修士論文

JRA-25 再解析データに基づく Hadley 循環の長期変化に関する研究

京都大学大学院 理学研究科 地球物理学分野

正木 岳志

平成20年1月28日提出

要旨

Hadley 循環の長期変化傾向(trend)について,これまでの研究では以下のことが報告さ れている.Hadley 循環すなわち東西平均子午面循環の北半球冬季(12,1,2月;DJF)におけ る北側のセルは強まる傾向にあり,北半球夏季(6,7,8月;JJA)における南側のセルには 明瞭な trend が見られないとしている [Mitas and Clement(2005), Tanaka et al.(2004)]. DJF における Hadley 循環の北側のセルの強化傾向は,再解析データにおける対流圏中層の誤っ た cooling 傾向による可能性があるとしている [Mitas and Clement(2006)]. また3月と9月 の循環強化から,前者はDJFにおける北側のセルの持続,後者はJJAにおける南側のセル の持続であり, 最近の Hadley 循環の季節進行に遅れが見られるとしている. [Kobayashi and Maeda(2006)]. これまでの研究は, 東西方向に平均した Hadley 循環についての解析であり, 経度毎にみた局所 Hadley 循環との関係については明らかにされていない. さらに Hadley 循 環の形状 (緯度幅) の変化傾向については解析されていない . また Mitas and Clement(2006) の主張によると, JJA における南側のセルに強化傾向が表れるはずであるが, 先行研究では JJA には明瞭な trend はないと指摘しており,矛盾が生じている.そこで本研究では JRA-25 再解析データを用いて, Hadley 循環と局所 Hadley 循環の強度や形状の経年変化を, 冬季・ 夏季および冬 (夏) 季から春 (秋) 季の推移期に相当する 3 (9) 月に注目して解析した.以下 に結果を示す.

まず Hadley 循環について解析したところ,DJF において北側のセルに強化傾向が見られ,先行研究の結果と同様の結果となった.局所 Hadley 循環の解析からは,インド洋域と 西部太平洋域の上昇流強化と,インド洋域とITCZ 北側の下降流強化が Hadley 循環の強化 に寄与していることが明らかとなった.さらに上昇流強化域では,SST の上昇と下層風の 収束に伴う水蒸気フラックスの収束の増大傾向が上昇流強化と対応していることが分かっ た.Mitas and Clement(2006) が示した,DJF における対流圏中層の cooling 傾向は見られな かった.

JJA における南側のセルは弱化しており,これは先行研究の結果と異なる.インド洋域と 大西洋域において局所 Hadley 循環は弱化しており,両領域では下層における水蒸気フラッ クスの発散の増大傾向と上昇流の弱化傾向が対応していた.気温の鉛直分布に関して一部 の領域で対流圏中層の cooling 傾向が示されたが,上昇流の trend とは対応していなかった.

3月と9月における Hadley 循環を検討したところ,3月における Hadley 循環は強まる傾向にあり,9月では弱まる傾向が見られた.局所 Hadley 循環の解析から,3月はインド洋域の子午面循環の上昇流強化が,9月は大西洋域の上昇流の弱まりがそれぞれの Hadley 循環の変化傾向に影響していた.また9月における Hadley 循環の上昇流の緯度幅の経年変化には,統計的に有意な拡大傾向が見られた.

目 次

第1章	序論	1		
1.1	研究の背景	1		
	1.1.1 季節平均場における Hadley 循環の長期変化傾向	1		
	1.1.2 3月・9月の Hadley 循環に見られる季節進行の遅れ	5		
1.2	研究の目的	7		
第2章	データと解析方法	8		
2.1	使用したデータ	8		
2.2	解析方法	10		
第3章	解析結果と考察	11		
3.1	Hadley 循環の年変化................................	11		
3.2	DJF における解析結果	13		
	3.2.1 インド洋域における局所 Hadley 循環	18		
	3.2.2 西部太平洋域における局所 Hadley 循環	22		
	3.2.3 東部太平洋域における局所 Hadley 循環	26		
3.3	DJFの結果に対する考察			
3.4 JJA における解析結果		32		
	3.4.1 インド洋域における局所 Hadley 循環	36		
	3.4.2 大西洋域における局所 Hadley 循環	40		
3.5	JJA の結果に対する考察	44		
3.6	3月における解析結果	45		
	3.6.1 インド洋域における局所 Hadley 循環	48		
	3.6.2 西部太平洋域における局所 Hadley 循環	52		
3.7	3月の結果に対する考察	56		
3.8	9月における解析結果	57		
	大西洋域における局所 Hadley 循環	60		
3.9	9月の結果に対する考察64			
3.10	温暖化時における Hadley 循環の予測結果に関連した考察	65		

第4章	結論	68
謝辞		71
付録A	物理量の定義と解析方法	72
A.1	物理量の定義・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・	72
	A.1.1 質量流線関数	72
	A.1.2 速度ポテンシャル	73
A.2	解析方法	73
	A.2.1 Trend 解析	73
	A.2.2 相関解析	75
	A.2.3 EOF 解析	76
付録B	解析結果	78
B .1	DJF	79
	大西洋	79
B.2	JJA	80
	B.2.1 西部太平洋	80
	B.2.2 東部太平洋	81
B.3	3月	82
	B.3.1 大西洋	82
	B.3.2 東部太平洋	83
B.4	9月	84
	B.4.1 インド洋	84
	B.4.2 西部太平洋	85
	B.4.3 東部太平洋	86
		23

参考文献

iii

第1章 序論

本章では本研究の背景と目的を述べる.研究の背景として,Hadley 循環の季節平均場と 推移期(3月と9月)における長期変化傾向に関する先行研究を紹介する.またそれらの先 行研究から伺える問題点を指摘し,研究の目的を次節に記述する.

1.1 研究の背景

2007年に気候変動に関する政府間パネル(以下,IPCC¹)における第4次評価報告書(以下,AR4²)がまとめられた.IPCC(2007)によると,1795年以降(工業化以降)の大気中の *CO*₂(最も重要な人為起源の温室効果ガス)濃度は上昇しており,その原因は人間活動であ る可能性がかなり高い.*CO*₂濃度の上昇は大気や海洋の温度を上昇させ,その割合は*CO*₂ の排出量が最も少ないB1シナリオ³で1.8度(1980年~1999年を基準とした2090年~2099 年の差)である.温暖化は降水量や海氷,大気大循環などの気候システムを時間的,空間 的に大きく変動させる.大気大循環の1つであるHadley循環は,南北温度勾配を解消させ るように熱輸送を行う直接循環であり,この子午面循環の長期変化傾向を解析することは, 熱帯や亜熱帯の気候を理解する上で重要となる.以下の節で,過去数十年間のHadley循環 の変化傾向に関する過去の研究について記述する.

1.1.1 季節平均場における Hadley 循環の長期変化傾向

本研究では過去の研究に倣い,季節平均場に関して北半球冬季(12月,1月,2月)で平均 したものをDJF,北半球夏季(6月,7月,8月)で平均したものをJJAと呼ぶ.再解析データ を用いた過去数十年間の季節平均場におけるHadley循環の長期変化傾向(以後,trend)に関 する研究として,いくつかの研究が挙げられる.例えばMitas and Clement(2005)は,いく つかの再解析データセットを用いてHadley循環の循環強度の経年変化を解析した.彼らは Oort and Yienger(1996)の定義⁴に従い,質量流線関数(以後, ψ)の経年変化を解析した結果,

¹Intergovernmental Panelon Climate Change

²Fourth Assessment Report

³2100 年における CO₂ 濃度が 600ppm になるシナリオ

⁴第3章で示す.

DJF における北側の循環において ECMWF⁵の再解析データ (ERA40) と NCEP/NCAR⁶の再 解析データ (NCEP1) から統計的に有意な強化傾向が認められたと述べている (図 1.1). その 強化傾向の割合は, ERA40 で 21.26 × 10^5 kg/s/yr, NCEP1 で 7.47 × 10^5 kg/s/yr である.ま た, JJA における南側のセルに統計的に有意な trend は見られないと指摘している.



図 1.1: DJF における Hadley 循環の循環強度の経年変化.横軸は年,縦軸はψの大きさ.単位: 10¹⁰kg/s.赤:Niño 3.4 SST-index に対する回帰の誤差,緑:赤の6年移動平均,太線:循環強度の 平均値,細線:循環強度の trend. [Mitas and Clement(2005)]



図 1.2: DJF における χ_{200} の最小値の経年変化. 横軸は年, 縦軸は速度ポテンシャルの大きさ. 単位: $10^5 m^2$ /s. [Tanaka et al.(2004)]

彼らとは違う指標を用いて Hadley 循環の trend を示した研究が, Tanaka et al.(2004) であ

⁵European Center for Medium-Range Weather Forecasts

⁶National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research

る.彼らは NCEP1 を用いて, Hadley 循環の循環強度の指標を東西平均した 200hPa 速度ポテンシャル (以後, χ)の極値で定義し,その trend を解析した.図1.2 は,彼らが示した DJF における $\bar{\chi}_{200}([-]]$ は東西平均を表す.)の最小値の経年変化で,その期間の北側のセルに 明瞭な正の trend があると述べている.一方,JJA における南側のセルの循環強度の経年変 化には明瞭な trend は見られないと指摘している.

北半球冬季における北側のセルの強化傾向は, Kobayashi and Maeda(2006)が示した図1.3 の緯度 - 高度断面からも確認される.彼らも先述した2つの先行研究と同様に,北側のセ ルに明瞭な強化傾向があり,南側のセルには有意な trend がないと述べている.



図 1.3: 北半球冬季におけるψの気候値と trend の緯度 - 高度断面図 . 上から 12月 , 1月 , 2月を示し , 左列が気候値 , 右列が trend を表す . コンタ - 間隔: 気候値は 2 × 10¹⁰kg/s , trend は 0.03 × 10¹⁰kg/s/yr . 陰影 : 信頼水準 95 %以上の領域 . デ - タは NCEP1(1979 年 ~ 2004 年) . [Kobayashi and Maeda(2006)]

これらの再解析デ - タを用いた過去数十年間の研究からは, DJF における北側の Hadley 循環に強化傾向が見られ, JJA における南側の Hadley 循環には明瞭な trend は見られない という一貫した見解が得られている.これらの研究は,東西方向に平均した Hadley 循環に ついての解析であり,経度毎の局所 Hadley 循環の詳細は明らかにされていない.

上記で示した DJF におけるの北側のセルの強化傾向に関して, Mitas and Clement(2006) は,モデルから得られた実験デ-タと再解析デ-タの間に違いが生じることを指摘している.彼らの指摘を以下に示す.

「図 1.4 は, DJF おける ψ の最大値と安定度⁷の trend のモデル実験結果と再解析デ-タ (NCEP1・ERA40) で比較した PDF である.ここで ψ の最大値は Hadley 循環の循環強度を 示唆し,対称とした解析期間は 1979 年 ~ 2000 年である.DJF における Hadley 循環の循環 強度に関して,モデルシミュレ-ションの結果の約 67 %が弱化傾向か,ほとんど不変であ

⁷Hadley 循環の上昇流域である 500hPa-850hPa, 15°S-5°N で平均されたもの

るのに対し,再解析デ-タには明瞭な強化傾向があることを確認した.その傾向は安定度の trend とも整合的である.これらのモデルと再解析デ-タの違いは,再解析データがラジオゾンデの気温観測計器によるエラ-やバイアスを含み,それらが誤った対流圏中層の cooling をもたらしている可能性がある(図 1.5)」



図 1.4: DJF においてモデル実験結果と再解析デ - タで比較された ψ の最大値と安定度の trend に対する PDF. 左図: ψ の最大値の trend に対する PDF. 横軸は trend,単位: 10^{10} kg/s/decade,縦軸は割合,単位:%.右図:安定度の trend に対する. 横軸は trend,単位: 10^{10} kg/s/decade,縦軸は左図と同じ. 20C3M は 20 世紀再現実験を,AMIP は観測された SST と海氷のデ - タのみを結合したモデルを表す. 再解析デ - タ,実験デ - タともに期間は 1979 ~ 2000 年である. [Mitas and Clement(2006)]



図 1.5: DJF における温位の trend の緯度 - 高度断面図. 左図: NCEP1, 右図: ERA40. 両図とも 1979~2000年の期間の trend である. 陰影は信頼水準 90%の領域. [Mitas and Clement(2006)]

上記に示した彼らの主張によると, JJA における南側のセルにも DJF のような強化傾向 が表れるはずであるが,過去の研究では JJA に明瞭な trend は見られないとしており,矛盾 が生じている.

1.1.2 3月・9月の Hadley 循環に見られる季節進行の遅れ

Kobayashi and Maeda(2006) は, Tanaka et al.(2004) や Mitas and Clement(2005) における 季節平均場での解析からは,推移期における Hadley 循環の trend の議論は難しいと指摘し, 各月の trend に焦点を当てている.図1.6 は,彼らが示した3月と9月におけるψの経年変 化である.上図から3月と9月において Hadley 循環に有意な強化傾向が示唆され,前者に おいて北側のセルの特性が,後者において南側のセルの特性が続いていると主張しており, これらを'phaseshift'と呼んでいる(図は省略するが,彼らはNCEP2,ERA40でも同様の結 果が得られたと述べている).また,NCEP1(1979年~2004年),NCEP2(1979年~2004年), ERA40(1979年~2001年)の再解析デ-タセットを用いて,3月では500hPa,7°Nのψの値 を,9月では500hPa,7°Sの値を循環強度として定義しその経年変化を解析したところ,3 月では1998年以降の trend が明瞭に現れ,9月では解析全期間を通して3月よりも明瞭に 強化傾向が見られると述べられている.以上は月平均デ-タを使用した解析結果であるが, その様子は日平均デ-タを用いると,図1.7に示すように,特に3月で明瞭に現れる.



図 1.6: 上図:3月と9月におけるψの気候値とtrend.使用したデ-タ,コンタ-間隔などは図 1.3 と 同様.下図:3月(7°N)と9月(7°N)におけるψ₅₀₀の経年変化.横軸は年,縦軸はψの大きさ,単位: 10¹⁰kg/s.破線はERA40,白丸つきの破線はNCEP1,黒丸つきの破線はNCEP2を表す.[Kobayashi and Maeda(2006)]



図 1.7:上図:各月における ψ_{500} の気候値 (31 日移動平均値)とtrendの時間 - 緯度断面図. 細線は 気候値 (コンタ - 間隔:2 × 10^{10} kg/s),太線はtrend(コンタ - 間隔: 0.03×10^{10} kg/s).陰影は信頼 水準 95%以上の領域.下図:各月における ψ 最大値の月変化の時間 - 緯度断面図.破線は ψ 気候 値の最大値,実線は ψ 気候値の最大値に各々の月のtrendを10年分の足した値.実線上の太線は, trendの信頼水準が 95%を越える期間.横軸の単位は 10^{10} kg/s.[Kobayashi and Maeda(2006)]

彼らは図 1.7 上図から, ψ_{500} の気候値が最大となる期間より 2~3 週間遅い時期に有意な 正の trend が,また最小値より約 1ヶ月遅い時期に有意な負の trend があることを指摘して いる.下図では,太線(気候値に 10 × trend を足した値)の peak は 2 月初めに peak をもつ一 方で,気候値の peak は 1 月の終わりにあることを示している.8月~10 月の間には顕著な shift は見られないが,その期間における循環強化傾向を指摘している.また,彼らは Mitas and Clement(2006)で指摘された再解析デ - タにおける不良の可能性を考慮し,再解析デ -タではない OLR(NOAA⁸) と降水量(CMAP⁹)のデ - タを用いて 3 月と9 月に対する trend 解 析を行った.その結果,再解析デ - タで得られた phase shift と矛盾しない結果であること が報告されている.

