

博士論文

気象要因で分類した全球降水量分布と
その将来変化に関する研究

内海 信幸

論文の内容の要旨

論文題目 気象要因で分類した全球降水量分布とその将来変化に関する研究
氏名 内海 信幸

水は人間社会にとって必要不可欠の資源であり、その不足は人間社会に大きな影響を与える。一方で過剰な水も水害を引き起こす原因になる。資源としての水、災害の原因としての水、どちらを考える場合も地球の水循環の把握が重要である。水文学は都市や小流域から地球全体まで様々なスケールでの水の循環を扱う学問である。水は循環するものであるが、伝統的な水文学では流出、地下水涵養、蒸発など降水が地表に落ちてからのプロセスが主として扱われてきた。降水は様々な気象システムによってもたらされる。降水の空間分布や変動は水文学における最重要の情報であるが、全球の降水分布や変動に対する種々の気象システムの相対的な寄与は（各地域における経験的、場合によっては科学的・統計的な知見の蓄積はあるものの）全球や半球といったスケールでは明らかになっていない。また気候変動が水資源の利用可能性や水災害の発生確率に及ぼす影響の評価も近年の水文学に求められる大きな役割の一つであるが、将来の降水変化を考える上での各気象システムの相対的な重要性といったものも、定量的に評価が十分におこなわれているとは言えない。全球の降水分布や降水の将来変化に対する種々の気象システムの相対的な寄与度を理解・評価することは、以下の点で重要である。

- 個々の気象システムに関しては気象学の分野で大規模な大気・海洋の循環から種々の気象システムの発生頻度や空間分布、降水メカニズムなどを結ぶ様々なプロセスについて知見の蓄積が進んでいる。世界の降水分布やその将来変化を降水の原因となる各気象システムと直接結び付けることができれば、水文学と気象学それぞれで蓄積された知見を橋渡しし、流出量などの水文変数の分布や変化から大規模な大気・海洋の循環まで一連のプロセスを翻って理解することができる。
- 異なる気象システム（例えば局地的な降水と熱帯低気圧）では予測手法も予測のリードタイムも異なる。将来の降水変化に対する各気象システムの寄与度、言い換えれば重要性を明らかにすることは、気候変動への適応策としてどういった気象システムに注目すべきかを定める判断材料を提供する。
- 降水は水蒸気の凝結による潜熱の放出を伴う。全球の降水の分布や変化に対する各気象システムの寄与度を明らかにすることは、地球のエネルギー循環における各気象システムの役割の理解にもつながる。

そこで本研究では原因となる気象システム別に降水を分類するアルゴリズムを開発し、全球の降水量分布や降水量極値に対する各気象システム由来の降水の割合や、将来の降水量変化に対する各気象システムの寄与度を評価した。なお本研究では熱帯低気圧に伴う降水と温帯低気圧（温帯低気圧中心および温帯低気圧に伴う前線）に伴う降水を明示的に扱いそれ以外の降水を「その他」の気象システムによる降水とした。

降水の原因となる気象システムのうちでまず温帯低気圧に伴う前線に着目すると、前線の全球分布を明らかにすることのできるほぼ唯一の手法は前線の客観検出手法である。前

線の客観検出手法を扱う研究ではこれまで、客観検出手法のパラメータ決定や検証に地上天気図が用いられてきた。しかし地上天気図の読み取り作業や処理には膨大な労力を必要であった。そこで本研究ではまず、気象庁発行の地上天気図（アジア地上解析図：ASAS）に基づく前線のグリッドデータを作製した。計算機による処理が容易な前線のグリッドデータを作製したことで、前線の客観検出手法のパラメータ決定や検証の自動化を可能にした。また作成した前線グリッドデータを用いて、これまで定量的にはほとんど検討されることのなかった地上天気図の特性（前線の主観解析に由来する人為起源のバイアスなど）を評価した。ASAS 上に解析された前線の数には主観解析に由来する人為起源のものと考えられる前線数の不連続が 2000 年代中頃に見られた。

次に気象システムの客観検出手法と熱帯低気圧ベストトラックデータを用いて全球の降水をその原因別に熱帯低気圧、温帯低気圧中心、温帯低気圧に伴う前線、その他による降水に分類するアルゴリズムを構築した。これには熱帯低気圧の客観検出アルゴリズムも同時に実装しており、ベストトラックデータが利用できない将来気候に対しても適用可能である。

さらに、降水分類アルゴリズムを用いて全球の降水量をその原因となる気象システム別に分類した。また 1 時間～4 週間と異なる時間スケールの極端に強い降水（極端降水）の積算量に対する各気象システムの寄与度を定量化し、その時間スケール依存性を調べた。極端降水に対する寄与が大きい気象システムは地域によって異なるが、各気象システムの寄与の時間スケール依存性については地域間で共通した傾向が見られた。1 時間～24 時間（地域によっては 72 時間）程度までは「その他」による極端降水の割合は時間スケールが長くなるにつれて小さくなり、一方で熱帯低気圧による極端降水の割合は時間スケールが長くなるにつれて大きくなる傾向が確認された。時間スケールがさらに数日～数週間と長くなると、再び「その他」の寄与度が大きくなり熱帯低気圧の寄与度は減少する。温帯低気圧の割合には明確な時間スケール依存性は確認されなかった。中緯度では温帯低気圧中心付近や熱帯低気圧付近で極端な降水が発生しやすいが、温帯低気圧中心から遠く離れた地点までのびる前線の極端降水への寄与も無視できない。こうした前線は、例えば 1 時間極端降水（99.99 パーセントイル値以上）の積算量に対して日本周辺で約 10%、北米では約 20% 程度の寄与を持っていた。また熱帯低気圧と前線の両者が影響する極端降水は、東アジアや北米東部など一部の地域で特徴的にみられる現象であることがわかった。さらに同地域では水蒸気量で特徴づけられる前線と熱帯低気圧の両者の影響による極端降水も、上記の前線と熱帯低気圧の両者の影響による極端降水と同程度に大きな寄与を持っていた。

降水分類アルゴリズムを複数の気候モデル（GCM）出力に適用し、RCP 8.5 シナリオ下における全球の降水量将来変化（現在気候 1980-1999 年から将来気候 2080-2099 年までの変化）に対する各気象システムの相対的な寄与度を評価した。中・高緯度では総降水量変化への温帯低気圧の寄与が大きい。極端降水の変化を対象とした場合はその寄与はより大きくなる。例えば東アジアでは降水量変化への温帯低気圧の寄与は、総降水量の増加に対しては約 25% であり、非常に強い降水（99.9 パーセントイル日降水量以上の強度）の積算量の増加に対しては約 70% である。一方、低緯度では強い降水を考えるほどその増加率への熱帯低気圧の寄与が大きい傾向があった。東南アジア～東アジア、そして中米では気候変動に

よって総降水量や強い降水における各気象システム由来の降水の割合が、割合 (%) の差にして 10~20%程度変化することが分かった。例えば台湾付近では強い降水 (99 パーセント日降水量以上) に対する熱帯低気圧および「その他」の寄与が増加し、温帯低気圧の寄与が減少する。降水の面から見るとこうした地域はその属する気候帯自体が変化するとも言える。

モデル間の予測の合意度の観点から見た予測の不確実性に着目すると、熱帯低気圧に伴う総降水量変化の不確実性が大きい地域においても、その強度および頻度に関しては有意な変化が見られた。たとえ総降水量の予測に大きな不確実性が伴っていても、その降水強度や降水頻度の変化に関しては GCM が比較的確かな予測情報を提供してくれることを示唆している。水害などを考えるうえで強度や頻度の変化に関する情報は重要であり、こうした考え方は GCM が予測する情報のうちどのような情報がより確かで活用できるかを判断する一つの方策になり得る。

降水の将来変化の解析において将来の気温上昇量の大きい GCM ほど降水強度の増加率が大きい傾向が確認された。これに関連し、観測データにみられる降水量極値と地上気温の関係を調べた。日々の観測データからみた降水量極値と気温の関係に関する議論では、気温変化に伴う降水量極値の変化率が Clausius-Clapeyron の式の式で記述される飽和水蒸気量変化率 (CC 変化率) で説明可能であるかという議論が存在するが、そうした議論はヨーロッパおよびオーストラリアにおける観測データのみを用いていた。そこで本研究では全球の地上観測を網羅するデータセットである GHCN-Daily を用いて全球における日降水量極値と気温の関係を調べた。その結果、CC 変化率で説明できるような降水量極値の変化率を示す地域は中緯度の一部に限られており、中緯度 (20° -55° N&S) の他の地域では、高い気温範囲では気温の高い日ほど日降水量極値が小さくなる地域も多く見られた。さらに時間分解能の高い日本域の観測データを用いた解析により、高い気温範囲における降水量極値の減少は主に降水の持続時間の減少によることが示された。また、日本においては時間スケールが 10 分程度に近づくと気温変化に伴う降水量極値の変化率が CC 変化率に比較的近い値を示す傾向があった。これは例えば都市や小流域における水害にもつながる短い時間スケールの降水量極値に対しては、地上気温やそれによって規定される飽和水蒸気量が大きな説明力を持つことを示している。

関連発表一覧

2 章

Nobuyuki UTSUMI, N., Kim, H., Seto, S., Kanae, S., Oki, T., 2014. Climatological characteristics of fronts in the western North Pacific based on surface weather charts. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2014JD021734. doi:10.1002/2014JD021734

Nobuyuki UTSUMI, Kim, H., Seto, S., Kanae, S., and Oki, T., Development of a front dataset in 1.0-degree grids for the East Asia based on surface weather chart and its applications, IG32-ST31-AS53-A017, AOGS 11th Annual Meeting (AOGS2014), 28 July to 01 August, 2014, Sapporo, Japan

内海信幸、瀬戸心太、鼎信次郎、沖大幹、地上天気図を元にした前線グリッドデータの作成、第 21 回地球環境シンポジウム、2013 年 9 月、仙台

3 章、4 章

Nobuyuki UTSUMI, Kim, H., and Oki, T., Estimation of Precipitation Biases in CMIP5 Models for Different Synoptic Weather Systems, the 7th International Conference on the Global Water and Energy Cycle, 14-17 July 2014, Hague, The Netherlands

内海信幸、Kim Hyungjun、沖大幹、原因となる降水システムに着目した将来の降水量変化の理解、水文・水資源学会 2014 年度総会・研究発表会、2014 年 9 月、宮崎

5 章

Nobuyuki UTSUMI, Seto, S., Kanae, S., Maeda, E.E., Oki, T., 2011. Does higher surface temperature intensify extreme precipitation? *Geophysical Research Letters* 38, L16708.

内海信幸、瀬戸心太、鼎信次郎、沖大幹 (2011) 日本における 1 時間降水量の極値と地上観測気温の関係, *水工学論文集*, 55, 307-312.

目次

1.	はじめに	1
1.1.	研究の背景	1
1.2.	本研究で扱う気象システム	3
1.3.	気象システムの客観検出手法	5
1.4.	本研究の目的・構成	6
1.4.1.	地上天気図に基づく前線グリッドデータの作製	7
1.4.2.	原因となる気象システムによる全球降水量の分類手法の確立と各気象システムの相対的な寄与度の定量化	7
1.4.3.	将来の全球降水量変化に対する各気象システムの相対的な寄与度評価	8
1.4.4.	観測データに基づく降水量極値と地表気温の関係の解析	8
2.	地上天気図に基づく前線グリッドデータの作製	9
2.1.	既往の研究と本章の構成	9
2.2.	データと手法	11
2.2.1.	データ	11
2.2.2.	前線グリッドデータの作製手法	13
2.2.3.	前線の数の定義	13
2.2.4.	前線周辺の降水と熱力学変数のコンポジット解析手法	13
2.3.	前線グリッドデータの検証	14
2.4.	地上天気図上の前線のデータ特性	15
2.4.1.	熱力学的な場から見た前線位置の確認	15
2.4.2.	前線付近の熱力学変数の水平傾度	16
2.4.3.	地上天気図上の前線数の経年変化	18
2.5.	前線の気候値の解析	21
2.5.1.	前線の長さの季節変化	21
2.5.2.	前線周辺の降水強度分布と相当温位プロファイル	22
2.5.3.	寒冷前線周辺の分布についての追加解析	24
2.6.	まとめ	31
2.7.	付録：天気図に基づく前線グリッドデータ作製アルゴリズム	32
3.	原因となる気象システムによる全球降水量の分別手法の確立と総降水量に対する各気象システムの相対的な寄与度の定量化	38
3.1.	既往の研究と本章の構成	38
3.2.	気象システム検出の概略	41
3.3.	熱帯低気圧の検出	41
3.3.1.	ベストトラックデータを用いた熱帯低気圧の検出	41
3.3.2.	熱帯低気圧の客観検出手法	41
3.3.3.	熱帯低気圧中心の客観検出手法のパラメータ決定	44
3.4.	温帯低気圧中心の検出	44

3.4.1.	温帯低気圧中心の客観検出手法	44
3.4.2.	温帯低気圧中心の客観検出手法のパラメータ決定	45
3.5.	前線の検出	46
3.5.1.	前線の客観検出手法	46
3.5.2.	前線の客観検出手法のパラメータ決定	47
3.6.	熱帯低気圧客観検出手法の検証	48
3.6.1.	全球の熱帯低気圧トラック	48
3.6.2.	領域別の熱帯低気圧存在頻度の確認	49
3.7.	温帯低気圧中心の客観検出手法の検証	51
3.7.1.	温帯低気圧中心トラックの全球分布	51
3.7.2.	地上天気図上の温帯低気圧中心との比較	52
3.8.	前線客観検出手法の検証	53
3.8.1.	全球の前線分布	53
3.8.2.	地上天気図上の前線との比較	54
3.9.	降水と気象システムの関連付け手法	61
3.9.1.	原因となる気象システムによる降水の分類	61
3.9.2.	既往研究におけるシステム半径	61
3.9.3.	本研究で用いるシステム半径	62
3.10.	気象システムによる降水量の分別	66
3.10.1.	気象システム別の全球の降水量分布	66
3.10.2.	各気象システムに伴う降水量の季節変化	70
3.10.3.	システム半径に対する感度評価	73
3.10.4.	考察	75
3.11.	極端な降水に対する各気象システムの寄与度	78
3.11.1.	解析に用いる降水量データ	78
3.11.2.	極端な降水の対する各気象システムの寄与度の全球分布	79
3.11.3.	時間スケール依存性	83
3.11.4.	季節変化	87
3.11.5.	考察	91
3.12.	水蒸気量で特徴づけられる前線に伴う降水量の解析	92
3.12.1.	水蒸気量を考慮した前線の検出	92
3.12.2.	総降水量および極端な降水に対する前線（水蒸気）の寄与	93
3.12.3.	考察	94
3.13.	まとめ	104
4.	将来の降水変化に対する各気象システムの相対的な寄与度評価	107
4.1.	既往の研究と本章の構成	107
4.2.	データと手法	109
4.2.1.	データ	109
4.2.2.	気象システムの客観検出手法のパラメータ決定	110

4.2.3.	降水の分類.....	111
4.2.4.	再現性の評価手法.....	111
4.3.	GCMによる気象システムの再現性.....	112
4.3.1.	気象システムの再現性の確認.....	112
4.3.2.	GCMの選別.....	119
4.3.3.	GCM出力を用いることの妥当性・必要性について.....	120
4.4.	降水量変化に対する各気象システムの寄与度.....	121
4.4.1.	各気象システム別の降水量.....	121
4.4.2.	総降水量の将来変化に対する各気象システムの寄与度.....	122
4.4.3.	強い降水の将来変化に対する各気象システムの寄与度.....	128
4.4.4.	総降水量に対する各気象システムの降水量割合の将来変化.....	136
4.4.5.	考察.....	141
4.5.	降水の頻度および強度変化からみた各気象システムの降水量変化.....	142
4.5.1.	強度項および頻度項と平均気温変化の関係.....	149
4.5.2.	考察.....	152
4.6.	システム半径に対する感度.....	155
4.7.	まとめ.....	158
5.	観測データにおける極端な降水量と地表面気温の関係.....	174
5.1.	既往の研究と本章の構成.....	174
5.2.	全球における極端な日降水量と地表面気温の関係.....	175
5.2.1.	データと手法.....	175
5.2.2.	$P99_d$ と T_a の関係の分類.....	176
5.2.3.	降水ピーク気温の全球分布.....	177
5.2.4.	T_a の変化に伴う $P99_d$ の変化率.....	179
5.3.	様々な時間スケールにおける極端な降水量と気温の関係.....	180
5.3.1.	データと手法.....	180
5.3.2.	時間スケールに着目した解析結果と考察.....	181
5.4.	まとめ.....	185
6.	むすび.....	187
6.1.	結論.....	187

目次

図 2-1 地上天気図と最終的に作成される前線グリッドデータの例	12
図 2-2 地上天気図上に描かれた前線周辺の $ \nabla \nabla\theta_e $ のコンポジット解析.....	16
図 2-3 前線近傍の気温及び相当温位水平傾度累積分布.....	17
図 2-4 地上天気図上の前線数の経年変化	19
図 2-5 850hPa 高度の気温水平傾度と相当温位水平傾度の時系列変化.....	20
図 2-6 グリッド数で見た前線の長さの季節変化	21
図 2-7 前線周辺の降水強度のコンポジット分布	23
図 2-8 前線周辺の相当温位のコンポジット分布	24
図 2-9 寒冷前線周辺の各位置における降水ピークの相対頻度.....	26
図 2-10 暖気側降水型と寒気側降水型の寒冷前線周辺の $ \nabla \nabla\theta_e $ の分布.....	27
図 2-11 寒気側降水型と暖気側降水型の寒冷前線周辺の降水分布	27
図 2-12 寒気側降水型と暖気側降水型の寒冷前線周辺の鉛直 p 速度分布.....	29
図 2-13 寒気側降水型と暖気側降水型の寒冷前線周辺の相当温位偏差の分布.....	30
図 2-14 地上天気図に基づく前線グリッドデータ作製アルゴリズムの概要	32
図 2-15 前線グリッドデータの間中間プロダクトと最終プロダクトの例.....	35
図 2-16 アルゴリズムで定義する各領域の概念図	36
図 3-1 熱帯低気圧中心付近の相対渦度の累積分布.....	44
図 3-2 温帯低気圧中心付近の気圧傾度の累積分布.....	45
図 3-3 前線位置の概念図 (Hewson 1998)	47
図 3-4 熱帯低気圧トラック (2000–2004 年)	48
図 3-5 熱帯低気圧存在頻度の解析対象領域.....	49
図 3-6 各時間ステップに領域内に存在する熱帯低気圧の平均個数 (個) の月別変化	50
図 3-7 客観検出された温帯低気圧中心トラック	51
図 3-8 日本周辺の温帯低気圧トラックの比較例	52
図 3-9 客観検出された前線の存在確率.....	54
図 3-10 地上天気図と客観検出手法の前線の存在頻度の比較	56
図 3-11 客観検出手法と地上天気図の比較 (3 月)	57
図 3-12 客観検出手法と地上天気図の比較 (6 月)	58
図 3-13 客観検出手法と地上天気図の比較 (9 月)	59
図 3-14 客観検出手法と地上天気図の比較 (12 月)	60
図 3-15 気象システム別の降水分類の概要図.....	61
図 3-16 熱帯低気圧および温帯低気圧中心周辺の降水分布コンポジット	64
図 3-17 前線周辺の降水量分布コンポジット.....	65
図 3-18 年平均降水量と各気象システム別年平均降水量	67
図 3-19 季節降水量に対する各気象システムの寄与度 (年間)	68
図 3-20 季節降水量に対する各気象システムの寄与度 (JJA)	69

図 3-21 季節降水量に対する各気象システムの寄与度 (DJF)	70
図 3-22 解析対象領域	71
図 3-23 各気象システムに伴う降水量の季節変化	72
図 3-24 システム半径に対する感度評価	74
図 3-25 総降水量に対する各気象システムの寄与度 (年間) (GSMaP を用いた場合)	79
図 3-26 99.99 パーセンタイル値 (1 時間降水量) を越える強度の降水総量に対する各 気象システムの寄与度	80
図 3-27 99.99 パーセンタイル値 (24 時間降水量) を越える強度の降水総量に対する各 気象システムの寄与度	81
図 3-28 極端に強い降水 (1 時間降水量) のみを考えた場合の寄与度増加分	82
図 3-29 極端に強い降水 (24 時間降水量) のみを考えた場合の寄与度増加分	83
図 3-30 極端降水の積算量に対する各気象システムの寄与度と時間スケール依存性	85
図 3-31 極端降水の積算量に対する各気象システムの寄与度と時間スケール依存性 (細分)	86
図 3-32 極端な降水 (時間スケール : 1 時間) の発生回数の季節変化	88
図 3-33 極端な降水 (時間スケール : 24 時間) の発生回数の季節変化	89
図 3-34 極端降水積算量のうち前線 (気温) と熱帯低気圧が同時に影響するケースの寄 与度	90
図 3-35 水蒸気量傾度で特徴づけられる前線の頻度	97
図 3-36 前線 (水蒸気) に伴う降水量全球分布	98
図 3-37 水蒸気で特徴づけられる前線に伴う降水量の寄与度	99
図 3-38 各気象システムに伴う降水量の季節変化 (前線 (水蒸気) を考慮。降水量デー タ GSMaP を用いた場合)	100
図 3-39 極端降水の積算量に対する各気象システムの寄与度と時間スケール依存性 (細分) (前線 (水蒸気)) を考慮した場合	101
図 3-40 「熱帯低気圧&前線 (水蒸気)」の組み合わせの極端降水 (24 時間) への寄与	102
図 3-41 「熱帯低気圧&前線 (気温)」の組み合わせの極端降水 (24 時間) への寄与	103
図 4-1 熱帯低気圧のシステムマスク存在頻度	113
図 4-2 温帯低気圧のシステムマスク存在頻度	114
図 4-3 前線のシステムマスク存在頻度	115
図 4-4 GCM で表現される前線の例	116
図 4-5 GCM で表現される前線直交方向の降水コンポジット分布	119
図 4-6 正規化した S 値のモデル間比較	120
図 4-7 各気象システムに伴う降水量の分布の比較 (現在気候)	122
図 4-8 総降水量と各気象システムに伴う降水量の変化 (モデルアンサンブル) ...	124
図 4-9 各気象システムに伴う降水量の将来変化	125

図 4-10 総降水量変化に対する各気象システムの寄与度	126
図 4-11 温帯低気圧に伴う降水量の緯度分布	127
図 4-12 現在気候における 99 パーセントイル日降水量 (マルチモデル平均)	129
図 4-13 強い降水の発生回数の変化率.....	130
図 4-14 強い降水の積算値将来変化に対する各気象システムの寄与度.....	131
図 4-15 強い降水発生回数将来変化に対する各気象システムの寄与度.....	132
図 4-16 解析対象地域 (再掲)	133
図 4-17 現在気候と将来気候における各気象システムに伴う降水量比較 (地域別)	134
図 4-18 降水量積算値の変化率と各気象システムの寄与度 (地域別)	135
図 4-19 GCM で表現された現在気候における総降水量に対する各気象システム降水量 の割合	137
図 4-20 総降水量に対する各降水システム降水量の割合の変化.....	138
図 4-21 強い降水 (99 パーセントイル日降水量以上) の総量に対する各気象システム 降水量の割合の変化.....	139
図 4-22 降水総量に対する各気象システム降水量の割合の変化 (地域別)	140
図 4-23 熱帯低気圧に伴う降水量変化に対する頻度変化・強度変化の影響分.....	144
図 4-24 温帯低気圧に伴う降水量変化に対する頻度変化・強度変化の影響分.....	145
図 4-25 温帯低気圧に伴う降水量変化に対する頻度変化・強度変化の影響分 (1mm/dy 以上の降水をもたらす温帯低気圧を対象とした場合)	146
図 4-26 主要な地域における総降水量変化と強度項・頻度項のまとめ.....	147
図 4-27 熱帯低気圧に伴う降水の降水強度別頻度変化	148
図 4-28 温帯低気圧に伴う降水の降水強度別頻度変化	149
図 4-29 強度項・頻度項の平均気温変化依存性	151
図 4-30 将来の降水量変化とその要因の概念図	171
図 5-1 6つの国における P_{99_d} と T_a の関係図	177
図 5-2 ピーク気温と α の全球分布.....	178
図 5-3 降水ピーク気温および α と緯度・平均気温の関係	179
図 5-4 日本における極端な降水量と気温の関係の解析対象地域	181
図 5-5 様々な時間スケールにおける極端な降水量と気温の関係 (北海度、九州)	183
図 5-6 様々な時間スケールにおける極端な降水量と気温の関係 (南西諸島)	184

表目次

表 2-1 ASAS と前線グリッドデータの前線の数の比較.....	15
表 2-2 前線グリッドデータ作製アルゴリズムの各種条件.....	33
表 3-1 既往研究のまとめ.....	40
表 3-2 熱帯低気圧の客観検出手法の概略.....	43
表 3-3 客観検出手法とベストトラックの熱帯低気圧存在個数比（2000-2004 年）..	50
表 3-4 既往研究におけるシステム半径と降水関連付け手法.....	63
表 4-1 解析対象候補 12 モデル.....	110
表 4-2 熱帯低気圧に伴う降水量変化のシステム半径に対する感度.....	156
表 4-3 温帯低気圧に伴う降水量変化のシステム半径に対する感度.....	157
表 4-4 主要地域における降水変化のまとめ.....	160

1. はじめに

1.1. 研究の背景

降水は水循環の重要な要素の一つである。水の循環は即ちエネルギーの循環であり、降水現象の理解は物質としての水循環の理解のみならず、全球のエネルギー循環を理解する上でも重要である。また降水は人間社会とも密接に関係している。2014年8月には日本海に停滞する前線に向かって流れ込んだ暖湿な空気の影響で19日夜から20日の朝にかけて広島市で記録的な豪雨となり、大規模な土砂災害が発生した（広島地方気象台, 2014）。過剰な降水が水害を引き起こす一方で、降水は農業や工業を含めた人間社会を支える水資源の供給源でもある（Oki et al. 2001）。

水文学は流域スケールの降雨・流出過程(Wood et al., 1988)から全球の水循環（Oki and Kanae 2006）まで様々な空間スケールを扱い、また水循環の変化が人間社会に与える影響や人間活動による水循環の変化までも対象とする（Vorosmarty et al., 2000; Hanasaki et al., 2008, Hirabayashi et al., 2013; Schewe et al., 2013）。

伝統的に水文学では水が降水として地上に落ちてからの過程を扱うことが主であり、多くの場合降水は対象とする水文過程の最上流の入力情報として扱われる。降水をもたらす気象システムは温帯低気圧や熱帯低気圧、局地的な対流など様々である。各気象システムの成因や変動要因については気象学の分野においてその内部の力学的プロセスからより大規模な大気・海洋の循環との関係まで多くの研究が行われている。水循環は文字通り循環であるため始点・終点といった切れ目は無いが、仮に降水の原因となる気象システムを水循環のメカニズムの上流側、それによってもたらされる降水やその後続く流出・蒸発などを下流側とみなすなら、降水とその原因に関してこれまでは上流側を軸にした研究が主であった。例えば前線周辺の降水分布の構造などは事例研究による知見の積み重ねや、それに基づく前線構造のモデル化が古くから行われてきた（例えば Bjerknes, 1919 など）。しかし一方で、全球の各地域の降水がどのようなシステムによってもたらされるのかといった、各地域の降水側を軸とした研究は少なく、例えば前線に伴う降水の全球分布の定量化の試みがはじめられたのは近年になってからである（Catto et al., 2012）。様々な気象システムのうち、ある地域においてはどの気象システムがどの程度の重要性を持っているのか、こうした疑問に答えることは複数の気象システムを一貫した手法で扱って初めて可能になる。しかし次節以降で述べるように複数の気象システムを同時に考慮し各地域の降水量に対する様々な気象システムの相対的な寄与を定量的に評価したものは少なく、かつ特定の領域を対象としたものに限られている。

全球の降水量分布やその変化に対する各気象システムの寄与度を評価することは以下の点で重要である。

- 個々の気象システムに関しては気象学の分野で大規模な大気・海洋の循環から種々の気象システムの発生頻度や空間分布、降水メカニズムなどを結ぶ様々なプロセスにつ

いて知見の蓄積が進んでいる。世界の降水分布やその将来変化を降水の原因となる各気象システムと直接結び付けることができれば、水文学と気象学それぞれで蓄積された知見を橋渡しし、流出量などの水文変数の分布や変化から大規模な大気・海洋の循環まで一連のプロセスを翻って理解することができる。

- 異なる気象システム（例えば局地的な降水と熱帯低気圧）では予測手法も予測のリードタイムも異なる。将来の降水変化に対する各気象システムの寄与度、言い換えれば重要性を明らかにすることは、気候変動への適応策としてどういった気象システムに注目すべきかを定める判断材料を提供する。
- 降水は水蒸気の凝結による潜熱の放出を伴う。全球の降水の分布や変化に対する各気象システムの寄与度を明らかにすることは、地球のエネルギー循環における各気象システムの役割の理解にもつながる。

そこで本研究は全球の降水をその原因となる気象システムによって分類する手法を確立し、降水分布や降水特性、そしてそれらの将来変化に対する各気象システムの相対的な寄与度を評価する。

1.2. 本研究で扱う気象システム

降水は様々な気象システムによってもたらされる。例えば Pook et al. (2006)はオーストラリア南東部における4~10月の降水の原因を切離低気圧 (cut off low) と前線、そしてその他の原因に分類した。彼らの手法は再解析データの気圧場、層厚場を表示し、一定の基準を設けて切離低気圧の存在を判断し、前線は主に地上天気図から判断するというものである。片山 (2004) は熱帯・亜熱帯域 (35° N-35° S) を 2.5 度格子に分け、各格子での3か月ごとの卓越する降水タイプを TRMM PR による降雨量日変化、降雨頂高度、降雨面積、層状性降水割合の推定値を用いて夕立 (陸)、Shallow rain (陸・海)、温帯低気圧の雨 (陸・海)、残りの雨 (陸・海) に分類した。この分類はその後 Takayabu (2008)により Severe Thunderstorm (Land)、Afternoon Shower (Land)、Shallow rain (Land & Ocean)、Extratropical Frontal Systems (Land & Ocean)、Organized (Land & Ocean)、High Land (Land)、Transition Zone (Ocean)に拡張されている。Chen et al. (2010)は6月~9月の台湾における降水を熱帯低気圧によるものとそれ以外に分類し、熱帯低気圧以外の原因による降水をモンスーンによる降水とした。また Kunkel et al. (2012)は米国を9つの地域分け、それぞれの地域における極端に強い降水の主要な原因を地上天気図や再解析データから読み取った気圧配置、気温分布、風向を元に主観的に分類した。そこでの分類は前線、温帯低気圧、熱帯低気圧、空間スケールの小さい孤立した雷雨、メソ対流系 (MCSs)、地形性降水、そして北米モンスーンの7種類である。このように原因別の降水の分類には様々なものが考えられるが、全球を対象とする本研究ではその地理的分布の広さを考慮し、熱帯低気圧に伴う降水と温帯低気圧に伴う降水 (温帯低気圧中心付近の降水と前線付近の降水) を明示的に扱い、それらに含まれない原因による降水を「その他」による降水とする。なお温帯低気圧中心 (以下、「温低中心」と呼ぶ) とそれに伴う前線は互いに密接に関連したものであるが、発達初期で明瞭な前線を伴わない温低中心のように、明瞭な温低中心と明瞭な前線が必ずしも互いを伴って確認されるわけではないため、既往研究では前述の Kunkel et al. (2012)のように温低中心と前線は分けて扱われることが多い。本研究でも気圧の極小点 (周囲より気圧が低い点) としての温低中心と前線は別に検出するが、温低中心付近の降水と前線付近の降水を合わせたものを温帯低気圧に伴う降水として一体に考える。

熱帯低気圧は世界の複数の地域特別気象センター (Regional Specialized Meteorological Center; RSMC) や熱帯低気圧警報センター (Tropical Cyclone Warning Center; TCWC) が観測を行っており、その呼称や分類は観測機関によって異なる。そこで本研究では米国海洋大気局 (NOAA) の国立気候データセンターNCDC が複数の観測機関による観測報告を取りまとめた熱帯低気圧データセットである IBTrACS (Knapp et al. 2010) において「Tropical in Nature」としている擾乱を熱帯低気圧として扱う。これは気象庁の分類では「熱帯低気圧 (英名: Tropical Depression)」および3種類の「台風 (英名: Tropical Storm, Severe Tropical Storm, Typhoon)」に相当する。

気圧の極小点 (周囲と比較して気圧が低い点) としての低気圧を考える場合、熱帯低気圧に含まれない低気圧の多くは温帯低気圧であるが、典型的な熱帯低気圧や温帯低気圧に分

類することの難しい低気圧も存在する。Hart (2003)は低気圧の熱的な空間対称性と上層および下層の暖気核・寒気核構造に関する指標を用いて低気圧を分類する手法(低気圧位相空間: Cyclone Phase Space)を提案した。低気圧位相空間について解説した北島(2011)は、低気圧位相空間上で典型的な温帯低気圧や熱帯低気圧の間に分類される低気圧の例として亜熱帯低気圧を挙げている。また例えば冬季の高緯度海上で多く観測されるポーラーロウ(寒気内小低気圧)は、その発達について熱帯低気圧的なメカニズムと温帯低気圧的なメカニズムのどちらが有力な発達メカニズムであるかという議論があり、典型的な温帯低気圧とは区別される(柳瀬, 2010)。一方で再解析データや全球気候モデル(GCM)を用いて半球・全球といった空間スケールでの温帯低気圧の分布やその将来変化を調べる研究では、再解析データやGCMで解像される海面校正気圧の極小点や相対渦度極大点のうち、一定以上の強度(強度の定義は文献によって異なる)と寿命(多くは1日半~2日以上)をもって中・高緯度を移動するものをすべて「温帯低気圧(Extratropical Cyclone)」として扱うことが通例である(例えばGeng and Sugi, 2003; Finnis et al., 2007; Raible et al., 2008; Hawcroft et al., 2012; Zappa et al., 2013; Papritz et al., 2014)。こうした研究では対象領域を中・高緯度に限定することで、熱帯低気圧との明示的な区別も行わないことが多い。本研究は全球における降水の原因別分類を行うものであり、再解析データやGCMを用いた全球・半球スケールの温帯低気圧の分布・将来変化を扱った既往研究における温帯低気圧(温低中心)の定義を基本的には踏襲する。ただし、中緯度においても(例えば日本など)熱帯低気圧による降水は一定程度のインパクトをもつと考えられることから、熱帯低気圧と明示的に区別する。従って本研究では気圧極小点のうち、熱帯低気圧でないものを「温帯低気圧中心(温低中心)」とする。

本研究で扱う前線は再解析データやGCMに解像される、いわゆる総観スケールの前線を対象とする。前線の最も基本的な定義としては例えば「異なる密度の気団の間の境界または遷移帯」(American Meteorological Society, 2014)があるが、実際には気団の間に明確な密度の不連続線(面)が存在することは無いので、地上天気図上で示されるようなより一般的な前線は密度傾度のある遷移帯のうちの暖気側の縁に描かれる。密度の指標としては気温、温位が考えられる。水蒸気量も大気密度には影響するが、前線に伴う大気の運動は温位や気温を用いて記述されることが一般的である(Lackmann 2011)。本研究では850hPaにおける気温傾度で確認できる前線を対象とする。2章において地上天気図の特徴を解析する際には、地上天気図作成の際に相当温位分布が考慮されていることを踏まえて相当温位の解析も行う。前線と気圧極小点としての温低中心とは互いに密接に関連しているため、前述のように本研究では両者に伴う降水は温帯低気圧に伴う降水としてまとめて解釈する。温帯低気圧に伴う降水の地理的分布を扱った既往研究の多くは温低中心から一定距離内(多くは1000km程度)の降水を温帯低気圧に伴う降水としていたが、これは温帯低気圧の中心付近からさらに長く伸びる前線に伴う降水を捉えることができない。また全球スケールでの前線の分布やそれに伴う降水分布の推計には前線の客観検出手法が用いられてきたが、前線の客観検出手法は閉塞前線をうまく捉えることができないという特徴がある(Hewson 1998)。温帯低気圧中心と前線の両者を扱うことで温低中心付近から長く伸びる

前線の降水や、温低中心付近に存在する閉塞前線の降水を捉えられることは本研究の特徴でもある。

熱帯低気圧に伴う降水、温帯低気圧に伴う降水（温低中心付近の降水と前線に伴う降水）に分類されないものは「その他」の降水として扱う。「その他」の降水には例えば熱帯の組織化された対流活動による降水、いわゆる夕立のようなローカルな対流性降水、季節風による地形性降水、また強い温位傾度が見られず水蒸気傾度（相当温位傾度）で特徴づけられる梅雨前線なども含まれると考えられる。モンスーンは地域によりその降水のメカニズムは様々であるため、本研究では単一の気象システムとして明示的には扱わない。

本研究で扱う各気象システムについてはその構造的な特徴や発生・維持メカニズムの面から定性的な定義は可能であるが、定量的な定義は存在しない。例えば温帯低気圧を含む低気圧中心を客観的に検出して扱う場合、多くの研究では中心気圧傾度や中心付近の渦度を用いて定義するが、その値がいくら以上であれば低気圧とみなすかの閾値については広く受け入れられたものは存在しない。前線についても同様であり、例えば前線を客観的に検出し解析を行う多くの研究では、地上天気図上に解析された前線を再現できるような値を前線検出の基準としている（Hewson, 1998; Jenkner et al., 2010; Berry et al., 2011）。しかし2章で明らかになるように同一の気象予報機関が地上天気図上に解析する前線についても、どの程度の気温傾度を持つものが「前線」として解析されるかは長期的に見れば一定ではない。熱帯低気圧については世界の地域特別気象センターや熱帯低気圧警報センターがそれぞれの基準を定めているが、基準は相互に統一されたものではない。本研究では次項で述べるように客観検出手法を用いて各気象システムを検出する。客観検出手法は構造的な特徴を元に各システムを検出するものであるが、やはり検出には閾値が用いられる。そして広く受け入れられた閾値・基準値が存在しない以上、各気象システムを客観的に検出し扱うにはまず何らかの基準を設定する必要がある。そこで本件研究では、あらかじめある期間・領域において基準とすべき参照データを設定し、そこでみられる気象システムをそれぞれの気象システムの基準とする。例えば前線については気象庁が作成したある期間の東アジア域の地上天気図を参照データとし、そこに解析された前線を最も良く表現できるように検出手法の閾値を決定する。こうした方法ではある期間・領域で設定した閾値をいわば“外挿”する形で他の期間や領域に適用することになるが、物理的・気象学的に自明な閾値というものがない以上、基準となるデータを明示できることはこの手法の利点と言える。この立場から、将来気候における気象システムについても現在気候と同じ定義を用いる。

1.3. 気象システムの客観検出手法

本研究では現在気候における熱帯低気圧を除き、降水の原因となる気象システムの検出には客観検出手法を用いる。これは **Objective detection (method)** と呼ばれるもので、再解析データや数値モデル出力といった大気場の格子点データから対象とする気象システムを

客観的に検出する手法であり、それぞれの気象システム別にいくつかの手法が提案されている。温帯低気圧中心や熱帯低気圧中心に関してはその移動を追跡するアルゴリズムも含まれるため、Objective detection and tracking などとも呼ばれる。本研究でもシステムの寿命や発生位置を考えるために熱帯低気圧と温低中心についてはその移動を追跡するが、システムの存在を検出しその動きを追跡するプロセスを含めて単に「客観検出」と呼ぶことにする。客観検出手法のアルゴリズムについては3章で述べる。

1.4. 本研究の目的・構成

本研究は全球の降水量を原因となる複数の気象システムによって分類する客観的かつ自動化可能な手法を確立すること、そして降水量の全球分布や特性、さらにその将来変化に対する各気象システムの相対的な寄与度を定量的に評価することを目的とする。下線で強調したように、その特徴は

- 複数の気象システムを同時に扱うこと
- 全球を対象とすること
- 客観的かつ自動化可能な分類手法を用いること

である。

多くの地域では降水は複数の気象システムによってもたらされ、また季節や降水の時間スケール・降水強度によって重要な気象システムは異なる。各地域の降水量・降水特性に対する各気象システムの重要性を評価・比較するためには、複数の気象システムを一貫した手法で同時に扱うことが重要である。

また Catto and Pfahl (2013)が指摘したように地域別に異なる手法で得られた結果は相互の比較が困難である。地域間の比較を可能にするためには、¹全球を対象に空間方向にも一貫した手法を用いることが不可欠である。

特定地域において降水の原因となる気象システムを主観的に判定する研究も行われてきたが（例えば Knight and Davis, 2009; Kunkel et al., 2012; Pook et al., 2006; Risbey et al., 2012）、これを客観的かつ自動化可能な手法で行うことで、特定の地域でのみ利用可能な観測データや情報に依存することなく、一貫した分類手法を空間方向に、さらには将来気候など時間方向にも拡張して適用することが可能になる。

本研究は以下の4つの要素研究からなる。

1. 地上天気図に基づく前線グリッドデータの作製（2章）
2. 原因となる気象システムによる全球降水量の分類手法の確立と各気象システムの相対的な寄与度の定量化（3章）

¹ 2011年のタイ洪水の際にはタイ国内の工場の浸水被害により、日本でもハードディスクドライブの流通に混乱をきたすなどの影響があった（経済産業省, 2012）。ある地域における水文現象の影響がサプライチェーンを通じて遠隔地にまで波及し得る社会においては、全球を俯瞰し様々な地域を相互に比較可能な解析やデータが一層重要な意味を持つ。

3. 将来の全球降水量変化に対する各気象システムの相対的な寄与度評価（4章）
4. 観測データに基づく降水量極値と地表気温の関係の解析（5章）

これらのうち一つ目の要素研究は、それ以降の要素研究で用いる前線検出手法の開発・利用に関わる技術的な困難を解決するものである。また四つ目の要素研究は、将来の降水量変化の解析で確認された気温と降水強度の関係について観測データの面から捕捉するものである。

各要素研究の問題意識と概要を以下に示す。

1.4.1.地上天気図に基づく前線グリッドデータの作製

前線を全球スケールで解析することを可能にする手法の一つが、格子点データから前線の位置や種類を客観的に検出する前線の客観検出手法である（Hewson, 1998; McCann and Whisler, 2001; Jenkner et al., 2010）。こうした客観検出手法を用いる研究では、客観検出手法のパラメータ決定や検証に地上天気図に描かれた前線を用いている。しかし地上天気図は一般に紙媒体や画像データとして公開・配布されており、機械的に大量のデータを扱うような処理・解析には不向きである。そのため地上天気図を用いた客観検出手法のパラメータ決定は多大な労力を必要とするものであった。そこで本要素研究では、大量の地上天気図を扱うことが難しいという技術的な困難を解決するため、主要な地上天気図の一つである気象庁発行の地上天気図を元に、大量のデータ処理に適した前線のグリッドデータを作製する。

1.4.2.原因となる気象システムによる全球降水量の分類手法の確立

と各気象システムの相対的な寄与度の定量化

降水をもたらす気象システムは様々であり、個々の気象システム周辺の降水分布の構造や特徴に関する研究は古くから行われている（例えば温帯低気圧とそれに伴う前線周辺の降水分布の構造をモデル化した初期の研究である Bjerknes, 1919 など）。各気象システムに関する研究の長い歴史に比して、それらに伴う降水量の地理的分布を全球や半球といった空間スケールで定量化する研究が行われるようになったのは比較的最近である。これは衛星観測データや再解析データといった面的に広い空間スケールのデータが利用できることになったことが大きい。熱帯低気圧に伴う降水量分布の定量化は熱帯降雨観測衛星 TRMM の運用開始以降、特に精力的に行われてきた（Jian and Zipser, 2010; Jian et al., 2011; Prat and Nelson, 2013a; Prat and Nelson, 2013b など）。熱帯低気圧と比較すると温帯中心付近の降水を全球・半球スケールで示した研究は少ない（Pfahl and Wernli 2012; Hawcroft et al. 2012）。前線もまた同様であるが（Catto et al., 2012; Papritz et al., 2014）、これは前線の検出やその検証の難しさによると考えられる。さらに全球や半球といった空間スケールで複数の気象システムを同時に扱った研究は、研究例も、扱うシステムの種類も非常に限ら

れている (Catto and Pfahl, 2013; Paprits et al. 2014)。そこで本要素研究では降水をその原因となる熱帯低気圧、温帯低気圧 (温帯低気圧中心と前線)、そしてこれらに分類されない「その他」によるものに分類し、全球の降水量分布や降水極値に対する各気象システムの相対的な寄与度を定量的に評価する。

1.4.3. 将来の全球降水量変化に対する各気象システムの相対的な寄与度評価

現在気候における降水量分布以上に、その将来変化に対する複数の気象システムの相対的な寄与度の定量化といったものは行われていない。また現在の降水量に対する各気象システム由来の降水の割合が将来も不変であるのかもわかっていない。

