

学位論文

地球温暖化に伴う
乾燥・半乾燥地域の気候変動に関する研究

原田 千夏子

目次

第1章 研究背景と目的

第1節 将来の地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の気候変動	1
第2節 乾燥・半乾燥地域における降水量の観測	5
第3節 本論文の目的	9

第2章 乾燥・半乾燥地域における TRMM PR データ精度の検証

第1節 研究背景	11
第2節 使用データおよび分析方法	14
第3節 結果	18
第1項 月平均データの比較	18
第2項 季節平均データの比較	21
第3項 3年間の季節平均データの比較	25
第4節 TRMM PR データのバイアスと降水イベントの季節変化	28
第1項 使用データおよび分析方法	29
第2項 結果	29
第5節 まとめ	30

第3章 サハラ砂漠域における降水の季節・経年変動

第1節 研究背景	33
第2節 TRMM PR データによるサハラ砂漠域の降水変動の分析	36
第1項 使用データおよび分析方法	36
第2項 結果	37
第3節 サハラ砂漠域の降水の季節変動	42
第4節 サハラ砂漠域の降水の経年変動	43
第5節 まとめ	50

第4章 地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の水循環の変化

第1節 研究背景	52
第2節 大気海洋結合モデルと数値実験の概要	54
第3節 20世紀気候の再現実験結果と観測値の比較	55
第1項 全球分布	56
第2項 サハラ砂漠域・サヘル	59
第3項 中央アジア	66
第4項 オーストラリア	67

第 5 項	アメリカ西部	70
第 4 節	地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の変化	72
第 1 項	全球分布	74
第 2 項	サハラ砂漠域・サヘル	75
第 3 項	中央アジア	84
第 4 項	オーストラリア	88
第 5 項	アメリカ西部	92
第 5 節	まとめ	97
第 5 章 結論		
第 1 節	本研究のまとめ	99
第 1 項	乾燥・半乾燥地域における TRMM PR データ精度の検証	99
第 2 項	サハラ砂漠域における降水の季節・経年変動	100
第 3 項	地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の水循環の変動	101
第 2 節	本研究の課題と今後の展望	102
第 1 項	乾燥・半乾燥地域に対する TRMM PR データの適用	102
第 2 項	地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の降水変動	103
参考文献		105
謝辞		114

図表目次

第 1 章

Figure 1 - 1 全球平均した過去 140 年間の地表面気温の変動 (IPCC, 2001). 黒線は 10 年移動平均, エラーバーは 95%信頼区間を示す.	1
Figure 1 - 2 IPCC 排出シナリオと 21 世紀の予測 (IPCC, 2001). 各シナリオの(a) CO ₂ 排出量, (b) CO ₂ 濃度の予測, (c) 人為起源の SO ₂ の排出量. これらの図には, IPCC 第二次評価報告書で用いられた IS92a シナリオも記載してある. (d) 全球平均気温, (e) 海面水位の変化の予測.	2
Figure 1 - 3 SRES A2 および B2 シナリオによる地球温暖化に伴う JJA・DJF の降水量の変化の傾向 (Giorgi et al., 2001).	2
Figure 1 - 4 SRES B2 シナリオによる温暖化実験における, JAS の日降水量の現在からの差 (Maynard et al., 2002).	3
Figure 1 - 5 1990 年に対する 2030, 2070 年の年平均降水量の差 (CSIRO, 2001). エリアマップの色はグラフと対応している. なお, 下図の Summer は DJF, Autumn は MAM, Winter は JJA, Spring は SON に対応している.	4
Figure 1 - 6 SRES IS92a シナリオによる温暖化実験における (左) JJA, (右) DJF の土壌水分量の現在からの差 (cm) (Wetherald and Manabe, 2002).	5
Figure 1 - 7 TRMM および搭載された 5 つのセンサ.	7
Figure 1 - 8 TRMM PR, TMI, VIRS の観測の模式図 (Kummerow et al., 1998). ...	8

第 2 章

Figure 2 - 1 各グリッドに含まれる地上観測点の数 (Nicholson et al., 2003).	12
Figure 2 - 2 全グリッド平均した各月および 5 ヶ月平均の RMSE (上段), バイアス (中段), バイアスの割合 (下段) (Nicholson et al., 2003).	12
Figure 2 - 3 アフリカ大陸の気候帯 (Adeyewa and Nakamura, 2003).	13
Figure 2 - 4 地上観測点 (GPCC) の分布 (Adeyewa and Nakamura, 2003).	13
Figure 2 - 5 GPCC と TRMM PR の (左) JJA, (右) DJF の降水量 (Adeyewa and Nakamura, 2003).	14
Figure 2 - 6 オーストラリアの地上観測点の分布.	15
Figure 2 - 7 比較グリッドの選択手順. (a) 全球地上観測データの気候値 (New et al., 2000). 年降水量が 500 mm 以下のグリッドを黄色で示した. (b) 2000 年 1 月のオーストラリア気象局の地上観測点数. 地上観測点が 5 点以上の乾燥・半乾燥地域のグリッドをオレンジで示した. (c) 2000 年の TRMM PR の月平均観測ピクセル数. 観測ピクセルが 30,000 以上で地上観測点が 5 点以上の乾燥・半乾燥地域のグリッドを赤で示した.	16

Figure 2 - 8 経緯度が(a) 1.0°x 1.0° , (b) 2.5°x 2.5° , (c) 5.0°x 5.0° , (d) 10.0°x 5.0°グリッドの比較対象範囲	17
Figure 2 - 9 1.0°x 1.0° , 2.5°x 2.5° , 5.0°x 5.0° , 10.0°x 5.0°グリッドの地上観測値 , TRMM PR の Bias%	19
Figure 2 - 10 10.0°x 5.0°グリッドの 3 , 6 , 7 , 9 , 10 , 12 月の地上観測 (寒色) , TRMM PR (暖色) 日降水量の全グリッド平均値	20
Figure 2 - 11 1.0°x 1.0° , 2.5°x 2.5° , 5.0°x 5.0° , 10.0°x 5.0°グリッドの RMSE%	21
Figure 2 - 12 1.0°x 1.0° , 2.5°x 2.5° , 5.0°x 5.0° , 10.0°x 5.0°グリッドの地上観測値 , TRMM PR の Bias%	23
Figure 2 - 13 10.0°x 5.0°グリッドの 3 年間の JJA・DJF 地上観測値(寒色) , TRMM PR (暖色) 日降水量の全グリッド平均値	23
Figure 2 - 14 1.0°x 1.0° , 2.5°x 2.5° , 5.0°x 5.0° , 10.0°x 5.0°グリッドの RMSE%	25
Figure 2 - 15 経緯度 (左) 1.0°x 1.0° , (中央) 2.5°x 2.5° , (右) 5.0°x 5.0°グリッドの地上観測 , TRMM PR の日降水量 . それぞれ回帰直線 (点線) , 回帰係数 . 決定係数 (R ²) を記載した	27
Figure 2 - 16 経緯度 10.0°x 5.0°グリッドの地上観測 , TRMM PR の日降水量	28
Figure 2 - 17 1.0°x 1.0° , 2.5°x 2.5° , 5.0°x 5.0° , 10.0°x 5.0°グリッドの (左) 地上観測値 , TRMM PR の Bias% , (右) RMSE%	28
Table 2 - 1 各季節の降水イベントの数 . 降水イベントを対流性 (Convective) と層状性 (Stratiform) に分け , さらに対流性降水イベントを DC とそれ以外 , 層状性降水イベントを DS とそれ以外に分けた . 参考のため , 全グリッド平均したバイアス (mm/day) も示した	30
Table 2 - 2 各年の TRMM PR データが信頼できる季節	31
Table 2 - 3 3 年間平均した TRMM PR データが信頼できる季節	31

第 3 章

Figure 3 - 1 GPCP 長期平均 (1979-1998 年) データによるサハラ砂漠域の日降水量 . 左が JJA , 右が DJF の季節平均値	34
Figure 3 - 2 アフリカ大陸で降水量が最大となる月 (Nicholson, 2000) . サハラ砂漠域 (20°-30°N , 10°W-30°E) を長方形で示した	35
Figure 3 - 3 アフリカ北西部で観測される季節間の降水メカニズムの模式図 (Flohn, 1975) . 南下した上層偏西風トラフとアフリカ偏東風波動擾乱のカップリングを示す	35
Figure 3 - 4 研究対象エリア . サハラ砂漠域に着色してある	36
Figure 3 - 5 サハラ砂漠域の高度分布 (ETOPO5)	37

Figure 3 - 6	1998-2001 年の TRMM PR (3G68) のサハラ砂漠域の月積算降水量。棒グラフの色は Figure 3 - 4 に対応している。グラフの上部はサハラ砂漠域北部 (25°-30°N) の降水, 下部は南部 (20°-25°N) の降水を示す。赤字は各月のデータの欠損日数を示す。.....	38
Figure 3 - 7	1998-2001 年の GPCP の月積算降水量。凡例は Figure 3 - 6 と同様。.....	39
Figure 3 - 8	地上観測データによる月積算降水量の気候値 (Legates and Willmott, 1990)。凡例は Figure 3 - 6 と同様。.....	39
Figure 3 - 9	NCEP 再解析データ (1979-1995 年平均) による, 5-9 月のサハラ砂漠域上空の東西風と比湿の東西平均 (30°W-20°E) の鉛直分布。緑色が西風 (m/s), 青色が東風 (m/s) 領域を示している。数値つきのコンターは比湿 (g/kg) を示す。.....	42
Figure 3 - 10	5.0°x 5.0°グリッド (25.0°-30.0°S, 130.0°-135.0°E) で平均した 6 月の日降水量 (mm/day) と TRMM PR によって観測されたこのグリッドの降水イベント数。棒グラフが日降水量, x が降水イベント数を示す。.....	44
Figure 3 - 11	1998-2000 年 5 月の最大降雨強度 > 50 mm, 降雨頂高度 > 8 km の対流性降水イベントの分布。降水イベントの中心地点に, Figure 3 - 13 に対応した記号をプロットした。色はイベントの最大降雨強度 (mm/hour) に対応している。.....	46
Figure 3 - 12	1998-2000 年 5 月の最大降雨強度 > 2 mm, 降雨頂高度 > 5 km の層状性降水イベントの分布。凡例は Figure 3 - 11 と同様。.....	46
Figure 3 - 13	降水イベントの凡例。降水タイプおよび降雨頂高度によって異なる記号を使用している。記号の大きさは降水面積に対応している。また, 記号の色は対流性 (conv.)・層状性 (strat.) 降雨で異なる最大降雨強度に対応している。.....	47
Figure 3 - 14	NCEP 再解析データによる, 1998-2001 年の 5 月のサハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した, 東西風と比湿の平年偏差の鉛直分布。緑色が長期平均値に対する西風偏差 (m/s), 青色が東風偏差 (m/s) 領域を示す。数値つきのコンターが比湿の偏差 (g/kg) を示す。.....	48
Figure 3 - 15	1998-2000 年 8 月の最大降雨強度 > 50 mm, 降雨頂高度 > 8 km の対流性降水イベントの分布。凡例は Figure 3 - 11 と同様。.....	49
Figure 3 - 16	1998-2000 年 8 月の最大降雨強度 > 2 mm, 降雨頂高度 > 5 km の層状性降水イベントの分布。凡例は Figure 3 - 11 と同様。.....	49
Figure 3 - 17	NCEP 再解析データによる, 1998-2001 年の 8 月のサハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した, 東西風と比湿の平年偏差の鉛直分布。凡例は Figure 3 - 14 と同様。.....	50
Table 3 - 1	サハラ砂漠域の各月の降水イベントの数。月毎に 1998-2000 年の値を上中下段に示した。対流性降雨は降雨頂高度が 8 km より大きく, 最大降雨強度が 50 mm より大きいイベント (DC) とそれ以外のグループに 2 分割した。層状性降雨は降雨頂	

高度が 5 km より大きく, 最大降雨強度が 2 mm より大きいイベント (DS) とそれ以外のグループに 2 分割した .	41
--	----

第 4 章

Figure 4 - 1 SRES B2 シナリオによる温暖化実験における, 0°E の JAS の(a)南北風, (b)東西風の変化 (Maynard et al., 2002) .	52
Figure 4 - 3 対象とする乾燥・半乾燥地域 .	56
Figure 4 - 4 20C 実験の (左) JJA, (右) DJF の地表面気温 ().	56
Figure 4 - 5 20C 実験と NCEP データの (左) JJA, (右) DJF の地表面気温の差 ().	57
Figure 4 - 6 20C 実験の (左) JJA, (右) DJF の日降水量 (mm/day) .	58
Figure 4 - 7 GPCP の (左) JJA, (右) DJF の日降水量 (mm/day) .	58
Figure 4 - 8 20C 実験と GPCP の (左) JJA, (右) DJF の日降水量の差 (mm/day) .	58
Figure 4 - 9 TRMM PR の (左) JJA, (右) DJF の日降水量 (mm/day) .	58
Figure 4 - 10 観測値と 20C 実験によるサハラ砂漠域 (20°-30°N, 20°W-40°E) の気温の月変化 (). 青線が観測値, 赤線が 20C 実験の値を示す. エラーバーは標準偏差を示す .	59
Figure 4 - 11 観測値と 20C 実験によるサヘル (10°-20°N, 20°W-40°E) の気温の月変化 (). 凡例は Figure 4 - 10 と同様 .	59
Figure 4 - 12 観測値と 20C 実験によるサハラ砂漠域 (20°-30°N, 20°W-40°E) の日降水量の月変化 (mm/day) . 凡例は Figure 4 - 10 と同様 .	60
Figure 4 - 13 観測値と 20C 実験によるサヘル (10°-20°N, 20°W-40°E) の日降水量の月変化 (mm/day) . 凡例は Figure 4 - 10 と同様 .	60
Figure 4 - 14 (左) 観測値と (右) 20C 実験による北アフリカの JJA の日降水量 .	61
Figure 4 - 15 (左) NCEP 再解析データと (右) 20C 実験によるアフリカ大陸の JJA の気圧 (hPa) .	62
Figure 4 - 16 アフリカ大陸周辺の JJA の海面水温 (). (左) Reynolds SST の値 (右) 20C 実験と Reynolds SST の差 .	62
Figure 4 - 17 アフリカ大陸の JJA の水蒸気移流 (kg/kg·m/s) の鉛直積分 (1000-850 hPa) . (左) 20C 実験の値 . (右) 20C 実験と NCEP 再解析データの差 .	62
Figure 4 - 18 (左) NCEP 再解析データと (右) 20C 実験による北アフリカの JJA の 850 hPa の風 (m/s), 比湿 (g/kg) の水平分布 . ベクトルは風, コンターは比湿を示す .	63
Figure 4 - 19 (左) NCEP 再解析データと (右) 20C 実験によるサハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した 8 月の南北風の鉛直分布 (m/s) . 緑色が南風, 青色が	

北風領域を示す	63
Figure 4 - 20 (左) NCEP 再解析データと (右) 20C 実験によるサハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した 8 月の東西風の鉛直分布 (m/s). 緑色が西風, 青色が 東風領域を示す	64
Figure 4 - 21 (左) NCEP 再解析データと (右) 20C 実験による北アフリカの 8 月の 600 hPa の東西風の水平分布 (m/s).	65
Figure 4 - 22 観測値と 20C 実験によるサヘル (10°-20°N, 20°W-40°E) の年平均降水 量の経年変化. 凡例は Figure 4 - 10 と同様	66
Figure 4 - 23 観測値と 20C 実験による中央アジア (35°-50°N, 75°-120°E) の気温の 月変化 (). 凡例は Figure 4 - 10 と同様	66
Figure 4 - 24 観測値と 20C 実験による中央アジア (35°-50°N, 75°-120°E) の日降水 量の月変化 (mm/day). 凡例は Figure 4 - 10 と同様	66
Figure 4 - 25 (左) 観測値と (右) 20C 実験による中央アジアの JJA の日降水量. コ ンターは高度 (m) を示す	67
Figure 4 - 26 観測値と 20C 実験によるオーストラリア内陸 (25°-32.5°S, 115°-140°E) の気温の月変化 (). 凡例は Figure 4 - 10 と同様	68
Figure 4 - 27 地上観測データと 20C 実験によるオーストラリア内陸 (25°-32.5°S, 115°-140°E) の日降水量の月変化 (mm/day). 凡例は Figure 4 - 10 と同様	68
Figure 4 - 28 (左) 地上観測値と (右) 20C 実験によるオーストラリアの DJF の日降 水量	69
Figure 4 - 29 オーストラリア周辺の DJF の海面水温 (). (左) Reynolds SST の値 . (右) 20C 実験と Reynolds SST の差	69
Figure 4 - 30 オーストラリアの DJF の水蒸気移流 (kg/kg·m/s) の鉛直積分 (1000-850 hPa). (左) 20C 実験の値 . (右) 20C 実験と NCEP 再解析データの差	70
Figure 4 - 31 オーストラリアの DJF の 850 hPa の風 (m/s), 比湿 (g/kg) の水平分布 . (左) 20C 実験の値 . (右) 20C 実験と NCEP 再解析データの差 . ベクトルは風, コ ンターは比湿を示す	70
Figure 4 - 32 観測値と 20C 実験によるアメリカ西部 (28°-40°N, 120°-105°W) の気温 の月変化 (). 凡例は Figure 4 - 10 と同様	71
Figure 4 - 33 観測値と 20C 実験によるアメリカ西部 (28°-40°N, 120°-105°W) の日降 水量の月変化 (mm/day). 凡例は Figure 4 - 10 と同様	71
Figure 4 - 34 (左) 観測値と (右) 20C 実験によるアメリカ西部の DJF の日降水量 . コンターは高度 (m) を示す	71
Figure 4 - 35 A1B 実験における JJA・DJF の気温の変化 (). エラーバーは 95%信 頼区間を示す	73
Figure 4 - 36 A1B 実験における JJA・DJF の日降水量の変化の割合 (%). エラーバー	

は 95%信頼区間を示す .	73
Figure 4 - 37 A1B 実験の 20C 実験からの (左) JJA ,(右) DJF の地表面気温の変化 ().	74
Figure 4 - 38 A1B 実験の 20C 実験からの (左) JJA ,(右) DJF の日降水量の変化の割合 (%).	75
Figure 4 - 39 A1B 実験におけるアフリカ大陸の (左) JJA (右) DJF の気温の変化 ().	75
Figure 4 - 40 A1B 実験における北アフリカの (左) JJA ,(右) DJF の降水量の変化の割合 (%). コンターは t 検定による 95%信頼区間を示す .	76
Figure 4 - 41 サハラ砂漠域の 7 月・1 月の最大降雨強度・降水日数の経年変化 . 2000 年までは 20C 実験 , 2001 年以降は A1B 実験の値を示す . 最大降雨強度は 7 月が赤 , 1 月がオレンジ , 降水日数は 7 月が紺 , 1 月が水色に対応している . 細い線は各年の値 , 太い線は回帰直線を示す . () 内の数値は 100 年あたりの変化を示す .	76
Figure 4 - 42 サヘルの 7 月・1 月の最大降雨強度・降水日数の経年変化 . 凡例は Figure 4 - 41 と同様 .	76
Figure 4 - 43 アフリカ大陸の JJA の気圧 (hPa). (左) A1B 実験の値 . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 .	78
Figure 4 - 44 北アフリカの 850 hPa の JJA の風 (m/s). (左) A1B 実験の値 , コンターは比湿 (g/kg) を示す . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 . ベクトルは一つおきにプロットした .	78
Figure 4 - 45 アフリカ大陸周辺の JJA の海面水温 (). (左) A1B 実験の値 . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 .	78
Figure 4 - 46 アフリカ大陸の JJA の水蒸気移流 (kg/kg·m/s) の鉛直積分 (1000-850 hPa). (左) A1B 実験の値 ,(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 . ベクトルは一つおきにプロットした .	79
Figure 4 - 47 北アフリカの JJA の土壌水分量 (m). (左) 20C 実験の値 . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化の割合 (%). コンターは t 検定による 95%信頼区間を示す .	79
Figure 4 - 48 サハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した 8 月の東西風の鉛直分布 (m/s). (左) A1B 実験の値 . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 . 緑色が西風 , 青色が東風を示す .	80
Figure 4 - 49 北アフリカの 8 月の 600 hPa の風 (m/s) の水平分布 . (左) A1B 実験の値 , コンターは東西風の値を示し , 緑色が西風 , 青色が東風に対応している . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 . コンターは t 検定による 95%信頼区間を示す . ベクトルは一つおきにプロットした .	81
Figure 4 - 50 サハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した 20C 実験および A1B 実	

験の8月の東西風 (m/s) の緯度断面．実線が 20C 実験，点線が A1B 実験を示す．また，青線が 500 hPa，赤線が 600 hPa の値を示す．	81
Figure 4 - 51 A1B 実験による北アフリカの 5-8 月の (左) 地表気温の南北勾配 (K/1°lat.)，(右) 600 hPa の東西風の水平分布 (m/s)．	82
Figure 4 - 52 北アフリカの 8 月の地表気温の南北勾配 (K/1°lat.) (左) A1B 実験の値．(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化．	83
Figure 4 - 53 15°N における 8 月の南北気温勾配の鉛直分布 (K/1°lat.)．(左) A1B 実験の値．(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化．	84
Figure 4 - 54 A1B 実験における中央アジアの (左) JJA，(右) DJF の気温の変化 ()．コンターは高度 3000 m を示す．	84
Figure 4 - 55 中央アジアの 7 月・1 月の最高気温・最低気温の経年変化 ()．2000 年までは 20C 実験，2001 年以降は A1B 実験の値を示す．最高気温は 7 月が赤，1 月がオレンジ，最低気温は 7 月が紺，1 月が水色に対応している．細い線は各年の値，太い線は回帰直線を示す．() 内の数値は 100 年あたりの変化を示す．	85
Figure 4 - 56 A1B 実験における中央アジアの (左) JJA，(右) DJF の降水量の変化の割合 (%)．凡例は Figure 4 - 40 と同様．数値付きのコンターは高度 3000 m を示す．	86
Figure 4 - 57 中央アジアの 7 月・1 月の最大降雨強度・降水日数の経年変化．凡例は Figure 4 - 41 と同様．	86
Figure 4 - 58 中央アジアの JJA の蒸発量 (mm/day)．(左) 20C 実験の値．コンターは高度 3000 m を示す．(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化の割合 (%)．コンターは t 検定による 95%信頼区間を示す．数値付きのコンターは高度 3000 m を示す．	87
Figure 4 - 59 中央アジアの JJA の水蒸気移流 (kg/kg·m/s) の鉛直積分 (1000-700 hPa)．(左) 20C 実験の値．(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化．高度 3000 m 以上の領域はプロットしていない．	88
Figure 4 - 60 20C 実験と A1B 実験による中央アジアの JJA の水蒸気収支．数字は各辺の通過量 (10 ¹² kg/day)．BOX 内の数字は 4 辺の通過量の残差．黒字が 20C 実験，赤字が A1B 実験の値を示す．コンターは高度 3000 m を示す．	88
Figure 4 - 61 A1B 実験におけるオーストラリアの (左) JJA，(右) DJF の気温の変化 ()．	89
Figure 4 - 62 A1B 実験におけるオーストラリアの (左) JJA，(右) DJF の降水量の変化の割合 (%)．凡例は Figure 4 - 40 と同様．	89
Figure 4 - 63 オーストラリアの 7 月・1 月の最大降雨強度・降水日数の経年変化．凡例は Figure 4 - 41 と同様．	90
Figure 4 - 64 オーストラリア周辺の DJF の海面水温 ()．(左) A1B 実験の値．(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化．	91

Figure 4 - 65	オーストラリアの DJF の水蒸気移流 (kg/kg· m/s) の鉛直積分 (1000-850 hPa). (左) A1B 実験の値 , (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 . ベクトルは一つおきにプロットした .	91
Figure 4 - 66	20C 実験と A1B 実験によるオーストラリアの DJF の水蒸気収支 . 数字は各辺の通過量 (10^{12} kg/day). BOX 内の数字は 4 辺の通過量の残差 . 黒字が 20C 実験 , 赤字が A1B 実験の値を示す .	91
Figure 4 - 67	A1B 実験におけるアメリカ西部の (左) JJA (右) DJF の気温の変化 ($^{\circ}$). コンターは高度 1000 m を示す .	92
Figure 4 - 68	アメリカ西部の 7 月・1 月の最高気温・最低気温の経年変化 ($^{\circ}$). 凡例は Figure 4 - 55 と同様 .	92
Figure 4 - 69	A1B 実験におけるアメリカ西部の (左) JJA , (右) DJF の降水量の変化の割合 (%). 凡例は Figure 4 - 40 と同様 .	93
Figure 4 - 70	アメリカ西部の 7 月・1 月最大降雨強度・降水日数の経年変化 . 凡例は Figure 4 - 41 と同様 .	94
Figure 4 - 71	アメリカ西部の DJF の水蒸気移流 (kg/kg· m/s) の鉛直積分 (1000-700 hPa). (左) A1B 実験の値 , (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 . ベクトルは一つおきにプロットした .	94
Figure 4 - 72	20C 実験と A1B 実験によるアメリカ西部の DJF の水蒸気収支 . 数字は各辺の通過量 (10^{12} kg/day). BOX 内の数字は 4 辺の通過量の残差 . 黒字が 20C 実験 , 赤字が A1B 実験の値を示す .	95
Figure 4 - 73	(左) 20C 実験と (右) A1B 実験によるアメリカ西部の DJF の積雪量 (kg/m^2). コンターは高度 1000 m 以上に 500 m 毎に引いた .	95
Figure 4 - 74	アメリカ西部の DJF の流出量 (mm/day). (左) 20C 実験の値 . コンターは高度 1000 m を示す . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化の割合 (%). コンターは t 検定による 95% 信頼区間を示す .	96
Figure 4 - 75	アメリカ西部の DJF の土壌水分量 (m). (左) 20C 実験の値 . コンターは高度 1000 m を示す . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化の割合 (%). コンターは t 検定による 95% 信頼区間を示す .	96

第1章 研究背景と目的

第1節 将来の地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の気候変動

近年，産業革命以降の全球平均の地上気温の上昇が明らかとなり，人間活動に伴う温室効果気体の排出量増加と，地上気温の上昇との関連が問題になりつつある．今後大気中の温室効果気体が増加し続ければ，さらなる温暖化をもたらすことが予想され，異常気象や長期的な気候への影響が懸念される．そこで気候変動に関する科学的知見を集約するため，1988年に World Meteorological Organization (WMO) および United Nations Environment Programme (UNEP) によって Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) が設立され，科学的知見の集積と政策担当者への科学的知識の提供が行われてきた．また，第一次報告書の発表以来，補遺，第二次報告書，第三次報告書と成果が公表されている．IPCC 第三次報告書 (IPCC, 2001) によると，地表面気温は 20 世紀中に全球平均で 0.6 ± 0.2 上昇している (Figure 1 - 1)．年々変動は大きいものの，1976 年以降は温暖な傾向が続いており，1998 年が歴史上最も温暖な年であった．

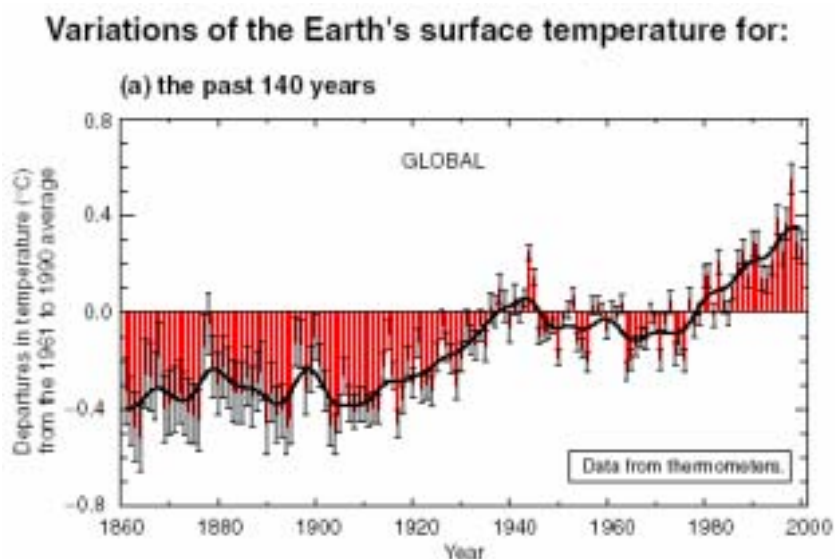


Figure 1 - 1 全球平均した過去 140 年間の地表面気温の変動 (IPCC, 2001)．黒線は 10 年移動平均，エラーバーは 95%信頼区間を示す．

IPCC 第三次報告書では，数値モデルによる研究に基づき，観測されている過去 100 年間の温暖化は人間活動の寄与なしには説明することが困難であると指摘している．さらに IPCC は，数値モデルにより将来の気候の予測を行うための，温室効果気体およびエアロゾル排出量のシナリオに関する特別報告書 (SRES) を作成した．これらのシナリオは現在よりも豊かな社会を想定しており，発展の方向性により A1, A2, B1, B2 の 4 つに分かれている．A・B は経済志向か環境志向か，1・2 はそれぞれ地域間格差が縮小する地球主義志

向か地域主義志向かを表している . さらに A1 は重視するエネルギー源によって 3 つに分かれている . 化石エネルギー源重視 (A1FI) , 非化石エネルギー源重視 (A1T) , 全てのエネルギー源のバランス重視 (A1B) である . CO₂ や SO₂ 等の温室効果気体の排出量は , これらのシナリオによって異なる値が設定されている (Figure 1 - 2(a)-(c)) .

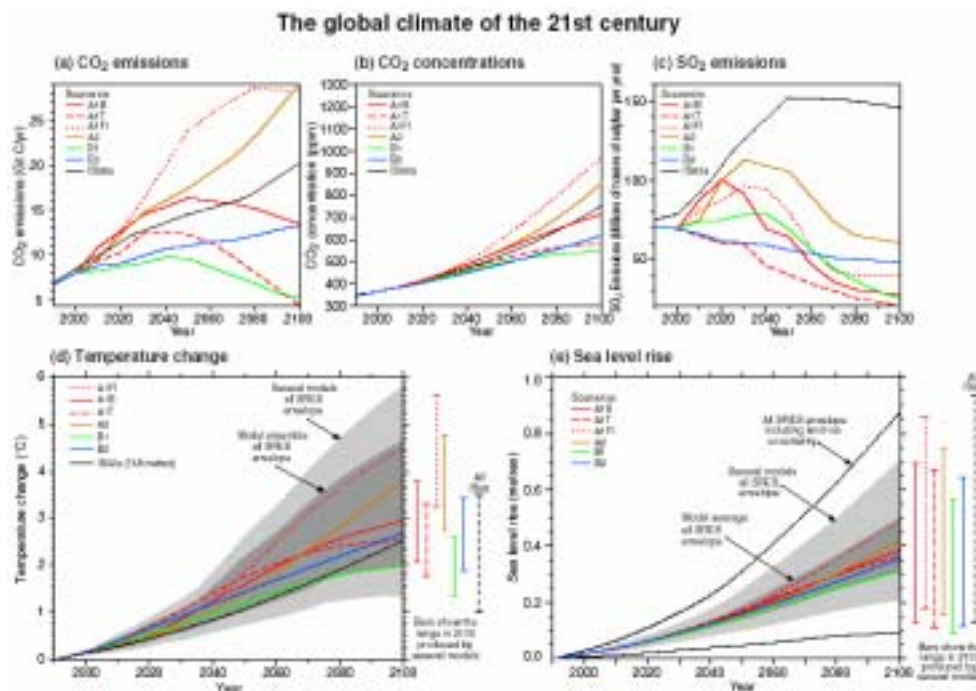


Figure 1 - 2 IPCC 排出シナリオと 21 世紀の予測 (IPCC, 2001) . 各シナリオの (a) CO₂ 排出量 , (b) CO₂ 濃度の予測 , (c) 人為起源の SO₂ の排出量 . これらの図には , IPCC 第二次評価報告書で用いられた IS92a シナリオも記載してある . (d) 全球平均気温 , (e) 海面水位の変化の予測 .

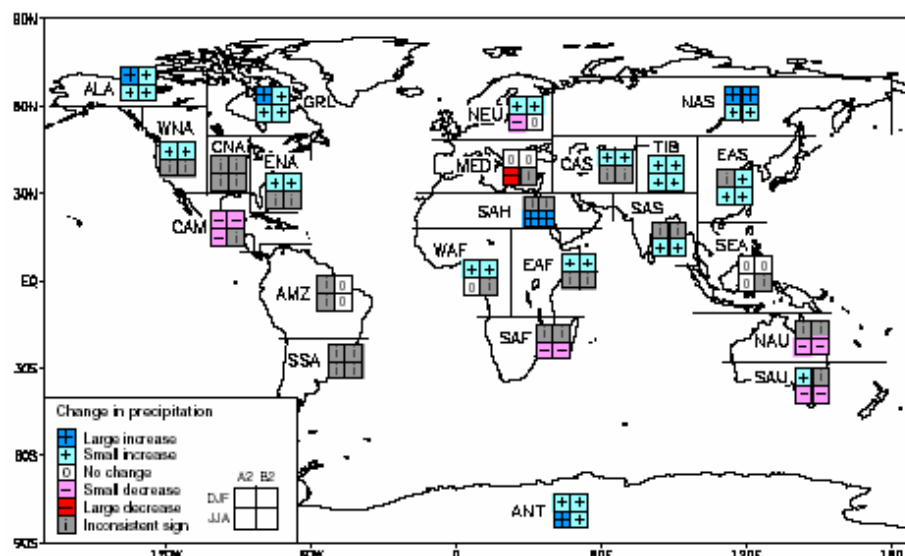


Figure 1 - 3 SRES A2 および B2 シナリオによる地球温暖化に伴う JJA・DJF の降水量の変化の傾向 (Giorgi et al., 2001) .

各国の研究機関でIPCCシナリオによる地球温暖化のシミュレーションが行われ、1990年から2100年の間に地上気温が1.4～5.8 上昇することが予測された (Figure 1 - 2(d)). また、21世紀中は全球平均の水蒸気量と降水量が増加することが予測された。降水量の変化は地域差が大きく、北半球中・高緯度や南極では冬の降水量が増加する可能性が高く、低緯度の陸上では、増加する地域と減少する地域の両方がある (Figure 1 - 3). また、平均降水量の増加する地域の多くでは、降水量の年々変動も大きくなる可能性が高いとされている。ここ数十年間、アジアやアフリカの一部で干ばつの頻度と強度の増大が指摘されているが (IPCC, 2001), 自然環境が脆弱である乾燥・半乾燥地域では、降水の変動が人間活動に大きな影響を与える可能性が極めて高い。そこで数値モデルを使用して、地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の水循環の変化に関する研究が行われてきた。海面水温 (SST) を境界条件として与える大気大循環モデルによる研究 (Sperber and Palmer, 1996; Moron et al., 2003) や、大気海洋結合モデルによる研究が行われている (Wetherald and Manabe, 1999)。

Hulme (1994) は、複数の研究機関による解像度が異なる7つの大気海洋結合モデルの結果を平均し、アフリカ大陸の気温と降水の応答を調べた。IPCC IS92aシナリオに従って温室効果気体が増加した場合、陸上の昇温が大きく、広い範囲で降水量が増加することを示した。

Maynard et al. (2002) は、大気海洋海水結合モデルでIPCC SRES B2シナリオによる温暖化実験を行い、21世紀末の夏のアフリカモンスーンの変化を調べた。彼らは、大気中のCO₂濃度が高くなるとアフリカモンスーンの北上が強化し、北アフリカの降水量が増加すること (Figure 1 - 4), また夏の降水量に大きな影響を与える600 hPaのアフリカ偏東風ジェット (AEJ) のコアが北上し、速度が弱まることを示した。

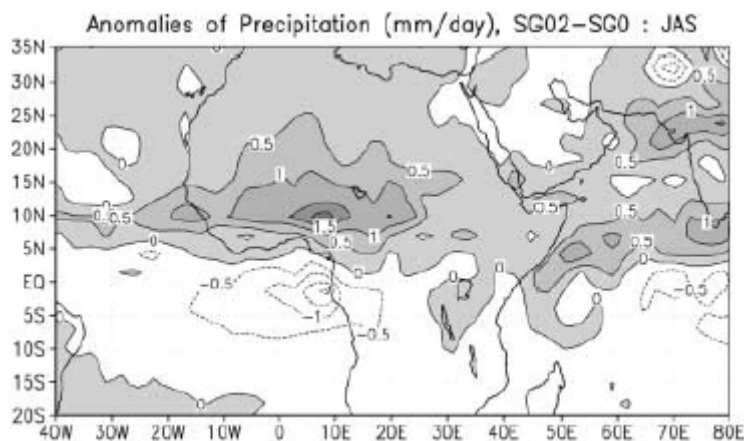


Figure 1 - 4 SRES B2 シナリオによる温暖化実験における、JAS の日降水量の現在からの差 (Maynard et al., 2002)。

CSIRO (2001) は、将来の地球温暖化に伴うオーストラリアの年平均降水量の変化を調べた。その結果、南西部では年平均値が 2030 年までに -20 ~ 5%、2070 年までに -60 ~ 10% 変化することを示した (Figure 1 - 5)。季節ごとの降水量の変化については、南半球の冬 (6-8 月) から春 (9-11 月) はオーストラリア南西部で 2030 年までに -20 ~ 5%、2070 年までに -60 ~ 10% と減少傾向が強くなっているのに対し、夏 (12-2 月) から秋 (3-5 月) は 2030 年までに -10 ~ 10%、2070 年までに -35 ~ 35% の変化を示すエリアが多く、変動が大きくなっている。一方、Kushner et al. (2001) は、温暖化が強まると夏にオーストラリア南部の偏西風ジェットが南へシフトすることを示し、この変化が夏のオーストラリアの降水量の減少に寄与する可能性があることを示唆している。

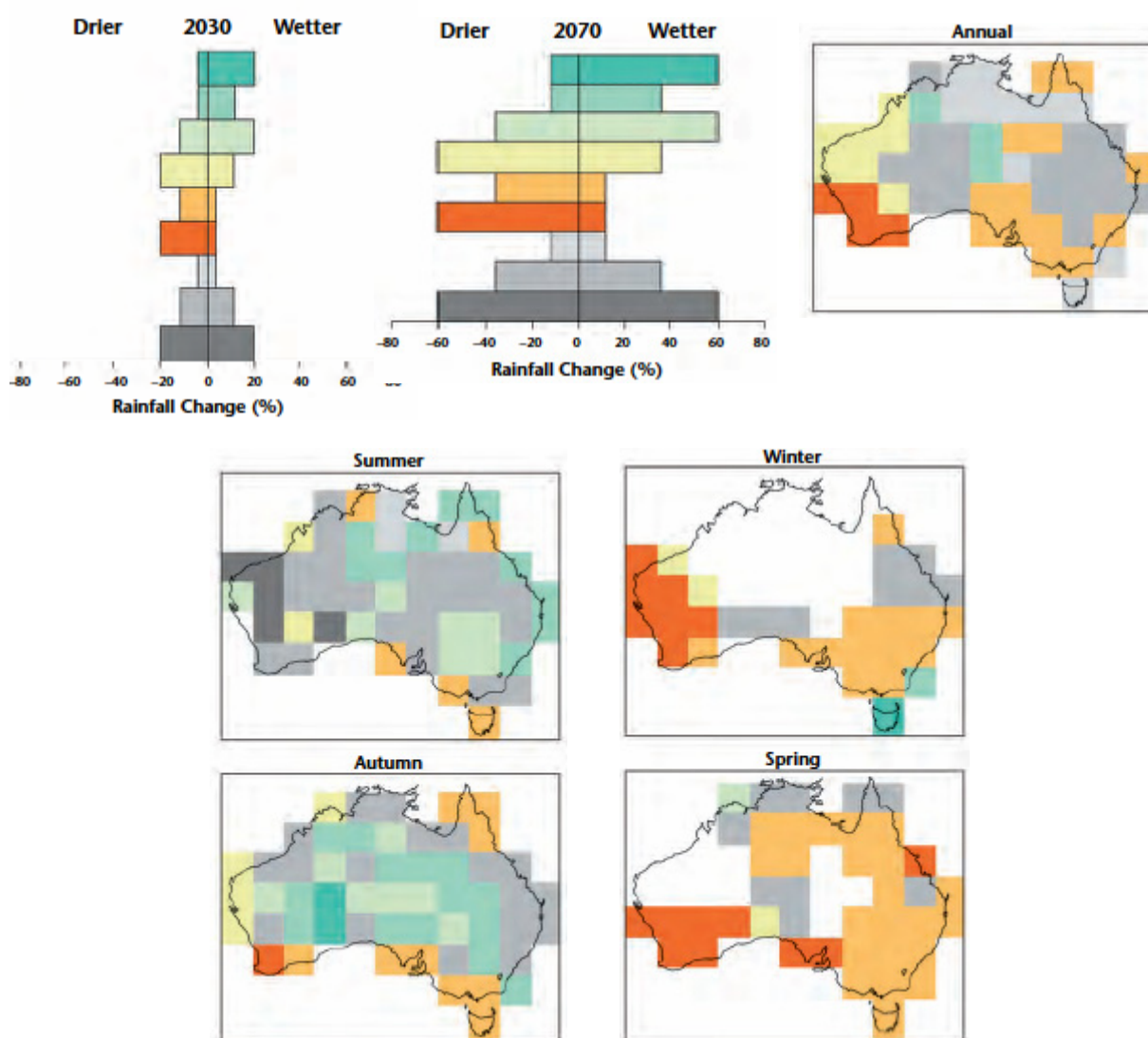


Figure 1 - 5 1990 年に対する 2030、2070 年の年平均降水量の差 (CSIRO, 2001)。エリアマップの色はグラフと対応している。なお、下図の Summer は DJF, Autumn は MAM, Winter は JJA, Spring は SON に対応している。

Wetherald and Manabe (2002) では大気海洋陸面結合モデルで IPCC IS92a シナリオによる温暖化実験を行い，乾燥・半乾燥地域の土壌水分の変化を調べた．この研究では，亜熱帯や中緯度に位置する半乾燥地域の多くで，JJA・DJF とともに土壌水分が減少することを示した (Figure 1 - 6) . また半乾燥地域とは対照的に，サハラ砂漠やゴビ砂漠のような乾燥地域では，土壌水分が僅かながら増加することを示した．

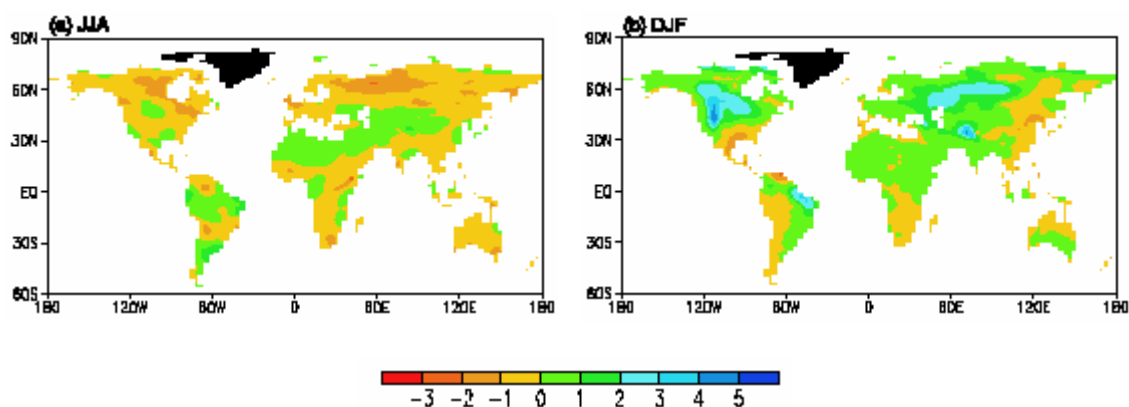


Figure 1 - 6 SRES IS92a シナリオによる温暖化実験における (左) JJA , (右) DJF の土壌水分量の現在からの差 (cm) (Wetherald and Manabe, 2002) .

季節や年平均の降水量の変動以外にも，温暖化に伴う降水特性の変化に関する研究も行われている．Gregory et al. (1997) は，現在も夏に比較的乾燥しているヨーロッパ南部や北米大陸中央部では，大気中の CO₂ 濃度が高まると，より乾燥化するという IPCC の報告に注目した．そして大気海洋結合モデルを使用して大気中の CO₂ 濃度を年 1% 増加させる温暖化実験を行った．そしてこれらの地域で，夏の降水量と土壌水分が 10-30% 減少することを示した．そして降水量の減少は，干ばつの頻度が増加し，降水回数が減少するためであると指摘している．

第 2 節 乾燥・半乾燥地域における降水量の観測

数値モデルによって将来の水循環の予測を行う場合，まず現在の気候の再現性を検証することが必要である．そのためには，時間・空間的な解像度が高く，精度の高い観測データを蓄積することが非常に重要である (Fekete et al., 2004) . しかし，乾燥・半乾燥地域の多くは地上観測点が少ないため，長期的に安定したデータを得ることが困難となっている (New et al., 2001) . そこで，地上観測点が少ない地域では，人工衛星によるリモートセンシングデータが利用されている (Huffman et al., 1997) . 人工衛星による観測データは，軌道衛星のサンプリングエラー (Bell et al., 1990) や，降水量推定アルゴリズムの不確実性等 (Kummerow, 1998) によってバイアスが生じるため，地上観測データに比べると観測対象との物理的な対応は劣るという問題がある (Kidd, 2001) . しかしながら，広範囲を長期間にわたってほぼ同一の条件で観測できるという利点を生かした研究が行われてきた．

1997 年，地球全体の降水量の約 3 分の 2 を占める熱帯地域の観測データに基づき，地球

規模の気候変動を解明することを目的として、熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission: TRMM) が打ち上げられた (Kummerow et al., 1998). TRMM は太陽非同期衛星であり、一日 16 パスの観測を行う。衛星に搭載されたセンサの一つである降雨レーダー (PR) の場合、46 日毎に同地点を同地方標準時に観測するように設計されている。TRMM には PR (降雨レーダ)、TRMM マイクロ波観測装置 (TMI)、可視赤外観測装置 (VIRS)、雲および地球放射エネルギー観測装置 (CERES)、雷観測装置 (LIS) の 5 つの観測センサが搭載されている (Figure 1 - 7)。TRMM TMI、PR、VIRS の観測の模式図を Figure 1 - 8 に示す。

世界で初めて衛星に搭載された PR は、降雨の 3 次元構造の観測や、海洋および陸域上の降雨の定量的な観測を行うことを主目的としている。レーダによる降雨測定では、レーダから発射された電波が雨滴によって散乱され、その一部がレーダ方向に戻る後方散乱を利用している。レーダアンテナによって受信された散乱波のエネルギー強度と雨量強度との関係式 (Z-R 関係) によって降雨量を推定する。PR の周波数は 13.8 GHz で、観測幅は約 220 km、水平分解能はセンサ直下で 4.3 km となっている。PR は衛星進行方向と直角な方向に 0.6 秒に 1 回スキャンする。衛星直下方向を中心として ± 17 度の範囲について、1 スキャンで 49 方向の観測を行う。また、鉛直分解能は 250 m で、地表から高度 20 km までの観測が可能である。TRMM PR では観測した降雨を層状性降雨、対流性降雨に分類している。層状性降雨とは、比較的弱い強度の降雨が広い範囲に存在するタイプの降雨である。TRMM PR のアルゴリズムでは、ブライトバンドを伴い、かつ降雨域でのレーダ反射因子の値が比較的小さい場合、層状性降雨に分類される。一方対流性降雨とは、降雨域が狭く、降雨強度が強いタイプの降雨を指す。TRMM PR のアルゴリズムでは、ブライトバンドが存在せず、かつレーダ反射因子が大きい降雨を対流性降雨として分類している。

TMI は主に海洋上の降水量の推定に使用される。また、PR や VIRS の観測データと組み合わせ、降雨の鉛直構造の解明にも使用されている。観測周波数は 10.65, 19.35, 21.3, 37.0, 85.5 GHz、観測幅は約 760 km と PR の 3 倍以上である。水平分解能は 38.3, 18.4, 16.5, 9.7, 4.4 km となっている。

VIRS は細かい分解能 (2 km) で広範囲 (観測幅 720 km) の観測が可能であるが、雨を直接観測するのではなく、雲分布から降水量を推定するのに使用される。可視から赤外までの 5 つの帯域 (0.63, 1.6, 3.75, 10.8, 12.0 μm) の放射を測定する。

TRMM のサンプリング分布が観測データの精度に及ぼす影響については、シミュレーションによる研究 (Shin and North, 1988; Oki and Sumi, 1994) や理論的研究 (Laughlin, 1981; Bell, 1987) が行われている。また、TRMM PR の観測データの信頼性については、地上のレーダデータとの比較による検証が行われている (Bolen and Chandrasekar, 2000; Oki and Sumi, 2001)。TRMM の降水量推定アルゴリズムには不確実性があるものの、サンプリングに伴うエラーは 20~40%であるとされている (Kummerow et al., 2000)。

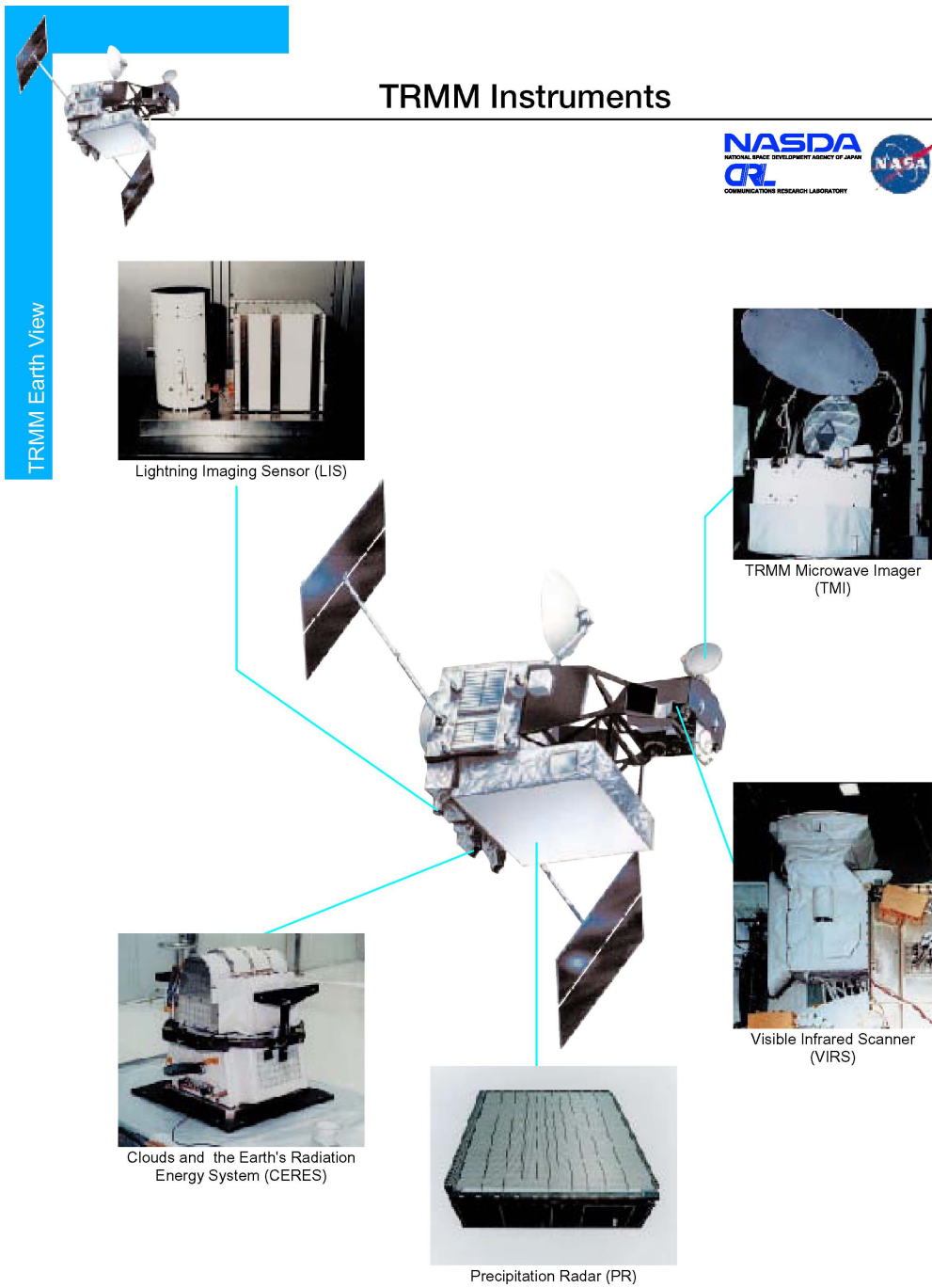


Figure 1 - 7 TRMM および搭載された 5 つのセンサ .

