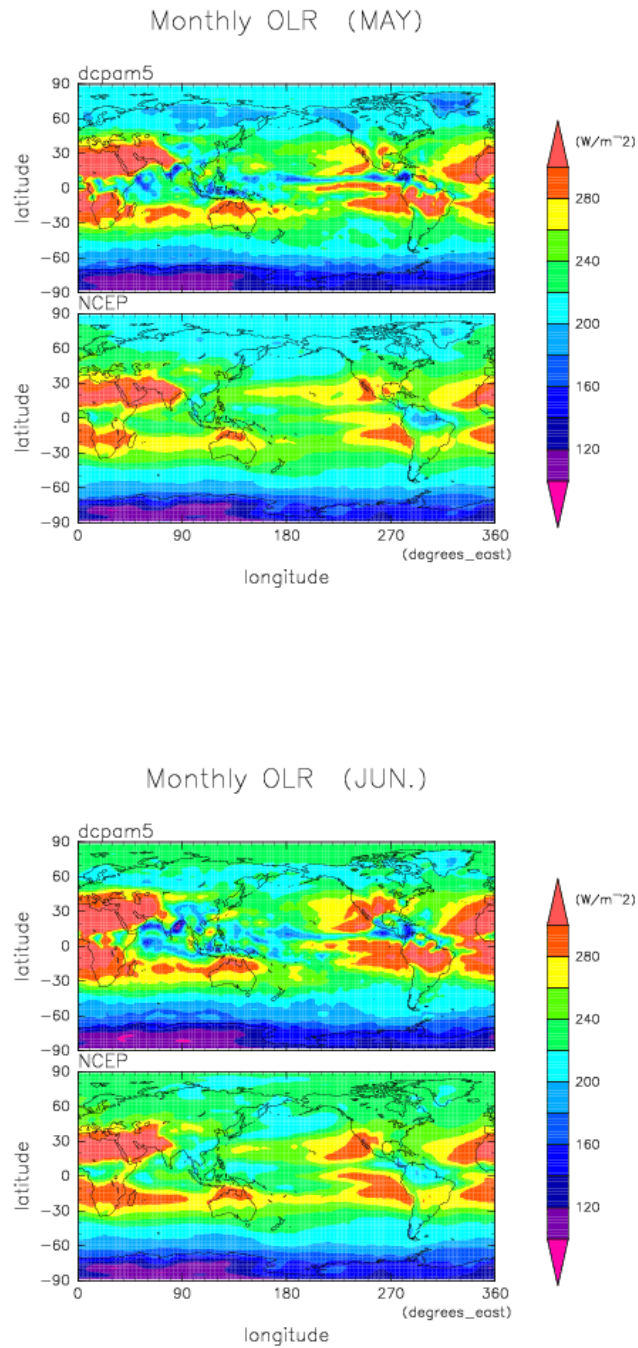


図 5.27: 5 月と 6 月の月平均した上向き長波放射量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

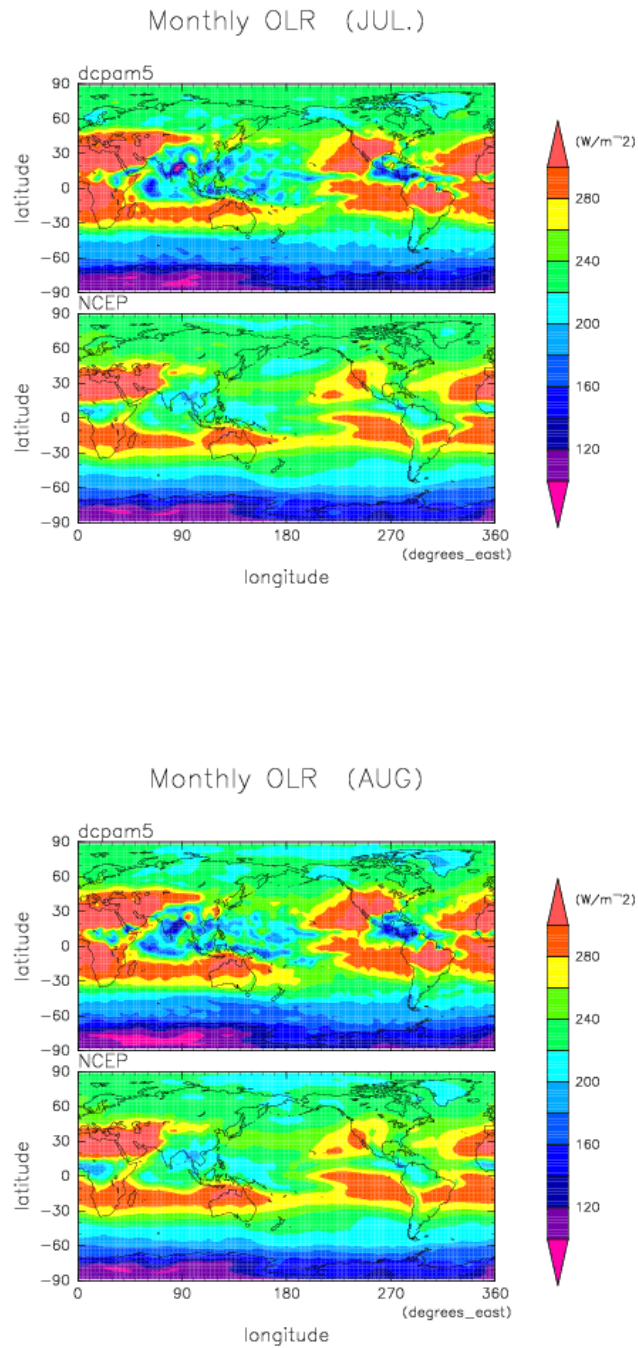


図 5.28: 7 月と 8 月の月平均した上向き長波放射量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

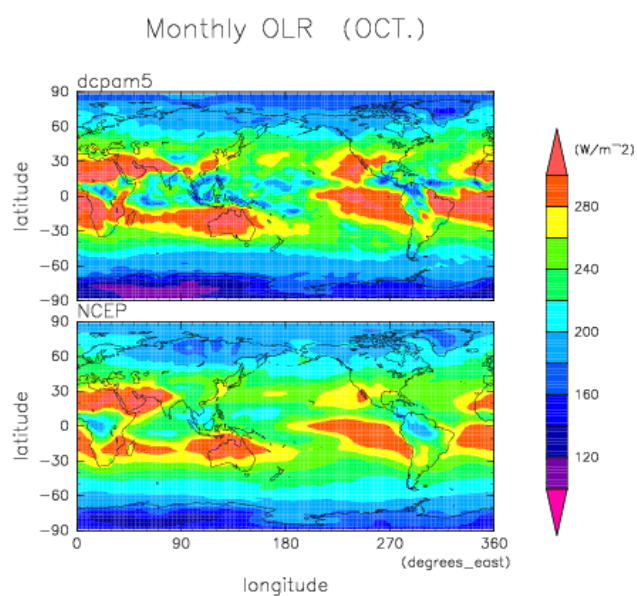
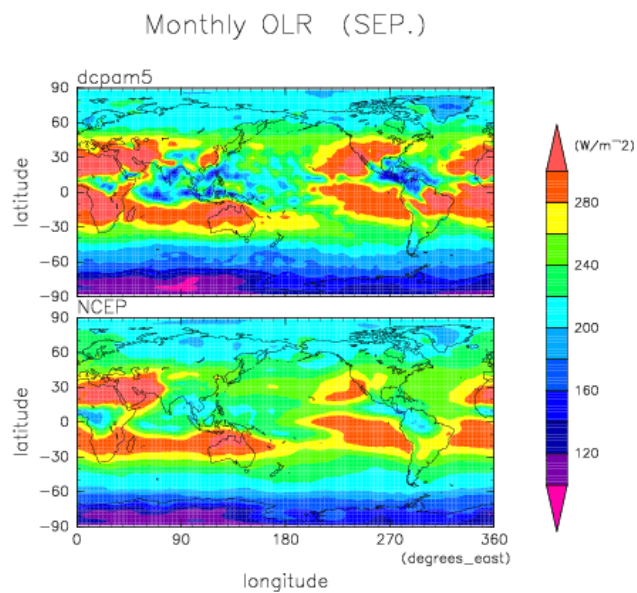


図 5.29: 9 月と 10 月の月平均した上向き長波放射量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

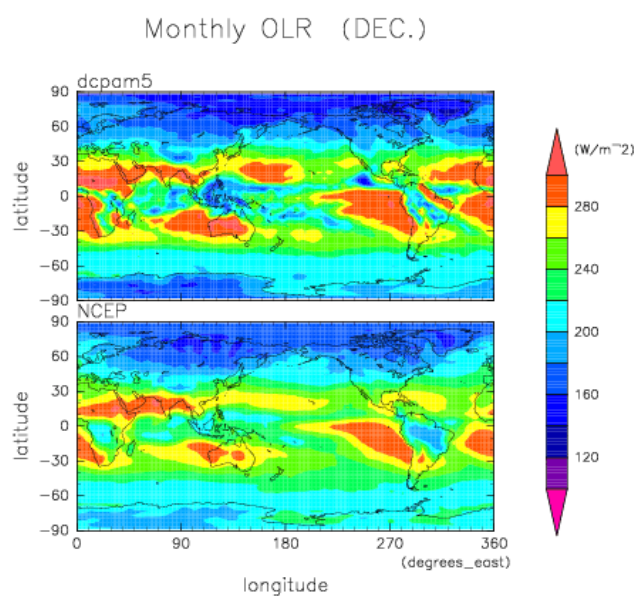
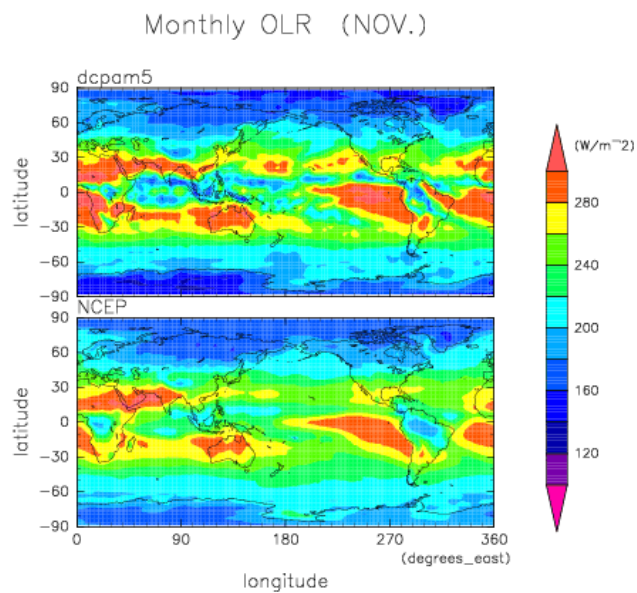


図 5.30: 11 月と 12 月の月平均した上向き長波放射量の緯度経度分布. 各月の上段が dcpam 計算結果, 下段が NCEP/NCAR 再解析データ.

2. 海をもつ惑星の自転軸傾斜角依存性

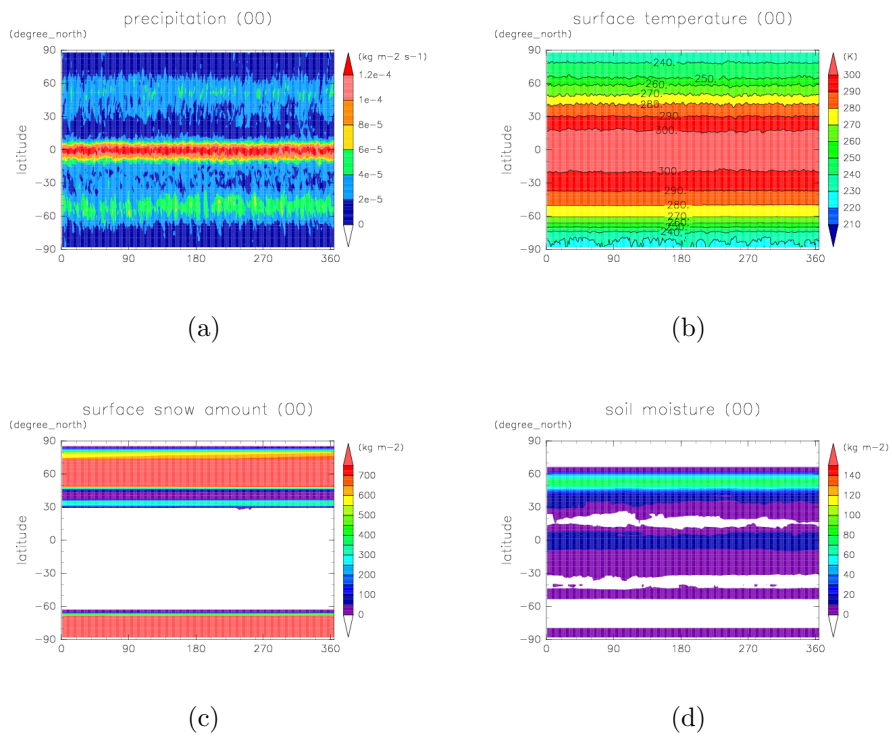


図 5.31: 自転軸傾斜角 0° における日平均・東西平均した (a) 降水量 (色つけ間隔: $4.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), (b) 惑星表面温度 (色つけ間隔: 10 K), (c) 積雪量 (色つけ間隔: 50 kg m^{-2}) (d) 土壌水分 (色つけ間隔: 10 kg m^{-2}) の季節変化. 縦軸は北緯 ($^\circ$), 横軸は時間であり, 1 月 1 日をゼロ日目としている.

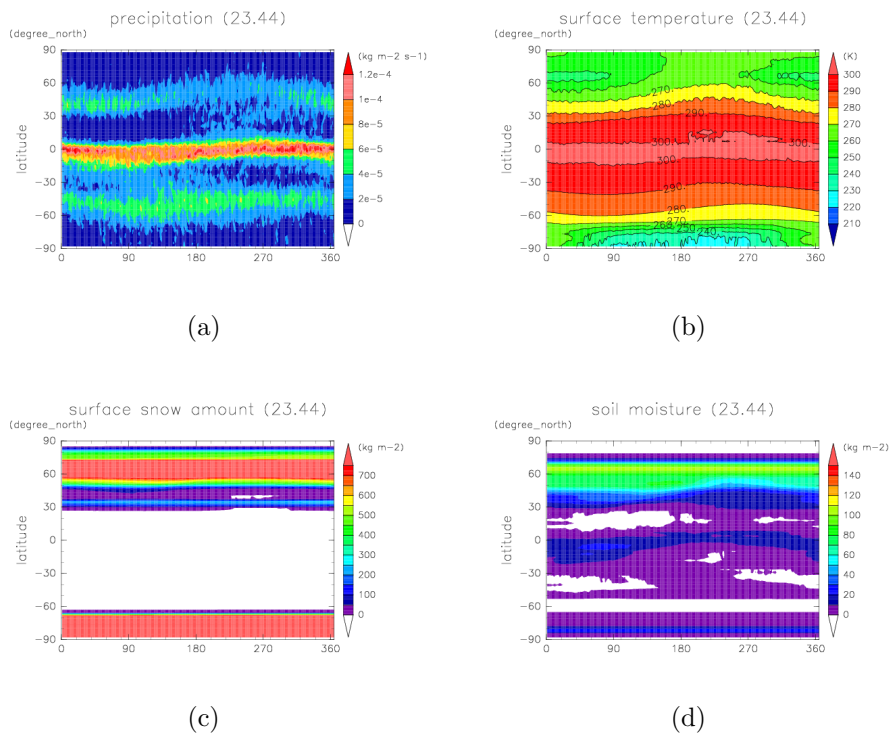


図 5.32: 自転軸傾斜角 23.44° における日平均・東西平均した (a) 降水量, (b) 惑星表面温度, (c) 積雪量, (d) 土壌水分の季節変化. 軸や色付け間隔は図 5.31 を参照.

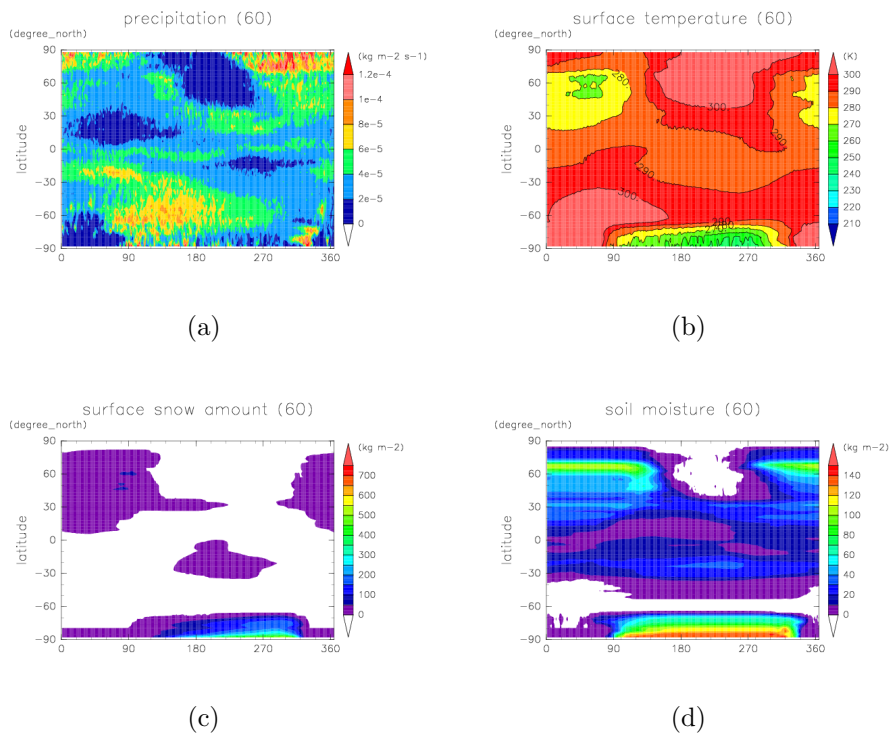


図 5.33: 自転軸傾斜角 60° における日平均・東西平均した (a) 降水量, (b) 惑星表面温度, (c) 積雪量, (d) 土壌水分の季節変化. 軸や色付け間隔は図 5.31 を参照.

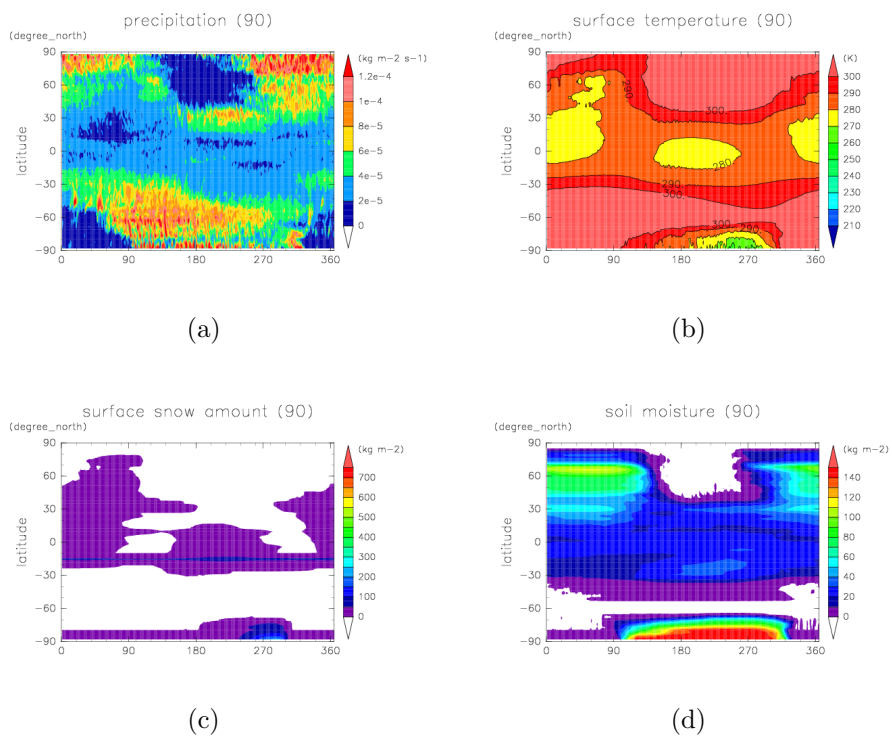


図 5.34: 自転軸傾斜角 90° における日平均・東西平均した (a) 降水量, (b) 惑星表面温度, (c) 積雪量, (d) 土壌水分の季節変化. 軸や色付け間隔は図 5.31 を参照.