そこで本要素研究では全球の降水量分布の将来変化に対する各気象システムの相対的な寄与度を評価・定量化する。水文学における最重要の入力情報である降水の変化を、その原因となる気象システムの変化と明示的に結び付けることで、流出や流量、地下水貯留量の変化から、降水の変化、そしてその原因となる気象システムやより大規模な大気・海洋の循環の変化にまでさかのぼって気候変動による変化の一連のプロセスを理解することにつながると期待される。

1.4.4. 観測データに基づく降水量極値と地表気温の関係の解析

将来変化に関する要素研究において、将来の気温上昇の度合いが大きい気候モデルほど将来の降水強度の増加率も大きい傾向が見られ、降水強度の増加が気温上昇による大気中の水蒸気量の増加と関連していることが議論される。本要素研究は地上気温の変化およびそれに伴う大気中の水蒸気量増加と降水強度の関係について、観測データの面から議論を補完する位置づけである。

2. 地上天気図に基づく前線グリッドデータの作製

2.1. 既往の研究と本章の構成

本章では天気図に基づく前線グリッドデータを作製する。

前線は中緯度において降水をもたらす主要な気象システムの一つである (Lackmann, 2011)。前線はその重要性から、これまで多くの研究が行われてきた (e.g., Shapiro 1984)。しかしながら、それらのほとんどは限られた事例を扱ったケーススタディーであり、多数のデータから前線の頻度や構造などの気候値を調べた研究は多くない。さらに気候値について調べた研究の多くは特定地点や非常に限られた小さい領域を対象にしたものがほとんどであった。例えば Hoinka (1985) はドイツ・ミュンヘンの観測所における前線頻度や前線に伴う降水、そして前線の前後の気温や湿度プロファイルを調べた。Fujibe (1992) は地上観測所データに基づき、日本の関東平野におけるメソスケールの前線の気候値を調べた。Sinclair (2013) は地上天気図と観測タワーによる観測データに基づき、フィンランドのヘルシンキにおける前線の頻度と構造の気候値を調べた。

比較的広い領域における前線気候値の研究は非常に少ない。Morgan et al. (1975) は多大な労力を投入して 1961 年～1970 年の 10 年分の地上天気図を一枚ずつ読み取ることで北米における前線の頻度の分布をまとめた。Sanders and Hoffman (2002) はカナダを含む北米とメキシコ北部における傾圧帯 (baroclinic zone) の頻度を推定し、その結果を Morgan et al. (1975) がまとめた前線頻度と比較した。また彼らは 1999 年 12 月から 2000 年 2 月までの 3 か月間の地上天気図上の前線を調べ、推定した傾圧帯の頻度と比較した。Payer et al. (2001) は地上天気図を利用して五大湖周辺における前線頻度と、前線周辺の温度傾度の強さを調べた。Yamakawa (1984) は日本を 6 つの地域に分類し、各地域における寒冷前線の頻度を 1976-1980 年の地上天気図をもとに調べた。また Yamakawa は 8 箇所の観測所を対象に、1979 年 4 月から 1980 年 3 月までの 1 年間の総降水量に対する寒冷前線の降水量の割合を調べた。

このように地上天気図は前線の存在や位置を調べるうえで重要な情報源の一つとして利用されてきた。多くの気象機関が作成する地上天気図では、前線の位置や種類を線や記号で示している。地上天気図上に描かれる前線は、客観検出手法によって検出された前線位置を参考にする場合もあるが (Dominy 2006)、一般には気圧、気温、湿度、風速、風向といった気象要素を考慮して人間の手で解析される。事後的な解析²では観測された雲や降水分布も考慮される場合もある。

² 地上天気図に関しては一般に、気象システムや気象場などを同定し天気図上に示すまでのプロセスを「解析する」と呼ぶことがある。このため、本項でも地上天気図上に描かれた前線を「地上天気図上に解析された前線」と呼ぶ場合がある。

地上天気図は普通、印刷物や画像データとして配布されている。こうした形式の情報は特定の事例について人間が読み取るには便利である。しかし画像形式ではそこから前線の位置や種類を機械的に読み取ることは容易ではなく、そのため自動化したデータ処理には不向きである。こうした技術的な難点が、これまで比較的広い領域における前線の気候値的な研究を制限してきた要因の一つであった。

こうした技術的な難点を克服することができれば、それは対象地域における前線の特徴を明らかにするだけでなく、前線の客観検出手法の開発にも貢献することになる。前線を全球スケールで解析することを可能にする手法の一つが、格子点データから前線の位置や種類を客観的に検出する前線の客観検出手法であり (Hewson, 1998; McCann and Whisler, 2001; Jenkner et al., 2010)、近年になって再解析データとの組み合わせで半球や全球といった比較的広い領域へ適用する試みが行われている (Berry et al., 2011; Catto et al., 2012; Simmonds et al., 2012)。Berry et al. (2011)は客観検出手法を用いて再解析データから前線を検出し、全球の前線存在頻度分布を推定した。Catto et al. (2012)は Berry らと同様の手法で検出した前線と降水量を結び付け、前線に伴う降水量の全球分布を推定した。Simmonds et al. (2012)は「移動する前線」(mobile front) を検出する手法を用いて南半球の「移動する前線」の頻度などの気候値を調べた。

こうした客観検出手法を用いる研究では、地上天気図上の前線はその作成過程で主観的な前線解析が行われていることを了解した上で、検出手法のパラメータ決定や検証に地上天気図に描かれた前線を用いている。例えば前線の客観検出手法を開発した Hewson (1998)は検出された前線と地上天気図上の前線を比較し、検出に用いる変数として何を用いることが適当かを検討している。前線の客観検出手法の改良を行った Jenkner et al. (2010)は検出された前線が地上天気図上の前線と最も良く一致するように客観検出手法のパラメータを決定した。Berry et al., (2011)もまた、検出された前線を地上天気図上の前線と比較することで、客観検出手法の精度を確認した。また地上天気図を利用することで、前線の客観検出手法では正しく検出できないとされる閉塞前線について調べることも可能になる。

また一般に地上天気図上の前線は主観的な解析により描かれることから、例えばその時系列変化などに人為的なトレンドや偏りなどが入ってしまう可能性がある。多くの研究で地上天気図が前線位置や種類についての情報源として用いられていることを考えれば、人為的なトレンドなど地上天気図上の前線のデータとしての特性の把握が真っ先に行われるべきである。しかし前述したように大量の地上天気図を扱うことの困難から、地上天気図上の前線のデータとしての特性を検討した研究は非常に少ない (北米の地上天気図を調べた Sanders and Hoffman, 2002 と Sanders, 2005 がある程度)。

こうした背景を踏まえて、本章は以下を目的とする。

- 前線の客観検出手法のパラメータ決定・検証や気候値解析を容易にする、地上天気図に基づいた前線のグリッドデータを作製する。これは地上天気図を活用するための新しい方法を示すことも意図している。
- 作製したグリッドデータを用いて、地上天気図上の特性を明らかにする。
- 作製した前線グリッドデータの応用例を示す。

ここで地上天気図の特性としているのは、地上天気図上に前線を描くための主観解析の過程で生まれた可能性のある、地上天気図上の前線の人為的なトレンドや特徴などを指す。

前線の分類は一般的な地上天気図と同様に温暖前線、寒冷前線、停滞前線、閉塞前線を採用する。対象とするのは日本域 ($20^{\circ} - 50^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ} - 155^{\circ}\text{E}$) である。

2.2. データと手法

2.2.1. データ

日本の気象庁が観測データも踏まえて事後的に作製する 6 時間ごとの地上天気図であるアジア地上解析図 (ASAS) に基づき、日本域の 1.0° 空間解像度の前線グリッドデータを作製する。地上天気図に描かれた前線は気温傾度、露点温度傾度、風速・風向シアー、衛星画像、そして各地の気象現象を考慮して地上天気図上に解析されている (気象庁予報部, 1976)。実際に地上天気図上に前線記号を描くかどうかは前線の空間的な長さや持続時間も考慮される。また 925hPa および 950hPa の大気場の格子点データから前線位置を客観的に検出する手法 (Kitabatake 2002) も取り入れられているが、これはあくまで参考情報として利用されている。ASAS は気象業務支援センターを通じて Portable Document Format (PDF)形式のファイルで有料配布されている。2000 年以降、PDF として配布される ASAS 上の前線記号は色付けされるようになった。本研究ではこの色情報を手掛かりに、前線の位置と種類を抽出する (図 2-1)。

本章では作製した前線グリッドデータを用いて天気図のデータとしての特徴を把握し、また前線グリッドデータの利用例を示すが、そこではまずすべてのデータは 1.0° 格子に変換して用いる。気温や相当温位の傾度や分布の推定は空間解像度 1.25° 、6 時間ごとの再解析データ JRA-25 (Onogi et al., 2007) を用いた。前線周辺の大気プロファイルの解析では、7 つの気圧高度 (925 、 850 、 700 、 600 、 500 、 300 、 250hPa) のデータを用いた。鉛直 p 速度 (ω) も JRA-25 から得た。

降水データは GSMaP (Global Satellite Mapping of Precipitation Microwave-IR Combined Product) MVK version 5 (Kubota et al., 2007) を用いた。これはマイクロ波および赤外画像を用いた衛星観測降水プロダクトである。GSMaP は 0.1° 解像度で 1 時間ごとのデータが作製・公開されており、全球の $60^{\circ}\text{N} - 60^{\circ}\text{S}$ の範囲を対象としている。

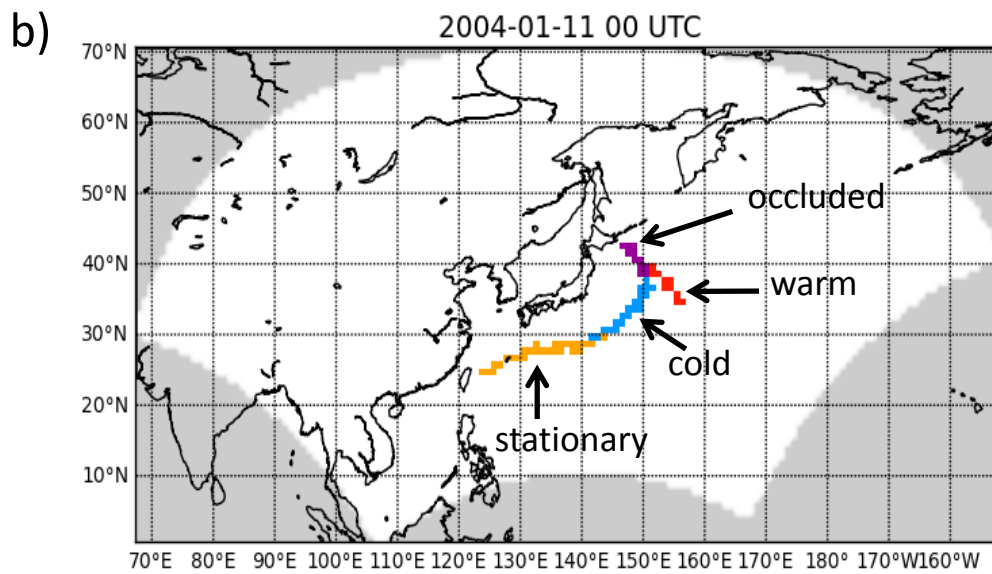
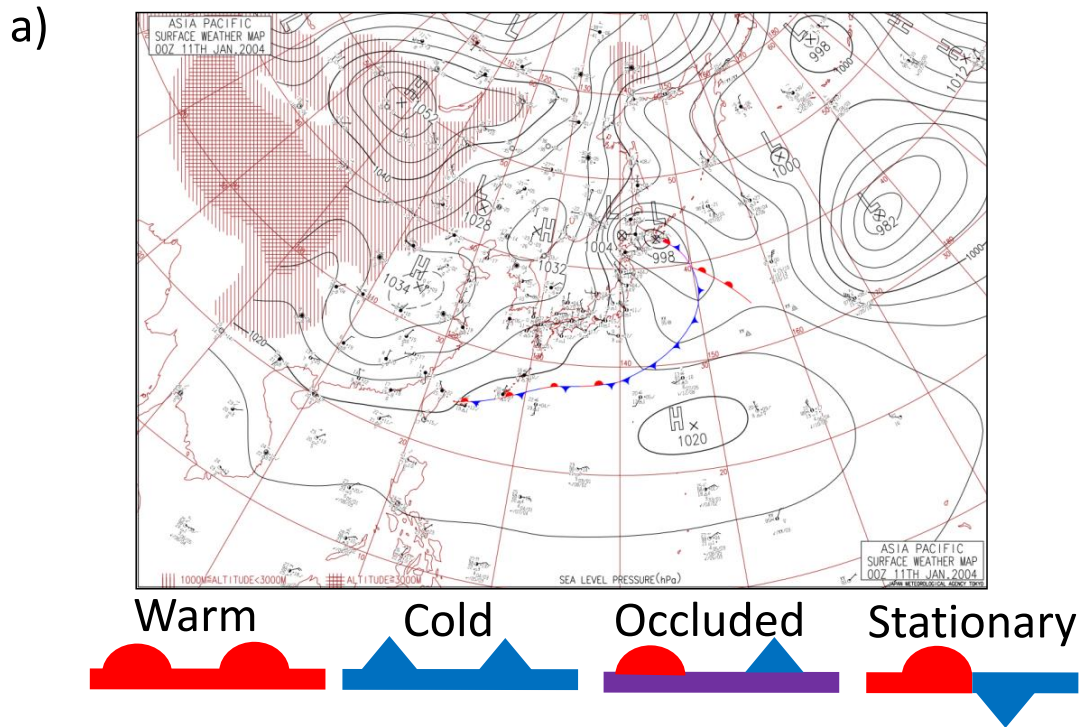


図 2-1 地上天気図と最終的に作成される前線グリッドデータの例

(a)地上天気図 ASAS の例。(b)作成する 1.0° 前線グリッドデータの例。

Warm : 温暖前線、Cold : 寒冷前線、Occluded : 閉塞前線、Stationary : 停滞前線

2.2.2. 前線グリッドデータの作製手法

作製される前線グリッドデータの例を図 2-1 に示す。ASAS は空間解像度 1.0° 以上の解像度で情報が描かれているが、前線記号は地上天気図上で数 10km 相当の大きさを持って描かれているため、本研究では作成するデータの解像度は保守側に考え 1.0° とした。 1.0° 解像度は現在ある多くの再解析データと同程度のオーダーの解像度である。作成したデータは 2000-2010 年の 6 時間毎の 1.0° 解像度グリッドデータであり、対象領域は日本を含む北西太平洋域 (図 2-1 の白抜き部分) である。前線の位置と種類は ASAS に描かれた前線記号の色とその空間的な配置を元に判定し抽出する。開発した抽出アルゴリズムの詳細は本章末の付録に示す。

前線グリッドデータは 2000-2010 年まで作成したが、後述するように天気図上に描かれた前線には主観解析に由来すると考えられる前線本数のギャップ (減少) が 2000 年代の中頃にみられる。そのため前線グリッドデータの利用例として示す前線気候値の解析では前線本数が定常的になった 2007-2010 年を対象とした。以下、気候値解析などは特に断らない場合は 2007-2010 年の解析結果を示す。

2.2.3. 前線の数の定義

本研究における「前線の数 (前線数)」とは、天気図上の対象領域内に現れる一続きの前線の「本数」を指す。ただし異なる時刻に描かれた前線はそれぞれ 1 本と数え別の前線として扱う。

2.2.4. 前線周辺の降水と熱力学変数のコンポジット解析手法

前線に直交する断面でコンポジットした降水と相当温位 (θ_e) の分布・構造の解析には 1.0 度に線形内挿した GSMaP および JRA-25 を用いた。 θ_e については季節変化の影響を除くため、各層で 850hPa 高度の θ_e 月別気候値との偏差をとってコンポジット解析を行った。

前線に直交する方向は各前線グリッドを通る θ_e 等値線の法線ベクトルを用いて決定した。古典的な前線は密度不連続 (ゼロ次不連続: zero-order discontinuity) と捉えられていたが、現在では密度“傾度”の不連続 (1 次不連続: first-order discontinuity) と定義するのが妥当と考えられている (北畠 2005)。天気図上の前線が θ_e の 1 次不連続 (θ_e 傾度場の不連続) で定義されるならば、前線に直交する方向は本来 $|\nabla \theta_e|$ の等値線の法線ベクトルで求めるべきである。例えば Hewson (1998) は前線の直交方向への移動速度を求める際に熱力学変数 (彼らは湿球温位を用いた) の傾度絶対値の等値線に対する法線ベクトルを用いた。しかしながら本研究において $|\nabla \theta_e|$ 等値線の法線ベクトルを求めたところ、 $|\nabla \theta_e|$ 等値線の法線ベクトルは非常にノイズが多く安定して前線の直交方向を決定するには不向きであ

った。これは $|\nabla\theta_e|$ を求める際の水平傾度計算によって生じたわずかな $|\nabla\theta_e|$ 場のノイズに対して法線ベクトルの方向が敏感であることが原因と考えられる。一方で θ_e 等値線の法線ベクトルは、前線直交方向からやや傾く場合もあるものの、概ね前線直交方向を指している。従って本研究では θ_e 等値線の法線ベクトルを用いて前線直交方向を定義した。

2.3. 前線グリッドデータの検証

地上天気図に描かれている前線の位置および種類は概ね良く前線グリッドデータ上で表現されていた(図 2-1 に例を示す)。さらに定量的な検証を行うため、2004 年の冬季(1 月)および夏季(7 月)それぞれ 1 か月間を対象に、地上天気図上の前線の数と前線グリッドデータ上の前線の数を比較した。天気図上で緯線・経線や海岸線と前線が交差している場合、グリッドデータ化した前線がその部分で一部途切れてしまう場合がある。多くの場合こうした前線の分断は前線のグリッドデータの利用上大きな問題とはならないため、分断されている前線も合わせて 1 本として数えて地上天気図と比較すべきである。そのために、次の 2 種類の方法で前線の数を数えた。

一つ目は客観的に本数を数える方法である。この方法では、同じ前線種類を持つ 2 つの前線グリッドの間が 1 つの空白グリッドのみで隔てられている場合には、両者を 1 本の前線上のグリッドとみなす。

二つ目は主観的に本数を数える方法である。この方法では、グリッドデータ上で前線が分断されている場合にも、地上天気図と比較して元々は 1 本の前線であったと判断できる場合には、分断された前線を合わせて 1 本の前線として数える。

前線周辺の大気や降水の分布の解析や前線傾度の解析などは各グリッドを個々に扱うため、前線の分断は大きな問題とならない。従ってここで述べた方法は、前線グリッドデータと ASAS の比較用にのみ行うものである。

表 2-1 は前線の数の比較である。地上天気図に描かれた 1 月の寒冷前線と閉塞前線、そして 7 月の閉塞前線の数は完全にグリッドデータ上で再現されている。客観的な方法で数えた場合、いくつかの前線種類では最大で+10%程度まで前線数が過大評価される。しかしながら主観的な方法での前線数の確認を許すと、その誤差は最大で+6%程度にまで小さくなる。残る誤差の原因事例をすべて確認したところ、どれも停滞前線の端が一部温暖前線や寒冷前線として表現されていることが原因であった。誤検出された停滞前線グリッドは各ケースについて数グリッド程度であり、前線グリッドの総数に対する比率は非常に小さい。従って前線グリッドデータの利用上は大きな問題にはならないと考えられる。

表 2-1 ASAS と前線グリッドデータの前線の数の比較

2004年1月および7月について比較している。客観的な方法で数えた前線数と主観的な方法で数えた前線数が異なる場合については、主観的な方法で数えた前線数をカッコ内に示している。

	type	gridded data		chart	error
Jan.	warm	196	(194)	192	+ 2.1% (+1.0%)
	cold	197		197	±0.0%
	occluded	97		97	±0.0%
	stationary	44	(41)	41	+ 7.3% (±0.0%)
July	warm	137	(131)	124	+ 10.5% (+5.6%)
	cold	136	(136)	128	+ 6.3% (+6.3%)
	occluded	57		57	±0.0%
	stationary	114	(114)	113	+ 0.9% (+0.9%)

2.4. 地上天気図上の前線のデータ特性

多くの研究が地上天気図上に描かれた前線を前線位置や種類の情報として利用してきたが、本来は人為的なトレンドの有無などデータの特性を確認した上で利用すべきである。しかしながら地上天気図のデータとしての特性を調べた研究はほとんど存在しない。本節では作製した前線グリッドデータを利用して、地上天気図上に描かれた前線のデータ特性を調べた。ここで言うデータ特性は天気図作製プロセスにおいて生じた可能性のある前線の数の人為的なトレンドの有無や、熱力学的な場から定義される本来の位置と異なる位置に前線が解析されている可能性などを指す。

2.4.1. 熱力学的な場から見た前線位置の確認

地上天気図上に描かれた前線の位置を熱力学的変数の場から評価した。熱力学的変数としては地上天気図作成の参考情報になる客観検出手法で用いられる相当温位 θ_e を考える。前線を一般的な定義である熱力学的変数の1次不連続とするならば、前線は $|\nabla|\nabla\theta_e||$ が極大になる位置に解析されるべきである (Hewson, 1998)。そこで、作製した前線グリッドデータを用いて前線周辺の $|\nabla|\nabla\theta_e||$ を調べたものが図 2-2 である。2007年から2010年のコンボジット解析を行っている。図から、どの種類の前線も平均的には $|\nabla|\nabla\theta_e||$ が極大になる位置に解析されており、熱力学的変数から見ても妥当な位置に地上天気図上の前線が解析されていることがわかる。

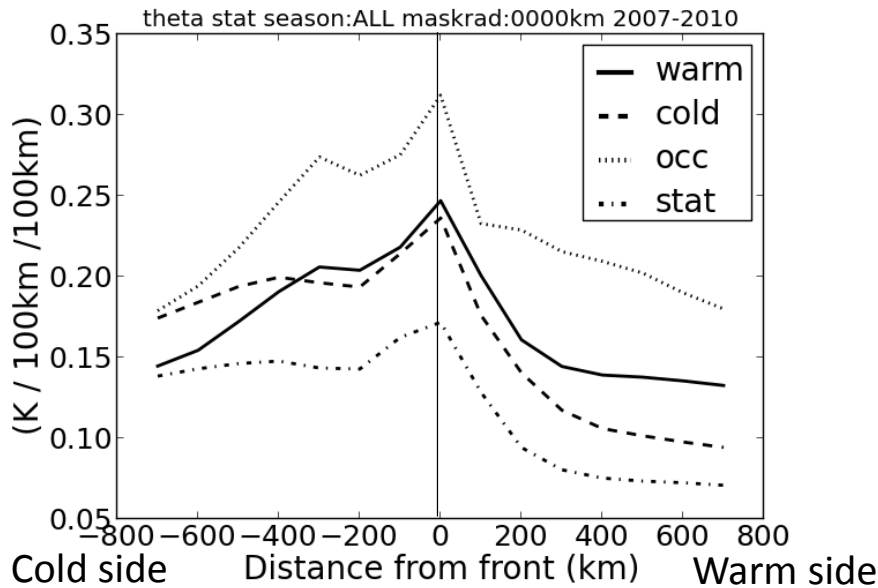


図 2-2 地上天気図上に描かれた前線周辺の $|\nabla|\nabla\theta_e||$ のコンポジット解析
 実線 (warm) : 温暖前線、破線 (cold) : 寒冷前線、点線 (occ) : 閉塞前線、一点鎖線 (stat) :
 停滞前線。横軸左側は前線の寒気側、右側は暖気側を表す。対象期間は 2007-2010 年。

2.4.2. 前線付近の熱力学的変数の水平傾度

地上天気図上の前線がどの程度の気温傾度 (T) 水平傾度および相当温位 (θ_e) 水平傾度を伴っているかを調べた。図 2-3 は前線近傍の 850hPa 高度の T 傾度および θ_e 傾度の累積分布である。前線周辺の熱力学場を調べたところ前線位置から寒気側に 100~300km 程度の位置で T および θ_e 傾度が最大になる傾向があったため、前線から寒気側に 200km の位置の T 傾度および θ_e 傾度を示している。また比較のため、前線の有無を考慮せずに計算した T 水平傾度および θ_e 水平傾度の領域内平均値 (基本場平均) の値も示している。

850hPa の T 傾度 (θ_e 傾度) が基本場平均を下回る前線グリッドの割合は温暖、寒冷、閉塞、停滞前線でそれぞれ 20.7% (20.7%)、19.8% (14.1%)、18.8% (22.7%)、37.5% (20.1%) であった。これは地上天気図上に描かれた前線の一部は強い T 傾度または θ_e 傾度を伴わないものがあることを示す。こうした傾向は地上天気図上の前線のデータ特性を調べた数少ない研究である Sanders and Hoffman (2002) もアメリカ国立気象局が作成した地上天気図について指摘している。基本場平均よりも水平傾度が小さい前線グリッドの割合が停滞前線においては θ_e を用いた場合に大きく減少するのは、停滞前線として描かれる梅雨前線が水蒸気量を考慮した θ_e でより明確に捉えられることを反映していると考えられる (Nonomiya 1984)。

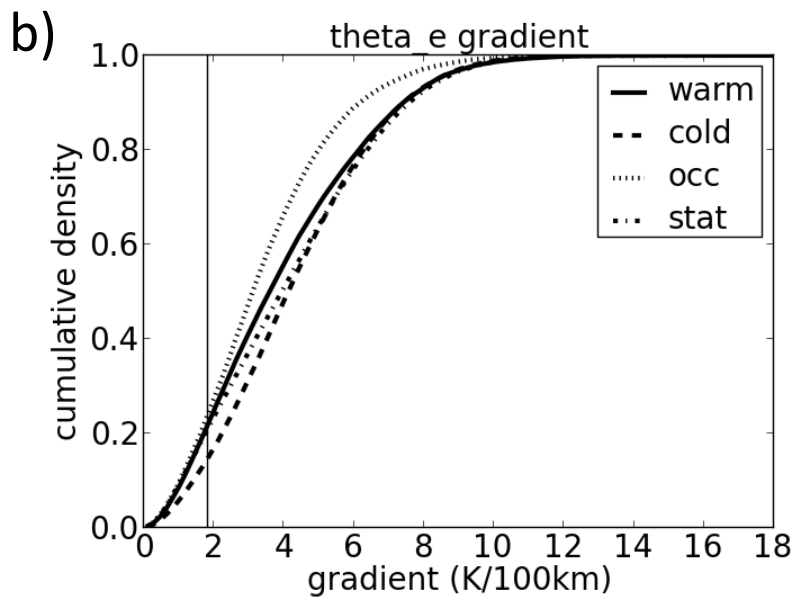
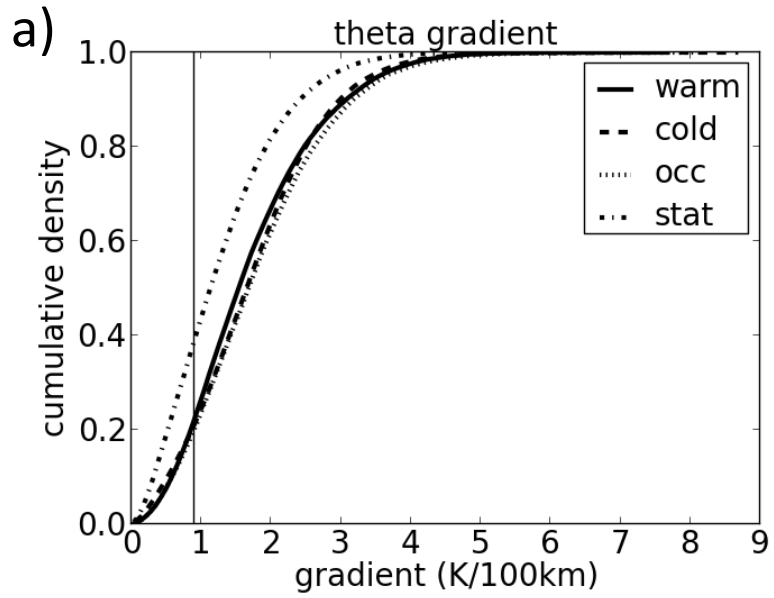


図 2-3 前線近傍の気温及び相当温位水平傾度累積分布

実線：温暖前線（warm）、破線：寒冷前線（cold）、点線：閉塞前線（occ）、一点鎖線：停滞前線（stat）。横軸が相当温位水平傾度。細い縦線は基本場平均値をあらわす。対象期間は 2007-2010 年。

2.4.3. 地上天気図上の前線数の経年変化

図 2-4 に前線グリッドデータを用いて計算した地上天気図上の前線の数の経年変化を示す。前線数は前述した前線グリッドデータ上の前線数を客観的に数える方法を用いて算出した。

温暖前線と寒冷前線の数はほぼ同数で推移する。これは一般に両前線が同時に存在する傾向の反映である。2004 年までは温暖前線・寒冷前線の数は 3-5 月 (MAM) と 9-11 月に極大になり、6-8 月 (JJA) と 12-2 月 (DJF) に極小になる。2005-2006 年では年に 2 度の極大と極小という季節変化は不明瞭になり始める。2007 年以降は両前線の数は秋から春の間に極大を迎え、夏季 (JJA) に極小になる。また両前線の数は 2000 年代中頃に減少し、2007 年から 2008 年以降は比較的定常となる。例えば 2000 年 3 月から 2004 年 11 月までの温暖前線の数の季節平均 (3 か月平均) は 709 本であるが、これが 2007 年 3 月から 2010 年 11 月までの期間には 362 本と、およそ半数になる。

閉塞前線は温暖前線・寒冷前線と同様の季節変動を示すが、その総数は両前線と比較しておよそ 20-50%程度である。また閉塞前線の数も温暖前線・寒冷前線と同様に 2000 年代中頃に減少する。例えば 2000 年 3 月から 2004 年 11 月までの閉塞前線数は季節平均 229 本であるが、これが 2007 年 3 月から 2010 年 11 月までの期間では 123 本となる。

停滞前線の数は JJA に最も多く DJF に最も少ない。JJA の停滞前線の数の増加は梅雨前線によるものである。この季節変動の特徴には 2000 年代を通じて大きな変化は見られない。また停滞前線の総数にもやや減少傾向があるものの、他の前線ほど明確ではない。

前線の数の減少は実際の気象場の変化ではなく、比較的明確な前線のみが天気図上に描かれるようになったことが原因ではないかと仮説を立てた。そこで 850hPa の気温 (T) と相当温位 (θ_e) の水平傾度を前線近傍と領域全体について求め、その経年変化を調べた (図 2-5)。 T と θ_e 。どちらの水平傾度についても領域平均 (基本場平均) は 2000 年代を通じて大きく変化しない。一方で前線周辺の相当温位傾度は 2000 年代中頃から増加している。気温傾度でもわずかな増加が見られる。これは領域内の実際の傾圧性の強化によって前線が増加したのではなく、比較的明確な (θ_e や T の強い水平傾度を持つ) 前線のみが地上天気図上に解析されるようになったことを示している。

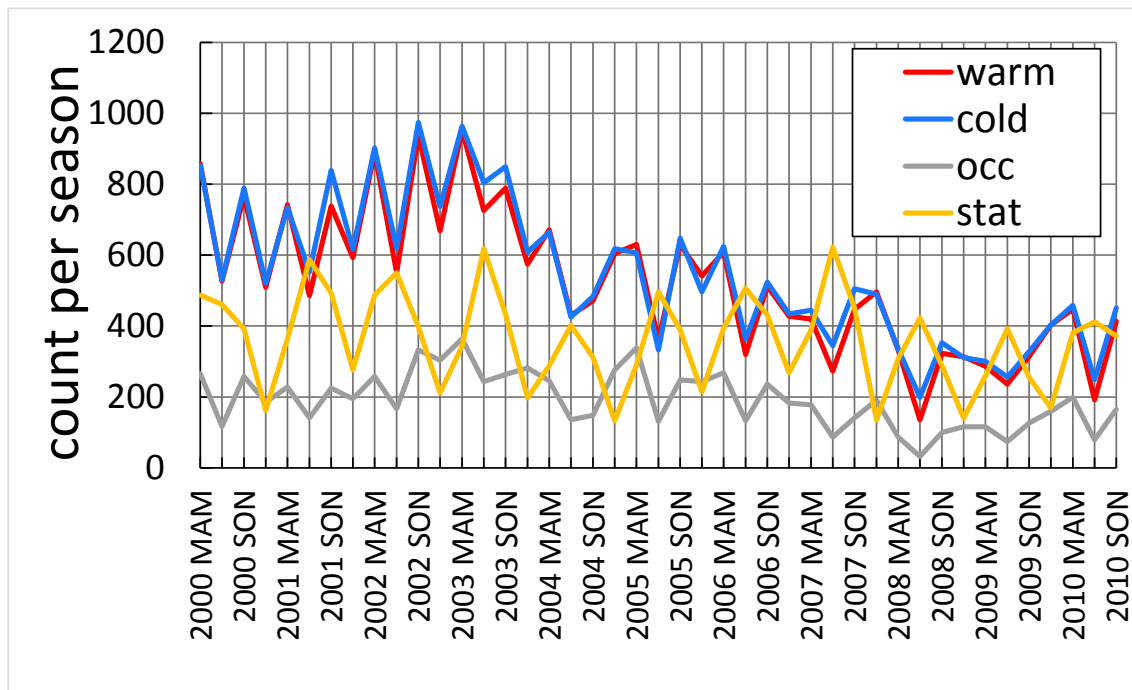


図 2-4 地上天気図上の前線数の経年変化

赤：温暖前線 (warm)、青：寒冷前線 (cold)、灰：閉塞前線 (occ)、黄：停滞前線 (stat)

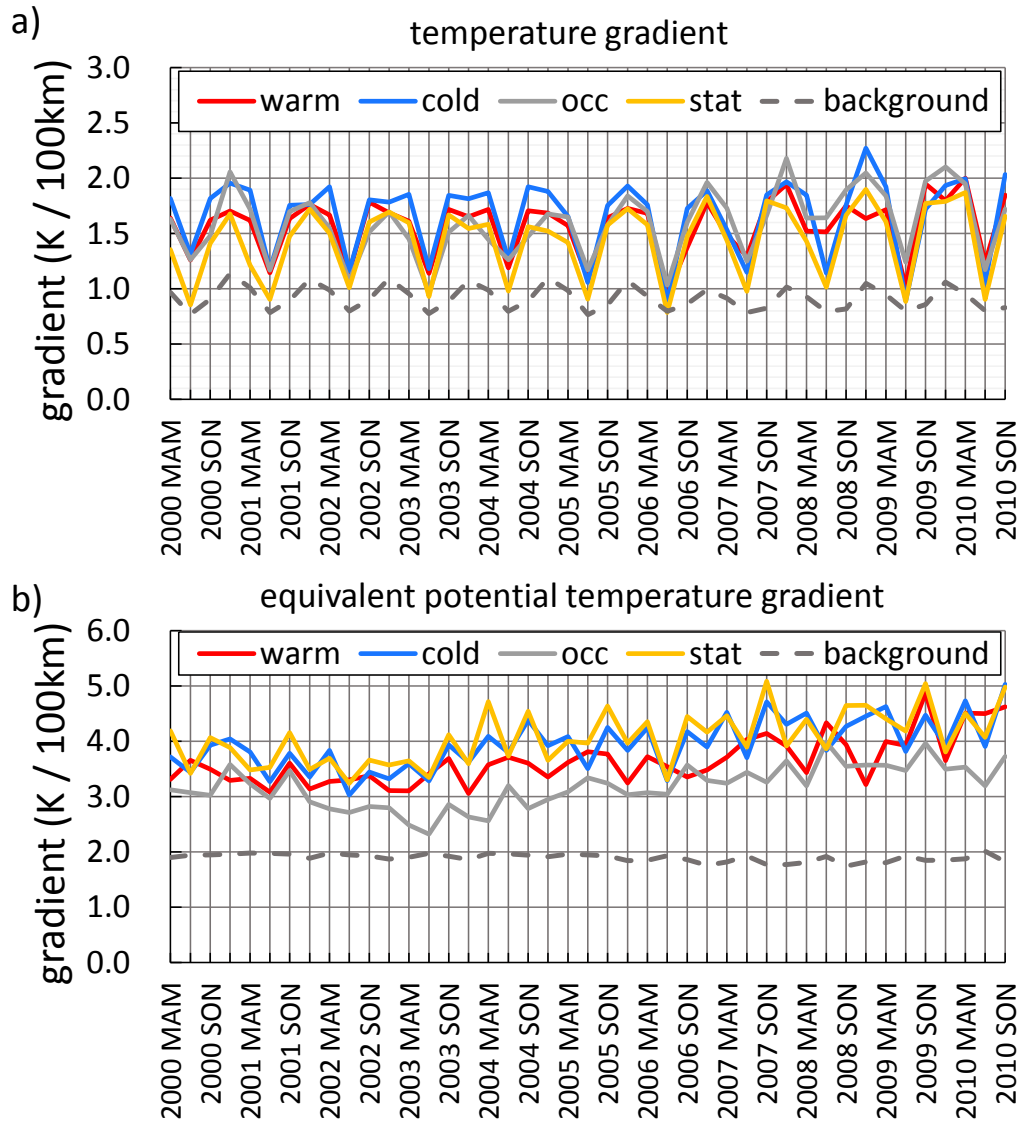


図 2-5 850hPa 高度の気温水平傾度と相当温位水平傾度の時系列変化

(a) 気温水平傾度、(b) 相当温位水平傾度

赤線：温暖前線、青線：寒冷前線、灰線：閉塞前線、黄線：停滞前線、破線：基本場

2.5. 前線の気候値の解析

前線グリッドデータは客観検出手法のパラメータ決定や地上天気図の特性の把握以外にも、前線の統計値・気候値の解析などに利用することができる。本節では作製した前線グリッドデータの応用例として、日本周辺の前線の統計値・気候値を解析した。

2.5.1. 前線の長さの季節変化

地上天気図を見ると普通、寒冷前線は温暖前線よりも長く伸びて描かれることが多い。しかし前線の長さについてある程度の領域で定量的に評価した研究は少ない (Simmonds et al., 2012)。そこで、寒冷前線と温暖前線の長さはそれぞれの程度違うのかをその季節変化を含めて調べた。前線の数の検証と同様に、前線グリッドデータ上で分断された前線の間隔が 1 グリッドのみである時は両者をつなげて 1 本の前線として扱った。またここでは前線の長さの代替指標として 1 本の前線を構成するグリッド数を数えた。同グリッド数でも例えば緯度によって実際の長さは異なるが、多数のケースを平均して気候値的に見ることによって温暖前線と寒冷前線の長さの関係やその季節変化は捉えることができる。

図 2-6 にグリッド数で見た温暖前線と寒冷前線の長さの季節変化を示す。寒冷前線の長さには明らかな季節変化があり、冬季に最も長く夏季に短い。温暖前線の長さには大きな季節変化は見られない。寒冷前線の長さは温暖前線のそれと比較して長く、平均すると最も差の小さい 7 月でも 1.5 倍、最も差の大きい 1 月には 2.4 倍程度長い。

前述のように寒冷前線と温暖前線の数はほぼ同数である。しかし前線の数が同様であっても、その空間的な長さが異なれば影響範囲も異なり、またある場所がそれぞれの前線の影響を受ける頻度も変わる。前線の長さの差はそれぞれの前線の影響の大きさの差にもつながると考えられる。

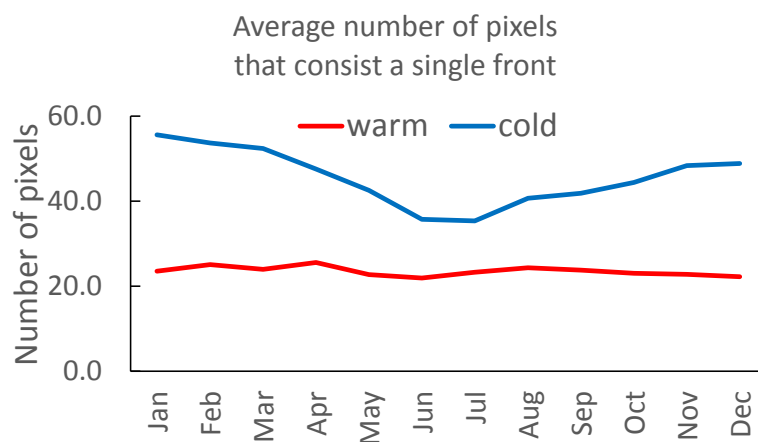


図 2-6 グリッド数で見た前線の長さの季節変化

赤線：温暖前線、青線：寒冷前線。対象期間は 2007-2010 年。

2.5.2. 前線周辺の降水強度分布と相当温位プロファイル

これまでも前線周辺の降水分布や前線の構造を調べた研究が行われてきたが、多くは扱う事例数が限られてきた。作製した前線グリッドデータを用いることで、多数のケースを扱うコンポジット解析が可能になる。そこで前線周辺の降水強度の分布と相当温位プロファイルのコンポジット解析を行った。前線グリッドはそれぞれ 1 ケースとして別に扱った。コンポジットに用いたグリッド数は温暖、寒冷、閉塞、停滞前線でそれぞれ 128,544、272,629、55,034、394,215 個である。

図 2-7 は前線周辺の降水強度の分布である。平均的にみると温暖前線が他の前線と比較して強い降水強度を示している。温暖前線の降水強度ピークはほぼ前線位置に存在する。寒冷前線の降水強度ピークは前線位置よりも暖気側に位置する。同様に閉塞前線もその降水強度ピークを暖気側に持つ。停滞前線周辺の降水強度はほぼ対称な分布を示している。

図 2-8 は前線周辺の相当温位 (θ_e) 偏差のプロファイルのコンポジット分布である。季節変化の影響を除くため、850hPa の θ_e 月別気候値からの偏差を平均している。等 θ_e 面でもみた温暖前線の前線面は進行方向に傾いている。一方で寒冷前線の前線面はやや前方に傾いているものの、温暖前線と比較するとほぼ地表に対して垂直である。一般に寒冷前線面は温暖前線面より地表からの傾きが急であると言われるが、そうした特徴が多数のケースを平均した場合でも捉えられることを示している。前線周辺の θ_e の特徴から、平均的には温暖前線周辺の下層大気は安定な層構造を持っており、寒冷前線周辺の下層大気は中立～やや不安定な構造である。閉塞前線では、低 θ_e の大気が高 θ_e の大気の下に潜り込むような構造が見て取れる。

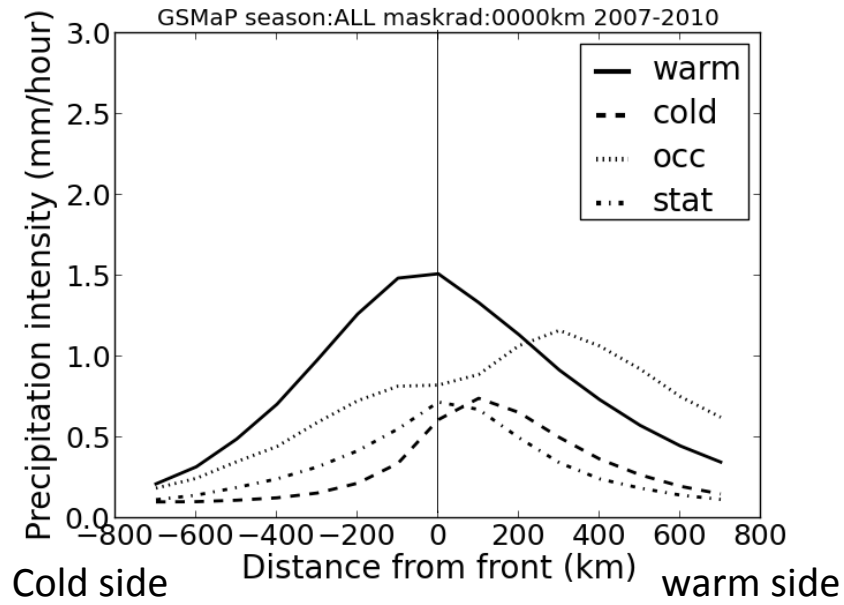


図 2-7 前線周辺の降水強度のコンポジット分布

実線：温暖前線（warm）、破線：寒冷前線（cold）、点線：閉塞前線（occ）、一点鎖線：
 停滞前線（stat）

横軸は前線と直交する方向への前線からの距離であり、左側は寒気側、右側は暖気側。対象期間は 2007-2010 年。

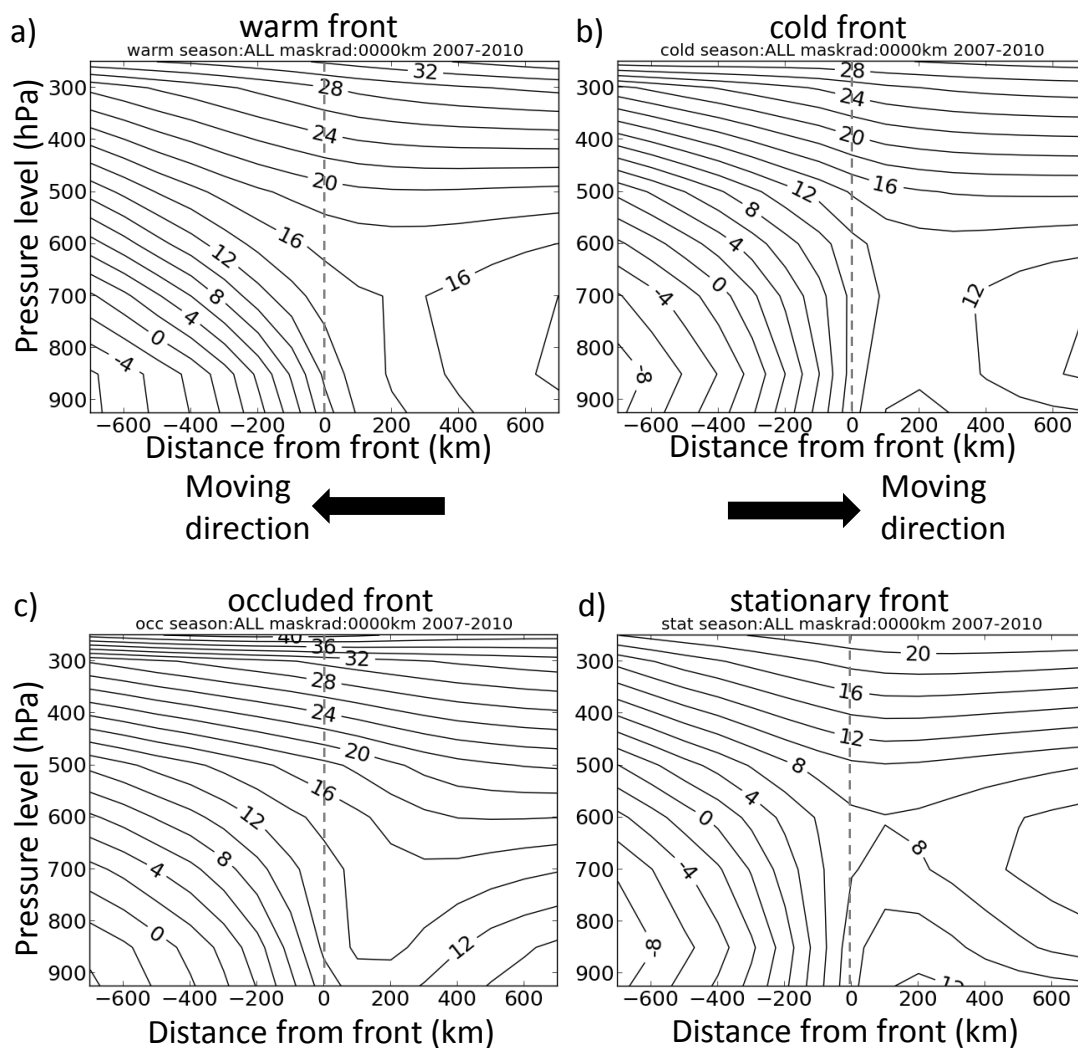


図 2-8 前線周辺の相当温位のコンポジット分布
 (a)温暖前線、(b)寒冷前線、(c)閉塞前線、(d)停滞前線。温暖前線と寒冷前線については進行方向を矢印で示している。対象期間は 2007-2010 年。