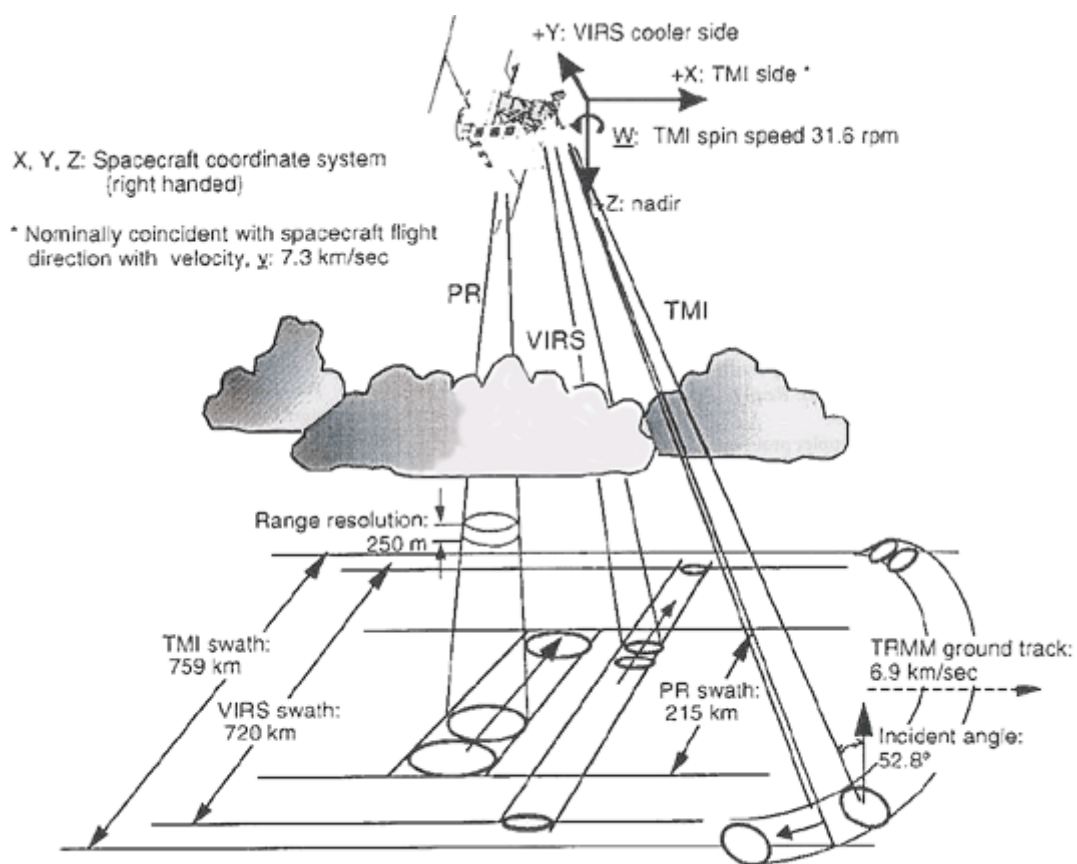


FIG. 1. Schematic view of the scan geometries of the three TRMM primary rainfall sensors: TMI, PR, and VIRS.

Figure 1 - 8 TRMM PR, TMI, VIRS の観測の模式図 (Kummerow et al., 1998).

地上観測点の少ない地域では、TRMM による広域的に連続した降水データは非常に貴重であるため、TRMM データを使用した乾燥・半乾燥地域の降水特性に関する研究が行われている (Jenkins, 2000; Harada et al., 2003; Sealy et al., 2003; Mohr, 2004)。しかしながら、乾燥・半乾燥地域を対象に TRMM の降雨レーダ (PR) による観測データの定量的な検証を行った研究事例は少ない。

Nicholson et al. (2003) は熱帯を含む西アフリカ地域を対象に、地上観測データと 5 種類の TRMM 降水量データを比較した。西アフリカ地域は地上観測点が非常に少ないが、この研究では比較対象期間を 1998 年の 5 月から 9 月に限定し、比較的密な地上観測データを収集した。そして TRMM 降水量データと地上観測データを経緯度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ グリッドで平均し、観測点が 5 点以上ある陸上の 40 グリッドで比較した。その結果、TRMM PR のバイアスは季節によって大きく変化しており、5 ヶ月平均では正のバイアスとなっていることを示した。この他、Adeyewa and Nakamura (2003) は、アフリカ大陸を 5 つの気候帯に分割し、3 年間の平均値を使用して TRMM 降水量データと地上観測データ (GPCC) との比較を行っている。その結果、南北半球の半乾燥地域では、TRMM PR は JJA・DJF とともに正のバイアスを示した。

第3節 本論文の目的

近年、大気中の温室効果気体の増加に伴う地球温暖化の影響が懸念され始め、数値モデルによる将来の気候変動の予測が行われている。そこで本研究では、気候変動の影響が顕著に現れる乾燥・半乾燥地域の気候変動に着目し、高解像度の大気海洋結合モデルによる実験に基づき、地球温暖化に伴う将来の気候変動を検討することを目的とする。数値モデルによる気候変動の予測を行う場合、数値モデルの性能を評価する必要がある。その一つの手段は、数値モデルの結果を観測値と比較することである。そのためには、精度の高い広範囲の観測データが必要となる。しかし、地上観測点の分布は世界的に大きな偏りがあるため、広い範囲をほぼ同一の条件で観測できる人工衛星によるリモートセンシングデータが活用されている。本研究では、1997年に打ち上げられた熱帯降雨観測衛星（Tropical Rainfall Measuring Mission TRMM）に、世界で初めて搭載された降雨レーダ（PR）による降水量観測データを使用する。PRは降雨を直接観測しており、対流性・層状性降雨の区別ができるなどの特徴がある。

PRデータを地上観測点が少ない乾燥・半乾燥地域の降水特性の研究に適用していくには、他の観測値との比較を通して観測精度を明らかにすることが必要である。そこで本研究では、まず乾燥・半乾燥地域におけるTRMM PRの観測精度の検証を行う。これまで、アフリカ大陸の乾燥・半乾燥地域を対象にTRMM PRと地上観測データとの比較が行われている。（Nicholson et al., 2003; Adeyewa and Nakamura, 2003）。しかしながら、これらの研究では比較する期間が夏の5ヶ月間と短い、比較対象である地上観測点のばらつきを考慮していないといった問題がある。本研究では、地上観測点の分布を考慮し、3年間の降水データを使用してオーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域におけるTRMM PRデータの精度を検証する。

次に、定量的なデータ精度の検証をふまえた上で、TRMM PRデータを使用して乾燥・半乾燥地域の降水特性を明らかにする。ここでは、世界最大の乾燥・半乾燥地域である北アフリカのサハラ砂漠域を対象とし、特に降水量の経年変化をもたらす大気大循環場の変動に注目する。

そして最後に、TRMM PRデータによる現在の降水特性の理解に基づき、数値モデルによるシミュレーション結果を比較・検討することにより、地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域における水循環変動の推定を行う。

本論文の構成は以下の通りである。第2章では、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域を対象に、TRMM PRデータの精度を定量的に検証する。第3章では、TRMM PRデータの観測精度の検証をふまえて、TRMM PRデータを使用して乾燥・半乾燥地域の降水特性を明らかにする。世界最大の乾燥・半乾燥地域である北アフリカのサハラ砂漠域を対象に、TRMM PRデータによる降水の季節・経年変動について述べる。また、降水の季節・経年変動と大気大循環場の変化との関連を明らかにする。第4章では、数値モデルによる予測実験結果に基づき、地球温暖化に伴う南北半球の乾燥・半乾燥地域における将来の水

循環変動を検討する．降水量の変化だけでなく，降水特性の変化や地球温暖化に伴う降水変動のメカニズムを検討する．そして第5章で本研究のまとめと本研究の課題，また今後の展望を述べる．

第2章 乾燥・半乾燥地域における TRMM PR データ精度の検証

第1節 研究背景

熱帯降雨観測衛星 TRMM に世界で初めて搭載された降雨レーダ (PR) による観測データは、地上のレーダデータや雨量計との比較によって信頼性の検証が行われている (Kummerow et al., 2000). その方法は大きく二つに分類することができる。一つは地上レーダや雨量計の定期的な観測データとの比較を行うことである。そしてもう一つは、レーダによる降雨量推定のアルゴリズムの改良を目的とし、集中的な観測を行うフィールドキャンペーンである。まず、定期的に気象データを観測するサイトとしては、Kwajalein (Republic of Marshall Islands), Darwin (Australia), Melbourne (Florida), Houston (Texas) が選定されている。また Brazil, Israel, Taiwan, Thailand でも観測が行われており、TRMM の Web サイトでデータが公開されている。一方、フィールドキャンペーンは 1997 年の TRMM の打ち上げから 2003 年 9 月までに合計 8 回実施され、航空機や地上のレーダによる観測を集中的に行い (Halverson et al., 2002), レーダによる降水量推定アルゴリズムの検証に貢献している (Anagnostou and Morales, 2002; L'Ecuyer et al., 2004). この他にも、地上レーダとの比較 (Adler et al., 2000; Bolen and Chandrasekar, 2000; Iguchi et al., 2000; Anagnostou et al., 2001), 地上の雨量計との比較 (Nicholson et al., 2003; Adeyewa and Nakamura, 2003) が行われている。また雨量計の設置が困難である海上では、ブイに設置した雨量計との比較が行われている (Bowman et al., 2003; Serra et al., 2003). 以上のように、これまで世界各地で TRMM PR データの定量的な検証が行われてきた。

自然環境が脆弱な乾燥・半乾燥地域では、降水量の変動が社会経済に密接に結びついている。半乾燥地域では広い範囲が小麦の主要な産地となっていることから、降水量の減少が食糧需給に大きな影響を与える可能性が高いためである。したがって、乾燥・半乾燥地域の降水変動をモニタリングし、その変動をできるだけ正確に把握することが求められる。しかし、乾燥・半乾燥地域では地上観測点が偏在している場合が多いため、広い範囲をほぼ同一の条件で観測している TRMM PR の活用が期待されている。TRMM PR データを使用する場合は、地上降水量の観測精度が重要となるものの、残念なことに乾燥・半乾燥地域を対象に TRMM PR データを検証した研究事例は少ない。例えば、第1章で述べたように Nicholson et al. (2003) は熱帯を含む西アフリカ地域を対象に、地上観測データと5種類の TRMM プロダクトを比較している。西アフリカ地域は地上観測点が非常に少ないが、この研究では期間を 1998 年の 5 月から 9 月に限定し、比較的密な地上観測データを収集している (Figure 2 - 1). 比較した TRMM プロダクトは TRMM TMI (2A12), TRMM PR (2A25), TRMM TMI+PR (2B31), TRMM-adjusted GPI (AGPI, 3B42), TRMM Merged データ (3B43) である。AGPI データは TRMM TMI, PR, VIRS データと静止衛星 GOES

(Geostationary Operational Environmental Satellite) の IR データの複合データである (Adler et al., 2000). また , TRMM Merged データは AGPI と地上観測データの複合データ , すなわち TRMM TMI , PR , VIRS データと静止衛星の IR および地上観測データの複合データである (Adler et al., 2000). Nicholson et al. (2003) ではこれらの TRMM プロダクトと地上観測データを経緯度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ グリッド毎に平均し , 観測点が 5 点以上ある陸上の 40 グリッドで比較した . そして , 静止衛星との複合データである AGPI や地上観測値との複合データ TRMM Merged データに比べ , TRMM PR の RMSE が大きいことを指摘した (Figure 2 - 2). また , TRMM PR のバイアスは季節変化が大きく , 5-7 月は正 , 8-9 月は負のバイアスを示し , 5 ヶ月平均では正のバイアスとなっていることを示した .

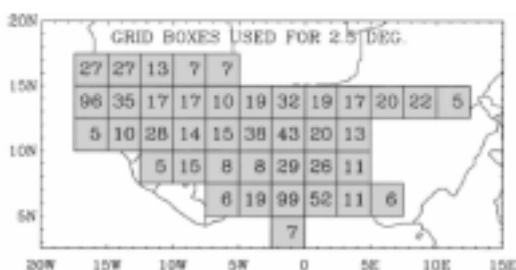


Figure 2 - 1 各グリッドに含まれる地上観測点の数 (Nicholson et al., 2003).

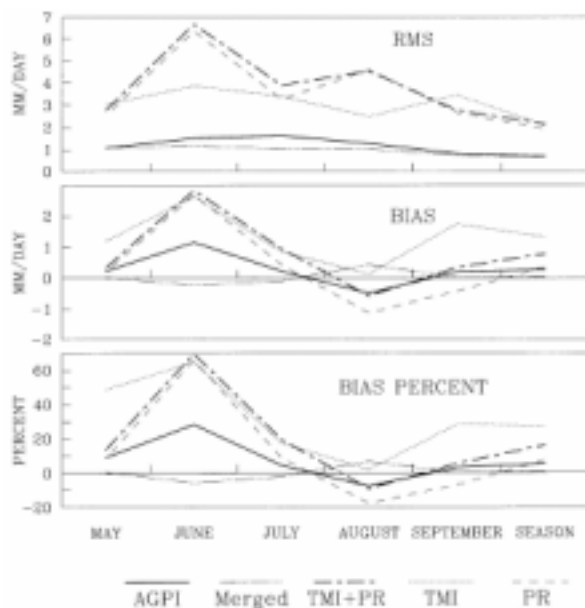


Figure 2 - 2 全グリッド平均した各月および 5 ヶ月平均の RMSE (上段) , バイアス (中段) , バイアスの割合 (下段) (Nicholson et al., 2003).

一方 , Adeyewa and Nakamura (2003) は , アフリカ大陸を 5 つの気候帯に分割し (Figure 2 - 3) , TRMM プロダクトと GPCC 地上観測データ (Figure 2 - 4) の 3 年間の季節平均値を比較した . そして南北半球の半乾燥地域では JJA ・ DJF とともに TRMM PR が正のバイアスとなっていることを示した (Figure 2 - 5). また , RMSE の値に基づき , 経緯度 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$

グリッドの TRMM PR 降水量データが信頼できるのは ,DJF の南半球の半乾燥地域と JJA の北半球のサバンナのみであるとした .

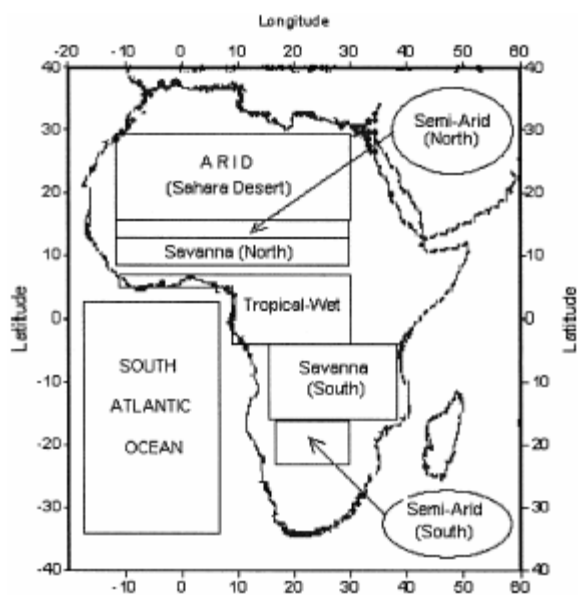


Figure 2 - 3 アフリカ大陸の気候帯 (Adeyewa and Nakamura, 2003) .

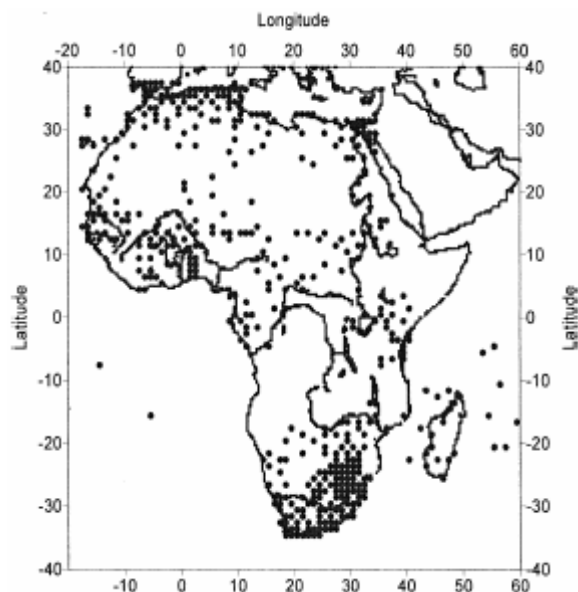


Figure 2 - 4 地上観測点 (GPCC) の分布 (Adeyewa and Nakamura, 2003) .

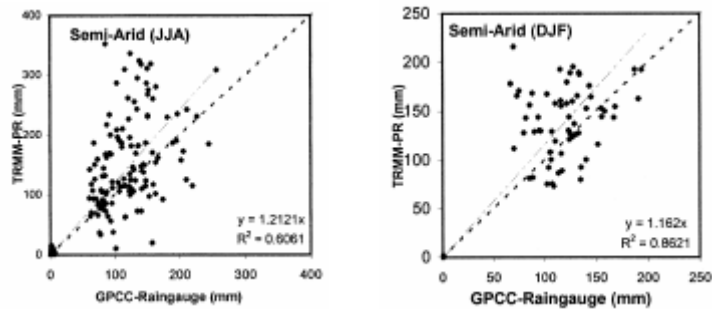


Figure 2 - 5 GPCC と TRMM PR の(左)JJA (右)DJF の降水量(Adeyewa and Nakamura, 2003) .

先行研究では、3年間の季節平均値に基づき、アフリカ大陸の半乾燥地域では TRMM PR 降水量データが信頼できる季節が限定されており、乾燥地域ではどの季節も信頼性が低いということを指摘している。しかしながら、地上観測点が少ない乾燥・半乾燥地域では、TRMM PR のような人工衛星によるリモートセンシングデータは貴重であり、情報を最大限利用することが期待されている。そこで本研究では、複数の時空間スケールで TRMM PR データの信頼性を検証することによって、乾燥・半乾燥地域で TRMM PR データを利用する際のガイドラインとなるような知見を得ることを目的とする。そのために、地上観測点の分布を考慮して、乾燥・半乾燥地域における3年間の TRMM PR データと地上観測データの比較を行うこととする。先行研究で対象としているアフリカの乾燥・半乾燥地域は、地上観測点が少なく、比較のためのデータの入手が困難である。そこで、本研究では南半球に存在し地上観測点が比較的充実しているオーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域を対象とする。

第2節 使用データおよび分析方法

研究対象地域の地上観測データとして、オーストラリア気象局が品質管理している約5,000地点の日降水量データを使用する。Figure 2 - 6 に地上観測地点の分布を示す。オーストラリア大陸では、観測地点が大陸の南西部および東部の沿岸部に偏在しており、内陸部では観測地点がほとんど存在しない地域がある。そのため、後述するように内陸の乾燥・半乾燥地域で降水量データの比較を行う範囲を決定する際は、地上観測点数の分布に十分注意を払う必要がある。比較に使用する日降水量のグリッドデータは、各地点の月積算降水量をグリッド毎に平均し、日数で除算して求める。

TRMM PR データは、ピクセル毎の観測緯度、経度、地表面付近の降雨強度、降雨の鉛直分布、降雨タイプ(対流性・層状性)、観測時刻等の情報が含まれている 2A25 を使用する。なお、地表面付近の降雨強度とは、TRMM PR が観測している各アンゲルピンにおいて、地表面クラッタの影響を受けていない地表面に最も近い高度での降雨強度を意味しており、衛星直下では地表面上約 500 m、観測幅の端では約 2000 m に相当する。比較に使用するグリッドデータは、グリッドに含まれる各月の全ピクセルデータから時間平均降雨強

度と観測ピクセル数を算出し、以下の式により日降水量に換算する。

$$\text{日降水量} = (\text{時間平均降雨強度} / \text{観測ピクセル数}) \times 24 (\text{時間})$$

降水量データの比較は 1998-2000 年の 3 年間を対象に、経緯度 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 、 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 、 $5.0^\circ \times 5.0^\circ$ 、 $10.0^\circ \times 5.0^\circ$ の 4 種類の空間解像度で行う。また、時間スケールは各年の月平均および季節（3 ヶ月）平均、3 年間の季節平均とする。なお、TRMM は太陽非同期衛星であり、TRMM PR が同じ場所を同じ標準時刻に観測するのは 46 日毎である。そのため、観測時刻の偏りが最も少ないのは季節平均値である。

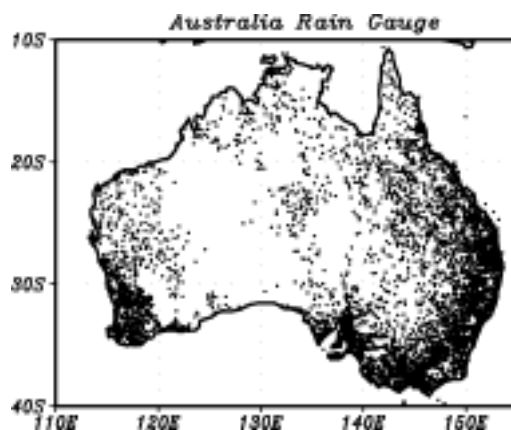


Figure 2 - 6 オーストラリアの地上観測点の分布。

続いて、比較を行うグリッドの選定方法を述べる。比較するグリッドは 1) 乾燥・半乾燥地域にあり、2) 地上観測点が一定数以上存在し、3) TRMM PR の観測が十分行われているものに限定する。まず、乾燥・半乾燥地域として、New et al., (2000) による降水量の気候値(1961-1990 年の平均値)に基づき、年降水量が 500 mm 以下のグリッドを選択した。経緯度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ グリッドの場合は、Figure 2 - 7 (a) の黄色で示された範囲が該当するグリッドである。次に、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域では観測点が偏在しているため、地上観測点の分布を考慮する。Xie and Arkin (1995) では、経緯度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ グリッドで 5 点以上の地上観測値が使用できる場合、領域平均値の誤差は 10%以下であると指摘している。そこで経緯度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 、 $5.0^\circ \times 5.0^\circ$ 、 $10.0^\circ \times 5.0^\circ$ グリッドの比較では、地上観測点が 5 点以上のグリッドを選択する。例として、経緯度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ グリッドの比較でこの条件を満たす範囲を Figure 2 - 7 (b) にオレンジ色で示した。この場合は 1 グリッドの地上観測点数は最小で 5 点、最大で 244 点となっている。なお、経緯度 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ グリッドの比較では、該当するグリッド数を増やすため、地上観測点が 3 点以上のグリッドを選択した。最後に、TRMM 観測データの観測ピクセル数を考慮する。これは、政治的な理由によりオーストラリア大陸の北西部に TRMM が観測を行っていない領域が存在するためである。この領域を比較対象から除外するため、TRMM PR による 1 ヶ月の観測ピクセル数の下限を設定する。例えば、経緯度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ グリッドの比較では、ピクセル数が 30,000 以上という条件を設定することによって、観測が行われていない領域を除外することができる (Figure 2 - 7 (c))。以上の 3 条件を考慮すると、比較対象となるグリッド数は、経緯度 $1.0^\circ \times$

1.0°, 2.5°x 2.5°, 5.0°x 5.0°, 10.0°x 5.0°でそれぞれ 151, 47, 15, 8 グリッドとなった(Figure 2 - 8 (a)-(d)).

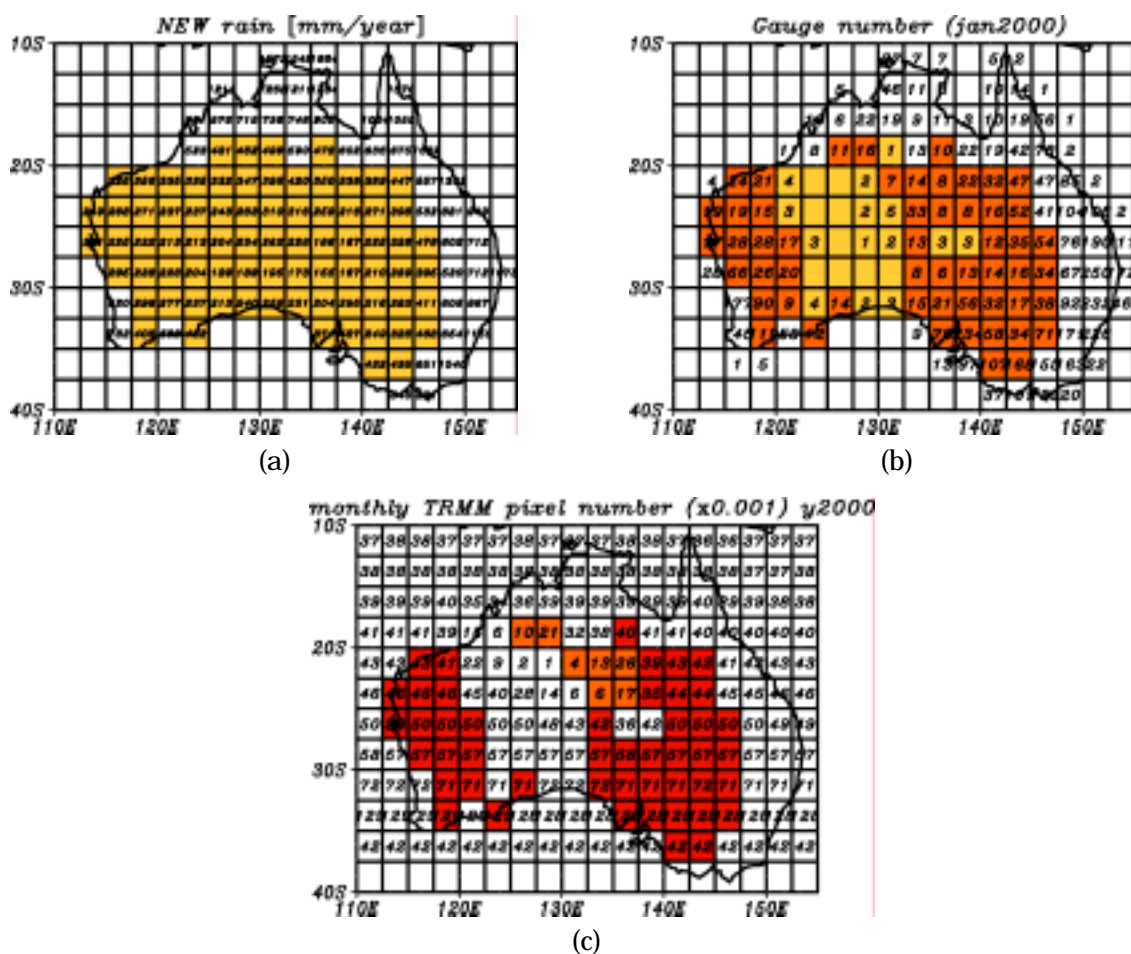


Figure 2 - 7 比較グリッドの選択手順 . (a) 全球地上観測データの気候値 (New et al., 2000) . 年降水量が 500 mm 以下のグリッドを黄色で示した . (b) 2000 年 1 月のオーストラリア気象局の地上観測点数 . 地上観測点が 5 点以上の乾燥・半乾燥地域のグリッドをオレンジで示した . (c) 2000 年の TRMM PR の月平均観測ピクセル数 . 観測ピクセルが 30,000 以上で地上観測点が 5 点以上の乾燥・半乾燥地域のグリッドを赤で示した .

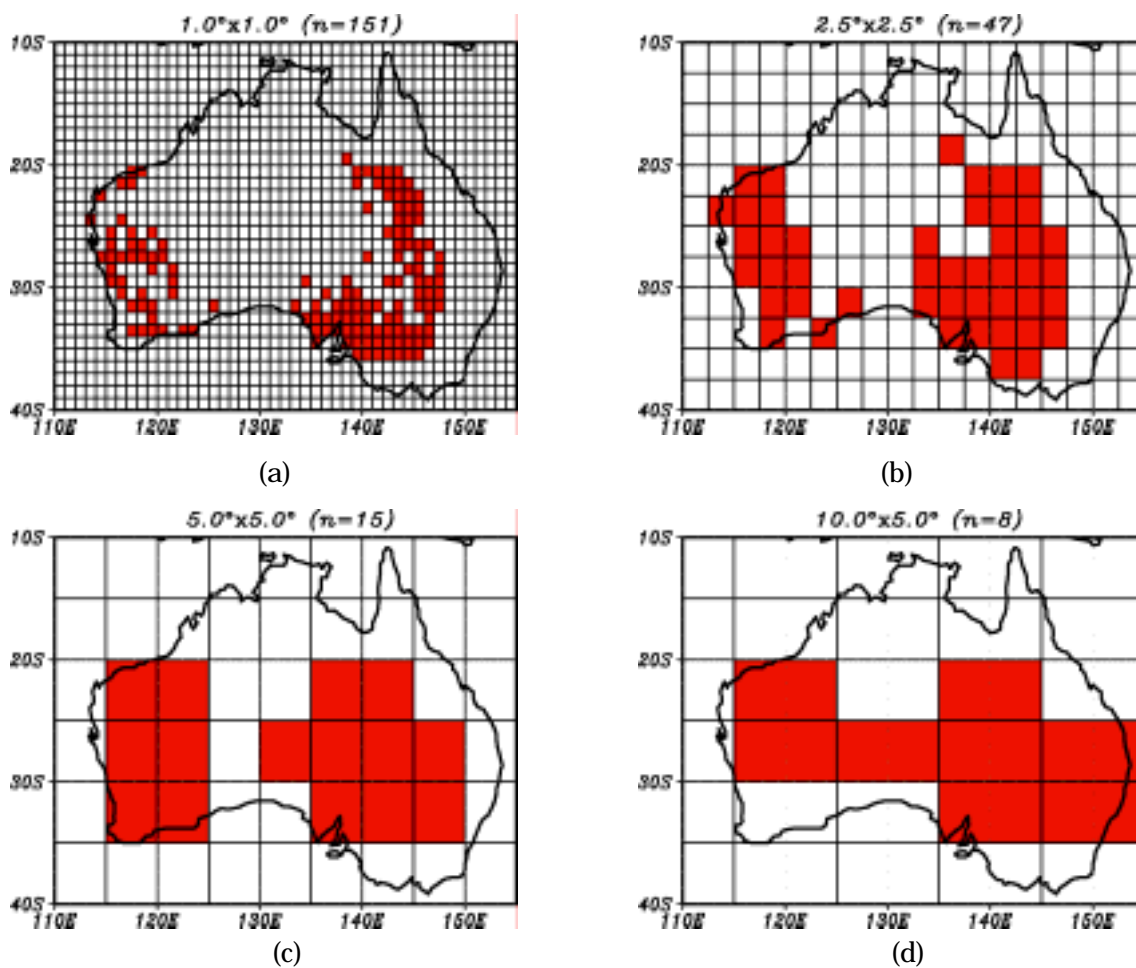


Figure 2 - 8 経緯度が(a) $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$, (b) $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, (c) $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$, (d) $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの比較対象範囲 .

次節の TRMM PR データと地上観測データの比較では , TRMM PR のバイアス (TRMM PR データから地上観測値を引いた値) および RMSE に注目する . RMSE は TRMM PR データと地上観測値の差の二乗和をグリッド数で除算した値の平方根であり , この値が小さければ , 相対的に TRMM PR データの信頼性が高いと判断することができる . 乾燥・半乾燥地域では , 月・季節による降水量の変動が大きい . そこで , 結果を見やすくするため , 以下ではバイアス・RMSE とともに地上観測値に対する割合 (それぞれ Bias% , RMSE% と表記) を示す . 前出の Adeyewa and Nakamura (2003) と同様 , 本研究においても RMSE% が 50% 以下の場合 , その時空間スケールにおける TRMM PR データの信頼性があるとみなすこととする .

第3節 結果

第1項 月平均データの比較

まず、4種類の空間解像度（経緯度 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 、 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ 、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッド）で、1998-2000年の月平均データを比較した。日降水量の地上観測値、地上観測値に対する TRMM PR の Bias%の全グリッド平均値を Figure 2 - 9 に示す。地上観測データが示すオーストラリア内陸の降水量の月変化の特徴には、解像度による違いはほとんど表れていない。1998年は、年間で4・6・7月の降水量が多く、3月が0.5 mm/day以下の少雨となっている。1999年は1-5月の降水量が多く、6-10月に少雨となり、11月以降再び多雨となっている。2000年は1-4月に多雨、5-9月に少雨となり、10月から再び降水量が多くなっている。3年間の降水の月変化のパターンを比べると、1999年と2000年は南半球の春と夏が雨季、秋から冬にかけて乾季となっている。これに対し、1998年は季節的なまとまりはほとんどなく、南半球の冬に降水量が比較的多くなっている。1998年の月変化がそれ以降の2年間とは異なっている要因としては、1998年夏まで発達していた強いエル・ニーニョ現象の影響が考えられている。Collins (1999) は、1998年夏に強いエル・ニーニョ現象の衰退とともにラ・ニーニャ現象が発達し、オーストラリア全域で平年より湿潤であったことを指摘している。

地上観測値に対する TRMM PR データのバイアスの最大値は、グリッドの面積が小さい順にそれぞれ約132%、107%、111%、118%となっている。つまり、全ての解像度で TRMM PR データが地上観測値の2倍以上となる月が存在している。これに対し、バイアスの最小値は約-46%、-40%、-43%、-45%であり、TRMM PR が過大評価する場合に比べて絶対値が小さい。また、最大値・最小値ともに解像度による違いが小さい。しかし、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでは、バイアスが最大である1998年3月以外の全ての月で64%以下となっており、他の解像度に比べると全体的にバイアスが小さくなっている。

ここで、研究対象地域のオーストラリア内陸における、降水量の経年変動に注目する。例えば、3月の $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの地上観測データでは、1998年が0.45 mm/dayであるのに対し、1999、2000年はそれぞれ2.60 mm/day、3.04 mm/dayで、1998年の5倍以上の値となっている。このような3月の降水量の経年変動は、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータだけでなく他の解像度でも共通の傾向となっている。また、3月以外でも6月や7月のように降水量の経年変動が大きい月が存在する。そこで、TRMM PR データによる降水量の経年変動の推定精度を調べた。

$10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの3、6、7、9、10、12月の地上観測、TRMM PR 日降水量の全グリッド平均値を Figure 2 - 10 に示す。まず、地上観測データで1998年の降水量が1999・2000年より2.15 mm以上少なかった3月に注目する。TRMM PR データでは、1998年(0.99 mm/day)に対して1999、2000年はそれぞれ2.23 mm/day、2.72 mm/dayと1 mm以上多く、地上観測値と同じ経年変動を示している。ただし、TRMM PR 降水量データは少雨

年（1998年）が地上観測値に対して正のバイアス、多雨年（1999・2000年）が負のバイアスとなっているため、少雨年と多雨年の差が地上観測値(2.15 mm)より小さく、1.24 mmである。続いて、3月に次いで経年変動が大きい7月の降水量の変化を検討する。地上観測データでは1998年の降水量が2.00 mm/dayで、他の年より1.05 mm以上多くなっている。TRMM PR データでは1998年の降水量が1.81 mm/day、1999年が1.15 mm 少ない0.66 mm/day となっており、「1998年の多雨」という特徴が地上観測データの場合と一致している。他にも、6月および9月の「1998年の多雨」、10月および12月の「1998年の少雨」が、地上観測データとTRMM PR データで一致している。以上のように、地上観測値の0.36 mm/day 以上の経年変動は、TRMM PR データでも推定されていることがわかる。ただし、TRMM PR 降水量データにはバイアスが含まれているので、多雨年と少雨年の差は地上観測データの値と異なる場合があることに注意が必要である。

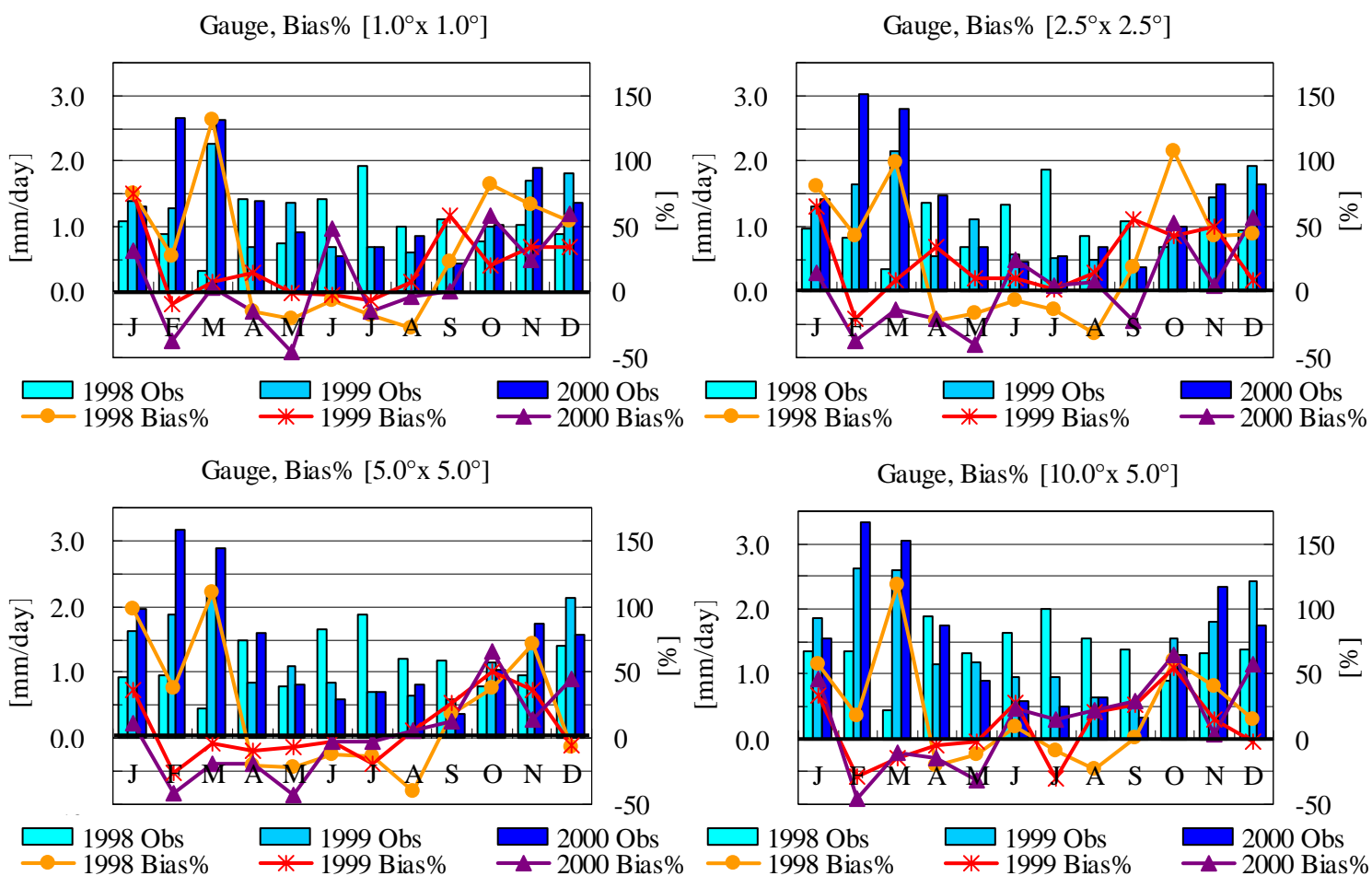


Figure 2 - 9 1.0°x 1.0° , 2.5°x 2.5° , 5.0°x 5.0° , 10.0°x 5.0°グリッドの地上観測値 , TRMM PR の Bias% .

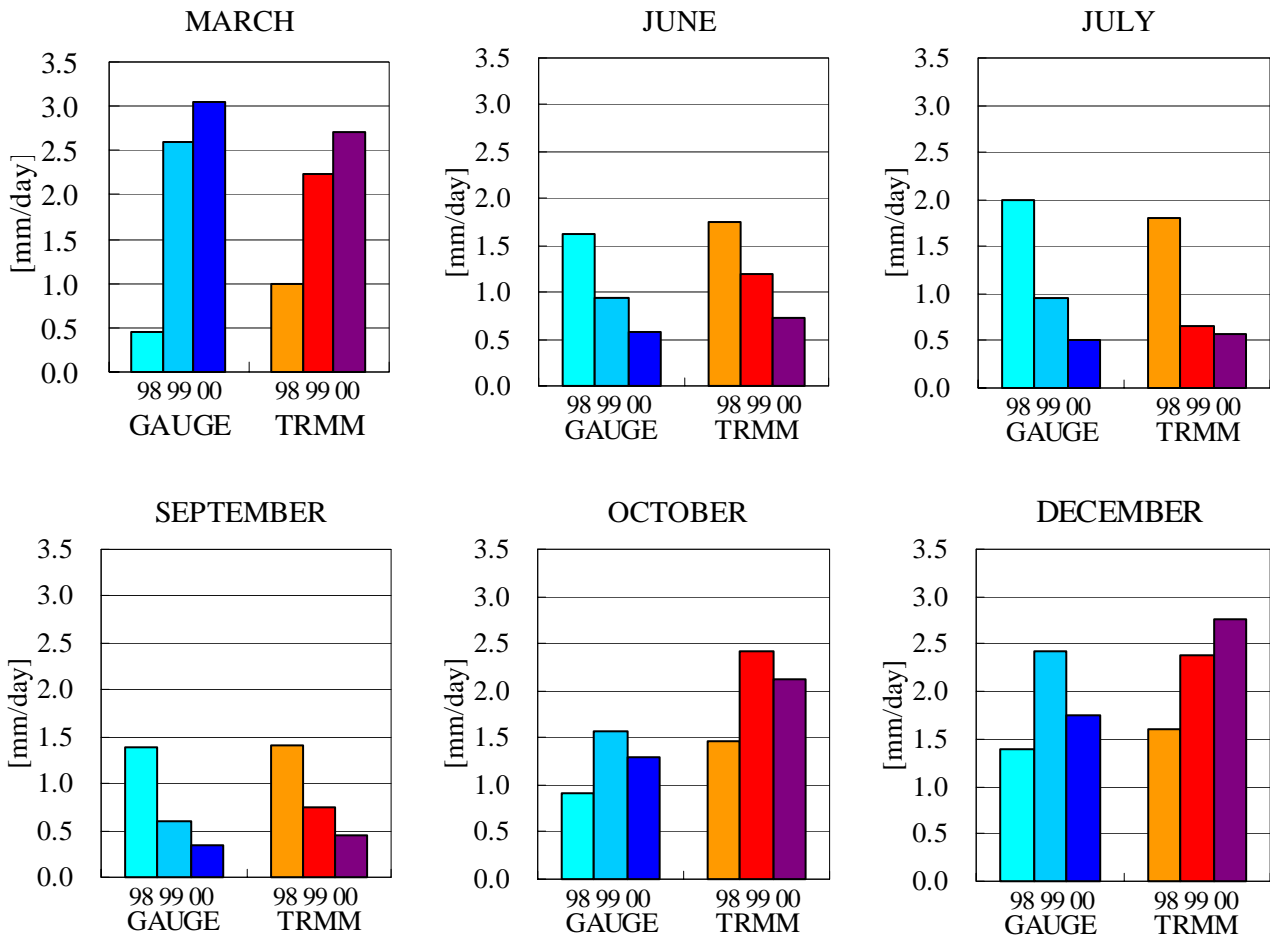


Figure 2 - 10 10.0°x 5.0°グリッドの3, 6, 7, 9, 10, 12月の地上観測（寒色）, TRMM PR（暖色）日降水量の全グリッド平均値。

次に, RMSE%の全グリッド平均値から TRMM PR データが信頼できる期間を調べる (Figure 2 - 11)。RMSE%の最小値・最大値はグリッドの面積が小さい順にそれぞれ 82-468%, 57-248%, 30-161%, 23-177%となっており, 比較するグリッドを広くすることによって, 最小値が 59%, 最大値が 291%減少している。3年間で RMSE%が 50%以下となる月の数は, 1.0°x 1.0°および 2.5°x 2.5°グリッドデータでは 0 である。これに対し, 5.0°x 5.0°グリッドでは 7, 10.0°x 5.0°グリッドでは 14ヶ月の RMSE%が 50%以下となっている。10.0°x 5.0°グリッドデータで RMSE%が 100%以上となるのは, 地上観測値が 0.34~1.54 mm/day の 3ヶ月である。つまり, 日降水量が 1.54 mm/day 以下の場合, TRMM PR の信頼性が低い可能性があることがわかる。

以下に, 4種類の解像度で TRMM PR と地上観測による月平均降水量を比較した結果をまとめる。全ての解像度において TRMM PR の値が地上観測値の 2 倍以上となる月が存在するのに対し, TRMM PR の値が地上観測値の半分以下となることはなかった。すなわち, TRMM PR データは, 負のバイアスに比べて正のバイアスの範囲の方が大きい。また, 地

上観測値の経年変動が 0.36 mm/day 以上である場合，TRMM PR データでもその経年変動をとらえている．ただし，TRMM PR の観測値は最大で地上観測値の 2 倍となる場合があることから，TRMM PR データのみによる多雨年の判断は慎重に行う必要がある．また，RMSE% が 50% 以下の場合に TRMM PR データの信頼性があるとすると， $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ および $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ グリッドデータでは，月平均値では全期間で信頼性が十分確保できないことがわかった．一方 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ ， $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでは，TRMM PR 月平均データが信頼できるのは，それぞれ全期間の約 19%，39% であった． $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータの場合，降水量が 1.54 mm/day 以下の場合にはデータの信頼性が低い可能性がある．

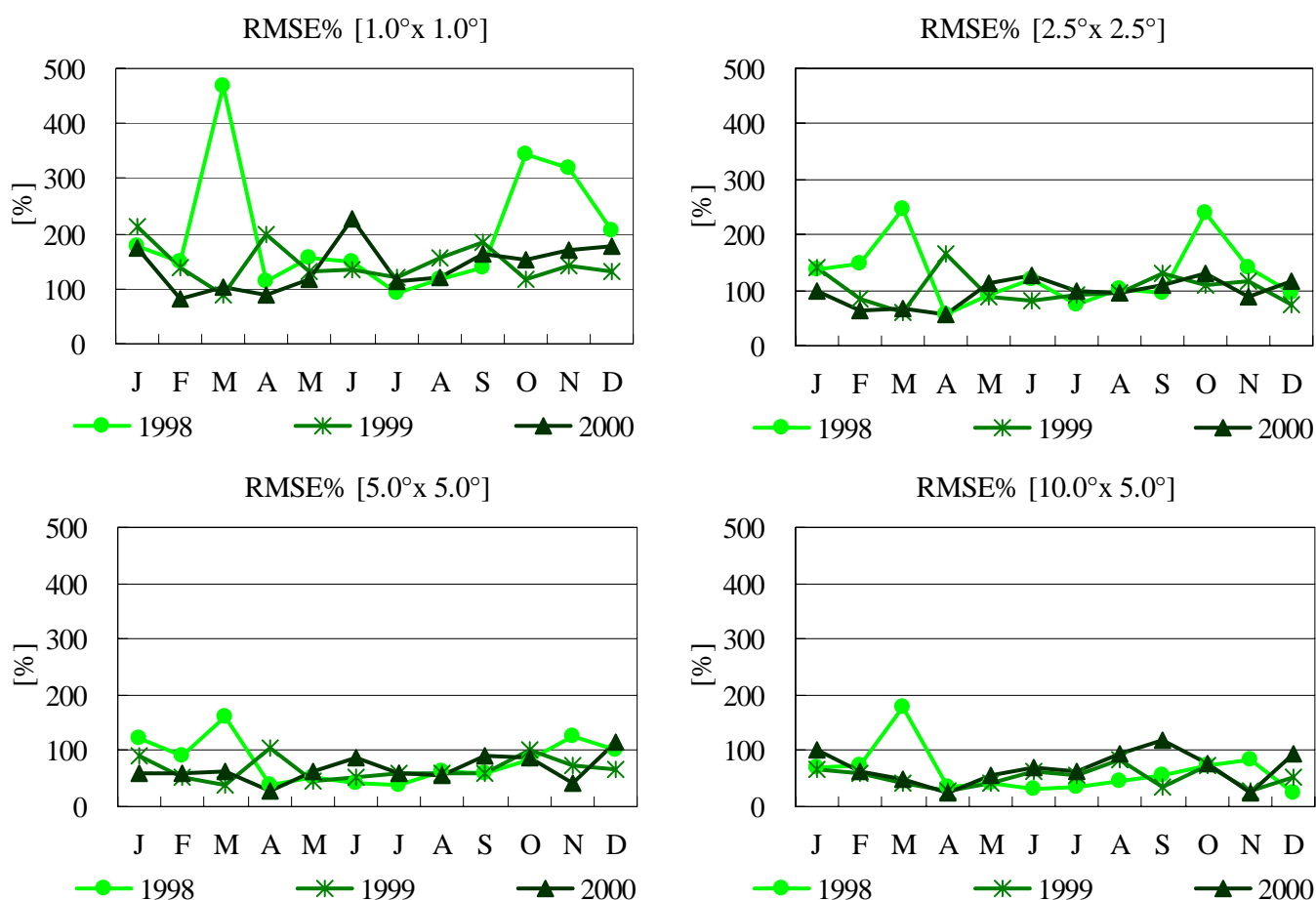


Figure 2 - 11 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ ， $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ， $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ ， $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの RMSE% .