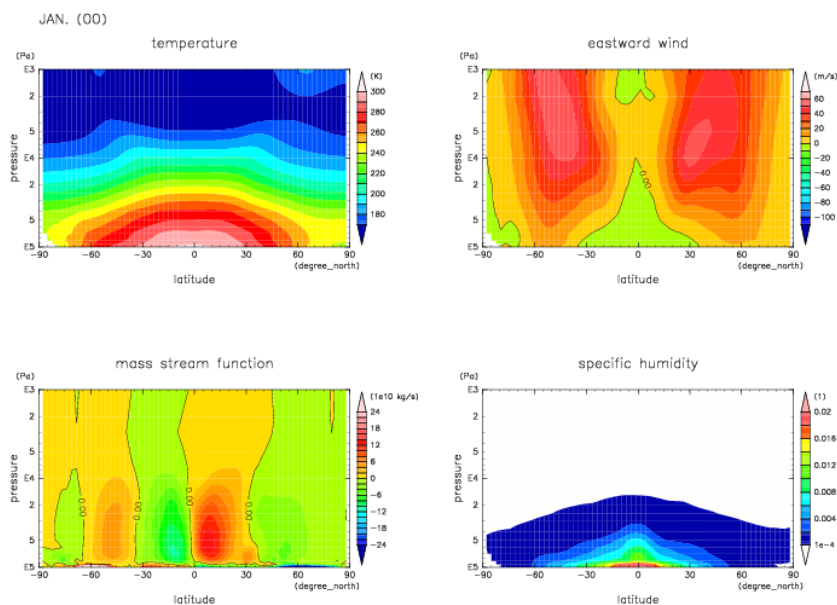


図 5.35: 自転軸傾角度 0° の 1 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

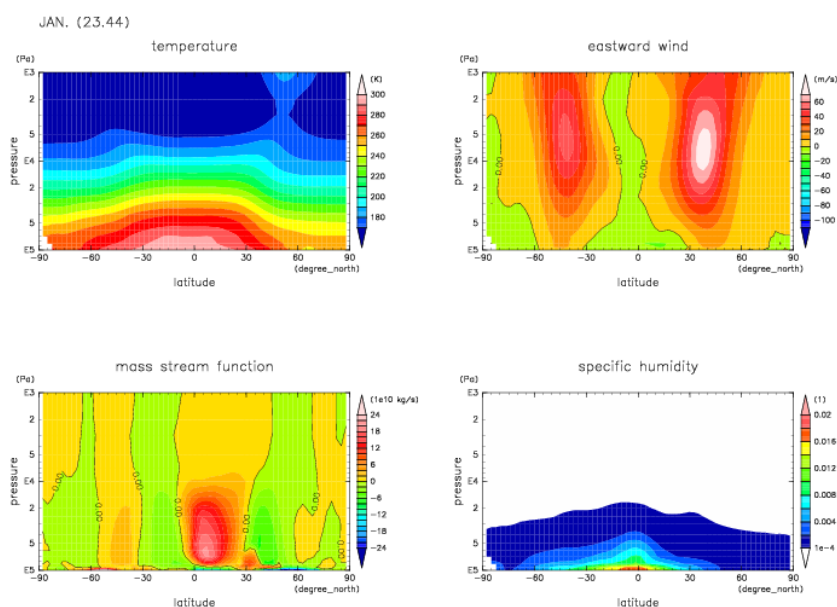


図 5.36: 自転軸傾角度 23.44° の 1 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

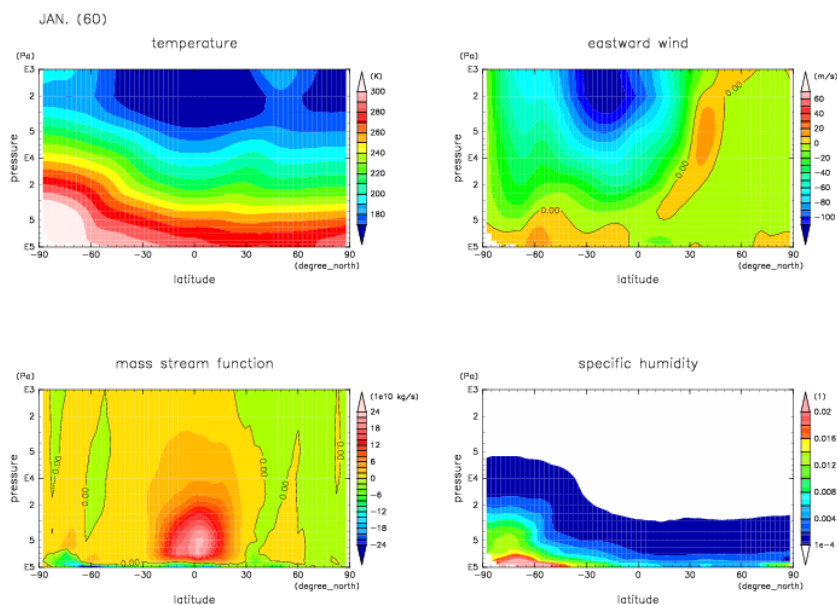


図 5.37: 自転軸傾角度 60° の 1 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

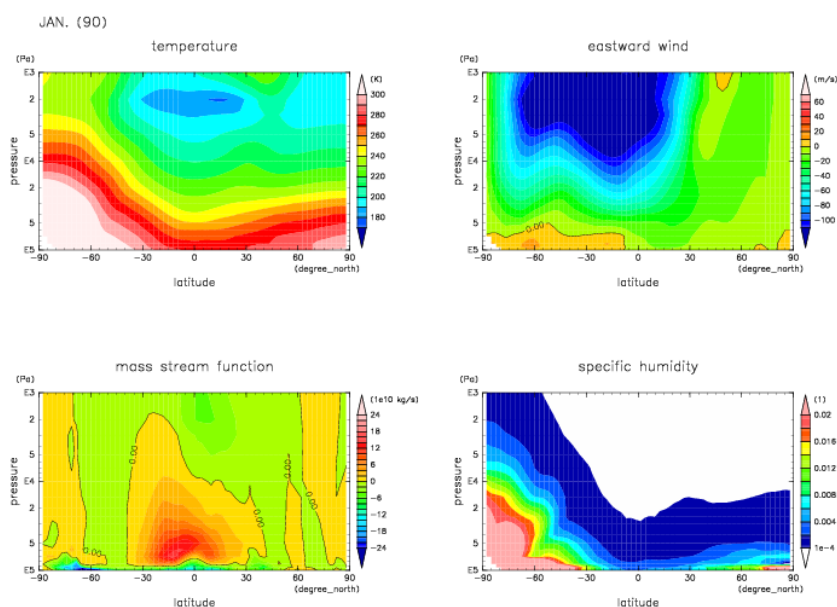


図 5.38: 自転軸傾角度 90° の 1 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

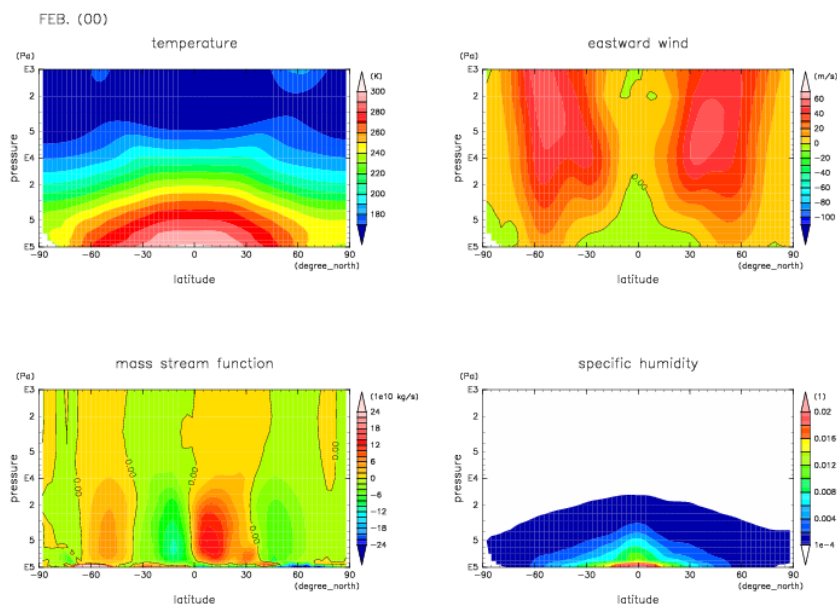


図 5.39: 自転軸傾角度 0° の 2 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

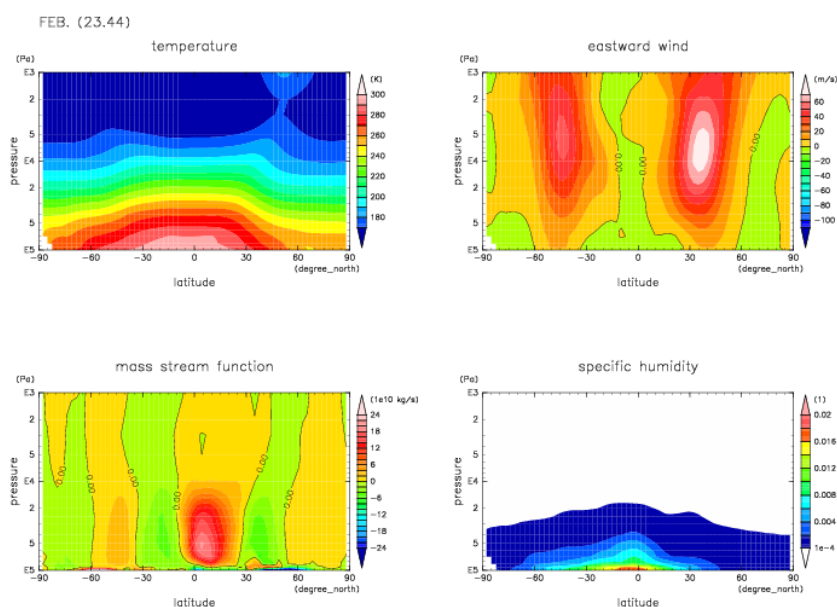


図 5.40: 自転軸傾角度 23.44° の 2 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

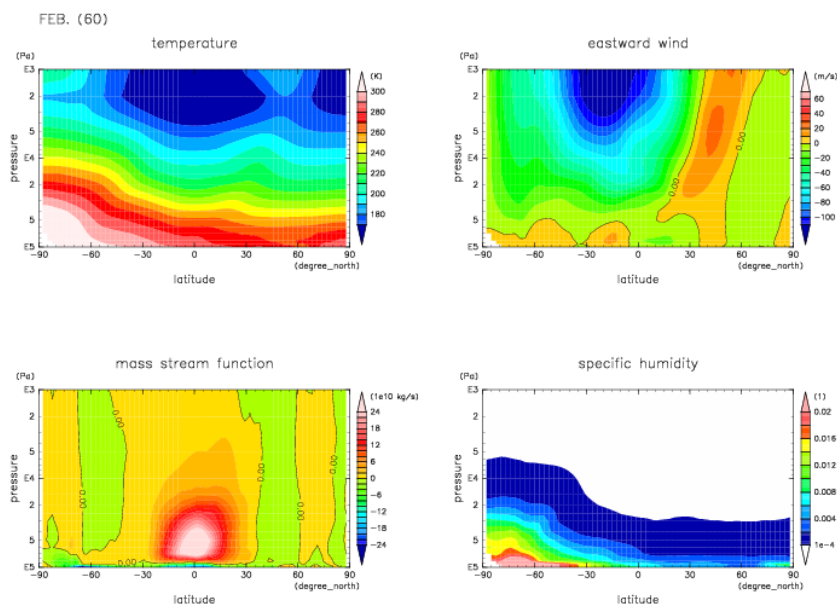


図 5.41: 自転軸傾角度 60° の 2 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

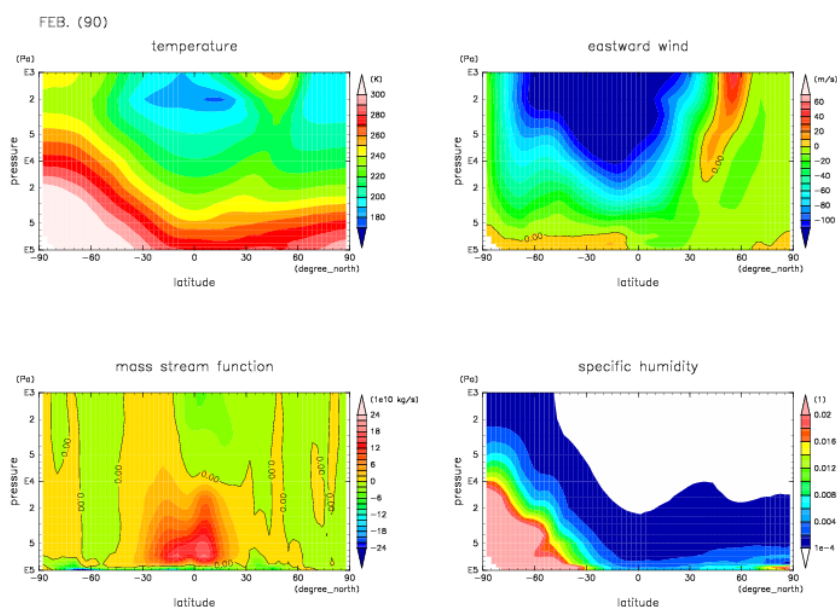


図 5.42: 自転軸傾角度 90° の 2 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

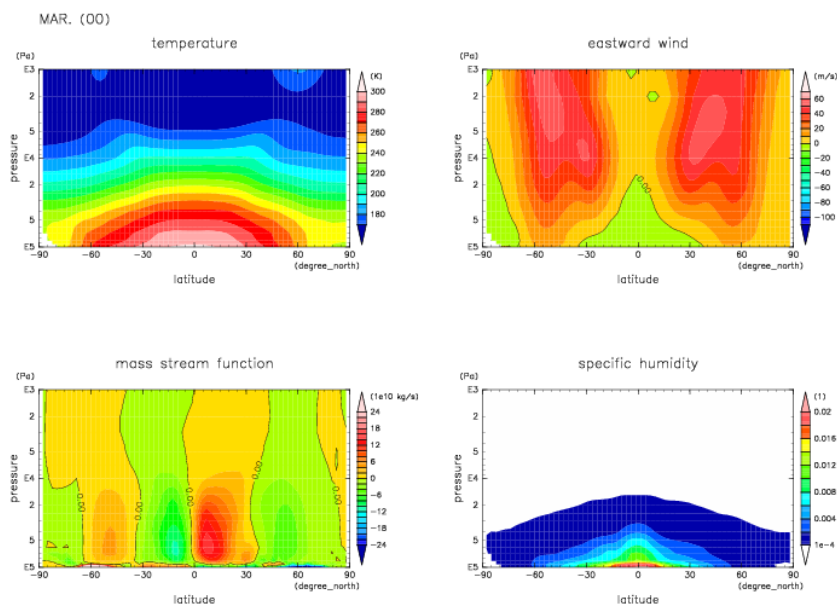


図 5.43: 自転軸傾角度 0° の 3 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

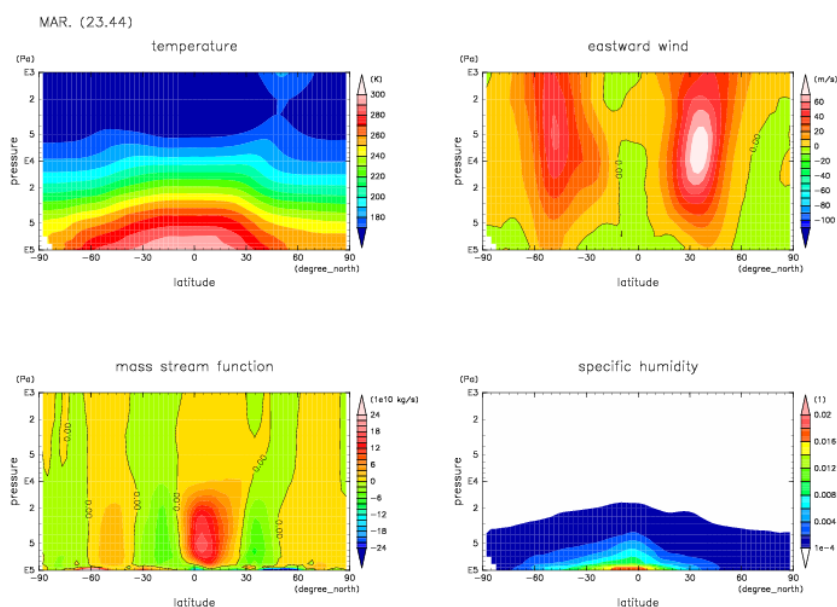


図 5.44: 自転軸傾角度 23.44° の 3 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

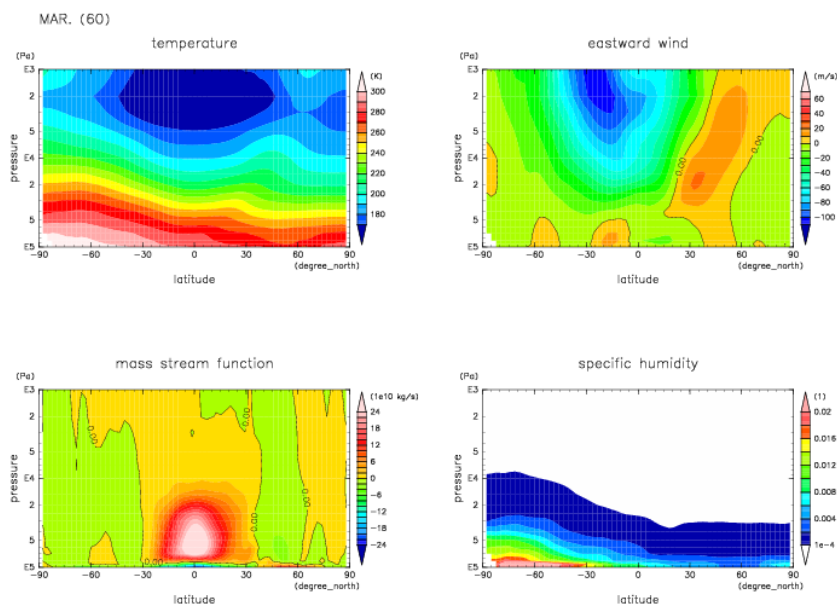


図 5.45: 自転軸傾角度 60° の 3 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

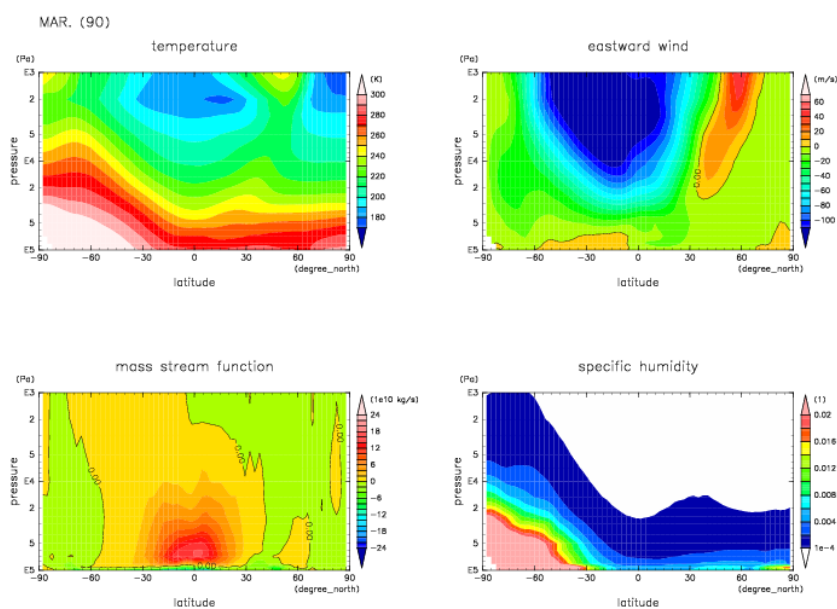


図 5.46: 自転軸傾角度 90° の 3 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

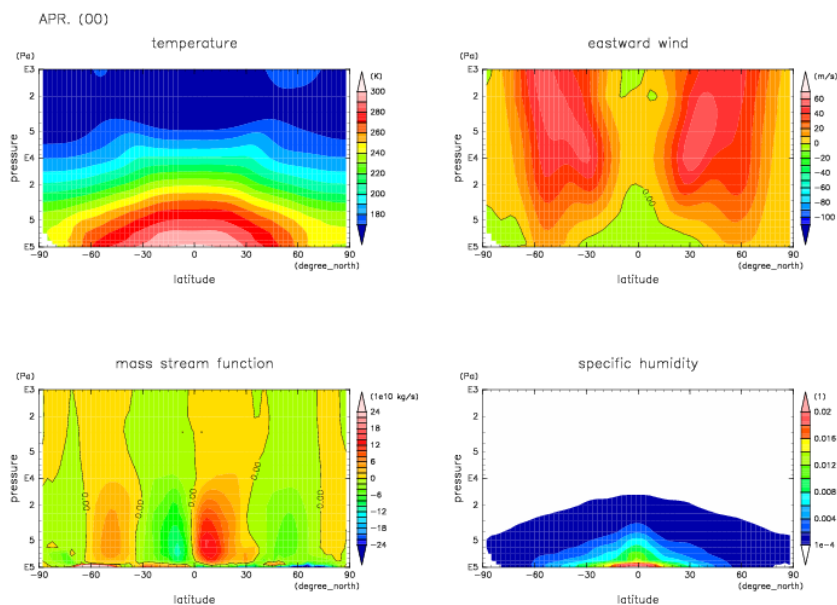


図 5.47: 自転軸傾角度 0° の 4 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

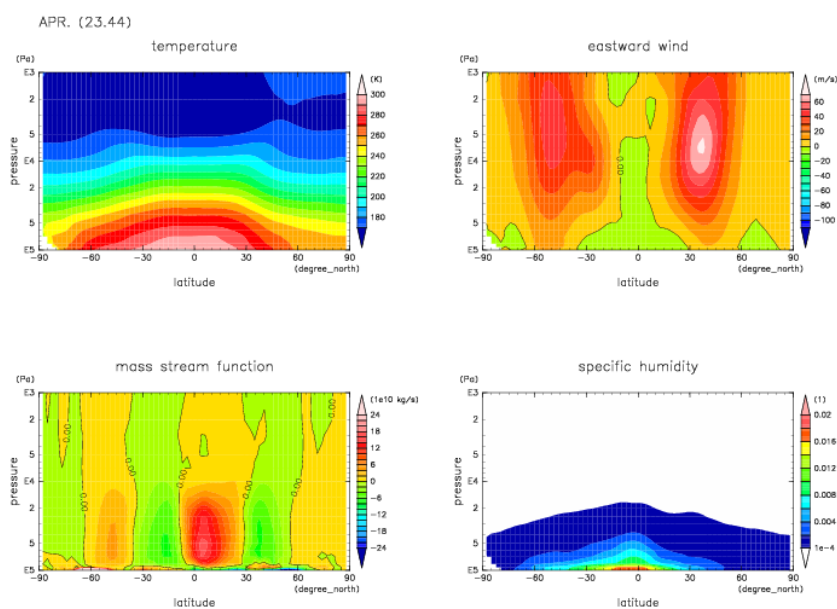