2.5.3. 寒冷前線周辺の分布についての追加解析

寒冷前線に伴う降水強度のピークは平均するとその暖気側に位置していた (図 2-7)。寒冷前線の暖気側には暖湿な空気が流入することから、降水の源となる水蒸気が十分に供給される。さらに前線周辺のフロントジェネシス (frontogenesis) による循環を考えればその暖気側に期待される上昇流に伴って降水が発生することは自然である。一方で、暖気が前線面を滑翔する古典的なアナ型寒冷前線モデルでは、寒冷前線の前線位置からやや寒気側にかけての強雨が予想される (Browning 1990)。

北島と三井(1998)は天気図上の前線の日本における捉え方について「しかし近年では、低気圧について古典的モデルで考えるのと同様、寒冷前線についても天気図に寒冷前線記号

があればそこにはアナ型寒冷前線が存在するはずだ（寒冷前線近傍で気温や風の急変・強雨が生じるはずだ）という機械的な当てはめが行われることが少なくないとも思われる」と指摘しており、少なくとも日本においては天気図上の前線をアナ型と暗黙のうちに解釈してしまう傾向があるようである。寒冷前線の暖気側における強雨は決して珍しいものではなく、例えば Nozumi and Arakawa (1968)はすでに 1960 年代に種子島におけるレーダー画像を分析し、種子島周辺では寒冷前線の暖気側のレインバンドが相当数見られることを報告している。その後も北畑と三井（1998）などが寒冷前線の暖気側の降水事例を解析している。また海外でも Browning and Monk（1982）や Locatelli et al., (1995)が寒冷前線の暖気側に離れた強雨域の解析を行い、それぞれそのメカニズムについて”upper cold front”や”cold front aloft”といったモデルを提出しているが、前述したように前線について多数のケースを扱うことのむずかしさから、その気候値的な発生頻度などを定量化した研究は少ない。そこで、寒冷前線の寒気側の強雨と暖気側の強雨それぞれがどの程度の割合で見られるのか、そしてそれぞれの構造にどのような違いがあるかについて、前線グリッドデータを用いて調べた。

2.5.3.1 降水ピークの位置

図 2-9 は寒冷前線周辺の各位置で降水ピークが観測される相対頻度の分布である。ここで降水ピークの位置とは、各時間ステップにおいて前線直交方向に 700km 以内の降水強度を調べ、最も降水強度が大きい位置としている。降水ピークの発生頻度が最も高いのは寒冷前線から暖気側におよそ 100km の位置であり、暖気側の降水ピークの発生割合は全体のおよそ 56%である。1.0 度解像度のデータを用いた解析であるため、最頻位置の推定は 50km 程度（ $\sim 0.5^\circ$ ）の幅を持って解釈すべきであるが、少なくとも降水強度のピーク位置が前線位置からその寒気側に位置するような古典的なアナ型寒冷前線が大多数を占めるわけではないことがわかる。

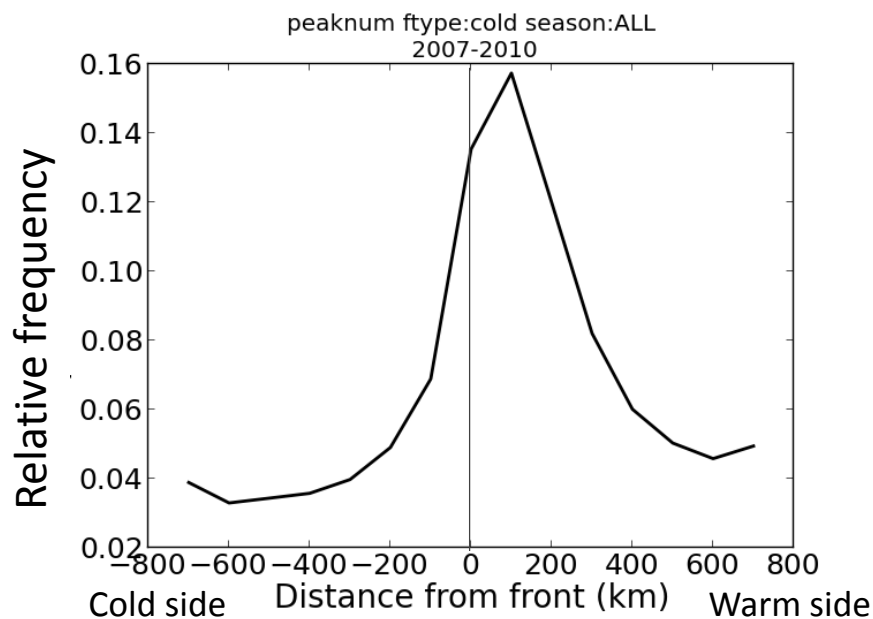


図 2-9 寒冷前線周辺の各位置における降水ピークの相対頻度
 横軸は前線と直交する方向への前線からの距離であり、左側は寒気側、右側は暖気側。対象期間は 2007-2010 年。

2.5.3.2 熱力学変数からみた前線位置の確認

ここで用いている前線グリッドデータは地上天気図を元にしたデータである。そこで確認のため、寒気側に強い降水が見られる寒冷前線と暖気側に強い降水が見られる寒冷前線がそれぞれ熱力学変数からみた妥当な位置に解析されているかを調べた。各降水イベントについて強い降水がどちら側に見られるかは、前線からそれぞれ 700km までの平均降水強度を寒気側・暖気側それぞれ計算し、平均強度の大きい側とした。これは各時間ステップ・各前線グリッドについて判断している。簡単のため、寒気側に降水ピークを持つ寒冷前線と暖気側に降水ピークを持つ寒冷前線をそれぞれ「寒気側降水型」と「暖気側降水型」と呼ぶことにする。

図 2-10 は両者の周辺の $|\nabla|\nabla\theta_e||$ の分布である。 $|\nabla|\nabla\theta_e||$ はどちらのタイプの寒冷前線についても前線の位置で最大になっている。これは前述したように地上天気図上の前線が熱力学変数の観点から妥当な位置に解析されていることを意味する。

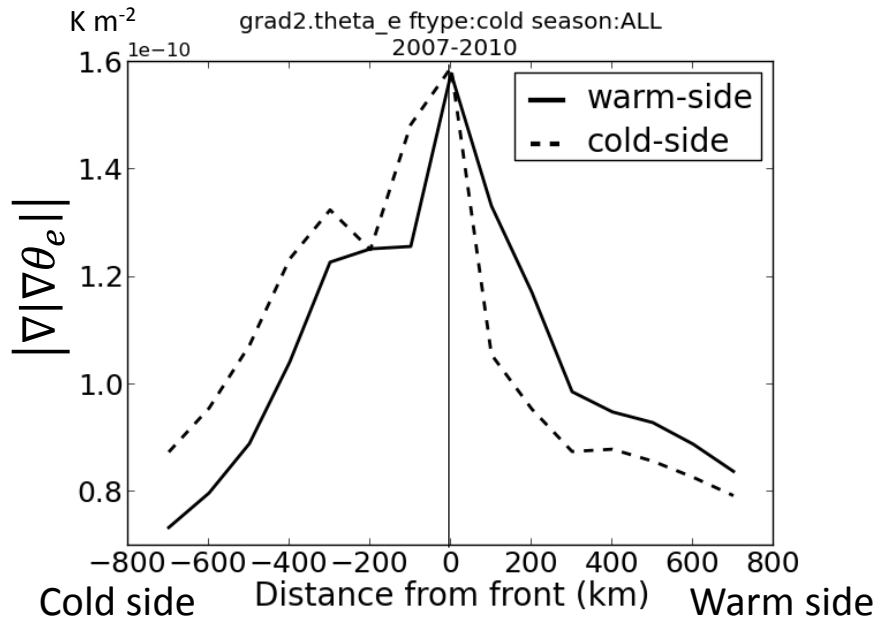


図 2-10 暖気側降水型と寒気側降水型の寒冷前線周辺の $|\nabla|\nabla\theta_e||$ の分布
 実線：暖気側降水型、破線：寒気側降水型。対象期間は 2007-2010 年。

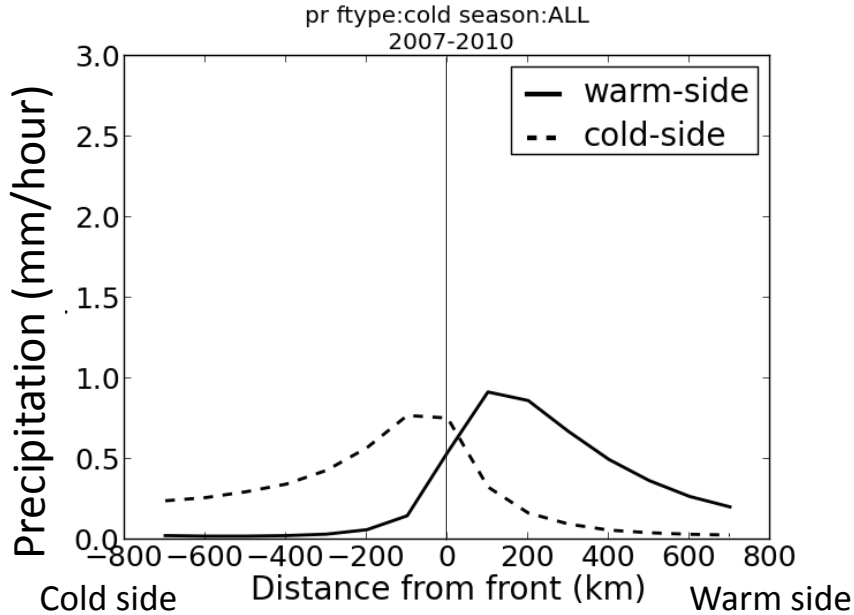


図 2-11 寒気側降水型と暖気側降水型の寒冷前線周辺の降水分布
 実線：暖気側降水型、破線：寒気側降水型。対象期間は 2007-2010 年。

2.5.3.1 寒気側降水型と暖気側降水型の寒冷前線周辺の降水分布

次に暖気側降水型と寒気側降水型の両者についてその周辺の降水強度分布を調べた（図 2-11）。降水ピークの位置はそれぞれ前線から 100-200km 程度暖気側と寒気側に位置している。降水強度はやや暖気側降水型が大きい。

2.5.3.2 寒気側降水型と暖気側降水型の構造

暖気側降水型と寒気側降水型のそれぞれについて前線に垂直な断面における鉛直 p 速度の分布と相当温位 (θ_e) を調べた（図 2-12、図 2-13）。

フロントジェネシスによって起こる上昇流は前線のやや暖気側に期待され（Lackmann, 2011）、実際に暖気側降水型だけでなく寒気側降水型についても上昇流の下端は前線からやや暖気側に位置している。上昇流に関する両者の顕著な違いはその傾きに見られる。寒気側降水型は上昇流域が寒気側に大きく傾いている。これは古典的なアナ型寒冷前線に見られる特徴である。一方で暖気側降水型では上昇流域は対流圏の中～上層（～300km）程度まで地表に対してほぼ垂直に伸びている。この暖気側で地表に対してほぼ垂直に伸びる上昇流域が暖気型での降水をもたらしていると言える。

もう一つ鉛直 p 速度の図からわかる両型の違いは、寒気側における下降流である。暖気側降水型は寒気側降水型と比較して、その寒気側の比較的前線に近い位置に下降流を伴っている。例えば前線から寒気側に 400km の位置での 500hPa 高度鉛直 p 速度は、寒気側降水型では上昇流域（ $-10 \times 10^{-4} \text{hPa s}^{-1}$ ）であるのに対し、暖気側降水型では下降流域（ $+2 \times 10^{-4} \text{hPa s}^{-1}$ ）になっている。この下降流が寒気側での降水を抑制し、暖気側で降水をより際立たせている。

θ_e の分布にも違いが見られる（図 2-13）。暖気側降水型では 700hPa 程度の高度で低 θ_e の空気が地上の寒冷前線を越えて暖気側に 100km 程度侵入している。同様の低 θ_e の空気の侵入は寒気側降水型では見られない。大気の中層での暖気側への低 θ_e の空気の侵入はいわゆる”upper cold front”（Browning and Monk, 1982）と類似した特徴である。Upper cold front は地上の寒冷前線を越えて暖気側に侵入する乾燥・低温の空気で特徴づけられる。乾燥・低温の空気の侵入は地上寒冷前線の暖気側の中層で不安定をもたらす。同様の構造は北米を対象にした Locatelli et al. (1995) が提示したモデルである”Cold front aloft”にもみられる。中層への乾燥・低温の空気の侵入による潜在不安定を開放するメカニズムは例えば地上の前線のフロントジェネシスによる上昇流や中層の傾圧性によって引き起こされる上昇流、比較的弱い対流が中層に届くことでの不安定の解放などが提案されており、こうした引き金によって暖気側での降水が発生する（Browning and Monk, 1982; Locatelli et al., 1995）。ここで示した前線周辺の θ_e 分布は多数のケースの平均値であり、必ずしも upper cold front や cold air aloft などと同じ原因で暖気側の降水が発生しているとは言えないが、これらと類似した構造が暖気側の降水の要因の一つであると考えられる。

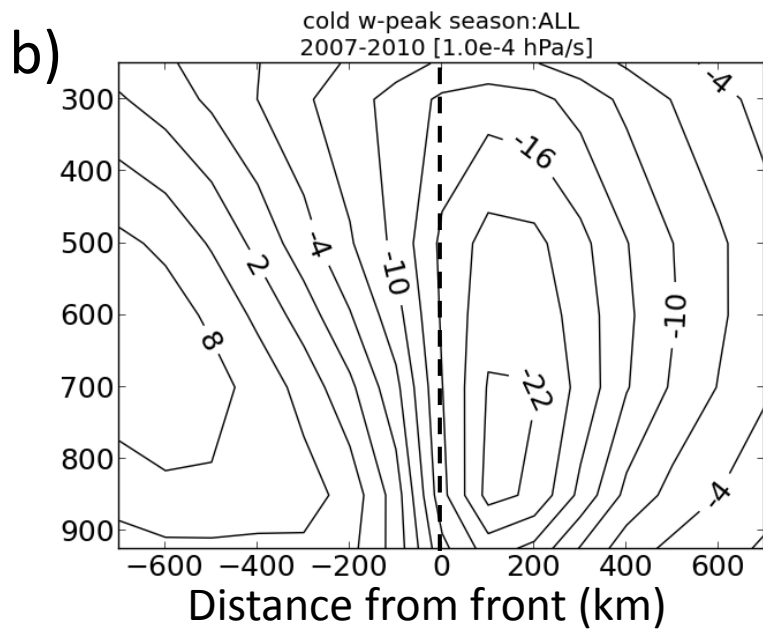
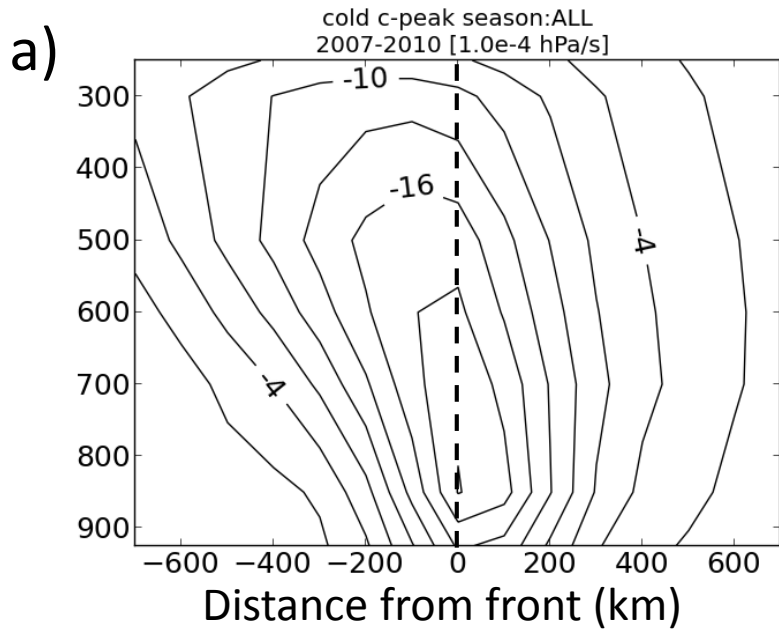


図 2-12 寒気側降水型と暖気側降水型の寒冷前線周辺の鉛直 p 速度分布
(a) : 寒気側降雨型、(b) : 暖気側降水型。鉛直 p 速度の単位は 10^{-4} hPa s^{-1} 。対象期間は
2007-2010 年。マイナスの値が上昇流を表す。

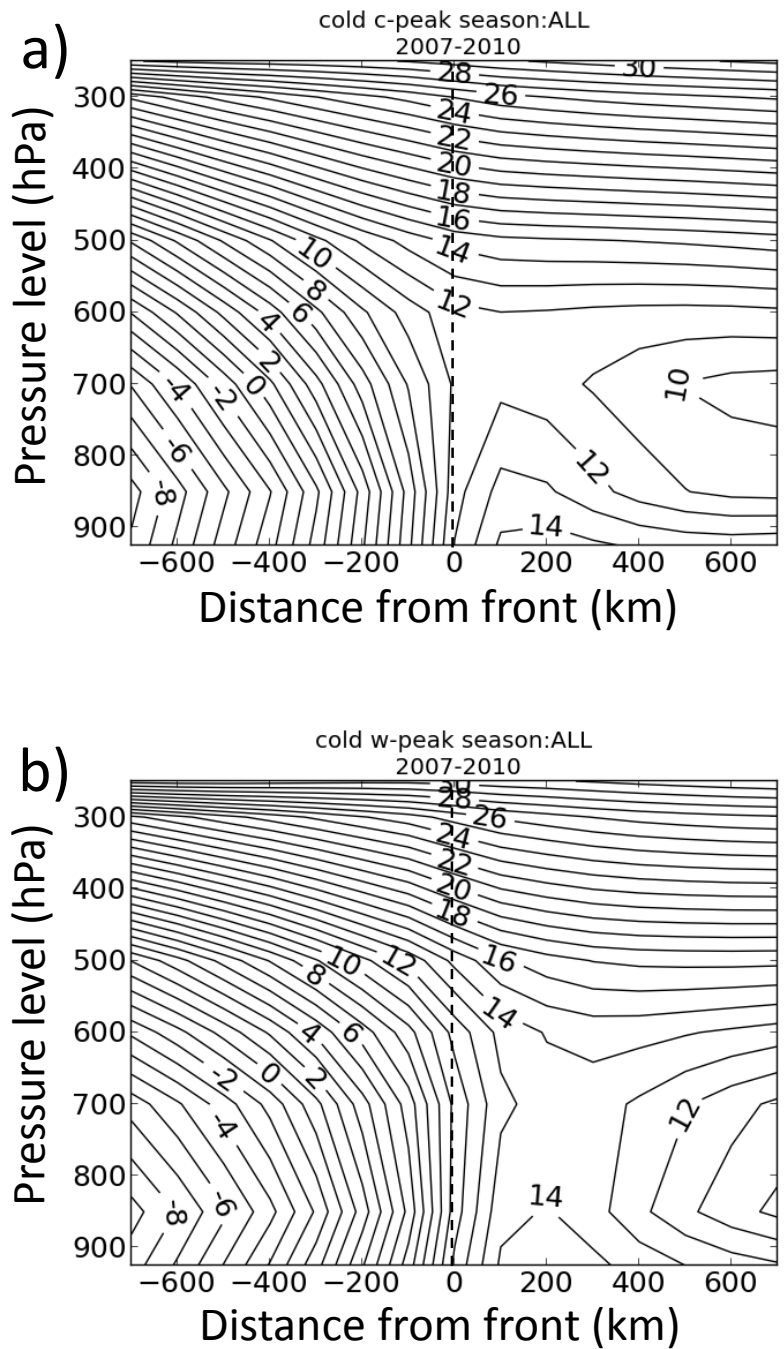


図 2-13 寒気側降水型と暖気側降水型の寒冷前線周辺の相当温位偏差の分布
 (a) : 寒気側降雨型、(b) : 暖気側降水型。偏差は 850hPa の月別気候値との差。横軸は負値が寒気側、正值が暖気側。対象期間は 2007-2010 年。

2.6. まとめ

本章の成果は以下のようにまとめられる。

- 前線の前線客観検出手法のパラメータ決定・検証や気候学的研究を行う上での技術的な困難を解決するため、地上天気図に基づく北西太平洋域の前線グリッドデータを作製した。
- これまでほとんど調べられることのなかった地上天気図のデータとしての特性を、前線グリッドデータを用いて調べた。地上天気図 ASAS には地上天気図作製プロセスにおける主観的な前線解析に起因すると考えられる前線数の減少トレンドが確認された。
- 前線グリッドデータの利用例として、前線の長さや前線周辺の降水強度分布、相当温位分布などの気候値・コンポジット解析を行った。また寒冷前線を強い降水の発生位置で分類し、日本周辺においては寒冷前線周辺の降水の半数以上がその暖気側に見られることを定量的に示した。

天気図に基づく前線グリッドデータは当初、客観検出手法のパラメータ決定に用いることを意図して開発した。しかし本章でいくつかの利用例を示したように、天気図に基づく前線グリッドデータはそれ自体としても前線の気候学的研究などに有用である。また現状の前線客観検出手法は閉塞前線を検出することができないが (Hewson, 1998)、本章で作製した前線グリッドデータを用いて閉塞前線の立体的な特徴の理解が進めば、その知見を閉塞前線の客観検出に応用することも期待できる。

2.7. 付録：天気図に基づく前線グリッドデータ作製アルゴリズム

地上天気図に基づく前線グリッドデータの作製アルゴリズムについて述べる。本アルゴリズムは気象庁作成の地上天気図 ASAS 用に開発し最適化したものであるが、他の気象機関が作成する地上天気図であっても着色された前線記号を用いている場合であれば、基本的な考え方は応用できる。

本アルゴリズムは地上天気図から 1.0° 空間解像度の前線グリッドデータを作製する。 1.0° の各グリッド位置について個別に前線の有無や前線種類を判定する。またアルゴリズムの各ステップでは、そのステップが全グリッドに適用されたあとに初めて次のステップに進む。例えばステップ(vii)はステップ(vi)が全グリッドに適用された後初めて実行される。アルゴリズムの全体の流れは図 2-14 に示している。また用いた閾値は表 2-2 にまとめられている。閾値は作成されるデータを見ながら主観的に決定したものであるが、その妥当性は本章で行った前線グリッドデータの検証によって示されている。

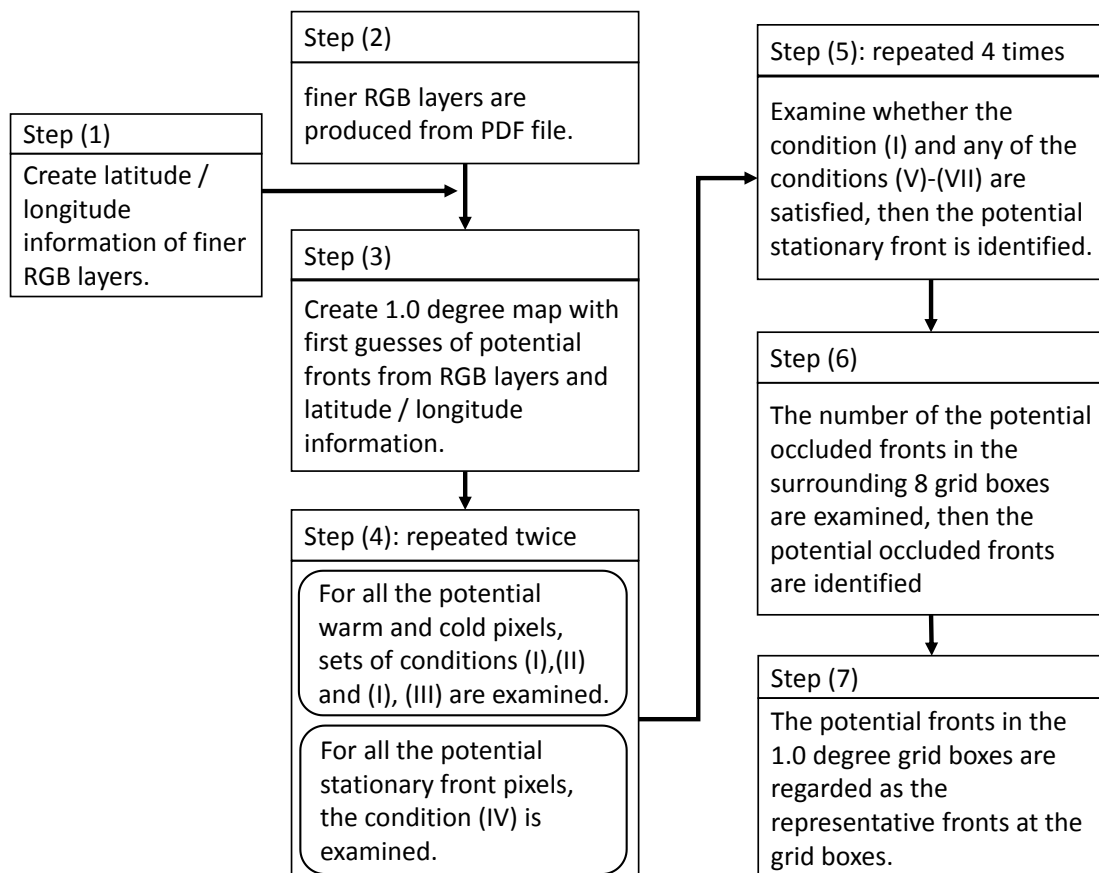


図 2-14 地上天気図に基づく前線グリッドデータ作製アルゴリズムの概要

表 2-2 前線グリッドデータ作製アルゴリズムの各種条件

前線グリッド数 Num(領域、前線種類)において、対象グリッドと同じ前線種類のものは“same”、停滞前線は“stationary”と表現している。さらに“opposite”は対象グリッドが温暖前線の場合は寒冷前線、対象グリッドが寒冷前線の場合は温暖前線を表す。

No.	Conditions	Thresholds used in this study
I	Num(W_3x3, same) < K & Num(E_3x3, same) < K & Num(S_3x3, same) < K & Num(N_3x3, same) < K & Num(9x9, occluded) = 0	K=4
II	Num(W_3x3, opposite) > 0 & Num(E_3x3, opposite) > 0 & Num(N_3x1, opposite) < L & Num(S_3x1, opposite) < L	L=3
III	Num(S_3x3, opposite) > 0 & Num(N_3x3, opposite) > 0 & Num(W_3x1, opposite) < L & Num(E_3x1, opposite) < L	Same as L in condition II
IV	Num(9x9, stationary) > M	M=3
V	Num(W_3x3, stationary) > 0 & Num(E_3x3, same) < K-1	Same as K in condition I
VI	Num(E_3x3, stationary) > 0 & Num(W_3x3, same) < K-1	Same as K in condition I
VII	Num(S_3x3, stationary) > 0 & Num(N_3x3, same) < K-1	Same as K in condition I
VIII	Num(N_3x3, stationary) > 0 & Num(S_3x3, same) < K-1	Same as K in condition I

以下にアルゴリズムのステップを示す。

ステップ 1

このステップでは PDF 形式の地上天気図データから RGB レイヤーを作製する。RGB レイヤーは画像の色を R (赤)、G (緑)、B (青) の各要素に分解したデータである。分解されたデータは R、G、B の 3 枚のレイヤーになる。地上天気図は 1.0° 解像度よりも空間的に密な情報を持っているため、地上天気図から作製する RGB レイヤーは 1.0 度よりも高い解像度で作製される。ASAS から作成した RGB レイヤーのグリッド数は 2000 年 1 月-2006 年 2 月までは(x,y)=(1300, 900)、2006 年 3 月-2010 年 12 月までは(x,y)=(1190, 842)である。グリッド数が途中で変わるのは元になる地上天気図のサイズと領域が 2006 年 3 月に変更になったためである。PDF 形式のデータの色情報からの RGB レイヤーの作成は一般的な画像解析ライブラリで行うことができる。本研究ではプログラミング言語 Python 用の無償描画ライブラリである Matplotlib (<http://matplotlib.org/>)を用いた。

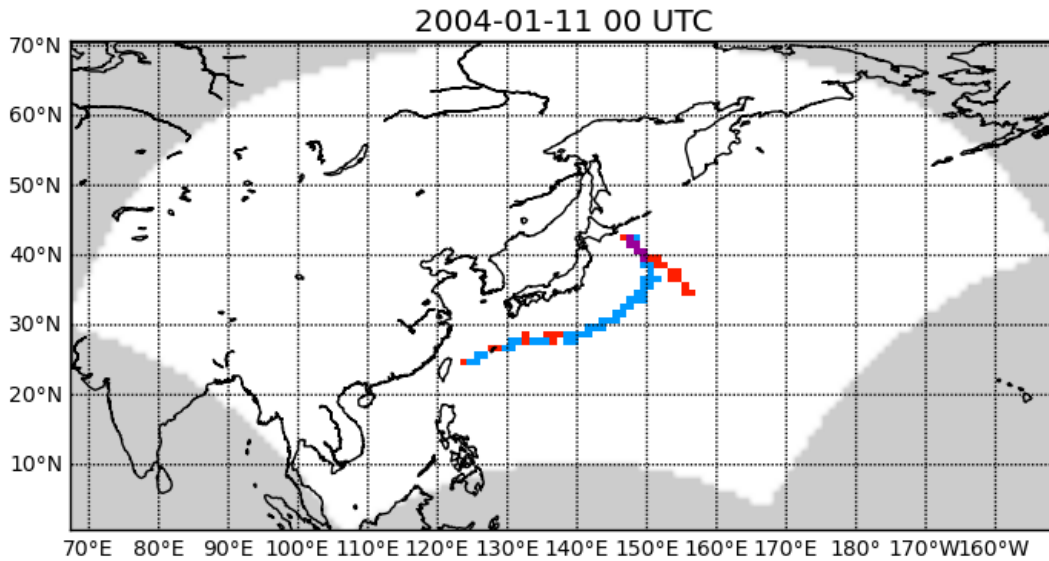
ステップ 2

このステップでは RGB レイヤーの各グリッドの緯度経度情報レイヤーを作成する。RGB レイヤーの各グリッドの緯度経度情報は地上天気図の地図投影法を考慮して決定する。緯度経度情報レイヤーの各グリッドは RGB レイヤーの対応するグリッドの緯度経度情報を持つ。緯度経度情報レイヤーの作製は、地上天気図の地図投影法に関する情報と領域内の主要な点の緯度経度情報が与えられれば、一般的な地図描画ライブラリや地理情報システムソフトウェアで行うことができる。本研究ではプログラミング言語 Python 用の無償地図描画ライブラリである Matplotlib Basemap Toolkit (<http://matplotlib.org/basemap/>)を用いた。

ステップ 3

地上天気図では温暖前線は赤色、寒冷前線は青色、閉塞前線は紫色で表現されており、停滞前線は赤と青が交互に並んだものである。このステップでは RGB レイヤーの情報を用いて赤色、青色、紫色の色情報を持つグリッドを特定し、対応する 1.0° グリッドレイヤーに投影する。まず RGB レイヤーの各グリッドの緯度経度情報を元に、 1.0° グリッドレイヤー上の対応するグリッド位置を決定する。RGB レイヤーは 1.0° グリッドレイヤーよりも高い空間解像度を持つため、一つの 1.0° グリッドに対して複数の RGB レイヤーグリッドが対応付けられることもある。この場合は対応付けられた色（赤色、青色、紫色）のうち、最も数の多い色を当該 1.0° グリッドを代表する色とする。3 色のうちどの色も対応付けられなかった 1.0° グリッドは前線が存在しないと判断する。このステップで作られる 1.0° グリッドレイヤーの例は図 2-15 である。この時点では停滞前線が特定されておらず、また閉塞前線に対応する位置にも紫色以外の色を持つグリッドが存在する。

a)



b)

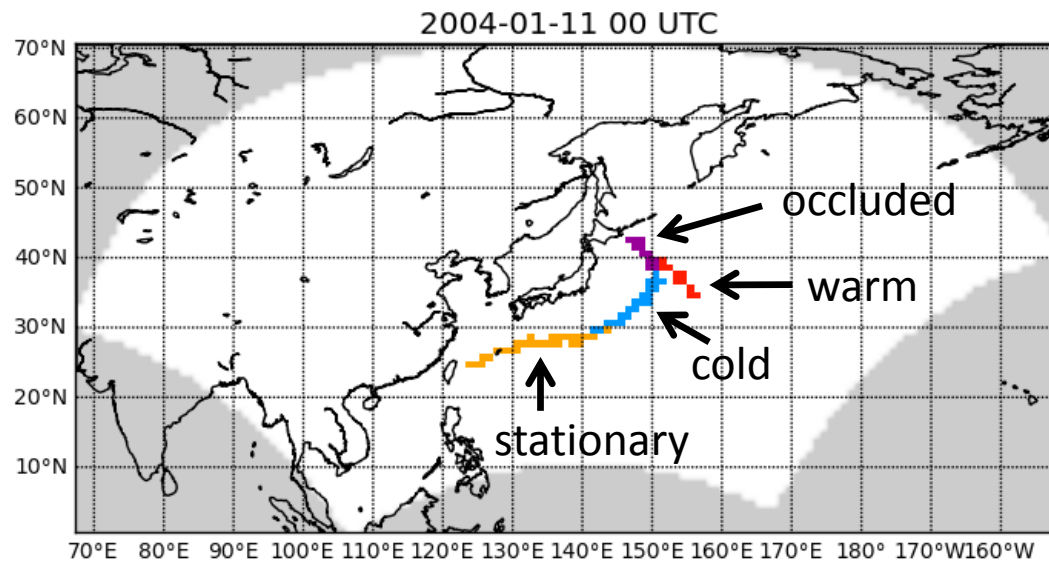


図 2-15 前線グリッドデータの間中プロダクトと最終プロダクトの例
(a)ステップ 3 終了時点で作製される中間プロダクトと(b)最終プロダクト

ステップ 4

このステップ以降、各ステップ内の手順を完了するごとに 1.0° グリッドレイヤーの各グリッドの色は更新される。また、赤色、青色、紫色はそれぞれ温暖前線グリッド、寒冷前線グリッド、閉塞前線グリッドとする。各グリッドの種類はその周囲のグリッドの色（前線種類）の配置から決定する。前線種類を決定する対象グリッドを、周囲のグリッドと対比して対象グリッドと呼ぶ。

ここで説明のため、「西側 3×3 領域」(W_3x3) を定義する。これは対象グリッドの西

側に隣接する 3×3 グリッドの矩形領域である (図 2-16)。また対象グリッドの西側に隣接する 3×1 グリッドの矩形領域を「西側 3×1 領域」($W_{3 \times 1}$) とする (図 2-16)。同様にして対象グリッドの東、北、南側にも 3×3 領域および 3×1 領域を定義する。さらに対象グリッドを中心とする 9×9 グリッドの矩形領域を「周辺 9×9 領域」と定義する (図 2-16)。

次に定義した各領域内の前線グリッドの数をその前線種類ごとに考え、Num (領域、前線種類) と書くことにする。例えば Num (" $W_{3 \times 3}$ 、停滞) は対象グリッドの西側 3×3 領域内の停滞前線グリッドの数である。

ここで定義した領域および前線グリッド数は表 2-2 の条件の判定で用いられる。

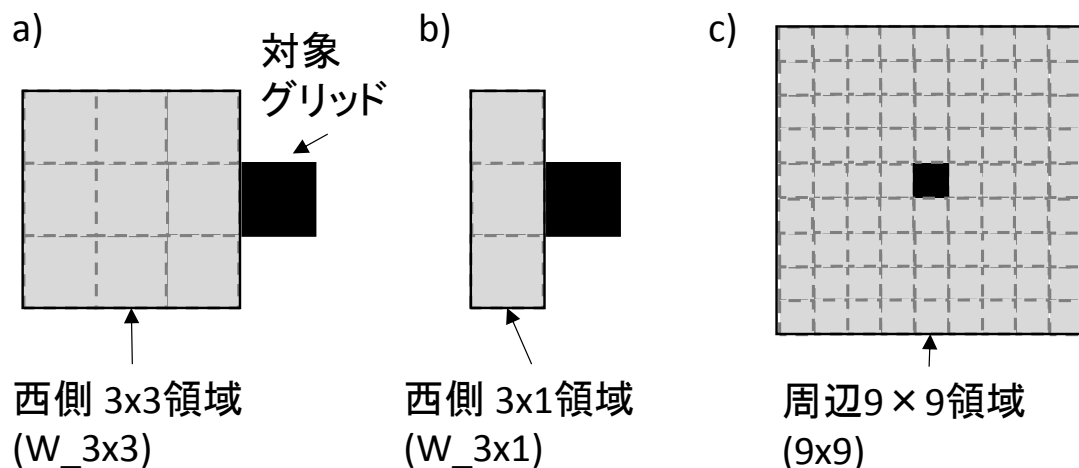


図 2-16 アルゴリズムで定義する各領域の概念図

ステップ 5

このステップでは停滞前線の候補となるグリッドを検索する。以下の連続する手順(a)および(b)を 2 回繰り返す。つまり (a)、(b) を一度行った後、再度手順(a)、(b)を行う。

- (a) 温暖前線グリッドと寒冷前線グリッドのそれぞれについて表 2-2 の条件(I)、(II)、(III)を満たすかどうかを調べる。もし条件(I)および(II)または条件(I) および(III)を満たす場合、対象グリッドの種類を停滞前線に変更する。
- (b) 手順(a)がすべての温暖前線グリッドと寒冷前線グリッドに対して行われた後、条件(IV)を各停滞前線グリッドで確認する。条件(IV)を満たしたグリッドは再び停滞前線グリッドから手順(a)を行う前の前線種類に戻される。

ステップ 6

このステップでは前線の端に位置する停滞前線グリッドを発見する。このステップの手順は 4 回繰り返される。これによって前線の端に位置する停滞前線グリッドの見落とし数を大きく低減することができる。各温暖前線グリッドと寒冷前線グリッドについて、条件(I)と条件(V)–(VIII)を確認する。条件(I)に加えて条件(V)–(VIII)のうちの一つ以上が満たさ

れた場合、対象グリッドの種類を停滞前線グリッドに変更する。

ステップ 7

このステップは本来閉塞前線であるべき位置に投影された他の前線種類のグリッドを閉塞前線に変更する。温暖、寒冷、停滞前線グリッドそれぞれについて、それを取り巻いて隣接する 8 グリッド内の閉塞前線グリッド数を数える。8 グリッド内の閉塞前線数が 1 以上である場合は、対象グリッドを閉塞前線と判定する。ただし対象グリッドの種類を閉塞前線に変更するのは全グリッドについて条件確認を完了した後とする。

ステップ 8

前のステップ完了後の各グリッドの前線種類を、最終的な 1.0° 前線グリッドデータの前線種類とする。

3. 原因となる気象システムによる全球降水量の分別手法の確立と総降水量に対する各気象システムの相対的な寄与度の定量化

3.1. 既往の研究と本章の構成

本章では現在気候における全球の降水をその原因となる気象システムによって分別する。降水は熱帯低気圧に伴う降水、温帯低気圧（温帯低気圧中心（以下、温低中心）と前線）に伴う降水、そしてその他の降水に分類する。

熱帯低気圧に伴う降水に関する研究は多い。対象とする地域別に分類すると、全球を対象としたもの（Lonfat et al., 2004; Jian and Zipser, 2010; Jian et al., 2011; Prat and Nelson, 2013）、全球熱帯域（10°N-10°S）を対象としたもの（Yokoyama and Takayabu, 2008）、北太平洋を対象としたもの（Rodgers et al., 2000; Kubota and Wang, 2009）、北大西洋を対象としたもの（Rodgers et al., 2001）、北西太平洋および北大西洋を対象としたもの（Lau et al., 2008）、そしてアメリカ南西部など比較的小さい領域を対象としたもの（Chen et al., 2010; Englehart and Douglas, 2001; Larson et al., 2005; Thatcher et al., 2012）などがある。このうち熱帯低気圧周辺の降水の構造や特性を扱ったもの（Lonfat et al., 2004; Lau et al., 2008; Yokoyama and Takayabu, 2008; Thatcher et al., 2012）を除くものは熱帯低気圧に伴う降水量の地理的分布の解析を行っている。

温帯低気圧に伴う降水量の分布を比較的広い領域で解析した研究は熱帯低気圧のそれと比較して少ない。片山（2004）は熱帯・亜熱帯域（35°N – 35°S）を 2.5 度格子に分け、各格子での3か月ごとの卓越する降水タイプを TRMM PR による降雨量日変化、降雨頂高度、降雨面積、層状性降水割合の推定値を用いて分類し、その中で温帯低気圧が卓越する地域を示した。片山（2004）が用いた分類は夕立（陸）、Shallow rain（陸・海）、温帯低気圧の雨（陸・海）、残りの雨（陸・海）であった。その後 Takayabu (2008) は片山（2004）の分類をさらに Severe Thunderstorm (Land)、Afternoon Shower (Land)、Shallow rain (Land & Ocean)、Extratropical Frontal Systems (Land & Ocean)、Organized (Land & Ocean)、High Land (Land)、Transition Zone (Ocean) に拡張した。気圧極小点や渦度極大点で捉えた、本研究で言うところの温低中心を扱ったものでは、Papritz et al. (2014) と Hawcroft et al. (2012) がそれぞれ南半球海上と北半球の温帯低気圧に伴う降水の地理的分布を示している。また Pfahl and Wernli (2012) は「低気圧」に伴う降水量極値の全球分布を解析しているが、彼らが定義する「低気圧」には本来メカニズムの異なる熱帯低気圧と温帯低気圧が混在している。実はこれは Papritz et al. (2014) や Hawcroft et al. (2012) に関しても同様であ

り、彼らの呼ぶ“extratropical cyclone”では熱帯低気圧と温帯低気圧の明示的な区別は行われていない。実際、Papritz et al. (2014)は温帯低気圧として解析しているものに熱帯低気圧が混在している可能性を認識している。温帯低気圧の中心から長く伸びる前線に伴う降水を捉えるには前線を明示的に扱うことが重要である。前線に伴う降水量を全球・半球スケールで示したものは全球を対象とした Catto et al. (2012)と南半球海上を対象とした Papritz et al. (2014)、そして全球を対象に降水極値を扱った Catto and Pfahl (2013)がある。Catto and Pfahl (2013)は前線と共に Pfahl and Wernli (2012)が用いた「低気圧」のデータも用いて、降水極値の発生数に対する両システムの重要性を評価した。ただし、ここでも「低気圧」には温帯低気圧と熱帯低気圧が混在している。