第 2 項 季節平均データの比較

月平均データに続き，1998-2000 年各年の季節平均（3 ヶ月平均）データを経緯度 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ ， $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ， $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ ， $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドで比較した．前述の通り，TRMM PR は 46 日に一度同じ場所を同じ時刻に観測するため，一ヶ月単位で集計するとデータの 3 割の観測時刻が午前（午後），7 割が午後（午前）と偏ってしまう場合がある．しかし，3 ヶ月平均データでは午前・午後に観測されたデータがほぼ均等になっている．

日降水量の地上観測値，地上観測値に対する TRMM PR の Bias%の全グリッド平均値 (Figure 2 - 12) から，各年の地上観測値の季節変化を検討する．1998 年は全ての解像度において年間で JJA の降水量が最も多く，その他の季節はほぼ同じ値となっている．これに対し，1999-2000 年は DJF・MAM の降水量が多く，JJA の降水量が年間で最少である．気候値 (New et al., 2000) では，降水量が年間で最も多いのが DJF，少ないのが SON であり (図は示していない)，DJF と MAM が雨季に相当する．これは，1998 年は気候値に比べて JJA の降水量が多く，1999-2000 年の降水量の季節変化は比較的気候値に近いということを示している．

次に，TRMM PR のバイアスに注目する．各解像度における Bias%の最大値はそれぞれ約 55%，58%，42%，32%であり，グリッド面積が最大の場合にバイアスが最小となっている．一方，Bias%の最小値はそれぞれ約-16%，-19%，-23%，-15%であり，解像度による違いは小さい．また，前項の月平均データの場合と同様，TRMM PR の正のバイアスの範囲に比べて負のバイアスの範囲が小さいが，月平均データに比べて Bias%の最大値・最小値は大幅に減少している．月平均から季節平均にするとバイアスが大きく減少するのは，当然のことながら，時間間隔を広げたことにより TRMM PR の観測ピクセル数が増加し，極端に大きい観測値がならされるためである．

各季節の多雨年と少雨年に注目すると，全ての解像度で JJA・DJF の経年変動が MAM・SON より大きい．10.0°x 5.0°グリッドデータでは，1998 年 JJA は 1.72 mm/day と多雨であるのに対して，1999・2000 年 JJA は 1998 年の値より 0.88 mm，1.15 mm 少ない．DJF は 1998 年が 1.36 mm/day と少雨であるのに対し，1999，2000 年はそれぞれ 1998 年の値より 0.94 mm，0.85 mm 多くなっている．MAM は，1998 年の 1.22 mm/day に対し，1999 年は 0.42 mm，2000 年は 0.67 mm 多くなっており，JJA・DJF に比べると経年変動は小さい．SON は 3 年間の経年変動はほとんどなく，最大で 0.11 mm の違いしかない．

以上のような地上観測データの経年変動を，TRMM PR データの MAM・JJA・DJF の経年変動と比較する．10.0°x 5.0°グリッドの地上観測，TRMM PR 日降水量の全グリッド平均値を Figure 2 - 13 に示す．JJA は，1998 年が 1.59 mm/day と多雨であるのに対して，1999，2000 年はそれぞれ 1998 年の値より 0.71 mm，0.90 mm 少なく，地上観測値の経年変動と一致している．また，DJF は 1998 年が 1.78 mm/day と少雨であるのに対し，1999，2000 年はそれぞれ 0.46 mm，0.51 mm 多く，JJA と同様に，地上観測値の傾向と一致している．さらに，MAM は 1998 年の 1.22 mm/day に対して，1999 年は 0.28 mm，2000 年は 0.39 mm 多くなっており，やはり地上観測値と同じ傾向を示している．図は示していないが，10.0°x 5.0°以外の解像度でも，TRMM PR データの MAM・JJA・DJF の経年変動は，地上観測データが示す傾向と一致している．以上の結果は，TRMM PR データからオーストラリアの乾燥・半乾燥地域の季節平均降水量の経年変動を読み取ることが可能であることを示している．

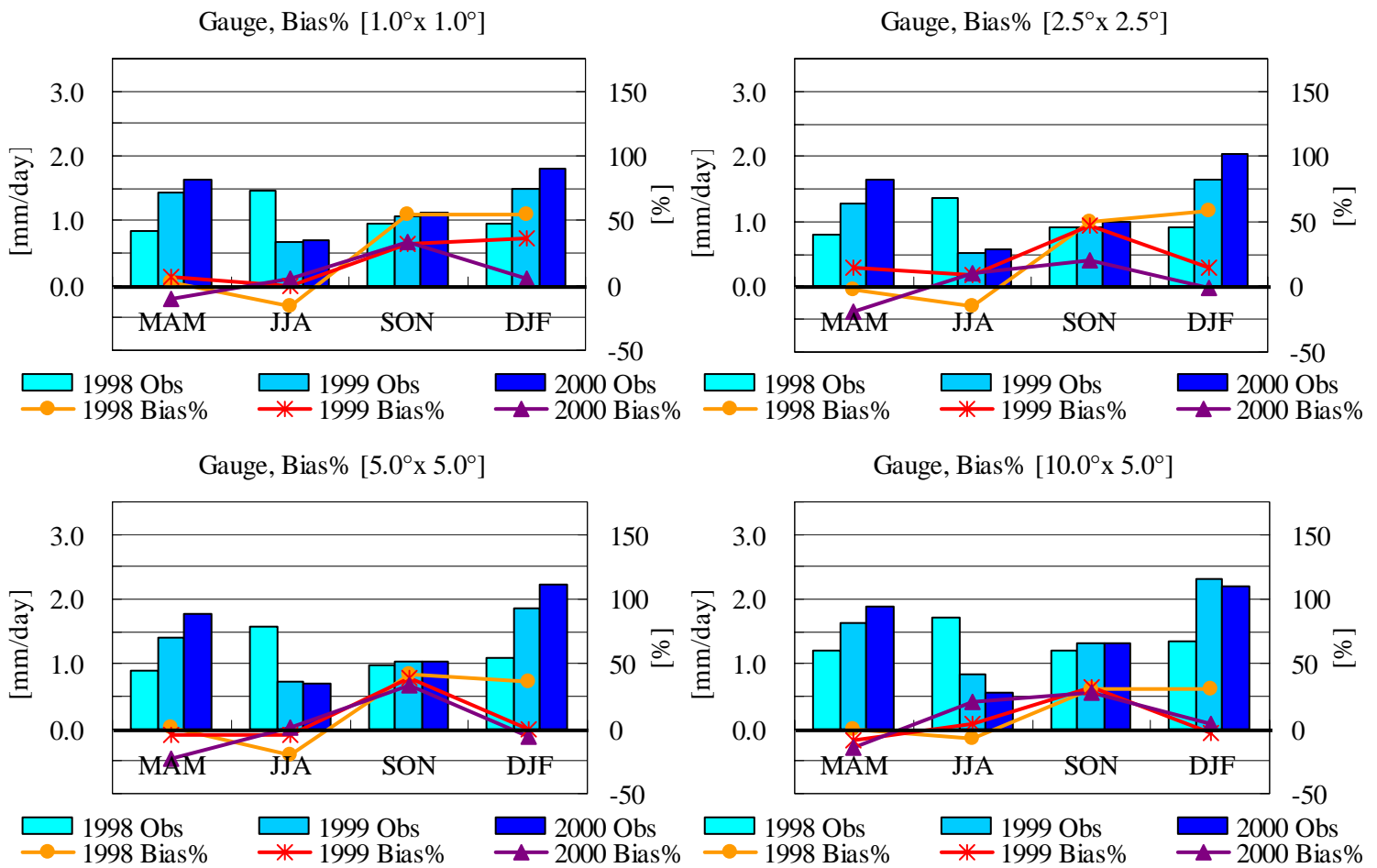


Figure 2 - 12 1.0°x 1.0° ,2.5°x 2.5° ,5.0°x 5.0° ,10.0°x 5.0°グリッドの地上観測値 ,TRMM PR の Bias% .

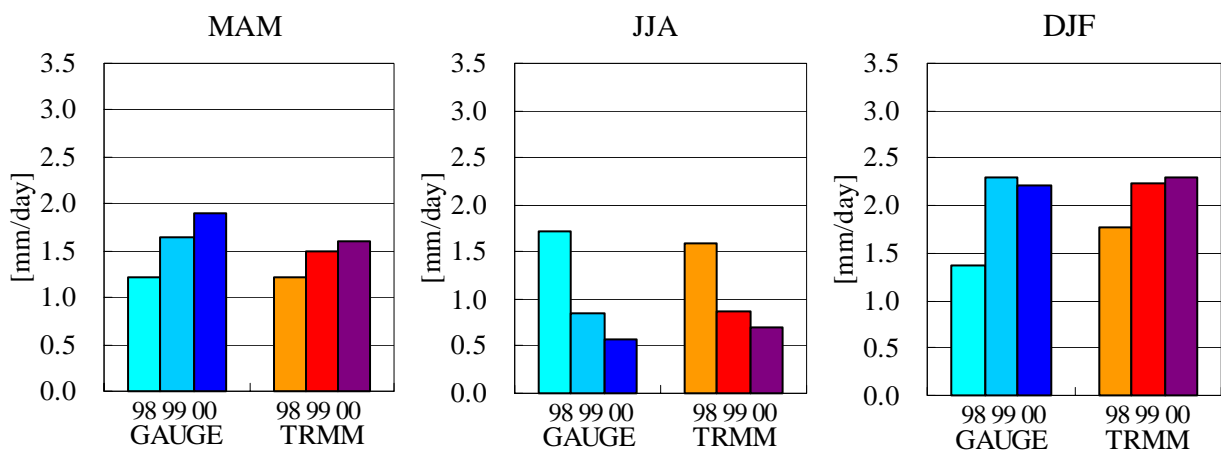


Figure 2 - 13 10.0°x 5.0°グリッドの3年間のJJA・DJF 地上観測値 (寒色) , TRMM PR (暖色) 日降水量の全グリッド平均値 .

次に、RMSE%の全グリッド平均値によって TRMM PR データが信頼できる期間を調べる (Figure 2 - 14) . RMSE%の最小値・最大値は 4 種類の解像度でそれぞれ 60-140% , 40-92% , 31-57% , 25-69%となっており、グリッドの面積を広くすることによって最大値・最小値ともに大幅に減少している。月平均データの結果と比べると、全解像度で最大値が大きく減少している。RMSE%が 50%以下となる季節、すなわち TRMM PR データが信頼できる季節は、 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドでは 3 年間で 0 であるが、 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ で 3、 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ で 8、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ では 11 となっている。つまり $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでは全期間の 3 分の 2、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでは、降水量が 3 年間で最も少ない 2000 年 JJA を除いて、TRMM PR データの信頼性がある。ここで、2000 年 JJA の RMSE%の値は、分母となる地上観測値が小さい (0.57 mm/day) ため 69.3%となっているが、RMSE の値は年間で最小であることを付記しておく。

ここまで 1998-2000 年の季節平均データを 4 種類の解像度で比較した結果をまとめる。全ての解像度において TRMM PR データのバイアスは、月平均データよりバイアスの最大値が小さくなっていた。また、地上観測値が示す MAM・JJA・DJF の経年変動は、TRMM PR データからも読み取ることが可能であった。RMSE%の値によって TRMM PR データの信頼性を判断すると、月平均データと同じく、 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドデータでは全期間を通して信頼性が確保できない。これに対し、 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ 、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでは TRMM PR 降水量データを信頼できる季節が存在していた。中でも $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの場合、降水量が 0.84 mm/day 以上の季節は TRMM PR 降水量データが信頼できると考えられる。

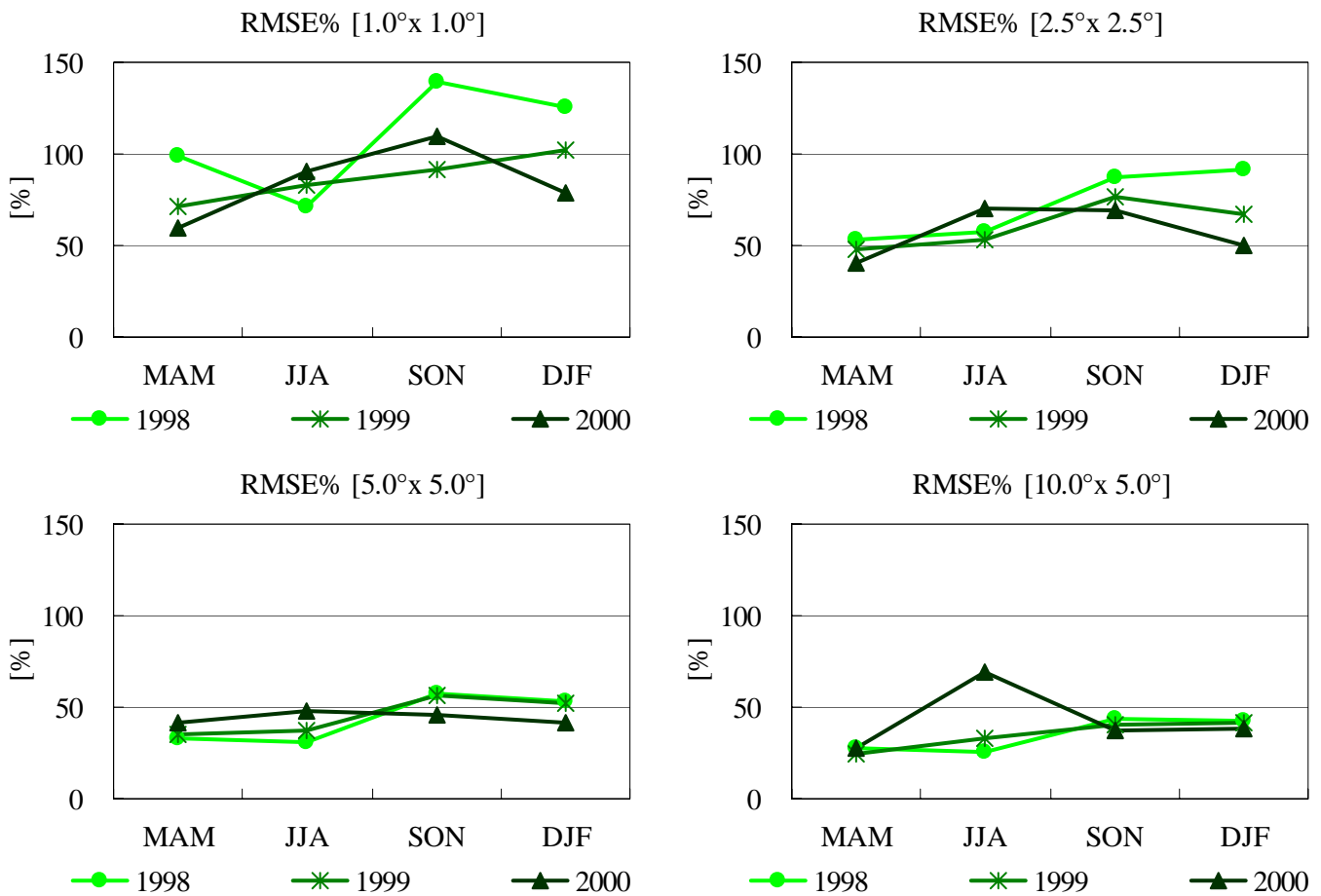


Figure 2 - 14 1.0°x 1.0° , 2.5°x 2.5° , 5.0°x 5.0° , 10.0°x 5.0°グリッドのRMSE% .

第3項 3年間の季節平均データの比較

前項では 1998-2000 年それぞれの年の季節平均値を比較したが、本項では各季節の TRMM PR データのバイアスを明らかにするため、3 年間平均した季節平均値の比較を行う。経緯度 1.0°x 1.0° , 2.5°x 2.5° , 5.0°x 5.0°グリッドの各季節の地上観測、TRMM PR の日降水量の散布図を Figure 2 - 15 に、同じく 10.0°x 5.0°グリッドの散布図を Figure 2 - 16 に示す。また、全グリッド平均した各解像度の地上観測値、TRMM PR の Bias% , RMSE% の値を Figure 2 - 17 に示す。

地上観測値と TRMM PR データの対応を季節毎に検討する。まず、MAM に地上観測値に最もよく対応しているのは 1.0°x 1.0°グリッドデータである。ただし、1.0°x 1.0°グリッドデータは、全グリッド平均のバイアスが-1.05%であり 4 解像度中で最小であるが、RMSE%が 42.05%で最もばらつきが大きい。全グリッド平均した MAM のバイアスは、グリッドの面積が小さい順に-1.05, -3.94, -11.13, -8.85%であり、全て負のバイアスである (Figure 2 - 17 左図)。また、全解像度で RMSE%が 50%以下であり、TRMM PR データ

の信頼性が確保されている (Figure 2 - 17 右図) .

年間で降水量が最も少ない季節である JJA にバイアスが最小となるのは、グリッドの面積が最も広い $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータである . 全グリッド平均した TRMM PR データと地上観測データとの差は 0.01 mm/day であり、バイアスは 0.84% である (Figure 2 - 17 左図) . バイアスが最も小さい $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータを除く 3 解像度では、バイアスは $-3.34 \sim -11.55\%$ の範囲で全て負のバイアスとなっている . JJA の RMSE% は、最もグリッドの面積が小さい $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドデータでは 50.85% であるが、それ以外の解像度では全て 40% 以下である . すなわち、JJA は $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ よりグリッド面積が大きいデータは信頼性があると考えられる (Figure 2 - 17 右図) .

SON は、JJA と同じく $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータのバイアスが最小 (30.35%) である . 4 解像度の SON のバイアスは $30 \sim 39\%$ で、年間で最も大きい (Figure 2 - 17 左図) . 4 解像度の中では $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドデータのバイアスが最大である . $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドデータでは、地上観測値が 2.01 mm/day のグリッドで TRMM PR データが 2 倍以上の 4.91 mm/day となっている場合がある (Figure 2 - 15) . SON の RMSE% の値は、グリッドの面積が小さい二つの解像度で 50% 以上であり、TRMM PR データが信頼できるのは $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ 、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータのみである (Figure 2 - 17 右図) .

オーストラリア内陸において年間で降水量が最も多い DJF は、 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータのバイアスが 5.30% で最小である (Figure 2 - 17 左図) . DJF に最もバイアスが大きい $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドではばらつきが大きく、TRMM PR データが 7.42 mm/day 、地上観測値が 4.01 mm/day となっているグリッドがある (Figure 2 - 15) . DJF は SON と同じく全解像度で正のバイアスとなっているが、バイアスの範囲は $5 \sim 27\%$ で SON より小さい . DJF の RMSE% は $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドデータのみで 50% を超えており、 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ よりグリッド面積が大きいデータは信頼性がある (Figure 2 - 17 右図) .

以上、4 種類の解像度における 3 年間の季節平均値の比較結果をまとめると、JJA・SON に地上観測値への対応が最もよいのは $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータである . しかし、MAM はグリッドの面積が最小の $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドデータ、DJF は $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータのバイアスが最小となっていた . TRMM PR データのバイアスの傾向は、MAM は全解像度で負であるのに対し、SON と DJF は正のバイアスであった . また、JJA は $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ データが小さい正のバイアス (0.84%) であるが、他の解像度ではいずれも負のバイアス ($-11.55 \sim -3.34\%$) であった . ここで、JJA のバイアスが $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータのみ正となっている要因の一つは、この解像度の比較グリッドだけが 145°E 以東の海岸を含んでいる (Figure 2 - 8) ことである . 145°E 以東の 2 グリッドを除いて TRMM PR データと地上観測データを比較すると、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでも TRMM PR の負のバイアス (-16.42%) となった . RMSE% の値から、 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ 、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータは、年間を通して TRMM PR データの値が信頼できることを示した . また、 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ グリッドでは MAM・JJA・DJF、 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドでは MAM の値が信頼できることを示した .

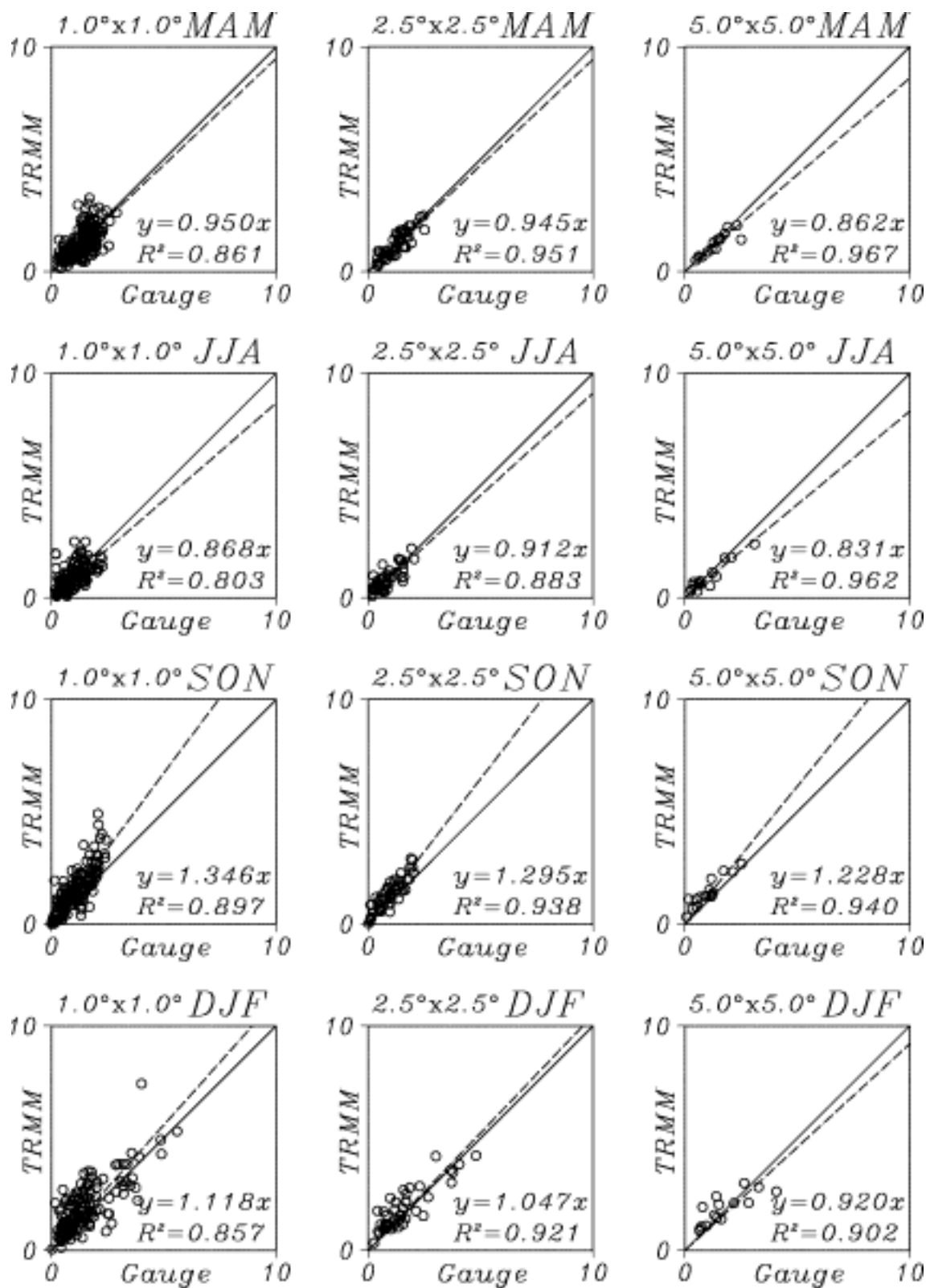


Figure 2-15 経緯度 (左) 1.0°x1.0° , (中央) 2.5°x2.5° , (右) 5.0°x5.0°グリッドの地上観測, TRMM PR の日降水量 . それぞれ回帰直線 (点線) , 回帰係数 . 決定係数 (R^2) を記載した .

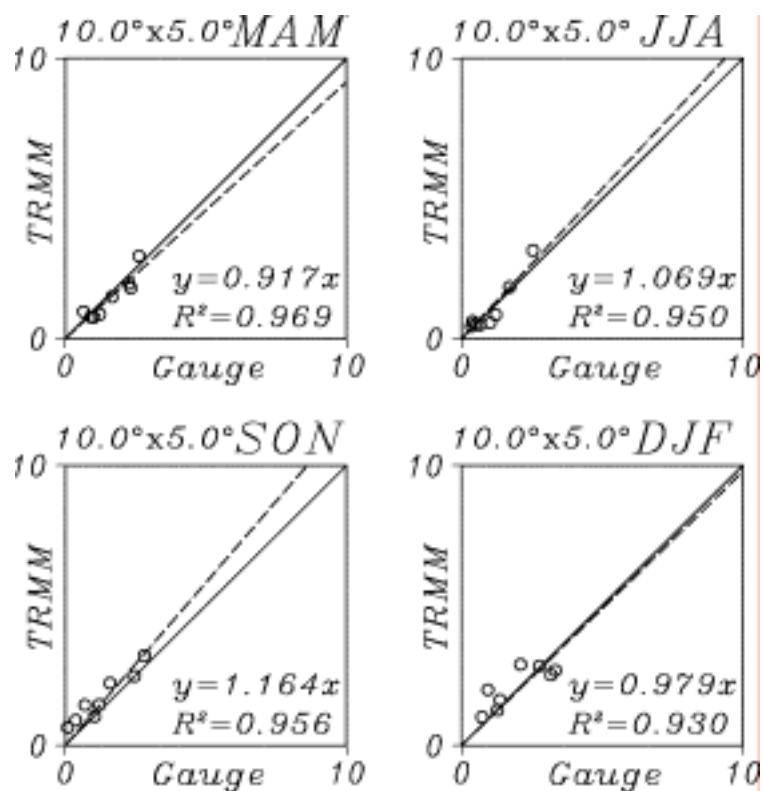


Figure 2 - 16 経緯度 10.0°x 5.0°グリッドの地上観測，TRMM PR の日降水量．

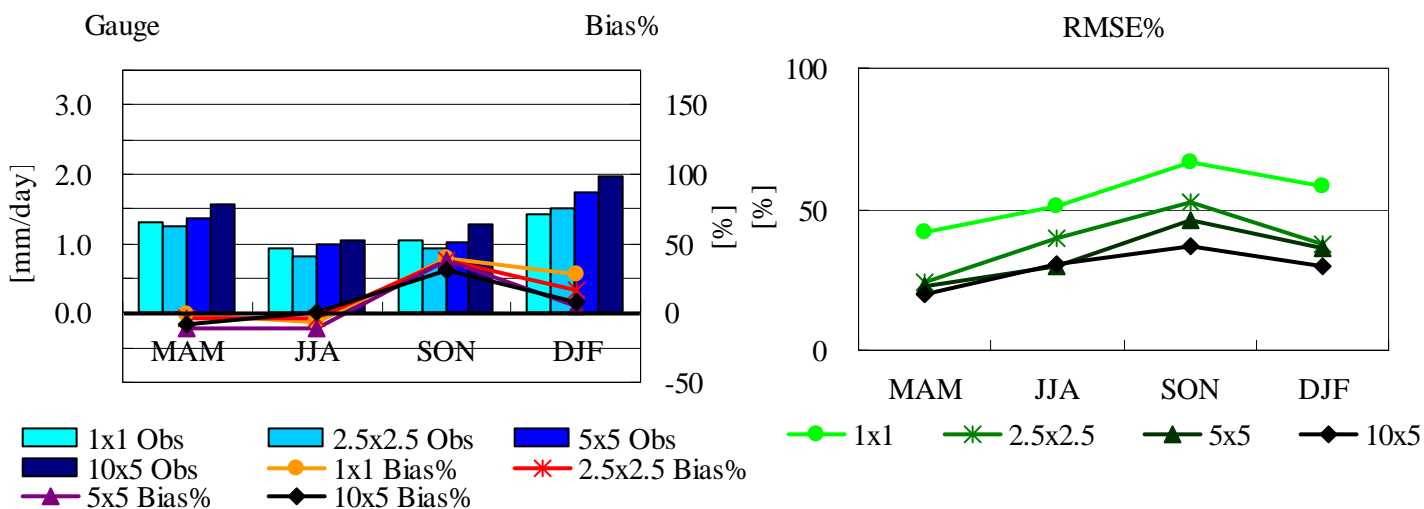


Figure 2 - 17 1.0°x 1.0°，2.5°x 2.5°，5.0°x 5.0°，10.0°x 5.0°グリッドの（左）地上観測値，TRMM PR の Bias%，（右）RMSE%．

第 4 節 TRMM PR データのバイアスと降水イベントの季節変化

前節で，地上観測値と TRMM PR データの 3 年間の季節平均値を比較した結果，TRMM PR のバイアスは MAM が負であるのに対し，SON と DJF は正であった．オーストラリアは南半球の中緯度に位置しており，内陸の乾燥・半乾燥地域は南部の亜熱帯性の降水と，

北部の熱帯性の降水の影響を受けるため、降水特性が季節によって変化している。このような降水特性の季節変化が TRMM PR データのバイアスの傾向の季節変化に関連している可能性がある。そこで本節では、TRMM PR データを使用して、オーストラリア内陸の降水特性の季節変化を明らかにする。

第1項 使用データおよび分析方法

オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域の降水特性の季節変化を明らかにするため、1998年1月から2000年12月のTRMM PRの全パステータ(2A25)を使用して、降水イベントを抽出する。TRMM PRの観測幅は約220 km、水平分解能はセンサ直下で4.3 kmとなっており(Figure 1-8)、1ピクセルは約18.49 km²である。すなわち、幅約220 kmの観測パスの情報は49個のピクセルに格納されている。TRMM PRデータにおいて、地表面付近の降雨強度が0.3 mm/hour以上のピクセルが4ピクセル(約73.96 km²)以上連続している場合を降水イベントとして抽出した。降水イベントを抽出するのは、10.0°x 5.0°グリッドで比較対象となった8グリッドである(Figure 2-8(d))。降水イベントは降水面積、最大降雨強度および降水タイプ(対流性・層状性)、降雨頂高度によって分類した

第2項 結果

3年間にTRMM PRによって観測された降水イベントの数をTable 2-1に示す。対流性降水イベントは最大降雨強度が50 mmより大きく、降雨頂高度が8 kmより大きいイベント(DC)とそれ以外に分類した。また、層状性降水イベントは最大降雨強度が2 mmより大きく、降雨頂高度が5 kmより大きいイベント(DS)とそれ以外に分類した。

まず、対流性降水イベントとバイアスの季節変化に注目する。DCはTRMM PRが正のバイアスを示すSON・DJFにそれぞれ550、776イベント観測されている。これに対し、負のバイアスを示すMAMには408イベント、バイアスがほとんどないJJAには年間で最小の177イベントしか観測されていない。一方、DCを除いた対流性降水イベントは、正のバイアスを示すDJFが最多である。しかし、正のバイアスが最大のSONと、負のバイアスを示すMAMではMAMの方が多いため。次に、層状性降水イベントの季節変化に注目する。正のバイアスを示すSON・DJFはDSが1075、1452イベント観測されている。正のバイアスが大きいのはSONであるが、DSの数はDJFの方が多いため。負のバイアスを示すMAMと正のバイアスを示すSONを比較すると、DSの数はMAMの方が約50イベント多い。また、層状性降水イベントの総数は、SONよりもMAMの方が多いため。以上のことから、降雨強度が大きい対流性降水イベントDCがTRMM PRの正のバイアスに寄与していることが示唆される。

Table 2 - 1 各季節の降水イベントの数．降水イベントを対流性（Convective）と層状性（Stratiform）に分け，さらに対流性降水イベントを DC とそれ以外，層状性降水イベントを DS とそれ以外に分けた．参考のため，全グリッド平均したバイアス（mm/day）も示した．

	Bias [mm/day]	Convective			Stratiform			Total
		DC	Other	Total	DS	Other	Total	
MAM	-0.14	408	7109	7517	1125	6933	8058	15575
JJA	0.01	177	6021	6198	627	7545	8172	14370
SON	0.39	550	5688	6238	1075	6652	7727	13965
DJF	0.14	776	8061	8837	1452	7781	9233	18070

第5節 まとめ

本章では，乾燥・半乾燥地域における TRMM PR の精度を検証することを目的とし，オーストラリア内陸で地上観測点および TRMM PR の観測ピクセルが十分確保できるグリッドを選定し，地上観測値と TRMM PR データの比較を行った．

まず，1998-2000 年各年の月平均データを 4 種類の空間解像度で比較した．月平均データは正のバイアスが大きく，全ての解像度で TRMM PR データの値が地上観測値の 2 倍以上となる月が存在していた．TRMM PR 降水量データにはバイアスが含まれているものの， $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでは，地上観測値の 0.36 mm/day 以上の経年変動は TRMM PR データでも推定されていた．また，TRMM PR データが信頼できると判断できたのは， $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータで全期間の約 4 割であった． $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでは，降水量が 1.54 mm/day 以下の月は特にデータの信頼性が低い可能性がある．

次に，各年の季節平均値を比較した．ピクセル数が増えたことにより，月平均データに比べて TRMM PR のバイアスの範囲が減少した．また， $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの TRMM PR データから MAM・JJA・DJF の経年変動を読み取ることができた．季節平均値では， $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータならば降水量が 0.84 mm/day の季節に， $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータでは MAM・JJA は 3 年間とも信頼できる（Table 2 - 2）．ただし $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ グリッドデータでは信頼できる季節が少なく， $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドでは全期間を通して信頼できない．

最後に，3 年間平均した季節平均値によって，TRMM PR データのバイアスの傾向を明らかにした．TRMM PR データは MAM は負，SON・DJF は正のバイアスを示した．また，JJA のバイアスは 1%以下であった．3 年間の季節平均値ならば， $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ ， $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータは全ての季節の TRMM PR データが信頼できる（Table 2 - 3）．また， $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ グリッドでは MAM・JJA・DJF の TRMM PR データが信頼できるが， $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドではデータのばらつきが大きく，TRMM PR データが信頼できるのは MAM のみであった．

Table 2 - 2 各年の TRMM PR データが信頼できる季節 .

		1.0°x 1.0°	2.5°x 2.5°	5.0°x 5.0°	10.0°x 5.0°
MAM	1998				
	1999				
	2000				
JJA	1998				
	1999				
	2000				
SON	1998				
	1999				
	2000				
DJF	1998				
	1999				
	2000				

Table 2 - 3 3年間平均した TRMM PR データが信頼できる季節 .

	1.0°x 1.0°	2.5°x 2.5°	5.0°x 5.0°	10.0°x 5.0°
MAM				
JJA				
SON				
DJF				

3年間の季節平均値では、TRMM PR データのバイアスは MAM に負、SON・DJF に正となった。また、JJA のバイアスは 1%以下であった。オーストラリアは南半球の中緯度に位置しており、内陸の乾燥・半乾燥地域は南部の亜熱帯性の降水と、北部の熱帯性の降水の影響を受けるため、降水特性が季節によって変化している。このことから、バイアスの傾向の季節変化は、降水特性の季節変化と関連している可能性がある。そこで TRMM PR のパスデータから各季節の降水イベントを抽出し、その数を比較した。その結果、降雨強度と降雨頂高度が大きい対流性降水イベントが TRMM PR の正のバイアスに寄与していることが示唆された。対流性の降水が多い季節は、以下の理由によって TRMM PR が正のバイアスを示す可能性が高くなる。まず、積算降水量を瞬間の観測値から求めていることが一つの要因である。降雨強度の値に関わらず一定の係数によって積算値である日降水量に換算しているため、降雨強度が大きい降水イベントが短時間しか継続しなかった場合は TRMM PR の過大評価となってしまうのである。もう一つの要因として、乾燥・半乾燥地域特有の現象が TRMM PR の過大評価に寄与している。本研究で使用している TRMM PR の地表面付近の降水は、衛星直下では地表面上約 500 m であるが、観測パスの両端では約

2000 m の値に相当している。乾燥・半乾燥地域では上空で降水が観測されていても、大気下層に届くまでに蒸発してしまい、地上では観測されない場合がある。このことから、TRMM PR データにバイアスが生じる可能性がある。

本章で行った比較結果を以下にまとめる。オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域では、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの TRMM PR 降水量データは、月平均値では 0.36 mm/day 以上の経年変動を推定できた。季節平均値では日降水量が 0.84 mm 以上の場合は TRMM PR データの値が信頼できた。この場合のバイアスの範囲は-14.85 ~ 32.05%であった。また、季節平均値では 0.42 mm/day 以上の経年変動の推定も可能であった。3 年間の季節平均値では、TRMM PR データの値が年間を通して信頼でき、バイアスの範囲は-8.85 ~ 30%であった。3 年間の季節平均値では、 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータの値も年間を通して信頼でき、バイアスは-11.56 ~ 38.06%であった。

本章で示した通り、データの時間スケールによって TRMM PR データが信頼できる空間スケールは異なっているものの、乾燥・半乾燥地域においても、データの時空間スケールに注意していれば TRMM PR データが適用可能である。先行研究の Adeyewa and Nakamura (2003) では、アフリカ大陸の TRMM PR 季節平均降水量データを $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ グリッドデータと比較し、半乾燥地域では限られた季節しかデータを信頼することができないとされていた。しかし、本研究で示した通り、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域においては $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの季節平均日降水量が 0.84 mm 以上であれば信頼でき、3 年間の季節平均値ならば $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ 以上のグリッドの値が信頼できる。また、グリッドの面積を $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ と広くすることによって、バイアスは含まれるが月および季節平均降水量の経年変動を推定することが可能である。これらのことは、オーストラリア以外の乾燥・半乾燥地域においても、グリッドの面積を広くすれば、TRMM PR データの活用が可能であることを示唆している。

第3章 サハラ砂漠域における降水の季節・経年変動

第1節 研究背景

前章では、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域を対象に、TRMM PR データの定量的な評価を行った。その結果、グリッドを経緯度 $10.0^\circ \times 5.0^\circ$ と比較的広くすることによって、バイアスはあるものの TRMM PR データから月平均降水量の経年変動の推定が可能であることがわかった。本章では、これまでの定量的評価をふまえ、TRMM PR データを使用して乾燥・半乾燥地域の降水の定性的な評価を試みる。対象地域は、世界最大の乾燥地であり、降水の経年変動が大きい (Rowell et al., 1995) 北アフリカのサハラ砂漠域とした。

サハラ砂漠域の降水には以下のような特徴がある。サハラ砂漠域は温帯の中緯度低気圧の南下に伴う冬雨域と、ITCZ (熱帯収束帯) と熱帯波動擾乱に伴う夏雨域の間に位置し、広い範囲が冬雨か夏雨の二次的な影響を受けている (Nicholson, 1981)。したがって、中緯度の上空 200 hPa の偏西風と、サハラ砂漠域南縁のサヘル上空 600 hPa にコアを持つ African Easterly Jet (AEJ) がサハラ砂漠域の降水に大きな影響を与える。中緯度偏西風は主に冬季の前線性の降水に関連している。一方、AEJ は熱帯偏東風波動 (African Easterly Wave, AEW) の生成に重要な役割を果たしている (Burpee, 1972)。AEW に伴う擾乱は西アフリカに多くの降水をもたらすため (Reed et al., 1977)、夏の降水量の分布に大きな影響を与える (Rowell and Milford, 1993; Gu et al., 2004)。GPCP 降水量データによる JJA (6-8月) と DJF (12-2月) の日降水量の長期平均値 (1979-1998年) を Figure 3-1 に示す。GPCP データは人工衛星による観測データと地上観測データを複合した全球の降水量データであり、解像度は経緯度 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ である。JJA は ITCZ に伴う亜熱帯降水帯が 10°N を中心に顕著に現れ、 15°N 付近まで日降水量が 2 mm 以上の領域が広がっている (Figure 3-1)。一方、DJF になると亜熱帯降水帯は赤道付近まで南下しており、北アフリカでは降水がほとんど観測されていない。 $20^\circ\text{-}30^\circ\text{N}$ のサハラ砂漠域は一年を通じて降水が少ないが、Nicholson (2000) は長期間の地上観測データに基づき、サハラ砂漠域の北部は 12-1月、南部は 8月に降水量が最大になると指摘している (Figure 3-2)。さらに、サハラ砂漠域北西部では、9-10月などの季節間に降水量が最大となると指摘している。

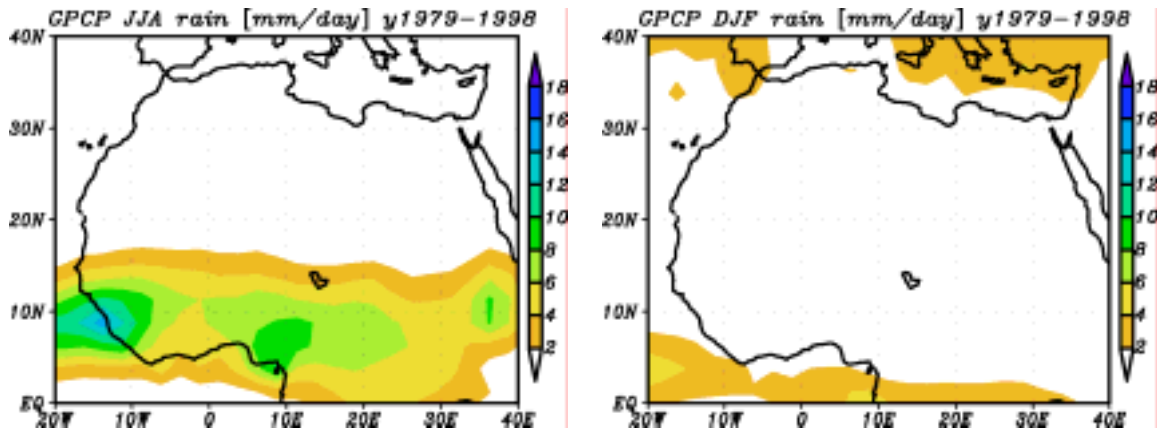


Figure 3 - 1 GPCP 長期平均(1979-1998年)データによるサハラ砂漠域の日降水量. 左が JJA , 右が DJF の季節平均値 .

北西アフリカに季節間降水がもたらされる要因として, Flohn (1975) は「中緯度上空の偏西風トラフと中層熱帯偏東風の波動擾乱のカップリング (Figure 3 - 3)」メカニズムにふれている. また, このカップリングメカニズムによる降水は 5, 10 月によく観測されるが, 12-1 月でもこのメカニズムによって 15°N, 3°W の地点にまで降水がもたらされたと述べている. しかし「トラフと波動擾乱のカップリング」による降水を具体的に示した例はほとんどなく, 降水の範囲やトラフの南下する緯度の条件は詳しくはわかっていない.

サハラ砂漠域の降水特性に関するこれまでの研究では, 長期間のデータを保有する観測地点が少ないことから, 降水システムの季節変化や分布範囲について未だ不明な点が多い. そこで, 広範囲をほぼ同一の条件で観測できる人工衛星によるリモートセンシングデータの果たす役割が重要となる. 本章では TRMM PR データを使用して, サハラ砂漠域における降水の季節・経年変動を調べる. そして NCEP 再解析データを使用して, 降水の季節・経年変動と大気大循環場との関連を明らかにすることを目的とする.

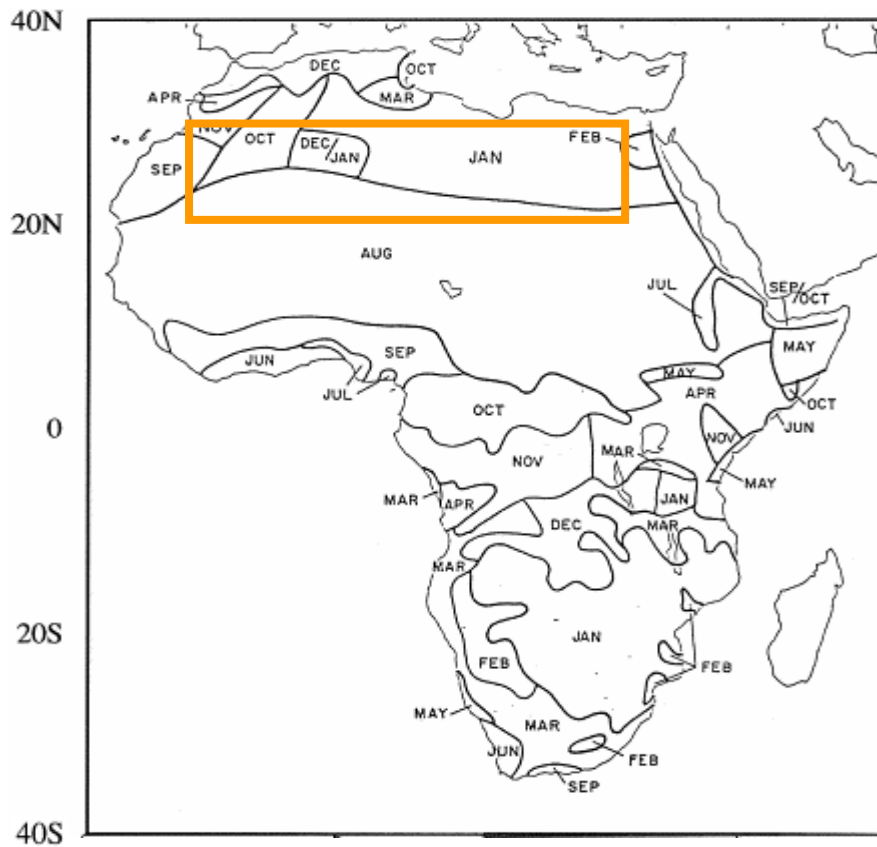


Figure 3 - 2 アフリカ大陸で降水量が最大となる月 (Nicholson, 2000). サハラ砂漠域 (20°-30°N, 10°W-30°E) を長方形で示した.

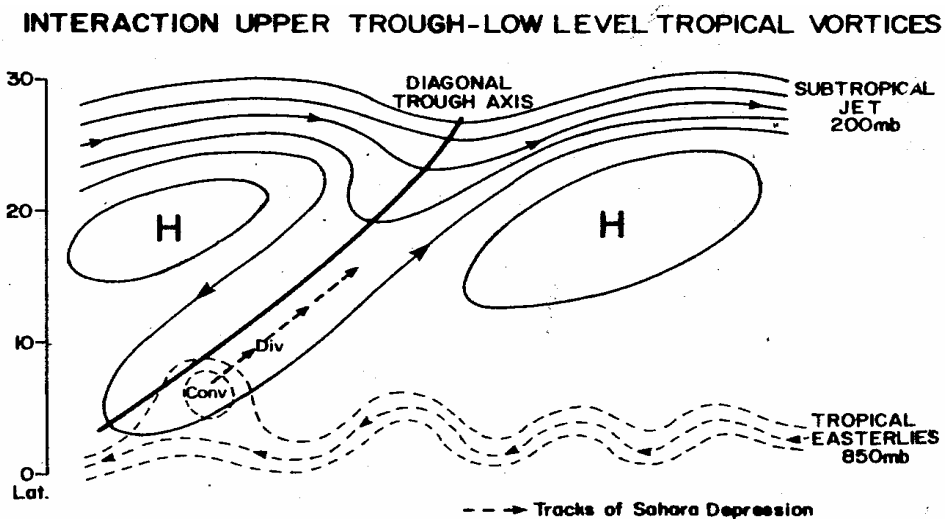


Figure 3 - 3 アフリカ北西部で観測される季節間の降水メカニズムの模式図 (Flohn, 1975). 南下した上層偏西風トラフとアフリカ偏東風波動擾乱のカップリングを示す.

第2節 TRMM PR データによるサハラ砂漠域の降水変動の分析

第1項 使用データおよび分析方法

サハラ砂漠域における降水量の変動を調べるため、TRMM時間平均降雨強度データ3G68（経緯度 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ ）を使用した。このデータは、TRMM PR データをグリッド化したものである。研究対象期間は1998年1月から2001年12月である。2001年8月には衛星の高度変更に伴い18日間のデータが欠落している。それ以外の月のデータはほぼ使用可能であるが、2000年9月に4日間、1999年1月に3日間、1998年3月および2000年5月に2日間、1998年4月、11月および1999年8月、11月に1日間の欠損がある。サハラ砂漠域の降水イベントの抽出には、TRMM PR のパスデータ（2A25）を使用した。このデータには、ピクセル毎の観測緯度、経度、地表面付近の降雨強度、降雨の鉛直分布、降雨タイプ（対流性・層状性）、観測時刻等の情報が含まれている。

分析対象とした領域はサハラ砂漠域（ 20° - 30° N, 10° W- 30° E）である。サハラ砂漠域のような乾燥・半乾燥地域の降水は、強度が弱く面積も小さい傾向がある。そのため、サンプリングレートが低いTRMM PR の場合、正確な観測ができない可能性がある。そこで前章では、地上観測点が充実しているオーストラリア内陸を対象に、乾燥・半乾燥域におけるTRMM PR データの精度を検証した。ここでは、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの月平均降水量は 0.36 mm/day 以上の経年変動をとらえていることが示された。そこで本章では、サハラ砂漠域を経緯度 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ に分割し（Figure 3 - 4）、領域毎に月平均降水量を求めた。なお、一部の領域には $2,000 \text{ m}$ 以上の高原を含んでいるが、ほとんどのエリアは $1,000 \text{ m}$ 以下の平地である（Figure 3 - 5）。時間平均降雨強度の日平均値を24倍した値を日降水量とし、月毎に積算した降水量の季節および経年変動と大気大循環の関連を調べるため、NCEP再解析データ（経緯度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、鉛直17層）の東西風、比湿の月平均値（1998-2001年）、および長期平均値（1979-1995年平均）を使用した。

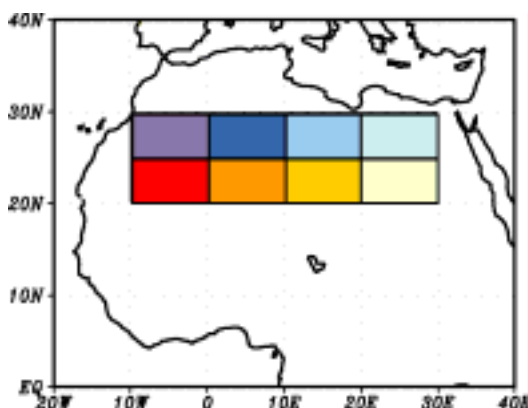


Figure 3 - 4 研究対象エリア。サハラ砂漠域に着色してある。

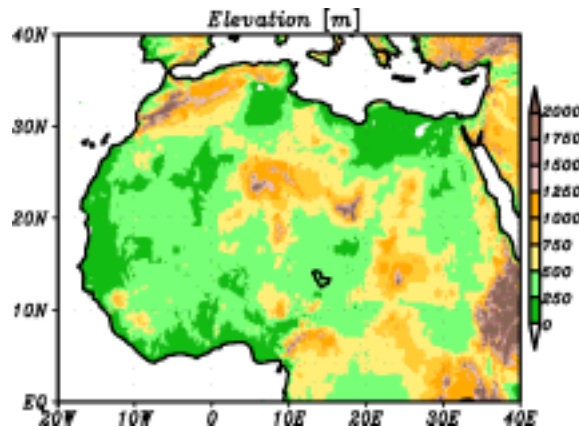


Figure 3 - 5 サハラ砂漠域の高度分布 (ETOP05).

第2項 結果

TRMM PR データによる各領域の4年間の月積算降水量を Figure 3 - 6 に示す。サハラ砂漠域では、年間を通して降水が 20°E 以東で観測される例は非常に少なく、ほとんどの降水がサハラ砂漠域西部で観測されている。また、サハラ砂漠域の降水量は季節および年によって大きく変化している。特に 1998 年の 5, 6, 9 月および 1999 年 8 月, 2000 年 5, 8 月は降水量が非常に多かった。TRMM PR データとの比較のため、GPCP の月降水量データを Figure 3 - 7 に示す。GPCP は衛星観測データと地上観測値の複合データであるが (Huffman et al., 1997), サハラ砂漠域 (20°-30°N, 10°W-30°E) の地上観測点は 20 点以下である。GPCP データでも、値は小さいものの TRMM PR データと同様に 1998 年 9 月および 1999 年 8 月が多雨となっている。

各領域の降水量の季節変動に注目すると、降水エリアが季節によって南北に移動している。1-4 月は降水量が少なく、そのほとんどが北部で観測されている。5-6 月になると、降水は北部・南部の両方で観測されるようになり、7-9 月は 2000 年 9 月を除いて 50%以上の降水がサハラ砂漠域南部で観測されている。そして 10-12 月は降水量が少なくなり、ほとんどの降水が北部で観測されている。すなわち、サハラ砂漠域の降水の季節変動をまとめると、10-4 月はほとんどの降水が北部で観測される冬雨期、逆に 7-9 月はほとんどの降水が南部で観測される夏雨期、そして降水が北部・南部両方で観測される 5-6 月は遷移期であると言える。このようなサハラ砂漠域の降水エリアの季節に伴う南北の遷移パターンは、地上観測データの気候値 (Legates and Willmott, 1990) にもほぼ同様に表れている (Figure 3 - 8)。

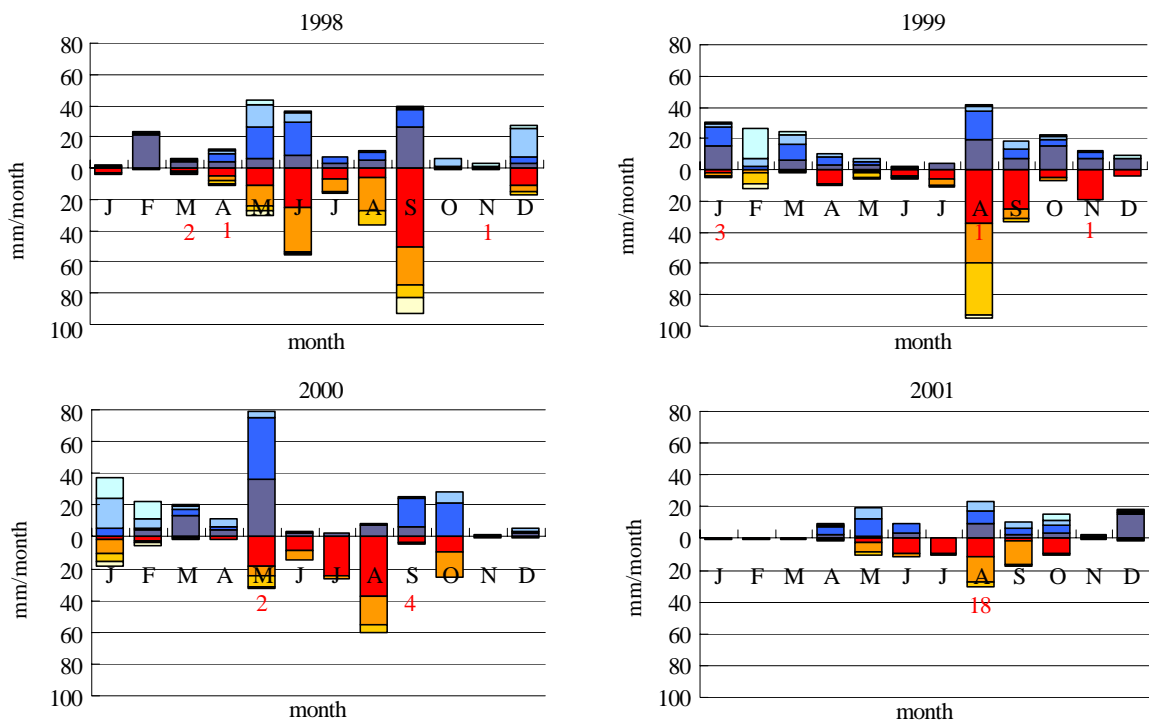


Figure 3 - 6 1998-2001 年の TRMM PR (3G68) のサハラ砂漠域の月積算降水量 . 棒グラフの色は Figure 3 - 4 に対応している . グラフの上部はサハラ砂漠域北部 (25°-30°N) の降水 , 下部は南部 (20°-25°N) の降水を示す . 赤字は各月のデータの欠損日数を示す .