図 5.48: 自転軸傾角度 23.44° の 4 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

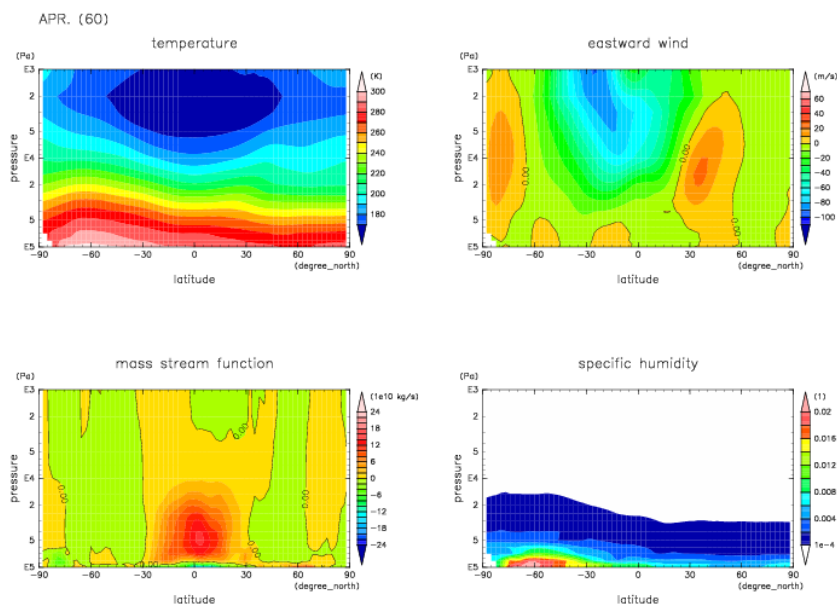


図 5.49: 自転軸傾角度 60° の 4 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

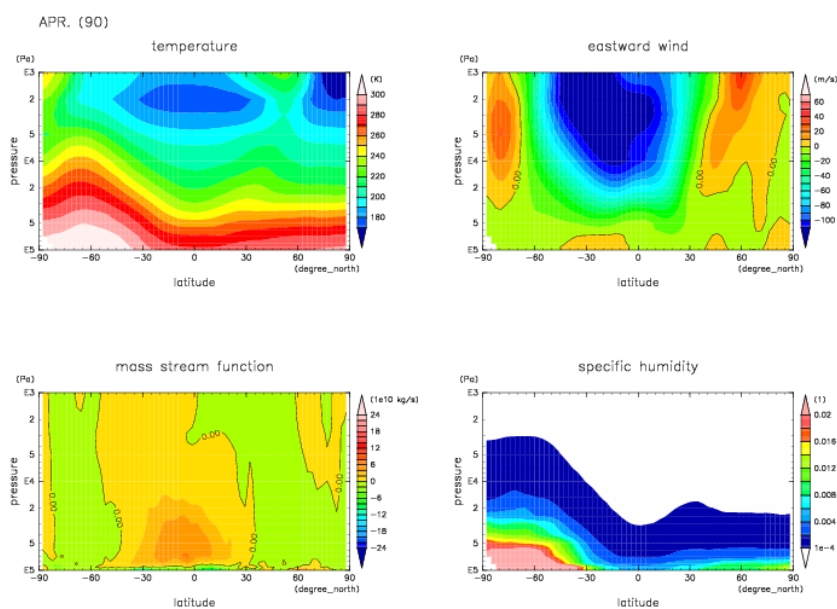


図 5.50: 自転軸傾角度 90° の 4 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

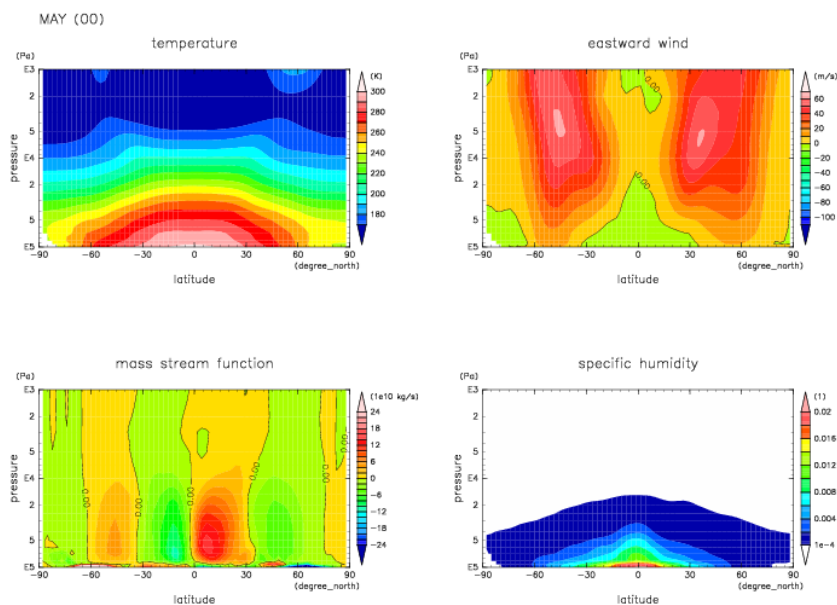


図 5.51: 自転軸傾角度 0° の 5 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

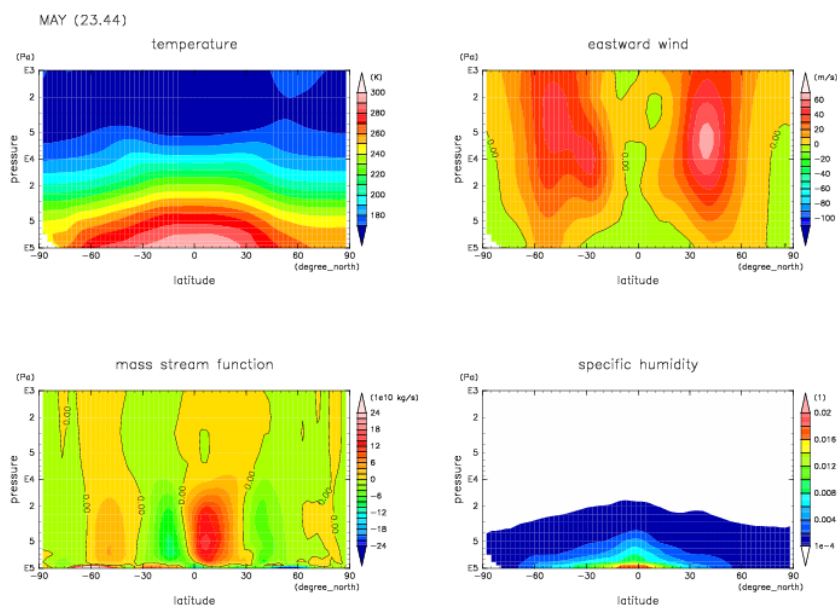


図 5.52: 自転軸傾角度 23.44° の 5 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

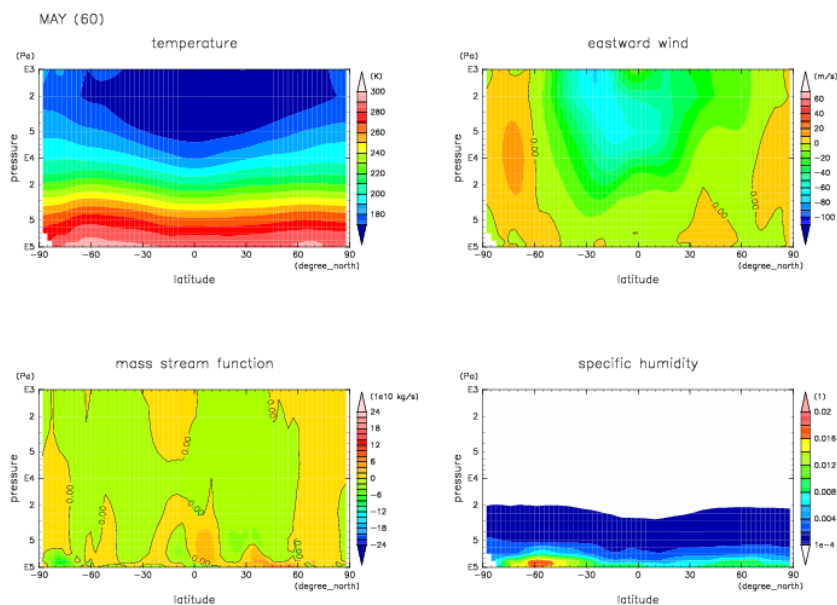


図 5.53: 自転軸傾角度 60° の 5 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

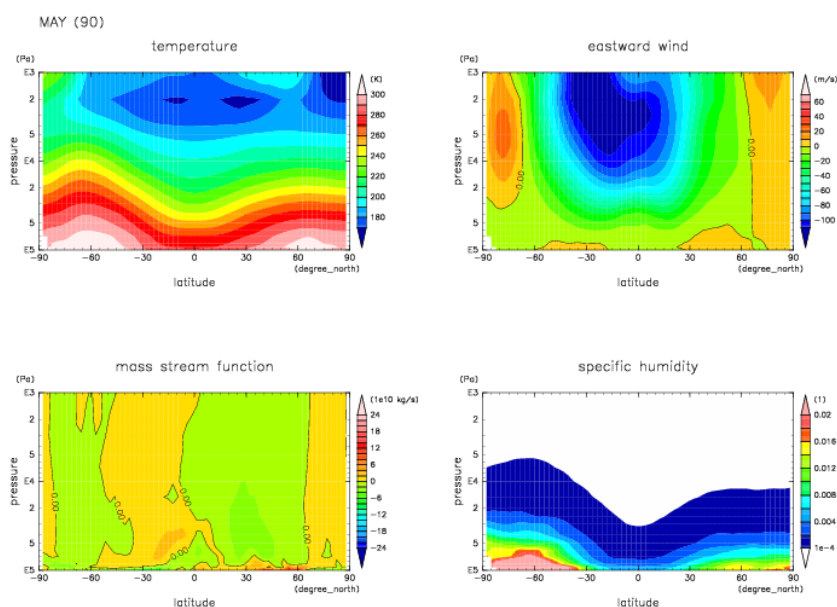


図 5.54: 自転軸傾角度 90° の 5 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

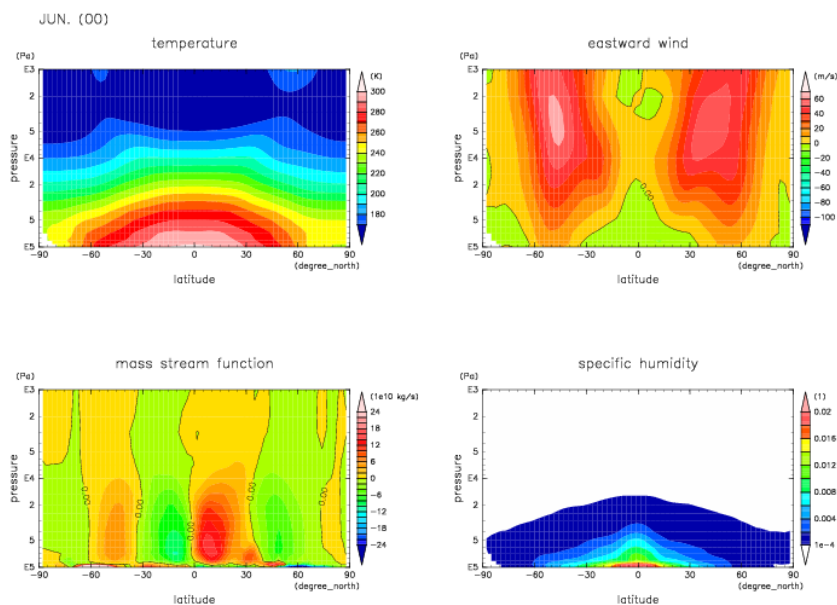


図 5.55: 自転軸傾角度 0° の 6 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

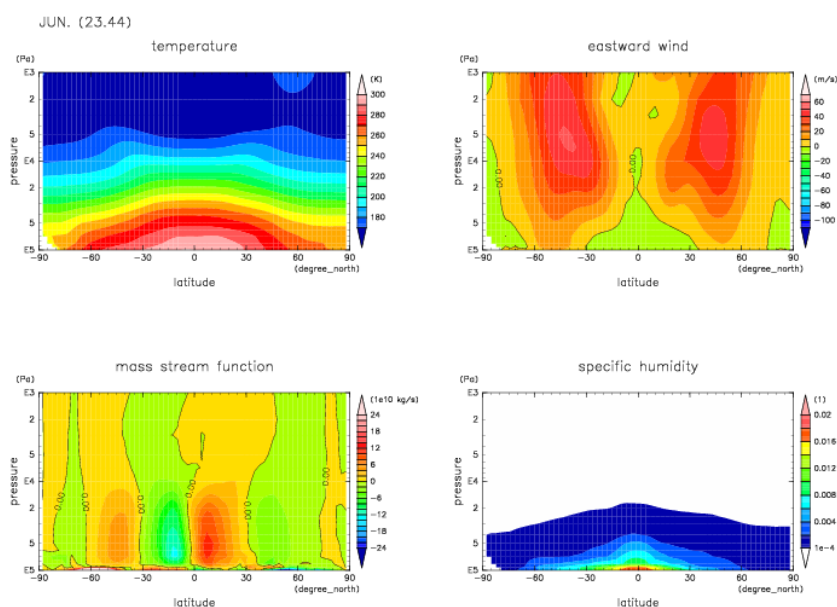


図 5.56: 自転軸傾角度 23.44° の 6 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

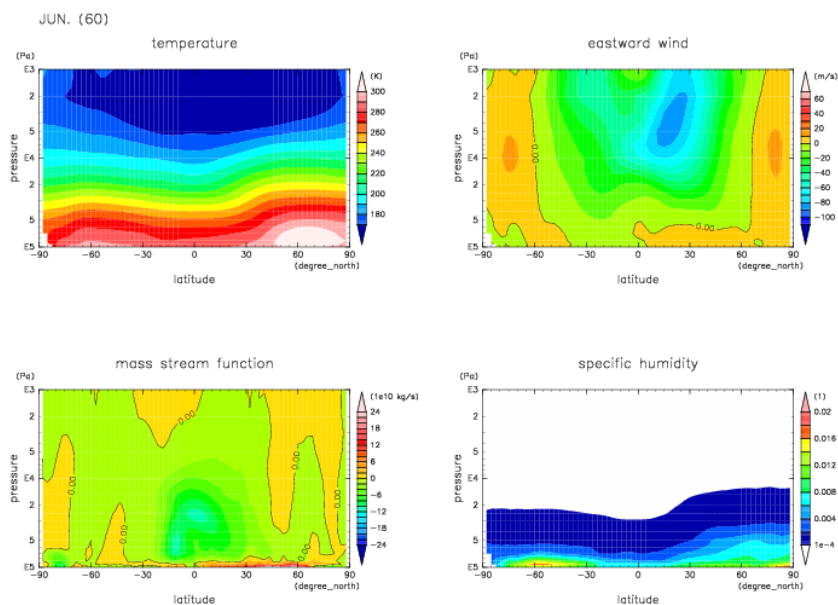


図 5.57: 自転軸傾角度 60° の 6 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

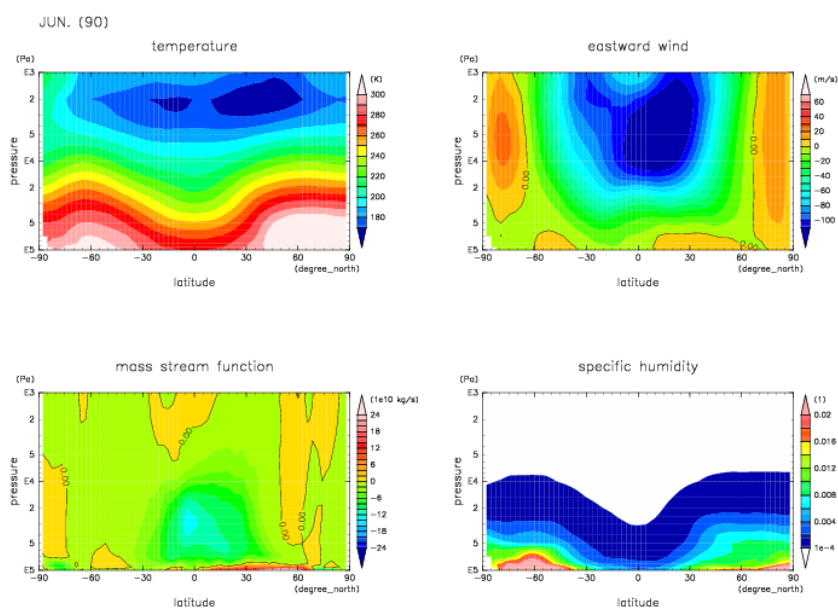


図 5.58: 自転軸傾角度 90° の 6 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

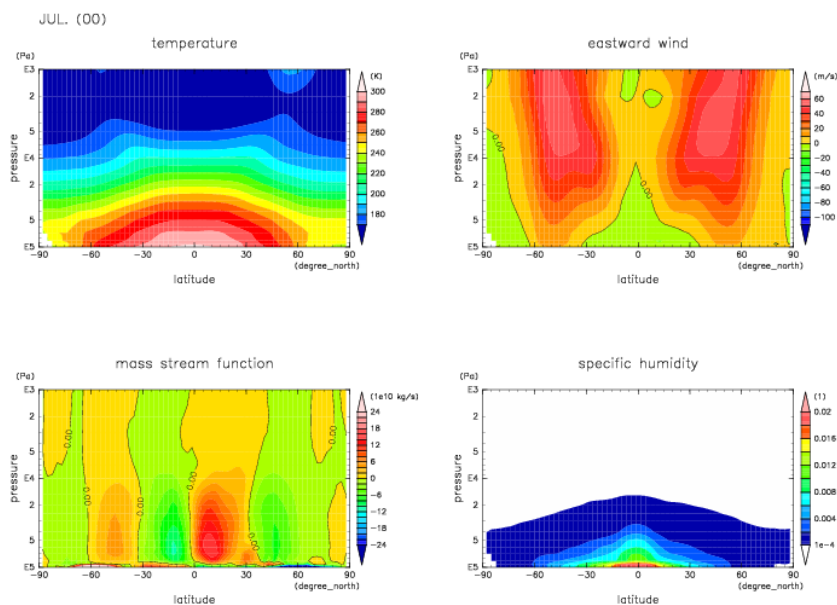


図 5.59: 自転軸傾角度 0° の 7 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

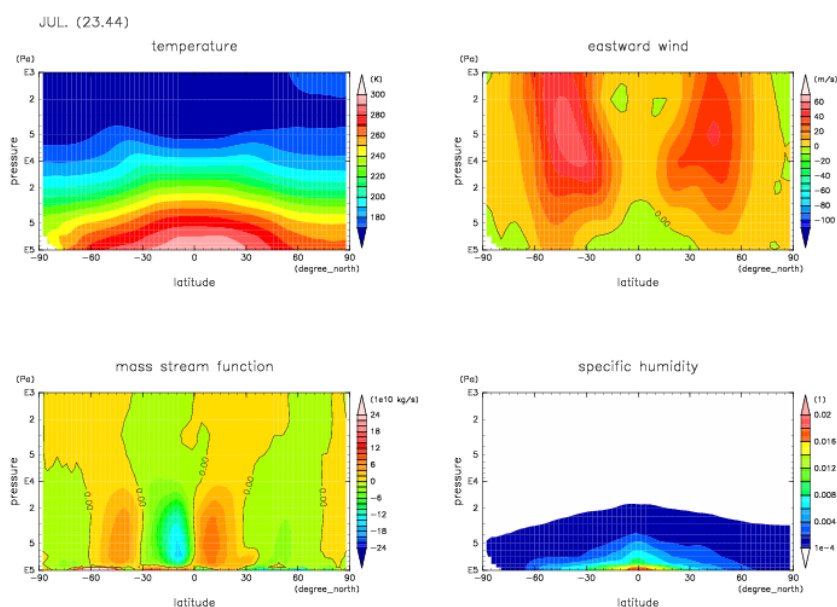


図 5.60: 自転軸傾角度 23.44° の 7 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

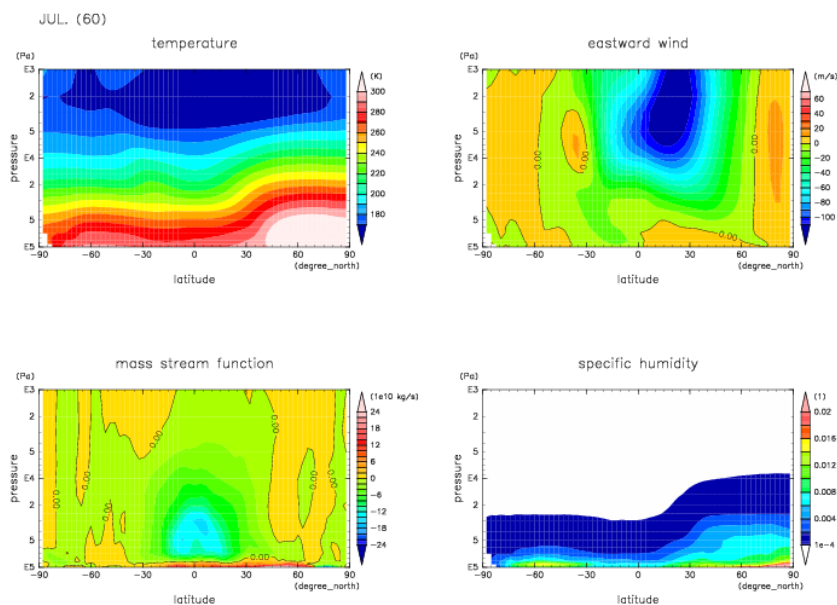


図 5.61: 自転軸傾角度 60° の 7 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

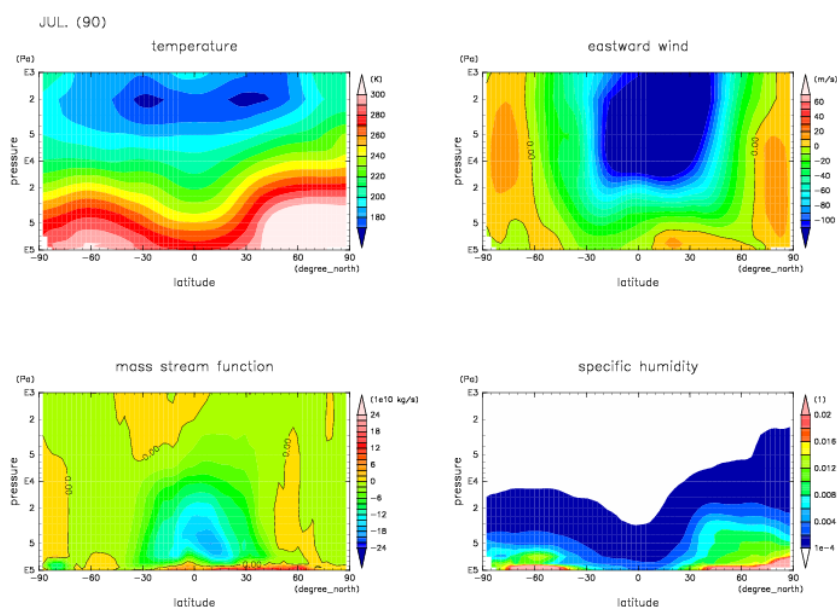