⁸National Oceanic and Atmospheric Administration

⁹CPC Merged Analysis of Precipitation

1.2 研究の目的

これまでの研究から,冬季・夏季,推移期(3月・9月)における Hadley 循環の過去数十 年間の変化傾向が議論されているが,これらの研究は東西方向に平均した Hadley 循環につ いての解析であり,経度毎の子午面循環の詳細は明らかにされていない.経度毎の子午面 循環についての研究は Wang(2002)が挙げられるが,彼らは ENSO との関係に注目してお り,季節平均場や推移期については議論していない.また Mitas and Clement(2006)が指摘 する再解析データに含まれる対流圏中層の誤った cooling 傾向に関しても1つの疑問点が挙 げられる.その疑問点とは,彼らの主張が正しく対流圏中層の cooling 傾向が観測計器の不 備に因るものであれば,JJA における南側のセルの強化が表れるはずであるが,3例の先行 研究ではその期間における循環強度の変化傾向に明瞭な trend は見られないと結論してお り,矛盾が生じることである.

よって本研究では,DJF,JJA,3月,9月における局所的な Hadley 循環の trend に注目 し,どの領域が Hadley 循環の trend に寄与しているを調べることを目的とする.また,過 去の研究では循環強度についての議論はなされているが,Hadley 循環の形状(緯度幅)に関 する経年変化は示されていない.そこで本研究では上昇流域の緯度幅に着目し,総流量の 変化傾向は上昇流域の緯度幅の変化によるものであるか,上昇流の強さによるものである かを議論する.これらの解析にあたり,近年気象庁を中心に整備されたJRA-25 再解析デー 夕を使用する.この再解析データは近年整備されたばかりであり,データの特性を明らか にすることは重要である.

第2章 データと解析方法

本章では,本研究で用いたデータセットとHadley 循環の trend を解析する際に用いた解 析方法について記載する.

2.1 使用したデータ

近年,異常気象や地球温暖化などの研究や全球的な気候系監視の必要性の増大に伴い, 米国(NCEP/NCAR; NCEP1, NCEP2 reanalysis data など)および欧州(ECMWF; ERA15, ERA40 reanalysis data など)では長期再解析プロジェクトが実施されている.このような背 景から日本の気象庁においても,高精度の気候・環境情報やデータの提供ニーズの増大に 伴い,電力中央研究所との共同研究により十年以上の長期間における品質の一様なデータ セットを作成することとなった.データセットを作成する際に行われるのが「再解析」と いう手法である.再解析とは,過去数十年間の衛星データ,高層データ,地上・海洋観測 データなどを集め,最新のデータ同化システム¹による計算を行い補正し,中長期のデータ セットを作成する手法である.

本研究では上記に示した気象庁のJRA-25 長期再解析プロジェクトにおける,JRA-25(Japanese Re-Analysis 25 years) 再解析データ(以下,JRA-25) と JCDAS 再解析データ²を使用した.解析した期間は,JRA-25のデータを1979年1月から2004年12月まで,JCDASのデータを2005年1月から2006年12月までとし,解析の際に用いた物理量を以下の表に示す.

水平解像度	1.25°×1.25°(東西 288 grid ×南北 145 grid)
等圧面高度	1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200,
(hPa)	150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0.4
物理量	東西風,南北風,ジオポテンシャル高度,
	比湿 (12 層),鉛直 p 速度,気温
データの種類	月平均データ

¹JRA-25 では 3DVAR を T106L40 に合わせたものを使用している.

²気象庁気候データ同化システム:JRA-25 と同じシステムを使い,現在気候の解析を行っている.

2.1. 使用したデータ

水平解像度	東西 320 grid ×南北 160 grid
等圧面高度	1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200,
(hPa)	150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0.4 (hPa)
物理量	SST(Sea Surface Temperature),鉛直積算水蒸気flux,
	可降水量,降水量 (層状性降水 + 対流性降水)
データの種類	月平均データ (T106 Gaussian 格子)

物理量	OLR(Outgoing Longwave Radiation)
水平解像度	2.5° × 2.5° (東西 144 grid ×南北 73 grid)
データの種類	月平均データ

(http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.interp_OLR.html から取得.)

また本研究では, Mitas and Clement(2006)が指摘する再解析データの不良の可能性を考慮し, NOAA が配布する独自の衛星データである OLR のデータを 1979 年~2006 年の期間で 使用した (上表).

気象庁 JRA-25 再解析プロジェクトによると,2005 年11 月中旬から 2006 年1 月中旬の期 間における SST の解析の際に不良ブイ観測データ (図 2.1) が同化され,0°N–15°N,120°E– 160°E の領域に SST の低温バイアスが認められたと述べられており,この期間のデータを 使用する際には注意が必要である.



図 2.1: 2005 年 11 月 ~ 2006 年 1 月の誤った SST 解析. 横軸は気候値からの偏差を表す. 単位:K. [http://ds.data.jma.go.jp/gmd/jra/download/readme/20070201.html]

2.2 解析方法

この節では本研究で用いた物理量の定義と解析方法を示す.まず質量流線関数 ψ は, Oort and Yienger(1996)の定義を用いて

$$\psi = \frac{2\pi R \cos \phi}{g} \int_{p=0}^{p=p_0} [\bar{v}] dp$$
 (2.2.1)

と定義した.次に速度ポテンシャル χ は Tanaka et al.(2004) に倣い,

$$\chi = -\nabla^{-2} \left(\nabla \cdot \mathbf{V} \right) \tag{2.2.2}$$

とした.これらの物理量の定義の詳細は付録Aに示す.

本研究では, Hadley 循環の trend を解析するために最小二乗法を用いた.また主要な変動成分を取り出すため主成分分析 (EOF 解析: Empirical Orthogonal Function) を行うが,その際,鉛直方向にはデータが等間隔ではないことを考慮して重みをかけた.さらにどの領域の局所子午面循環が Hadley 循環に影響を与えているかを議論するため,パターン相関解析を行いその相関係数を1つの指標として用いた.これらの解析方法の詳細についても付録Aに示す.

第3章 解析結果と考察

本章では, Hadley 循環における循環強度の trend と形状の経年変化, 局所 Hadley 循環の trend に関する解析結果を, DJF, JJA, 3月, 9月にわけて示し, 各々の期間における結果 に対する考察を節末に記述する.まず Hadley 循環の年変化について結果を示す.

3.1 Hadley 循環の年変化

図 3.1 に ψ と,東西平均した南北風と ω を用いて表した子午面循環の各月の気候値を示 す.ここで示す気候値は1979年~2006年における各月の平均である.Hadley循環は12月, 1月,2月に北半球で循環強度のpeakを持つ一方,6月,7月,8月に南半球でpeakとなる. 北半球夏季におけるHadley循環は,約10°N付近に上昇流を持ち,対流圏上層を極向きに 流れ,その後 30°S-10°S付近で下降し熱帯域に向かって戻る循環が明瞭に現れる.一方北 半球冬季では,循環の向きが反転する.約10°S付近で暖められた空気塊は対流圏上層まで 上昇し,対流圏上層を極向きに流れ,10°N-30°N付近で冷やされて下降し,対流圏下層を 熱帯域に流れる循環が卓越する.北半球のHadley循環は2月に ψ の最大値2.2 × 10¹¹kg/s となり,南半球のHadley循環は8月に ψ の最小値-2.8 × 10¹¹kg/sとなることからもわか るように,南半球の循環のほうが北半球の循環よりも約27%強くなる.その他の月に関し ては,赤道から5°N付近で上昇し両極に流れ,中緯度で下降するという循環が見られる.

本研究で解析された ψ を Oort and Yienger(1996)の rawinsonde データから解析された ψ の値と比較すると,北半球で ψ の値が最大となる2月において相対的にJRA-25の方が約4.5%小さく,南半球で ψ の値が最小値をとる7月において約33%小さいことがわかった.この違いについては南半球における観測点の希薄の問題が考えられる.また,NCEP/NCAR reanalysis データを用いて Hadley 循環の trendを解析した Kobayashi and Maeda(2006)の ψ の値と比較すると,2月において最大値はJRA-25の方が約30%大きく,7月において最小値は約33%小さく見積もられた(第1章図1.3).これは再解析プロジェクトにおけるモデル間の違いが示唆される.先述した2つの研究とは ψ の値には違いが見られたが,極値を取る緯度・高度に関しては整合的であった.



3

図 3.1: 左上から右下の順で,1月から12月の ψ の気候値(単位;10¹⁰kg/s)の緯度 - 高度断面図を示 す.ト-ン間隔1×10¹⁰kg/s,コンタ-間隔3×10¹⁰kg/s.赤:正の領域(反時計回りの循環),青: 負の領域(時計回りの循環).ベクトルは東西平均した南北風と ω の気候値を表し,単位ベクトルは m/s.なお, ω は-10²倍して表記した.

3.2 DJFにおける解析結果

本節では DJF についての解析結果を記述する.図 3.2 左図に ψ と,東西平均した南北風 と ω を用いた子午面循環の DJF における気候値を示す.ここで気候値を 1979 年~2006 年 における DJF, JJA 平均場と定義する.右図に Oort and Yienger(1996)の定義に従って求め た Hadley Circulation Index(本研究では以後 ψ -index と呼ぶ)の経年変化を示した.彼らは Hadley 循環の強度を簡単な指標で表すため,DJF において 0°-30°N の領域で ψ の最大値を, JJA において 30°S-0° の領域で ψ の最小値をその指標として定義している.



図 3.2: DJF における ψ と子午面循環の気候値と,ψ-index. 左図:ψ と子午面循環の気候値の緯度 -高度断面図.等値線の間隔,単位,塗色,ベクトルは図 3.1 と同様. 右図:ψ-index の経年変化. 横 軸はψの最大値(単位;10¹⁰kg/s), rc;回帰係数(Regresson Coefficient).単位: kg/s/yr,()は信頼 水準.

DJF の子午面循環の気候値は,下層の 15°S–5°N 付近で上昇し,対流圏界面で北極向き に流れ,15°N–30°N で下降し熱帯域に戻る循環が明瞭である.循環の中心付近の ψ の最大 値は 1.9 × 10¹¹kg/s であった.本研究の結果と他のデータセットとの整合性を定量的に議 論するため,Mitas and Clement(2005)の解析結果との比較したところ, ψ の最大値におい て JRA-25 は相対的に NCEP1 よりも約 16 %,NCEP2,ERA40,OORT¹よりも約 5 %大き い値となった. ψ が最大値をとる高度に関しては NCEP2,ERA40,OORT と整合的である が,NCEP2(約 850hPa)と比較すると JRA-25 で解析された Hadley 循環の中心はより上層に あることがわかった.彼らは NCEP2 における Hadley 循環中心高度について,熱帯域の海

¹OORT のデ - タは Oort and Yienger(1996) で使われた rawinsonde のデ - タである.

洋上のアルベドの違い (NCEP1 では~0.15 であるのに対し, NCEP1 では~0.65) が子午面 風の鉛直分布に影響し, Hadley 循環の中心を下げると述べている.

次に右図の ψ -index の経年変化を見ると,明瞭な正の trend が示された.換言すると,2006 年の ψ -index は 1979年に比べて相対的に約 23%強くなっていることからもわかるよう に,DJFにおいて循環強度が 1.7 × 10⁹kg/s/yrの割合で強化 trend を持つということであ る.また,回帰係数の統計的有意性を示す信頼水準は 99%であった.この結果は Mitas and Clement(2005)や Tanaka et al.(2004)で指摘されている DJFにおける Hadley 循環の循環強度 の強化傾向と同様の結果となった.

Oort and Yienger(1996) や Tanaka et al.(2004) では,ある一点の値を Hadley 循環の強度と して定義しており,その指標の定義に疑問が残る.そこで本研究では,EOF解析を行い,主 要な変動成分として取り出された空間パターンの時係数の経年変化を解析した.図 3.3 に ψ の気候値からの偏差に対する EOF 解析の結果を示す.左図の第1モードの空間パタ-ン における ψ は寄与率 40.8 % で正の値を持ち,10°N,650hPa 付近で最大値 5.5 × 10⁹kg/s と なる.時係数の経年変化は信頼水準 99 % で正の trend を示しており,気候値はこの領域に おいて正であることを考慮すると,先に述べた DJF における Hadley 循環の強化傾向と一致 する.



図 3.3: DJF におけるψ偏差場に対する第1モードと時係数 左図:ψ偏差場に対する第1モードの空 間パタ - ンの緯度 - 高度断面図.ト - ン間隔 5 × 10⁸kg/s,コンタ - 間隔1 × 10⁹kg/s.()は寄与 率を示す.塗色は図 3.1と同様.右図:標準偏差で規格化した第1モードの時係数の経年変化,rc; 回帰係数,単位は/yrで()は信頼水準を表す.

次に,Hadley 循環の形状の経年変化について解析結果を示す.先に示すように ψ の最大値,つまり子午面内の総流量は増加傾向にあることがわかった.しかしその傾向は,上昇流域の幅が広がる傾向にあるため増加するのか,上昇流の強さが強まるため総流量が増加するのかはわからない.そこで本研究では,Hadley 循環の形状として主に500hPa 上昇流域の緯度幅に着目する.図 3.4 は東西平均 ω の気候値と ω_{500} の緯度幅の経年変化である.左図より上昇流域は25°S-10°Nに広がり, ω の最小値は5°N付近で-3.8 × 10⁻²Pa/sとなる.また,下降流域は40°S-25°Sと10°N-40°Nにあり, ω 最大値は20°N付近で2.5 × 10⁻²Pa/sである.本研究では,例えば左図に示された500hPaにおける上昇流域の緯度幅を求めるわけであるが,500hPa,30°S-30°Nにおける ω < 0の領域をその緯度幅として定義した.



図 3.4: DJF における東西平均 ω の気候値と 500hPa 上昇域の緯度幅の経年変化. 左図:東西平均 ω の気候値の緯度 - 高度断面図.ト - ン間隔 0.25 × 10⁻²Pa/s, コンタ - 間隔 0.5 × 10⁻²Pa/s.赤:上 昇流域,青:下降流域を示す.右図: 500hPa 上昇流域の緯度幅の経年変化.単位; 10³km.rc は回 帰係数,単位は km/yr,()は信頼水準を示す.

右図に各領域の面積の経年変化を示す. Hadley 循環の上昇流域の緯度幅における 1979年 ~ 2006年の平均は 3.5 × 10³km であった.その変化傾向に有意な trend は見られなく,総流量が増加することを考慮すると,上昇流が強まる傾向にあることが示唆される.

次に, DJFにおける上昇流と下降流の trend を議論する.



図 3.5: DJF における東西平均 ω と南北風の気候値と trend . 左図:東西平均 ω の trend の緯度 - 高度 断面図.赤は負の trend,青は正の trend を示す.単位: 10⁻⁴Pa/s/yr.右図:東西平均南北風の trend の緯度 - 高度断面図.赤は負の trend,青は正の trend を示す.単位: 10⁻²m/s/yr.実線,点線はそれ ぞれ信頼水準 90 %以上,95 %以上の領域.ベクトルは図 3.2 と同様.