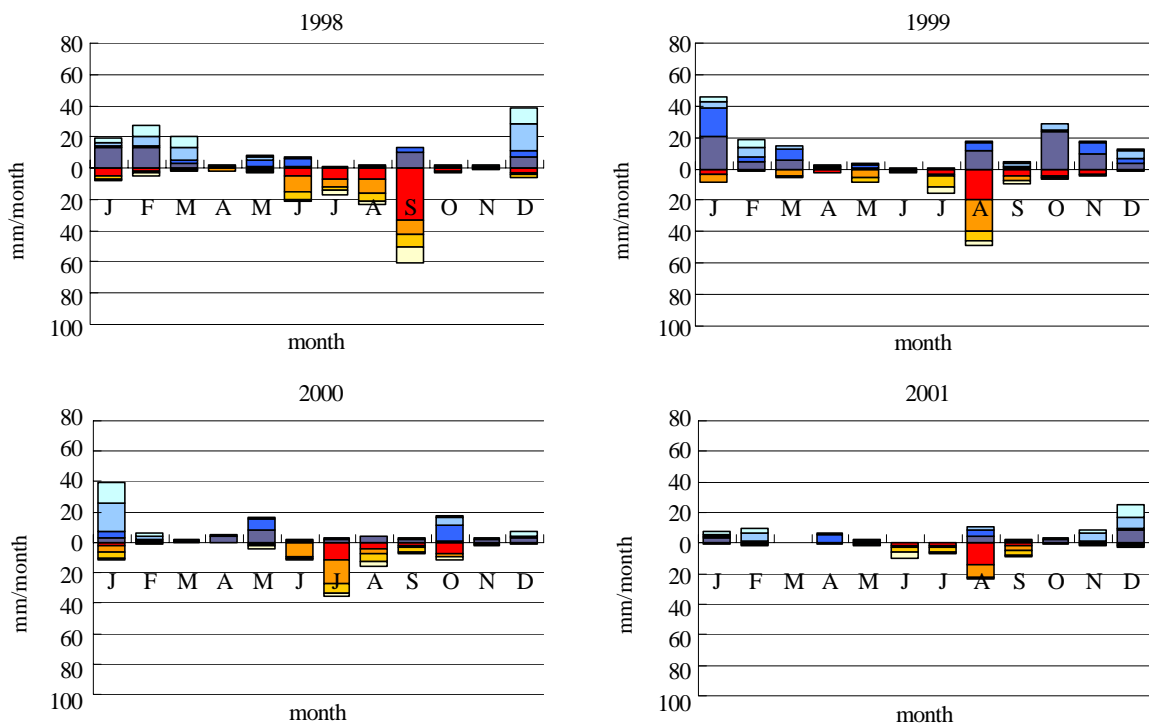


Figure 3 - 7 1998-2001 年の GPCP の月積算降水量 . 凡例は Figure 3 - 6 と同様 .

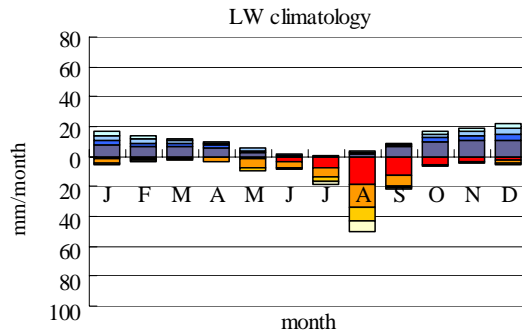


Figure 3 - 8 地上観測データによる月積算降水量の気候値 (Legates and Willmott, 1990) . 凡例は Figure 3 - 6 と同様 .

前述の通り, Nicholson (1981) はサハラ砂漠域の降水エリアが南北に遷移する要因として, 季節によって降水特性が降雨強度の強い熱帯性の夏雨から降雨強度の弱い亜熱帯性の冬雨に変化することを指摘している. そこで, 降水特性の季節変動を明らかにするため, 1998年1月から2000年12月の TRMM PR の全パステータ (2A25) を使用して, サハラ砂漠域 (20°-30°N, 10°W-30°E) の降水イベントを抽出した. 地表面降水量が 0.3 mm/hr 以上のピクセルが 4 ピクセル (73.96 km²) 以上連続している場合を降水イベントとして抽出し, 降水面積, 最大降雨強度および降水タイプ (対流性・層状性), 降雨頂高度によって分類した. 1998-2000年各月の降水イベントの数を Table 3 - 1 に示す. この表では, 降水イベントを対流性・層状性に分けた. さらに, 対流性降雨の場合は降雨頂高度が 8 km より

大きく、最大降雨強度が 50 mm より大きい場合 (DC) と、それ以外のグループに 2 分割した。また、層状性降雨の場合は降雨頂高度が 5 km より大きく、最大降雨強度が 2 mm より大きい場合 (DS) と、それ以外のグループに 2 分割して集計した。

降水エリアの南北遷移と降水イベントの数の対応は以下の通りである。サハラ砂漠域北部の降水が多い 10-4 月は、対流性の降水イベントが層状性の降水イベントより少ない。次に、降水の遷移期である 5-6 月は、対流性降水イベントの方が少ないが、層状性降水イベントのほぼ半数である。最後に、南部の降水が多い 7-9 月は、1998 年 9 月を除いて、対流性降水イベントの数が層状性降水イベントを上回っている。このような降水イベント数の変化は、サハラ砂漠域の熱帯性降雨と亜熱帯性降雨の影響の季節変動に対応している。このことから、降水特性の季節変動と主たる降水エリアの南北遷移との関連が確認できた。

Table 3 - 1 サハラ砂漠域の各月の降水イベントの数．月毎に 1998-2000 年の値を上中下段に示した．対流性降雨は降雨頂高度が 8 km より大きく，最大降雨強度が 50 mm より大きいイベント(DC)とそれ以外のグループに 2 分割した．層状性降雨は降雨頂高度が 5 km より大きく，最大降雨強度が 2 mm より大きいイベント(DS)とそれ以外のグループに 2 分割した．

	Convective			Stratiform			Total
	DC	Other	Total	DS	Other	Total	
JAN	1	14	15	6	58	64	79
	0	67	67	24	135	159	226
	3	83	86	51	165	216	302
FEB	2	48	50	31	113	144	194
	0	44	44	29	223	252	296
	1	67	68	31	178	209	277
MAR	0	25	25	7	127	134	159
	7	53	60	17	144	161	221
	2	40	42	7	125	132	174
APR	4	88	92	15	272	287	379
	3	75	78	26	213	239	317
	4	61	65	20	159	179	244
MAY	9	238	247	62	425	487	734
	6	54	60	11	113	124	184
	42	355	397	74	481	555	952
JUN	31	289	320	43	349	392	712
	2	41	43	5	60	65	108
	9	89	98	14	90	104	202
JUL	6	69	75	9	44	53	128
	10	86	96	5	55	60	156
	0	75	75	8	59	67	142
AUG	20	163	183	22	70	92	275
	40	416	456	48	186	234	690
	23	290	313	41	146	187	500
SEP	28	231	259	45	231	276	535
	10	247	257	52	205	257	514
	11	111	122	17	101	118	240
OCT	1	27	28	4	45	49	77
	4	105	109	32	174	206	315
	10	149	159	45	255	300	459
NOV	0	21	21	11	56	67	88
	2	19	21	17	134	151	172
	0	9	9	6	77	83	92
DEC	1	62	63	38	276	314	377
	1	17	18	13	60	73	91
	1	13	14	5	18	23	37

第3節 サハラ砂漠域の降水の季節変動

サハラ砂漠域で降水量が多い5-9月を対象に、主たる降水エリアの南北遷移とサハラ砂漠域上空の大気場の季節変動との関連を検討する。サハラ砂漠域周辺（30°W-20°E）で東西平均した、NCEP再解析データの東西風と比湿の鉛直分布をFigure 3-9に示す。

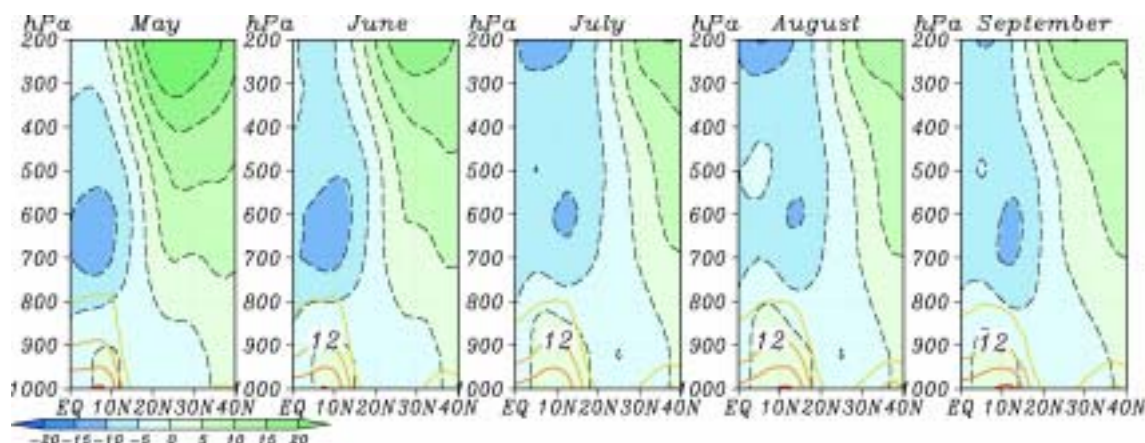


Figure 3-9 NCEP再解析データ（1979-1995年平均）による、5-9月のサハラ砂漠域上空の東西風と比湿の東西平均（30°W-20°E）の鉛直分布。緑色が西風（m/s）、青色が東風（m/s）領域を示している。数値付きのコンターは比湿（g/kg）を示す。

サハラ砂漠域の降水に対しては、中緯度の上空200 hPaの偏西風と、サハラ砂漠域南部の600 hPaにコアを持つAfrican Easterly Jet (AEJ)が大きな影響を与える。中緯度偏西風は主に冬季の前線の降水に関連している。一方、AEJは、夏に擾乱をもたらす熱帯偏東風波動（African Easterly Wave, AEW）の生成に重要な役割を果たしている（Burpee, 1972）。また、20°N以南の下層の比湿は、アフリカモンスーンに伴いギニア湾から流入する水蒸気量に対応して季節変動する。

5-9月の東西風および比湿の季節変動は以下の通りである。まず、5-6月は28°Nを中心に200 hPaの偏西風が強まっている。一方、下層の水蒸気はサハラ砂漠域にはまだ近づいていない。7月になると、中緯度上層200 hPaの偏西風域および600 hPaの東風域は、前月より北に位置している。中層600 hPaのAEJのコアは12°N付近に存在しており、6月より北上している。また、アフリカモンスーンの強化に伴い下層の比湿が6月より増加しており、1000 hPaでは20°N付近で9 g/kgとなっている。8月は、AEJおよび下層の水蒸気が7月より僅かに北上している。9月は、AEJのコアの位置は8月より南下している。下層の水蒸気の分布は8月と似たパターンを示しているが、8月に比べてサハラ砂漠域上空200 hPaの偏西風が強化している。以上のように、サハラ砂漠域上空の東西風および下層の水蒸気が季節によって変化していることにより、降水タイプの変化が起こり、降水エリアの遷移をもたらしていると考えられる。

第4節 サハラ砂漠域の降水の経年変動

本節では、サハラ砂漠域の降水量の経年変動と大気大循環場の変化との関連を検討する。ここでは、TRMM PR 降水量だけでなく、TRMM PR によって観測された降水イベント数にも着目し、多雨年と少雨年を分類する。後述する通り、サハラ砂漠域のように降水量が少ない領域では、降水量に関わらず降水イベント数に着目することが有効であるからである。降水量が多い地域では、降水量の変動は水蒸気収束量等の変化の影響が強いと考えられる。一方、乾燥・半乾燥地域では降水イベントが散発的に起きる傾向があり、降水量の変動は降水イベントの強度のみならず、降水イベント数の比にも依存すると考えられる。ここで、TRMM PR の観測データに基づき、サハラ砂漠域上空を TRMM PR のパスが通過する頻度を調べてみる。TRMM PR が同地点を同地方標準時に通過するのは46日毎であることから、1998年6月1日から7月17日までの46日間を対象とする。この期間にサハラ砂漠域の経緯度 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッド (25.0° - 30.0° N, 0.0° - 5.0° E) を観測パスが通過するのは1日1~3回であった。対流活動の継続時間を6時間と仮定し、46日間の全ての観測について TRMM PR が降水イベントを観測することが可能な時間を積算した。その結果、降水イベントを観測可能な時間は48,402分であり、これは46日間の約73.1%の期間に相当している。以上のように、降水イベントは一定時間継続するため、観測頻度が少ない TRMM PR であってもある程度の観測精度が確保できる。

そこで、地上観測降水量が整備されているオーストラリアを対象に、降水量の経年変動と TRMM PR によって観測された降水イベント数との関連を調べてみる。ここでは、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域の中でも、日降水量が1 mm/day 以下で、サハラ砂漠域のように降水量が少ない領域を対象とする。

まず、小さい領域を対象に、地上で観測された降水日数と TRMM PR によって観測された降水イベント数との関連を調べる。前章で述べた通り、オーストラリアでは6月の降水の経年変動が大きく、1998年が多雨であった (Figure 2 - 10)。そこで6月に注目し、地上観測点で観測された降水量と、TRMM PR によって観測された降水イベント数の時系列を比較してみる。ここでは、オーストラリアの乾燥・半乾燥地域の中でも特に降水量が少ない内陸のグリッド (25.0° - 30.0° S, 130.0° - 135.0° E) を対象に、地上観測点の日降水量 (mm/day) の平均値と、このグリッドで TRMM PR によって観測された降水イベント数を比較する (Figure 3 - 10)。Figure 3 - 10 において、棒グラフの値が0より大きい日を数えれば、地上で降水が観測された日数が読み取れる。また、TRMM PR が降水イベントを観測した日には×によってその降水イベント数を示している。なお、地上観測値は地方標準時に基づき、その日の午前9時までに観測された降水量を示している。これに対して、オリジナルの TRMM PR データの観測時刻は、世界標準時 (UTC) で表されている。オーストラリア大陸では、東部・中央部・西部で UTC + 8 ~ 10 時間 (サマータイム導入期間は11時間) の異なる地表標準時を採用しており、ここで対象としている内陸部のグリッドは、6月は UTC + 9.5 時間である。そのため、TRMM PR が観測した降水は、地上では翌日の

観測値に対応することになる。そこで Figure 3 - 10 では、TRMM PR の降水イベント数はオリジナルデータの日付の翌日にプロットしている。

TRMM PR によって観測された一日の降水イベントが最も多いのは、1998 年 6 月 18 日の 19 イベントである。このグリッドにおける地上観測降水量の月平均値は、1998 年が 0.83 mm/day であるのに対し、1999・2000 年はそれぞれ 0.17 mm/day、0.05 mm/day と少雨であった。このように、地上で観測された各年の降水量を比較すると、1999・2000 年に比べて 1998 年が多雨であったことは明白である。これに対し、1998-2000 年の TRMM PR 降水量はそれぞれ 1.16 mm/day、0.36 mm/day、0.06 mm/day であり、地上観測データに比べ値が大きい。地上観測データと同じ経年変動を示している。また、TRMM PR によって観測された降水イベントの回数は 1998-2000 年それぞれ 64・16・11 回で、地上観測データと同様、他の年に比べて 1998 年の値が大きい。ここで対象としたグリッドの他にも、地上観測点で 1998 年に 1999・2000 年より多くの降水が観測され、TRMM PR の降水イベント数も同様の経年変動を示しているグリッドが確認できた。

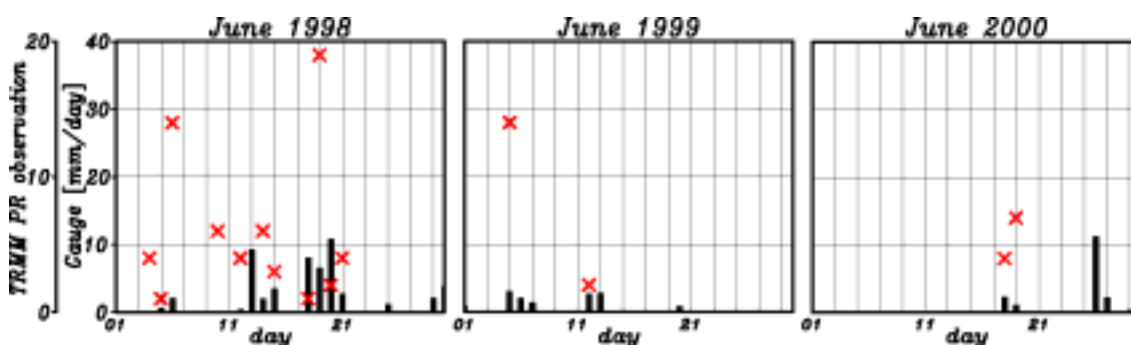


Figure 3 - 10 5.0°x 5.0°グリッド (25.0°-30.0°S, 130.0°-135.0°E) で平均した 6 月の日降水量 (mm/day) と、TRMM PR によって観測されたこのグリッドの降水イベント数。棒グラフが日降水量、×が降水イベント数を示す。

続いて、オーストラリアの全グリッド平均値で、6 月の降水量の経年変動と降水イベント数の変化との関連を調べる。前章において 10.0°x 5.0°グリッドで比較対象となったオーストラリア内陸部の 8 グリッド (Figure 2 - 8(d)) から降水イベントを抽出すると、1998-2000 年の 6 月にそれぞれ 1863、1616、1263 の降水イベントが観測されていた。2000 年の数を基準にすると 1998 年は 48%多い。また、TRMM PR による降水量は 1.76、1.19、0.72 mm/day であり、2000 年を基準にすると 1998 年は 144%多い。一方、6 月の地上観測値は 1.62、0.94、0.58 mm であり、2000 年を基準にすると 1998 年は 179%多い。以上の結果をまとめると、1998 年は 2000 年に対して降水イベントの数が約 1.5 倍、TRMM PR 降水量は約 2.4 倍、地上観測降水量は約 2.8 倍であった。つまり、降水イベントの数の増加率は、TRMM PR 降水量および地上降水量の増加率より小さいものの、降水の経年変動の傾向をとらえている。

以上のように、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域において、TRMM PR によって

観測された降水イベント数は降水量の変動の比を反映しており、降水量の経年変動の指標となりうることが示唆された。サハラ砂漠域はオーストラリア内陸部に比べると、さらに降水量が少ないが、オーストラリアの中でも日降水量が 1 mm/day 以下のグリッドで確認できたことから、この結果をサハラ砂漠域に適用し、TRMM PR データに基づきサハラ砂漠域の多雨年と少雨年を判断する。以下では、サハラ砂漠域において月降水量が相対的に多く、かつ 1998-2001 年の降水量の経年変動が大きい 5 月と 8 月に注目する。

TRMM PR データによる 5 月の降水の特徴は以下の通りである。4 年間では 1998・2000 年に多くの降水が観測されている (Figure 3 - 6)。サハラ砂漠域南部 (20° - 25° N) の降水量は 1998・2000 年ともに 30 mm を超えており、1999 年の 6 mm、2001 年の 11 mm に比べて 19 mm 以上多い。また、北部 (25° - 30° N) の降水量は 1998 年が 43 mm、2000 年が 79 mm であり、1999 年の 7 mm、2001 年の 20 mm に比べて非常に多い。GPCP データと TRMM PR データを比較すると、4 年間とも TRMM PR データの値が GPCP データより大きく、特に 1998・2000 年の違いが大きい。しかしながら、サハラ砂漠域北部のグリッドで GPCP データを平均すると、1998・2000 年の日降水量は 1999・2001 年よりそれぞれ 0.17, 0.41 mm/day 以上多く (Figure 3 - 7)、GPCP データでも 1998・2000 年の 5 月は他の年に比べてサハラ砂漠域北部 (25° - 30° N) の降水量が多いことが確認できる。

TRMM PR によってサハラ砂漠域で観測された 5 月の降水イベント数は、3 年間でそれぞれ 734・184・952 イベントであった (Table 3 - 1)。このうち、サハラ砂漠域北部で観測されたイベント数は 415・102・582 イベントで、1998・2000 年の値が大きい。多雨であった 1998・2000 年 5 月の降水イベントに注目すると、サハラ砂漠域北部では対流性降水イベントの総数がそれぞれ 141・253 イベントと、1999 年の値 (35) の 4 倍以上観測されている。特に、2000 年は降雨強度と降雨頂高度が大きい対流性降水イベント (DC) が 34 イベント観測されている。この数は 1998 年の 6、1999 年の 3 イベントの 5 倍以上である。層状性降水イベントも 1998・2000 年は 274・329 イベントと、1999 年 (67) に比べて多く観測されている。中でも降雨強度と降雨頂高度が大きい層状性降水イベント (DS) は 1998・2000 年にそれぞれ 34・48 イベントと、1999 年のイベント数 6 の 5 倍以上観測されている。前述のオーストラリアにおける検証結果 (Figure 3 - 10) から、以上の降水イベント数の違いは 1998・2000 年の多雨、1999 年の少雨を反映していると考えられる。

1998-2000 年 5 月に DC が観測された場所をプロットした Figure 3 - 11 から、DC の水平分布を検討する。1998 年は全ての DC が 7.5° E 以西、主に北部で観測されている。また、最大降雨強度が 100 mm/hour 以上の DC が複数観測されている。1999 年は、DC の数が少なく、最大降雨強度が 100 mm/hour 以上の DC は 1 イベントしか観測されていない。これに対して 2000 年は、DC が 3 年間で最多であり、主に 25° N 以北で観測されている。また、最大降雨強度が 100 mm/hour 以上の DC が 7.5° W- 7.5° E で複数観測されている。

続いて、DS の水平分布を検討する (Figure 3 - 12)。DS の数が多い 1998 年はサハラ砂漠域の南西部 (20° N, 10° W) から北東部 (30° N, 20° E) の広い範囲で観測されている。

これに対して、1999年はDSの数が少なく、主に西部(22.5°-27.5°N, 10°W-7.5°E)で観測されている。DSの数が多き2000年5月の分布は、同じくDSの数が多き1998年と似ているが、北西部でも観測されている。また、2000年は1998年に比べて最大降雨強度が80 mm/hourを超えるDSの数が多き。

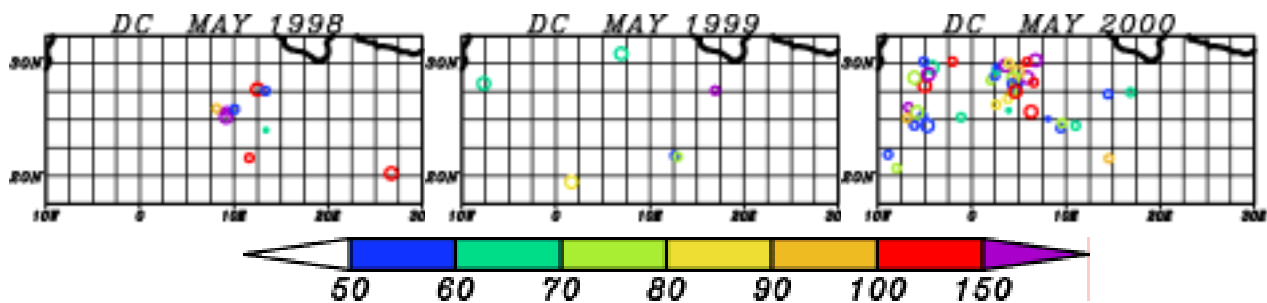


Figure 3 - 11 1998-2000年5月の最大降雨強度 > 50 mm, 降雨頂高度 > 8 km の対流性降水イベントの分布。降水イベントの中心地点に、Figure 3 - 13 に対応した記号をプロットした。色はイベントの最大降雨強度 (mm/hour) に対応している。

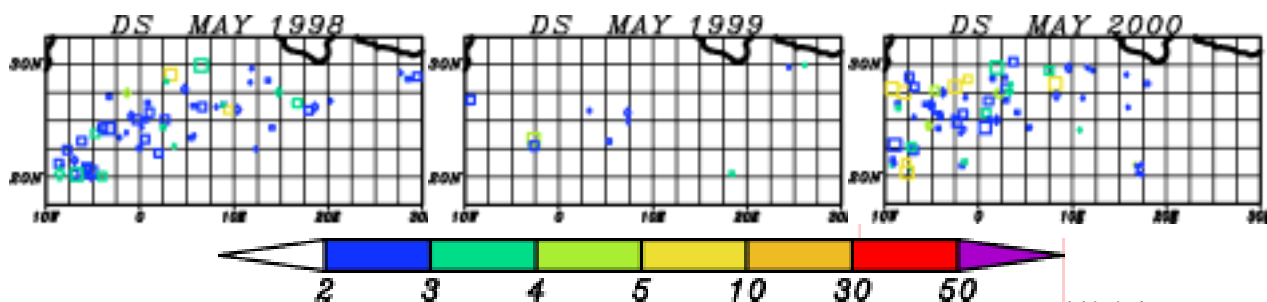


Figure 3 - 12 1998-2000年5月の最大降雨強度 > 2 mm, 降雨頂高度 > 5 km の層状性降水イベントの分布。凡例は Figure 3 - 11 と同様。

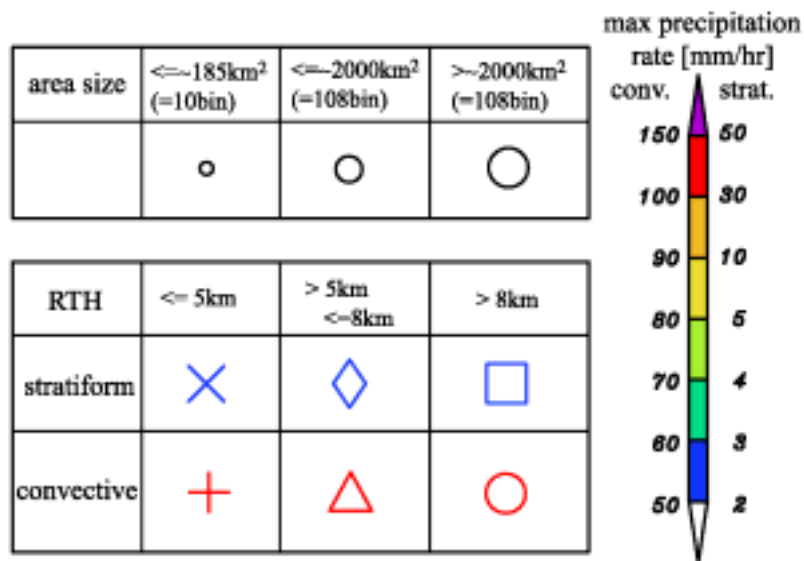


Figure 3 - 13 降水イベントの凡例. 降水タイプおよび降雨頂高度によって異なる記号を使用している. 記号の大きさは降水面積に対応している. また, 記号の色は対流性 (conv.)・層状性 (strat.) 降雨で異なる最大降雨強度に対応している.

以上のような多雨年と少雨年の違いをもたらした 4 年間の大気大循環場の変化を検討する. NCEP 再解析データによる, 1998-2001 年 5 月の東西風と比湿の東西平均値 ($30^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{E}$)の平年値からの偏差を Figure 3 - 14 に示す. 中緯度擾乱に関連している 200 hPa の偏西風域に注目すると, 多雨年の 1998・2000 年はともに $20^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$ は西風偏差, 30°N 以北は東風偏差である. これに対し, 少雨年の 1999・2001 年は $20^{\circ}-30^{\circ}\text{N}$ は東風偏差, 30°N 以北は西風偏差である. すなわち, 1998・2000 年には 200 hPa の西風域がサハラ砂漠域付近まで南下しているのに対し, 1999・2001 年には北上していた. サハラ砂漠域付近の比湿に注目すると, 1998 年のみ 700 hPa より下層の比湿が正の偏差であるものの, 同じく多雨であった 2000 年には平年値となっている.

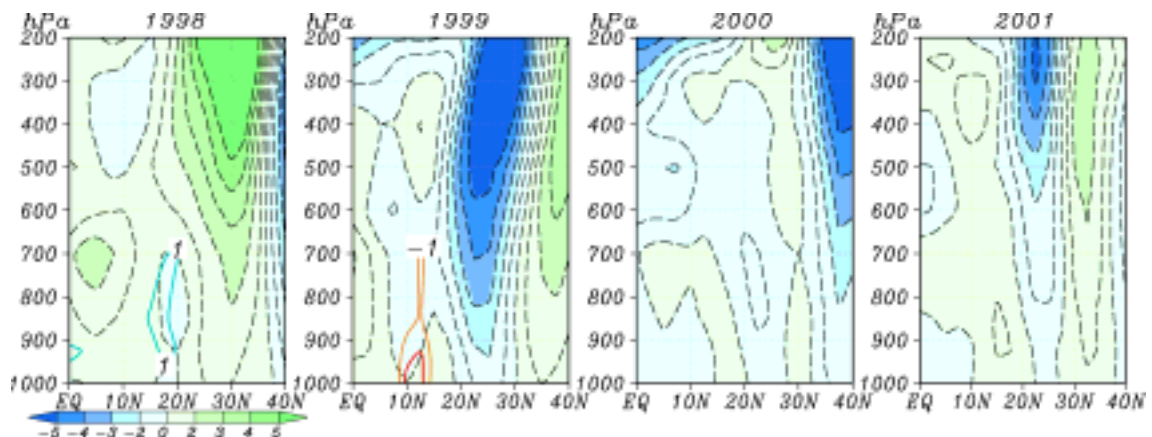


Figure 3 - 14 NCEP 再解析データによる，1998-2001 年の 5 月のサハラ砂漠域周辺（30°W-20°E）で東西平均した，東西風と比湿の平年偏差の鉛直分布．緑色が長期平均値に対する西風偏差 (m/s)，青色が東風偏差 (m/s) 領域を示す．数値付きのコンターが比湿の偏差 (g/kg) を示す．

次に，サハラ砂漠域の 8 月の降水量の経年変動を検討する．TRMM PR データでは，1999 年の降水量が多い (Figure 3 - 6)．1999 年 8 月は，サハラ砂漠域南部 (20°-25°N) の降水量が 95 mm で，他の 3 年間の値 (30 ~ 60 mm) より多い．また，1999 年は北部 (25°-30°N) の降水量が 41 mm であり，南部と同じく他の 3 年間の値 (9 ~ 23 mm) より多い．GPCP データでも，1999 年はサハラ砂漠域南部・北部で降水量が多く (Figure 3 - 7)，TRMM PR データの傾向と一致している．比較対象地域の全グリッドで GPCP データを平均すると，1999 年の日降水量は 2.13 mm/day で，他の年に比べて 1.03 mm 以上多いことが確認できる．

TRMM PR データによる 8 月の降水イベント数の経年変動は以下の通りである．8 月は 3 年間でそれぞれ 275・690・500 イベント観測されている (Table 3 - 1)．1999 年 8 月は降雨強度と降雨頂高度が大きい対流性降水イベント (DC) が 40 イベント観測されている．この数は 1998・2000 年の 20，23 イベントの約 2 倍である．一方，降雨強度と降雨頂高度が大きい層状性降水イベント (DS) は 1999 年に 48 イベントが観測されている．この数は 1998 年の 22 イベントの 2 倍以上，また 2000 年の 41 イベントを上回っている．

1998-2000 年 8 月に DC が観測された場所をプロットした Figure 3 - 15 から，DC の水平分布を検討する．多雨であった 1999 年は主にサハラ砂漠域南部 (20°-25°N) の広い範囲に DC が分布している．年間を通して降水量が少ない 15°E 以東でも DC が観測されており，中には最大降雨強度が 100 mm/hour 以上の降水イベントもある．また，1999 年はサハラ砂漠域南部だけでなく，北部 (25°-30°N) でも最大降雨強度が 150 mm/hour 以上のイベントを含む多くのイベントが観測されている．このような多雨年の分布に対し，1998 年は降水イベントが主に南部で観測されている．また，15°E 以東でも DC が観測されているが，それらは 1999 年に比べると最大降雨強度が弱いイベントである．2000 年も 1998 年と同様

に、降水イベントのほとんどが 25°N 以南で観測されており、最大降雨強度が 100 mm/hour 以上の DC は西部 (22.5°N, 10°W 付近) で一つしか観測されていない。

続いて、8月のDSの水平分布を検討する (Figure 3 - 16)。DSの数が他の年より多い1999年は、降水イベントが 20°E 以東を含む南部・北部の広い範囲で観測されている。これに対して、少雨であった1998年はほとんどのDSが南部で観測されている。また、2000年は1998年に比べるとDSの数は多いが、主に南部で観測されており、北部ではほとんどが 2.5°E 以西で観測されている。

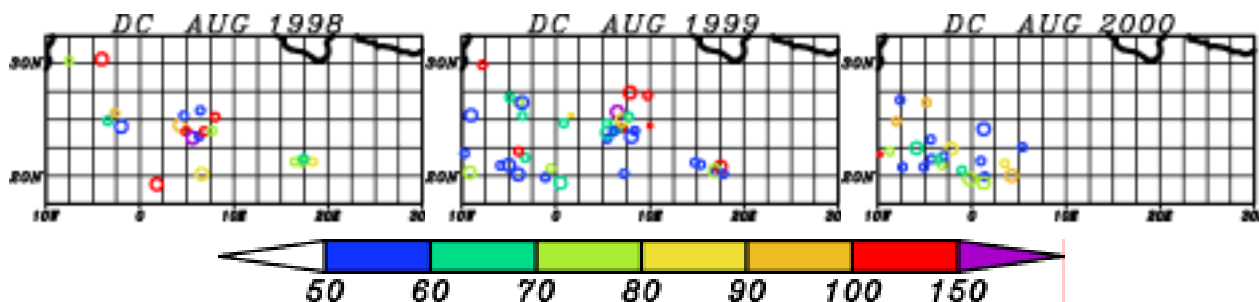


Figure 3 - 15 1998-2000年8月の最大降雨強度 > 50 mm, 降雨頂高度 > 8 km の対流性降水イベントの分布。凡例は Figure 3 - 11 と同様。

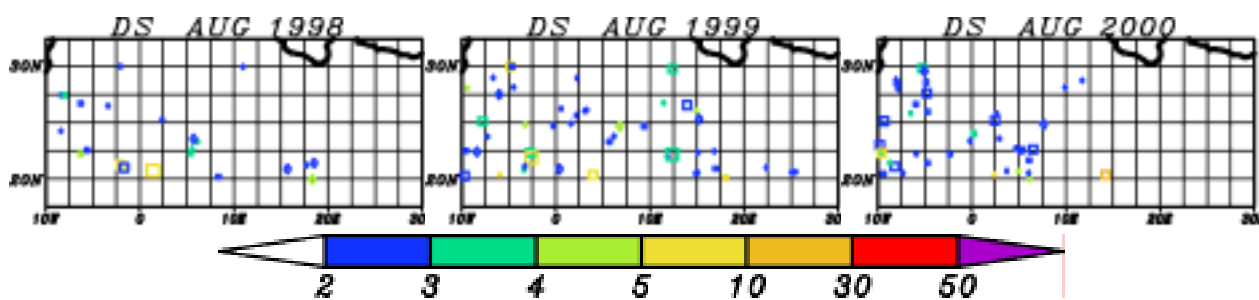


Figure 3 - 16 1998-2000年8月の最大降雨強度 > 2 mm, 降雨頂高度 > 5 km の層状性降水イベントの分布。凡例は Figure 3 - 11 と同様。

ここで、以上のような4年間の8月の降水量の経年変動をもたらした大気大循環場の変化を検討する。NCEP再解析データによる、1998-2001年8月の東西風と比湿の東西平均値 (30°W-20°E) の平年値からの偏差を Figure 3 - 17 に示す。ここでは、サハラ砂漠域の夏雨をもたらす波動擾乱のエネルギー源である、600 hPa の AEJ の変化に注目する。多雨であった1999年は 20°N 付近の 600 hPa で東風偏差、9°N 付近の 700 hPa で西風偏差である。これは AEJ の北上が強まり、サハラ砂漠域の南側に接近していることを示している。それに対し、1998年は 20°N の南部、2000年は 10°N 付近の 600 hPa は東風偏差であり、AEJ のコアの速度の強化を示している。以上の東西風の特徴は、AEJ のコアの北上が1999年の降水量の増加に寄与していることを示唆している。また、比湿の変化に注目すると、多雨であった1999年は 15°-20°N の下層の比湿が平年より多い。これはギニア湾からの水蒸気の北上が強化していたことを示している。サハラ砂漠域の 20°N 付近には高度 2,000 m 以上の高原があり、この地形が夏の降水に何らかの影響を与えている可能性がある。

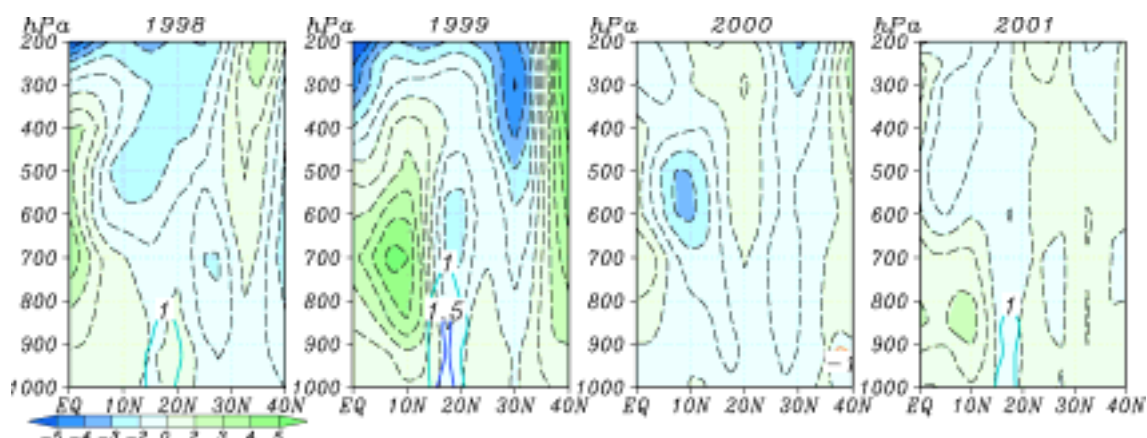


Figure 3 - 17 NCEP 再解析データによる，1998-2001 年の 8 月のサハラ砂漠域周辺（30°W-20°E）で東西平均した，東西風と比湿の平年偏差の鉛直分布．凡例は Figure 3 - 14 と同様．

第 5 節 まとめ

本章では，TRMM PR によって経緯度 10.0°x 5.0°グリッドでサハラ砂漠域（20°-30°N，10°W-30°E）の降水の季節・経年変動を明らかにした．

サハラ砂漠域の主たる降水エリアは，季節によって以下のように南北に遷移している．10-4 月は主に北部で降水が観測される冬雨期，7-9 月は南部の降水が多い夏雨期であった．5-6 月は北部・南部両方で降水が観測される，降水タイプの遷移期であった．また，年間を通してサハラ砂漠域東部の降水は少量であった．NCEP 再解析データを使用して，このようなサハラ砂漠域の主たる降水エリアの遷移には，東西風・比湿の季節変化が関連していることを明らかにした．

次に，サハラ砂漠域の降水量の経年変動と大気大循環場の変化との関連を明らかにした．まず，地上観測データが整備されているオーストラリアを対象に，降水量の経年変動と TRMM PR によって観測された降水イベント数との関連を調べた．その結果，オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域において，TRMM PR によって観測された降水イベント数は降水量の変動の比を反映しており，降水量の経年変動の指標となりうることが示唆された．そこで，この結果をサハラ砂漠域に適用し，TRMM PR 降水量だけでなく，降水イベント数に基づきサハラ砂漠域の多雨年と少雨年を判断することとした．以下では，サハラ砂漠域において月降水量が相対的に多く，かつ 1998-2001 年の降水量の経年変動が大きい 5 月と 8 月に注目した．

まず，5 月は TRMM PR データでは 1998・2000 年の降水量が多かった．GPCP 降水量データでも，サハラ砂漠域北部のグリッドで 1998・2000 年の降水量が多いことを確認した．次に，5 月の降水イベントを抽出した結果，1998・2000 年 5 月は，対流性降水イベントの数が 1999 年の 4 倍以上，また降雨強度と降雨頂高度が大きい層状性降水イベントが 5 倍以上観測されていた．以上のことから，1998・2000 年を多雨年とし，多雨年と少雨年の違い

をもたらす大気大循環場の変化を検討した。その結果、多雨年は中緯度の上層 200 hPa の偏西風が平年よりサハラ砂漠域に近づいていた。200 hPa の偏西風ジェットは中緯度擾乱に関連していることから、多雨年はジェットの南下のためにサハラ砂漠域で平年より多くの擾乱が発生したことが示唆された。

次に、8月の経年変動を検討した。8月は TRMM PR データ・GPCP データともに 1999 年の降水量が他の年に比べて多かった。8月の降水イベントを抽出した結果、1999 年は降雨強度と降雨頂高度が大きい対流性降水イベントが 1998・2000 年の約 2 倍、層状性降水イベントの数も上回っていた。これらのことから、1999 年と多雨年とし大気大循環場の変化に注目すると、20°N 付近の 600 hPa で AEJ のコアが平年より北上し、サハラ砂漠域に接近していた。この結果は、Grist and Nicholson (2001) による、サヘルが湿潤な年は AEJ が平年より北に位置していたという指摘と一致している。一方、少雨年の 1998・2000 年は AEJ のコアの位置はほとんど変化せず、速度が大きかった。この結果は、Newell and Kidson (1984) による、サハラ砂漠域南縁に位置するサヘルの乾燥年に AEJ が強化していたという指摘と一致している (Harada et al., 2003)。

TRMM PR の降水量推定アルゴリズムは完全であるとはいえ、改良が続けられている (Anagnostou and Morales, 2002; L'Ecuyer et al., 2004)。また、瞬間の観測値である時間降雨強度を 24 倍することによって日降水量に換算していることから、降雨強度が強い場合は日降水量を過大評価する可能性は否定できない。さらに、TRMM PR による月積算降水量データは、時間・空間的なサンプリング回数が比較的低いため、実際の値を過小評価している可能性もある。しかしながら、本章では TRMM PR データによって地上観測点の少ないサハラ砂漠域の経年変動を明らかにすることができた。

第4章 地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の水循環の変化

第1節 研究背景

気候変動に関する科学的知見を集約している IPCC の第三次報告書によると、地表面気温は 20 世紀中に 0.6 ± 0.2 上昇している (IPCC, 2001). 報告書では、複数の温暖化シナリオに基づく気候変動の予測結果がまとめられている。それによると、21 世紀中は全球平均では水蒸気量と降水量が増加するが、降水量の変化は地域差が大きいことが指摘されている。自然環境が脆弱である乾燥・半乾燥地域では、降水変動が人間活動に大きな影響を与える可能性が極めて高い。そこで数値モデルを使用して、地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の水循環の変化に関する研究が行われてきた。

先に述べたとおり、Maynard et al. (2002) は、経緯度 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ の大気モデル、経緯度約 $2.0^\circ \times 1.5^\circ$ の海洋モデル、および海氷モデルを結合し、IPCC の B2 シナリオによる温暖化実験を行った。なお、B2 シナリオは A2 より人口増加率が低く、B1・A1 より技術の変化のスピードが遅く多様であるとする地域主義志向である。また、B2 シナリオの CO_2 排出量は 4 シナリオの中で 3 番目に多い (Figure 1 - 2)。彼らが行った温暖化実験における、夏 (7-9 月平均) の 0°E の南北風・東西風の現在気候再現実験からの変化を Figure 4 - 1 に示す。まず南北風の変化に注目すると (Figure 4 - 1 左図)、対流圏下層の赤道付近および $20^\circ\text{-}25^\circ\text{N}$ で南風となっている。この領域は南風域であり、この変化は温暖化に伴う南風の強化を示している。これに対して、現在気候で北風域である圏界面付近では、 10°N 付近で北風が強化し、 15°S 付近で弱くなっている。このような変化は、温暖化に伴うハドレー循環の強化と北上を意味している。一方東西風は、 $5\text{-}20^\circ\text{N}$ において地表面から 400 hPa まで西風となっている (Figure 4 - 1 右図)。この変化は、南のギニア湾および赤道アフリカと北のサハラ砂漠域の気温差によって生じる 600 hPa のアフリカ偏東風ジェット (AEJ) のコアが小さくなり、さらにコアが北上し高度が上昇していることを意味している。

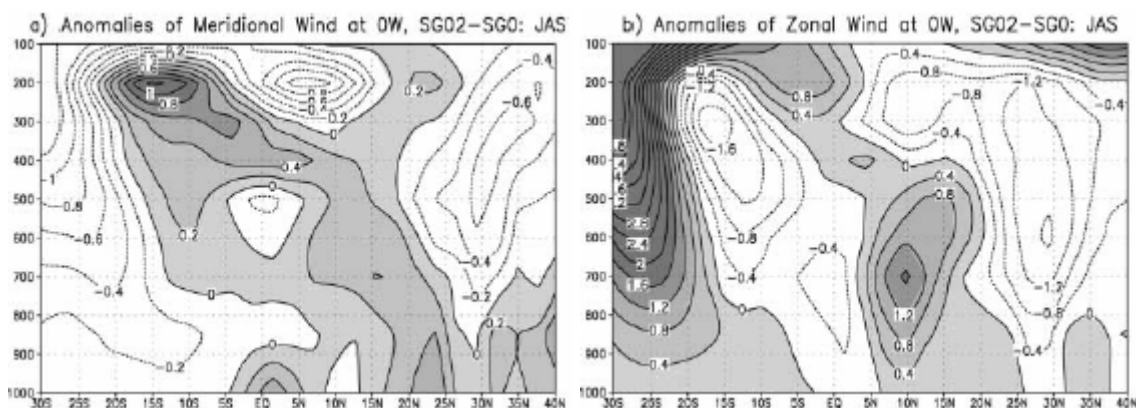


Figure 4 - 1 SRES B2 シナリオによる温暖化実験における、 0°E の JAS の (a) 南北風、(b) 東西風の変化 (Maynard et al., 2002)。

第1章で示したように，Wetherald and Manabe (2002) は経緯度 $3.75^\circ \times 2.25^\circ$ の大気モデル，経緯度 $1.875^\circ \times 2.25^\circ$ の海洋モデル，および陸面モデルを結合し，IPCC IS92a シナリオによる温暖化実験を行い，乾燥・半乾燥地域の土壌水分の変化を調べた．そして，多くの亜熱帯や中緯度の半乾燥地域において，JJA・DJF とともに土壌水分が減少することを示した (Figure 4-2)．また，冬から早春にかけて南半球のアフリカ・南米のサバンナ地域や，夏の北半球の地中海沿岸などでは，もともと降水量の少ない季節における土壌水分の減少を示した．さらに，半乾燥地域とは対照的に，サハラ砂漠やゴビ砂漠のような乾燥地域では，年間を通して土壌水分が僅かに増加することを示した．

一方，Gregory et al. (1997) は，経緯度 $3.75^\circ \times 2.5^\circ$ (Murphy, 1995) の大気モデルと，経緯度 $3.75^\circ \times 2.5^\circ$ の海洋モデルを結合し， CO_2 濃度を年1%漸増させる実験を行い，温暖化に伴う降水特性の変化を調べている．そして，大気中の CO_2 濃度が高まると，現在気候でも夏に乾燥しているヨーロッパ南部や北米大陸中央部において，降水量と土壌水分が現在より 10-30%減少することを示した．また，このような温暖化に伴う乾燥傾向は平均的に降水量が減少するためではなく，干ばつの頻度が増加し，降水の回数が減少するためであると指摘した．

以上のように，過去にも地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の気候変動に関する研究が行われてきた．しかしながら，これまで使用されていた数値モデルの解像度は，大気モデルが約 300 km，海洋モデルが約 100-200 km 程度である．2004年，東京大学気候システム研究センター (CCSR)・国立環境研究所 (NIES)・地球環境フロンティア研究センター (FRCGC) は，大気モデルが約 100 km，海洋モデルが約 20 km というこれまでにない高解像度のモデルを開発し，世界最大規模のスーパーコンピュータである地球シミュレータ (Sato, 2004) による 21 世紀の地球温暖化予測実験に成功した (K-1 model developers, 2004)．数値モデルのグリッドが小さくなることによって，細部の表現能力が向上し，擾乱の精度がよくなり，結果的にシミュレーションの品質の向上が期待されている．そこで本章では，高解像度の大気海洋結合モデルによる温

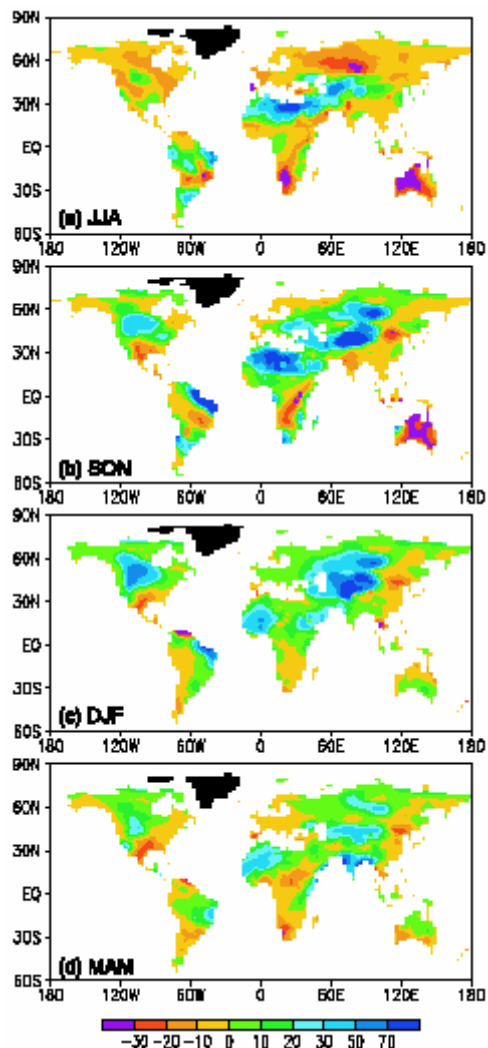


Figure 4-2 SRES IS92a シナリオによる温暖化実験における，季節平均した土壌水分量の現在からの差の割合 (%) (Wetherald and Manabe, 2002)．

暖化実験結果から，南北半球の 5 ヶ所の乾燥・半乾燥地域における将来の水循環変動の予測を検討する．

第 2 節 大気海洋結合モデルと数値実験の概要

本研究では，CCSR・NIES・FRCGC が開発した高解像度の大気海洋結合モデル MIROC (Model for Interdisciplinary Research On Climate) による気候変動予測実験の結果を使用する．MIROC の大気側のモデルは CCSR/NIES AGCM 5.7b (Numaguti et al., 1997) である．AGCM の基礎方程式は球面・正規化気圧 座標におけるプリミティブ方程式系であり，スペクトル法によって水平離散化され，鉛直離散化には Arakawa and Suarez (1983) の系が用いられている．水平解像度は経緯度約 $1.1^\circ \times 1.1^\circ$ (T106)，鉛直方向は 56 層で，上端で約 40 km となっている．トレーサーの移流は，PPM (Piecewise Parabolic Method) を用いたフラックス型の semi-Lagrangian 法を採用している．物理過程のパラメタリゼーションとして，積雲対流過程は Prognostic Arakawa - Schubert スキーム (Arakawa and Schubert, 1974) に Cumulus friction および経験的な積雲のトリガーが入れてある．大規模凝結は，固相と液相を一つの変数で扱い，雲氷と雲水への分離は，温度に依存する経験式を利用して分割する．Berry によるエアロゾル第二種間接効果を入れ，雲水が残存しやすくしている．放射過程は Nakajima and Tanaka (1986) による 2 stream k-distribution DOM/adding 法を使用している．雲の取り扱いは，Max-random cloud overlap スキームを用いている．鉛直拡散は Mellor and Yamada (1974)，重力波抵抗には McFarlane (1987) が用いられている．エアロゾルは，土壌性，炭素性，硫酸塩，海塩を考慮し，直接効果と第一種間接効果（雲粒の粒径の変化）が組み込まれている．

MIROC の海洋側には，CCSR で開発された海洋大循環モデル COCO (CCSR Ocean Component model; Hasumi, 2000) である．東西方向の水平解像度は 0.28° ，南北方向は 0.19° ，鉛直方向は 48 層である．基礎方程式は静水圧平衡とブシネスク近似を仮定したプリミティブ方程式系で，鉛直座標に z -系を採用している．海洋モデルのパラメタリゼーションとして，トレーサーの移流は UTOPIA (Uniformly Third-Order Polynomial Interpolation Algorithm; Leonard et al., 1979) が用いられている．トレーサーの拡散は，Biharmonic horizontal と Harmonic isopycnal を採用している．運動量の移流は pseudo-entropy 保存スキーム (Ishizaki and Motoi, 1999) を採用している．また，表面混合層には，Mellor and Yamada (1982) の level2.5 を改造した Noh and Kim (1999) の鉛直混合スキームを用いている．

陸面過程は MATSIRO (Minimal Advanced Treatments of Surface Interaction and RunOff; Takata et al., 2003) を採用している．MATSIRO は植生が大気に与える影響を考慮したモデルで，大気モデルからの気温・湿度・風速・放射量・降水量などを入力とし，地表面でのエネルギー収支および水収支を計算し，土壌や地表面，雪の温度，土壌水分，積雪などを求め，顕熱フラックス，潜熱フラックス（蒸発量），流出量などを出力する．