図 5.62: 自転軸傾角度 90° の 7 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

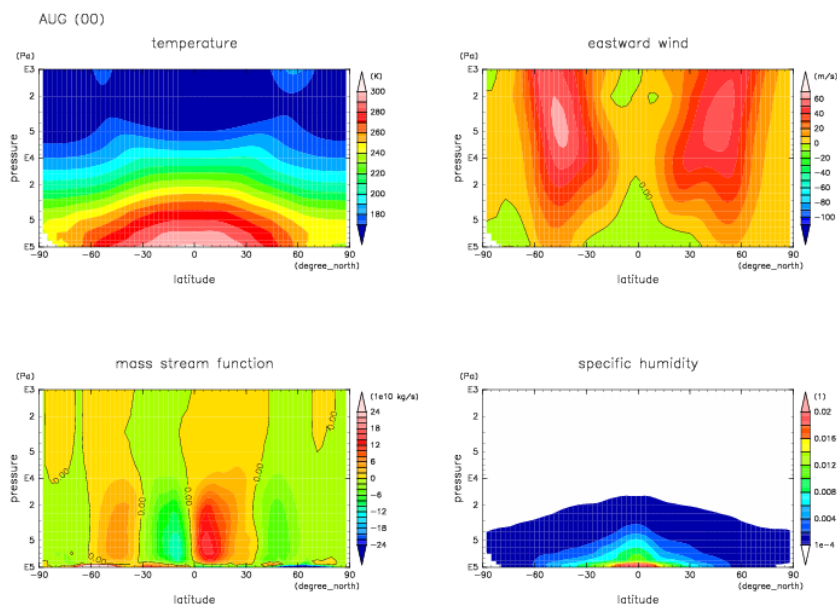


図 5.63: 自転軸傾角度 0° の 8 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

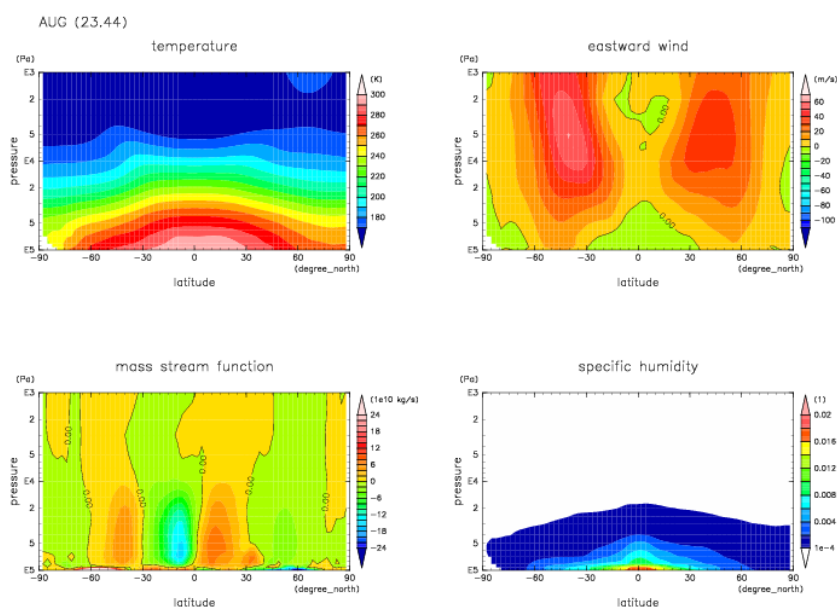


図 5.64: 自転軸傾角度 23.44° の 8 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

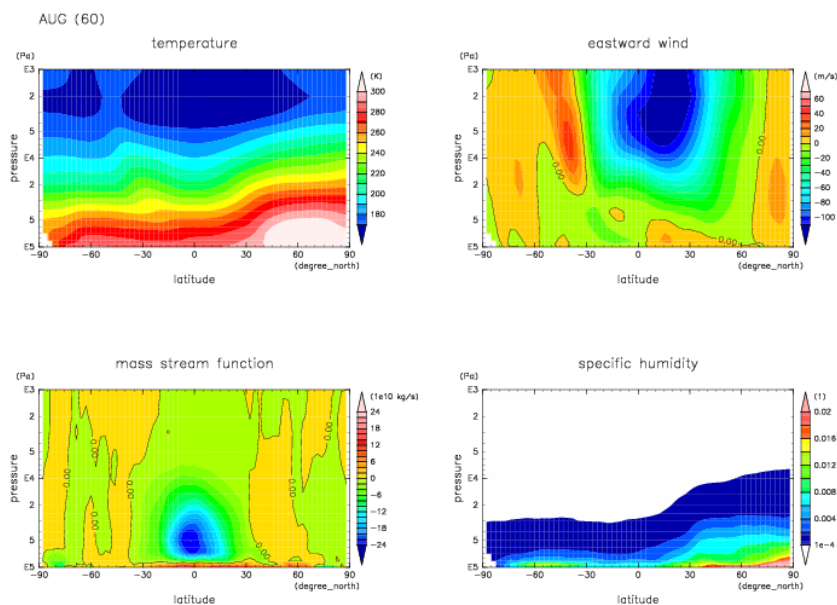


図 5.65: 自転軸傾角度 60° の 8 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

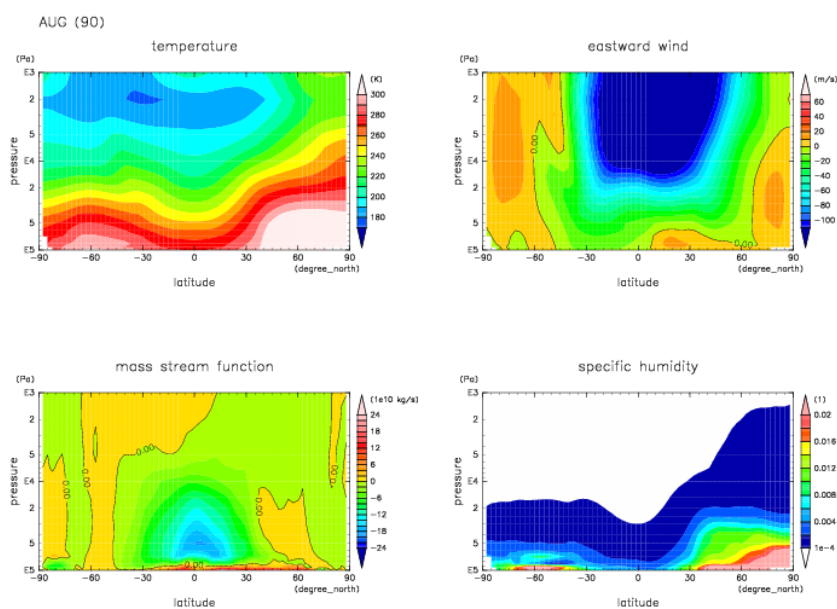


図 5.66: 自転軸傾角度 90° の 8 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

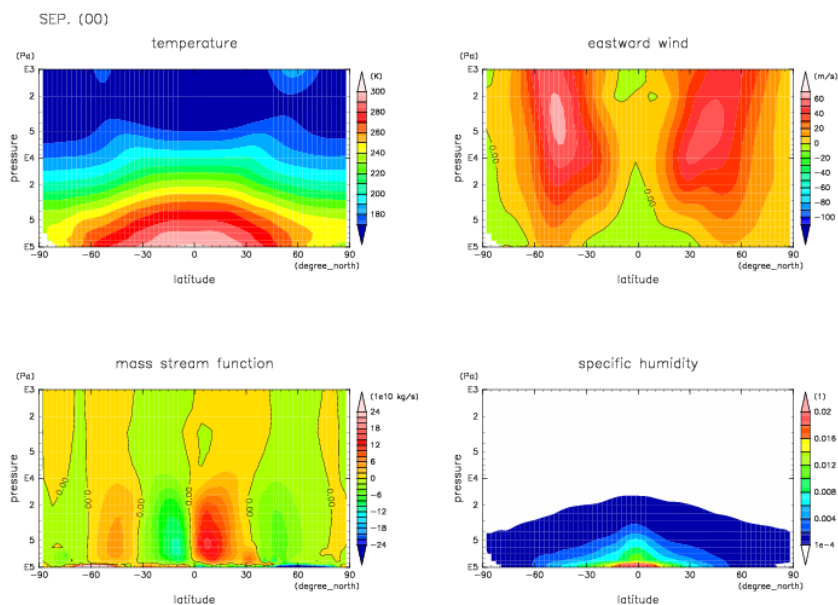


図 5.67: 自転軸傾角度 0° の 9 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

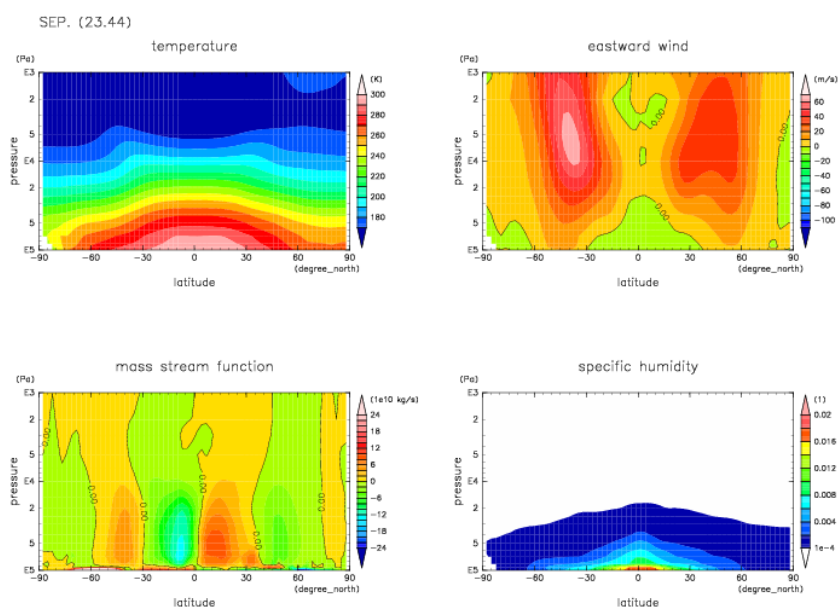


図 5.68: 自転軸傾角度 23.44° の 9 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

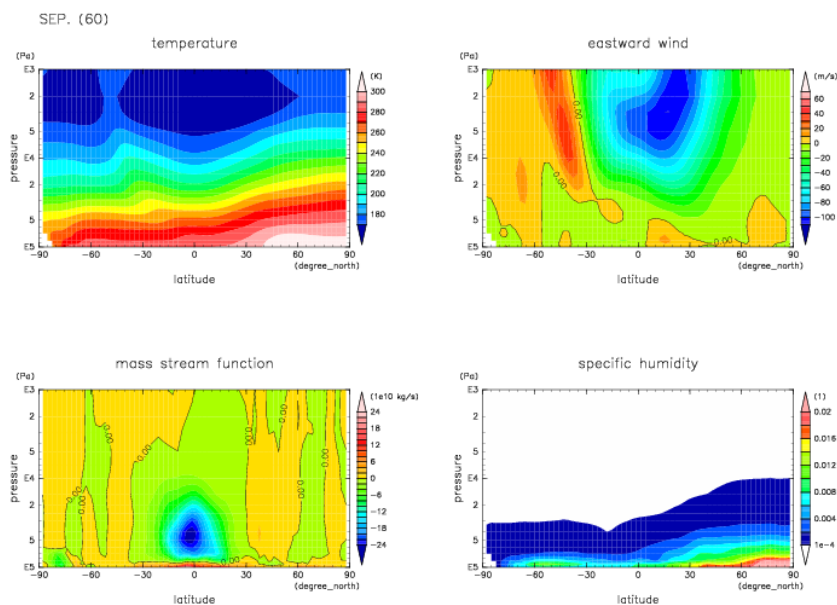


図 5.69: 自転軸傾角度 60° の 9 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

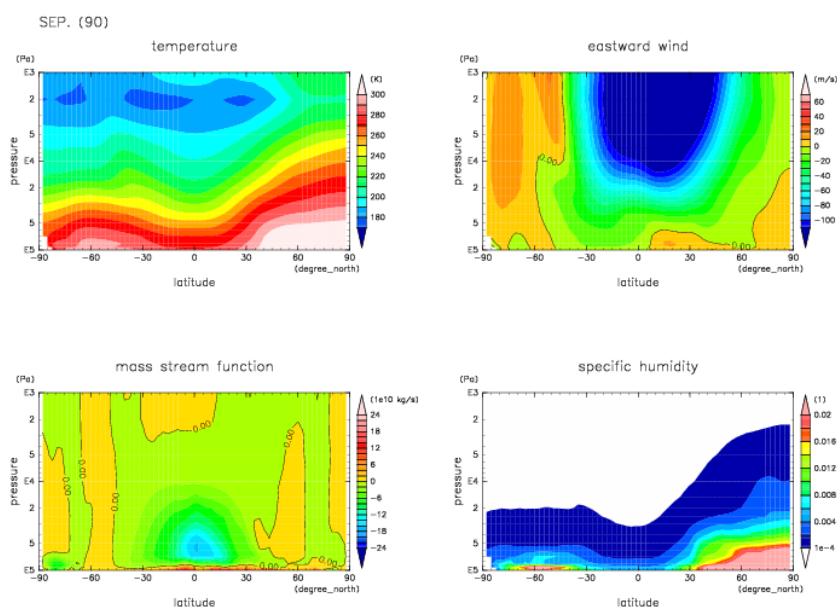


図 5.70: 自転軸傾角度 90° の 9 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

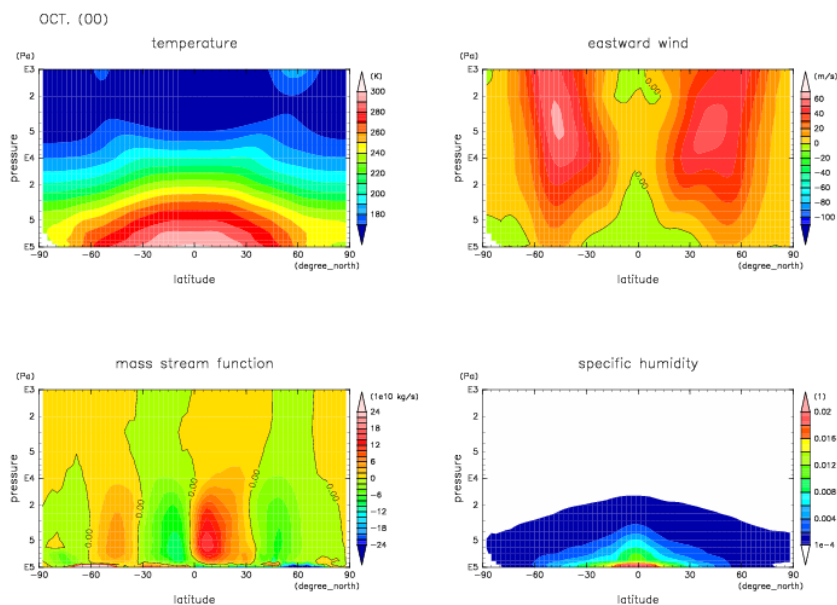


図 5.71: 自転軸傾角度 0° の 10 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

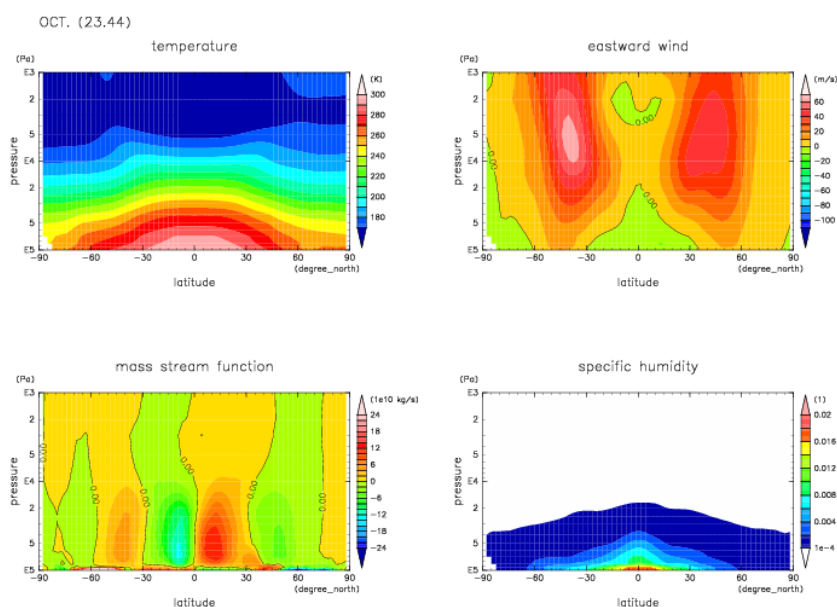


図 5.72: 自転軸傾角度 23.44° の 10 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

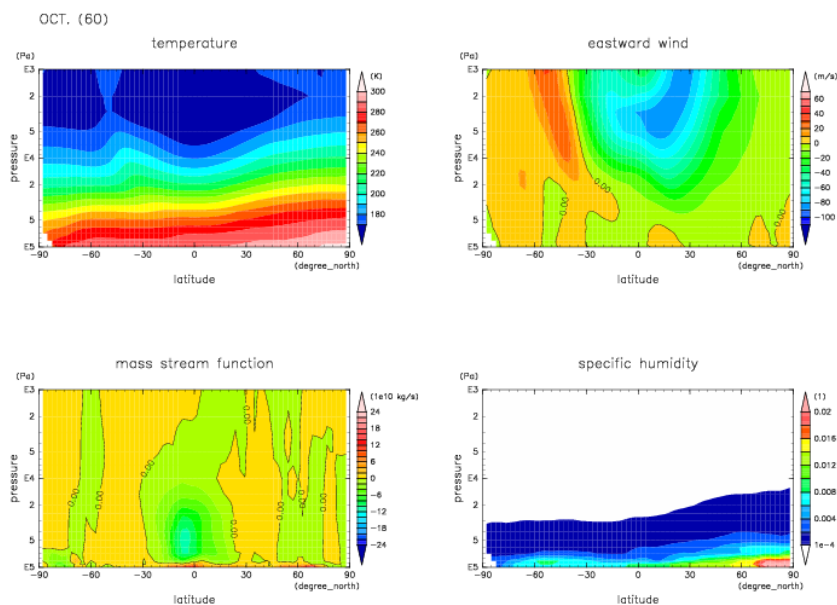


図 5.73: 自転軸傾角度 60° の 10 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

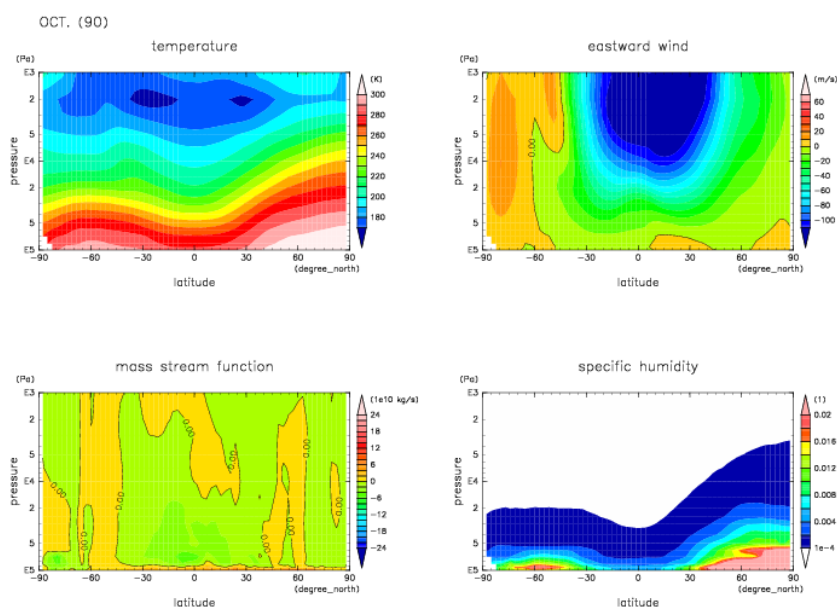


図 5.74: 自転軸傾角度 90° の 10 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

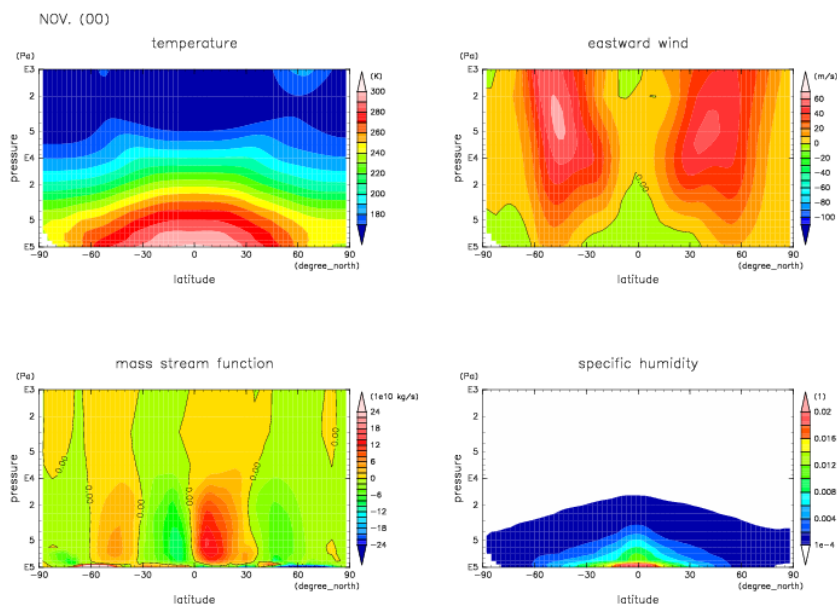


図 5.75: 自転軸傾角度 0° の 11 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

