

「水惑星」の赤道および赤道外に置いた
暖水域が形成する降水分布

Precipitation Pattern
in Response to a Local Warm SST Area
Placed
at Equator and Off-Equator
of an Aqua Planet

北海道大学大学院理学研究科
地球惑星専攻
地球流体力学研究室

奥山尚範

OKUYAMA Naonori

2001年01月31日

Contents

1	イントロダクション	1
2	数値モデルの説明	3
2.1	基礎方程式	3
2.2	離散化	4
2.3	力学過程	5
2.3.1	積雲パラメタリゼーション	5
2.3.2	大規模凝結	6
2.3.3	放射	7
2.3.4	鉛直混合	7
2.3.5	表面フラックス	9
3	実験の設定	10
4	標準実験	12
4.1	降水量・蒸発量	12
4.2	水蒸気輸送	15
4.3	東西平均循環の南北構造	16
5	赤道暖水域応答実験	18
5.1	降水量・蒸発量	18
5.2	水蒸気輸送	18
5.3	循環の応答	18
6	赤道外暖水域応答実験	25
6.1	降水量・蒸発量	25
6.2	水蒸気輸送	25
6.3	循環の応答	25
7	水蒸気収支	33
7.1	水蒸気の輸送	33
7.2	水蒸気収支	33
8	赤道暖水域応答アンサンブル実験	40
8.1	降水量・蒸発量・水蒸気輸送	40
8.2	循環の応答の時間発展	45
9	議論と結論	57
9.1	結論	57
9.2	熱帯域の傾圧的応答と中高緯度域の順圧的応答	57
9.3	梅雨前線帯	58

A	降水による加熱量	62
B	A0 実験の降水量の変動	63
C	A0 実験の蒸発量の変動	70

要旨

熱帯に局在する暖水域が熱帯域の大規模な降水分布に与える影響を調べるために水惑星実験を行なった。用いた数値モデルは、T42L16 の分解能を持つ全球プリミティブモデルであり、簡単な水過程を含む。暖水域は、東西一様南北対称な SST 分布をもつ海洋の赤道と北緯 10 度に置いた。

赤道に置いた暖水域に対する熱帯の降水分布は、暖水域の西側での降水減少と東側の広範な領域での増加、という東西非対称な分布となっている。しかし、北緯 10 度に置いた暖水域に対する熱帯の降水分布は赤道に置いた場合と比べて東西に非対称な降水分布とはならない。

暖水域を北緯 10 度と赤道に置いた場合の降水分布を理解するために水蒸気収支を調べた。暖水域を北緯 10 度に置いた場合には、暖水域は水蒸気の西側への流出を抑え南への流出を南からの流入に転じ増加水蒸気を北東側に流出させる。一方、暖水域を赤道に置いた場合の暖水域は、西側への水蒸気の流出を抑えて、東側から供給を増加させる東西に非対称な受取り方をしている。赤道の暖水域の東側には低圧偏差域が広範に広がっており、低圧偏差域の下層の摩擦収束により集る水蒸気はこの低圧偏差域に降水量を増加させながら赤道上を暖水域に向かって西へ移動している。暖水域を北緯 10 度と赤道に置いた場合の降水量の偏差の大きさの違いと東西に非対称な分布には、赤道に捉えられる低圧偏差の存在が関係していると思われる。

暖水域の東側の赤道上に広範に広がる低圧偏差は赤道 Kelvin 波であることが Hosaka *et al.* (1998) によって主張された。この暖水域の東側の低圧偏差を確かめるために 50 日間の 128 試行アンサンブル実験データの時間発展を解析した。結果は Hosaka *et al.* の主張を指示するものである。

キーワード：水惑星, 大循環モデル, 暖水域, 熱帯降雨パターン, 水蒸気輸送.

1 イントロダクション

熱帯域の理想的な降雨分布を明らかにするために「水惑星」と呼ばれる地球の表面を全て水で覆った仮想的な地球のモデルを用いた一連の研究がある。複雑な地球大気の動きを理解するためには、このような単純な枠組で考えることが有効である。

水惑星を用いた最初の研究に Hayashi and Sumi (1986) がある。彼らは、東西一様南北対称な SST 分布を持つ 3 次元水惑星モデルを用いて、東西に一様なあるいは東西に一定の振幅を持つ熱帯域に固有な 3 つのタイプの降雨パターンを再現した。スーパークラスター、MJO (Madden-Julian Oscillation) およびダブル ITCZ (InterTropical Convergence zone) である。

現実地球上の降雨分布は東西に一様ではない。また現実地球の降雨分布は東西に一定振幅を持って変動しているということもない。現実地球の非一様な境界条件、たとえば海陸分布および海面温度分布が東西に非対称な降雨パターンをもたらしている。しかしながらどの非一様な境界条件がどの非一様な降雨パターンをもたらすのかを理解することは簡単なことではない。このことの理解が難しい理由は、ある場所の降雨量がその場の表面境界条件にだけ影響されるだけでなく離れた場所の降雨 (熱源) によっても遠隔的に影響を受けるからである。

東西に非対称な境界条件として赤道上に暖水域を置いた実験が Hosaka et al. (1998) である。彼らは東西に一様な SST に赤道に中心を持つ局在する暖水域を設け、その熱帯大気の応答を調べた。高水温域上では活発な降水活動、いわゆる対流中心が発生する。この対流中心での降雨活動に伴って発生する熱が熱源となって熱帯全域の降雨分布がどのようなパターンを形成するかが調べられた。現実地球にはこのような対流中心が 3 つ存在する。海大陸 (インドネシアから西太平洋上)、アフリカ、アマゾンである。これらの影響は実際には重なりあっているのであるが、局在する暖水域はこれらの対流中心の内の一つを切り出したものとなる。この実験の結果、暖水域上に現れる対流中心に対して、東側の広範な領域では降水量が増加し、西側では降水量が減少するという傾向があることが見出された。

なぜ対流中心の東西に非対称な応答が現れるのか？計算結果によれば暖水域の東側では低圧偏差が広がっていた。低圧偏差域では下層で摩擦収束による水蒸気フラックスの収束が起こり対流活動が増強されると Hosaka et al. は推察している。一方、暖水域の西側では高圧偏差領域が広がっており、降水の減少と対応していた。ところが浅水流体における熱源応答問題の結果 (Gill, 1980; Heckley and Gill, 1984) から類推すると、暖水域から東へはケルビン波、西へはロスビー波として低圧偏差が伝播し、暖水域の西側でも降水が増加していなければならないはずなのである。

この矛盾がどのように生じたかを調べるためには、暖水域の導入の後で降水分布や気圧の偏差がどのような経過で確立していくかを観察する必要がある。しかし個々の降水活動は小規模かつ短寿命でランダムに発生しており、これらによって起こるノイズが時間発展の詳細を覆い隠してしまうのでその観察は容易ではない。また、熱帯大気には季節内振動と呼ばれるグローバルかつ数十日を周期に持つ伝播性の変動が存在しており (Madden and Julian, 1972; Hayashi and Sumi, 1986)、暖水域導入時における季節内変動の位相 (例えば下層風収束の極大がどの経度にあったか) によって、その後の応答が影響を受ける可

能性がある (Hosaka et al. 1998).

ランダムな降水活動によって生じるノイズおよび季節内変動の影響を除去して暖水域導入後の時間発展を明確に抽出するために Toyoda et al. (1999) はアンサンブル実験の手法を用いた. 同一境界条件のもとで異なる初期条件から始めた多数の実験を行い, その結果を平均することにより降水活動によるランダムなノイズおよび季節内変動の影響を除去することによりかなり成功した. 暖水域に対する惑星スケールの大気の応答は暖水域導入後 10 日から 20 日の時間スケールで形成される.

本論文では赤道の暖水域の導入に対する熱帯大気の東西非対称な応答について, 暖水域の無い場合と赤道に置いた場合と北緯 10 度に置いた場合についての長時間平均構造を比較することにより理解する.

現実地球の対流中心からは 3 つの降雨量の多い領域が形成されている. 例えば海大陸からは, 梅雨前線帯, ITCZ, 南太平洋収束帯の 3 つの降水活動の激しい領域が伸びている. 梅雨前線帯と南太平洋収束帯の降水活動は季節変化し, 梅雨前線帯は北半球夏期に南太平洋収束帯は北半球冬期にその活動を強める. これまでの水惑星モデルの研究は南北対称な構造を見ているが, 現実地球上の降水活動領域は南北対称ではない. 北緯 10 度に暖水域を導入することで現われる南北に非対称な降雨分布, 特に梅雨前線帯の出現を期待する.

さらに Toyoda et al. によって算出された 128 試行のアンサンブルデータの再解析を行なうことで, 暖水域導入後の熱帯大気的时间発展をより詳しく描写することを目指す. 暖水域に対する大気の応答による降雨分布が形成されるメカニズムを理解するためには初期時間発展をみるのが有効と思われるからである. 北緯 10 度の暖水域の応答に関するアンサンブル実験は行なっていない.

2 数値モデルの説明

使用した数値モデルは Hosaka *et al.* (1998) と同じく球面 3 次元プリミティブ方程式系に基づく地球流体電脳倶楽部版 AGCM 5 である。水平方向には緯度・経度座標 (λ, ϕ) , 鉛直方向には σ 系を用いる。空間差分は水平方向には擬スペクトル法, 鉛直方向には Arakawa and Suarez (1983) の差分を用いる。水平スペクトルは全波数 42 の三角形切断 (T42) を行なう。解像度は水平分解能 T 42, 鉛直 16 層である。時間ステップは 20 分とした。積雲パラメタリゼーションは湿潤対流調節 (Manabe *et al.*, 1996) を用いている。赤外放射の吸収は水蒸気 3 バンドと乾燥空気 1 バンドに簡略化し, 現実大気で観測される吸収量に近くなるように吸収係数をあわせている。赤外放射の散乱, 雲による反射散乱, 大気による日射の吸収散乱は考慮されていない。鉛直拡散は Mellor and Yamada (1974) のレベル 2 パラメタリゼーションを全層で用いている。地表における運動量, 熱, 水蒸気のフラックスはバルク法で算出している。

2.1 基礎方程式

モデルの力学部分は渦度, 発散, 静水圧平衡, 湿度, 熱力学の式からなり下の方程式となっている。

$$\begin{aligned} \frac{d\zeta}{dt} = & \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left\{ -(\zeta + f)u - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{RT'}{a \cos \varphi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} \right\} \\ & - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ [(\zeta + f)v - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{RT'}{a} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi}] \cos \varphi \right\} - F_{\zeta}^{diff}, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{dD}{dt} = & \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left\{ (\zeta + f)v - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - x \frac{RT'}{a} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} \right\} \\ & + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ [(\zeta + f)v - \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - \frac{RT'}{a} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi}] \cos \varphi \right\} \\ & - \nabla^2 (\Phi + R\bar{T}\pi + E) - F_D^{diff}, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{d\pi}{dt} = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}, \quad (4)$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{g}{p_s} \frac{\partial F_q^{vdf}}{\partial \sigma} + F_q^{diff} + S_q^{cond}, \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dt} = & \frac{RT}{c_p} \left\{ \frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} + \frac{\dot{\sigma}}{\sigma} \right\} \\ & + \frac{1}{c_p} \left(\frac{g}{p_s} \frac{\partial F_T^{vdf}}{\partial \sigma} + \frac{g}{p_s} \frac{\partial F_T^{rad}}{\partial \sigma} \right) + F_T^{diff} + LS_q^{cond}. \end{aligned} \quad (6)$$

これらの方程式の中で,

$$\frac{d}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma}, \quad (7)$$

$$\zeta \equiv \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (u \cos \varphi), \quad (8)$$

$$D \equiv \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi), \quad (9)$$

$$\Phi \equiv gz, \quad (10)$$

$$\pi \equiv \ln p_s, \quad (11)$$

ここで, (λ, φ) 緯度と経度とを表す座標; σ 鉛直座標; u, v 水平風成分; $\dot{\sigma}$ は σ 座標系における鉛直速度; T 温度; q 比湿; p_s 地表面気圧; T_g 地表面温度; Φ ジオポテンシャル; f コリオリパラメータ; a 地球半径; g 重力加速度; R 乾燥空気の気体定数; c_p 大気 of 定圧比熱; L 水の潜熱; $F_\zeta^{diff}, F_D^{diff}, F_T^{diff}, F_q^{diff}$ 水平拡散項; $F_u^{vdf}, F_v^{vdf}, F_T^{vdf}, F_q^{vdf}$ 鉛直拡散項; S_q^{cond} is 比湿の凝結源である.

水平拡散項は超粘性タイプ (hyper-viscosity type) の公式で次のように与えられる,

$$F^{diff} = -(-1)^n K \nabla^{2n} \quad (12)$$

ここでは $n = 8$ としている. K の値は波数 42 の成分の減衰時間が 4 時間となるように決めている.

2.2 離散化

方程式は水平方向に非エイリアス緯度経度グリッドによって離散化され, 疑スペクトル法によって積分されている. ここでの三角切断波数は 42 (T42) である. 東西方向に 128 点, 南北方向に 64 点の格子点がある. Arakawa and Suarez (1983) による方法が鉛直方向に離散化するために用いられている. 鉛直方向に 16 層ある. 鉛直グリッドポイントの位置は表??に示した. 時間積分は散逸過程を除いた力学過程についてリープフロッグ法が用いられてる. 物理過程の項にはバックワード法が, 水平拡散項についてはオイラー法が用いられている. 時間ステップは 20 分としている. Asselin (1972) の時間フィルターが用いられておりリープフロッグ法によってひき起こされる計算モードが取り除かれる.

表 1: The vertical levels

k	1	2	3	4	5	6						
σ_k	1.0	.995	.99	.98	.97	.95	.93	.90	.87	.83	.79	.75
k	7	8	9	10	11	12						
σ_k	.7	.65	.6	.55	.5	.45	.41	.37	.33	.29	.26	.23
k	13	14	15	16								
σ_k	.2	.17	.15	.12	.1	.074	.05	.021	.0			

2.3 力学過程

モデルには次の簡略化された物理過程が含まれている。

2.3.1 積雲パラメタリゼーション

積雲パラメタリゼーションは (Manabe *et al.*, 1965) の対流調節スキームを用いている。凝結した瞬間に水は系から取り除かれる。だから雨粒と雲は存在しない。

湿潤対流調節は次の条件が満足されるときに起こる。

- 2つの隣接層間で、大気が湿潤不安定になるとき、つまり温度減率が湿潤断熱減率を越えたとき。
- 隣接 2 層の両方で飽和状態か過飽和状態になったとき。

調節の過程において、隣接 2 層の温度と比湿とは即座に飽和状態と湿潤断熱減率との両方が満たされる状態になる。その過程において湿潤静的エネルギーは保存されなければならない。

$$\sum_{l=k-1}^k (C_p T_l + L q_l) \Delta p_l = \sum_{l=k-1}^k (C_p \hat{T}_l + L \hat{q}_l) \Delta p_l, \quad (13)$$

ここで k は鉛直方向に何層目かを表す指標である。 \hat{T}, \hat{q} は調節前の値を、一方 T, q は調節後の値を表す。

$(k, k-1)$ 層の湿潤不安定条件は

$$ST_{k-1/2} \equiv \hat{T}_k - \hat{T}_{k-1} + \frac{L}{C_p} \left(q^*(\hat{T}_k, p_k) - q^*(\hat{T}_{k-1}, p_{k-1}) \right) - \frac{R}{C_p} \frac{\Delta p_{k-1/2}}{p_{k-1/2}} \frac{\hat{T}_k + \hat{T}_{k-1}}{2} > 0. \quad (14)$$

によって評価されている。隣接 2 層の飽和状態は単純に

$$\hat{q}_{k-1} > q^*(\hat{T}_{k-1}, p_{k-1}), \quad \hat{q}_k > q^*(\hat{T}_k, p_k). \quad (15)$$

によって表現されている。

調節された値 (T_k, q_k) は次の式で決定される。

$$T_{k-1} = \hat{T}_{k-1} + \Delta T_{k-1}, \quad (16)$$

$$T_k = \hat{T}_k + \Delta T_k, \quad (17)$$

$$q_{k-1} = q^*(\hat{T}_{k-1}, p_{k-1}) + \left. \frac{\partial q^*}{\partial T} \right|_{k-1} \Delta T_{k-1}, \quad (18)$$

$$q_k = q^*(\hat{T}_k, p_k) + \left. \frac{\partial q^*}{\partial T} \right|_k \Delta T_k, \quad (19)$$

$$\Delta T_k = \frac{(1 + \gamma_{k-1}) \Delta p_{k-1} S_{k-1/2} + [1 + \gamma_{k-1} - \kappa \frac{\Delta p_{k-1/2}}{2p_{k-1/2}}] \frac{L}{C_p} \Delta \hat{Q}}{(1 + \gamma_{k-1})(1 + \gamma_k)(\Delta p_{k-1} + \Delta p_k) + \kappa \frac{\Delta p_{k-1/2}}{2p_{k-1/2}} [(1 + \gamma_{k-1}) \Delta p_{k-1} - (1 + \gamma_k) \Delta p_k]}, \quad (20)$$

$$\Delta T_{k-1} = -\frac{(1 + \gamma_k)\Delta p_k}{(1 + \gamma_{k-1})\Delta p_{k-1}}\Delta T_k + \frac{1}{(1 + \gamma_{k-1})\Delta p_{k-1}}\frac{L}{C_p}\Delta T_k, \quad (21)$$

ここで,

$$\gamma_k = \frac{L}{C_p} \left. \frac{\partial q^*}{\partial T} \right|_k, \quad \gamma_{k-1} = \frac{L}{C_p} \left. \frac{\partial q^*}{\partial T} \right|_{k-1}, \quad (22)$$

$$\Delta \hat{Q} = (\hat{q}_{k-1} - q^*(\hat{T}_{k-1}, p_{k-1}))\Delta p_{k-1} + (\hat{q}_k - q^*(\hat{T}_k, p_k))\Delta p_k. \quad (23)$$

ある気柱における降雨は次式によって計算される.

$$P = \sum_{k=1}^K (\hat{q}_k - q_k) \frac{\Delta p_k}{g}. \quad (24)$$

これらの調節の手続きはすべての層において行なわれ鉛直温度と水蒸気のプロファイルが収束するまで適用さえる.

2.3.2 大規模凝結

比湿の値は飽和値を越えるときに大規模凝結スキームがおのこのグリッドポイントにおいて適用される. 大規模凝結スキームは比湿の値が飽和値なることを要求する. 凝結した水は雨として系からただちに取り除かれる. 対流調節スキームの場合は雨粒も雲も存在しない. 時間積分手続きにおいて, 大規模凝結スキームは対流調節スキームの後に適用される.

大規模凝結の条件は次である.

$$\hat{q} > q^*(\hat{T}, p), \quad (25)$$

ここで \hat{T} , \hat{q} は調節前の温度と比湿の値である. 大規模凝結調節のあとに温度と比湿の値は

$$q = q^*(T, p) \quad (26)$$

かつ

$$C_p T + Lq = C_p \hat{T} + L\hat{q}. \quad (27)$$

となる.

これらについての解はニュートン法によって得られる.

$$T = \hat{T} + \frac{L}{C_p} \frac{\hat{q} - q^*(\hat{T}, p)}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q^*}{\partial T}}, \quad (28)$$

$$q = \hat{q} - \frac{L}{C_p} \frac{\partial q^*}{\partial T} \frac{\hat{q} - q^*(\hat{T}, p)}{1 + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q^*}{\partial T}}. \quad (29)$$

降雨量は次の式で計算される.

$$P = \frac{\Delta p}{g} (\hat{q} - q). \quad (30)$$

2.3.3 放射

太陽放射の吸収と散乱の影響は考慮に入れない。雲と雨滴は考慮に入れていない。SSTの値は固定されているので、ここでは短波放射は全く考えていない。

長波放射については水と乾燥空気の吸収と放射とだけを含む。散乱の効果は考えない。長波放射の吸収係数は大気の冷却プロファイルがおおよそ観測値に合うように決められている。

放射フラックス $F_{R,i}$ は

$$F_R(z) = (\pi B(T_g) - \pi B(T_s)) T^f(z, 0) + \pi B(T(z_T)) T^f(z, z_T) - \int_0^{z_T} \frac{d\pi B}{d\xi} T^f(z, \xi) d\xi, \quad (31)$$

ここで $T^f(z_1, z_2)$ はフラックス輸送関数で $z = z_1, z_2$ との間で $\pi B \equiv \sigma_{SB} T^4$ はソース関数である。

フラックス輸送関数 $T^f(z_1, z_2)$ は次で与えられるものと考えている。

$$T^f(z_1, z_2) = \sum_{i=1}^{N_R} b_i \exp(-\delta_R |\tau_{R,i}(z_1) - \tau_{R,i}(z_2)|). \quad (32)$$

ここで $\tau_i(z)$ は光学的厚さで、大気上端での光学的厚さは 0 である。

$$\tau_{R,i}(z) = \int_z^\infty k_{R,i} \rho q dz + \int_z^\infty \bar{k}_{R,i} \rho dz, \quad (33)$$

ここで $k_{R,i}$ と $\bar{k}_{R,i}$ とはそれぞれ波数バンド i についての水蒸気と乾燥空気の吸収係数である。これらの吸収係数の値は一定値を想定している。 b_i は波数バンド i についての全放射エネルギーに対するエネルギーの比率で定数とみなしている。 δ_R の値は 1.5 としている。 $k_{R,i}$, $\bar{k}_{R,i}$ と b_i との値は表??にまとめた。

この研究では、 N_R は 4 と設定しており、3 つの水蒸気バンドと 1 つの乾燥空気バンドを再現している。

表 2: 長波放射スキームで用いられている定数の値.

Band Number	1	2	3	4
$k_{R,i}$	8.0	1.0	0.1	0.0
$\bar{k}_{R,i}$	0.0	0.0	0.0	5.0×10^{-5}
b_i	0.2	0.1	0.1	0.6

2.3.4 鉛直混合

鉛直乱流混合は Mellor and Yamada (1974) のレベル II の方法を用いている。

Mellor and Yamada (1974) のこの方法は、拡散係数 K_M , K_T , and K_q は安定度に依存し, u と v と T の関数として与えられる.

$$K_M = l^2 \frac{\Delta|v|}{\Delta z} S_M, \quad (34)$$

$$K_T = K_q = l^2 \frac{\Delta|v|}{\Delta z} S_H. \quad (35)$$

Blakadar(1962) にしたがって, 混合距離 l は次式で評価される.

$$l = \frac{\kappa z}{1 + \kappa z/l_0}, \quad (36)$$

ここで $l_0 = 300$ m で $\kappa = 0.4$ は Kármán 定数である.

これらの表現に関して, S_M と S_H は Richardson 数の関数として与えられる.

$$S_M = B_1^{1/2} (1 - R_f)^{1/2} \widetilde{S}_M^{3/2}, \quad (37)$$

$$S_H = B_1^{1/2} (1 - R_f)^{1/2} \widetilde{S}_M^{1/2} \widetilde{S}_H, \quad (38)$$

ここで

$$\widetilde{S}_H = \frac{\alpha_1 - \alpha_2 R_f}{1 - R_f}, \quad (39)$$

$$\widetilde{S}_M = \frac{\beta_1 - \beta_2 R_f}{\beta_3 - \beta_4 R_f} \widetilde{S}_H. \quad (40)$$

R_f は Richardson 数フラックスで, 次のように与えられ

$$R_f = \frac{1}{2\beta_2} \left[\beta_1 + \beta_4 R_{iB} - \sqrt{(\beta_1 + \beta_4 R_{iB})^2 - 4\beta_2\beta_3 R_{iB}} \right], \quad (41)$$

ここで R_{iB} はバルク Richardson 数で

$$\alpha_1 = 3A_2\gamma_1, \quad (42)$$

$$\alpha_2 = 3A_2(\gamma_1 + \gamma_2), \quad (43)$$

$$\beta_1 = A_1B_1(\gamma_1 - C_1), \quad (44)$$

$$\beta_2 = A_1[B_1(\gamma_1 - C_1) + 6A_1 + 3A_2], \quad (45)$$

$$\beta_3 = A_2B_1, \quad (46)$$

$$\beta_4 = A_2[B_1(\gamma_1 + \gamma_2) - 3A_1], \quad (47)$$

$$(A_1, B_1, A_2, B_2, C_1) = (0.92, 16.6, 0.74, 10.1, 0.08), \quad (48)$$

$$\gamma_1 = \frac{1}{3} - \frac{2A_1}{B_1}, \quad \gamma_2 = \frac{B_2}{B_1} + 6\frac{A_1}{B_1}, \quad (49)$$

である.

R_{iB} は次で定義される.

$$R_{iB} = \frac{\frac{q}{\theta_s} \frac{\Delta\theta}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2 + \left(\frac{\Delta v}{\Delta z}\right)^2}. \quad (50)$$

ここで, 鉛直高度 $k - 1/2$ での $(\Delta\bullet)$ の値は $\bullet_k - \bullet_{k-1}$ によって評価されている.

2.3.5 表面フラックス

運動量, 熱と水蒸気の表面フラックスはバルク法によって計算される.

$$(F_\lambda)_{1/2} = -\rho_s C_M |\mathbf{v}_1| u_1, \quad (51)$$

$$(F_\varphi)_{1/2} = -\rho_s C_M |\mathbf{v}_1| u_1, \quad (52)$$

$$(F_T)_{1/2} = \rho_s C_p C_H |\mathbf{v}_1| (T_g - \left(\frac{T}{\Pi_1}\right)), \quad (53)$$

$$(F_q)_{1/2} = \rho_s \beta C_E |\mathbf{v}_1| (q^*(T_g, p_s) - q_1), \quad (54)$$

ここでサフィクス 1/2 は鉛直高度が 1/2 の高さにある値であることを表している.

Louis *et al.* (1982) にしたがってバルク係数 C_M , C_H , および C_E は次式で表される.

$$C_M = \begin{cases} C_{M0} \left(1 + 10R_{iB}/\sqrt{1 + 5R_{iB}}\right)^{-1} & R_{iB} \geq 0, \\ C_{M0} \left[1 - 10R_{iB} \left(1 + 75C_{M0}\sqrt{\frac{z_1}{z_{M0}}|R_{iB}|}\right)^{-1}\right] & R_{iB} < 0, \end{cases} \quad (55)$$

$$C_H = C_E = \begin{cases} C_{H0} \left(1 + 15R_{iB}/\sqrt{1 + 5R_{iB}}\right)^{-1} & R_{iB} \geq 0, \\ C_{H0} \left[1 - 15R_{iB} \left(1 + 75C_{H0}\sqrt{\frac{z_1}{z_{M0}}|R_{iB}|}\right)^{-1}\right] & R_{iB} < 0. \end{cases} \quad (56)$$

ここで R_{iB} はバルク Richardson 数で次式で決まる.

$$R_{iB} = \frac{\frac{g}{\theta_s}(\theta_1 - \theta_g)/g}{(u_1/z_1)^2} = \frac{g}{\theta_s} \frac{T_1(p_s/p_1)^\kappa - T_g}{u_1^2/z_1}. \quad (57)$$

C_{M0} と C_{H0} は中立の場合のバルク係数である.:

$$C_{M0} = \left(\frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z_1}{z_{M0}}\right)}\right), \quad (58)$$

$$C_{H0} = \left(\frac{\kappa}{\ln\left(\frac{z_1}{z_{H0}}\right)}\right). \quad (59)$$

ここで z_{M0} と z_{H0} は地表の粗さを表すパラメータである. 値は 10^{-4}m を用いている.

3 実験の設定

「水惑星」モデルの中では全球は表面温度が時間に依存しない海洋に覆われている。暖水域を赤道上に置いた場合、北緯 10 度に置いた場合、暖水域が無い場合の 3 つの場合についての降水分布を比較する。

基本海面温度分布は Numaguti (1993) で用いられた設定と同じである。赤道での海面温度は 301 K で、赤道をから南および北に 7 度にわたって一定値を保っている。局所暖水域の形は長方形で、東西に 40 度南北に 20 度の広さがある。この暖水域の中心にあるピーク値は +4 K である (図 1)。この中心を赤道に置いた場合、北緯 10 度に置いた場合について得られる降水分布を見る。ただし、格子点の位置の関係により赤道に置いた暖水域の最大値は +3.4K (図 2(a)) でその海面温度は 304.6 K、北緯 10 度に置いた暖水域の最大値は +3.7 K でその海面温度は 304.4 K となっている (図 2(b))。

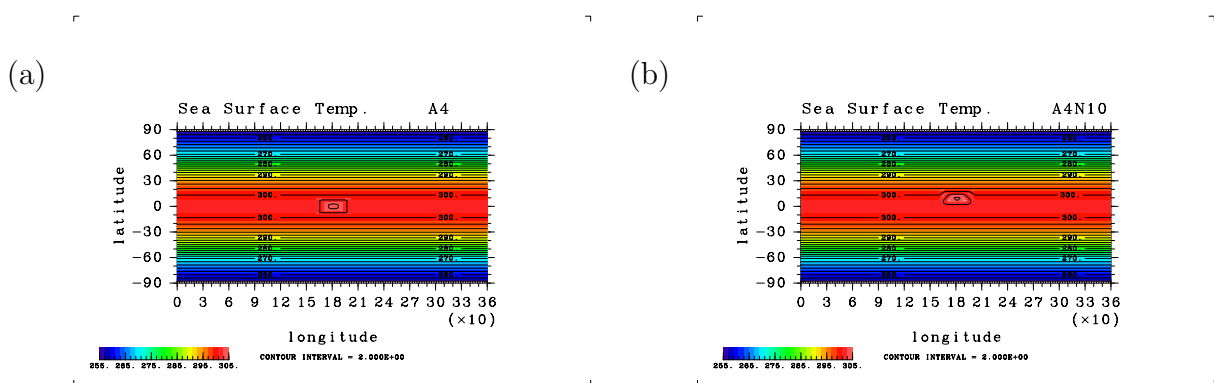


図 1: 海面温度の設定 (K). (a) 赤道に暖水域を置いた場合. (b) 赤道外 (北緯 10 度) に暖水域を置いた場合.