このように熱帯低気圧に伴う降水量分布を示した研究は多く存在するものの、温帯低気圧による降水量分布を示したものは、それに伴う前線を考えた研究も含めて限定的である。降水極値に対する温帯低気圧の重要性を評価したものは一層限られている。さらにこれまでの研究の大部分は個々の気象システムに着目したものであり、複数の気象システムを扱ったものは非常に少ない。全球・半球といった広い領域を対象に複数の気象システムの降水分布を扱ったものは南半球海上の温低中心およびそれに伴う前線の降水量分布を示した Papritz et al. (2014)、そして全球 (60°N – 60°S) の降水極値に対する前線と「低気圧」の寄与度を評価した Catto and Pfahl (2013)があるのみであり、さらにどちらも実際には熱帯低気圧と温帯低気圧が区別されていない。既往研究のうち、全球・半球・大陸・大洋スケールといった比較的広い空間スケールを対象としたものを表 3-1 に整理している。

本章ではまず原因となる気象システムによって降水を分類する手法を確立し、熱帯低気圧、温帯低気圧（温低中心と前線）、そしてこれらに分類されない「その他」の気象システムによる降水量の分布を調べる。さらに総降水量・降水量極値に対する各気象システムの相対的な寄与度を定量的に評価する。まず原因となる気象システムの検出手法とそれぞれの気象システムに降水量を関連付ける手法について述べる。次に総降水量に対する各気象システムの相対的な寄与度を評価する。最後に極端な降水イベントに対する各気象システムの寄与度を示す。

表 3-1 既往研究のまとめ

全球・半球・大洋および大陸スケールの広域を対象に各気象システムに伴う降水量の地理的分布を扱った既往研究。”Contribution to Extreme”は降水極値に対する寄与度解析の有無。

	Tropical cyclone (TC)	Extratropical cyclone center	Front	Others	Contribution to Extreme	Spatial distribution
Rodgers et al. (2000)	N.Pacific					yes
Rodgers et al. (2001)	N.Atlantic					yes
Englehart and Douglas (2001)	Western Mexico					yes (station)
Knight and Davis (2009)	SW.U.S				only extremes	yes
Kubota and Wang (2009)	N.Pacific					yes (station)
Jian and Zipser (2010)	Global					yes
Jian et al. (2011)	Global					yes
Prat and Nelson (2013a)	Global					yes
Prat and Nelson (2013b)	SE.US				yes	yes
Larson et al. (2005)	U.S. and Mexico					yes
Kunkel et al. (2012)	U.S.	U.S.	U.S.	U.S.	only extremes	Summary for 9 regions
Pfahl and Wernli (2012)		Global			yes	yes
Hawcroft et al. (2012)		N.Hemisphere				yes
Papritz et al. (2014)		Southern Ocean	Southern Ocean			yes
Takayabu (2008)		"Extratropical Frontal Systems" (35°N-35°S)		8-types (35°N-35°S)		yes
Catto et al. (2012)			Global (60°N-60°S)			yes
Catto and Pfahl (2013)			Global (60°N-60°S)		yes	yes
This study	Global	Global	Global	Global	yes	yes

3.2. 気象システム検出の概略

降水システムの検出についてはパラメータ決定と熱帯低気圧の検出の点で、現在気候と将来気候で異なる取り扱いが必要である。

降水システムの客観検出手法はそれぞれいくつかのパラメータの決定を必要とする。本研究ではまず現在気候における再解析データへの適用を念頭に客観検出アルゴリズムを整備し、その後に GCM 出力へ適用する場合のパラメータ決定を行う。GCM 出力への適用の詳細については次章で述べる。

現在気候においては熱帯低気圧の観測データと見なすことのできるベストトラックデータが存在する。従ってベストトラックが利用できる現在気候に関しては客観検出手法による検出は不要である。一方で将来気候においては当然ベストトラックデータが存在しないため、GCM 出力から客観検出を行う必要がある。GCM 出力を解析するには現在気候においても GCM 出力から客観検出手法を用いて熱帯低気圧を検出する。

3.3. 熱帯低気圧の検出

3.3.1. ベストトラックデータを用いた熱帯低気圧の検出

熱帯低気圧のベストトラックデータは衛星や船舶を含む様々な観測データを考慮して熱帯低気圧の位置と強度に関する情報を観測後に再解析し整理したデータセットである。本研究では熱帯低気圧ベストトラックデータ International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS) (Knapp et al. 2010) を用いた。IBTrACS は世界の複数の地域特別気象センター (Regional Specialized Meteorological Center; RSMC) や熱帯低気圧警報センター (Tropical Cyclone Warning Center; TCWC) などが各担当地域について作成したベストトラックデータを統合・整理した全球をカバーする熱帯低気圧ベストトラックデータである。

IBTrACS は熱帯低気圧の位置情報に加えて強度カテゴリー情報を持つ。本研究では IBTrACS において”Tropical in Nature”に分類されるものを熱帯低気圧として扱う。これは日本の気象庁の分類では Tropical Depression 以上の強度カテゴリーに相当する。

3.3.2. 熱帯低気圧の客観検出手法

ベストトラックデータが利用できない GCM 出力の解析では客観検出手法を用いて熱帯低気圧を検出する。熱帯低気圧の客観検出手法は次章で用いるものであるが、気象システム検出アルゴリズムの一部として整備したものであるため、本章で説明する。

本研究では Bengtsson et al. (1996)が提案した熱帯低気圧の客観検出手法やその派生手法といえる Sugi et al. (2002)および Oouchi et al. (2006)を元に熱帯低気圧の客観検出手法の開発を行った。本手法は海面校正気圧、850hPa 相対渦度、風速鉛直プロファイル、気温

鉛直プロファイル、および月平均海面気温を用いる手法であり、以下の条件を満たすものを熱帯低気圧として格子点データから検出する。また表 3-2 に上記の検出手法と本検出手法の概略の比較を示す。

- 1) 低気圧中心に相当する海面校正気圧の極小点（周囲のどの 8 格子点よりも気圧が低い地点）であること。ただし標高 1500m 以上の地点は解析対象から除く。これは標高の高い地点では海面校正気圧の誤差が大きいためである。
- 2) 継続時間が 48 時間以上であること。ただしここでの継続時間は熱帯低気圧としての条件を満たしていなくとも、条件 1 の低気圧中心として追跡される継続時間を指す。低気圧中心の追跡方法については後述する温帯低気圧の検出手法の項で説明する。
- 3) 発生地点が海上であり、かつその場所における発生時点の月平均海面気温が閾値以上であること。本研究では閾値 25°C を用いている。
- 4) 低気圧中心の 850hPa 相対渦度が閾値以上であること。なお相対渦度は低気圧中心からの距離 300km に相当する東西南北の 4 格子点の値を用いて算出する。低気圧中心に接する東西南北格子から算出せず 300km 離れた地点の値を用いるのは、比較的解像度の粗い格子点データを 1.0 度格子に内挿したデータに適用した場合にも低気圧中心の周辺の風ベクトル場を正しくサンプリングするためであり、以下で低気圧中心周辺の 300km 以内の値を用いるのも同様の理由による。
- 5) 低気圧中心周辺の 850hPa 平均風速（中心から 300km 以内の平均風速）が 250hPa 平均風速より大きいこと。
- 6) 850hPa、500hPa、250hPa それぞれの高度で計算した低気圧中心気温と周囲 300km の平均気温の偏差（低気圧中心の値から周囲平均値を引いたもの）の和が正の値であること。

条件 5、6 はそれぞれ下層で風速が大きく暖気核を持つ熱帯低気圧の構造的特徴を条件化したものであり、温帯低気圧と熱帯低気圧の区別に有効である (Bengtsson et al. 1995)。本手法と Bengtsson et al. (1996) およびその派生手法との大きな違いは、発生地点の月平均海面水温の条件を設定した点と、既存手法では設定されていた 850hPa の風速条件を省いた点である。再解析データに客観検出手法を適用した場合に非常に高緯度（北極海など）の温帯低気圧が熱帯低気圧として検出されるケースがまれにあるため、これを除くために海面水温の条件を設定した。一般に海面水温の発生・発達には 26~27°C 以上の海面水温が必要とされているが、非常に高緯度での誤検出を除く閾値としてはより緩和した条件である 25°C の設定で十分であった。また、月平均海面水温に代えて日単位の海面水温を用いた場合も結果にほとんど差が無い為、利用するデータ量を抑えられる月平均海面水温を用いている。また Bengtsson et al. (1996) では 850hPa の風速が一定以上という条件を設定しているが、各種条件への感度実験を行ったところ 850hPa 相対渦度の条件を設定していれば 850hPa 風速条件の影響は小さい為、これを除いた。

表 3-2 熱帯低気圧の客観検出手法の概略

	Sugi et al. (2002)	Oouchi et al. (2006)	Bengtsson et al. (1996)	This study
Spatial resolution	T106 (~1.1deg)	20km	T106 (~1.1deg)	All variables are interpolated to 1.0deg
TC-center pressure	Local minimum of surface pressure < 1020hPa	Minimum surface pressure, least 2hPa lower than the mean surface pressure over the surrounding 7deg x 7deg grid box	Minimum surface pressure in the 7deg x 7deg grid box	Local minimum of sea level pressure
Relative vorticity	relative vorticity @850hPa exceeds $3.5 \times 10^{-5} (s^{-1})$	"Maximum" relative vorticity @850hPa exceeds $3.5 \times 10^{-5} (s^{-1})$	relative vorticity @850hPa exceeds $3.5 \times 10^{-5} (s^{-1})$	relative vorticity @850hPa exceeds threshold
Wind speed @850hPa	"maximum" wind speed @850hPa $\geq 15 (m s^{-1})$	"maximum" wind speed @850hPa $> 15 (m s^{-1})$	"maximum" wind speed @850hPa $> 15 (m s^{-1})$	-
Wind speed profile	Wind speed at 850hPa $>$ Wind speed at 300hPa	Wind speed at 850hPa $>$ Wind speed at 300hPa	Average wind speed at 850hPa $>$ Average wind speed at 300hPa	Average wind speed at 850hPa $>$ Average wind speed at 250hPa
Warm core	Sum of dT (=center grid temperature - mean surrounding temperature) at 300hPa, 500hPa, 700hPa and 850hPa $> 3K$	Sum of dT (=center grid temperature - mean surrounding temperature) at 300hPa, 500hPa and 700hPa $> 2K$	Sum of dT (=center grid temperature - mean surrounding temperature) at 300hPa, 500hPa and 700hPa $> 3K$	Sum of dT (=center grid temperature - average surrounding temperature) at 250hPa, 500hPa, 850hPa $> 0.0K$
Duration	≥ 48 hour	> 36 hour	≥ 36 hour	≥ 48
Others	-	-	dT@300hPa $>$ dT@850	Monthly mean SST at TC genesis location ≥ 25 degC

3.3.3. 熱帯低気圧中心の客観検出手法のパラメータ決定

熱帯低気圧の客観検出手法において決定すべきパラメータは 850hPa 相対渦度の閾値である。閾値はベストトラックデータから抽出した 2004 年の熱帯低気圧の全タイムステップ（6 時間毎、803 ケース）の位置と 1.0° に内挿した再解析データを突き合わせ、熱帯低気圧中心付近の 850hPa 相対渦度を計算し、その下位 5 パーセンタイル値 ($4.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) を用いた。

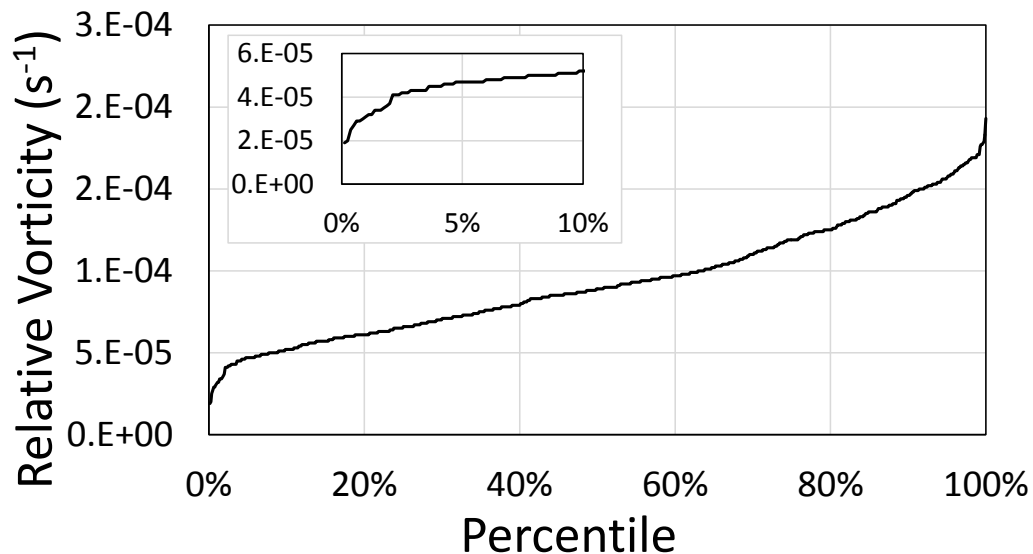


図 3-1 熱帯低気圧中心付近の相対渦度の累積分布

3.4. 温帯低気圧中心の検出

3.4.1. 温帯低気圧中心の客観検出手法

Geng and Sugi (2001)が提案した手法を元に温帯低気圧中心の客観検出アルゴリズムを構築した。

本手法は海面校正気圧の海面校正気圧の極小点（周囲のどの 8 格子点よりも気圧が小さい地点）を低気圧中心とし、低気圧中心と周囲 300km 以内の各格子点との気圧差の平均として計算した中心気圧傾度が閾値以上のものを追跡する。ただし検出および追跡は標高 1500m 以下の地点についてのみ行う。

低気圧中心の追跡ではまず、500hPa の風速場の前後 7 日（合計 15 日）移動平均によって次の時間ステップの移流先の第一推定地点を決定する。移流先第一推定地点から半径 500km 以内に中心気圧傾度の条件を満たす低気圧中心が存在する場合、移流先第一推定地

点から最も距離が近いものを次の時間ステップの低気圧中心とする。なお移流に用いる風速場には移流速度を調整する係数を乗じている。ここでは係数を 0.5 としている。

追跡した低気圧中心のうち、継続時間が 48 時間以上であり且つ熱帯低気圧の検出条件を満たさないもの（ベストトラックデータを使用する場合はベストトラックで表現される熱帯低気圧が周囲 8 格子以内に存在しないもの）を温低中心とする。

本手法と Geng and Sugi (2001)の手法との最も大きな違いは、熱帯低気圧を除外している点である。

3.4.2. 温帯低気圧中心の客観検出手法のパラメータ決定

温低中心の客観検出手法におけるパラメータは中心気圧傾度の閾値である。温低中心の位置については観測に相当するベストトラックデータは存在しない。そこでまず気象庁発行の地上天気図であるアジア地上解析図（ASAS）で解析されている温低中心位置を 2004 年の 1、3、5、7、9、11 月の 00UTC および 12UTC について手作業で読み取り、アジア域の温低中心位置データを作製した。位置情報を読み取った温低中心すべて（1,937 ケース）について中心気圧傾度を再解析データ JRA-25 の海面校正気圧から算出し、その下位 5 パーセンタイル値を閾値（0.34hPa/100km）とした。一般に地上天気図上の等圧線が 4hPa 間隔で描かれることを考えると、決定された閾値 0.34hPa/100km は半径 1000km 強の等圧線で囲まれた比較的弱い低気圧と同等かそれ以上の強度を検出する閾値と解釈できる。

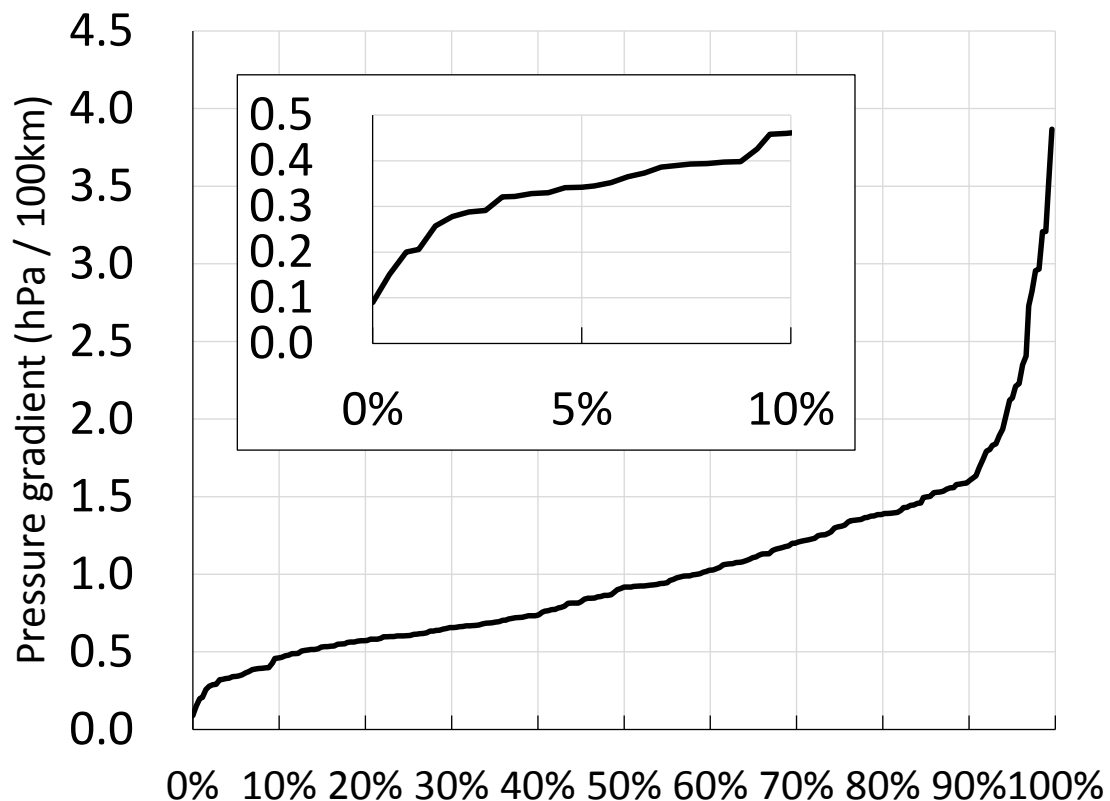


図 3-2 温帯低気圧中心付近の気圧傾度の累積分布

3.5. 前線の検出

3.5.1. 前線の客観検出手法

前線の客観検出には Hewson (1998) によって提案された手法を用いた。古典的な前線は密度不連続（ゼロ次不連続：zero-order discontinuity）と捉えられていたが、現在では密度“傾度”の不連続（1次不連続：first-order discontinuity）と定義するのが妥当と考えられている（北島 2005）。本手法も1次不連続として定義される前線を検出するが、実際には密度傾度の「変化の極大位置」を検出するものである。本手法では前線は密度の指標として用いる熱力学変数 τ （気温や温位、相当温位、湿球温位などが使われる）の傾度帯（前線帯）の暖気側の端と定義される（図 3-3）。前線は以下の条件を満たす位置に検出される。

$$\frac{\nabla|\nabla\tau|\cdot\nabla|\nabla\tau|}{|\nabla|\nabla\tau||} = 0 \quad (\text{式 3-1})$$

$$|\nabla|\nabla\tau|| \cdot (\text{sign}[\nabla\tau \cdot \nabla|\nabla\tau|]) > K_1 \quad (\text{式 3-2})$$

$$\begin{aligned} |\nabla\tau|_{(\sim ABZ)} &> K_2 \\ |\nabla\tau|_{(\sim ABZ)} &= |\nabla\tau|_{(x,y)} + m\chi|\nabla|\nabla\tau||_{(x,y)} \end{aligned} \quad (\text{式 3-3})$$

τ は気温や温位、相当温位、湿球温位などの熱力学変数である。 K_1 、 K_2 は閾値であり Hewson (1998) は *masking criteria* と呼んでいる。 χ は格子点データの格子幅、 m は定数であり Hewson (1998) に倣い 0.5 とした。

式 3-1 の左辺は前線直交方向への $|\nabla|\nabla\tau||$ 場の方向微分であり、 $\nabla\tau$ の水平傾度の極大位置を決定し前線位置の第一推定値とする。

式 3-2 は前線直交方向への $|\nabla\tau|$ の変化率 ($\nabla|\nabla\tau|\cdot\nabla|\nabla\tau|/|\nabla|\nabla\tau|| = |\nabla|\nabla\tau||$) と前線の暖気側・寒気側を判定する式であり、式中の“*sign*”は値の符号を示す。この条件により前線の第一推定値のうち、前線帯の暖気側の端に位置し且つ $|\nabla\tau|$ の変化率が一定以上のものを選別する。

式 3-3 は前線近傍の傾圧帯 (Adjacent Baroclinic Zone; ABZ) の τ 傾度が一定以上である前線を選別する。

なお本研究では気温傾度で定義される前線のみを扱うこととし、 τ として 850hPa レベルでの気温を用いた。

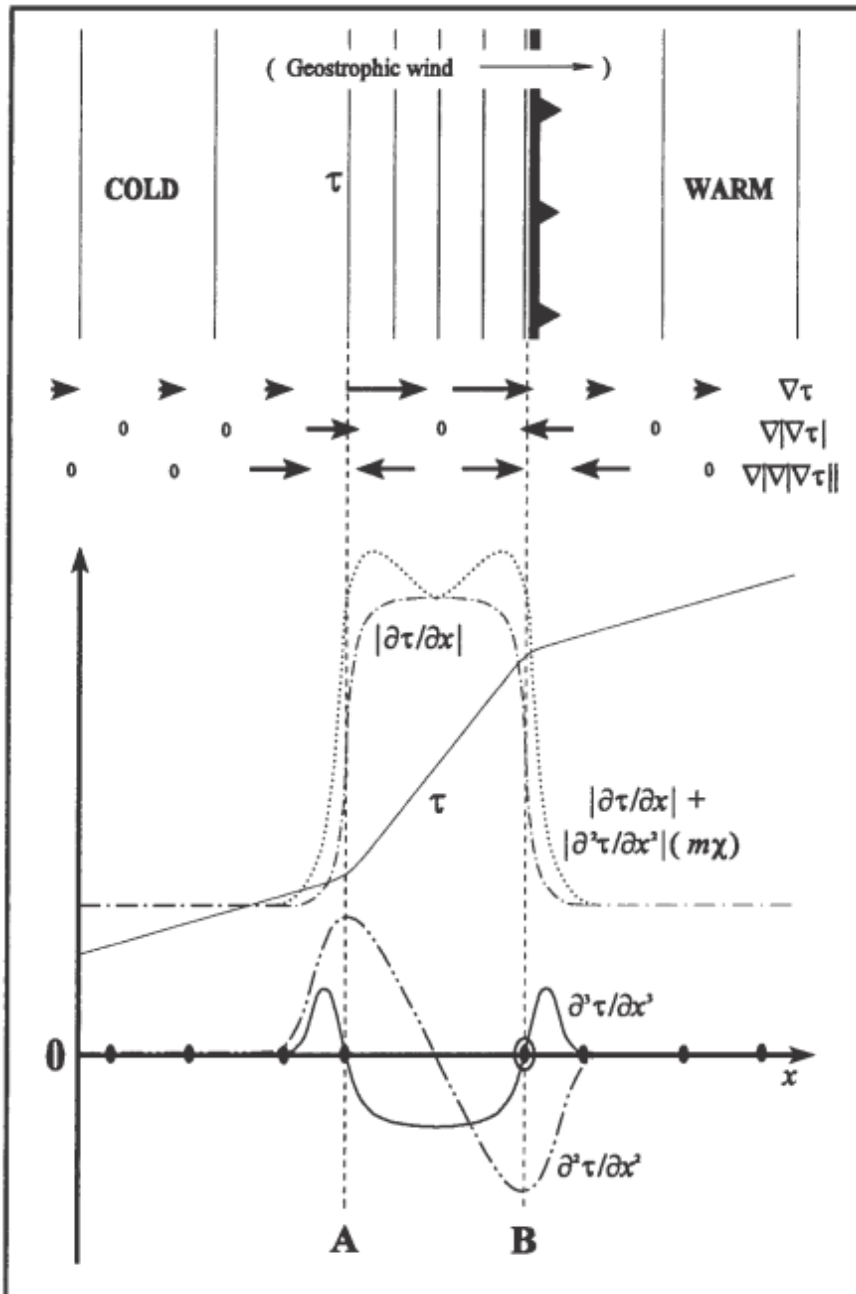


図 3-3 前線位置の概念図 (Hewson 1998)

τ は気温や相当温位などの熱力学変数。 τ の傾度が大きい A-B 間が前線帯を表し、前線位置は前線帯の暖気側の端である B になる。

3.5.2. 前線の客観検出手法のパラメータ決定

前線の客観検出手法のパラメータは *masking criteria* と呼ばれる K_1 および K_2 (式 3-2、式 3-3) である。

前線位置については熱帯低気圧のベストトラックデータのような観測に相当する整備されたデータが存在しない。そこでまず気象庁発行の地上天気図であるアジア地上解析図 (ASAS) 上で解析されている前線位置を格子点データ上に投影し、前線グリッドデータを

作製し（第2章）、前線グリッドデータを用いて2004年の各月の前線存在頻度空間分布を計算した。次に二つのパラメータ K_1 、 K_2 を変化させながら、日本周辺における2004年の各月の前線存在頻度空間分布を客観検出手法により計算した。前線グリッドデータと客観検出手法の双方による前線存在頻度空間分布を比較し、両者の差（RMSEで判定）が最も小さくなる K_1 、 K_2 の組み合わせ（ $K_1=0.3$ K/100km/100km、 $K_2=1.0$ K/100km）を決定した。ただし、6月および7月に卓越する梅雨前線は水蒸気傾度で特徴づけられ（Ninomiya 1984）、本研究が扱う気温傾度で定義される前線とは特徴が異なるため、パラメータ決定においては6月および7月のデータは除いている。

3.6. 熱帯低気圧客観検出手法の検証

3.6.1. 全球の熱帯低気圧トラック

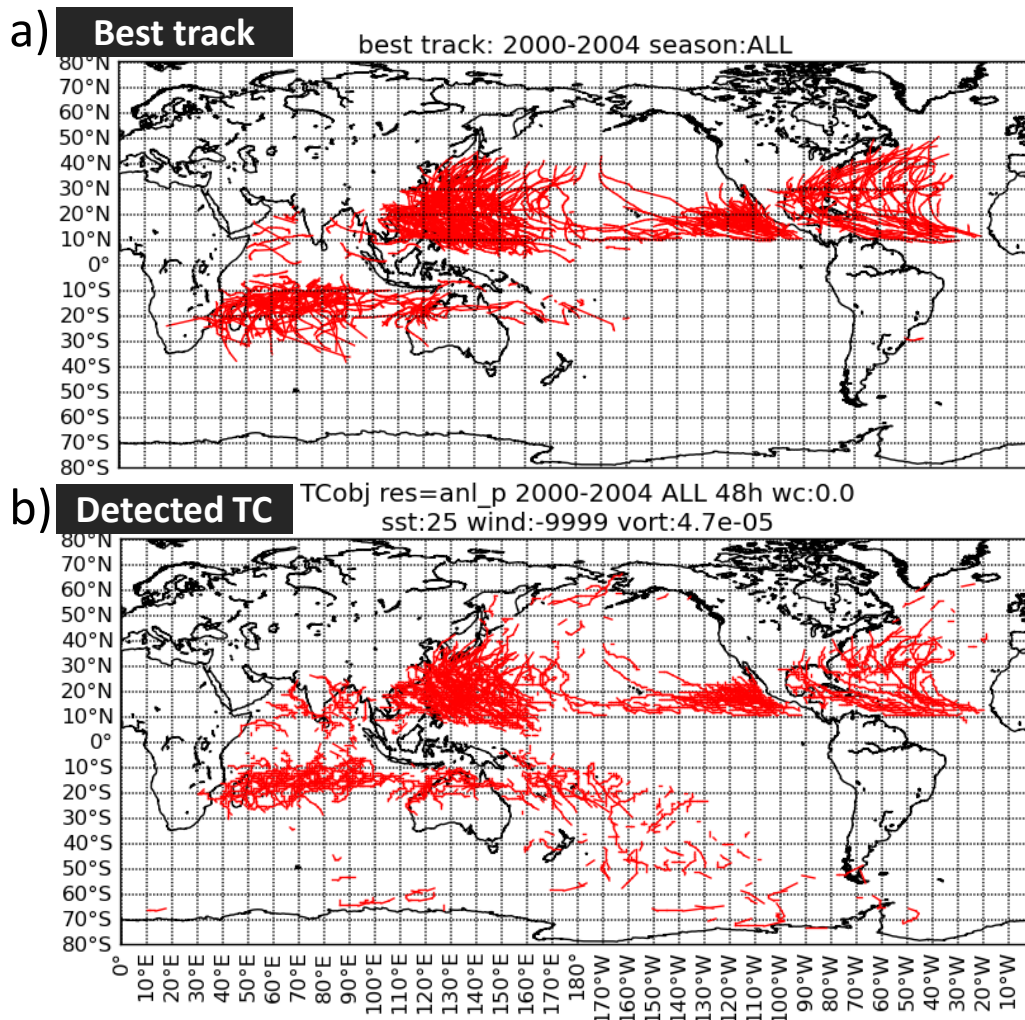


図 3-4 熱帯低気圧トラック（2000—2004年）

(a)ベストトラックデータ（IBTrACS） (b)客観検出手法により JRA-25 から検出された熱帯低気圧

図 3-4 に熱帯低気圧のベストトラックと客観検出手法により検出された熱帯低気圧トラックの比較（2000-2004 年）を示す。客観検出手法では太平洋およびインド洋の高緯度、そして南東太平洋でまれに熱帯低気圧が誤検出される傾向や、主要な熱帯低気圧通過領域の下流域（熱帯低気圧のライフサイクルの終盤）での熱帯低気圧を客観検出手法が検出し損なうケースが見られるものの、客観検出手法は熱帯低気圧の全球分布を概ね良く捉えている。

3.6.2. 領域別の熱帯低気圧存在頻度の確認

主要な領域（図 3-5）において客観検出手法で検出された熱帯低気圧の存在頻度をベストトラックと比較した（図 3-6）。熱帯低気圧個数の季節変化は客観検出手法により概ね良く捉えられている。ただし検出される熱帯低気圧個数は、北西太平洋、北東太平洋、北大西洋、南インド洋において過小評価傾向（-40～-27%：表 3-3）である。これは主に熱帯低気圧の通過領域の下流域において熱帯低気圧を検出し損なう傾向によるものである。一方で北インド洋および南西太平洋においては過大評価傾向がある。

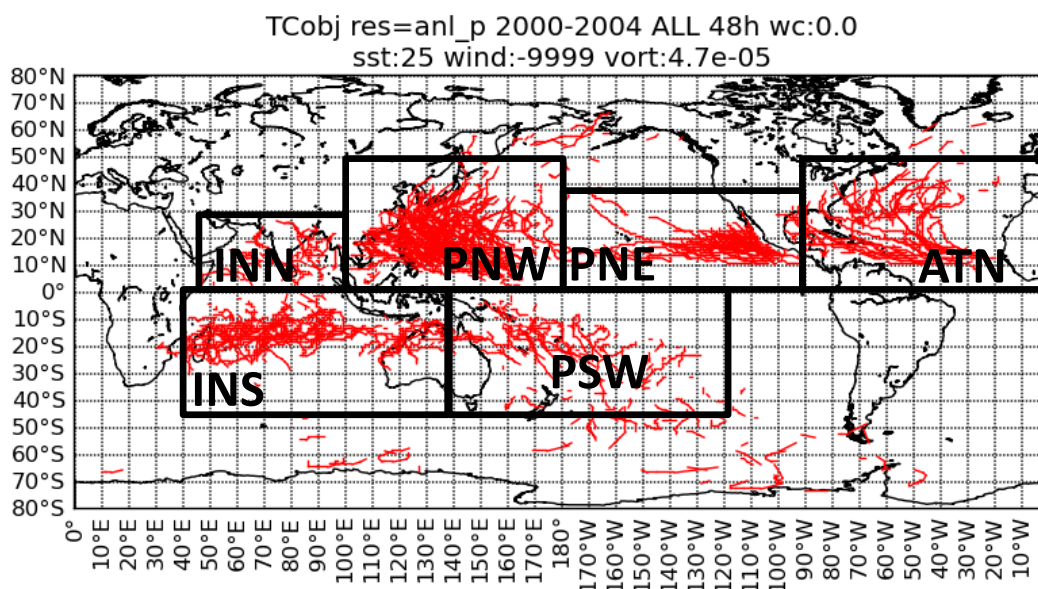


図 3-5 熱帯低気圧存在頻度の解析対象領域

背景は客観検出手法による熱帯低気圧トラック（2000-2004 年）。INN：北インド洋
 PNW：北西太平洋 PNE：北東太平洋 ATN：北大西洋 INS：南インド洋 PSW：南西太平洋

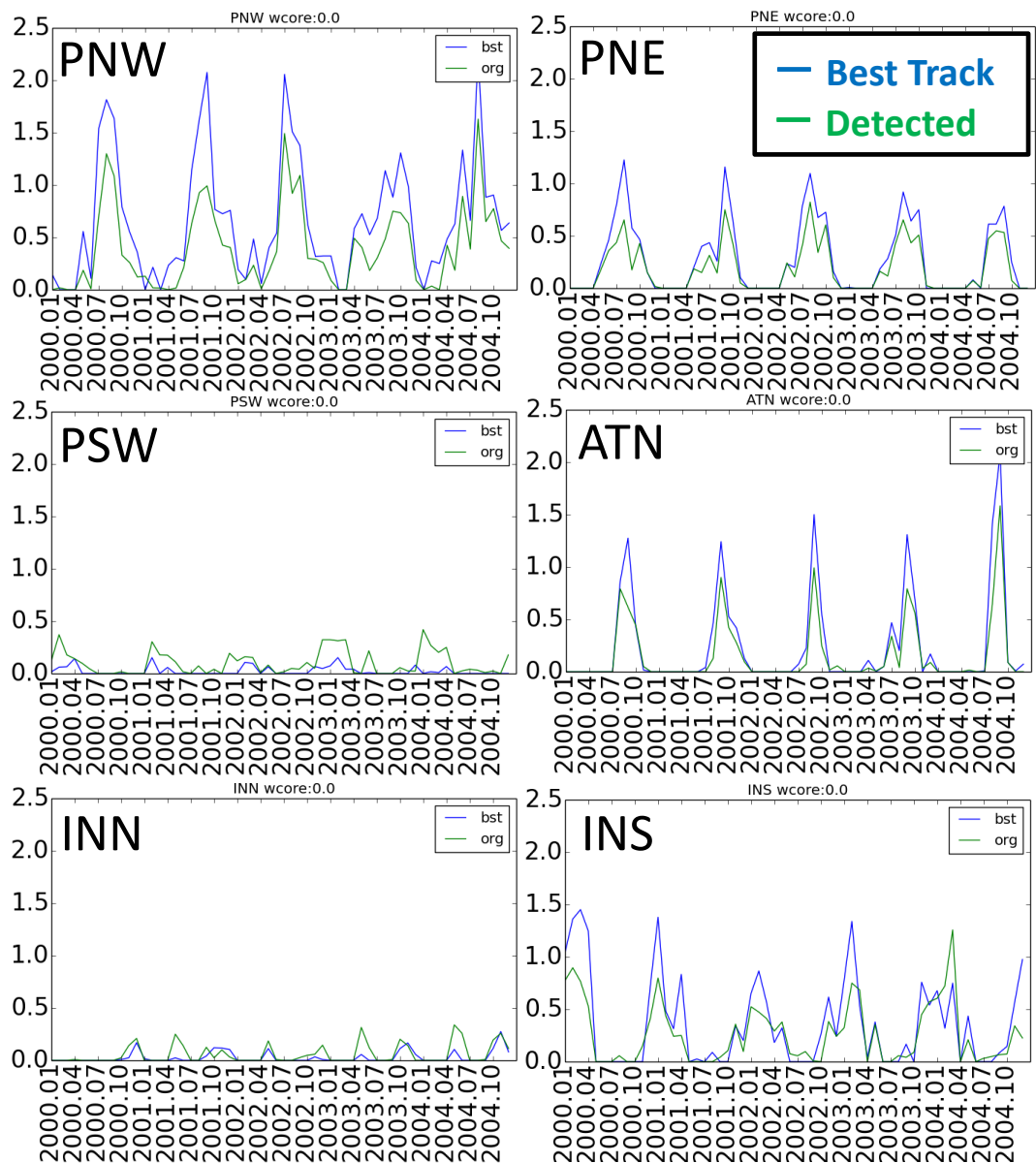


図 3-6 各時間ステップに領域内に存在する熱帯低気圧の平均個数（個）の月別変化
 対象年は2000-2004年。青：ベストトラックデータ 緑：客観検出手法

表 3-3 客観検出手法とベストトラックの熱帯低気圧存在個数比（2000-2004年）

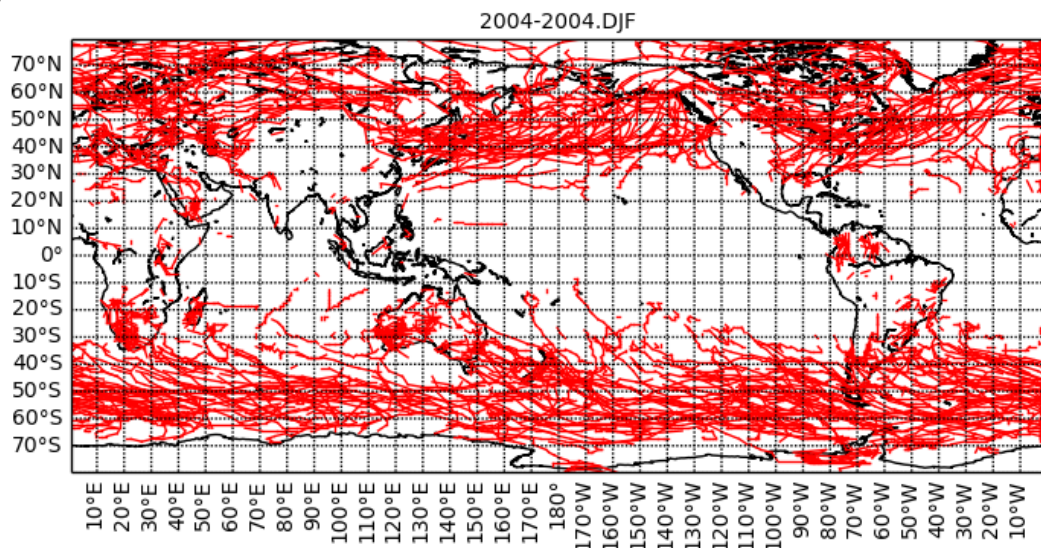
領域	比（客観検出手法/ベストトラック）
北西太平洋	0.60
北東太平洋	0.67
南西太平洋	4.33
北大西洋	0.65
北インド洋	2.00
南インド洋	0.73

3.7. 温帯低気圧中心の客観検出手法の検証

3.7.1. 温帯低気圧中心トラックの全球分布

客観検出手法によって検出された温低中心のトラックを図 3-7 に示す。北米およびユーラシア大陸の東岸付近から北東に向かう温低中心や南半球の各大陸の南側付近から南東方の極域に向かう温低中心が検出されている。これらは主要な温帯低気圧トラック (Geng and Sugi 2003) に対応している。一部、南米の北西部やアフリカ大陸ケニア付近などの低緯度でもシグナルが見られる。これらは比較的標高の高い地域に対応しており、熱的低気圧のような低圧部が混ざっていると考えられるため、当該地域における温低中心の解釈には注意が必要である。

a) DJF



b) JJA

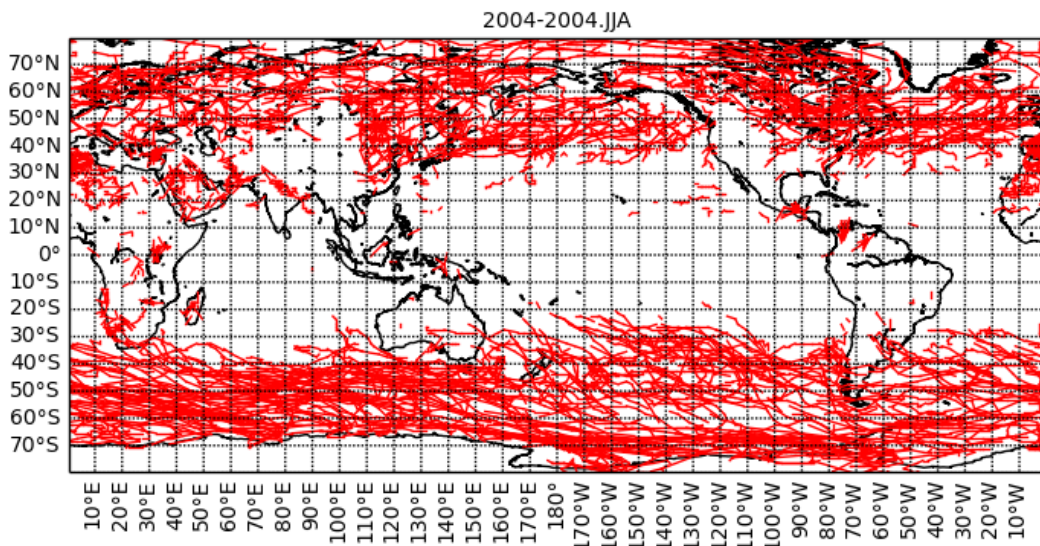


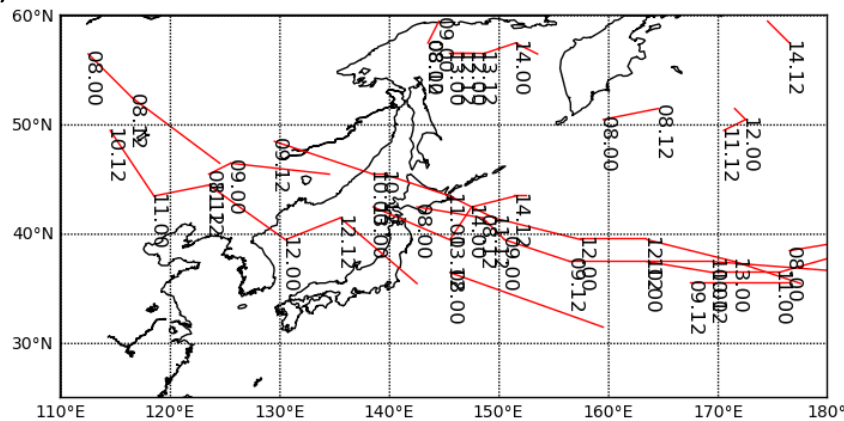
図 3-7 客観検出された温帯低気圧中心トラック

2004 年の温帯低気圧トラック。(a)1、2、12 月 (b)6、7、8 月

3.7.2. 地上天気図上の温帯低気圧中心との比較

温低中心に関しては比較対象となるベストトラックデータが存在しない。そこで Geng and Sugi (2001)に倣い地上天気図上に解析された温低中心位置との比較を行った。用いた地上天気図は気象庁が作成したアジア地上解析図 (ASAS) である。地上天気図上に解析された温低中心の位置と客観検出された温低中心の位置を 2004 年の 1、3、5、7、9、11 月について 6 時間ごとに表示し比較を行った。図 3-8 に例を示す。発生初期の比較的弱い温低中心は客観検出手法では検出されないといった傾向があり、また継続時間 48 時間以上の温低中心のみを検出しているため地上天気図上の温低中心と完全には一致しないが、客観検出手法は地上天気図上の温低中心のトラックを概ね良く捉えている。

a) Weather chart



b) Objective detection

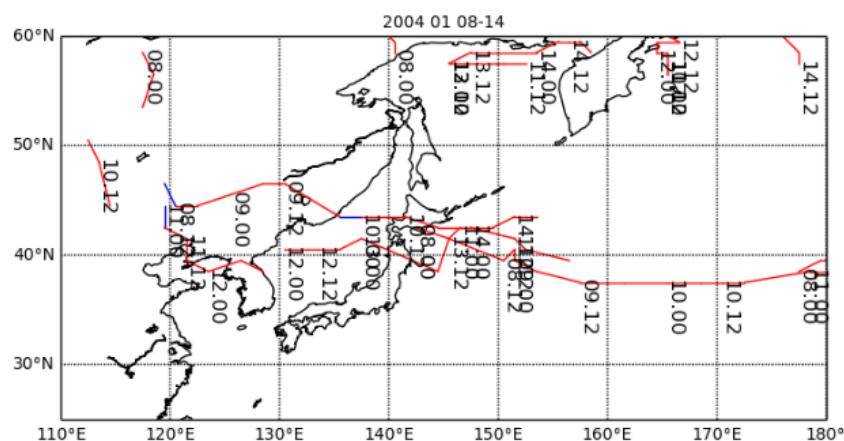


図 3-8 日本周辺の温帯低気圧トラックの比較例

2004 年 1 月 8 日～14 日の (a) 地上天気図上に解析された温帯低気圧中心と (b) 客観検出された温帯低気圧中心。トラック上には 12 時間ごとに日時が示してある (日, 時)。青線は客観検出手法で検出されたが中心気圧傾度が閾値以下のため解析対象外とするもの。地上天気図の温帯低気圧中心は目視で位置を読み取り格子点データ上に投影した。