ψの trend のみでは, DJF における循環強化傾向が上昇流の強化に因る強化傾向であるのか,下降流の強化に因る傾向であるのかを議論することができない.そのためωと南北風の trend を解析した.図 3.5 に東西平均したωと南北風の DJF における trend を示す.左図においてωの負の trend,つまり上昇流が強化傾向にある (∵ω∝-w) 有意な領域が 5°Nと15°S-10°S に見られ,最小値は -6.5 × 10⁻⁴Pa/s/yr であった.一方で,10°N-25°N の下降流域にωの正の trend,つまり下降流に強化傾向がある領域が見られ,その最大値は 3.3 × 10^{-4} Pa/s/yr であることがわかった.右図からは 10°N,900hPa に負の trend である北風強化領域(最小値 -2.0 × 10^{-2} m/s/yr)と, 10°N,200hPa で最大値 1.8 × 10^{-2} m/s/yr を含む有意な正の trend の領域,つまり南風強化領域が見られた.以上の結果から DJF における Hadley循環の強化が示唆され,これは先行研究や図 3.2,図 3.3 で指摘された trend と整合的な結果となった.

これまでの結果から DJF における Hadley 循環の強化が示唆されたが,全球で東西平均すると経度毎の局所的な Hadley 循環の振舞は明らかではない.そのため,図3.6 に示すような領域で東西平均を施し,どの領域の局所 Hadley 循環が Hadley 循環に影響を与えているのかを以下で議論する.



図 3.6: 東西平均した領域: http://www.freemap.jp/より引用

まず図 3.6 に示したように各領域ごとに東西平均する経度を決める.本研究においてインド洋は Kitoh et al.(1997) で定義された領域 (40°E–110°E) を,西部太平洋 (120°E–170°E) と東部太平洋 (150°W–100°W) は Wang(2002) で定義された領域とした.また残りの領域 (80°W–20°E) を大西洋とした.本研究では,全球で東西平均した ω の trend 分布 (Hadley 循環) と各領域で東西平均した ω の trend 分布 (局所 Hadley 循環) のパタ - ン相関係数を基にして,特に Hadley 循環に寄与していると思われる領域の解析結果を示す.この章で示さないその他の領域の解析結果は付録 B に載せる.以下に示す領域の相関係数はすべて統計的に有意であった.また,局所 Hadley 循環の解析において ψ を使わない理由は, ψ を定義する際に質量保存則を使用しているため,各領域で東西平均した南北風を用いて ψ を求めると質量保存則を満たさなくなるためである.

3.2.1 インド洋域における局所 Hadley 循環

インド洋域で東西平均した DJF における各物理量の trend と気候値を図 3.7 に示す.この 領域のωの trend 分布と全球東西平均のωの trend 分布のパターン相関係数は 0.55 であり, 他の領域と比較すると最も高い.

(a) はインド洋域における子午面循環の気候値と ω の trend を示す.インド洋域の DJF における局所 Hadley 循環は,15°S–0°で上昇し,対流圏界面付近で両極に向かって流れ,30°S と 20°N(こちらの下降流の方が相対的に 2~3 倍強い.)付近で下降し,熱帯域に戻る循環である.10°S–0°の上昇流域の ω と,15°N–20°Nの下降流域の ω は有意な強化傾向にあり,上昇流域における trend の最小値は–1.6 × 10⁻³Pa/s/yrで,下降流域は最大値 4.2 × 10⁻⁴Pa/s/yrであった.上昇流域における trend の最小値に関しては,他の領域と比べて最小となる.

(b) は子午面循環の気候値との南北風の trend を示す .0°−15°N において上層 (4.4 × 10⁻²m/s/yr) と下層 (−2.8 × 10⁻²m/s/yr)の南北風に有意な強化傾向が見られる . (a),(b) からインド洋域 の局所 Hadley 循環の強化が示唆される .

(c) に鉛直積算水蒸気フラックスの発散の気候値と trend を示す.10°S-3°S に見られる収束 域 (全球東西平均値よりも約2.5倍小さい)では,最小値-1.5×10⁻⁶kg/s/yr となる有意な収 束の増大傾向があり,これは(a)の ω の trend と対応している.また,気候値において鉛直 積算水蒸気フラックスの収束が最大となる領域に比べ,収束の trend が最大となる領域が約 5°北にずれていることから,収束が最大となる領域に北偏傾向があることがわかった.

この北偏傾向は (d) の降水量の気候値と trend からも示された.(c) の水蒸気フラックスの収 束が最大となる領域と対応して,降水が最大 (8.5 mm/day:全球東西平均値の約1.5倍)と なる領域で最大値1.4 × 10⁻²mm/day/yr となる有意な領域があり,(d) 同様に 5° 北にずれて いる.この北偏傾向は,後に示す X850 の水平分布とも対応している.

(e) に各層における $\nabla \cdot (q\mathbf{V})$ (水蒸気フラックスの発散)の trend の緯度 - 高度断面図を示した.上層の水蒸気は下層に比べると10%未満のため,500hPa から上層を表記していない. 850hPa-1000hPa,10°S-0°に水蒸気フラックスの収束の増大傾向が最小 -7.0 × 10⁻¹⁰kg/s/yr となる有意な領域が見られ,これは(a)の ω の trend と対応している.つまり,下層における水蒸気フラックスの増大傾向に伴う上昇流強化が示唆される.また15°N-20°Nの発散傾向(最大値 3.8 × 10⁻¹⁰ kg/s/yr)は,下降流の強化傾向領域と一致している.

気温の気候値と trend を (f) に示す.気候値は熱帯域で高温となり極に向かうにつれて低温 となる,ほぼ南北軸対称の分布を示した.trend は 20°S–20°N のほぼ全層にわたり有意な正 の trend が見られ,特に 150hPa, 30°S–20°S や 600hPa, 20°N 付近では, 3.0 × 10⁻² K/yr 以 上の強い正の trend が確認された.



図 3.7: インド洋域で東西平均した DJF における各物量の trend と気候値を示す.(a) ω の緯度 - 高度断面図.カラ - バ - の単位: 10^{-4} Pa/s/yr.赤: 負の trend,青:正の trend.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.カラ - バ - の単位: 10^{-2} m/s/yr.(a)(b) におけるベクトルは図 3.2 と同様.赤: 負の trend,青:正の trend.(c) 鉛直積算水蒸気フラックスの発散.左軸:気候値に対する値,単位: 10^{-5} kg/s.右軸: trend に対する値,単位: 10^{-7} kg/s/yr.(d) 降水量.左軸:気候値に対する値,単位: mm/day.右軸: trend に対する値,単位: 10^{-2} mm/day/yr.(c)(d) において棒グラフは気候値を,折線は trendを示し,赤は全球東西平均場,黒は各領域での平均場を表す.また青線は信頼水準 90%以上の統計的に有意な領域を示す.(e) $\nabla \cdot (q\mathbf{V})$ の緯度 - 高度断面図.カラ - バ - の単位: 10^{-10} kg/s/yr,赤: 負の trend(収束傾向),青:正の trend(発散傾向).(f) 気温の緯度 - 高度断面図.黒点線は気候値を示し,単位はK.カラ - バ - の単位: 10^{-2} K/yr.赤は正の trend,青は負の trendを示す.(a)(b)(e)(f)において実線と点線は図 3.5 と同様.

インド洋域における局所 Hadley 循環強化の誘因を考察するため,各物理量の水平分布の 解析を試みた.図 3.8 に各物理量のインド洋域における緯度-経度断面図を示す.

(a) はインド洋域における SST の気候値と trend を示す.インド南部 15°S–5°N,60°E–95°E
に最大値 2.5 × 10⁻²K/yr の有意な正の trend が見られる.また,アラビア海 10°N–25°N,60°E–70°E にも最大値 2.8 × 10⁻²K/yr の有意な正の trend が見られた.インド洋南部における SST の正の trend は,図 3.7(a)の上昇流が強化傾向にある領域と対応している.

(b) は OLR の気候値と trend である.気候値はスマトラ島付近で最小値 193.3 W/m² となり, trend はタイ南部で有意な領域(最小値 –7.0 × 10⁻¹ W/m²/yr)となる.trend の有意な領域は狭 いが,10°S–0° に負の trend が見られる.一方,正の trend の有意な領域(最大値 1.2 W/m²/yr) が 15°N 以北に見られ,下降流が強化される領域と一致する.

(c) に χ_{850} の気候値と trend を示した.気候値は 10°S, 110°E 付近で最小値 –5.1 × 10⁶ m^2 /s, trend は 5°S, 10°E 付近で最小値 –6.4 × 10⁴ m^2 /s/yr (有意) となる.気候値が最小値となる領域と trend が最小値となる領域に 5°のずれは,図 3.7(c),(d) で示された北偏傾向と対応している.

(d) は 1000hPa における比湿の気候値と trend である.気候値は赤道域で相対的に高い値と なり, trend はインド大陸で有意な領域(最小値 –1.2 × 10⁻⁴kg/kg/yr)となり,下降流強化領 域と一致する.(d) で示した 1000hPa での比湿の trend は,対流圏下層の 925hPa, 850hPa に おいても同様の傾向を示した(図略).



図 3.8: DJF におけるインド洋域での各物理量の気候値と trend の緯度 - 経度断面図を示す.(a) SST の緯度 - 経度断面図.コンタ - の単位:K,カラ - バ - の単位:10⁻²K/yr.赤:正の trend,青:負の trend.(b) OLR の緯度 - 経度断面図.コンタ - の単位:W/m²,カラ - バ - の単位:10⁻¹ W/m²/yr, 赤:正の trend,青:負の trend.(c)_{X850}の緯度 - 経度断面図.コンタ - の単位:10⁵m²/s,カラ - バ -の単位:10⁴m²/s/yr.ベクトルは発散風の気候値を示し,単位ベクトルは 3m/s.赤は負の trend(収束 傾向),青は正の trend(発散傾向)を示す.(d) 1000hPa における比湿の緯度 - 経度断面図.コンタ -の単位:10⁻²kg/kg,カラ - バ - の単位:10⁻⁴kg/kg/yr.赤:正の trend,青:負の trend.(a)~(d)の 実線,点線はそれぞれ信頼水準90%以上,95%以上の領域を,黒点線は気候値を示す.

3.2.2 西部太平洋域における局所 Hadley 循環

西部太平洋域で東西平均した DJF における各物理量の trend と気候値を図 3.9 に示す.この領域のパターン相関係数は 0.41 である.

(a) は西部太平洋域における子午面循環の気候値と ω の trend を示す.西部太平洋域の DJF における局所 Hadley 循環は,20°S–10°N で上昇し,対流圏界面付近で概ね北極向きに流れ, 20°N–35°N 付近で下降し,熱帯域に戻る循環である.これは Wang(2002) が示した1月の気 候値(図略)と矛盾しない結果である.10°S–5°S の上昇流域の ω に有意な強化傾向(最小値 は–1.0 × 10⁻³Pa/s/yr)があり,下降流の trend は有意ではなかった.対流圏中層の10°S–5°S における上昇流の気候値(ω の最小値–1.2 × 10⁻¹Pa/s)は,他の領域と比較すると相対的に インド洋の約2.4倍,大西洋の約12倍,東部太平洋の約–6倍(後で示すが,東部太平洋に おいてこの領域では下降流)であり,Hadley 循環の上昇流に大きく寄与していると考えら れる.

(b) に子午面循環の気候値との南北風の trend を示す.対流圏上層の 10°S-5°N で有意な正の trend(最大値 6.8 × 10⁻² m/s/yr) が見られるが,下層には有意な領域はない.(a),(b) を考慮 すると西部太平洋域における局所 Hadley 循環は,DJF で強まる傾向が示唆される.

(c) は鉛直積算水蒸気フラックスの発散の気候値と trend である . 20°S–10°N に全球東西平均 場を大幅に上回る収束域があり, 西部太平洋域で最小となる 8°S 付近を比較すると, 全球東 西平均した値の約 3.2 倍であった.また, 同領域には負の trend の最小値 –1.1 × 10⁻⁶kg/s/yr となる有意な収束の増加傾向があり, これは (a) の ω の有意な負の trend の領域と一致して いる.

(d) は降水量の気候値と trend である.上昇流域と対応して 20°S-10°N 付近に明瞭な降水域 が見られ,8°S 付近では 10.8 mm/day となり,全球東西平均場と比較すると約 75 % 強い. trend には 15°S-0° あたりに有意な正の trend があり,1.4 × 10⁻¹mm/day/yr の最大値 (8°S) を持つ.降水の有意な領域は (a) や (c) よりも広範囲である.

各層における ∇·(*q***V**)の trend を (e) に示す.図 3.7 同様に 500hPa より上層は表記しない. 10°S–5°S に最小値 –7.0 × 10⁻¹⁰ kg/s/yr となる有意な負の trend(水蒸気フラックスの収束の 増大傾向)が見られ,これは (a),(c) とも対応している.

(f) に気温の気候値と trend を示す.気候値は熱帯域で気温が高く,極に向かうとともに降 温する南北対称な分布を示す.trend は 100hPa 付近の降温傾向を除けば,全層にわたり 1.0 × 10⁻² K/yr の昇温傾向であり,特に 10°S–10°N では有意な領域となる.



図 3.9: 西部太平洋域で東西平均した DJF における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b) 南北風の緯度 - 高度断面図.(c) 鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d) 降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f) 気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f) の塗色,コンター,単位などは図 3.7 と 同様.

図 3.10 は各物理量の西部太平洋域における緯度 - 経度断面図である.

(a) は西部太平洋域における SST の気候値と trend を示す.気候値は 15° S- 5° N, 135° E-170°E で SST の高い領域 (302K) となり,極に向かうにつれ温度が低くなることが示された. trend²はニューギニア島周辺 (12° S- 3° N, 120° E- 155° E) と 20° N- 30° N, 120° E- 150° E 付近に 2×10^{-2} K/yr 以上の有意な trend があることがわかった.前者の正の trend と気候値から SST が最大となる領域が西へずれることが示唆された.またこの正の trend は図 3.9(a) の ω の trend とも対応する.

(b)はOLRの気候値とtrendを示す.気候値において200 W/m²以下の値となる領域がニュー ギニア島上空に見られる.20°N-28°N,135°E-155°Eの250~270 W/m²の領域では,有意 な正のtrendが見られたが,熱帯域に有意な領域は見られなかった.

(c) に *χ*₈₅₀ の気候値と trend を示した. -6.0 × 10⁶m²/s 以下の収束が最大となる領域の西側
8°S-0° に, -5.4 × 10⁴m²/s/yr 以下の有意な負の trend(収束が増大する傾向) となる領域が存
在することは, (a) の上昇流強化の領域と一致する.また,この領域が収束の最大となる領
域の西側に存在するという結果は,SSTの高い領域が西側への推移することと矛盾しない.

比湿の気候値と trend を (d) に示す . 10°S–10°N における熱帯域の海洋上では , 1.7 × 10^{-2} kg/kg 以上の周囲に比べて相対的に高い領域が確認された . (a),(c) において有意な領域である 10° S–0° 周辺に $0 \sim 0.4 \times 10^{-4}$ kg/kg/yr の有意な正の trend が見られた .

²第2章1節で述べたように 0°N–15°N, 120°E–160°E に SST 低温バイアスが認められるが, 2004 年までの trend と 2006 年までの trend にはほとんど差がないため, 気候値, trend ともに 1979 年 ~ 2006 年の期間で計算した.



図 3.10: DJF における西部太平洋域での各物理量の気候値と trend の緯度 - 経度断面図を示す.(a) SST の緯度 - 経度断面図.(b) OLR の緯度 - 経度断面図.(c) _{*x*850} の緯度 - 経度断面図.(d) 1000hPa における比湿の緯度 - 経度断面図.(a)~(d) の塗色,コンター,単位などは図 3.8 と同様.

3.2.3 東部太平洋域における局所 Hadley 循環

東部太平洋域で東西平均した DJF における各物理量の trend と気候値を図 3.9 に示す.この領域のパターン相関係数は 0.44 である.