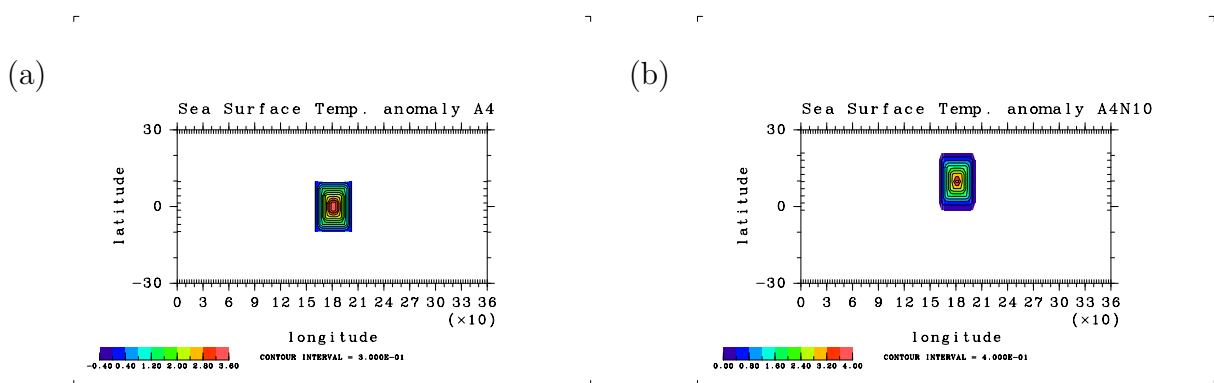


図 2: 暖水域の形状. (K). (a). 赤道に暖水域を設けた実験の場合の海面温度から暖水域を設け無い場合の海面温度を引き算した。横軸が緯度になっているが南緯 30 度から北緯 30 度までであることに注意。 (b). 北緯 10 度に暖水域を設けた実験の場合の海面温度から暖水域を設け無い場合の海面温度を引き算した。

暖水域を設けない実験を標準実験と呼び A0 と記す。A0 のデータは静止等温大気から 1000 日まで積分した中から 400 日目から 1000 日目までの 600 日間のデータを用いる。A0 実験の 400 日目を初期値として赤道に暖水域を導入し、さらに 600 日間積分した。この実験を A4 と記し使用するデータは暖水域を導入してから 600 日間のデータの内、200 日目から 600 日目までのデータを用いる。A4 実験を初期値を変えて 50 日積分を 128 試行を行いアンサンブル平均した実験を A4x128 と記す (Hayashi *et. al.* (1999), Toyoda *et. al.* (1999))。静止等温大気から 1000 日積分されたデータを初期値として北緯 10 度に暖水域を設け 600 日間積分した実験を A4N10 と記す。解析したデータは 600 日間のデータの内、200 日目から 600 日目までである。A4x128 のアンサンブル実験以外のデータについては特に断わりのない限り使用した期間の長時間積分データについて実験略称名を用いる。つまり A0 とは 600 日平均データ, A4 および A4N10 は 400 日平均データを指す。

計算資源は国立環境研究所のスーパーコンピューター NEC SX4 と Intell Pentium III 600 Mhz の PC である。このモデルのこの解像度でのランにはモデル 100 日時間の積分に NEC SX4 では 1 時間 35 分, Intell Pentium III PC では 1 日と 7 時間 36 分の計算時間が必要である。

4 標準実験

はじめに標準実験 (A0) において得られた大気の構造を示す。この標準実験と後の実験とを比較する。

4.1 降水量・蒸発量

図?? に A0 実験による静止等温大気から積分した 781 日目の降水量分布と蒸発量分布と表面気圧の水平断面図を示した。この日に今回の A0 実験の中での 12 時間積算降水量の最大値である 8251.8 W/m^2 を北緯 1.4 度東経 5.6 度の位置に記録している (図??)。100 (W/m^2) は 3.5 mm/day , 1260 (mm/yr) に相当する。図?? は最大の降雨量を観測した日の蒸発量, 図?? は同日の表面気圧である。

図?? に A0 実験による静止等温大気から 400 日目から 1000 日目までの積分による出力の時間平均操作後の降雨量と蒸発量の分布を示した。

降水量は赤道で最大値, 南緯および北緯 20 度に極小値, 南緯および北緯 45 度付近に再び極大値持つ。さらに北へ進むにつれて単調に減少する分布となっている (図??)。

降水量の水平分布はほぼ東西平均値を東西に並べた分布をしている。しかし熱帯域にはスケールが 1000 km 程度の降雨の激しい領域が形成されている。

蒸発量は南緯および北緯 20 度に極大値を持ち両ピーク値から赤道方向と極方向へ向かうにつれて減少している。

蒸発量の水平分布は南北に 10 度から 30 度の領域にスケールが数 1000 km 程度の蒸発の激しい領域が形成されているが, このスケールは降水量において見られたものよりも大きい (図??)。蒸発量の水平分布は降水量よりも東西に変動の少ない分布をしている。

蒸発量と降水量がちょうどつり合う緯度は南北に 40 度と 10 度とにおいてである。赤道から極に向かう 10 度から 40 度の領域では蒸発量が降水量を上回っている (図??)。

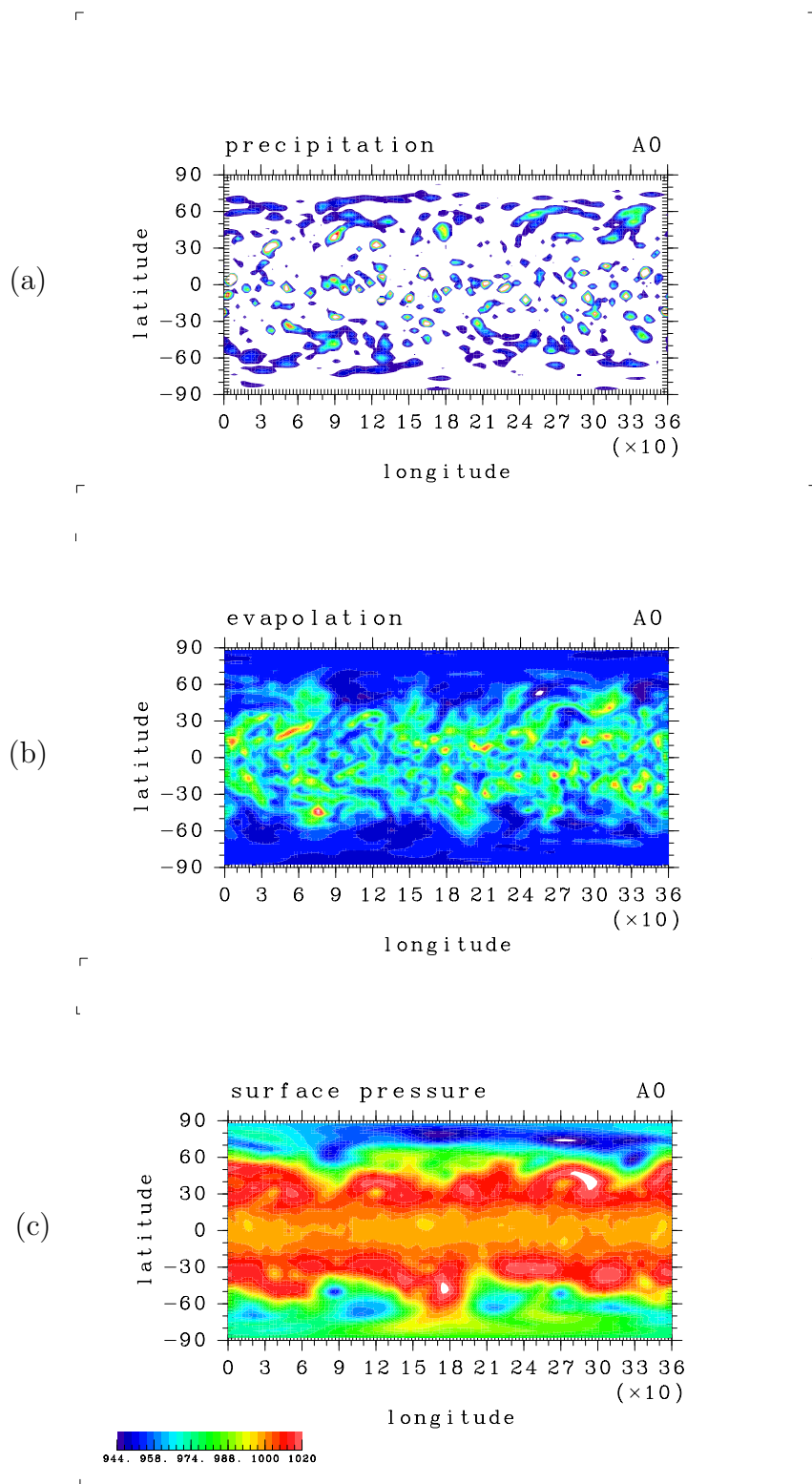


図 3: A0 実験からのスナップショット. A0 実験によるある日 (静止等温大気から 781 日目) の (a) 12 時間平均降水量 (W/m^2), (b) 蒸発量 (W/m^2), (c) 表面気圧 (hPa). $100 (W/m^2)$ は 3.5 mm/day , $1260 (\text{mm/yr})$ に相当する.

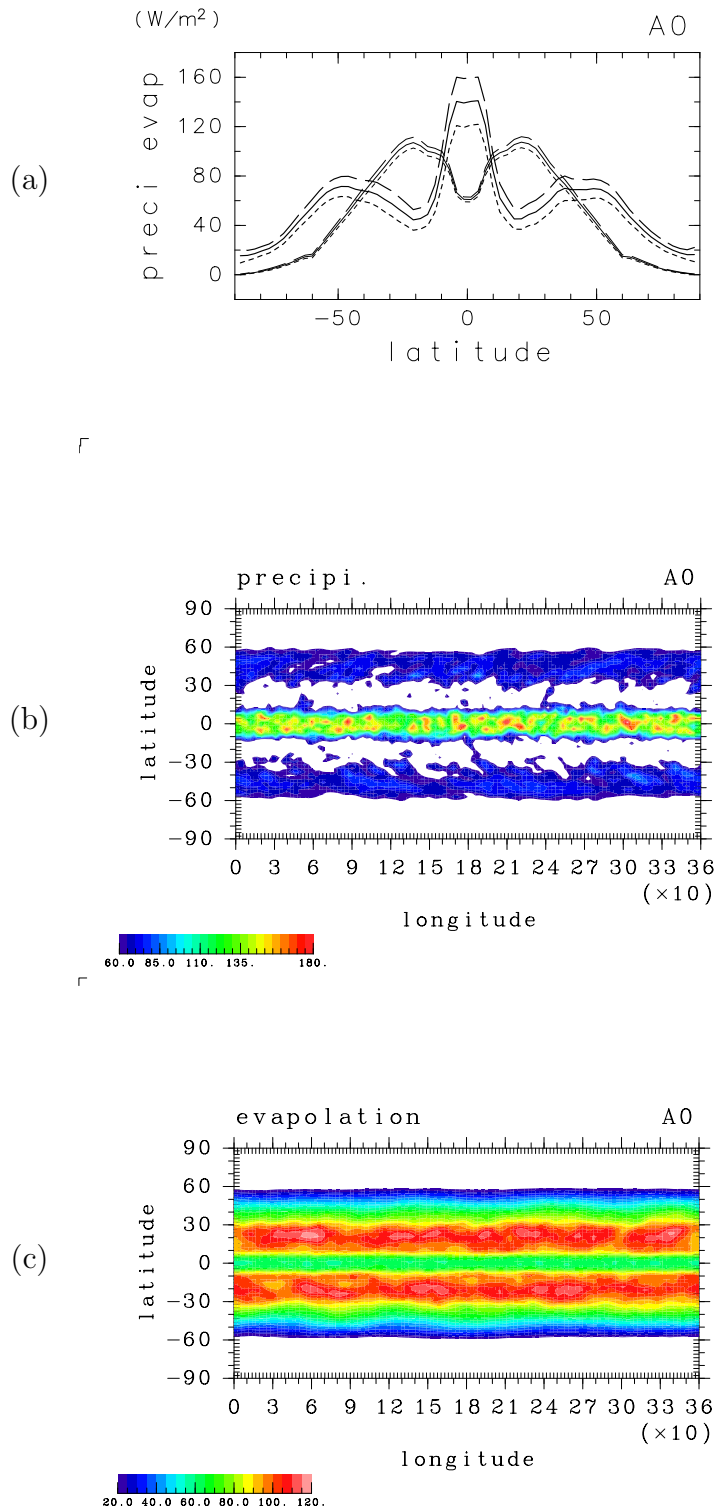


図 4: A0 実験による 12 時間平均降水量と蒸発量 (W/m^2) と水蒸気輸送. (a) 時間東西平均 12 時間平均降水量 (太実線) と蒸発量 (細実線) の南北分布. 各太さの破線と点線との差がその緯度での東西平均 12 時間平均降水量と蒸発量の標準偏差を表す. (b) 時間平均 12 時間平均降水量の水平断面図. (c) 時間平均蒸発量の水平断面図.

4.2 水蒸気輸送

水蒸気の南北輸送は主に $\sigma = 0.9$ より下層に集中している。南北に 10 度から 40 度までの降水量を上回る蒸発による水蒸気は南北に 30 度の緯度から北方向と南方向に輸送されている (図??)。

図?? を見ると水蒸気の東西輸送は熱帯域では西向き、中高緯度域では東向きである。熱帯域の水蒸気の西向き輸送のピークは北緯 (南緯) 15 度の $\sigma = 0.95$ に存在する。水蒸気の東向き輸送のピーク値は北緯 (南緯) 50 度の $\sigma = 0.95$ に存在する。図?? の水蒸気の南北輸送と比べると水蒸気の東西輸送は十分に強く、より高い高度にまで及んでいる。

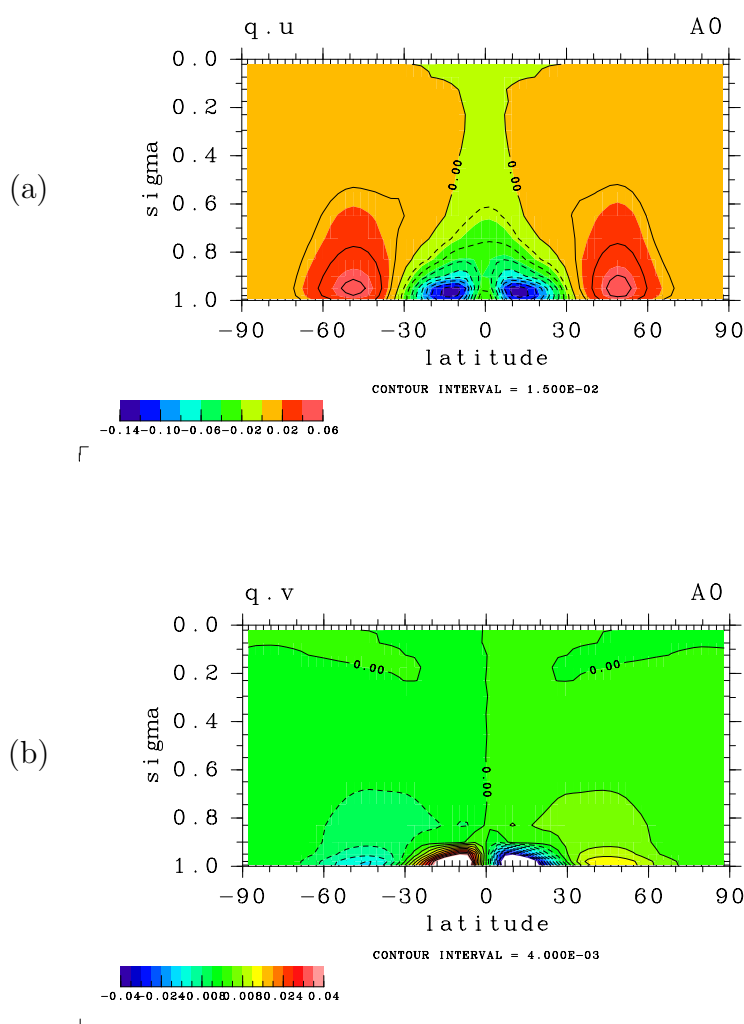


図 5: A0 実験の水蒸気輸送. (a) 東西水蒸気フラックスの南北構造. (b) 南北水蒸気フラックスの南北構造.

4.3 東西平均循環の南北構造

東西平均循環場を図??に示す. このモデルではハドレー循環は $\sigma \sim 0.2$ より下層に存在し, 対流圏界面は $\sigma \sim 0.2$ に存在する (図??, 図??). また, ジェットが $\pm 30^\circ$ に存在する. 赤道域での東西風は東風となっている (図??). ハドレー循環に伴い表面気圧の低い領域が熱帯において見られ, 中高緯度域には表面気圧が高くなっている (図??). 南北風は $\sigma = 0.9$ よりも低い高度に集中している (図??). 熱帯域では南北風は赤道向きである. この収束に伴い比湿は赤道の表面付近で最大値をもつ分布をしている (図??). 赤道表面の水蒸気は積雲対流調節によって上へ輸送される.

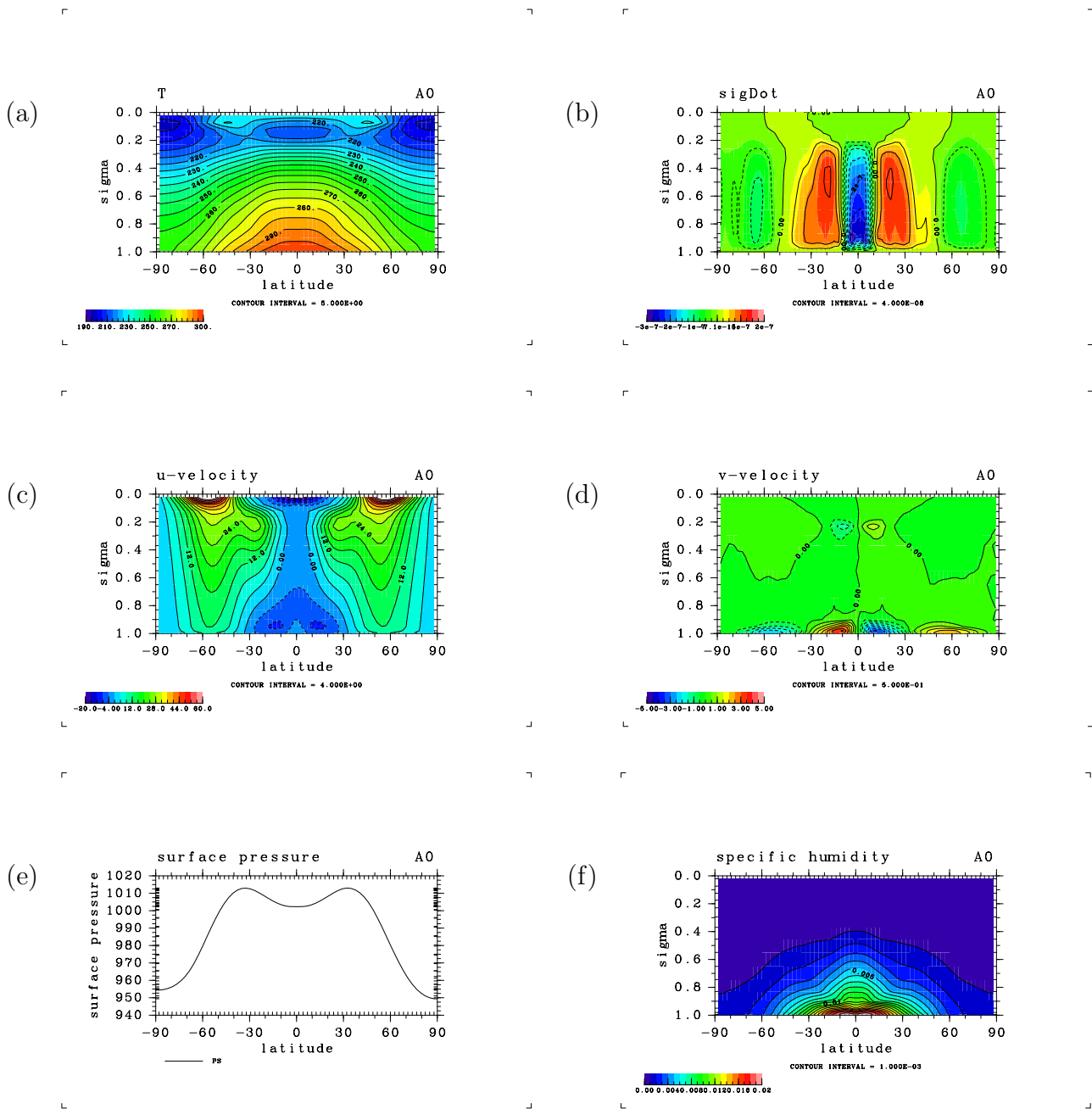


図 6: A0 実験による循環構造. 時間東西平均の南北断面. (a) 温度 (K). (b) 座標鉛直速度. (c) 東西風 (m/sec). (d) 南北風 (m/sec). (e) 表面気圧 (hPa). (f) 比湿 (kg/kg).

5 赤道暖水域応答実験

この章では、まず、赤道に暖水域を置いた場合 (A4 実験) に得られる降水分布と蒸発量の分布と水蒸気輸送について示す。次にその降水分布、蒸発量の分布、および水蒸気輸送を作るに至った循環の構造を示す。

5.1 降水量・蒸発量

赤道に暖水域を置いた場合の降水分布を 図?? に示した。赤道上では暖水域がない場合よりも最大で $+563.2\text{W}/\text{m}^2$ に達する激しい降水活動が起こり、暖水域の東側には暖水域がない場合よりも降水量の多い領域が地球を半周する程まで東に広がる。一方、暖水域の西側は暖水域がない場合よりも降水量が少ない領域が西方へ 40 度に渡って形成される (図??)。暖水域の西側の降水量偏差は $-86.9\text{W}/\text{m}^2$ である。熱帯域 (南緯 30 度から北緯 30 度) について見ても暖水域の西側において特に乾燥化が顕著である (図??)。熱帯域の降水量偏差のピーク値は $113.4\text{W}/\text{m}^2$ で、西側乾燥域での降水量偏差の最小値は $-21.7\text{W}/\text{m}^2$ である。降水量を東西平均すると暖水域が存在する場合、暖水域が存在しない場合よりも $+20\text{W}/\text{m}^2$ 赤道において降水が増加している。降水量を東西平均した場合暖水域がない場合よりも降水量が減少する緯度帯は北緯 10 度付近、南緯 10 度付近、北緯 40 度付近、北緯 65 度よりも北側、および南緯 60 度よりも南側である (図??)。最小値は南緯 10 度において $-10\text{W}/\text{m}^2$ である。

赤道域の降雨量の偏差を見ると暖水域の東側では正の偏差が、西側には負の偏差が広がっている (図??)。蒸発量の偏差は暖水域の北側と南側の南北に 20 度から 30 度の領域で正となっている (図??)。蒸発量の水平分布を見ると南北の非対称性が目立つ。

5.2 水蒸気輸送

水蒸気輸送フラックスは下層において強い (図??)。 $\sigma = 0.79$ よりも低い高度において全水蒸気輸送量のおおよそ $2/3$ が輸送されている。水蒸気の赤道域の南北輸送が顕著なのは $\sigma = 0.93$ よりも低い高度において顕著である。

5.3 循環の応答

図??, 図?? に A4 実験による循環構造の A0 からの偏差を示した。

図?? は気圧の偏差である。赤道域について見ると低圧偏差は暖水域の西端 (東経 160 度) から東経 360 度を越えて、東経 30 度にまで広がっている。中高緯度について見ると暖水域の北 60 度の位置に低圧偏差が、その低圧偏差の東の東経 250 度の位置には高圧偏差が存在する。またこの高圧偏差の東へ東経 330 度には低圧偏差が存在する。南側にも北側と似た気圧配置となっているが南北の非対称性が強く、北半球の 330 度に中心をもつ低圧偏差の強さが弱い。

図?? は $\sigma = 0.55$ での温度偏差を示した。赤道域は主に高温偏差が広がっている。とくに高温偏差が大きい領域は暖水域の南北 20 度に中心をもつ領域と暖水域の東の赤道上に

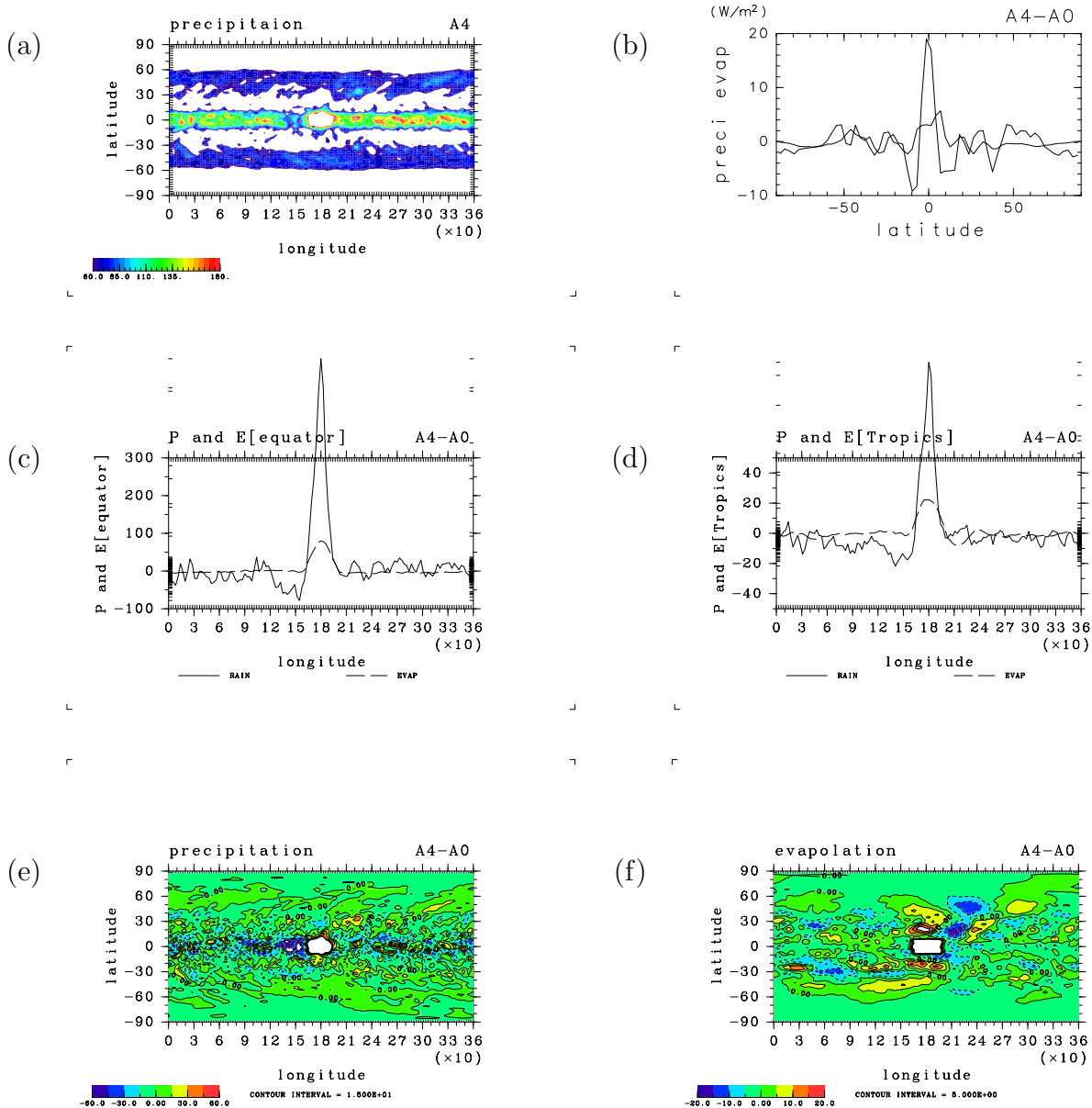


図 7: A4 実験による 12 時間平均降水量と蒸発量 (W/m^2). (a) 12 時間平均降水量の水平分布. (b) 東西平均 12 時間平均降水量 (太線) と東西平均蒸発量 (細線) の A0 実験時間東西平均からの偏差. (c) 赤道での 12 時間平均降水量 (実線) と蒸発量 (破線) の A0 実験時間東西平均からの偏差. (d) (c) に同じ, ただし, 熱帯域 (南北に 30 度) について. (e) 12 時間平均降水量の A0 実験時間東西平均値からの偏差の水平分布. (f) (e) と同じ. ただし, 蒸発量について.

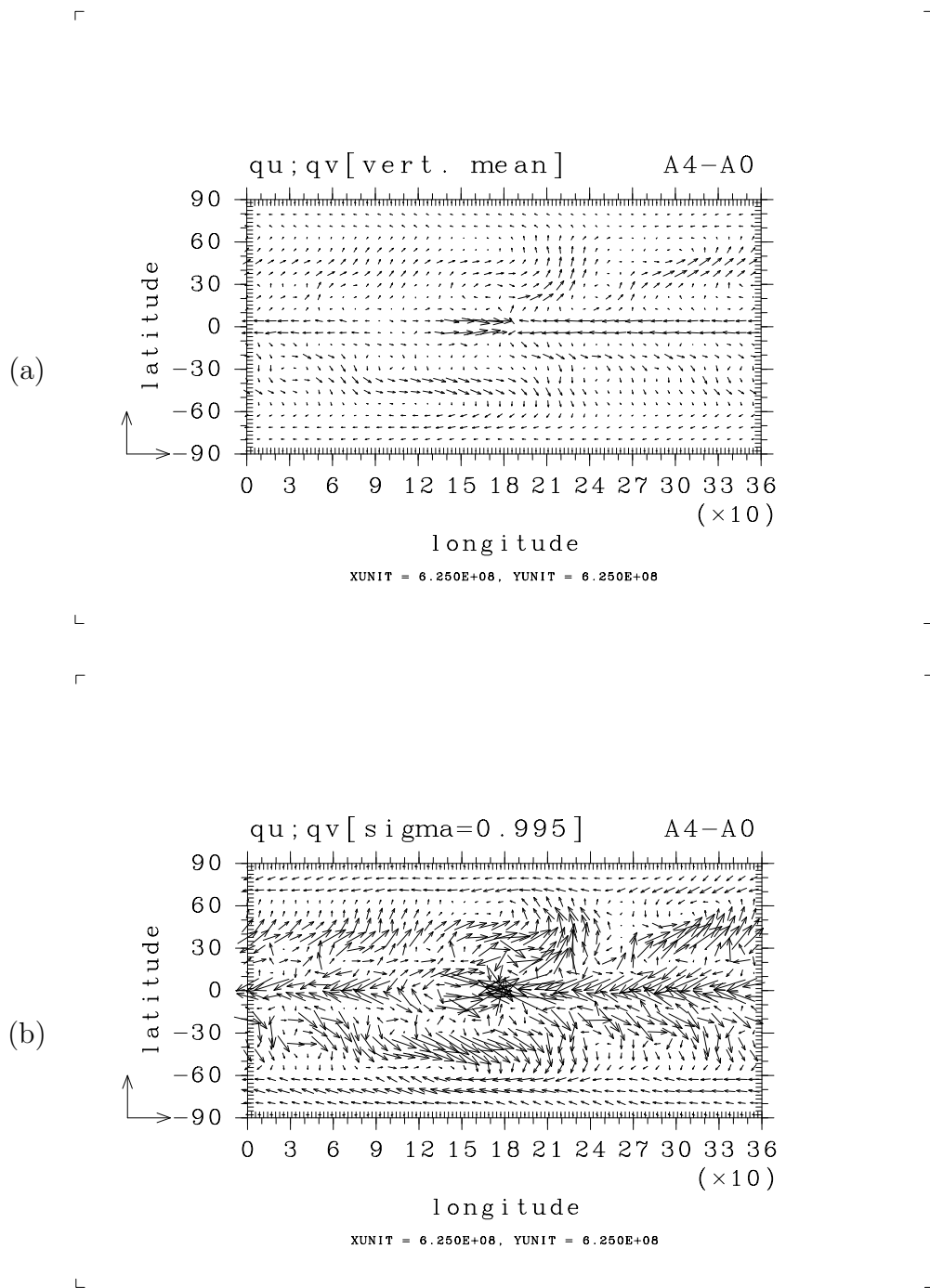


図 8: A4 実験の水蒸気輸送フラックスの A0 実験東西平均値からの偏差 (W/m). (a) 鉛直積分水蒸気輸送フラックス. (b) 最下層 ($\sigma=0.995$) の水蒸気輸送フラックス.

+5K の温度偏差領域が東経 5 度まで広がっている。

図?? は比湿の鉛直平均偏差である。暖水域の東には比湿の正の偏差が東経 340 度まで広がっている。暖水域の西には比湿の負の偏差が東経 120 度まで広がっている。暖水域の南北 30 度に比湿の負の偏差がある。

図?? は最下層 ($\sigma = 0.995$) での水平風偏差ベクトル, 図?? は対流圏界面 ($\sigma = 0.23$) での水平風偏差ベクトル, 図?? は鉛直平均 σ 座標鉛直速度偏差の等高線図である。赤道域の風の流れは, 暖水域の下層において収束し暖水域で上昇, 対流圏界面で発散している。下層の風は 図?? の暖水域から東へ伸びる低圧偏差域で赤道方向に収束している。対流圏界面で発散する風の場合は東西に非対称で, 暖水域から西へ向かう風ベクトルは 図?? に見られる暖水域に隣接する南北の高温偏差域を取り囲むように形成されている。暖水域から対流圏界面で東へ向かう風は赤道に沿って東経 120 度にまで達している。

図?? に A4 実験の A0 実験からの偏差成分についての東西平均南北断面を示した。温度の正の偏差は赤道域についておよそ $\sigma = 0.3$ に中心を持って存在している (図??)。暖水域上の上昇流偏差は $\sigma = 0.7$ に最大値を持って存在する。下降流の偏差は南北 10 度において存在する。図?? の東西風の西風偏差は赤道上 $\sigma = 0.2$ に中心を持って存在する。赤道上下層の東西風偏差は東風である。この東西風の偏差は図?? と図?? の暖水域の東側にできる風偏差ベクトルの影響が現われている。図?? の南北風の偏差は $\sigma = 0.95$ より下層に現われている。南北風偏差は赤道域でより赤道に収束するように, 高緯度域でも赤道に向かう方向に強くなっている。図?? の表面圧力偏差は南北に 60 度よりも高緯度域の正の偏差が目立つ。この高圧偏差は北半球においてより強くなっている。赤道域の表面圧力偏差は絶対値は小さいが負である。図?? の比湿の偏差は赤道域では $\sigma = 0.5$ まで正となっている。この正の偏差は $\sigma = 0.95$ に極値をもっている。負の比湿偏差は $\sigma = 0.95$ の北緯 10 度に強く見られる。この北半球の負の比湿偏差に対応する南半球の負の比湿偏差は絶対値は小さいが同高度において存在する。

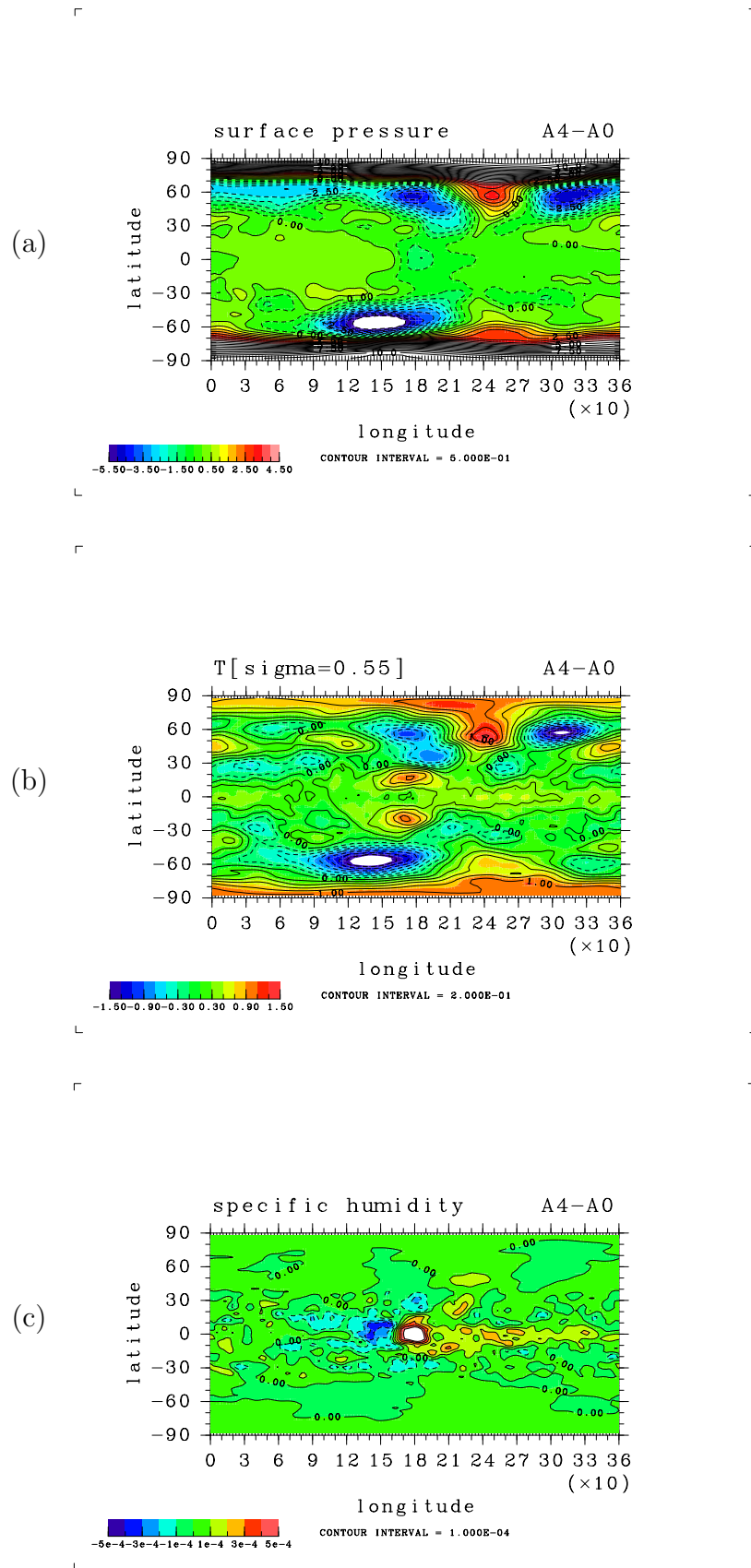


図 9: A4 実験による (a) 表面気圧 (hPa), (b) $\sigma = 0.55$ での温度 (K), (c) 鉛直平均比湿 (kg/kg) の A0 実験からの偏差.

