

学位論文

大気大循環モデルで表現される 赤道域降水活動の組織化と階層的構造

Organizations and hierarchical structures
of equatorial precipitation activities
represented in general circulation models

山田 由貴子

YAMADA Yukiko

北海道大学大学院理学研究科 地球惑星科学専攻

Division of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Hokkaido University

2006 年 12 月 申請

要旨

研究の背景と目的

赤道域には、クラウドクラスタ、スーパークラスター、Madden-Julian 振動、と呼ばれる組織化された降水構造が階層的に存在すると言われている (Nakazawa, 1988). Hayashi and Sumi (1986) は、東西一様、南北対称な固定海表面温度分布 (水惑星条件) を与えて大気大循環モデルによる数値実験をおこない、赤道域の降水構造としてスーパークラスターと Madden-Julian 振動的な波数 1 の降水強度変調とが自励的に発生することを示し、これらの階層的降水構造の存在は赤道域の力学に内在する自然な降水構造であると主張した。今日においては、大気大循環モデル中の降水分布は解像度、数値スキーム、物理過程の実装に強い依存性をもつことが分かってきているが (Lee et al., 2001)，これらの依存性に関する組織だった調査は、計算機資源の問題もあり、これまであまり行われてこなかった。大気大循環モデルで表現されるべき降水分布パターンに関する意見の一致はみられておらず、降水分布の相違をもたらす力学についての理解も不十分である。

本研究は、これまで困難であったパラメタ研究を Hayashi and Sumi (1986) と同様の比較的単純な設定のもとで実施し、大気大循環モデルに現われる降水分布形成の多様性を検討することを目指すものである。水惑星条件のもとで、大気の放射冷却構造やモデルの解像度に対する降水活動の振舞いの依存性を赤道大気力学理論である wave-CISK の予想にしたがって整理した。

放射冷却率鉛直分布依存性実験

Hayashi and Sumi (1986) と同程度の解像度 (T42L16) の大気大循環モデルで表現される格子点スケール降水構造に対する放射冷却率鉛直分布の影響を水惑星実験により調べた。大気大循環モデル中の降水分布の相違を発生させる要因のひとつとして、凝結加熱率の鉛直分布の差異が挙げられる。格子点スケールの東進降水構

造が Numaguti and Hayashi (1991) が主張するような wave-CISK の力学によるものであるならば, 加熱分布の鉛直構造が wave-CISK の発現と協調的でない, 下層で最大値を持つ場合には, その発現は弱くなるだろう. この予想に基づき, 地球流体電腦俱楽部版の大気大循環モデル AGCM5 (SWAMP Project, 1998) を用い, 長波放射スキームの吸収係数を調節することにより放射冷却率の鉛直分布を操作し, 凝結加熱率分布を変更する実験を行った.

積雲パラメタリゼーションに wave-CISK の発現において有利であると考えられている Kuo スキームを用いた場合には, 凝結加熱率が対流圏上層で最大値を持つ実験では赤道上において格子点スケールの降水域の東進が顕著であったのに対し, 対流圏下層で最大値を持つ実験では西進が顕著であった. 東進する降水域に準拠したコンポジット図では, 赤道上高度経度図において循環に wave-CISK の示唆する位相の西傾構造が見られるのに対し, 西進する降水域に準拠したコンポジット図では, 鉛直に直立した CISK (第一種条件付不安定) 的構造となった. 一方で, 積雲パラメタリゼーションに対流調節スキームを用いた場合, 赤道上の格子点スケールの降水域の構造には顕著な変化が見られなかった. 対流調節スキームを用いた場合には, Kuo スキームを用いた実験ほど大きな凝結加熱分布の変化が起らなかったことによるものと考えられる.

解像度依存性実験

現実大気の降水構造の水平スケールは, クラウドクラスターは数 100 km, スーパークラスターは数 1000 km と言われている. 過去に行われてきた大気大循環モデル実験 (例えば, Hayashi and Sumi, 1986) の水平解像度は T42 程度 (格子間隔約 300 km) であり, クラウドクラスターとスーパークラスターの階層性が表現されるとは考え難く, 降水分布は解像度に応じて大きく変わる可能性がある. ここでは, 地球シミュレータ, 及び地球シミュレータに最適化した大気大循環モデルである AFES (Ohfuchi et al., 2004) を用い, 水平解像度 T39 (格子間隔約 300 km) から T319 (約 40 km) までの広範囲にわたる水平解像度を変更した実験, 及び, 鉛直解像度を変更する実験を行い, 組織化構造や階層性がどのように表現されてゆくかに注目した.

積雲パラメタリゼーションを用いずに実験では, 水平解像度の向上とともに格子点スケールの西進する降水域とそれを包絡する東進する降水域, という階層的構造が次第に明瞭になる傾向が認められる. 一方で, 積雲パラメタリゼーションに Emanuel スキーム (Emanuel, 1991) を用いた実験では, 階層性は積雲パラメタリゼーションを用いずに実験ほど明瞭でなく, ケルビン波の wave-CISK 的構造も不明瞭であった. 両実験の相違は, wave-CISK 的構造の存在・非存在によって

もたらされているものと考えられる。積雲スキームが wave-CISK 的構造を許容するものであれば、水平解像度向上により、CIFK によって成長し偏東風に移流される西進降水構造とケルビン波の wave-CISK による東進降水構造とがスケール的に分離されると想像される。

目 次

要旨	i
第 1 章 はじめに	1
1.1 研究の背景	1
1.2 研究の目的と方法	3
第 2 章 放射冷却率鉛直分布依存性	5
2.1 はじめに	5
2.2 モデルと実験設定	6
2.3 解析手法	8
2.3.1 時空間スペクトル解析	8
2.3.2 コンポジット解析	9
2.4 Kuo スキームを用いた実験の結果	10
2.4.1 放射冷却率と凝結加熱率の鉛直分布	10
2.4.2 時間東西平均の降水分布	10
2.4.3 赤道域における降水の経度時間断面と時空間スペクトル	12
2.4.4 降水活動にともなう循環の構造	14
2.4.5 循環構造の時間変動	17
2.5 湿潤対流調節スキームを用いた実験の結果	20
2.5.1 放射冷却率と凝結加熱率の鉛直分布	20
2.5.2 時間東西平均の降水分布	20
2.5.3 赤道域における降水の経度時間断面と時空間スペクトル	22
2.5.4 降水活動にともなう循環の構造	24
2.5.5 循環構造の時間変動	36
2.6 まとめ	39
第 3 章 解像度依存性	41
3.1 はじめに	41
3.2 モデルと実験設定	42
3.3 積雲パラメタリゼーションを用いない実験の結果	44
3.3.1 時間東西平均の降水分布	44
3.3.2 物理・力学の各過程による時間東西平均加熱率	44
3.3.3 赤道域における降水の経度時間断面と時空間スペクトル	47

3.3.4 降水活動にともなう循環の構造	52
3.4 Emanuel スキームを用いた実験の結果	63
3.4.1 時間東西平均の降水分布	63
3.4.2 物理・力学の各過程による時間東西平均加熱率	63
3.4.3 赤道域における降水の経度時間断面と時空間スペクトル	66
3.4.4 降水活動にともなう循環の構造	71
3.5 まとめ	83
第4章 まとめ	85
謝辞	87
文献	88

図 目 次

2.1 実験リスト. $\bar{k}_{R,4}$ は, 長波放射スキームで用いられている乾燥空気の吸収係数である. 実験 adj-con, 実験 kuo-con で用いている吸収係数は Hayashi et al. (2000) と同じである. 実験 kuo-a, 実験 adj-a を下層冷却実験, 実験 kuo-c, 実験 adj-c を上層冷却実験と呼ぶことにする.	7
2.2 海表面温度 [K]: (a) 水平分布 (b) 南北分布.	7
2.3 実験期間とデータ解析期間.	7
2.4 Kuo スキームを用いた実験における赤道上の放射冷却率と凝結加熱率の時間東西平均 [K s^{-1}]. 時間平均は 1000–1700 日で行っている. (赤線) 実験 kuo-a, (黒線) kuo-con, (黄緑線) kuo-b, (青線) kuo-c, (水色線) kuo-d.	11
2.5 Kuo スキームを用いた実験における降水の東西時間平均の緯度分布 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]. 時間平均は 1000–1700 日で行っている. (赤線) 実験 kuo-a, (黒線) kuo-con, (黄緑線) kuo-b, (青線) kuo-c, (水色線) kuo-d.	11
2.6 Kuo スキームを用いた上層冷却実験 (実験 kuo-c) における降水量: (a) 赤道上経度時間図 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]. 描画期間は 1000–1100 日. (b) Wheeler and Kiladis (1999) に基づく時空間スペクトル図. 図中の実線は奇数のモード番号を持つ赤道波の分散曲線. 等価深度の値として $h = 12, 25, 50, 100, 200 \text{ m}$ を用いている.	13
2.7 図 2.6 と同じ. ただし, Kuo スキームを用いた下層冷却実験 (実験 kuo-a) の場合.	13
2.8 Kuo スキームを用いた実験における赤道上の東西風の時間東西平均 [m s^{-1}]. 時間平均は 1000–1700 日で行っている. (赤線) 実験 kuo-a, (黒線) kuo-con, (黄緑線) kuo-b, (青線) kuo-c, (水色線) kuo-d.	13

2.9 Kuo スキームを用いた上層冷却実験 (実験 kuo-c) におけるコンポジット構造図: (a) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点. 背景は図 2.6a と同じ). (b) 温度 [K] (等高線), 東西風と鉛直風 [$m s^{-1}, s^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. コンター間隔は 0.25 K. 右下の単位ベクトルは, $30 m s^{-1}$ の東西風, $4.0 \times 10^{-6} s^{-1}$ の鉛直風を示す. (c) 凝結加熱率 [$K s^{-1}$] (等高線), 東西風と鉛直風 [$m s^{-1}, s^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. 等高線間隔は $1.221 \times 10^{-4} K s^{-1}$. 右下の単位ベクトルは, $30 m s^{-1}$ の東西風, $4.0 \times 10^{-6} s^{-1}$ の鉛直風を示す. (d) 地表面気圧 [Pa] (等高線), 東西風と南北風 [$m s^{-1}, m s^{-1}$] (ベクトル) の水平分布図. 等高線間隔は 50 Pa. 右下の単位ベクトルは, $12 m s^{-1}$ の東西風, $12 m s^{-1}$ の南北風を示す. (e) ジオポテンシャル [m] (等高線), 東西風と南北風 [$m s^{-1}, m s^{-1}$] (ベクトル) の $\sigma = 0.23$ における水平分布図. 等高線間隔は 10 m. 右下の単位ベクトルは, $12 m s^{-1}$ の東西風, $12 m s^{-1}$ の南北風を示す. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0012 kg m^{-2} s^{-1}$ である. (b)–(e) において, 温度, 地表面気圧, ジオポテンシャル, 東西風, 鉛直風, 南北風については, 東西平均からの偏差を示す.	15
2.10 図 2.9 と同じ. ただし, Kuo スキームを用いた下層冷却実験 (実験 kuo-a) の場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0012 kg m^{-2} s^{-1}$ である.	16
2.11 Kuo スキームを用いた上層冷却実験 (実験 kuo-c) における, 赤道上の降水量, 凝結加熱, 比湿, 温度: (a) 赤道上経度時間図, 描画期間は 1000–1015 日である. 上段は降水量 [$kg m^{-2} s^{-1}$], 中段は対流圏下層 ($\sigma = 0.83$) 比湿の東西偏差 [1], 下段は対流圏中層 ($\sigma = 0.55$) 温度の東西偏差 [K]. (b) 赤道上経度高度図のスナップショット, 上段は凝結加熱率 [$K s^{-1}$], 中断は比湿の東西偏差 [1], 下段は温度の東西偏差 [K].	18
2.12 図 2.11 と同じ. ただし, Kuo スキームを用いた下層冷却実験 (実験 kuo-a) の場合.	19
2.13 図 2.4 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた実験の場合.	21
2.14 図 2.5 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた実験の場合.	21
2.15 図 2.6 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) の場合.	23
2.16 図 2.6 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた下層冷却実験 (実験 adj-a) の場合.	23
2.17 図 2.8 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた実験の場合.	23
2.18 図 2.9 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた下層冷却実験 (実験 adj-a) の東進降水構造に準拠した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0001 kg m^{-2} s^{-1}$ である.	27
2.19 図 2.9 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた下層冷却実験 (実験 adj-a) の西進降水構造に準拠した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0002 kg m^{-2} s^{-1}$ である.	28

2.20 図 2.9 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) の東進降水構造に準拠した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0002 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	29
2.21 図 2.9 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) の西進降水構造に準拠した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0003 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	30
2.22 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における, 降水, 及び, 対流圏下層 ($\sigma = 0.90$) の東西風の時空間スペクトルと, 適用するスペクトルフィルター. 図には, 等価深度 $h = 8, 12, 25, 50, 100, 200 \text{ [m]}$ の奇数モードの赤道波の分散曲線を重ねている. (a) 降水. (b) 対流圏下層 ($\sigma = 0.90$) の東西風.	31
2.23 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における MKW フィルターを適用したコンポジット構造図: (a) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点. 背景はフィルター適用後の降水量の赤道経度時間図 [$\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$]) (b) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点. 背景は図 2.15a と同じ). (c) 温度 [K] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. コンター間隔は 0.15 K . 右下の単位ベクトルは, 30 m s^{-1} の東西風, $4.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の鉛直風を示す. (d) 凝結加熱率 [K s^{-1}] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. 等高線間隔は $1.0 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-1}$. 右下の単位ベクトルは, 30 m s^{-1} の東西風, $4.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の鉛直風を示す. (e) 地表面気圧 [Pa] (等高線), 東西風と南北風 [$\text{m s}^{-1}, \text{m s}^{-1}$] (ベクトル) の水平分布図. 等高線間隔は 50 Pa . 右下の単位ベクトルは, 6 m s^{-1} の東西風, 6 m s^{-1} の南北風を示す. (f) ジオポテンシャル [m] (等高線), 東西風と南北風 [$\text{m s}^{-1}, \text{m s}^{-1}$] (ベクトル) の $\sigma = 0.23$ における水平分布図. 等高線間隔は 2.5 m . 右下の単位ベクトルは, 6 m s^{-1} の東西風, 6 m s^{-1} の南北風を示す. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, 7.0 m s^{-1} である. (c)-(f) において, 温度, 地表面気圧, ジオポテンシャル, 東西風, 鉛直風, 南北風については, 東西平均からの偏差を示す.	32
2.24 同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における FKW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, 2.0 m s^{-1} である.	33
2.25 同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, 3.0 m s^{-1} である.	34
2.26 同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0003 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	35

2.27 図 2.28 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた下層冷却実験 (実験 adj-a) の場合.	37
2.28 図 2.28 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) の場合.	38
3.1 海表面温度 [K]: (a) 水平分布 (b) 南北分布.	43
3.2 実験期間とデータ解析期間.	43
3.3 積雲パラメタリゼーションを用いない実験における降水の東西時間平均の緯度分布 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]: (a) 水平解像度を変えた実験. (黒線) 実験 T39L48_non, (赤線) 実験 T79L48_non, (緑線) 実験 T159L48_non, (青線) 実験 T319L48_non. (b) 鉛直解像度を変えた実験. (黒線) 実験 T39L48_non, (赤線) 実験 T39L24_non, (緑線) 実験 T39L96_non を示す.	45
3.4 積雲パラメタリゼーションを用いない実験におけるモデル中の物理・力学の各過程による加熱率の赤道上時間東西平均 [K s^{-1}]. (黒実線) 物理及び力学の全過程, (黒破線) 力学過程, (黒点線) 物理全過程, (赤実線) 凝結過程 (積雲パラメタリゼーションと大規模凝結を足し合わせた値), (赤破線) 積雲パラメタリゼーション過程, (赤点線) 大規模凝結過程, (青実線) 放射過程 (長波放射と短波放射を足し合わせた値), (青破線) 長波放射過程, (青点線) 短波放射過程, (水色実線) 鉛直拡散過程, (緑実線) 乾燥対流調節過程: (a) 実験 T39L48_non, (b) 実験 T159L48_non, (c) 実験 T39L96_non.	46
3.5 積雲パラメタリゼーションを用いない実験において水平解像度を変えた場合の降水量: (a,c,e,g) 赤道上経度時間図 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]. 描画期間は実験最後の 100 日間である. (b,d,f) Wheeler and Kiladis (1999) に基づく時空間スペクトル図. 図中の実線は奇数のモード番号を持つ赤道波の分散曲線. 等価深度の値として $h = 12, 25, 50, 100, 200 \text{ [m]}$ を用いている. なお, それぞれの図は, (a,b) 実験 T39L48_non, (c,d) 実験 T79L48_non, (e,f) 実験 T159L48_non, (g) 実験 T319L48_non である.	48
3.6 図 3.5と同じ. ただし, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験において鉛直解像度を変えた場合. それぞれの図は, (a,b) 実験 T39L24_non, (c,d) 実験 T39L48_non, (e,f) 実験 T39L96_non である.	49
3.7 (a) 図 3.5a の拡大図, (b) 図 3.5e の拡大図.	50
3.8 積雲パラメタリゼーションを用いない実験における赤道上の東西風の時間東西平均 [m s^{-1}]: (a) 水平解像度を変えた実験. (黒線) 実験 T39L48_non, (赤線) 実験 T79L48_non, (緑線) 実験 T159L48_non, (青線) 実験 T319L48_non. (b) 鉛直解像度を変えた実験. (黒線) 実験 T39L48_non, (赤線) 実験 T39L24_non, (緑線) 実験 T39L96_non.	51

3.9 降水の時空間スペクトルと、適用するスペクトルフィルター。図には、等価深度 $h = 8, 12, 25, 50, 100, 200$ [m] の奇数モードの赤道波の分散曲線を重ねている。 (a) 実験 T39L48_non, (b) 実験 T159L48_non, (c) 実験 T39L96_non.	53
3.10 実験 T39L48_non において KW フィルターを適用したコンポジット構造図: (a) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点。背景はフィルター適用後の降水量の赤道経度時間図 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]) (b) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点。背景は図 3.5a と同じ)。 (c) 温度 [K] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図。フィルター適用前のデータを用いた結果を示す。 (d) 凝結加熱率 [K s^{-1}] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{Pa s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道経度高度図。フィルター適用前のデータを用いた結果を示す。 (e) 温度 [K] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図。 (f) 凝結加熱率 [K s^{-1}] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{Pa s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道経度高度図。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である。 (c)–(f) において, 温度, 東西風, 鉛直風については, 東西平均からの偏差を示す。 (c), (e) のコンター間隔は 0.25 K であり, (d), (f) のコンター間隔は $1.221 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ である。 (c), (d), (e), (f) の右下の単位ベクトルは, 30 m s^{-1} の東西風, $4.0 \times 10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$ の鉛直風を示す.	54
3.11 図 3.10 と同じ。ただし, 実験 T39L48_non で, MGW フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. . .	55
3.12 図 3.10 と同じ。ただし, 実験 T39L48_non で, ADV フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. . .	56
3.13 図 3.10 と同じ。ただし, 実験 T159L48_non で, KW フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. . .	57
3.14 図 3.10 と同じ。ただし, 実験 T159L48_non で, MGW フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. . .	58
3.15 図 3.10 と同じ。ただし, 実験 T159L48_non で, ADV フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0002 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. . .	59
3.16 図 3.10 と同じ。ただし, 実験 T39L96_non で, KW フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. . .	60
3.17 図 3.10 と同じ。ただし, 実験 T39L96_non で, MGW フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. . .	61
3.18 図 3.10 と同じ。ただし, 実験 T39L96_non で, ADV フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. . .	62
3.19 図 3.3 と同じ。ただし, Emanuel スキームを用いた実験の場合.	64
3.20 図 3.4 と同じ。ただし, Emanuel スキームを用いた実験の場合.	65
3.21 図 3.5 と同じ。ただし, Emanuel スキームを用いた実験において水平解像度を変えた場合.	67

3.22 図 3.5 と同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験において鉛直解像度を変えた場合.	68
3.23 (a) 図 3.21a の拡大図, (b) 図 3.21e の拡大図.	69
3.24 同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験の場合.	70
3.25 図 3.9 と同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験の場合.	73
3.26 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L48.eml において KW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $6.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	74
3.27 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L48.eml で, MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $5.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	75
3.28 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L48.eml で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0003 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	76
3.29 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48.eml で, KW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $5.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	77
3.30 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48.eml で, MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $5.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	78
3.31 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48.eml で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	79
3.32 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L96.eml で, KW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $5.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	80
3.33 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L96.eml で, MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $2.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	81
3.34 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L96.eml で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.	82

第1章 はじめに

1.1 研究の背景

赤道域には, Madden-Julian 振動, スーパークラスター, クラウドクラスターと呼ばれる組織化した階層的な降水構造が存在すると言われている. これらの階層構造について, 観測的には以下のようなことが知られている. Madden-Julian 振動は 30–60 日の周期で東進する東西波数 1 の循環構造の振動であり, これに伴い積雲活動の活発な領域も東進する. この振動は, Madden and Julian (1971, 1972) によって発見された. スーパークラスターは, Nakazawa (1988) によってその存在を明解に示された. スーパークラスターは Madden-Julian 振動の活動域内に現れ, 水平スケールは 3000–5000 km であり, $5\text{--}10 \text{ m s}^{-1}$ で東進する. クラウドクラスターはスーパークラウドクラスターの内部構造であり, 水平スケールは 1000 km 以下であり, $10\text{--}20 \text{ m s}^{-1}$ で西進する.

Hayashi and Sumi (1986; 以下 HS86) は, これらの降水構造に関する大気大循環モデルによる研究を初めて行った. 彼らは, 全球をすべて水で覆われた海洋であるとし(水惑星), その海表面温度を東西一様, 南北対称とするという理想的な境界条件を用いて数値実験を行った. その結果, 水平スケール 1000 km 程度の降水域が同時にいくつか存在し, この降水域が持続的に東進し, 約 30 日で赤道を一周すること, 水平スケール 1000 km 程度の降水域は, 東西波数 1 の変調を受けており, この変調も 1000 km 程度の降水域と同じ速度で東進することを示した. そして, このような降水構造が赤道域の湿潤力学に内在されるメカニズムによって自発的に形成されると主張した. さらに, 実験から得られた降水構造と現実大気の降水構造との対応関係を考え, 水平スケール約 1000 km の格子点数点で表されるスケールの降水域をスーパークラスターと名付け, 東西波数 1 の変調を Madden-Julian 振動に対応するものであると述べた.

HS86 が得た降水構造についての解釈は, Numaguti and Hayashi (1991; 以下 NH91) によって与えられた. NH91 は, HS86 と同じモデルを用いて同様の条件で水惑星実験を実施し, 格子点スケールの持続的に東進する降水構造に対する循環構造解

析を行なった。そして、温度場風速場の鉛直構造が線形 wave-CISK 理論 (Hayashi, 1970; Lindzen 1972) から予想される構造を持つことを示し、格子点スケールの持続的に東進する降水構造はケルビン波の wave-CISK によるものと主張した。

しかし今日では、HS86, NH91 以降に数多く行われた類似の数値実験の結果により、大気大循環モデル中の降水分布は、解像度、数値スキーム、物理過程の実装に強く依存することが知られてきている。例えば、Lee *et al.* (2001) は、水惑星実験により、雲と放射の相互作用を含めた場合には格子点スケールの降水域は西進し、含めない場合には東進するという結果を得た。Lee *et al.* (2003) は、積雲パラメタリゼーションに Kuo スキーム、湿潤対流調節スキーム、Arakawa-Subert スキームを用いて水惑星実験を行い、積雲パラメタリゼーション中のパラメタを変更した際の降水域分布の比較を行っている。その他の大気大循環モデルを用いた実験においても (Chao and Deng, 1998; Wang and Schlesinger, 1999 など)、格子点スケールの降水域は西進する場合と東進する場合と様々であり、また、HS86 のように階層性が明瞭に表現されているものは少ない。近年行われている水惑星国際比較実験 (Aqua-Planet Experiment Project; Neale and Hoskins, 2000) においても、大気大循環モデルで表現されるべき降水分布の多様性が認識されてきている。

これまで行われてきた実験の解像度は、多くは (例えば HS86 では) T42L12 (経度方向 128 点 × 緯度方向 64 × 鉛直 12 層) 程度である。雲活動本来のスケールは大気大循環モデルの格子間隔に比べてずっと小さく、大循環モデル内の個々の湿潤対流は最小格子スケールで積雲パラメタリゼーションをはじめとする物理過程により、いわば無理矢理生じさせられている。この為、モデル内のパラメタリゼーションスキームの些少の違いや解像度によって、結果が様々に異なる可能性があると考えられる。しかし、これらの依存性に関する組織だった調査は、計算機資源の問題もあり、これまであまり行われてこなかった。

近年では、計算機の能力向上により、全球雲解像モデルを用いた高解像度の数値実験が可能となってきている (Tomita, *et al.* 2005)。こうしたモデルの高解像度化により、不確定要素の多い積雲パラメタリゼーションを始めとする物理過程、あるいは、それらを含む大気大循環モデルの使用は、今後避けられて行く可能性もある。しかしながら、このような高解像度の数値実験は、現在の地球シミュレータであっても計算機資源は十分とは言えず、多数の長期的な実験の実行は現実的ではない。また現在においても、温暖化実験をはじめとする数値シミュレーション研究では、低・中解像度の大気大循環モデルを用いて、多数の実験条件を網羅した長期的な実験が行われている。大気大循環モデル内のパラメタ依存性調査や低解像度から中・高解像度へとつなぐ密な解像度依存性調査は、こうした研究において必要な情報を与える可能性がある。

1.2 研究の目的と方法

本研究の目的は、これまで困難であった多くのパラメタ研究を比較的単純な設定のもとで実施し、降水分布形成の多様性を検討することである。単純な水惑星条件の設定を用いて、解像度、数値スキーム、物理過程をさまざまに変化させたパラメタ研究を実施し、大気大循環モデルにおける降水活動の振舞い、その組織化の様相について検討を行う。

本論文では、線形 wave-CISK 理論から得られる予想を基に実験を設計し、解析を行う。wave-CISK 理論によれば、(1) wave-CISK は、積雲内の凝結加熱が上層で最大値を持つ時に発現する、(2) その位相速度は赤道鉛直第一モードより遅くなる、(3) 循環場の位相は進行方向に対して逆に傾く（ケルビン波や東進波ならば、西傾し、西進波ならば東傾）、(4) 最大波数で最大成長率を持つ、という特徴を持つ。近年では、計算機の能力向上によって高解像度の全球雲解像モデルを用いた数値実験が可能となってきたこと、時空間的に密な熱帯観測が多く行われるようになってきたことにより、モデルに現れる降水域の組織化に関して、積雲対流のより微細な構造に着目した考察もなされるようになってきている (Numaguti and Hayashi, 2000 など)。これに対して、本研究では、NH91 が主張したような wave-CISK の力学が粗視化した概念としてはあいかわらず有効なのではないかという示唆を行うものである。積雲パラメタリゼーションをはじめとする物理過程によって積雲表現が異なる様々なモデル結果について、それぞれの積雲表現に特化した解析を行うのではなく、どの結果も wave-CISK というよりシンプルな理論でひとまとめに整理することを試みる。

本論文では、2 つの数値実験の結果について述べる。はじめに、HS86 と同程度の簡略な水循環過程と放射過程を持つ大気大循環モデルを用いて、低解像度の水惑星条件における降水分布の相違に着目した実験結果について示す。wave-CISK 理論による予想に従って放射冷却率、及び、凝結加熱率の鉛直分布を変更し、格子点スケールの降水域の振る舞いと wave-CISK の発現に着目して結果の整理を行い、モデルに現れる降水構造に対して NH91 が主張した wave-CISK の力学による考察が有効であるかということについて検討を行う。次に、高解像度計算が可能となるように調整された複雑な物理過程を持つ大気大循環モデルを用いて、解像度を様々なに変更した実験結果について示す。特に水平解像度向上に伴う階層性の表現に注目して結果の整理を行う。

本論文の構成は次の通りである。2 章では、放射冷却率の鉛直分布を変更した実験結果について述べる。3 章では、水平解像度、及び、鉛直解像度を様々なに変更した実験結果について述べる。4 章はまとめである。

第2章 放射冷却率鉛直分布依存性

2.1 はじめに

降水分布の相違を発生させる要因のひとつとして考えるものに、凝結加熱の鉛直分布の差異がある。NH91 は、HS86 のスーパークラスター、すなわち、格子点スケールの東進降水構造の維持に wave-CISK (第二種対流不安定; Hayashi, 1970; Lindzen, 1974) の力学が関与すると主張した。wave-CISK の力学の発現には、凝結加熱の鉛直分布が大きく影響する (Lau and Peng, 1987; Numaguti and Hayashi, 2000 など)。格子点スケールの東進降水構造が wave-CISK の力学によるものであるならば、加熱分布の鉛直構造の表現が wave-CISK の力学と協調的でない場合には、その発現は弱くなるだろう。以下では、凝結加熱の鉛直分布に着目したパラメタ依存性に関する水惑星実験の結果を示す。

2.2 モデルと実験設定

使用するモデルは、球面3次元プリミティブ方程式系に基づく地球流体電腦俱楽部版 AGCM5 である (SWAMP Project, 1998; Hayashi *et al.*, 2000). 力学部分はスペクトル法で表現されており、解像度は、水平波数 T42, 鉛直 16 層である。

鉛直拡散過程として、Mellor and Yamada (1974) のレベル 2 のパラメタリゼーションを全層にわたり適用している。運動量、熱、水蒸気の地表フラックスはバルク式を用いて計算している。

積雲パラメタリゼーションに関しては、湿潤対流調節 (Manabe *et al.*, 1965) と Kuo (1974) を用いた実験との 2 種類を行う。Kuo スキームは、HS86, NH91 において使われていた積雲パラメタリゼーションであり、wave-CISK 的構造を作りやすいスキームとして知られているものである。

長波放射の吸収は、水蒸気 3 バンドと乾燥空気 1 バンドの計 4 バンド、短波放射の吸収は水蒸気 1 バンドに簡略化し、それぞれのバンドについて吸収係数を定めている。長波放射の散乱は考慮していない。本実験では、長波放射の乾燥空気の吸収係数に関して、Hayashi *et al.* (2000) で用いている吸収係数を中心とした 5 つのケースの実験を行う (図 2.1)。このことにより、鉛直放射冷却率分布を操作し、結果として凝結加熱率の鉛直分布の変更を実現する (実現された凝結加熱率は、Kuo スキーム: 図 2.4、湿潤対流調節スキーム: 図 2.13)。実験結果より、対流圏下層で凝結加熱率が最大となる実験 (実験 kuo-a, 実験 adj-a) を下層冷却実験、対流圏上層で凝結加熱率が最大となる実験 (実験 kuo-c, 実験 adj-c) を上層冷却実験と呼ぶことにする。

地表面条件としては、地表面は全て海洋とする水惑星条件を与える。海面温度は時間的に一定なものを与える (水惑星条件)。海面温度分布は、Hayashi *et al.* (2000) で用いられたものと同じ分布、すなわち、東西に一様、南北に対称であり、緯度 7 度よりも低緯度側では一定値 302 K となっている分布を与える (図 2.2)。

各実験の初期値には、等温静止大気から実験 kuo-con, 実験 adj-con の条件で 700 日時間積分したものを用いた。スピンアップ期間は 700–1000 日とし、データ解析期間は、1000–1700 日とした (図 2.3)。

$k_{R,4} [\text{m}^2 \text{kg}^{-1}]$	6×10^{-5}	5×10^{-5}	4×10^{-5}	2×10^{-5}	5×10^{-6}
Kuo スキーム	kuo-a	kuo-con	kuo-b	kuo-c	kuo-d
対流調節スキーム	adj-a	adj-con	adj-b	adj-c	adj-d

吸收係数
大 → 小
凝結加熱率
鉛直分布
下層最大 → 上層最大

図 2.1: 実験リスト. $\bar{k}_{R,4}$ は、長波放射スキームで用いられている乾燥空気の吸收係数である. 実験 adj-con, 実験 kuo-con で用いている吸收係数は Hayashi et al. (2000) と同じである. 実験 kuo-a, 実験 adj-a を下層冷却実験, 実験 kuo-c, 実験 adj-c を上層冷却実験と呼ぶことにする.

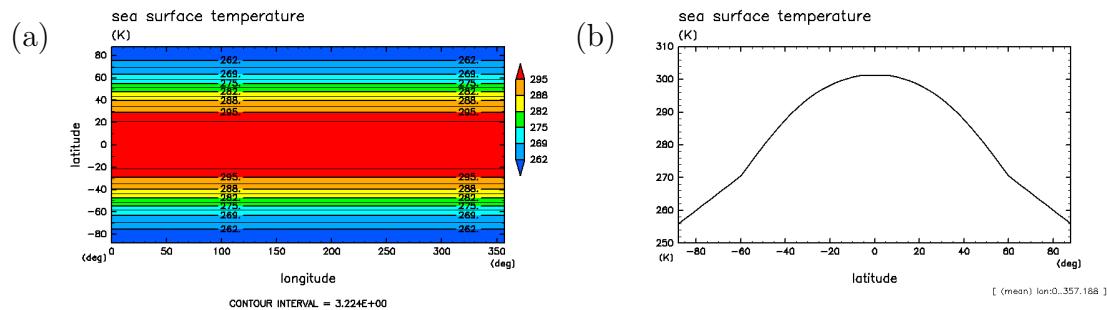


図 2.2: 海表面温度 [K]: (a) 水平分布 (b) 南北分布.

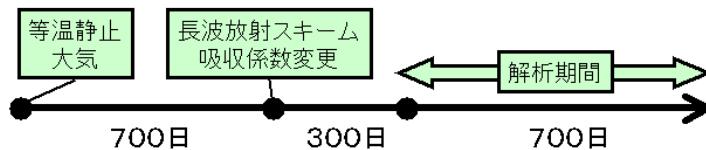


図 2.3: 実験期間とデータ解析期間.