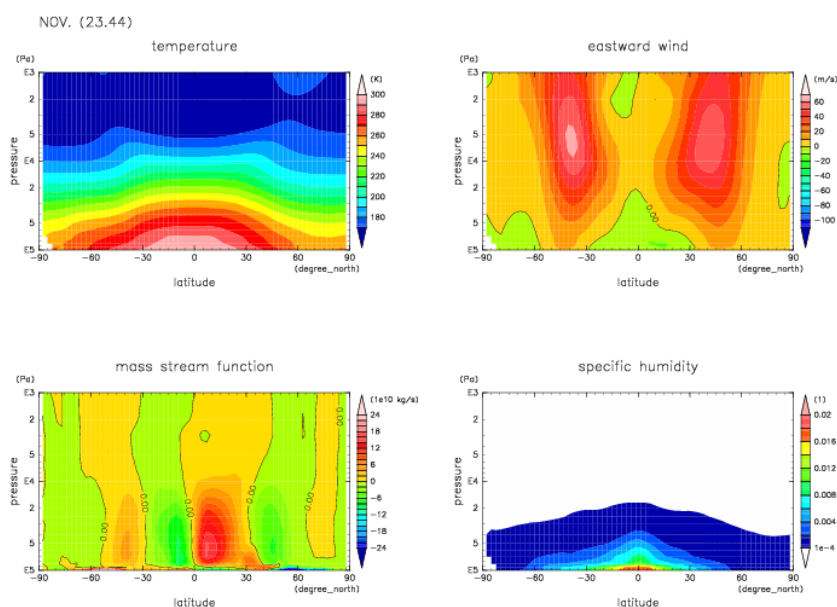


図 5.76: 自転軸傾角度 23.44° の 11 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

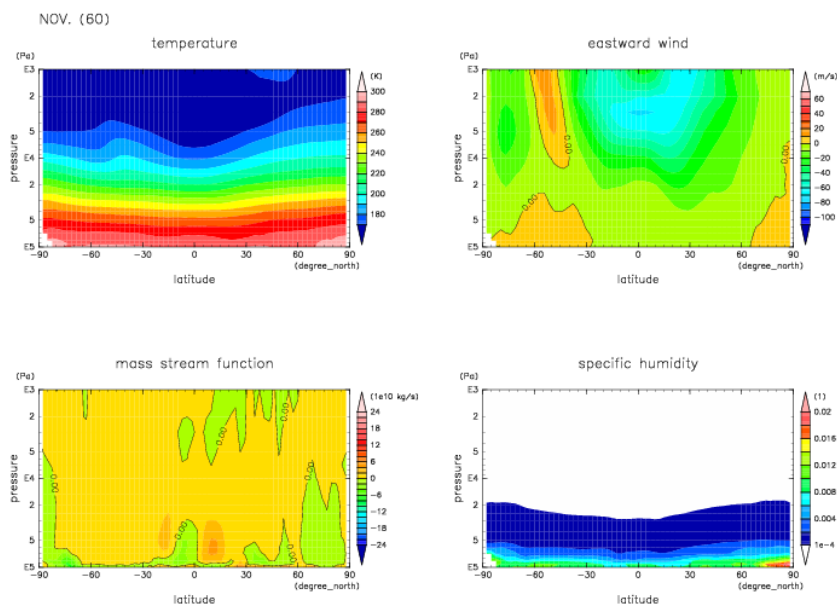


図 5.77: 自転軸傾角度 60° の 11 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

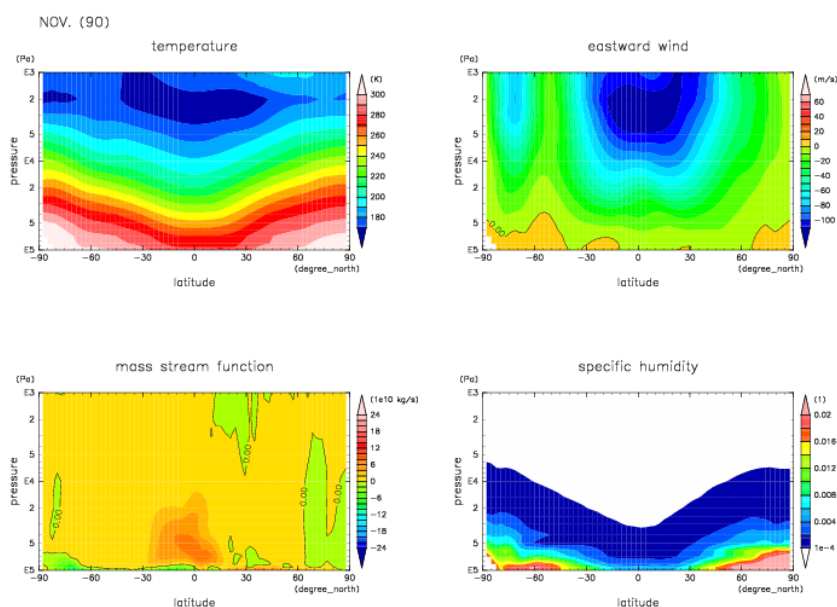


図 5.78: 自転軸傾角度 90° の 11 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

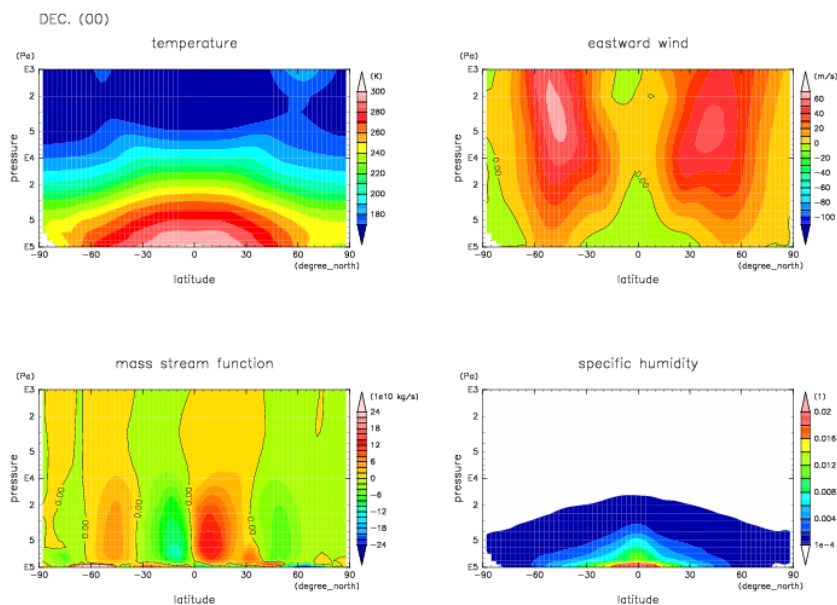


図 5.79: 自転軸傾角度 0° の 12 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

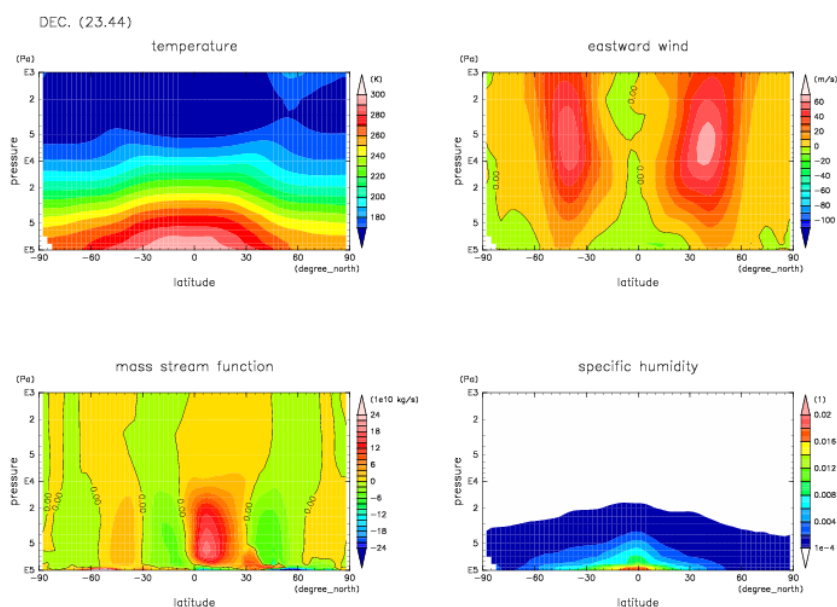


図 5.80: 自転軸傾角度 23.44° の 1 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

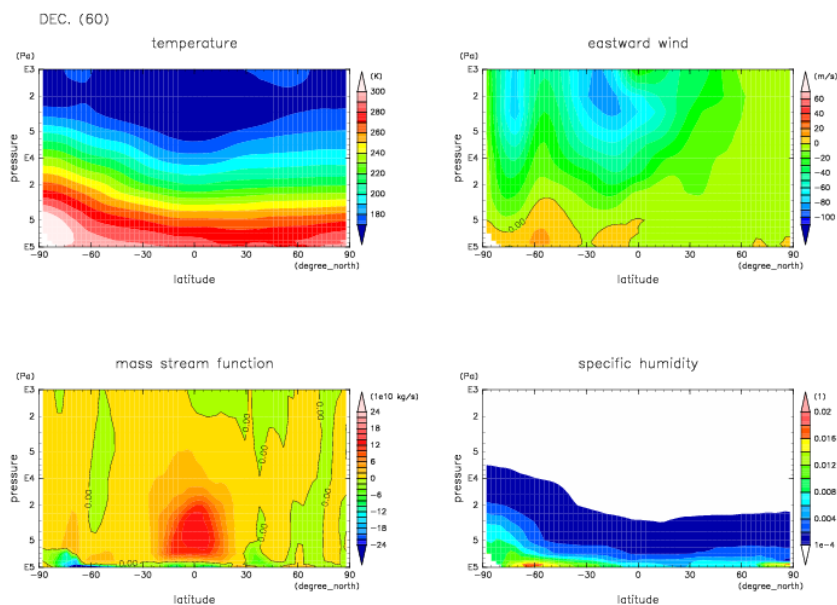


図 5.81: 自転軸傾角度 60° の 12 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

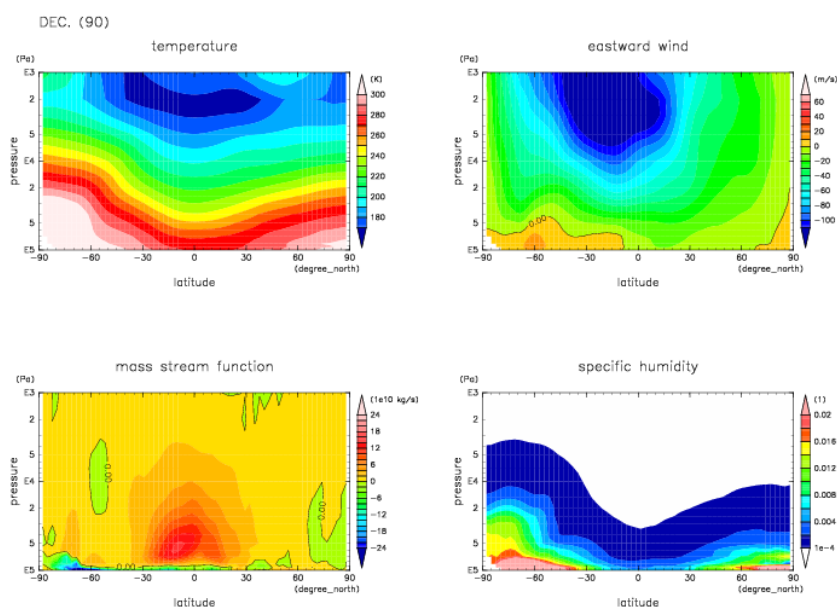


図 5.82: 自転軸傾角度 90° の 12 月における月平均・東西平均した (左上) 気温, (右上) 東西風, (左下) 質量流線関数 (右下) 比湿, それぞれの緯度高度分布. 軸や色付け間隔は図 5.7 を参照.

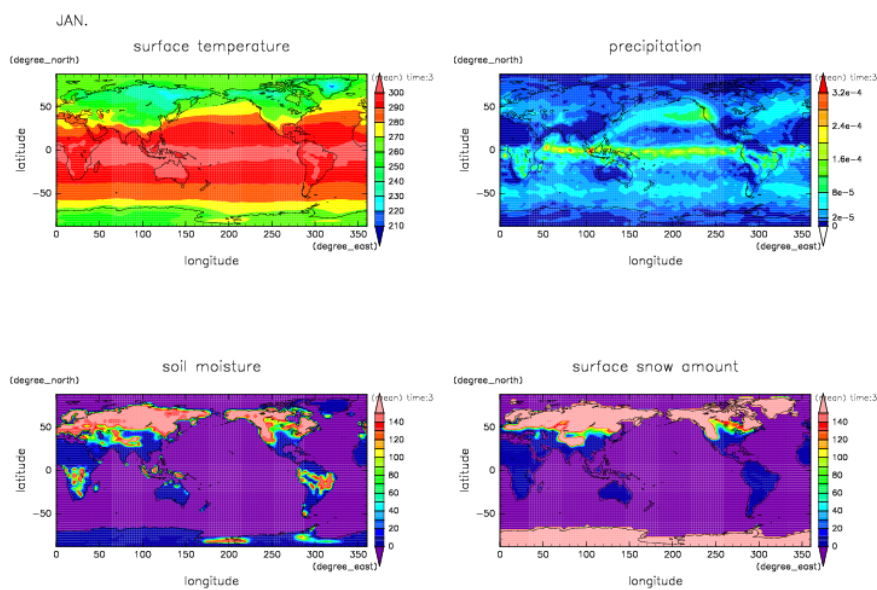
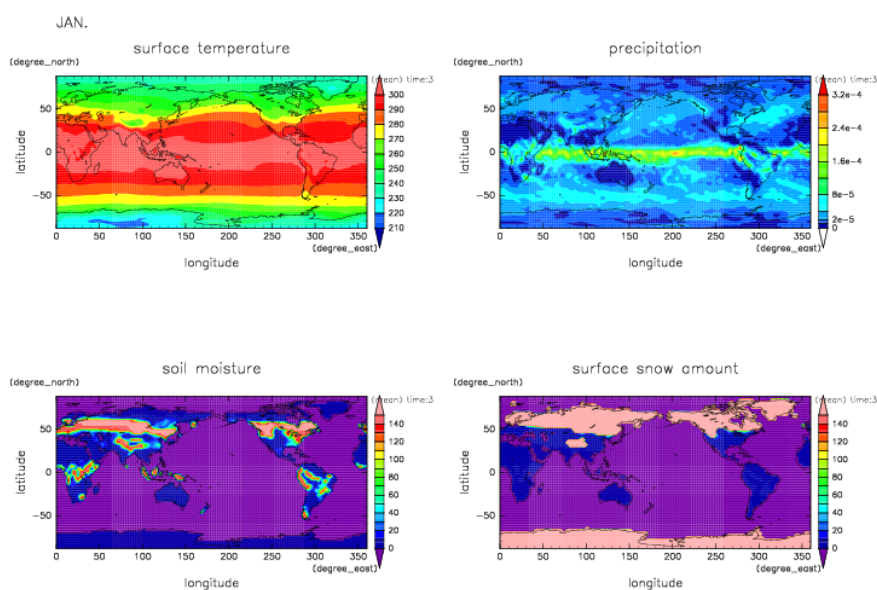
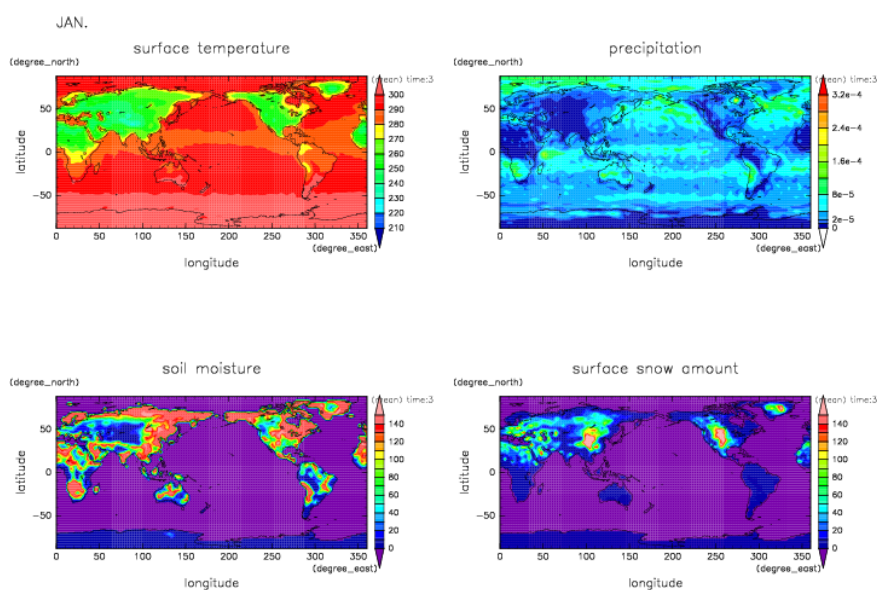
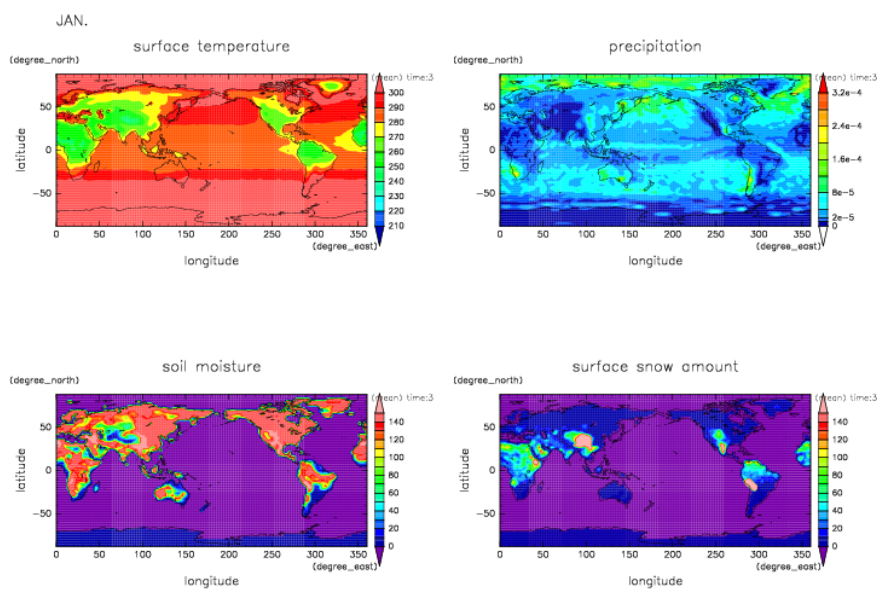


図 5.83: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (1 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).

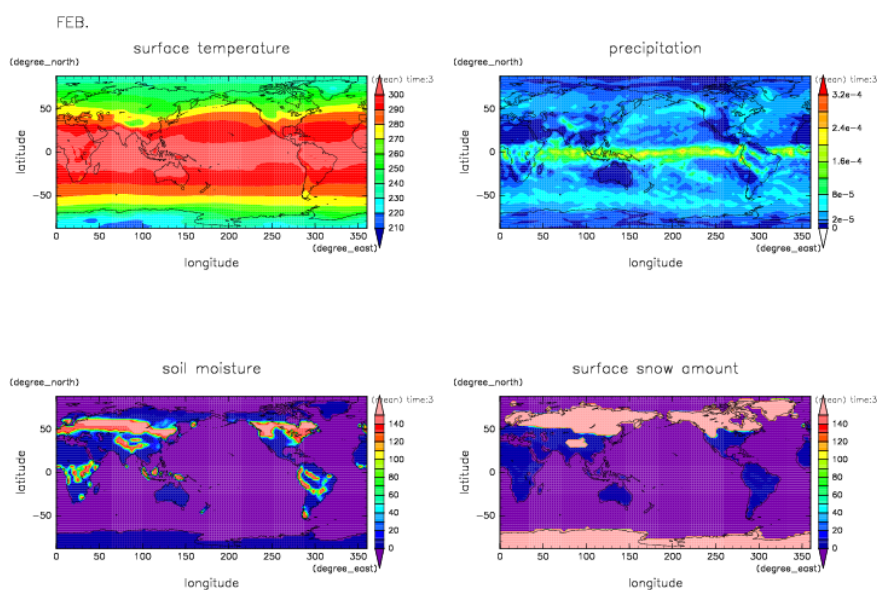


(a) 自転軸傾斜 60 度

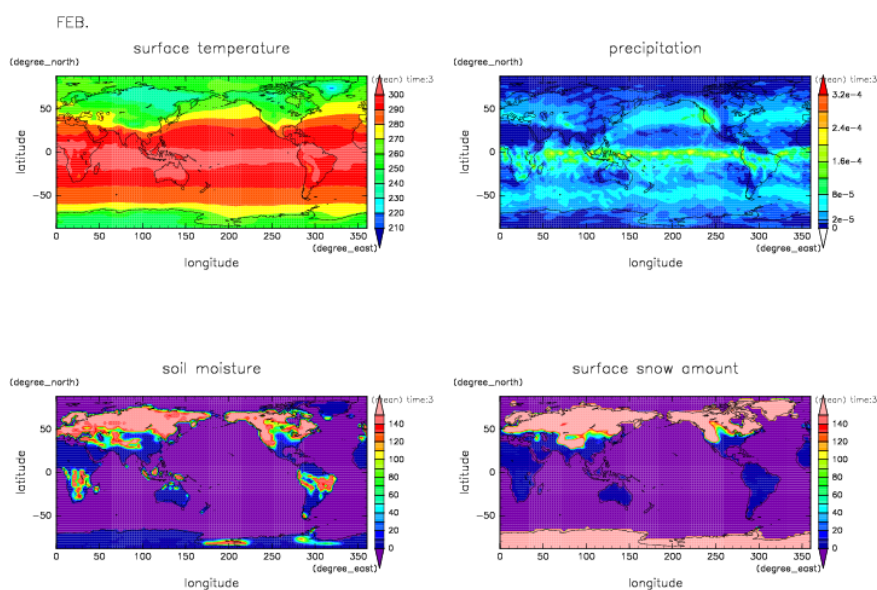


(b) 自転軸傾斜 90 度

図 5.84: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (1 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

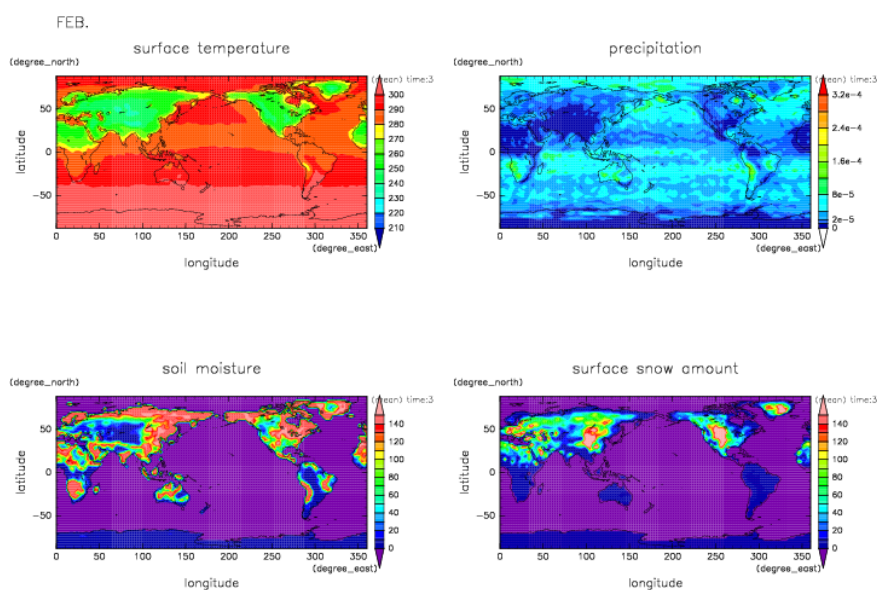


(a) 自転軸傾斜 0 度

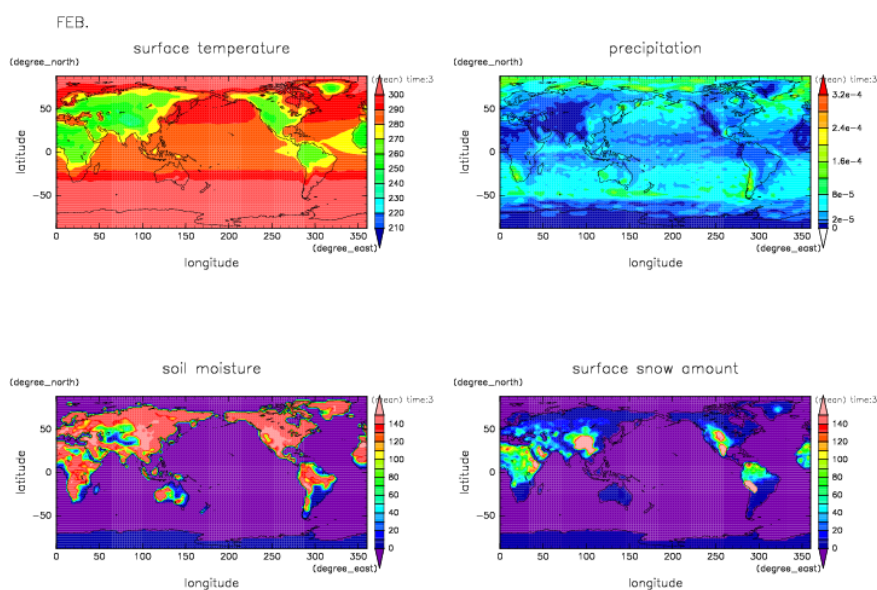


(b) 自転軸傾斜 23.44 度

図 5.85: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (2 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).