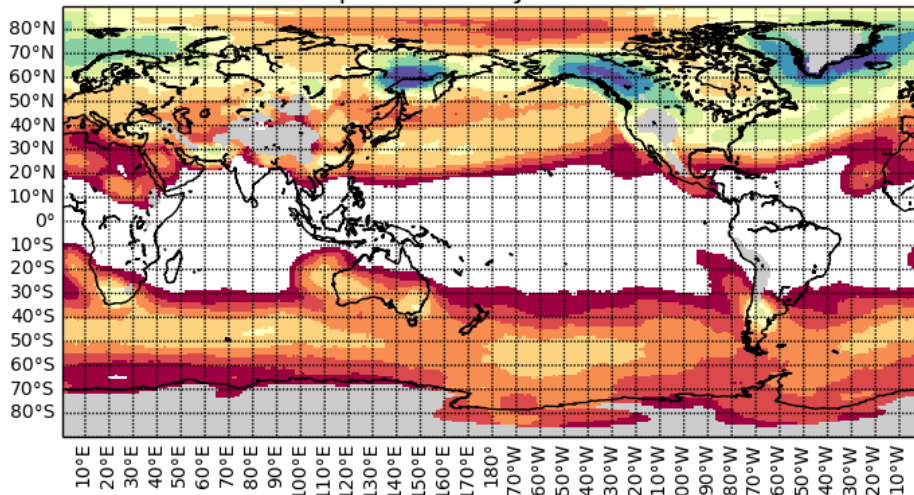
3.8. 前線客観検出手法の検証

3.8.1. 全球の前線分布

客観検出された前線の全球分布を図 3-9 に示す。前線が高い頻度で存在する地域は北半球ではユーラシア大陸および北米大陸の東岸付近から北東に伸びている。南半球では各大陸の南部付近から南東方向に伸びる前線高頻度域が見られる。これらは主要なストームトラックに対応しており、前線と温帯低気圧が密接に関連していることを示している。これは再解析データ ERA-40 から客観検出手法を用いて前線を検出した Berry et al. (2011)とも整合的である。またグリーンランドおよび南極大陸沿岸やアラスカ山脈、オホーツク海北岸において局所的な高頻度域が見られる。こうした地域で検出される前線は地形に伴う定常的な傾圧域に対応している (Berry et al. 2011)。

a) DJF

freq. t: season:DJF 2000-2004



b) JJA

freq. t: season:JJA 2000-2004

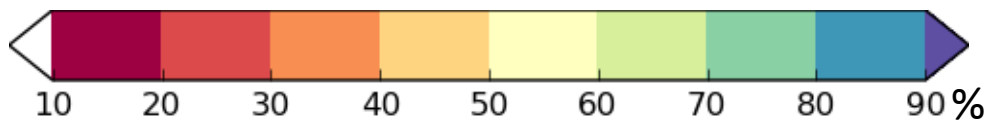
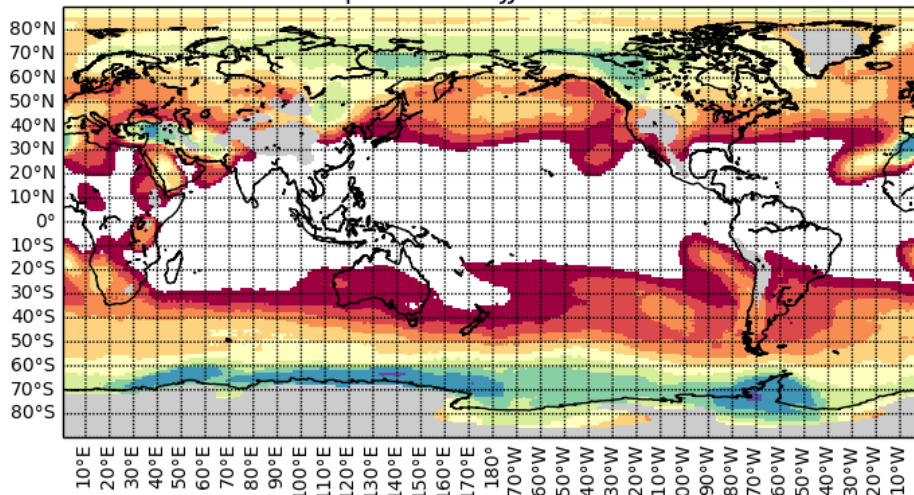


図 3-9 客観検出された前線の存在確率

各グリッドから 500km 以内に前線が存在する確率 (%) を示している。2000-2004 年の a) 1、2、12 月および b) 6、7、8 月

3.8.2. 地上天気図上の前線との比較

温低中心と同様に前線についても整備されたベストトラックデータは存在しない。そのため前線の客観検出手法は一般に地上天気図に解析された前線との比較で検証される (Hewson 1998; Jenkner et al. 2010; Berry et al. 2011)。本研究でも客観検出された前線と地上天気図上の前線の比較を行う。

図 3-10 に日本周辺の年平均前線存在確率 (2000-2004 年)の比較を示す。ただし本研究では気温傾度で定義される前線を扱うため、水蒸気傾度で特徴づけられる梅雨前線の卓越

する 6 月・7 月は除いている。

地上天気図では日本の太平洋側を北東方向に延びる前線の高頻度域が確認できる。これは北西太平洋のストームトラックに対応する。客観検出手法で検出された前線でも日本の太平洋側を中心に同様のストームトラックに対応する前線高頻度域が確認できる。ただしストームトラックにおける客観検出された前線存在確率は地上天気図と比較してやや小さめ (-10~20%) である。領域内の北端では地上天気図の前線頻度が小さいが、これは日本周辺への影響の小さい領域端付近では、地上天気図 ASAS に前線が描かれない傾向があることが理由の一つであると考えられる。

次に客観検出された前線と地上天気図上での前線をスナップショットで比較する。図 3-11、図 3-12、図 3-13、図 3-14 はそれぞれ 2004 年の 3、6、9、12 月の最初の 8 日間 (00UTC) の比較である。客観検出された前線の図には気温で定義された前線に加えて水蒸気量で特徴づけられる前線も示している。水蒸気量で特徴づけられる前線については後述する。また客観検出された温低中心と地上天気図で示された温低中心、そしてベストトラックデータによる熱帯低気圧中心も示している。地上天気図の前線は 2 章で作成した前線のグリッドデータを用いており、地上天気図の温低中心は地上天気図上で示された位置を 1.0 度グリッドデータに投影したものである。さらに参考のため GPCP1DD の日降水量と JRA25 の海面校正気圧も示している。

ここでは気温で定義される前線について主に確認する。3 月および 12 月は、地上天気図で示された前線に対応する前線が客観検出手法でも概ね捉えられている。ただし 3 月 6 日、7 日の北海道の東海上の閉塞時前線のように客観検出手法で検出されない前線もいくつか見られる。客観検出手法が閉塞前線を正しく捉えられないことは Hewson (1998) でも指摘されている。また逆に地上天気図上では示されない前線が検出される場合もある。多くは長さの短いものである。地上天気図ではある程度の空間的な長さをもつ前線のみを描く傾向があることがこの差の原因の一つであると考えられる。6 月は明らかに温帯低気圧に伴う前線と考えられるものは比較的良く検出されているが、梅雨前線に対応する停滞前線は気温で定義される前線としては検出されない傾向がある。梅雨前線に対応する停滞前線は水蒸気量で特徴づけられる前線として検出されている。水蒸気量で特徴づけられる前線については後述する。9 月も 6 月と同様の傾向がある。すなわち停滞前線は気温で定義される前線としては検出されず、水蒸気量で特徴づけられる前線として検出される傾向がある。

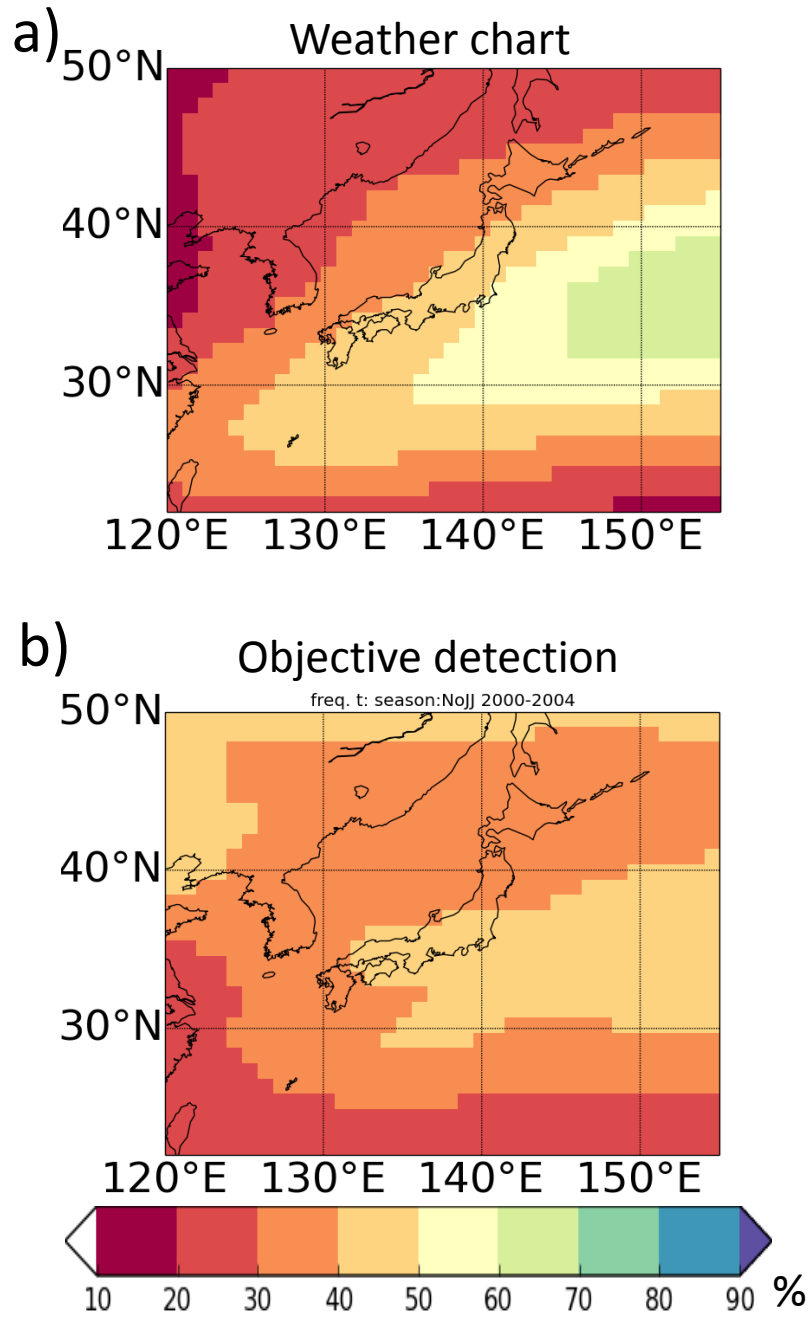


図 3-10 地上天気図と客観検出手法の前線の存在頻度の比較
前線が 500km 以内に存在する確率 (6 月・7 月を除く 2000-2004 年)

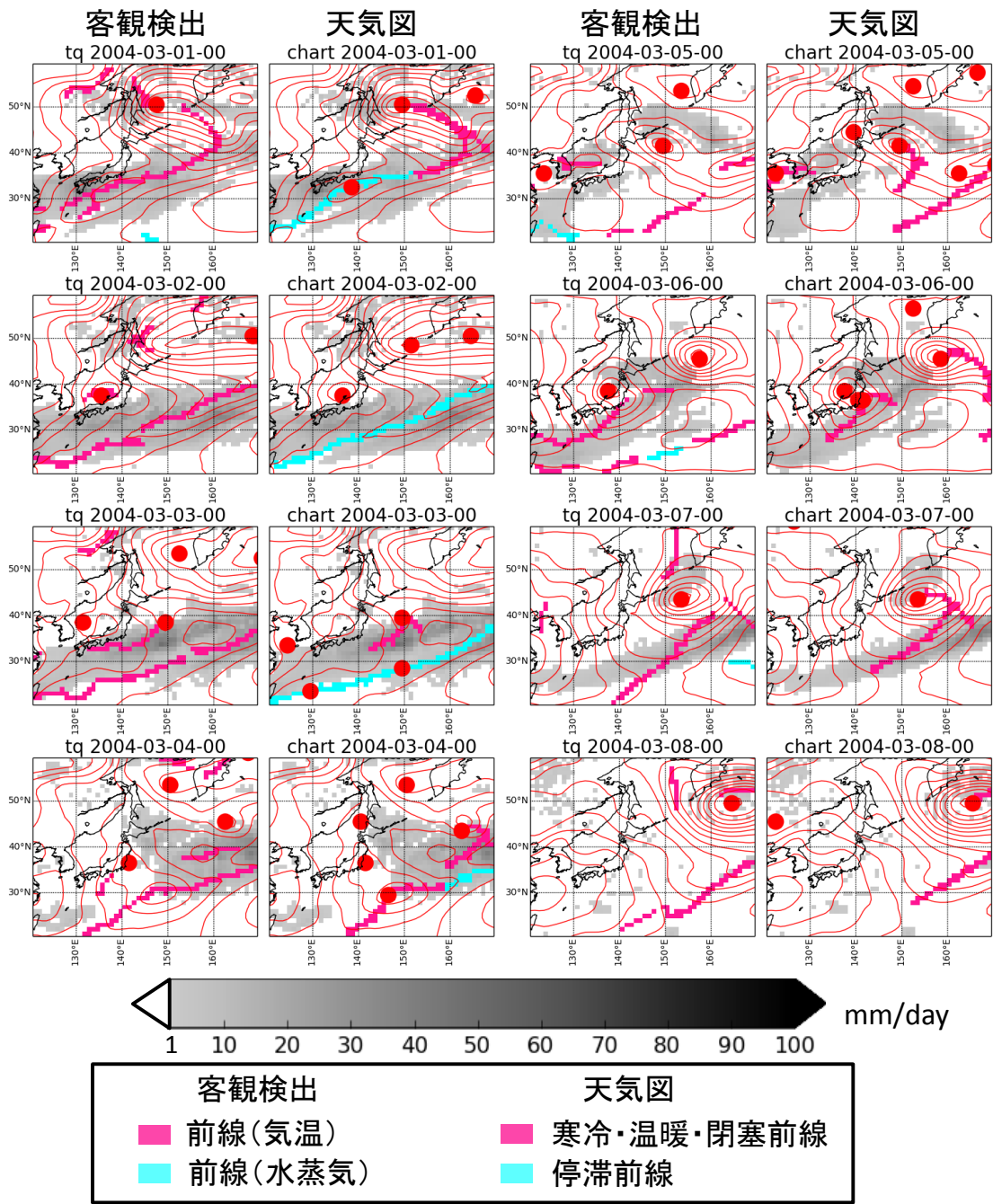


図 3-11 客観検出手法と地上天気図の比較 (3月)

客観検出された前線と地上天気図上の前線の比較。前線(気温)は気温で定義した前線。前線(水蒸気)は後述する水蒸気量で特徴づけられる前線。灰色は日降水量(GPCP1DD)。赤色コンターは海面校正気圧。赤丸は客観検出した温帯低気圧中心と地上天気図の温帯低気圧中心。

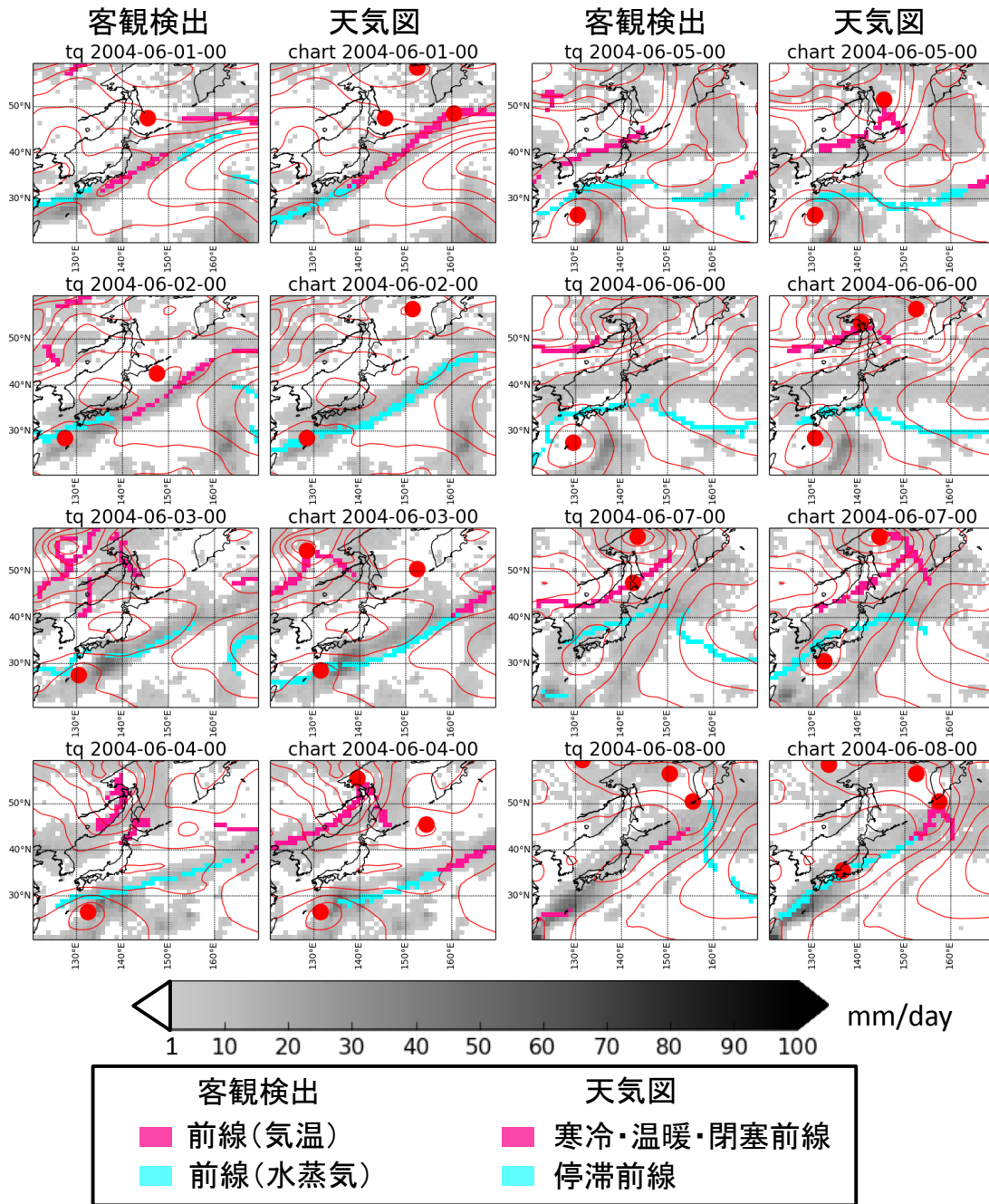


図 3-12 客観検出手法と地上天気図の比較 (6月)

客観検出された前線と地上天気図上の前線の比較。前線(気温)は気温で定義した前線。前線(水蒸気)は後述する水蒸気量で特徴づけられる前線。灰色は日降水量(GPCP1DD)。赤色コンターは海面校正気圧。赤丸は客観検出した温帯低気圧中心と地上天気図の温帯低気圧中心。

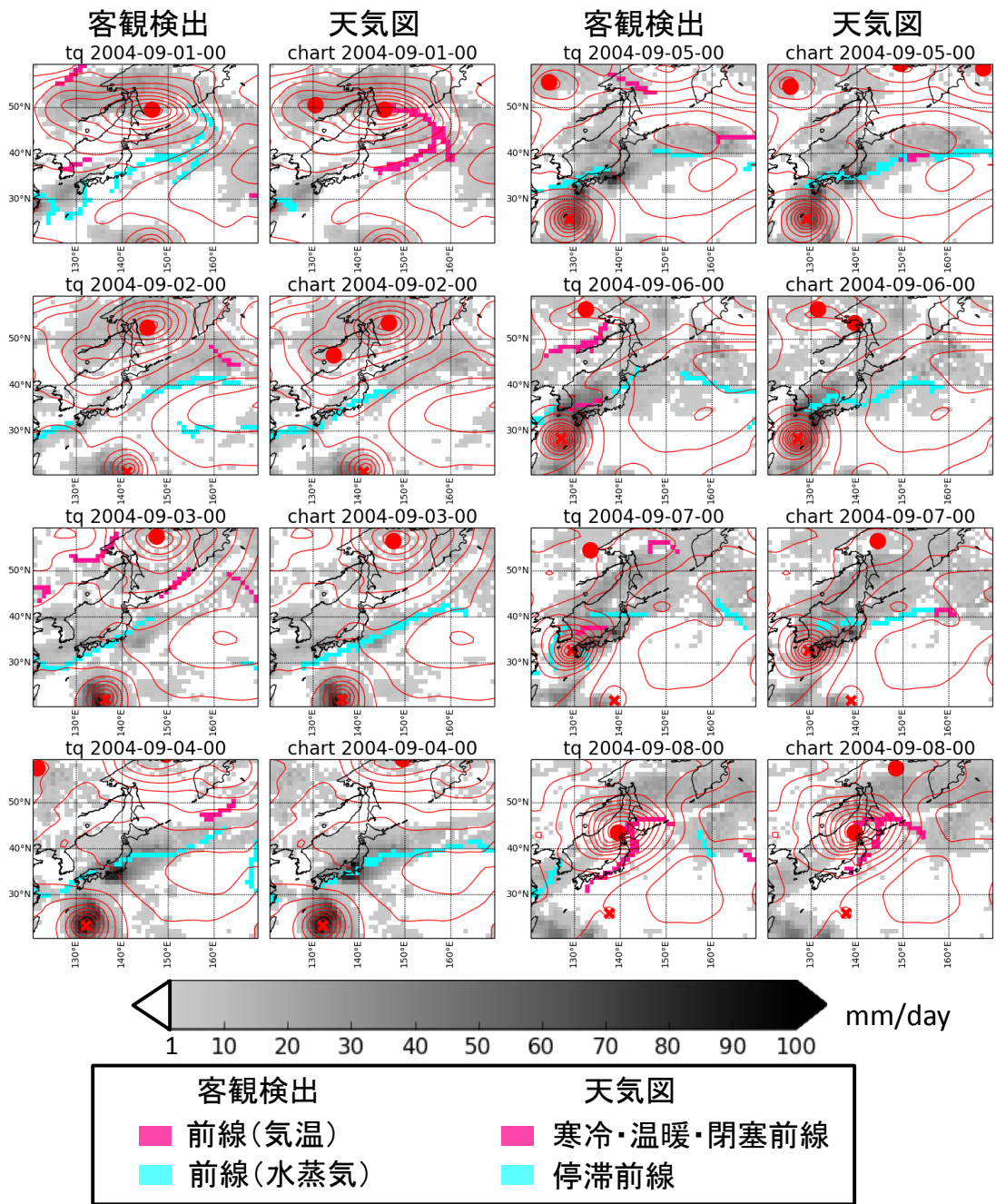


図 3-13 客観検出手法と地上天気図の比較 (9月)

客観検出された前線と地上天気図上の前線の比較。前線(気温)は気温で定義した前線。前線(水蒸気)は後述する水蒸気量で特徴づけられる前線。灰色は日降水量(GPCP1DD)。赤色コンターは海面校正気圧。赤丸は客観検出した温帯低気圧中心と地上天気図の温帯低気圧中心。赤十字は熱帯低気圧中心(ベストラック)。

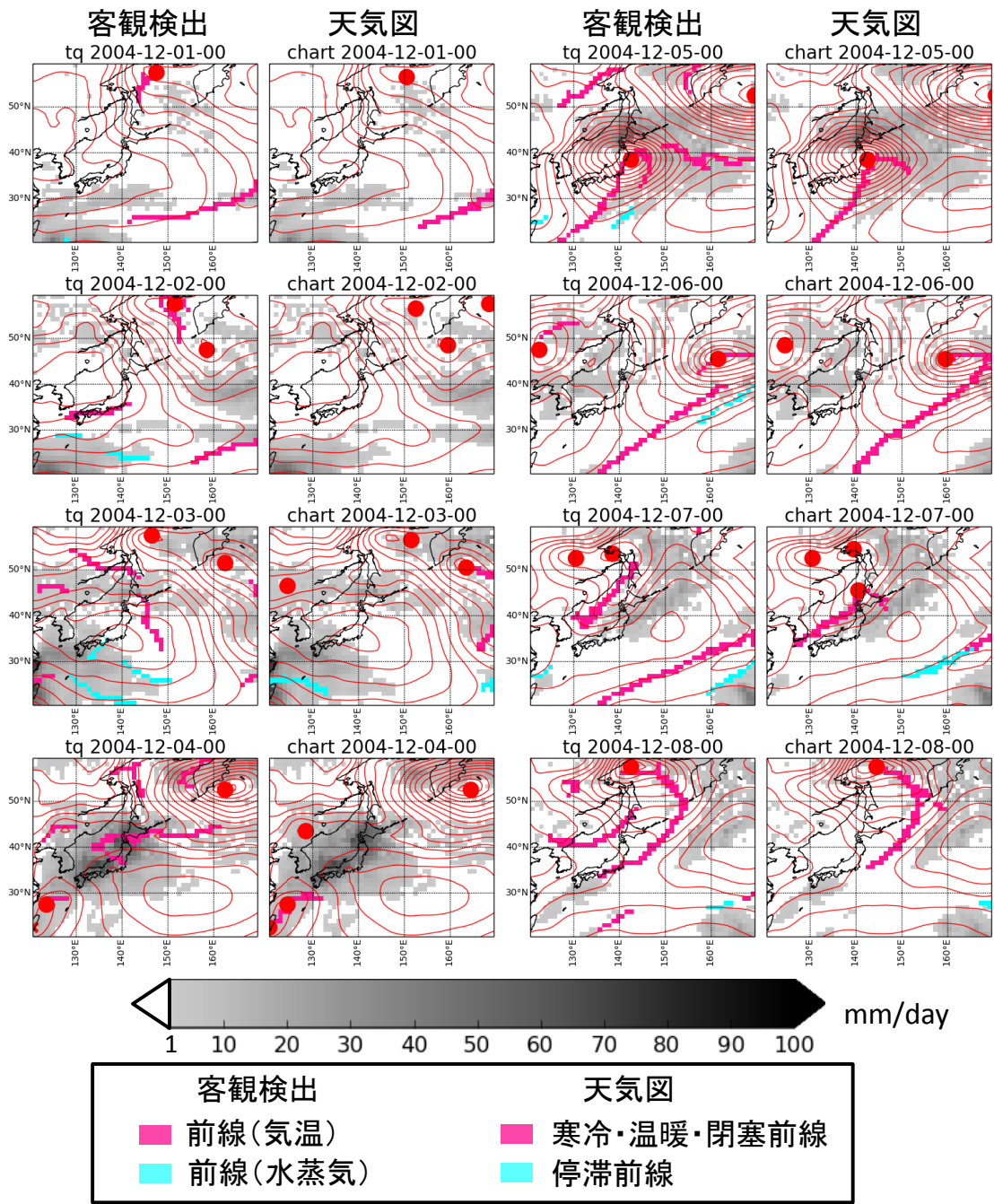


図 3-14 客観検出手法と地上天気図の比較 (12月)
 客観検出された前線と地上天気図上の前線の比較。前線(気温)は気温で定義した前線。前線(水蒸気)は後述する水蒸気量で特徴づけられる前線。灰色は日降水量(GPCP1DD)。赤色コンターは海面校正気圧。赤丸は客観検出した温帯低気圧中心と地上天気図の温帯低気圧中心。

3.9. 降水と気象システムの関連付け手法

3.9.1. 原因となる気象システムによる降水の分類

気象システムから一定距離内の降水をその気象システムと関連付ける (図 3-15)。降水の関連付けに用いる距離をこれ以降「システム半径」とする。熱帯低気圧、温低中心、および温帯低気圧に伴う前線のどのシステムにも分類されない降水は「その他」に分類する。複数の降水システムが重なる場合には、降水量を等分して各降水システムに関連付ける。降水の頻度を考える場合は降水発生回数を等分して割り振る。

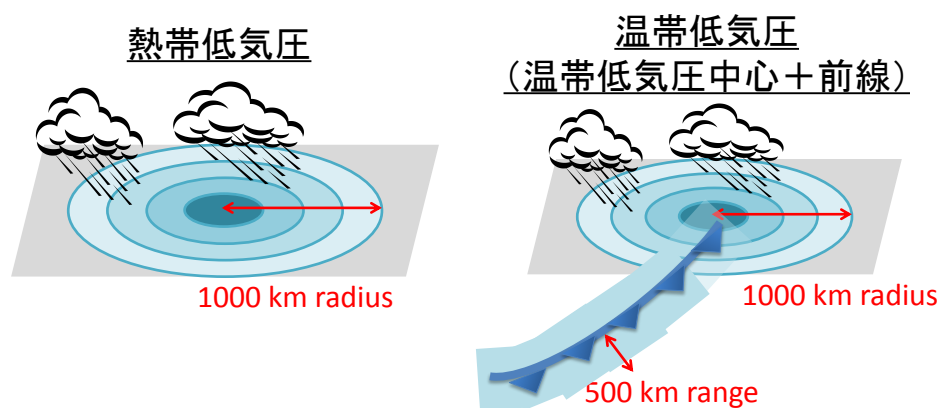


図 3-15 気象システム別の降水分類の概要図

3.9.2. 既往研究におけるシステム半径

本研究では気象システムから一定距離内の降水を気象システムに関連付ける。表 3-4 に既往研究で用いられたシステム半径や降水の関連付け手法の比較を示す。

熱帯低気圧と降水量を関連付けた研究では熱帯低気圧のシステム半径を 500km (Prat and Nelson, 2013; Lau et al. 2008; Yokoyama and Takayabu, 2008)、550km (Englehart and Douglas, 2001)、5° (Larson et al., 2005)、444km (Rondgers et al., 2000) としている例があり、多くの研究が 500km 前後のシステム半径を用いている。一方、Kubota et al. 2009 は地上雨量計による観測降水量と熱帯低気圧の距離の関係を調べ、熱帯低気圧から 1000km 以上離れた地点では降水量と熱帯低気圧の間に関係が見られなくなるとしてシステム半径 1000km を用いている。また Jian et al. 2011 は熱帯低気圧中心から 500km 以内に幾何的な中心を持つ連続した降水領域であれば 500km よりも外側の降水も熱帯低気圧に関連付けている。

温低中心と降水量を関連付けた研究では Hawcroft et al. 2012 がシステム半径として北半球冬季 (DJF) では 12°、北半球夏季 (JJA) では 10° を用いている。システム半径を用いない研究も存在し、Pfahl and Wernli 2012 やその手法を踏襲した Paprits et al. 2014 は温低中心から 7500km 以内で最も外側の閉じた地上等圧線コンター内の降水を温低中心

に関連付けている。

前線については Catto et al. (2012)が前線グリッドを中心とする $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ の矩形領域内の降水量を前線に関連付けている。Paprits et al. 2014 は強雨域（各地点の 75 パーセントイル降水量を越える空間的に連続した降水グリッド群）のうち、その面積割合の 10%以上が前線グリッドおよびその周囲 1° 以内の領域と重なる場合に強雨域全体を前線と関連付けている。

3.9.3. 本研究で用いるシステム半径

本研究では既往研究および観測された各気象システム周辺の降水分布を考慮してシステム半径をそれぞれ熱帯低気圧については 1000km、温低中心については 1000km、前線については 500km とした。

図 3-16 は熱帯低気圧（全球）および温低中心（北半球）周辺の降水量分布のコンポジット（2001-2004 年）、図 3-17 は前線（北西太平洋）周辺の降水量分布コンポジット（2001-2004 年）である。熱帯低気圧、温低中心、前線の位置の決定にはそれぞれベストトラックデータ、客観検出手法、および地上天気図に基づく前線グリッドデータを用いており、降水量データは時間解像度の高い衛星観測降水プロダクト GSMaP (Kubota et al., 2007) を用いた。前線に関しては前線グリッドデータが利用可能な北西太平洋域を対象としている。

熱帯低気圧周辺の降水は同心円状に分布しており（図 3-16）、1000km 圏内に降水域がほぼおさまる。温低中心周辺の降水分布は中心付近に強い降水域があり、加えて南西方向と南東方向にそれぞれ寒冷前線および温暖前線に対応する降水域が存在する（図 3-16）。前線に対応する降水域は温低中心から 1000km を越えて分布するが、前線が存在しない北側などの中心付近の降水域はシステム半径 1000km でほぼ捉えられることがわかる。前線に降水を関連付ける範囲として Catto et al. (2012)は前線を中心とする 5° 四方矩形領域（前線グリッドから東西・北西方向にそれぞれ 2.5° （中緯度でおよそ 250km）を用いたが、前線周辺の降水量分布（図 3-17）がより広く分布していることを考慮し、本研究では前線のシステム半径を 500km とした。

表 3-4 既往研究におけるシステム半径と降水関連付け手法

	Reference	システム半径 or 降水の関連付け手法	備考
熱帯低気圧	Kubota and Wang (2009)	1000km	熱帯低気圧中心から1000kmを越えると降水量と熱帯低気圧との関係が見られなくなる。
	Englehart and Douglas (2001)	550km	熱帯低気圧イベントの90%で中心から550～600km以内にCloud Shieldが存在する。
	Prat and Nelson (2013)	500km	
	Jian et al. (2011)	500km以内に幾何的中心を持つ降水領域(同じPrecipitation featureに分類されるもの)	
	Lau et al. (2008)	500km	
	Yokoyama and Takayabu (2008)	500km	
	Larson et al. (2005)	5°	
	Rodgers et al. (2000)	444km	
	Chen et al. (2010)	2.5° (~250km)	台湾から緯度経度方向2.5° 以内
	温帯低気圧	Takayabu (2008)	温帯低気圧とそれに伴う前線を合わせて“Extratropical Frontal Systems”とする。システム半径は使用しない。TRMM PRで推定した降水頂高度、層状性降水割合、降水面積、日変化で2.5度格子ごとに判定。
Pfahl and Wernli (2012)		中心から7500km以内で最も外側の閉じた等圧線コンター内(0.5hPaきざみ)	
Papritz et al. (2014)		Pfahl and Wernli 2012と同手法	
Hawcroft et al. (2012)		冬季(DJF)12° /夏季(JJA)10°	
Pook et al. (2006)		温帯低気圧中心から250km以内から伸びる連続した1.5mm/day以上のlarge scaleの降水と、それと同じ位置に降る対流性降水を温帯低気圧による降水と判断する。対象地域を含む東西22° 南北15° の領域内の主要な気象システムを再解析データの気圧場、層厚、および地上天気図から判断。	将来気候実験
Risbey et al. (2012)		Pook et al. 2006と同手法	
前線	Catto et al. (2012)	前線グリッドを中心とする5° 四方の矩形領域	
	Papritz et al. (2014)	強雨域(各地点の75パーセントイル降水量を越える空間的に連続した降水グリッド群)のうち、その面積割合の10%以上が前線グリッドおよびその周囲1° 以内の領域と重なる場合に強雨域全体を前線によるものとする。	

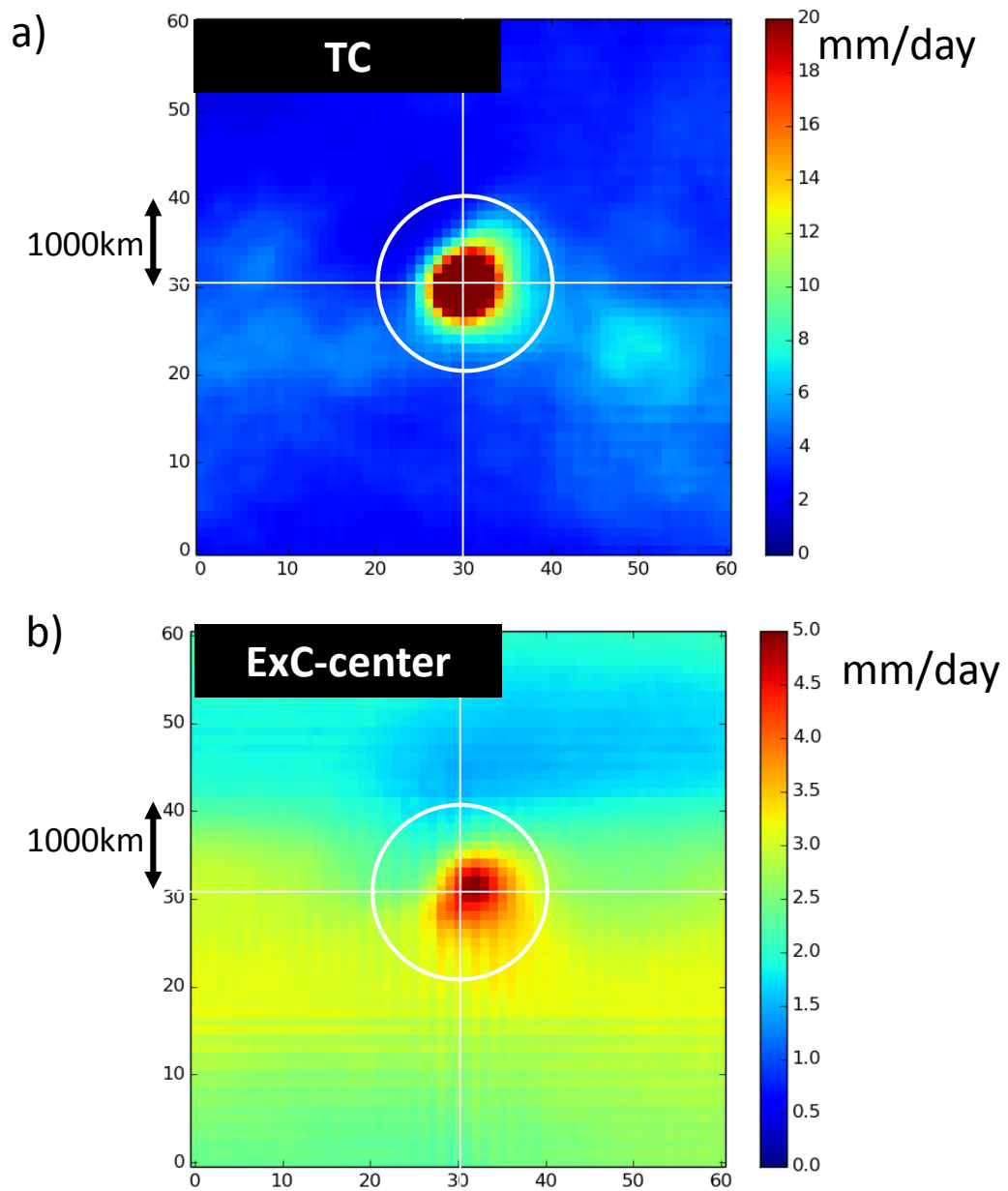


図 3-16 熱帯低気圧および温帯低気圧中心周辺の降水分布コンポジット
 (a)熱帯低気圧 (b)温帯低気圧

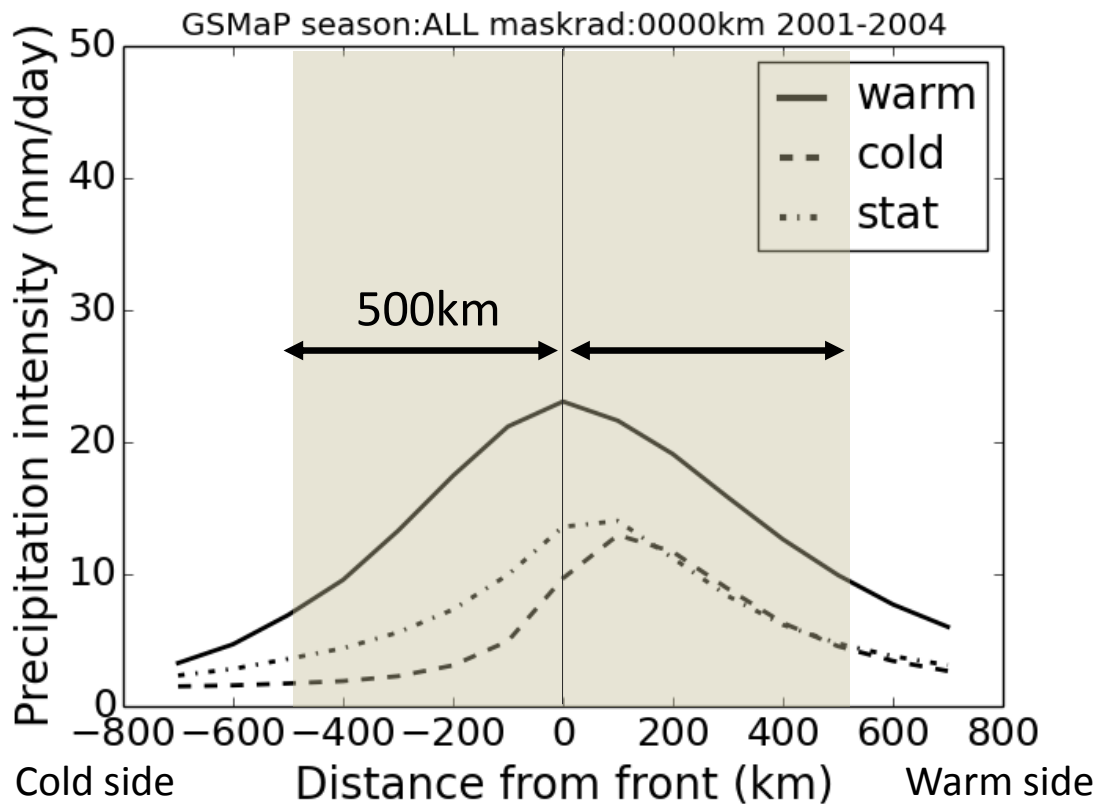


図 3-17 前線周辺の降水量分布コンポジット

実線：温暖前線（warm）、破線：寒冷前線（cold）、一点鎖線：停滞前線（stat）。横軸は前線からの距離（前線直交方向）であり、寒気側を負値、暖気側を正值としている。背景の網掛け部分は前線から 500km 以内を示す。

3. 10. 気象システムによる降水量の分別

3.10.1. 気象システム別の全球の降水量分布

全球の降水量分布を原因となる気象システムで分類した。降水量データは全球を日単位 1° 格子でカバーする GPCP 1-Degree Daily Combination GPCP1DD version 1.2 (GPCP1DD) (Huffman et al., 2001) を用いる。GPCP1DD は 1997 年以降のデータが公開されているため、解析対象期間は 1997 年-2012 年とする。

図 3-18 は各気象システムに伴う年間降水量である。また図 3-19、図 3-20、図 3-21 は総降水量に対する各気象システム降水量の割合である。

熱帯低気圧に伴う降水量はフィリピン沖を中心とする北西太平洋、北緯 15° 付近を中心とするメキシコ南西沖、メキシコ湾およびカリブ海、そして南緯 15° 付近を中心とする南インド洋に分布している。このうち北西太平洋における降水域が最も空間的に広く分布しており、他の地域の降水域と比較して最も高緯度（日本の本州付近）まで分布している。総降水量に対する割合（図 3-19、図 3-20、図 3-21）で見ると、北西太平洋のフィリピン沖およびメキシコ南西沖では総降水量の 40%以上が熱帯低気圧によるものであることがわかる。降水量絶対値では北大西洋の中部における熱帯低気圧に伴う降水量はメキシコ湾・カリブ海におけるそれと比較して小さいが、総降水量に対する割合ではメキシコ湾・カリブ海の 10~20%に対して北大西洋の中部では最大で 20%以上に達する。

温低中心及び前線に伴う降水量は共に主要なストームトラックを中心に分布している。絶対値では前線に伴う降水量が温低中心のそれに比較して大きい。これは時に 1000km 以上にわたって延びる前線の空間的スケールの大きさが影響していると考えられる。降水分布域の類似からもわかるように温低中心および前線は互いに密接に関連したシステムである。以下では基本的には温低中心および前線に伴う降水量をまとめて捉え、それらを温帯低気圧に伴う降水と考える。総降水量に対する割合で見ると、温帯低気圧に伴う降水量は南北緯度 40° 以上の中高緯度の多くの地域で総降水量の 80%以上に達する。

その他に分類される降水は主に低緯度に分布している。太平洋の赤道北側を東西に延びる降水帯や太平洋熱帯域西岸から南東に延びる降水帯が特徴的である（図 3-18）。これらはそれぞれ太平洋の熱帯収束帯 (ITCZ) および南太平洋収束帯 (SPCZ) に対応しており、主に熱帯の対流活動による降水がその他に分類されていることがわかる。その他に分類される降水は南北 10° 以内の熱帯域では総降水量のほぼ全量 (90%以上) にあたる（図 3-19）。中高緯度ではその割合は小さくなるが、日本周辺などでも総降水量の 10~20%はその他に分類される降水量であり、九州以南では 20~40%に達する。