2.3 解析手法

2.3.1 時空間スペクトル解析

赤道域降水構造と赤道波との対応を確認するために、第2.4節、第2.5節では、Takayabu (1994), Wheeler and Kiladis (1999) に従って計算した時空間スペクトル解析の結果について議論する。解析手法の概略は以下である。

1. 降水量の360日(1040–1400日), 緯度15S–15Nのデータを30日ずつずらしながら, 90日セグメントごとに区切った10セットのデータを作成する。
2. 最小二乗法を用いて平均および線形のトレンドを求め, そのトレンドを取り除く。
3. データの時間方向の両端に対して平滑化を行う。平滑化にはハミングウィンドウを適用する。
4. 各緯度, およびセグメントごとに, 経度と時間についてFFTを行い, 波数-周波数スペクトル(時空間スペクトル)を得る。
5. 物理量Aに対し, 得られた時空間スペクトルの緯度, セグメントのそれぞれを足しあわせ, 以下の3種類のデータを作成する。

$$\begin{aligned} A_{\text{SYM}}(\phi) &= (A(\phi) + A(-\phi))/2 \quad (\text{対称成分}), \\ A_{\text{ASM}}(\phi) &= (A(\phi) - A(-\phi))/2 \quad (\text{反対称成分}), \\ A(\phi) &= A_{\text{ASM}}(\phi) + A_{\text{SYM}}(\phi) \end{aligned}$$

6. Aに対して, 波数および周波数方向に1–2–1移動平均を40回かけ, バックグラウンドスペクトルを作成する。
7. 時空間スペクトルの対称成分 A_{SYM} をバックグラウンドスペクトルで割る。

2.3.2 コンポジット解析

赤道上の降水域に共通する循環場の特徴を明らかにするために, 降水量のピークに準拠したコンポジット解析を行う. コンポジット解析の手順は NH91 と同様である. 参照とする降水量のピークの選択の仕方は次の通りである.

1. 解析期間における赤道域の降水について閾値を越える点を抽出する. 閾値はそれぞれの実験に対して適当な値を決める. 閾値の値は, それぞれのコンポジットの図脚注に示す.
2. 抽出した点を中心にある東西幅における降水の最大値を取り, これをコンポジットの参照点とする.
3. 上記の操作の各時間に対して繰り返した後, 循環場の各量のデータについて, 参照点座標が重なるように東西に平行移動して, その平均をとる.

Kuo スキームを用いた実験におけるコンポジット解析は上記の様に行う. 湿潤対流調節スキームを用いた実験におけるコンポジット解析では, 上記の方法で参照点を定めた後, さらに西進/東進する参照点を任意に選択して抽出する.

2.4 Kuo スキームを用いた実験の結果

2.4.1 放射冷却率と凝結加熱率の鉛直分布

図 2.4 は, Kuo スキームを用いた実験における放射冷却率 (図 2.4a), 凝結加熱率 (図 2.4b) の東西時間平均を示している. 長波放射スキームの乾燥空気バンドの吸収係数を小さくすると, 上層で放射冷却率が大きくなり, 凝結加熱率の最大値は対流圏上層に移動する. 対流圏下層で凝結加熱率の最大となる実験 (実験 kuo-a, 赤線) を 下層冷却実験, 対流圏上層で凝結加熱率の最大となる実験 (実験 kuo-c, 青線) を 上層冷却実験 と呼ぶことにする.

2.4.2 時間東西平均の降水分布

図 2.5 は, Kuo スキームを用いた一連の実験において得られた降水の時間平均, 東西平均分布である. 実験 kuo-d (水色線) 以外の実験においては, 降水量の最大値は南北緯度約 7 度にあり, 赤道上では極小値をとる (double ITCZ). 一方で, 実験 kuo-d では降水量の最大値は赤道上に存在する (single ITCZ). このことはつまり, 長波放射スキームの乾燥空気バンドの吸収係数を小さくすると, 降水域は赤道に集中するようになるということである. また, 亜熱帯ジェットと流線関数を見ると, 热帯域の循環幅は狭くなり, その強度は増加する傾向にあることが分かる (図は示さない). なお, 実験 kuo-d は, 降水の東西平均の緯度分布 (図 2.5) をはじめ, 平均循環場が他の実験と大きく異なるので, 次節以降の議論からは除くことにする.

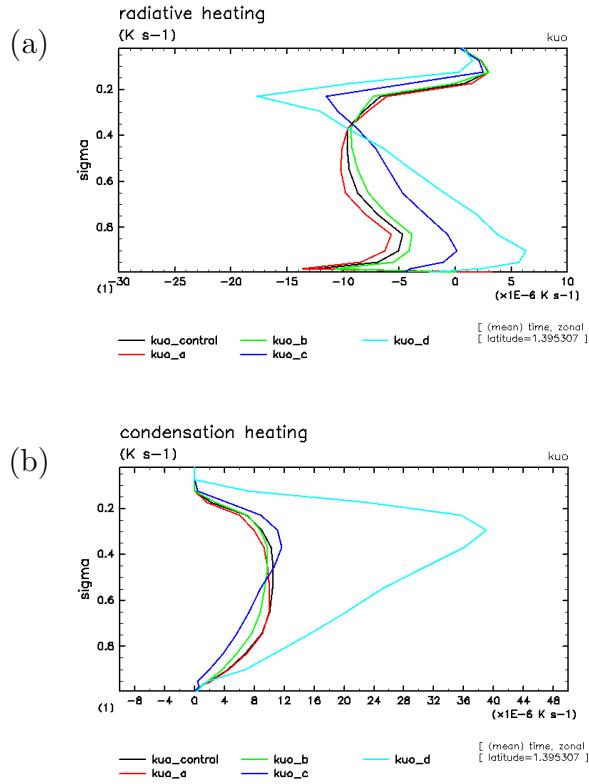


図 2.4: Kuo スキームを用いた実験における赤道上の放射冷却率と凝結加熱率の時間東西平均 [K s^{-1}]. 時間平均は 1000–1700 日で行っている. (赤線) 実験 kuo-a, (黒線) kuo-con, (黄緑線) kuo-b, (青線) kuo-c, (水色線) kuo-d.

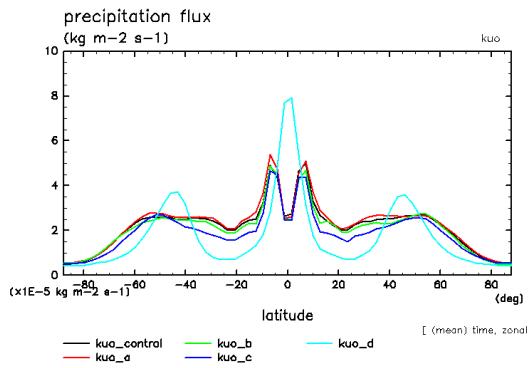


図 2.5: Kuo スキームを用いた実験における降水の東西時間平均の緯度分布 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]. 時間平均は 1000–1700 日で行っている. (赤線) 実験 kuo-a, (黒線) kuo-con, (黄緑線) kuo-b, (青線) kuo-c, (水色線) kuo-d.

2.4.3 赤道域における降水の経度時間断面と時空間スペクトル

上層冷却実験 (実験 kuo-c) では, 赤道上経度時間断面図において格子点スケールの降水域の東進が顕著に見られる (図 2.6a). 時空間スペクトル図においてこの東進に対応するシグナルは, 等価深度約 50 m の赤道ケルビン波の分散曲線に乗る (図 2.6b). また, 降水域の東進速度は約 22 m s^{-1} であることが分かる. この東進速度は対流圏鉛直第一モードの自由ケルビン波の速度よりずっと遅く, 東進擾乱には湿潤ケルビン波が関与している可能性が考えられる. 次節では, このことを検討するためにコンポジット解析を行い, このシグナルに付随する循環構造を抽出する.

下層冷却実験 (実験 kuo-a) では, 赤道上経度時間断面図において格子点スケールの降水域の西進が顕著に見られ, 東進構造は存在しない (図 2.7a). 降水域の西進速度は 7 m s^{-1} 前後であり, 時空間スペクトル図において対応するシグナルは, 赤道波の分散曲線にはのらない (図 2.7b). 下層 ($\sigma = 0.8$ 付近) の東西平均東西風は, 約 5 m s^{-1} であり (図 2.8), 降水域西進速度の方が少々速いが, おおよそ一致している.

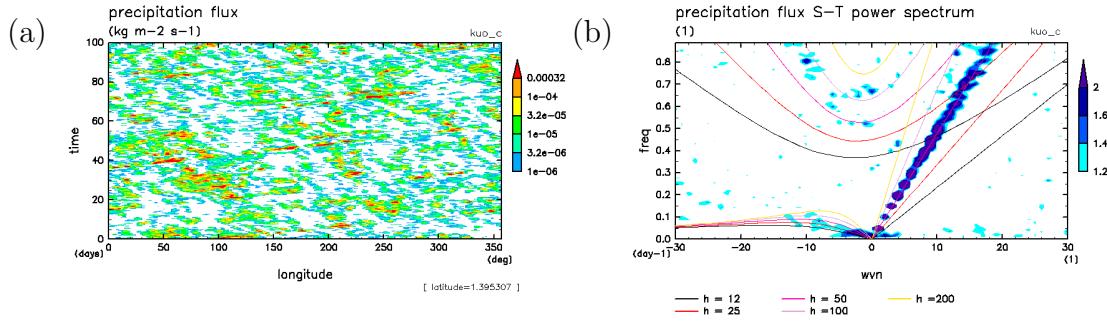


図 2.6: Kuo スキームを用いた上層冷却実験 (実験 kuo-c) における降水量: (a) 赤道上経度時間図 [$\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$]. 描画期間は 1000–1100 日. (b) Wheeler and Kiladis (1999) に基づく時空間スペクトル図. 図中の実線は奇数のモード番号を持つ赤道波の分散曲線. 等価深度の値として $h = 12, 25, 50, 100, 200 \text{ m}$ を用いている.

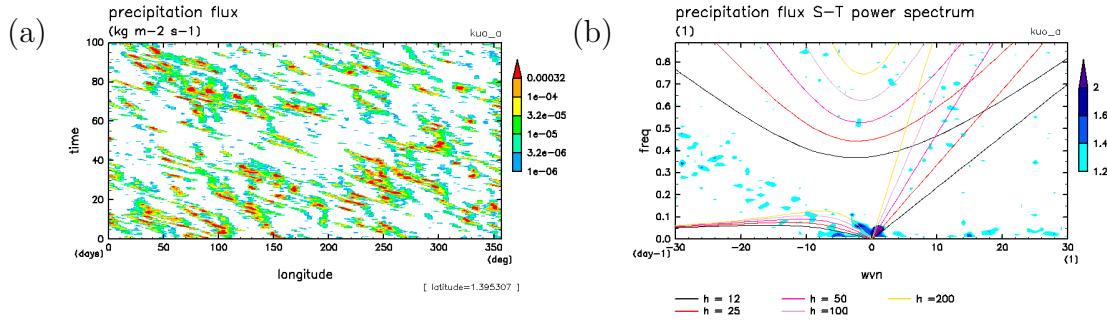


図 2.7: 図 2.6 と同じ. ただし, Kuo スキームを用いた下層冷却実験 (実験 kuo-a) の場合.

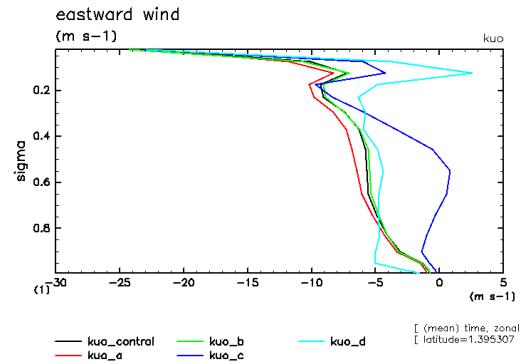


図 2.8: Kuo スキームを用いた実験における赤道上の東西風の時間東西平均 [m s^{-1}]. 時間平均は 1000–1700 日で行っている. (赤線) 実験 kuo-a, (黒線) kuo-con, (黄緑線) kuo-b, (青線) kuo-c, (水色線) kuo-d.

2.4.4 降水活動にともなう循環の構造

図 2.9b は、上層冷却実験（実験 kuo-c）の東進する降水域に準拠したコンポジット鉛直東西断面図である。この図の温度場、風速場の循環の東西スケールは、後述の下層冷却実験（実験 kuo-a；図 2.10b）より広く、温度の振幅も大きい。また、線形 wave-CISK 理論と整合的な位相の西傾が見られる。水平断面図では、東西風が卓越している。また例えば、図 2.9d では、緯度 180 – 230 度に強い東風偏差と低気圧偏差が対応しており、ケルビン的特徴（南北風に対する東西風の卓越、東（西）風に低（高）気圧がともなう）を持っている水平断面図では、東西風が卓越しており、ケルビン波の特徴（すなわち、南北風に対する東西風の卓越、東（西）風に低（高）気圧がともなう）を持っている（図 2.9d,e）。時空間スペクトル図（図 2.6b）において、この東進速度（約 22 m s^{-1} ）は対流圏鉛直第一モードの自由ケルビン波の速度よりずっと遅いことを考え合わせると、東進する降水域はケルビン波の wave-CISK によるものである可能性が考えられる。

図 2.9b は、下層冷却実験（実験 kuo-a）の西進する降水域に準拠したコンポジット鉛直東西断面図である。この図の温度、流速場には位相の傾きは見られず、格子点スケールの対流構造が直立していることが分かる。温度場、風速場の東西スケールは、上層冷却実験（実験 kuo-c；図 2.9b）に比べてずっと狭く、温度の振幅は小さい。水平断面では、風の等方的な吹き込み、吹き出しが見られる（図 2.9d,e）。下層の東西平均東西風と降水域西進速度がおよそ一致していることと考えあわせると（第 2.4.3 節）、この実験で現れている降水構造は、モデルで表現される最小スケールで生じた対流活動が偏東風によって移流されたものであると考えられる。

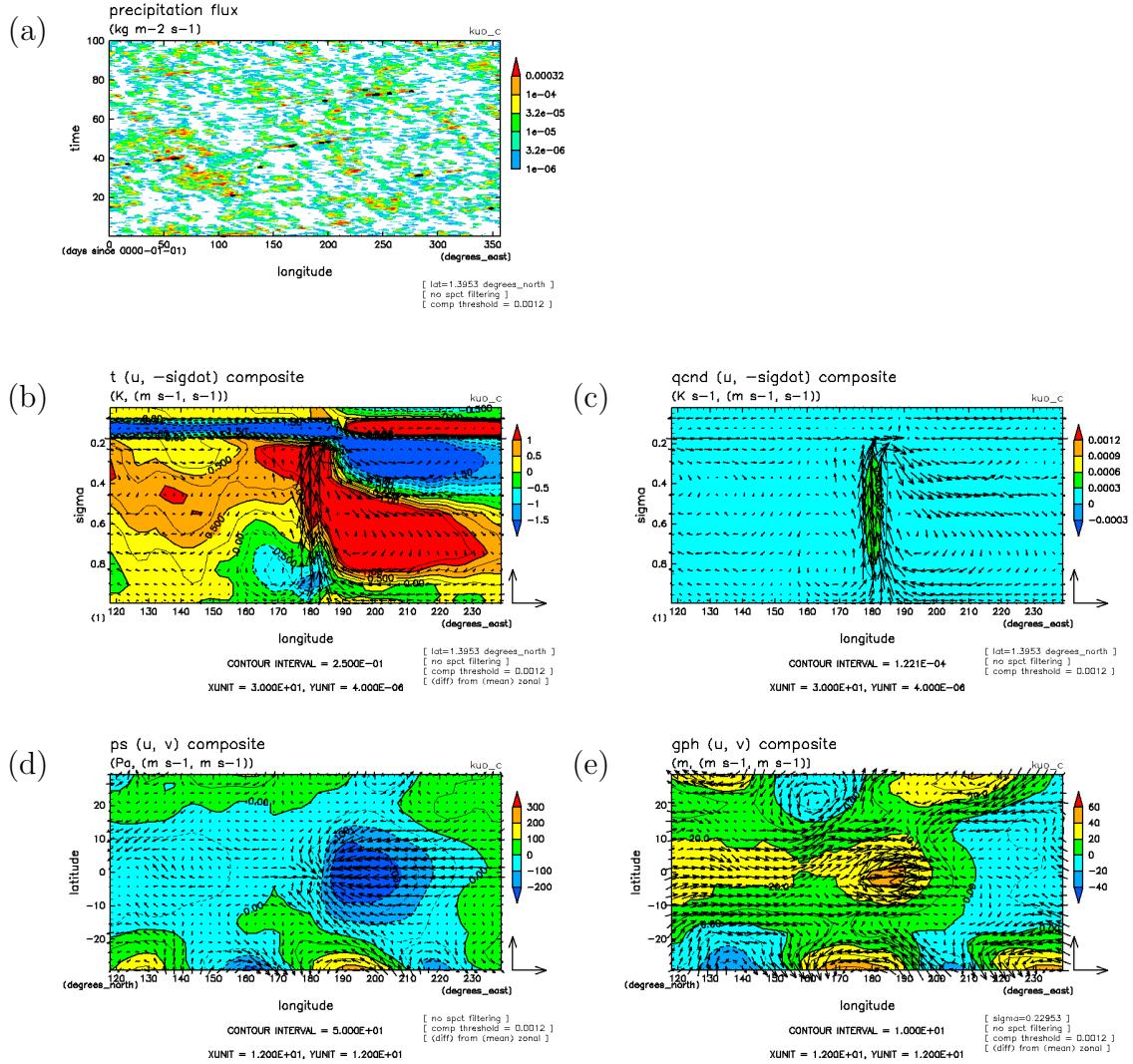


図 2.9: Kuo スキームを用いた上層冷却実験 (実験 kuo-c) におけるコンポジット構造図:
(a) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点. 背景は図 2.6a に同じ). (b) 温度 [K] (等高線), 東西風と鉛直風 [$m s^{-1}, s^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. コンター間隔は 0.25 K. 右下の単位ベクトルは, $30 m s^{-1}$ の東西風, $4.0 \times 10^{-6} s^{-1}$ の鉛直風を示す. (c) 凝結加熱率 [$K s^{-1}$] (等高線), 東西風と鉛直風 [$m s^{-1}, s^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. 等高線間隔は $1.221 \times 10^{-4} K s^{-1}$. 右下の単位ベクトルは, $30 m s^{-1}$ の東西風, $4.0 \times 10^{-6} s^{-1}$ の鉛直風を示す. (d) 地表面気圧 [Pa] (等高線), 東西風と南北風 [$m s^{-1}, m s^{-1}$] (ベクトル) の水平分布図. 等高線間隔は 50 Pa. 右下の単位ベクトルは, $12 m s^{-1}$ の東西風, $12 m s^{-1}$ の南北風を示す. (e) ジオポテンシャル [m] (等高線), 東西風と南北風 [$m s^{-1}, m s^{-1}$] (ベクトル) の $\sigma = 0.23$ における水平分布図. 等高線間隔は 10 m. 右下の単位ベクトルは, $12 m s^{-1}$ の東西風, $12 m s^{-1}$ の南北風を示す.
参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0012 kg m^{-2} s^{-1}$ である. (b)–(e) において, 温度, 地表面気圧, ジオポテンシャル, 東西風, 鉛直風, 南北風については, 東西平均からの偏差を示す.

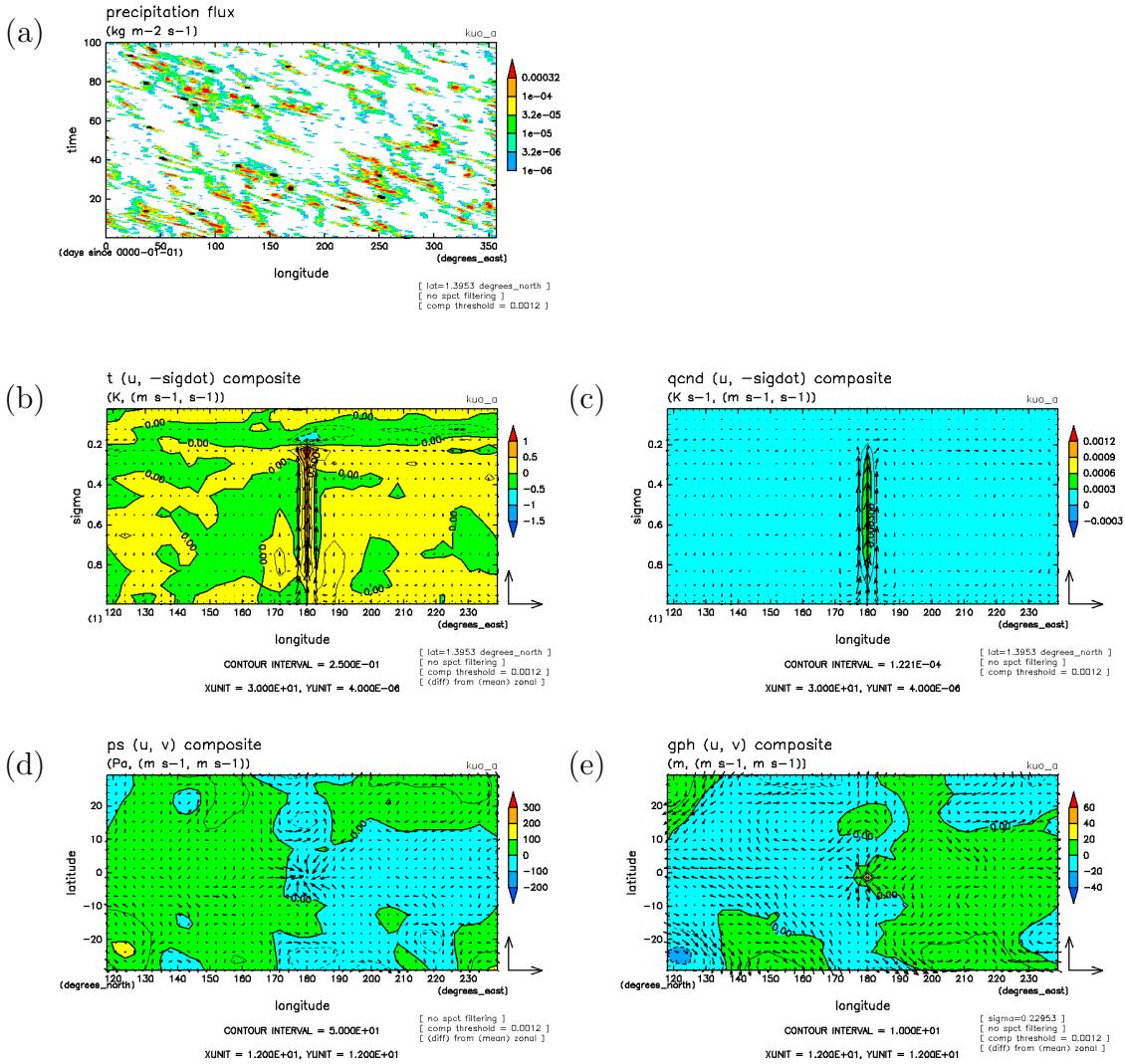


図 2.10: 図 2.9 と同じ. ただし, Kuo スキームを用いた下層冷却実験 (実験 kuo-a) の場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0012 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

2.4.5 循環構造の時間変動

第 2.4.4 節 で得られた降水に関連する循環構造をより子細に観察するために, 降水, 比湿, 温度の時間分解能 2 時間の赤道上経度時間図, 及び, 凝結加熱率, 比湿, 温度の赤道鉛直断面のスナップショットを示す.

上層冷却実験 (実験 kuo-c) の温度偏差には, 経度時間図において, 東進降水の前面に 1.5 K 以上の強い温度の正偏差が見られる (図 2.11a). 高度経度断面のスナップショットでは, コンポジット解析を行わずとも, 正の温度偏差が明瞭に現れている (図 2.11b). この温度偏差は, 対流中心の西側では, 上層で正偏差, 下層で負偏差となっており, 対流中心の東側では, 上層で負偏差, 下層で正偏差となっている. また, 鉛直波数 2 の特徴を持っており, 東西スケールは広く, 東西波数 1 の構造を持っている. 図 2.11b に示された温度の赤道上経度高度断面と同様の動画では, こうした構造を保ったまま東進する様子が確認される.

上層冷却実験 (実験 kuo-c) の比湿偏差には, 経度時間図において, 温度偏差ほど顕著な東進は見られない (図 2.11a). 比湿偏差で顕著であるのは, 静止, あるいはゆっくりと西進する正偏差である. この正の領域は降水活動の活発な領域と対応する. 高度経度断面図のスナップショットでは, 比湿偏差は下層に最大値を持ち, 鉛直に直立した構造を持つ (図 2.11b).

下層冷却実験 (実験 kuo-a) の温度偏差には, 経度時間図において, 東進擾乱が見られるが (図 2.12a), 上層冷却実験 (実験 kuo-a) よりは温度振幅は小さい. 高度経度断面図のスナップショットでは, 東西スケールが広く, 東西波数 1 の構造を持った正の温度偏差が存在する (図 2.12b).

下層冷却実験 (実験 kuo-a) の比湿偏差から, 経度時間図において, 対流圈下層の正の比湿偏差の明瞭な西進は降水域と対応することが分かる (図 2.12a). 高度経度断面図のスナップショットでは, 比湿偏差は下層に最大値を持ち, 鉛直に直立した構造を持つ様子がはっきりと分かる (図 2.12b). この比湿擾乱の構造は, 第 2.4.4 節における, モデルで表現される最小スケールで生じた対流活動が偏東風によって移流されている, という考察と矛盾しない.

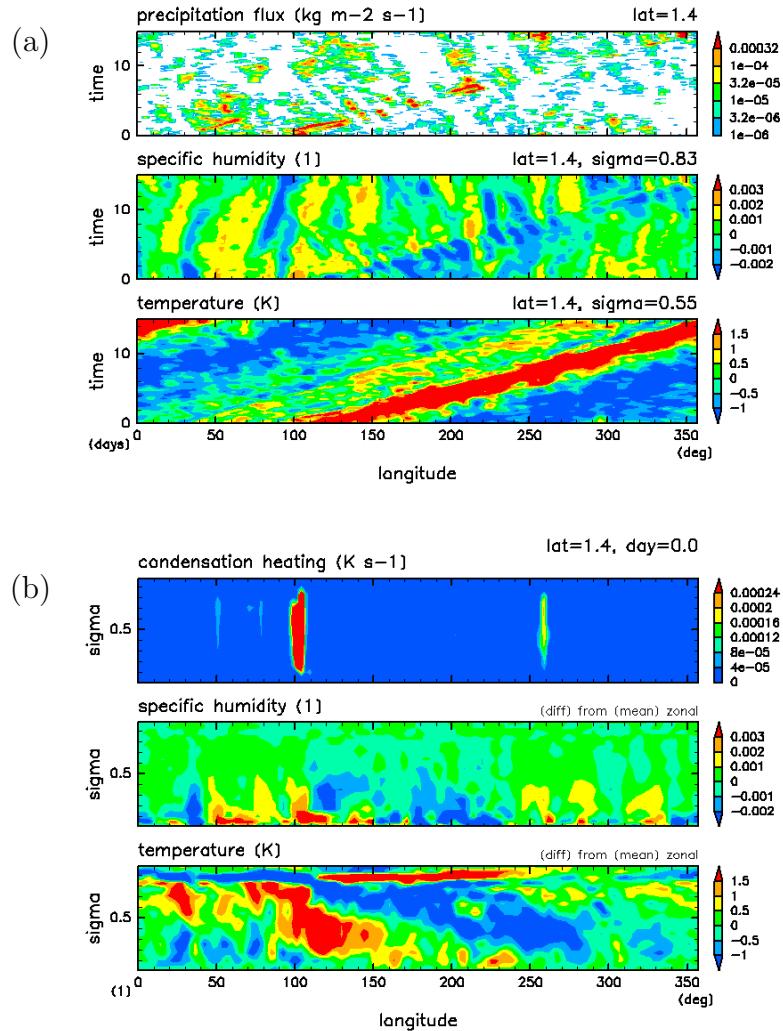


図 2.11: Kuo スキームを用いた上層冷却実験 (実験 kuo-c) における、赤道上の降水量、凝結加熱、比湿、温度: (a) 赤道上経度時間図、描画期間は 1000–1015 日である。上段は降水量 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$], 中段は対流圏下層 ($\sigma = 0.83$) 比湿の東西偏差 [1], 下段は対流圏中層 ($\sigma = 0.55$) 温度の東西偏差 [K]. (b) 赤道上経度高度図のスナップショット、上段は凝結加熱率 [K s^{-1}], 中段は比湿の東西偏差 [1], 下段は温度の東西偏差 [K].

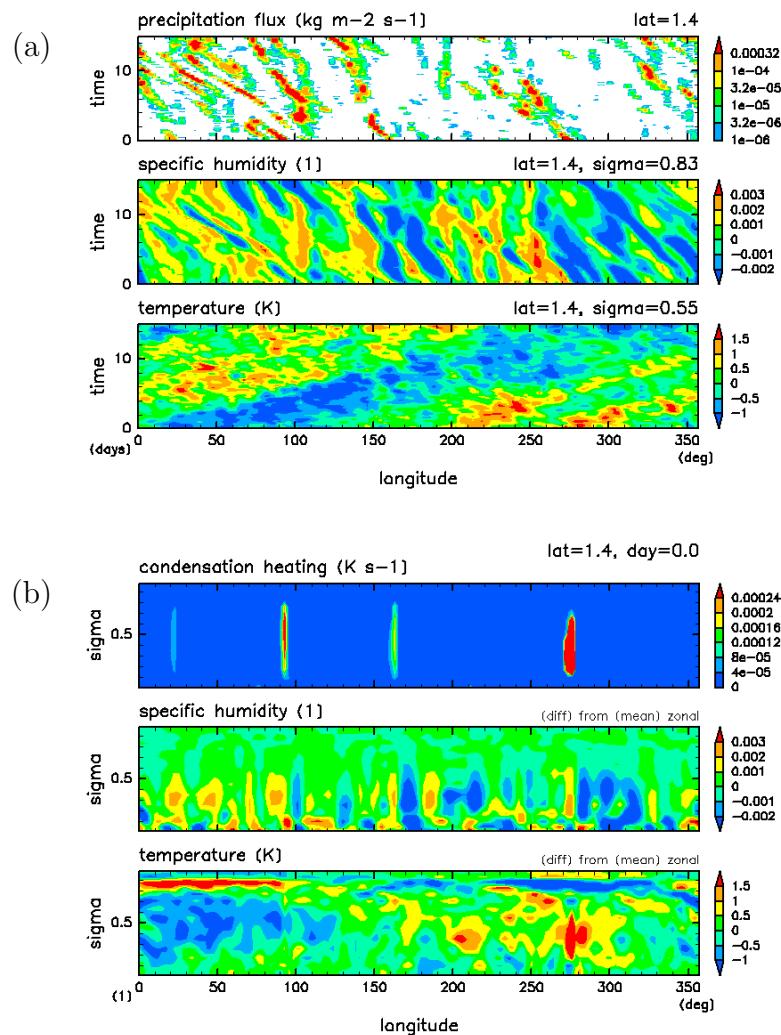


図 2.12: 図 2.11 と同じ. ただし, Kuo スキームを用いた下層冷却実験 (実験 kuo-a) の場合.

2.5 濡潤対流調節スキームを用いた実験の結果

2.5.1 放射冷却率と凝結加熱率の鉛直分布

図 2.13 は濡潤対流調節スキームを用いた実験における放射冷却率 (図 2.13a), 凝結加熱率 (図 2.13b) の東西時間平均を示している。Kuo スキームを用いた実験の傾向と同様に, 長波放射スキームの乾燥空気バンドの吸収係数を小さくすると, 上層で放射冷却率が大きくなり, 凝結加熱率の最大値は対流圏上層に移動する。しかし, この傾向は Kuo スキームを用いた実験の様に顕著ではなく, 期待した程には上層移動しない。

2.5.2 時間東西平均の降水分布

図 2.14 は濡潤対流調節スキームを用いた実験の降水の東西平均の緯度分布である。Kuo スキームを用いた実験と異なり, 濡潤対流調節スキームを用いた全ての実験で降水量の最大値は赤道上に存在する (single ITCZ)。これは NH91 の濡潤対流調節スキームを用いた実験と同様である。長波放射スキームの乾燥空気バンドの吸収係数を小さくすると, 降水量は緯度 20 度付近で減少し, 赤道上に集中するようになる。この傾向は, Kuo スキームを用いた実験と同様である。

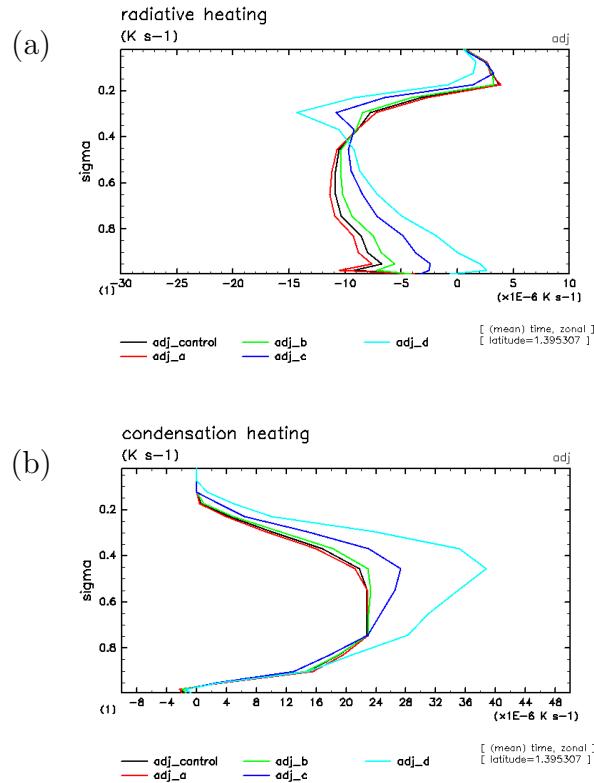


図 2.13: 図 2.4 と同じ. ただし, 濡潤対流調節スキームを用いた実験の場合.

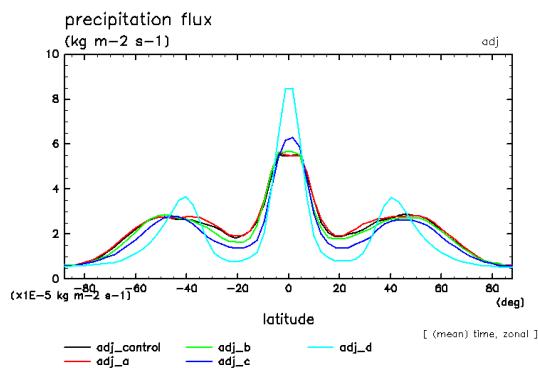


図 2.14: 図 2.5 と同じ. ただし, 濡潤対流調節スキームを用いた実験の場合.