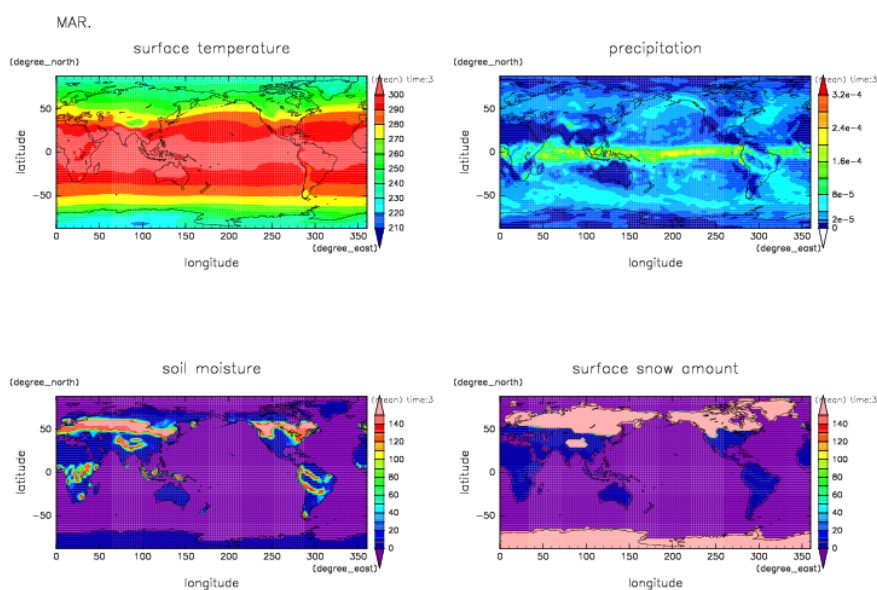


(a) 自転軸傾斜 60 度

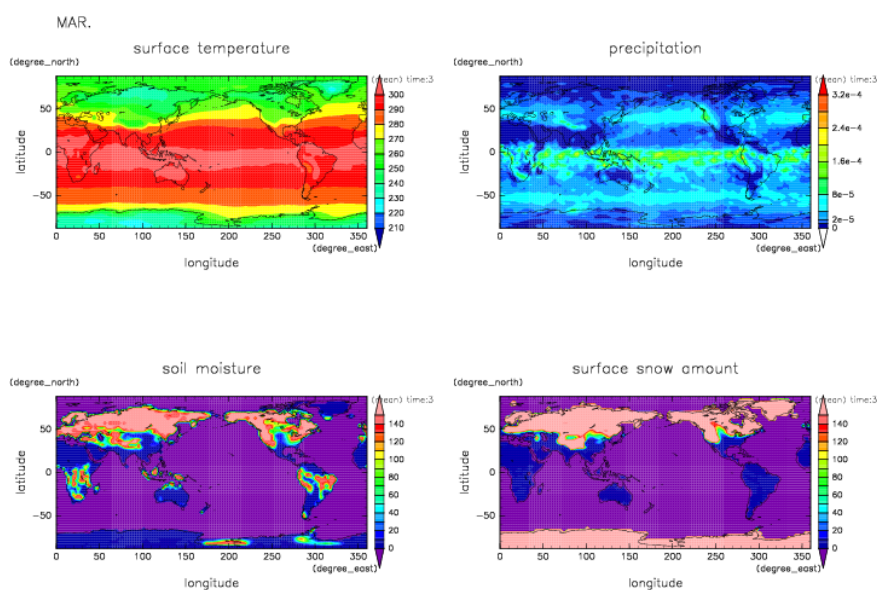


(b) 自転軸傾斜 90 度

図 5.86: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (2 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

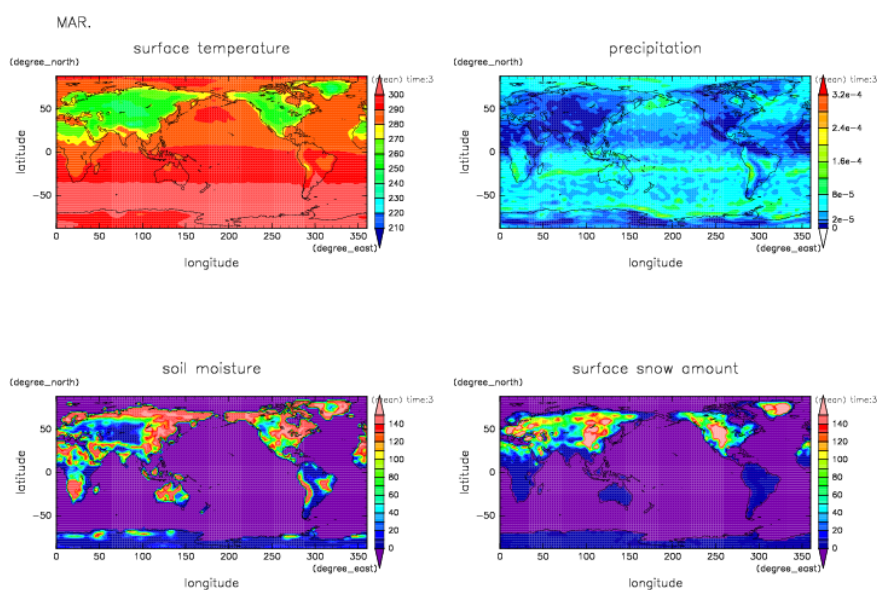


(a) 自転軸傾斜 0 度

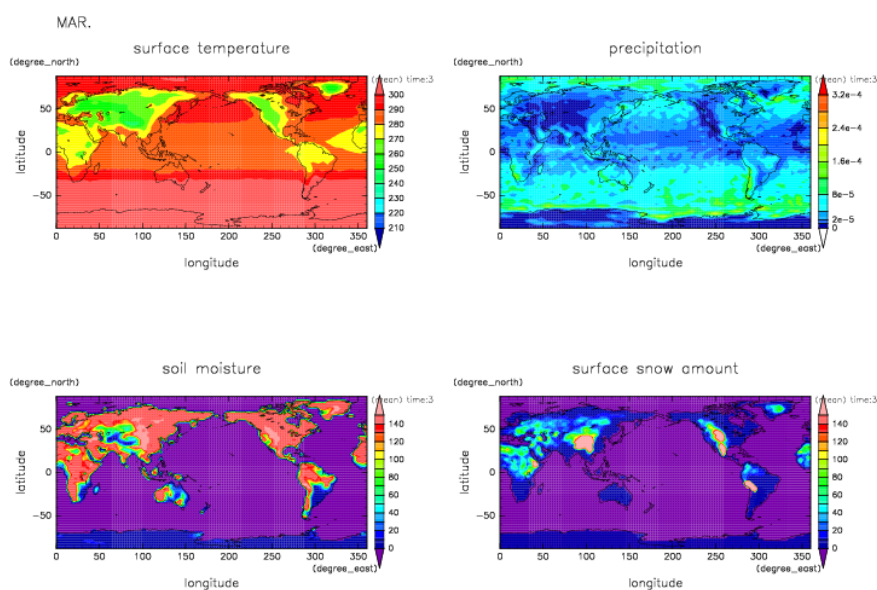


(b) 自転軸傾斜 23.44 度

図 5.87: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (3 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).

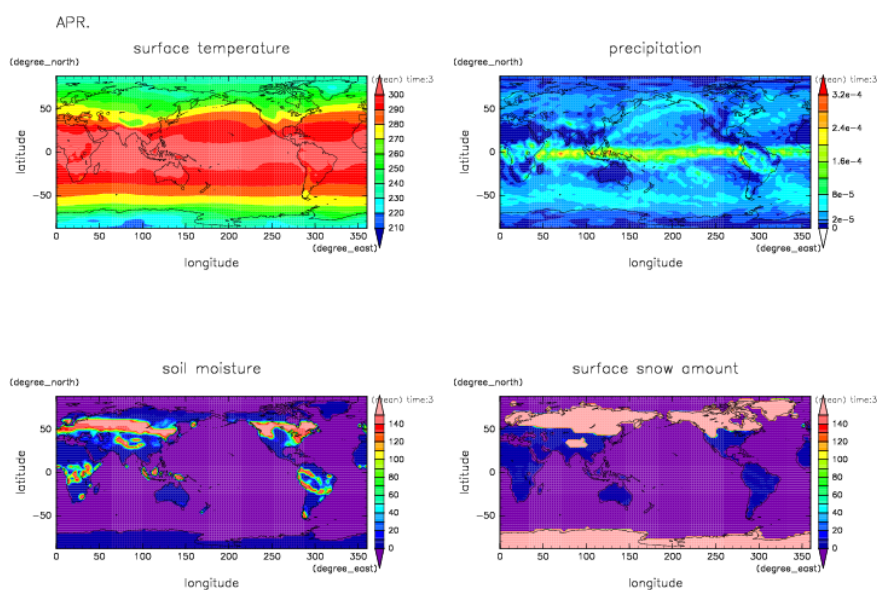


(a) 自転軸傾斜 60 度

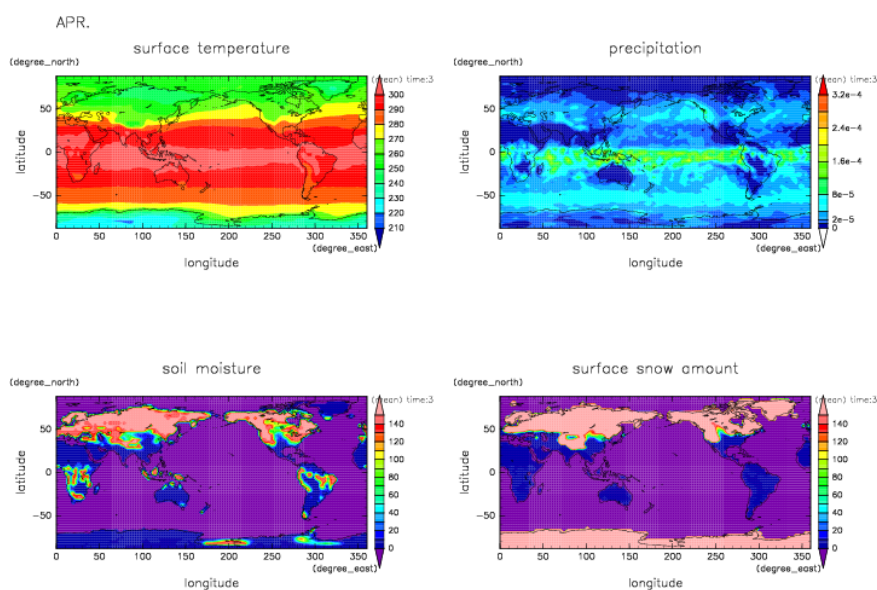


(b) 自転軸傾斜 90 度

図 5.88: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (3 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

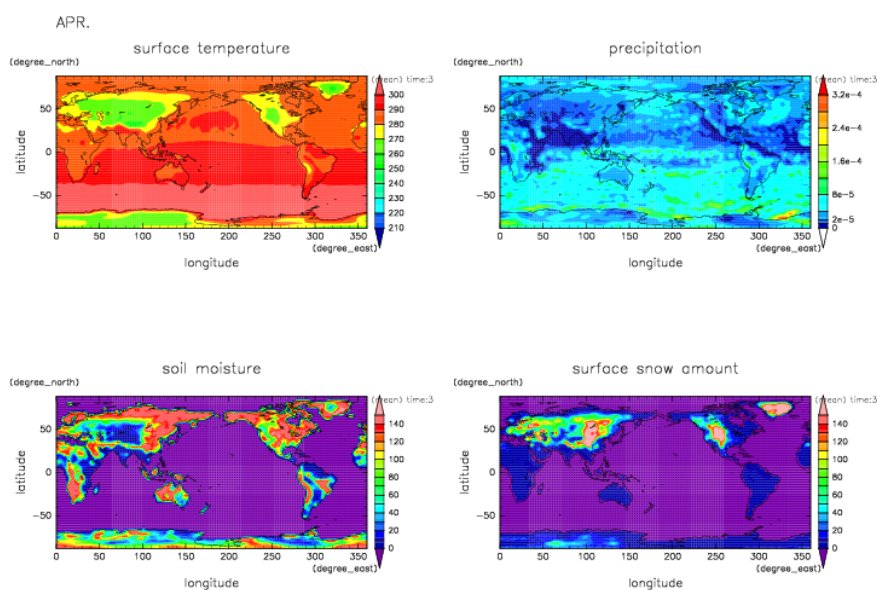


(a) 自転軸傾斜 0 度

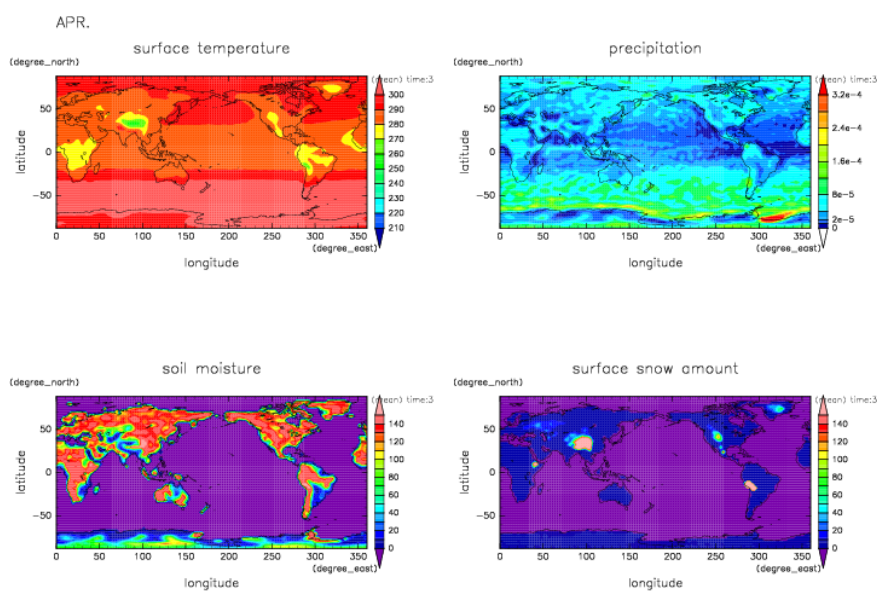


(b) 自転軸傾斜 23.44 度

図 5.89: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (4 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).



(a) 自転軸傾斜 60 度



(b) 自転軸傾斜 90 度

図 5.90: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (4 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

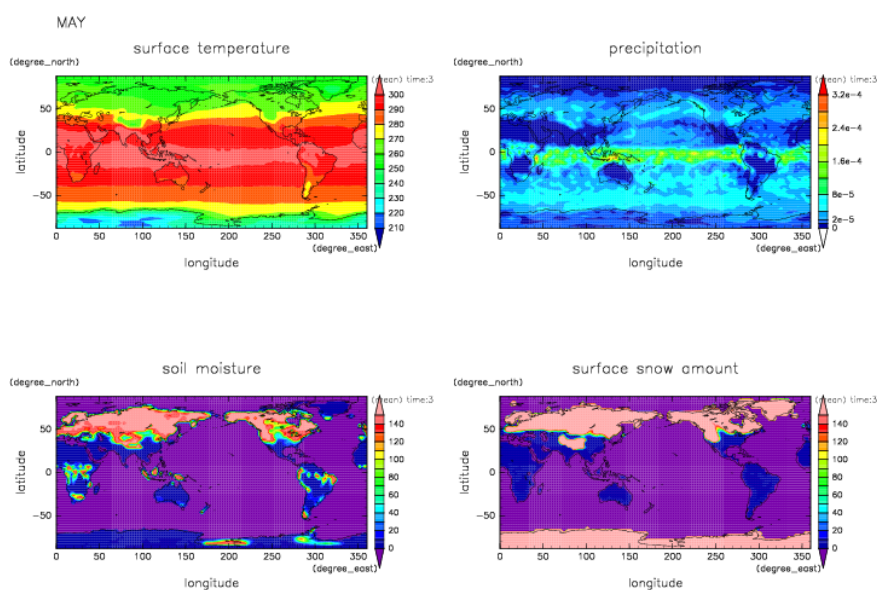
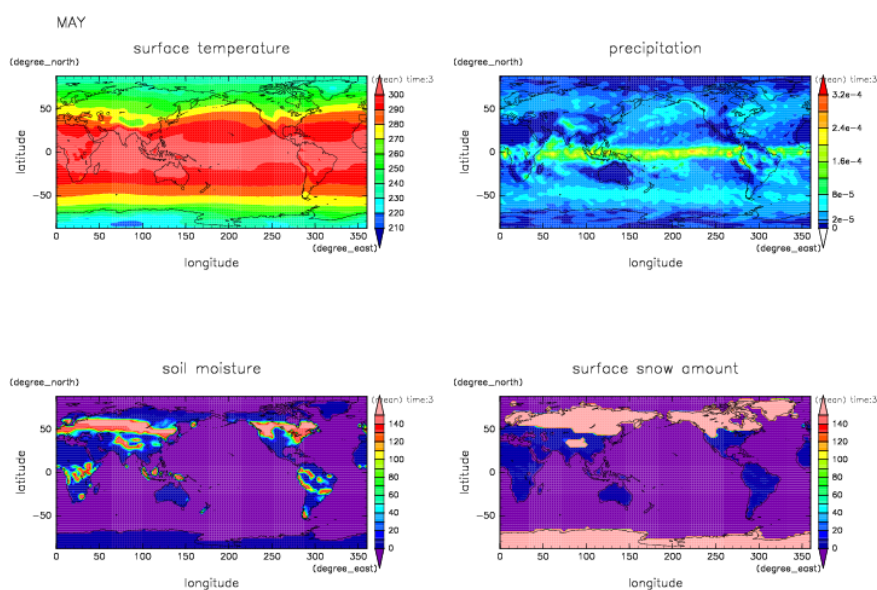


図 5.91: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (5 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).

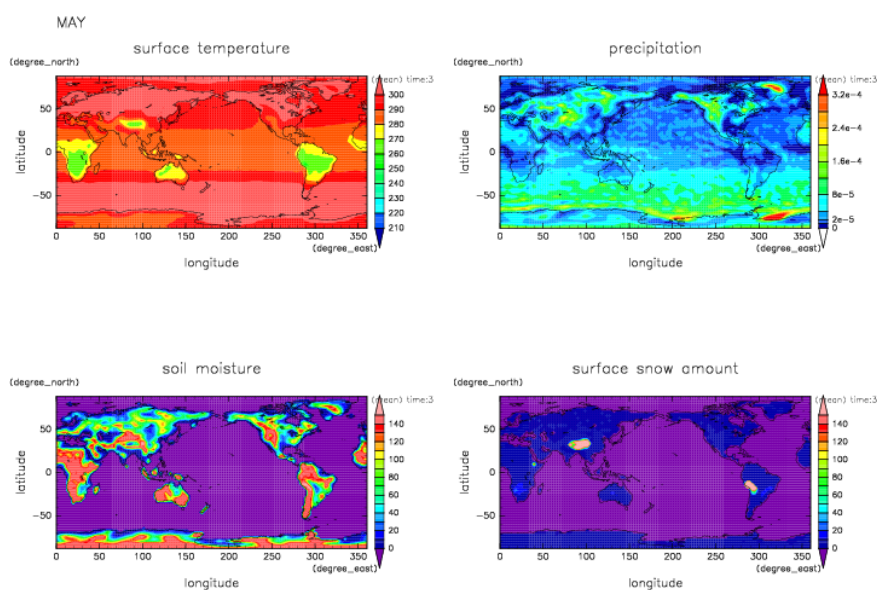
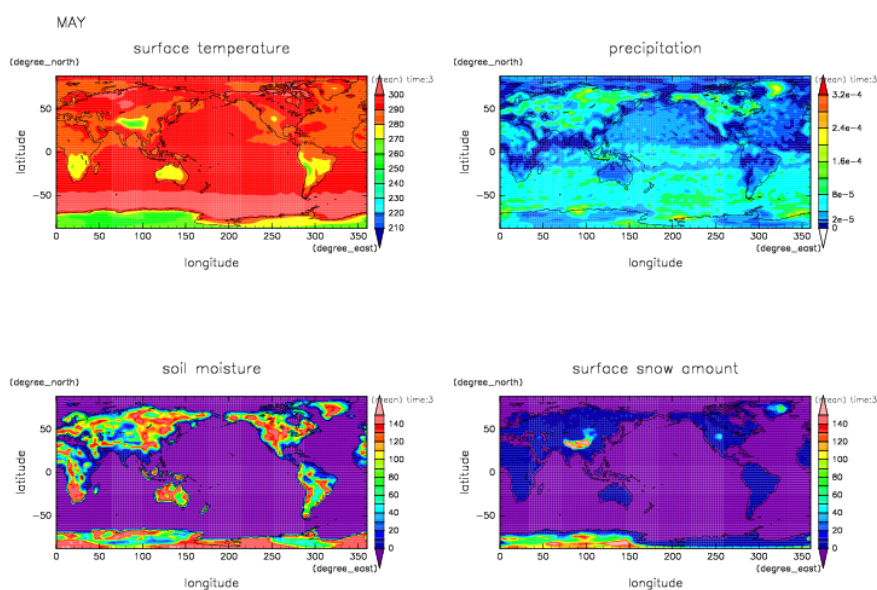


図 5.92: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (5 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

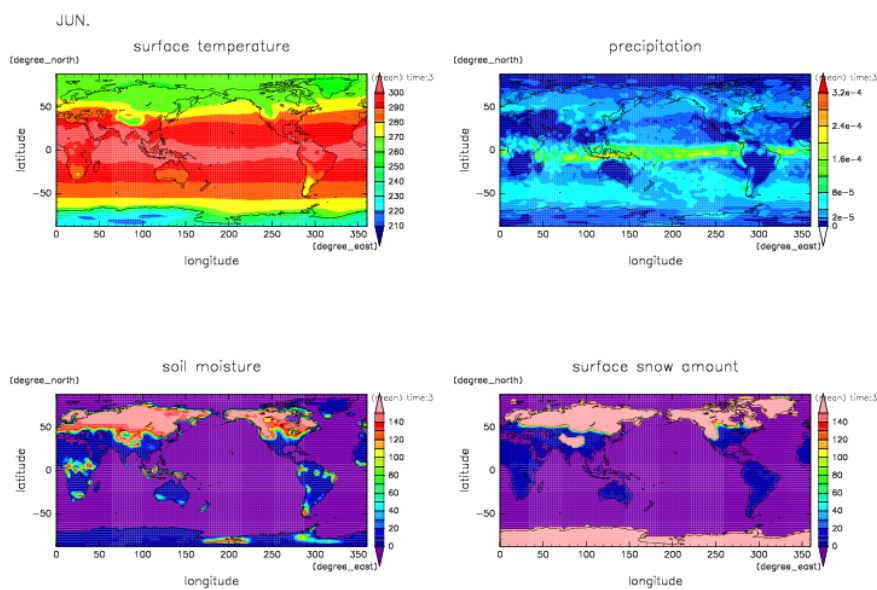
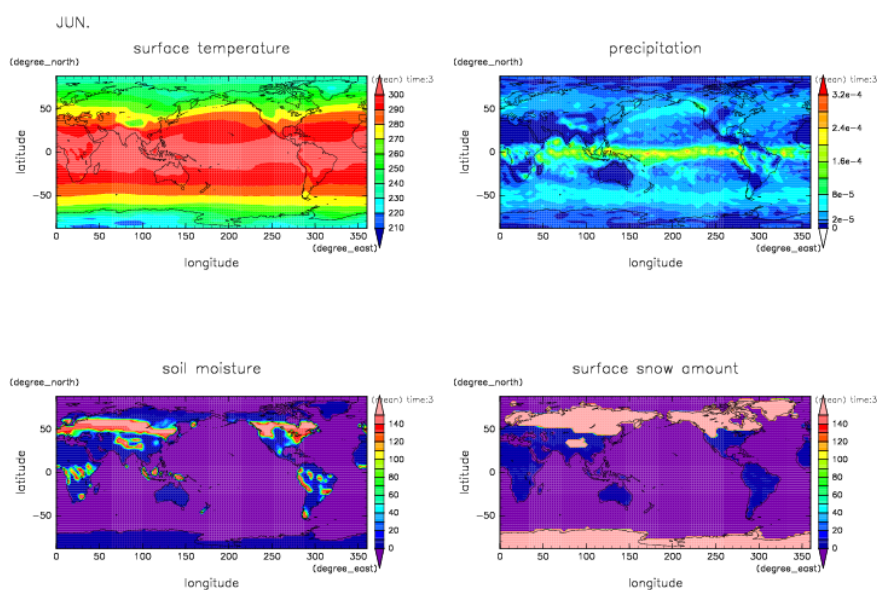
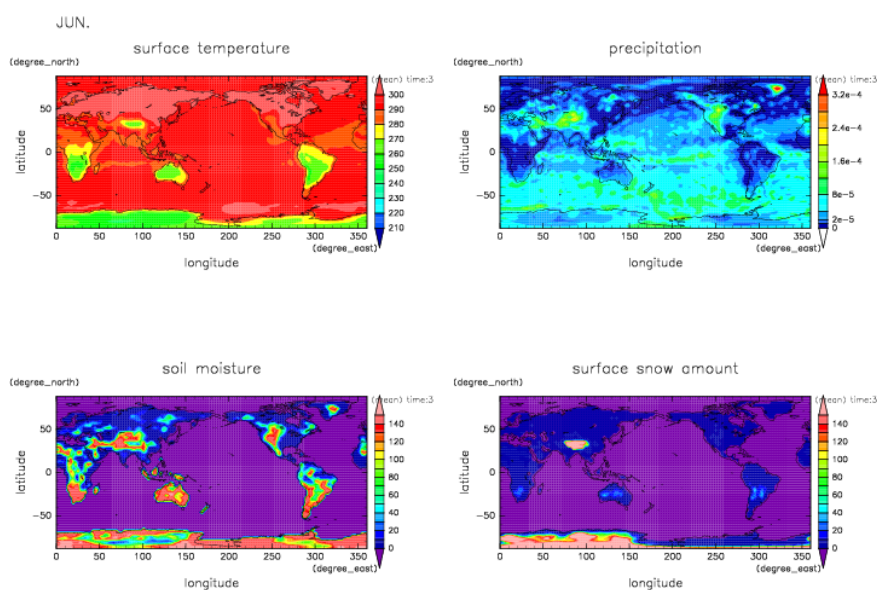
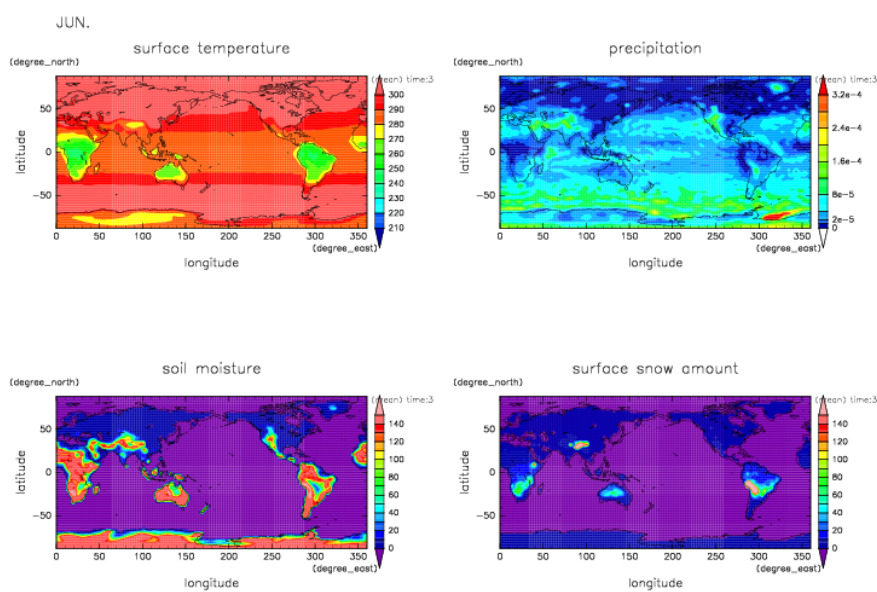


図 5.93: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (6 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).