(a) は東部太平洋域における子午面循環の気候値と ω の trend を示す.東部太平洋域では DJF に 2 つの局所 Hadley 循環が見られる.1 つは 5°N–10°N, つまり ITCZ(Intertropical Convergence Zone) で上昇し, 300hPa 付近で北半球に向かって流れ,15°N–30°N 付近で下降し熱 帯域に戻る循環である.これは Wang(2002) と矛盾しない結果である.もう1つは,ITCZ で上昇し圏界面付近で赤道向きに流れ,10°S–5°S で下降し赤道に戻る循環で,こちらの下 降流の方が前者に比べて相対的に5%程強い.ITCZ における ω の trend は有意に負であり, 最小値 –1.9 × 10⁻³Pa/s/yr であった.また,北側のセルにおける15°N–30°N の下降流で有 意な正の trend があり,500hPa 付近で最大値 6.7 × 10⁻⁴Pa/s/yr となる.つまり東部太平洋 域における北側のセルは強化傾向にあると示唆される.

(b) に子午面循環の気候値との南北風の trend を示す. 30°S-0°, 200hPa-850hPa に有意な負の trend が見られ,上層や下層には有意な領域は見られない.

(c) は鉛直積算水蒸気フラックスの発散の気候値と trend である.20°S-0° において全球東西 平均場では収束域であるのに対し,東部太平洋では発散域である.(a) 同様に全球で東西平 均した場合,反対のセンスとして働く.5°N-8°Nの収束域では,ITCZ 域の上昇流強化に対 応して,有意な負の trend(最小値 –1.9 × 10⁻⁶kg/s/yr) が見られる.また,15°N-19°Nの発散 域に有意な正の trend(最大値 5.0 × 10⁻⁷kg/s/yr) があり,これは ITCZ 北側の下降流強化領 域と一致する.

(d) に降水量の気候値と trend を示す.ITCZ に全球平均場より約70%強い明瞭な降水域が見られ,その領域における降水量の trend は有意に正(最大値2.3 × 10^{-1} mm/day/yr)である. 20°N–31°N の領域に有意な降水量の減少傾向があり, ω の trend とは対応するが(c)に見られた有意な発散域とは 5°程ずれる.

(e) に各層における $\nabla \cdot (q\mathbf{V})$ の trend を示す.下層の 5°N–10°N に有意な負の trend が見られ, これは上記に示した ITCZ 域の各物理量とも対応する.また,15°N–19°N の正の trend は (c) で見られた発散の増大傾向と,22°N–28°N の正の trend は (d) の降水減少傾向と対応するこ とが示唆され,(c) と (d) に見られた有意な領域のずれの要因と考えられる.

(f) に気温の気候値と trend を示す.気候値は熱帯域で気温が高く,極に向かうとともに降温
する南北対称な分布を示す.20°S-5°S における trend は,700hPa 付近で有意な正の trend,
900hPa 付近で有意な負の trend となるが,(a)や(d)とは対応しない.



図 3.11: 東部太平洋域で東西平均した DJF における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 -高度断面図.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量. (e)∇·(qV)の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)の塗色,コンター,単位など は図 3.7 と同様.

図 3.12 は各物理量の東部太平洋域における緯度 - 経度断面図である.

(a) は東部太平洋域における SST の気候値と trend を示す.ITCZ と 20°S-0°, 150°W-120°W
の 300K 以上となる領域において有意な trend は見られず, 20°S 以南に有意な正の trend が見られた.しかしこの領域では, SST の trend 分布とωの trend 分布は対応していない.また 10°N 以北に有意な領域は狭いが負の trend が見られる.

(b)はOLRの気候値とtrendである.ITCZ域のOLRは240~250 W/m²で,その両側(15°S-0°,10°N-25°N)では260~270 W/m²となり,これは下降流に対応していると考えられる.trendにおいて有意な領域はなく,図3.11(a)に見られたITCZの強化とその北側の下降流の強化傾向は表していない.

(c) に χ_{925} の気候値と trend を示す.850hPaの χ を解析した場合,ITCZ 域の収束が明瞭に現れないため、925hPa における値を使用した.ITCZ に明瞭な収束域が見られるが、有意な収束の増大傾向は確認されなかった.ITCZ 北側の発散域では、8°N–30°N、115°W–100°W に 5.0 × $10^4 m^2$ /s/yr 以上の発散が増大する傾向にある領域が見られ、これは図 3.11(a) に見られた ITCZ の北側の下降流の強化傾向と対応している.

(d) に比湿の気候値と trend を示す.気候値は0°−10°Nで1.6×10⁻²kg/kg 以上の相対的に高い領域が広がる.trend は南半球では広範囲に −0.2×10⁻⁴kg/kg/yr 以下の有意な負の trendの領域が広がり,北半球では15°N−30°Nで負の trend となる.北半球における負の trend は,図 3.11(d) に見られる降水量の減少傾向と対応している.



図 3.12: DJF における東部太平洋域での各物理量の気候値と trend の緯度 - 経度断面図を示す.(a) SST の緯度 - 経度断面図.(b) OLR の緯度 - 経度断面図.(c) χ_{925} の緯度 - 経度断面図.(d) 1000hPa における比湿の緯度 - 経度断面図.(a)~(d) の塗色,コンター,単位などは図 3.8 と同様.

3.3 DJF の結果に対する考察

DJF における Hadley 循環の強化にはインド洋,西部太平洋,東部太平洋における局所 Hadley 循環強化の寄与が考えられる.以下に各々の領域における結果についての考察を述 べる.

インド洋

インド洋域における局所 Hadley 循環の強化は,下層の水蒸気フラックスの収束(発散)の 増大に伴う上昇流(下降流)強化が示唆される.また,水平分布から示された SST の正の trend と_{X850}の収束増大領域が,上昇流強化領域と一致していることから,以下のことが考 察される.

SST の上昇に伴い上昇流強化,下層風の収束強化が起きる.それらに因り下層における 水蒸気フラックスの収束が増大傾向となり,その収束に伴い上昇流強化がもたらされる.イ ンド洋域において,上昇流強化領域での比湿の trend はほとんど不変か減少傾向となってお り,下層風収束の増大による水蒸気フラックスの収束の増大傾向が局所 Hadley 循環の強化 に影響していると考えられる.一方下降流が強化している領域(15°N–20°N)では,陸地が 多くなるため SST だけでは判断できない.その領域における風の収束発散場に有意な trend は見られないが,インド大陸上に相対的に強い比湿の負の trend が見られ,水蒸気フラック スの発散の増大傾向に寄与していると考えられる.これらの傾向は OLR の trend とも対応 しており,インド洋域の局所 Hadley 循環の強化に関してデ-夕依存性は弱いであろう.ま た,降水の正の trend における北偏傾向であるが,下層の収束強化領域の北偏に伴う上昇流 域の北偏と対応していることが示された.

気温の鉛直分布に関して, Mitas and Clement(2006)が指摘する対流圏中層の cooling 傾向 は見られなかった.また上昇流の trend とは対応していなかった.

西部太平洋

西部太平洋域における局所 Hadley 循環の強化は,上昇流強化領域と水蒸気フラックスの 収束が増大する領域が一致することから,インド洋と同様の考察から上昇流強化が説明で きる.水平分布からは,SST の正の trend と_{X850}の収束増大傾向の位置,比湿の正の trend が上昇流強化領域と一致していることが示された.つまり SST の昇温傾向に伴う上昇流強 化と下層風の収束強化が起き,またその領域における比湿の trend は正なので,収束の強化 と水蒸気の正の trend の両方が水蒸気フラックスの収束の増大傾向に寄与していると考えら れる.しかし OLR との整合性は希薄なため,西部太平洋域における循環強化は JRA-25 の 特性である可能性が捨て切れない.

気温の鉛直分布において,対流圏中層の cooling 傾向は見られなかった.
東部太平洋

ITCZ 北側の下降流の強化についての考察は,下降流強化領域と水蒸気フラックスの発散 傾向の領域の一致と関連づけられる.水平分布から,有意な領域は狭いがSST の負の trend と χ_{850} の発散傾向,比湿の負の trend が対応していることが示された.よってSST の降温 傾向による下降流強化,下層風の発散強化が起き,またその領域で比湿の trend は負である ことを考慮すると,発散の強化と水蒸気の負の trend が下降流強化を対応していると考えら れる.しかし OLR の解析から ω の分布に対応する有意な trend は見られなかった.ITCZ の 強化については本研究の解析だけでは考察することが難しい.

気温の trend の鉛直分布では,対流圏において数個の正と負の trend が局在するため対流 圏中層の cooling 傾向があるとは言い難い.

3.4 JJAにおける解析結果

この節では JJA における解析結果を述べる.図 3.13 に JJA における ψ と,子午面循環の気候値と ψ -index の経年変化を示す.JJA における ψ -index の定義は,3.1章で述べた通りである.



図 3.13: JJA における ψ と子午面循環の気候値と, ψ-index. 左図: ψ と子午面循環の気候値の緯度-高度断面図. 右図:ψ-indexの経年変化.単位,ベクトル,塗色などは,図 3.2 と同様.

JJAでは、 5° N-20°Nで上昇し、対流圏界面付近を赤道側に向かって流れ、 35° S-15°Sで下降 し赤道域に戻るという子午面循環が卓越する、 ψ の気候値は、中心付近で最小値-2.7 × 10¹¹ kg/s となり、DJFの ψ の大きさと比べると約42%大きい、先行研究ではJJAの気候値にお ける ψ の値について定量的に述べられていないため、整合性を議論することはできない、 右図の ψ -indexの経年変化を見ると1.6 × 10⁹ kg/s/yrの有意な正のtrend が示唆される、JJA における ψ の気候値は負なので、Hadley循環は弱まる傾向であることがわかる、この結果 は、先行研究で述べられているJJAにおけるHadley循環の循環強度が不明瞭であることと 異なる結果となった、全期間におけるtrend は統計的に有意な正のtrend であるが、1998年 以降に着目すると強化傾向があるように見え、この期間についてさらに議論する必要があ る、しかし本研究では全期間における trend を基に議論を進める、



図 3.14: JJA における ψ 偏差場に対する第1モードの空間パタ - ンの緯度 - 高度断面図を示す.単位,塗色などは図 3.3と同様.

その様子は,JJA の ψ 偏差場に対する EOF 解析結果である図 3.14 からも示された. 左図 より第1モード (寄与率 61.3%) において負の偏差が 10°S–20°N に見られ,中心付近の最小 値は -7.9×10^9 kg/s であった.気候値はこの領域で負の値となるため,時係数の符号を考 慮すると Hadley 循環に有意な弱化傾向が示唆される.また,1998 年以降における trend が それ以前の trend と逆のセンスになることは,図 3.13 の ψ -index の経年変化と矛盾しない結 果であるが,先述したように本研究では全期間における trend を基に議論を進める.

次に東西平均 ω の気候値と 500hPa における上昇流の緯度幅の経年変化を示す.図 3.15 左 図から上昇流が最大となる領域が 5°N–10°N に見られ, ω の最小値 –6.9 × 10⁻²Pa/s は DJF の約 1.5 倍であった.下降流が最大となる領域は 25°S–15°S にあり, ω の最大値 3.2 × 10⁻² Pa/s は DJF の約 1.2 倍であることがわかった.



図 3.15: JJA における東西平均 ω の気候値と 500hPa 上昇域の緯度幅の経年変化.単位,塗色など は図 3.4 と同様.

500hPa 上昇流域の緯度幅の平均は 2.9 × 10³km であり, DJF と比較すると JJA における 上昇流域の緯度幅は 19 %狭い.その領域の trend に関して,有意な trend はないことが右図 からわかる.つまり総流量は減少する傾向にあるが上昇流域の緯度幅は変わらないことか ら,上昇流弱化が伺える.

次にJJAにおける上昇流と下降流の強さのtrendについて結果を示す.



図 3.16: JJA における東西平均 ω と南北風の気候値と trend . 左図:東西平均 ω の trend の緯度 - 高度断面図. 右図:東西平均南北風の trend の緯度 - 高度断面図. 単位,塗色は図 3.5 と同様.

JJA における東西平均した ω と南北風の trend を図 3.16 に示す.10°N–20°N の上昇流域 に有意な ω の正の trend が見られ,15°S–5°S の下降流域に ω 有意な負の trend が左図から 確認された.また,上昇流域の正の trend の最大値は 6.6 × 10⁻⁴Pa/s/yr で,下降流域の負の trend の最小値は –3.7 × 10⁻⁴Pa/s/yr であった.一方右図から 200hPa–300hPa 付近の北風に 有意な正の trend(最大値 3.6 × 10⁻²m/s/yr) が見られることから,JJA における Hadley 循環 に弱化傾向が示唆される.これらの結果は,図 3.13,図 3.14 で示した trend と整合的な結 果となった.

3.4.1 インド洋域における局所 Hadley 循環

JJA における Hadley 循環の弱化を考察するため,インド洋域で東西平均した JJA におけ る各物理量の trend と気候値を図 3.17 に示す.この領域で東西平均した ω の trend 分布と図 3.16 とのパターン相関係数は 0.74 であった.

(a) はインド洋域における子午面循環の気候値と ω の trend を示す.インド洋域の JJA における局所 Hadley 循環は,10°N–30°N で上昇し,対流圏界面付近で赤道に向かって流れ, 30°S–10°S 付近で下降し,熱帯域に戻る循環である.10°N–20°N 付近の上昇流域の ω に有意な正の trend が,その南側に有意な負の trend が見られ,上昇流域における trend の最大値は 1.4 × 10⁻³Pa/s/yr(他の領域と比べても最小となる)で,その南側における trend の最小値は –1.7 × 10⁻³Pa/s/yr であった.これらのことから,インド洋局所 Hadley 循環の上昇流域の弱化傾向と南偏傾向による循環弱化が伺える.

(b) に子午面循環の気候値と南北風の trend を示す.0°−15°N において,200hPa−300hPa 付近の北風に有意な正の trend(最大値 1.1 × 10⁻¹m/s/yr)と,700hPa−1000hPa の南風に有意な負の trend(最小値 –6.7 × 10⁻²m/s/yr) が見られることから,(a) 同様に局所 Hadley 循環の循環弱化が示唆される.

鉛直積算水蒸気フラックスの発散の気候値と trend を (c) に示す.3°N を境に収束域と発散 域に分かれる.8°N–18°N の収束領域 (最小値 –8.0 × 10^{-5} kg/s) では, 1.0 × 10^{-5} kg/s/yr 以 上の有意な正の trend が見られた.またその南側には –1.0 × 10^{-5} kg/s/yr 以下の有意な負の trend があり,これらは (a) の ω の trend と対応している.

(d) に降水量の気候値と trend を示す.降水量が最大となる領域 8°N–18°N において有意な負の trend があり,その最小値は –1.2 × 10⁻¹ mm/day/yr である.(a),(c) と対応して 15°S–5°N に 1.0 × 10⁻¹ mm/day/yr 以上の有意な正の trend が広がる.

(e) は各層における ∇ · (*q*V) の trend である.10°N–20°N, 700hPa–1000hPa に有意な正の trend(最大値 1.1 × 10⁻⁹ kg/s/yr) が,10°S–0°, 700hPa–1000hPa に有意な負の trend(最小値 –5.2 × 10⁻¹⁰ kg/s/yr) が見られた.これらは (a) の ω の trend が有意な領域とほぼ一致して いる.

(f) は気温の気候値と trend である.気候値は北半球の方が南北温度勾配は緩やかである.
trend は,150hPa より上層で有意に負の trend がほぼ全域に渡って見られる.また,25°S-10°S,600hPa-800hPa に最大値 3.4 × 10⁻²K/yr となる有意な正の trend があるが,これらは他の物理量と対応しない.



図 3.17: インド洋域で東西平均した JJA における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7の(a)~(f)と同様.

インド洋域での局所 Hadley 循環の弱化を考察するため,図 3.18 に各物理量のインド洋域における緯度-経度断面図を示す.