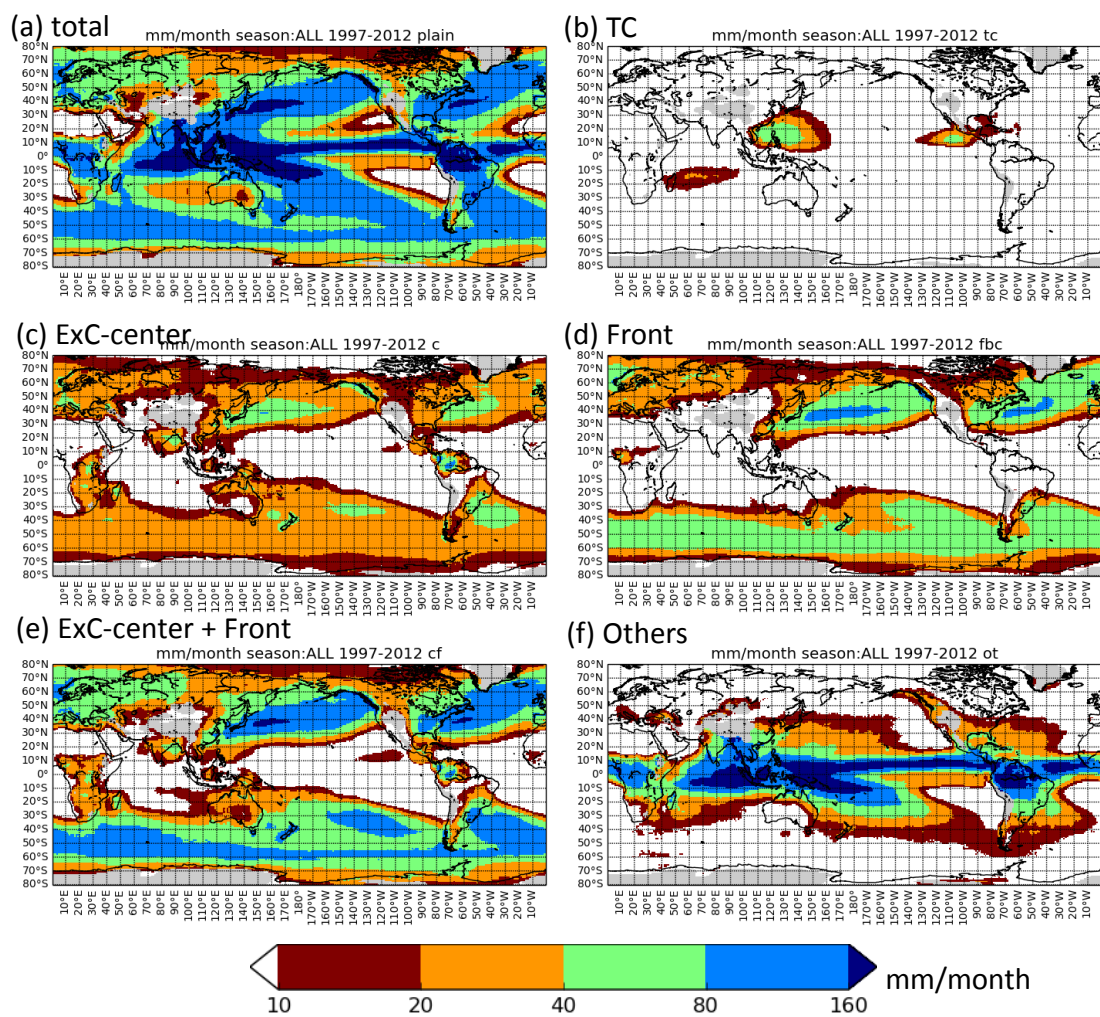


図 3-18 年平均降水量と各気象システム別年平均降水量

(a)総降水量、(b)熱帯低気圧、(c)温帯低気圧中心、(d)前線、(e)温帯低気圧（温帯低気圧中心+前線）、(f)その他。図の単位は mm/month で示している。

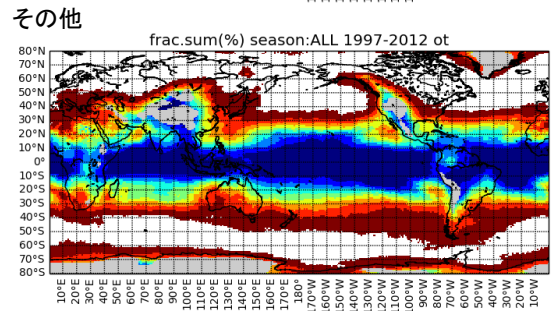
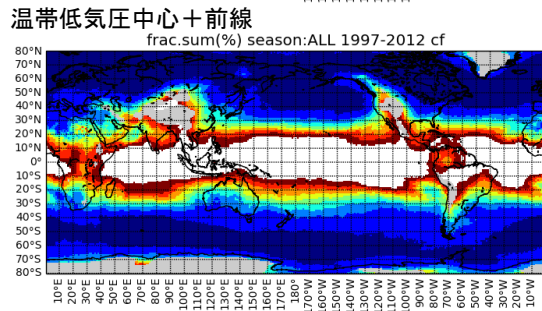
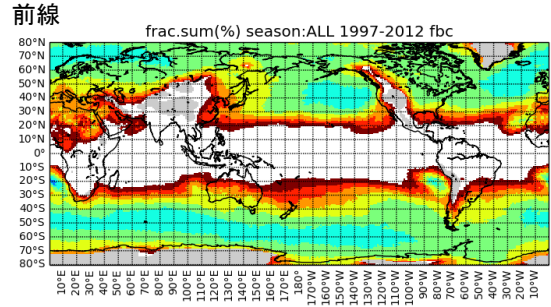
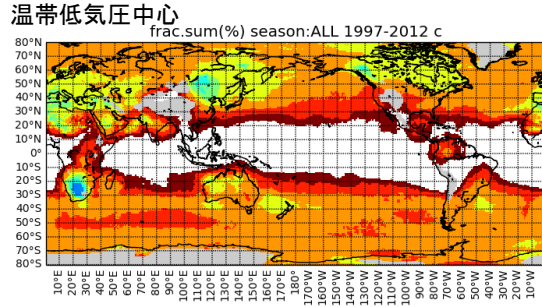
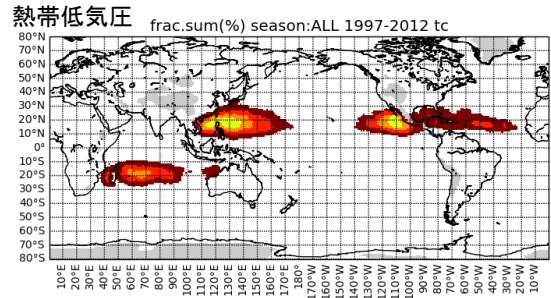
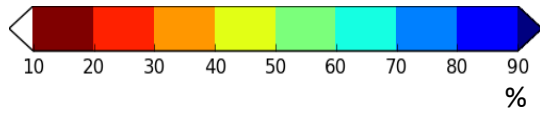


図 3-19 季節降水量に対する各気象システムの寄与度 (年間)

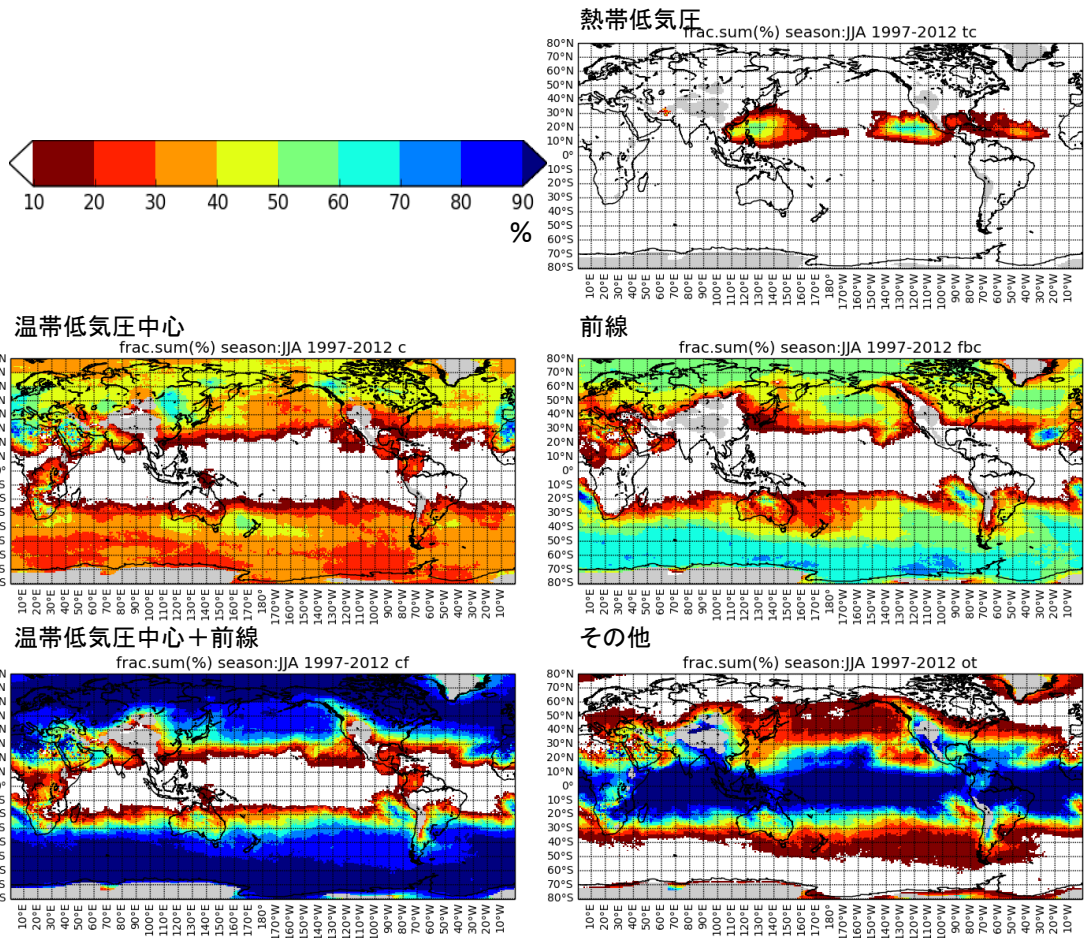
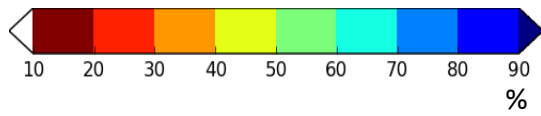
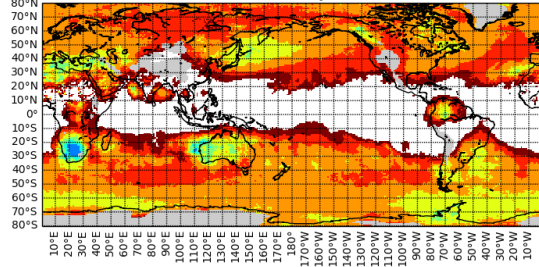


図 3-20 季節降水量に対する各気象システムの寄与度 (JJA)



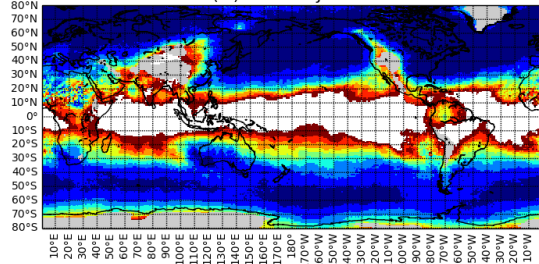
温帯低気圧中心

frac.sum(%) season:DJF 1997-2012 c



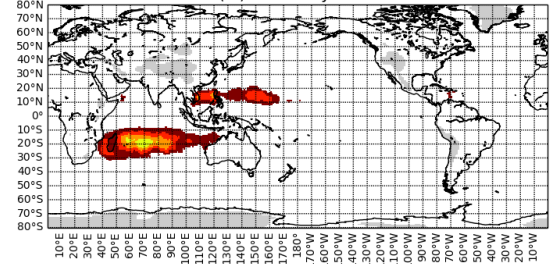
温帯低気圧中心+前線

frac.sum(%) season:DJF 1997-2012 cf



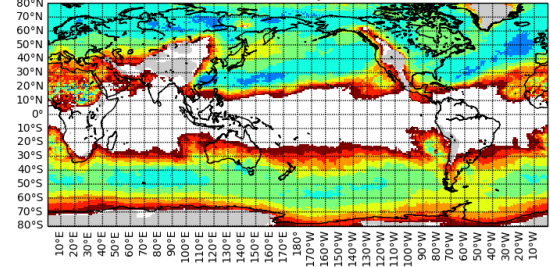
熱帯低気圧

frac.sum(%) season:DJF 1997-2012 tc



前線

frac.sum(%) season:DJF 1997-2012 fbc



その他

frac.sum(%) season:DJF 1997-2012 ot

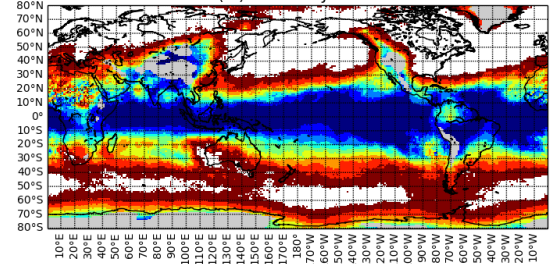


図 3-21 季節降水量に対する各気象システムの寄与度 (DJF)

3.10.2. 各気象システムに伴う降水量の季節変化

各降水システムに伴う降水量の季節変化を世界の主要地域 (図 3-22) に注目して解析した (図 3-23)。地域区分は IPCC SREX (IPCC, 2012)における主要な地域区分を踏襲した。

熱帯低気圧に伴う降水量は東アジア域、北米東部、中米といった北半球の熱帯低気圧トラック域付近では9月前後に最大となる。一方、南半球のオーストラリア北部、アフリカ南部では主に1~3月に熱帯低気圧に伴う降水量が多い。南北両半球にまたがる東南アジア域では年間を通じて熱帯低気圧に伴う降水が見られ、7月~9月に最大となる。

温帯低気圧 (温低中心+前線) に伴う降水量は中緯度域から高緯度にかけて年間を通じて各季節の降水量への相当量の寄与が見られる。季節変化は地域によって異なり、例えば北半球の東アジア域では春から夏季の降水量が多いが、北米東部や地中海地域では冬季の降水量が多い。地中海においてはこの傾向は顕著であり、降水量が夏季に少なく冬季に多い、いわゆる地中海性気候型の降水季節変化は温帯低気圧による降水量の季節変化で説明されることがわかる。温低中心付近の降水と前線付近の降水は領域が重なっている部分の降水量を両者に等分しているため注意が必要であるが、温低中心付近の降水に対する前線付近の

降水の割合を見ると、両半球とも冬季に前線の降水量の割合が大きくなる傾向がある。気温の水平傾度が大きくなる冬季には長く伸びた前線が形成され、温低中心から遠く離れた地点にも降水をもたらすことが反映されていると考えられる。

「その他」に分類される降水量は低緯度における降水量の大部分を占めるが、中緯度でも主に夏季に割合が大きくなる。東アジアでは5～8月にその割合が大きくなるが、ここには局地的な不安定による降水に加えて梅雨・メイユや主に水蒸気の傾度で特徴づけられる停滞前線による降水が含まれる。また南アジアやなどで大きな季節変化を持つ「その他」の降水はモンスーンによる降水であると考えられる。

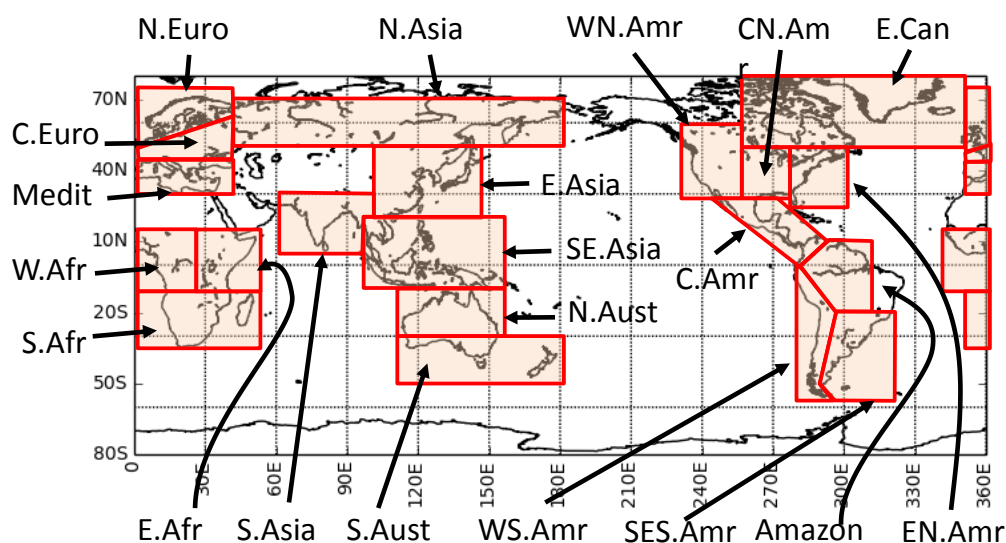


図 3-22 解析対象領域

N.Euro : 北ヨーロッパ、C.Euro : 中央ヨーロッパ、Medit : 地中海および南ヨーロッパ、W.Afr : アフリカ西部、E.Afr : アフリカ東部、S.Afr : アフリカ南部、N.Asia : 北アジア、E.Asia : 東アジア、SE.Asia : 東南アジア、N.Aust : オーストラリア北部、S.Aust : オーストラリア南部およびニュージーランド、NE.Can : カナダ北東部・グリーンランド・アイスランド、WN.Amr : 北米西部、CN.Amr : 北米中部、EN.Amr : 北米東部、C.Amr : 中央アメリカ、Amazon : アマゾン、WS.Amr : 南米西部、SES.Amr : 南米南東部

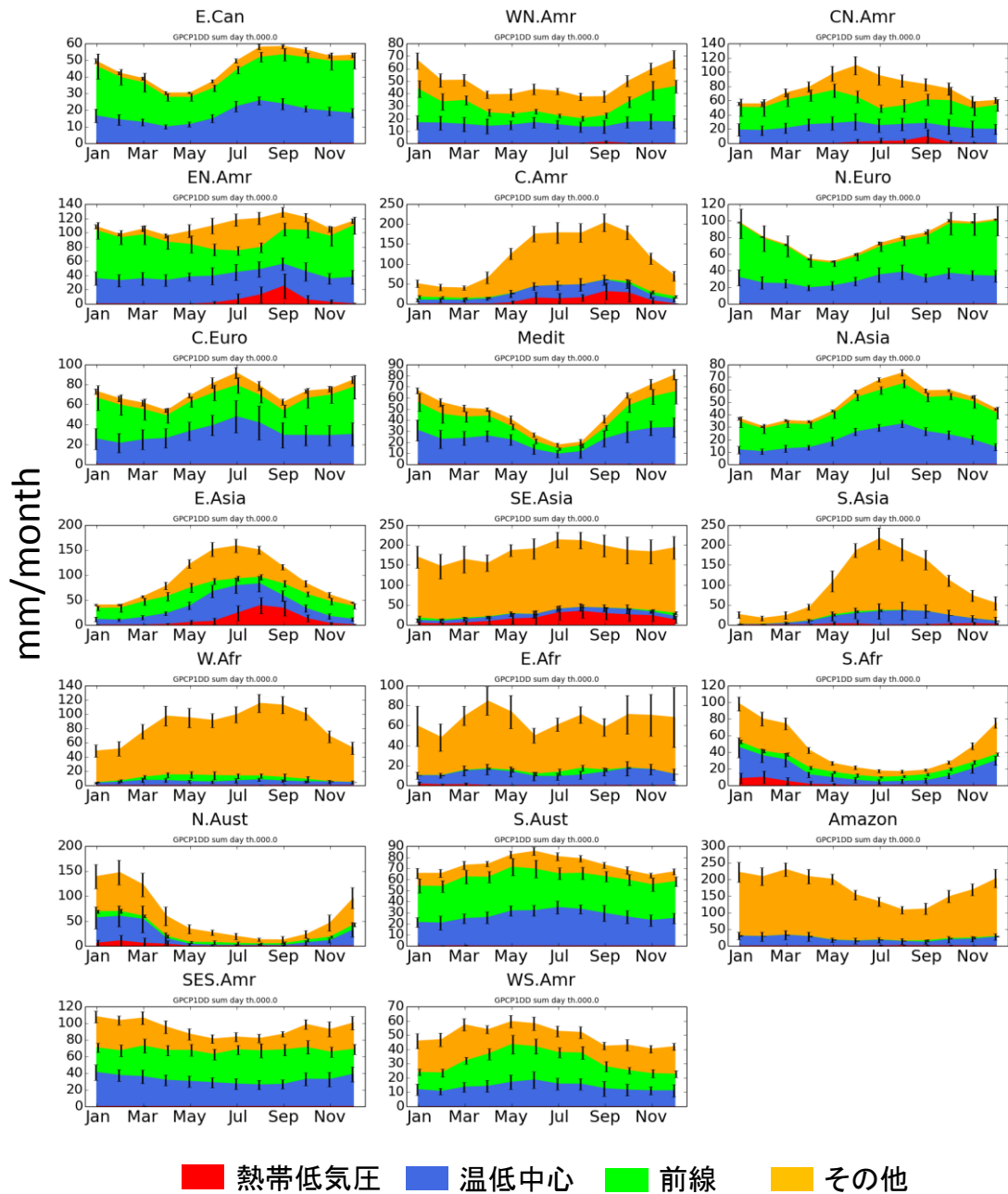


図 3-23 各気象システムに伴う降水量の季節変化

対象期間における月平均値の積み上げグラフ。エラーバーは各降水システムに伴う月別降水量の対象期間における標準偏差。降水データは GPCP1DD

3.10.3. システム半径に対する感度評価

本節の考察に移る前に、各気象システムに伴う降水の割合のシステム半径に対する感度を評価する。

熱帯低気圧のシステム半径を標準から±25%変えた場合について、熱帯低気圧に伴う降水量の総降水量に対する割合を比較した(図 3-24)。熱帯低気圧に伴う降水の割合が最も大きい 110°E-160°E の 20°N 付近(北西太平洋フィリピン周辺)では、システム半径を変化させた場合の割合の最小値と最大値の幅はおよそ 0.1 (10%) 程度である。

温帯低気圧(温低中心および前線)に伴う降水についても同様に比較を行った(図 3-24)。システム半径を変えた場合の割合の幅は、温帯低気圧に伴う降水の割合が最も大きい 60°N-70°N 付近および 50°S-70°S 付近で 0.1-0.15 (10%~15%) 程度である。

また、システム半径を±25%変化させた場合にも、各気象システムに伴う降水の割合が最大になる緯度の位置など、地理的な分布の特徴は変わらない。

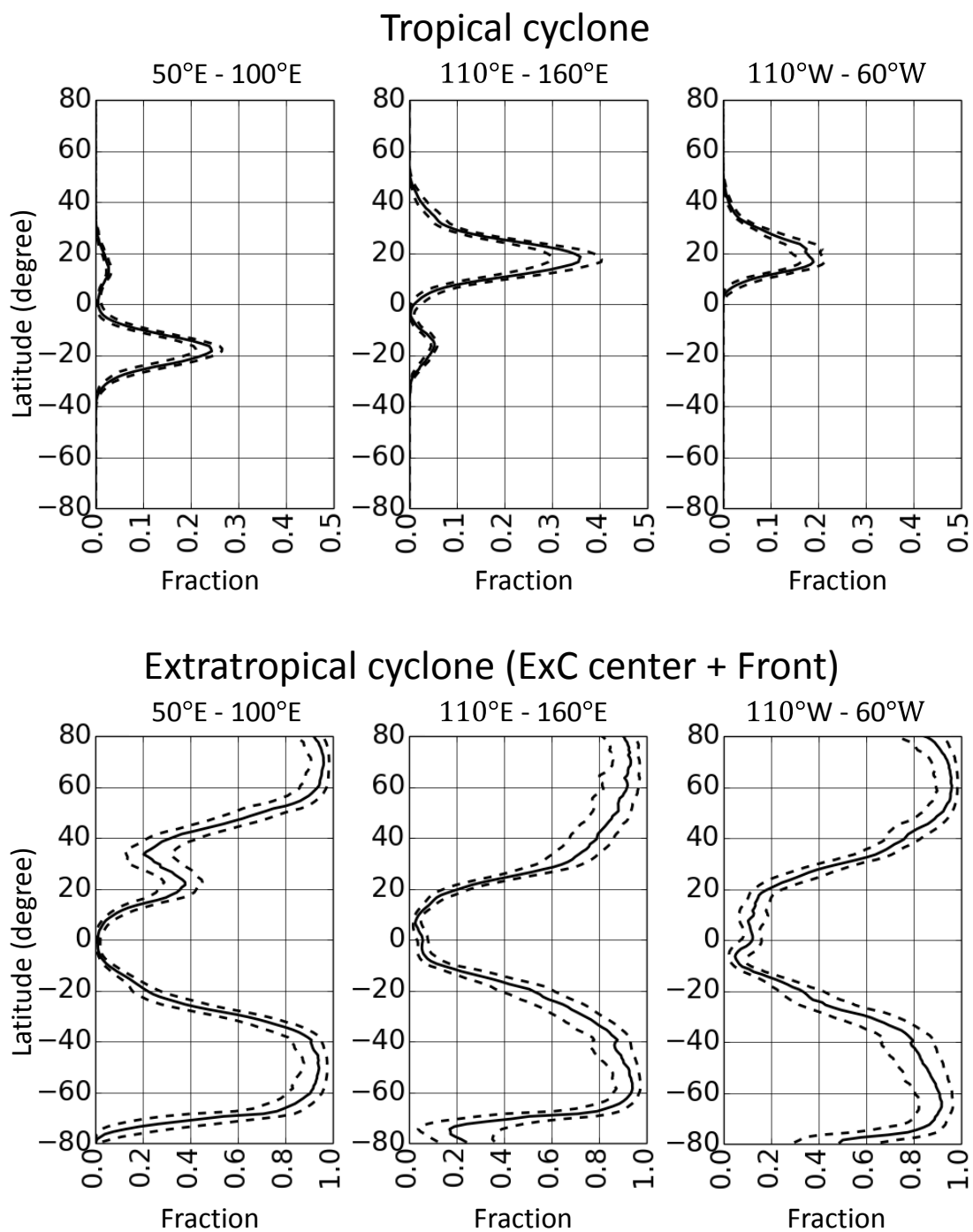


図 3-24 システム半径に対する感度評価

総降水量に対する各気象システム降水量の割合の経度帯平均（上：熱帯低気圧、下：温帯低気圧（温低中心および前線））。実線：標準設定のシステム半径の場合。左側破線と右側破線：それぞれ標準設定の-25%と+25%のシステム半径を用いた場合。

3.10.4. 考察

全球総降水量に対する各気象システムの相対的な寄与度を推計した。

熱帯低気圧は北西太平洋フィリピン周辺やメキシコ南東沖において年間総降水量の 40% 以上、南インド洋や北大西洋中部において 20%~30%以上に達する。これらは、例えば TRMM 3B42 降水プロダクトを用いて熱帯低気圧に伴う降水量を推計した Prat and Nelson (2013)と定量的にも整合している。熱帯低気圧に伴う降水量の寄与度が大きい地域は主に海上に分布しており、陸域ではその寄与度は急速に小さくなる。しかしそれでも日本を含む東アジア沿岸、マダガスカル西岸、オーストラリア北西岸、ユカタン半島の西岸および東岸やフロリダなどでは総降水量の 10~20%、フィリピン諸島北部陸域などでは 30%以上は熱帯低気圧による降水であり、こうした地域では陸域での水循環への熱帯低気圧の寄与度は無視できないものであることがわかる。

温帯低気圧についてはまず温低中心付近の降水と前線付近の降水を分けて考えてみる。前線に伴う全球の降水分布に関しては Catto et al. (2012)があるが、彼らが求めた総降水量に対する前線降水量割合と比較すると、本研究のそれは比較して割合の差でおよそ 10%程度少ない（例えば日本の東の海上における前線の降水量の割合は本研究では 40~50%、Catto et al. (2012)は 50~60%）。主な理由は二つ考えられる。一つ目は、温低中心と前線が近接している場合の降水の扱いである。本研究では両システムのシステム半径内に観測される降水は、等分して両システムに配分される。これにより、前線を単体で考えた場合には温低中心の存在を考慮しない Catto et al. (2012)よりも前線に伴う降水の割合は小さな値になる。もう一つは前線の検出に用いた熱力学変数の違いである。本研究では前線を気温場で定義したが、Catto らは湿球温位場で定義しており、本研究では前線として解析しない水蒸気傾度場にも前線を検出する傾向がある。実際、Catto et al. (2012)では SPCZ に対応する領域に前線の地域的な極値を解析している。こうした違いが前線降水割合の差に表れていると考えられる。

温低中心に伴う降水量に関しては太平洋および大西洋の西岸付近から北東方向に延びる地域的な極大域など、北半球の温帯低気圧に伴う降水量を解析した Hawcroft et al. (2012)と空間的な分布の特徴は整合的である。ただし本研究における温低中心に伴う降水割合は Hawcroft らのそれよりも絶対値が小さい傾向がある。この差の最も大きな理由は前線の場合と同様に複数の気象システムが重なる領域での降水の扱いにあると考えられる。前線と温低中心を一つのシステムとして合わせて考えた場合の降水割合は Hawcroft らの温帯低気圧に伴う降水割合と同程度からやや大きい値となる。ただし、北西太平洋の日本の本州以南などでは温低中心と前線を一つのシステムとして合わせて考えた場合にも JJA では Hawcroft らの温帯低気圧に伴う降水の割合よりやや小さい値となる。これは、Hawcroft らの手法では熱帯低気圧と温帯低気圧を明示的に区別しておらず、彼らの言う温帯低気圧には熱帯低気圧が混在していることが理由と考えられる。実際、JJA の当該地域で温低中心と前線を一つのシステムとして考えた降水割合に、さらに熱帯低気圧の降水の割合を加えると、Hawcroft らの温帯低気圧の降水の割合と同等~やや大きい値になる。

温低中心および前線に伴う降水量の全球分布は互いに類似していた。これは両システムが密接に関連したものであることの反映と考えられる。北半球の温帯低気圧に伴う降水量を解析した Hawcroft et al. (2012)は自らの研究を、前線に伴う降水量を解析した Catto et al.(2012)を異なるアプローチ（温帯低気圧の面からのアプローチ）で補完し”storm associated precipitation”の分布を調べるものとしていたが、本研究において温帯低気圧と前線を一つのシステムとしてとらえた場合の降水量割合は、Hawcroft らや Catto らが両システムを個々に扱った場合の降水量割合よりもやや大きい地域が多くあった。これは Hawcroft らの言うような”storm associated precipitation”は温帯低気圧と前線のどちらか片方のアプローチからみるだけではその総量を捉えきれず、両システムを同時に考える必要があること示唆している。

その他に分類される降水量については、日本、東アジア、北米東部、オーストラリアなどではそれぞれの夏季にその割合が最大になる傾向があった。これは例えば日本の夏季に見られる積乱雲を伴う夕立のようなローカルな降水に対応している。ただし日本（および東アジア）において 5 月ごろからその他の降水量が増加している点については、梅雨の影響もあると考えられる。Ninomiya (1984)が指摘したように一般に梅雨前線と呼ばれる降水帯は気温傾度で特徴づけられる一般的な前線と異なり、水蒸気量を考慮した相当温位の傾度で特徴づけられる。このため本研究においては気温傾度で定義される前線には含まれずその他に分類される。実際、日本域における 6 月、7 月の前線の降水量は増加が見られず、むしろ他の季節と比較して少ない傾向がある。

また、季節変化についての解析結果は複数の気象システムを同時に考慮することの重要性を示していると考えられる。例えば地中海地域における総降水量の季節変化は主に温帯低気圧および前線に伴う降水の季節変化で説明され、「その他」による降水量の季節変化は大きくなかった。一方で例えば中米における降水量の季節変化は熱帯低気圧と「その他」による降水によって説明される。また東アジアや北米東部などでは熱帯低気圧、温帯低気圧（温低中心および前線）、さらに「その他」の降水の季節変化の重ね合わせで総降水量の季節変化が決定されている。このように単一の気象システムが降水量の季節変化を規定している地域もあれば、複数の気象システムが同時に季節変化に影響している場合もある。従ってある地域の降水量の季節変化を考える上では、単一の気象システムに着目するのではなく、複数の気象システムの相対的な寄与度を考えることが重要である。

なお、一点注意すべき点は標高が非常に高い山地周辺の気象システム分類である。本研究で気象システムの分類に用いているいくつかの変数（海面校正気圧や 850hPa 気温）は標高が高い地域ではその信頼性が低いため、1500m 以上の標高をもつ地点では温低中心および前線の検出は行わない。しかしながら標高 1500m 未満の地点でも定常的な低圧部が発生することでやや不自然な温低中心偏在地域が見られる場合がある（たとえばアンデス山脈北端のコロンビア周辺など）。また一方で高所での温低中心や前線の検出を行わないことにより、そうした地域の周辺における温低中心および前線が実際よりも小さくなることも考えられる。例えば後述するように、非常に強い降雨に対する温低中心および前線の寄与度は北米のロッキー山脈辺縁部では小さい値を示すが、これは北米における極端降水の要因を調

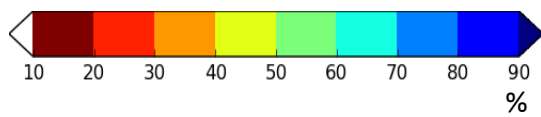
べた Kunkel et al. 2012 が示した温低中心や前線の寄与と比較してかなり小さい。従って、高所周辺の降水分類の解釈は注意を要する。

3.11. 極端な降水に対する各気象システムの寄与度

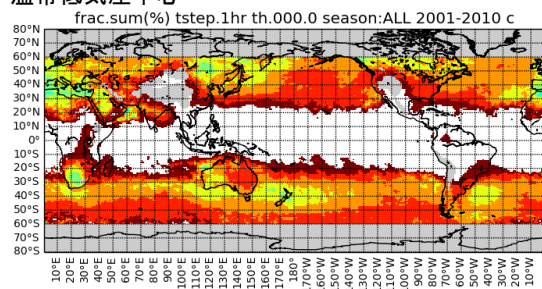
本節では極端な降水に対する各気象システムの相対的な寄与度を調べる。ここで言う極端な降水（以下、降水極値と呼ぶ場合もある）とは極端に強い降水を表し、特に断らない限り 99.99 パーセンタイル値（上位 0.01 パーセント）以上の降水強度の降水を指す。本節では異なる時間スケール（1 時間～4 週間）で見た降水極値について議論するが、これらは毎時その前 1 時間～4 週間降水量を計算し 99.99 パーセンタイル値などを求めており、どの時間スケールにおいてもデータ数は期間内の総時間ステップ数である（およそ 24 時間/日×365 日/年×10 年）。99.99 パーセンタイル値は平均して年間約 0.88（ $=24 \times 365 \times 0.0001$ ）回程度起こる降水強度に相当する。解析に用いる降水量データ GSMaP（事項で説明する）は高緯度寄りでは南北 60° 以内でも欠測が存在する場合があるため、ここでは欠測回数が期間内の 10%を越えない地点のデータのみを解析した。

3.11.1. 解析に用いる降水量データ

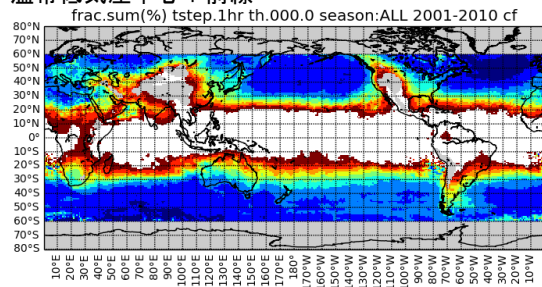
極端な降水の解析には衛星観測プロダクト GSMaP（Kubota et al., 2007）を用いる。GSMaP はマイクロ波・赤外観測による南北 60° 以内をカバーする 1 時間・0.1° 解像度の全球衛星降水プロダクトである。前節で用いた GPCP1DD が高緯度を含む全球をカバーする点が特徴であるのに対し、GSMaP はその時間的・空間的解像度の高さが特徴と言える。極端な降水の解析に置いては特に時間的な解像度の高さを重視し、GSMaP を用いる。2001 年から 2010 年 11 月のデータまで公開されている GSMaP MVK standard version 5 を 1° 解像度に変換して用いる。対象期間は 2001 年～2010 年である。GSMaP を用いて総降水量に対する各気象システムの寄与度を計算したものが図 3-25 であり、その分布は GPCP1DD を用いた場合と良く対応している。ただし、わずかに温帯低気圧（温低中心および前線）の寄与度が GSMaP による推定値において小さくなっており、その分だけ「その他」の寄与度が大きくなっている。



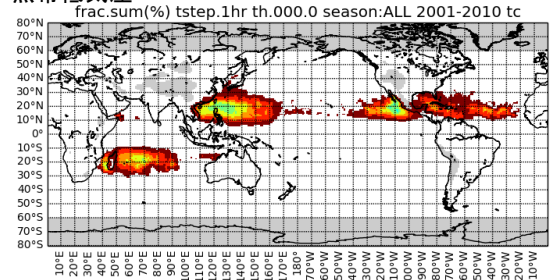
温帯低気圧中心



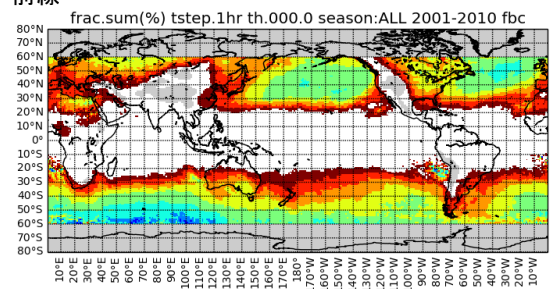
温帯低気圧中心+前線



熱帯低気圧



前線



その他

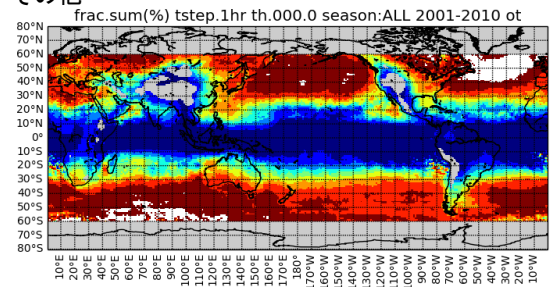


図 3-25 総降水量に対する各気象システムの寄与度（年間）（GSMaP を用いた場合）

3.11.2. 極端な降水の対する各気象システムの寄与度の全球分布

図 3-26 と図 3-27 はそれぞれ 1 時間降水極値（99.99 パーセンタイル値）と 24 時間降水極値（99.99 パーセンタイル値）を越える強度の降水積算値に対する各降水システムの寄与度、図 3-28 は 1 時間降水極値への寄与度とすべての降水に対する寄与度（図 3-25）の差であり、図 3-29 は同様の差を 24 時間降水極値について考えたものである。

熱帯低気圧について特徴的な点は、極端な降水を考えた場合に熱帯低気圧通過地域のほぼ全域で寄与度が増加している点である（図 3-28、図 3-29）。特に 24 時間降水極値の場合に寄与度の増加が大きい。例えばフィリピン周辺におけるすべての降水に対する熱帯低気圧の寄与度は 40%以上から大きなところで 50%前後であるが、極端な降水に対する寄与度は 1 時間降水量では 80%以上、24 時間降水量では 90%以上に達する。またすべての降水に対しては寄与度の小さい日本の本州北部など比較的高緯度においても、極端な降水では 1 時間降水量でその 20%前後が熱帯低気圧で説明される。

温帯低気圧（温低中心および前線）に伴う降水の寄与度は、極端な降水を考えた場合にはすべての降水に対する寄与度と比較して、北太平洋の 140°E 以東かつ 30°N 以北、北大西

洋 30°N 以北、そして南半球でより大きくなる（1 時間降水量および 24 時間降水量ともに）（図 3-28、図 3-29）。一方で東シナ海～日本の南海上では減少する。東アジアおよび中央アジアの 35°N 以北の陸上では 1 時間降水量極値を考えた場合には減少するが、24 時間降水極値を考えた場合には逆に総降水量に対する寄与度よりも大きな寄与度を示す。東シナ海～日本の南海上における温帯低気圧の割合の減少は主に熱帯低気圧の割合の増加分を補うものである。

「その他」の割合は 1 時間降水極値を考えた場合には東アジアおよび中央アジアの 35°N 以北の陸上で、すべての降水に対する場合と比較して増加する。しかし 24 時間降水極値を考えた場合にはこれらの地域において逆に寄与度が小さくなる。これは温帯低気圧の割合の減少とその変化を互いに保障しあうものである。海上では全般的に減少であり、亜熱帯～熱帯海上と中緯度海上での減少はそれぞれ熱帯低気圧の割合の増加、そして温帯低気圧の割合の増加と互いに保障しあうものである。

全ての降水に対する場合よりも割合が増加する地域について熱帯低気圧と温帯低気圧を比較すると、増加の度合いは熱帯低気圧の方が大きい。つまり、対象とする降水強度が強くなると熱帯低気圧の重要性は急速に大きくなる。

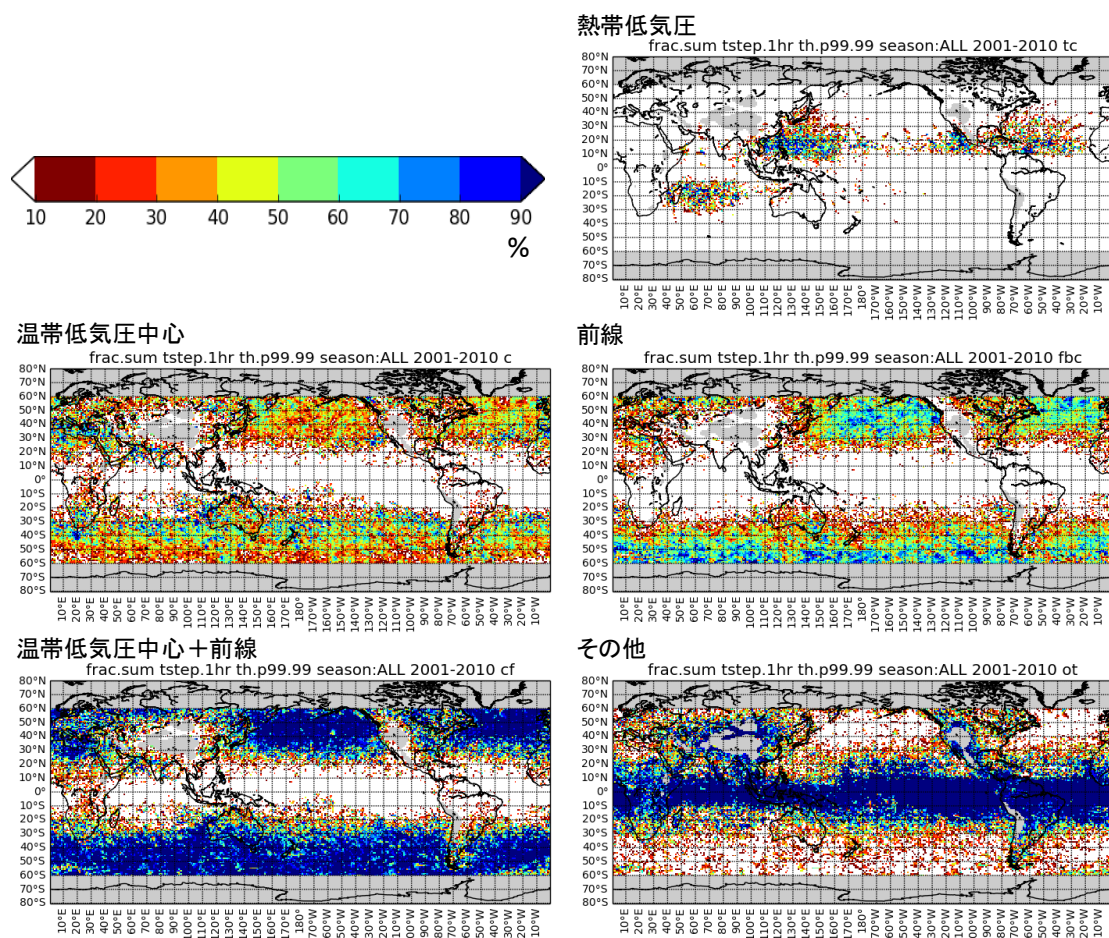
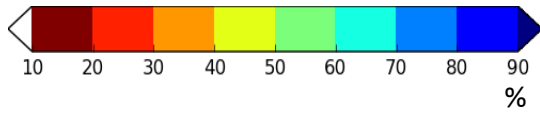
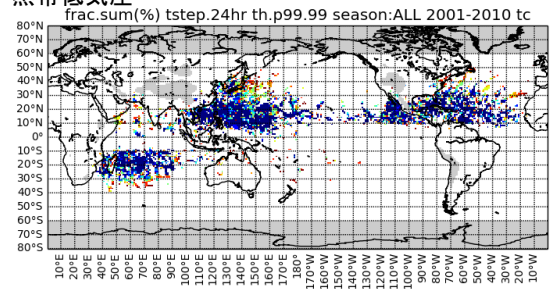