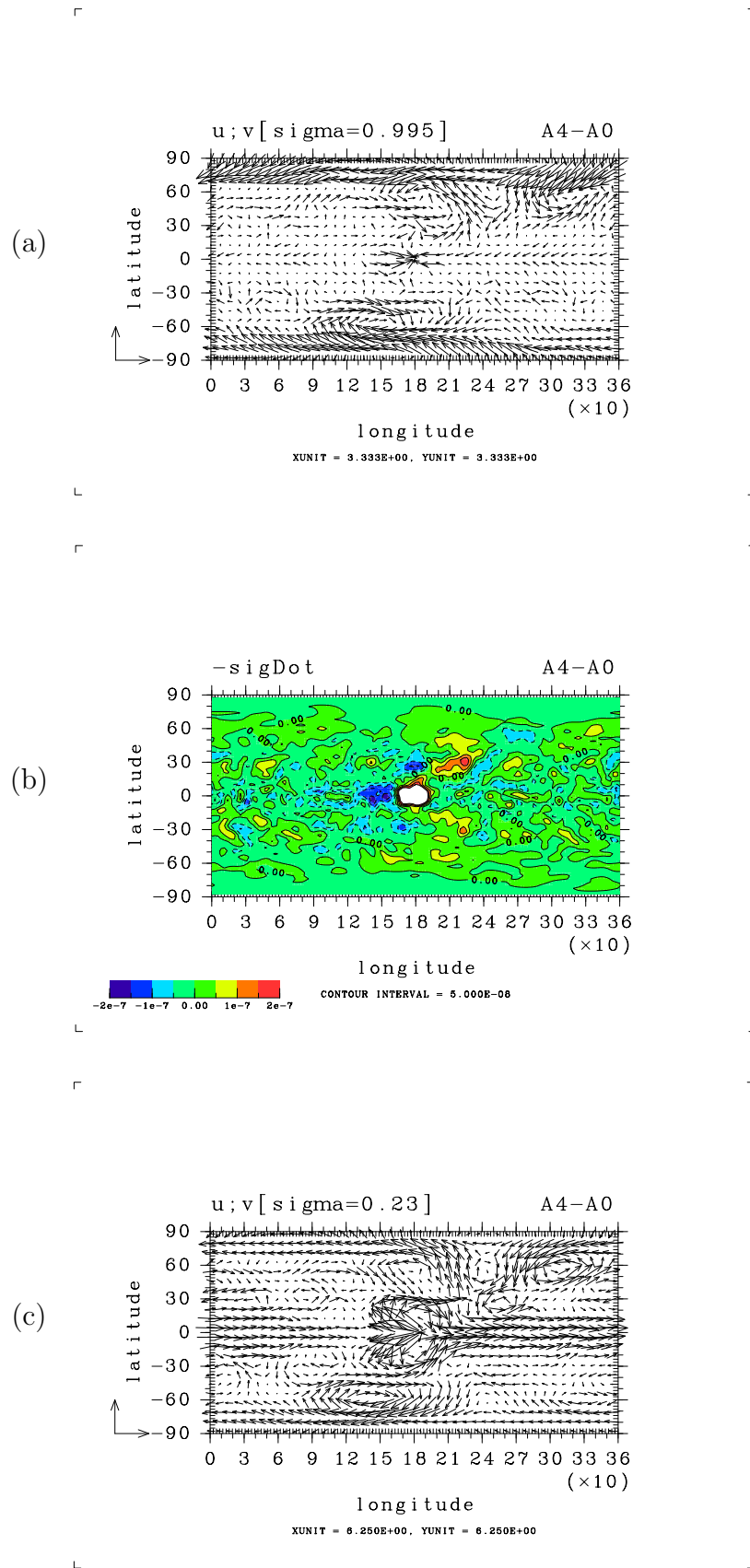


図 10: A4 実験による (a) 最下層 ($\sigma = 0.995$) の水平風 (m/sec), (b) σ 座標鉛直上昇流, (c) 対流圏界面の水平風 (m/sec).

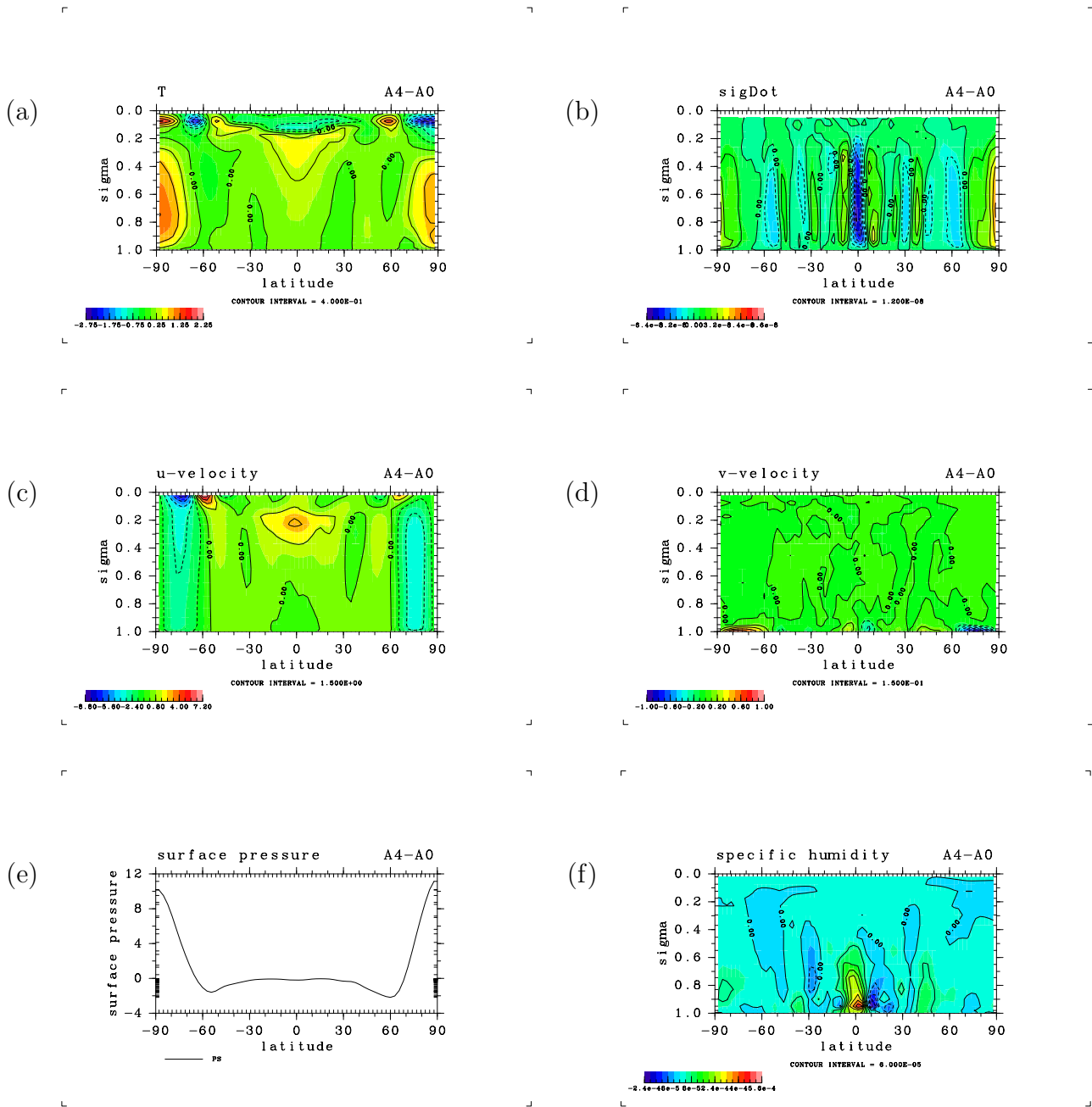


図 11: A4 実験による循環構造. 時間東西平均の南北断面. (a) 温度 (K). (b) 座標鉛直速度. (c) 東西風 (m/sec). (d) 南北風 (m/sec). (e) 表面気圧 (hPa). (f) 比湿 (kg/kg).

6 赤道外暖水域応答実験

この章では、まず、北緯 10 度に暖水域を置いた場合 (A4N10 実験) に得られる降水分布と蒸発量の分布と水蒸気輸送について示す。次にその降水分布、蒸発量の分布、および水蒸気輸送を作るに至った循環の構造を示す。

6.1 降水量・蒸発量

図?? に北緯 10 度に中心をもつ暖水域を設けた場合 (A4N10 実験) に得られる降水量分布と蒸発量分布を示した。暖水域の上に対流中心が形成される。暖水域上の降水量のピーク値は 407 W/m^2 である。赤道に暖水域を設けた場合には降水量は暖水域の東側で顕著に増加したが、A4N10 実験の場合には暖水域の北東の方向に降水量が増加する領域が形成される。暖水域の周りの赤道域では、特に西側と南側で降水量が少なくなっている (図??)。赤道上の東経 120 度から東経 270 度までの降水量の偏差の平均値は -14.5 W/m^2 である (図??)。A4N10 実験では暖水域の東側の赤道上では東経 270 度まで降水量が減少する。

図?? は北緯 10 度に沿った降水量の A0 東西平均値からの偏差の東西分布である。暖水域の中心から 5 度東へずれてもっとも降水の激しいピークが存在する。その偏差ピーク値は $+276.9 \text{ W/m}^2$ である。この値は A4 実験の場合 (図??) のおおよそ 1/2 倍である。熱帯域では A4 実験の場合に見られた西側の乾燥化 (図??) が A4N10 実験にも見られる。図?? の降水量偏差の東西平均南北断面を見ると暖水域の中心がある北緯 10 度において偏差のピーク値が存在する。この偏差のピーク値は 55.5 W/m^2 で、A4 実験の場合の 1/2 倍以下である (図??)。この東隣の乾燥域での降水量偏差の最小値は -21.8 W/m^2 である。蒸発量の偏差は暖水域の上で蒸発が活発になる (図??)。暖水域上の蒸発量偏差の最大値は 56 W/m^2 である。暖水域の北西の北緯 20 度東経 160 度に中心をもって蒸発量の多い領域が形成される。

6.2 水蒸気輸送

図?? に水蒸気輸送フラックスを示した。図?? は鉛直平均フラックス、図?? は最下層 ($\sigma = 0.995$) での水蒸気輸送フラックスである。暖水域には南西から水蒸気が流入している。その水蒸気輸送は下層において強く、A4 実験の場合 (図??) と比べて暖水域での水蒸気輸送の偏差は A4N10 実験の方が激しい。

6.3 循環の応答

図??, 図?? に A4N10 実験の水平循環の A0 実験からの偏差を示した。

暖水域が北緯 10 度に存在する場合、暖水域が赤道に存在する場合と同様に暖水域上で低圧偏差が形成される (図??)。この低圧偏差の広がり、暖水域が赤道に存在する場合は暖水域から東方へ低圧偏差広範に広がっていたのに対し (図??)、暖水域が北緯 10 度に存在する場合は低圧偏差の中心は暖水域の中心から北へ 10 度ずれて北緯 20 度に中心をもって存在する。暖水域の中心上では気圧偏差の勾配が急で暖水域の中心から南東方向への登

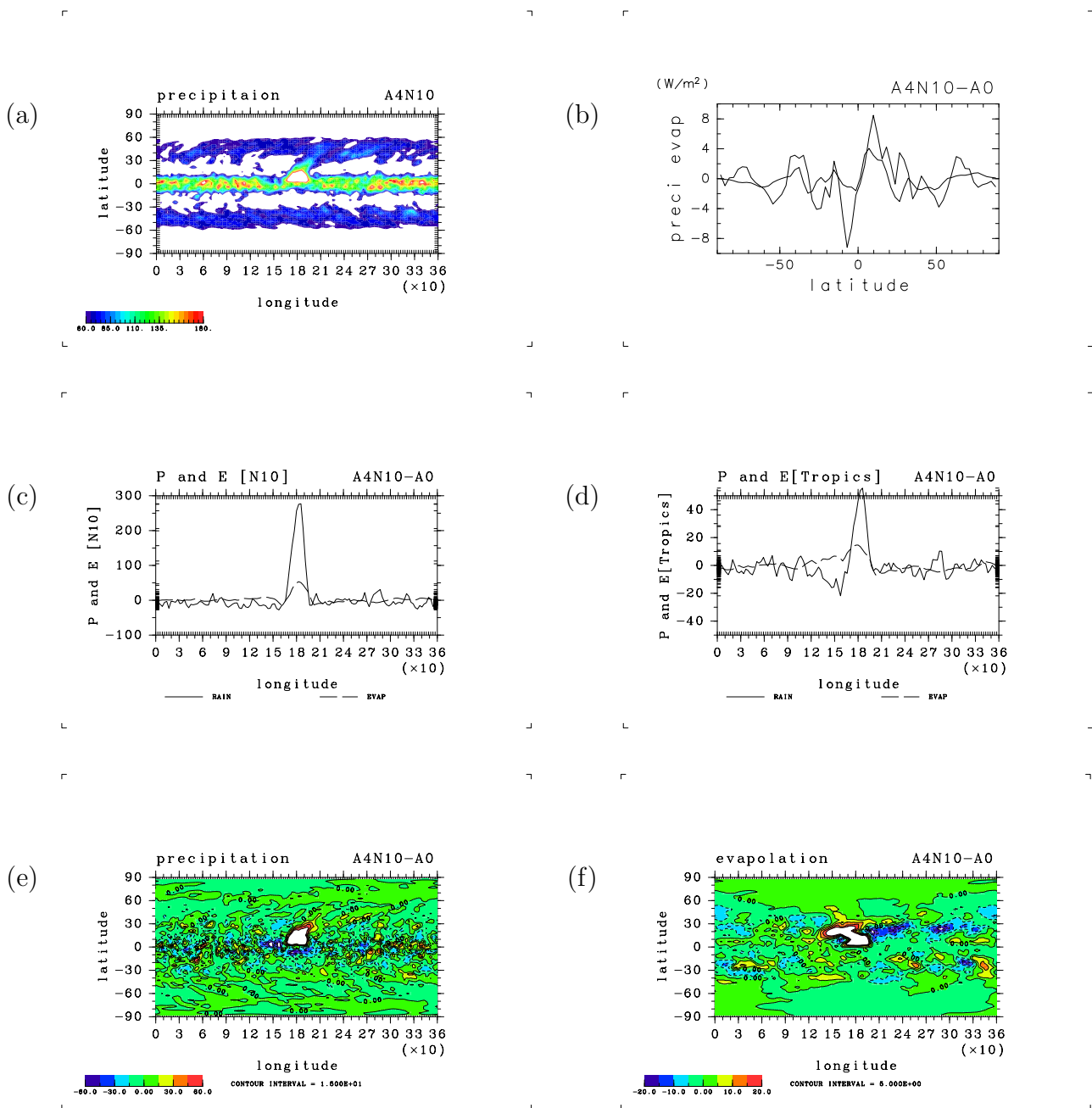


図 12: A4N10 実験による 12 時間平均降水量と蒸発量 (W/m^2). (a) 12 時間平均降水量の水平分布. (b) 東西平均 12 時間平均降水量 (太線) と東西平均蒸発量 (細線) の A0 実験時間東西平均からの偏差. (c) 北緯 10 度での 12 時間平均降水量 (実線) と蒸発量 (破線) の A0 実験時間東西平均からの偏差. (d) (c) に同じ, ただし, 熱帯域 (南北に 30 度) について. (e) 12 時間平均降水量の A0 実験時間東西平均値からの偏差の水平分布. (f) (e) と同じ. ただし, 蒸発量について.

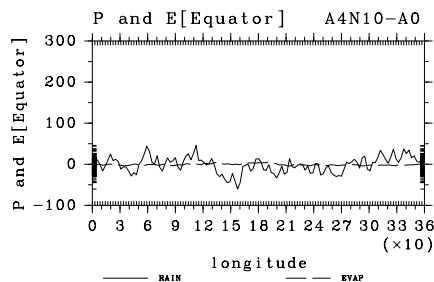


図 13: 図?? に同じ. ただし赤道上について.

り勾配がきつくなっている. 暖水域を赤道に設けた場合では両半球の極域での高圧偏差が目立ったが, 暖水域を北緯 10 度に設けた場合は両半球の極域で低圧偏差となっている. 暖水域は赤道に設けた場合での赤道域の気圧偏差は暖水域の東側の広範な領域で負であったが, 暖水域を北へ 10 度ずらすと赤道域ではほとんどの領域で気圧偏差が正となっている.

$\sigma = 0.55$ での気温の偏差の水平分布を 図?? に示した. 図?? の気圧偏差の符号を反対にした分布をしている. 暖水域の上空では気温偏差の勾配が急で, 北方へ気温が急上昇する. 北緯 70 度, 東経 160 度に中心をもつ低温偏差が極域に存在する.

暖水域域上では比湿が正偏差をもつ (図??). 暖水域の西側と南側では比湿が負の偏差となっている. 特に西側の比湿の負の偏差が大きい. 暖水域の比湿の正の偏差は赤道に遮られているように見える. 暖水域に連続する比湿の正の偏差域は表面気圧の負の偏差域と対応している.

図?? は A4N10 実験による最下層 ($\sigma = 0.995$) での水平風偏差ベクトル, 図?? は A4N10 実験による対流圏界面 ($\sigma = 0.23$) での水平風偏差ベクトル, 図?? は A4N10 実験による σ 座標鉛直風偏差である. 暖水域上では南風が強くなるように低気圧性の循環が形成されている. しかし上空では高気圧性の循環となっている. 暖水域上に鉛直上昇偏差流が強く形成されている. この鉛直上昇流偏差域は赤道を跨ぐことを避けているように見える. 下降流偏差域が暖水域の西側と南側を囲むように存在する.

図?? に暖水域を北緯 10 度に設けた場合の循環の応答の東西平均南北構造を示した. 気温の東西平均値をみると暖水域は北緯 10 度の熱帯域にあるのだが, 正の偏差は北半球中高緯度の $\sigma = 0.2$ よりも上空の成層圏で強い. 暖水域を赤道に設けた場合と比べると 図?? に見られる赤道上空の正の温度偏差が消え, 北緯 60 度上空の成層圏に見られる正の温度偏差が増強された構造が見られる. 熱帯から両半球の中緯度にわたる成層圏で負の温度偏差が強い. これと類似の負の温度偏差は暖水域を赤道に設けた A4 実験の場合においても見られるが, A4 実験の場合の極値は $\sigma = 0.1$ 程度の上空において存在していたのに対し, 北緯 10 度に暖水域を設けた場合の負の温度偏差の勾配は上空へ行くに従い一貫して負値を強めている.

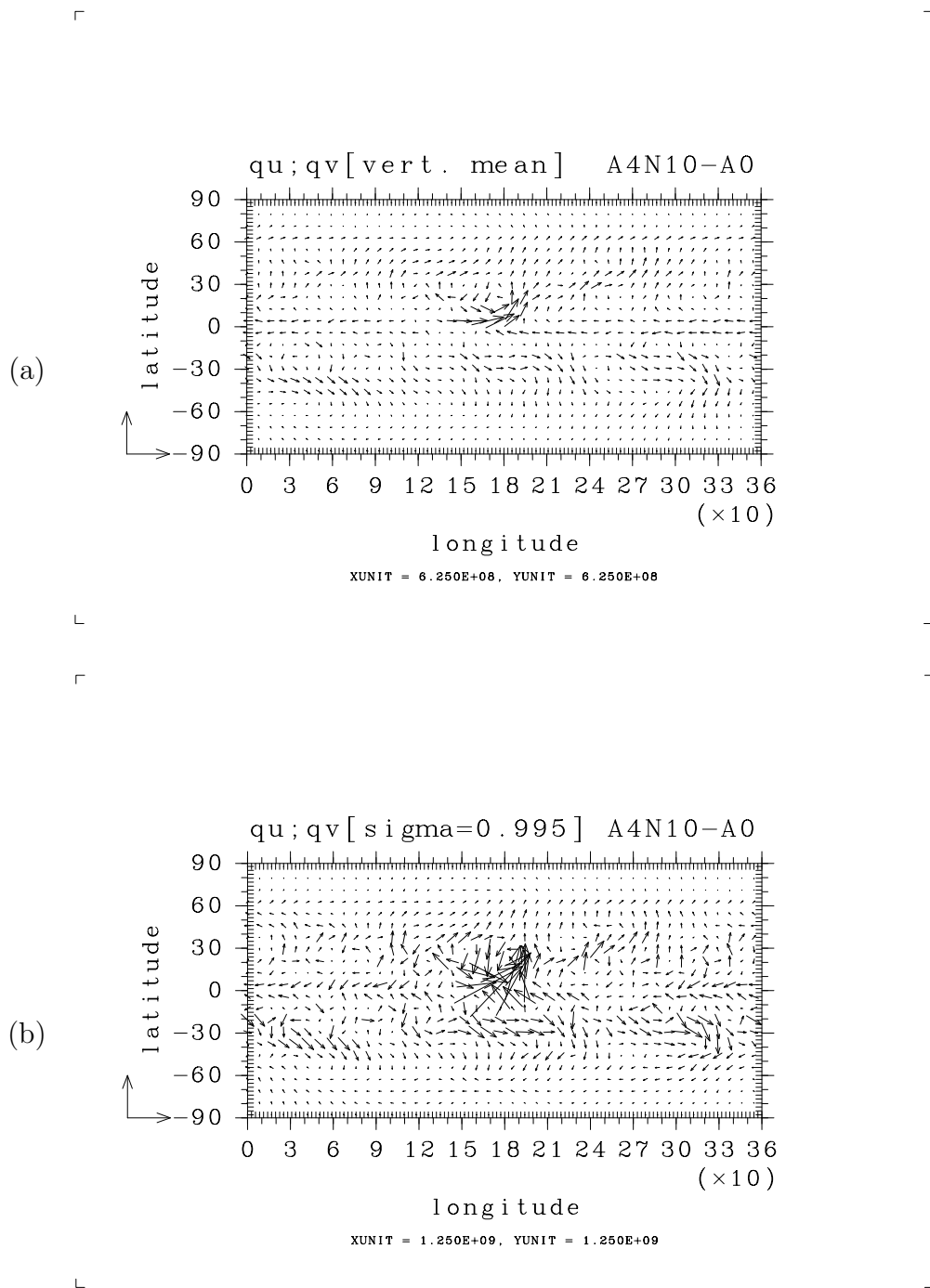


図 14: A4N10 実験の水蒸気輸送フラックスの A0 実験東西平均値からの偏差 (W/m). (a) 鉛直積分水蒸気輸送フラックス. (b) 最下層 ($\sigma=0.995$) の水蒸気輸送フラックス.

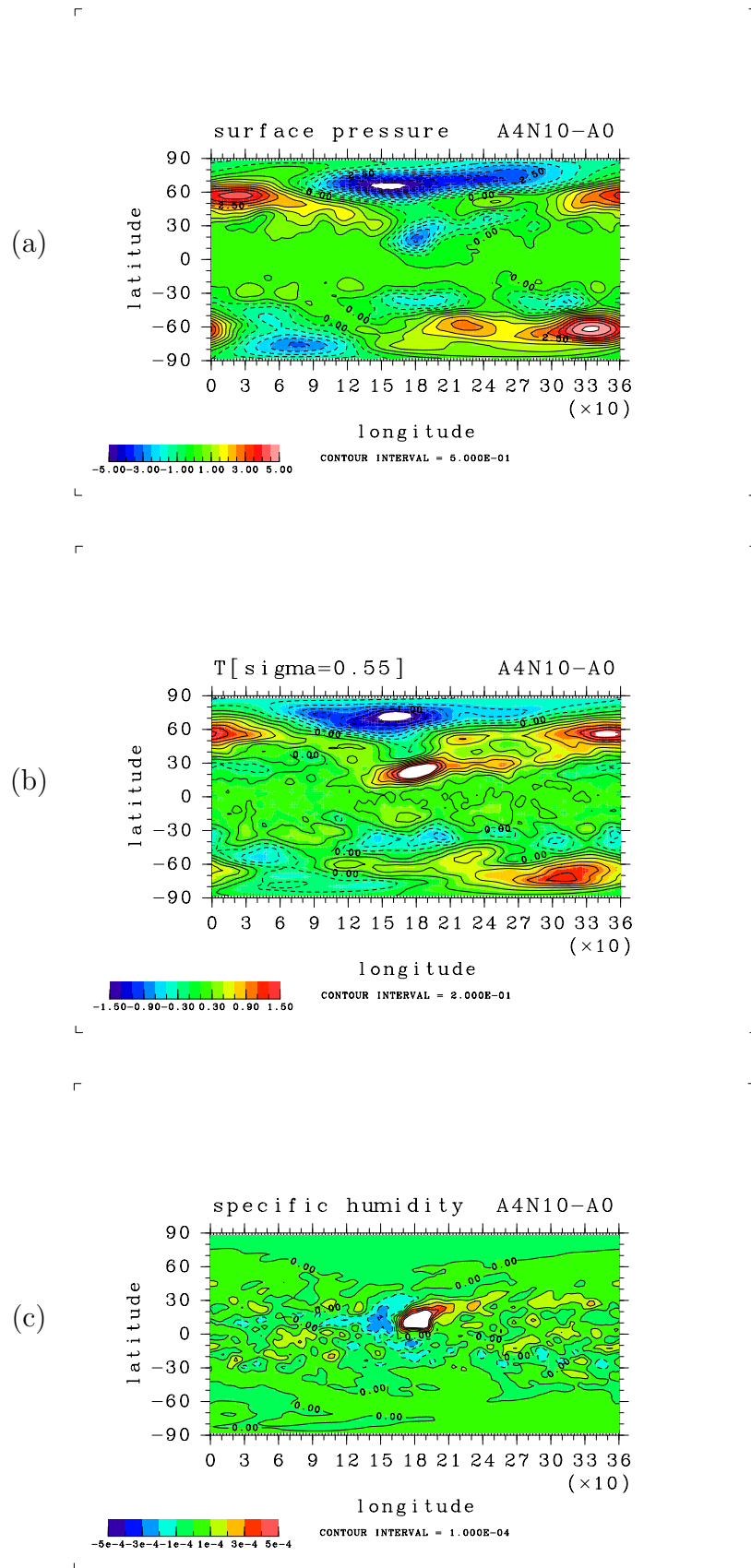


図 15: A4N10 実験による (a) 表面気圧 (hPa), (b) $\sigma = 0.55$ での温度 (K), (c) 鉛直平均比湿 (kg/kg) の A0 実験からの偏差.

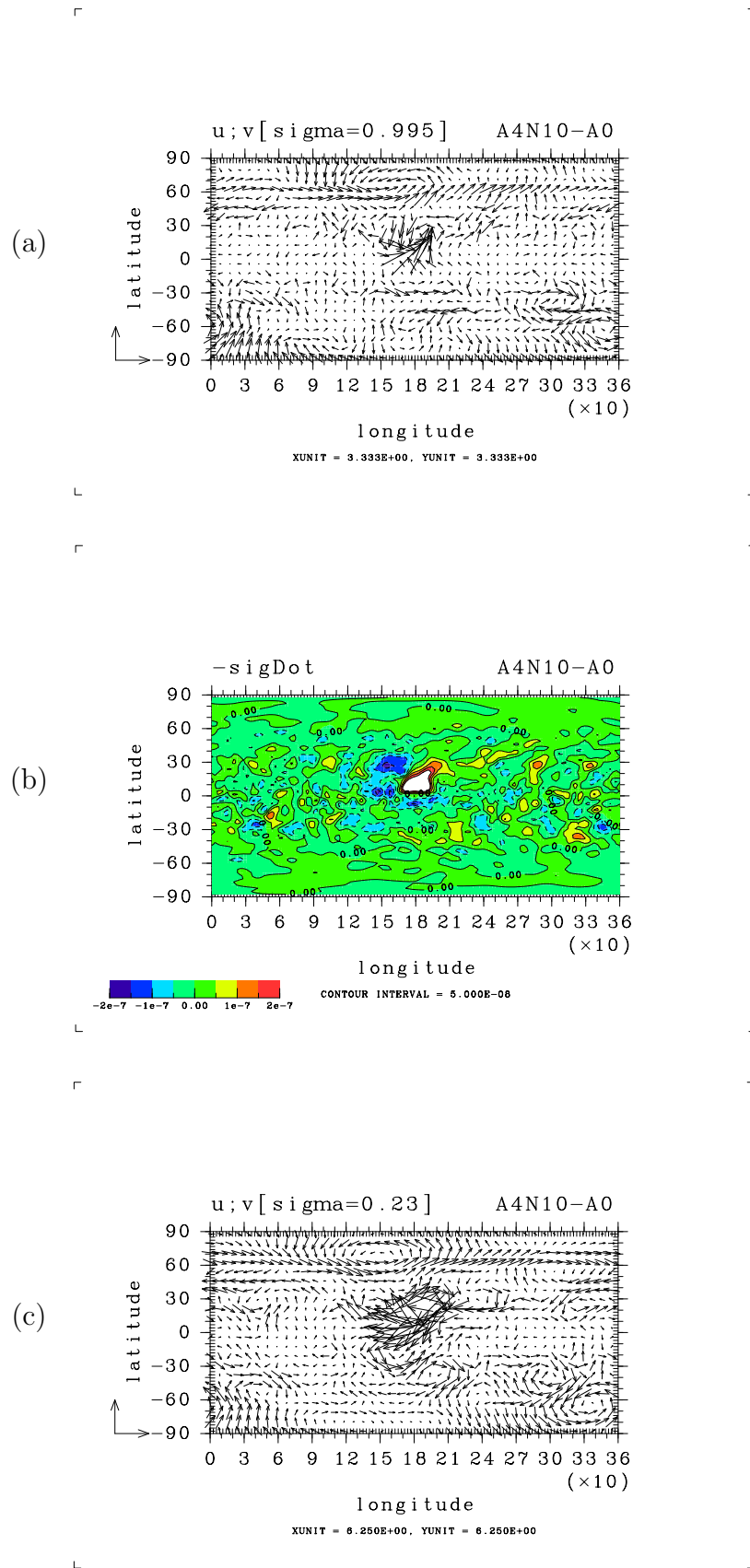


図 16: A4N10 実験による (a) 最下層 ($\sigma = 0.995$) の水平風 (m/sec), (b) σ 座標鉛直上昇流, (c) 対流圏界面の水平風 (m/sec).