(a) はインド洋域における SST の気候値と trend を示す.気候値は,インド南部 5°S–5°N, 60°E–100°E 付近で 302K 以上となる SST の最大領域が確認された.trend は,気候値が最 大となる領域から約 5° ほど南にずれた 15°S–5°N, 60°E–100°E に有意な正の tred が見られ る.trend の最大値の 3.1 × 10⁻²K/yr は,DJF に比べて約 24 %大きい.この正の trend は, 図 3.17(a),(c) などで示された南偏傾向と対応していると考えられる.

(b) は OLR の気候値と trend を示す.タイ西部で 200 W/m² 以下となり,これはインド洋域 で OLR が最小の領域である.その領域における trend に有意性はなく,0°-5°N,55°E-65°E に有意な負の trend が見られた.

(c) に χ_{850} の気候値と trend を示した.気候値は 20°N, 90°E–110°E 付近でインド洋最小となり, その値は –8.0 × 10⁶ m^2 /s 以下となる. trend は 20°S–10°N に有意な負の trend(最小値 –7.3 × 10⁴ m^2 /s/yr) が見られ, SST の正の trend の領域とほぼ一致する.

 (d) は 1000hPa における比湿の気候値と trend である.インド大陸西部沿岸と東部沿岸で 1.8
× 10⁻⁴kg/kg 以上となる領域があり,インド洋域では最大となる. trend はインド大陸上と 紅海西部,10°S 以南で −0.2 × 10⁻⁴kg/kg/yr 以下の有意な負の trend を持ち,アラビア海北 西部で 0.4 × 10⁻⁴kg/kg/yr 以上の有意な正の trend となる.



図 3.18: JJA におけるインド洋域での各物理量の気候値と trend の緯度 - 経度断面図を示す.(a) SST の緯度 - 経度断面図.(b) OLR の緯度 - 経度断面図.(c) _{X850}の緯度 - 経度断面図.(d) 1000hPa における比湿の緯度 - 経度断面図.(a)~(d) の塗色,コンター,単位などは図 3.8 と同様.

3.4.2 大西洋域における局所 Hadley 循環

大西洋域で東西平均した JJA における各物理量の trend と気候値を図 3.19 に示す.この 領域のパタ-ン相関係数は 0.80 であり,他の領域に比べて最も高い.

(a) は大西洋域における子午面循環の気候値と ω の trend を示す.大西洋域のJJA における局所 Hadley 循環では,5°N–13°Nで上昇し,200hPa–300hPa 付近で両極に向かって流れ,35°S–10°S 付近と20°N–30°N で下降し,熱帯域に戻る循環である.2つのセルの下降流の強さは,前者の領域で下降するセルの方が相対的に2~3 倍強く,南側のセルが明瞭に現れる.また,JJA の Hadley 循環は南半球で卓越することを考慮し,本研究では大西洋域における局所Hadley 循環として南側のセルに焦点をあてる.trend に関して,200hPa–700hPa,10°N–15°N付近の ω に有意な正の trend(最大値 1.1 × 10⁻³Pa/s/yr)が見られ,これはインド洋の次に大きい値であることが示された.500hPa 付近,15°S–10°S の下降流域には–2.0 × 10⁻⁴Pa/s/yr以下の有意な負の trend が確認された.また 30°S–25°S 付近に有意な正の trend が見られた.

(b) に子午面循環の気候値と南北風の trend を示す.10°S-10°N における上層の北風域に最 大値 4.0 × 10⁻²m/s/yr となる有意な正の trend があり, (a),(b) から大西洋局所 Hadley 循環の 弱化が伺える.

鉛直積算水蒸気フラックスの発散の気候値と trend を (c) に示す.気候値は 2°N-11°N で収 束域となり,収束の強さは全球東西平均場とほぼ同じ大きさであり,その両側は発散域と なる.10°N 付近の収束領域で有意な発散増大傾向が見られ,その最大値は 6.6 × 10⁻⁷kg/s である.この領域は上昇流弱化領域と一致する.

(d) に降水量の気候値と trend を示す.降水量は 5°N 付近で peak となり,その領域では有意 に正の trend となる.約 5° 北側の領域では,最小値 –7.3 × 10⁻² mm/day/yr の減少傾向とな る有意な領域が広がる.

(e) は各層における $\nabla \cdot (q\mathbf{V})$ の trend である. 600hPa-850hPa, 10°N-15°N 付近に 2.0 × 10⁻¹⁰ kg/s/yr 以上の有意な正の trend が見られ, ω に正の trend がある領域と一致する.

(f) は気温の気候値と trend である.気候値は対流圏中層付近まで北半球の方が南半球に比べ気温が高い.150hPa より上層にはほぼ全域にわたり有意な負の trend が広がり,下層の 5°N-20°N では顕著な正の trend (最大値 6.0 × 10⁻²K/yr) が見られた.



図 3.19: 大西洋域で東西平均した JJA における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度断 面図.(b)子午面風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7の(a)~(f)と同様.

図 3.20 は各物理量の大西洋域における緯度 - 経度断面図である.

(a) は大西洋域における SST の気候値と trend を示す.カナリア諸島周辺とギニア湾に 3.0 × 10⁻²K/yr 以上の有意な正の trend が見られるが, ωの trend とは対応していない.

(b) は OLR の気候値と trend を示す.10°N–15°N において,気候値は 240 W/ m^2 以下となる. 同緯度の 40°W–20°E で -3.0×10^{-1} W/ m^2 /yr の有意な負の trend が見られる.また,20°S–10°S の大陸上に有意な正の trend が確認された.これら OLR の trend は ω の trend とは逆の センスである.

(c) に_{X850}の気候値と trend を示した.気候値は中部大西洋で最大となり,7.0 × 10⁶m²/s 以上の発散領域が広がる.trend は,アンデス山脈からチリ沖に広がる領域とサハラ砂漠周辺に有意な負の trend がある.後者の領域において,気候値が収束域であることを考慮すると収束の減少傾向が示唆される.

1000hPa における比湿の気候値と trend を (d) に示す.有意な負の trend が, サハラ砂漠(最小 値 –1.9 × 10⁻⁴kg/kg/yr) とブラジル高原(最小値 –3.8 × 10⁻⁴kg/kg/yr:全球で最小である.) に見られる.一方有意な正の trend は, アンデス山脈北部(最大値 2.5 × 10⁻⁴kg/kg/yr:全球 で最大である)と南部アフリカ大陸(最大値 1.4 × 10⁻⁴kg/kg/yr)に広がる.



図 3.20: JJA における大西洋での各物理量の気候値と trend の緯度 - 経度断面図を示す.(a) SST の 緯度 - 経度断面図.(b) OLR の緯度 - 経度断面図.(c) _{X850} の緯度 - 経度断面図.(d) 1000hPa にお ける比湿の緯度 - 経度断面図.(a)~(d) の塗色,コンター,単位などは図 3.18 と同様.

3.5 JJA の結果に対する考察

JJA における Hadley 循環の弱化には,インド洋と大西洋の局所 Hadley 循環の弱化傾向 が寄与していると考えられる.以下で両領域における結果について考察する.

インド洋

インド洋域における局所 Hadley 循環の弱化は,上昇流弱化領域と水蒸気フラックスの発 散が増大する領域が一致しており,下層における水蒸気フラックスの発散の増大傾向に伴 う上昇流弱化が示唆される.またインド洋局所 Hadley 循環の弱化からインド洋の夏季モン ス - ンの弱化も示唆されるため,本研究では Kitoh et al.(1997) と Goswami et al.(1999) で定 義された monsoon-index に倣い, JJA におけるモンス - ンの経年変化を調べた.しかしどち らが定義した index にも有意な trend は見られなかった.これは大楽と江守 (2006) が指摘す るように,地理的に不動の monsoon-index が適切な尺度ではない可能性がある.

水平分布の解析から,上昇流域の南偏と高SST域の南偏,風の収束場の南偏が対応して いることが示された.つまりSSTが最大となる領域が南偏することと,それに伴う上昇流 域と下層の収束領域の南偏,加えてインド大陸での水蒸気の減少傾向から,下層における 水蒸気フラックスの発散は増加傾向となり,それに対応して上昇流は弱まると考えられる. しかし OLR の trend とは対応していない.

気温の trend の鉛直分布に関して,赤道上や 10°N 付近の対流圏中層に有意な負の trend が見られた.これは第1章で指摘した JJA における対流圏中層の cooling 傾向が考えられ,循環は強化傾向でなくてはならないが,気温と鉛直流の trend は対応していなかった.

大西洋

大西洋域における局所 Hadley 循環の弱化は,600hPa-850hPa,10°N-15°N 付近の水蒸気 フラックスの有意な発散の増大傾向が関係する.その発散が増大する傾向を水平分布から 考察すると,X850 におけるサハラ砂漠周辺の収束が減少することと,その領域における水 蒸気の減少傾向が考えられる.つまり,それらが下層における水蒸気フラックスの発散増 大傾向の誘因となり,上昇流弱化がもたらされたと示唆される.しかし OLR はその領域で 負の trend となり対応関係は示唆されないため,この議論にはデ-夕依存性に関する疑問が 残る.

気温の trend の鉛直分布に関して,有意な対流圏中層の cooling 傾向は見られなく,ωの trend との対応も示されなかった.また,付録に示すが JJA における東部太平洋上(ITCZ 域)の上昇流は有意に強化傾向である.しかし全球平均場での Hadley 循環は弱化傾向にあるため,ITCZ の上昇流強化よりも,インドと西部太平洋における上昇流弱化の方が強い割合で あることが考えられる.

3.6 3月における解析結果

Kobayashi and Maeda(2006) は3月と9月の Hadley 循環に強化傾向があることを指摘している.本研究では,同期間の Hadley 循環と局所 Hadley 循環の経年変化について解析を試みた.よって以下の節では3月と9月の解析結果について記述する.図3.21に3月における ψ と子午面循環の気候値と, ψ -index の経年変化を示す.3月における ψ -index は,Kobayashi and Maeda(2006)の定義に従った.彼らは3月において7°N,500hPaの ψ の値を,9月において7°S,500hPaの ψ の値を Hadley 循環の中心付近の循環強度として定義している.



図 3.21:3月における ψ と子午面循環の気候値と ψ-index. 左図:ψ と子午面循環の気候値の緯度-高度断面図.右図:ψ-indexの経年変化.単位,ベクトル,塗色などは,図3.2と同様.

3月では、10°S–5°Nで上昇し、対流圏界面付近を北極側に向かって流れ、15°N–30°Nで 下降し赤道域に戻るという子午面循環が卓越する.また ψ の気候値は、中心付近で最大値 1.8 × 10¹¹kg/s となり、Kobayashi and Maeda(2006)の解析値 (NCEP1)よりも約 1.5 倍大き い値となった.右図に ψ -index の経年変化を示す.2.3 × 10⁻²kg/s/yrの有意な正の trend が 見られ、この結果は彼らの結果よりも明瞭である.特に、彼らが指摘する 1997 年から 2006 年にかけての trend は明瞭であり、彼らの結果と矛盾しない結果となった.

次に3月の ψ 偏差場に対する EOF 解析の結果を図 3.22 に示す.第1モードは寄与率 59.7%で,10°S–20°N に正の偏差が見られる.その最大値は 1.0×10¹⁰kg/s で,これは DJF に比べて約 1.8 倍大きい.時係数の trend は 8.3×10⁻²/yr で有意に正であり,3月の Hadley 循環の強化傾向と一致する.



図 3.22:3月における ψ 偏差場に対する第1モードの空間パタ-ンの緯度 - 高度断面図を示す.単位,塗色などは図 3.3と同様.

図 3.23 に東西平均 ω の気候値と ω₅₀₀ の緯度幅の経年変化を示す.10°S–10°N に上昇流 (ω 最小値 –3.7 × 10⁻² Pa/s) が,10°N–30°N に下降流 (ω 最大値 2.6 × 10⁻² Pa/s) が卓越する ことがわかる.



図 3.23: 3 月における東西平均 ω の気候値と 500hPa 上昇域の緯度幅の経年変化.単位,塗色など は図 3.4 と同様.

500hPa上昇流域の緯度幅の平均は 3.1 × 10³km であった.その変化傾向には有意な trend は見られなく, DJFと同様に総流量が増えていることから上昇流の強化傾向が考えられる (3 月における ψ-index の値は ψ の最大値ではないため,総流量が増えているとは言えないが,

Kobayashi and Maeda(2006)の定義は, Hadley 循環のほぼ中心付近として 500hPa, 7°N(9月 は7°S)のψの値を用いているため,3月のψ-indexの値は概ね総流量であると考えられる.) 次に3月における上昇流と下降流の強さの trend について結果を示す.



図 3.24:3月における東西平均 ωと南北風の気候値と trend. 左図:東西平均 ω の trend の緯度 - 高度断面図. 右図:東西平均南北風の trend の緯度 - 高度断面図. 単位,塗色は図 3.5 と同様.

3月における東西平均した ω と南北風の trend を図 3.24 に示す.10°N–20°N の上昇流域 に有意な ω の正の trend が見られ,15°S–5°S の下降流域に ω 有意な負の trend が左図から 確認された.また,上昇流域の正の trend の最大値は6.6 × 10⁻⁴Pa/s/yr で,下降流域の負 の trend の最小値は –3.7 × 10⁻⁴Pa/s/yr であった.一方右図から 200hPa–300hPa 付近の北風 に有意な正の trend(最大値 3.6 × 10⁻²m/s/yr) が見られることから,3月の Hadley 循環に強 化傾向が示唆される.これらの結果は,図 3.21,図 3.22 で示した trend と整合的な結果と なった.

先述したように, Kobayashi and Maeda(2006) は Hadley 循環の季節進行の遅れを述べて おり,本研究からも3月における Hadley 循環の強化傾向が示されたが,その期間における 経度毎の局所 Hadley 循環を解析することは季節進行の遅れの原因を探る上で有用であると 考えられる.よって以下の節に3月,9月における局所 Hadley 循環の trend 解析の結果を記 述する.

3.6.1 インド洋域における局所 Hadley 循環

インド洋域で東西平均した3月における各物理量の trend と気候値を図 3.25 に示す.パ タ-ン相関係数は 0.87 であり,他の領域と比べて最大である.

(a) はインド洋域における子午面循環の気候値と ω の trend を示す.インド洋域の3月における局所 Hadley 循環は,15°S–5°S で上昇し,対流圏界面付近で両極に向かって流れ,40°S–25°S と10°N–20°N 付近 (こちらは地表面まで下降流が達していない)で下降し,熱帯域に戻る循環である.北側のセルが明瞭であることと,北半球冬季における Hadley 循環は北半球で卓越することを考慮し,3月におけるインド洋域の局所 Hadley 循環として北側のセルに焦点をあてる.trend 分布は,上昇流域のほぼ全域で有意な ω の負の trend となり,その最小値は –1.6 × 10⁻³Pa/s/yr で,DJF と同じ割合である.

(b) に子午面循環の気候値と南北風の trend を示す.5°S-10°N, 200hPa-300hPa 付近の北風に 有意な正の trend(最大値 8.7 × 10⁻²m/s/yr)と, 850hPa-1000hPa の南風に有意な負の trend(最 小値 -7.8 × 10⁻²m/s/yr) が見られることから, (a) 同様に局所 Hadley 循環の循環強化が示唆 される.

(c) に鉛直積算水蒸気フラックスの発散の気候値と trend を示す.気候値は $18^{\circ}S-0^{\circ}$ 付近で収 束域となり,その両側で発散域となる. trend は $15^{\circ}S-5^{\circ}S$ の収束領域に -1.0×10^{-5} kg/s/yr 以下の有意な負の trend(水蒸気フラックスの収束が増大傾向) が見られる.この領域は (a) の ω が有意な負の trend を持つ領域と一致する.