(a) 自転軸傾斜 60 度



(b) 自転軸傾斜 90 度

図 5.94: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (6 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

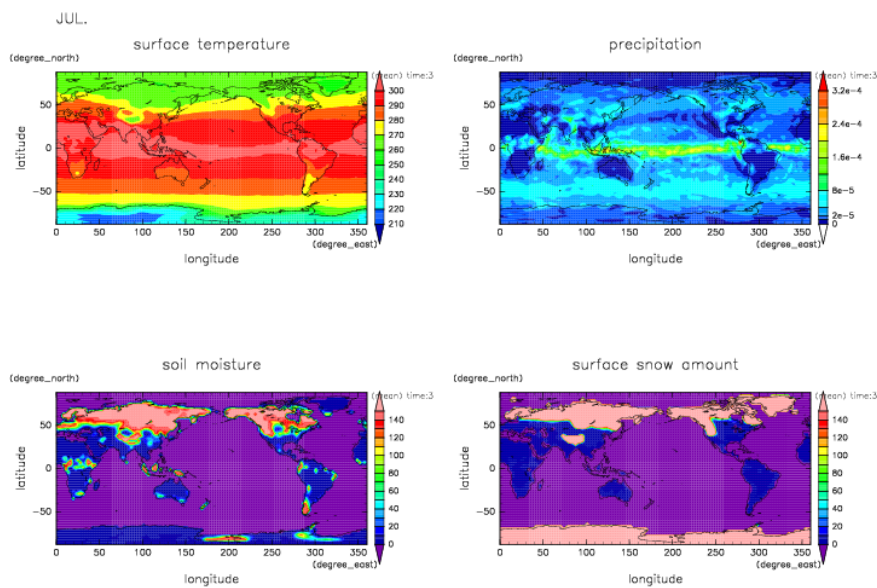
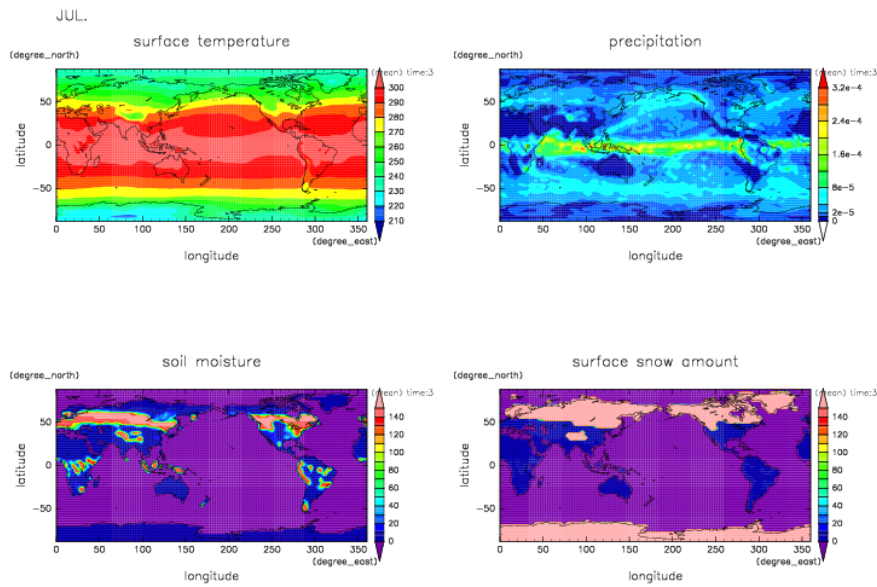


図 5.95: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (7 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).

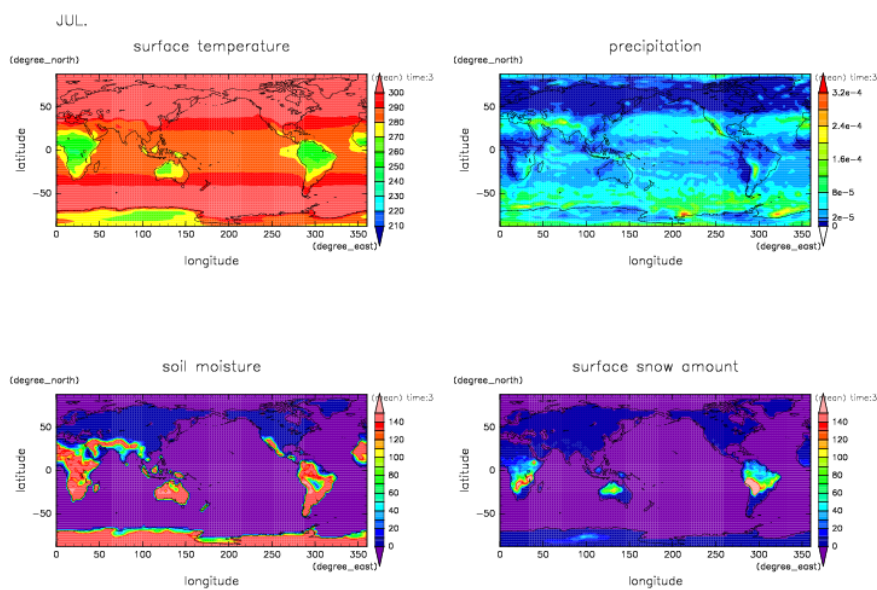
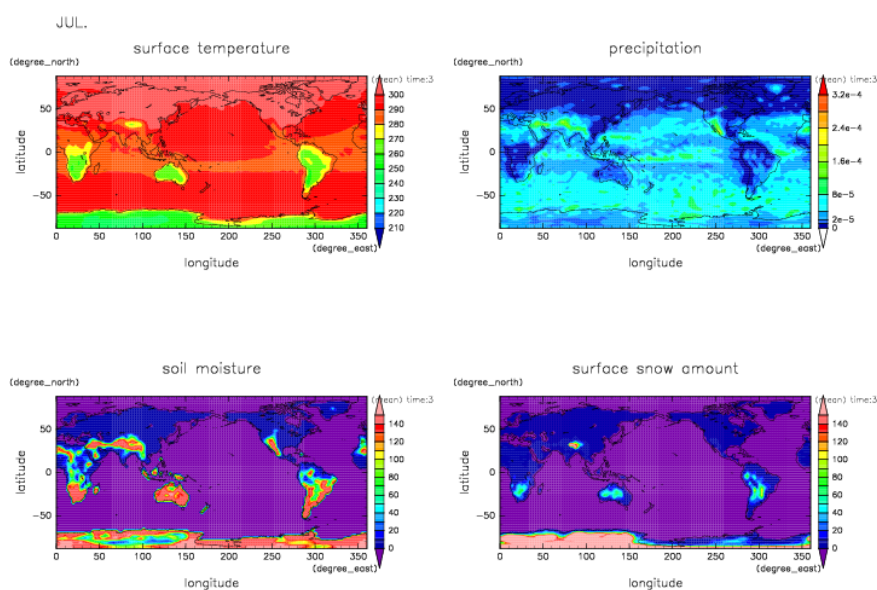
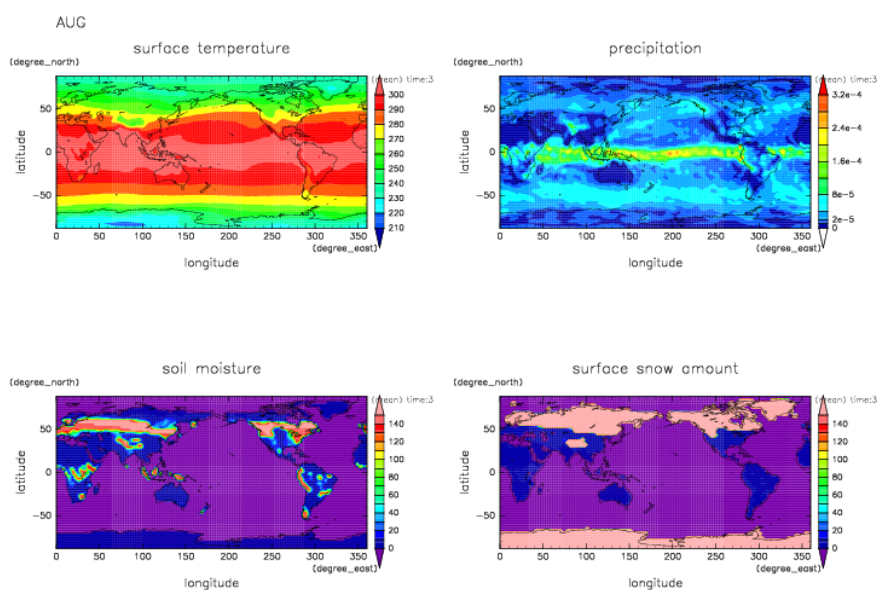
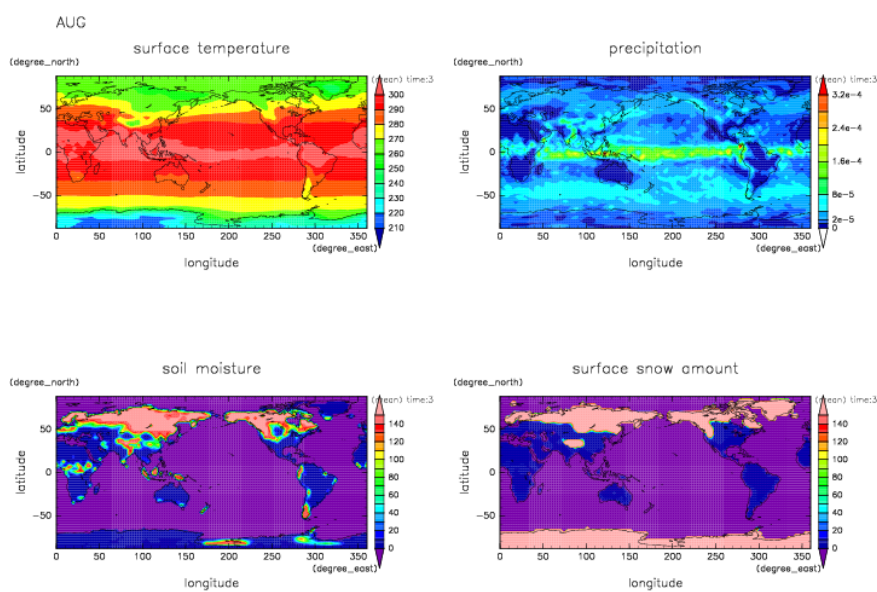


図 5.96: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (7 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).



(a) 自転軸傾斜 0 度



(b) 自転軸傾斜 23.44 度

図 5.97: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (8 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).

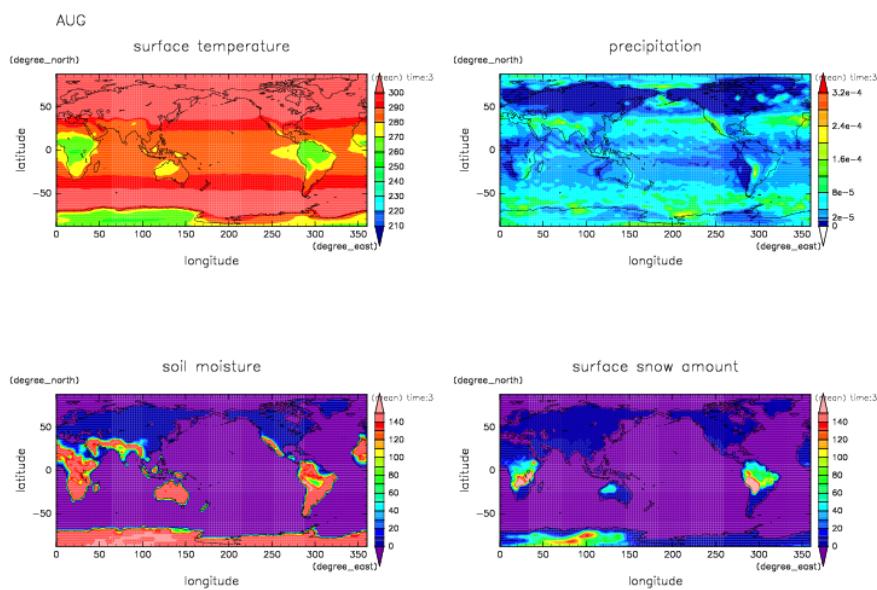
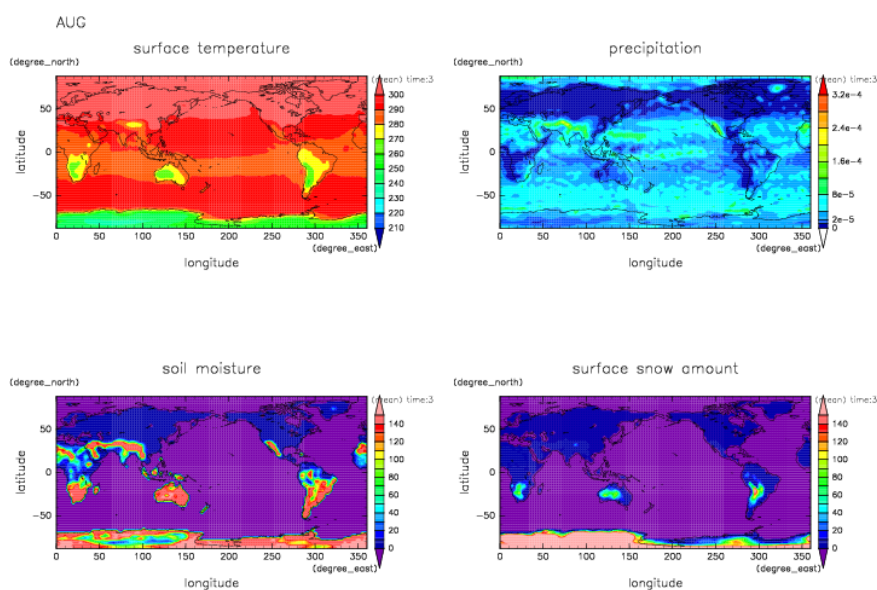
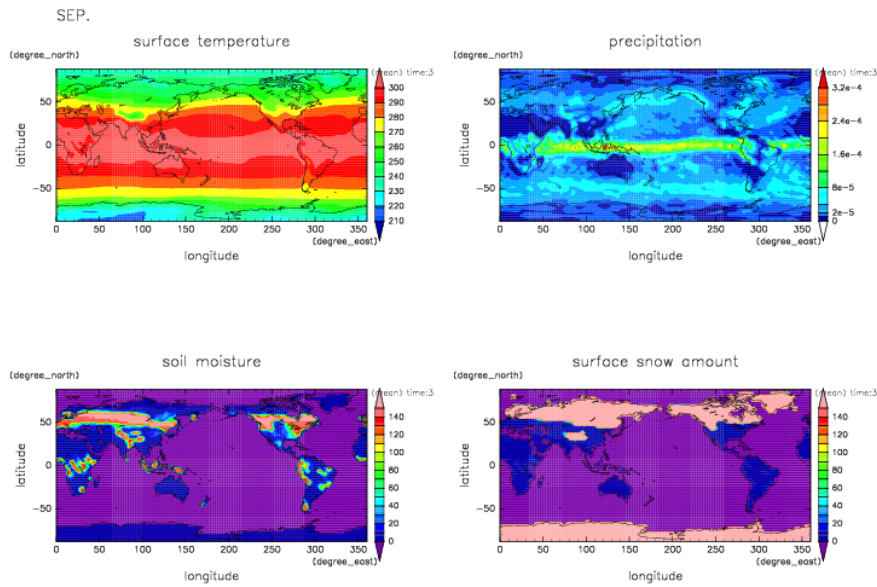
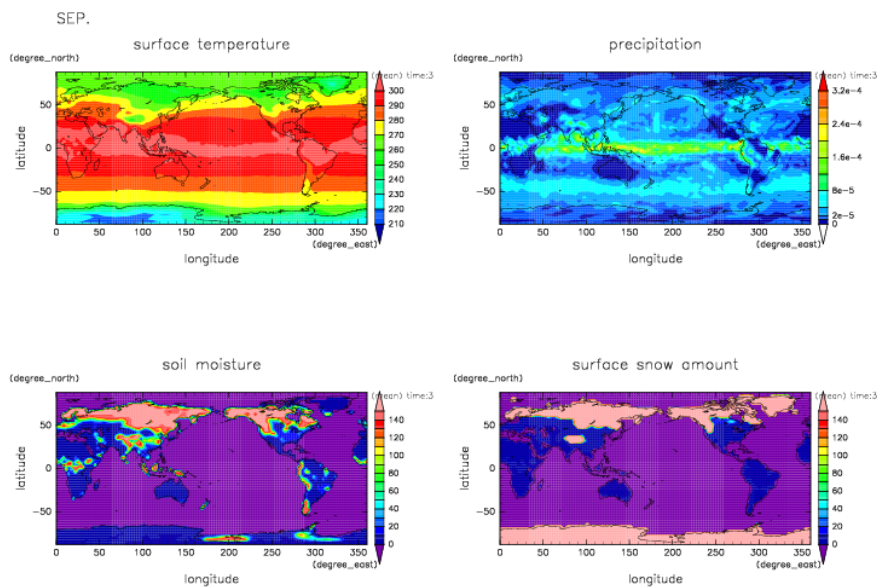


図 5.98: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (8 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).



(a) 自転軸傾斜 0 度



(b) 自転軸傾斜 23.44 度

図 5.99: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (9 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).

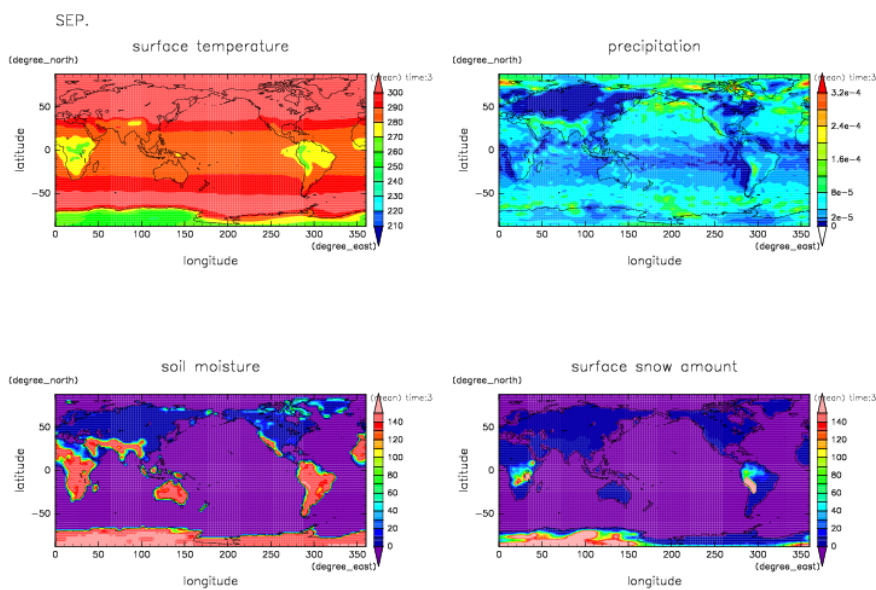
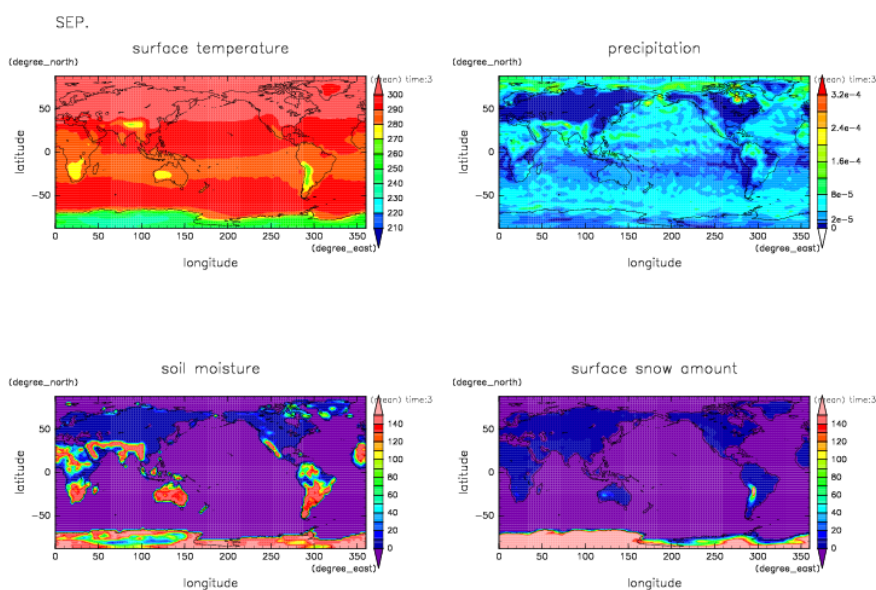
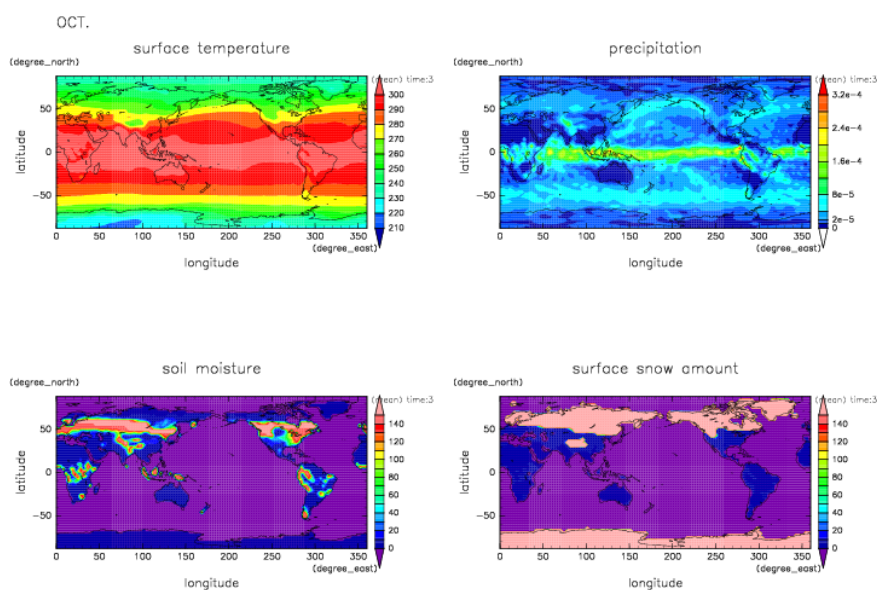
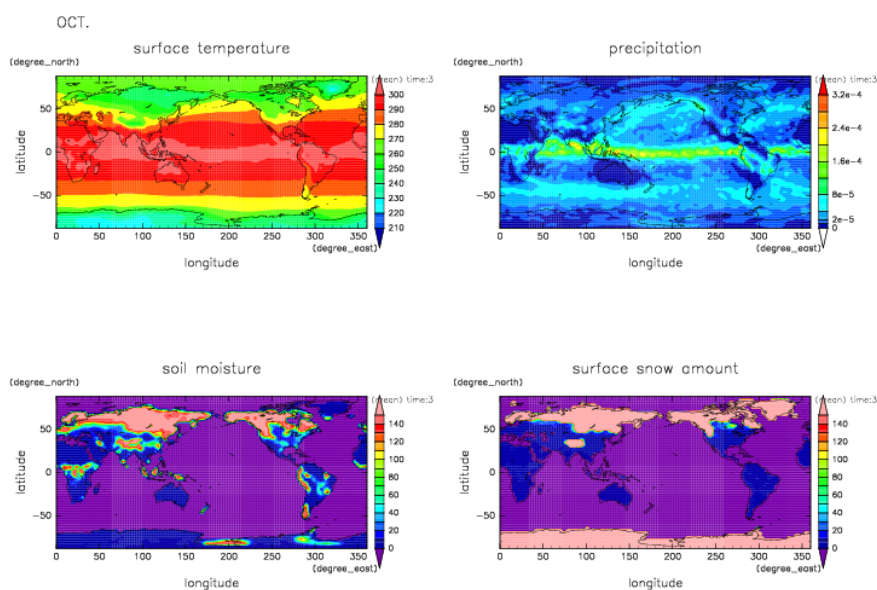