2.5.3 赤道域における降水の経度時間断面と時空間スペクトル

図 2.15 は、上層冷却実験（実験 adj-c）における降水の経度時間断面と時空間スペクトルである。赤道上経度時間断面図（図 2.15a）では、西進する格子点スケールの降水域が顕著に見られる。その位相速度は約 7.5 m s^{-1} である。時空間スペクトル図（図 2.15b）では、等価深度約 $12 - 25 \text{ m}$ の赤道ケルビン波に対応するシグナル、等価深度約 $12 - 50 \text{ m}$ の西進重力波に対応するシグナル、位相速度にして約 7.5 m s^{-1} の赤道波との対応が見られない西進シグナル、の 3 種類のシグナルが見られる。赤道波との対応が見られない西進シグナルが経度時間断面図において顕著に現われているものと考えられる。この西進シグナルの位相速度の値 7.5 m s^{-1} は、東西時間平均の下層東西風 6.0 m s^{-1} （図 2.17）におおよそ一致している。時空間スペクトル図にあらわれた赤道ケルビン波、西進重力波シグナルに対応する降水構造を赤道上経度時間断面図において確認することは難しい。

下層冷却実験（実験 adj-a）は、赤道上経度時間断面図、時空間スペクトル図、とともに、基本的には上層冷却実験と降水分布は同様である（図 2.16a,b）。ただし、時空間スペクトル図に現れるスペクトルシグナルは、上層冷却実験に比べて弱い（図 2.16b）。Kuo スキームを用いた実験と異なり、放射冷却率鉛直分布を変えることで、格子点スケールの降水分布が劇的に変化するということは起こらなかった。

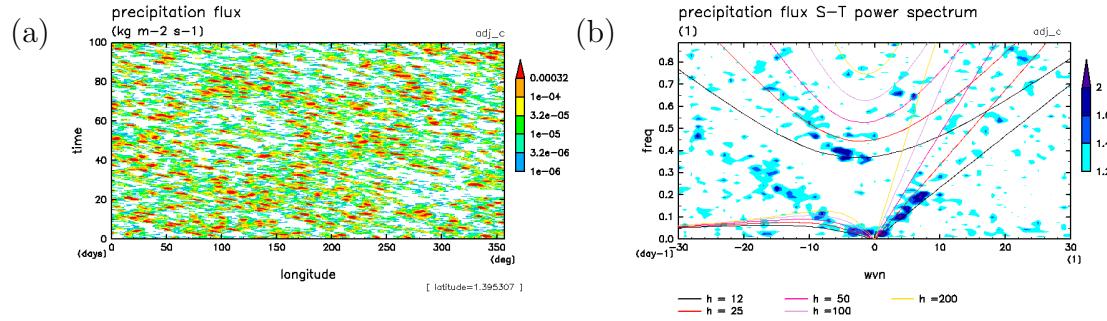


図 2.15: 図 2.6 と同じ. ただし, 濡潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) の場合.

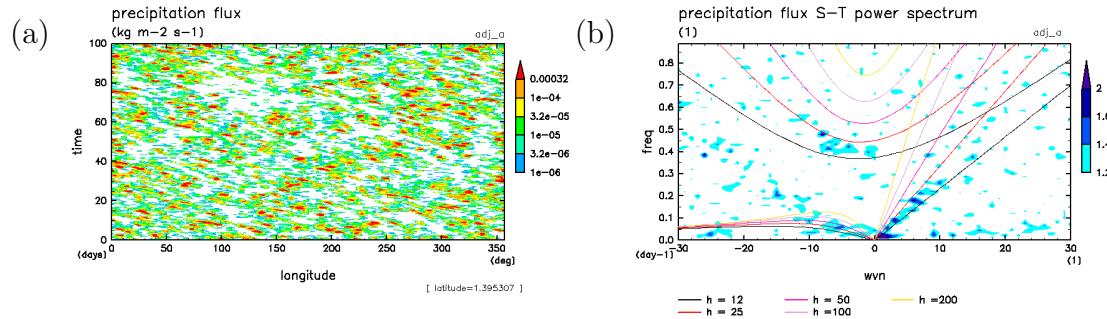


図 2.16: 図 2.6 と同じ. ただし, 濡潤対流調節スキームを用いた下層冷却実験 (実験 adj-a) の場合.

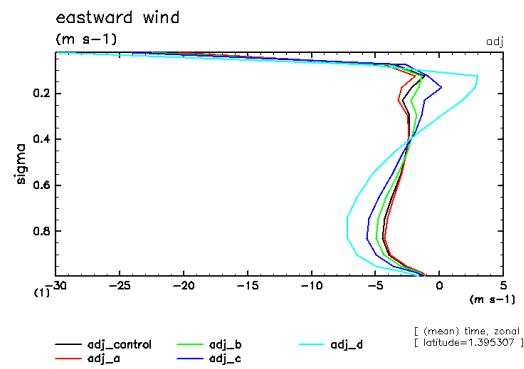


図 2.17: 図 2.8 と同じ. ただし, 濡潤対流調節スキームを用いた実験の場合.

2.5.4 降水活動にともなう循環の構造

湿潤対流調節スキームを用いた実験の降水時空間スペクトル図では, Kuo スキームと異なり, いくつかの特徴的なシグナル(ケルビン波, 西進重力波, 背景風移流の風速と対応するシグナル)が同時に現われている(図 2.22a). また, 対流圏下層($\sigma = 0.9$)の東西風の時空間スペクトル図には, 降水に現われていた等価深度 8 – 50 m の遅いケルビン波的シグナルの他に, いわゆる対流圏鉛直第一モードの自由ケルビン波の速度に相当する, 等価深度 100 – 200 m の速いケルビン波的シグナルが存在する(図 2.22b).

本節では, 下層冷却実験(実験 adj-a), 上層冷却実験(実験 adj-c)に関して, Kuo スキームを用いた実験の時と同様にして降水の極大値を抽出する. その後, ケルビン波に対応すると考えられる東進降水域, 背景風移流の風速と対応すると考えられる西進降水域のそれぞれを選択してコンポジットを行った結果について示す. その後, 上層冷却実験(実験 adj-c)に関して, バンドパススペクトルフィルターを適用したコンポジット解析を行い, 3 種類のシグナルのそれぞれに付随する循環構造の分離抽出を試みた結果を示す.

図 2.18b は, 下層冷却実験(実験 adj-a)に関して, 東進する降水域の極大値に準拠したコンポジット図ある. この図では, 鉛直東西断面での温度場, 風速場に位相の西傾構造が見られる. この特徴は, Kuo スキームを用いた実験の上層冷却実験(実験 kuo-c)における東進降水構造に準拠したコンポジット図の特徴と似ている.

図 2.19b は, 下層冷却実験(実験 adj-a)に関して, 背景風移流の速度に対応して西進する降水域に準拠したコンポジット図である. この図では, 鉛直東西断面での温度場, 風速場に位相の傾きが見られない. この特徴は, Kuo スキームを用いた実験の下層冷却実験(実験 kuo-a)における西進降水構造に準拠したコンポジット図の特徴と似ている. しかし, 循環の東西スケールは, 実験 kuo-a に比べて約 2 倍程度であり, やや広い.

図 2.20, 図 2.21 は, 上層冷却実験(実験 adj-c)に関してそれぞれ東進, 西進する降水域に準拠したコンポジット図である. これらの図から, 東進, 西進どちらの場合でも, 下層冷却実験(実験 adj-a)と酷似した構造を持つが, 温度や風速の振幅は弱いことが分かる.

湿潤対流調節スキームを用いた場合でも, Kuo スキームと子細な部分の構造の違いはあるものの, Kuo スキームと同様, 東進する降水域はケルビン波の wave-CISK によるもの, 西進する降水域は格子点スケールの対流活動が偏東風によって移流されたものである可能性がある. しかし, 湿潤対流調節スキームを用いた実験の時空

間スペクトル図(図2.15)では、Kuoスキームと異なり、いくつかの特徴的なシグナル(ケルビン波、西進重力波、背景風移流の風速と対応するシグナル)が同時に現われており、これまでに行ったコンポジット解析では、これらのシグナルに付随する構造を完全に分離して取り出すことが出来ているとは言えないだろう。そこで、よりスペクトルシグナルが強く出ていた上層冷却実験(実験kuo-c)について、バンドパススペクトルフィルターを適用したコンポジット解析を行い、それぞれのシグナルに付随する循環構造の分離抽出を試みる。

スペクトルフィルターを適用したコンポジット解析は、Wheeler *et al.* (2000)を参考にして行う。用いるデータは、1年間のデータであり、2種類のケルビン波、西進重力波、背景風移流のそれぞれのシグナルが抽出されるようにスペクトル領域においてバンドパスフィルターを適用する(それぞれ、MKW filter, FKW filter, MGW filter, ADV filterと呼ぶ; 図2.22)。MKW filter, FKW filter, MGW filterを適用後のデータに対しては、コンポジットの参照点は、対流圏下層($=0.89$)東西風の極大値に準拠して定める。ADV filterの適用後のデータに対しては、コンポジットの参照点は降水の極大値に準拠して定める。

遅いケルビン波的シグナルを抽出するフィルター(図2.22のMKW filter)を適用した後、対流圏下層の東西風をキーにして作成したコンポジットを図2.26に示す。図2.26では、図2.20と同様、温度、風速場の位相の西傾が見られる。温度場の極大値が対流圏中層に存在する鉛直第一モード的構造と、温度場の極大値が対流圏上層と下層に存在する鉛直第二モード的構造とが混ざった構造が存在する。経度170度付近の下層には、下降流と強い西風領域が局在する。この特徴は、NH91がwave-CISKを議論した際に用いた、東西に局在し移動成長する熱源を与えた場合の線形解と似ており、その構造の維持にwave-CISKで想定される対流活動を介しての第一モードと第二モードの結合が働いている可能性がある。こうした詳細な特徴は、図2.20では顕著に捉えることができなかつたものであり、バンドパスフィルターを用いることで、はじめて分離抽出することができた。

速いケルビン波的シグナルを抽出するフィルター(図2.22のFKW filter)を適用した後、同様に行ったコンポジット(図2.24)では、鉛直構造に、温度、風速場には図2.26に見られたような鉛直第二モード的構造は見られない。温度場の極大値も対流圏中層に位置し、鉛直第一モード的構造を持つ。これらの特徴から、このシグナルは自由ケルビン波と考えられる。

西進重力波的シグナルを抽出するフィルター(図2.22のMGW filter)を適用した後に行ったコンポジット(図2.25)では、鉛直構造では、温度、風速場に位相の東傾が見られる。また、遅いケルビン波的シグナルを抽出するフィルターを用いた時と同様に、鉛直第一モード、鉛直第二モードが混ざった構造をしている。これらの特

徴からこのシグナルは湿潤西進重力波であると考えられる。

背景風移流の速度と対応するシグナルを抽出するフィルター(図2.22のADV filter)を適用した後に行ったコンポジット(図2.26)では、鉛直構造に、温度、風速場に位相の傾きは見られず、循環の東西幅は狭い。CIFK的擾乱が背景風に移流されるものと考えられる。こうした特徴は、バンドパスフィルターを用いない場合でも同様に現れている(図2.21)。

降水域のコヒーレントな運動を捉えにくい対流調節パラメタリゼーションを用いた結果においても、Kuoスキームを用いた実験で得られているケルビン波のwave-CISK的構造と背景風に移流されるCIFK的構造に加え、湿潤西進重力波的構造と自由ケルビン波的構造が存在することが分かった。こうした構造は、バンドパスフィルターを用いたコンポジット解析を用いることでより明瞭な構造を分離抽出することができた。

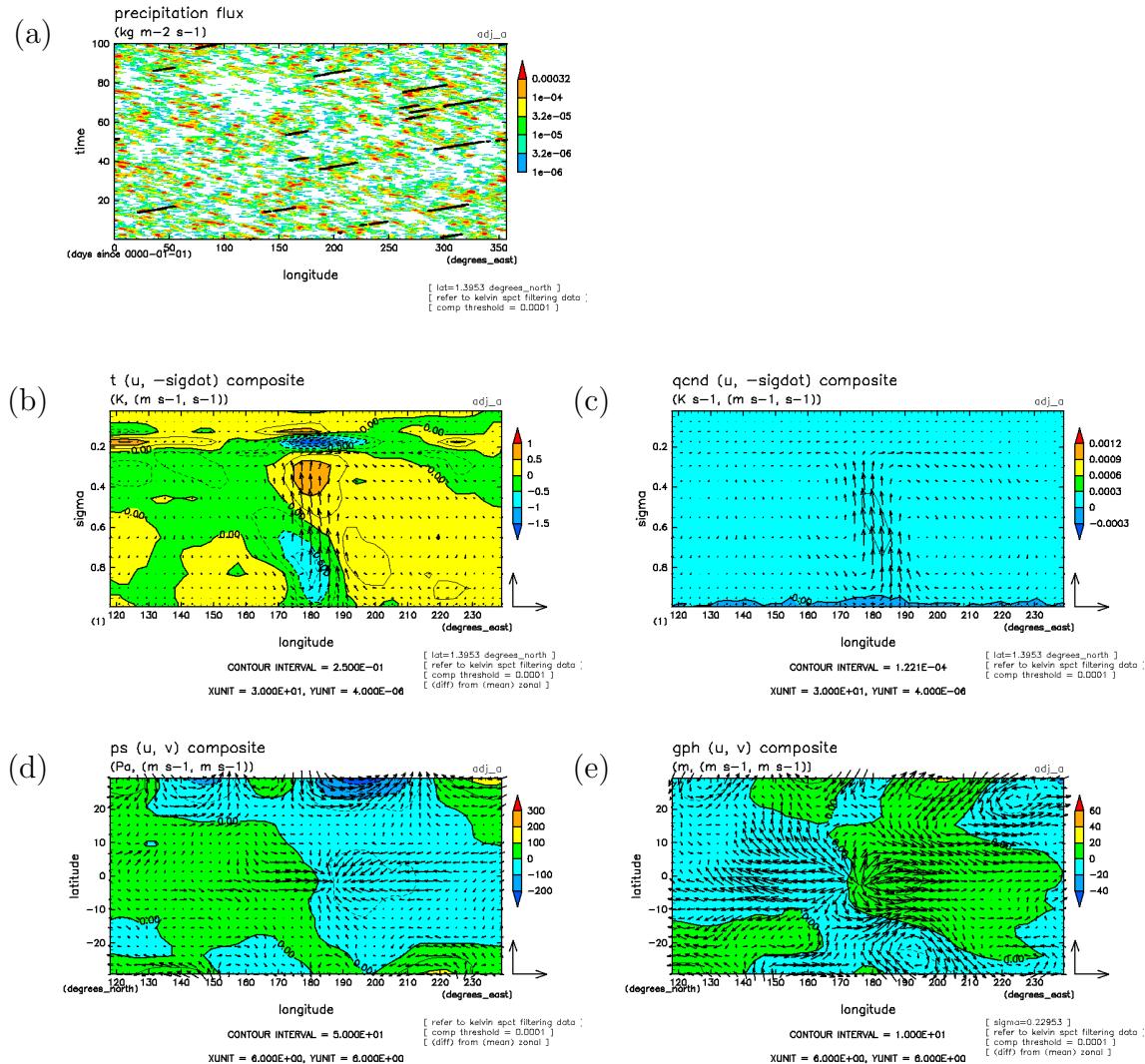


図 2.18: 図 2.9 と同じ。ただし、濡潤対流調節スキームを用いた下層冷却実験（実験 adj-a）の東進降水構造に準拠した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は、 $0.0001 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である。

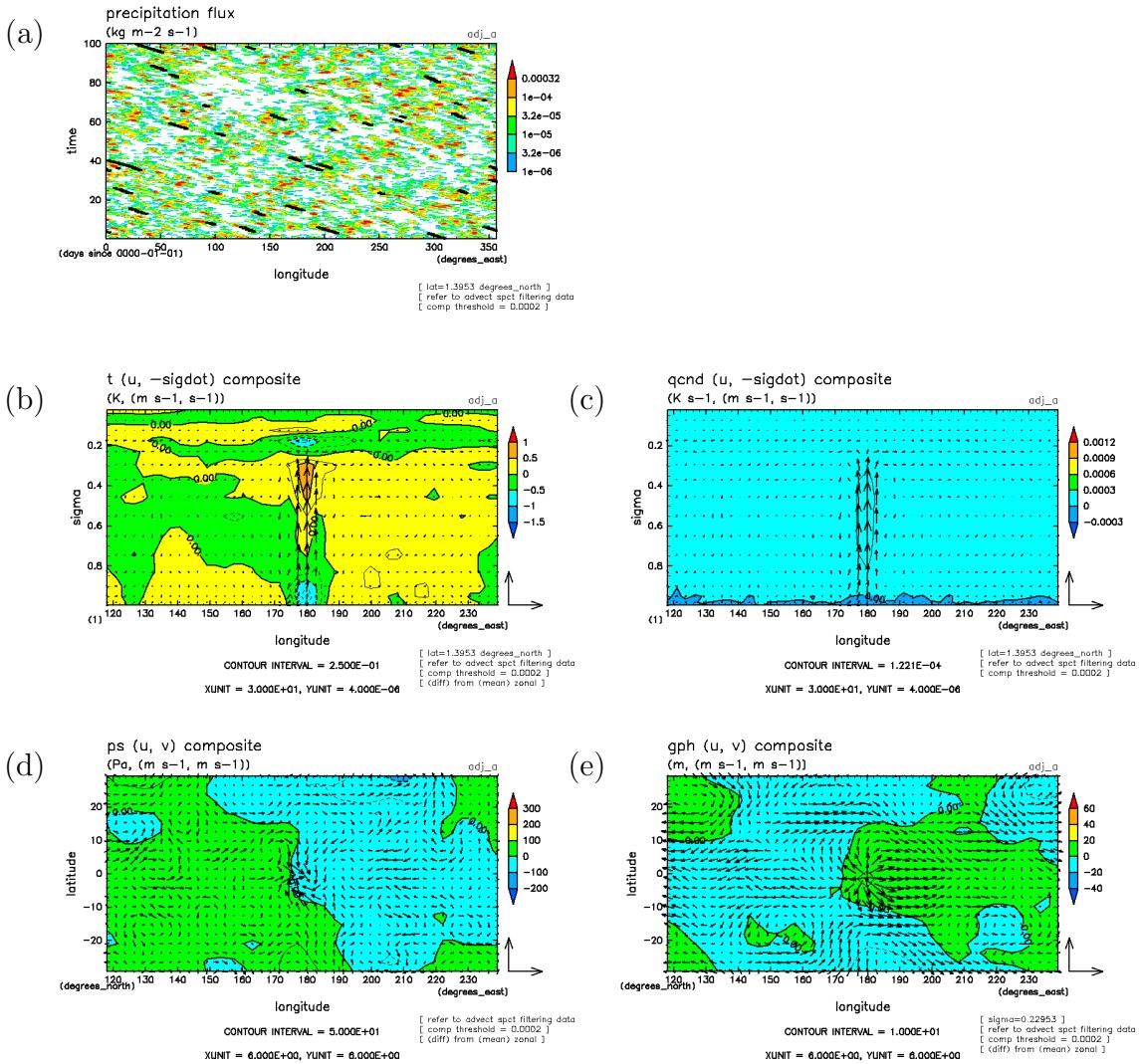


図 2.19: 図 2.9 と同じ。ただし、湿潤対流調節スキームを用いた下層冷却実験（実験 adj-a）の西進降水構造に準拠した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は、 $0.0002 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である。

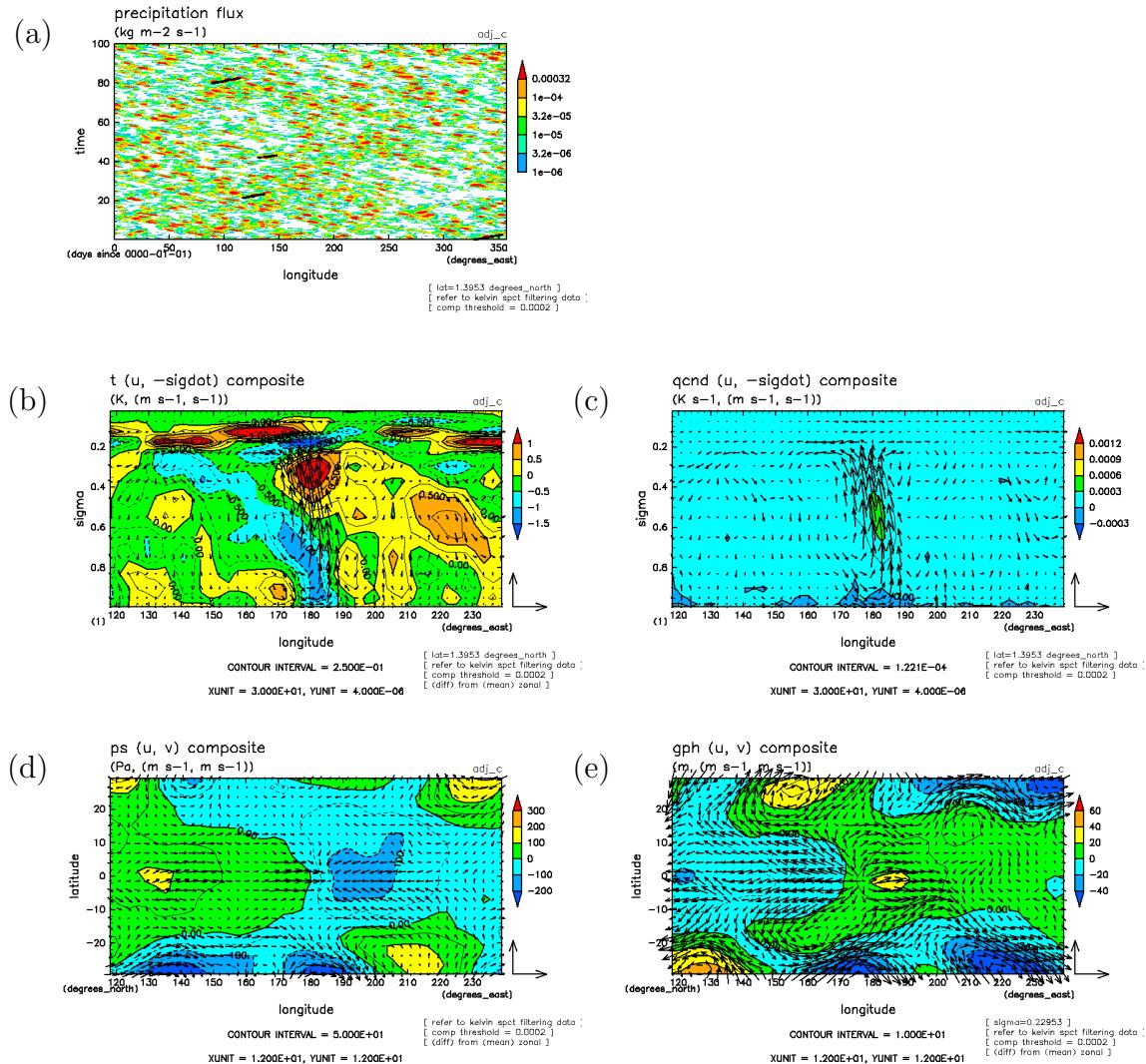


図 2.20: 図 2.9 と同じ。ただし、濡潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験（実験 adj-c）の東進降水構造に準拠した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は、 $0.0002 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である。

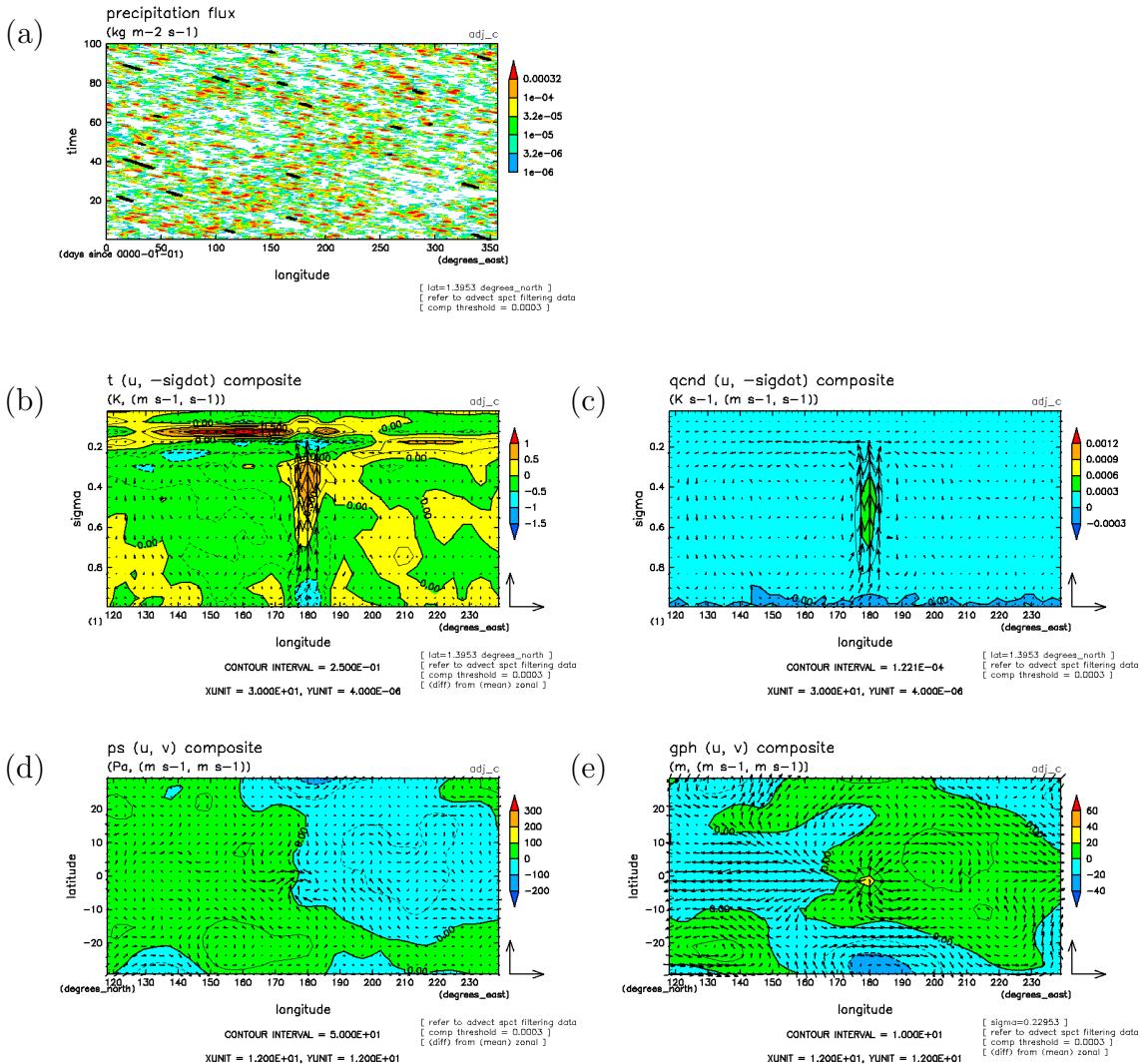


図 2.21: 図 2.9 と同じ。ただし、湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験（実験 adj-c）の西進降水構造に準拠した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は、 $0.0003 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である。

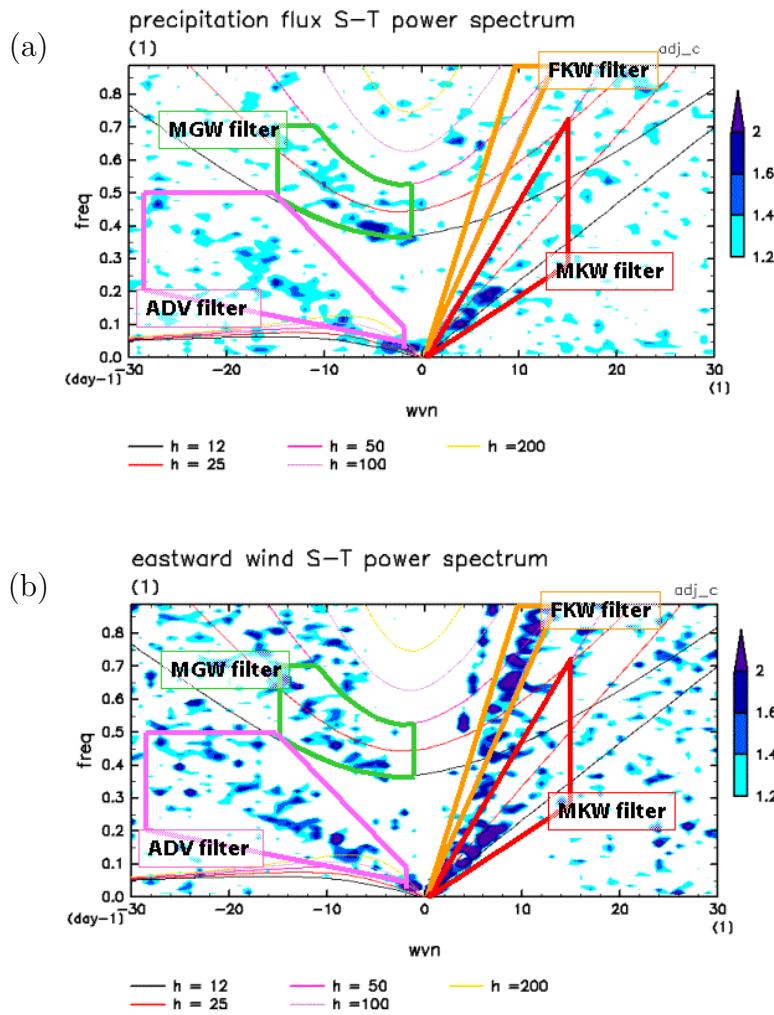


図 2.22: 濡潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における、降水、及び、対流圏下層 ($\sigma = 0.90$) の東西風の時空間スペクトルと、適用するスペクトルフィルター。図には、等価深度 $h = 8, 12, 25, 50, 100, 200$ [m] の奇数モードの赤道波の分散曲線を重ねている。 (a) 降水。 (b) 対流圏下層 ($\sigma = 0.90$) の東西風。

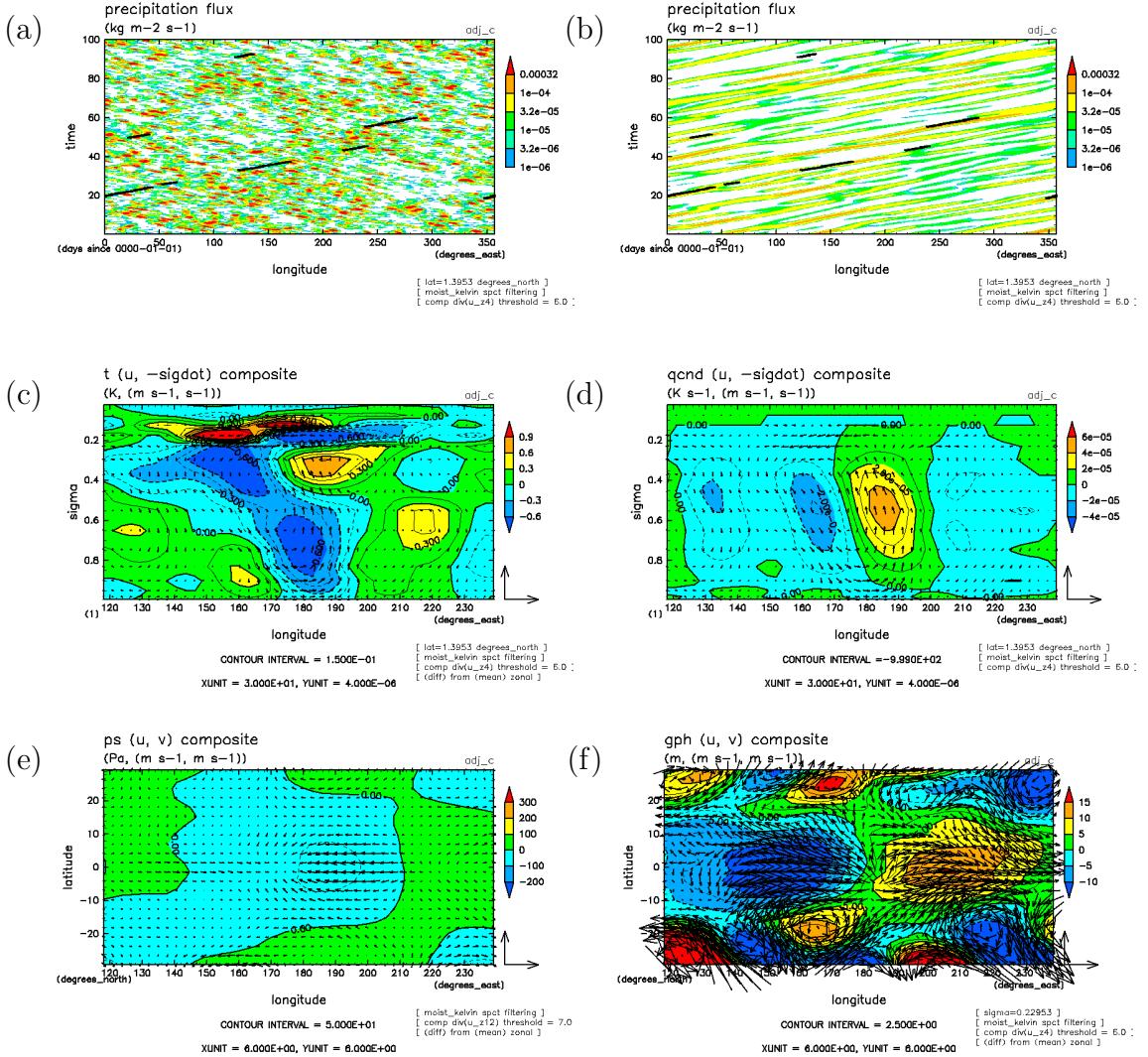


図 2.23: 濡潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における MKW フィルターを適用したコンポジット構造図: (a) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点. 背景はフィルター適用後の降水量の赤道経度時間図 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]) (b) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点. 背景は図 2.15a に同じ). (c) 温度 [K] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. コンター間隔は 0.15 K. 右下の単位ベクトルは, 30 m s^{-1} の東西風, $4.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の鉛直風を示す. (d) 凝結加熱率 [K s^{-1}] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. 等高線間隔は $1.0 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-1}$. 右下の単位ベクトルは, 30 m s^{-1} の東西風, $4.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の鉛直風を示す. (e) 地表面気圧 [Pa] (等高線), 東西風と南北風 [$\text{m s}^{-1}, \text{m s}^{-1}$] (ベクトル) の水平分布図. 等高線間隔は 50 Pa. 右下の単位ベクトルは, 6 m s^{-1} の東西風, 6 m s^{-1} の南北風を示す. (f) ジオポテンシャル [m] (等高線), 東西風と南北風 [$\text{m s}^{-1}, \text{m s}^{-1}$] (ベクトル) の $\sigma = 0.23$ における水平分布図. 等高線間隔は 2.5 m. 右下の単位ベクトルは, 6 m s^{-1} の東西風, 6 m s^{-1} の南北風を示す.