(d) に降水量の気候値と trend を示す. (a),(c) と対応して,降水量が最大となる領域 17°S–3°S において有意な正の trend があり,その最小値は 1.5 × 10⁻¹ mm/day/yr である.

(e) は各層における $\nabla \cdot (q\mathbf{V})$ の trend である . 15°S–5°S , 800hPa–1000hPa に有意な負の trend(最小値 –9.5 × 10⁻¹⁰ kg/s/yr) が見られる .

(f) は気温の気候値と trend である.気候値は DJF 同様,熱帯域で高く極に向かうにつれて降温 するほぼ南北対称の分布となる.また,上層では 25°S–20°S,下層では 5°S–5°N, 25°S–35°N に 2.0 × 10⁻²K/yr 以上の有意な正の trend が広がる.



図 3.25: インド洋域で東西平均した3月における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7 の(a)~(f)と同様.

図 3.26 は各物理量のインド洋域における緯度 - 経度断面図である.

(a) はインド洋域における SST の気候値と trend を示す.気候値は,インド南部 5°S-5°N 付 近で 302K 以上の SST が最大となる領域が広がる.trend は,同領域上とアラビア海上で有 意な正の trend が見られる.

(b) は OLR の気候値と trend を示す.タイ南部で 220 W/m² 以下となる OLR の最小領域での trend は有意ではなく,約 10° 北側の領域に –3.0 × W/m²/yr 以下の有意な負の trend がある.また 25° 以北の大陸上では,有意な正の trend が確認された.

(c) に_{X850}の気候値と trend を示した.気候値で収束が最大となる領域の約 15° 西側の領域である 25°S–5°S, 80°E–105°E 付近で, −6.0 × 10⁴m²/s/yr 以下の有意な負の trend が見られる.この緯度は上昇流の強化傾向がある領域と一致している.

(d) は 1000hPa における比湿の気候値と trend である.気候値は 25°S–5°N で 1.6 × 10^{-2} kg/kg 以上の相対的に湿潤な領域となる. trend に関しては,インド大陸と南部アラビア海で -0.2×10^{-4} kg/kg/yr 以下の有意な負の trend が見られ,南半球では有意な trend はほとんど 見られなかった.



図 3.26:3月におけるインド洋域での各物理量の気候値と trend の緯度 - 経度断面図を示す.(a) SST の緯度 - 経度断面図.(b) OLR の緯度 - 経度断面図.(c) χ_{850} の緯度 - 経度断面図.(d) 1000hPa における比湿の緯度 - 経度断面図.(a)~(d) の塗色, コンター,単位などは図 3.18 と同様.

3.6.2 西部太平洋域における局所 Hadley 循環

西部太平洋域で東西平均した3月における各物理量の trend と気候値を図 3.9 に示す.パ タ-ン相関係数は 0.70 である.

(a) は西部太平洋域における子午面循環の気候値とωの trend を示す.

西部太平洋域の3月における局所 Hadley 循環は,20°S–10°N で上昇し,対流圏界面付近で 両極向きに流れ,15°N–20°N と30°S–25°S 付近で下降し,熱帯域に戻る循環である.イン ド洋と同様に北側のセルに焦点を当てる.trend を見ると,15°S–5°S の上昇流域の ω に有 意な負の trend(最小値は –1.6 × 10⁻³Pa/s/yr) があり,局所 Hadley 循環の強化を示唆する.

(b) に子午面循環の気候値との南北風の trend を示す.対流圏上層 10°S-5°S の南風域に有意 な正の trend があり,下層には有意な領域はない.この 0.8 × 10⁻²m/s/yr 以上の正の trend は局所 Hadley 循環を強化させる.

(c) は鉛直積算水蒸気フラックスの発散の気候値と trend である.気候値は 20°S-8°N で収束 域,10°N-30°N で発散域となる.収束域は全球東西平均の2倍以上であり,10°S 付近に有 意な負の trend が見られた.

降水量の気候値と trend を (c) に示す.気候値は水蒸気フラックスの収束と対応して 20°S-10°N で降水は最大となる.(a)の ω の有意な負の trend の領域と降水の有意な正の trend(最大値 1.5 × 10⁻¹mm/day/yr)の領域は一致しており,その領域が降水が最大となる領域から約5°南にあることから,降水最大域の南偏が示唆される.

各層における ∇·(*q***V**)の trend を (e) に示す.下層の 20°S–5°S に有意ではないが強い収束増 大傾向が見られる.その trend は中層まで広がり, 500hPa–700hPa では 1.0 × 10⁻¹⁰kg/s/yr 以 上の有意な負の trend となる.

(f) に気温の気候値と trend を示す.気候値は DJF の気候値とほぼ変わらない. trend は下層の 15°S-15°N に有意な正の trend が見られ,上層には見られない.



図 3.27: 西部太平洋域で東西平均した 3 月における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 -高度断面図.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量. (e)∇·(qV)の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)の塗色,コンター,単位など は図 3.7 と同様.

図 3.29 に各物理量の西部太平洋域における緯度 - 経度断面図を示す.

(a) は西部太平洋域における SST の気候値と trend を示す.気候値は 10°S-10°N で 301K 以上の高い SST 域となっており,ニューギニア島周辺とオーストラリア北東部に 2 × 10⁻²K/yr 以上の有意な trend が見られる.

(b)はOLRの気候値とtrendを示す.SSTが高い領域と対応して10°S-10°N付近は相対的に低い値を示す.オーストラリア北東部における-6.0 × W/m²/yr以下の有意な負のtrendは
(a)の有意な領域と一致する.

(c) に χ_{850} の気候値と trend を示した.気候値で $-6.0 \times 10^6 m^2$ /s 以下の収束が最大となる領域の南に,有意ではないが $-8.0 \times 10^4 m^2$ /s/yr 以下の負の trend となる領域が存在する.

比湿の気候値と trend を (d) に示す.15°S-0°,150°E-170°E に,1.8 × 10⁻²kg/kg 以上の相対的 に高い領域が広がる.その領域の南であるオーストラリア北東部に 0.2 ~ 0.4 × 10⁻⁴kg/kg/yr の有意な正の trend が確認され,これは,降水域の南偏と対応する.

図 3.27(a),(d) や図 3.29 で示唆された南偏傾向は各月と比較しても明瞭であり,図 3.28 に ω_{500} と降水量の各月の trend を示す. 左図から ω_{500} の有意な負の trend が 1 月 ~ 3 月にかけ て南偏していることがわかる.特に,15°S–5°S では有意であり,3月に南偏の peak となり, その傾向は降水量の各月の trend からもわかる.



図 3.28: 西部太平洋域における ω_{500} と降水量の各月の trend の時間 - 緯度断面図を示す. 左図: ω_{500} の各月の trend. 横軸は月,縦軸は緯度を表す.青,赤はそれぞれ正,負の trend である. 右図:降水量の各月の trend. 横軸は月,縦軸は緯度を表す.赤:正の trend,青:負の trend. 実線,点線はそれぞれ信頼水準90%,95%以上の領域を示す.



図 3.29:3月における西部太平洋域での各物理量の気候値と trend の緯度 - 経度断面図を示す.(a) SST の緯度 - 経度断面図.(b) OLR の緯度 - 経度断面図.(c) _{*x*850}の緯度 - 経度断面図.(d) 1000hPa における比湿の緯度 - 経度断面図.(a)~(d)の塗色,コンター,単位などは図 3.8 と同様.

3.7 3月の結果に対する考察

3月において Hadley 循環の強化が示され,インド洋と西部太平洋域の局所 Hadley 循環の 強化が大きく影響していると考えられる.以下,それぞれの領域における結果に対する考 察を述べる.

インド洋

インド洋域における局所 Hadley 循環の強化は, DJF と同様で,下層の水蒸気フラックス の収束が増大する傾向に伴う対流強化が考えられる.また, ω の trend の最小値を DJF と比 較すると上昇流の強化傾向は DJF より約5%強く, DJF では北偏傾向が示されたが,3月 においては上昇流域ほぼ全域で ω の負の trend が確認された.水蒸気フラックスの収束増 大傾向の最小値は,3月の方が約36%強く,これらことからインド洋域では DJF よりも3 月のほうが強い循環強化傾向にあることが指摘される.しかし DJF は平均場なので,むし ろ Kobayashi and Maeda(2006)が述べるように DJF の名残が3月に表れていると考えたほ うが適切である.水平分布を解析すると SST が正の trend の有意な領域と χ_{850} における有 意な収束強化領域は少しずれるが,その最小値は DJF のそれと比べて40%ほど強い.ま た比湿の trend は同領域においてほとんど変わらないため,下層風の収束強化が3月の局所 Hadley 循環を強化させることが示唆される.これらの傾向は OLR の解析も確認すること ができるため,データ依存性は低いであろう.

気温の trend の鉛直分布に, Mitas and Clement(2006)が指摘するような有意な対流圏中層 に負の trend は見られなかった.

西部太平洋

西部太平洋において局所 Hadley 循環の強化が示された.下層における水蒸気フラックスの収束の増大傾向は有意ではないが,周囲に比べて相対的に強く,500hPa-700hPa の有意に収束が増大する傾向と上昇流強化との対応が考えられる.DJFと比較すると,上昇流の強化 trend は3月の方が60%ほど強く,インド洋域と同様に3月への phase shift が示唆できる.水平分布から上昇流強化領域とオ-ストラリア北東部のSSTの正の trend,OLRの負の trend, χ_{850} における収束傾向,比湿の正の trend が一致していることが示された.つまりオ-ストラリア北東部の SSTの上昇(DJFよりも明瞭)に伴い,下層風の収束強化,上昇流強化が起きる.

対流圏中層における気温の有意な負の trend は見られなかった.また気温の trend の鉛直 分布は ωの trend とも対応していない.

3.8 9月における解析結果

図 3.30 に 9 月における ψ と子午面循環の気候値と, ψ-index の経年変化を示す.ψ-index は, 第 3.3 章に述べた Kobayashi and Maeda(2006)の定義に従った.



図 3.30:9月における ψ と子午面循環の気候値と,ψ-index. 左図:ψ と子午面循環の気候値の緯度-高度断面図. 右図:ψ-indexの経年変化.単位,ベクトル,塗色などは,図 3.2 と同様.

9月における Hadley 循環は,5°N–20°N で上昇し,対流圏界面付近を赤道側に向かって 流れ,35°S–15°S で下降し赤道域に戻るという子午面循環が卓越する. ψ の気候値は,中心 付近で最小値 –2.3 × 10¹¹kg/s となり,この値は Kobayashi and Maeda(2006)の解析値の約 1.6 倍である. ψ -index の経年変化には有意な trend が見られず,これは彼らが指摘する9月 の Hadley 循環の強化とは異なる結果である.しかし 1996 年以降の経年変化には有意な負 の trend が見られ(値が負なので循環強化傾向),彼らと一致する結果であるが,本研究では JJA と同様に全期間における trend を基に議論を試みる.

その様子は EOF 解析の第1モードからも確認された.図3.31は9月のψ偏差場に対する EOF 第1モードのパターンと時係数の経年変化である.第1モードの寄与率は38.2%で, 20°S–15°N に負の偏差を持つ.その最小値は –6.9 × 10⁹kg/sで,JJA と比べると相対的に9 月の方が約13%大きい.時係数の trend に有意性は見られなかったが,2004年までは弱化 傾向にあり2005年と2006年に強化することがわかる.



図 3.31:9月における ψ 偏差場に対する第1モードの空間パタ-ンの緯度 - 高度断面図を示す.単位,塗色などは図 3.3と同様.

これまでの解析と同様に,図 3.32 に東西平均 ω の気候値と 500hPa 上昇流の緯度幅の経年変化を示す.5°N–20°N で上昇流域,40°S–3°N で下降流域となる. ω は 300hPa 付近の上昇流域で最小値–6.5 × 10⁻²Pa/s となり,下降流域で最大値 2.9 × 10⁻²Pa/s となる. ω_{500} の緯度幅の平均は 2.8 × 10³km で,その変化傾向は年間 14km/yr の割合で拡大していることがわかった.つまり,流量に変化が見られなく幅が拡大していることから,上昇流の弱化傾向が考えられる.



図 3.32:9月における東西平均 ω の気候値と 500hPa 上昇域の緯度幅の経年変化.単位,塗色など は図 3.4 と同様.



図 3.33:9月における東西平均 ωと南北風の気候値と trend. 左図:東西平均 ω の trend の緯度 - 高度断面図. 右図:東西平均南北風の trend の緯度 - 高度断面図. 単位,塗色は図 3.5 と同様.

次に9月における東西平均した ω と南北風の trend を図 3.33 に示す. Hadley 循環の弱化 を示唆する ω の trend として,中層から上層にかけての 10°N–15°N の上昇流域の有意な ω の正の trend と,15°S–8°S の下降流域に ω 有意な負の trend が挙げられる.南北風の trend からは,上層 10°N–15°N の北風領域に正の trend が確認された.一方,Hadley 循環の強化 を示唆する ω の trend として,700hPa 付近,8°N–10°N の上昇流域における有意な負の trend と,下層の 30°S–25°S における下降流域に正の trend が見られた.南北風からは,同領域下 層における南風域の正の trend が確認された.10°N–15°N における上昇流の弱化傾向はJJA に比べて約 23 %弱く,循環強度の trend が不明瞭になる要因の1つであると考えられる.

大西洋域における局所 Hadley 循環

大西洋域で東西平均した9月における各物理量の trend と気候値を図 3.34 に示す.パターン相関係数は 0.67 である.

(a) は大西洋域における子午面循環の気候値と ω の trend を示す.大西洋域の9月における局所 Hadley 循環では,5°N–15°N で上昇し,200hPa–300hPa 付近で赤道に向かって流れ,40°S–0° 付近で下降し,熱帯域に戻る循環が明瞭に現れる.200hPa–700hPa,10°N–15°N 付近の上昇流域の ω に有意な正の trend(最大値 1.3 × 10⁻³Pa/s/yr)が見られ,同領域下層に有意な負の trend が見られる.また,300hPa–500hPa,15°S–10°S 付近に有意な負の trend(最小値 –5.6 × 10⁻⁴Pa/s/yr) が確認された.

(b) に子午面循環の気候値と南北風の trend を示す.15°S-10°N における上層の北風域に最 大値 4.5 × 10⁻²m/s/yr となる有意な南風強化傾向があり, (a),(b) から局所 Hadley 循環の弱 化が示唆される.

鉛直積算水蒸気フラックスの発散の気候値と trend を (c) に示す.気候値は 2°N–13°N に収 束域があり,全球東西平均場とほぼ同じ大きさである.10°N 付近の収束領域で有意な発散 の増大傾向が見られ,その最大値は 5.0 × 10⁻⁷kg/s を越える.この領域は上昇流弱化領域 と一致する.

(d) に降水量の気候値と trend を示す. 降水量は 8°N 付近で peak の 10mm/day となり, その領 域の 2° ~ 3° 北の 10°N 付近に –5.0 × 10⁻¹mm/day/yr を越える有意な負の trend が見られる.

(e) は各層における $\nabla \cdot (q\mathbf{V})$ の trend である. 850hPa–1000hPa, 13°N 付近に有意な負の trend があり, その上層に最大値 4.6 × 10⁻¹⁰ kg/s/yr となる有意な正の trend が見られた.

(f) は気温の気候値と trend である.気候値は下層において北半球の方が南半球に比べ気温が高い.2.0 × 10⁻²K/yr 以上の有意な正の trend となるのは,下層の 5°N-30°N と 200hPa-500hPa,20°N-40°N の領域である.また北半球 100hPa 付近では最小値 -8.6 × 10⁻²K/yr となる有意な負の trend が確認された.