MATSIRO の解像度は $0.56^{\circ} \times 0.56^{\circ}$ で、土壌部分は 5 層、積雪は 3 層となっている。河川流出モデルは解像度 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ の TRIP (Total Runoff Integrating Pathways; Oki and Sud, 1998) を採用している。TRIP は河川の流路を考慮したモデルで、陸面モデルから出力された流出を集め、ある流速で流路を流れ、支流からの流れを集めて河口に達する。河口での河川水は海洋モデルにとっての淡水フラックスとなる。海氷は 0-layer thermodynamics model (Semtner, 1976) および elastic-viscous-plastic rheology (Hunke and Dukowicz, 1997) によって構成されている。

大気モデルと海洋モデルは multi-program multi-data (MPMD) カップラーを通じて変数を交換している (K-1 model developers, 2004)。大気モデルには陸面と河川に関するサブモデルが組み込まれ、海洋モデルには海氷モデルがサブモデルとして組み込まれている。

大気海洋結合モデルによる 20 世紀気候再現実験 (以下 20C 実験と表記) では、現実的な気候に近づけるため、自然起源と人為起源の外部強制力を考慮している。自然起源の強制力とは、太陽定数の変動 (Lean et al., 1995)、火山噴火に伴う成層圏へのエアロゾルの放出 (Sato et al., 1993) である。人為起源の放射強制力として、温室効果気体 (CO_2 , CH_4 , N_2O , 13 Halocarbon) の増加、成層圏オゾンの減少、対流圏オゾンの増加 (Sudo et al., 2003)、化石燃料の燃焼に伴う SO_2 放出、化石燃料の燃焼・生活用燃料の燃焼・農業廃棄物の燃焼・森林火災に伴う炭素性エアロゾル前駆物質の放出、土地利用の変化等を考慮している。

本研究では、IPCC が設定した複数の温室効果気体およびエアロゾル排出量シナリオの中で、A1B シナリオによる温暖化実験 (以下 A1B 実験と記述) 結果に注目する。A1B シナリオは経済重視の地球主義志向である A1 シリーズの中で、全てのエネルギー源のバランスを重視するシナリオであり、 CO_2 排出量は、全てのシナリオの中間値となっている (Figure 1 - 2)。

第 3 節 20 世紀気候の再現実験結果と観測値の比較

本節では、大気海洋結合モデルによる 20C 実験結果を観測値と比較することによって、モデルによる現在気候の再現性を確認する。20C 実験のデータは 1971-2000 年の 30 年間の平均値を使用する。以下では、まず全球分布、続いて乾燥・半乾燥地域に注目し、20C 実験の結果を観測値と比較する。対象とする乾燥・半乾燥地域は、南北半球の 5 ヲ所 (サハラ砂漠域、サヘル、中央アジア、オーストラリア内陸、アメリカ西部) とする (Figure 4 - 3)。

観測値として、NCEP 再解析データの気温・風・比湿・気圧を使用する。NCEP 再解析データは、地上・高層観測値と人工衛星による観測値をモデルによって同化した、経緯度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ の全球データである。また、全球の降水量の観測値として GPCP データ・TRMM PR データを使用する。GPCP データは、地上観測・衛星観測を複合した経緯度 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ の全球グリッドデータである。海面水温データとして NOAA/CDC の Reynolds SST

(Reynolds and Smith, 1994)を使用する。乾燥・半乾燥地域の比較では,New et al.(2000)による気温・降水量データを使用する。この観測データは,世界各地のステーションによる観測データを Climatec Research Unit が経緯度 0.5°x 0.5°にグリッド化したものであり,陸上データのみであるが,NCEP 再解析データよりもモデルの解像度に近い。

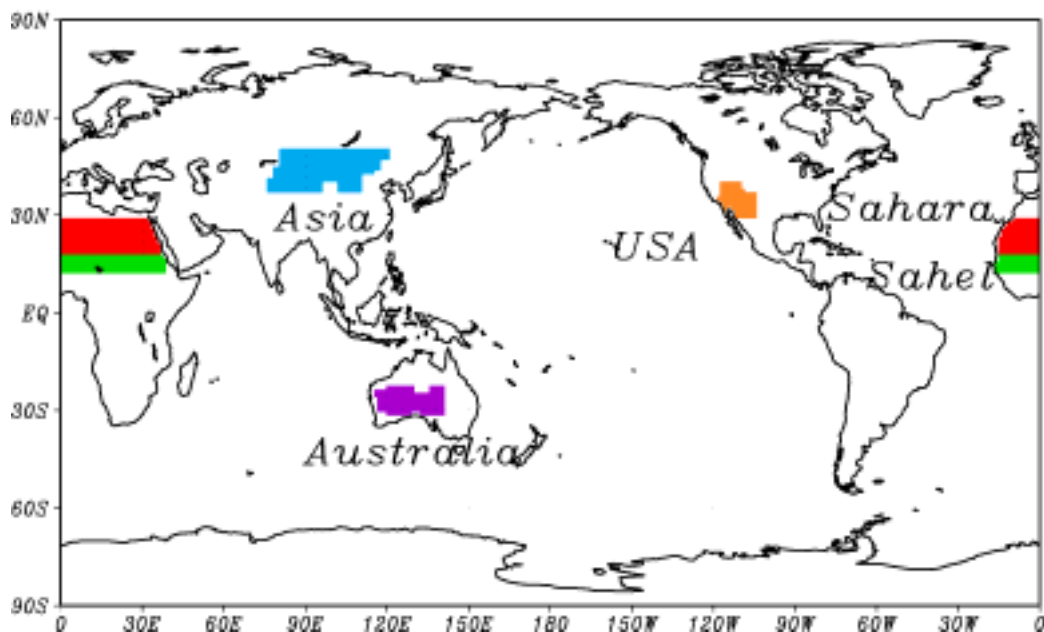


Figure 4 - 3 対象とする乾燥・半乾燥地域。

第1項 全球分布

まず,20C 実験による JJA (6-8 月)・DJF (12-2 月)の全球の地表面気温を NCEP 再解析データ (1979-1995 年平均値)と比較する。20C 実験による 1971-2000 年の 30 年平均の地表面気温を Figure 4 - 4,20C 実験と NCEP データの差を Figure 4 - 5 に示す。陸域では,JJA はユーラシア大陸の西部・中部や北米大陸の高緯度地域で 20C 実験の値が大きい。DJF はユーラシア大陸西部や北米大陸の東部で 20C 実験の過大評価となっている。

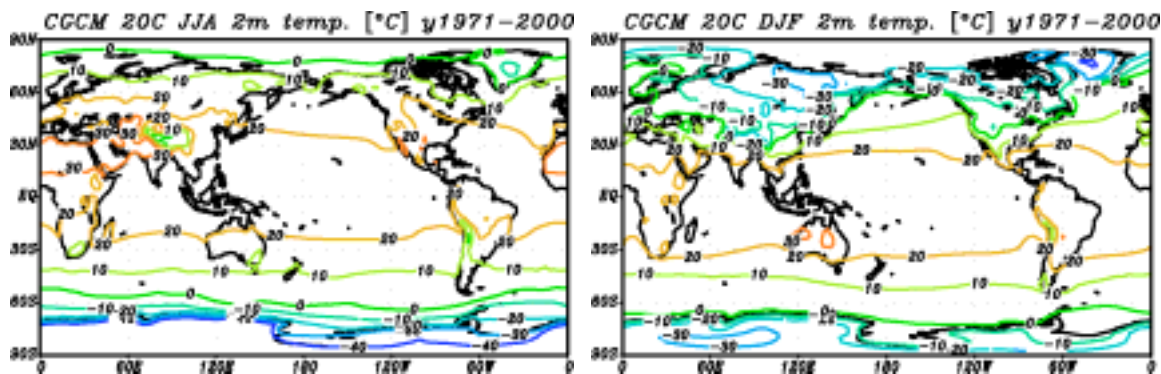


Figure 4 - 4 20C 実験の (左) JJA ,(右) DJF の地表面気温 ()。

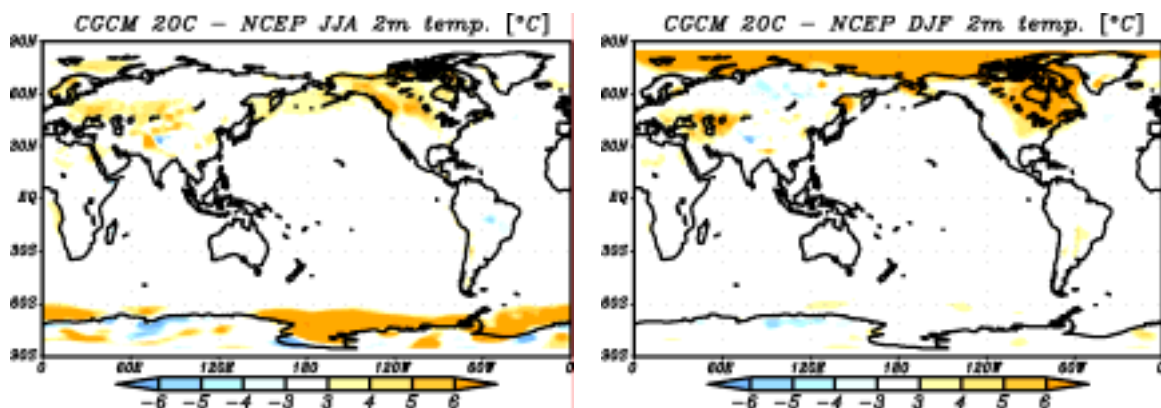


Figure 4 - 5 20C 実験と NCEP データの (左) JJA, (右) DJF の地表面気温の差 () .

気温に続いて、観測値と 20C 実験の降水量を比較する。20C 実験の 1971-2000 年の 30 年平均の JJA・DJF の日降水量を Figure 4 - 6 に示す。モデルの値と比較する観測値として、GPCP データの 1979-1998 年の 20 年平均の JJA・DJF の日降水量を Figure 4 - 7 に示す。また、20C 実験と GPCP データの差を Figure 4 - 8 に示す。20C 実験では、GPCP データと同様にアジアモンスーンによる JJA のインド・東南アジアの降水や、DJF の東南アジアの降水が再現されている (Figure 4 - 6, Figure 4 - 7)。また、北太平洋上の降水や太平洋上の熱帯収束帯 (ITCZ) は再現されているが、DJF に太平洋上で赤道付近から南東方向に伸びる南太平洋収束帯 (SPCZ) の広がり不十分である (Figure 4 - 8)。また、JJA のアラビア海、インド、熱帯アフリカや、DJF の東南アジア、東太平洋上の降水が過大評価となっている。

次に、観測値として TRMM PR データを使用し、20C 実験との比較を行う。ここで使用する TRMM データは、経緯度 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ の月積算降水量 (3A25) の 1998-2003 年の平均値である (Figure 4 - 9)。TRMM PR データは、GPCP データに比べて観測期間は短いものの、解像度が高いことから地形に伴う降水の観測精度が高いことが期待される。なお、TRMM PR は 37°S から 37°N の観測しか行っていないので、その範囲のみをプロットしている。20C 実験の値と TRMM データを比較すると、JJA の北アフリカ東部のエチオピア高原付近の降水が 20C 実験で再現されていることが確認できる。ただし、DJF の南米大陸西海岸のアンデス山脈の降水は 20C 実験の過大評価となっている。これは、数値モデルでは山岳に伴う地形性降雨が強調されがちなためである。同じ理由により、JJA のヒマラヤの南側斜面の降水もモデルの過大評価になっている。

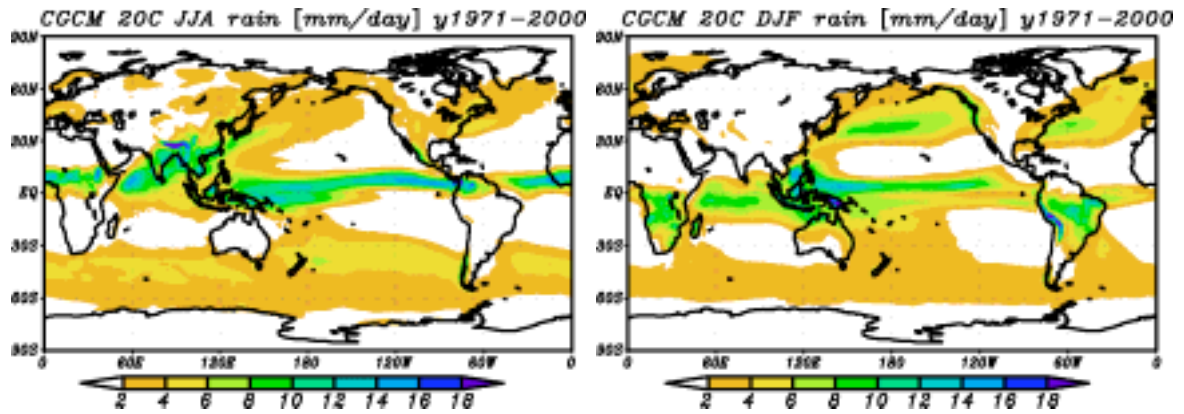


Figure 4 - 6 20C 実験の (左) JJA , (右) DJF の日降水量 (mm/day) .

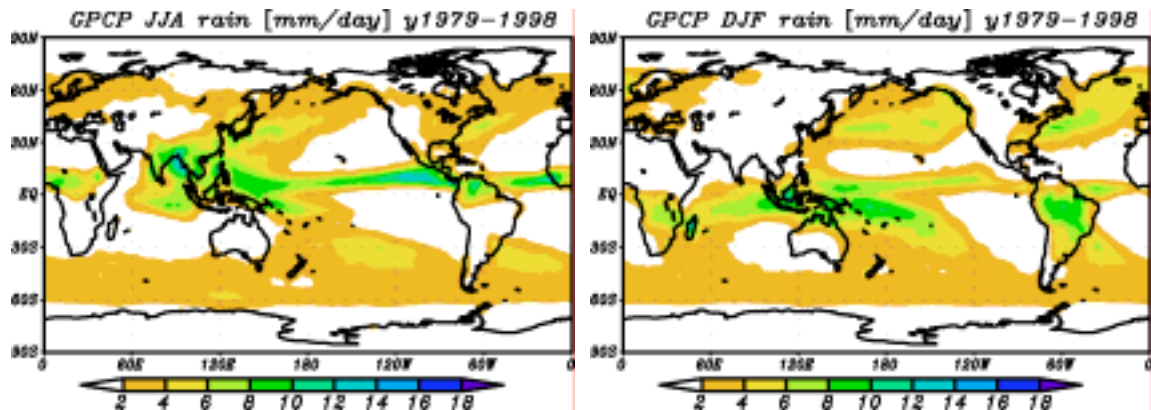


Figure 4 - 7 GPCP の (左) JJA , (右) DJF の日降水量 (mm/day) .

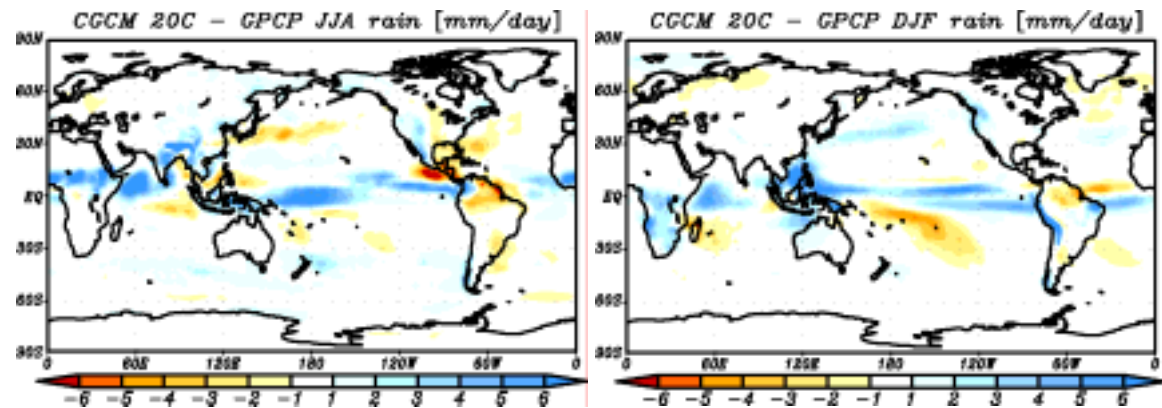


Figure 4 - 8 20C 実験と GPCP の (左) JJA , (右) DJF の日降水量の差 (mm/day) .

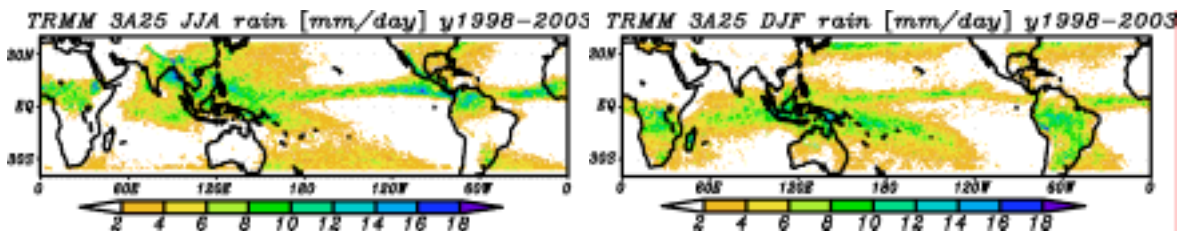


Figure 4 - 9 TRMM PR の (左) JJA , (右) DJF の日降水量 (mm/day) .

第2項 サハラ砂漠域・サヘル

全球分布に続いて、本項では乾燥・半乾燥地域のサハラ砂漠域・サヘルについて検討する。まず、20C 実験と観測値の月平均気温の領域平均値を比較する。ここでは、観測値として New et al., (2000) による陸上の気温データを使用し、1971-2000 年の領域平均値を 20C 実験結果と比較する。また、標準偏差の値によって経年変動の範囲を比較する。

観測値では、サハラ砂漠域の気温は北半球の夏である 7 月に最も高くなり、冬に低い (Figure 4 - 10)。このような気温の季節変化は 20C 実験でも再現されている。年間を通して観測値と 20C 実験の差は小さいが、気温が最も高くなる 7 月の差が最大 (1.06) である。また、観測値の標準偏差は年間を通して小さく、20C 実験の値もそれを上回ることがほとんどない。すなわち、20C 実験の月平均気温には観測値に対してバイアスがあるが、経年変動は小さく、観測値とほぼ同じ範囲である。季節平均値では、JJA は 20C 実験の 0.58 の過大評価、DJF は 0.24 の過小評価である。

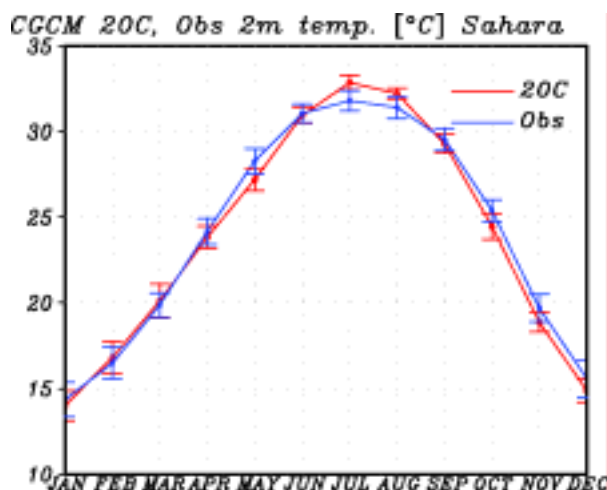


Figure 4 - 10 観測値と 20C 実験によるサハラ砂漠域 (20°-30°N, 20°W-40°E) の気温の月変化 ()。青線が観測値、赤線が 20C 実験の値を示す。エラーバーは標準偏差を示す。

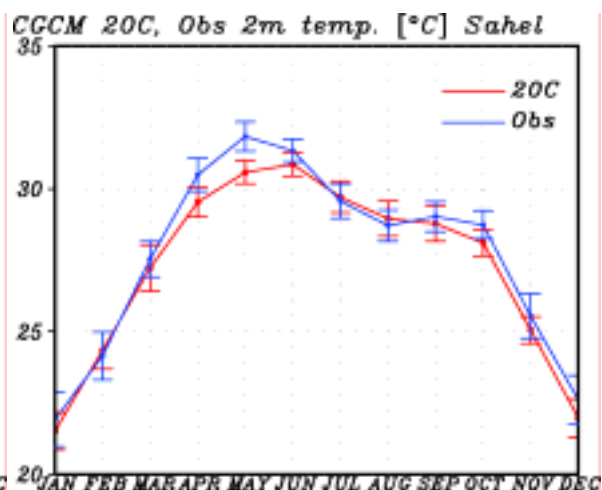


Figure 4 - 11 観測値と 20C 実験によるサヘル (10°-20°N, 20°W-40°E) の気温の月変化 ()。凡例は Figure 4 - 10 と同様。

観測値では、サハラ砂漠域南縁のサヘル (10°-20°N, 20°W-40°E) の気温は 5-6 月に高く、北半球の冬に低い (Figure 4 - 11)。20C 実験の気温を観測値と比較すると、このような季節変化は 20C 実験でも再現されている。また、サハラ砂漠域と同様、年間を通して観測値に対する 20C 実験のバイアスは小さく、5 月の 1.25 が最大である。また、観測値の標準偏差は年間を通じて小さく、サヘルでは気温の経年変動が小さいことを示している。20C 実験の標準偏差も観測値とほぼ同じ範囲となっている。季節平均値では、JJA は 0.03、DJF は 0.29 の 20C 実験の過小評価で、JJA の値は観測値とほとんど同じである。

気温に続いて、降水量の再現性を確認する。観測値として、気温と同じく前出の New et al., (2000) による降水量データを使用する。20C 実験・観測値ともに 1971-2000 年の月

平均値を使用する。

まず，サハラ砂漠域（20°-30°N，20°W-40°E）の降水量を比較する（Figure 4 - 12）. 観測値では，サハラ砂漠域の月平均降水量は年間を通して1 mm/day 以下と少なく，8月に最大である．20C 実験でも年間を通して1 mm/day 以下であるが，観測値より大きい．また，標準偏差は，全ての月で20C 実験の値が観測値を上回っており，モデルは観測値に比べて降水の経年変動の振幅が大きい．季節平均値では，JJA は0.15 mm/day の20C 実験の過大評価であるが，DJF は差が0.05 mm/day と小さく，20C 実験と観測値はほぼ同じ値である．

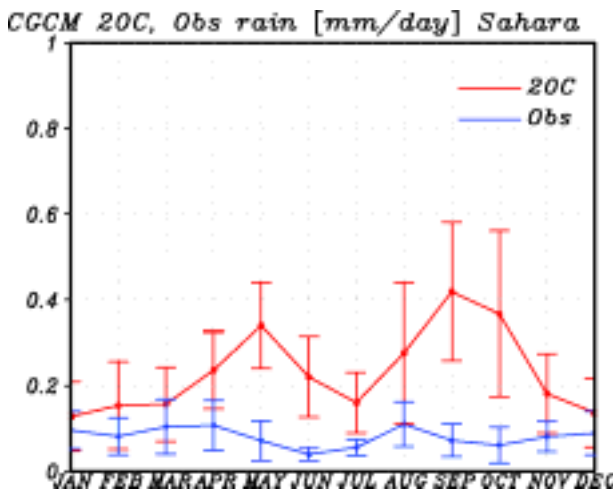


Figure 4 - 12 観測値と20C 実験によるサハラ砂漠域（20°-30°N，20°W-40°E）の日降水量の月変化（mm/day）. 凡例は Figure 4 - 10 と同様．

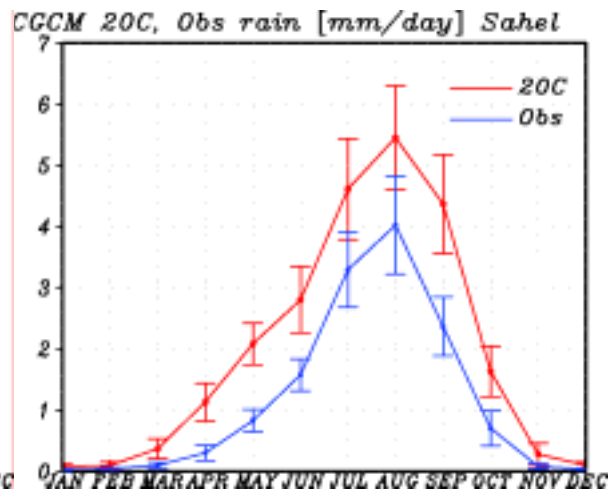


Figure 4 - 13 観測値と20C 実験によるサヘル（10°-20°N，20°W-40°E）の日降水量の月変化（mm/day）. 凡例は Figure 4 - 10 と同様．

サハラ砂漠域南縁のサヘル（10°-20°N，20°W-40°E）の月平均降水量は ITCZ の南北遷移に伴って変化し，観測値では8月に最大となる（Figure 4 - 13）. このような季節変化は，20C 実験でも再現されているが，年間を通して20C 実験の過大評価である．20C 実験と観測値の差は年間でも最も降水量が多い8月に最大であり，その値は1.43mm/day である．降水の経年変動も，年間を通して20C 実験の値が観測値を上回っている．ただ，降水量が少ない1・2月や，降水量が最も多い8月は20C 実験と観測値の経年変動はほとんど同じ振幅となっている．季節平均値では，JJA は20C 実験の1.32 mm/day の過大評価であるが，DJF の差は0.06 mm/day と小さい．

ここで，20C 実験の1971-2000年の30年平均値を観測値と比較し，サハラ砂漠域・サヘルで20C 実験のJJAの降水量が過大評価となる要因を検討する．観測値として，前出のNew et al., (2000)の降水量データの外，Reynolds SSTの1971-2000年の30年平均値を使用する．風・気圧等その他の変数はNCEP再解析データ（1979-1995年平均）を使用する．以下でNCEPデータと比較する場合，20C 実験の解像度は経緯度2.5°x 2.5°にあわせている．

JJAの降水量の水平分布図をFigure 4 - 14に示す．なお，20C 実験の図では陸上のみで

ータをプロットしている。赤道付近の ITCZ に注目すると、モデルでは南北の広がりは一
 致しているものの、内陸の広い範囲が 8 mm/day 以上であり、観測値に比べて過大評価とな
 っている。20C 実験で JJA の降水量が過大評価となる要因として、アフリカモンスーンに
 注目する。モンスーンは、南大西洋上の高気圧と、北アフリカ陸上の熱的低気圧との気圧
 差によって駆動される。そこで JJA の地表面気圧を比較してみると、20C 実験は NCEP デ
 ータが示すアフリカ大陸周辺の地表面気圧をよく再現しているものの、サヘル・サハラ砂
 漠域の値が小さい (Figure 4 - 15)。すなわち陸上の熱的低気圧がより強くなっており、そ
 のために南大西洋上との気圧差が大きくなり、アフリカモンスーンが観測値より強化して
 いると考えられる。また、北アフリカの降水の水蒸気源であるギニア湾の海面水温を観測
 値と比較すると、モデルでは特に沿岸で過大評価となっている (Figure 4 - 16)。そのため、
 下層の比湿の値が観測より大きくなっている。これらの違いのため、20C 実験では NCEP
 データに比べてギニア湾から内陸のサヘルに向かう下層の水蒸気輸送が大きくなる
 (Figure 4 - 17)。850 hPa の風の水平分布を比較すると、20C 実験ではギニア湾から内陸
 13°N 付近まで吹き込む南西風、すなわちアフリカモンスーンが強いことが確認できる
 (Figure 4 - 18)。また、ギニア湾から内陸への水蒸気供給が増加するため、モデルでは観
 測値に比べて内陸の比湿が高く、広い範囲で 12 g/kg 以上となっている (Figure 4 - 18)。

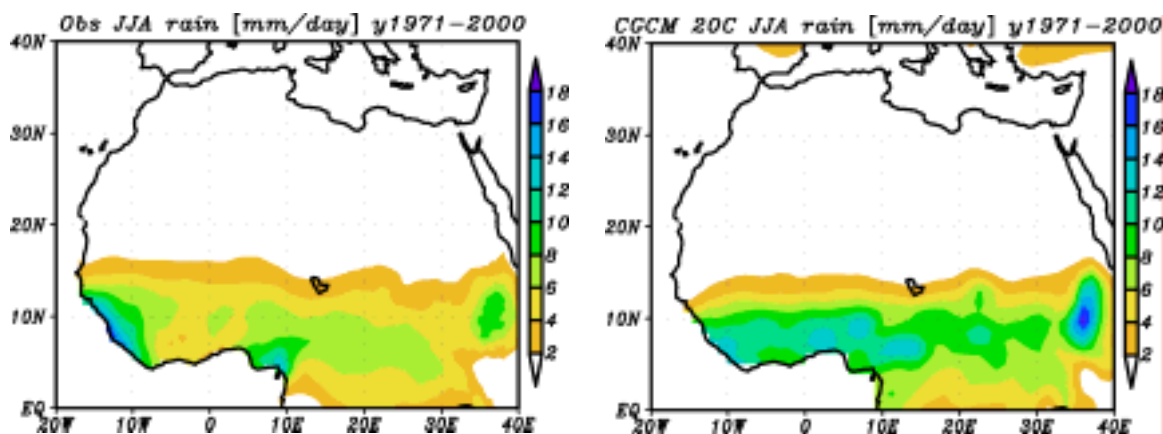


Figure 4 - 14 (左) 観測値と (右) 20C 実験による北アフリカの JJA の日降水量。

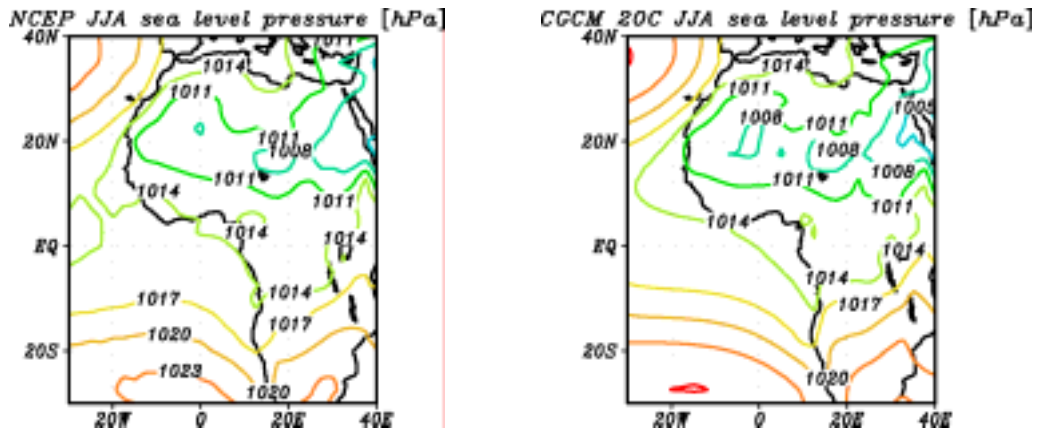


Figure 4 - 15 (左) NCEP 再解析データと (右) 20C 実験によるアフリカ大陸の JJA の気圧 (hPa).

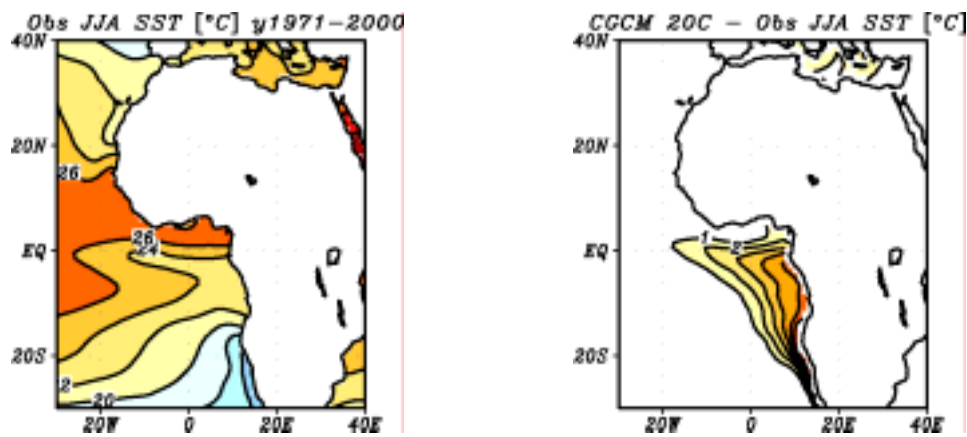


Figure 4 - 16 アフリカ大陸周辺の JJA の海面水温 (). (左) Reynolds SST の値 . (右) 20C 実験と Reynolds SST の差 .

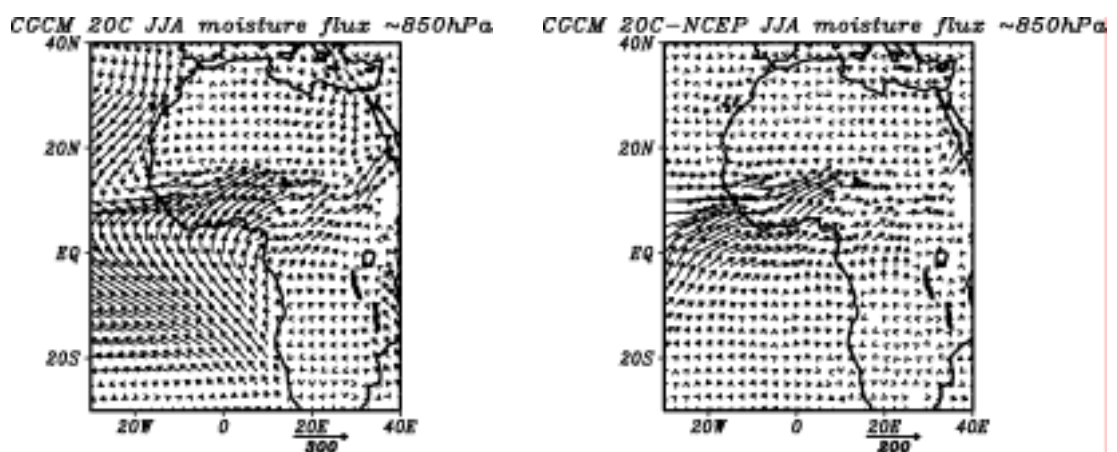


Figure 4 - 17 アフリカ大陸の JJA の水蒸気移流 ($\text{kg}/\text{kg} \cdot \text{m}/\text{s}$) の鉛直積分 (1000-850 hPa). (左) 20C 実験の値 . (右) 20C 実験と NCEP 再解析データの差 .

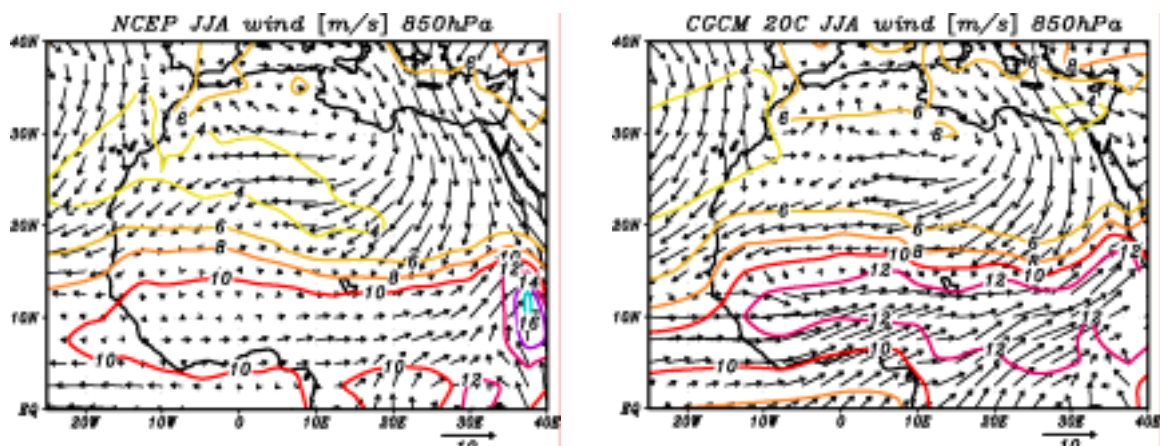


Figure 4 - 18 (左)NCEP 再解析データと(右)20C 実験による北アフリカの JJA の 850 hPa の風 (m/s), 比湿 (g/kg) の水平分布 . ベクトルは風, コンターは比湿を示す .

上記のようなアフリカモンスーンの強化は, サハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した 8 月の南北風の鉛直分布 (Figure 4 - 19) から読み取ることができる . 20C 実験では, NCEP データに比べて 20°S-10°N で大気下層の南風が強くなっている . また, 赤道上空を中心とした北風域のコアの数値も観測値に比べて大きくなっている . すなわち, 20C 実験では, ハドレー循環が NCEP データと同じ緯度帯に再現されているものの, 下層の南風・上層の北風ともに最大速度が大きくなっている .

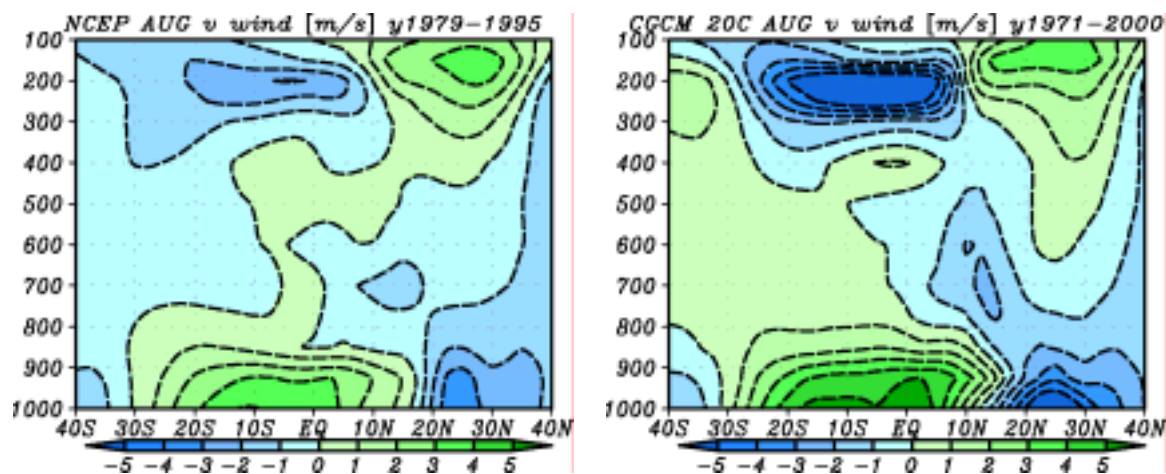


Figure 4 - 19 (左)NCEP 再解析データと(右)20C 実験によるサハラ砂漠域周辺(30°W-20°E) で東西平均した 8 月の南北風の鉛直分布 (m/s) . 緑色が南風, 青色が北風領域を示す .

夏の北アフリカの降水の経年変動は, 上空 600 hPa の AEJ (アフリカ偏東風ジェット) との関連が指摘されている . AEJ とは, 夏の北アフリカの地表付近で湿潤な赤道アフリカと乾燥した北のサハラ砂漠域の間の気温勾配が大きくなり, 温度風の関係によって維持されている強い東風ジェットである (Cook, 1999) . AEJ は熱帯偏東風波動を通して, 北アフリカの夏の降水に大きな影響を与える (Rowell and Milford, 1993; Gu et al., 2004) . 前章において, 8 月にサハラ砂漠域が湿潤だった年に, 平年より AEJ のコアが北上していたこ

とを示した．そこで，ここでは観測値とモデルのAEJを比較してみる．

NCEPデータの東西風の鉛直分布図では，12.5°Nの600 hPaで東風が最大となっている（Figure 4 - 20 左図）．20C実験の東西風の鉛直分布図においても，10°-20°Nの700 hPaより上空が東風となっており，AEJに伴う東風域がモデルで再現されていることが確認できる（Figure 4 - 20 右図）．ただし，20C実験では15.0°Nの600-400 hPaで東風の速度が大きく，コアがNCEPデータより北に位置している．また，コアの速度はNCEPデータが10.5 m/sであるのに対し，20C実験では13 m/s以上となっており，モデルの過大評価である．

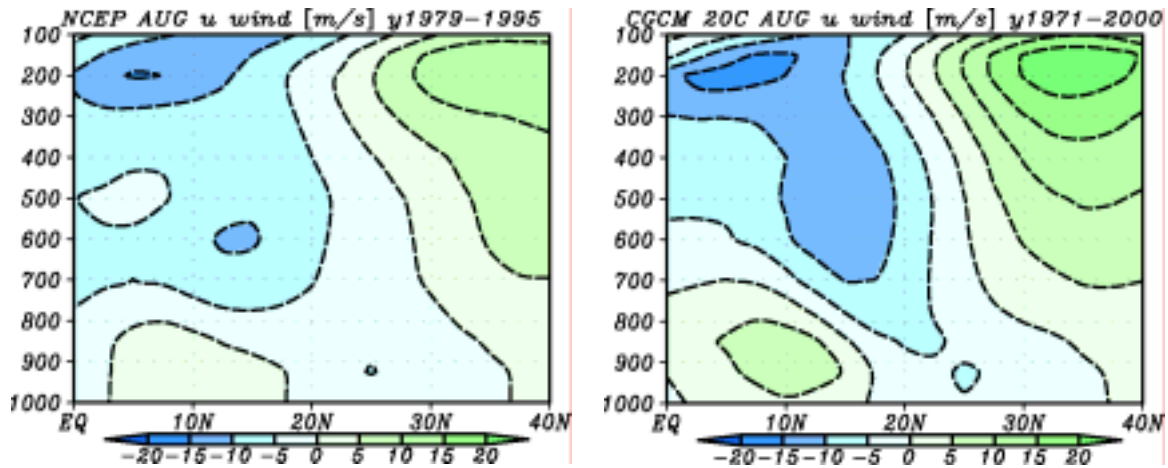


Figure 4 - 20 (左)NCEP再解析データと(右)20C実験によるサハラ砂漠域周辺(30°W-20°E)で東西平均した8月の東西風の鉛直分布(m/s)．緑色が西風，青色が東風領域を示す．

観測値でAEJのコアがある600 hPaの東西風の水平分布からも20C実験においてAEJに伴う東風域が再現されていることが確認できる（Figure 4 - 21）．ただし，NCEPデータではAEJに伴う10 m/s以上の東風領域が大西洋上から37.5°Eまでである（Figure 4 - 21 左図）のに対し，20C実験では大陸上の広い範囲に広がっている（Figure 4 - 21 右図）．以上をまとめると，モデルではAEJに伴う東風域が再現されているものの，観測データに比べてコアが北に位置し速度がやや大きくなっている．

以上，観測値との比較によって，モデルではITCZの分布やAEJに伴う東風域等のJJAの北アフリカの気候の特徴を再現していることが確認できた．ただし，アフリカモンスーン強化のため，サハラ砂漠域・サヘルでは観測値に比べてJJAの内陸部の降水量が多くなっていた．

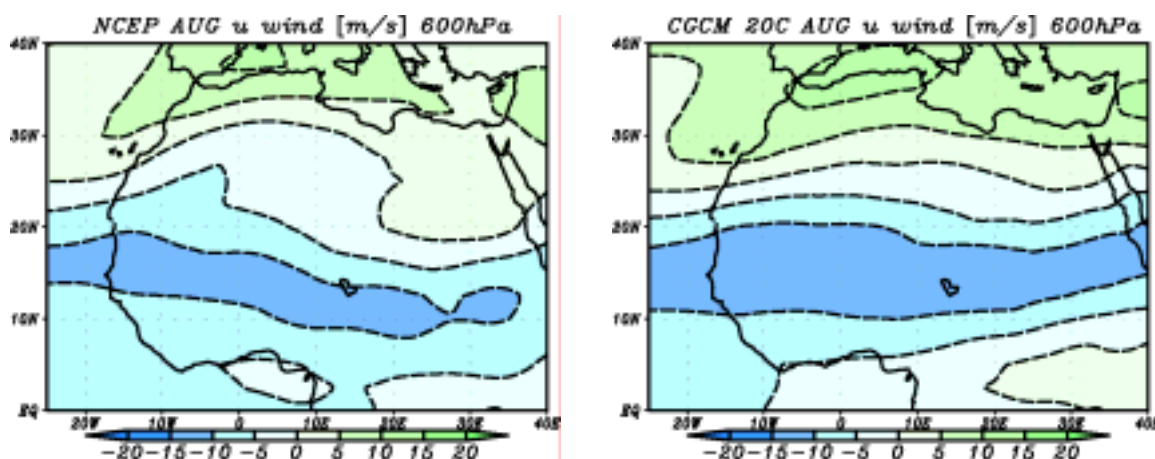


Figure 4 - 21 (左)NCEP 再解析データと(右)20C 実験による北アフリカの8月の600 hPaの東西風の水平分布 (m/s)。

ここまで、30年平均した降水量の月変化に注目してきたが、北アフリカは降水の経年変動が大きく (Rowell et al., 1995), 経済発展や安定した社会の形成を阻害する要因の一つである (Kamga, et al, 2005). そのため、降水量の経年変動の理解と予測は重要な研究課題となっている (Hulme et al. 2001). Nicholson et al. (2000) は、サハラ砂漠域南縁のサヘルにおいて、1960年代後半から乾燥傾向が続いていることを指摘している。そこで、20C 実験による20世紀中のサヘル降水量の経年変動を観測値と比較してみる。

New et al., (2000) の降水量データとモデルによる、サヘル (10°-20°N, 20°W-40°E) における1901-2000年の年平均降水量の時系列を Figure 4 - 22 に示す。この図では、各年の値と1961-1990年の平均値の差を、標準偏差で除算することによって規格化した値を示している。観測値では、1970年代前半や1980年代にサヘルが乾燥傾向であったことが示されている (Figure 4 - 22)。これに対し、20C 実験では1970年代後半は乾燥傾向であるが、前半は湿潤傾向となっている。また、1980年代は湿潤・乾燥化の変動が大きく、1990年代は乾燥傾向となっており、観測値が示す年代毎の降水量の増減傾向とは必ずしも一致していない。サヘルの乾燥傾向は植生の変化 (Wang and Eltahir, 2000) やグローバルな海面水温の偏差 (Giannini et al., 2003) 等が影響しているとされており、乾燥傾向がモデルで再現されていない要因を明らかにするためには、これらの変数のふるまいを詳細に分析する必要がある。

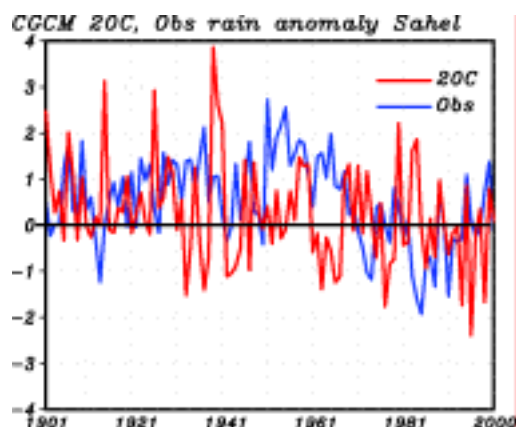


Figure 4 - 22 観測値と20C実験によるサヘル (10°-20°N, 20°W-40°E) の年平均降水量の経年変化．凡例は Figure 4 - 10 と同様．

第3項 中央アジア

中央アジア (35°-50°N, 75°-120°E) で領域平均した月平均気温を観測値と比較する．観測値では，中央アジアの気温は，サハラ砂漠域と同様に1月から上昇し，北半球の夏である7月に最高となり，その後は下降している (Figure 4 - 23)．このような季節変化は20C実験でも再現されている．また，気温が低い冬は差が小さいが，気温が高い夏に20C実験が過大評価する傾向があり，7月の差が2.37で最大である．観測値では気温が低い北半球の冬に経年変動が大きい，1・4・5月を除いて20C実験の経年変動の振幅が観測値を下回っている．季節平均値ではJJAは1.95の20C実験の過大評価だが，DJFの差は0.05であり観測値とほとんど同じ値となっている．

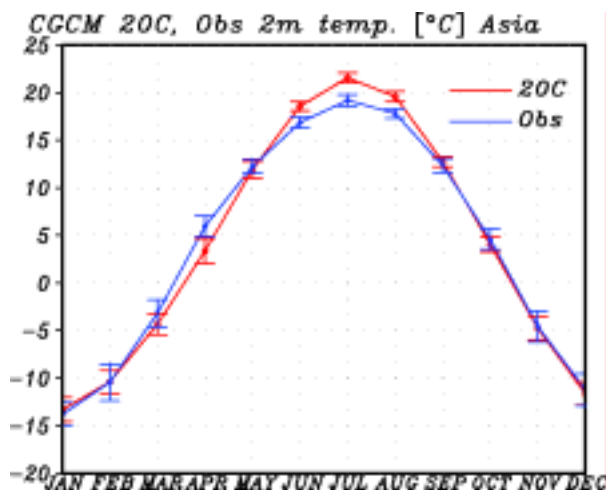


Figure 4 - 23 観測値と20C実験による中央アジア (35°-50°N, 75°-120°E) の気温の月変化 (). 凡例は Figure 4 - 10 と同様．

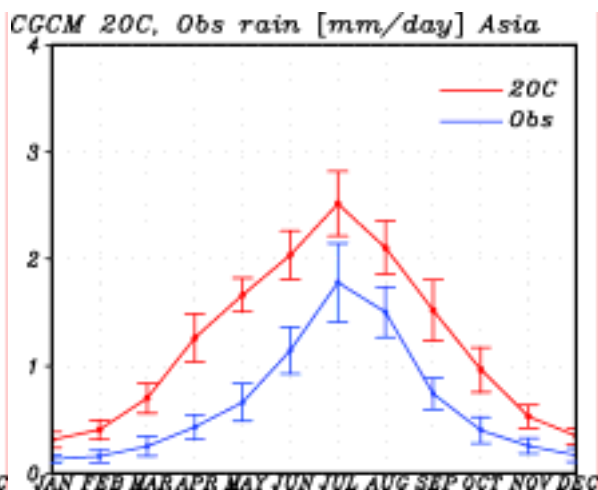


Figure 4 - 24 観測値と20C実験による中央アジア (35°-50°N, 75°-120°E) の日降水量の月変化 (mm/day)．凡例は Figure 4 - 10 と同様．

続いて、中央アジアの降水量は、観測値では1月から増加し、7月に最多となり、その後は減少している (Figure 4 - 24)。このような季節変化は 20C 実験でも再現されているが、年間を通して過大評価である。観測値との差が最大となるのは 5 月で、その値は 1.00 mm/day である。経年変動は、20C 実験・観測値ともに降水量の最も多い 7 月が最大であり、20C 実験の経年変動は年間を通して観測値とほとんど同じ振幅となっている。季節平均値では、JJA・DJF それぞれ 0.74 mm/day、0.20 mm/day の 20C 実験の過大評価である。

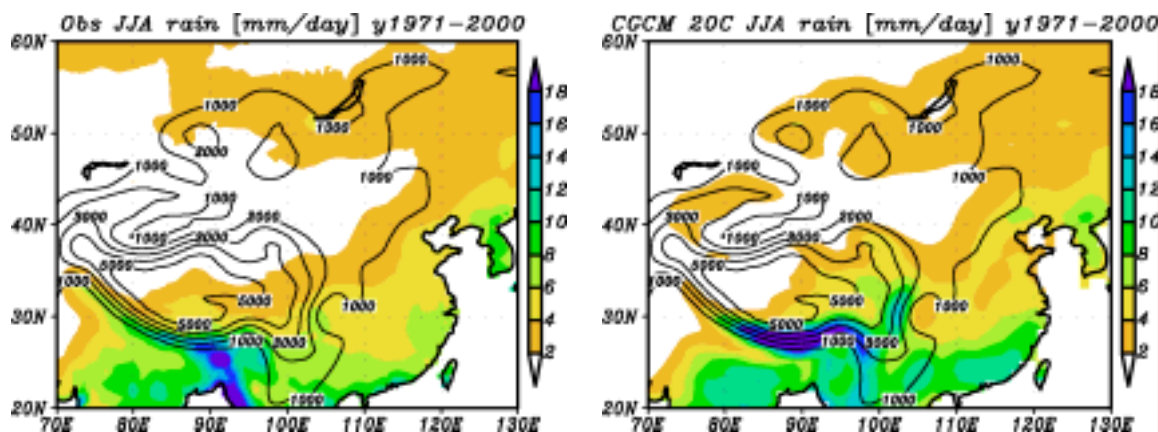


Figure 4 - 25 (左) 観測値と(右) 20C 実験による中央アジアの JJA の日降水量。コンターは高度 (m) を示す。

中央アジアにおいて、20C 実験の過大評価となっている JJA の観測値と 20C 実験の降水量の水平分布を Figure 4 - 25 に示す。20C 実験の図では陸上のみデータをプロットし、高度も示している。前述したように、20C 実験では山岳に伴う地形性降雨が強調される傾向があり、ヒマラヤ山脈の南側斜面にあたる 30°N 付近の 80°-100°E で降水量が多い。また、天山山脈付近 (39°-46°N, 72°-88°E) でも観測値に比べて過大評価になっている。このような地形性降雨のバイアスのため、中央アジアでは領域平均した JJA の降水量が 20C 実験の過大評価となっていると考えられる。