熱帯域の鉛直流の偏差はほぼ赤道を挟んで北側に上昇流偏差, 南側に下降流偏差となっている (図??). A4 実験の鉛直流偏差と比べると偏差の大きさが最大となる高度が A4N10 実験の方が高い. A4 実験では鉛直流偏差の大きさが最大となる高度は $\sigma = 0.7$ よりやや下方であったのに対し, A4N10 実験でのその高度は $\sigma = 0.4$ よりもやや上方である. A4 実験での鉛直上昇流偏差の最大値は A4N10 実験での最大値よりも 2 倍大きい.

熱帯域の下層の東西風の偏差は赤道を挟んで北側で西風偏差, 南側で東風偏差となっている (図??). 中高緯度では北半球で偏西風が強化されている.

熱帯域の南北風の偏差は対流圏界面で北風偏差, 海面付近で南風偏差となっている (図??). A4N10 実験の鉛直流偏差と合わせて考えると, 赤道域では赤道上 $\sigma = 0.5$ に東向きを正とする軸をもつ回転偏差が形成されている. 北緯 50 度から北緯 70 度にかけて最大値 $+0.4$ (m/s) 程度の南風偏差がある. また北半球の北緯 70 度以北の極域の表面風偏差は北風である. これらの風の北緯 70 度における収束が図?? の同緯度における鉛直上昇流偏差域を形成し, 図?? の同緯度における降雨量の増加域を形成していると思われる.

図?? の東西平均表面気圧の偏差の図から気圧偏差の南北勾配が赤道を挟んでほぼ南北に対称に分布していることがうかがえる. A4 実験では赤道域の表面気圧偏差は負であるが, A4N10 実験での表面気圧の偏差は正值となっている. 表面気圧偏差の最小値は北緯 70 度においての -2hPa である. この緯度では下層で南北風が収束する偏差, 降水量が増加し鉛直上昇流偏差が存在している.

暖水域を北緯 10 度に設けると比湿の東西平均偏差の正の最大値は北緯 30 度のやや南よりの上空 $\sigma = 0.8$ に形成される. 同高度の比湿の水平分布を見ると比湿の最大値は暖水域上である. 一方比湿の最小値は暖水域と同緯度帯の暖水域の西隣にあり, 比湿の負値はこの最小値の西側に広く分布している. この負の比湿の偏差は暖水域上の比湿正の偏差を打ち消している (図は示さない). 暖水域上の強い南風偏差は北緯 30 度にまで達しており, 同緯度では南北風偏差が収束し (図??, 鉛直上昇流偏差が形成されている (図??). 暖水域に南西方向から輸送されてくる水蒸気は暖水域を通り抜け暖水域の鉛直上昇流偏差 (図??) に乗り上昇しながら北東に抜け (図??) 偏西風に乗り北緯 30 度のこの高度に集まるといふ仮説が考えられる. また, 標準実験でのこの緯度の南北風は弱くちょうど南北に発散する緯度である (図??). しかしとくに詳しく調べていない.

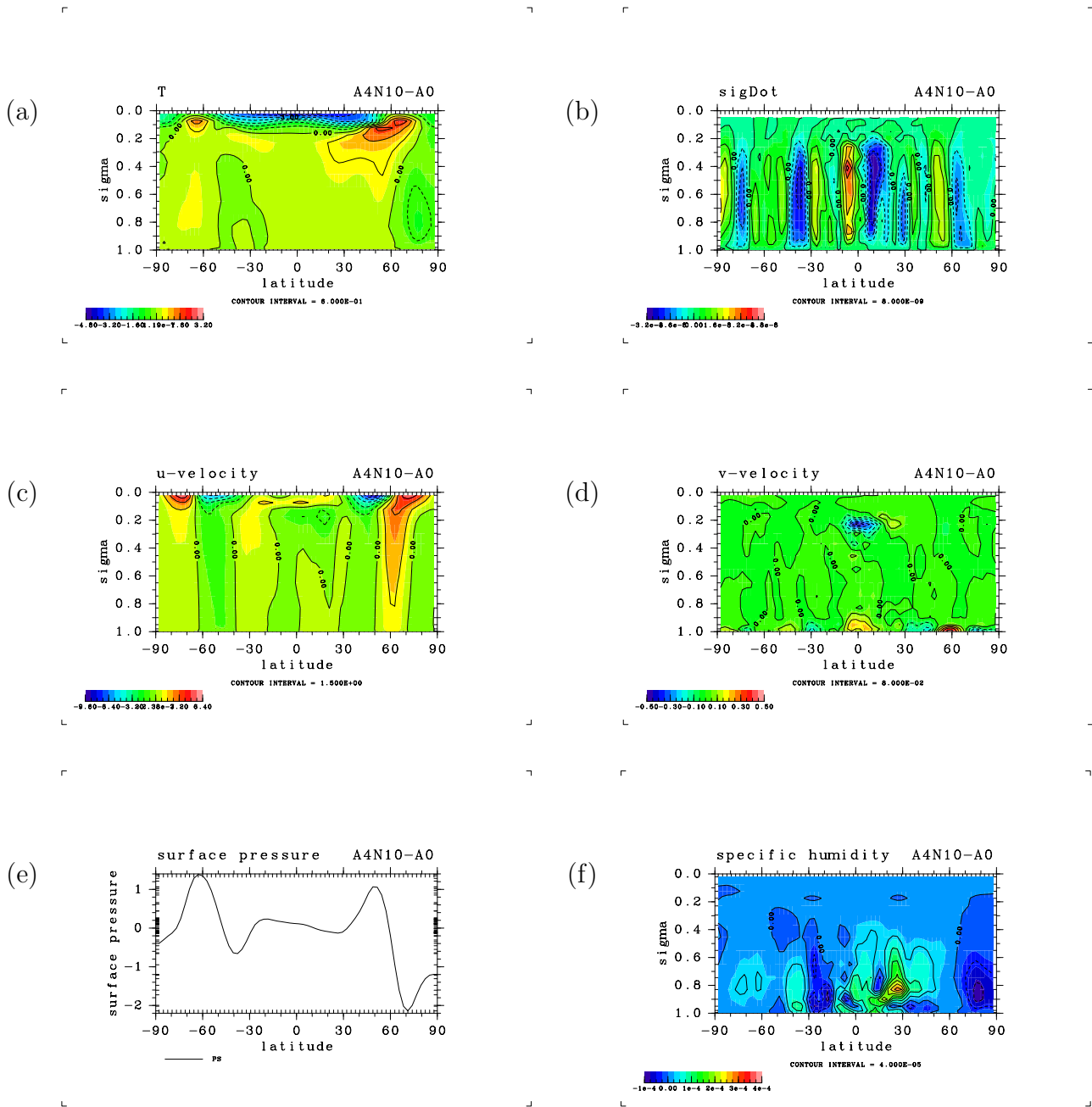


図 17: A4N10 実験による循環構造. 時間東西平均の南北断面. (a) 温度 (K). (b) 座標鉛直速度. (c) 東西風 (m/sec). (d) 南北風 (m/sec). (e) 表面気圧 (hPa). (f) 比湿 (kg/kg).

7 水蒸気収支

この節では暖水域を導入することで得られた A0 実験からの降水量変化の大きい領域についての水蒸気収支を見る。

水蒸気の量は次の式に従う。

$$\frac{p_s}{g} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^1 q d\sigma + \nabla \frac{p_s}{g} \cdot \int_0^1 q \cdot v d\sigma = E - R - F_q^{diff}. \quad (60)$$

ここで E は蒸発量を, R は降水量を表す。

第??節 では式 (??) の左辺第 2 項についてその領域にどの方向からどれだけの水蒸気が流入するかを見る。次に 第??節 では式 (??) のどの項がどれだけの大きさをもっているかを各領域について議論する。

7.1 水蒸気の輸送

赤道上に中心をもつ暖水域への水蒸気輸送は暖水域の西から流出していく水蒸気をせき止め, 暖水域の東から流入する水蒸気のみより吸収する (表??)。結果として暖水域の西側からの水蒸気流入偏差の寄与が水蒸気輸送の暖水域上の変化でもっとも大きい (表??)。

赤道上に暖水域を設けた場合の暖水域の西隣の暖水域と同じ面積をもつ領域の流入する水蒸気の変化は南からと北からの水蒸気の流入は増えているが, 暖水域側 (東側) からの水蒸気の流入が極端に減少している (表??)。この暖水域の西側の水蒸気の流入量の変化は暖水域を設けない場合のおおよそ 1/2 倍である (表??)。暖水域の西側の乾燥化には東から流入してくる水蒸気の供給の半減に原因があると思われる (図??)。

赤道上に暖水域を設けた場合の暖水域の東隣の湿潤化した広範な領域に流入する水蒸気輸送の変化を見ると, この領域への南北からの水蒸気の流入を強め, この領域の水蒸気の東側から西側への水蒸気の輸送を強めていることが見られる (表??)。

北緯 10 度に中心をもつ暖水域への水蒸気輸送は暖水域の西から流出していく水蒸気をせき止め, 暖水域の南から流出していく水蒸気を止め逆に南から水蒸気を獲得している (表??, 表??)。暖水域がもし存在しないならば水蒸気が流入する北側の水蒸気を暖水域を設けることで南からの流入量偏差の半分ほどの偏差で流出に転じることが, 暖水域上の水蒸気の全流入を暖水域が赤道に存在する場合の 2/3 程度にする原因になっているように見える (表??)。この水蒸気の北側への輸送が北緯 10 度に中心をもつ暖水域から北東へ伸びる正の降水偏差領域に関係があると思われる (図??, 図??)。

7.2 水蒸気収支

暖水域を赤道に設けた場合, 暖水域がない場合と比べて暖水域に流入する水蒸気量は 2.5 倍, 降水量は 1.8 倍, 蒸発量は 1.4 倍となる (表??)。一方暖水域を北緯 10 度の赤道外に設けた場合, 暖水域がない場合と比べて暖水域に流入する水蒸気量は 11 倍, 降水量は 1.8 倍, 蒸発量は 1.2 倍変化する。水蒸気の供給が暖水域を赤道外に設けた場合の暖水域上で十分に増加するので, その領域の水蒸気量の変化は暖水域を赤道に設けた場合の暖水域で

の変化よりも 1.2 倍大きい (表??). 暖水域を赤道外に設けるとその領域の水蒸気流入量, 降水量, 水蒸気量は暖水域のない場合の赤道域と同等になるが, 赤道に暖水域を設けた場合のその領域の値には及ばない (表??, 表??).

暖水域を赤道に設けた場合の暖水域の西隣の暖水域と同じ低面積をもつ領域に流入する水蒸気量は 0.51 倍, 降水量は 0.76 倍, 蒸発量は微増している (表??). 暖水域を赤道に設けた場合の暖水域の東隣の広範な領域では流入する水蒸気量は微増, 降水量は微増¹, 蒸発量は微減している暖水域を赤道に設けた場合の暖水域の西隣の領域の水蒸気量は 4 % 減少し, 暖水域を赤道に設けた場合の暖水域の東隣の領域の水蒸気量は 3 % 増化している (表??).

表??, 表??, 表?? の残差はその場の水蒸気量の増加, その場への水蒸気の水平拡散による輸送がもしもなければ 0 であることが期待される量である. この残差は暖水域を赤道に設けた場合の赤道の西側の領域での値が最大で水収支への寄与がもっとも大きい降水量の 12 % となっている. この領域の平均を取る前の 400 日間の水蒸気量の時系列を見ると最初の 0.5 日から 400 日の間に水蒸気量が $9.02 \times 10^{19} \text{J}$ 減少している. この値はこの領域の 400 日間平均総水蒸気量の 10 % に当たる. 式 (??) から第 1 項が負であることから, 水蒸気の水平拡散の寄与がかなり大きくなければならない. しかしこの項の寄与は計算していない.

全球平均した降水量と蒸発量は赤道に暖水域を設けた実験がもっとも多く, ついで暖水域を設けない場合の実験, もっとも全球平均降水量と蒸発量が少ないのは暖水域を赤道外の北緯 10 度に置いた実験においてである (表??). この値を Hosaka *et al.* (1998) と比べると暖水域を設けない実験で $6.6 \text{ (W/m}^2\text{)}$, 暖水域を赤道に設ける実験で $6.8 \text{ (W/m}^2\text{)}$ 値が小さくなっている. この原因については調べていないが, Hosaka *et al.* (1998) の暖水域を設けない実験での東西平均降水分布と蒸発分布と, 今回の暖水域を設けない実験の図?? とを比べると, 今回の実験のほうが赤道での降水量のピーク値は Hosaka *et al.* (1998) よりも $40 \text{ (W/m}^2\text{)}$ 程度, 十分に小さい値となっている.

表?? に熱帯域と両半球の中高緯度における東西平均南北平均した降水量と蒸発量を示した. A4, A4N10 実験の場合には共に北半球中高緯度で降水量が A0 実験よりも減少している. 赤道域では A4 実験の場合が A0 実験よりも増加, A4N10 実験の場合には A0 実験よりも減少している. 南半球中高緯度では A4 実験の場合も A4N10 実験の場合も高水量は増加している. 蒸発量については A4, A0 実験の場合共に両半球の中高緯度では減少し, 熱帯域では増加している. 蒸発の増加の程度は A4 実験の方が A4N10 実験よりも強い.

¹降水量の増化が少なく現われているのは, 暖水域を設けない場合の同位置の降水量が他の赤道域の降水量よりも大きくなっていることが原因と考えられる (図??).

表 3: A0 実験, A4 実験, A4N10 実験による暖水域上のボックスに流入する水蒸気量. ボックスの東端と西端は東経 160 度から東経 200 度である. 赤道上のボックスの低面積は $9.46 \times 10^{12}(\text{m}^2)$. 北緯 10 度上のボックスの低面積は $9.28 \times 10^{12}(\text{m}^2)$. 単位 W.

実験名	緯度	西からの流入	東からの流入	南からの流入	北からの流入
A0	-10 ~ +10	-9.53×10^{14}	9.54×10^{14}	2.37×10^{14}	2.66×10^{14}
A0	0 ~ 20	-7.92×10^{14}	7.93×10^{14}	-8.95×10^{12}	5.49×10^{13}
A4	-10 ~ +10	-2.63×10^{14}	1.14×10^{15}	2.28×10^{14}	1.79×10^{14}
A4	0 ~ 20	-4.84×10^{14}	7.72×10^{14}	-4.57×10^{13}	9.33×10^{13}
A4N10	-10 ~ 10	-5.64×10^{14}	1.02×10^{15}	3.02×10^{14}	-1.63×10^{14}
A4N10	0 ~ 20	-4.47×10^{14}	7.14×10^{14}	3.18×10^{13}	-7.07×10^{14}

表 4: A0 実験, A4 実験, A4N10 実験による暖水域上のボックスに流入する水蒸気量, 降雨量, 蒸発量, 残差ボックスの東端と西端は表?? に同じ. 単位 W.

実験名	緯度	全流入量	降雨量	蒸発量	残差
A0	-10 ~ +10	5.05×10^{14}	1.16×10^{15}	7.34×10^{14}	8.14×10^{13}
A0	0 ~ 20	4.66×10^{13}	7.99×10^{14}	8.41×10^{14}	8.81×10^{13}
A4	-10 ~ +10	1.28×10^{15}	2.12×10^{15}	9.99×10^{14}	1.63×10^{14}
A4	0 ~ 20	3.35×10^{14}	1.34×10^{15}	1.00×10^{15}	-2.94×10^{12}
A4N10	-10 ~ 10	5.99×10^{14}	1.36×10^{15}	8.17×10^{14}	5.78×10^{13}
A4N10	0 ~ 20	5.14×10^{14}	1.42×10^{15}	1.01×10^{15}	1.09×10^{14}

表 5: A0 実験, A4 実験, A4N10 実験による暖水域上のボックスに中の水蒸気量. ボックスの東端と西端は表?? に同じ. 単位 J.

実験名	緯度	水蒸気量
A0	-10 ~ +10	9.44×10^{20}
A0	0 ~ 20	8.29×10^{20}
A4	-10 ~ +10	1.01×10^{21}
A4	0 ~ 20	8.68×10^{20}
A4N10	-10 ~ 10	9.72×10^{20}
A4N10	0 ~ 20	9.13×10^{20}

表 6: A4 実験と A4N10 実験の A0 実験からの水蒸気輸送量の偏差. ボックスの東端と西端は表 ?? に同じ. 単位 W.

実験名	緯度	西からの流入	東からの流入	南からの流入	北からの流入
A4-A0	-10 ~ +10	6.66×10^{14}	2.08×10^{14}	-1.11×10^{14}	-1.63×10^{14}
A4N10-A0	0 ~ 20	3.40×10^{14}	-7.32×10^{13}	3.61×10^{14}	-1.98×10^{14}

表 7: A4 実験, A4N10 実験による A0 実験からの暖水域上のボックスに流入する水蒸気量偏差, 降雨量偏差, 蒸発量偏差および残差. ボックスの東端と西端は表 ?? に同じ. 単位 W.

実験名	緯度	全流入量	降雨量	蒸発量	残差
A4-A0	-10 ~ +10	6.00×10^{14}	9.61×10^{14}	2.73×10^{14}	-8.76×10^{13}
A4N10-A0	0 ~ 20	4.30×10^{14}	6.13×10^{14}	1.81×10^{14}	-1.62×10^{12}

表 8: A4 実験, A4N10 実験による暖水域上のボックスに中の水蒸気量 A0 実験からの偏差. ボックスの東端と西端は表 ?? に同じ. 単位 J.

実験名	緯度	水蒸気量
A4-A0	-10 ~ +10	6.82×10^{19}
A4N10-A0	0 ~ 20	8.15×10^{19}

表 9: A0 実験, A4 実験による暖水域の東と西のボックスに流入する水蒸気量. 西のボックスの北端と南端は北緯 10 度から南緯 10 度である. 東のボックスの北端と南端は北緯 5 度から南緯 5 度である. 西のボックスの低面積は $9.46 \times 10^{12}(\text{m}^2)$. 東のボックスの低面積は $1.60 \times 10^{13}(\text{m}^2)$. 単位 W.

実験名	経度	西からの流入	東からの流入	南からの流入	北からの流入
A0	120 ~ 160	-9.58×10^{14}	9.54×10^{14}	2.20×10^{14}	2.61×10^{14}
A4	120 ~ 160	-7.95×10^{14}	3.15×10^{14}	3.46×10^{14}	3.62×10^{14}
A0	200 ~ 360	-3.66×10^{14}	3.86×10^{14}	6.89×10^{14}	5.67×10^{14}
A4	200 ~ 360	-4.78×10^{14}	4.75×10^{14}	6.32×10^{14}	7.23×10^{14}

表 10: A0 実験, A4 実験による暖水域の東と西のボックスに流入する水蒸気量, 降水量水蒸気量, 残差. 東西のボックスの北端と南端は表?? に同じ. 単位 W.

実験名	経度	全流入量	降水量	蒸発量	残差
A0	120 ~ 160	4.77×10^{14}	1.11×10^{15}	7.16×10^{14}	8.11×10^{13}
A4	120 ~ 160	2.28×10^{14}	8.45×10^{14}	7.21×10^{14}	1.04×10^{14}
A0	200 ~ 360	1.28×10^{15}	2.264×10^{15}	1.02×10^{15}	3.06×10^{13}
A4	200 ~ 360	1.35×10^{15}	2.265×10^{15}	9.70×10^{14}	5.77×10^{13}

表 11: A0 実験, A4 実験による暖水域の東と西のボックス内の水蒸気量. 東西のボックスの北端と南端は表?? に同じ. 単位 J.

実験名	経度	水蒸気量
A0	120 ~ 160	9.40×10^{20}
A4	120 ~ 160	9.01×10^{20}
A0	200 ~ 360	1.65×10^{21}
A4	200 ~ 360	1.70×10^{21}

表 12: A0 実験, A4 実験および A4N10 実験の全球平均降水量と蒸発量. 単位 W/m².

実験名	降水量	蒸発量
A0	68.3	68.3
A4	68.5	68.5
A4N10	68.2	68.2

表 13: A0 実験, A4 実験および A4N10 実験の熱帯域と熱帯外域の平均降水量と蒸発量. 単位 W/m².

緯度帯	A0 降水	A4 降水	A4N10 降水	A0 蒸発	A4 蒸発	A4N10 蒸発
+90 ~ +30	57.96	57.89	57.23	43.21	42.60	42.71
+30 ~ -30	78.33	78.47	78.32	92.23	92.98	92.44
-30 ~ -90	57.89	58.25	58.18	43.40	43.30	43.14

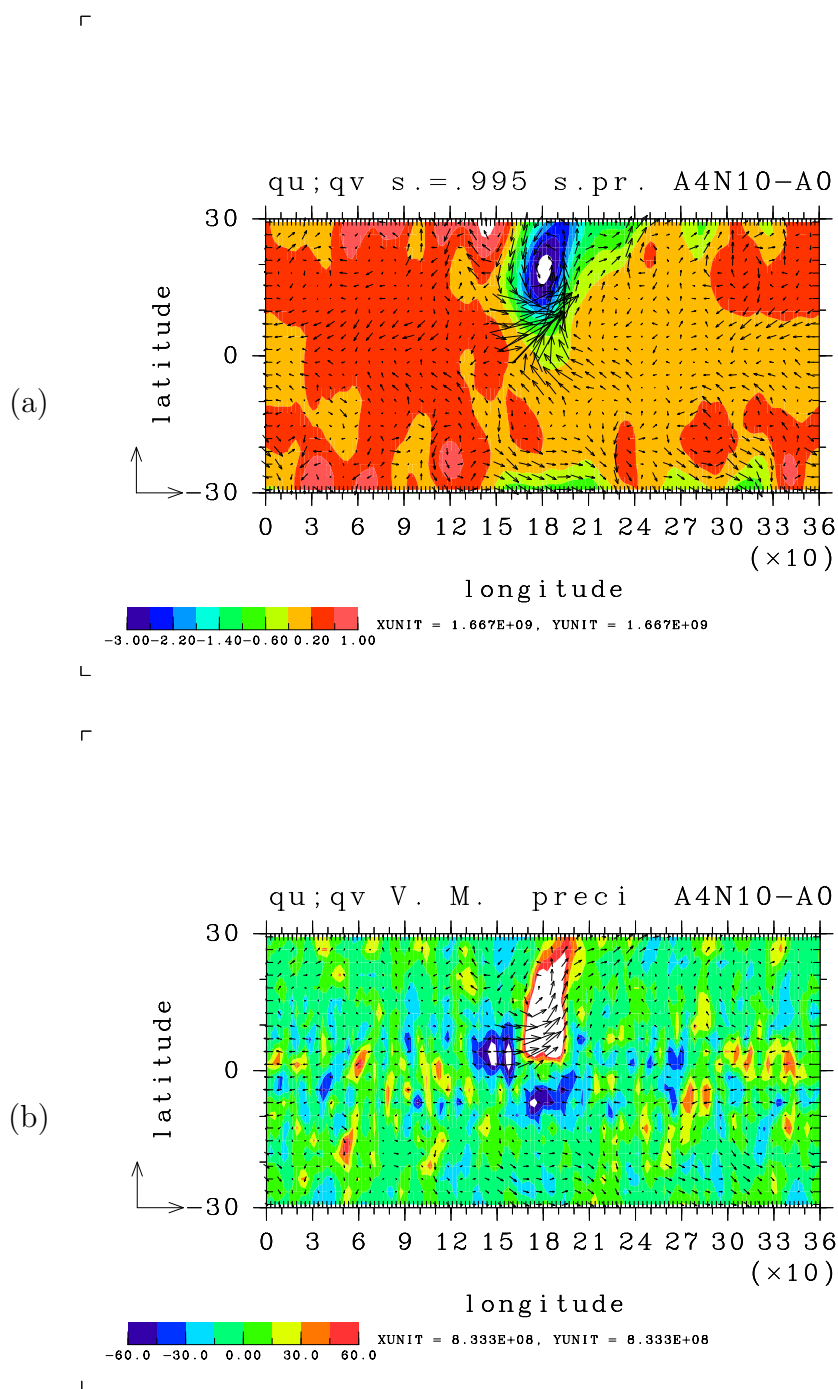


図 18: A4N10 実験による赤道域の (a) 表面気圧偏差 (hPa) の等高線, と最下層 ($\sigma = 0.995$) の水蒸気輸送フラックス (W/m), (b) 12 時間平均降水量の偏差 (W/m^2) の等高線, と鉛直積分水蒸気輸送フラックス (W/m).

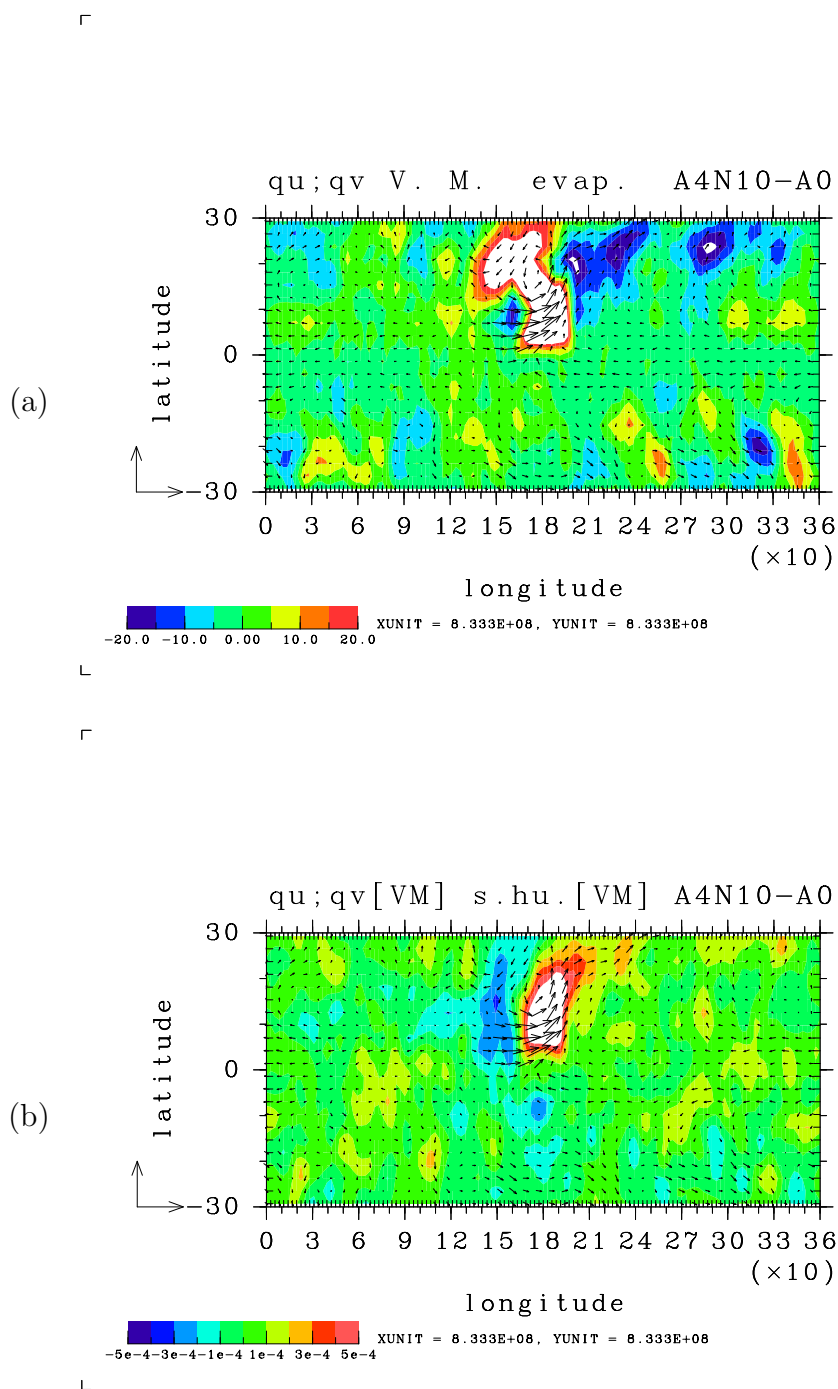


図 19: A4N10 実験による赤道域の (a) 蒸発量の偏差 (W/m^2) の等高線, と鉛直積分水蒸気輸送フラックス (W/m). (b) 鉛直平均比湿の偏差 (kg/kg) の等高線, と鉛直積分水蒸気輸送フラックス (W/m).

8 赤道暖水域応答アンサンブル実験

この節では試行回数が 128 のアンサンブル実験によって得られた赤道に暖水域を設けた場合に得られる大気の応答の時間発展を示す。暖水域を赤道上に設けた場合に形成される東西非対称な降水分布が形成されるメカニズムの解明に焦点を絞るためここに示す図は赤道域についての図のみである。はじめに降水量と蒸発量と水蒸気輸送の時間発展を、次に熱帯域の循環の応答の時間発展を示す。

8.1 降水量・蒸発量・水蒸気輸送

図??, 図?? に暖水域と導入してから 2 日, 4 日, 8 日, 16 日, 32 日, 50 日後の熱帯域についての降水量偏差を等高線で、鉛直平均水蒸気フラックス偏差をベクトルで示した。暖水域を導入してから 2 日までは暖水域の東隣と西隣の両方で降水量が減少する (図??)。水蒸気は東西南北から暖水域の中心へ向かって輸送されている。暖水域を導入してから 4 日経過すると降雨量は暖水域の東側の東経 260 度まで減少する傾向が見られる (図??)。この東側の乾燥傾向は暖水域の導入後 6.5 日まで続く。水蒸気は暖水域の東側からは緯線に平行に暖水域に流れているが、暖水域の西側では暖水域の中心へ向かって放射状に輸送されている。暖水域を導入してから 8 日経過すると暖水域の東側の乾燥化がややおさまり東側の乾燥化の傾向が見えはじめる (図??)。暖水域へ流れ込む水蒸気は南北方向からの流入が減じ東西方向からの暖水域への流入が主となる。暖水域の東側の西向き水蒸気フラックスは東経 300 度に達するまで見られる。暖水域を導入してから 16 日経過すると暖水域の東側で降水の増加が西側で降水の減少が現われる (図??)。水蒸気輸送フラックスは暖水域の西側の方が暖水域の東側よりも大きい。暖水域の東側の西向き水蒸気フラックスは東経 360 度を越えた領域にも及ぶ。南北方向には暖水域から水蒸気の流出が見られるようになる。暖水域のやや東の南北 20 度の位置に水蒸気の東向き輸送が見られる。暖水域を導入して 32 日を経過し 50 日に達する間に暖水域の西側はさらに乾燥化を強め、暖水域の西隣の東経 120 度から 160 度までの領域に降水量の正の偏差が見られることはない。暖水域の東側に形成される水蒸気の西向き輸送フラックスは東経 30 度に達している。

図??, 図?? に蒸発量の偏差を等高線で、水蒸気輸送フラックス偏差をベクトルで示した。赤道域では暖水域の東側に蒸発量の負の偏差が形成されていく。赤道域の暖水域の西側では蒸発量の偏差はほとんどない。赤道域外の熱帯域での北緯 (南緯) 20 度, 東経 160 度の位置に蒸発の正の偏差域が、同緯度の東経 220 度の位置に蒸発量の負の偏差域が形成されていく時間発展が見える。蒸発量の偏差の時間発展の変化は降水量の変化と比べて穏やかである。

図??, 図?? に鉛直平均比湿の等高線と鉛直平均水蒸気フラックス偏差のベクトルの時間発展を示した。暖水域を導入すると暖水域へ向かって水蒸気が集まり、暖水域の西側では乾燥化が東側には湿潤化が起こる時間発展が見られる。暖水域の周りの比湿の負の偏差は暖水域導入直後は北側と南側において形成され (図??)、その乾燥域は暖水域の西側に移動していくように見える。暖水域の導入後 10 日が経過すると暖水域の西側に比湿の負の偏差域が形成されている。暖水域の西側の比湿の負の偏差は約暖水域導入後 10 日以降動かないのに対し、暖水域の東側の正の比湿の偏差域は暖水域導入後 8 日位 (図??) に赤道

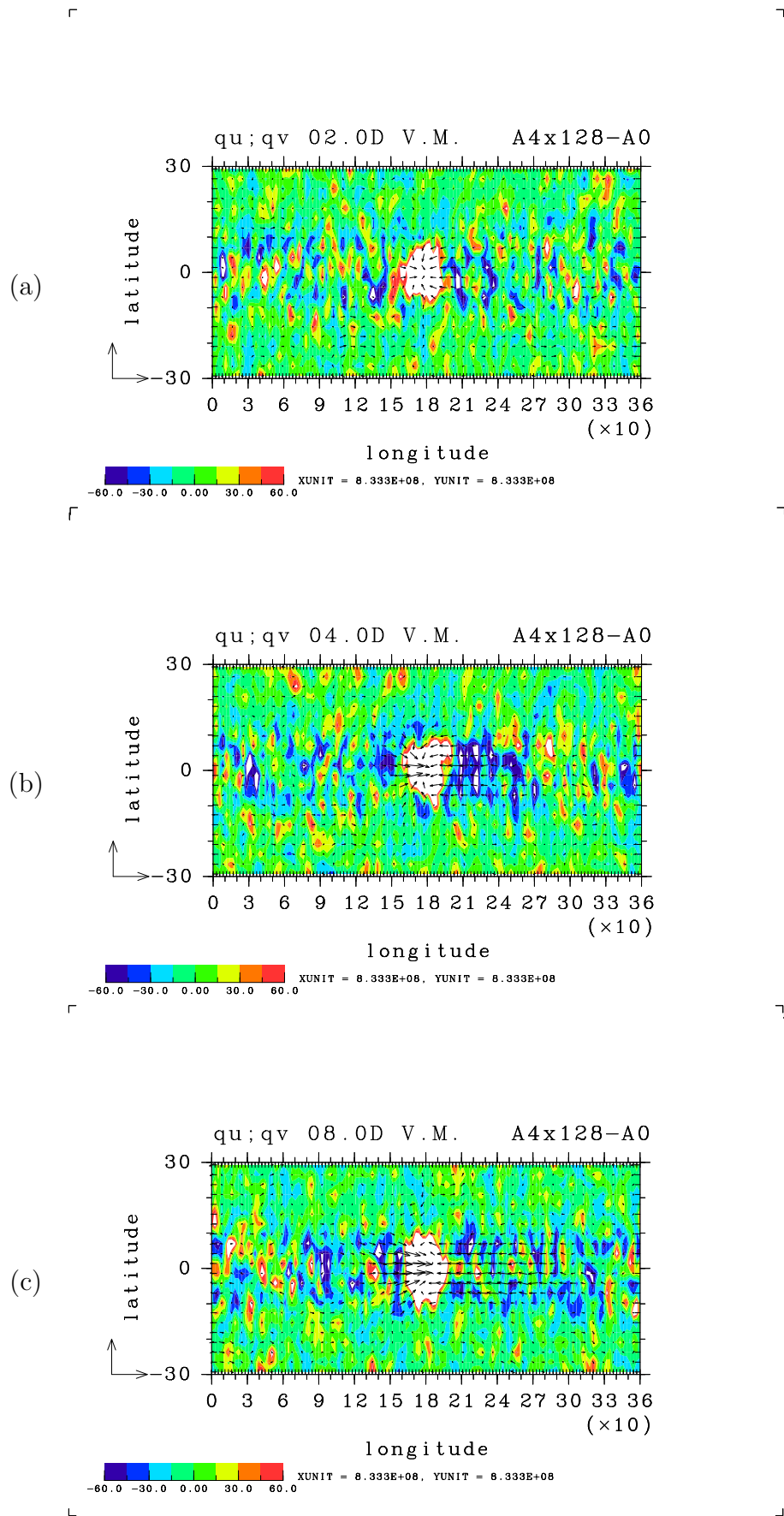


図 20: A4x128 実験による 12 時間平均降水量 (W/m) 偏差等高線, と鉛直積分水蒸気輸送フラックス (W/m) 偏差. (a) 暖水域導入後 2 日, (b) 4 日, (c) 8 日.