図 3.34: 大西洋域で東西平均した9月における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度断 面図.(b)子午面風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7の(a)~(f)と同様.

図 3.35 は各物理量の大西洋域における緯度 - 経度断面図である.

(a) はインド洋域における SST の気候値と trend を示す.カリブ海とカナリア諸島周辺の SST が高い領域に,2.0 × 10⁻²K/yr 以上の有意な正の trend が広がり,図 3.34(a)の下層におけ る 10°N–15°N の有意な負の trend と対応していると考えられる.また,ギニア湾にも一部 有意な正の trend となる領域が見られる.

(b) は OLR の気候値と trend を示す. 10° N – 15° N , 0° – 20° E の気候値で 240 W/ m^2 以下となる領域で有意な負の trend が見られ,アンデス山脈南部に有意な正の trend が確認された.

(c) に χ_{850} の気候値と trend を示した.気候値は 20°S–10°S, 40°W–0°で 5.0 × 10⁶ m^2 /s 以上となる発散領域がある. –3.0 × 10⁴ m^2 /s/yr 以下となる有意な trend がギニア湾南方と中部大西洋に見られ,後者は SST の正の trend の領域とほぼ一致する.

1000hPaにおける比湿の気候値とtrendを(d)に示す.気候値は北半球海洋上で 1.6×10^{-4} kg/kg以上となる.trend はサハラ砂漠とブラジル高原で -1.0×10^{-4} kg/kg/yr以下の有意な負のtrend が明瞭であり,最大値 1.5×10^{-4} kg/kg/yrを越える有意な正のtrend がアンデス山脈,ギニア湾,アフリカ大陸南部で確認された.



図 3.35:9月における大西洋での各物理量の気候値と trend の緯度 - 経度断面図を示す.(a) SST の 緯度 - 経度断面図.(b) OLR の緯度 - 経度断面図.(c) _{*x*850} の緯度 - 経度断面図.(d) 1000hPa にお ける比湿の緯度 - 経度断面図.(a)~(d) の塗色,コンター,単位などは図 3.18 と同様.

3.9 9月の結果に対する考察

9月における Hadley 循環の trend は明瞭ではなく,その傾向に関する考察を以下に示す. 図 3.33 から上層の北風領域では負の trend であり,中層の正の trend 領域における気候値は 殆どどちらかわからないか,弱い南風である.また,trend は上層の正の trend よりも中層 の負の trend の方が割合が大きい.つまり式 2.2.1 で定義されたψにおいて,南北風を積分 すると 500hPa,7S の値に明瞭な trend が表れにくい可能性が示唆される.また上昇流と下 降流の弱化を JJA と比較すると,その割合(上昇流の弱化傾向の最大値を比較すると,JJA よりも 23 %小さい.)も空間分布も小さくなり,JJA では有意であった Hadley 循環の弱化 傾向が不明瞭となる誘因として考えられる.しかし,図 3.33 に示した緯度高度断面図や, 総流量は変化せず上昇流域の緯度幅が広がる傾向にあることを考慮すると,9月における Hadley 循環の弱化が示唆される.局所的に解析すると大西洋域における循環の弱化が大き く影響していることがわかった.よって以下に,大西洋における局所 Hadley 循環の弱化傾 向について考察を述べる.

大西洋

図 3.34(a),(b) から中上層では循環弱化が,下層では循環強化の傾向が見られるが,その割合の大きさから循環弱化が示唆される.図 3.34(e) で示された 600hPa-850hPa, 10°N-15°N における有意な水蒸気フラックスの発散増大傾向に伴う上昇流弱化が考えられる.水平分布から確認されたカリブ海とカナリア諸島周辺における SST の昇温傾向は, χ_{850} の収束傾向や下層の水蒸気フラックスの収束の増大傾向に伴う上昇流強化に対応していると考えられ,600hPa-850hPa 付近における水蒸気フラックスの発散増大傾向と対応していない.しかし χ_{500} の trend を見ると,発散傾向が確認され,これは上昇流弱化領域と一致していた(図略).また比湿の有意な負の trend がサハラ砂漠に見られるが,上昇流や χ とは対応していない.500hPa における比湿の trend にも対応関係は見られない.つまり χ_{500} の発散傾向が良気圧面における水蒸気フラックスの発散の増大に寄与していると思われる.

季節進行の遅れに関して,JJAと同様にインド洋では循環弱化の傾向が,東部太平洋ではITCZ強化傾向が見られた(図は付録B).つまりKobayashi and Maeda(2006)が指摘するtrendとはセンスが逆であるが,JJAの名残が9月に残るという点に関しては彼らと矛盾しない.

3.10 温暖化時における Hadley 循環の予測結果に関連した考察

第1章に述べたように,2007年にIPCCによる第4次報告書がまとめられ,温暖化時に おける気候システムに対する予測が示された.よって本節では,前節で示したDJFとJJA における過去数十年間のHadley循環のtrendが,温暖化の影響を捉えているかどうかにつ いて,Hadley循環の将来予測を述べた研究を紹介しながら考察する.

図3.36 に東西平均した気温の昇温量の鉛直分布における温暖化実験結果を示す(IPCC,2007). (a),(b),(c) はそれぞれ21世紀前半,中盤,後半を表し,その値は1980年~1999の平均からの差のマルチモデル平均である.(a) に示されるように21世紀初めにおいて既に温暖化の傾向は表れ,その傾向は対流圏全域で昇温傾向(熱帯対流圏上部において最大),成層圏全体で降温傾向である.昇温傾向が熱帯対流圏上部において最大となるため安定度はよくなり,熱帯の大気循環は弱まることが予想されている.



図 3.36: 温暖化時に予測される昇温量の緯度 - 高度断面図 .CO2 排出シナリオA1B による温暖化実験 結果を用いた各モデル間での平均値.昇温量は1980年~1999の平均からの差を示す.[(IPCC,2007)]

温暖化時に大気循環が弱まると指摘する研究に Held and Soden(2006)がある.図3.37は, 彼らが IPCC AR4 のモデル結果を用いて解析した,温暖化時における水蒸気と降水量の増 加率の散布図である.彼らは,水蒸気が温暖化時に Clausius-Clapeyron(CC)の割合で増加 するのに対して,降水量は CC よりも小さい割合で増加すると指摘している.また,凝結 や降水となった水蒸気が再び水蒸気に戻らないとし,P = Mq(P: 降水量, q: 典型的な境界層混合比,M:単位時間あたりの質量変化で大気循環の強さの指標となる.)を仮定する と上記より M は急速に減少しなければならない主張している.そこで彼らは,

$$\frac{\delta M}{M} = \frac{\delta P}{P} - 0.07\delta T, \qquad \exists \exists \exists c, \delta q \propto 0.07\delta T \qquad (3.10.1)$$



図 3.37: 温暖化時における水蒸気と降水量の増加率の散布図. 左図: 比湿 vs 地表面温度. 横軸は ΔT , 単位: K, 縦軸は Δq , 単位: %, 右図: 降水量 vs 地表面温度. 横軸は ΔT , 単位: K, 縦軸は ΔP , 単位: %. Δ ()は, 20C3M(20世紀再現実験)の最初の 20年間の平均とA1B(21世紀温暖化 実験)の最後の 20年間の平均との差. 図中の実線は Clausius-Clapeyronの割合で,点は各モデルの 解析結果. [Held and Soden,2006]

を定義し (0.07 は CC の割合), 全球平均した対流質量フラックスの経年変化を解析した結果, $\delta M/M$ は減少していることを明らかにした.また Vecchi and Soden(2007) は $M \ge \omega_{500}^{+}(\omega_{500}^{+})$ は上昇流)の高い相関関係を明らかにした.そこで彼らは, $P = \omega^{+} \cdot q$ (q は可降水量) と し, Held and Soden(2006) に従い,

$$\delta P/P = \delta \omega^+ / \omega^+ + \delta q/q \tag{3.10.2}$$

を定義し IPCC AR4 の実験結果を用いて解析を行った結果, ω^+ は温暖化に伴い弱化して いることを明らかにした.そこで本研究では式 3.10.1,式 3.10.2 を用いて熱帯域における $\delta M/M$, $\delta \omega^+/\omega^+$ を検討した.図 3.38 は,DJF,JJA におけるそれらの経年変化である.


図 3.38: DJF, JJA における $\delta M/M$, $\delta \omega^+/\omega^+$ の経年変化. 横軸の単位:年, 縦軸は無次元.

結果 DJF, JJA ともに $\delta\omega^+/\omega^+$ と $\delta M/M$ は減少していることが明らかになった.前節から JJA の循環弱化は示唆されたが, DJF では循環強化が認められた.つまりこの結果から上 昇流の弱化傾向が考えられるため, DJF の循環強化には下降流の強化が大きく寄与してい ると示唆できる.

Tanaka et al.(2005) は Hadley 循環, Walker 循環, Monsoon 循環の循環強度における温暖 化時の傾向を調べた.彼らは IPCC AR4 のモデル解析値を使いその循環強度として Tanaka et al.(2004) で示された定義を用いている.結果, JJA において Hadley 循環は9%, Walker 循環は8%, Monsoon 循環は14%弱まると結論している.この傾向は本研究で示した JJA における Hadley 循環の弱化と,図3.17 に示したインド洋域における局所 Hadley 循環の弱 化に関連する monsoon の弱化と一致する.この monsoon の弱化は大楽と江守(2006) でも 示されている.

第4章 結論

本研究では JRA-25 再解析データと NOAA の OLR のデータを用いて, Hadley 循環の循環 強度と形状における trend を 1979 年 ~ 2006 年の期間で解析した.また経度毎の局所 Hadley 循環を解析することにより, どの領域が Hadley 循環の trend に寄与しているのかを調べた.

DJF

DJF における Hadley 循環には強化傾向があることがわかった.この結果は,Oort and Yienger(1996)の定義に従った ψ -index の経年変化,EOF 第1モードの時係数の経年変化, ω と南北風の trend の緯度 - 高度断面図から確認することができ,先行研究と同様の結果となった.次に ψ -index の値,すなわち子午面内の総流量の変化傾向が上昇流域の幅に依存しているのか,上昇流の強さの変化傾向に依存しているのかを調べるため, ω_{500} の緯度幅を解析した.結果,緯度幅の経年変化に有意な trend は見られなかった.つまり総流量が増加傾向にあり緯度幅が変化していないことから,上昇流の強化が考えられる.

次に,どの領域の局所 Hadley 循環が DJF における Hadley 循環の強化傾向に寄与しているのかを調べるため,経度毎の局所 Hadley 循環を解析を行った.その結果,DJF においてインド洋,西部太平洋,東部太平洋域の局所 Hadley 循環が Hadley 循環の強化傾向に大きく寄与していることがわかった.

上昇流強化が示唆されたインド洋域,西部太平洋域では,SSTの上昇と下層の風の収束 に関連した,水蒸気フラックスの収束の増大傾向が上昇強化と対応していることがわかっ た.インド洋域におけるその割合は,上昇強化傾向が最も強い領域において1979年に比べ て約38%強まっており,同緯度下層における水蒸気フラックスの収束の増大傾向が最も強 い領域において約48%強まることがわかった.また両者の相関は0.81であり,良い対応が 見られた.さらに,インド洋域とITCZ北側では水蒸気フラックスの発散の増大傾向に伴 う下降流強化が示唆された.

 $\delta M/M, \delta \omega^+/\omega^+$ を検討した結果, DJF における Hadley 循環の強化傾向は,下降流強化が寄与していることが明らかになった.つまり上記に示したインド洋域とITCZ 北側の下降流強化が大きく影響していると考えられる.

気温の trend の鉛直分布に関して, Mitas and Clement(2006)が指摘した対流圏中層の cooling 傾向は見られなかった.この傾向は全球東西平均した気温の trend からも確認された(図 略).また上昇流と気温の trend は対応しておらず,今後さらに議論する必要があるが,本研

JJA

JJA において Hadley 循環は弱化していることがわかった.この結果は, Tanaka et al.(2004) や Mitas and Clement(2005) らが指摘する, JJA での循環強度に明瞭な trend は見られないという結果と異なる.また上昇流域の緯度幅に有意な変化傾向はなく,総流量が減少傾向にあることから上昇流の弱化が考えられる.

経度毎の局所 Hadley 循環を解析を行った結果,インド洋域と大西洋域における局所 Hadley 循環は弱化傾向にあり,特にインド洋域では上昇流の弱化傾向と南偏傾向が明瞭に表れた. 水平分布の解析から,SST が最大となる領域の南偏,それに伴う下層風の収束場の南偏, さらにインド大陸上の比湿の減少傾向が確認された.つまりそれらにより下層の水蒸気フ ラックスの発散が増大傾向となり,上昇流は弱化傾向になると考えられる.

本研究で問題定義した JJA における対流圏中層の cooling 傾向に関して,一部の領域で その傾向が見られたが,全球東西平均した気温の trend からはその傾向は見られなかった (図略).つまり DJF における気温の trend も考慮すると, Mitas and Clement(2006)の指摘は JRA-25 には適用されないと思われる.

Kobayashi and Maeda(2006)は, DJF における北側の Hadley 循環の特性が3月に残り, JJA における南側の Hadley 循環の特性が9月に残ることを述べ,季節進行の遅れを指摘している.本研究ではその期間における Hadley 循環の trend と局所 Hadley 循環の寄与について解析を試みた.

3月

3月における Hadley 循環は強化していることがわかった.これは, Kobayashi and Maeda(2006) と矛盾しない結果で,むしろ彼らが示した trend よりも強い強化傾向が表れた.また ω₅₀₀ の緯度幅に有意な変化傾向は見られず,総流量が増加していることから DJF 同様,上昇流 の強化が考えられる.さらに経度毎の Hadley 循環の解析から,その強化傾向がインド洋域 と西部太平洋域の局所 Hadley 循環の強化に因ることが示された.つまりこれらの領域にお ける局所 Hadley 循環の強化が,季節進行の遅れの誘因となる可能性が考えられる.

9月

9月の Hadley 循環においてωと南北風の trend の緯度 - 高度断面図から循環弱化傾向が示 唆された.この傾向は,総流量が変化せず,上昇流域の緯度幅が年間14.1km/yrの割合で拡 大することから考えられる上昇流の弱化傾向と整合的な結果である.この結果は Kobayashi

and Maeda(2006)の結果と異なる.また,この弱化傾向は,局所Hadley循環の解析から大 西洋域が大きく影響していることが明らかとなった.

大西洋における局所 Hadley 循環の弱化傾向は, X500の発散増大と対応する 600hPa-850hPa における水蒸気フラックスの発散増大傾向と対応している. Kobayashi and Maeda(2006) によって解析された trend とはセンスが逆であるが, 9月において JJA の名残が特に残る領域は大西洋であると思われる.

以上,各々の期間における Hadley 循環の trend に関する結論である.また DJF において ITCZの強化を示したが,その強化傾向は2月と3月を除いた他の全ての月で確認され,これは興味深い事実である(付録図 B.1).

本研究における問題点と課題

本研究ではJRA-25 再解析データのみを用いて Hadley 循環の trend を解析したため,他の 再解析データセットとの整合性の議論が不十分である.また独立な衛星データである NOAA の OLR データとの対応も十分ではなく,データ依存性についてさらに議論が必要である. 特に気温とωの trend における対応関係が希薄であることに対する考察は,本研究におい て今後重要な課題となる.また循環強度と面積の関係については,Hadley 循環の幅をモデ ル実験を用いて議論している Held and Hou(1980) や Satoh(1994) などから考察する必要が ある.