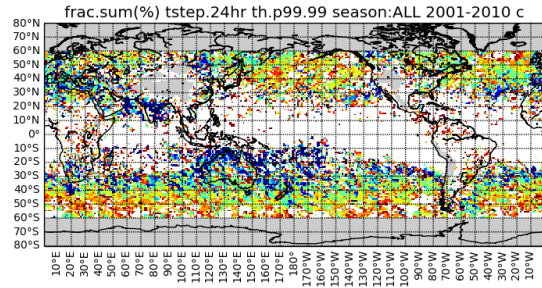
図 3-26 99.99 パーセンタイル値（1 時間降水量）を越える強度の降水総量に対する各気象システムの寄与度



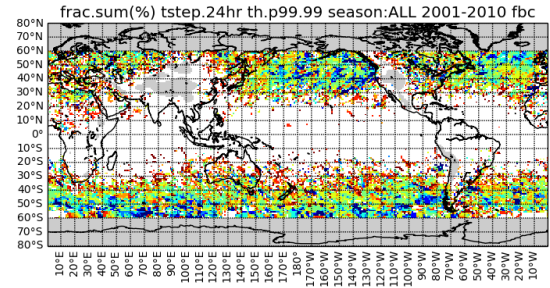
熱帯低気圧



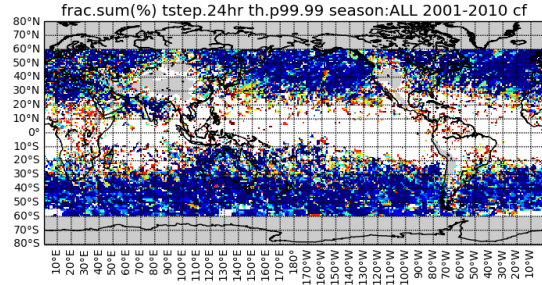
温帯低気圧中心



前線



温帯低気圧中心+前線



その他

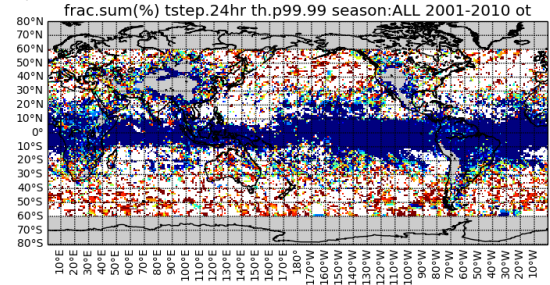


図 3-27 99.99 パーセンタイル値 (24 時間降水量) を越える強度の降水総量に対する各気象システムの寄与度

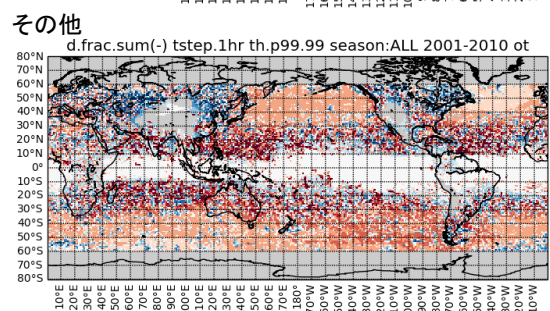
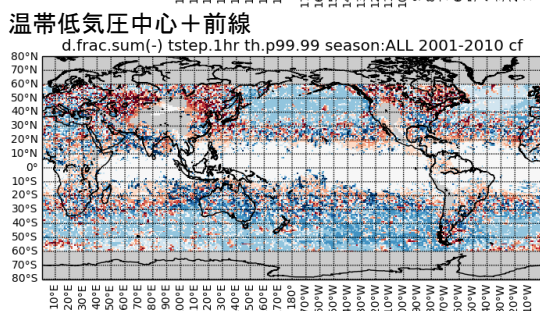
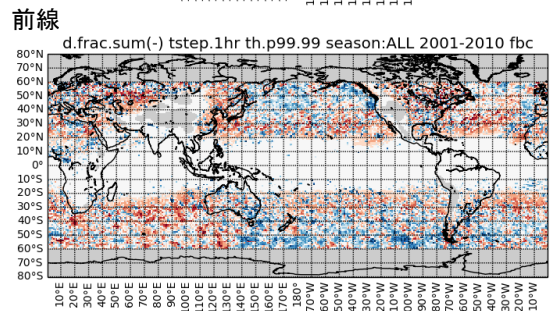
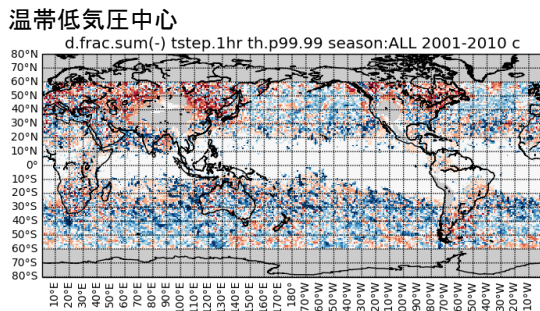
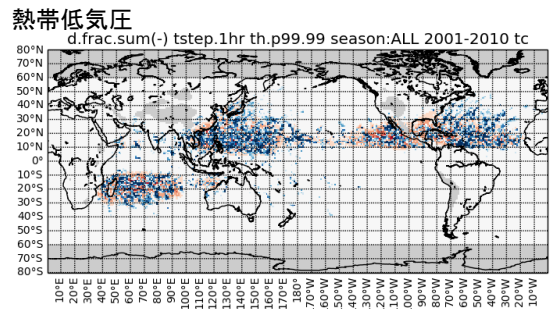
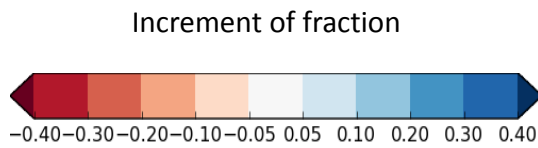


図 3-28 極端に強い降水（1時間降水量）のみを考えた場合の寄与度増加分

「降水強度閾値（99.99 パーセンタイル：1時間降水量）を設定した場合の降水量積算値に対する寄与度」から「全ての降水を考えた場合の降水量積算値に対する寄与度」を引いたもの。

カラーバーは割合の差。例えば+0.1 はあるシステムの割合が 0.1（10%）増加したことを示す。

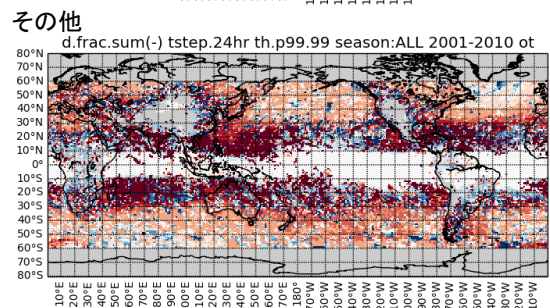
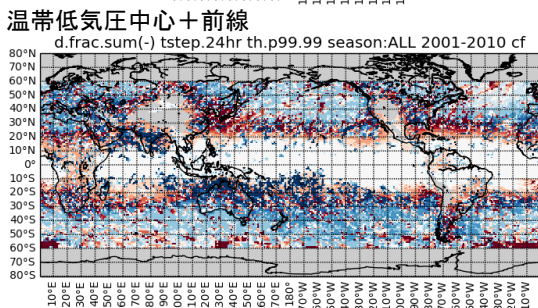
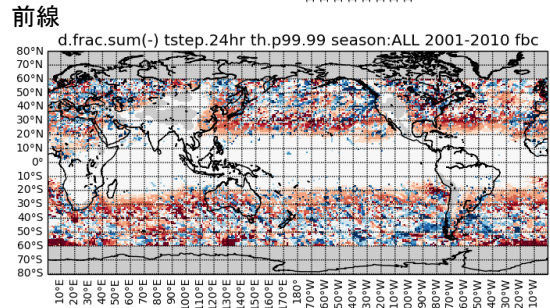
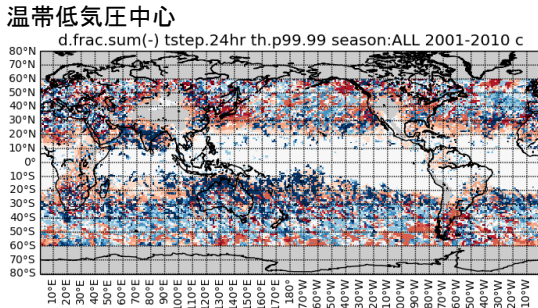
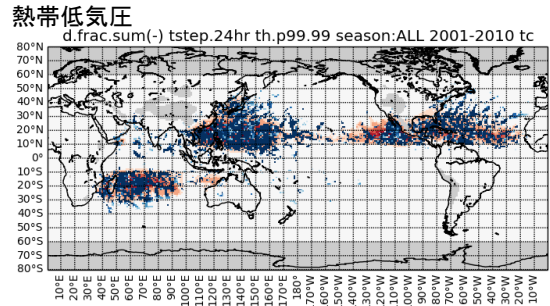
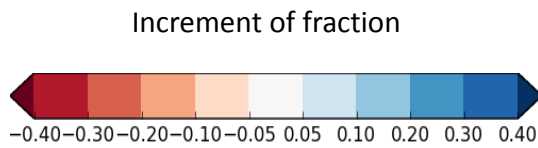


図 3-29 極端に強い降水（24 時間降水量）のみを考えた場合の寄与度増加分
図 3-28 と同じ。ただし 24 時間極端降水を用いた場合。

3.11.3. 時間スケール依存性

防災面では極端な降水の時間スケールも重要である。短時間の豪雨は都市などの水害につながる一方、長い時間スケールの豪雨はより大きな流域での洪水をもたらし、また土壌水分の増加を通じて土砂災害などにもつながる。

図 3-30 は日本及び世界の主要な地域において極端降水の積算量に対する各気象システムの相対的な寄与度を様々な時間スケールで比較したものである。まず特徴的なのは熱帯低気圧と「その他」の割合である。熱帯低気圧の影響を受ける北米東部、中米、東アジア（日本を含む）、東南アジア、南アジア、アフリカ南部では、1 時間降水量から 24~72 時間降水量までは時間スケールが長くなるほど熱帯低気圧の寄与度が増加する。一方で熱帯低気圧の寄与度増加とバランスするように「その他」による降水は 1 時間程度の短い時間スケールでは寄与度が大きく 24 時間~72 時間降水量までは時間スケールが長くなるほど寄与度が小さくなる傾向がある。例えば日本域や北米東部などでは時間スケール 1 時間と 24 時間

で熱帯低気圧と「その他」の割合が逆転している。時間スケールが72時間よりも長く1週間～4週間になると熱帯低気圧の寄与度は減少し、「その他」の寄与度が再び増加する。温低中心および前線に伴う降水の寄与度は多くの地域では明確な時間スケール依存性は確認できず、地域によってその傾向が異なる。ただしオーストラリア北部および南アジアでは24～74時間降水量で温低中心の寄与度が大きくなる傾向がある。このうち南アジアのものはいわゆるモンスーン低気圧 (monsoon depressions, monsoon low pressure systems) (Tyagi et al., 2009; 2010; 2011) であると考えられる。

複数のシステムの影響が重なって豪雨をもたらすような場合も考えられる。こうしたケースを調べるため、単一システムのみでの降水と複数のシステムが重なった場合の降水を分けたものが図 3-31 である。グラフが煩雑になるのを避けるためエラーバーは表示せず、また縦軸の表示範囲は地域ごとに調節してある。24時間の極端降水では北米東部、東アジアおよび日本域では熱帯低気圧と前線のシステム半径が重なった場合の降水が約8～15%程度の寄与を持っている。同様に熱帯低気圧の影響が大きい地域でも、中米や東南アジアではこうした傾向は見られない。日本においては熱帯低気圧の影響による南からの暖湿気流が前線を活発化させ豪雨をもたらすようなケースが見られるが、こうした豪雨の降り方のうち少なくとも気温傾度で特徴づけられる前線が関係するケースは東アジアや北米東部のように中緯度に位置しかつ熱帯低気圧の影響を受ける地域に特徴的なものであることがわかる。熱帯低気圧と温低中心の影響が重なるケースの極端降水の寄与はほとんどない。なお、本研究で扱う前線は気温傾度で捉えた前線であるため梅雨前線は主に「その他」に分類されるが、梅雨前線と熱帯低気圧が同時に影響するケースも東アジア域においては重要であると考えられるため、水蒸気量で特徴づけられる前線を考慮した場合については節を分けて3.12節で調べる。

次に温帯低気圧に伴う降水を、明確な前線を伴わない温低中心付近の降水、温低中心から遠く離れた地点までのびる前線（もしくは明確な温低中心が付近に存在しない前線）付近の降水、そして明確な前線を伴う温低中心付近の降水に分けてみると、中緯度の多くでは明確な前線を伴わない温低中心付近の降水や、明確な前線を伴う温低中心付近の降水の寄与が大きい傾向がある。つまり温帯低気圧は中心付近から1000km程度の降水が特に極端降水に寄与している。ただし前線のうち明確な温帯中心が付近にないもの（温低中心から遠く離れた地点まで延びた前線）も北米や中央ヨーロッパ、オーストラリア南部、南米などでは温低中心と程度の寄与をもつ。

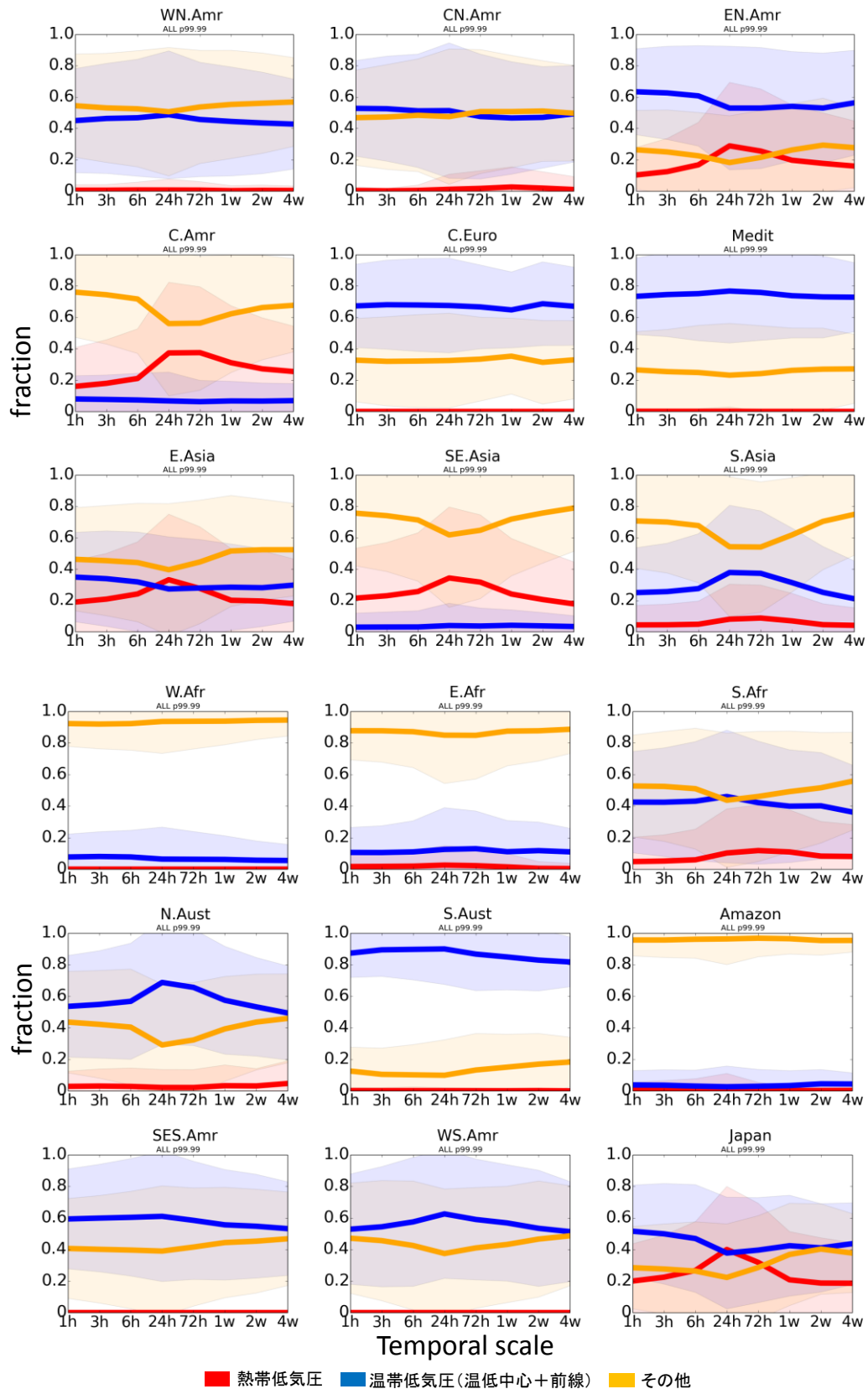


図 3-30 極端降水の積算量に対する各気象システムの寄与度と時間スケール依存性
 影は対象期間内の年々変動の標準偏差の幅を表す。対象は全季節。時間スケールは左から
 1、3、6、72時間、1週間（168時間）、2週間（336時間）、4週間（672時間）

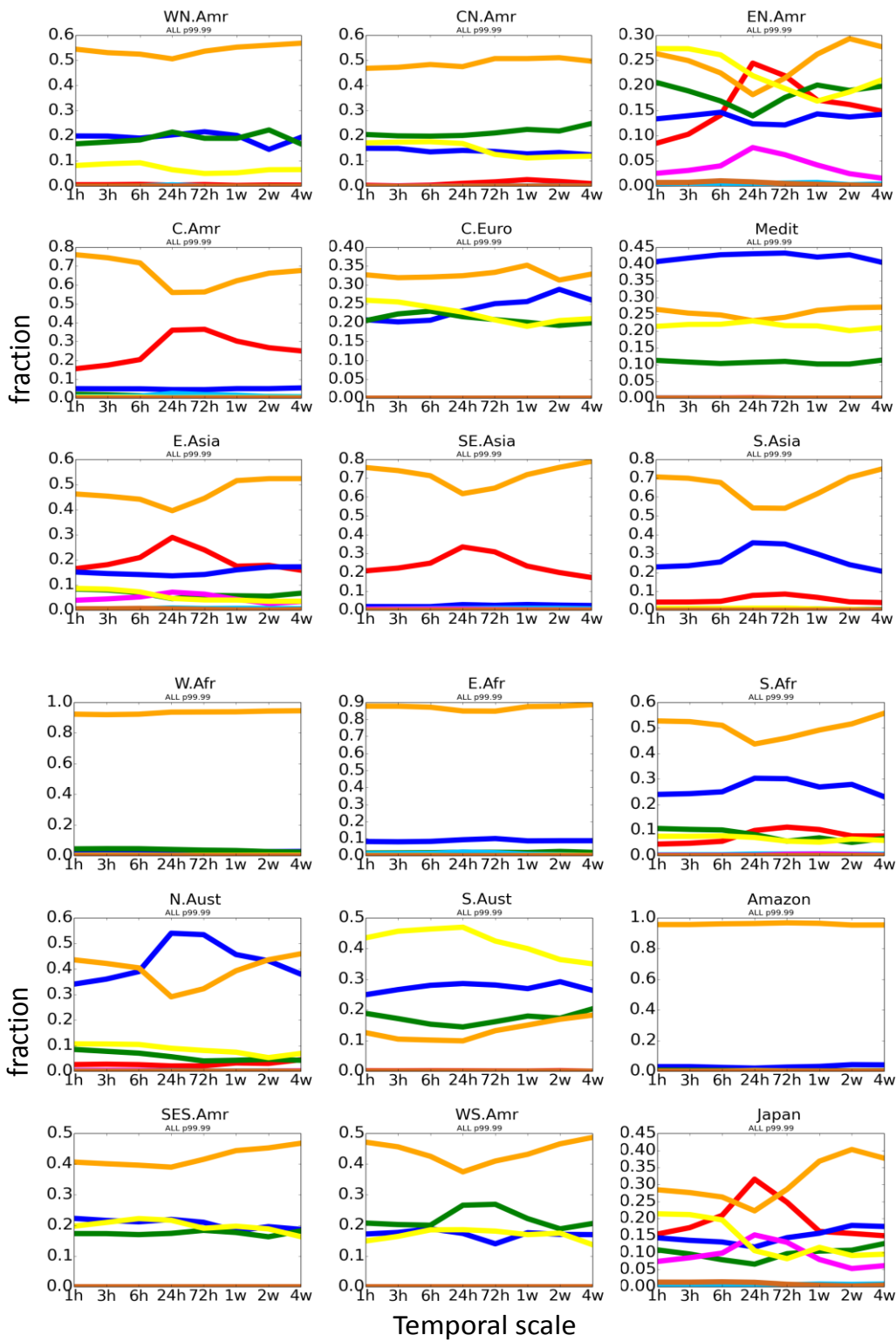


図 3-31 極端降水の積算量に対する各気象システムの寄与度と時間スケール依存性（細分）

3.11.4. 季節変化

極端な降水の発生回数への各気象システムの寄与度の季節変化を図 3-32 と図 3-33 に示す。それぞれ時間スケール 1 時間および 24 時間の降水について求めたものである。

まず、熱帯低気圧は 24 時間降水について極端な降水の発生回数が大きく、「その他」に分類される降水は 1 時間降水において極端な降水の発生回数が大きい傾向がある。これは前項で確認した時間スケール依存性が季節別にみても現れていることを示す。

季節変化を見た場合に特徴的な点は、極端な降水発生回数ピークの時期が気象システムによって異なる点である。原因となるシステムを区別しない場合の極端な降水がピークになる時期は、必ずしも各気象システムによるピークの時期とは一致しない。例えば東アジアの 24 時間降水量で見ると、極端な降水の総発生回数は 7 月にピークを迎えるが、これは主に「その他」の寄与が大きい。一方で熱帯低気圧による極端な降水発生回数は 9 月に最も多く、この時期の極端な降水の発生回数を押し上げている。前述のように東アジア域の梅雨による降水は「その他」に分類されていると考えられることから、他の時期に「その他」に分類される局所的な対流性降雨などに加えて梅雨が 7 月の極端な降水の発生回数を増やすことに寄与していると考えられる。また、各気象システム別にみても、極端な降水発生回数の季節変化が必ずしも降水量積算値の季節変化と一致しているわけではない。例えば東アジアの熱帯低気圧による降水積算値は 8 月、9 月とほぼ同等であるが (図 3-23)、熱帯低気圧による 24 時間降水極値の発生回数は 9 月にピークが見られる。

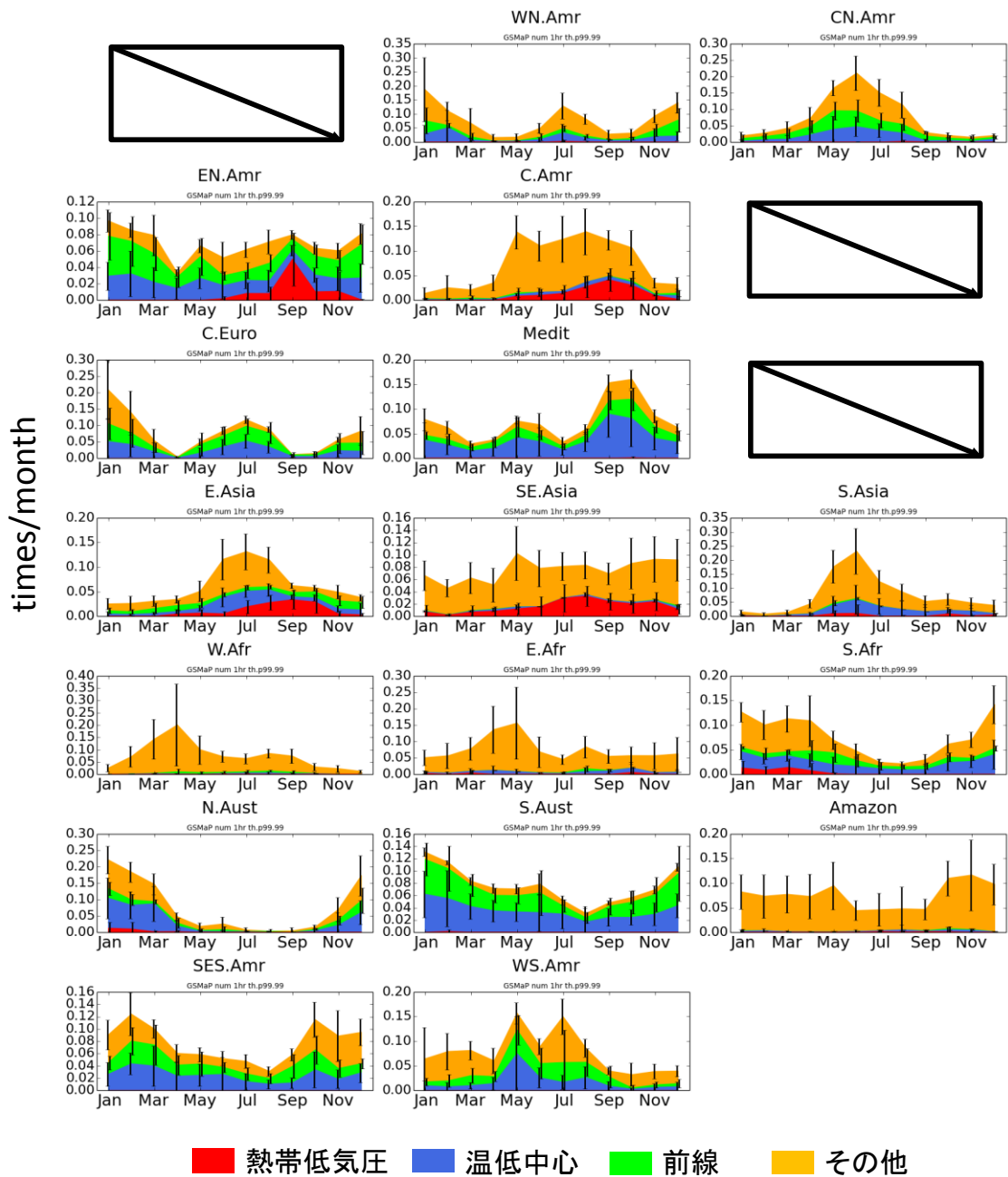


図 3-32 極端な降水（時間スケール：1 時間）の発生回数の季節変化
 エラーバーは対象期間の年々変動の標準偏差の大きさ。

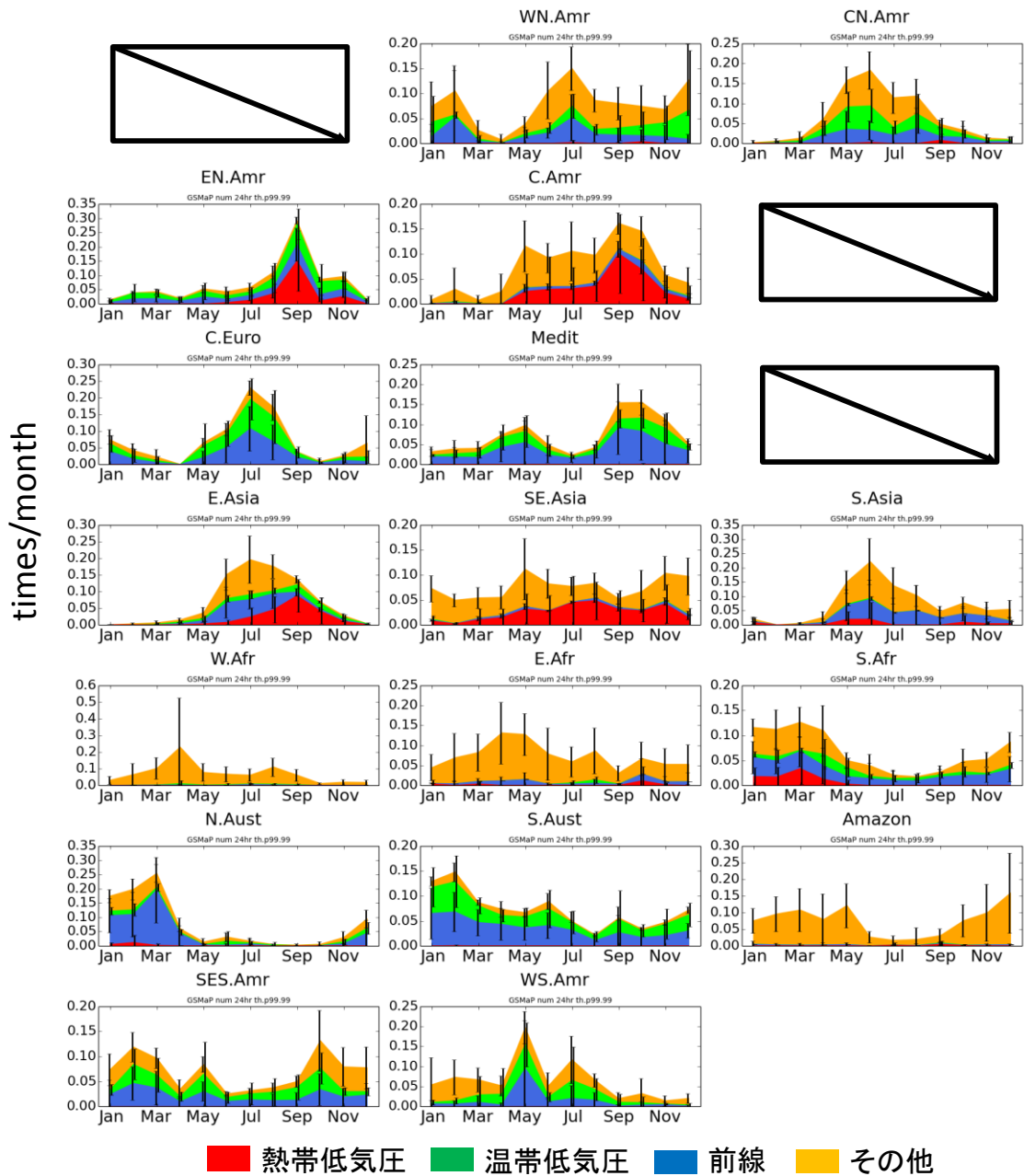
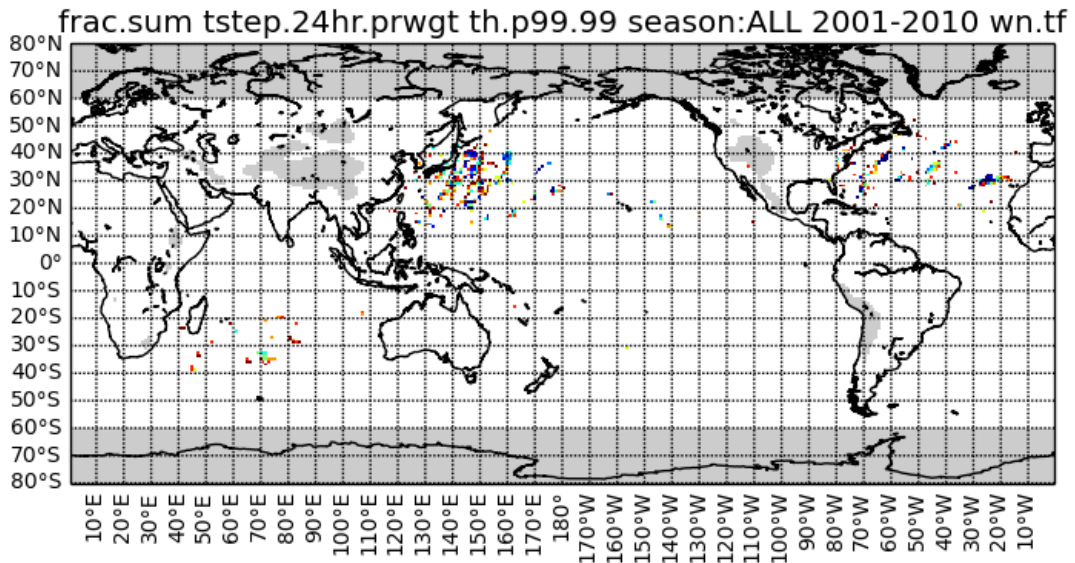


図 3-33 極端な降水（時間スケール：24 時間）の発生回数の季節変化
 エラーバーは対象期間の標準偏差の大きさ

前線(気温)とTCが同時に影響する場合の寄与度
(99.99パーセントイル降水量以上に対して)



前線(気温)とTCが同時に影響する場合の寄与度
(99.90パーセントイル降水量以上に対して)

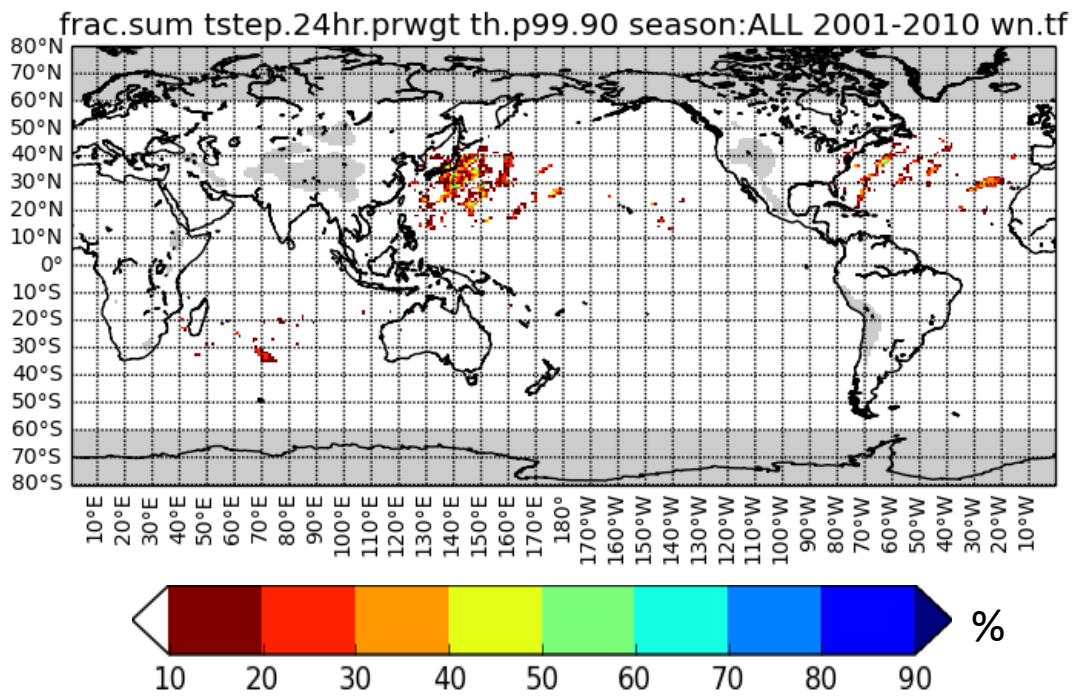


図 3-34 極端降水積算量のうち前線(気温)と熱帯低気圧が同時に影響するケースの寄与度

3.11.5. 考察

極端な降水（99.99 パーセンタイル値以上の強度）に対する各気象システムの相対的な寄与度を調べた。

1 時間降水量 99.99 パーセンタイル値以上の降水への寄与度は閾値をつけない場合と比較して熱帯低気圧で顕著な増加があった。Lau et al. (2008)は北西太平洋および北大西洋における熱帯低気圧に伴う降水量を調べ、閾値以上の強度を持つ降水量の総量および発生回数に対する熱帯低気圧の降水の割合は、閾値とする降水強度に対してほぼ線形に増加する傾向があるとした。本結果からは線形性を確認することはできないが、強い降水を考えた場合に熱帯低気圧の寄与度が大きくなる傾向が、主要な熱帯低気圧通過領域すべてで見られることがわかる。

また強い降水を考えた場合の寄与度の増加は温帯低気圧（温低中心および前線）およびそれを構成する温低中心と前線でもみられた。Catto and Pfahl 2013 は前線の客観検出手法と再解析データの 6 時間積算降水量を用いて全球の降水発生数に対する前線の寄与度を調べ、強い降水のみを考えた場合に前線の寄与度は主にストームトラック周辺で大きくなるとした。本結果とは降水の降水時間スケールや極値の定義、そして回数でみた割合と積算降水量で見た割合という違いがあるため単純な比較はできないものの、主にストームトラック周辺における前線の寄与度が、強い降水を考えた場合に大きくなるという傾向は一致している。なお、陸域の標高が高い地域周辺の解釈は一部注意が必要である。前述したように再解析データセットで標高 1500m 以上とされる地域では温低中心および前線の検出を行っていない。この影響で、標高が高い地域の辺縁部では温低中心および前線の寄与が小さくなる場合がある。例えば北米ロッキー山脈の辺縁部では極端降水に対する温低中心や前線の寄与は小さく、それを補うように「その他」の寄与が 80% 近くの大きな値になっている（図 3-26、図 3-27）。しかし北米の極端降水を手作業による判別で要因別に分類した Kunkel et al., (2012)は、ロッキー山脈周辺を含む北米西部～中部においては温帯低気圧または前線による寄与が大部分を占めるとしている。分類の基準や用いたデータセットの違いも寄与の差の原因となり得るが、標高の非常に高い地域における温低中心および前線の検出ルールも両結果の差に影響していると考えられる。

極端な降水の積算量に対する熱帯低気圧および「その他」の寄与度には時間スケール依存性が見られた。熱帯低気圧の寄与度は 1 時間～24 時間（地域によっては 72 時間）程度まで時間スケールでは長い時間スケールほど大きく、より長い時間スケールになると再びその寄与度が減少する。これは熱帯低気圧の空間的なスケールと移動速度の反映である。時間スケールによる熱帯低気圧の寄与度の変化はおもに「その他」の寄与度で補償される傾向があった。「その他」に分類される降水は 1～24 時間（地域によっては 72 時間）程度まで時間スケールが長くなると寄与度が減少し、さらに時間スケールが長くなると再び寄与度は増加する。一方で空間的なスケールでは熱帯低気圧と同等かそれ以上に大きい温帯低気圧および前線の寄与度の時間スケール依存性が明確でないことは予想を裏切るものである。一つの理由として考えられることは、温帯低気圧および前線はシステム全体としては相当な

大きさを持っているものの、99.99パーセント値を越えるような極端に強い降水が発生する範囲は限定的であり、72時間程度までの時間スケールの増加に対して熱帯低気圧ほど寄与度の増加が顕著でないのではないかということである。

対象とする時間スケールによって極端な降水の原因が異なることは知られている。例えば二宮（2001）は日本の上位20事例の降水量極値を時間スケールごとにその原因となる気象システム（雷雨、温帯低気圧、前線、台風）で分類している。その結果、1時間降水量極値では4種類の原因がほぼ同じ割合となり、1日降水量極値では台風が3/4、前線が1/4を占めるとした。ただし二宮は雷雨による狭領域の豪雨も台風による広域の大雨もそれぞれ1事例として数えている。また木口と沖（2010）は世界の降水量極値記録を整理し、短時間の極値の原因はメソ擾乱によるものが多く、半日から半月の時間スケールの降水量極値では熱帯低気圧によるものが多いとしている。ただし木口と沖（2010）の結果は世界中から各時間スケールの極値記録を一つずつ取り出したものであり、本研究の結果からわかるように、地域別に見れば同じ時間スケールにおいても降水極値の原因は地域によって異なる。また、本研究によれば熱帯低気圧の寄与度が最も大きくなるのは24～72時間降水量であった。

本研究では複数の気象システムを検出し降水要因分別を行うことで、個々の気象システムの降水量だけでなくそれぞれの相対的な寄与度やその時間スケール依存性を評価することが可能になった。

3.12. 水蒸気量で特徴づけられる前線に伴う降水量の解析

前線は空気の密度傾度帯の暖気側（密度が小さい側）に定義される。空気の密度には本研究で前線検出に用いている気温に加えて水蒸気量も影響する。客観検出した前線と地上天気図の比較（3.8.2節）で確認したように本研究で対象とする気温傾度で特徴づけられる前線（本節では「前線（気温）」と表記する）は主に温帯低気圧に伴う前線に対応していた。一方で梅雨前線や夏季の停滞前線は主に水蒸気の傾度で特徴づけられる前線（本節では「前線（水蒸気）」と表記する）として捉えられていた。日本を含む東アジア域の水循環において梅雨期の降水の影響は大きいと考えられるが、本研究ではこれらは主に「その他」に分類され明示的な扱いができていない。この点を補うための補足解析として、本節では水蒸気量で特徴づけられる前線（前線（水蒸気））に伴う降水について調べる。

3.12.1. 水蒸気量を考慮した前線の検出

前線の検出において水蒸気量を考慮する場合に用いる熱力学的変数としては比湿（または混合比）、露点温度、仮温度、湿球温位、相当温位などが考えられる。本節では850hPaの比湿で捉えた水蒸気量傾度の湿潤側にあり、かつ前線（気温）が近傍にないものを前線（水蒸気）とする。これは前線（気温）では捉えられず、水蒸気量を考えた場合にのみ検出され

る前線を抽出することを意図している。

具体的には前線の客観検出手法の熱力学的変数として 850hPa 気温の代わりに 850hPa の比湿を用いて検出され、かつ前線（気温）が近傍（同位置または隣接するグリッド）に存在しないものを前線（水蒸気）とする。前線（水蒸気）の代表的なものは梅雨前線である（Ninomiya 1984）。そこで客観検出手法のパラメータ K_1 と K_2 は水蒸気量で特徴づけられる前線の存在頻度空間分布が日本周辺（25–45°N, 125–145°E）の梅雨期（5–7月）の前線存在頻度（閉塞前線を除く）と最も近くなるように決定した。地上天気図上の前線のうち、停滞前線以外も含めた前線の存在頻度を用いてパラメータ決定を行ったのは、梅雨前線の特徴をもつ前線も近くに低気圧が存在する場合には地上天気図上で寒冷前線や温暖前線として解析される場合があるためである。決定したパラメータはそれぞれ $K_1=2.0 \times 10^{-4}$ [(kg/kg) / 100km / 100km]、 $K_2=1.5 \times 10^{-3}$ [(kg/kg) / 100km] である。

図 3-11 や図 3-12 で見たように、前線（気温）は日本周辺では温帯低気圧に伴う前線に対応し、前線（水蒸気）は梅雨前線や夏季の停滞前線に対応する。図 3-35 に前線（水蒸気）の存在頻度全球分布を示す。前線（水蒸気）は夏半球では主に緯度 10°-40°、冬半球では緯度 0°-30°で高頻度域が見られる。前線（水蒸気）自体が高頻度で見られる位置でも、前線（水蒸気）に伴う降水量のシグナルが見られない場合もある（図 3-36）。これは降水量の少ない領域でも前線（水蒸気）が検出されていることを意味する。

3.12.2. 総降水量および極端な降水に対する前線（水蒸気）の寄与

年間の総降水量および極端な降水（1時間降水量 99.99 パーセンタイル値以上）の積算値に対する前線（水蒸気）の寄与度を図 3-37 に示す。降水量データは GSMaP を用いている。中国南東部から日本の九州付近にかけて総降水量で 2~3 割前後、極端な降水では 3~4 割程度の寄与である。これは梅雨の降水に対応する。他の地域における総降水量に対する寄与では、アフリカ大陸南西岸、オーストラリア北西岸~北西沖、オーストラリア北東部~南太平洋中央部 30°S 付近にかけて、北東太平洋および北米西岸の 0–30°N、そして南米大陸南東部で年降水量の 10~30%、アフリカ大陸の 0–10°N では年降水量の 40~60%の寄与度を持つ。

季節変化（図 3-38）でみると熱帯域を除く地域のいくつか（北米中部および東部、東アジア、アフリカ南部、オーストラリア北部および南部、南米南東部）ではそれぞれの夏季に前線（水蒸気）に伴う降水が多くなる。これは日本付近で前線（水蒸気）が主に梅雨前線や夏季の停滞前線に対応していたことと同様の傾向である。

時間スケールごとの極端降水（99.99 パーセンタイル値以上）の積算値に対する各システムの寄与を前線（水蒸気）を考慮して計算したものが図 3-39 図 3-38 である。時間スケール別に見た際に特徴的なのは、日本を含む東アジアにおける前線（水蒸気）の寄与である。東アジアにおいて「前線（水蒸気）のみ」の寄与は 1~6 時間スケールでは 13%程度で、熱帯低気圧の寄与が大きくなる 24~72 時間スケールでいちど減少し、時間スケールが 1~4 週間と長くなると「前線（水蒸気）のみ」の寄与が大きく増加する。この傾向は日本周辺に