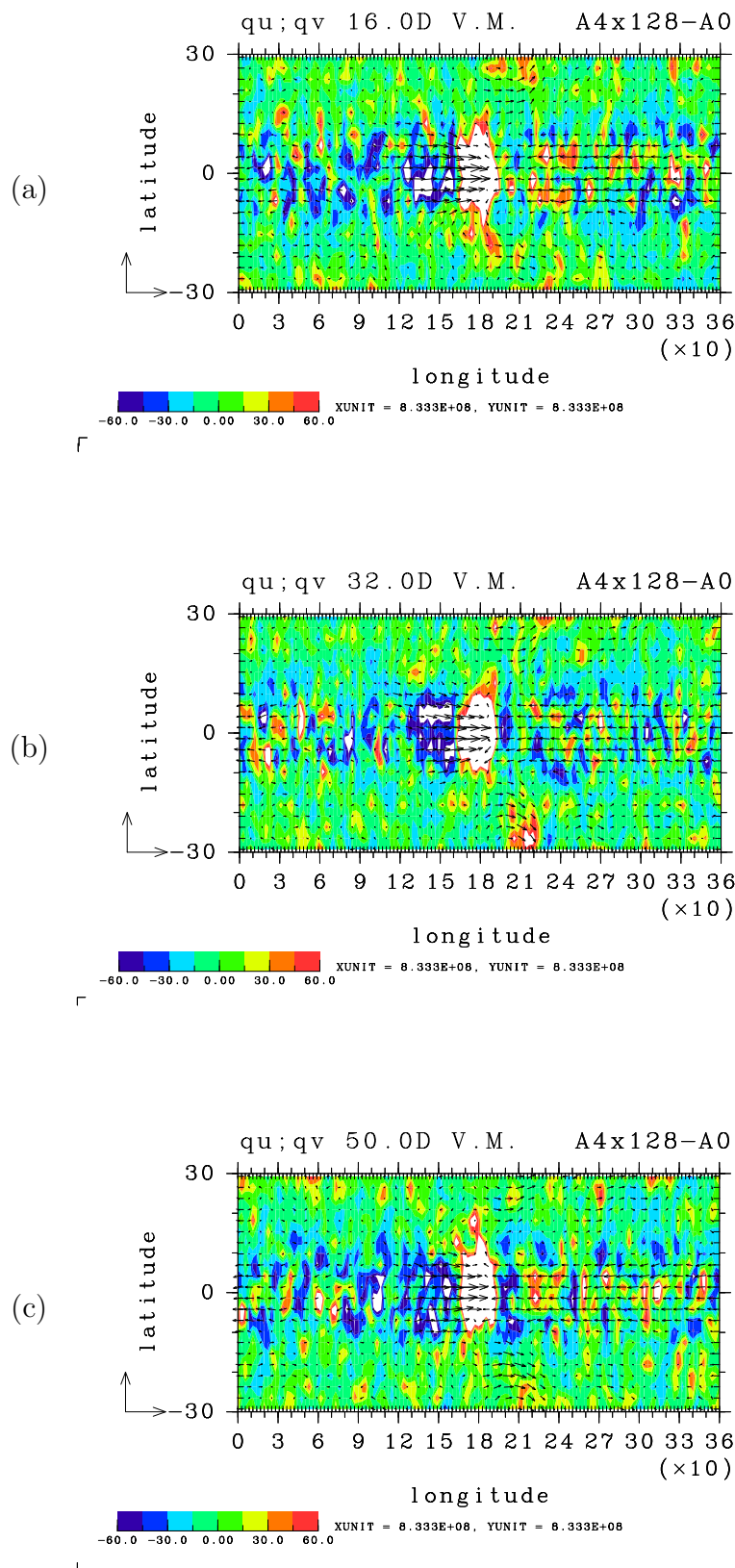


図 21: 図?? に同じただし, (a) 暖水域導入後 16 日, (b) 32 日, (c) 50 日.

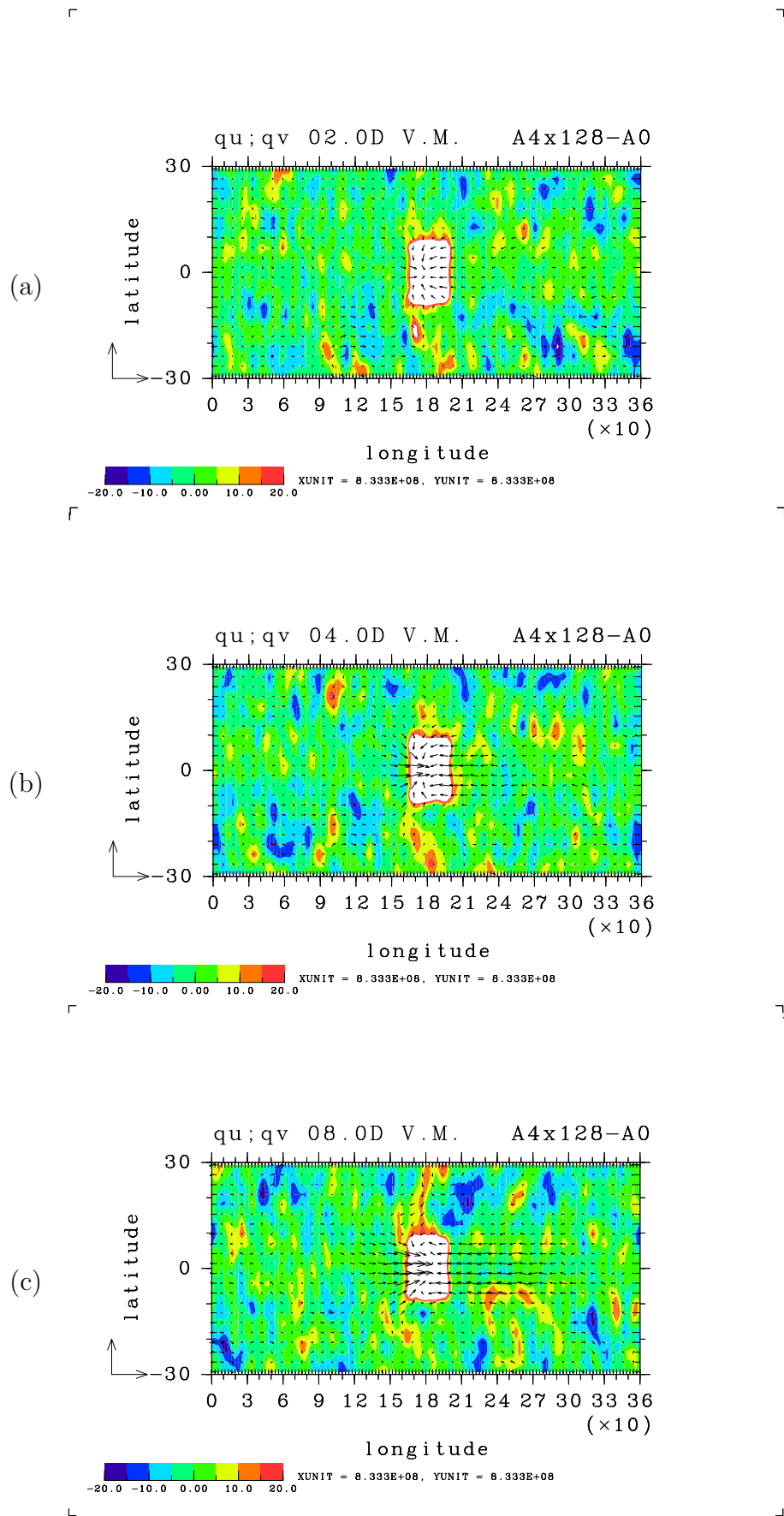


図 22: A4x128 実験による蒸発量 (W/m) 偏差等高線, と鉛直積分水蒸気輸送フラックス (W/m) 偏差. (a) 暖水域導入後 2 日, (b) 4 日, (c) 8 日.

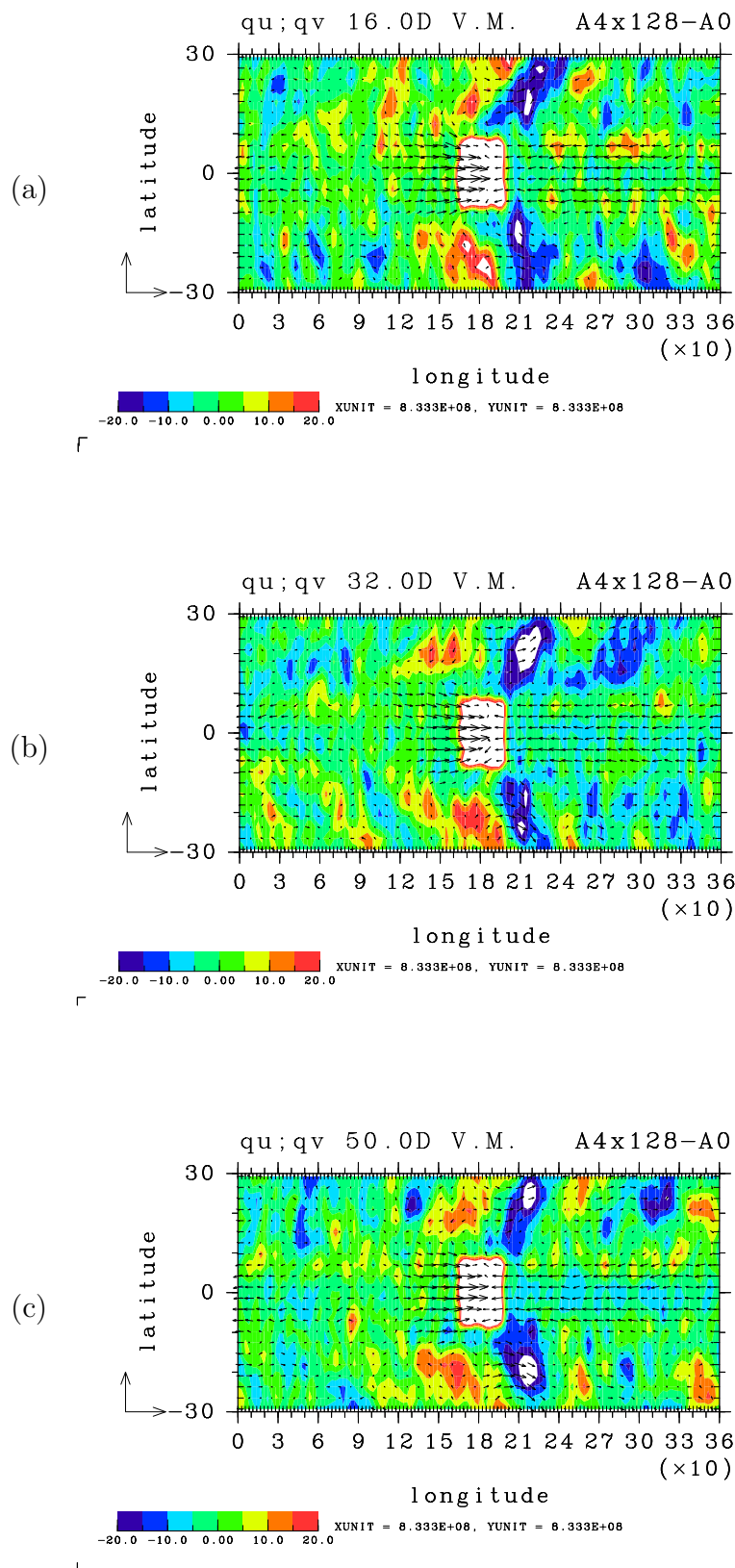


図 23: 図?? に同じただし, (a) 暖水域導入後 16 日, (b) 32 日, (c) 50 日.

上の出現して以来その領域を東側に拡大し暖水域導入後 16 日に東経 360 度の線を越えてその後さらに東側への領域拡大を続ける。暖水域導入後 20 日で東経 9 度に達してその領域を維持する。

8.2 循環の応答の時間発展

図??, 図??, 図?? に表面気圧偏差の等高線とモデル最下層 ($\sigma = 0.995$) の水蒸気輸送フラックス偏差ベクトルの時間発展を示した。特に 図?? と 図?? は暖水域の東側にできる低圧偏差の東方への拡大につれて下層の水蒸気収束が起こる様子が見られるように時間間隔を 0.5 日にして図を示した。暖水域導入後 10.5 日目では東経 330 度の赤道域の水蒸気フラックスは緯線に平行だが (図??) 11 日目には赤道方向に収束している (図??)。暖水域導入後 11.5 日目までは緯線に平行は東経 340 度の水蒸気フラックス (図??) は 12 日目には赤道向きに収束している (図??)。暖水域導入後 12 日目にはほとんど緯線に平行な東経 20 度, 北緯 5 度付近の水蒸気フラックス (図??) は 12.5 日目には赤道寄りとなっている。これらの水蒸気フラックスの赤道方向の収束は低圧偏差の東方への拡大に引き続いて起きている (例えば前述の 図?? から 図?? への東経 20 度, 北緯 5 度での変化に顕著)。低圧偏差の東方への領域拡大は 16 日後 (図??) を経て 24 日までつづく, その後低圧偏差領域に変化はないが暖水域の西側の高圧偏差域で 37 日後から高圧偏差が強くなる。50 日後には 図?? のような気圧偏差配置と水蒸気輸送偏差フラックスとなる。

図??, 図?? に下層の水平風偏差ベクトルと鉛直流 (偏差ではない) の時間発展を示した。暖水域を導入すると北緯 5 度と南緯 5 度の 2 つの緯度帯で鉛直上昇流が強くなって行く。上昇流形成の時間発展を見ると暖水域の東側から順に東へ移動して上昇流の強化が起こっているように見える。暖水域の導入直後の水平風の偏差は暖水域の東側で強い (図??, 図??)。しかし暖水域導入後およそ 8 日後 (図??) からは暖水域の西側の西風偏差も暖水域の東側の東風偏差と同等に強くなっている。暖水域の東側に形成される東風偏差は時間の経過とともに東方へその東風偏差領域を広げる。暖水域東側の東風偏差は暖水域導入後 9 日後に東経 360 度まで達し, 16 日後には東経 70 度に達する (図??)。その後 50 日目までの間にその東風偏差は東経 100 度まで達する。

図??, 図?? に対流圏界面の水平風偏差ベクトルと鉛直流 (偏差ではない) の時間発展を示した。暖水域導入直後は赤道域で一様に上昇流, 北緯 10 度以北 (南緯 10 度以南) では一様に下降流域が形成されていた。暖水域を導入後 2 日経過すると暖水域上で上昇流が強まり, 暖水域の南北で下降流が強まり, 暖水域の東隣の上昇流が減速される (図??)。暖水域から北 (南) 側に流れ出る風は赤道 β 効果によるコリオリ力を受けて東向きに加速されているように見える (図??, 図??)。暖水域導入後 16 日が経過すると暖水域上では東風偏差が卓越し暖水域から東経 100 度までは東風偏差が減少しながらでも東風偏差域となっている (図??)。同日後の東側は西風偏差で暖水域導入後 4 日目ではその西風偏差域は東経 250 度止まりであったがこの日の西風偏差領域は東経 100 度まで達している。暖水域の東隣では 29 日目から下降流が形成される (図??)。この位置での鉛直流は負であることが多く, 50 日目も負で下降流域となっている (図??)。

図?? に赤道上の東西風偏差の鉛直断面の時間発展を示した。暖水域導入後 4 日目までは暖水域に対して東西に対称な東西風偏差分布を示す (図??)。その後, 暖水域の東側上層の

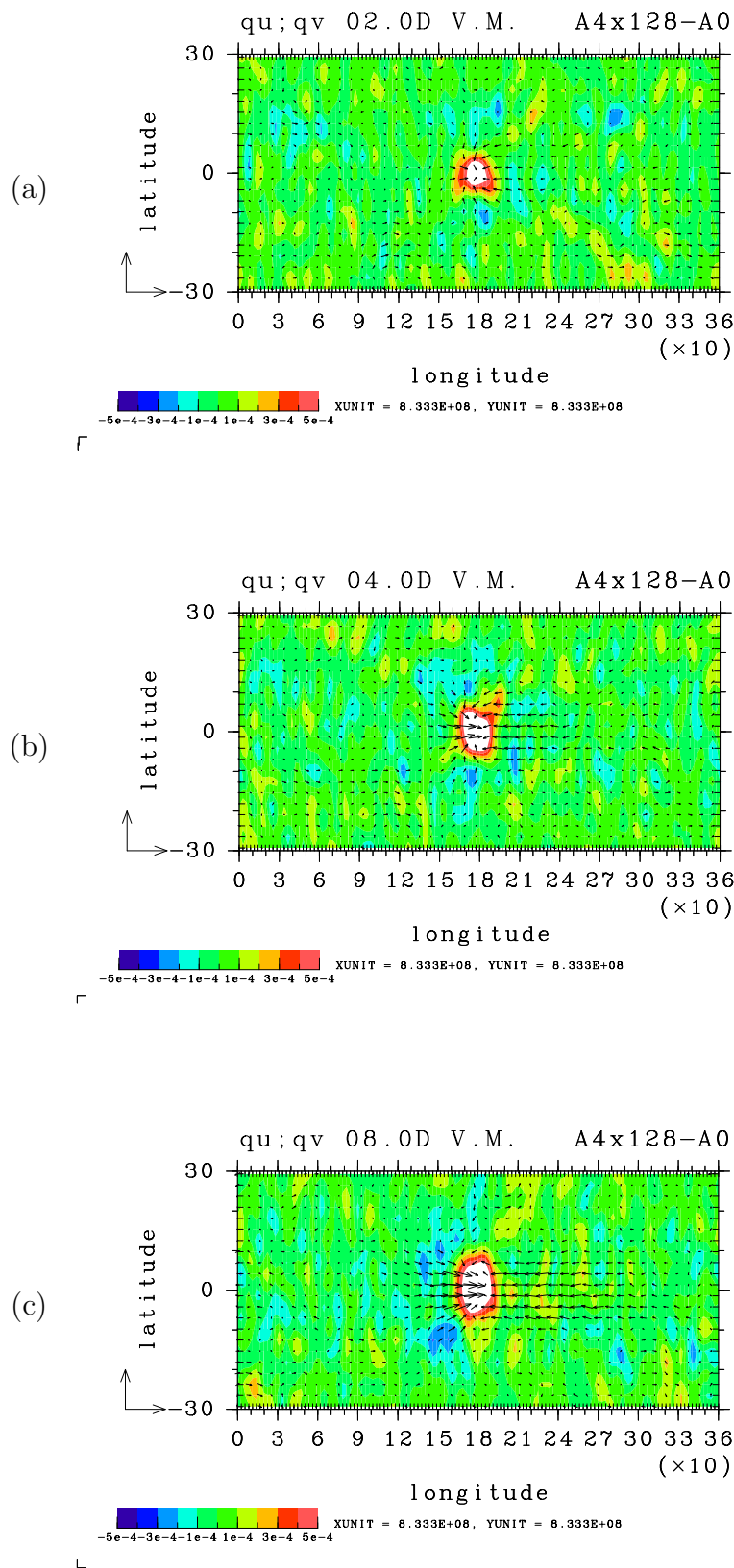


図 24: A4x128 実験による比湿 (kg/kg) 偏差等高線, と鉛直積分水蒸気輸送フラックス (W/m) 偏差. (a) 暖水域導入後 2 日, (b) 4 日, (c) 8 日.

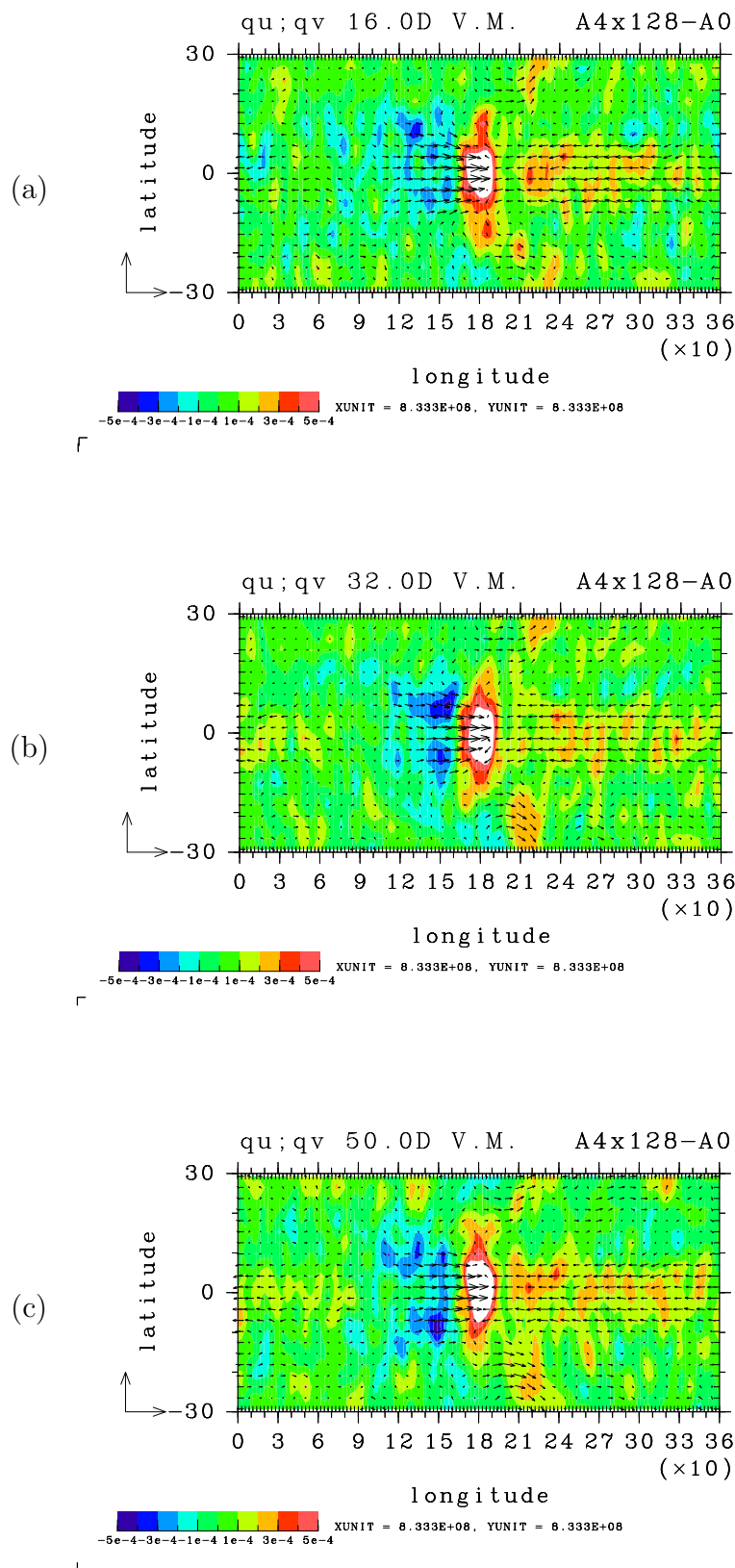


図 25: 図?? に同じただし, (a) 暖水域導入後 16 日, (b) 32 日, (c) 50 日.

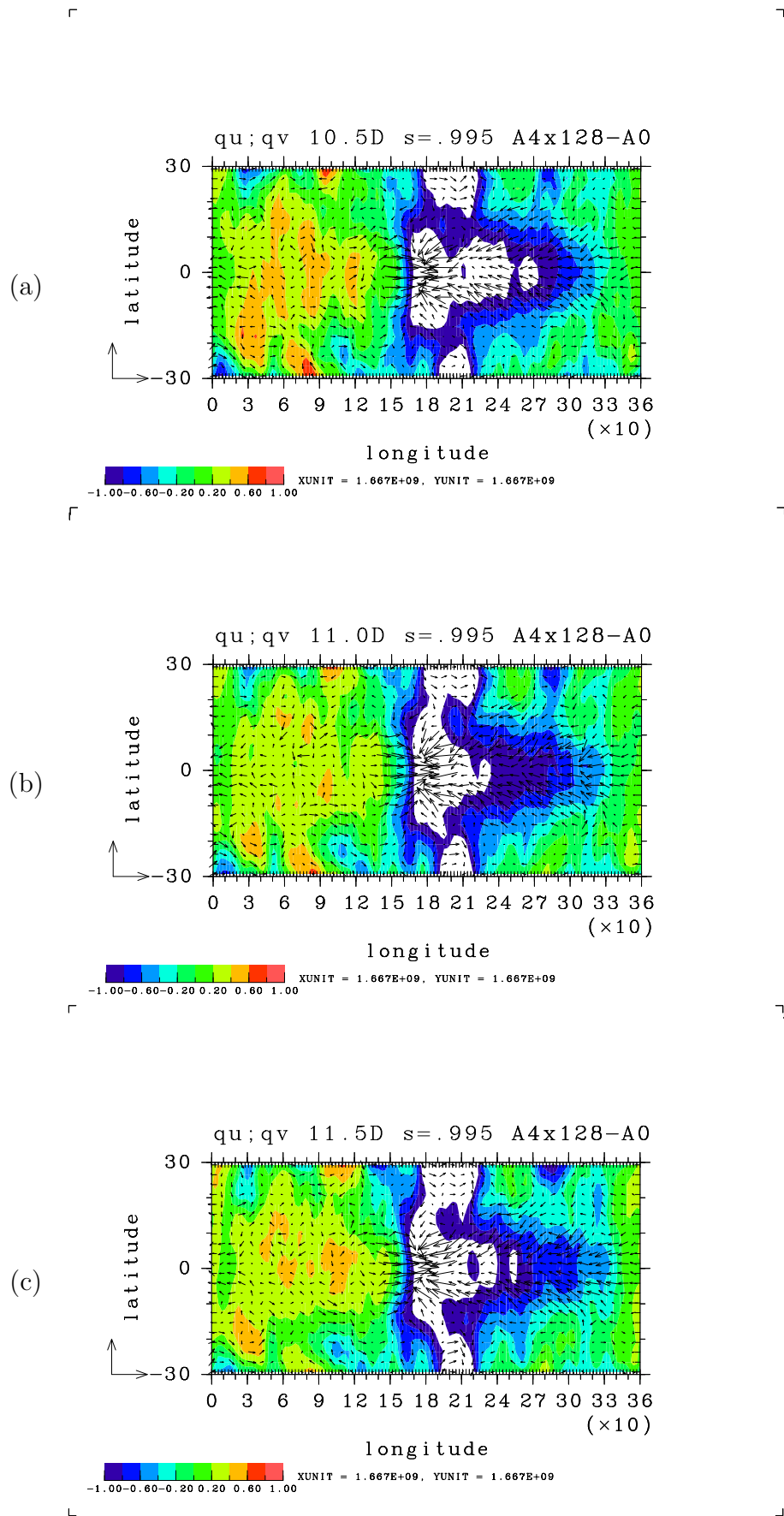


図 26: A4x128 実験による表面気圧 (hPa) 偏差等高線, と最下層 ($\sigma = 0.995$) の水蒸気輸送フラックス (W/m) 偏差. (a) 暖水域導入後 10.5 日, (b) 11 日, (c) 11.5 日.

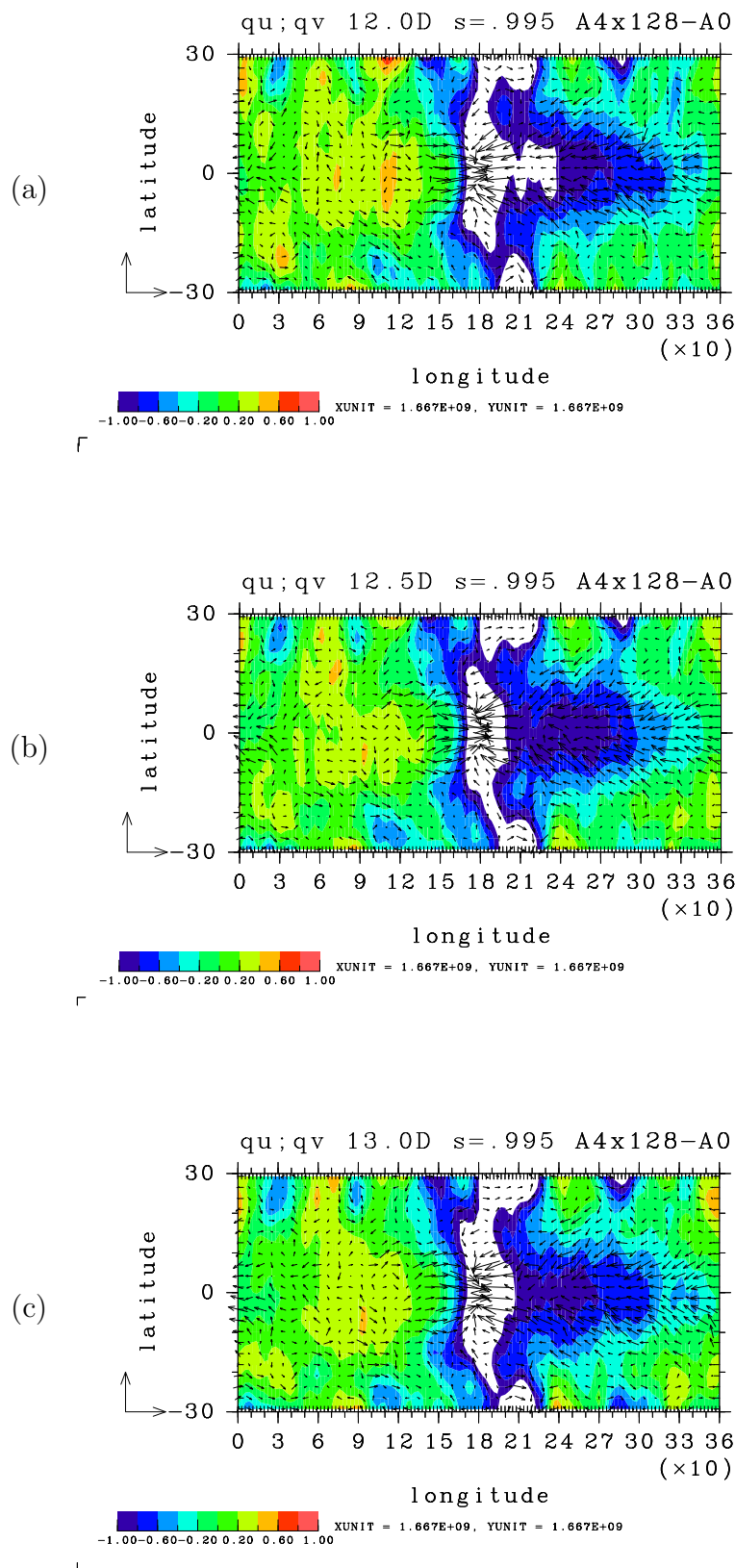


図 27: 図?? に同じただし, (a) 暖水域導入後 12 日, (b) 12.5 日, (c) 13 日.