参照点を選ぶ際に用いた閾値は, 7.0 m s^{-1} である. (c)-(f) において, 温度, 地表面気圧, ジオポテンシャル, 東西風, 鉛直風, 南北風については, 東西平均からの偏差を示す.

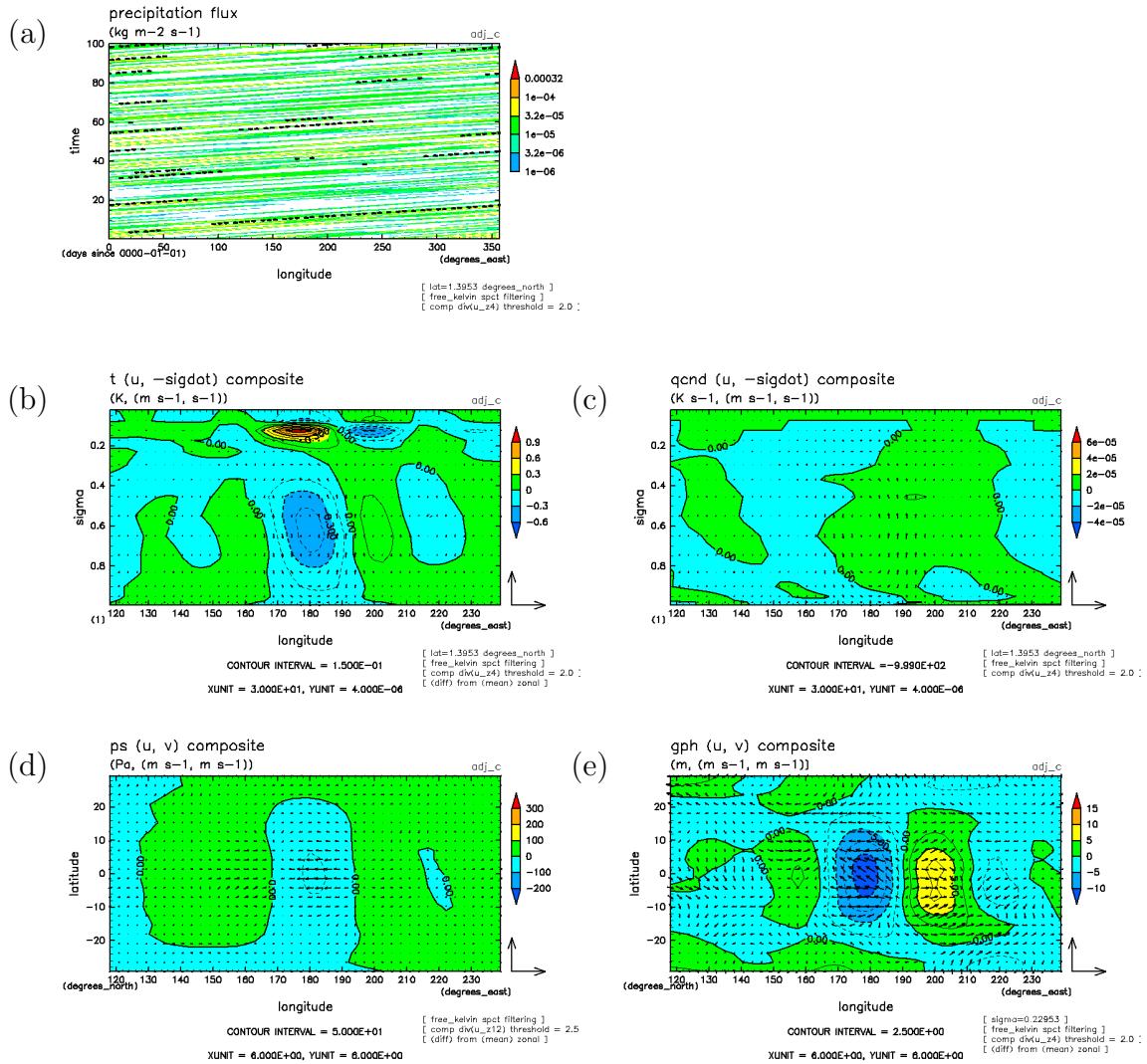


図 2.24: と同じ。ただし、濡潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験（実験 adj-c）における FKW フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は、 2.0 m s^{-1} である。

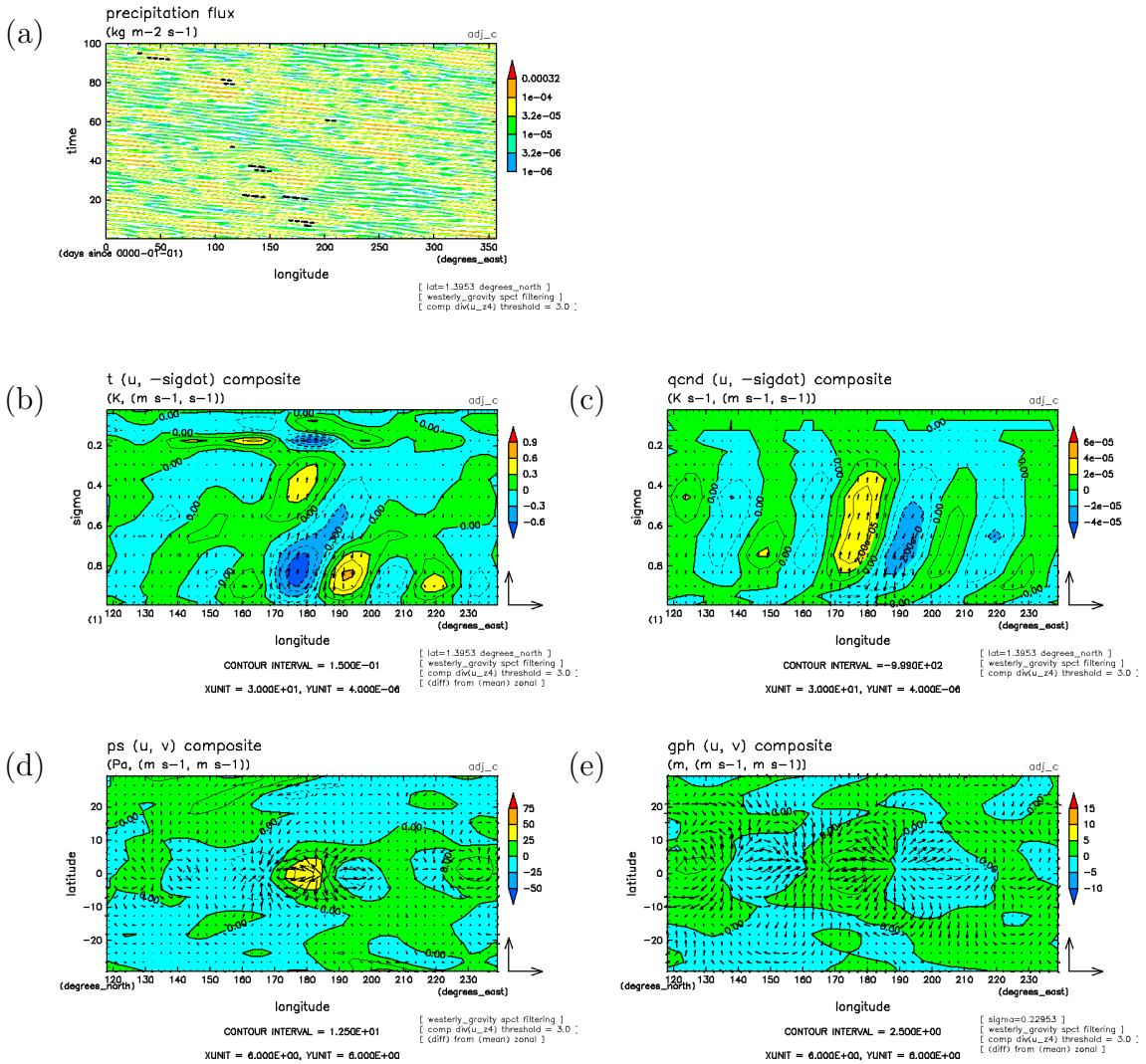


図 2.25: と同じ. ただし, 濡潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, 3.0 m s^{-1} である.

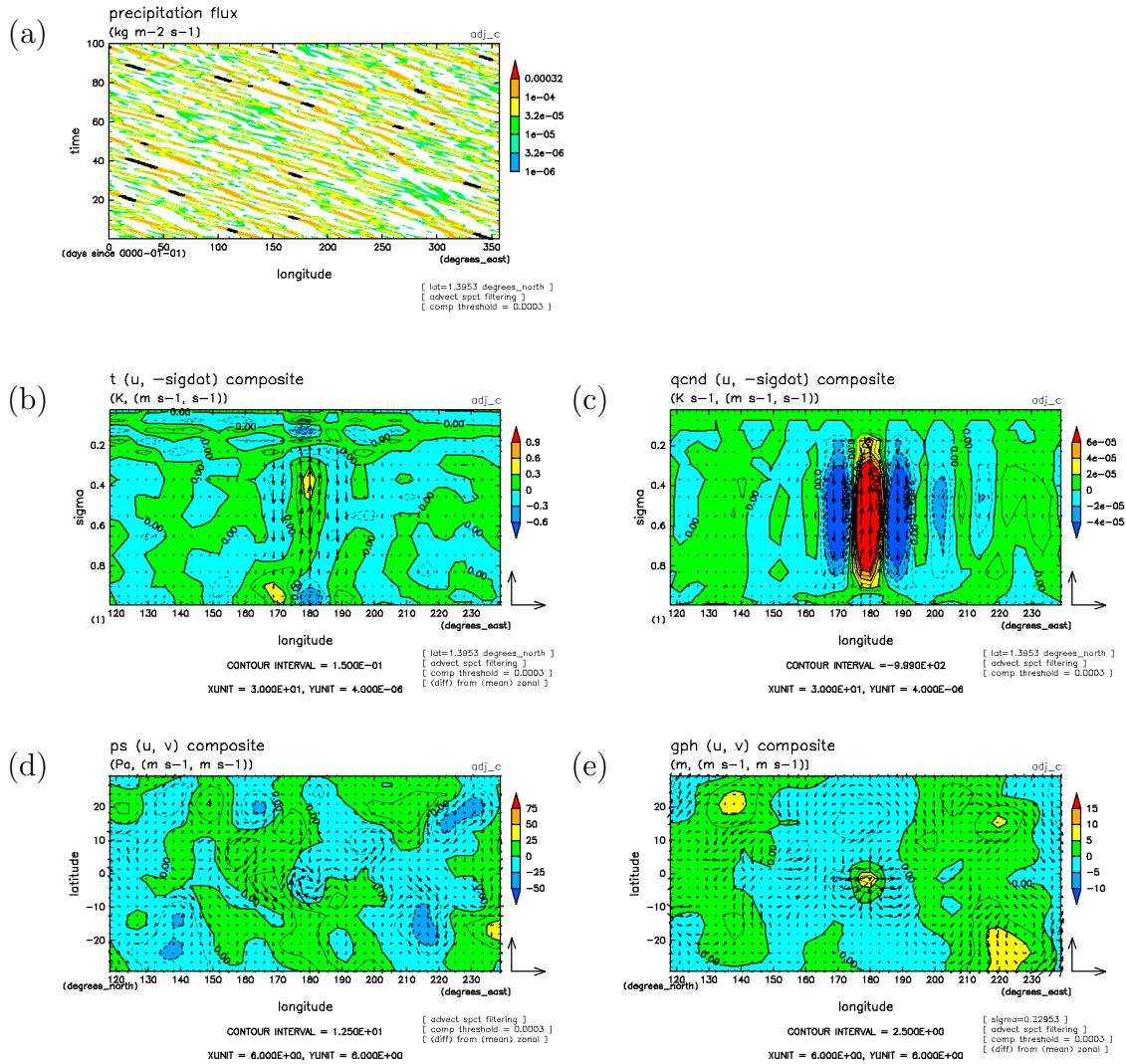


図 2.26: と同じ. ただし, 濡潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) における ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0003 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

2.5.5 循環構造の時間変動

湿潤対流調節スキームを用いた実験の下層冷却実験(実験 adj-a), 上層冷却実験(実験 adj-c)について, 降水, 比湿, 温度の時間分解能2時間の赤道上経度時間図, 及び, 凝結加熱率, 比湿, 温度の赤道鉛直断面のスナップショット(図2.27, 図2.28)を示す.

下層冷却実験(実験 adj-a)において, 温度偏差には, 経度時間図に東西波数1の東進擾乱が見られる(図2.27a)が, Kuoスキームを用いた上層冷却実験(実験 kuo-c; 図2.11)のような持続的で明瞭な東進擾乱は見られない. 赤道鉛直断面のスナップショットでも, コンポジット解析(第2.5.4節)で見られるような位相の西傾構造を見ることは難しい.

下層冷却実験(実験 adj-a)において, 比湿偏差には, 経度時間図に東西時間平均の下層東西風風速に対応する西進する構造が存在する(図2.27a). 比湿正偏差は降水活動の活発な領域と対応する. 赤道鉛直断面のスナップショットでは, Kuoスキームを用いた実験と同様, 鉛直に直立した構造が見られる(図2.28b).

上層冷却実験(実験 adj-c)では, 循環構造は下層冷却実験(実験 adj-a)とよく似ている. 下層冷却実験(実験 adj-a)に比べて, 各物理量の振幅はそれぞれ大きい(図2.28).

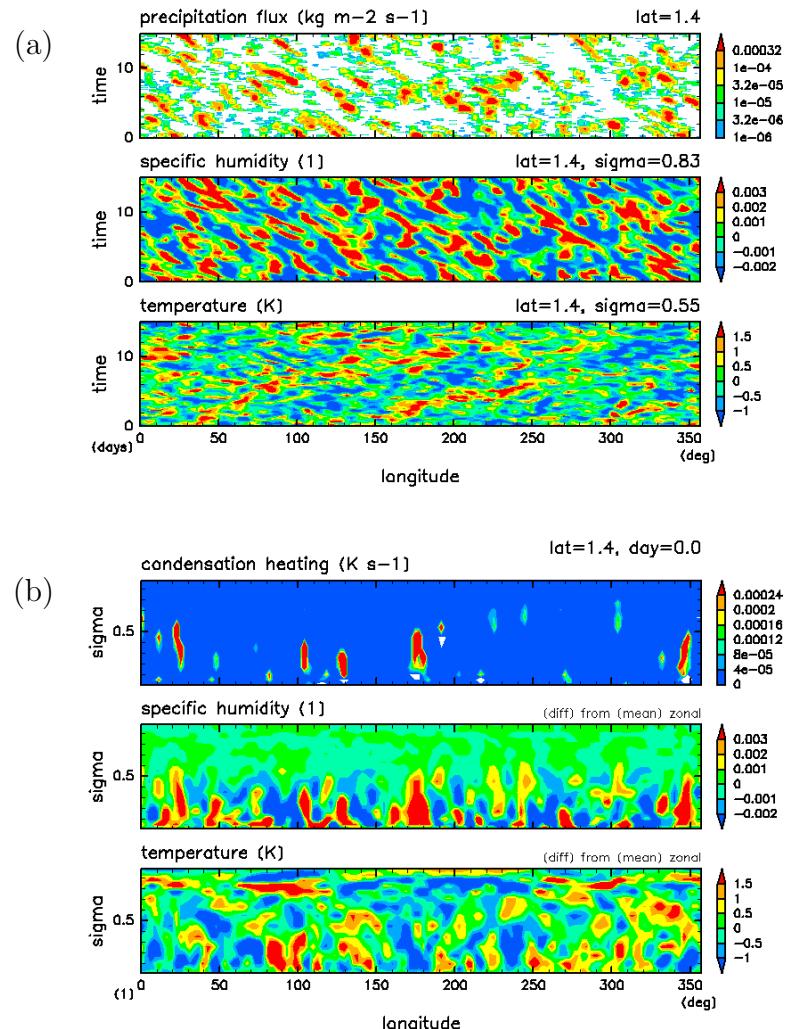


図 2.27: 図 2.28 と同じ. ただし, 濡潤対流調節スキームを用いた下層冷却実験 (実験 adj-a) の場合.

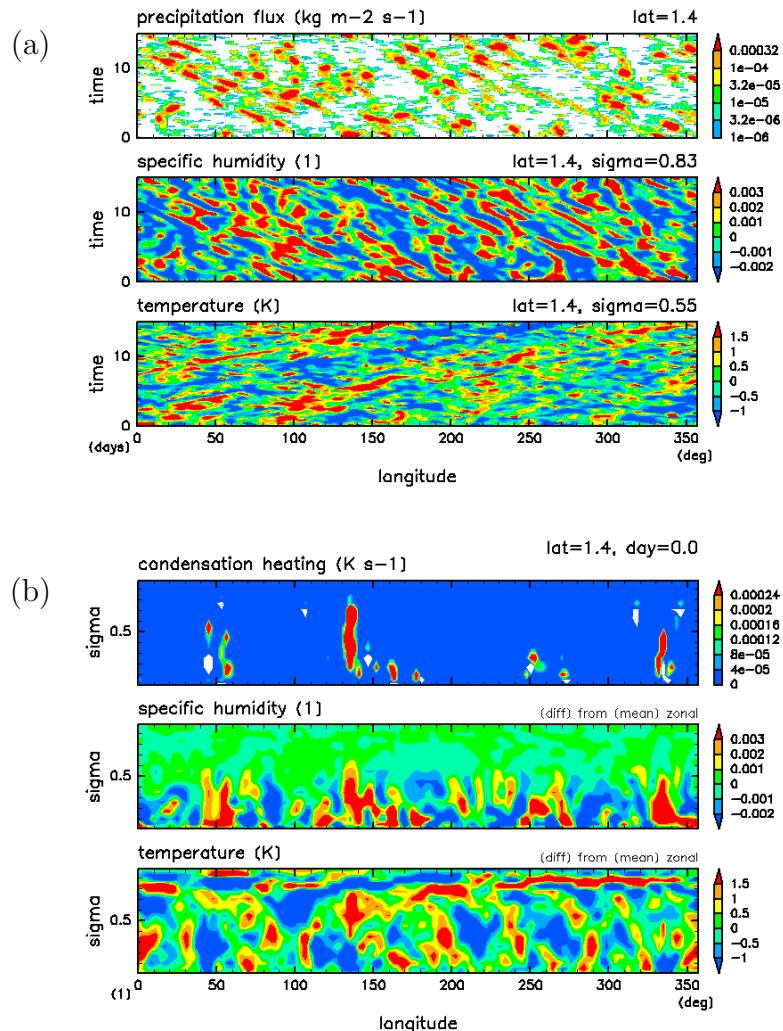


図 2.28: 図 2.28 と同じ. ただし, 湿潤対流調節スキームを用いた上層冷却実験 (実験 adj-c) の場合.

2.6 まとめ

大気大循環モデルで表現される赤道域の格子点スケールの降水活動に対する放射冷却率、凝結加熱率の鉛直分布依存性に着目した水惑星実験を行った。積雲パラメタリゼーションに Kuo スキームを用いた場合、凝結加熱率が対流圏上層で最大値を持つ実験では、赤道上において格子点スケールの降水域の東進が顕著となったのに対し、対流圏下層で最大値を持つ実験では、西進が顕著となった。東進する降水域に準拠したコンポジット図では、赤道上高度経度図において循環に wave-CISK の示唆する位相の西傾構造が見られるのに対し、西進する降水域に準拠したコンポジット図では、鉛直に直立した CISK (第一種条件付不安定 ; Bretherton, 1987) 的構造となった。

積雲パラメタリゼーションに湿潤対流調節スキームを用いた場合、赤道上の格子点スケールの降水域の構造には顕著な変化が見られなかった。スペクトルフィルターを適用したコンポジット循環構造解析では、降水域のコヒーレントな運動を捉えにくい対流調節パラメタリゼーションを用いた結果においても、背景風に移流される CISK 的構造に加えて、湿潤西進重力波的構造と 2 種類のケルビン波的構造 (自由ケルビン波と湿潤ケルビン波) が抽出できた。

本モデルによる実験においては、HS86 および NH91 と同様の積雲パラメタリゼーションである Kuo スキームを用いた実験であっても、HS86 で見られてきたような赤道域での格子点スケールの降水活動の非常にコヒーレントな東進が得られていない。これらの先行研究により、wave-CISK 的構造を持ちやすいと考えられる Kuo スキームであってもどちらかというと CISK 的な構造をもつ西進構造が現われる傾向にあった。また先行研究に比べ、東西スケール 1 が強く現れているなどの違いがある。本実験では、これらの結果の相違がどのようにして生じるかということが問題として残された。

第3章 解像度依存性

3.1 はじめに

はじめにでも述べたように、雲活動本来のスケールは大気大循環モデルの格子間隔に比べてずっと小さく、大循環モデル内の個々の湿潤対流は最小格子スケールでいわば無理矢理生じさせられている。最小格子スケールよりも小さい空間スケールにおいて、降水構造が階層性を持っていたとしたら、水平解像度が上がればそれらが分解されていき、降水構造の振舞いもかなり変わったものになるだろう。積雲パラメタリゼーションが不完全である以上、降水分布は解像度に応じて大きく変わる可能性がある。本実験では、組織化構造や階層性が解像度に対してどのように表現されていくかに注目する。

本実験では、積雲パラメタリゼーションを用いることにより、積雲パラメタリゼーションの設定パラメタの解像度依存性の問題と、水蒸気移流と赤道域の力学とによって現れるであろう降水階層構造の解像度依存性の問題とが共存する可能性があり、計算結果の解釈が困難になることが考えられる。そこで本研究は、積雲パラメタリゼーションを用いる実験と用いない実験との2つを行う。

3.2 モデルと実験設定

使用したモデルは, AFES (地球シミュレータ用に CCSR-NIES AGCM ver 5.4.02 の並列化効率を高めたモデル) である (Ohfuchi *et al.*, 2004). 力学過程は, 静力学平衡を仮定したプリミティブ方程式である. 水平離散化はスペクトル変換法 (Orszag, 1970), 鉛直 σ 座標の離散化にはロレンツ格子 (Arakawa and Suarez, 1983), 時間積分にはセミインプリシット法を用いている. 物理過程は, Nakajima and Tanaka (1986) の放射スキーム, Mellor-Yamada level-2 の鉛直拡散スキーム (Mellor and Yamada, 1974) を用いている.

積雲パラメタリゼーションとしては, Emanuel スキーム (Emanuel, 1991) を用いる場合と, 積雲パラメタリゼーションを用いない場合との 2 種類の実験を行う. 積雲パラメタリゼーションは用いない場合には, 降水は大規模凝結スキーム (Le Treut and Li, 1991) のみにより生じることとなる.

解像度は, 水平解像度を T39 から T319, 鉛直解像度を鉛直 24 層 (L24) から鉛直 96 層 (L96) に変えた (表 3.1). 48 層における大気層の厚さは, 最下層では 20 m であり, 対流圈中層から成層圈中層にかけては約 1000 m である. 96 層における大気層の厚さは, 最下層では 10 m であり, 対流圈中層から成層圈中層では約 500 m である. 水平解像度 T39 における水平格子間隔は約 330 km であり, T319 では約 40 km である. 以下では, 水平解像度 T39, 鉛直層数 48 の実験を標準実験と呼ぶ.

表 3.1 に実験リストを示す. 実験名として, Emanuel スキームを用いた実験は解像度の末尾に _eml をつけたもの, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験は末尾に _non をつけたものを用いる. 例えば, Emanuel スキームを用いた標準実験を実験 T39L48_eml, 積雲パラメタリゼーションを用いない標準実験を実験 T39L48_non と呼ぶ.

境界条件として, Neale and Hoskins (2000) の提唱する東西一様, 南北対称の海水面温度分布を持つ水惑星条件を与えた (図 3.1).

時間積分は 1260 日 (3 年半) 行った (図 3.2). 初期条件は Emanuel スキームを用いて, T39L24 の解像度で 300 K 等温静止大気から開始して 10 年積分した最後の年を各解像度に内挿したものを用いた. 次節以降の実験結果における平均値は, 実験の最後の 1080 日 (3 年) 間のデータから計算する. スペクトル解析には実験の最後の 360 (1 年) 間のデータを用いた.

表 3.1: 実験リスト. 解像度 T39L48 の実験を標準実験と呼ぶ. 実験名として, Emanuel スキームを用いた実験は解像度の末尾に _eml をつけたもの, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験は末尾に _non をつけたものを用いる. 例えば, Emanuel スキームを用いた実験を実験 T39L48_eml, 積雲パラメタリゼーションを用いない標準実験を実験 T39L48_non と呼ぶ.

解像度	T39	T79	T159	T319
24 層	T39L24_non T39L24_eml			
48 層	T39L48_non T39L48_eml	T79L48_non T79L48_eml	T159L48_non T159L48_eml	T319L48_non T319L48_eml
96 層	T39L96_non T39L96_eml			

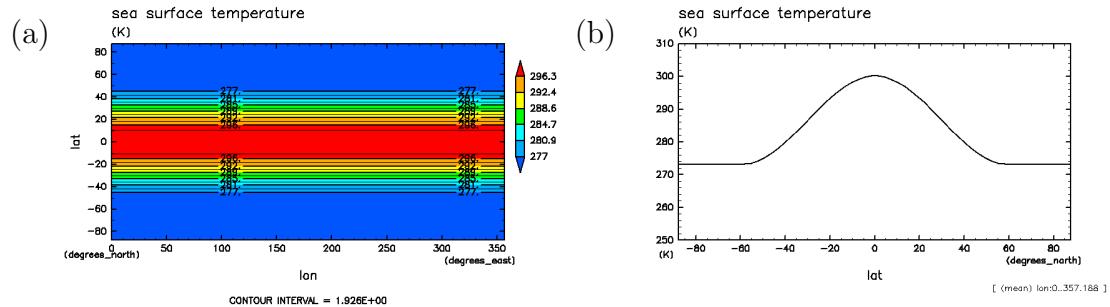


図 3.1: 海表面温度 [K]: (a) 水平分布 (b) 南北分布.

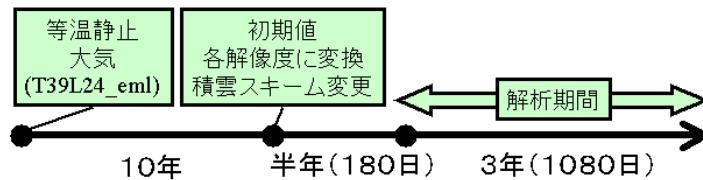


図 3.2: 実験期間とデータ解析期間.

3.3 積雲パラメタリゼーションを用いない実験の結果

3.3.1 時間東西平均の降水分布

図3.3は降水の時間東西平均図である。実験T39L48_nonに対して水平解像度を上げると(実験T79L48_non, 実験T159L48_non, 実験T319L48_non), 赤道近傍の東西平均降水量は $10 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 程度増加する。(図3.3a)また, 緯度15度付近では逆に降水量は数 $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 程度減少している。すなわちITCZの南北幅が狭まり, 降水域は赤道に集中するようになる。ただし, 実験T79L48_non, 実験T159L48_non, 実験T319L48_nonの降水量分布には大きな差はない。

実験T39L48_nonに対して鉛直解像度を上げると(実験T39L96_non), 赤道近傍の東西平均降水量は減少し, 実験T39L48_nonに対して鉛直解像度を下げると(実験T39L24_non), 赤道近傍の東西平均降水量は増加する(図3.3b)。

本結果では水平解像度の向上に伴い, ITCZの幅が狭まり, 赤道上の東西時間平均降水量は増えた。この原因として, 地表フラックスのパラメタリゼーションの水平解像度依存性が考えられる。水平解像度を上げれば, 小さなスケールの運動が表現されるようになる為に, 地表風の分散が大きくなる。したがって, 蒸発が増え, それに伴って収支としての降水は増える。しかしこのことは, 降水が赤道に集中する理由にはなっていない。なお水平解像度向上に伴ってハドレー循環強度は強くなっていますが, 水平解像度向上との因果関係は分からぬ。

3.3.2 物理・力学の各過程による時間東西平均加熱率

図3.4は, 大気大循環モデル中の物理・力学の各過程による赤道上時間東西平均加熱率である。実験T39L48_non, 実験T159L48_nonでは, 凝結過程による加熱率が, $\sigma = 0.5 - 0.6$ の間で大きく正負に変動しており, 鉛直拡散過程による加熱がそれを相殺するように大きく変動している。こうした凝結加熱のキンクは, $\sigma = 0.5 - 0.6$ 付近で水蒸気が氷に変化する層があることに起因しているものと考えられる。鉛直拡散過程はその凝結加熱を均すように働いているものと考えられる。

凝結加熱率のキンクを均したとして対流圏内の鉛直分布を見ると, 実験T39L48_non, 実験T159L48_non, 実験T159L48_nonのいずれの実験においても, 加熱率は対流圏下層に比べ上層で大きくなっている。

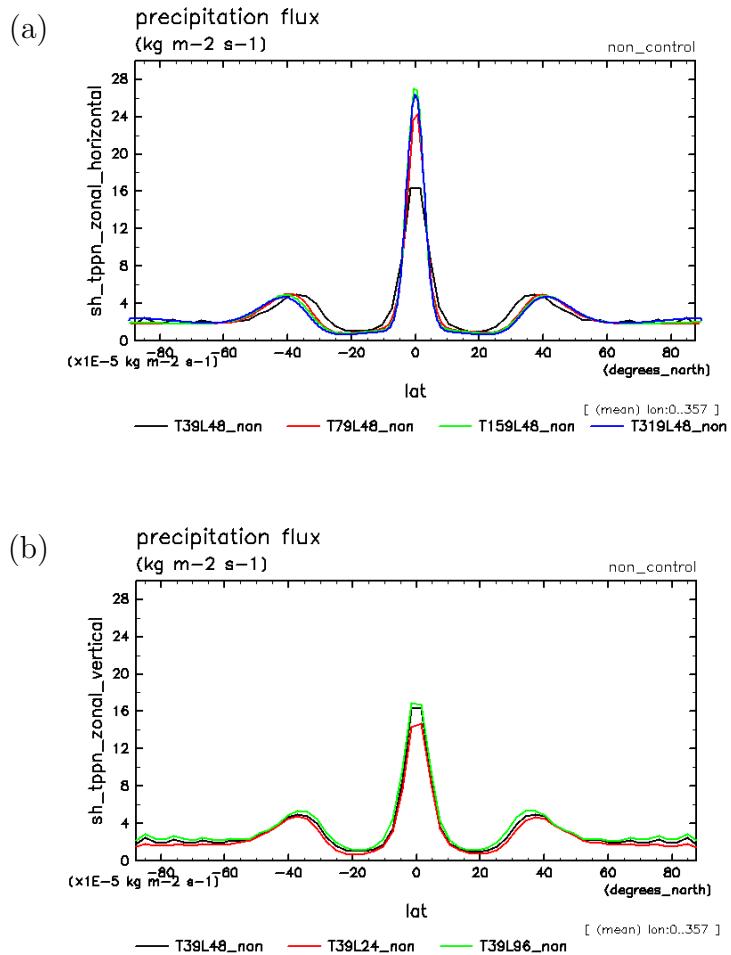


図 3.3: 積雲パラメタリゼーションを用いない実験における降水の東西時間平均の緯度分布 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]: (a) 水平解像度を変えた実験. (黒線) 実験 T39L48_non, (赤線) 実験 T79L48_non, (緑線) 実験 T159L48_non, (青線) 実験 T319L48_non. (b) 鉛直解像度を変えた実験. (黒線) 実験 T39L48_non, (赤線) 実験 T39L24_non, (緑線) 実験 T39L96_non を示す.