第4項 オーストラリア

オーストラリア内陸部 (25°-32.5°S, 115°-140°E) の気温は、観測値では南半球の夏である 1・2 月に高く、7 月まで低下が続き、その後は上昇している (Figure 4 - 26)。このような季節変化は 20C 実験でも再現されており、観測値との差は 0.48 以下と年間を通して小さい。20C 実験の経年変動の振幅も観測値とほとんど同じ範囲となっている。季節平均値では、JJA が 0.24 の 20C 実験の過大評価、DJF は 0.05 の過小評価であり、気温が高い DJF の値はほぼ一致している。

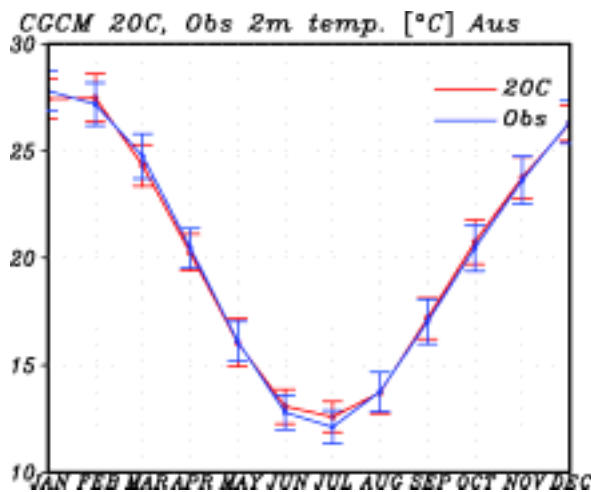


Figure 4 - 26 観測値と20C実験によるオーストラリア内陸 (25°-32.5°S, 115°-140°E) の気温の月変化 ()。凡例は Figure 4 - 10 と同様。

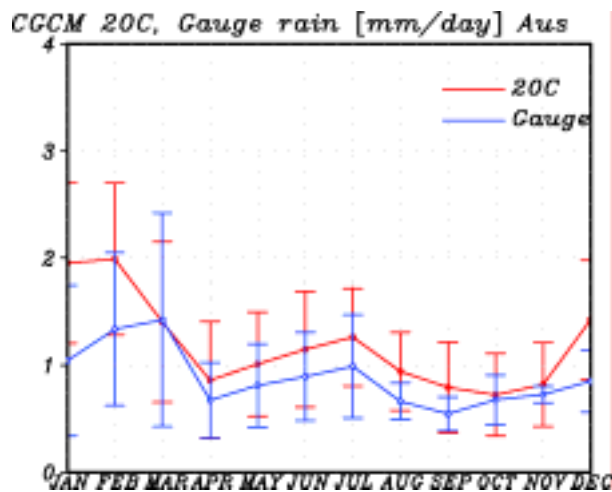


Figure 4 - 27 地上観測データと20C実験によるオーストラリア内陸 (25°-32.5°S, 115°-140°E) の日降水量の月変化 (mm/day)。凡例は Figure 4 - 10 と同様。

次に、第2章で使用したオーストラリア気象局による地上観測データと20C実験の降水量を比較する。地上観測データは1998-2001年の4年間の平均値である。地上観測データでは、1-3月に多く、4月に少なくなり、7月まで漸増した後9月まで漸減、10月から再び増加している (Figure 4 - 27)。20C実験でも、このようなオーストラリア内陸部の降水量の季節変化を再現しているが、3月を除いて地上観測値より大きく、最大で0.91 mm/dayの差がある。経年変動も2・3・7月を除いて20C実験の方が大きい。なお、ここで使用した観測値は4年間の平均値であるが、New et al. (2000) の30年平均の観測値と比較しても、10月を除いて20C実験の経年変動の方が大きかった。季節平均値では、JJAは0.27 mm/day、DJFは0.71 mm/dayの20C実験の過大評価であり、降水量の多いDJFの差がより大きい。

ここで、オーストラリアにおいて、DJFの降水量が20C実験の過大評価となる要因を検討する。地上観測値と20C実験のDJFの降水量の水平分布をFigure 4 - 28に示す。観測値と比較しやすくするため、20C実験の図では陸上のみデータをプロットしている。DJFはオーストラリアモンスーンと呼ばれる雨季であるため、観測値では大陸北部の降水が多い (Figure 4 - 28 左図)。内陸の20°N以南では、1 mm/day以下の領域が広がっている。20C実験においても、観測値と同様に大陸北部の降水が多いが、内陸の20°N以南でもほとんどの領域で1 mm/day以上の降水となっている (Figure 4 - 28 右図)。この違いについては、内陸部に地上観測点が少ないため、地上観測値が過小評価となっている可能性がある。また、オーストラリア内陸の水蒸気源である、大陸周辺の海面水温に注目すると、20C実験では大陸北側の海面水温が高い (Figure 4 - 29)。そのため、観測値より飽和蒸気圧が高くなり、結果として下層の比湿が増大している。この比湿の増加に伴い、モデルでは大気下層において大陸北側から内陸への水蒸気輸送が観測値に比べて大きくなっている。

(Figure 4 - 30). このような水蒸気移流の増加は、内陸の下層の比湿の増加に寄与すると考えられる。そこで、850 hPa の風と比湿の水平分布を NCEP 再解析データと比較してみる (Figure 4 - 31). 20C 実験では、大陸北部の比湿が 20°N 付近まで 10 g/kg と高く、南下とともに小さくなっている (Figure 4 - 31 左図). 20C 実験と NCEP データの差を求めると、大陸北部 25°N 付近まで北東風となっている (Figure 4 - 31 右図). これは、観測値に比べてモンスーンが強化されていることを意味しており、その結果 15°-25°N で比湿の値が観測値より大きくなっている。以上のことから、オーストラリアではモンスーンが観測値より強化されているため、20C 実験の DJF の降水量が過大評価となると考えられる。

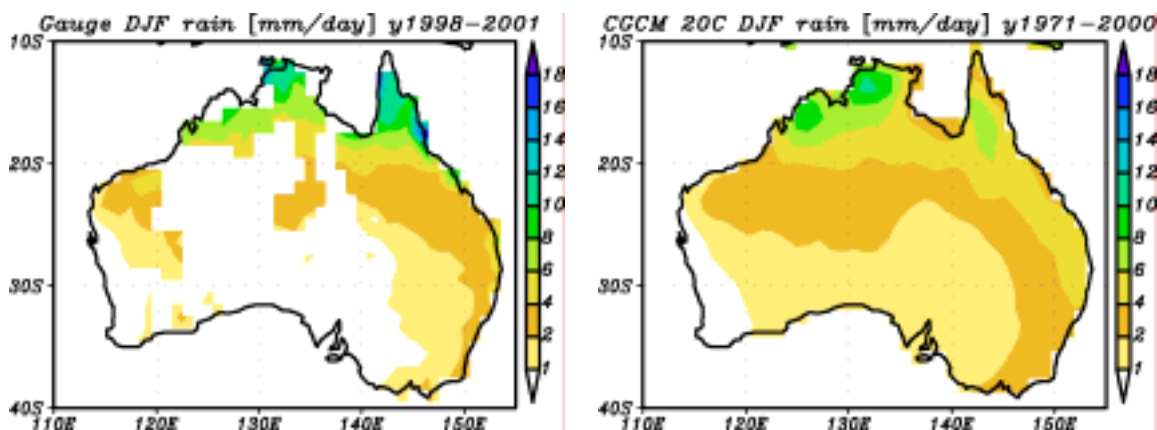


Figure 4 - 28 (左) 地上観測値と(右) 20C 実験によるオーストラリアの DJF の日降水量。

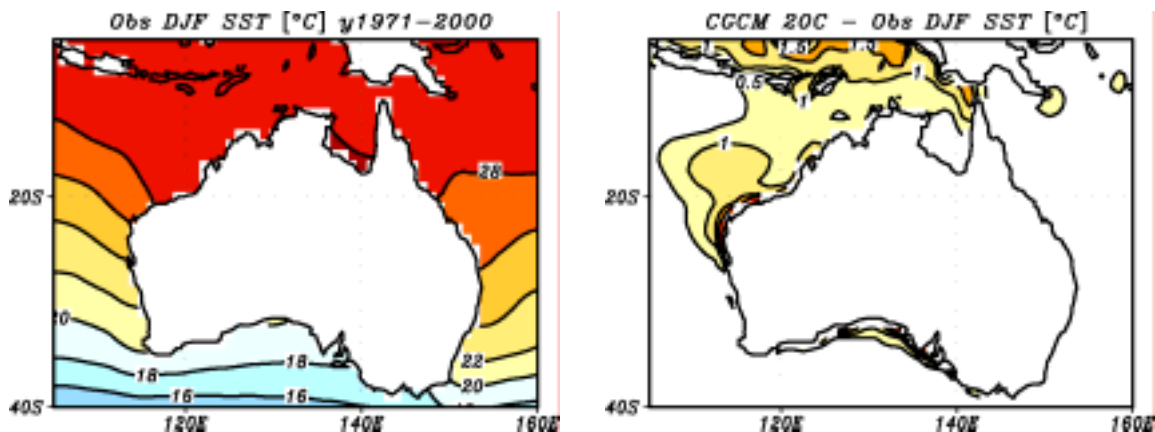


Figure 4 - 29 オーストラリア周辺の DJF の海面水温 () . (左) Reynolds SST の値 . (右) 20C 実験と Reynolds SST の差 .

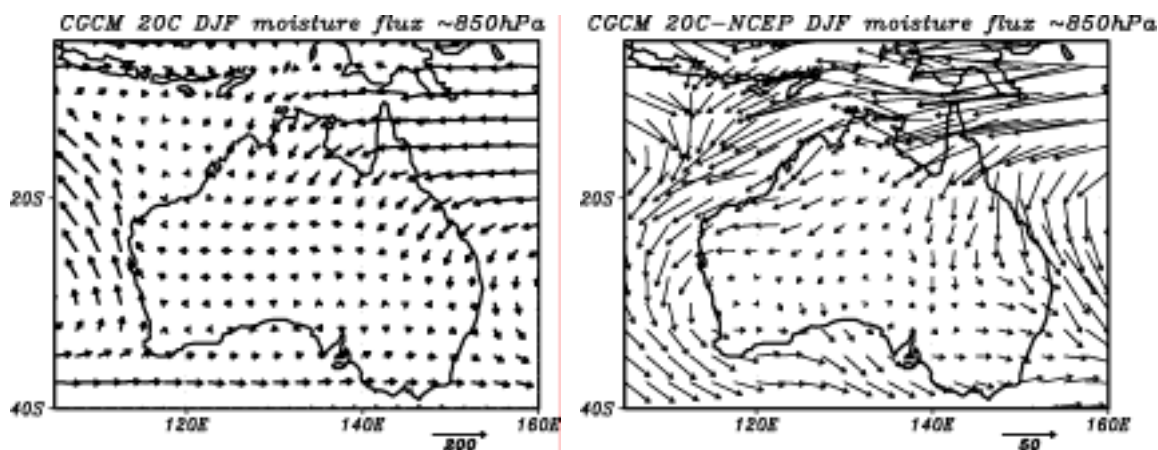


Figure 4-30 オーストラリアの DJF の水蒸気移流(kg/kg· m/s)の鉛直積分(1000-850 hPa).
 (左) 20C 実験の値 . (右) 20C 実験と NCEP 再解析データの差 .

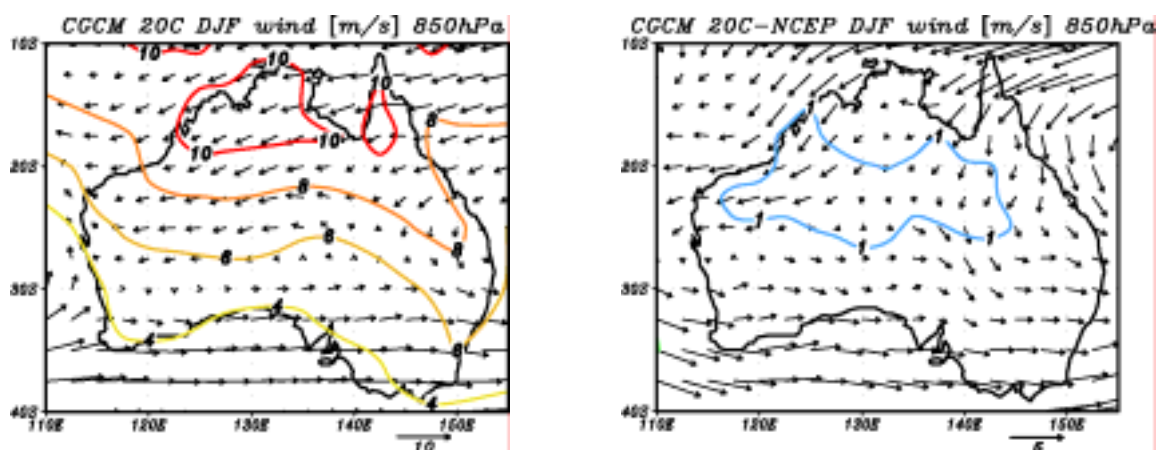


Figure 4-31 オーストラリアの DJF の 850 hPa の風 (m/s) , 比湿 (g/kg) の水平分布 . (左)
 20C 実験の値 . (右) 20C 実験と NCEP 再解析データの差 . ベクトルは風 , コンターは比湿を
 示す .

第5項 アメリカ西部

アメリカ西部 (28°-40°N , 120°-105°W) では , 北半球に位置するサハラ砂漠域・中央アジアと同じく北半球の夏が高温 , 冬が低温であり , この季節変化は 20C 実験でも再現されている (Figure 4-32) . 観測値と 20C 実験の差は , 気温が低い北半球の冬に大きく , 3月の 1.98 が最大である . 経年変動は観測値・20C 実験ともに気温が低い月に大きい , 20C 実験の経年変動は観測値と同程度かそれ以下である月が多い . 季節平均値では , JJA は 0.04 の 20C 実験の過大評価 , DJF は 0.30 の過小評価であり , 気温が高い JJA はほとんど同じ値となっている .

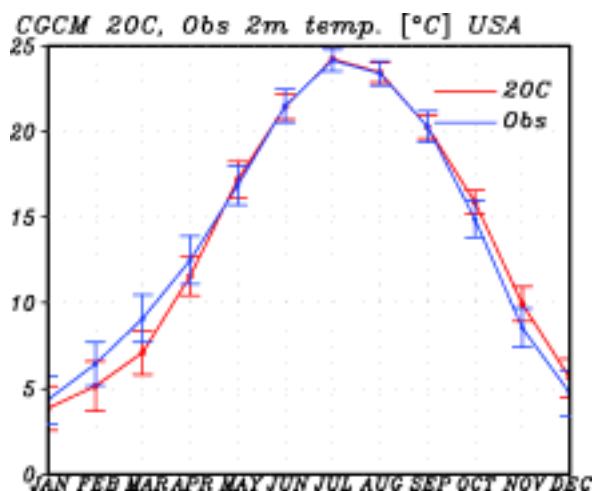


Figure 4 - 32 観測値と20C実験によるアメリカ西部(28°-40°N, 120°-105°W)の気温の月変化()。凡例はFigure 4 - 10と同様。

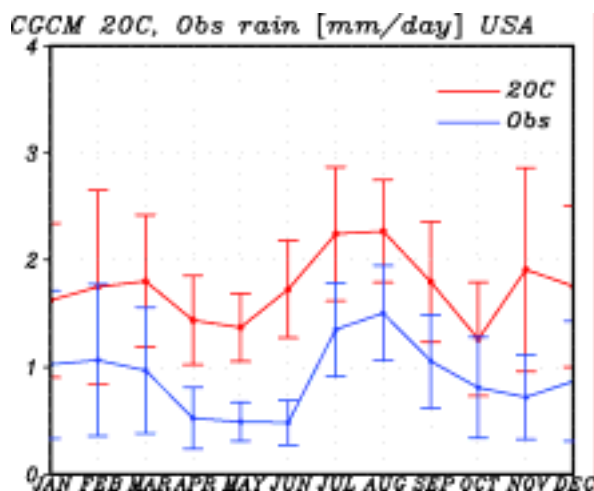


Figure 4 - 33 観測値と20C実験によるアメリカ西部(28°-40°N, 120°-105°W)の日降水量の月変化(mm/day)。凡例はFigure 4 - 10と同様。

アメリカ西部の降水量は、観測値では8月が最多であり、4-6月や10-11月が少ない(Figure 4 - 33)。20C実験でも8月の降水量が年間で最多であり、4-5月や10月の降水量が少ないという特徴を再現している。ただし、年間を通して20C実験の過大評価であり、差は6月の1.25 mm/dayが最大である。経年変動は降水量の多い8月の値はほとんど同じ値であるが、年間を通して20C実験の方が大きい。季節平均値では、JJAは0.97 mm/day、DJFは0.72 mm/dayの20C実験の過大評価である。

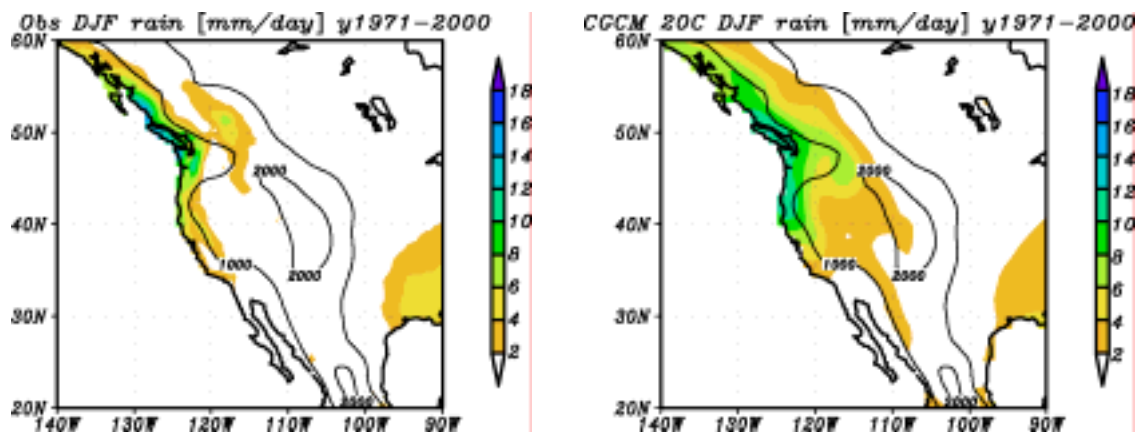


Figure 4 - 34 (左)観測値と(右)20C実験によるアメリカ西部のDJFの日降水量。コンターは高度(m)を示す。

続いて、アメリカ西部においてDJFの降水量が20C実験の過大評価となっている要因を検討する。観測値と20C実験のDJFの降水量の水平分布をFigure 4 - 34に示す。20C実験の図では陸上のみデータをプロットし、高度も示している。中央アジアの例でも示したように、20C実験では山岳に伴う地形性降雨が強調される傾向があるが、アメリカ西部で

はロッキー山脈の西側斜面で降水量が多い (Figure 4 - 34)。図は示していないが、JJA の場合も 110°W 付近のロッキー山脈周辺で観測値に比べて過大評価になっていた。このような地形性降雨のバイアスのため、アメリカ西部において 20C 実験の JJA・DJF の降水量が過大評価となっていると考えられる。

以上、本節では 20C 実験の乾燥・半乾燥地域の気温・降水量を観測値と比較した。その結果、全ての乾燥・半乾燥地域で気温の季節変化の再現性が確認できた。また、20C 実験と観測値の月平均の気温の差は最大 2.37 (中央アジアの 7 月)、JJA・DJF の季節平均値の差は地上観測値の 10.9%に相当する 1.95 (中央アジアの JJA) 以下でいずれも小さかった。特に、サヘル・アメリカ西部の JJA、中央アジア・オーストラリアの DJF では観測値との差が 0.05 以下であり、20C 実験による気温が観測値に近いことが確認された。また、20C 実験の 30 年間のデータの標準偏差は、各地とも観測値を大きく上回ることはなく、結合モデルは現実の気温の経年変動の振幅を再現していた。

20C 実験と観測値の降水量を比較した結果、明確な季節変化が見られるサヘル・中央アジア・オーストラリア・アメリカ西部において、その再現性が確認できた。ただし、20C 実験では概して降水量が過大評価であり、20C 実験と観測データの JJA・DJF の季節平均値の差は最大で 0.97 mm/day (アメリカ西部の JJA) であった。経年変動も、中央アジアを除いて 20C 実験の方が大きい月が多かった。降水量が過大評価となる要因を地域別に検討した結果、サハラ砂漠域・サヘル・オーストラリアは、モンスーンの強化に伴う水蒸気移流の増加との関連が示唆された。一方、中央アジア・アメリカ西部は、地形性降雨の過大評価との関連が示唆された。

地上観測データとその他の観測手段による降水量データは、特に乾燥地で値のばらつきが大きいことが指摘されており (Fekete et al., 2004)、乾燥地は地上観測点が少ないため、観測データは実際の降水量を少なく見積もっている可能性がある。例えば、地上観測データと衛星観測データを複合した GPCP 降水量データは、ここで使用している地上観測データよりサハラ砂漠域の降水量を多く見積もっており、20C 実験の値を上回る月も存在していた。このように、観測手段による観測値のばらつきのため、数値モデルによる実験結果と観測値がどの程度一致しているかを厳密に評価することには困難が伴う。CCSR・NIES・FRCGC の大気海洋結合モデルは、降水量を過大評価する傾向があるものの、季節変化は地上観測値とほぼ一致しており、経年変動も現実的であった。そこで、以下では CCSR・NIES・FRCGC の大気海洋結合モデルによる地球温暖化実験の JJA・DJF の乾燥・半乾燥地域の変化を検討していく。

第 4 節 地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の変化

本節では、A1B 実験による 21 世紀末の 30 年 (2071-2100 年) 平均値と 20C 実験の 30 年 (1971-2000 年) 平均値を比較し、21 世紀末の乾燥・半乾燥地域での地球温暖化に伴う気候の変化を検討する。

まず、乾燥・半乾燥地域の領域平均値から、温暖化に伴う各乾燥・半乾燥地域（Figure 4 - 3）の変化を概観する。A1B 実験における気温の変化の全球平均および乾燥・半乾燥地域の領域平均値を Figure 4 - 35 に示す。全球平均では JJA・DJF それぞれ 4.05 ・ 4.17 の昇温であるのに対し、乾燥・半乾燥地域では温暖化の影響が強く表れる傾向があり、JJA のオーストラリアを除き全ての地域で全球平均を上回る変化を示している。特に、DJF の中央アジア、JJA・DJF のアメリカ西部・サハラ砂漠域の昇温は 5 以上である。

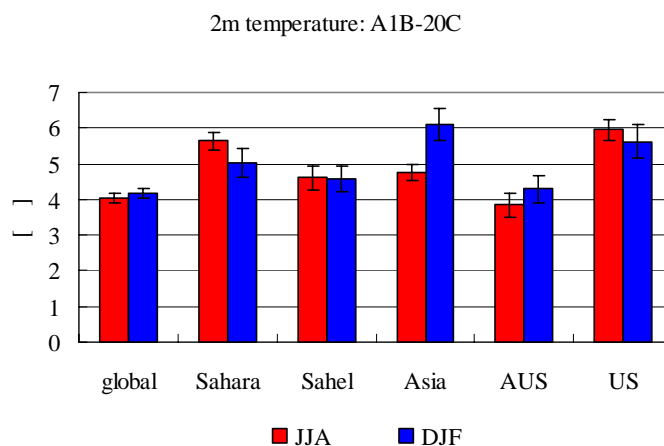


Figure 4 - 35 A1B 実験における JJA・DJF の気温の変化 (°C)。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

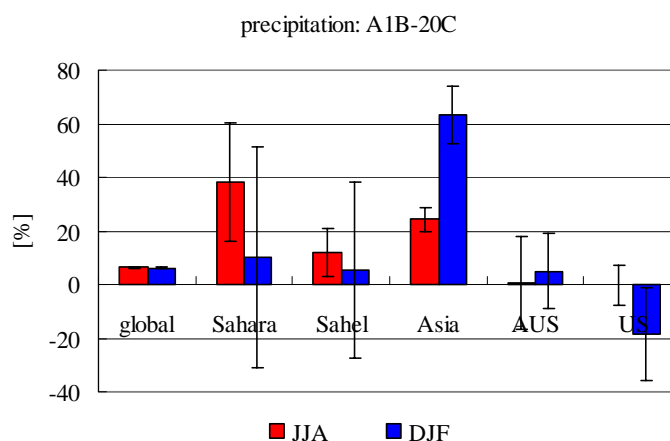


Figure 4 - 36 A1B 実験における JJA・DJF の日降水量の変化の割合 (%)。エラーバーは 95%信頼区間を示す。

続いて、全球平均および各地域で領域平均した温暖化に伴う降水量の変化を Figure 4 - 36 に示す。全球平均では、JJA・DJF それぞれ 6.3% (0.19 mm/day)・6.0% (0.17 mm/day) の増加となっている。乾燥・半乾燥地域では、アメリカ西部を除き温暖化に伴って降水量が増加している。特に、JJA のサハラ砂漠域・サヘル・中央アジアでは降水量がそれぞれ

38.0% (0.13 mm/day), 11.8% (0.61 mm/day), 24.4% (0.44 mm/day) 増加しており, いずれも全球平均の増加率を上回っている. サハラ砂漠域・サヘルでは 30 年平均した DJF の降水量は増加しているが, いずれも変動が大きい. 一方, 中央アジアでは DJF の降水の増加率は 63.3% (0.20 mm/day) と突出している. オーストラリアでは, JJA・DJF とともに変動が大きく, 30 年平均値では JJA の増加率は 1%以下, DJF も 5.0% (0.09 mm/day) の増加でいずれの季節も変化が小さい. アメリカ西部は, 対象とした乾燥・半乾燥地域の中で唯一 JJA・DJF とともに降水量が減少している地域である. アメリカ西部で最も降水量が多い季節である JJA の変化率は-1%以下であるが, DJF は-18.4% (-0.29 mm/day) と大きく減少している. アメリカ西部では, MAM の降水量の変化率が-33.7% (-0.51 mm/day), SON が-11.7% (-0.21 mm/day) であり, 年間を通して減少傾向となっている.

以上のように, 乾燥・半乾燥地域ではそれぞれ温室効果気体の増加に対する応答が異なっている. そこで以下では, 全球の変化を検討した後, 各地域の温暖化に伴う変化のメカニズムの詳細を検討する.

第1項 全球分布

まず, 全球の地表面気温の変化を検討する. A1B 実験の年平均気温は, 全球平均で 20C 実験に比べて 4.1 上昇している. JJA の気温は全球で 1 以上上昇しており, 海上に比べて陸上の昇温が大きい (Figure 4 - 37 左図). 海上に比べ陸上の昇温が特に顕著であるのは, 陸の熱容量が海洋より小さいためである. 陸域の中でも, 特に北アフリカ・南米大陸の亜熱帯地域・北米大陸・ユーラシア大陸の高緯度の気温上昇が大きい. DJF も全球で 1 以上気温が上昇している (Figure 4 - 37 右図). 陸域ではユーラシア大陸や北米大陸の気温上昇が大きい.

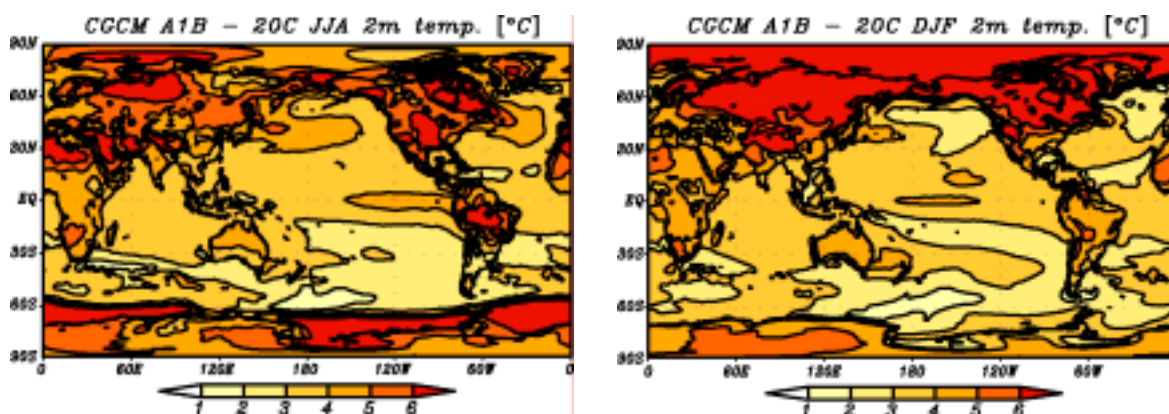


Figure 4 - 37 A1B 実験の 20C 実験からの (左) JJA, (右) DJF の地表面気温の変化 () .

次に, 温暖化に伴う降水量の変化を検討する. 年平均降水量は, 全球平均で 20C 実験に対して 6.4%増加している. A1B 実験における JJA・DJF の日降水量の変化を Figure 4 - 38 に示す. JJA は, 北アフリカ・赤道太平洋から南米大陸の広い範囲で降水量が増加し, 南アフリカ・10°-20°N の太平洋東部で減少している (Figure 4 - 38 左図). 一方 DJF は, ユ

ーラシア大陸中高緯度・赤道太平洋で降水量が増加し，北米大陸南部や北アフリカ東部からアラビア半島で減少している（Figure 4 - 38 右図）。

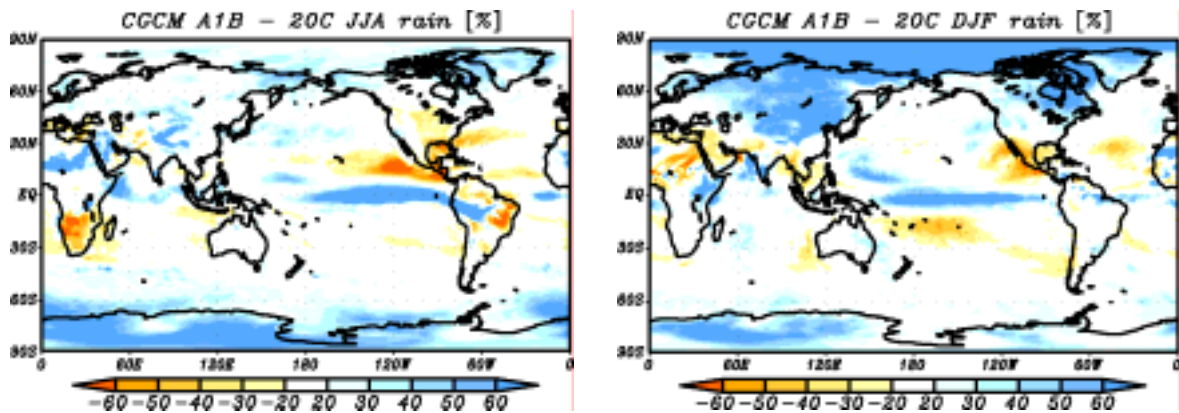


Figure 4 - 38 A1B 実験の 20C 実験からの(左)JJA (右)DJF の日降水量の変化の割合(%)。

第 2 項 サハラ砂漠域・サヘル

本項以降では，乾燥・半乾燥地域の JJA・DJF の変化を検討していく．サハラ砂漠域・サヘルでは，海上に比べて陸上の地表気温の変化が大きい（Figure 4 - 39）．JJA は海上の昇温が 4 以下であるのに対し，陸上では 4 以上変化している．陸上でも 15°N 以北で昇温が大きく，20°N 以北では 6 以上変化している．DJF も JJA と同様に陸上の変化が大きく，特に大陸北部の沿岸部から 15°E では 5 以上の昇温となっている．海上に比べ陸上の昇温が特に顕著であるのは，前述した通り，陸の熱容量が海洋より小さいためである．

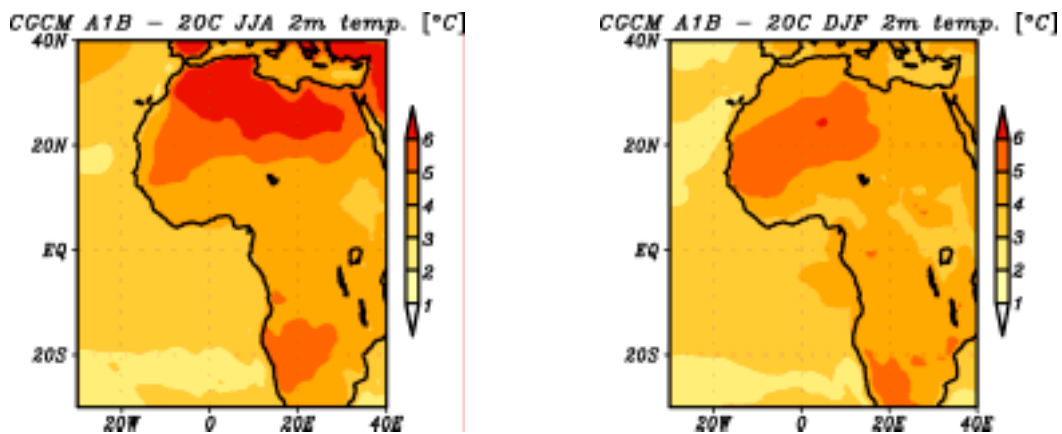


Figure 4 - 39 A1B 実験におけるアフリカ大陸の(左)JJA,(右)DJF の気温の変化()。

サハラ砂漠域・サヘルでは，JJA は 10°N 付近の沿岸部で降水量が減少しているが，内陸部では増加している（Figure 4 - 40 左図）．沿岸部の減少，内陸部の増加とともに統計的に有意な変化である．一方，DJF は 20°N 以南のサヘルでは降水量が増加する地域と減少する地域が混在しており，20°N 以北のサハラ砂漠域では西部で増加し，東部で減少している（Figure 4 - 40 右図）．ただし，統計的に有意な変化はほとんど見られない．

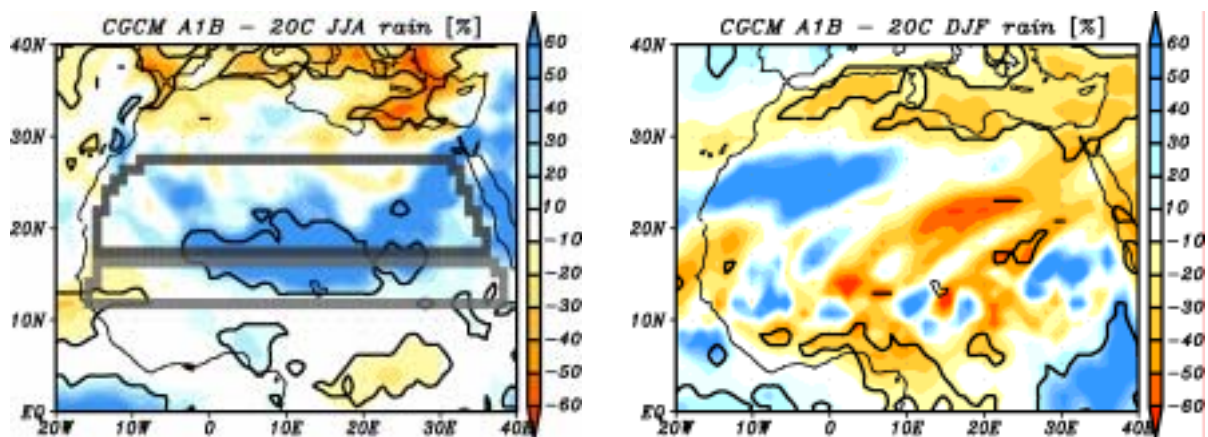


Figure 4 - 40 A1B 実験における北アフリカ(左)JJA (右)DJF の降水量の変化の割合(%).
 コントアは t 検定による 95%信頼区間を示す .

乾燥・半乾燥地域では、降水量の変化だけでなく、温暖化に伴う干ばつの頻度の増加や降雨強度の変化も懸念される (Gregory et al., 1997) .そこで、温暖化に伴う降水特性の変化を検討するため、Figure 4 - 40 左図で灰色のラインで囲んだサハラ砂漠域・サヘル各地域における 1900 年から 2100 年までの 7 月・1 月の最大降雨強度、降水日数の時系列を Figure 4 - 41・Figure 4 - 42 に示す .なお、これらの図では、2000 年までは 20C 実験、2001 年以降は A1B 実験の値を使用している .また、降水日数は領域内に日降水量が 1 mm より大きいグリッドが一つ以上存在する日数を示している .

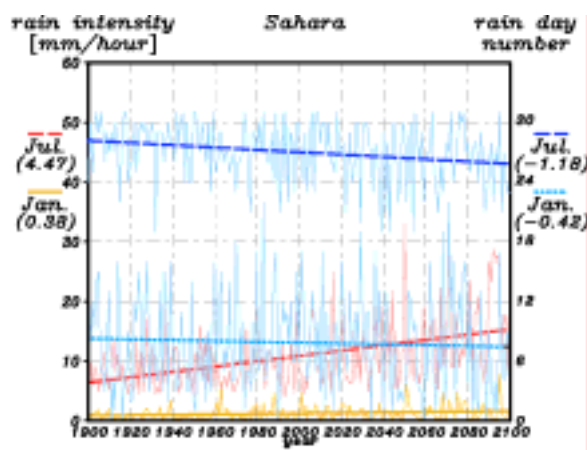


Figure 4 - 41 サハラ砂漠域の 7 月・1 月の最大降雨強度・降水日数の経年変化 .2000 年までは 20C 実験、2001 年以降は A1B 実験の値を示す .最大降雨強度は 7 月が赤、1 月がオレンジ、降水日数は 7 月が紺、1 月が水色に対応している .細い線は各年の値、太い線は回帰直線を示す .() 内の数値は 100 年あたりの変化を示す .

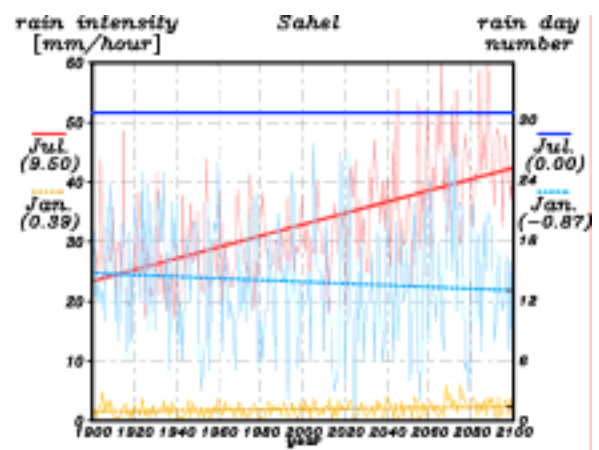


Figure 4 - 42 サヘルの 7 月・1 月の最大降雨強度・降水日数の経年変化 .凡例は Figure 4 - 41 と同様 .

A1B 実験で日降水量が JJA・DJF とともに増加していたサハラ砂漠域では、温暖化に伴い 7 月・1 月の最大降雨強度が増大するのに対し、降水日数はともに減少している (Figure 4 - 41)。この変化は、サハラ砂漠域の降水量の増加は、強度の大きい降水がより集中して発生するためであるという可能性を示している。なお、F 検定の結果、1 月の降雨強度のトレンドは有意水準 1%、7 月の降雨強度および降水日数のトレンドは有意水準 5%で有意であった。サヘルでもサハラ砂漠域と同様に、JJA・DJF の降水量の増加が予測されている。サヘルでは、7 月の降水日数に変化はないが、温暖化に伴い最大降雨強度が増大している (Figure 4 - 42)。これに対して 1 月は、7 月より変化は小さいものの最大降雨強度が増大しており、降水日数が減少している。つまり、サハラ砂漠域と同じく、サヘルでは JJA・DJF とともに最大降雨強度の変化が降水量の増加に寄与している。F 検定の結果、サヘルでは 7 月の降雨強度および降水日数のトレンドは有意水準 1%で有意であった。

次に、温暖化実験において降水量の増加が統計的に有意であったサハラ砂漠域・サヘル の JJA に注目し (Figure 4 - 40 左図) 降水量増加のメカニズムを検討する。ここでは特に、前章でも言及したアフリカモンスーンやサハラ砂漠域上空のジェット AEJ の変化に注目する。

温暖化に伴う JJA の地表気温の変化は、陸上では 4℃ 以上であり、15°N 以北で昇温が大きかった (Figure 4 - 39 左図)。この気温の変化はアフリカ大陸周辺の気圧に影響を及ぼす。南大西洋上の亜熱帯高気圧は、温暖化実験においても観測値や 20C 実験と同じ場所に維持されており、強さもほとんど変化していない (Figure 4 - 43 左図)。それに対して、北アフリカの熱的低気圧は、高緯度ほど昇温が大きいため、18°N 以北で気圧が下がり、18°N 以南では熱的低気圧が弱くなっている (Figure 4 - 43 右図)。上記のような温暖化に伴う気圧の変化は、サハラ砂漠域からの乾燥した北風の弱化和、ギニア湾からの湿潤な南西風の北上の強化、すなわちアフリカモンスーンの強化をもたらすと考えられる。そこで 850 hPa の風・比湿の水平分布図からアフリカモンスーンの変化を検討する。A1B 実験の風系図では、ギニア湾からの南西風とサハラ砂漠域からの北東風が 17°-20°N 付近でぶつかっている (Figure 4 - 44 左図)。20C 実験との差を求めると、内陸では 12°-22°N で西風となっている (Figure 4 - 44 右図)。この変化は、モンスーンに伴う南西風の北上が強まり、サハラ砂漠域からの北西風が弱化したことを示している。850 hPa において、内陸の広い範囲で比湿が増加しているが (Figure 4 - 44 右図)、これはアフリカモンスーンの北上のためであると考えられる。北アフリカの内陸の水蒸気源は南西のギニア湾であるが、アフリカ大陸周辺の海面水温は温暖化に伴って上昇しており、特にギニア湾では 3℃ 以上の昇温となっている (Figure 4 - 45)。この海面水温の上昇によって、温暖化実験では下層の比湿が増加している。上記のようなアフリカモンスーンの強化・サハラ砂漠域からの北東風の弱化和、水蒸気源であるギニア湾の比湿の増加に伴い、ギニア湾から内陸への水蒸気移流が増加している (Figure 4 - 46 右図)。10°E 付近では 20°N まで 20C 実験に比べて増加している。

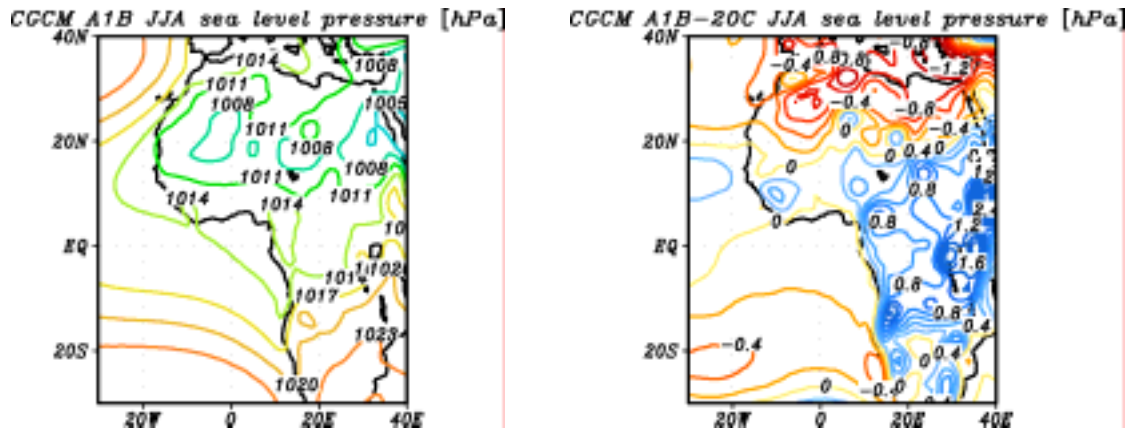


Figure 4 - 43 アフリカ大陸の JJA の気圧 (hPa)。(左) A1B 実験の値。(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化。

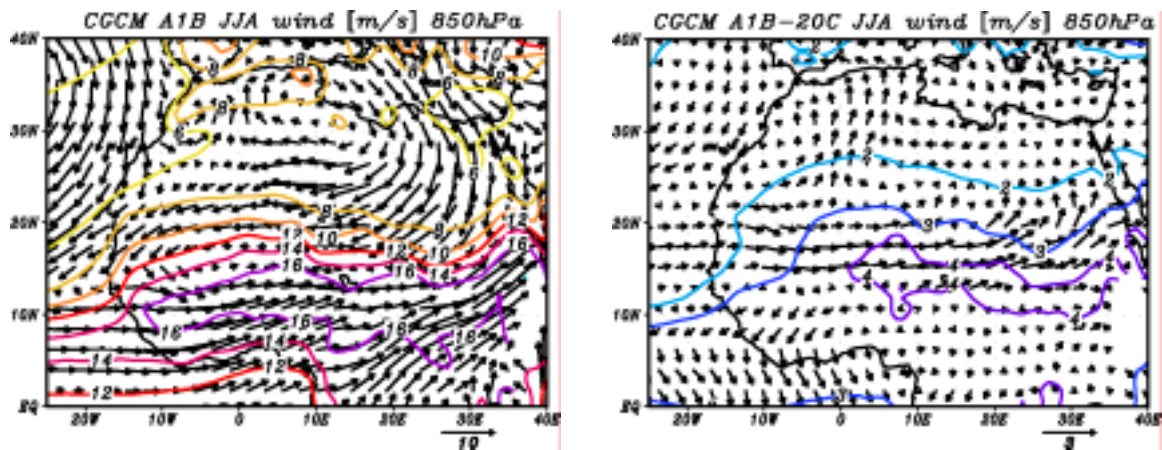


Figure 4 - 44 北アフリカの 850 hPa の JJA の風 (m/s)。(左) A1B 実験の値, コンターは比湿 (g/kg)を示す。(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化。ベクトルは一つおきにプロットした。

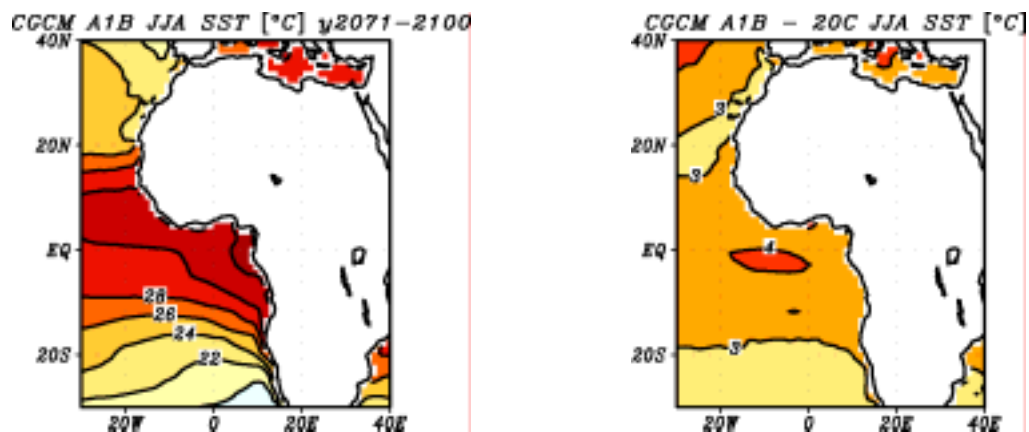


Figure 4 - 45 アフリカ大陸周辺の JJA の海面水温 ()。(左) A1B 実験の値。(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化。

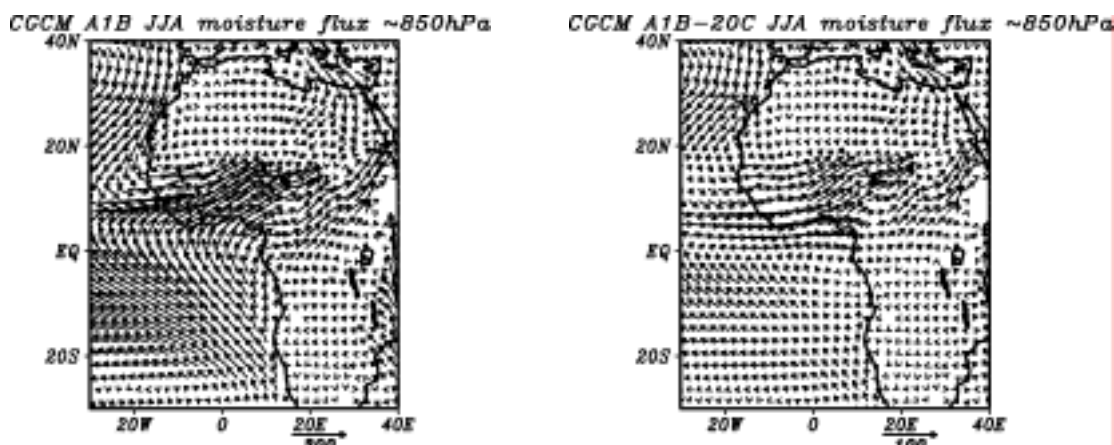


Figure 4 - 46 アフリカ大陸の JJA の水蒸気移流 (kg/kg·m/s) の鉛直積分 (1000-850 hPa)。(左) A1B 実験の値,(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化。ベクトルは一つおきにプロットした。

温暖化に伴う降水量の増加のため、サハラ砂漠域・サヘルでは JJA の土壌水分も 20C 実験より増加している。20C 実験による JJA の北アフリカの土壌水分量を Figure 4 - 47 に示す。北アフリカの土壌水分量の分布は降水量分布に対応しており、10°N 付近からサハラ砂漠域へ北上するにつれて急激に減少している (Figure 4 - 47 左図)。温暖化に伴う降水量の増加によって、内陸の 15°N 付近で土壌水分も増加している (Figure 4 - 47 右図)。この変化は統計的に有意な増加である。

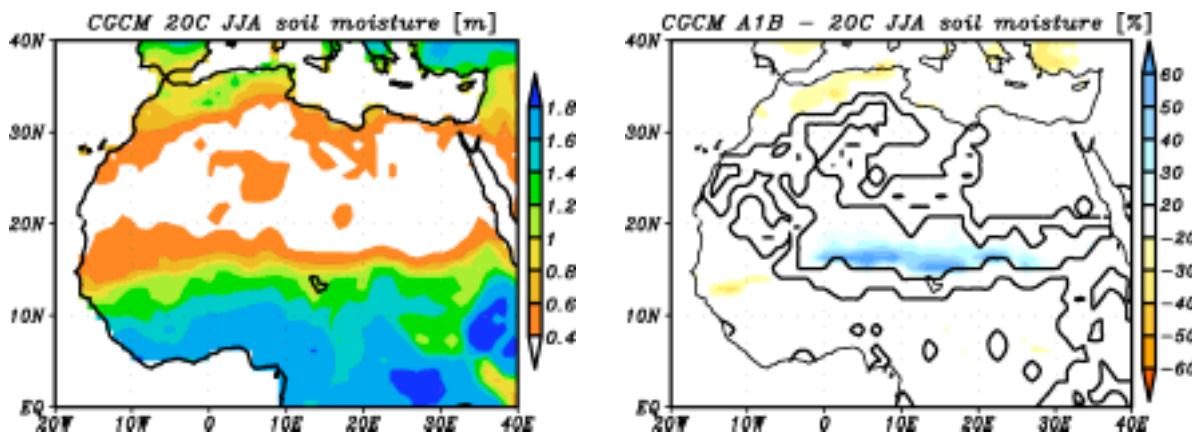


Figure 4 - 47 北アフリカの JJA の土壌水分量 (m)。(左) 20C 実験の値。(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化の割合 (%)。コンターは t 検定による 95%信頼区間を示す。

次に、温暖化に伴う AEJ の変化を検討する。以下では AEJ のコアが最も北に位置する 8 月の変化に注目する。サハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した 8 月の東西風の鉛直断面図を Figure 4 - 48 に示す。A1B 実験においても、20C 実験と同様 600 hPa より上空の 10°-20°N が AEJ に伴う東風領域となっている (Figure 4 - 48 左図)。20C 実験との差を求めると、600 hPa では 17°N 以南で西風、17°N 以北で東風となっている (Figure 4 - 48 右図)。この変化は、温暖化に伴い AEJ のコアが北上していることを示している。

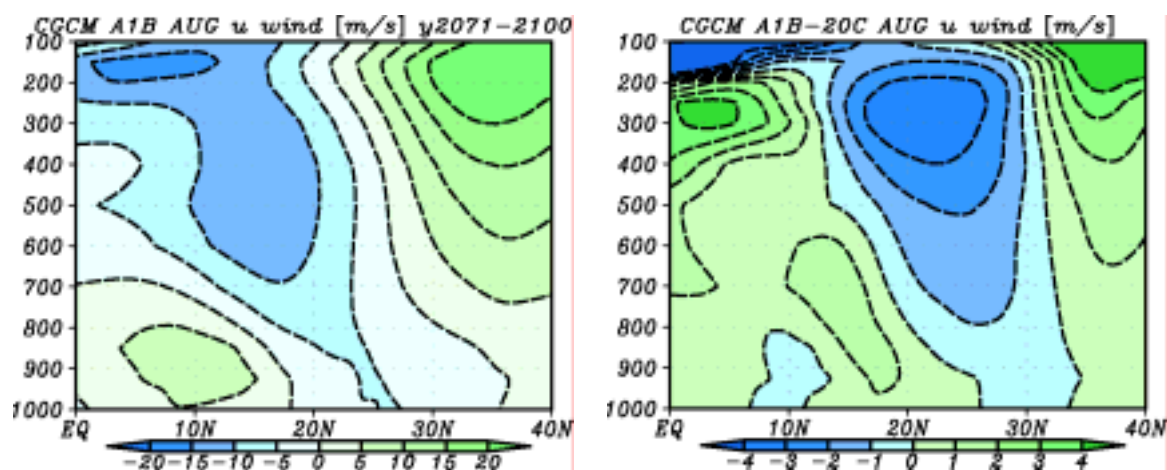


Figure 4 - 48 サハラ砂漠域周辺(30°W-20°E)で東西平均した8月の東西風の鉛直分布(m/s).
 (左)A1B実験の値.(右)A1B実験の20C実験からの変化.緑色が西風,青色が東風を示す.