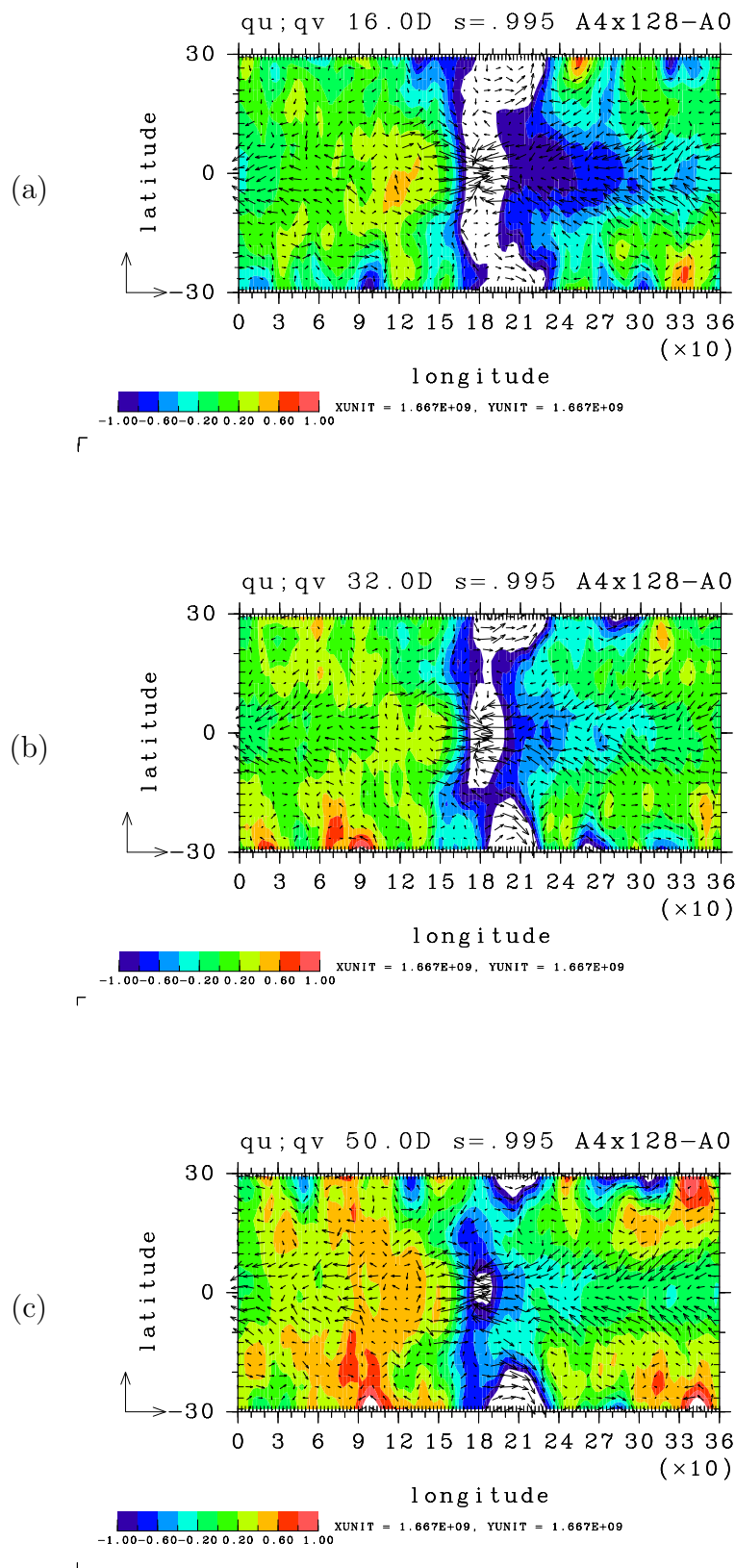


図 28: 図?? に同じただし, (a) 暖水域導入後 16 日, (b) 32 日, (c) 50 日.

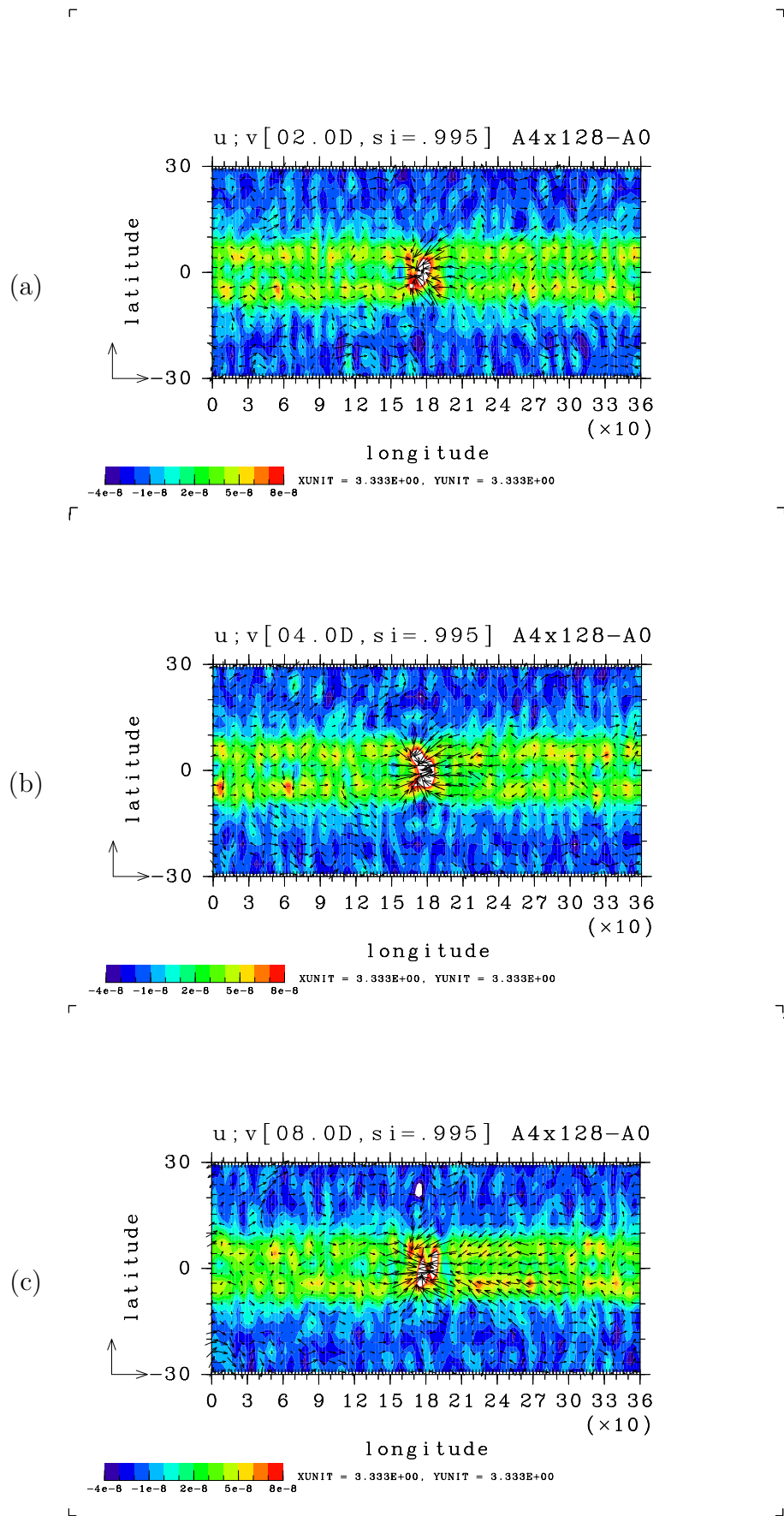


図 29: A4x128 実験による最下層 ($\sigma = 0.95$) の σ 座標鉛直速度等高線, と最下層 ($\sigma = 0.995$) の水平風 (m/s) 偏差. (a) 暖水域導入後 2 日, (b) 4 日, (c) 8 日.

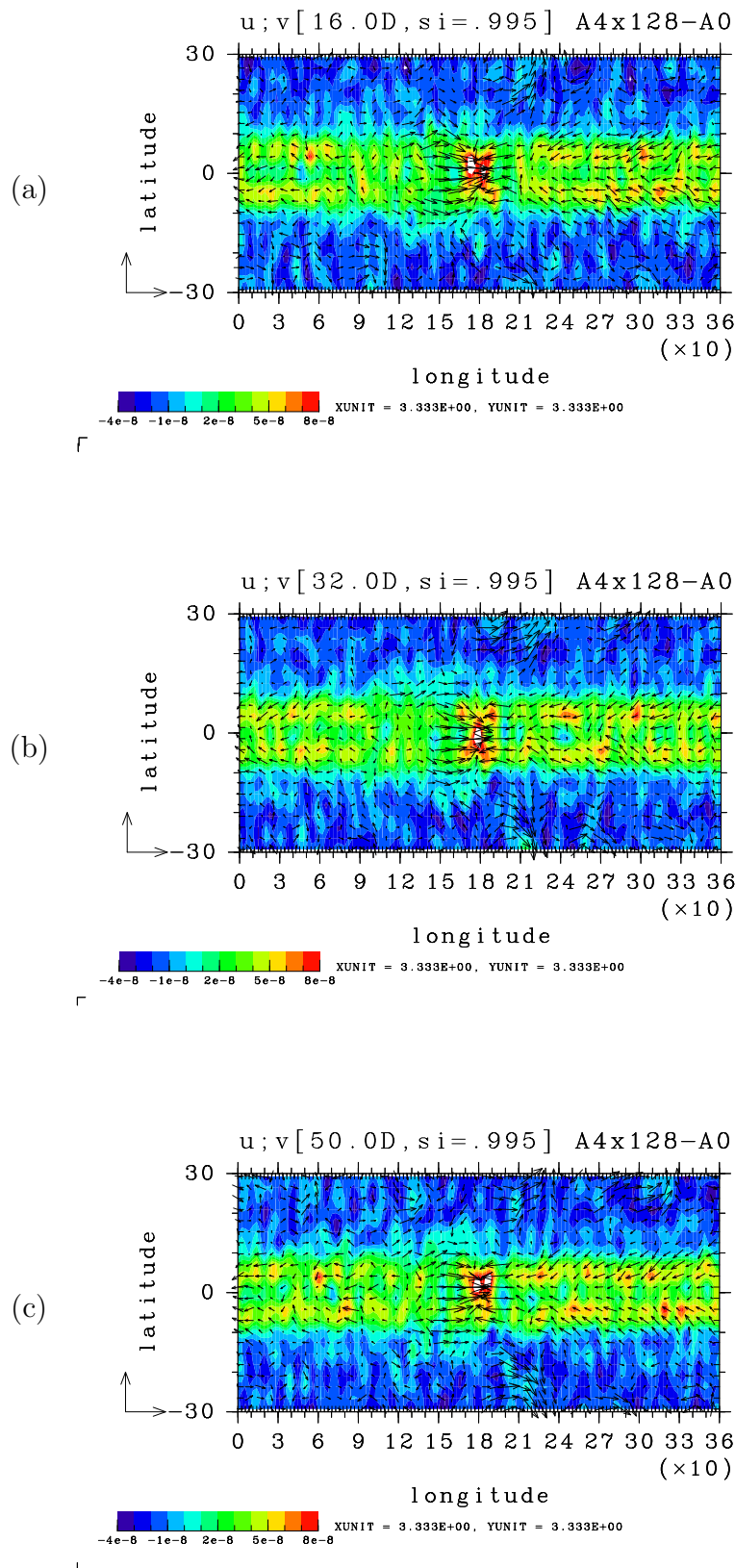


図 30: 図?? に同じただし, (a) 暖水域導入後 16 日, (b) 32 日, (c) 50 日.

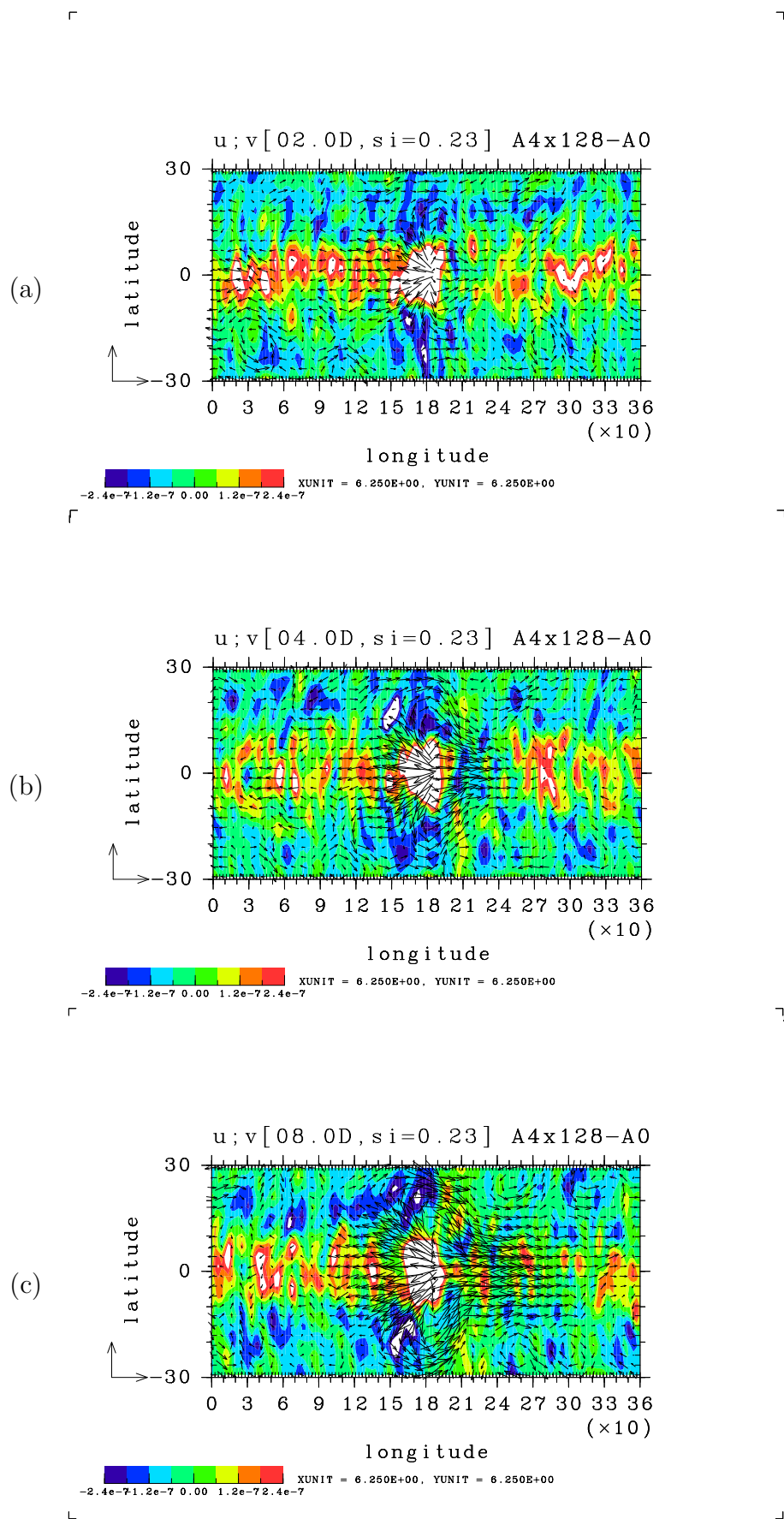


図 31: A4x128 実験による対流圏界面 ($\sigma = 0.23$) の σ 座標鉛直速度等高線, と対流圏界面 ($\sigma = 0.23$) 水平風 (m/s) 偏差. (a) 暖水域導入後 2 日, (b) 4 日, (c) 8 日.

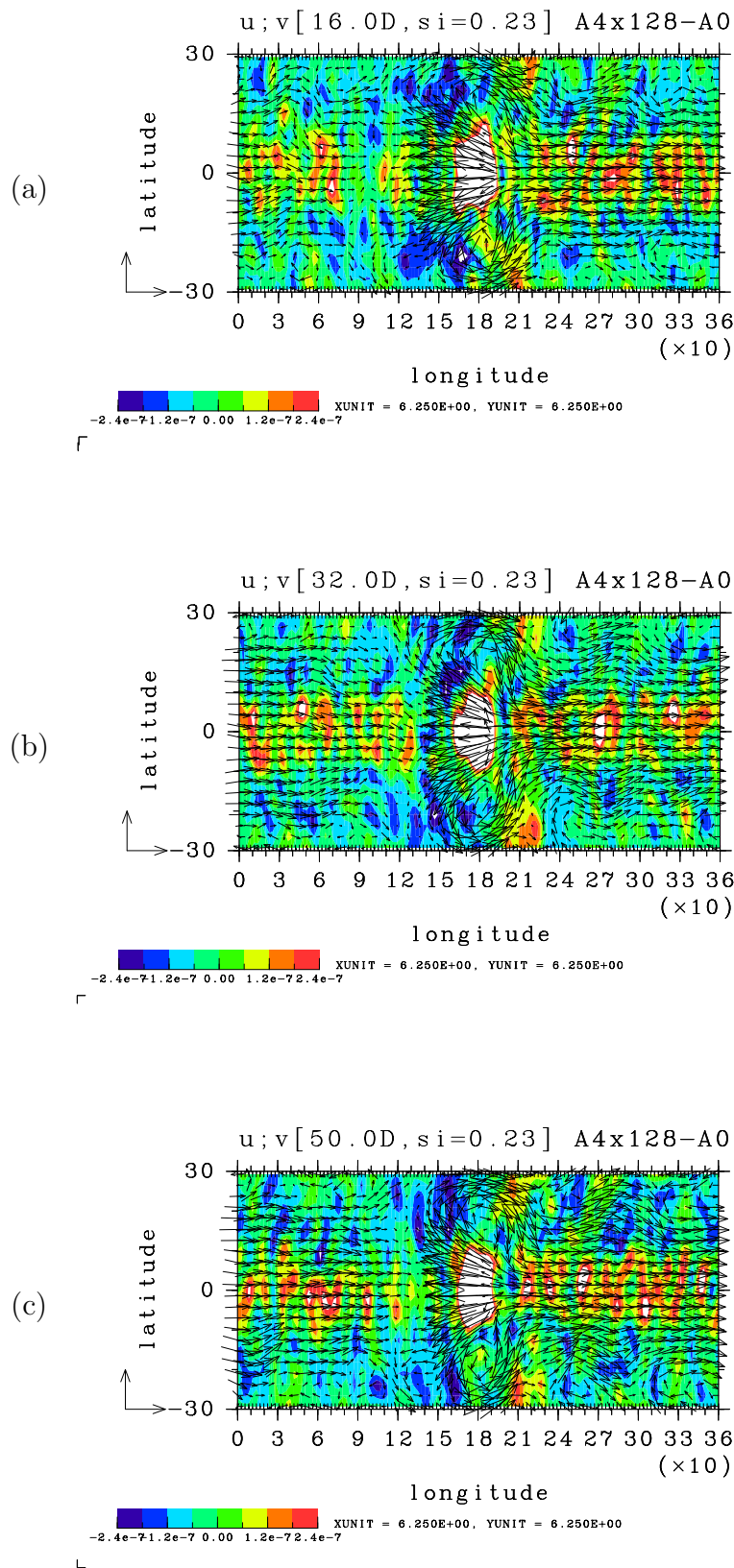


図 32: 図?? に同じただし, (a) 暖水域導入後 16 日, (b) 32 日, (c) 50 日.

西風偏差と暖水域の西側中下層の西風偏差がその強度を強める。暖水域導入後 8 日, 16 日, 32 日, 50 日と経過するにつれて, 暖水域の東側上層の西風偏差領域が東側にその領域を拡大し, 暖水域の西側中下層の西風偏差領域につながる。暖水域導入後 50 日後には暖水域西側の上層での東風偏差が 10 m/s に暖水域西側中下層の西風偏差は 7 m/s となっている。

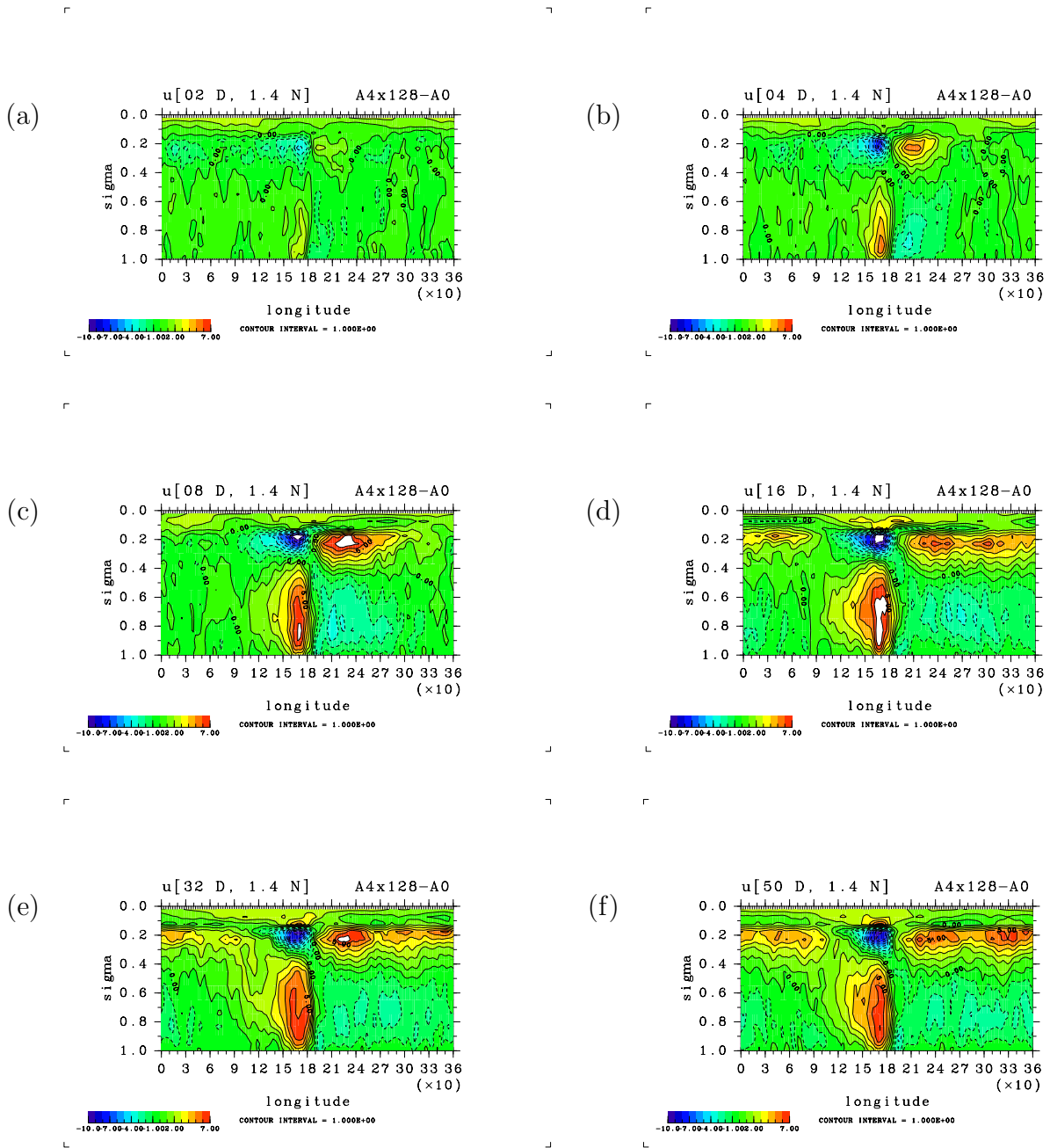


図 33: A4x128 実験による赤道 (北緯 1.4 度) の東西風鉛直断面図の時間発展. (a) 2 日. (b) 4 日. (c) 8 日. (d) 16 日. (e) 32 日. (f) 50 日.

9 議論と結論

9.1 結論

局所的な暖水域が熱帯にある場合の「水惑星」大気大循環数値モデル実験を行い大気の応答を調べた。暖水域は赤道と赤道外（北緯 10 度）に設けた。また赤道に暖水域を設けた場合のアンサンブル実験データから赤道に暖水域を設けた場合の大気の応答の初期時間発展を調べた。

暖水域を赤道に設けた場合と赤道外に設けた場合とで降水量の変動を比べた場合、変動の振幅は前者の場合の方が後者の場合の 1/2 倍程度である。暖水域を赤道に設けた場合に見られる赤道上の暖水域を中心とする東西の非対称性、すなわち暖水域の東側の降水量の増加と西側の降水量の減少、は暖水域を赤道外に設けた場合見られない。暖水域の西隣の乾燥化は暖水域の両方の場合において見られるが、暖水域を赤道外に設けた場合の乾燥領域は主に北半球赤道域（北緯 0 度から 10 度）に限られる（図??）。赤道に暖水域を設けた場合の暖水域の東側の広範な領域での降水量の増加は、赤道外に暖水域を設けた場合には現われない（図??, 図??）。これらの降水量分布の違いは暖水域を赤道に設けた場合と暖水域を赤道外に設けた場合とで得られる大気の応答パターンが大きく異なることに原因があると考えられる。暖水域を赤道に設けた場合の表面気圧の応答パターンは暖水域から赤道東の広範な領域へ低圧偏差である（図??）。一方、暖水域を北緯 10 度にもう一方場合の低圧偏差は暖水域の中心からやや北にずれて局所的に低圧偏差が形成される（図??）。暖水域を赤道に設けた場合に得られる東西に非対称な降水量分布には、赤道に補足される波の存在が重要であると考えられる。

暖水域を赤道に設けた場合のアンサンブル実験の初期時間発展は、暖水域上にできる低圧偏差が時間と共に東へ領域を拡大していく様子を示した（図??, 図??, 図??）。低圧偏差の東方への領域拡大に伴い下層の水蒸気フラックスは赤道方向へ収束するように時間発展する（図??, 図??）。これらの時間発展は Hosaka *et al.* (1998) の暖水域の東側での低圧部と降水増加域の形成は対流中心から射出された Kelvin 波応答によるものであるという主張と整合性がある。

Hosaka *et al.* (1998) では、暖水域の西側に形成されるロスビー波応答に伴う赤道から離れた低圧偏差域への赤道上的水蒸気の流出が西側の乾燥化をもたらすと推測している。例えば 図?? の東経 130 度、北緯 10 度に暖水域の低圧偏差につながるロスビー波応答に伴うような低圧偏差域への下層水蒸気の流れ込みが見られる。暖水域の東側の乾燥化には対流中心の存在に伴うロスビー波応答が関係しているようである。

9.2 熱帯域の傾圧的応答と中高緯度域の順圧的応答

図?? は A4 実験の下層の水平風偏差ベクトルを表している。図?? は A4 実験の上層の水平風偏差ベクトルを表している。両者を比較すると熱帯域では下層において暖水域に収束した大気が上層において発散するために、暖水域東の広範な領域では下層で東風偏差、上層で西風偏差であり、暖水域の西の乾燥域では下層で西風偏差、上層で東風偏差である。風の偏差のベクトルは上層と下層で逆向きであり傾圧的である。一方、中高緯度域では例

例えば暖水域の北, 北緯 60 度東経 180 度に中心をもつ低圧偏差域 (図??) に形成される偏差風ベクトルは上層と下層で向きが揃い低気圧性循環を形成している. A4 実験では他にも北緯 60 度東経 315 度に中心をもつ低圧偏差域について, 南緯 50 度東経 150 度に中心をもつ低圧偏差域についても偏差ベクトルも上層と下層で向きが揃っており順圧的である.

図?? は A4N10 実験の下層の水平風偏差ベクトルを, 図?? は A4N10 実験の上層の水平風偏差ベクトルを表している. 両者を比較すると北緯 10 度の熱帯域の暖水域付近では下層で低気圧性の循環偏差が, 上層では高気圧性の循環偏差が形成されている. 上層と下層でベクトルの向きが反対であり傾圧的である. 一方, 中高緯度では例えば東経 170 度北緯 75 度に中心をもつ高圧偏差 (図??) 域に形成される循環偏差ベクトルは上層においても下層においても高気圧性の循環である. また南緯 70 度東経 310 度に中心をもつ低圧偏差域に形成される風の偏差ベクトルも上層と下層とにおいて向きが揃っており順圧的である.

Kasahara and Silva Dias (1986) の線形多層モデルの熱帯域の強制熱源に対する全球応答問題に, 帯状流に鉛直シアがある場合に中高緯度において順圧応答が現われるという結果がある. A4 実験, A4N10 実験, アンサンブル実験にあらわれる熱源近くの傾圧応答と中高緯度の順圧応答との間の関係は, A0 実験の東西平均帯状流が Kasahara and Silva Dias (1986) の基本場に, A4, A4N10 実験の対流中心が Kasahara and Silva Dias (1986) の定常熱源に対応づけて考えることができないのだろうか. Kasahara and Silva Dias (1986) の中高緯度に形成される順圧応答は熱帯域で引き起こされた惑星波が中高緯度に伝播するというテレコネクション・パターンと見なされる (笠原 彰, 1996, 気象研究ノート) ので, A4, A4N10 実験に現われる中高緯度の順圧応答は暖水域上の対流中心が作り出したテレコネクション・パターンとみることはできないのだろうか.

9.3 梅雨前線帯

北緯 10 度に暖水域を置いた場合に暖水域の北東から水蒸気が流出する偏差が生じる (表??). また, 降雨量の偏差の水平分布 (図??) に北緯 10 度の暖水から北東へ伸びる正の偏差域が確認できる. さらに 図?? の暖水域の北東に伸びる正の降雨量偏差域では比しつが増加している (図??). 北緯 10 度に中心をもつ暖水域に対する大気の応答によるこの降雨量の増加域は, 暖水域上にできる対流中心を海大陸上の対流中心とみなした場合の梅雨前線帯に重ねて考えることができないものかと疑問を抱いた. しかし, 詳細な解析は行っていない.

謝辞

本研究に際して、時には厳しく時には暖かく、終止ご指導下さった林 祥介教授に心より感謝します。石渡 正樹助手には、多くの助言と励まし、論文を作成する上で必要なプログラムをいただきました。深く感謝します。倉本 圭助手、渡部 重十教授には困ったときに励まし暖かく見守っていただきました。深く感謝します。息詰まったときに励まし助言いただいた林、渡部研究室のみなさまに本当に感謝します。この研究は地球流体電脳倶楽部の AGCM5, gtool, dcl を使用しました。開発者のみなさまには感謝の念にたえません。一部の数値計算は国立環境研究所のスーパーコンピューター NEC SX4 を用いました。関係者のみなさまには深く感謝致します。

参考文献

- [1] Arakawa, A., Schubert, W. H., 1974, *Interactions of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I*. J. Atmos. Sci., 31, 674-701.
- [2] Asselin, R., 1972, *Frequency filter for time integrations*. Mon. Wet. Rev., 100, 487-490.
- [3] Blakadar, A. K., 1962, *The vertical distribution of wind and turbulent exchange in neutral atmosphere*. J. Geophys. Res., 67, 3095-3102.
- [4] Gill, A. E., 1980, *Some simple solutions for heat-induced circulation of the tropical atmosphere*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 447-462.
- [5] Hayashi, Y.-Y., Sumi, A., 1986, *The 30-40 day oscillations simulated in an "aqua planet" model*. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 451-467.
- [6] 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, Vol. 6.
- [7] Heckley, W. A., Gill, A. E., 1984, *Some simple analytical solutions to the problems of forced equatorial long waves*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 110, 203-217.
- [8] Hosaka, M., Ishiwatari, M., Takehiro, S., Nakajima, K., Hayashi, Y.-Y., 1988, *Tropical precipitation patterns in response to a local warm SST area placed at the equator of an aqua planet*. J. Meteor. Soc. Japan, 76, 289-305.
- [9] 笠原 彰, 1996, *大気のノーマルモードと数値予報*. 気象研究ノート, 第 186 号, 第 1 章, 1-17.
- [10] Kasahara, A., da Silva Dias, P. L., 1986, *Response of planetary waves to stationary tropical heating in a global atmosphere with meridional and vertical shear*. J. Atmos. Sci., 43, 1893-1911.
- [11] Louis, J.-F., Tiedtke M., Geleyn, J.-F., 1982, *A short history of the PBL parameterization at ECMWF*. Workshop on Planetary Boundary layer Parameterization. 59-80, ECMWF, Reading U. K.
- [12] 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.
- [13] 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.