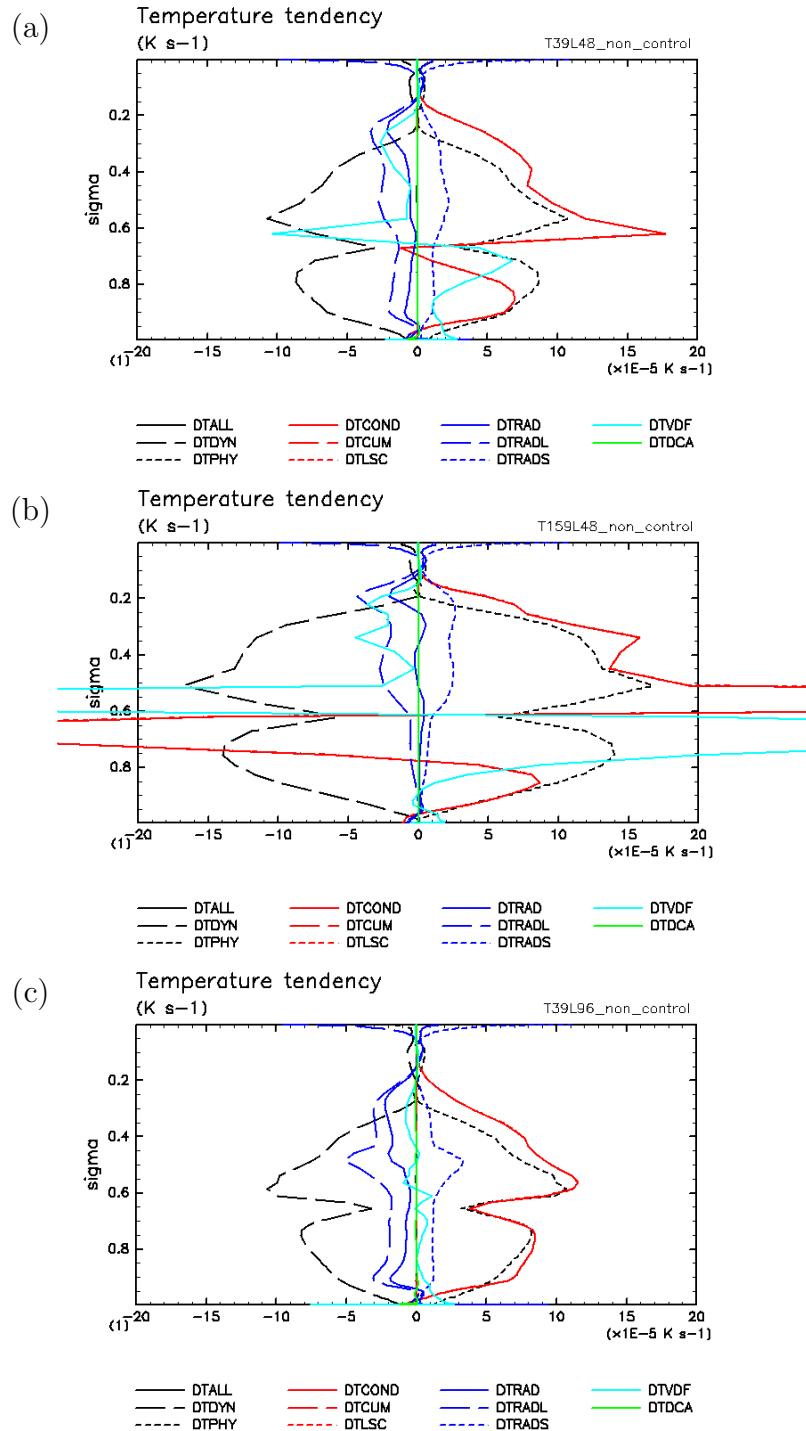


図 3.4: 積雲パラメタリゼーションを用いない実験におけるモデル中の物理・力学の各過程による加熱率の赤道上時間東西平均 $[K s^{-1}]$. (黒実線) 物理及び力学の全過程, (黒破線) 力学過程, (黒点線) 物理全過程, (赤実線) 凝結過程 (積雲パラメタリゼーションと大規模凝結を足し合わせた値), (赤破線) 積雲パラメタリゼーション過程, (赤点線) 大規模凝結過程, (青実線) 放射過程 (長波放射と短波放射を足し合わせた値), (青破線) 長波放射過程, (青点線) 短波放射過程, (水色実線) 鉛直拡散過程, (緑実線) 乾燥対流調節過程: (a) 実験 T39L48_non, (b) 実験 T159L48_non, (c) 実験 T39L96_non.

3.3.3 赤道域における降水の経度時間断面と時空間スペクトル

図 3.5, 図 3.6 は, 積雲パラメタリゼーションを用いない一連の実験の降水量の赤道上経度時間図, 及び, Wheeler and Kiladis (1999) に基づく時空間スペクトル図である. 実験 T319L48_non の時空間スペクトル図は, 計算機資源の問題から示さない.

図 3.5a は, 実験 T39L48_non の赤道上経度時間断面図である. 格子点スケールの降水域には, 西進構造と東進構造との両方が存在し, これら 2 つの水平スケールは同程度 (数 1000 km 程度) である. 東進する降水域の移動速度は, 約 16 m s^{-1} である. 時空間スペクトル図においては, $15\text{--}25 \text{ m s}^{-1}$ の位相速度に対応するシグナルが存在し, このシグナルは赤道ケルビン波の分散曲線に乗る (図 3.5b). 西進する降水域に対応するスペクトルシグナルは, 波数 -10 から -30 の領域に広く分布している.

水平解像度を上げると (実験 T159L48_non), 水平スケール数 1000 km の連続的に降水が持続する東進構造が明瞭になる (図 3.5e). 図 3.5e の拡大図 b から, この東進構造の内部構造として, 水平スケール約 200 km の西進する降水構造が存在していることが分かる. 実験 T159L48_non は, 実験 T39L48_non に比べ, 明瞭な階層性が現れている (図 3.7). 東進する降水域の移動速度は, 約 16 m s^{-1} である (図 3.5e). 時空間スペクトル図においては, 標準実験と同様に約 $15\text{--}25 \text{ m s}^{-1}$ の位相速度に対応するシグナルが存在する. このシグナルは赤道ケルビン波の分散曲線に乗る (図 3.5f). 西進する降水域は, 時空間スペクトル図において移動速度 $8\text{--}10 \text{ m s}^{-1}$ と $15\text{--}20 \text{ m s}^{-1}$ に対応する領域にシグナルを持つ (図 3.5f). $15\text{--}20 \text{ m s}^{-1}$ の位相速度に対応するシグナルは西進重力波の分散曲線に乗る. $8\text{--}10 \text{ m s}^{-1}$ という移動速度は下層の背景風の平均東西風風速とほぼ等しく (図 3.24a), CISK によって成長した格子点スケールの積雲活動が偏東風によって移流されている可能性が考えられる.

鉛直解像度を上げた場合では (実験 T39L96_non), 赤道上経度時間断面図, 時空間スペクトル図において, 降水分布, スペクトルのシグナルに標準実験と大きな違いは認められない (図 3.6e,f). この傾向は 鉛直解像度を下げた場合 (実験 T39L24_non) でも同様であった (図 3.6a,b).

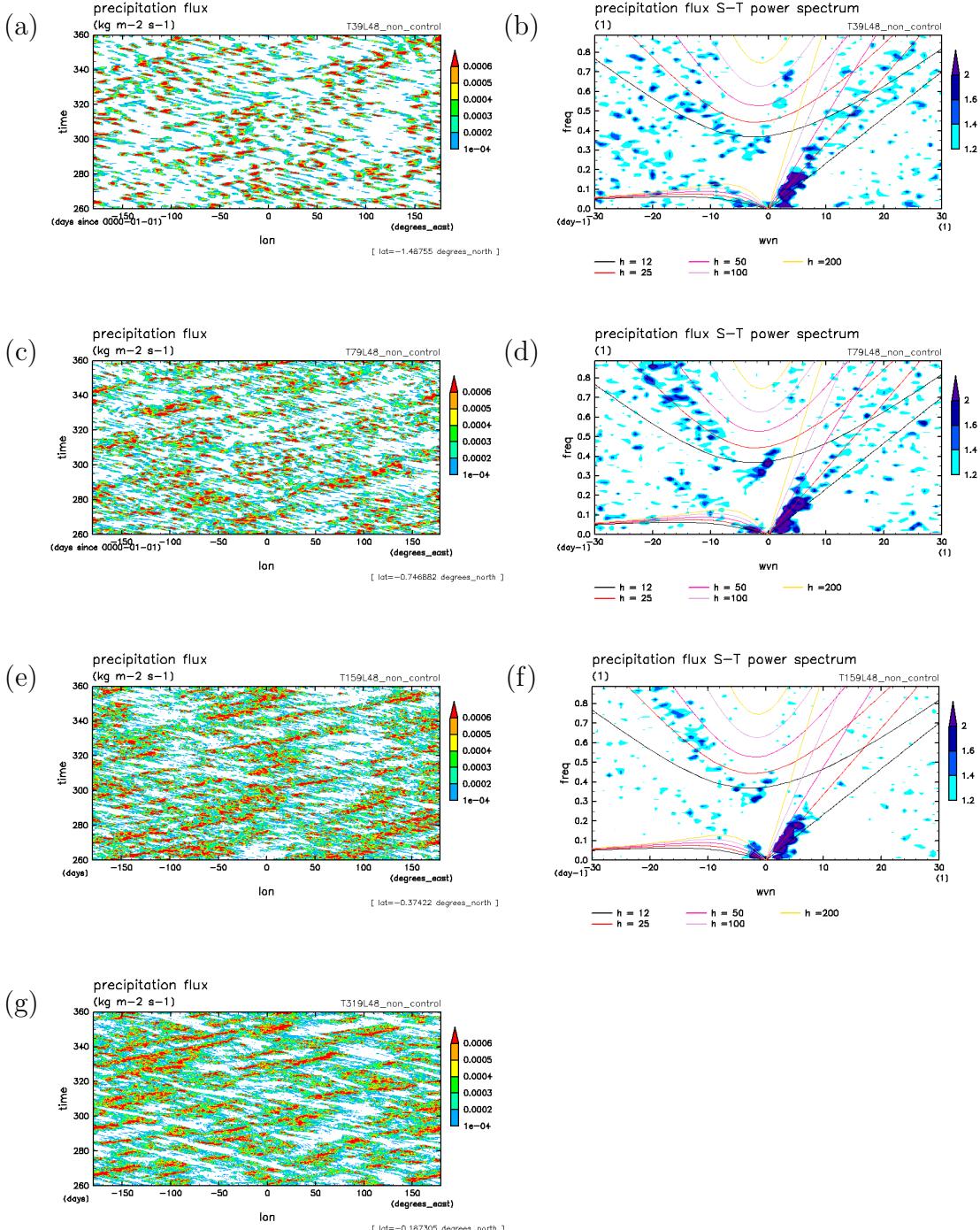


図 3.5: 積雲パラメタリゼーションを用いない実験において水平解像度を変えた場合の降水量: (a,c,e,g) 赤道上経度時間図 [$\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$]. 描画期間は実験最後の 100 日間である. (b,d,f) Wheeler and Kiladis (1999) に基づく時空間スペクトル図. 図中の実線は奇数のモード番号を持つ赤道波の分散曲線. 等価深度の値として $h = 12, 25, 50, 100, 200$ [m] を用いている. なお, それぞれの図は, (a,b) 実験 T39L48_non, (c,d) 実験 T79L48_non, (e,f) 実験 T159L48_non, (g) 実験 T319L48_non である.

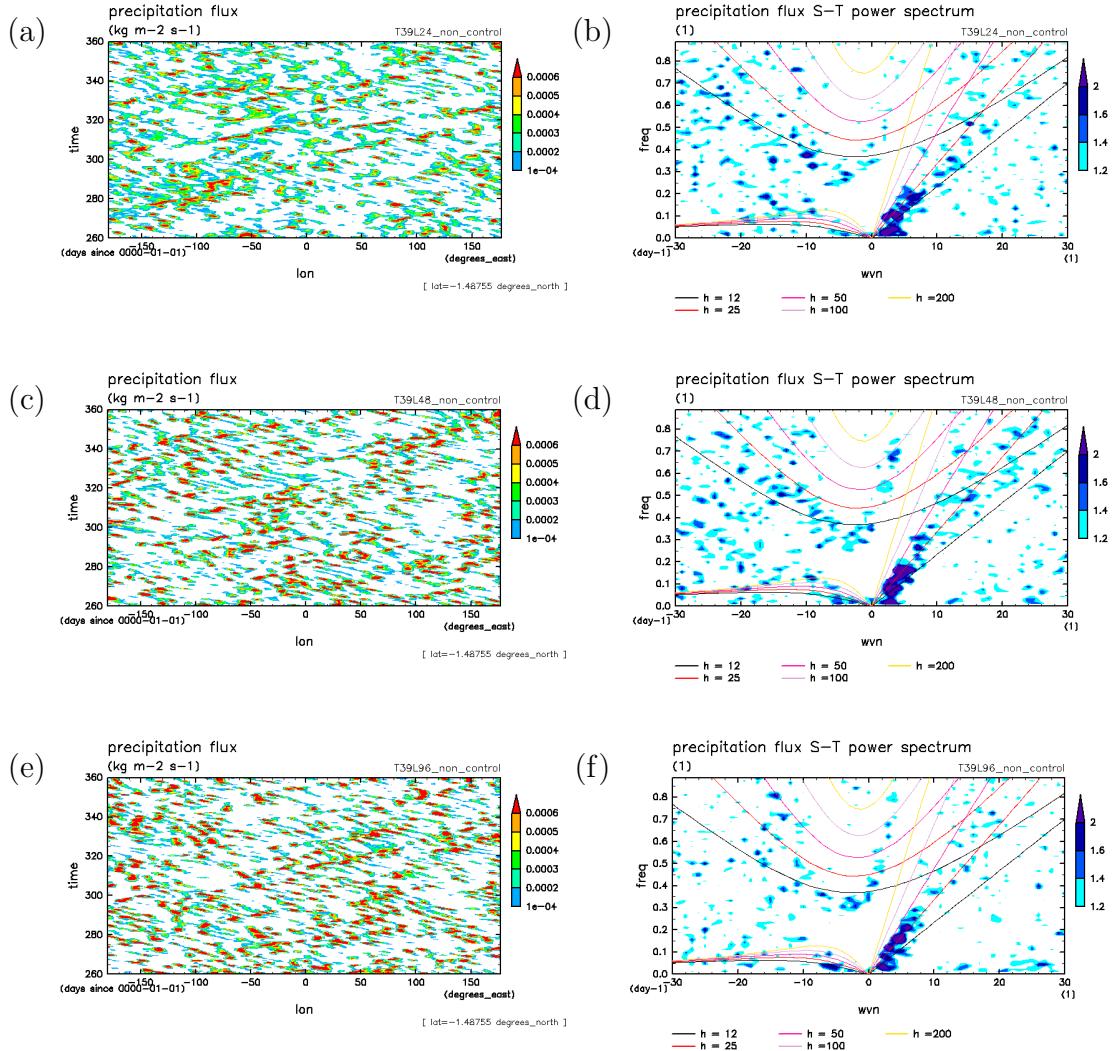


図 3.6: 図 3.5 と同じ. ただし, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験において鉛直解像度を変えた場合. それぞれの図は, (a,b) 実験 T39L24_non, (c,d) 実験 T39L48_non, (e,f) 実験 T39L96_non である.

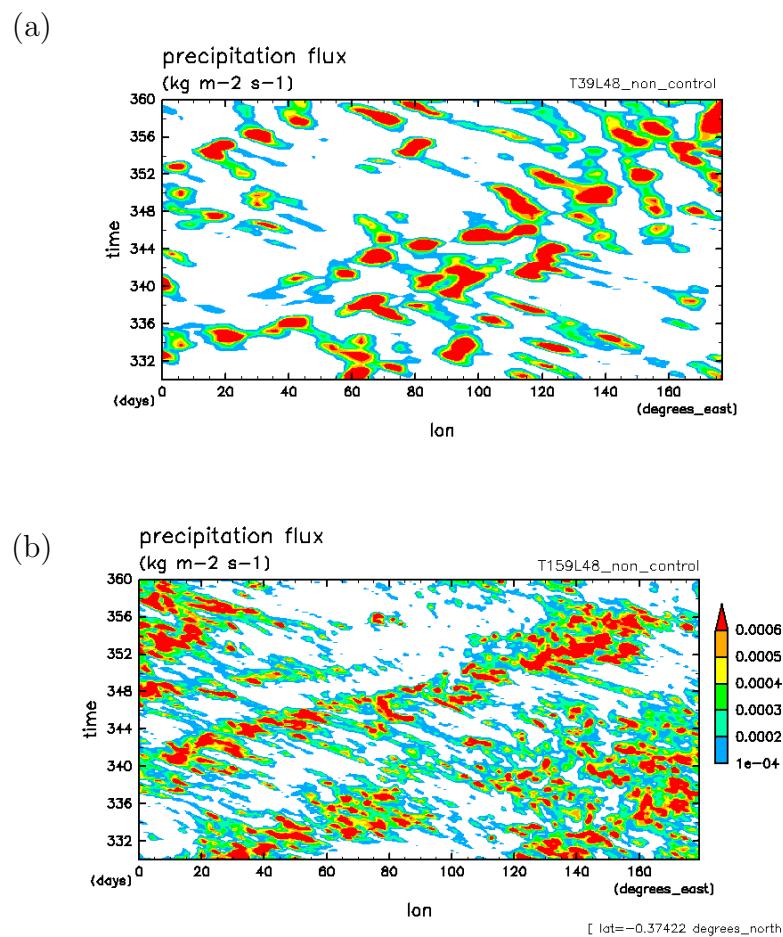


図 3.7: (a) 図 3.5a の拡大図, (b) 図 3.5e の拡大図.

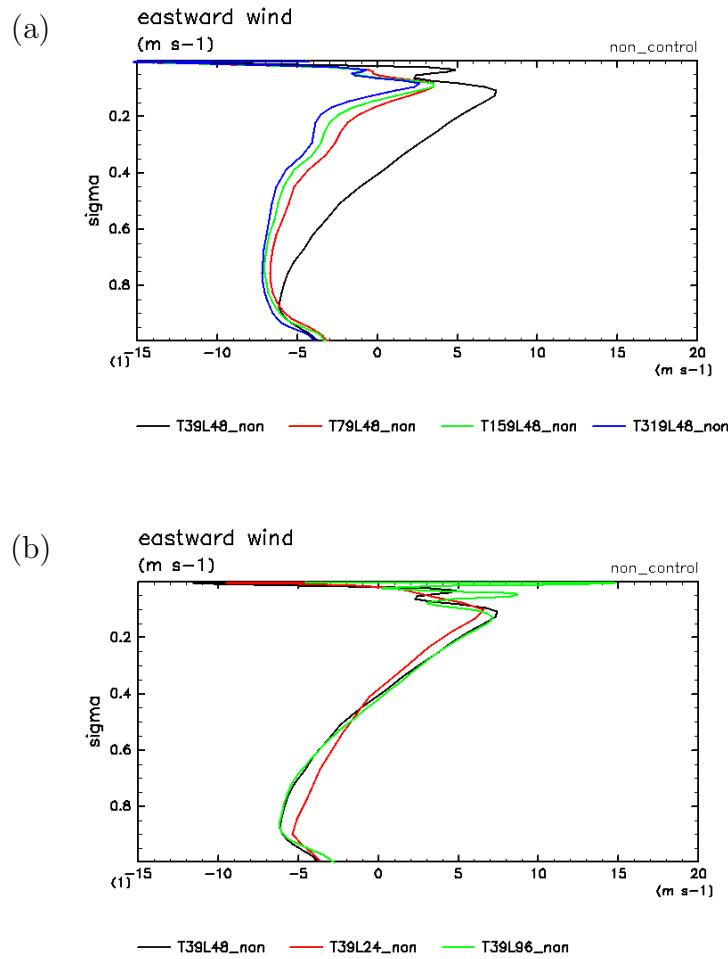


図 3.8: 積雲パラメタリゼーションを用いない実験における赤道上の東西風の時間東西平均 [$m s^{-1}$]: (a) 水平解像度を変えた実験. (黒線) 実験 T39L48_non, (赤線) 実験 T79L48_non, (緑線) 実験 T159L48_non, (青線) 実験 T319L48_non. (b) 鉛直解像度を変えた実験. (黒線) 実験 T39L48_non, (赤線) 実験 T39L24_non, (緑線) 実験 T39L96_non.

3.3.4 降水活動にともなう循環の構造

積雲パラメタリゼーションを用いない実験では、第2章の対流調節を用いた実験の降水の時空間スペクトル図（図2.15）と同様、3種類のシグナル（ケルビン波、西進重力波、背景風移流の風速と対応するシグナル）が同時に現われている。そこで本節でも、第2.5.4節で行ったスペクトルフィルターを適用したコンポジット解析を行った。ケルビン波、西進重力波、背景風移流のシグナルがそれぞれ抽出されるようにフィルターを適用した（それぞれ、KW filter, MGW filter, ADV filterと呼ぶ；図3.9参照）。本節では、第2.5.4節と異なり、ケルビン波については位相速度の速いものと遅いものとで分けてはおらず、同時に抽出するようなフィルターを適用している。コンポジットの参照点は降水の極大値に準拠して定めた。

実験T39L48_nonにおいて、KW filterを適用したコンポジット図では、温度、風速場の位相の西傾が見られる（図3.10e）。これは、図2.26bで示された、ケルビン波のwave-CISKで想定される対流活動を介しての第一モードと第二モードの結合が働いた結果として現われた構造と同種のものであると考えられる。

実験T39L48_nonにおいて、MGW filterを適用したコンポジット図では、温度、風速場の位相の東傾が見られる（図3.11e）。これは、図2.25bで示された、西進重力波のwave-CISKで想定される構造と同種のものであると考えられる。

実験T39L48_nonにおいて、ADV filterを適用したコンポジット図では、鉛直構造に、温度、風速場に位相の傾きは見られず、循環の東西幅は狭い（図3.12e）。これは、図2.26bと同様、CIFK的擾乱が背景風に移流されているものと考えられる。

実験T39L48_nonにおける上記の特徴は、水平解像度を上げた場合（T159L48_non）にも鉛直解像度を上げた場合（T39L96_non）にも同様に現われている特徴であり、解像度を変更させたことによる大きな特徴の違いは見られない（T159L48_non: 図3.13、図3.14、図3.15；T39L96_non: 図3.16、図3.17、図3.18）。

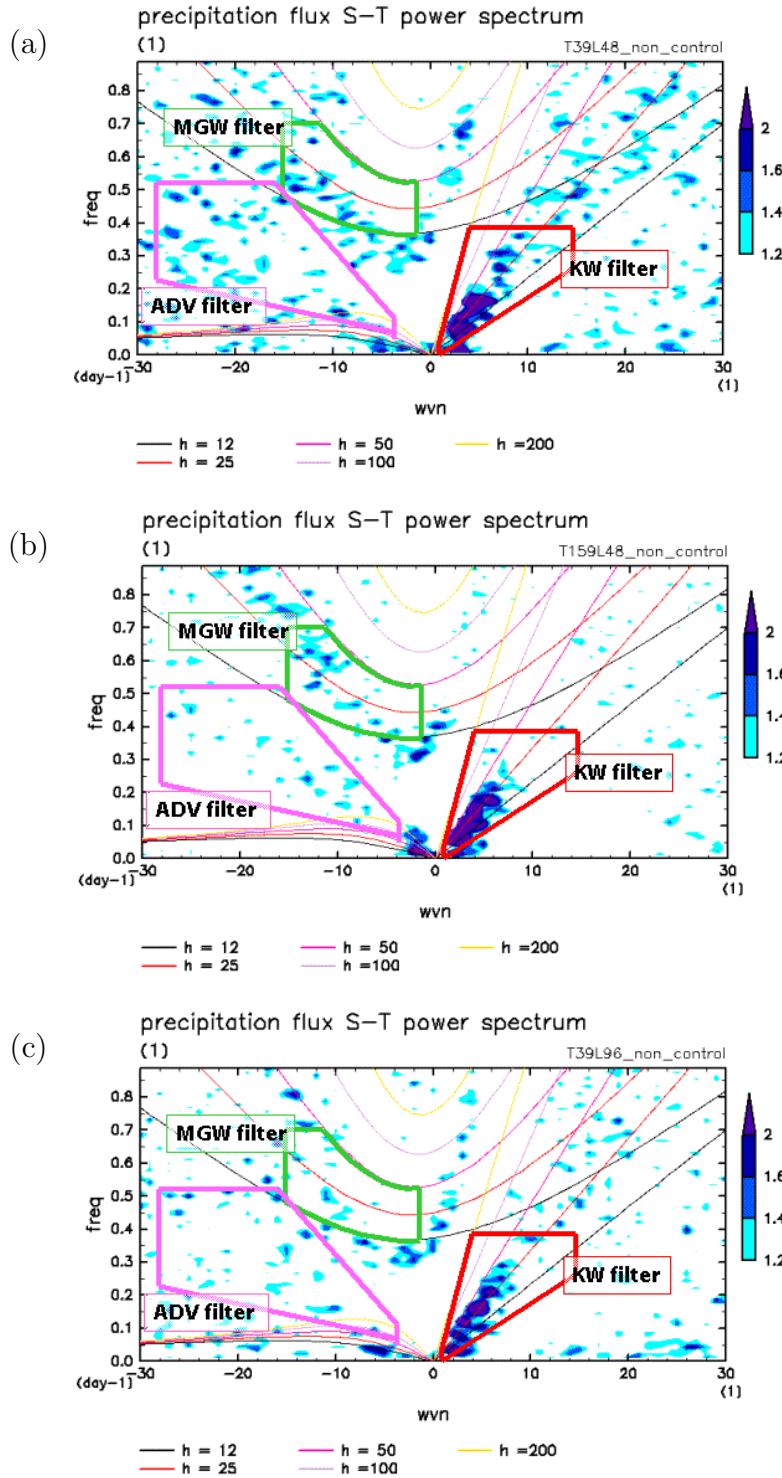


図 3.9: 降水の時空間スペクトルと、適用するスペクトルフィルター。図には、等価深度 $h = 8, 12, 25, 50, 100, 200$ [m] の奇数モードの赤道波の分散曲線を重ねている。 (a) 実験 T39L48_non, (b) 実験 T159L48_non, (c) 実験 T39L96_non。

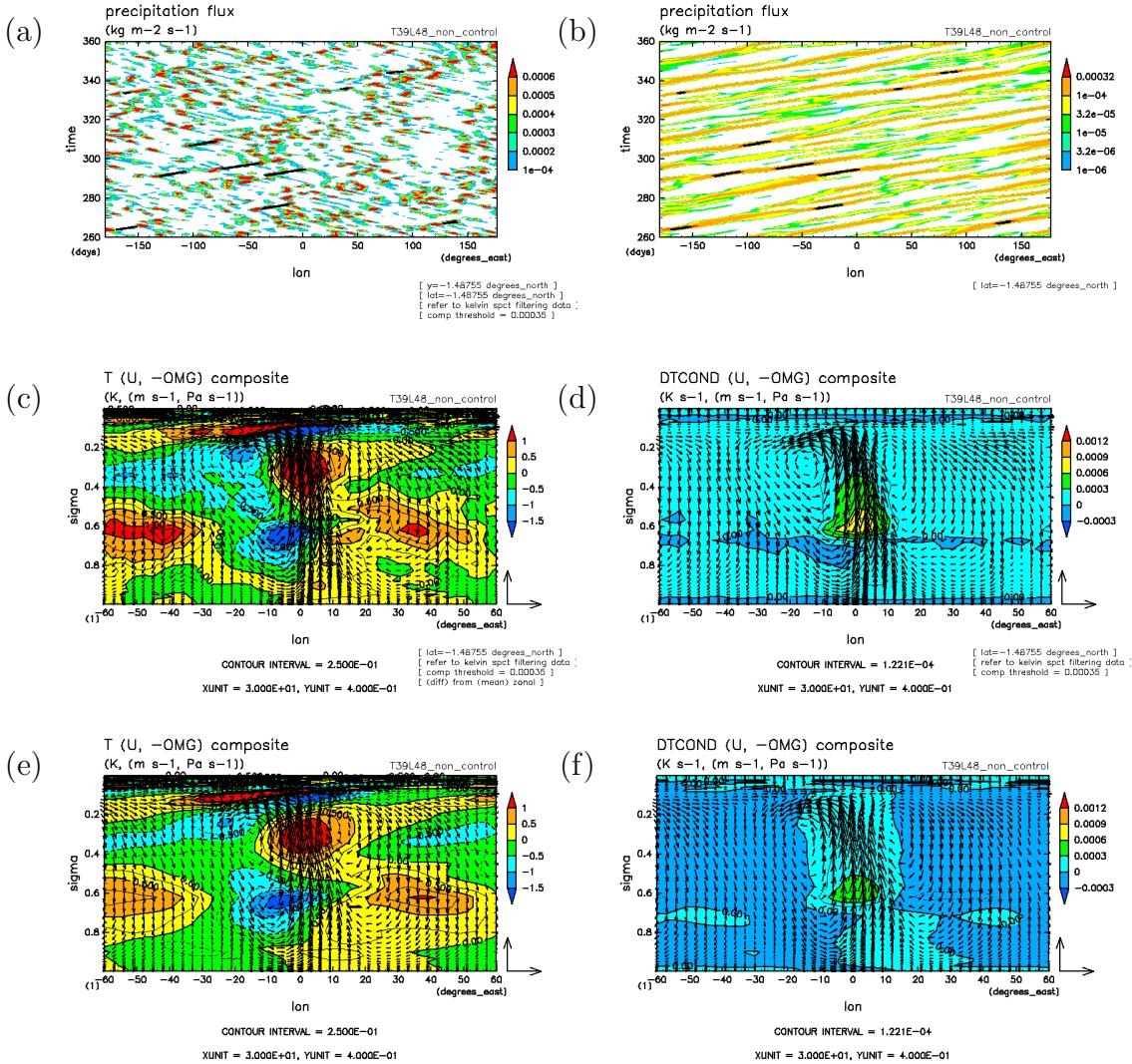


図 3.10: 実験 T39L48_non において KW フィルターを適用したコンポジット構造図: (a) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点. 背景はフィルター適用後の降水量の赤道経度時間図 [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]) (b) コンポジット解析に用いた参照点 (黒点. 背景は図 3.5a に同じ). (c) 温度 [K] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. フィルター適用前のデータを用いた結果を示す. (d) 凝結加熱率 [K s^{-1}] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{Pa s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道経度高度図. フィルター適用前のデータを用いた結果を示す. (e) 温度 [K] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道上経度高度図. (f) 凝結加熱率 [K s^{-1}] (等高線), 東西風と鉛直風 [$\text{m s}^{-1}, \text{Pa s}^{-1}$] (ベクトル) の赤道経度高度図. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である. (c)-(f) において, 温度, 東西風, 鉛直風については, 東西平均からの偏差を示す. (c), (e) のコンター間隔は 0.25 K であり, (d), (f) のコンター間隔は $1.221 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ である. (c), (d), (e), (f) の右下の単位ベクトルは, 30 m s^{-1} の東西風, $4.0 \times 10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$ の鉛直風を示す.

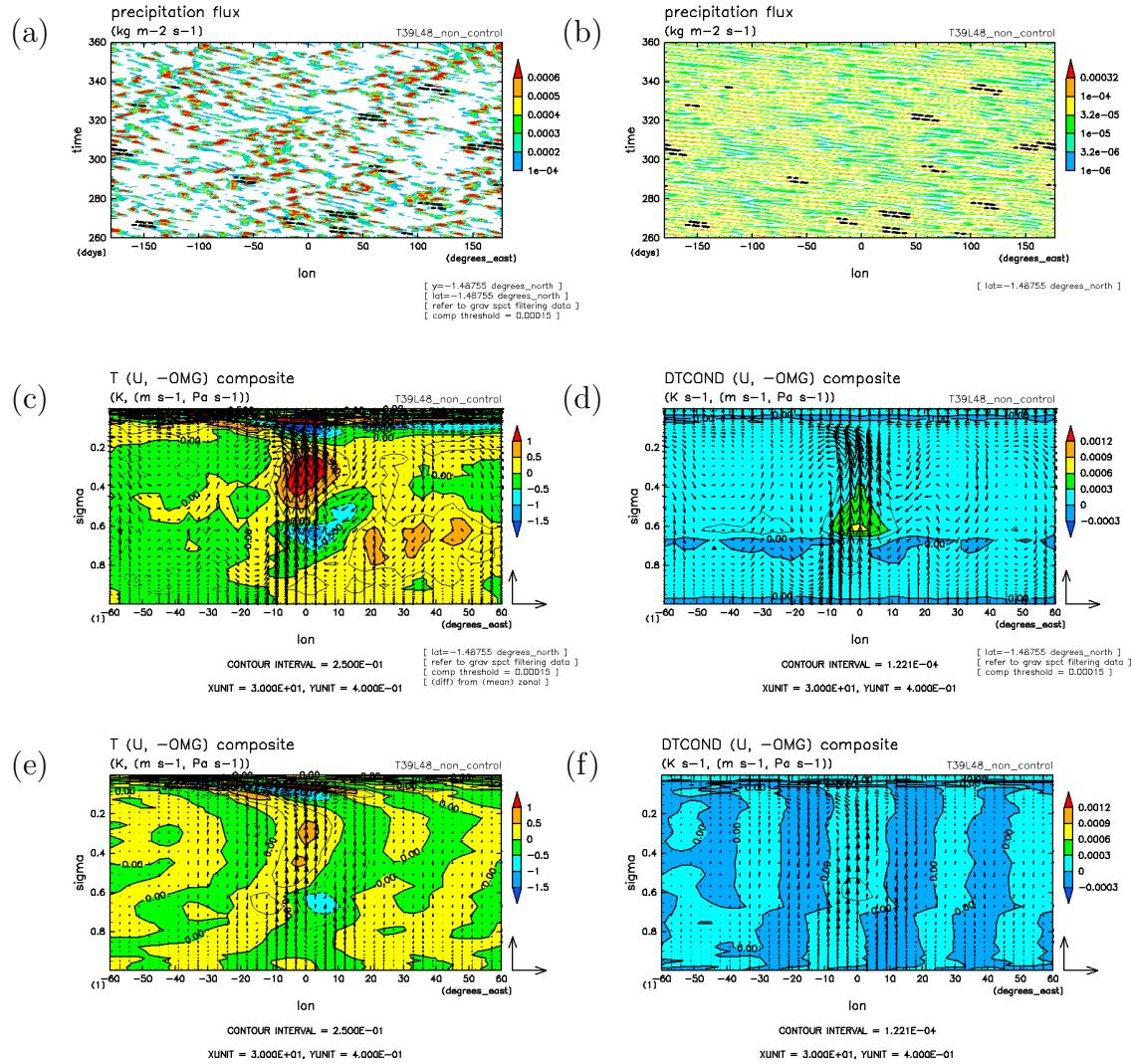


図 3.11: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L48_non で, MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

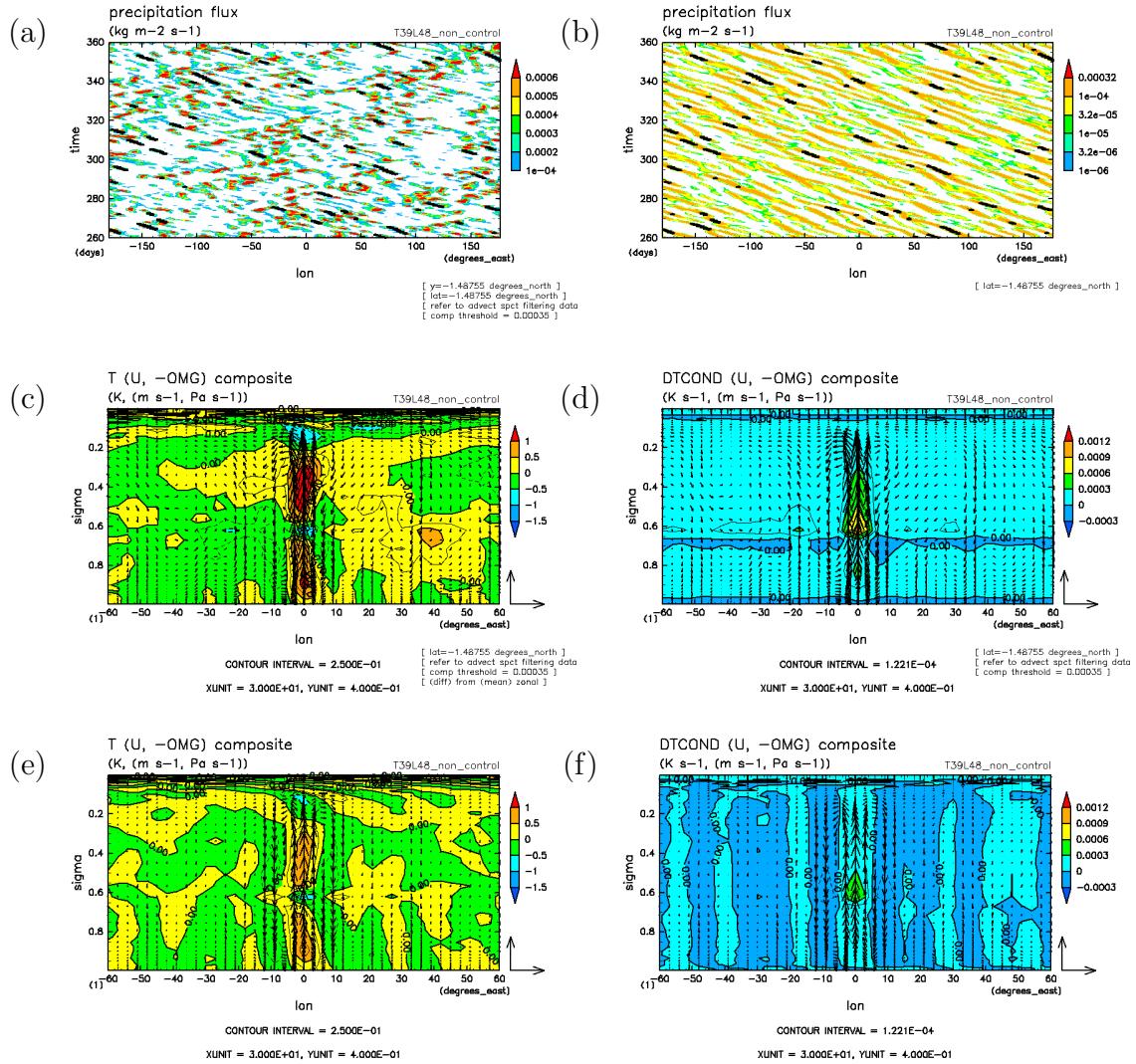


図 3.12: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L48_non で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である.