続いて, AEJのコアがある600 hPaの風の水平分布図をFigure 4 - 49に示す. A1B実験において, AEJに伴い10°-20°Nで10 m/s以上の東風となっていることが確認できる(Figure 4 - 49左図). 20C実験の東西風との差を求めると, 20°-30°Nで東風, 10°-20°Nで西風となっている(Figure 4 - 49右図). また, 20°-30°Nでは統計的に有意な変化となっている. これらの変化は, 温暖化に伴い東風領域が北上していることを示している. サハラ砂漠域周辺(30°W-20°E)で東西平均した東西風の緯度断面図(Figure 4 - 50)から, 20C実験とA1B実験におけるAEJのコアを比較してみる. モデルにおいてサハラ砂漠域上空の東風が最速となる500 hPaでは, 20C実験で約14°N, A1B実験で約15°Nで最大となっており, 温暖化に伴うAEJのコアの北上を示している. コアの北上と同時に, A1B実験ではコアの速度が大きくなっている. また, 600 hPaでも, 20C実験では約15°Nで東風が最速であるのに対して, A1B実験では約16°Nで最速となっており, コアが約1°北上している. 500 hPaでは温暖化に伴い東風の最大値がより大きくなっているのに対し, 600 hPaでは小さくなっている. これらの変化はAEJに伴う東風領域が上空まで広がったことを意味している.

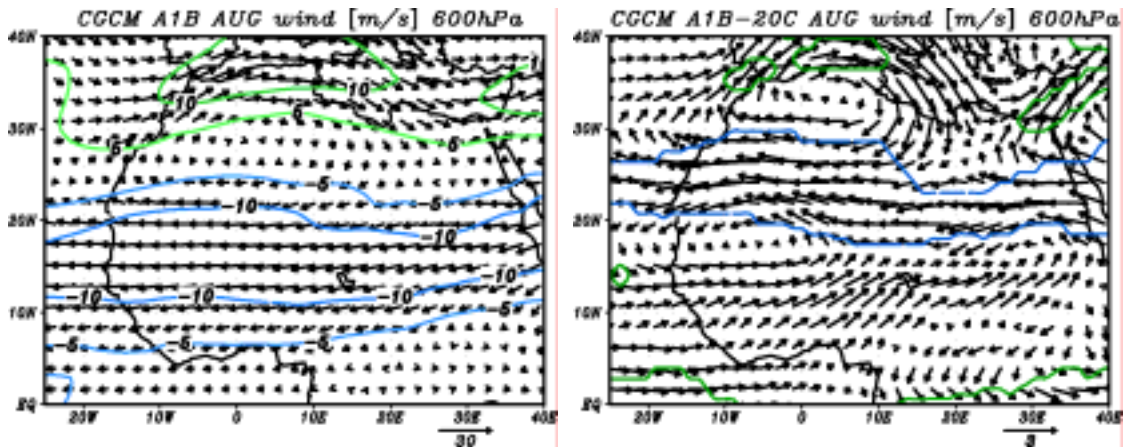


Figure 4 - 49 北アフリカの8月の600 hPaの風 (m/s) の水平分布。(左) A1B 実験の値, コンターは東西風の値を示し, 緑色が西風, 青色が東風に対応している。(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化. コンターは t 検定による 95%信頼区間を示す. ベクトルは一つおきにプロットした.

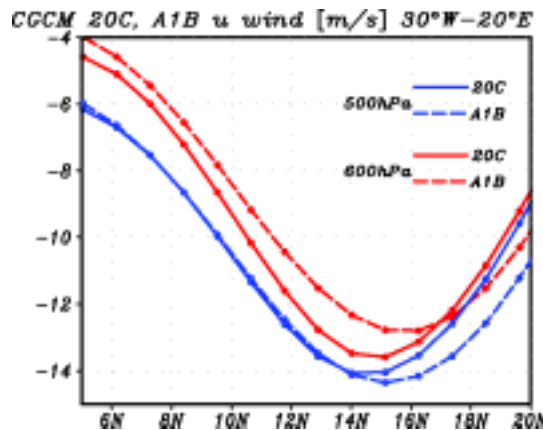


Figure 4 - 50 サハラ砂漠域周辺 (30°W-20°E) で東西平均した 20C 実験および A1B 実験の 8 月の東西風 (m/s) の緯度断面. 実線が 20C 実験, 点線が A1B 実験を示す. また, 青線が 500 hPa, 赤線が 600 hPa の値を示す.

A1B 実験における AEJ の北上は, AEJ の生成要因に関係している. 前述したように, 北アフリカでは, 夏に湿潤な赤道域と乾燥したサハラ砂漠域との気温の南北勾配が大きくなるため, 温度風の関係によって高度とともに東風成分が増加している. すなわち, 対流圏下層の気温が南北に強い正の勾配となっているために風の鉛直シアが生じ, モンスーンに伴う西風エリアの上空が AEJ に伴う東風領域となる. したがって, AEJ が最速となる緯度は, 地表気温の南北勾配が最も強い場所に対応している. また, AEJ の高度は, 地表面の影響がなくなり, 気温勾配が正から負になる 600 hPa 付近となる.

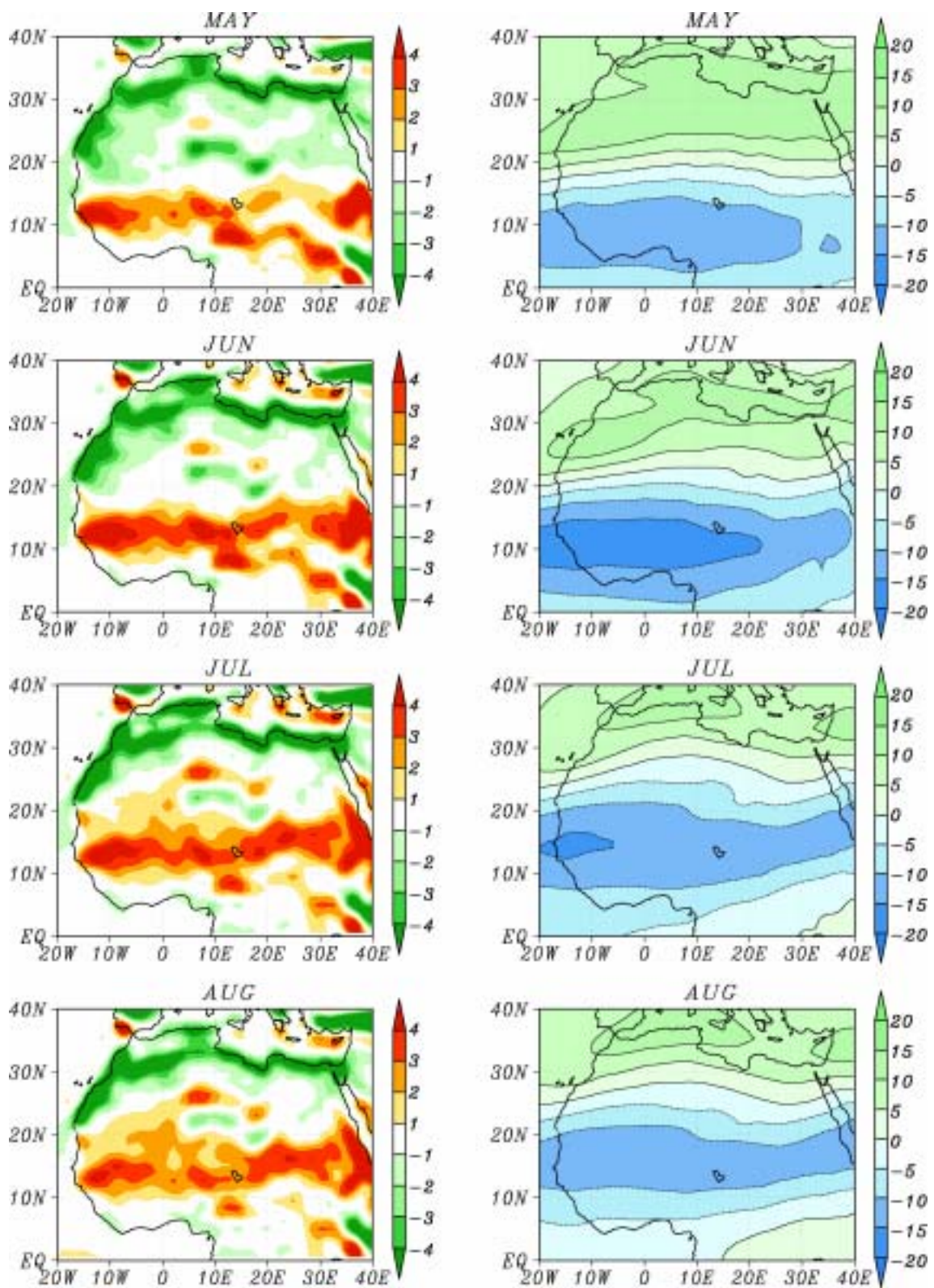


Figure 4 - 51 A1B 実験による北アフリカの 5-8 月の (左) 地表気温の南北勾配 ($K/1^{\circ}lat.$), (右) 600 hPa の東西風の水平分布 (m/s).

ここで、A1B 実験による北アフリカの 5-8 月の地表気温の南北勾配と、600 hPa の東西風を対応させ (Figure 4 - 51), 東風が最速となる緯度の季節変化を検討してみる。5 月に地表気温の南北勾配がもっとも強いのは 11°-12°N であり、ほぼ同じ緯度で東風が最大となっている。6 月になると、5 月に比べて 11°-12°N の地表気温の南北勾配が強くなり、11°N の東風が 15 m/s 以上と 5 月より強くなっている。7 月の地表気温は、南北勾配が正となる領域が 6 月より北上しており、0°E では 25°N 付近まで正の南北勾配となっている。この変化に伴い、東風が最大となる緯度が 14°N 付近であり、6 月に比べて北に位置している。8 月の地表気温の南北勾配は、10°-15°N の値は 7 月より小さくなっているが、15°-20°N では勾配が強くなっている。この変化のため、7 月に比べると 8 月の東風の最大値は小さくなっているが、最大となる緯度は 7 月より北の 16°N となっている。以上のように、地表気温の南北勾配の季節変化に伴い、上空 600 hPa の AEJ のコアの緯度も季節変化している。

A1B 実験において、8 月の地表気温の南北勾配は 10°-20°N の広い範囲で正となっている (Figure 4 - 52 左図)。A1B 実験と 20C 実験を比較すると、温暖化に伴って陸上の 12°-15°N で負、16°-28°N で正の変化となっている (Figure 4 - 52 右図)。温暖化に伴うこの変化は、気温の南北勾配が 15°N 以南で弱まり、16°N 以北で強くなったことを意味している。このため、AEJ のコアが北上したと考えられる。

次に、15°N 上空の気温の南北勾配の鉛直分布 (Figure 4 - 53) から、AEJ に伴う東風領域がより上空まで広がった要因を検討する。A1B 実験では、地表から 400 hPa 付近まで気温が正の勾配となっている (Figure 4 - 53 左図)。20C 実験の結果と比較すると、地表から 700-800 hPa までは負となっており、そこから上空は正の変化となっている (Figure 4 - 53 右図)。これは、温暖化に伴い地表から 700-800 hPa までの正の南北勾配が小さくなり、そこから 400 hPa までは勾配が大きくなっていることを意味している。この温度勾配の変化のため、AEJ に伴う東風領域がより上空まで広がったと考えられる。

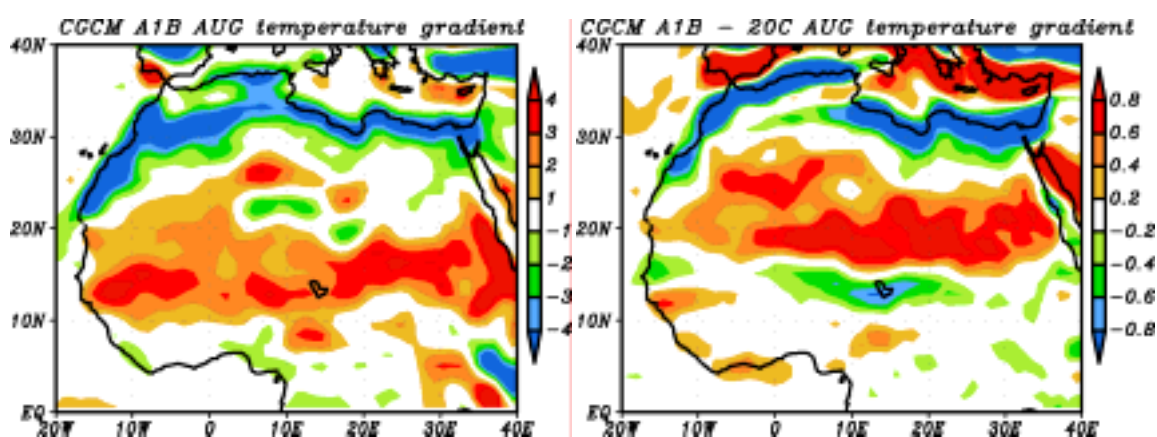


Figure 4 - 52 北アフリカの 8 月の地表気温の南北勾配 (K/1°lat.)。(左) A1B 実験の値。(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化。

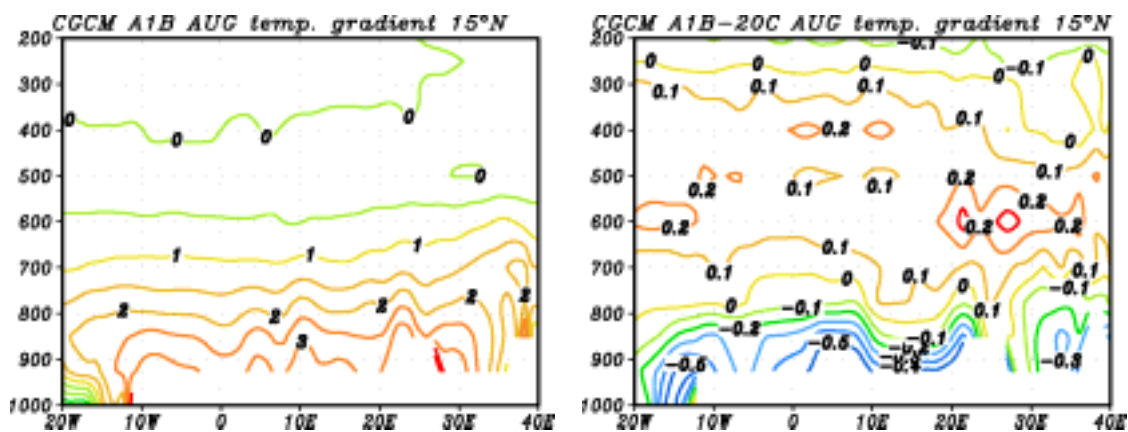


Figure 4 - 53 15°Nにおける8月の南北気温勾配の鉛直分布(K/1°lat.).(左)A1B実験の値.
(右)A1B実験の20C実験からの変化.

以上、数値モデルによる温暖化実験において、21世紀末のJJAのサハラ砂漠域・サヘル
の降水量が増加するメカニズムを検討した。北アフリカでは、温暖化に伴いアフリカモン
スーンが強化し、ギニア湾からの水蒸気移流が増加するため、内陸で降水量が増加する。
また、降水量の増加に伴う内陸の土壤水分の増加、地表気温の南北勾配の変化に伴うAEJ
のコアの北上が確認できた。

第3項 中央アジア

A1B実験の20C実験からの地表気温の変化をFigure 4-54に示す。JJAは、高度3000
m以上のヒマラヤ山脈の昇温が特に大きい。ヒマラヤ山脈北側の乾燥・半乾燥地域（灰
色のラインで囲んだ領域）では4~5の変化となっている（Figure 4-54左図）。DJFは
乾燥・半乾燥地域の変化がJJAより大きく、5以上上昇している（Figure 4-54右図）。

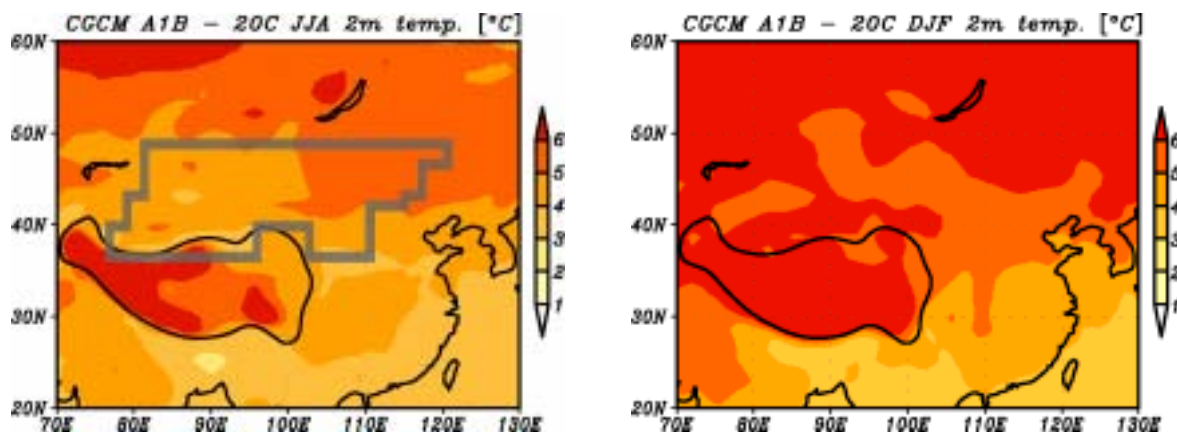


Figure 4 - 54 A1B実験における中央アジアの(左)JJA,(右)DJFの気温の変化()。コ
ンターは高度3000mを示す。

上記のように、他の乾燥・半乾燥地域に比べ、中央アジアでは気温の変化が大きい。特
にDJFは領域平均で6以上の昇温となっている。そこで、中央アジアの乾燥・半乾燥地

域 (Figure 4 - 54 左図で灰色のラインで囲んだ領域) における最高気温・最低気温の温室効果気体の増加に伴う変化を検討する。1900 年から 2100 年までの 7 月・1 月の最高気温・最低気温の時系列を Figure 4 - 55 に示す。なお、この図では 1900-2000 年は 20C 実験の結果、2001 年以降は A1B 実験の結果を使用している。まず、7 月のトレンドに注目すると、最低気温が最高気温の 2 倍以上となっている。20 世紀中の最低気温は 0 以下であるが、21 世紀末には 0 を下回ることがなくなっている。これに対して、1 月は最高気温のトレンドが最低気温の値を上回っている。以上のように、中央アジアでは温室効果気体の増加に対する 7 月の最低気温の応答が大きい。なお、F 検定の結果、中央アジアにおける最高・最低気温のトレンドは 7 月・1 月ともに有意水準 1% で有意であった。

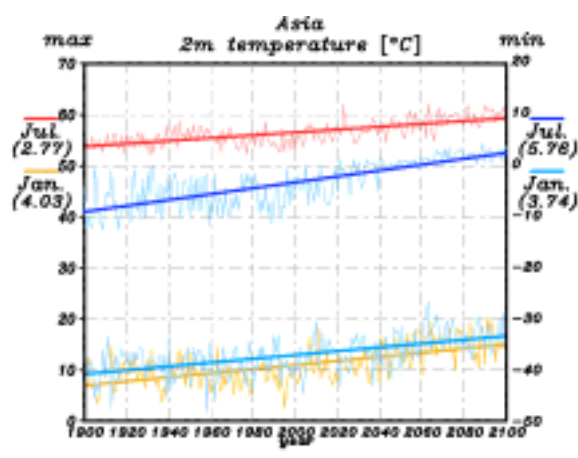


Figure 4 - 55 中央アジアの 7 月・1 月の最高気温・最低気温の経年変化 ()。2000 年までは 20C 実験、2001 年以降は A1B 実験の値を示す。最高気温は 7 月が赤、1 月がオレンジ、最低気温は 7 月が紺、1 月が水色に対応している。細い線は各年の値、太い線は回帰直線を示す。() 内の数値は 100 年あたりの変化を示す。

次に、降水量の変化に注目する。JJA は、温暖化に伴いヒマラヤ山脈やその北部の乾燥・半乾燥地域で降水量が増加している (Figure 4 - 56 左図)。広い範囲で 20%以上の統計的に有意な増加となっている。DJF は、JJA より広い範囲で降水が増加している (Figure 4 - 56 右図)。ヒマラヤ山脈以北のほとんどの領域で統計的に有意な増加となっており、増加率は 20%を超えている。

中央アジアの乾燥・半乾燥地域 (Figure 4 - 54 左図で灰色のラインで囲んだ領域) の降水特性の変化に注目すると、7 月の降水日数は変化していないが、最大降雨強度が増大している (Figure 4 - 57)。一方、1 月は降水日数が増加するとともに、最大降雨強度も漸増している。以上のことから、中央アジアの降水量の増加に対し、JJA は降雨強度の増大の寄与が大きく、DJF は降雨強度の増大に加えて降水日数の増加が寄与していると考えられる。なお、F 検定の結果、1 月の降雨強度および 7 月・1 月の降水日数のトレンドは有意水準 1% で有意であった。

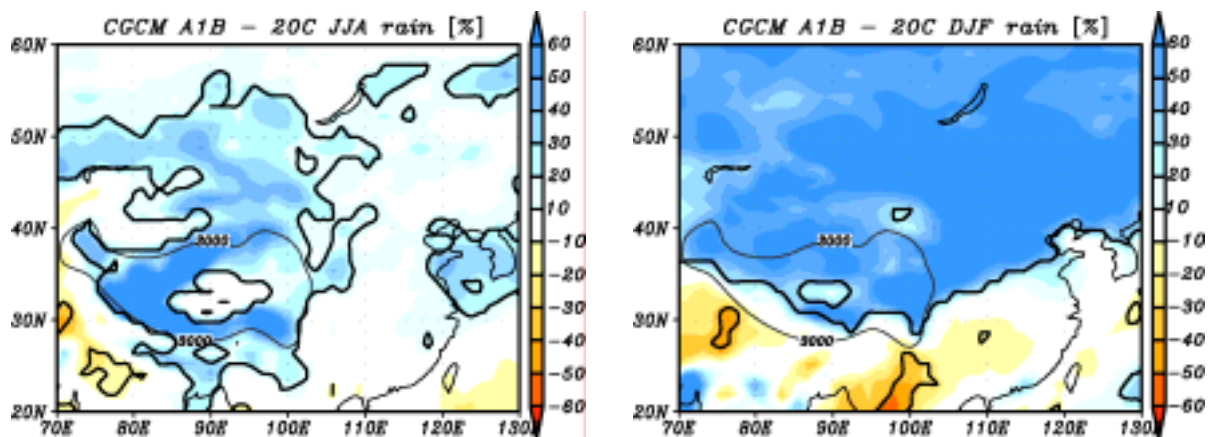


Figure 4 - 56 A1B 実験における中央アジアの(左)JJA (右)DJF の降水量の変化の割合(%).
 凡例は Figure 4 - 40 と同様 . 数値つきのコンターは高度 3000 m を示す .

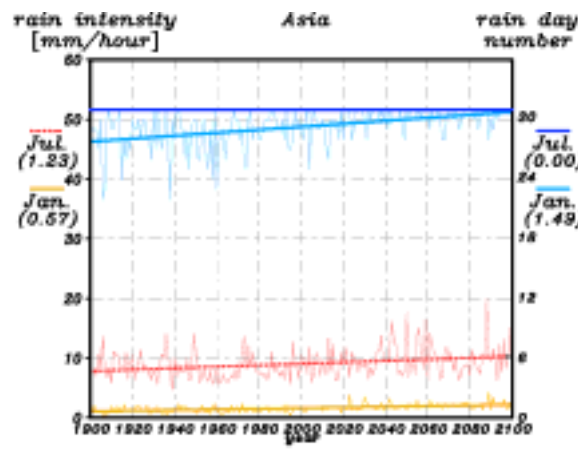


Figure 4 - 57 中央アジアの 7 月・1 月の最大降雨強度・降水日数の経年変化 . 凡例は Figure 4 - 41 と同様 .

上記のように、中央アジアでは、温室効果気体の増加に伴い JJA の降水量が増加していた。降水量の増加については、地面からの蒸発量の増加や、周辺地域からの水蒸気輸送の増加による下層比湿の増加が寄与していると考えられる。そこで、まず 20C 実験と A1B 実験の蒸発量を比較し、その変化を検討する。20C 実験では、ヒマラヤ山脈北側の乾燥・半乾燥地域 (Figure 4 - 54 左図で灰色のラインで囲んだ領域) では、広い範囲で蒸発量が 2 mm/day 以下と、周辺地域に比べて値が小さい (Figure 4 - 58 左図)。A1B 実験の 20C 実験からの変化を求めると、ヒマラヤ山脈北部の乾燥・半乾燥地域では広い範囲で蒸発量が増加しており、中には 20C 実験に対して 20%以上増加している領域もある (Figure 4 - 58 右図)。乾燥・半乾燥地域の領域平均では、蒸発量は 0.42 mm/day の増加となっている。温暖化に伴う降水量の増加は領域平均で 0.44 mm/day であることから、中央アジアの乾燥・半乾燥地域では、温暖化に伴う降水量の増加に対して、蒸発量の増加の寄与が大きいことが確認された。

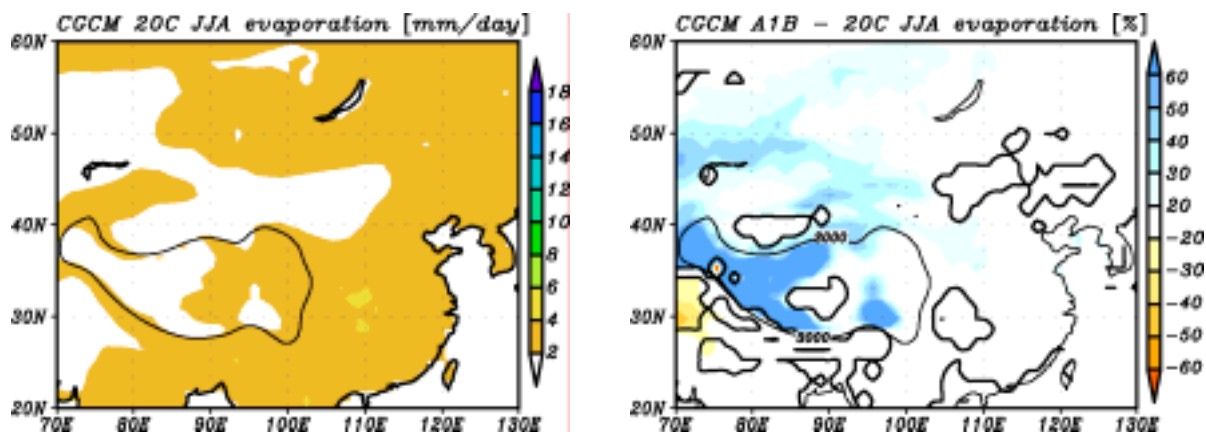


Figure 4 - 58 中央アジアの JJA の蒸発量 (mm/day)。(左) 20C 実験の値。コンターは高度 3000 m を示す。(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化の割合 (%)。コンターは t 検定による 95%信頼区間を示す。数値つきのコンターは高度 3000 m を示す。

次に、下層の水蒸気移流の変化を検討する。鉛直積分 (1000-700 hPa) した 20C 実験の JJA の水蒸気移流の水平分布図から、ヒマラヤ山脈北部に位置するタクラマカン砂漠・ゴビ砂漠等の乾燥・半乾燥地域には、北西から水蒸気が供給されていることが確認できる (Figure 4 - 59 左図)。A1B 実験と 20C 実験の水蒸気移流の差を求めると、乾燥・半乾燥地域である 40°N 付近で西風となっており、温暖化に伴う北西からの水蒸気移流の強化を示している (Figure 4 - 59 右図)。ここで、ヒマラヤ山脈北側の乾燥・半乾燥地域に BOX をとり、20C 実験と A1B 実験による水蒸気収支を計算してみた (Figure 4 - 60)。A1B 実験では、BOX の西側からの水蒸気の流入が 20C 実験より 2.45×10^{12} kg/day 増加し、約 2 倍の 5.37×10^{12} kg/day となっている。北側からの流入も、20C 実験より 0.30×10^{12} kg/day 増加し、A1B 実験では 3.46×10^{12} kg/day となっており、BOX 内の収束が強化している。ただし、A1B 実験では南側・東側からの流出も増加しているため、収束の変化量は小さい。以上のように、中央アジアの乾燥・半乾燥地域では、北西からの水蒸気の流入の増加に伴う収束の強化が、温暖化に伴う降水量の増加に寄与している可能性が示された。

谷田貝・安成 (1997) は観測値に基づき、ヒマラヤ山脈北側のタクラマカン砂漠には、夏季に北西のオビ川流域から水蒸気が輸送されていることを指摘している。本研究で温暖化に伴う中央アジアの JJA の変化を調べた結果、このような北西からの水蒸気輸送の増加が確認された。ただし温暖化に伴う降水量の増加には、気温の上昇に伴う蒸発量の増加の寄与が大きい。

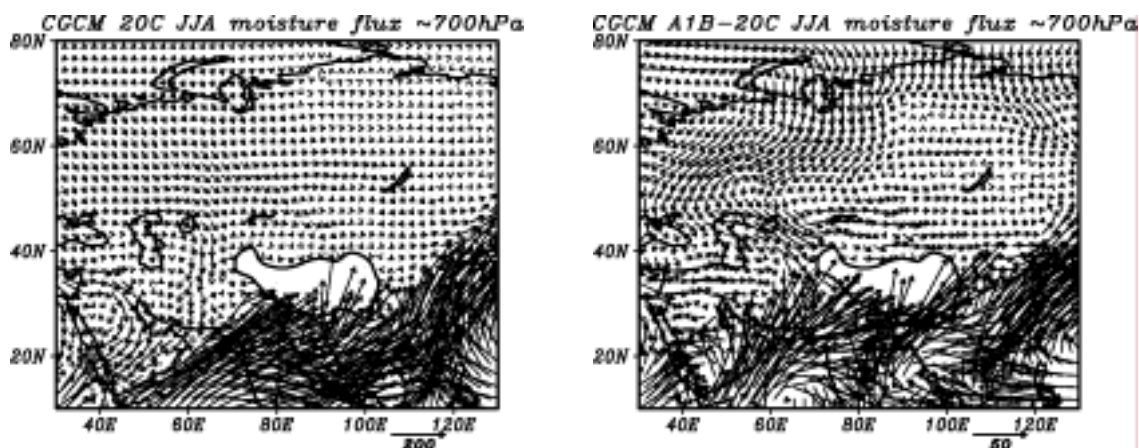


Figure 4 - 59 中央アジアの JJA の水蒸気移流 (kg/kg·m/s) の鉛直積分 (1000-700 hPa). (左) 20C 実験の値 . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 . 高度 3000 m 以上の領域はプロットしていない .

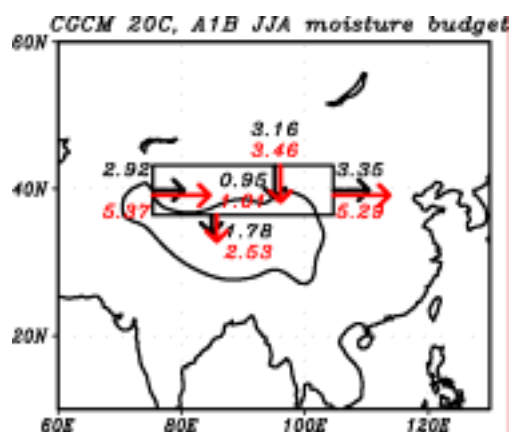


Figure 4 - 60 20C 実験と A1B 実験による中央アジアの JJA の水蒸気収支 . 数字は各辺の通過量 (10^{12} kg/day). BOX 内の数字は 4 辺の通過量の残差 . 黒字が 20C 実験 , 赤字が A1B 実験の値を示す . コンターは高度 3000 m を示す .

第4項 オーストラリア

A1B 実験の 20C 実験からの地表気温の変化を Figure 4 - 61 に示す . オーストラリアは JJA・DJF とともに昇温が 5 以下であり , 他の乾燥・半乾燥地域に比べて変化が小さい . JJA は , 30°S 以南の変化が 4 以下であり , 特に変化が小さい (Figure 4 - 61 左図) . DJF は , 陸上ではほぼ全域で 5 以下の変化となっている (Figure 4 - 61 右図) .

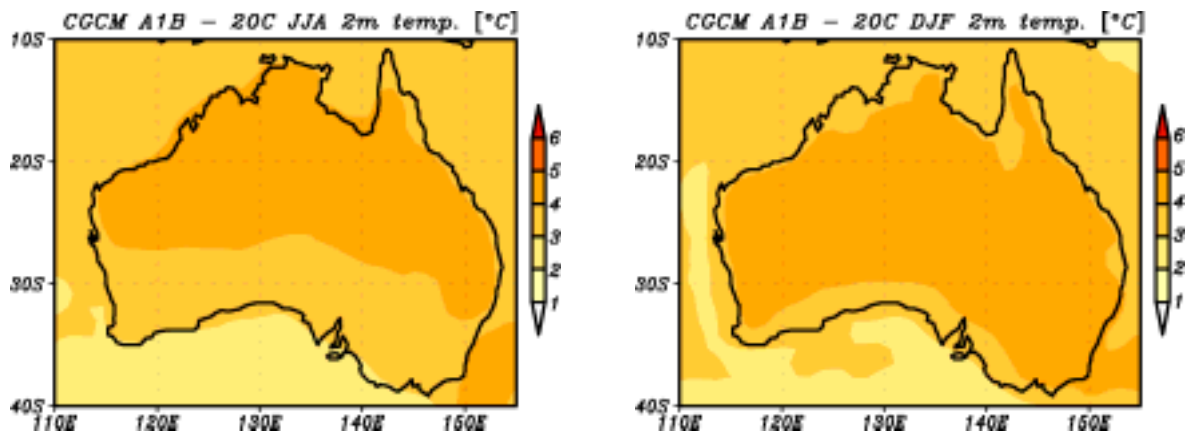


Figure 4 - 61 A1B 実験におけるオーストラリアの(左)JJA ,(右)DJF の気温の変化()。

続いて降水量の変化に注目する。オーストラリアでは、気温と同じく、降水量の変化も他の乾燥・半乾燥地域より小さい。JJA は大陸西岸で降水量が減少しており、北部で増加しているが、内陸部の乾燥・半乾燥地域の変化は小さい (Figure 4 - 62 左図)。オーストラリアで、年間で最も多くの降水が観測される DJF は、135°E 以東で統計的に有意な増加となっているが、内陸部の変化は小さい (Figure 4 - 62 右図)。以上のように、オーストラリアの降水量の変化は小さいが、Figure 4 - 62 左図において灰色のラインで囲んだ内陸の領域平均では、温暖化に伴い降水量が JJA・DJF とともに僅かに増加している。

Figure 4 - 62 左図で灰色のラインで囲んだ内陸の降水特性の変化に注目すると、7月 は温暖化に伴い最大降雨強度が増大する一方、降水日数は減少している (Figure 4 - 63)。また、1月 は最大降雨強度の増大に加えて、変動は大きい が降水日数も増加している。以上のことから、中央アジアと同じく、オーストラリアの降水量の増加に対し、JJA は降雨強度の増大の寄与が大きく、DJF は降雨強度の増大と降水日数の増加が寄与していると考えられる。F 検定の結果、7月・1月の降雨強度および7月の降水日数のトレンドは有意水準1%で有意であった。

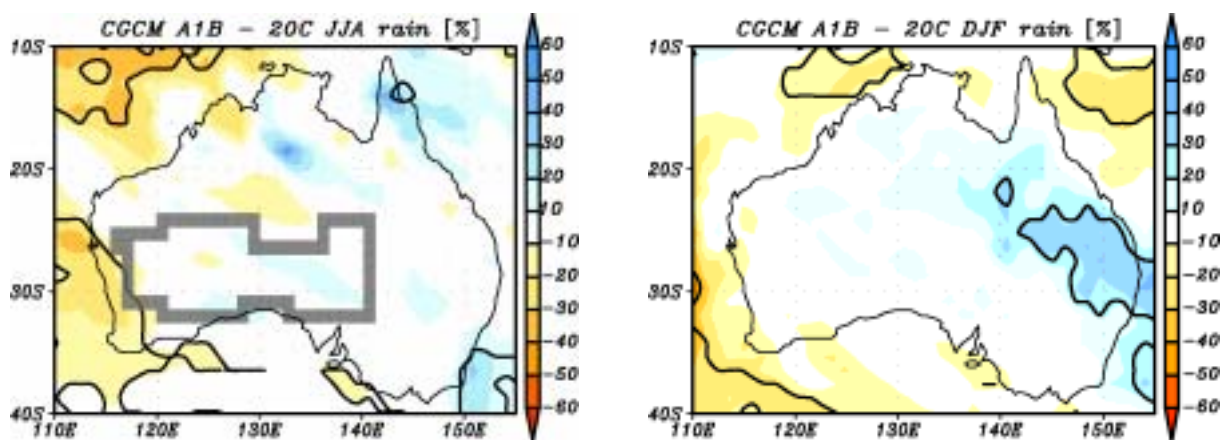


Figure 4 - 62 A1B 実験におけるオーストラリアの(左)JJA ,(右)DJF の降水量の変化の割合(%)。凡例は Figure 4 - 40 と同様。

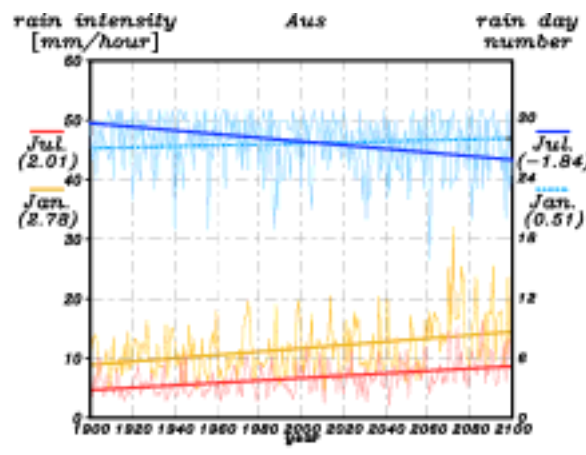


Figure 4 - 63 オーストラリアの7月・1月の最大降雨強度・降水日数の経年変化 凡例は Figure 4 - 41 と同様 .

ここで、オーストラリアの DJF の温暖化に伴う降水量の増加メカニズムを検討する。DJF のオーストラリアは、モンスーンのため南部より北部の降水が多い (Figure 4 - 28)。水蒸気源であるオーストラリア周辺の海域に注目すると、A1B 実験の海面水温はオーストラリア大陸の北部・東部で 3 以上上昇している (Figure 4 - 64)。このため、下層の比湿が増加している。水蒸気移流の鉛直積分 (Figure 4 - 65 左図) を求めると、DJF のオーストラリアでは大陸の北の海上から内陸へ水蒸気が供給されている。温暖化に伴う水蒸気移流の変化を求めると、130°E 以東では北風が強化しており、北からの水蒸気供給が増加していることが確認できる (Figure 4 - 65 右図)。そこで、オーストラリア内陸部に BOX をとり、20C 実験と A1B 実験による水蒸気収支を計算してみた (Figure 4 - 66)。20C 実験では、BOX の北側・東側から水蒸気が流入している。これに対して、A1B 実験では北側からの流入が 20C 実験より 1.36×10^{12} kg/day 増加し、 5.61×10^{12} kg/day となっている。20C 実験では水蒸気が流入していた東側は、A1B 実験ではベクトルが逆向きになり、 0.79×10^{12} kg/day の流出となっている。また、A1B 実験の西側からの流出は 0.63×10^{12} kg/day と、20C 実験より 1.81×10^{12} kg/day 減少している。以上のように、A1B 実験では北側からの水蒸気の流入が増加し、西側からの流出が大幅に減少しており、トータルでは 20C 実験より収束が強化している。このため、温暖化に伴いオーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域において降水量が増加していると考えられる。

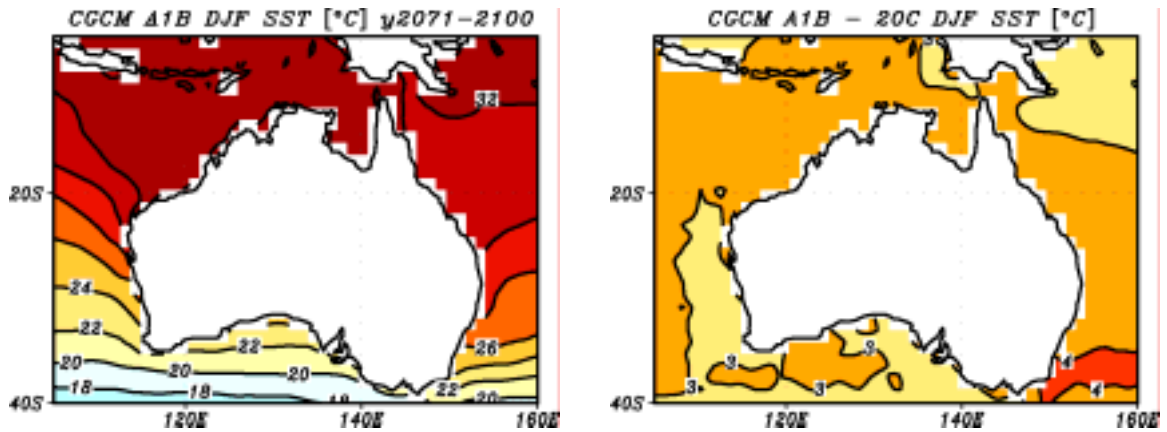


Figure 4 - 64 オーストラリア周辺の DJF の海面水温 (). (左) A1B 実験の値 . (右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 .

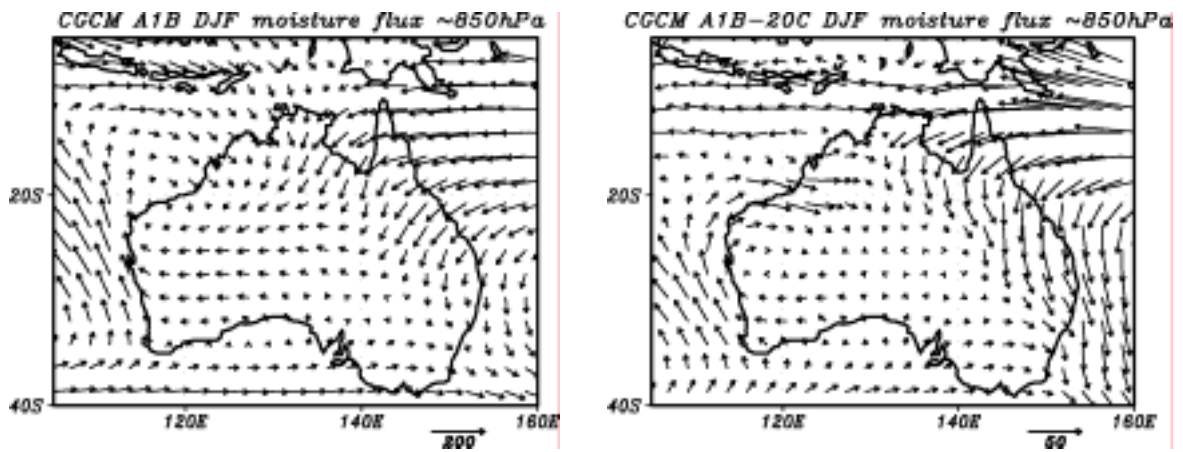


Figure 4 - 65 オーストラリアの DJF の水蒸気移流(kg/kg· m/s)の鉛直積分(1000-850 hPa). (左) A1B 実験の値 ,(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化 . ベクトルは一つおきにプロットした .

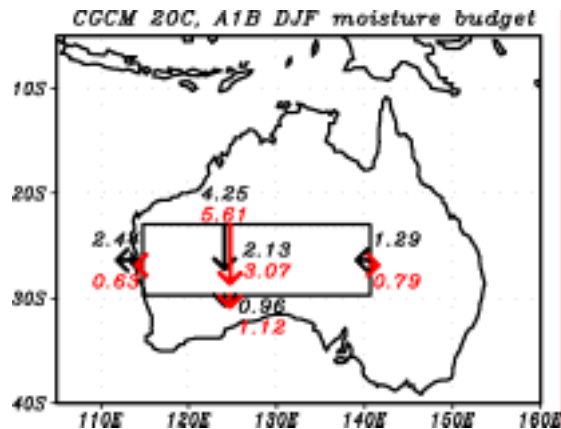


Figure 4 - 66 20C 実験と A1B 実験によるオーストラリアの DJF の水蒸気収支 . 数字は各辺の通過量 (10^{12} kg/day) . BOX 内の数字は 4 辺の通過量の残差 . 黒字が 20C 実験 , 赤字が A1B 実験の値を示す .

第5項 アメリカ西部

アメリカ西部における A1B 実験の 20C 実験からの地表気温の変化を Figure 4 - 67 に示す。アメリカ西部の乾燥・半乾燥地域 (Figure 4 - 67 左図で灰色のラインで囲んだ領域) では、他の乾燥・半乾燥地域に比べて変化が大きく、JJA は 5 以上の昇温となっている (Figure 4 - 67 左図)。DJF も JJA と同様に変化が大きく、4 以上の昇温である (Figure 4 - 67 右図)。DJF は特に高度 1000 m 以上の領域で 5 以上昇温しており、変化が大きい。

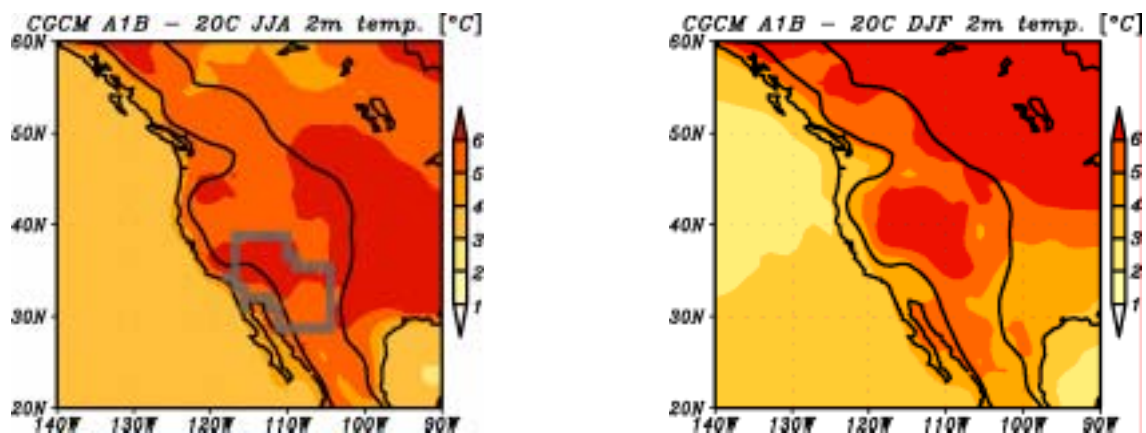


Figure 4 - 67 A1B 実験におけるアメリカ西部の (左) JJA, (右) DJF の気温の変化 ()。コンターは高度 1000 m を示す。

アメリカ西部の乾燥・半乾燥地域 (Figure 4 - 67 左図で灰色のラインで囲んだ領域) における、1900 年から 2100 年までの 7 月・1 月の最高気温・最低気温の時系列を Figure 4 - 68 に示す。7 月のアメリカ西部では、最低気温より最高気温の変化が大きい。1 月は最高・最低気温ともに変化が大きい、特に最低気温の 100 年あたりの変化は 5 以上である。なお、F 検定の結果、アメリカ西部の最高・最低気温のトレンドは 7 月・1 月ともに有意水準 1% で有意であった。

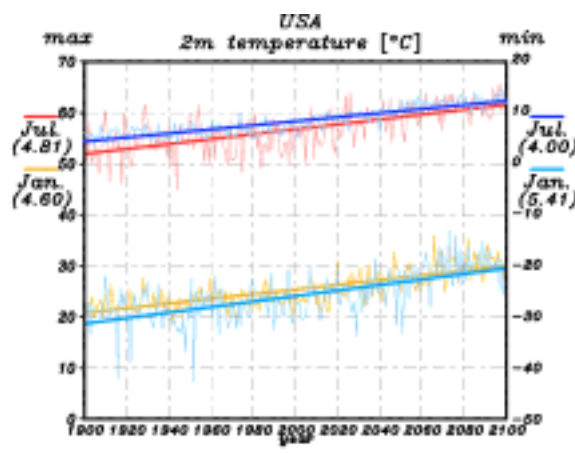


Figure 4 - 68 アメリカ西部の 7 月・1 月の最高気温・最低気温の経年変化 ()。凡例は Figure 4 - 55 と同様。

次に、アメリカ西部の降水量の変化に注目する。アメリカ西部では、JJA は 30° - 40° N の沿岸部で降水量が増加しているが、 40° N 以北や 105° W 以東の内陸部で減少している (Figure 4 - 69 左図)。一方、DJF は 40° N 以北と 30° N 以南で統計的に有意な変化を示している (Figure 4 - 69 右図)。 40° N 以北では降水量が増加するのに対し、 30° N 以南では減少している。DJF のアメリカ西部では、 40° N 以北の沿岸部の降水が多い (Figure 4 - 34)。このことから、上記のような温暖化に伴うアメリカ西部の変化は、現在降水が観測されている 40° N 以北の沿岸部では降水が増加する一方、現在乾燥している 30° N 以南ではより乾燥化が進む可能性を示している。

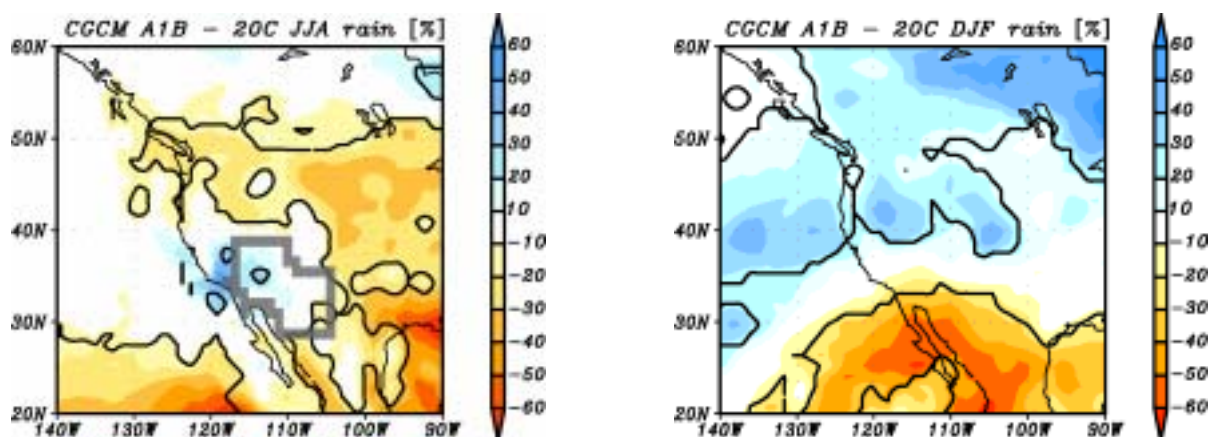


Figure 4 - 69 A1B 実験におけるアメリカ西部の (左) JJA , (右) DJF の降水量の変化の割合 (%)。凡例は Figure 4 - 40 と同様。

アメリカ西部の乾燥・半乾燥地域 (Figure 4 - 69 左図で灰色のラインで囲んだ領域) では、比較対象とした 5 ヶ所の乾燥・半乾燥地域の中で唯一 21 世紀末の降水量が JJA・DJF とともに減少していた。そこで、アメリカ西部の乾燥・半乾燥地域における、温暖化に伴う 7 月・1 月の最大降雨強度と降水日数の変化を検討する。7 月の最大降雨強度は、経年変動が大きいものの、温暖化に伴って増大している (Figure 4 - 70)。7 月の降水日数はほとんど変化していない。1 月も、7 月に比べて変化は小さいが最大降雨強度が増大している。一方、1 月の降水日数は温暖化に伴い減少している。これらのことから、DJF のアメリカ西部では温暖化に伴って降雨強度が大きくなるものの、降水回数が少なくなるため、降水が減少すると考えられる。なお、F 検定の結果、7 月・1 月の降雨強度および 1 月の降水日数のトレンドは有意水準 1% で有意であった。

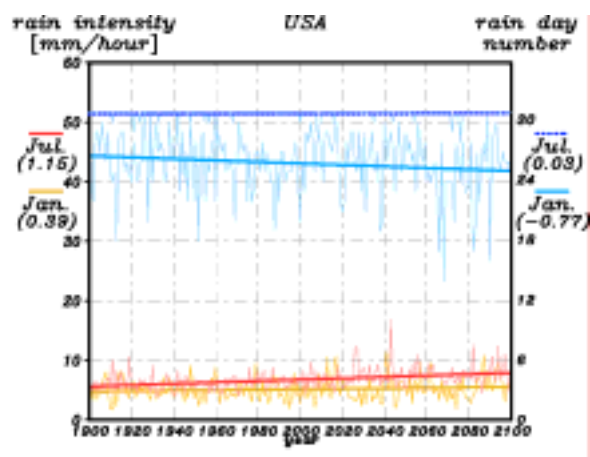


Figure 4 - 70 アメリカ西部の7月・1月最大降雨強度・降水日数の経年変化．凡例は Figure 4 - 41 と同様．

ここで、30°N 以南で降水量が減少した DJF に注目し、その変化のメカニズムを検討する．DJF の水蒸気移流の鉛直積分 (Figure 4 - 71 左図) を求めると、アメリカ西部では太平洋から内陸へ水蒸気が供給されている．温暖化に伴う変化を求めると、乾燥・半乾燥地域では西からの流入が増加しているのと同時に、大西洋への流出も増加していることが確認できる (Figure 4 - 71 右図)．乾燥・半乾燥地域に BOX をとり、20C 実験と A1B 実験による水蒸気収支を計算してみた (Figure 4 - 72)．20C 実験では、BOX の西・北側からの流入より、東・南側の流出が大きく、乾燥・半乾燥地域は水蒸気の発散場となっている．A1B 実験では流入・流出量がともに増加するため、発散量が増大している．図は示していないが、温暖化に伴うアメリカ西部の蒸発量の変化は 0.01 mm/day 以下と小さい．これらのことから、アメリカ西部では水蒸気移流の変化が降水量の変化に寄与していると考えられる．

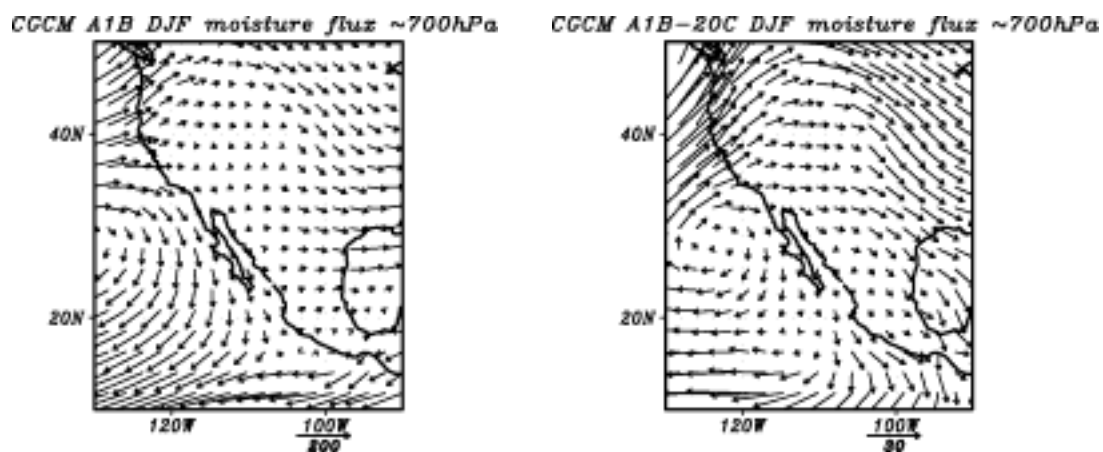


Figure 4 - 71 アメリカ西部の DJF の水蒸気移流 (kg/kg·m/s) の鉛直積分 (1000-700 hPa)．(左) A1B 実験の値、(右) A1B 実験の 20C 実験からの変化．ベクトルは一つおきにプロットした．

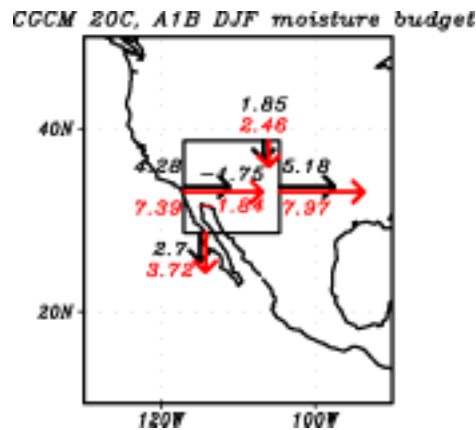


Figure 4-72 20C 実験と A1B 実験によるアメリカ西部の DJF の水蒸気収支 .数字は各辺の通過量 (10^{12} kg/day). BOX 内の数字は 4 辺の通過量の残差 . 黒字が 20C 実験 , 赤字が A1B 実験の値を示す .