- [14] Mellor, G. L., Yamada, T., 1974, *A hierarchy of turbulence closure models for the planetary boundary layers*. J. Atmos. Sci., 31, 1791-1806.
- [15] Numaguti, A., 1993, *Dynamics and Energy Balance of the Hadley Circulation and the Tropical Precipitation Zones: Significance of the Distribution of Evaporation*. J. Atmos. Sci., 50, 1874-1887.
- [16] Toyoda, E., Nakajima, K., Ishiwatari, K., Hayashi, Y.-Y., 1999, *Response of the tropical atmosphere to a localized warm SST area: Time-development observed in an aqua-planet ensemble experiment*. <http://www.nagare.or.jp/mm/99/toyoda/> (in Japanese) (ながれマルチメディア 99. 「ながれ」 18, 第 6 号付録 CD-ROM.)
- [17] 地球流体電脳倶楽部, 2000, 地球流体電脳倶楽部版 AGCM5, <http://www.gfd-dennou.org/arch/agcm5/> .

A 降水による加熱量

降水は水蒸気の凝結によって起こる。水蒸気が凝結し水となる変化は状態変化である。この状態変化には潜熱の開放が伴う。ここでは降水によって開放される潜熱がどの程度のものであるかを議論する。

水蒸気が凝結して 1 m^3 の水になるときに開放される熱量

水の潜熱は 0°C において $2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ である。水の密度おおよそ $10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ である。したがって水蒸気が凝結して 1 m^3 の水になると $2.5 \times 10^9 \text{ J}$ の熱量が開放される。

$1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ の降水とはどういう降水か

$1 \text{ W} = 1 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$ であるので、 1 m^2 あたり 1 秒間に $(2.5 \times 10^9)^{-1} \text{ m}^3$ すなわち $0.4 \times 10^{-9} \text{ m}^3$ の水が生成されると $1 \text{ W} \cdot \text{m}^2$ の降水ということになる。 1 m^3 は 10^9 mm^3 であるので、 $1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ の降水は 1 m^2 あたり 1 秒間に 0.4 mm^3 の水が生成される降水である。

1 時間で面積が 1 m^2 の容器に 10 mm の高さにまで水が達する降水は何 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ か (ただしこのときの降水は時間変化しないものとする)

この容器に 10 mm の高さまで水が入るとき、その水の体積は $1 \times 10^7 \text{ mm}^3$ である。 1 mm^3 は $1.0 \times 10^{-9} \text{ m}^3$ である。単位を m^3 とするとその水の体積は $1 \times 10^{-2} \text{ m}^3$ である。したがってこの体積の水ができるのに開放される潜熱は $2.5 \times 10^7 \text{ J}$ となる。これだけの熱量が開放されるのに 1 時間すなわち $3.6 \times 10^3 \text{ s}$ 時間がかかっているのでこのときに仕事率は $(2.5 \times 10^7 \text{ J}) / (3.6 \times 10^3 \text{ s})$ すなわち $(0.6944 \times 10^4 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1})$ すなわち 6944 W となる。

$6944 \text{ W} \cdot \text{m}^2$ の降水が一貫して 1 月つづくとき面積が 1 m^2 の容器に入る水の高さが何 mm に達しているか

1 月は 30 日、1 日は 24 時間なので、1 月を時間に直すと 720 時間である。したがってこの容器に入る水の高さは $720 \times 10 \text{ mm}$ 、高さは 7.2 m となっている。

B A0 実験の降水量の変動

A0 実験についての 12 時間平均降水量の変動についての確率密度関数を調べた。

図 34, 図 35, 図 36, 図 37 は 0.5 日おきに出力される 12 時間積算降水量の東西平均値についてのある緯度の時間変化の確率密度関数である。

図 38, 図 39, 図 40, 図 41 は 0.5 日おきに出力される 12 時間積算降水量の時間平均値についてのある緯度の東西変化の確率密度関数である。

図 42, 図 43, 図 44, 図 45 は 0.5 日おきに出力される 12 時間積算降水量についてのある緯度の時間東西変化の確率密度関数である。

図 42, 図 43, 図 44, 図 45 から降水はどの緯度についても降水量が少くなければ少ないほど確率は高くなる分布をしている。降水量が多い緯度においては、降水量が少ない緯度においてよりもその変動の幅が大きい。この降水量の時間東西変化データについて、東西平均をとり時間変化をみると東西平均値にピークをもつ山型の分布となる (図 34, 図 35, 図 36, 図 37)。

またこの降水量の時間東西変化データについて、時間平均をとり東西変化もみると東西平均をとったデータよりも東西平均値に集中する分布となる (図 38, 図 39, 図 40, 図 41)。

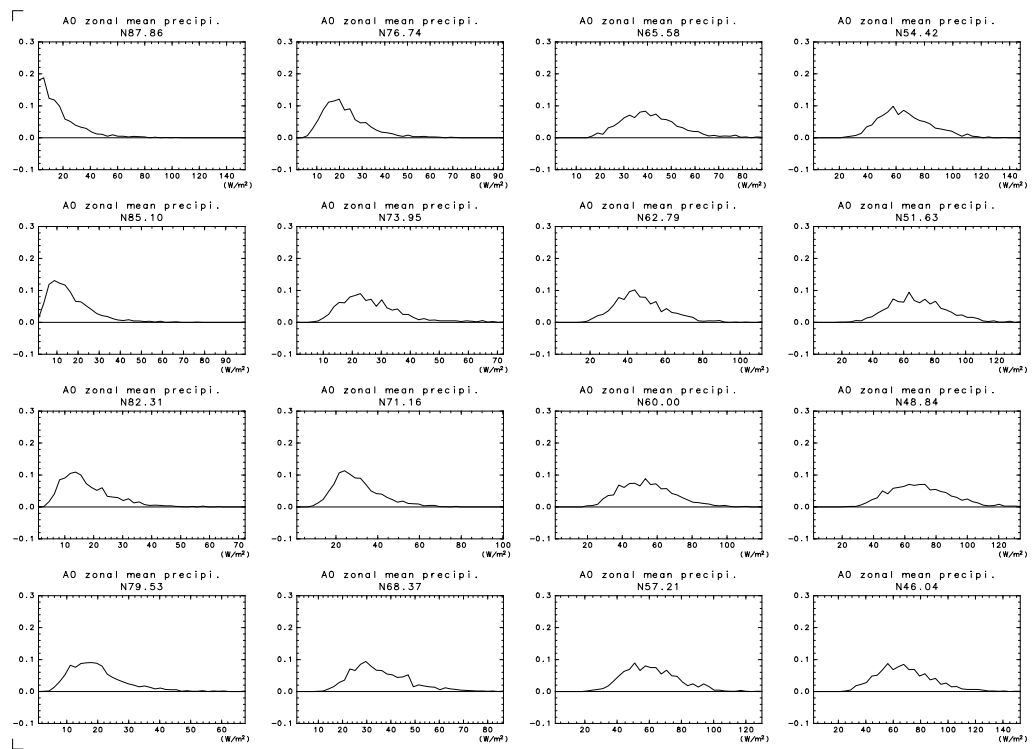


図 34: 600 日間の東西平均 12 時間平均降水量の日変化の確率密度関数。横軸は降水量 (W/m^2)。北緯 90 度から北緯 45 度まで。

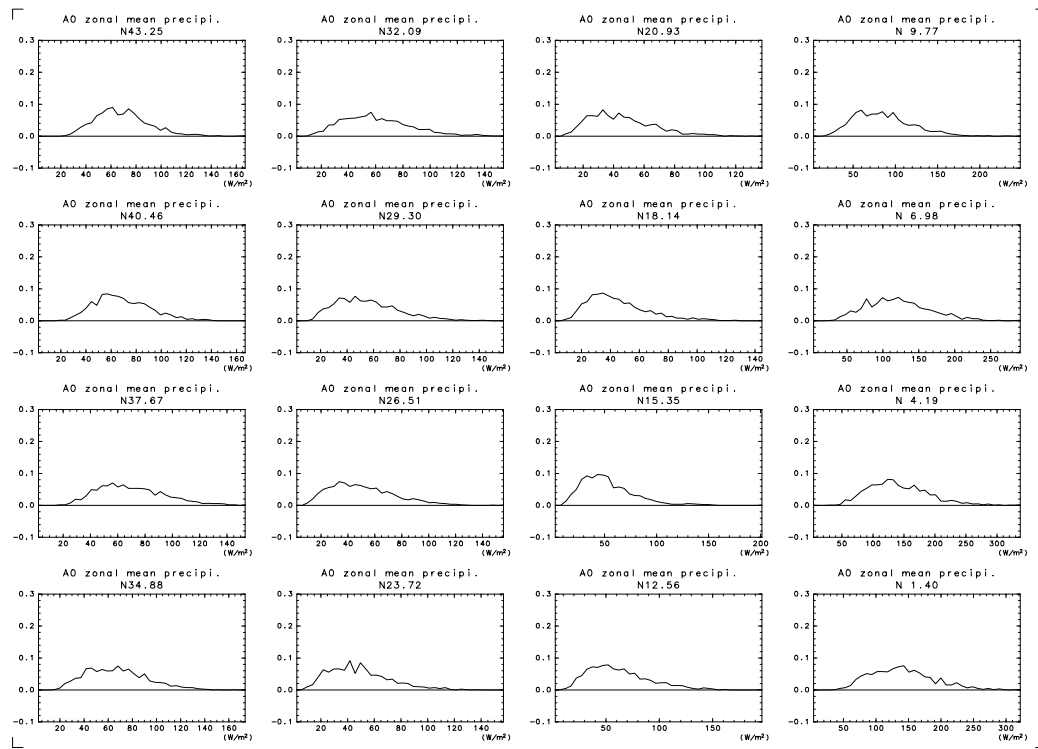


図 35: 図 34 に同じ, ただし北緯 45 度から北緯 0 度まで。

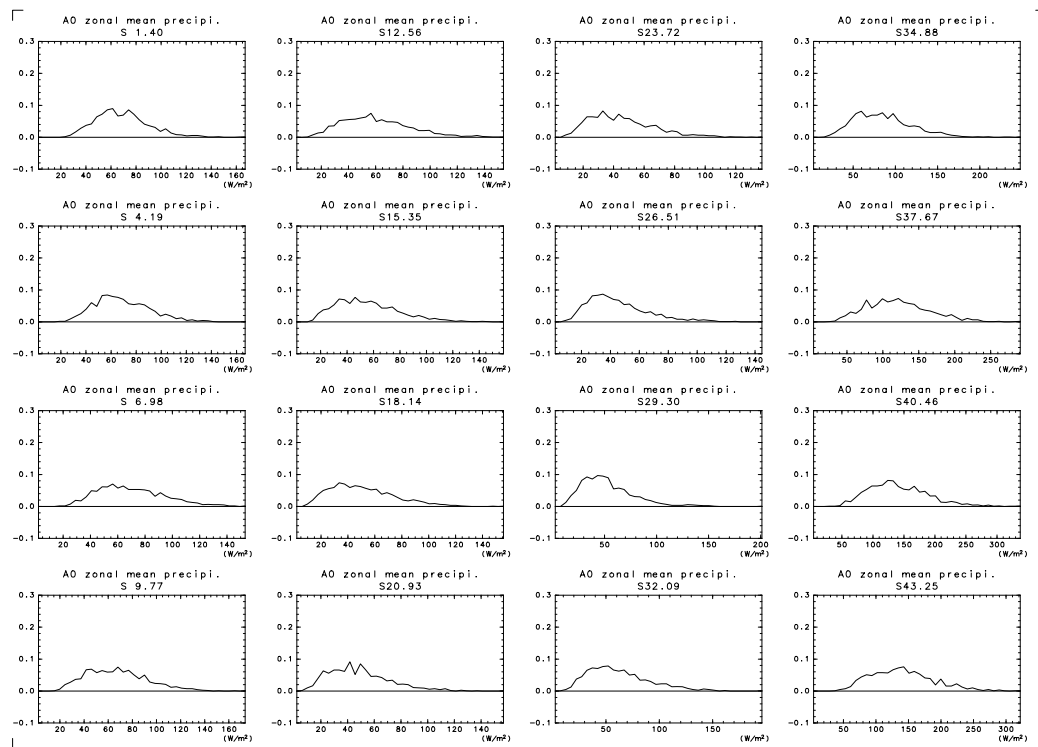


図 36: 図 34 に同じ, ただし南緯 0 度から南緯 45 度まで。

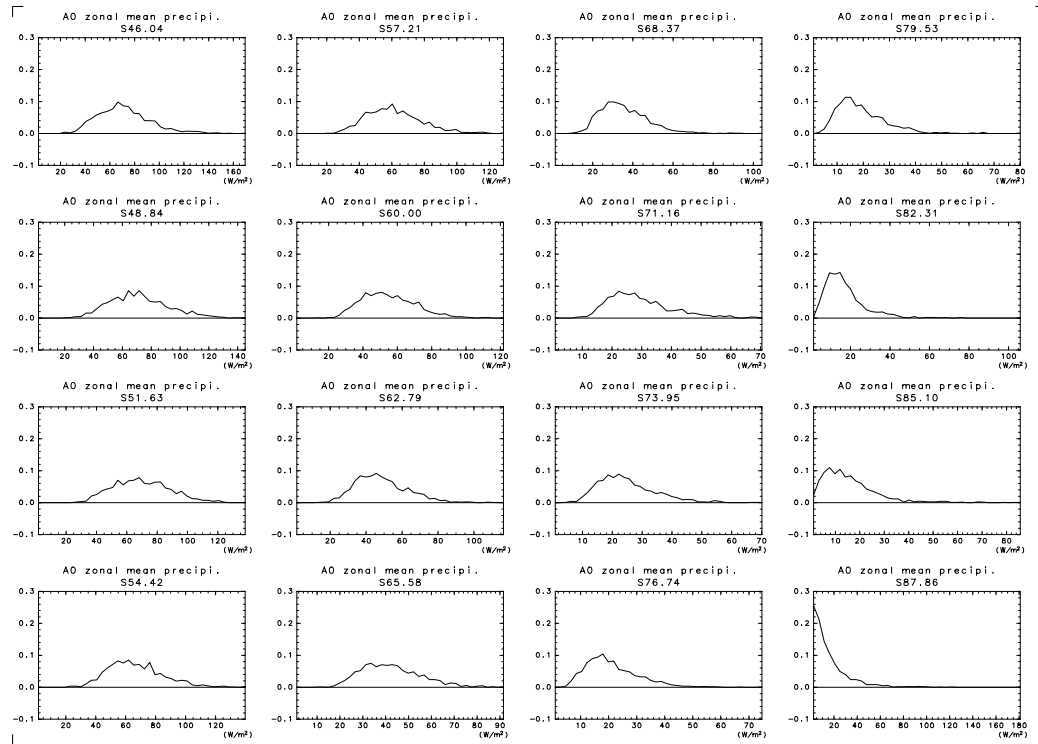


図 37: 図 34 に同じ, ただし南緯 45 度から南緯 90 度まで.

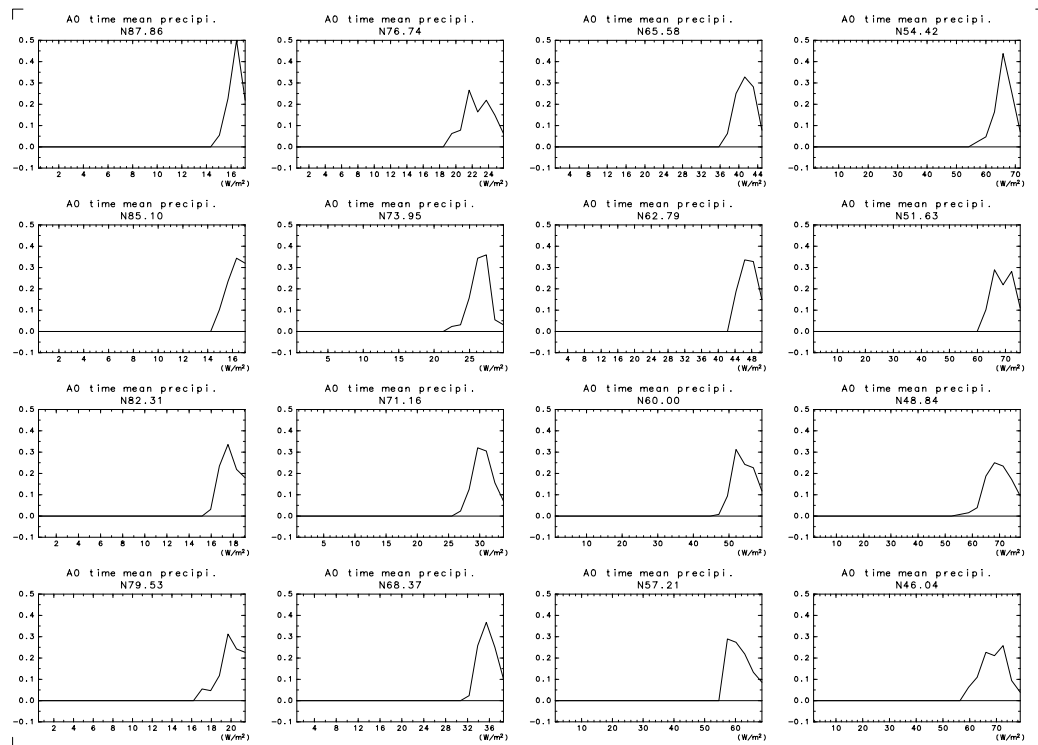


図 38: 600 日間の時間平均 12 時間平均降水量の東西変化の確率密度関数. 横軸は降水量 (W/m^2). 北緯 90 度から北緯 45 度まで.

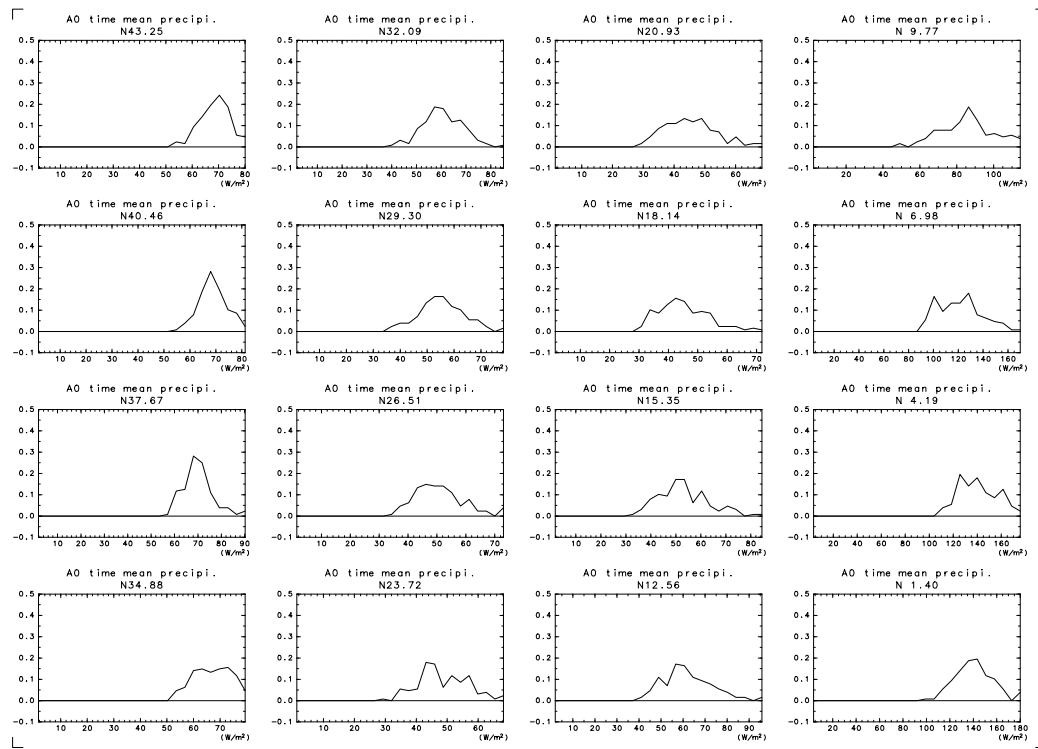


図 39: 図 38 に同じ, ただし北緯 45 度から北緯 0 度まで。

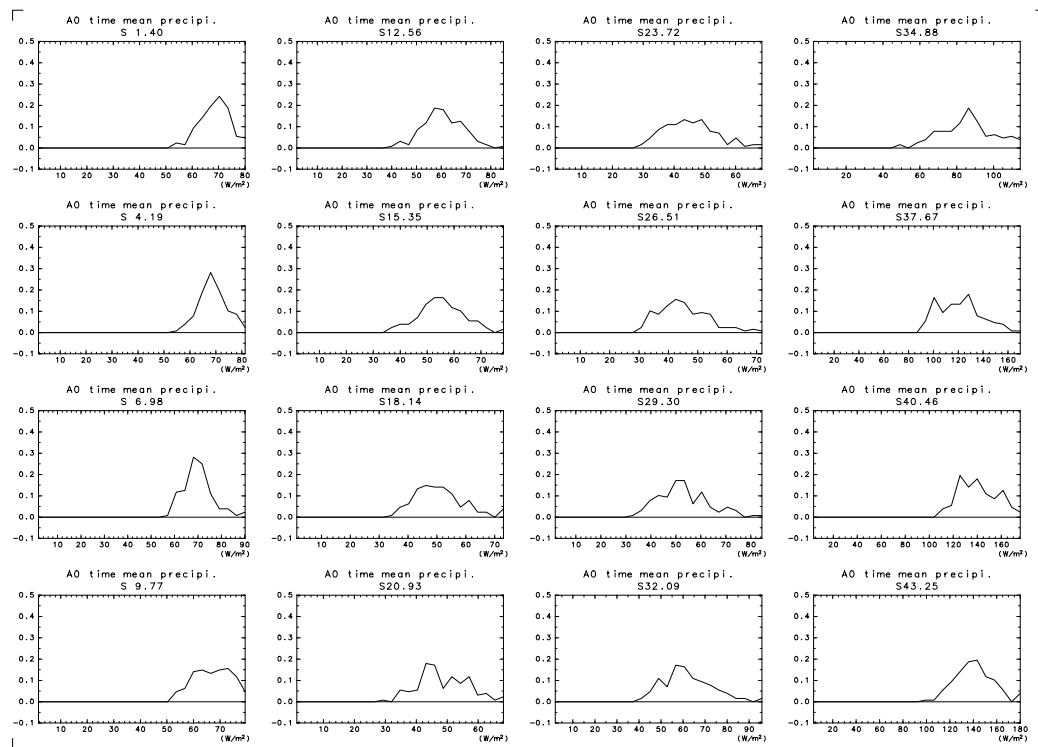


図 40: 図 38 に同じ, ただし南緯 0 度から南緯 45 度まで。

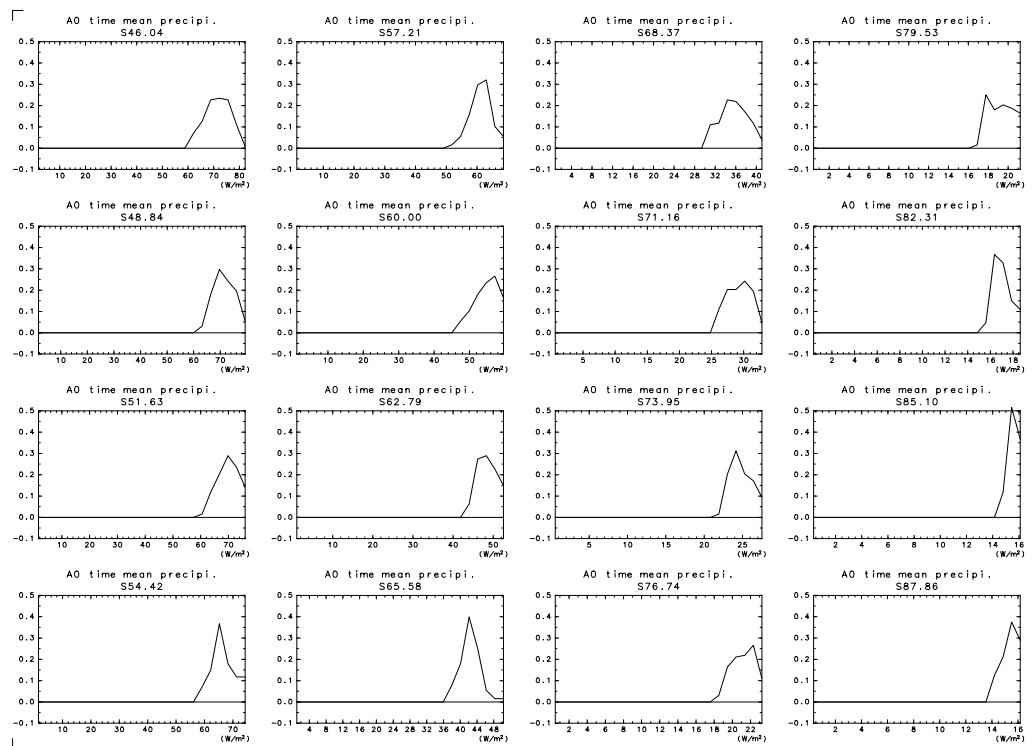


図 41: 図 38 に同じ, ただし南緯 45 度から南緯 90 度まで.

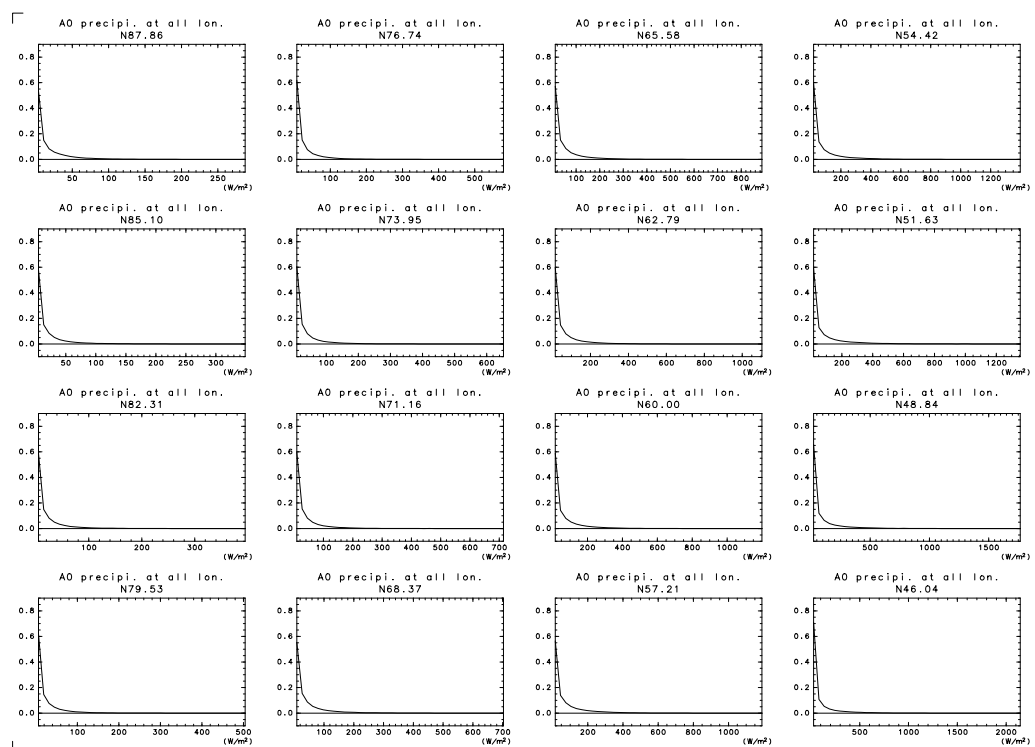


図 42: 600 日間の 12 時間平均降水量の時間東西変化の確率密度関数. 横軸は降水量 (W/m^2). 北緯 90 度から北緯 45 度まで.

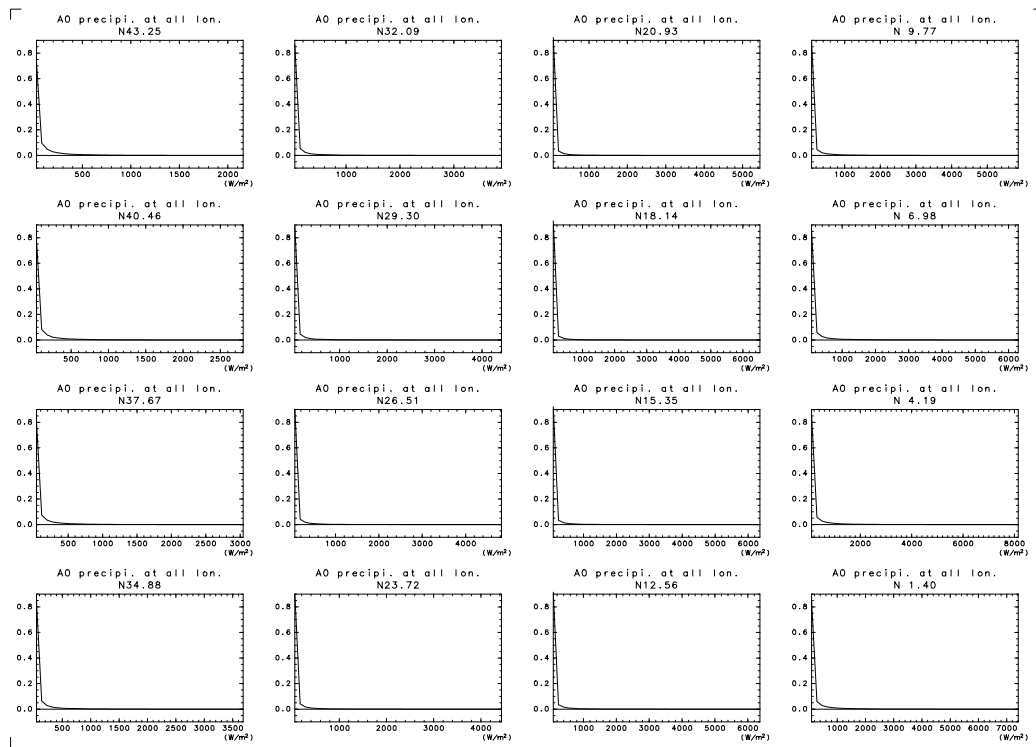


図 43: 図 42 に同じ, ただし北緯 45 度から北緯 0 度まで。

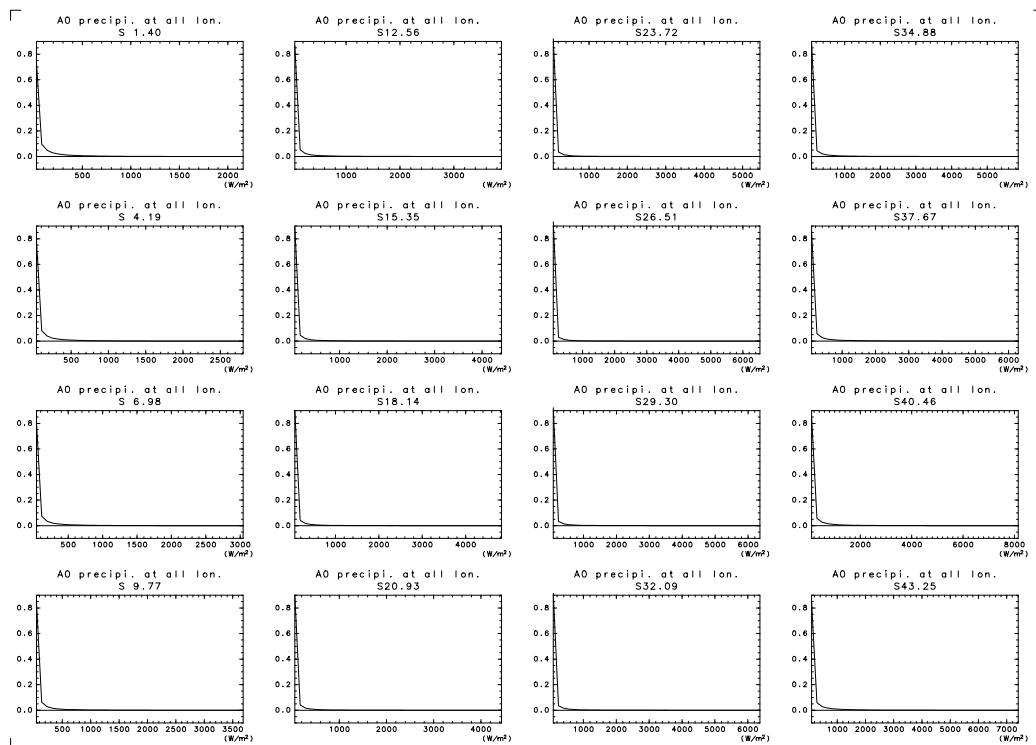


図 44: 図 42 に同じ, ただし南緯 0 度から南緯 45 度まで。

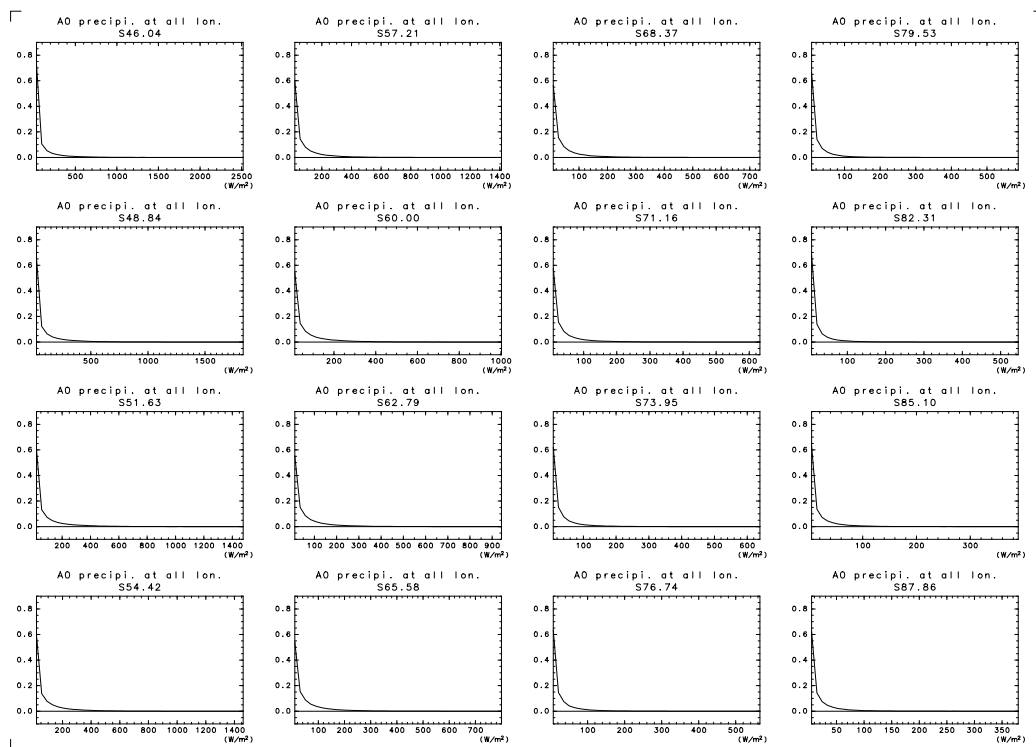


図 45: 図 42 に同じ, ただし南緯 45 度から南緯 90 度まで.