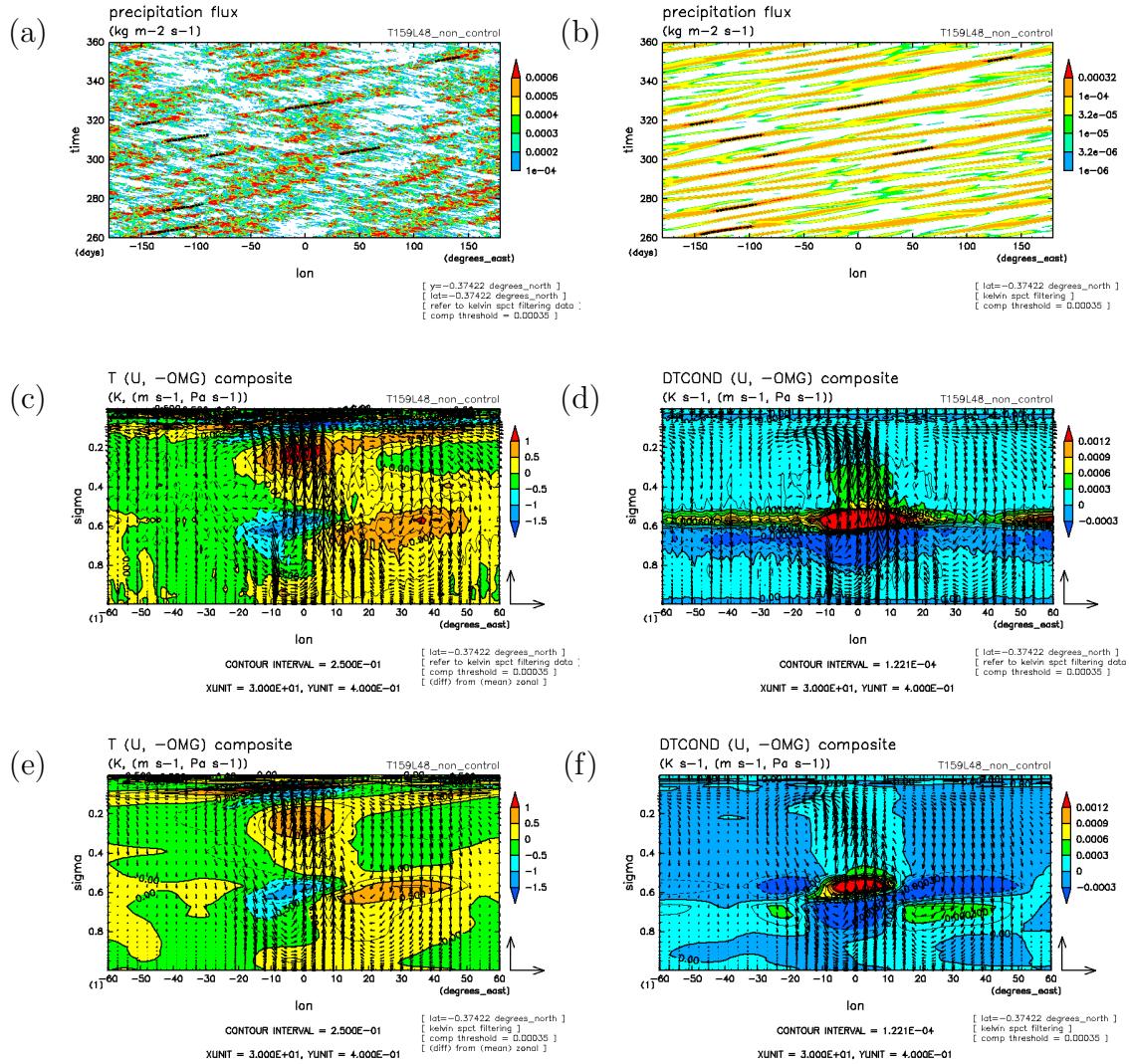


図 3.13: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48_non で, KW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

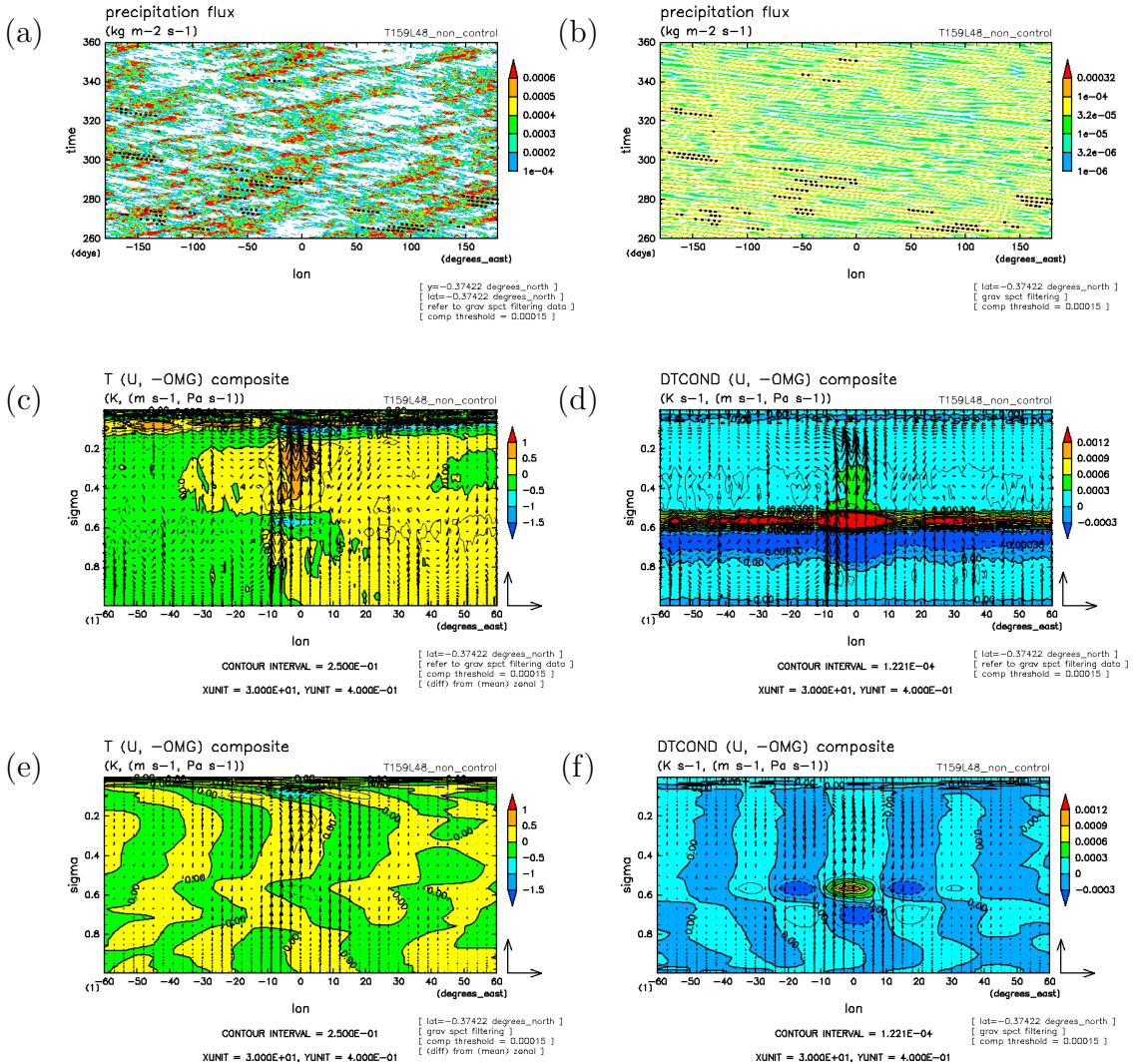


図 3.14: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48_non で, MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である.

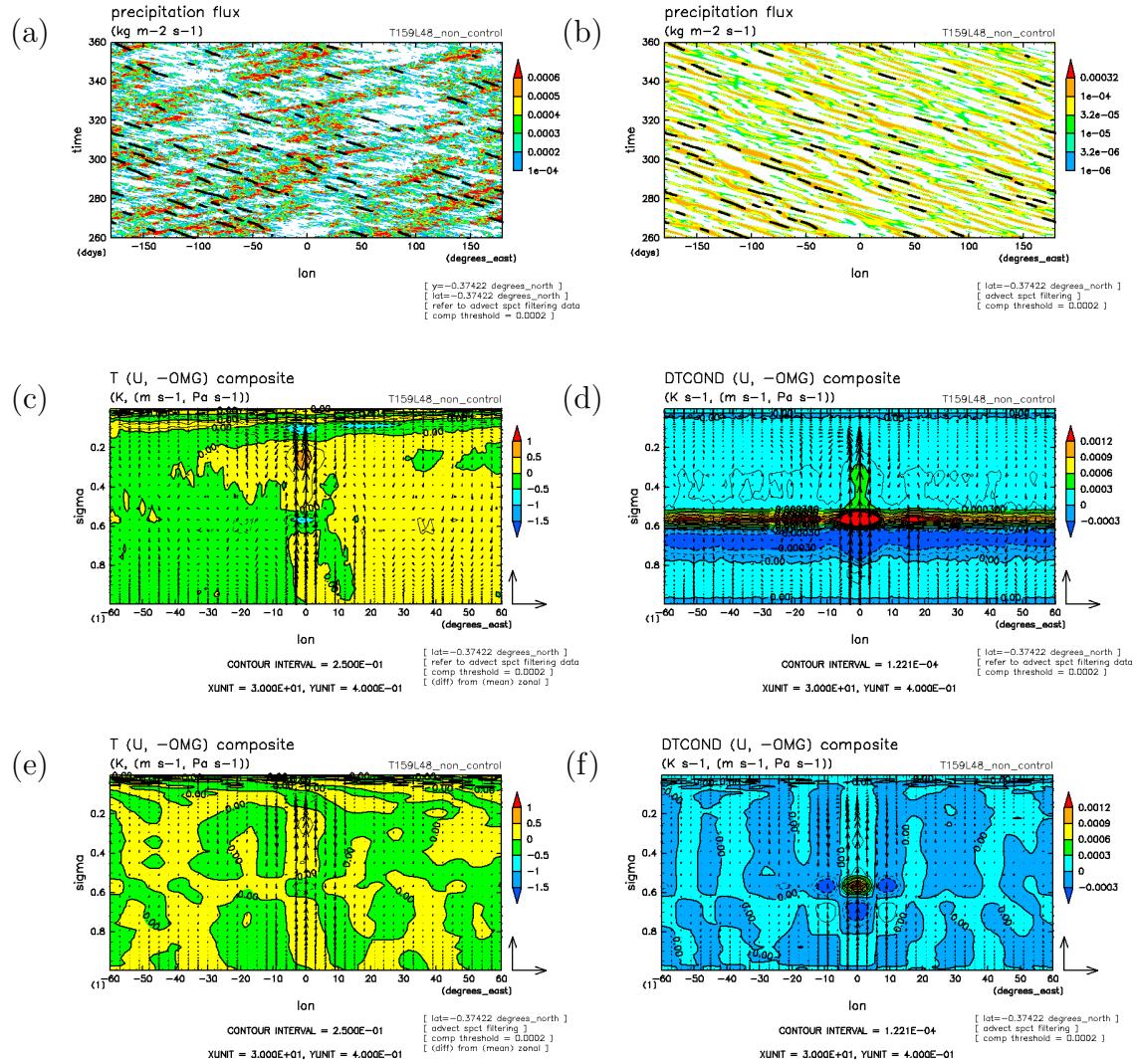


図 3.15: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48_non で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0002 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である.

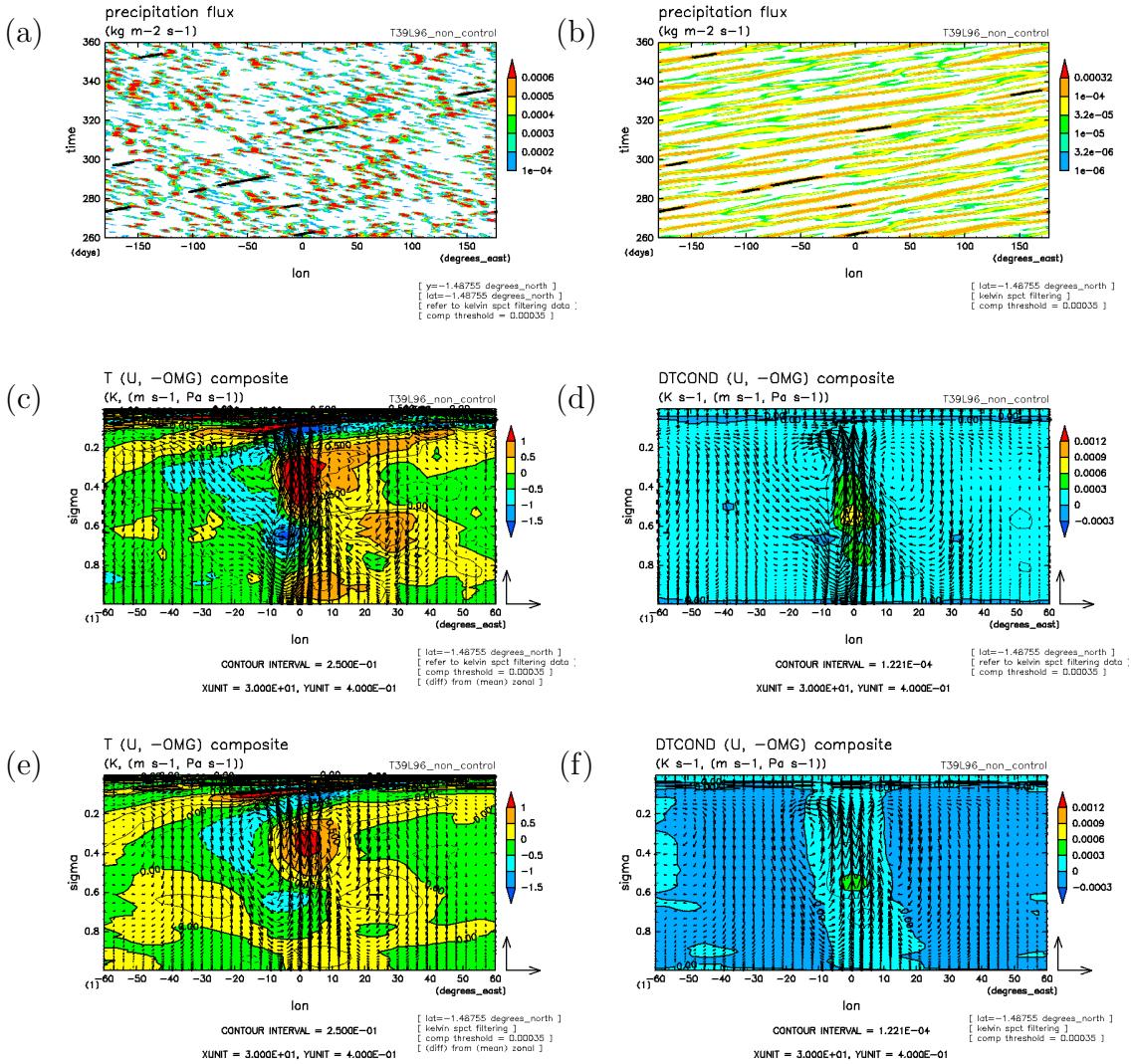


図 3.16: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L96_non で, KW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

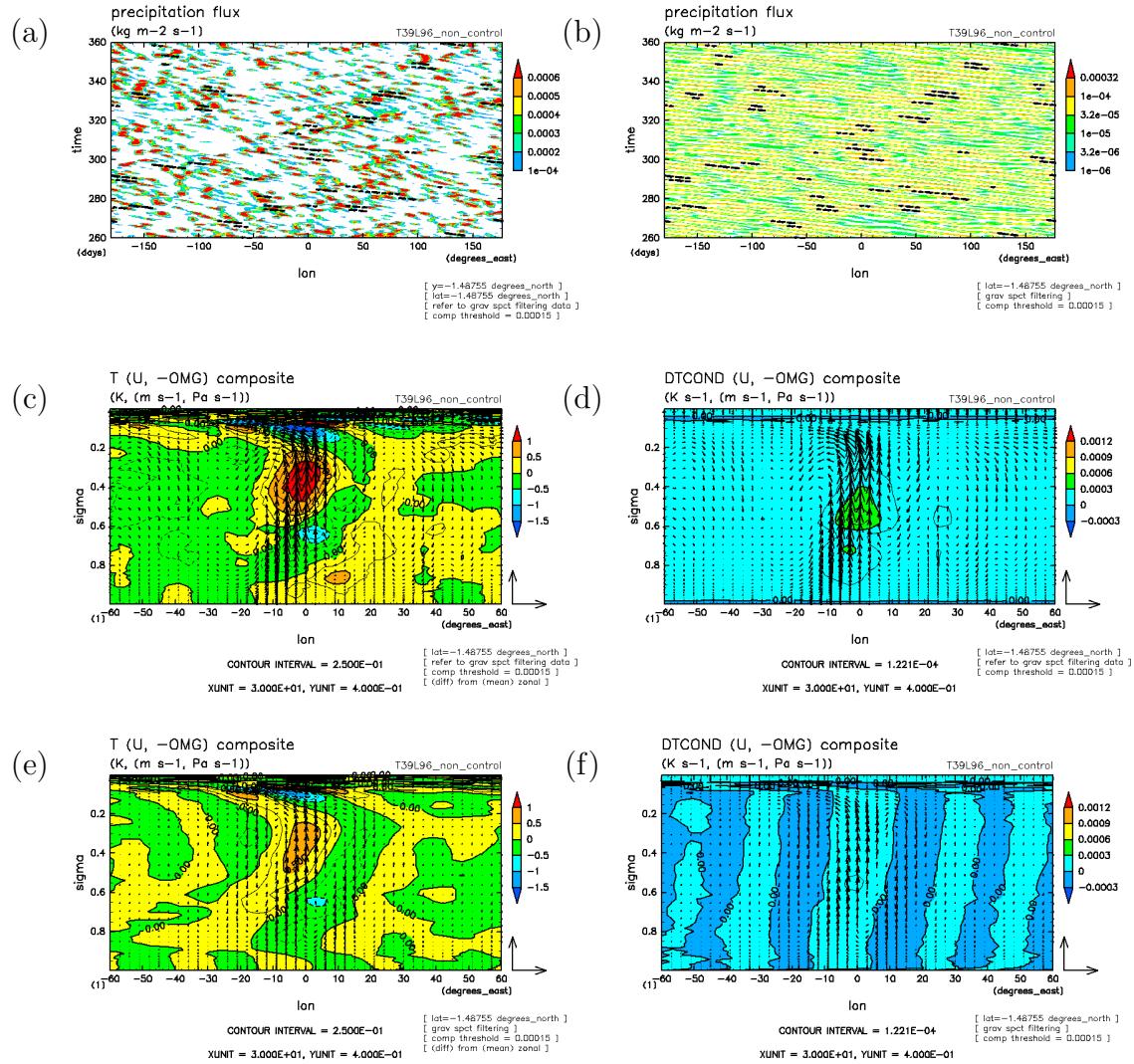


図 3.17: 図 3.10 と同じ。ただし、実験 T39L96_non で、MGW フィルターを適用した場合。参照点を選ぶ際に用いた閾値は、 $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である。

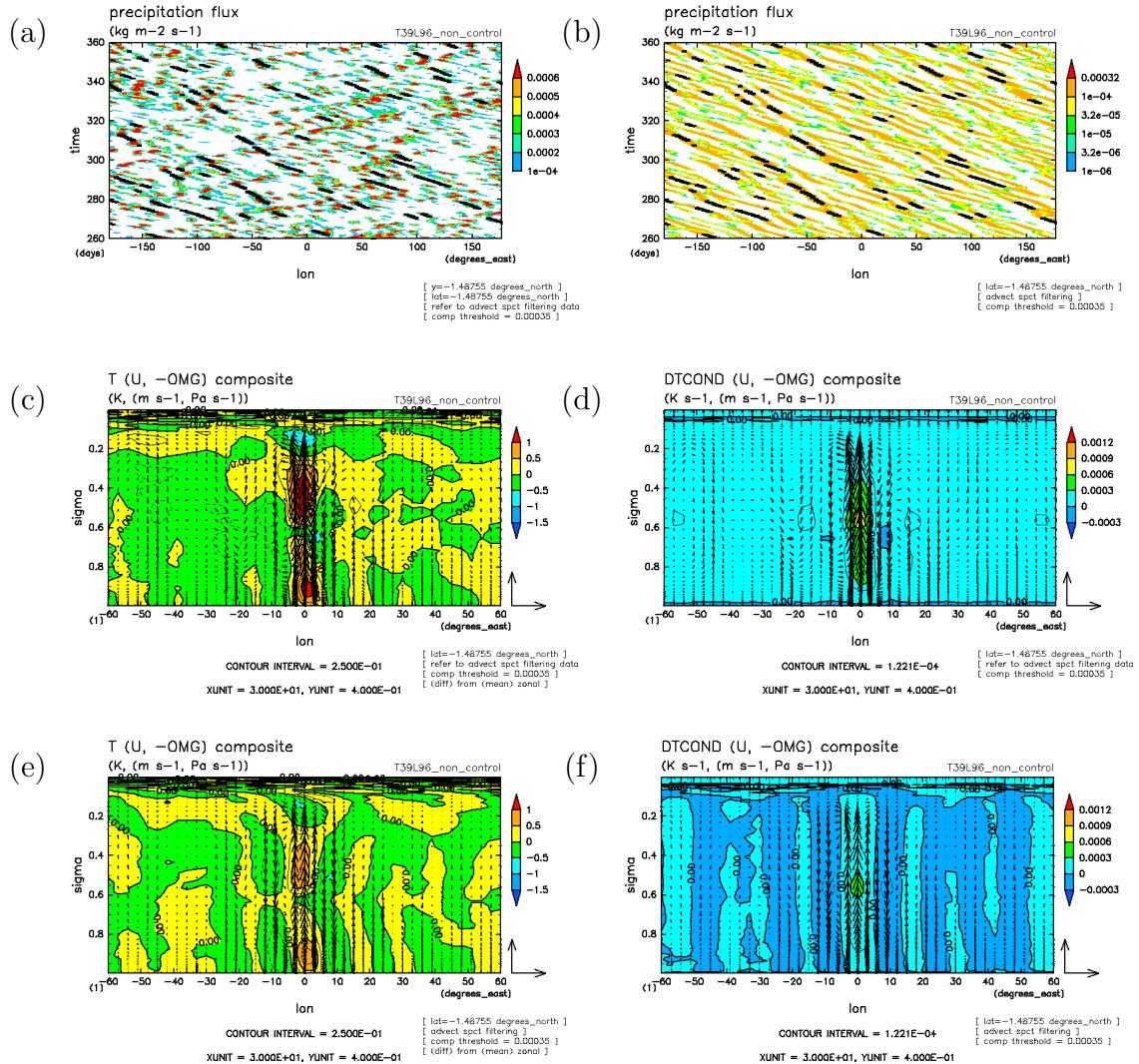


図 3.18: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L96_non で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00035 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

3.4 Emanuel スキームを用いた実験の結果

3.4.1 時間東西平均の降水分布

図 3.19 は降水の時間東西平均図である。実験 T39L48.eml に対して水平解像度を上げると (実験 T79L48.eml, 実験 T159L48.eml, 実験 T319L48.eml), 赤道近傍の東西平均降水量は $6 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 増加する。また緯度 15 度付近では逆に降水量は数 $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 減少している。すなわち ITCZ の南北幅が狭まり、降水域は赤道に集中するようになる (図 3.19a)。

実験 T39L48.eml に対して鉛直解像度を上げると (実験 T39L96.eml), 赤道近傍の東西平均降水量は $2 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 程度減少し、実験 T39L48.eml に対して鉛直解像度を下げる (実験 T39L24.eml), 赤道近傍の東西平均降水量は $2 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 程度増加する (図 3.19b)。

3.4.2 物理・力学の各過程による時間東西平均加熱率

図 3.20 は、大気大循環モデル中の物理・力学の各過程による赤道上時間東西平均加熱率である。積雲パラメタリゼーションを用いない実験に比べ、凝結過程による加熱率に現われる $\sigma = 0.5 - 0.6$ の間の変動幅は小さい。このことは、Emanuel スキームにより、 $\sigma = 0.5 - 0.6$ の間に生じるキンクを相殺する様に鉛直混合が働いていることによるものと考えられる。

凝結加熱の対流圏の鉛直分布を見てみると、積雲パラメタリゼーションを用いない実験に比べて、加熱率が対流圏上層に比べ下層で大きくなっている。

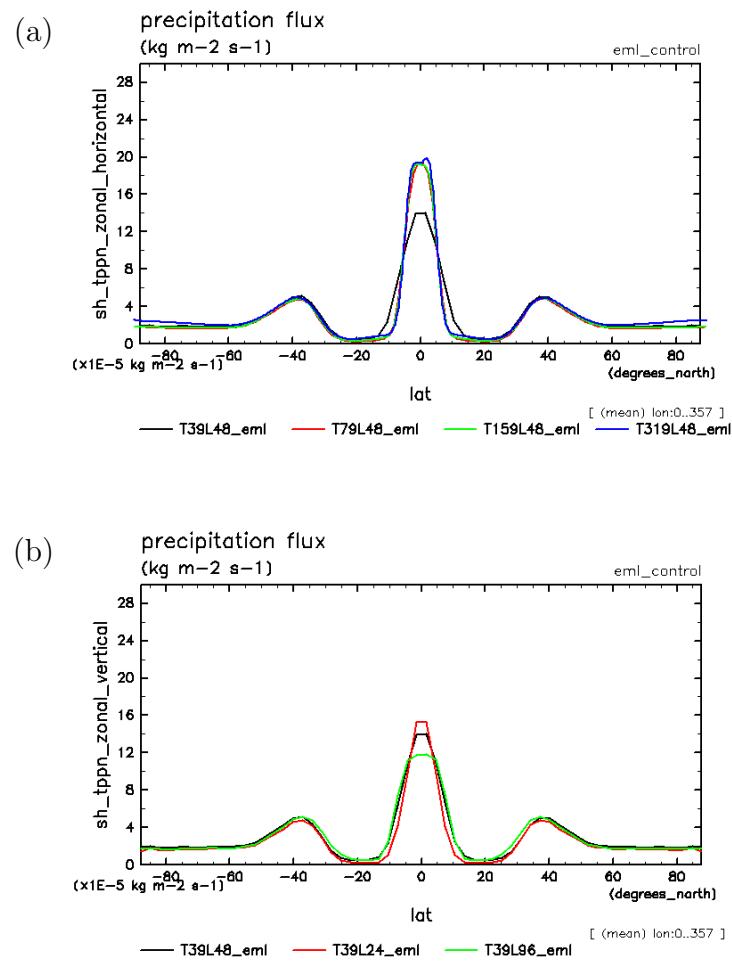


図 3.19: 図 3.3 と同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験の場合.

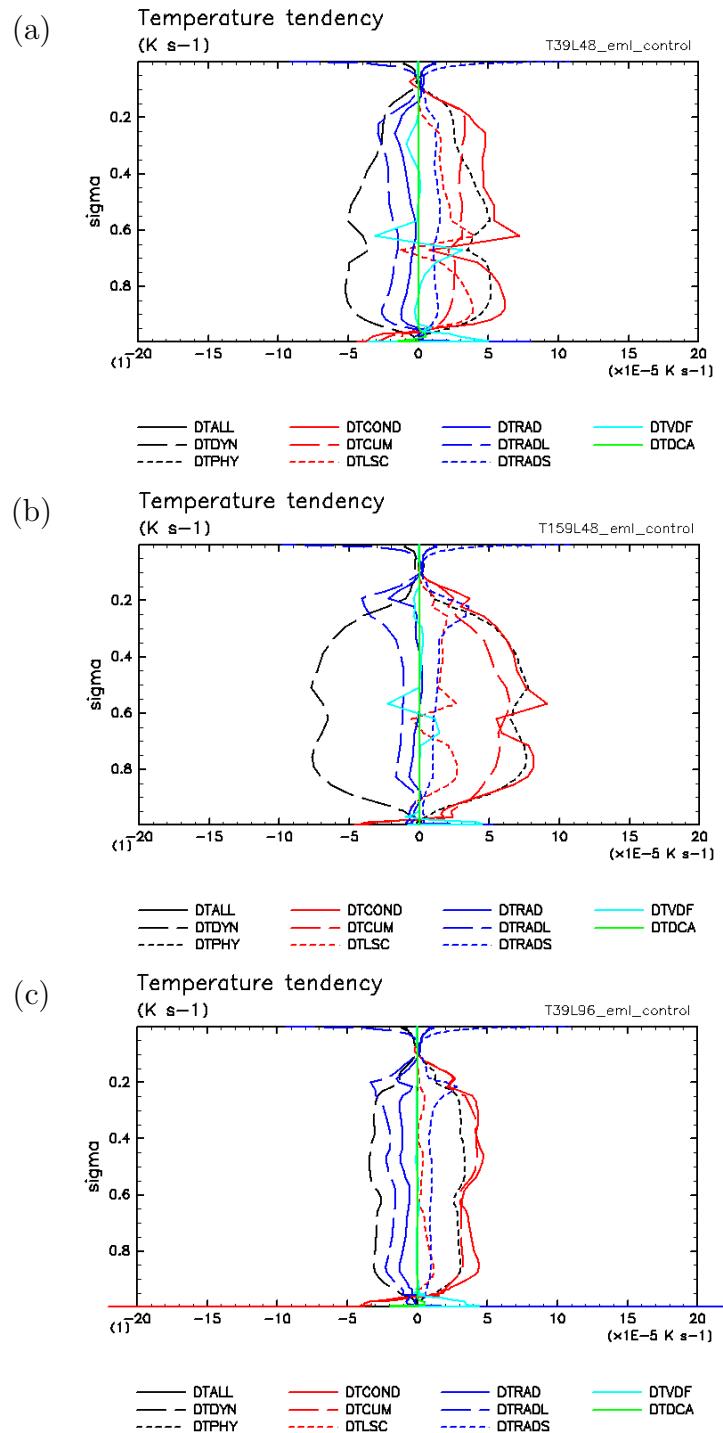


図 3.20: 図 3.4 と同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験の場合.

3.4.3 赤道域における降水の経度時間断面と時空間スペクトル

図 3.21, 図 3.22 は, Emanuel スキームを用いた一連の実験の降水量の赤道上経度時間図, 及び, Wheeler and Kiladis (1999) に基づく時空間スペクトル図である. 実験 T319L48_eml の時空間スペクトル図は, 計算機資源の問題から示さない.

図 3.21a に実験 T39L48_eml の赤道上経度時間断面図を示す. この図では, 格子点スケールの降水域の西進が顕著に見られ, 一方で東進構造ははっきりしない. 時空間スペクトルでは, 東進速度は約 25 m s^{-1} のシグナルが弱いながら認められるが(図 3.21b), 積雲パラメタリゼーションを用いない実験(図 3.5b)よりやや速い. 西進する降水域は, 時空間スペクトル図から移動速度が 7.5 m s^{-1} 前後であり, スペクトル分布は西進赤道波の分散曲線には乗らないことが分かる. 西進構造の移動速度 c は背景風の平均東西風風速(図 3.24)とほぼ等しい.