図 5.100: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (9 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

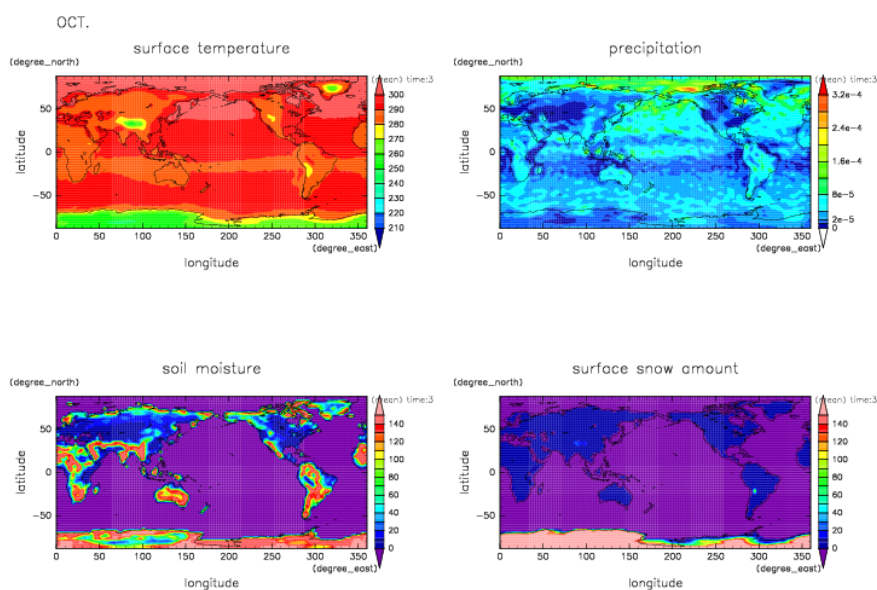


(a) 自転軸傾斜 0 度

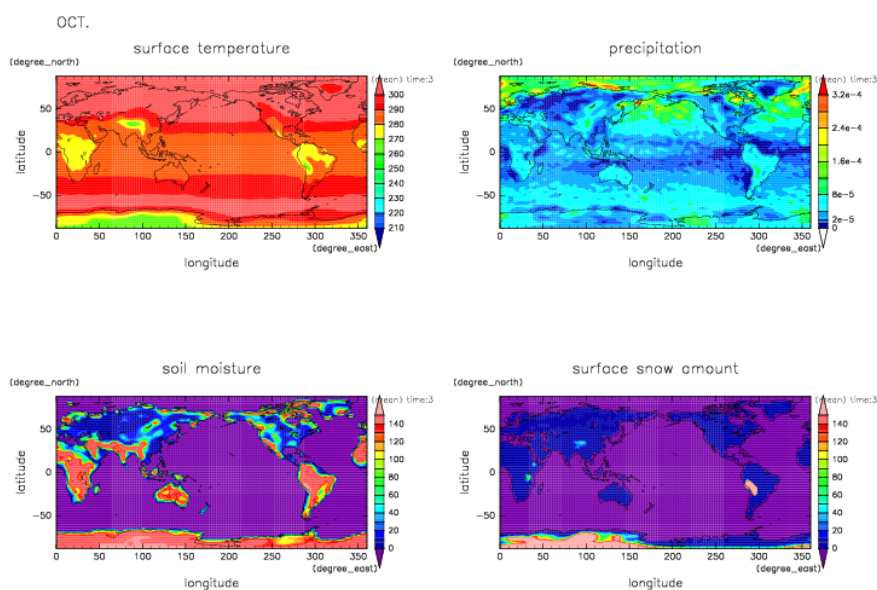


(b) 自転軸傾斜 23.44 度

図 5.101: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (10 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).



(a) 自転軸傾斜 60 度



(b) 自転軸傾斜 90 度

図 5.102: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (10 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

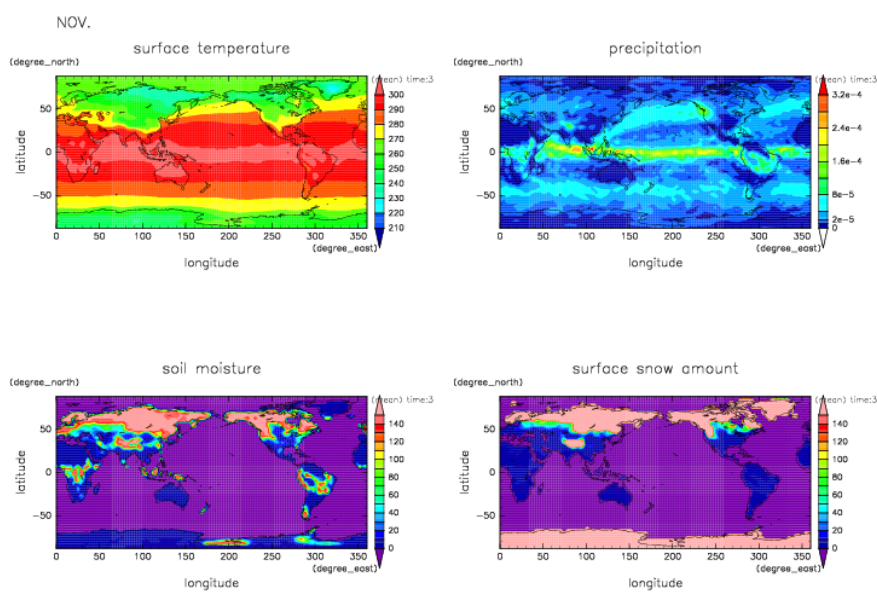
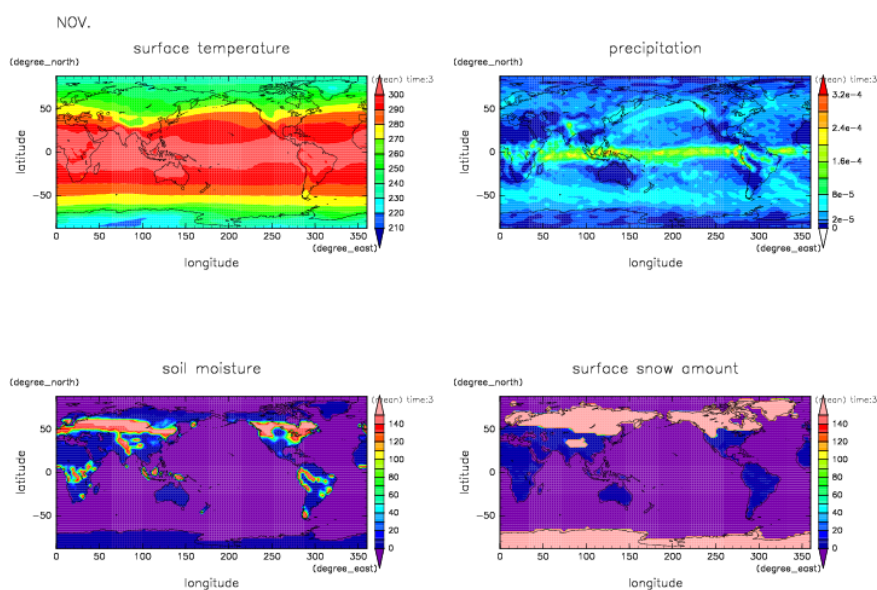
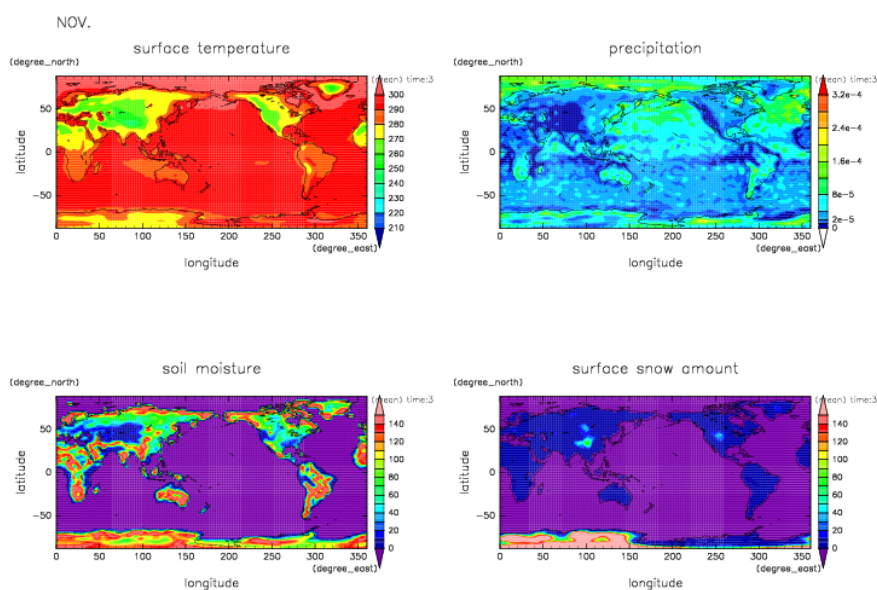
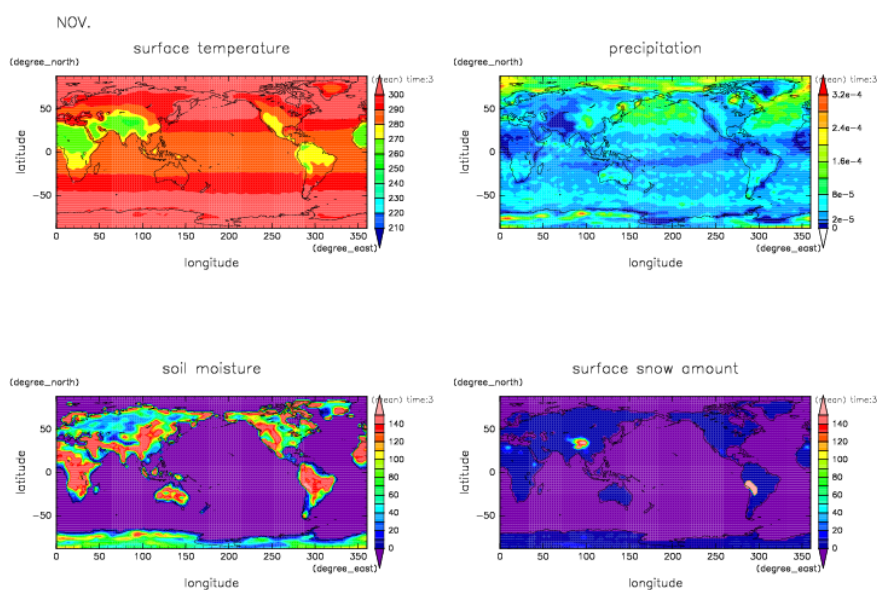


図 5.103: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (11 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).

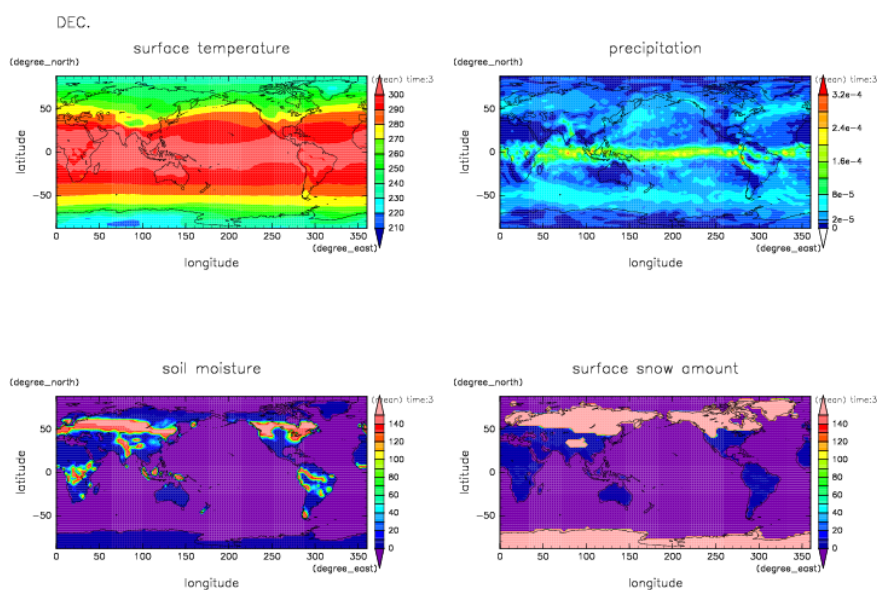


(a) 自転軸傾斜 60 度

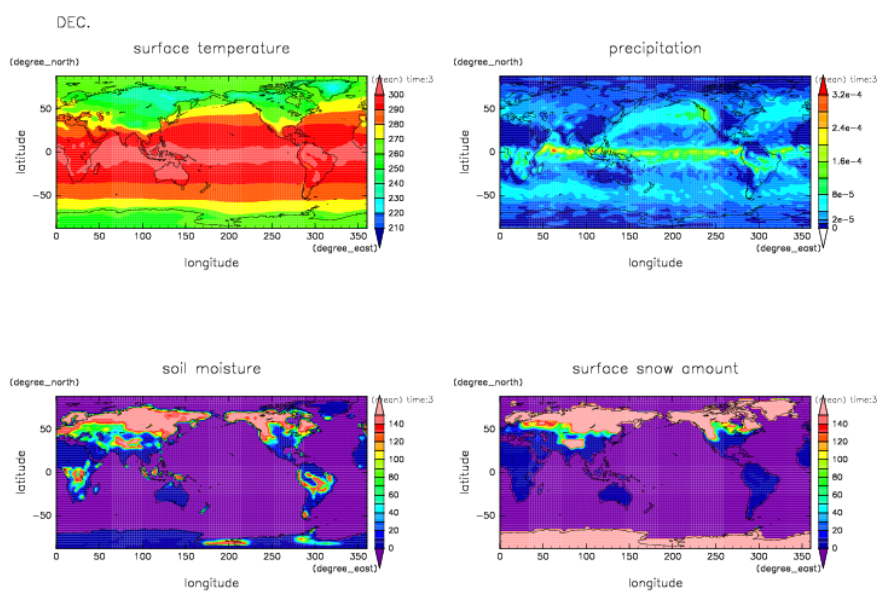


(b) 自転軸傾斜 90 度

図 5.104: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (11 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

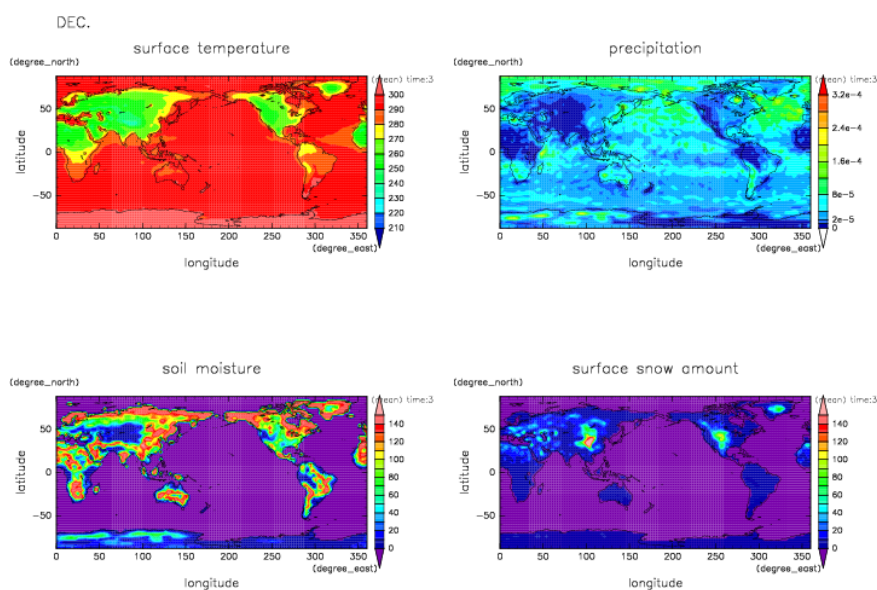


(a) 自転軸傾斜 0 度

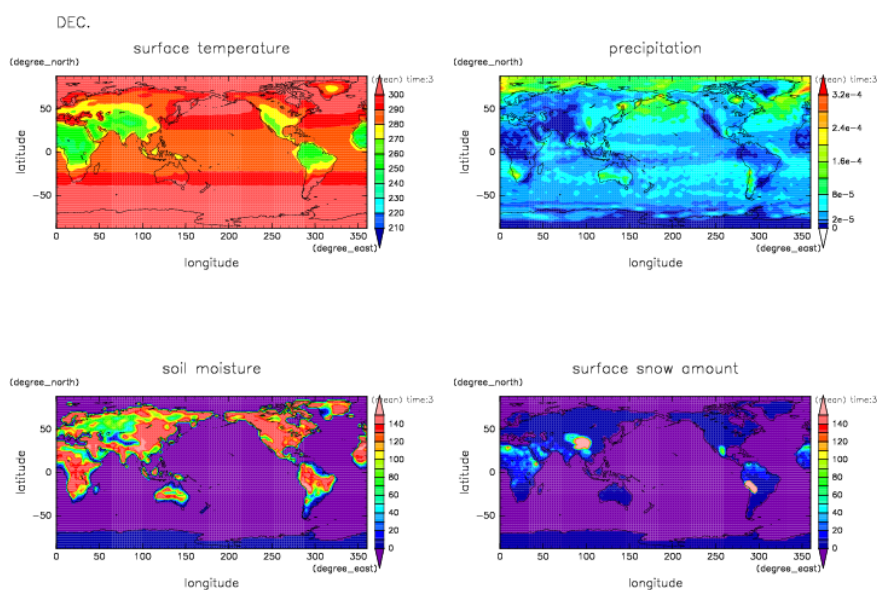


(b) 自転軸傾斜 23.44 度

図 5.105: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (12 月, 自転軸傾角度 0, 23.44 度).



(a) 自転軸傾斜 60 度



(b) 自転軸傾斜 90 度

図 5.106: 月平均した惑星表面温度・降水率・土壌水分量・積雪量の緯度経度分布 (12 月, 自転軸傾角度 60, 90 度).

参考文献

- Abe, Y., Numaguti, A., Komatsu, G., and Kobayashi, Y., 2005: Four climate regimes on a land planet with wet surface: Effects of obliquity change and implications for ancient Mars., *Icarus*, **178**, 27-39.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-470.
- Kokubo, E., and Ida, S., 2007: Formation of terrestrial planets from protoplanets. II. statistics of planetary spin, *Astrophys. J.*, **671**, 2082-2090.
- Louis, J. F., Tiedtke, M., and Geleyn, J. F., 1982: A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF, *Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, 59-79.
- Manabe, S., Smagorinsky, J., and Strickler, R. F., 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle, *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769-798.
- Manabe, S., 1969: Climate and the ocean circulation I. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-774.
- Matthews, E., 1983: Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies, *J. Clim. Appl. Meteor.*, **22**, 474-487, (Data set for global vegetation was downloaded from <http://data.giss.nasa.gov/landuse/vegeem.html>.)
- Mellor, G. L., and Yamada, T., 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.

- Mellor, G. L., and Yamada, T., 1982: Development of a Turbulent Closure Model for Geophysical Fluid Problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Moorthi, S., and Suarez, M. J., 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A Parameterization of Moist Convection for General Circulation Models, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978-1002.
- NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>
- Palmen, E., and Newton, C. W., 1969: Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation, New York Academic Press, 603 pp.
- Takahashi, Y. O., M., Ishiwatari, S., Noda, M., Odaka, T., Horinouchi, Y., Morikawa, Y.-Y., Hayashi, DCPAM Development Group, 2010: DCPAM: planetary atmosphere model, <http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/>, GFD Dennou Club.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A., 2009: A Summary of the CMIP5 Experiment Design, *World*, **4**, 1-33.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A., 2011: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*
- Thompson, S. L., and Pollard, D., 1997: Greenland and Antarctic Mass Balances for Present and Doubled Atmospheric CO₂ from the GENESIS Version-2 Global Climate Model, *J. Climate*, **10**, 871-900.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T., and Kiehl, J., 2009: Earth 's global energy budget, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 311-323.
- Vonder, Haar, T. H., and Suomi, V. E., 1970: Measurements of Earth's Radiation Budget from Satellites During a Five-Year Period. Part I: Extended Time and Space Means, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 305-314.
- Williams, D. M., and Pollard, D., 2003: Extraordinary climates of Earth-like planets: three-dimensional climate simulations at extreme obliquity, *International Journal of Astrobiology*, **2**, 1-19.
- 会田勝, 1954: 気象学のプロムナード 8 大気と放射過程 -大気の熱源と放射収支を探る-, 東京堂出版, 280pp.

- 小倉義光, 1978: 気象力学通論, 東京大学出版会, 260pp.
- 岸保勘三郎, 田中正之, 時岡達志, 1982: 大気科学講座 4 大気の大循環, 東京大学出版会, 260pp.