C A0 実験の蒸発量の変動

A0 実験についての蒸発量の変動についての確率密度関数を調べた。

図 46, 図 47, 図 48, 図 49 は 0.5 日おきに出力される蒸発量の東西平均値についてのある緯度の時間変化の確率密度関数である。

図 50, 図 51, 図 52, 図 53 は 0.5 日おきに出力される蒸発量の時間平均値についてのある緯度の東西変化の確率密度関数である。

図 54, 図 55, 図 56, 図 57 は 0.5 日おきに出力される蒸発量についてのある緯度の時間東西変化の確率密度関数である。

図 54, 図 55, 図 56, 図 57 を見ると蒸発量の変動は降水量の変動 (図 42, 図 43, 図 44, 図 45) よりもかなり小さいことがわかる。分布の形もかなりことなる。蒸発量の東西平均時間変化 (図 46, 図 47, 図 48, 図 49) の方が蒸発量の時間平均東西変化 (図 50, 図 51, 図 52, 図 53) よりも変動が小さい。

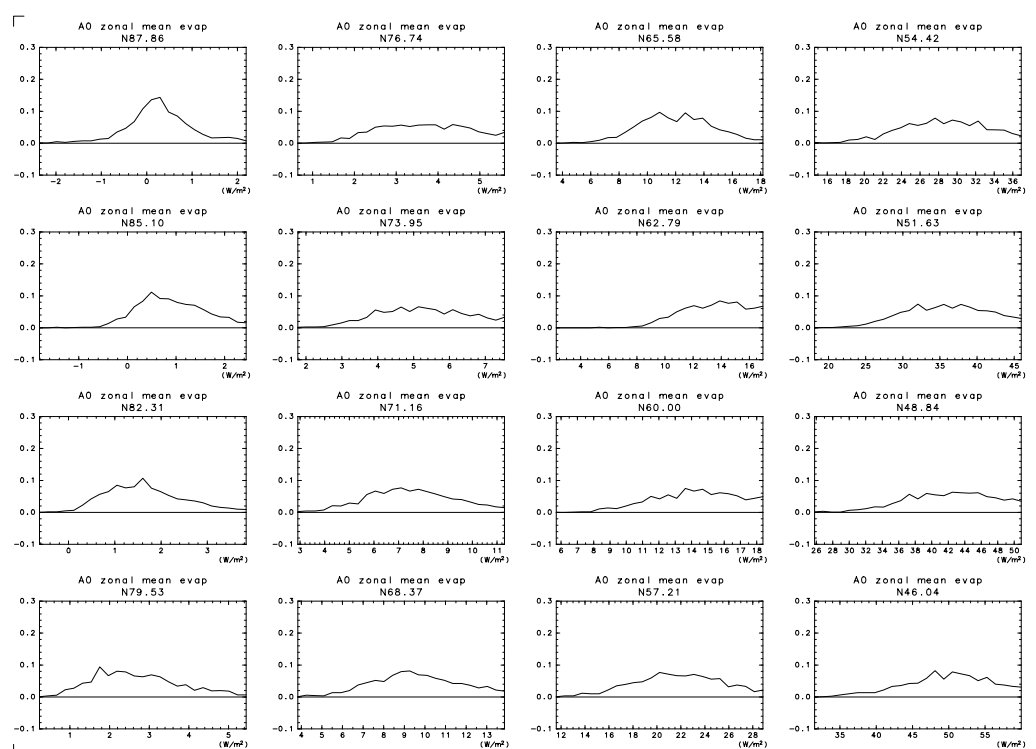


図 46: 600 日間の東西平均蒸発量の日変化の確率密度関数。横軸は降水量 (W/m^2)。北緯 90 度から北緯 45 度まで。

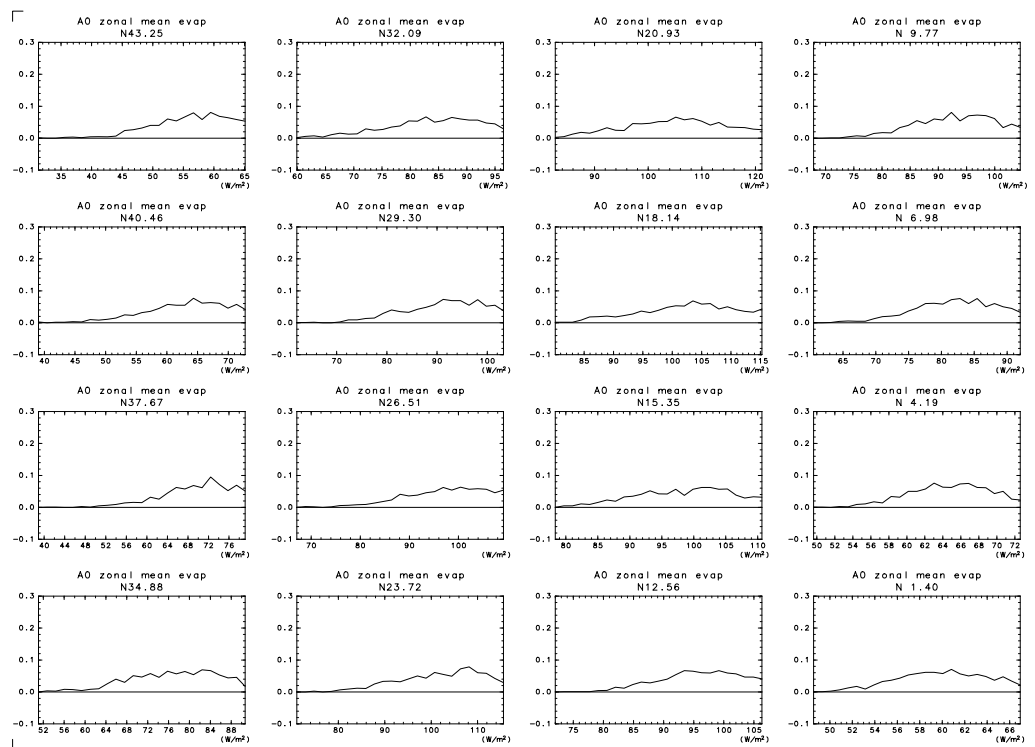


図 47: 図 46 に同じ, ただし北緯 45 度から北緯 0 度まで。

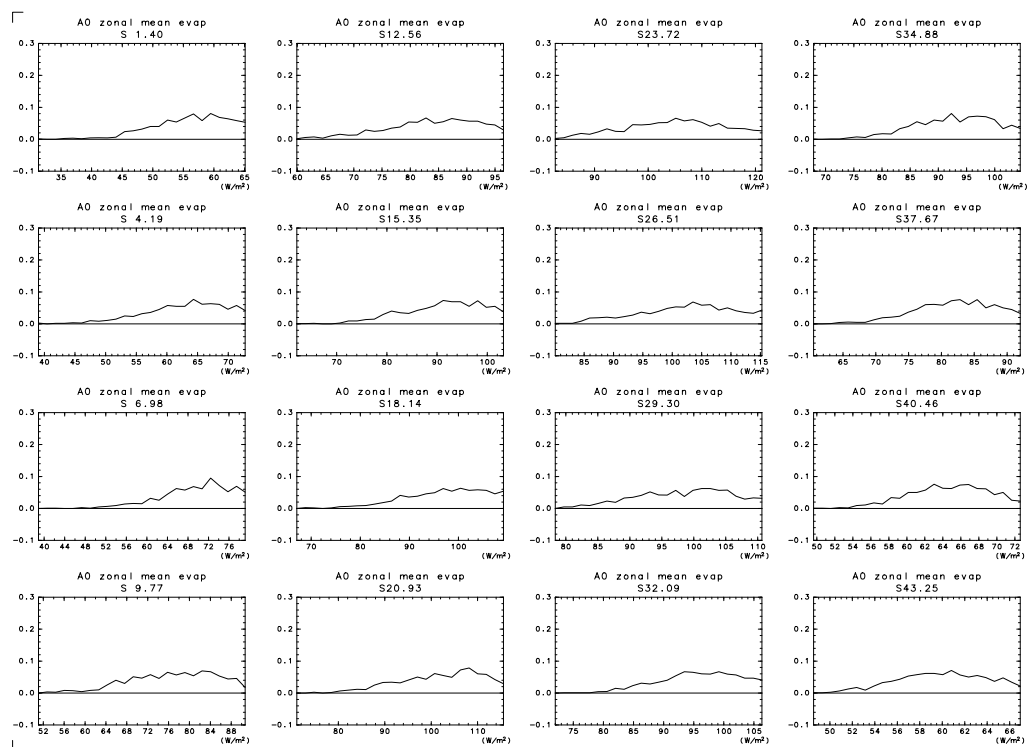


図 48: 図 46 に同じ, ただし南緯 0 度から南緯 45 度まで。

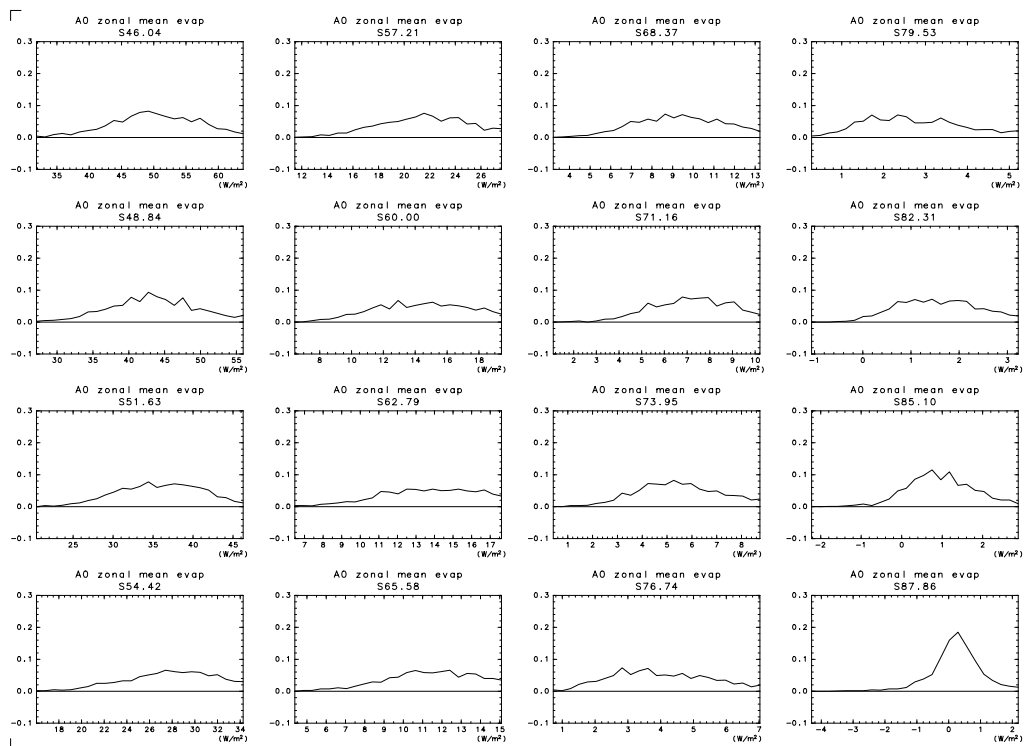


図 49: 図 46 に同じ, ただし南緯 45 度から南緯 90 度まで.

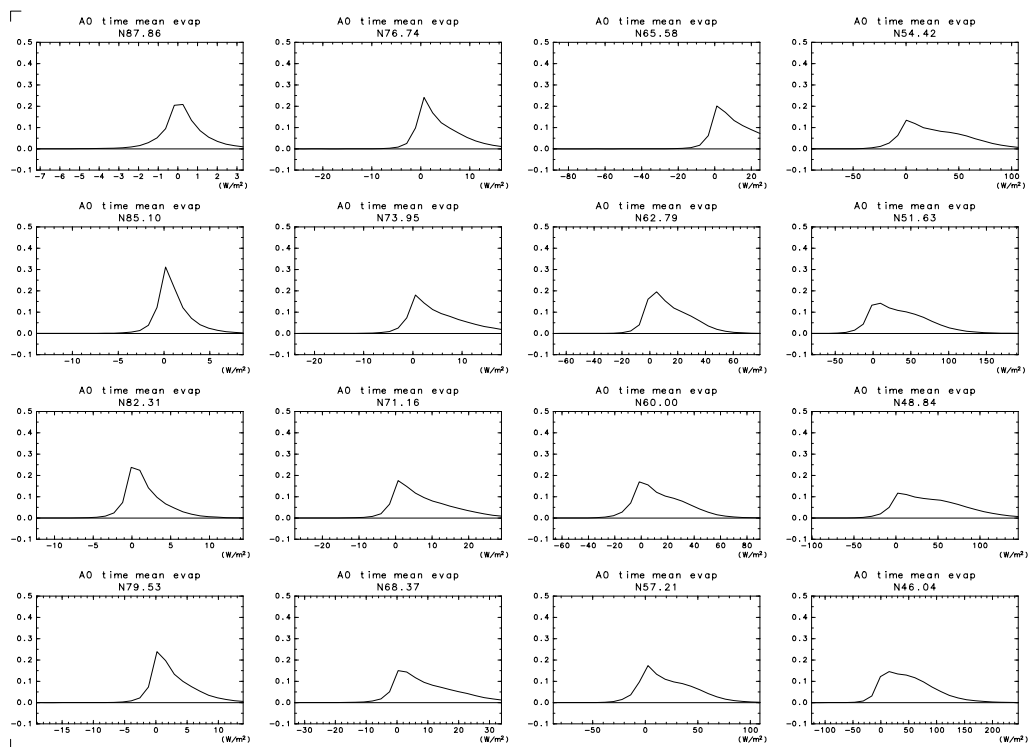


図 50: 600 日間の時間平均蒸発量の東西変化の確率密度関数. 横軸は降水量 (W/m^2). 北緯 90 度から北緯 45 度まで.

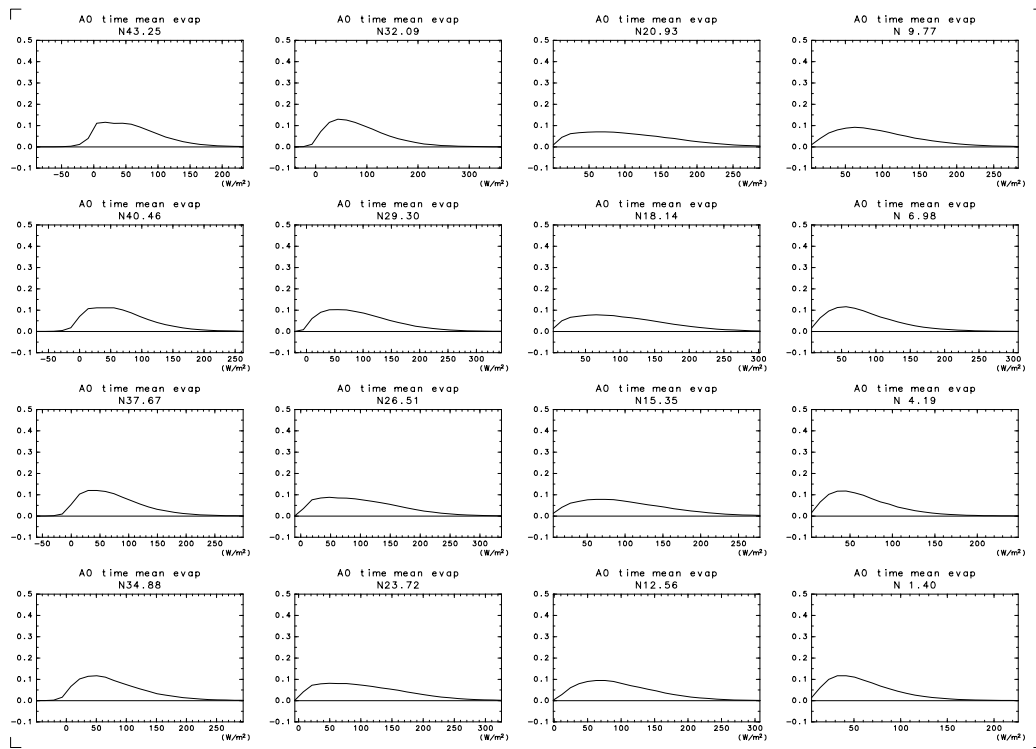


図 51: 図 50 に同じ, ただし北緯 45 度から北緯 0 度まで。

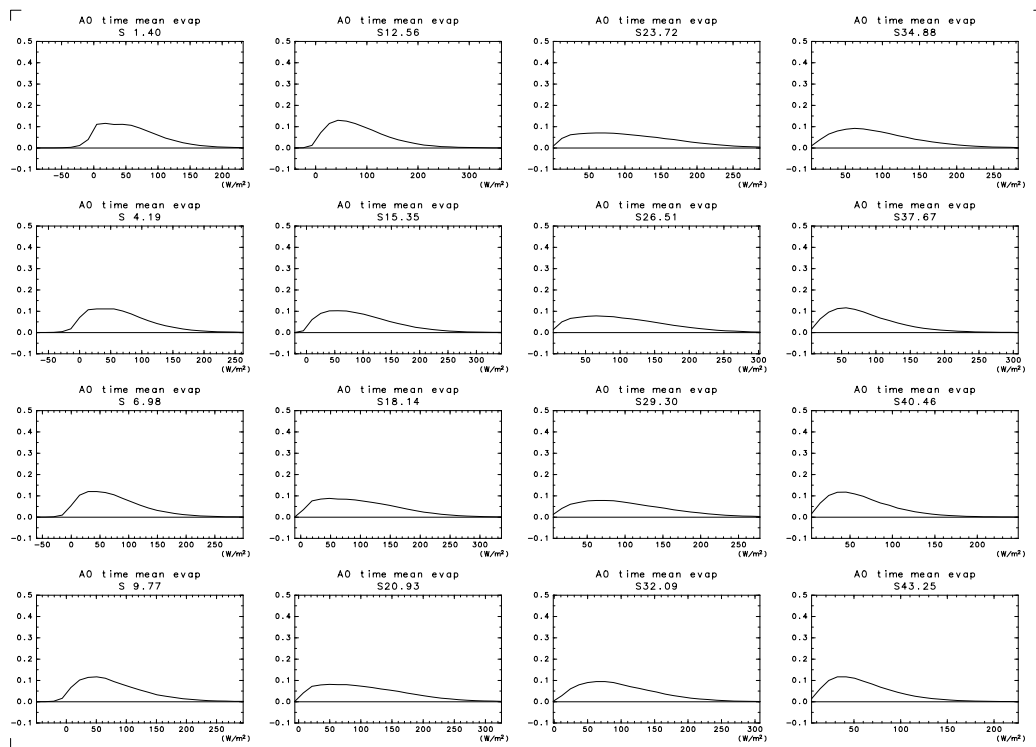


図 52: 図 50 に同じ, ただし南緯 0 度から南緯 45 度まで。

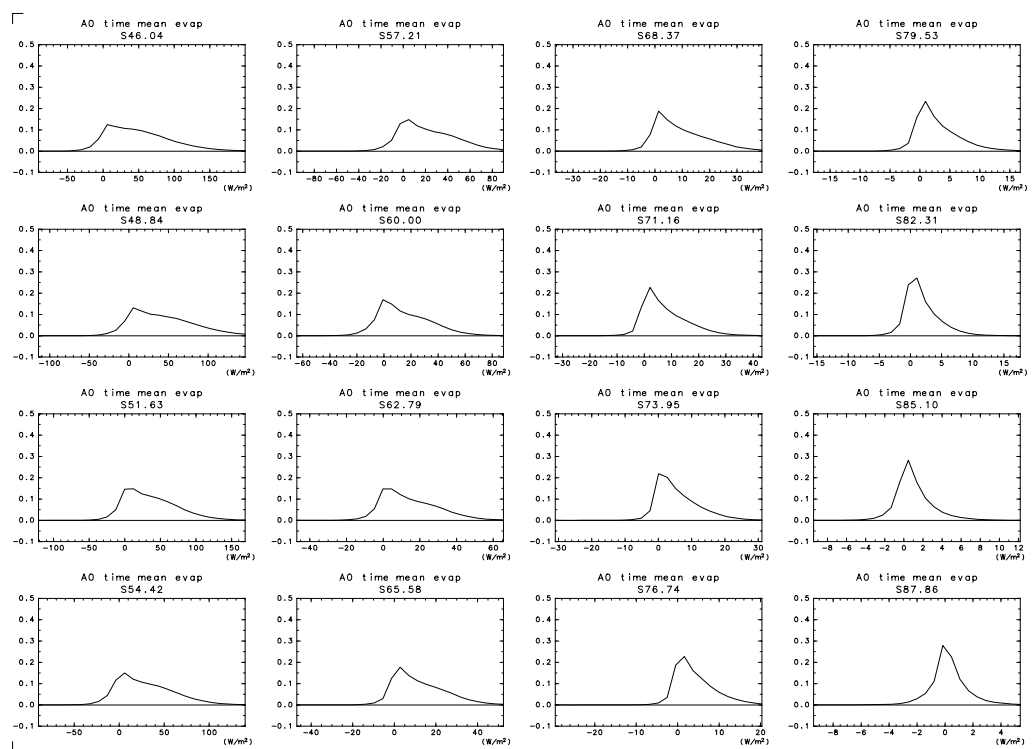


図 53: 図 50 に同じ, ただし南緯 45 度から南緯 90 度まで.

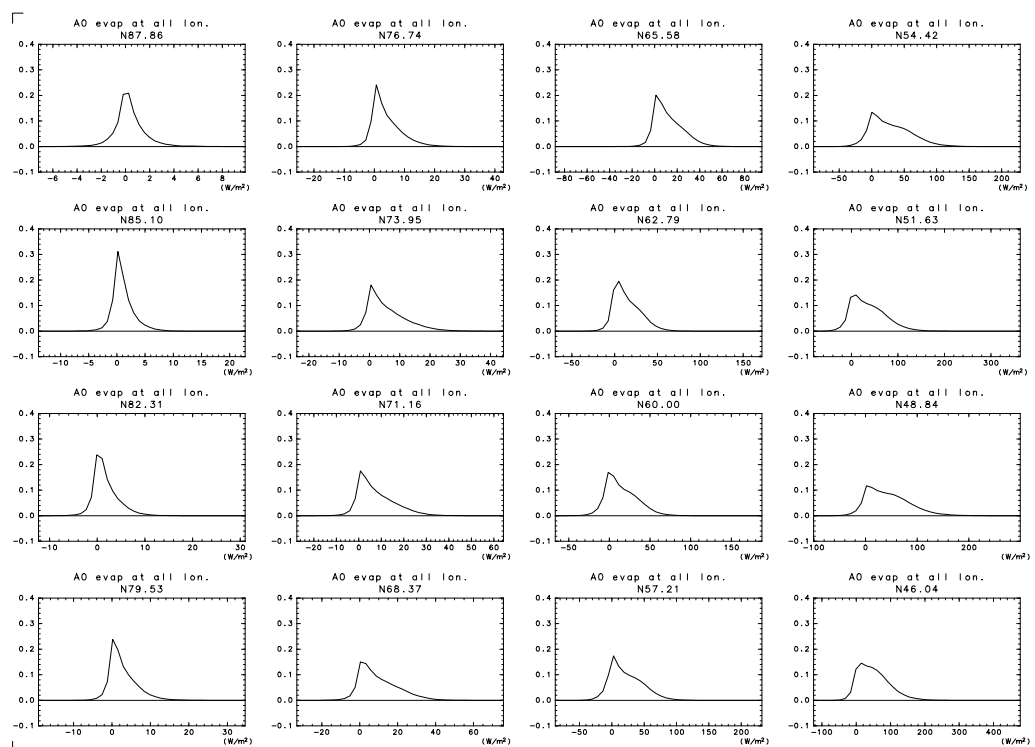


図 54: 600 日間の蒸発量の時間東西変化の確率密度関数. 横軸は降水量 (W/m^2). 北緯 90 度から北緯 45 度まで.

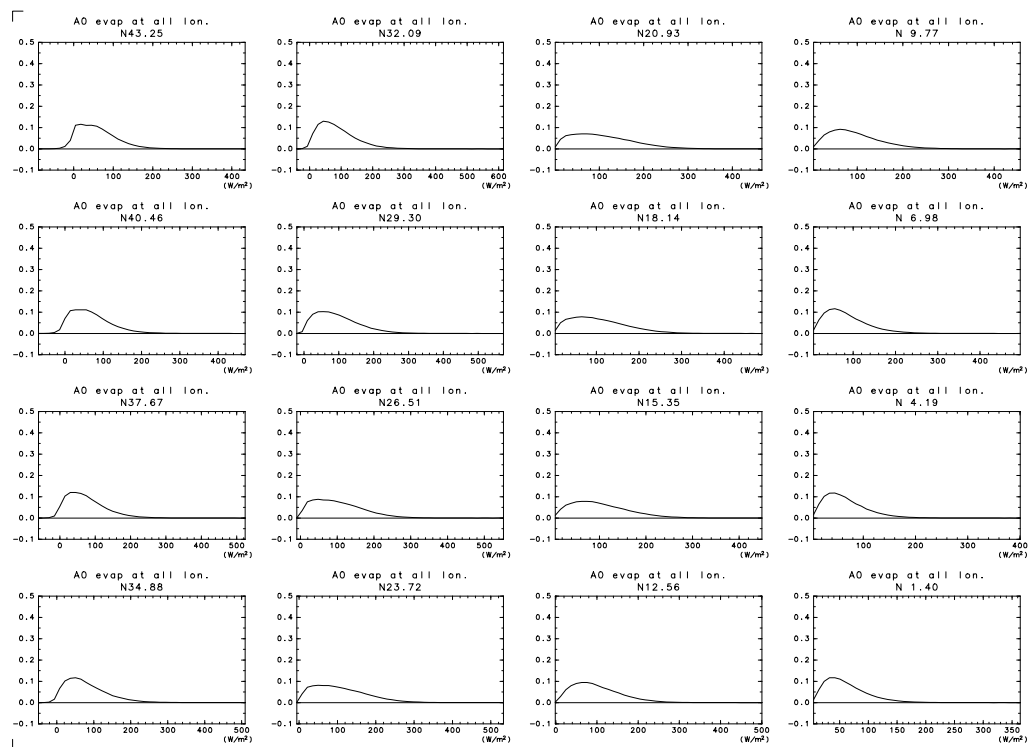


図 55: 図 54 に同じ, ただし北緯 45 度から北緯 0 度まで。

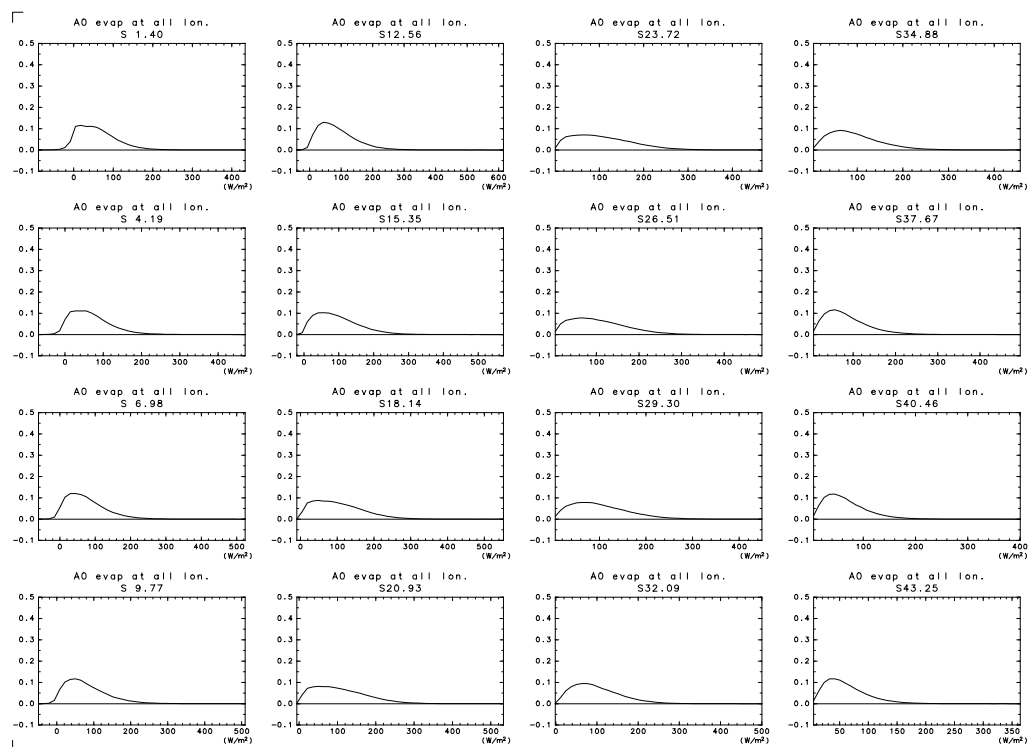


図 56: 図 54 に同じ, ただし南緯 0 度から南緯 45 度まで。

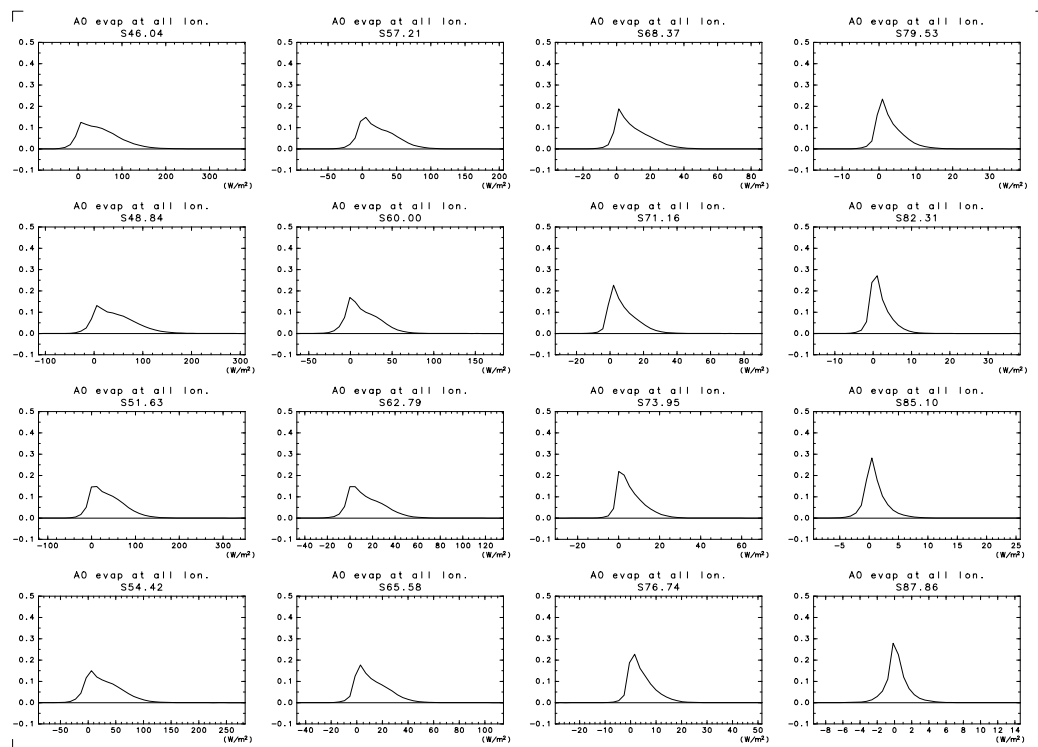


図 57: 図 54 に同じ, ただし南緯 45 度から南緯 90 度まで.