水平解像度を上げた場合には(実験 T159L48_eml), 東進構造が明瞭に見えるようになる(図 3.21e). 東進速度は約 $16\text{--}25 \text{ m s}^{-1}$ であり, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験(図 3.5e)よりやや速い. 対応するスペクトル分布はケルビン波の分散曲線に乗る(図 3.21f). 西進構造は, 時空間スペクトル図から移動速度は 12.5 m s^{-1} 前後であることが分かる(図 3.21f). この速度は実験 T39L48_eml と同様に背景風の平均東西風風速とほぼ等しい(図 3.24a). 拡大してみると, 西進する降水域の集合によって構成されており, 実験 T39L48_eml に比べ, 階層構造が現れていることが分かる(図 3.23).

鉛直解像度を上げると(実験 T39L96_eml), 降水強度の比較的弱い領域が広く分布し, 西進する降水強度の強い領域の出現頻度は低くなる(図 3.22e). スペクトルでも西進のシグナルは弱くなった(図 3.22f). 積雲パラメタリゼーションを用いない実験では鉛直解像度を変えても降水分布に顕著な違いは見られなかった(図 3.6). Emanuel スキームを用いた実験では, 積雲パラメタリゼーションの内部パラメタの鉛直解像度依存性により, 鉛直解像度向上に伴って, 生じた不安定をすぐに解消して積雲が生成されやすくなった結果, 降水域が広く分布するようになったと想像できる.

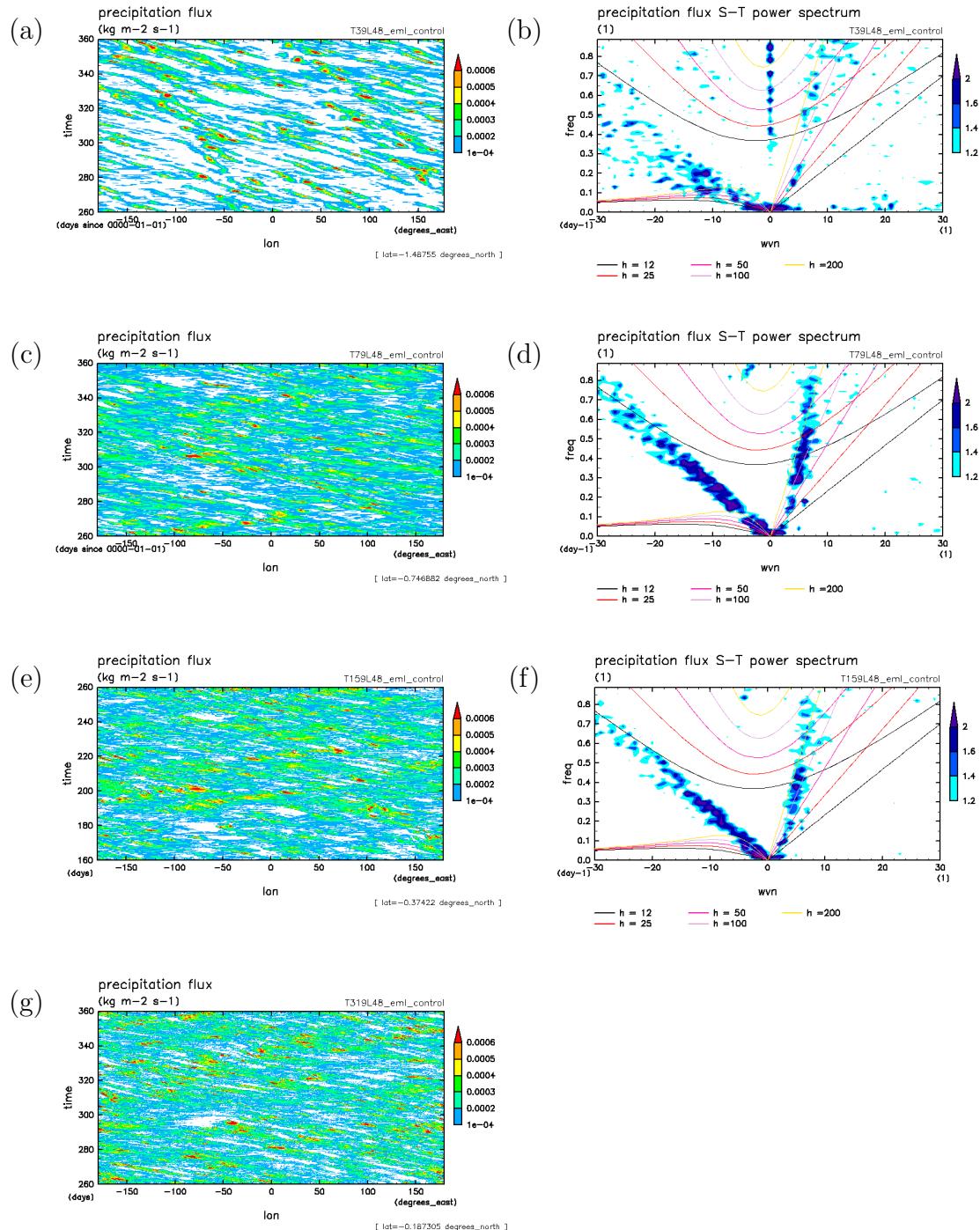


図 3.21: 図 3.5 と同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験において水平解像度を変えた場合.

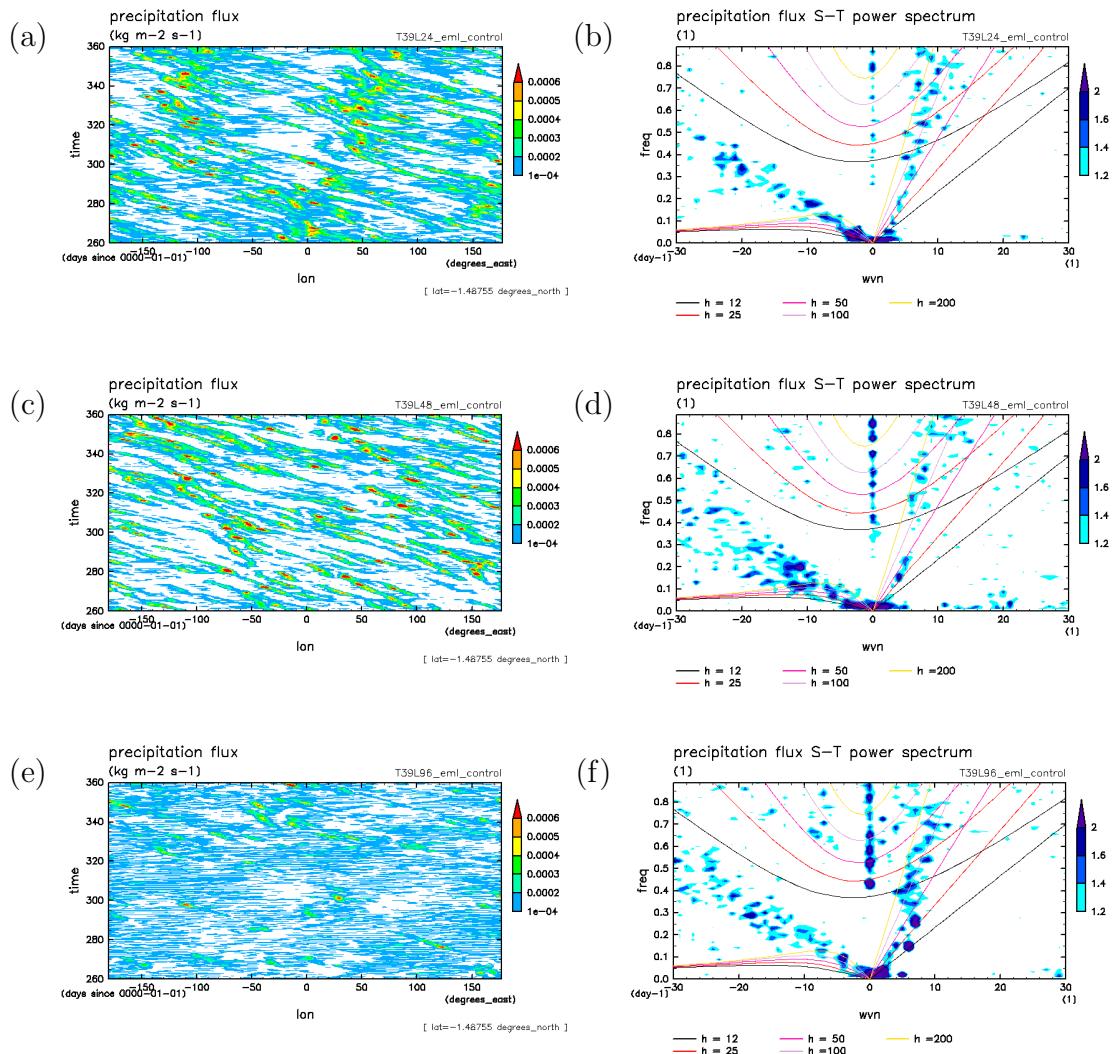


図 3.22: 図 3.5 と同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験において鉛直解像度を変えた場合.

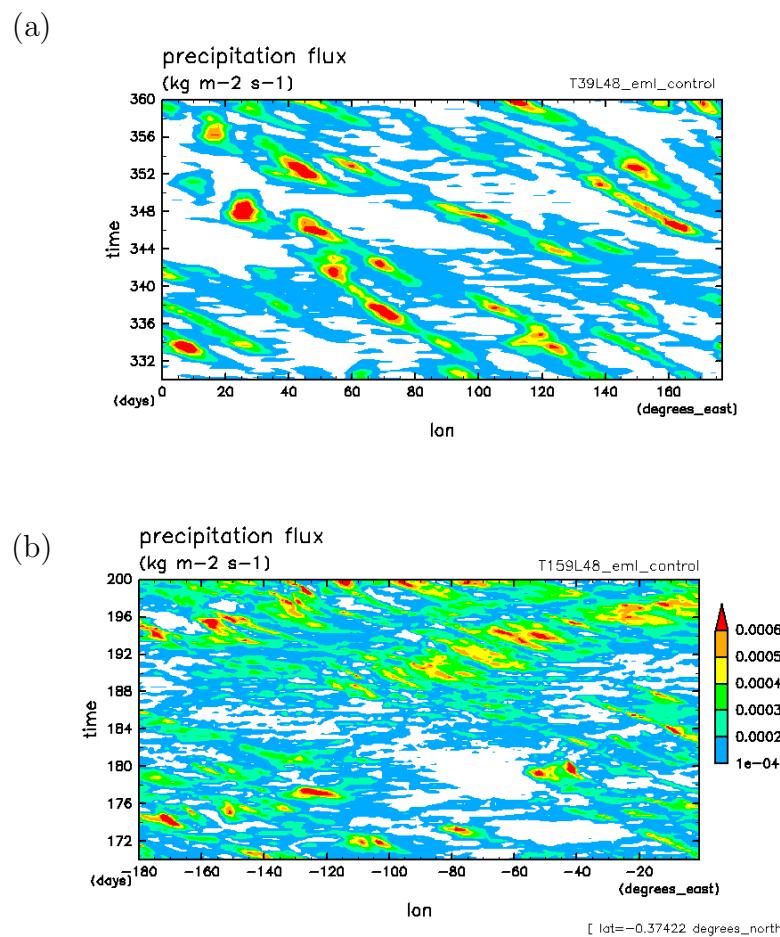


図 3.23: (a) 図 3.21a の拡大図, (b) 図 3.21e の拡大図.

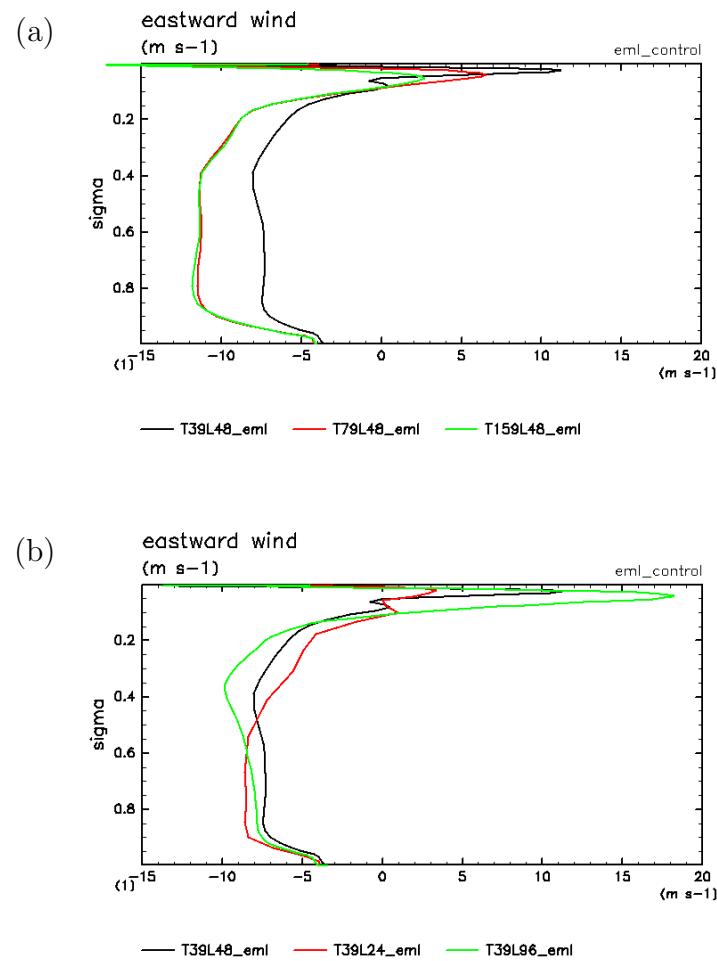


図 3.24: と同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験の場合.

3.4.4 降水活動にともなう循環の構造

第 3.3.4 節 と同様に, スペクトルフィルターを適用したコンポジット解析を行った. Emanuel スキームを用いた実験では, 時空間スペクトル図において, 比較的速度の速いケルビン波的シグナルと背景風移流と一致するシグナルとが見られる. ここでは, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験との比較の為, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験と同様に (図 3.9) ケルビン波, 西進重力波, 背景風移流のシグナルのシグナルがそれぞれ抽出されるようなフィルターを適用した (それぞれ, KW filter, MGW filter, ADV filter と呼ぶ; 図 3.25 参照). コンポジットの参照点は降水の極大値に準拠して定めた.

実験 T39L48.eml において, KW filter を適用したコンポジット図 (図 3.26e) では, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験のコンポジット図 (図 3.10) に見られたような温度, 風速場の位相の西傾構造の発現はほとんど見られない. 実験 T159L48.eml, 実験 T39L96.eml において KW filter を適用したコンポジット図 (図 3.29e, 図 3.32e) では, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験 (実験 T39L48_non, 実験 T159L48_non) の構造と明らかに異なる. 温度場と風速場との位相関係, 温度場の西傾が見られないなどの違いがみられ, この東進構造を表現する力学として赤道ケルビン波の wave-CISK と認識することは難しい.

実験 T39L48.eml において, MGW filter を適用したコンポジット図 (図 3.27e) では, 温度, 風速場の位相の東傾が見られるがその発現は弱く, 図 3.27e と同じ参照点を用いて, フィルター適用前の実空間データに対してコンポジットを行った場合には (図 3.27c), ADV filter で抽出される直立した対流構造 (図 3.28e) の方がより強く見える. 実験 T159L48.eml, 実験 T39L96.eml において MGW filter を適用したコンポジット図 (図 3.30e, 図 3.33e) でも, 積雲パラメタリゼーションを用いない実験で見られたような特徴はほとんど抽出されていない. このことは, もともと時空間スペクトル図 (図 3.21b) において, 西進重力波シグナルが存在しなかったことと整合的である.

実験 T39L48.eml において, ADV filter を適用したコンポジット図 (図 3.28e,c) では, 鉛直構造に, 温度, 風速場に位相の傾きは観られず, 直立した対流構造が強く見られる. これは, 図 3.12e,c と同様, CISK 的擾乱が背景風に移流されているものと考えられる. 実験 T159L48.eml (図 3.31e,c) では, 移流フィルターは鉛直に直立した風の構造は見られるが, あまり加熱は見られず, 逆に冷却しているように見える. 実験 T39L96.eml において ADV filter を適用したコンポジット図 (図 3.34e,c) では, T39L48.eml と似た構造であるが, 特に対流圏下部が加熱されているように見える. Emanuel スキームを用いた本実験においては, 積雲パラメタリゼーションの内部パラメタの鉛直解像度依存性により, 鉛直解像度向上に伴って, 生じ

た不安定をすぐに解消して積雲が生成されやすくなった結果、高い積雲が生じにくくなるという予想と矛盾しない。

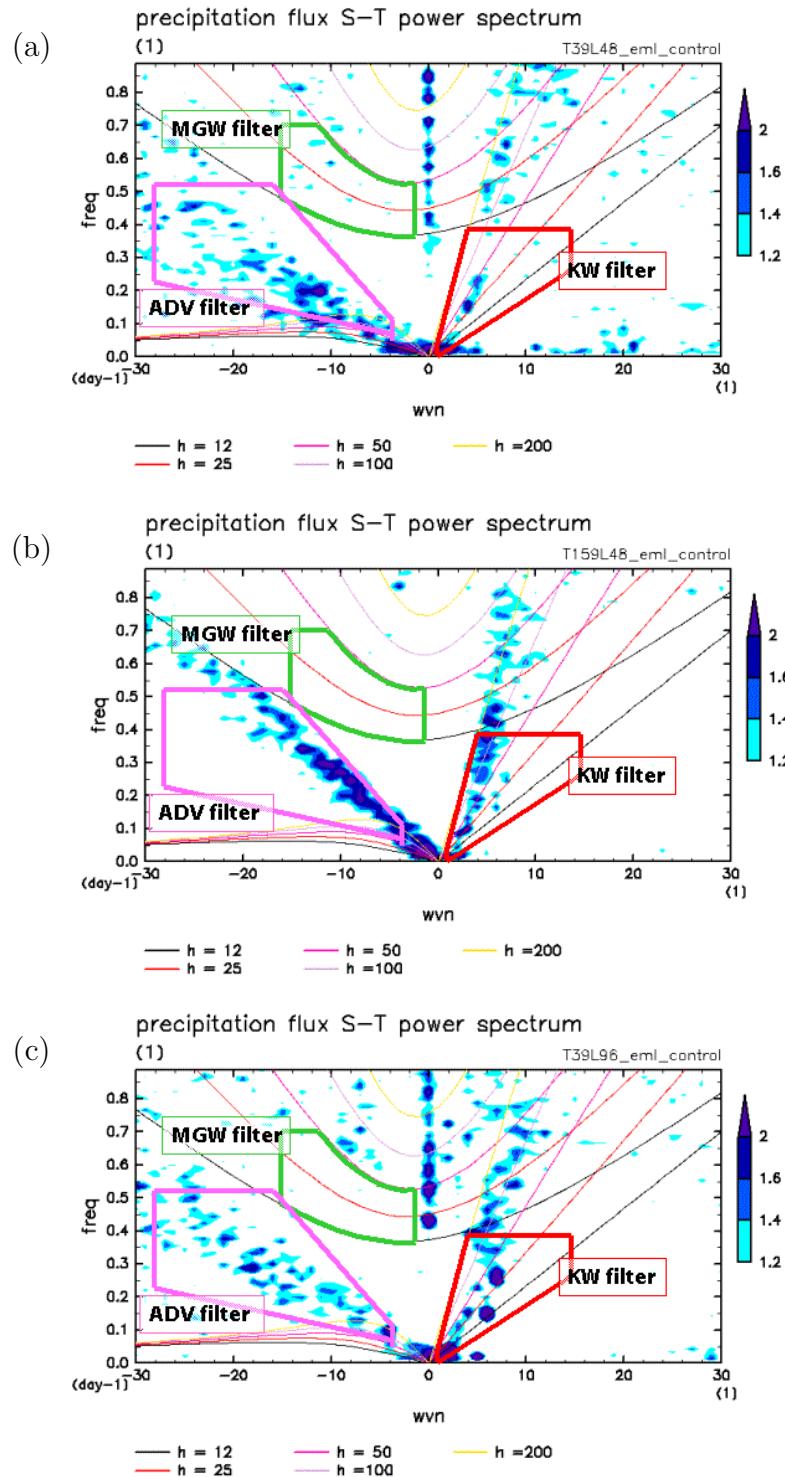


図 3.25: 図 3.9 と同じ. ただし, Emanuel スキームを用いた実験の場合.

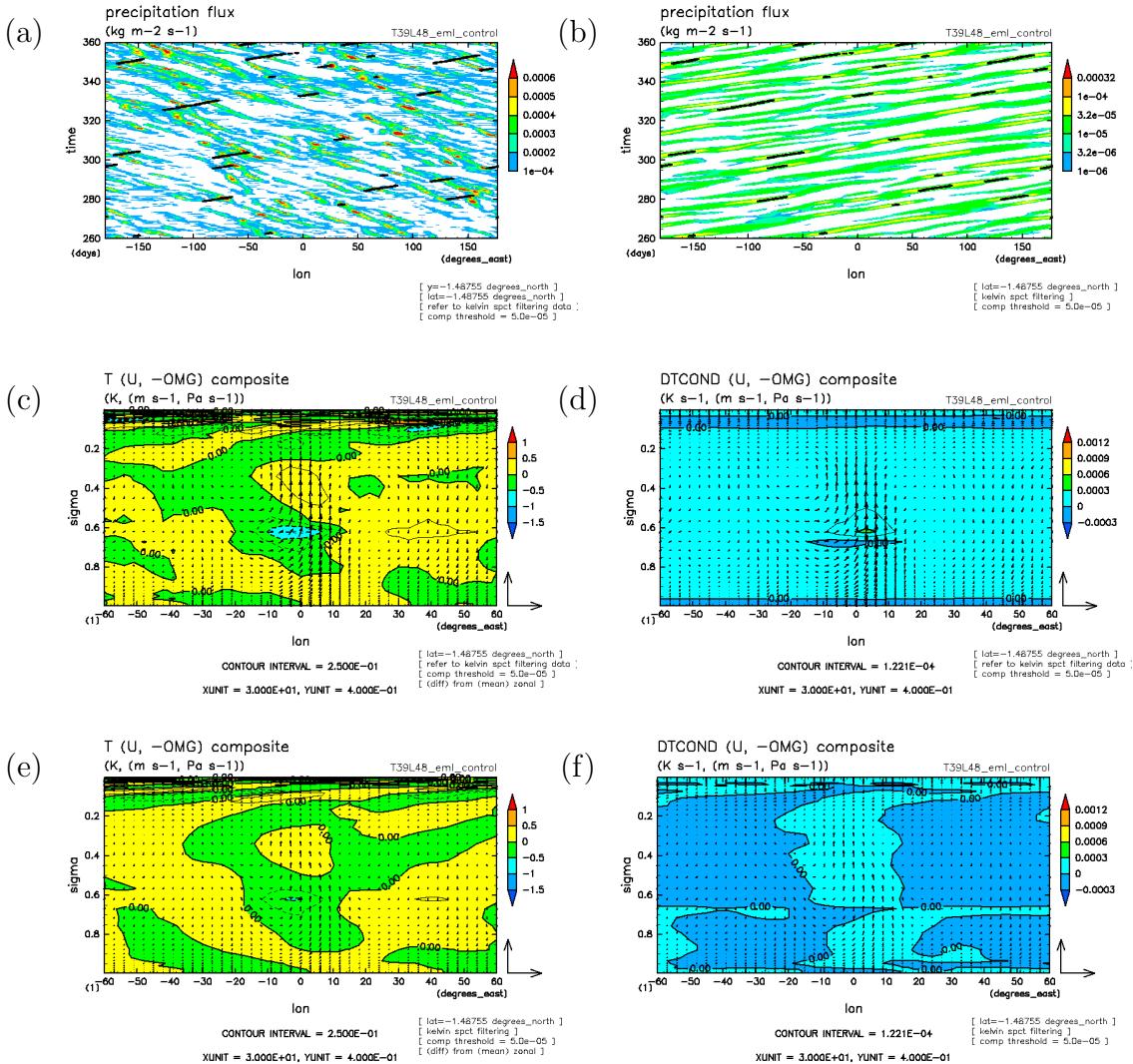


図 3.26: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L48_eml において KW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $6.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

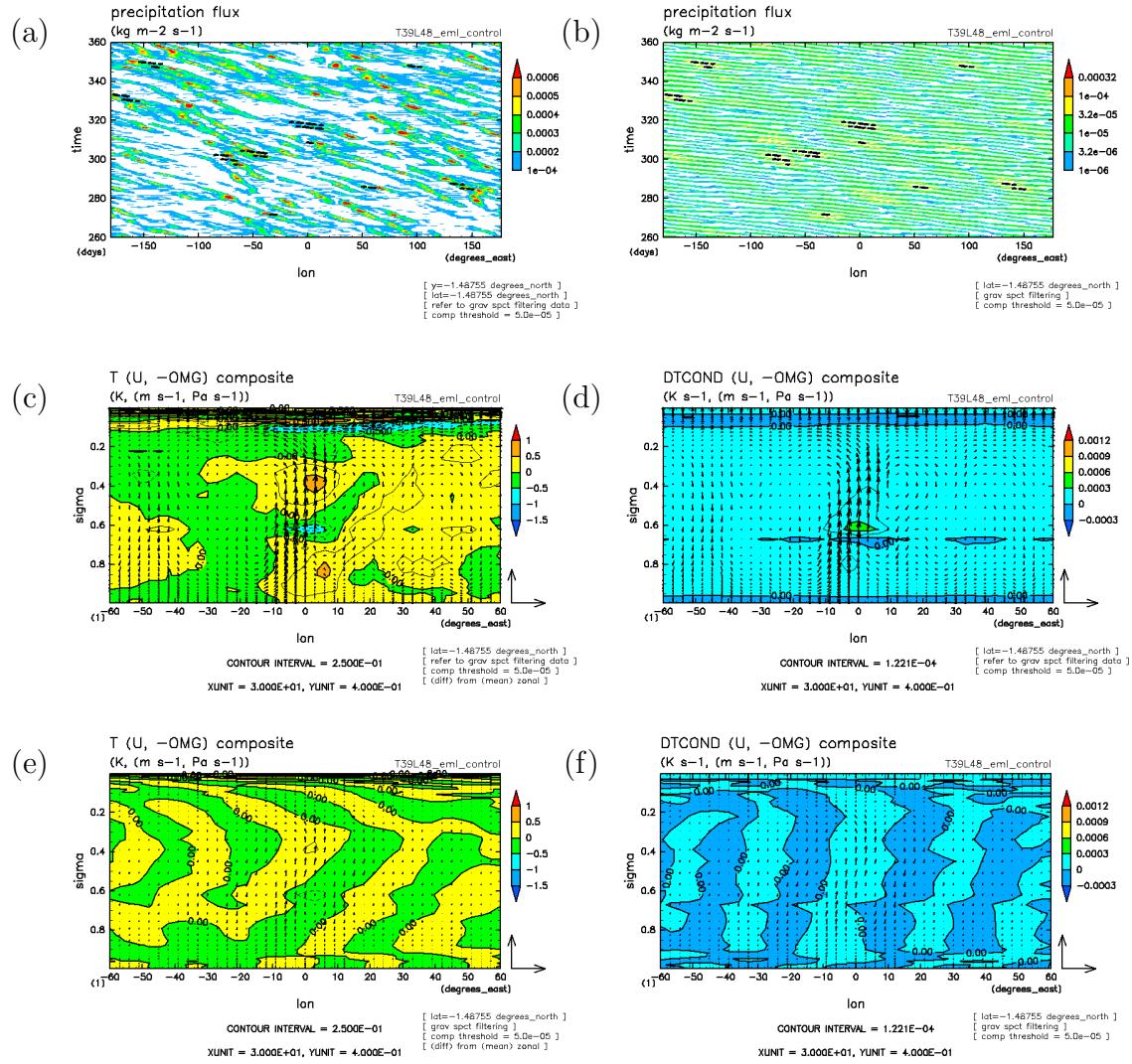


図 3.27: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L48_eml で, MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $5.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

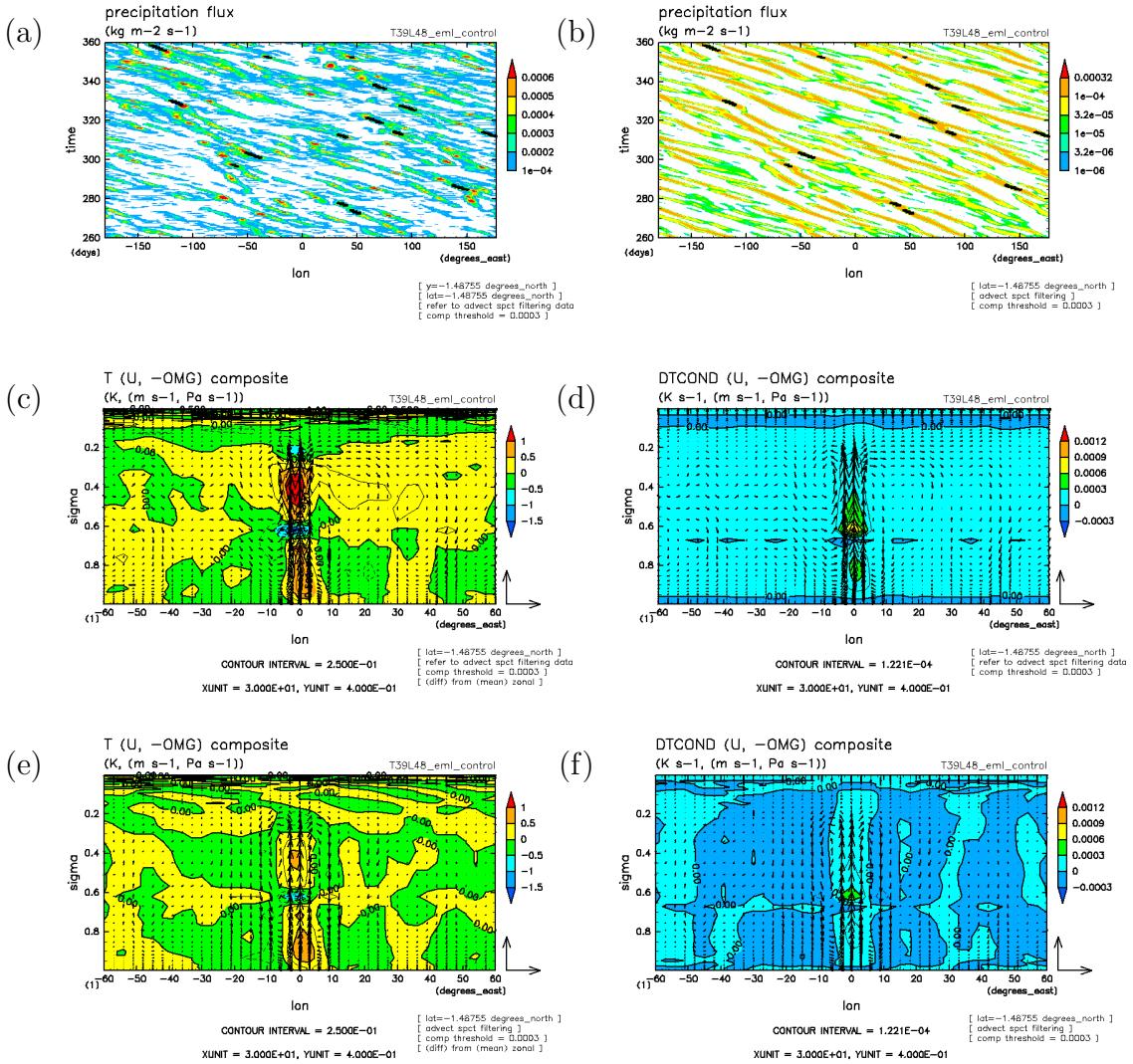


図 3.28: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L48_eml で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.0003 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

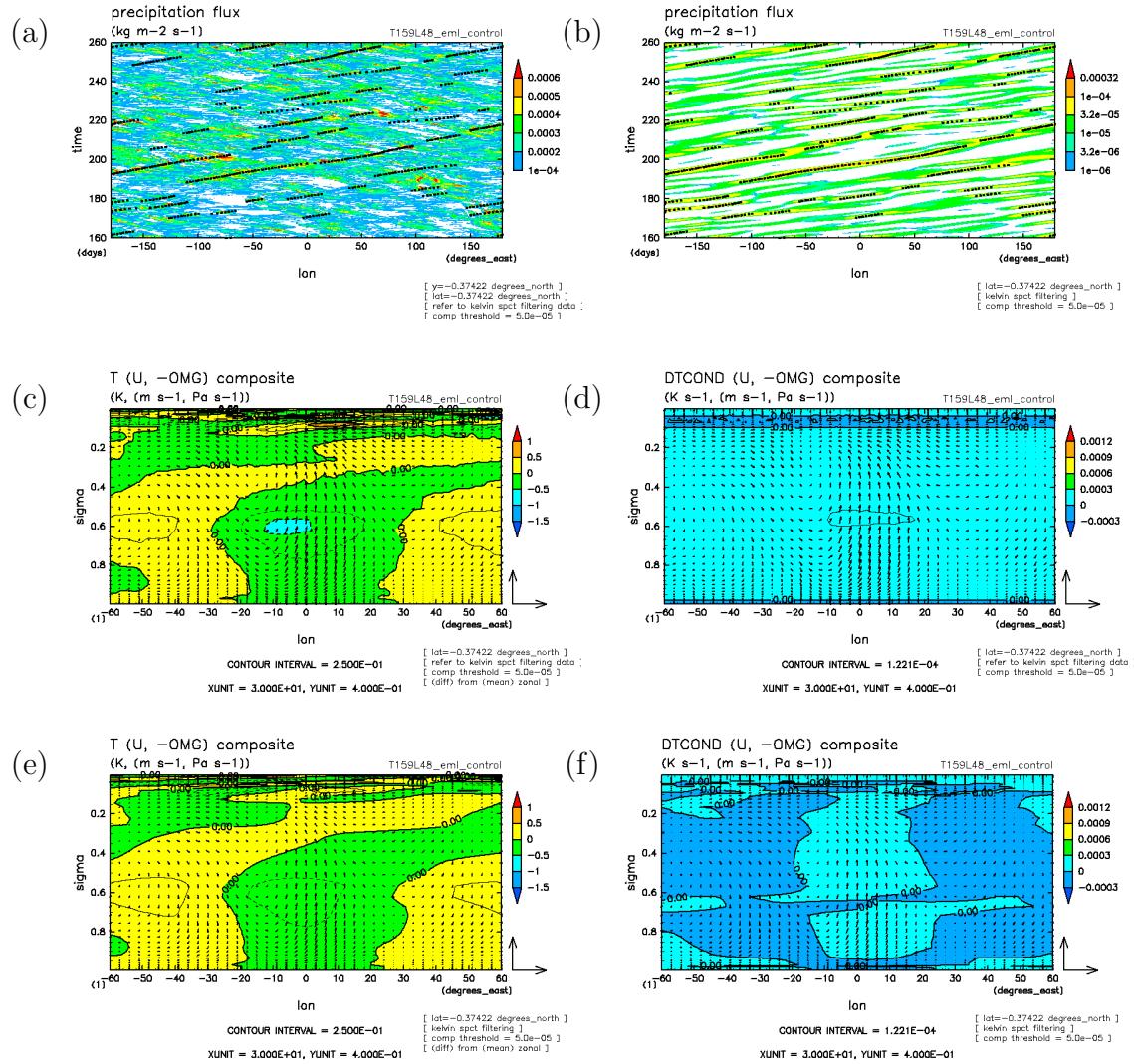


図 3.29: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48_eml で, KW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $5.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である.