Cayan (1996) は観測値に基づき , DJF のアメリカ西部では融雪に伴う流出が水資源に大きな影響を与えていると指摘している . そこで 20C 実験と A1B 実験の積雪量を比較し , 温暖化に伴う変化を検討してみる . 20C 実験では , 35°N 以北の高度 1000 m 以上の領域に積雪がある (Figure 4-73 左図) . これに対して , A1B 実験では積雪範囲が大幅に縮小しており , 積雪は高度 1500 m 以上の領域にのみ残っている (Figure 4-73 右図) . このような積雪の減少に伴い , 流出量は沿岸部では 40°N 以南 , 内陸部では 50°N 付近まで減少している (Figure 4-74) . アメリカ西部の乾燥・半乾燥地域における温暖化に伴う DJF の降水量の変化は -18.4% であるが , 積雪が大幅に減少するため , 流出量は -82.4% と大きく減少している .

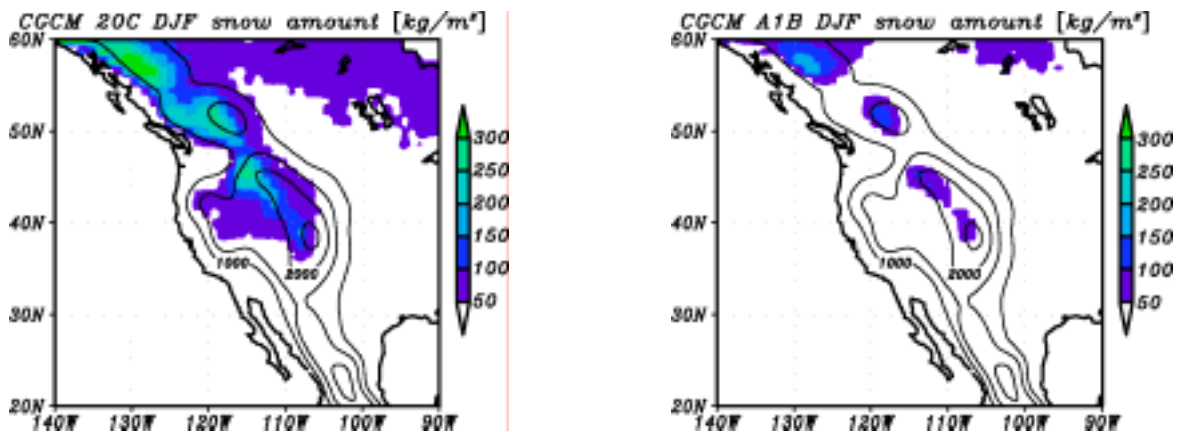


Figure 4-73 (左)20C 実験と(右)A1B 実験によるアメリカ西部の DJF の積雪量 (kg/m^2) . コンターは高度 1000 m 以上に 500 m 毎に引いた .

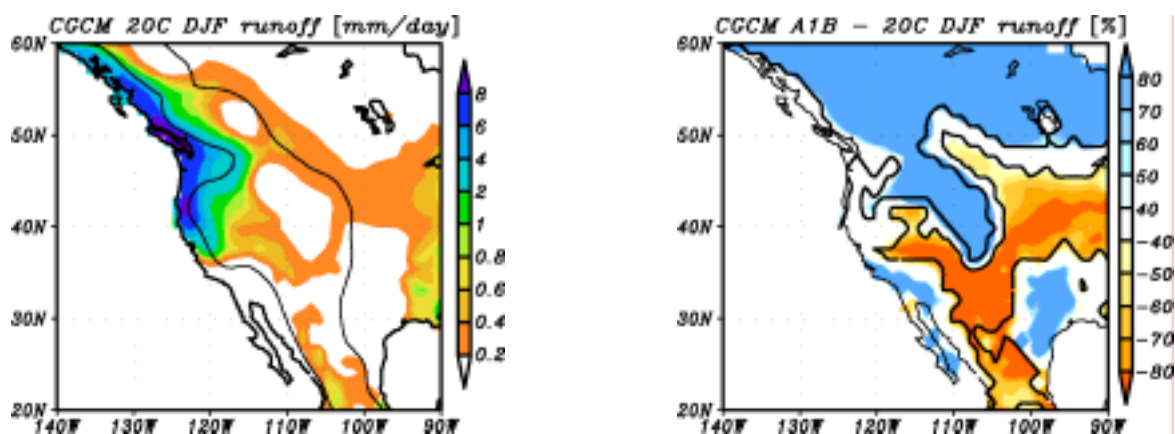


Figure 4 - 74 アメリカ西部のDJFの流出量 (mm/day)。(左)20C実験の値。コンターは高度1000 mを示す。(右)A1B実験の20C実験からの変化の割合(%)。コンターはt検定による95%信頼区間を示す。

温暖化に伴う流出量の減少のため、アメリカ西部の乾燥・半乾燥地域ではDJFの土壤水分が減少している(Figure 4-75右図)。沿岸部では40°N以南で有意な減少となっており、内陸部では高度の大きい領域を除いて45°N以北でも減少している。降水量の変化(Figure 4-69右図)と比較すると、土壤水分の減少する範囲は降水量の減少する領域より広く、北に広がっている。Figure 4-69左図で灰色のラインで囲んだ領域の平均値を求めると、温暖化に伴う土壤水分の変化は-24.0%であり、降水量の変化-18.4%より温暖化に伴う変化が大きい。以上をまとめると、DJFのアメリカ西部では、温暖化に伴う降水量の減少に加え、積雪量の減少が流出量の減少をもたらすため、広い範囲で土壤水分が減少している。

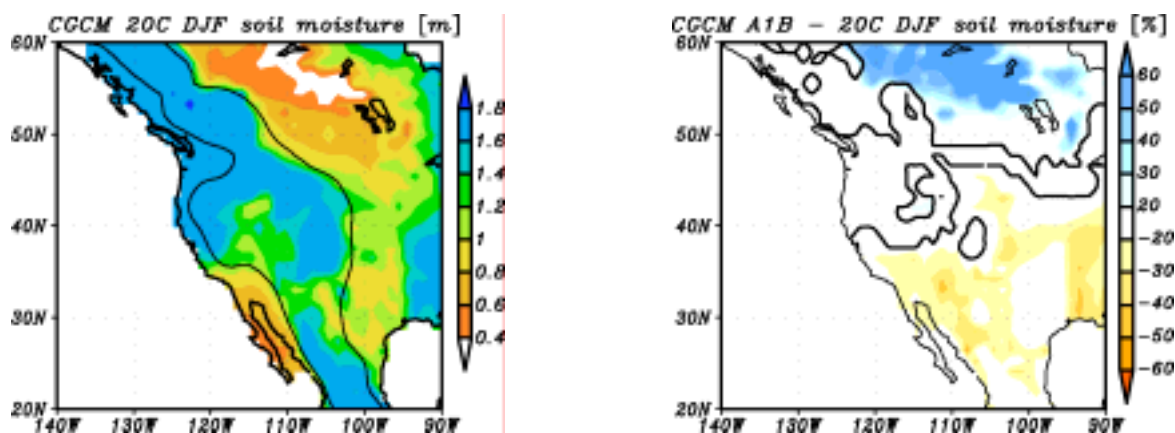


Figure 4 - 75 アメリカ西部のDJFの土壤水分量 (m)。(左)20C実験の値。コンターは高度1000 mを示す。(右)A1B実験の20C実験からの変化の割合(%)。コンターはt検定による95%信頼区間を示す。

以上のように、DJFのアメリカ西部では温暖化に伴う水蒸気移流の変化のため、30°N以南で降水量が減少していた。また、昇温による積雪量の減少のため、DJFの流出量は約80%減少する。降水量と流出量の減少によって、DJFのアメリカ西部では土壤水分も減少する。

第5節 まとめ

本章では、CCSR・NIES・FRCGCが開発した、大気が約100 km、海洋が約20 kmという高解像度の気候海洋結合モデルによる数値実験によって、地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の水循環変動を明らかにした。対象としたのは、南北半球の5ヶ所の乾燥・半乾燥地域（サハラ砂漠域、サヘル、中央アジア、オーストラリア内陸、アメリカ西部）である。

まず、モデルによる現在気候の再現性を確認するため、自然起源と人為起源の外部強制力を考慮した20世紀気候再現実験結果を観測値と比較した。実験と観測値の気温を比較した結果、全ての乾燥・半乾燥地域で季節変化の再現性が確認できた。実験結果と観測値の月平均気温の差は最大2.37（中央アジアの7月）、JJA・DJFの季節平均値の差は1.95（中央アジアのJJA）以下でいずれも小さかった。また、20世紀気候再現実験の最後30年間の標準偏差は、各地とも観測値を大きく上回ることはなく、結合モデルの気温が現実の経年変動の振幅を再現していることが示唆された。

次に、20世紀気候再現実験の降水量と観測値を比較した結果、明確な季節変化が見られるサヘル・中央アジア・オーストラリア・アメリカ西部の季節変化の再現性が確認できた。ただし、結合モデルは概して降水量を過大評価しており、季節平均値の差は最大で0.97 mm/day（アメリカ西部のJJA）であった。また、経年変動も中央アジアを除いて結合モデルの方が大きい月が多かった。

以上、観測値に対するモデルのバイアスは、気温の季節平均値ならば1.95と小さい。一方、降水量のバイアスはやや大きい。経年変動は現実的であることが確認できた。そこで、IPCCの温室効果気体排出シナリオA1Bによる温暖化実験結果を20世紀気候再現実験結果と比較し、全球および乾燥・半乾燥地域における温暖化に伴う気温と降水量の変化を検討した。

A1B実験において、全球平均ではJJA・DJFそれぞれ4.05・4.17の昇温であった。DJFの方が気温の上昇が大きいのは、DJFにユーラシア大陸や北米大陸の中高緯度の広い範囲で気温が上昇しているためである。乾燥・半乾燥地域では温暖化が強く表れる傾向があり、JJAのオーストラリアを除いた全ての地域で全球平均を上回る変化を示した。特にDJFの中央アジア、JJA・DJFのアメリカ西部・サハラ砂漠域では領域平均で5以上昇温しており、変化が大きかった。また、中央アジアでは7月の最低気温の上昇が大きく、アメリカ西部では、1月の最低・最高気温と7月の最高気温の上昇が大きかった。

続いて、温暖化に伴う降水量の変化を検討した。全球平均では、JJA・DJFそれぞれ降水量が6.3%（0.19 mm/day）・6.0%（0.17 mm/day）増加した。乾燥・半乾燥地域では、アメリカ西部を除いて降水量は増加していた。特に、サハラ砂漠域・サヘル・中央アジアでは、JJAの降水量が全球平均の増加率を上回る変化を示していた。サハラ砂漠域・サヘル・中央アジアでは、DJFも降水量が増加しており、特に中央アジアの増加率は63.3%（0.20 mm/day）と突出していた。オーストラリアでは、いずれの季節も変化が小さかった。アメ

リカ西部では、対象とした乾燥・半乾燥地域の中で唯一 JJA・DJF とともに降水量が減少していた。アメリカ西部で最も降水量が多い季節である JJA の変化率は-1%以下であるが、DJF は-18.4% (-0.29 mm/day) と変化が大きく、MAM・SON を含め年間を通して減少傾向となっていた。

乾燥・半乾燥地域では、上記のような降水量の変化だけでなく、温暖化に伴う干ばつの頻度の増加や降雨強度の変化も懸念される。そこで、温暖化に伴う7月・1月の最大降雨強度および降水日数の変化を調べた。その結果、全ての乾燥・半乾燥地域で温暖化に伴い最大降雨強度が増大していた。1月の中央アジアおよびオーストラリアでは降雨強度が増大するとともに降水日数も増加していた。一方、温暖化に伴い降水量が減少する1月のアメリカ西部では、降水日数が減少していた。このことから、アメリカ西部では干ばつの頻度の増加が懸念される。

続いて、乾燥・半乾燥地域における、温暖化に伴う降水量の変化のメカニズムを検討した。温暖化に伴い降水量が増加する JJA のサハラ砂漠域・サヘルでは、サハラ砂漠域からの乾燥した北風の弱化とアフリカモンスーンの強化によって、ギニア湾からの水蒸気移流が増加していた。このような変化は、地球温暖化に伴う北アフリカの変化に関する先行研究 (Maynard et al., 2002) の結果と一致している。また、温暖化実験では気温の南北勾配が変化するため、8月に600 hPaのAEJのコアが北上し、東風領域が上空まで広がっていた。このようなAEJの変化は、第3章で示した、現在気候における8月のサハラ砂漠域の湿潤年の特徴と一致している。

温暖化に伴い JJA の降水量が増加していた中央アジアでは、気温の上昇による蒸発量の増加および北西からの水蒸気移流の増加が降水量の増加に寄与している。

オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域では、温暖化に伴いDJFの降水量が僅かに増加していた。水蒸気収支を計算した結果、温暖化に伴いモンスーンに伴う北からの水蒸気の流入が増加し、西側からの流出が減少するため、収束が強化していた。このような変化のため降水量が増加すると考えられる。

最後に、温暖化に伴い降水量が減少するDJFのアメリカ西部では、蒸発量はほとんど変化しておらず、水蒸気移流の変化が降水量の減少に寄与している。また、昇温によって広い範囲で積雪量が減少するため、流出量が約80%減少していた。降水量および流出量の減少によって、DJFのアメリカ西部では土壌水分が減少していた。

以上、本章では高解像度の大気海洋結合モデルによる温暖化実験結果に基づき、南北半球の5カ所の乾燥・半乾燥地域における将来の水循環変動の予測を検討した。その結果、温暖化に伴い降水量が増加する地域では、最大降雨強度が増大していた。降雨強度の増大は、深刻な土壌浸食を引き起こす可能性があるため、災害への影響が懸念される。また、アメリカ西部のように年間を通して降水量が減少する地域では、周辺に分布する砂漠の拡大や水不足が懸念され、今後はより厳密な水資源管理を行っていく必要性が高い。

第5章 結論

第1節 本研究のまとめ

第1項 乾燥・半乾燥地域における TRMM PR データ精度の検証

自然環境が脆弱である乾燥・半乾燥地域では、降水変動が人間活動に大きな影響を与える可能性が高い。そのため、地球温暖化に伴う気候変動の影響が最も懸念される地域の一つであり、各国で数値モデルによる将来予測が行われている (Gregory et al., 1997; Maynard et al., 2002; Wetherald and Manabe, 2002)。気候変動の予測に使用される数値モデルの性能を評価するためには、精度の高い観測データが必要となる。しかし、地上観測点の分布は世界的に大きな偏りがあり、地上の観測データのみでは気候モデルの検証を行うことは不可能であることから、人工衛星によるリモートセンシングデータが活用されている。世界で初めて人工衛星に搭載された降雨レーダである TRMM PR は、海上・陸上をほぼ均一な条件で観測しており、地上観測点の少ない乾燥・半乾燥地域においては特にその有用性が期待されている。TRMM PR データは地上の観測データとの比較によってその精度が調べられているものの (Kummerow et al., 2000)、乾燥・半乾燥地域を対象にした研究事例は少ない。そこで第2章では、乾燥・半乾燥地域で TRMM PR データを利用する際のガイドラインとなるような知見を得ることを目的とし、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域を対象に地上観測データと比較することによって TRMM PR の降水データ精度の検証を行った。

データの比較は、地上観測点および TRMM PR の観測ピクセルが十分確保できるグリッドのみを対象とした。1998年から3年間のデータを使用し、時間スケールは月平均・季節平均・3年間の季節平均、空間解像度は $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 、 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 、 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ 、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドで比較した。その結果、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの TRMM PR 降水量データは、月平均値では 0.36 mm/day 以上の経年変化を推定できた。季節平均値では日降水量が 0.84 mm 以上の場合は TRMM PR データの値が信頼できると判断された。 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの季節平均値のバイアスの範囲は $-14.85 \sim 32.05\%$ であった。また、季節平均値では 0.42 mm/day 以上の経年変化の推定が可能であった。3年間の季節平均値では、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの TRMM PR データの値は年間を通して信頼でき、バイアスの範囲は $-8.85 \sim 30.35\%$ であった。3年間の季節平均値ならば、 $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドデータの値も年間を通して信頼でき、バイアスは $-11.56 \sim 38.06\%$ であった。

TRMM PR の3年間の季節平均値のバイアスは、MAM は負、SON・DJF は正であった。バイアスの季節変化と降水特性の季節変化の関連を調べるため、TRMM PR のパスデータから降水イベントを抽出し、その数を比較した。その結果、降雨強度と降雨頂高度が大きい対流性降水イベントが TRMM PR の正のバイアスに寄与していることが示唆された。これは、積算降水量を TRMM PR の瞬間の観測値から求めていることが一つの要因である。

また、上空で降水が観測されていても、地表に届くまでに蒸発してしまうという乾燥・半乾燥地域特有の現象も要因であると考えられる。

乾燥・半乾燥地域を対象にした TRMM PR データの精度に関するこれまでの研究では、限られた季節しかデータを信頼することができないとされていた。しかし、本研究で複数の時空間スケールで比較を行った結果、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域では、 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドの季節平均日降水量が 0.84 mm 以上であれば信頼でき、3 年間の季節平均値ならば $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ 以上のグリッドの値が信頼できることを示した。また、グリッドの面積を $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ と広くすることによって、バイアスは含まれるが月および季節平均降水量の経年変化を推定することが可能であることが確認できた。これらのことは、他の乾燥・半乾燥地域においても、グリッドの面積を広くすることによって TRMM PR データの活用が可能であることを示唆している。

第 2 項 サハラ砂漠域における降水の季節・経年変動

第 2 章の乾燥・半乾燥地域における TRMM PR データの精度に関する定量的な検証をふまえて、第 3 章では TRMM PR データを使用して乾燥・半乾燥地域の降水特性を明らかにした。世界最大の乾燥・半乾燥地域であるサハラ砂漠域 (20° - 30° N, 10° W- 30° E) を対象とし、1998-2001 年の TRMM PR データによって経緯度 $10.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$ グリッドで降水の季節変動を調べた。その結果、サハラ砂漠域の主たる降水エリアは以下のような季節変化をしていた。10-4 月は主に北部で降水が観測される冬雨期、7-9 月は南部の降水が多い夏雨期であった。また、5-6 月は北部・南部両方で降水が観測される、降水タイプの遷移期であった。また、年間を通してサハラ砂漠域東部の降水は少量であった。NCEP 再解析データを使用して、上記のような降水エリアの遷移には、サハラ砂漠域周辺の東西風・比湿の季節変化が関連していることを明らかにした。

次に、サハラ砂漠域の降水量の経年変動と大気大循環場の変化との関連を明らかにした。地上観測データが整備されているオーストラリアにおいて、サハラ砂漠域と同程度に降水量が少ないグリッドで、TRMM PR によって観測された降水イベント数が降水量の経年変動の指標となりうることを確認できた。このことから、TRMM PR 降水量だけでなく TRMM PR によって観測された降水イベント数に基づき、サハラ砂漠域の多雨年と少雨年を分類した。ここでは、サハラ砂漠域の降水量が相対的に多く、降水量の経年変動が大きい 5 月と 8 月に注目した。

5 月は、TRMM PR データ・GPCP データともにサハラ砂漠域北部で 1998・2000 年の降水量が多かった。1998・2000 年は対流性降水イベントの数が 1999 年の 4 倍以上、また降雨強度と降雨頂高度が大きい層状性降水イベントが 5 倍以上観測されていた。以上のことから、1998・2000 年を多雨年とし、NCEP 再解析データを使用して多雨年の大気大循環場の特徴を調べた。その結果、多雨年は中緯度上層 200 hPa の偏西風が平年よりサハラ砂漠域に近づいていた。200 hPa の偏西風ジェットは中緯度擾乱に関連していることから、

多雨年はジェット南下のためにサハラ砂漠域で平年より多くの擾乱が発生したことが示唆された。

また、8月はTRMM PRデータ・GPCPデータともに1999年の降水量が他の年に比べて多かった。1999年は降雨強度と降雨頂高度が大きい対流性降水イベントが1998・2000年の約2倍であり、層状性降水イベントの数も1998・2000年を上回っていた。以上のことから、1999年を多雨年とし、大気大循環場の変化を検討した。その結果、20°N付近の600 hPaでAEJのコアが平年より北上し、サハラ砂漠域に接近していることが確認できた。この結果は先行研究と一致するものであった。

第3項 地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の水循環の変動

第4章では、高解像度の大気海洋結合モデルによる実験結果に基づき、地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域における将来の水循環変動の予測を検討した。使用したデータは、東京大学気候システム研究センター・国立環境研究所・地球環境フロンティア研究センターが行った、地球シミュレータによる地球温暖化予測実験の結果である。特に気候変動の影響が懸念される地域として、南北半球の5ヶ所の乾燥・半乾燥地域(サハラ砂漠域、サヘル、中央アジア、オーストラリア内陸、アメリカ西部)を選定した。

まず、自然起源と人為起源の外部強制力を考慮した20世紀気候再現実験の結果を観測値と比較することによって、モデルの再現性を確認した。その結果、全ての地域で気温の季節変化の再現性が確認できた。実験結果と観測値では、JJA・DJFの季節平均値の差は1.95以下でいずれの地域も小さかった。また、20世紀気候再現実験は現実の気温の経年変動の振幅を再現していることが確認できた。降水量については、サヘル・中央アジア・オーストラリア・アメリカ西部の季節変化の再現性が確認できた。モデルは概して降水量を過大評価しており、季節平均値の差は最大で0.97 mm/dayであった。中央アジアを除いて、経年変動の振幅もモデルの過大評価であった。以上、モデルの結果はバイアスを含んでいるものの、季節平均値であれば観測値に対するバイアスが小さく、経年変動も現実的であることが確認できた。そこで、IPCCの温室効果気体排出シナリオA1Bによる温暖化実験結果と20世紀気候再現実験を比較することによって、南北半球の5ヶ所の乾燥・半乾燥地域の温暖化に伴うJJA・DJFの気候変動を検討した。

気温はDJFの中央アジア、JJA・DJFのアメリカ西部・サハラ砂漠域の変化が大きく、領域平均で5以上の昇温を示した。降水量はアメリカ西部を除いた乾燥・半乾燥地域で増加していた。中でもJJAのサハラ砂漠域・サヘル、JJA・DJFの中央アジアの増加が顕著であった。温暖化に伴い降水量が増加する地域では、最大降雨強度が増大しており、土壌浸食への影響が懸念される。一方、アメリカ西部では年間を通して降水量が減少しており、干ばつの頻度の増加や水不足が懸念される。

最後に、各乾燥・半乾燥地域における、温暖化に伴う降水量の変化のメカニズムを検討した。JJAのサハラ砂漠域・サヘルではアフリカモンスーンの強化によりギニア湾からの

水蒸気移流が増加していた。また、温暖化に伴ってサヘルの気温の南北勾配が変化し、AEJのコアが北上し、AEJに伴う東風領域がより上空まで広がっていた。このようなAEJの変化は、第3章で示した、現在気候における8月のサハラ砂漠域の湿潤年の特徴と一致している。JJAの中央アジアでは、昇温に伴う蒸発量の増加と北西からの水蒸気移流の強化が降水量の増加に寄与していた。DJFのオーストラリアでは、モンスーンに伴う北からの水蒸気の流入が増加するとともに、西側からの流出が減少していた。そのため収束が強化しており、このような変化が降水量の増加に寄与していると考えられる。温暖化に伴い降水量が減少するDJFのアメリカ西部では、水蒸気移流の変化が降水量の変化に寄与している。また、昇温による積雪量の減少が流出量の減少をもたらすことから、土壌水分も減少していた。

第2節 本研究の課題と今後の展望

第1項 乾燥・半乾燥地域に対するTRMM PRデータの適用

本研究では、オーストラリア内陸の乾燥・半乾燥地域においてTRMM PRデータと地上観測値の比較を行った。そして、TRMM PRデータにはバイアスがあるものの、時空間スケールに注意すれば、乾燥・半乾燥地域にも適用できることを示した。また、TRMM PRのバイアスと降水特性の関連を検討し、最大降雨強度と降雨頂高度が大きい対流性降雨イベントが正のバイアスに寄与していることを示した。さらに、TRMM PRデータ精度の検証をふまえ、TRMM PRデータによってサハラ砂漠域の降水の季節・経年変動を明らかにした。以上のように、第2章で南半球に位置するオーストラリアを対象とし、第3章で北半球のサハラ砂漠域を対象とすることによって、グローバルな乾燥・半乾燥地域に対するTRMM PRデータの適用を試みた。本研究によって、地上観測点が少ない乾燥・半乾燥地域の降水特性の研究における、TRMM PRによる降水データの有用性の一端を示すことができた。

TRMMは、人工衛星に搭載した降雨レーダによって全球の降水の三次元分布を観測し、水循環の解明に貢献することを目的とした、日本の宇宙航空研究開発機構(JAXA)とアメリカ航空宇宙局(NASA)による共同プロジェクトである。TRMMの成功を受けて、現在全球降水観測計画(Global Precipitation Measurement Project, GPM)が推進されている(Kobayashi and Iguchi, 2003)。GPMは、TRMMと同様に降雨レーダとマイクロ波放射計を搭載した太陽非同期軌道衛星1機を主衛星とし、マイクロ波放射計を搭載した太陽同期局軌道衛星複数機を副衛星とした複数衛星群による観測計画であり、全球の3時間毎の降水マップ作成を目的としている。GPMによる高頻度かつ高精度の降水データは、水循環のメカニズム解明に役立つとともに、集中豪雨のような短時間の現象の予報から季節予報のような長期予報まで、気象予報の精度向上に寄与することが期待されている。この計画が成功すれば、地上で正確な降水観測データを得ることが困難な地域、中でも降水変動が社会に大きな影響を与える乾燥・半乾燥地域において、貴重な情報源となりうるであろう。

第2項 地球温暖化に伴う乾燥・半乾燥地域の降水変動

数値モデルによる実験では、温暖化に伴いサハラ砂漠域・サヘル・中央アジア・オーストラリアの降水量が増加するのに対し、アメリカ西部は年間を通して降水量が減少していた。各地の降水変動のメカニズムを解析した結果、以下のような違いが見られた。サハラ砂漠域・サヘルやオーストラリアではモンスーンの強化の影響を受けて、降水量が増加していた。これに対して中央アジアの乾燥・半乾燥地域では、北西からの水蒸気の流入の増加や蒸発量の増加が降水量の増加に寄与している。

本研究では、特にサハラ砂漠域の JJA の降水量増加のメカニズムを詳細に検討した。サハラ砂漠域では温暖化に伴い JJA の降水量の増加が予測されており、その要因は上記の通りアフリカモンスーンの強化に伴う、内陸への水蒸気輸送の増加である。しかしながら、北アフリカの降水変動の要因に言及する際、これだけでは十分とはいえない。サヘル・サハラ砂漠域の JJA はアフリカ偏東風波動(AEW)が降水に大きな影響を与えている(Rowell and Milford, 1993; Gu et al., 2004)。また、半乾燥地の気候は、過耕作等による地表面アルベドの変化から大きな影響を受ける可能性があり(Charney, 1975)、観測値およびモデルを使用した研究によって、サヘルにおける植生と気候の相互作用の重要性も明らかになりつつある(Nicholson, 2000)。現在に限らず、植生がアフリカで重要な役割を果たしていたことは、古気候研究でも指摘されている。花粉や湖の水位といった古環境データから、9500-5000年前の完新世中期には、サハラ砂漠域の広い範囲が植生で覆われていたことがわかっている(Hoelzmann et al., 1998)。数値モデルによる研究に基づき、「緑のサハラ」となっていたのは、地球の軌道要素が現在とは異なっており、北半球の夏の太陽放射が強かったため、モンスーンが強化し、北アフリカへの水蒸気輸送が増えていたことが原因であるとされている(Harrison et al., 1998)。そしてモデルの境界条件として地表に植生を与えてシミュレーションを行うと、古環境データが示す植生分布に近づくことがわかった(Claussen and Gayler, 1997; Chikira, 2004)。以上のことから、今後は温室効果気体の増加に伴うサヘル・サハラ砂漠域の JJA の降水変動に関して、AEW の活動度や地表面状態の変化についても考察していく必要があるであろう。

本研究ではサハラ砂漠域・サヘル・中央アジアの降水量が年間で最も多い JJA に注目し、温室効果気体の増加に伴う気候変動を調べた。しかし、これらの地域では DJF の降水量の増加も予測されている。北アフリカでは、AEW に伴う降水が支配的である JJA とは異なり、DJF の降水は中緯度の温帯低気圧によってもたらされる(Nicholson, 1981)。そのため、温暖化に伴う DJF の降水量増加のメカニズムは JJA とは異なることが予想される。今後、DJF の降水量増加のメカニズムを明らかにするためには、低気圧をもたらす偏西風ジェットの緯度やトラフの位置、トラフの南下の頻度、低気圧の活動度等の変化を調べていく必要があると考えられる。

大気中の温室効果気体の増加が地球の水循環に与える影響に関しては、未だ不確定要素が多い(Douville et al., 2002)。しかしながら、地球シミュレータのような高い計算能力を

有するスーパーコンピュータが開発されたことにより，高解像度の大気海洋結合モデルによる地球温暖化予測実験が可能となった．数値モデルが高解像度になると，地形をより正確に表現できるようになり，これまで表れていなかった細かな現象がモデルで再現できるようになる(Sakamoto et al., 2004)．このような細部の擾乱の精度がよくなることにより，結果的にシミュレーションの品質が向上していくことが期待できる．今後，高解像度のモデルを使用した研究や地球観測技術のさらなる発展が，社会資本の整備や農業への応用を通して，持続可能な社会の構築に貢献することを期待する．

参考文献

- Adeyewa, Z. D., and K. Nakamura, Validation of TRMM Radar Rainfall Data over Major Climatic Regions in Africa, *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 331-347, 2003.
- Adler, R. F., G. J. Huffman, D. T. Bolvin, S. Curtis, and E. J. Nelkin, Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information, *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 2007-2023, 2000.
- Anagnostou, E. N., C. A. Morales, and T. Dinku, The use of TRMM precipitation radar observations in determining ground radar calibration biases, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 616-628, 2001.
- Anagnostou, E. N., and C. A. Morales, Rainfall estimation from TOGA radar observations during LBA field campaign, *Journal of Geophysical Research*, **107**, D20, 8068, doi:10.1029/2001JD00377, 2002.
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, Interaction of a cumulus cloud ensemble with large-scale environment. Part I, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 674-701, 1974.
- Arakawa, A., and M. J. Suarez, Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *Monthly Weather Review*, **111**, 34-45, 1983.
- Bell, T. L., A space-time stochastic model of rainfall for satellite remote sensing studies, *Journal of Geophysical Research*, **92**, 9631-9643, 1987.
- Bell, T. L., A. Abdullah, R. L. Martin, and G. R. North, Sampling errors for satellite-derived tropical rainfall: Monte Carlo study using a space-time stochastic-model, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 2195-2205, 1990.
- Bolen, S. M., and V. Chandrasekar, Quantitative cross validation of space-based and ground-based radar observations, *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 2071-2079, 2000.
- Bowman, K. P., A. B. Phillips, and G. R. North, Comparison of TRMM rainfall retrievals with rain gauge data from the TAO/TRITON buoy array, *Geophysical Research Letters*, **30** (14), 1757, doi:10.1029/2003GL017552, 2003.
- Burpee, R. W., The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere in North Africa, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 77-90, 1972.
- Cayan, D. R., Interannual climate variability and snowpack in the western United States, *Journal of Climate*, **9**, 928-948, 1996.

Charney, J. G., Dynamics of deserts and drought in Sahel, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101**, 193-202, 1975.

Chikira, M, A numerical study on the Green Sahara during the mid-Holocene: an impact of convection originating above boundary layer, *CCSR Report*, **22**, 87 pp., University of Tokyo, Tokyo, Japan, 2004.

Claussen, M., and V. Gayler, The greening of the Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere-biome model, *Global Ecology and Biogeography Letters*, **6**, 369-377, 1997.

Collins, D. A., Seasonal climate summary southern hemisphere (winter 1998): transition toward a cool episode (La Nina), *Australian meteorological magazine*, **48**, 55-62, 1999.

Cook, K. H., Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation, *Journal of Climate*, **12**, 1165-1184, 1999.

CSIRO Atmospheric Research, Climate change projections for Australia, CSIRO Atmospheric Research, Aspendale, Victoria, Australia, pp.4-5, 2001.

Delworth, T. L., R. J. Stouffer, K. W. Dixon, M. J. Spelman, T. R. Knutson, A. J. Broccoli, P. J. Kushner, and R. T. Wetherald, Simulation of climate variability and change by the GFDL R30 coupled climate model, *Climate Dynamics*, **19**, 555-574, 2002.

Douville, H., F. Chauvin, S. Planton, J.-F. Royer, D. Salas-Melia, and S. Tyteca, Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols, *Climate Dynamics*, **20**, 45-68, 2002.

Fekete, B. M., C. J. Vörösmarty, J. O. Roads, and C. J. Willmott, Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates, *Journal of Climate*, **17**, 294-304, 2004.

Flohn, H., Tropische zirkulations – formen in lichte der Satellitenaufnahmen, *Bonner Meteorologische Abhandlungen*, **21**, 82, 1975.

Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang, Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales, *Science*, **302** (5647), 1027-1030, 2003.

Giorgi, F., P. H. Whetton, R. G. Jones, J. H. Christensen, L. O. Mearns, B. Hewitson, H. vonStorch, R. Francisco, and C. Jack, Emerging patterns of simulated regional climatic changes for the 21st century due to anthropogenic forcings, *Geophysical*

Research Letters, **28** (17), 3317-3320, 2001.

Gregory, J. M., J. F. B. Mitchell, and A. J. Brady, Summer drought in northern midlatitudes in a time-dependent CO₂ climate experiment, *Journal of Climate*, **10**, 662-686, 1997.

Grist, J. P., S. E. Nicholson, A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel, *Journal of Climate*, **14**, 1337-1359, 2001.

Gu, G., R. F. Adler, G. J. Huffman, and S. Curtis, African easterly waves and their association with precipitation, *Journal of Geophysical Research*, **109**, D04101, 2004.

Halverson, J. B., T. Rickenbach, B. Roy, H. Pierce, and E. Williams, Environmental characteristics of convective systems during TRMM-LBA, *Monthly Weather Review*, **130**, 1493-1509, 2002.

Harada, C., A. Sumi, and H. Ohmori, Seasonal and year-to-year variations of rainfall in the Sahara desert region based on TRMM PR data, *Geophysical Research Letters*, **30** (6), 1288, doi:10.1029/2002GL016695, 2003.

Harrison, S. P., D. Jolly, F. Laarif, A. Abe-Ouchi, B. Dong, K. Herterich, C. Hewitt, S. Joussaume, J. E. Kutzbach, J. Mitchell, N. de Noblet, and P. Valdes, Intercomparison of Simulated Global Vegetation Distributions in Response to 6 kyr BP Orbital Forcing, *Journal of Climate*, **11**, 2721-2742, 1998.

Hasumi, H, CCSR Ocean Component Model (COCO) version 2.1, *CCSR Report*, **13**, 68 pp., University of Tokyo, Tokyo, Japan, 2000.

Hoelzmann, P., D. Jolly, S. P. Harrison, F. Laarif, R. Bonnefille, and H.-J. Pachur, Mid-Holocene land-surface conditions in northern Africa and the Arabian Peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system, *Global Biogeochemical Cycles*, **12**, 35-52, 1998.

Huffman, G. J., R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, and U. Schneider, The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined precipitation dataset, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 5-20, 1997.

Hulme, M., Regional climate change scenarios based on IPCC emissions projections with some illustrations for Africa, *Area*, **26**, 33-44, 1994.

Hulme, M., R. Doherty, T. Ngara, M. New, and D. Lister, African climate change:

1900-2100, *Climate Research*, **17** (2), 145-168, 2001.

Hunke, E. C., and J. K. Dukowicz, An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics, *Journal of Physical Oceanography*, **27**, 1849-1867, 1997.

Iguchi, T., R. Meneghini, J. Awaka, T. Kozu, and K. Okamoto, Rain profiling algorithm for TRMM Precipitation Radar data, *Advances in Space Research*, **25**, 973-976, 2000.

IPCC, Climate change 2001. The scientific basis, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2001.

Ishizaki, H., and T. Motoi, Reevaluation of the Takano-Oonishi scheme for momentum advection on bottom relief in ocean models, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **16**, 1994-2010, 1999.

Jenkins, G. S., TRMM satellite estimates of convective processes in central Africa during September, October, November 1998: implications for elevated Atlantic tropospheric ozone, *Geophysical Research Letters*, **27** (12), 1711-1714, 2000.

K-1 model developers, K-1 coupled GCM (MIROC) description, *K-1 technical report*, **1**, edited by H. Hasumi, and S. Emori, 1-3, 2004.

Kamga, A. F., G. S. Jenkins, A. T. Gaye, A. Garba, A. Sarr, and A. Adedoyin, Evaluating the National Center for Atmospheric Research climate system model over West Africa: Present-day and the 21st century A1 scenario, *Journal of Geophysical Research*, **110**, D03106, doi:10.1029/2004JD004689, 2005.

Kidd, C., Satellite rainfall climatology: a review, *International Journal of Climatology*, **21**, 1041-1066, 2001.

Kobayashi, S., and T. Iguchi, Variable pulse repetition frequency for the Global Precipitation Measurement Project (GPM), *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, 1714-1718, 2003.

Kummerow, C., Beamfilling Errors in Passive Microwave Rainfall Retrievals, *Journal of Applied Meteorology*, **37**, 356-370, 1998.

Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**, 809-817, 1998.

Kummerow, C., J. Simpson, O. Thiele, W. Barnes, A. T. C. Chang, E. Stocker, R. F. Adler, A. Hou, R. Kakar, F. Wentz, P. Ashcroft, T. Kozu, Y. Hong, K. Okamoto, T. Iguchi, H. Kuroiwa, E. Im, Z. Haddad, G. Huffman, B. Ferrier, W. S. Olson, E. Zipser, E. A. Smith, T. T. Wilheit, G. North, T. Krishnamurti, and K. Nakamura, The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit, *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 1965-1982, 2000.

Kushner, P. J., I. M. Held, and T. L. Delworth, Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming, *Journal of Climate*, **14**, 2238-2249, 2001.

Laughlin, C. R., On the effect of temporal sampling on the observation of mean rainfall, in Workshop Report on Precipitation Measurements From Space, edited by D. Atlas and O. W. Thiele, pp. D59 –D66, NASA, Greenbelt, Md., 1981.

Lean, J., J. Beer, and R. Bradley, Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change, *Geophysical Research Letters*, **22** (23), 3195-3198, 1995.

L'Ecuyer, T. S., C. Kummerow, and W. Berg, Toward a global map of raindrop size distributions. Part I: Rain-type classification and its implications for validating global rainfall products, *Journal of Hydrometeorology*, **5**, 831-849, 2004.

Legates, D. R., and C. J. Willmott, Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation, *International Journal of Climatology*, **10**, 111-127, 1990.

Leonard, B. P., A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation, *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, **19**, 59-98, 1979.

McFarlane, N. A., The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **44**, 1775-1800, 1987.

Maynard, K., J. F. Royer, and F. Chauvin, Impact of greenhouse warming on the West African summer monsoon, *Climate Dynamics*, **19**, 499-514, 2002.

Mellor, G. L., and T. Yamada, A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 1791-1806, 1974.

Mellor, G. L., and T. Yamada, Development of a turbulence closure-model for

geophysical fluid problems, *Reviews of Geophysics*, **20**, 851-875, 1982.

Mohr, K. I., Interannual, monthly, and regional variability in the wet season diurnal cycle of precipitation in sub-Saharan Africa, *Journal of Climate*, **17**, 2441-2453, 2004.

Moron, V., N. Philippon, and B. Fontaine, Skill of Sahel rainfall variability in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST, *Geophysical Research Letters*, **30** (23), 2221, doi:10.1029/2003GL018006, 2003.

Murphy, J. M., Transient response of the Hadley Centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part I: control climate and flux adjustment, *Journal of Climate*, **8**, 36-56, 1995.

Nakajima, T., and M. Tanaka, Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, **35**, 13-21, 1986.

New, M., M. Hulme, and P. Jones, Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology, *Journal of Climate*, **13**, 2217-2238, 2000.

New, M., T. Martin, M. Hulme, and P. Jones, Precipitation measurements and trends in the twentieth century, *International Journal of Climatology*, **21**, 1899-1922, 2001.

Newell, R. E., and J. W. Kidson, African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods, *Journal of Climatology*, **4**, 27-33, 1984.

Nicholson, S. E., Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa, *Monthly Weather Review*, **109**, 2191-2208, 1981.

Nicholson, S., Land surface processes and Sahel climate, *Reviews of Geophysics*, **38**, 117-140, 2000.

Nicholson, S. E., B. Some, and B. Kone, An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña years, *Journal of Climate*, **13**, 2628-2640, 2000.

Nicholson, S. E., The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia, *Global and Planetary Change*, **26**, 137-158, 2000.

Nicholson, S. E., B. Some, J. McCollum, E. Nelkin, D. Klotter, Y. Berte, B. M. Diallo, I. Gaye, G. Kpabeba, O. Ndiaye, J. N. Noukpozoukou, M. M. Tanu, A. Thiam, A. A. Toure,

and A. K. Traore, Validation of TRMM and Other Rainfall Estimates with a High-Density Gauge Dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM Rainfall Products, *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 1355-1368, 2003.

Noh, Y., and H. J. Kim, Simulations of temperature and turbulence structure of the oceanic boundary layer with the improved near-surface process, *Journal of Geophysical Research*, **104**, 15,621-15,634, 1999.

Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima, and A. Sumi, Description of CCSR/NIES atmospheric general circulation model, CGER's supercomputer monograph report, Vol. 3, National Institute for Environmental Studies, Environment Agency of Japan, pp. 1-48, 1997.

Oki, T., and Y. C. Sud, Design of total runoff integrating pathways (TRIP)—A global river channel network, *Earth Interactions*, **2**, 1– 37, 1998.

Oki, R., and A. Sumi, Sampling simulation of TRMM rainfall estimation using radar-AMeDAS composites, *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 1597- 1608, 1994.

Oki, R., and A. Sumi, Validation study of TRMM level-3 estimates of rain rate and latent heat around Japan, *EORC Bulletin, Technical Report*, **6**, 59-64, 2001.

Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, The structure and properties of African Wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Monthly Weather Review*, **105**, 317-333, 1977.

Reynolds, R. W., and T. M. Smith, Improved global sea-surface temperature analyses using optimum interpolation, *Journal of Climate*, **7**, 929-948, 1994.

Rowell, D. P., and J. R. Milford, On the generation of African squall lines, *Journal of Climate*, **6**, 1181-1193, 1993.

Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, and M. N. Ward, Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1962-92): observations and modelling, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **121**, 669-704, 1995.

Rudolf, B., H. Hauschild, W. Rueth, and U. Schneider, Terrestrial Precipitation Analysis: Operational Method and Required Density of Point Measurements. In: Global Precipitations and Climate Change (Ed. M. Desbois, F. Desalmond), NATO ASI Series I, Vol. 26, Springer-Verlag, pp. 173-186, 1994.

Sakamoto, T. T., A. Sumi, S. Emori, T. Nishimura, H. Hasumi, T. Suzuki, and M.

Kimoto, Far-reaching effects of the Hawaiian Islands in the CCSR/NIES/FRCGC high-resolution climate model, *Geophysical Research Letters*, **31**, L17212, doi:10.1029/2004GL020907, 2004

Sato, M., J. E. Hansen, M. P. McCormick, and J. B. Pollack, Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *Journal of Geophysical Research*, **98** (D12), 22987-22994, 1993.

Sato, T, The earth simulator: Roles and impacts, *Nuclear Physics B - Proceedings Supplements*, **129-130**, 102-108, 2004.

Sealy, A., G. S. Jenkins, and S. C. Walford, Seasonal/regional comparisons of rain rates and rain characteristics in West Africa using TRMM observations, *Journal of Geophysical Research*, **108** (D10), 4306, doi:10.1029/2002JD002667, 2003.

Semtner, A. J., Jr., A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate, *Journal of Physical Oceanography*, **6**, 379-389, 1976.

Serra, Y. L., and M. J. McPhaden, Multiple time- and space-scale comparisons of ATLAS buoy rain gauge measurements with TRMM satellite precipitation measurements, *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 1045-1059, 2003.

Shin, K. S., and G. R. North, Sampling error study for rainfall estimate by satellite using a stochastic model, *Journal of Applied Meteorology*, **27**, 1218- 1231, 1988.

Sperber, K. R., and T. N. Palmer, Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the atmospheric model intercomparison project, *Journal of Climate*, **9**, 2727-2750, 1996.

Sudo, K., M. Takahashi, and H. Akimoto, Future changes in stratosphere-troposphere exchange and their impacts on future tropospheric ozone simulations, *Geophysical Research Letters*, **30** (24), 2256, doi:10.1029/2003GL018526, 2003.

Takata, K., S. Emori, and T. Watanabe, Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff, *Global and Planetary Change*, **38**, 209-222, 2003.

Wang, G., and E. A. B. Eltahir, Ecosystem dynamics and the Sahel drought, *Geophysical Research Letters*, **27** (6), 795-798, 2000.

Wetherald, R. T., and S. Manabe, Detectability of summer dryness caused by greenhouse warming, *Climatic Change*, **43**, 495-511, 1999.

Wetherald, R. T., and S. Manabe, Simulation of hydrologic changes associated with global warming, *Journal of Geophysical Research*, **107**, D19 (ACL 7), 1-15, 2002.

Xie, P., and P. A. Arkin, An intercomparison of gauge observations and satellite estimates of monthly precipitation, *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1143-1160, 1995.

谷田貝亜紀代・安成哲三，タクラマカン砂漠周辺の降水と水蒸気輸送場の経年変動，地学雑誌，**106**(2)，260-269，1997．

謝辞

本研究を進めるにあたり，住明正教授，大森博雄教授には熱心にご指導いただき，大変感謝しています．高薮縁助教授には，TRMM データの利用方法やアフリカの気候研究に関して多くの助言をいただき大変お世話になりました．木本昌秀教授には，高解像度の数値モデルによる実験結果の分析について，的確なアドバイスをいただきました．阿部彩子助教授にはアフリカの古気候研究に関する助言をいただきました．松本淳助教授には，サハラ砂漠域の降水特性に関する考察について貴重な提案をいただきました．小口助教授には，博士論文に対して的確なアドバイスをいただきました．名古屋大学の中村健治教授には，TRMM PR データの解析を進めるにあたり様々な角度からのご指摘をいただきました．

以上の皆様，さらに東京大学気候システム研究センターおよび自然環境コースの諸先生，諸先輩方に深く感謝いたします．皆様の存在なくしてこのページにたどり着くことはできませんでした．

最後に，私の研究活動を暖かく見守ってくれた両親に感謝いたします．