謝辞

本研究を進めるにあたり,御忙しい中,研究指導や論文制作などに多大なる御尽力を頂 きました指導教官の岩嶋樹也教授に深く感謝申し上げます.向川均准教授には気象学や解 析方法などを一から熱心に教えていただき、大変感謝しております.井口敬雄助教にはセ ミナー等で御意見をいただきました.また,谷口博氏,近本喜光氏にはパソコンや研究指 導だけでなく,公私に渡り大変御世話になりました.

京都大学物理気候学研究室の里村雄彦教授には,本研究を始める際にJRA-25のデータを 提供して頂きました.さらに里村教授をはじめ,西憲敬助教など物理気候の皆様にはセミ ナーを通して貴重な御意見をいただきました.北海道大学海洋気候物理学教室の稲津 將准 教授には,地球温暖化実験データを提供していただきました.本編中に結果を示すことが できませんでしたが,本研究においてさらに理解を深めることができました.以上の方々 に厚く感謝致します.最後に秘書の中村貞代さんや災害気候研究室の皆様に,この場を借 りて感謝の意を表します.

なお,本研究における図の作成には GrADS を使用致しました.本研究で利用したデータ セットは,気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供さ れたものであります.

付録A 物理量の定義と解析方法

この章では,第2章に示した本研究で用いた物理量の定義と解析方法の詳細を記載する.

A.1 物理量の定義

A.1.1 質量流線関数

Oort and Yienger(1996) に倣い,子午面内の質量輸送量を質量流線関数 ψ で定義する. 質量保存の式

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{V}) = 0 \tag{A.1.1}$$

において,時間・東西平均を施すと

$$\frac{\partial}{\partial y}(\rho \bar{v}) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho \bar{w}) = 0 \tag{A.1.2}$$

となる.ここで式(A.1.2)を球面に拡張してp系で考えると

$$\frac{1}{R\cos\phi}\frac{\partial}{\partial\phi}\left[\bar{\nu}\right]\cos\phi + \frac{\partial\left[\bar{\omega}\right]}{\partial p} = 0 \tag{A.1.3}$$

が求まる.ここで(⁻),[]はそれぞれ東西平均,時間平均を表す. 質量流線関数 ψ を

$$\bar{v} = -\frac{g}{2\pi R\cos\phi}\frac{\partial\psi}{\partial p}, \qquad \bar{\omega} = \frac{g}{2\pi R^2\cos\phi}\frac{\partial\psi}{\partial\phi}$$

で定義し,これを積分すると以下の式(A.1.4)を得る.

$$\psi = \frac{2\pi R \cos \phi}{g} \int_{p=0}^{p=p_0} [\bar{v}] dp$$
 (A.1.4)

データの鉛直層数の制約により最上端は計算できないため,本研究ではp = 0をp = 30hPaとして計算した.

A.1.2 速度ポテンシャル

2次元流を非回転成分と非発散成分にわけたとき,非回転成分(つまり発散成分)を速度 ポテンシャル χ を用いて定義する.2次元流V(u,v)の発散成分を $V_{\chi}(u_{\chi},v_{\chi})$ とし,回転成分 を $V_{\psi}(u_{\psi},v_{\psi})$ をすると, V_{χ} の発散は

$$\nabla \cdot \mathbf{V}_{\chi} = \nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{\partial u_{\chi}}{\partial x} + \frac{\partial v_{\chi}}{\partial y} = \frac{\partial^2 \chi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \chi}{\partial y^2} = \nabla^2 \chi \quad , \qquad \because \nabla \cdot \mathbf{V}_{\psi} = 0 \tag{A.1.5}$$
Etas. ccc.

$$u_{\chi} = \frac{\partial \chi}{\partial x}$$
, $v_{\chi} = \frac{\partial \chi}{\partial y}$

と定義した. さらに本研究では Tanaka et al.(2004) に倣い,

$$\chi = -\nabla^{-2} \left(\nabla \cdot \mathbf{V} \right) \tag{A.1.6}$$

と定義した.また,本研究では球面に拡張して考えるため,球面調和関数(地球流体電脳 倶楽部 DCL のサブルーチンパッケージ)を用いて微分した¹.なお,水蒸気フラックスの収 束・発散を解析する際にも,球面調和関数を用いて微分演算を行った.

A.2 解析方法

A.2.1 Trend 解析

本研究では, Hadley 循環の長期変化傾向を解析するために Trend 解析を行う. Trend 解 析の際に以下に示すような最小二乗法を用いた. 例えば,時系列 y_i, x_i (*i* = 1, 2, 3...*n*) に 関して

$$S = \sum_{i=1}^{n} (y_i - ax_i - b)^2$$

を最小とする 係数 a, b を求める.

¹計算の際, T106 で行った

$$S = \sum_{i=1}^{n} (y_i - ax_i - b)^2$$

= $\sum_{i=1}^{n} y_i^2 + a^2 \sum_{i=1}^{n} x_i^2 + nb^2 - 2ax_iy_i - 2b \sum_{i=1}^{n} y_i + 2ab \sum_{i=1}^{n} x_i$

Sを最小とする a, bを求めるため , $\frac{\partial S}{\partial a} = 0$, $\frac{\partial S}{\partial b} = 0$ から 係数 a, bを求めると ,

$$a = \frac{n \sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} y_i \sum_{i=1}^{n} x_i}{n \sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2}, \qquad b = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i^2 \sum_{i=1}^{n} y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i y_i \sum_{i=1}^{n} x_i}{n \sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2}$$

このように求まった係数 aを,回帰係数 (Regression Coefficient) という.

回帰直線の有意性

Trend 解析を行う際に,上記で求めた回帰直線が統計的に有意であるかを検証する必要があるが,本研究では分散分析表を用いた F 値の導出により回帰直線の統計的有意性を議論する.分散分析表を用いた有意性の議論とは,

仮説 *H*₀:この回帰直線は予測に役立たない.対立仮説 *H*₁:この回帰直線は予測に役立つ.

という2つの仮説を検定する方法である.以下の表に分散分析表を示す.

変動	平方和	自由度	平均平方	F値
回帰による変動	S_R	1	V_R	
誤差による変動	S_E	n-2	V_E	F_0

ここで,

$$S_R = a \left[\sum_{i=1}^n x_i y_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^n x_i\right) \left(\sum_{i=1}^n y_i\right)}{n} \right]$$
$$S_E = \sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n y_i\right)^2}{n} - S_R$$

$$V_R = S_R$$
, $V_E = \frac{S_E}{n-2}$, $F_0 = \frac{V_R}{V_E}$

である.有意水準 α から F 分布の表を用いて,

 $F_0 \ge F_{(1,n-2)}(\alpha)$

ならば,仮説 H₀を棄却し対立仮説 H₁を採用し,この回帰直線は予測に役立つということ が考えられる.

A.2.2 相関解析

ある時系列 y_i , x_i (i = 1, 2, 3...n) に関して, 2つの時系列の間の相関を定量的に議論する際に用いられる統計解析である.相関係数 r は,

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right) \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)}{\sqrt{\left[n \sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2\right] \left[n \sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2\right]}}$$

として求められ, $-1 \leq r \leq 1$ である.

パターン相関解析

ある空間パターン $\psi(x, y)$ と $\chi(x, y)$ がどれだけ一致しているかを求める際に行う解析方法である.相関係数 *R* は,サンプル数を N とすると,

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{N} (\psi_i - \bar{\psi}) (\chi_i - \bar{\chi})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} (\psi_i - \bar{\psi})^2 \sum_{i=1}^{N} (\chi_i - \bar{\chi})^2}} , \quad \bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} A_i$$

として求めることができる.2つの空間パターンが完全に一致(反転)しているとき,最大値 +1(最小値 -1)をとる.気象場では一般的に相関係数が0.6以上あれば2つのパターンは似ているとされる.

相関の有意性

Trend 解析同様に相関係数の有意性を議論する必要があるが,その際しばしば用いられる検定手法が「無相関の検定」である.

仮説 *H*₀:2つの時系列 (*y_i*, *x_i*) には相関がない. 対立仮説 *H*₁:2つの時系列 (*y_i*, *x_i*) には相関がある.

という仮説を立てた上で,t検定を行う.rを相関係数,nをサンプル数として検定統計量 T(r)を求める.

$$T(r) = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

仮説 H_0 が成り立つとき, T(r) の分布は自由度 N = 2 のt 分布になることが知られており, α を有意水準とすると

$$T(r) \leq -t_{n-2}\left(\frac{\alpha}{2}\right) \quad , \quad T(r) \geq t_{n-2}\left(\frac{\alpha}{2}\right)$$

のとき,仮説 H_0 は棄却し対立仮説 H_1 を採用することができるので,2つの時系列 y_i , x_i に は相関があると考えられる.

A.2.3 EOF 解析

本研究では,Hadley 循環の主要な変動成分を解析するため主成分分析(EOF解析:Empirical Orthogonal Function)を行った.(以下,主成分分析をEOF解析と称する).EOF解析とは多くの変量の値を互いに独立な少数個の総合的指標で代表する手法である.具体的に以下の手法で行った.50°S-50°Nにおける格子点数P個,観測年数N年のHadley循環の気候値に対する偏差場のデータセットをN行×P列の行列Wで表し,その分散共分散行列Vを求め,VをSSL2を用いて固有値分解して

$$V\mathbf{z}_i = \lambda_i \mathbf{z}_i$$

の固有ベクトル \mathbf{z}_i と固有値 λ_i を求める.分散共分散行列を求める際に,緯度方向への重み として $\sqrt{\cos \phi}$ をかけ,鉛直方向にはデータが等間隔ではないことを考慮して,以下の式で 示す重み w_n を偏差にかけた.

$$w_n = \sqrt{\frac{(p_n - p_{n-1})/2 - (p_{n+1} - p_n)/2}{p_s - p_0}}$$

ここで, p_n (n = 1,2,3....15) は各気圧面を示す.上記で求めた固有値とそれに対応する固有 ベクトルを大きい順に並び替え,第1モード,第2モード,...,第Pモードとする.各モー ドにおける固有ベクトルの平方和は1になるように規格化されている.また,全分散量に 対する λ_i の割合を第iモードの寄与率と呼ぶ.次に時係数Tを求める.時係数Tは固有ベ クトルを用いて,T=Wzと表すことができ,Wとzの内積から求めることができる.

付 録 B 解析結果

本章では,第3章で示さなかった領域の解析結果と,東部太平洋域における各月の ω_{500} と降水量の trend を記載する.まず, ITCZ の強化を示唆する図 B.1 を示す.



図 B.1: 東部太平洋域における ω_{500} と降水量の各月の trend の時間 - 緯度断面図を示す. 左図: ω_{500} の各月の trend. 横軸は月,縦軸は緯度を表す.青,赤はそれぞれ正,負の trend である. 右図:降水量の各月の trend. 横軸は月,縦軸は緯度を表す. 塗色,実線,点線は図 3.28 と同様.

また第3章で解析結果を示さなかった領域を以下の表に示し,次節に DJF, JJA, 3月, 9 月の順で図を記載する.

DJF	大西洋		
JJA	西部太平洋,東部太平洋		
3月	大西洋,東部太平洋		
9月	インド洋 , 西部太平洋 , 東部太平洋		

B.1 DJF

大西洋



図 B.2: 大西洋域で東西平均した DJF における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度断 面図.(b) 南北風の緯度 - 高度断面図.(c) 鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d) 降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f) 気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f) における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7 の(a)~(f) と同様.

B.2 JJA

B.2.1 西部太平洋



図 B.3: 西部太平洋域で東西平均した JJA における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b) 南北風の緯度 - 高度断面図.(c) 鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d) 降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f) 気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f) における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7 の(a)~(f) と同様.

B.2.2 東部太平洋



図 B.4: 東部太平洋域で東西平均した JJA における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7 の(a)~(f)と同様.

B.3 3月

B.3.1 大西洋



図 B.5: 大西洋域で東西平均した 3 月における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度断 面図.(b) 南北風の緯度 - 高度断面図.(c) 鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d) 降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f) 気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f) における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7 の(a)~(f) と同様.

B.3.2 東部太平洋



図 B.6: 東部太平洋域で東西平均した3月における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7の(a)~(f)と同様.

B.4 9月

B.4.1 インド洋



図 B.7: インド洋域で東西平均した9月における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7の(a)~(f)と同様.

B.4.2 西部太平洋



図 B.8: 西部太平洋域で東西平均した9月における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b) 南北風の緯度 - 高度断面図.(c) 鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d) 降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f) 気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f) における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7 の(a)~(f) と同様.

B.4.3 東部太平洋



図 B.9: 東部太平洋域で東西平均した9月における各物量の trend と気候値を示す.(a)ωの緯度 - 高度 断面図.(b)南北風の緯度 - 高度断面図.(c)鉛直積算水蒸気フラックスの発散.(d)降水量.(e)∇·(qV) の緯度 - 高度断面図.(f)気温の緯度 - 高度断面図.(a)~(f)における単位,折線,塗色などはそれ ぞれ図 3.7 の(a)~(f)と同様.

参考文献

- Goswami, B. N., Krishnamurthy, V., and Annamalai, H., 1999: A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon., *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 611-633.
- [2] Held, I. M., and Hou, A. Y., 1980: Nonlinear axially symmetric circulations in a mearly inviscid atmosphere., *J. Atmos. Sci.*, **37**, 515-533.
- [3] Held, I. M., and Soden, B. J., 2006: Robust Responses fo the Hydrological Cycle to Global Warming., J. Clim., 19, 5686-5699.
- [4] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)., 2007., Climate Change 2007: The Physical Science Basis., Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Chenge., Cambridge Univ.Press, 765pp
- [5] Kitoh, A., S., Yukimoto., A., Noda., and T., Motoi., 1997: Simulated changes in the Asian summer monsoon at times of increased atmospheric CO₂., J. Meteorol. Soc. Japan., 76, 1019-1031.
- [6] Kobayashi, C., and S., Maeda., 2006: Phase shift of the seasonal cycle in the Hadley Circulation in recent decades, *Geophys Res. Lett.*, **33**,L22703, doi:10.1029/2006GL027682.
- [7] Mitas, C. M., and Clement, A., 2005: Has the Hadley cell been strengthening in recent decades?, *Geophys Res. Lett.*, **32**, L03809, doi:10.1029/2004GL021765.
- [8] Mitas, C. M., and Clement, A., 2006: Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses, *Geophys Res. Lett.*, 33, L01810, doi:10.1029/2005GL024406.
- [9] Oort, A., and Yienger, J. J., 1996: Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO, *J. Clim.*, **9**, 2751-2767.
- [10] Satoh M., 1994: Hadley Circulations in Radiative-Convective Equilibrium in an Axially Symmetric Atmosphere., J. Atmos. Sci., 51, 1947-1968.

- [11] Tanaka, H. L., N. Ishizaki, and A. Kitoh., 2004: Trend and interannual variations fo Walker, monsoon, and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere, *Tellus, Ser. A.*, 56, 250-269.
- [12] Tanaka, H. L., N. Ishizaki, and D. Nohara., 2005: Intercomparison fo the Intensities and Trends of Hadley, Walker and Monsoon Circulations in the Global Warming Projections, *SOLA*, 1, 077-080, doi: 10.2151/sola. 2005-021
- [13] Vecchi, G. A., and Soden, B. J., 2007: Golobal Warming and the Weakening of the Tropical Circulation, J. Clim., 20, 4316-4340.
- [14] Wang, C., 2002: Atmospheric circulation cells associated with the El Nino Southern Oscillation, J. Clim., 15, 399-419.
- [15] 大楽浩司,江守正多,2006:高解像度全球気候モデルによる地球温暖化時の夏季アジ アモンスーン,水工学論文集,第50巻,547-552.