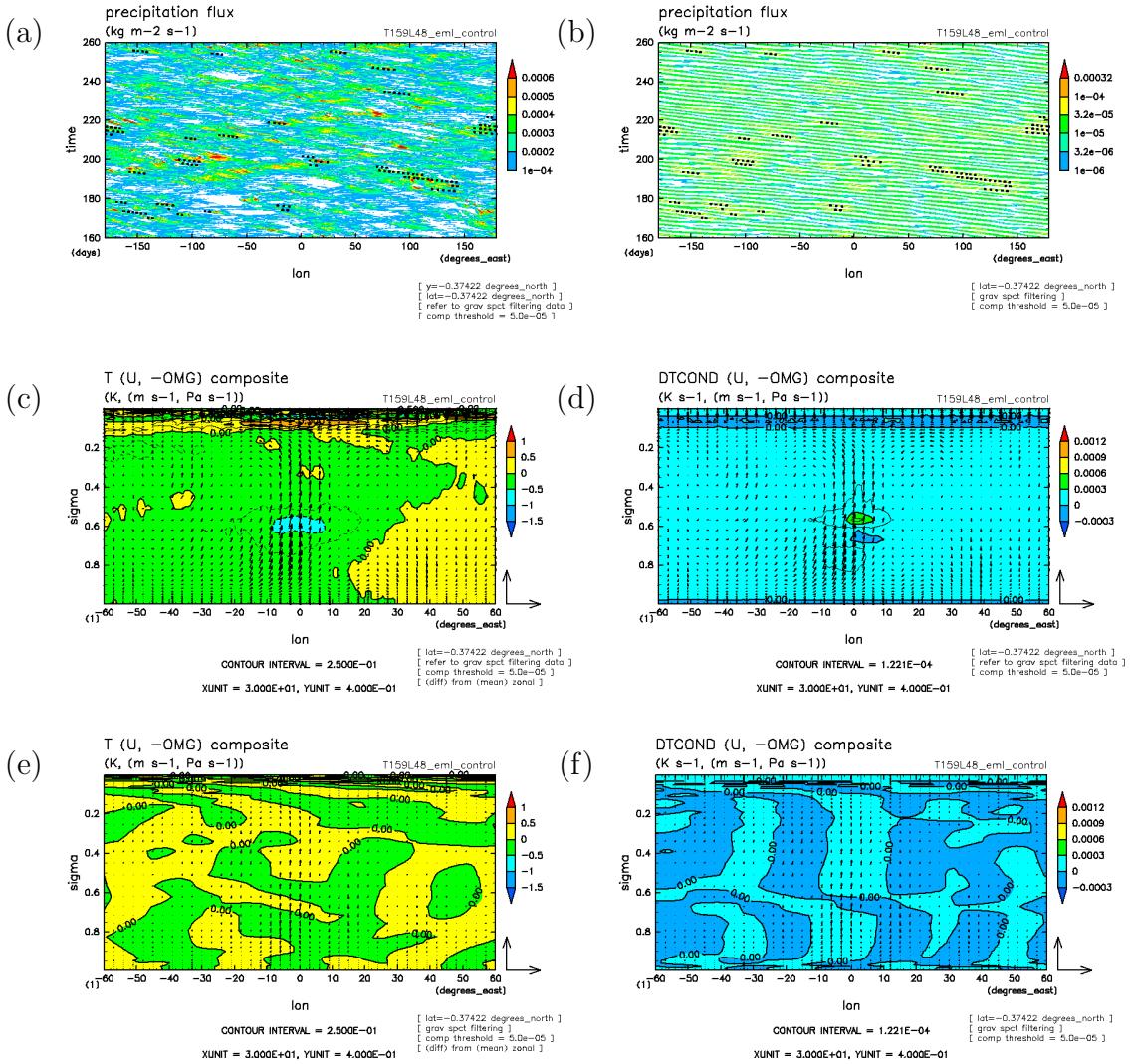


図 3.30: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48_eml で, MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $5.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

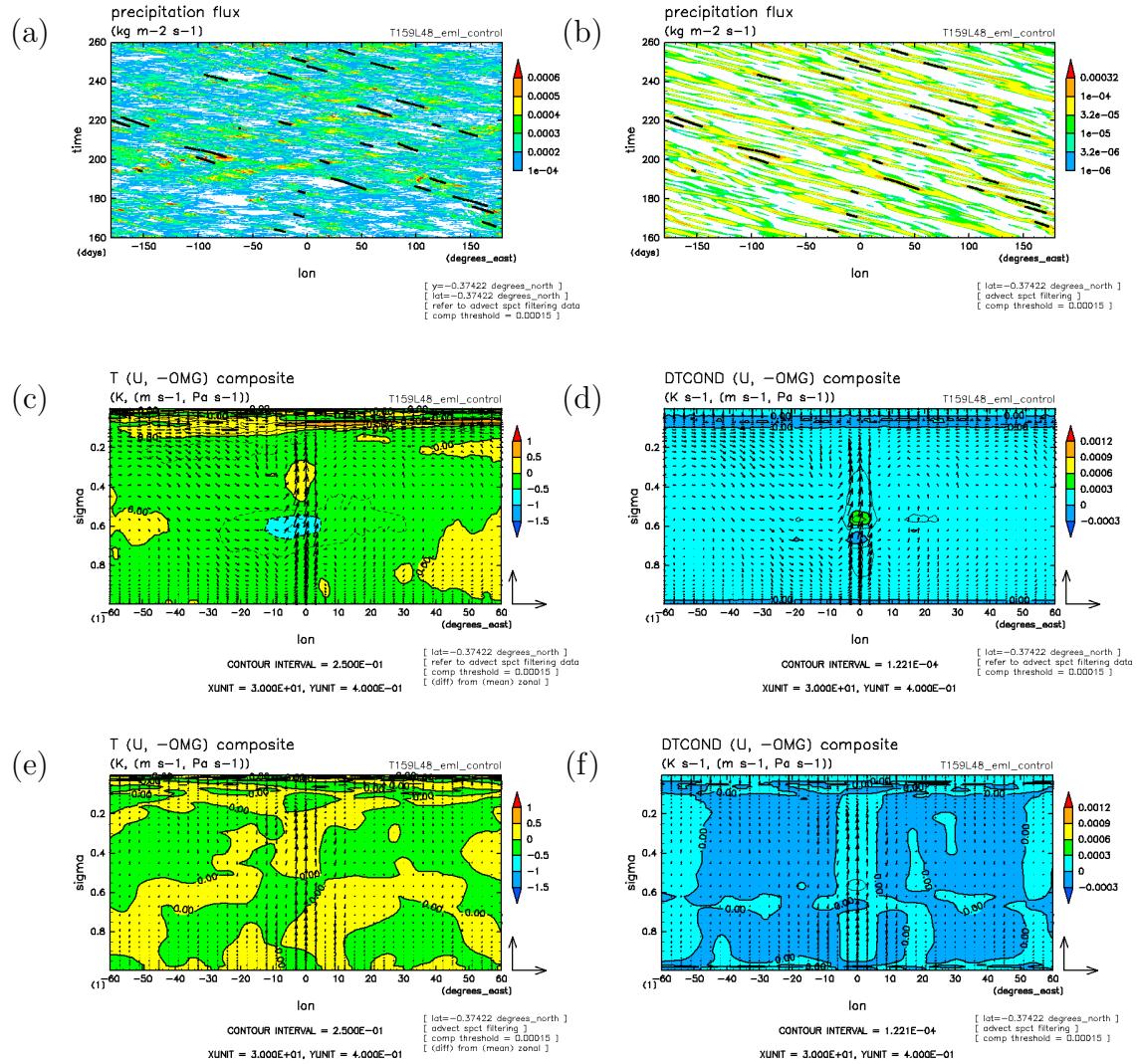


図 3.31: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T159L48_eml で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である.

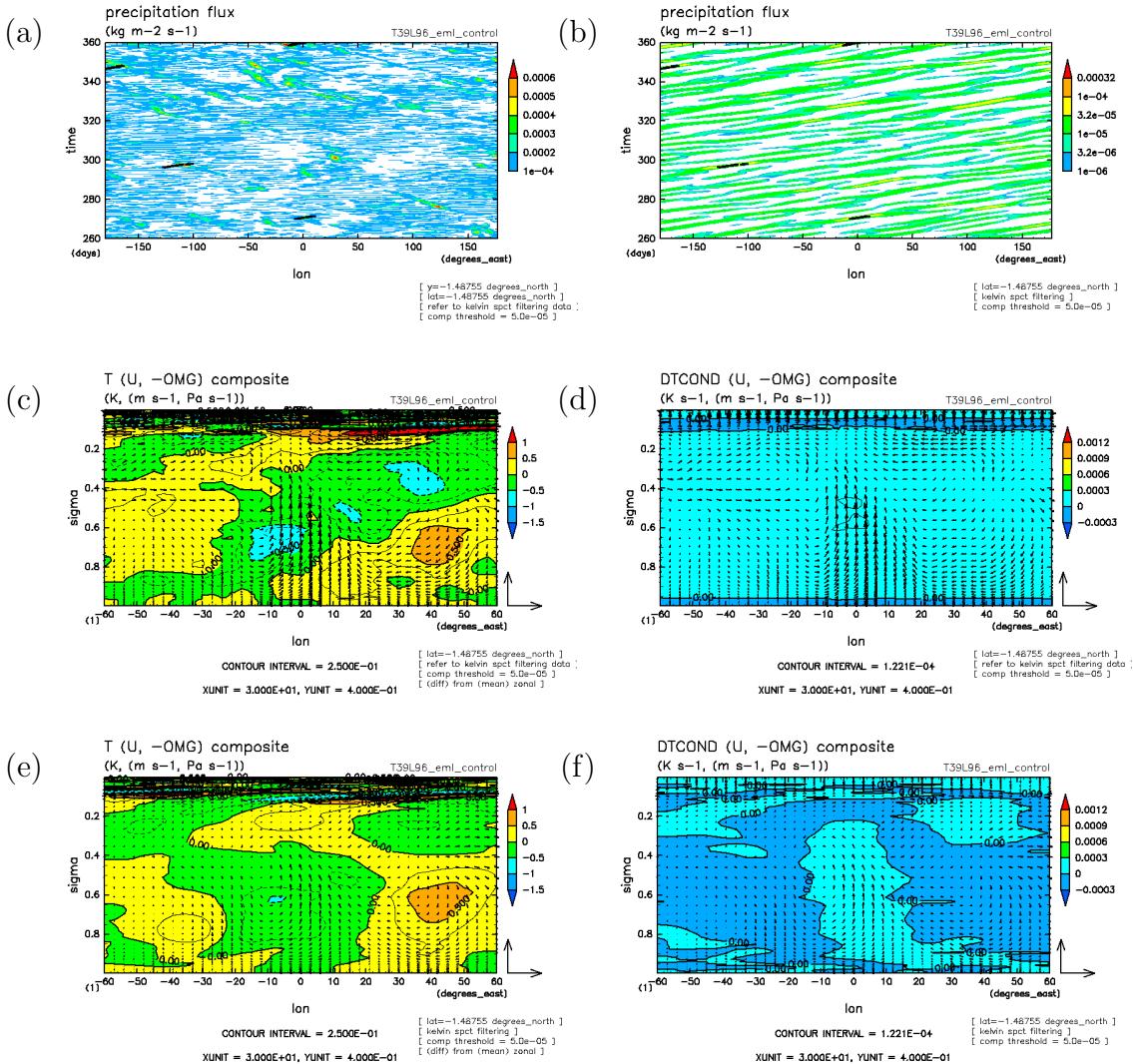


図 3.32: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L96_eml で, KW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $5.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

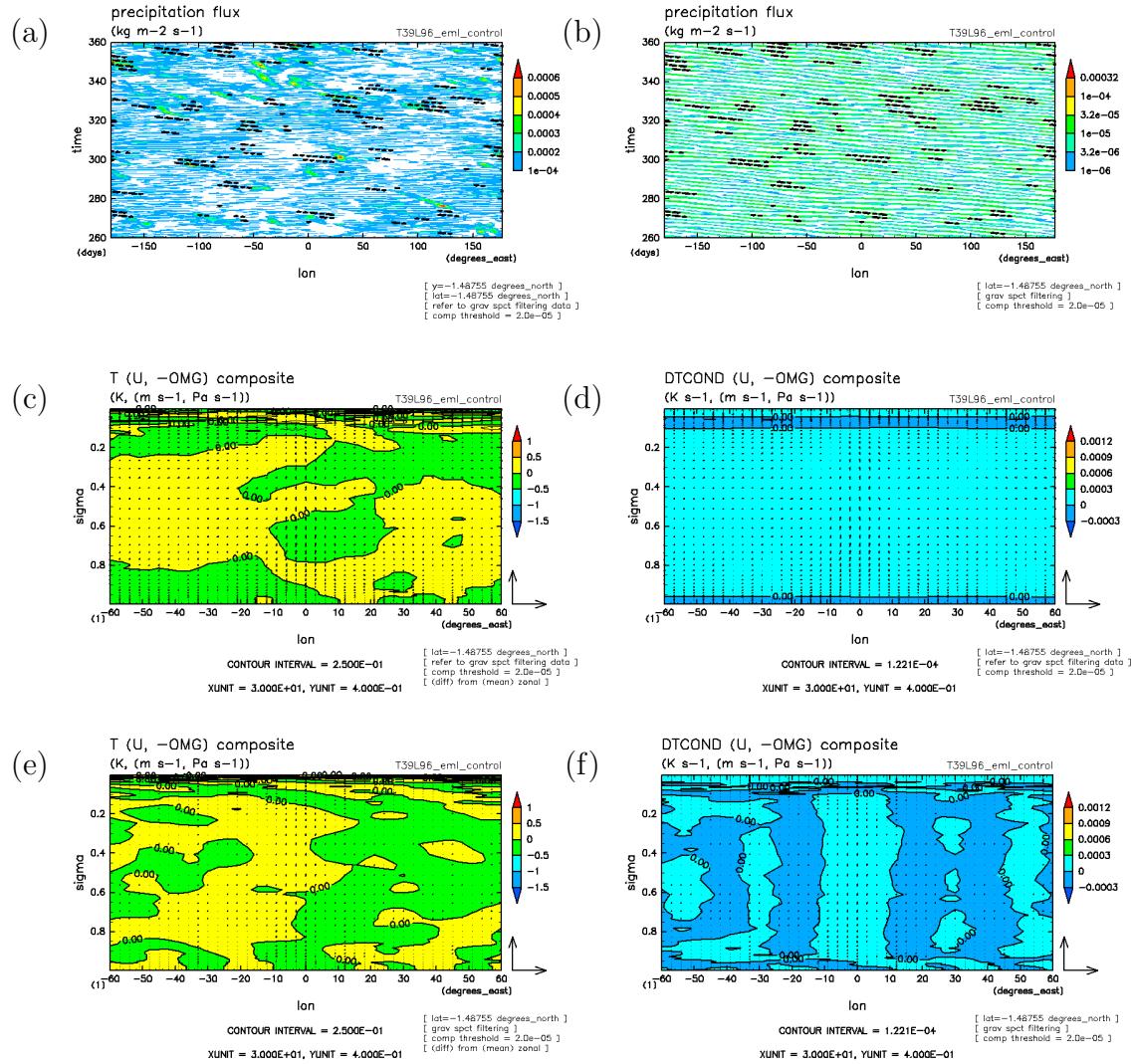


図 3.33: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L96_eml で, MGW フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $2.0 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

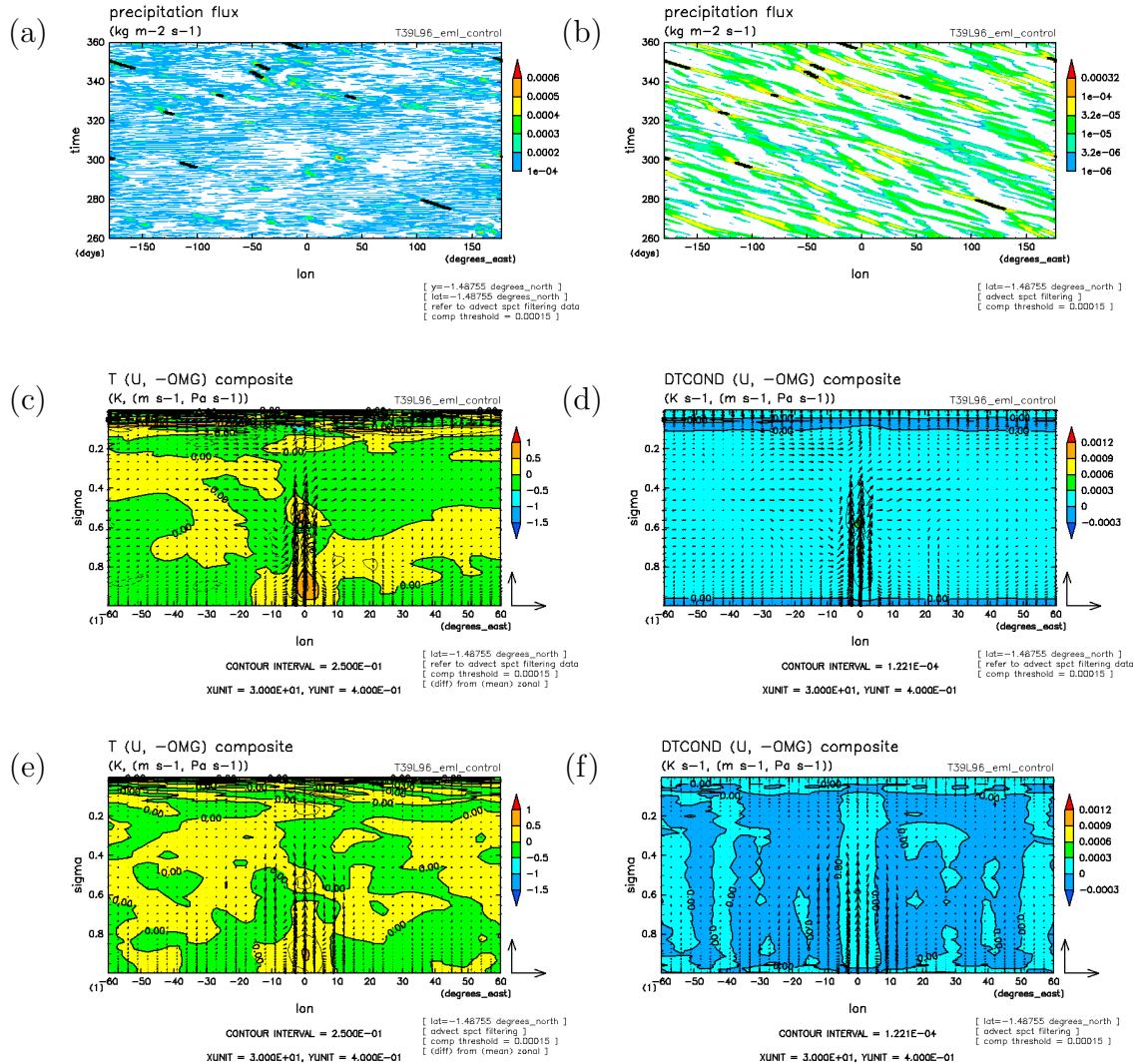


図 3.34: 図 3.10 と同じ. ただし, 実験 T39L96_eml で, ADV フィルターを適用した場合. 参照点を選ぶ際に用いた閾値は, $0.00015 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ である.

3.5 まとめ

積雲パラメタリゼーションを用いない実験では、水平解像度を変更した実験において、水平解像度の向上とともに、格子点スケールの西進する降水域とそれを包絡する東進する降水域、という階層的構造が次第に明瞭になる傾向を認めることが出来る。東進構造に準拠したコンポジット図では、本実験は循環構造のケルビン波の wave-CISK 的な位相の西傾が見られた。低水平解像度の標準実験においても、本実験では同程度の水平スケールを持つ西進する降水域と東進する降水域との両方が存在していた。

一方で、積雲パラメタリゼーションに Emanuel スキームを用いた実験では、階層的構造が現れたが、積雲パラメタリゼーションを用いずに実験を行った実験に比べて階層性は明瞭ではなく、ケルビン波の wave-CISK 的構造も不明瞭であった。また低水平解像度の標準実験においても、積雲パラメタリゼーションを用いない実験と異なり、西進する降水域が顕著に見られ、東進する降水域はあまり見られなかった。

明瞭な東進降水域は、ケルビン波の wave-CISK モードにおいて特徴的な循環構造、つまり第一モードと第二モードの結合という構造を伴っていた。東進構造の発現が wave-CISK の力学、すなわち、凝結加熱を介しての第一モードと第二モードの結合による成長モードの生成で説明出来るとするならば、加熱の時空間分布のコヒーレンシーがモード結合の強さを決めるだろう。凝結が時空間的にランダムに発生する積雲スキームでは、wave-CISK 的構造が発生しにくいに違いない。一方、十分に分解能が高く、凝結のランダムな発生と、その統計的な時空間分布が分離出来る場合には、個々の降水活動を包絡する構造として、wave-CISK 的な東進構造が発現するのだと思われる。wave-CISK の線形論によれば、構造の波長が小さい程より大きな成長率であるはずであるが、一方、積雲スキームを伴うランダムな降水活動により、wave-CISK 的なモード結合が乱されるスケールでは、コヒーレントなモード形成が出来ない。したがって、多数の降水活動を包絡する形で東進構造が発現するのだと想像出来るのである。Emanuel スキームで東進構造が弱いのは、凝結加熱分布が十分に上層で極大値を持っていないからであろう。

鉛直解像度を変更した実験では、積雲パラメタリゼーションを用いない実験では、降水分布に顕著な違いは見られなかった。一方で Emanuel スキームを用いた実験では、降水強度の比較的弱い領域が広く分布し、西進する降水強度の強い領域の出現頻度は低くなるという結果を得た。積雲パラメタリゼーションの内部パラメタの鉛直解像度依存性により、鉛直解像度向上に伴って、生じた不安定をすぐに解消して積雲が生成されやすくなった結果、降水域が広く分布するようになったと想像できる。

第4章 まとめ

大気大循環モデルで表現される赤道域降水活動の組織化と階層的構造に着目して, 物理過程の内部パラメタや解像度を変更した水惑星実験を行い, 線形 wave-CISK 理論から得られる予想をもとに結果の検討を行った. その結果は, 次のようにまとめられる.

- 放射冷却率依存性実験では, 放射冷却率及び凝結加熱率が対流圏上層で最大値を持つ実験では, 赤道上において格子点スケールの降水域の東進が顕著となつたのに対し, 対流圏下層で最大値を持つ実験では, 西進が顕著となつた. 東進する降水域に伴う鉛直循環構造は, wave-CISK の示唆する位相の西傾構造が見られるのに対し, 西進する降水域に伴う構造は, 鉛直に直立した CISK 的構造となつた. 本実験では, 凝結加熱率を上層で大きくするとケルビン波と対流が結合した東進する降水構造が現れやすくなる, という wave-CISK が予想する傾向と一致した結果が得られた.
- 解像度依存性実験では, 水平解像度の向上に伴い, 偏東風によって移流される CISK 的西進降水構造と, ケルビン波と対流が結合した wave-CISK 的東進降水構造とがスケール的に分離され, 階層的に表現される可能性がある. 解像度が低いモデルでは, 格子点スケールの降水が CISK 的に成長した西進構造として発現するか wave-CISK によって維持される東進構造として発現するかは, モデル中の物理過程の実装によって決まり, wave-CISK 的構造を内在する条件であれば, 水平解像度を高くすることにより, 両者の分離が表現されるのだと想像される.

上記の実験により, 大気大循環モデルで表現される赤道域降水活動の組織化と階層的構造を説明する粗視化した概念として, wave-CISK の力学はある程度有効であると言えるだろう. しかし, 本実験と同様に wave-CISK を主張した NH91 の結果と本実験の結果には, 詳細に見るといいくつかの違いが見られる. 放射冷却率依存性実験では, HS86 や NH91 と使用するモデルは異なるものの, 同じ積雲パラメタリゼーションを用い, ほぼ同等の条件において実験を行っているにも関わらず, HS86 のようなコヒーレントな格子点スケールの東進が得られていない. また

NH91 に現われた鉛直循環構造に比べ, 本実験は東西スケールが広い等の違いが見られる. これらの違いを調べるにあたり, 線形 wave-CISK モデルに立ち返って, 両者の結果の比較をすべきであるが, 複雑な物理過程を含む大気大循環モデルと, 線形 wave-CISK モデルとの間には大きな隔たりがあり, 水惑星条件という単純な境界条件を用いてもなお, 線形モデルと結果を単純に比較することは難しい.

また, 解像度依存性実験では, 積雲パラメタリゼーションの有無によって, 格子点スケールの降水域の振る舞いや階層性の表現が大きく異なり, 物理過程の実装に対してモデルで発現する降水構造の振る舞いがどのように依存しているのかが問題となった. 本実験では, wave-CISK だけで説明出来ない物理過程の実装の差異に伴う降水構造の振る舞いの違いは, やはり当然ながら大きな問題として残り, モデルの振舞いを完全に理解するには至っていない.

大気大循環モデルと線形 wave-CISK モデルとの間の隔たりを埋め, 物理過程による依存性を調べ, より詳細に大気大循環モデルにおける赤道域降水活動の振る舞いを理解する為には, パラメタリゼーションスキームで使用される内部パラメータに対する依存性調査実験, パラメタリゼーションスキームを簡単化した場合についての数値計算を行なう必要がある. その為には, 大気大循環モデルの物理過程の簡略化と方程式の線形化を段階的に行えるモデルを構築し, その過程においてさらに多くのパラメタ依存性実験を行うことが重要であろう.

謝辞

本研究を進めるに際し、お世話になりました方々に謝辞を申し上げます。指導教官である北海道大学大学院理学研究院 林 祥介 教授には、研究のみに留まらず様々なご指導とご示唆を頂きました。多くのご支援と励ましに、心より感謝致します。北海道大学大学院地球環境科学研究所 石渡 正樹 助手には、沢山の時間を割いて丁寧なご指導と励ましを頂きました。北海道大学大学院理学研究院 渡部 重十 教授、琉球大学大学院理工学研究科 遊馬 芳雄 教授、北海道大学大学院地球環境科学研究院 渡部 雅浩 助教授には、本論文を審査して頂きました。九州大学大学院理学研究院 中島 健介 助手、地球シミュレータセンター 大淵 済 氏、北海道大学大学院理学研究院 倉本 圭 助教授、小高 正嗣 助手には、日頃よりご助言と励ましを頂きました。北海道大学大学院理学研究院宇宙理学専攻 地球流体力学研究室、惑星物理学研究室の皆様には、日頃より励ましを頂きました。

本論文において、放射冷却依存性実験は、国立環境研究所地球環境研究センターのスーパーコンピュータシステム利用研究により、計算資源の提供を受けて行いました。解像度依存性実験は、海洋研究開発機構の支援を受け、地球シミュレータで行いました。計算と作図に用いた情報環境は、地球流体電腦俱楽部 (<http://www.gfd-dennou.org/>) の資源をもとに構築されたものです。このような研究を行う環境を提供頂きました関係者に謝意を表明します。

最後に、研究生活を常に暖かく支えて頂きました家族と、見守り下さいました皆様に、心より感謝致します。

文献

- Aqua-Planet Experiment Project: <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/ape/>.
- Arakawa, A., Schubert, W. H., 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701.
- Arakawa, A., Suarez, M.J., 1983: Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 34–35.
- Bretherton, C., 1987: A theory for nonprecipitating moist convection between two parallel plates. Part I: thermodynamics and “linear” solutions. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1809–1827.
- Chang, C. P., Lim, H., 1988: Kelvin wave-CISK. A possible mechanism for the 30-50 day oscillations. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1709–1720.
- Chao, W.-C., Deng, L., 1998: Tropical Intraseasonal Oscillation, Super Cloud Clusters, and Cumulus Convection Schemes. Part II: 3D Aquaplanet Simulations. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 690–709.
- Emanuel, K. A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2313–2335.
- Hayashi, Y., 1970: A theory of large-scale equatorial waves generated by condensation heat and accelerating the zonal flow. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 140–160.
- Hayashi, Y.-Y., Sumi, A., 1986: The 30-40 day oscillations simulated in an “aqua planet” model. *J. Met. Soc. Japan*, **64**, 451–467.
- Hayashi, Y.-Y., Toyoda, E., Hosaka, M., Takehiro, S., Nakajima, K., Ishiwatari, M., 2000: Tropical precipitation patterns in response to a local warm SST area placed at the equator of an aqua planet. *CGER’s Supercomputer Monograph Report*, **6**, pp.54.

- Hosaka, M., Ishiwatari, M., Takehiro, S., Nakajima, K., Hayashi, Y.-Y., 1998: Tropical precipitation patterns in response to a local warm SST area placed at the equator of an aqua planet. *J. Met. Soc. Japan*, **76**, 289–305.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232–1240.
- Lau, K. -M., Peng, L., 1987: Origin of low-frequency oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 950–972.
- Lee, M.-I., Kang, I.-S., Mapes, B. E., 2003: Impacts of cumulus convection parameterization on aqua-planet AGCM simulations of tropical intraseasonal variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 963–992.
- Lee, M -I., Kang, I -S., Kim, J -K., Mapes, B.E., 2001: The influence of cloud-radiation interaction on simulating tropical intraseasonal oscillation with the Atmospheric General Circulation Model, *J. Geophys. Res.*, **106**, 14219–14233.
- Le Treut, H., Li, Z.-X., 1991: Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dyn.*, **5**, 175–187.
- Lindzen, R. S., 1974: Wave-CISK in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 156–179.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, **17**, 187–202.
- Louis, J. F., Tiedle, M., Geleyn, J., 1982: A short history of the PBL parameterization at ECMWF. *Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, 59–80.
- Madden, R. A., Julian, P. R., 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.
- Manabe, S., Smagorinsky, J., Strickler, R. F., 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769–798.
- Mellor, G.L., Yamada, T., 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Nakajima, T., Tanaka, M., 1986: Matrix formulation for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **35**, 13–21.

- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Met. Soc. Japan*, **66**, 823–839.
- Neale, R. B., Hoskins, B. J., 2000: A standard test for AGCMs including their physical parameterizations: I: The proposal. *Atmos. Sci. Lett.*, **1**, 101–107.
- Numaguti, A., 1992: Numerical experiments on the large scale structure of cumulus activity in the tropics. Ph.D. Thesis, University of Tokyo, 205pp. (in Japanese). 热帯における積雲活動の大規模構造に関する数値実験. 博士論文, 東京大学, 205pp.
- Numaguti, A., Hayashi, Y.-Y., 1991: Behaviors of cumulus activity and the structures of circulations in an “aqua planet” model. Part I: The structure of super clusters. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 541–561.
- Numaguti, A., Hayashi, Y., 2000: Gravity-wave dynamics of the hierarchical structure of super cloud clusters. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 301–331.
- Ohfuchi, W., Nakamura, H., Yoshioka, M. K., Enomoto, T., Takaya, K., Peng, X., Yamane, S., Nishimura, T., Kurihara, Y., Ninomiya, K., 2004: 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator: Preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator). *J. Earth Simulator*, **1**, 8–34.
- Orszag, S. A., 1970: Transform method for calculation of vectorcoupled sums: Application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 890–895.
- SWAMP Project, 1998: AGCM5 <http://www.gfd-dennou.org/arch/agcm5/>, GFD Dennou Club.
- Takayabu, Y. N., 1994; Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves. Part I: spectral features of the cloud disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 433–449.
- Tomita, H., Miura, H., Iga, S., Nasuno, T., Satoh, M., 2005: A global cloud-resolving simulation: preliminary results from an aqua planet experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L08805, doi:10.1029/2005GL022459.
- Toyoda, E., Nakajima, K., Ishiwatari, M., Hayashi, Y.-Y., 1999: Response of the tropical atmosphere to a localized warm SST area: Timedevelopment observed in an aqua-planet ensemble experiment. *Nagare*, **18**, <http://www.nagare.or.jp/mm/99/toyoda/>.

- Wang, W., Schlesinger, M. E., 1999: The dependence on convection parameterization of the tropical intraseasonal oscillation simulated by the UIUC 11-layer atmospheric GCM. *J. Climate*, **12**, 1423–1457.
- Wheeler, M., Kiladis, G. N., 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374–399.
- Wheeler, M., Kiladis, G. N., Webster, P. J., 2000: Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 613–640.
- Yamada, Y., Sampe, T., Takahashi, Y. O., Yoshioka, M. K., Ohfuchi, W., Ishiwatari, M., Nakajima, K., Hayashi, Y.-Y., 2005: A resolution dependence of equatorial precipitation activities represented in a general circulation model. *Theor. Appl. Mech. Japan*, **54**, 289–297.