対象領域を絞った場合にはより顕著である。「前線（水蒸気）のみ」の寄与自体は比較的小さいものの、同様の時間スケールの傾向は北米東部でもみられる。前に示した図 3-31 では 24 時間～72 時間程度の時間スケールの極端降水に対して熱帯低気圧と前線（気温）の組み合わせが一定以上の寄与をもつ地域（日本を含む東アジアおよび北米東部）が確認された。しかし夏季の日本周辺では前線（気温）だけでなく前線（水蒸気）も熱帯低気圧との組み合わせによる極端降水への寄与があると予想される。そこで図 3-39 で「熱帯低気圧&前線（水蒸気）」に着目すると、日本を含む東アジアおよび北米東部においては 24～72 時間程度の極端降水に対して「熱帯低気圧&前線（水蒸気）」の組み合わせは「熱帯低気圧&前線（気温）」と同程度に大きな寄与を持つことがわかる。ただし「熱帯低気圧&前線（気温）」の寄与も無視できない大きさの寄与（日本周辺では 24 時間極端降水で 10%以上）があることは再度強調しておく。この点は既往研究でも指摘されており、津口・加藤（2014）は解析雨量を用いて 1995～2009 年の日本の集中豪雨の抽出とその気象要因を調べ、東日本で抽出した台風・熱帯低気圧の遠隔での 9 月の集中豪雨 16 事例のうち、12 事例は日本列島上に停滞・寒冷前線が解析されていたとしている。彼らは「台風・熱帯低気圧本体」による集中豪雨は別に分類しており、「台風・熱帯低気圧本体」と「台風・熱帯低気圧の遠隔」の定義の違いは定かではないが、台風・熱帯低気圧の遠隔での集中豪雨に影響する前線として停滞前線の他に寒冷前線も挙げ、「台風・熱帯低気圧の遠隔で集中豪雨が発生する場合には、前線（傾圧帯）の存在も重要である」としている。

ここでみたものは主に陸域を中心とした領域であるが、「熱帯低気圧&前線（水蒸気）」の寄与の全球分布で海上での寄与（図 3-40）もみると、海上では南インド洋、北太平洋東部、北大西洋西部でも寄与が大きい領域が確認される。なお同様に「熱帯低気圧&前線（気温）」の寄与の全球分布（図 3-41）をみるとこれらの寄与は主に北太平洋西部と北大西洋西部にみられ、「熱帯低気圧&前線（気温）」の寄与が大きい地域は日本を含む東アジアや北米東部などに限られるとする前述（3.11.3 節）の結果が裏付けられる。

3.12.3. 考察

ここでは既往研究をみながら前線（水蒸気）が何を表すものであるかを考察する。東アジア域においては地上天気図との比較によって前線（水蒸気）が主に梅雨前線や夏季の停滞前線に対応することがわかった。また、全球分布（図 3-35）では前線（水蒸気）は他の地域でも確認された。前線（水蒸気）が高頻度で確認されるのは、熱帯域ではアフリカ大陸から北大西洋東部にかけての 0°-10°付近、ベンガル湾、北太平洋東部のメキシコ沖である。亜熱帯域～中緯度では東アジア東シナ海周辺、アフリカ大陸の南沖および南西沖、南インド洋西部～オーストラリア北西部、南太平洋収束帯（SPCZ）周辺、南太平洋南西部～ペルー西岸、南大西洋収束帯（SACZ）周辺である。Kodama（1992, 1993）は東アジアの梅雨前線帯と SPCZ および SACZ についてその特徴を調べ、これらはいずれも共通した特徴（局所的なモンスーン性の対流活動が見られる領域から北東（北半球）および南東（南半球）に延びる；

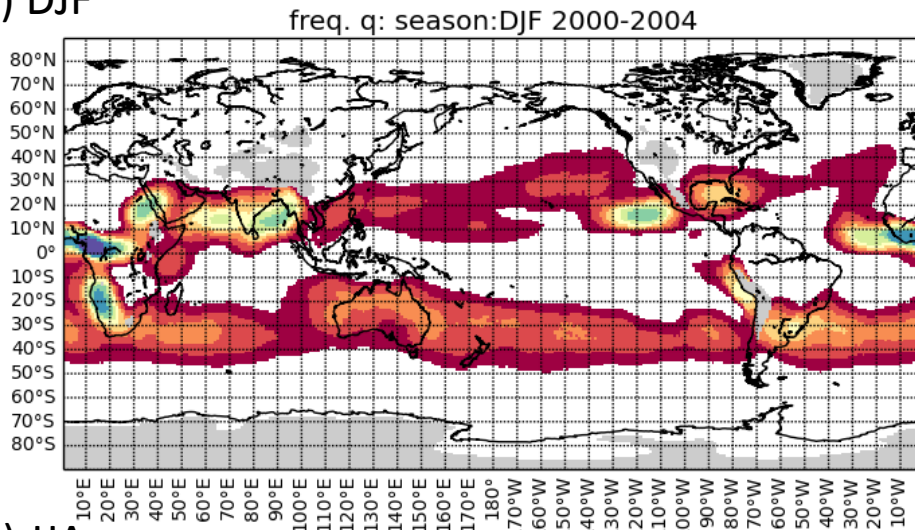
上空の定常的なトラフ東側半分のジェットに沿ってみられる；下層の厚い湿潤域と傾圧性、そして上層の亜熱帯ジェットを伴う；下層の強い水蒸気傾度を伴う；不安定度の移流による対流活動の生成が定常的に行われる）をもち、極前線帯や熱帯収束帯（ITCZ）とは区別されるとして亜熱帯降水帯（SCZ; Subtropical Precipitation Zones）と呼んだ。Ninomiya (2007)は AGCM によるシミュレーション結果を解析し、梅雨前線帯と SACZ の共通点と相違点を調べた。それによると梅雨と SACZ では総観・メソ α 擾乱の構造や高気圧との関係において多くの共通点が見られる一方、相違点（SACZ は南大西洋の極側が寒冷であることにより明確な傾圧性をもち、梅雨は極側に比較的暖かい陸地があることにより傾圧性が弱い；SACZ は貿易風と南大西洋の高気圧の影響を受けている。梅雨はインドモンスーンの西風による水蒸気輸送と、北太平洋西部の対流活動に関連した北太平洋の高気圧の変動に強い影響を受けている）も確認された。また同様に AGCM のシミュレーション結果を解析した Ninomiya (2008)は南インド洋収束帯（SICZ; South Indian Ocean Convergence Zone）および北米大陸南西部で夏季に見られる降水域（NACZ; North American Convergence Zone）を梅雨前線帯および SACZ と比較し、その共通点・相違点を調べた。その解析により Ninomiya (2008) は梅雨前線帯、SACZ、SICZ、NACZ はどれも亜熱帯高気圧の極側辺縁に位置し、また前線構造や総観・メソ α 擾乱において共通した特徴を持つ一方で、極側に寒冷な海洋が存在する SACZ と SICZ は、極側に暖かい陸地が存在する梅雨前線帯や NACZ と異なり比較的大きな傾圧性を持つとした。

本研究の前線（水蒸気）自体の高頻度域のうち、Kodama (1992)が「亜熱帯」と定義した南北 25°-40°に分布するもの（梅雨、SPCZ、SACZ）についてはその位置から上記の Kodama (1992, 1993)や Ninomiya (2007, 2008)で比較が行われた亜熱帯収束帯（SCZs）（または亜熱帯降水帯：SPZs）に近い分布が見られるが、彼らが示した SCZ よりも東西方向の帯状の広がり大きい（例えば DJF のオーストラリア陸上や南太平洋東部など）。一方で前線（水蒸気）に伴う降水量の分布はおよそ前述の SCZs に対応する。SCZs について挙げられた特徴のうち「下層の傾圧性（水平気温傾度）を伴う」については一見本研究の前線（水蒸気）の特徴と矛盾するようにも見えるが、本研究における前線（水蒸気）は水蒸気傾度で特徴づけられ、前線（気温）ほど大きな気温傾度を持たないものである。つまり気温傾度が存在しないことを意味するものではなく、気温傾度の小ささはあくまで前線（気温）との比較においてみたものである。この点で Kodama (1992)の言う「極前線帯ほど大きくはないが気温傾度を伴う」という特徴と矛盾するものではない。南北 25°-40°の前線（水蒸気）のうち大きな降水量を伴わないもの（DJF のペルー沖や JJA の北太平洋東部など）は、降水が非常に少ない領域と非常に多い領域の境界付近が水蒸気水平傾度の大きい領域として検出されているものである。同様に熱帯域に見られた前線（水蒸気）高頻度域も、熱帯収束帯の辺縁付近など、降水量の水平傾度が大きな部分が水蒸気傾度の大きな領域として検出されているものである。以上より、本研究で検出した前線（水蒸気）のうち大きな降水量を伴うものが既往研究で比較が行われた SCZs に対応していると考えられる。なお Kodama(1992, 1993)や Ninomiya (2007, 2008) は共に両半球の夏季の SCZs についての解析を行っているが、本研究では南半球においてその冬季（JJA）においても、

夏季ほどではないものの、SPCZ および SACZ に対応する位置に前線（水蒸気）に伴う降水が検出されている。

なお、数週間程度の時間スケールの極端降水に対する「その他」の寄与は東アジアや北米など中緯度においても比較的大きな値を示しているが、これはやや過大評価である可能性もある。3.10.4 節で述べたように、本研究では高標高域で温低中心および前線を検出していないことにより、高標高域の周辺でも温低中心および前線が少ない傾向がある。このため中高緯度地域のうち高標高域を含む地域については温帯低気圧（温低中心＋前線）の降水をやや過小評価し、代わりに「その他」の降水を過大評価する可能性がある点で注意が必要である。

a) DJF



b) JJA

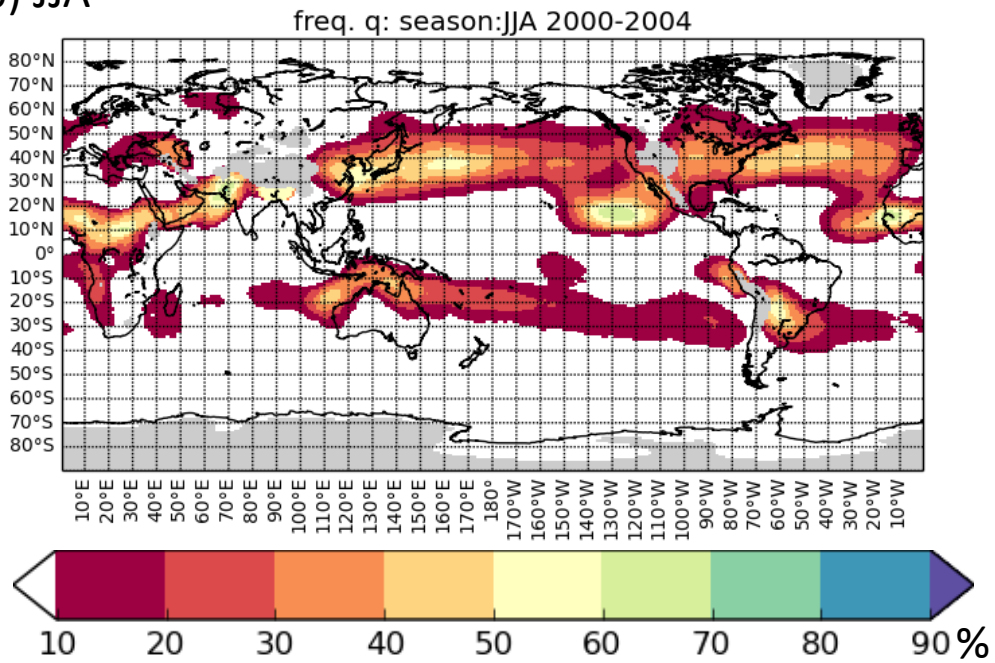


図 3-35 水蒸気量傾度で特徴づけられる前線の頻度

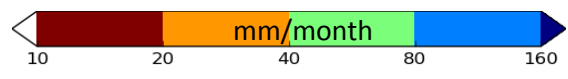
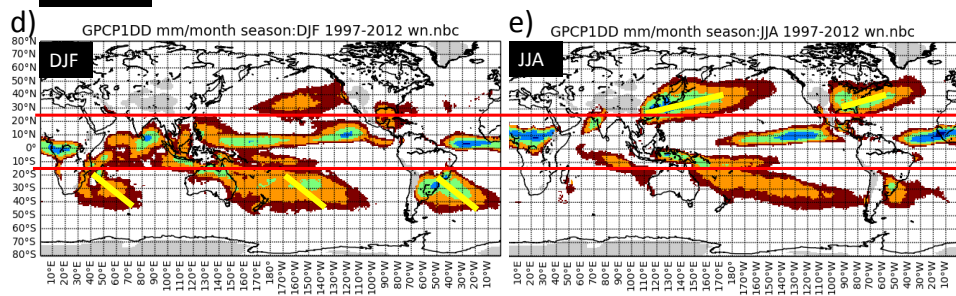
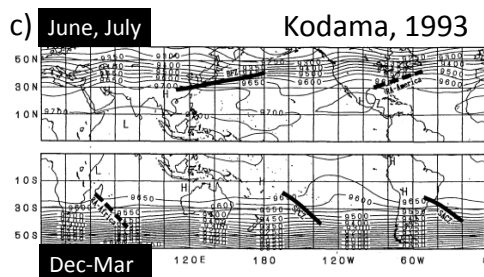
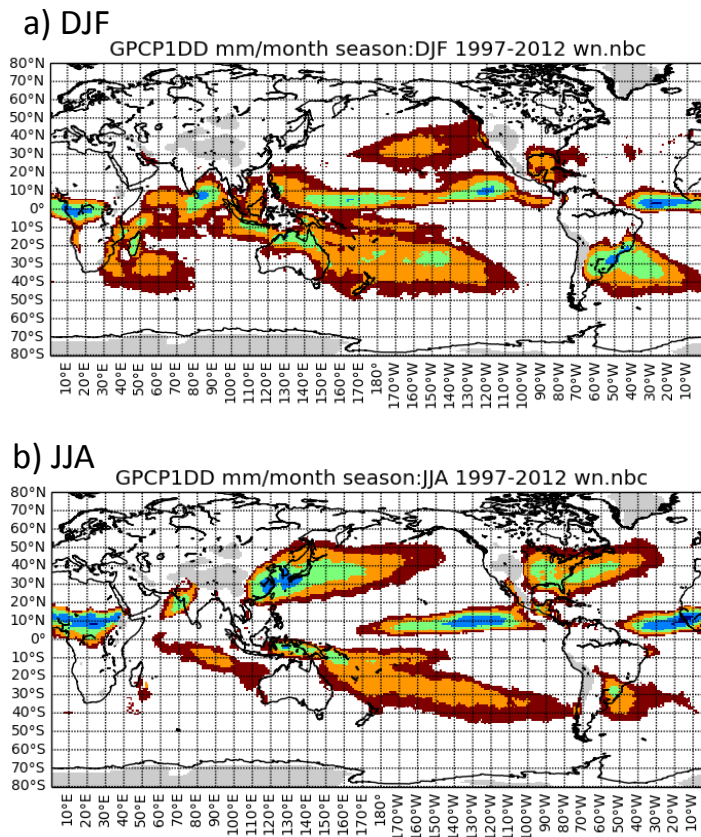


図 3-36 前線（水蒸気）に伴う降水量全球分布
(a) DJF と(b)JJA の 1997-2012 年平均と、(c-d) Kodama 1993 との対比。Kodama 1993 の亜熱帯収束帯 (c の黒太線) に対応する位置を (d)、(e)の黄色太線で示している。降水データは GPCP1DD を使用。

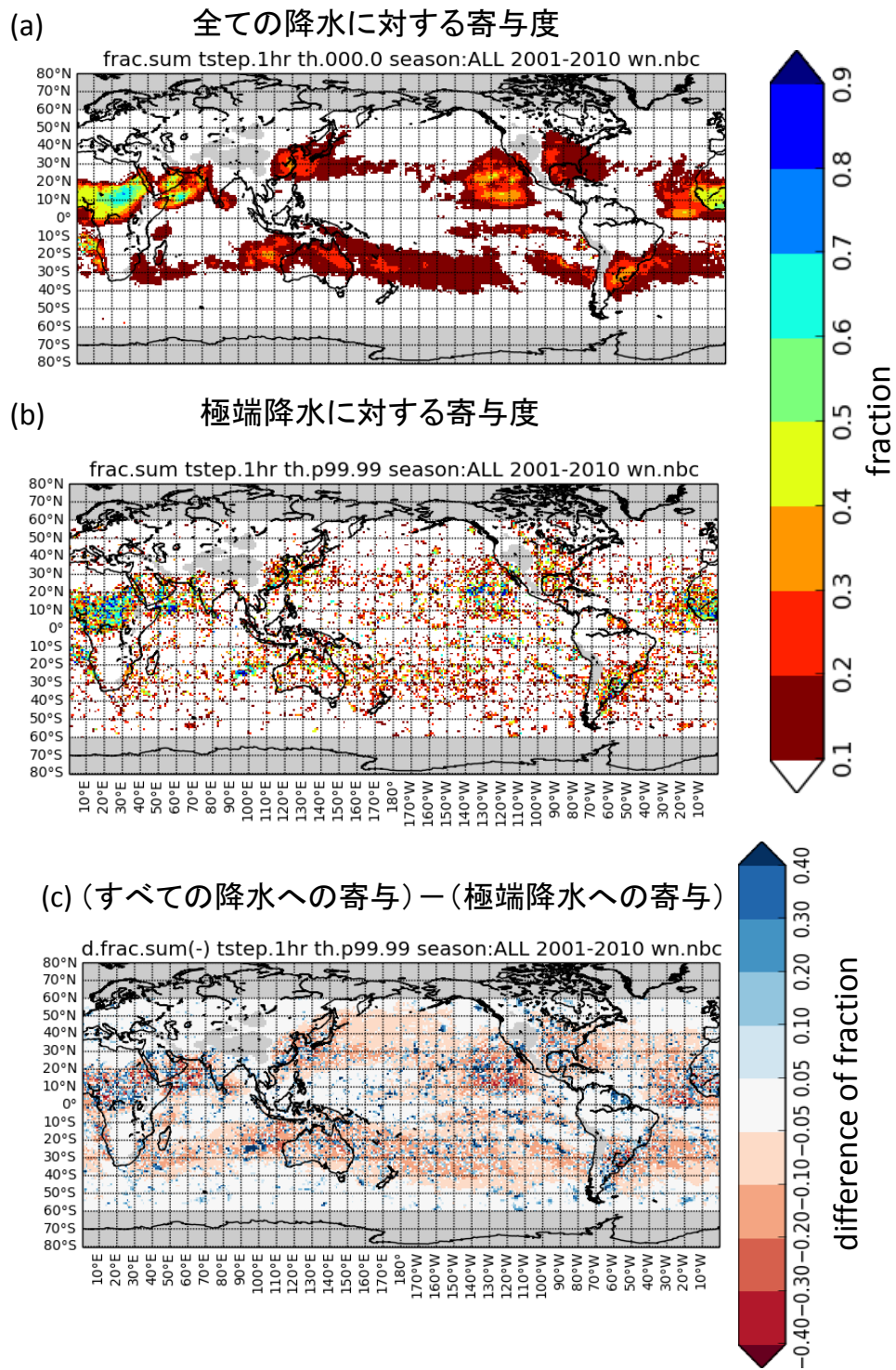


図 3-37 水蒸気で特徴づけられる前線に伴う降水量の寄与度

(a)総降水量に対する寄与度 (b)極端に強い降水 (99.99 パーセントイル 1 時間降水強度以上) の積算値に対する寄与度 (c) 両者の差 (a-b)。GSMaP の 1 時間降水量から計算。

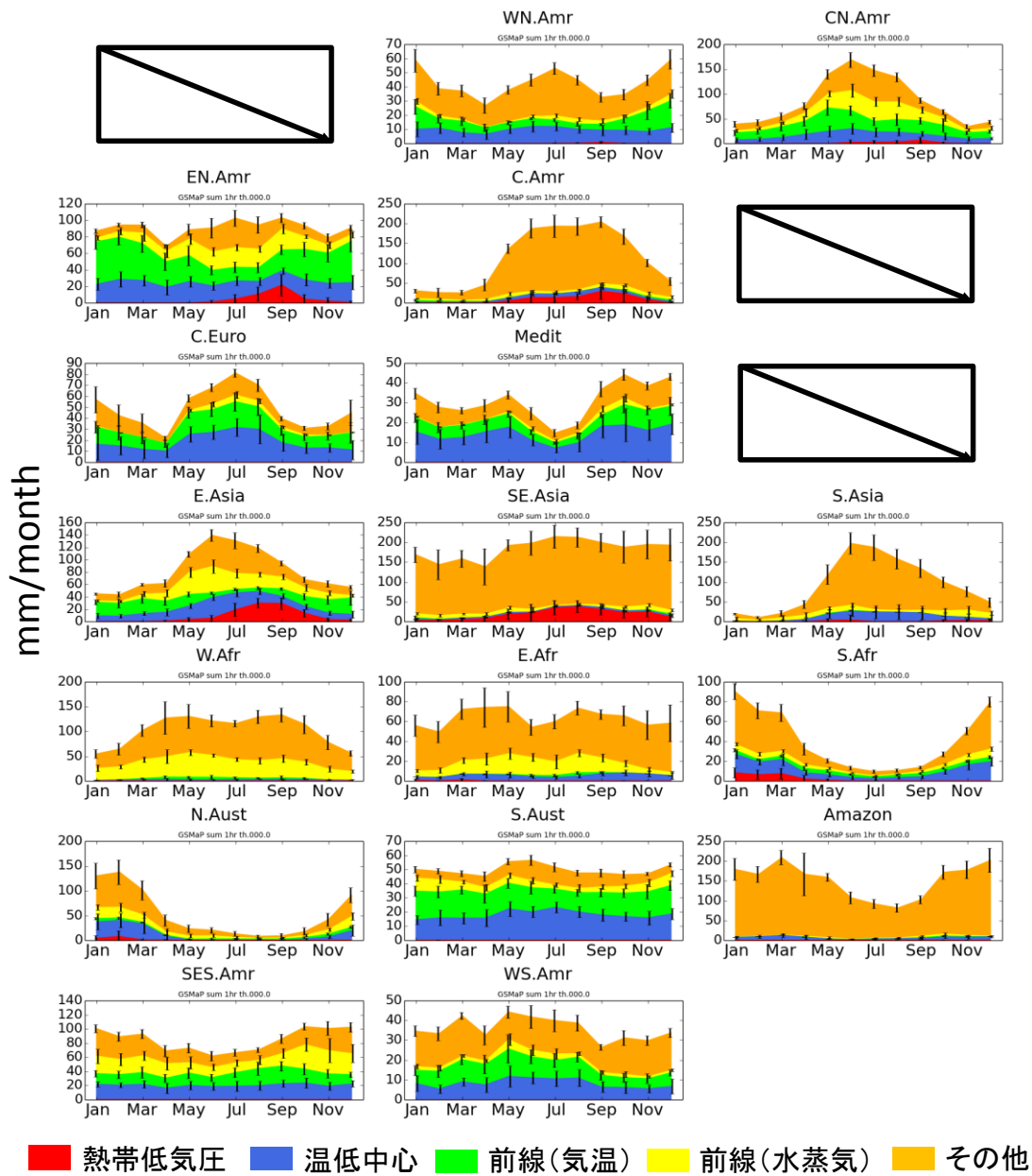


図 3-38 各気象システムに伴う降水量の季節変化（前線（水蒸気）を考慮。降水量データ GSMaP を用いた場合）

GSMaP がカバーしない高緯度域は図から除いている。

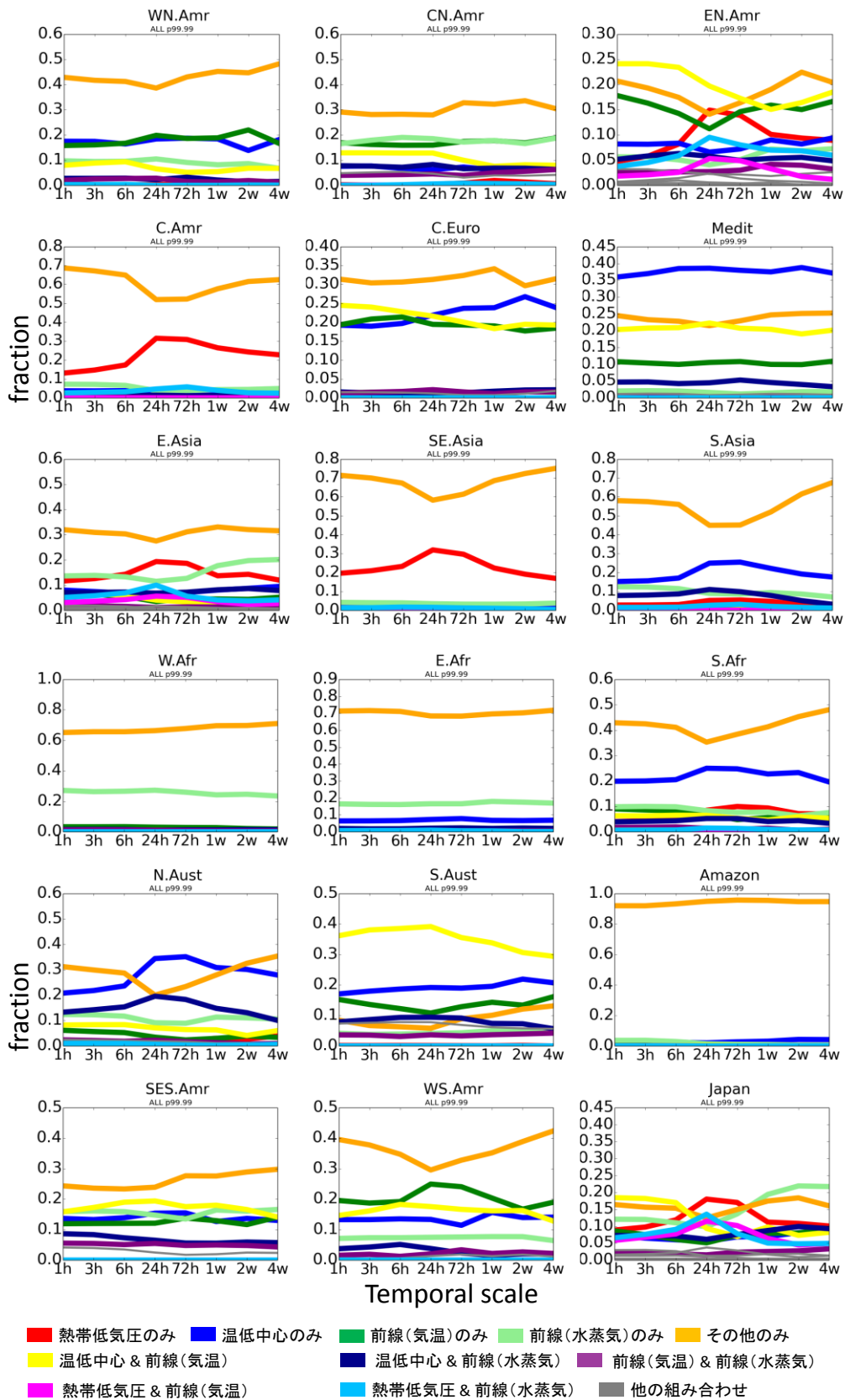
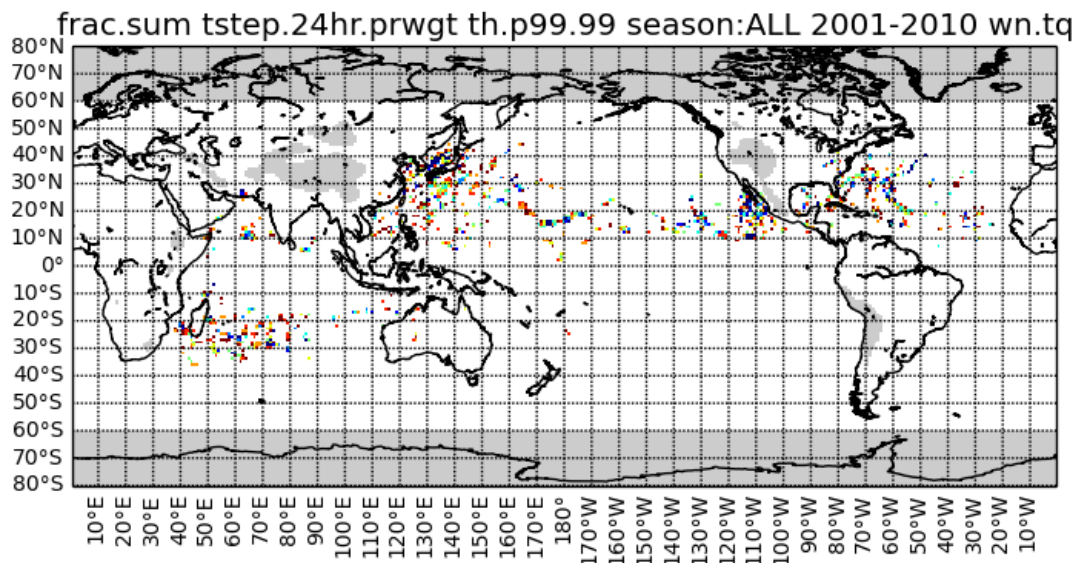


図 3-39 極端降水の積算量に対する各気象システムの寄与度と時間スケール依存性（細分）
（前線（水蒸気）を考慮した場合）

前線(水蒸気)とTCが同時に影響する場合の寄与度
(99.99パーセントイル降水量以上に対して)



前線(水蒸気)とTCが同時に影響する場合の寄与度
(99.9パーセントイル降水量以上に対して)

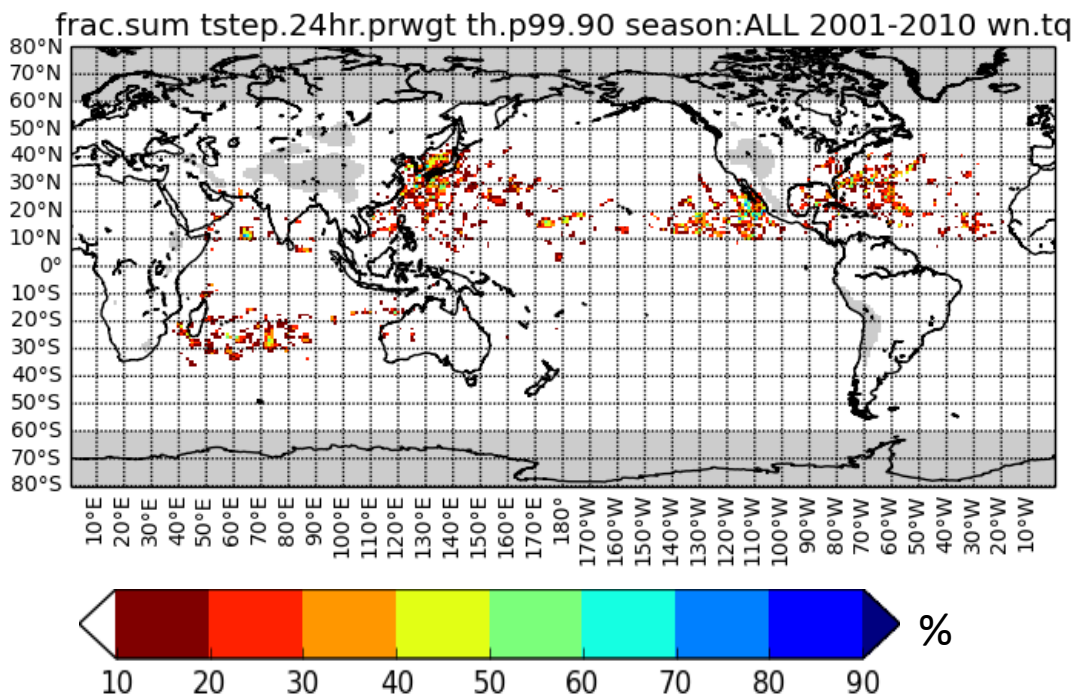
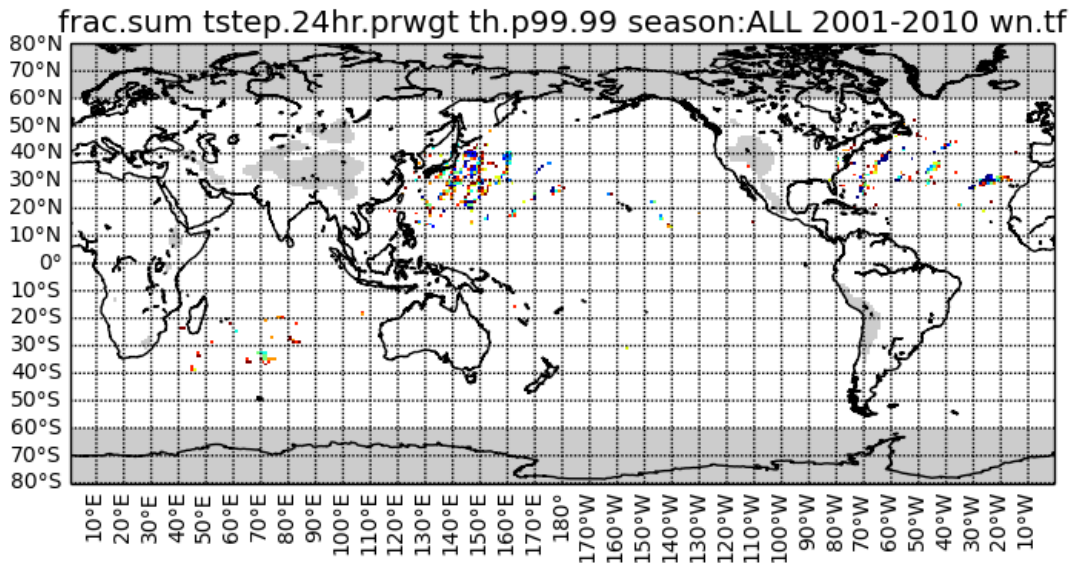


図 3-40 「熱帯低気圧&前線 (水蒸気)」 の組み合わせの極端降水 (24 時間) への寄与

前線(気温)とTCが同時に影響する場合の寄与度
(99.99パーセントイル降水量以上に対して)



前線(気温)とTCが同時に影響する場合の寄与度
(99.9パーセントイル降水量以上に対して)

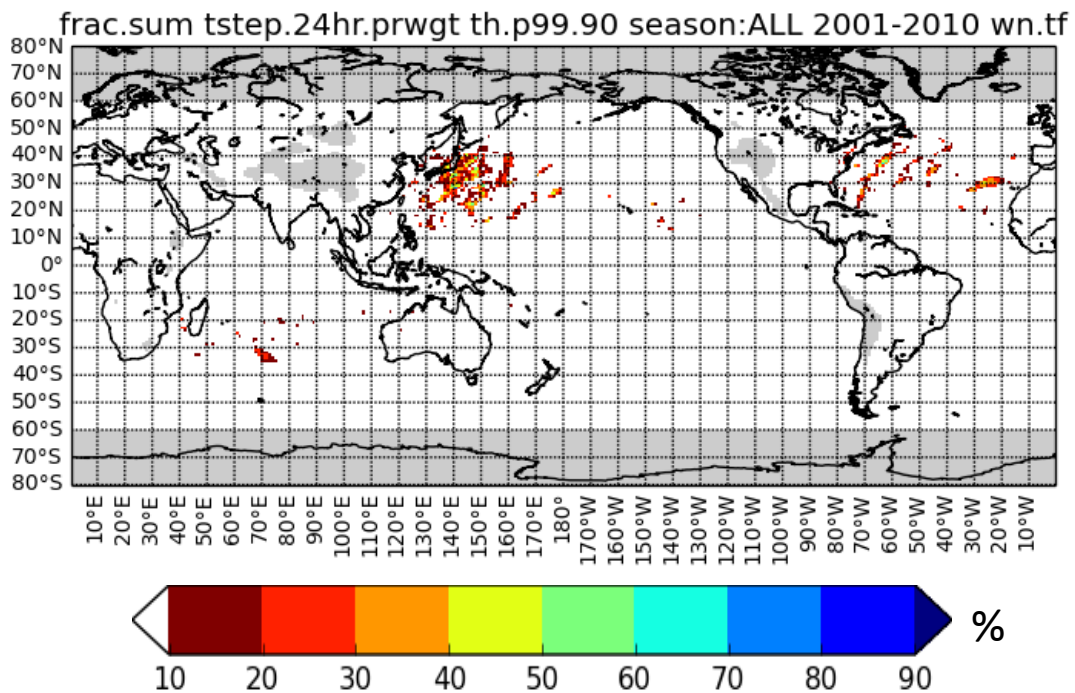


図 3-41 「熱帯低気圧&前線(気温)」の組み合わせの極端降水(24時間)への寄与

3. 13. まとめ

気象システムを検出するアルゴリズムを構築し、全球の降水をその原因となる気象システムで分別した。

最初に、総降水量に対する各気象システムの相対的な寄与度を定量的に調べた。主な結果を以下に示す。

- 熱帯低気圧は北西太平洋フィリピン周辺やメキシコ南東沖において年間総降水量の40%以上、南インド洋や北大西洋中部において20%~30%以上に達する。日本を含む東アジア沿岸、マダガスカル西岸、オーストラリア北西岸、ユカタン半島の西岸および東岸やフロリダなどの陸域沿岸部でも総降水量の10~20%、フィリピン諸島北部などでは30%以上は熱帯低気圧による降水である。
- 温帯低気圧に伴う降水量は南北緯度40°以上の中高緯度の多くの地域で総降水量の80%以上に達する。
- 「その他」に分類される降水は南北10°以内の熱帯域では総降水量のほぼ全量(90%以上)にあたる。中高緯度ではその割合は小さくなるが、日本周辺などでも総降水量の10~20%はその他に分類される降水量である。

また、既往研究では”storm associated precipitation”を温帯低気圧や前線のどちらかの面から評価してきたが、これらは互換的ではなく、本研究でのアプローチのように両者を合わせて考えることが必要である。つまり、

- ”storm associated precipitation”は温帯低気圧と前線のどちらか片方のアプローチから見ればよいものではなく、両者を合わせて考えることが必要であることが示された。

次に極端な降水量に対する各気象システムの寄与度を定量化した。これにより以下のようなことが分かった。

- 極端な降水に対する熱帯低気圧の寄与度は総降水量に対するそれと比較して大きく、例えばフィリピン周辺の極端な降水(1時間スケール)に対する極端な降水に対する寄与度は80%以上である。
- 極端な降水の積算量に対する熱帯低気圧および「その他」の寄与度には明確な時間スケール依存性がみられた。1時間から24時間(地域によっては72時間)程度までの時間スケールでは、熱帯低気圧の寄与度は長い時間スケールほど大きく、「その他」の寄与度は短い時間スケールほど大きかった。より長い時間スケールでは熱帯低気圧の寄与度は再び下がり、「その他」の寄与度が再び大きくなる。
- 日本でしばしばみられる熱帯低気圧と前線の両者の影響による極端降水は東アジアや北米東部に特徴的なものであった。また同地域では熱帯低気圧と水蒸気量で特徴づけられる前線の影響による極端降水も24~72時間程度の時間スケールで、熱帯低気圧と前線(気温傾度で特徴づけられるもの)と同程度に大きな寄与を持っていた。
- 極端な降水の発生回数ピークの時期は気象システムによって異なり、原因となるシステムを区別しない場合の極端な降水発生回数がピークになる時期は、必ずしも各気象シ

テムによるピークの時期とは一致しないことがわかった。また、各降水システム別にみると、極端な降水の発生回数がピークになる時期が必ずしも降水総量のピークの時期と一致するわけではないことがわかった。

相対的な寄与度の時間スケール依存性や、極端な降水への各気象システム寄与度の季節的な違いなどは複数の気象システムを同時に考慮することで初めて定量化することができたものである。

4. 将来の降水変化に対する各気象システムの 相対的な寄与度評価

4.1. 既往の研究と本章の構成

本章では将来の降水量変化に対する各気象システムの寄与度を評価する。

気候変動に伴う将来の気象システムの変化は多くの研究者の関心を集めるものであり、研究も多く行われている。

気候変動に伴う熱帯低気圧の変化についてはその発生頻度、発生場所、通過頻度、およびトラックなどの変化、そして風速や気圧でみた強度の変化などの予測・解析が行われてきた。対象とする領域で分類すると日本周辺や中央アメリカなどの比較的小さな領域を対象としたもの (Yasuda et al., 2010; Nakaegawa et al., 2013)、北西太平洋など熱帯低気圧の主要な通過海域 (TC basin scale) を対象としたもの (Hasegawa and Emori, 2005; Knutson et al. 2008; Bender et al. 2010; Murakami et al. 2011; Villarini et al. 2011; Villarini and Vecchi 2012; Yokoi et al. 2012; Yokoi et al. 2013; Bell et al. 2013; Murakami et al. 2013; Colbert et al. 2013)、そして全球を対象にしたもの (Bengtsson et al. 1996; Sugi et al. 2002; Oouchi et al. 2006; Yoshimura et al. 2006; Bengtsson et al. 2007; Gualdi et al. 2008; Emanuel et al. 2008; Sugi et al. 2009) などがある。多くの研究は全球や半球スケールの熱帯低気圧頻度は減少または変化なしと予測している。しかし領域単位では熱帯低気圧の発生・通過頻度の空間分布は予測実験間で大きく異なる (Knutson et al., 2010)。また領域内の熱帯低気圧の発生・通過頻度の空間分布は海面水温 (SST) の予測に大きく影響されるとされる (Sugi et al., 2009; Villarini et al., 2011)。

こういった熱帯低気圧の将来変化に関する多くの研究は熱帯低気圧自体の強度や頻度変化に関するものであるが、熱帯低気圧に伴う降水に着目した研究も行われている。しかしそれらの多くは熱帯低気圧の中心付近の降水強度変化を調べるものである (Yoshimura 2006; Bengtsson et al. 2007; Gualdi et al. 2008; Knutson et al. 2008)。熱帯低気圧に伴う降水の地理的分布の変化を予測・解析した研究は少なく、また対象領域も限定的である (Hasegawa and Emori, 2005; Nakaegawa et al., 2013)。

温帯低気圧については、温帯低気圧中心 (温低中心) 付近の降水の変化に関する研究がいくつか行われている。大気海洋結合モデルである CSIRO coupled atmosphere-ocean GCM Mark2 による数値実験により温帯低気圧に伴う降水量の将来変化を解析した Watterson 2006 は、全球、両半球、および各陸域 (ヨーロッパ、アジア、北米、南アフリカ、オーストラリア、南米) において温帯低気圧に伴う降水強度の領域平均が増加するとした。Zappa et al. (2013) はモデル間相互比較プロジェクト CMIP5 に参加した複数の GCM の将来シミュレーションを解析し、モデルアンサンブル平均でみると中央ヨーロッパの DJF および JJA において温帯低気圧に伴う降水の強度が増加するとした。

降水の積算量の変化は降水強度の変化よりも複雑である。これは積算量変化が降水の強度変化と頻度変化の両者の影響を受けるためである。Bengtsson et al. (2009)は全球気候モデル ECHAM5 による数値実験に基づき、北米、北大西洋、北太平洋の DJF および JJA 両季節において温帯低気圧に伴う降水の積算量は増加するとした。全球気候モデル CCSM3 を用いた Finnis et al. (2007)は、北半球の多くの地域において温帯低気圧に伴う降水積算量は増加し、その増加は主に降水強度の増加によるものであるとした。また彼らは、北大西洋、太平洋、北米中緯度域、ヨーロッパ中緯度域においては平均すれば温帯低気圧の頻度変化は降水積算量を押し下げる方向に働き、一方でグリーンランド・アイスランド・ノルウェー周辺や、北米高緯度域、ヨーロッパ高緯度域においては温帯低気圧の頻度変化は降水積算量を押し上げる方向に働くとした。

前章ではいわゆる”storm associated precipitation”は温帯低気圧と前線のどちらか一方のアプローチだけでは捉えきれないことを示したが、温帯低気圧に伴う前線の降水の将来変化に関しては、少なくとも全球や半球といった空間スケールを対象にした研究は行われていない。

広域スケールで複数の気象システムの降水量変化を横断的にまとめたと言えるほぼ唯一のものは気候変動に関する政府間パネル (IPCC) による「気候変動への適応推進に向けた極端現象及び災害のリスク管理に関する特別報告書」(SREX) (IPCC, 2012) および「第5次評価報告書 (AR5) : 第1作業部会報告」(IPCC, 2013) である。このうち特に AR5 はその第1作業部会報告の表 14.3 (Table 14.3) においてモンスーン、熱帯における現象 (Tropical phenomena)、熱帯低気圧、温帯低気圧などの変化を主要な地域についてまとめている。個々のシステムの将来変化についての研究を横断的にレビューしてまとめられた表 14.3 は一覽性に優れ、各地域における様々な気象システムの変化を概観することができる。しかしながら個々のシステムについて異なる手法で個別に行われた予測研究結果を取りまとめたものであるため、例えば熱帯低気圧に伴う降水の変化については”Projected increases in extreme precipitation near the centres of tropical cyclones”または”More extreme precipitation near the centres of tropical cyclones”という表現に続いてその影響を受ける地域名を述べるといった画一的かつ定性的な表現にとどまるものである。このため、各システムの変化がその地域の降水変化にどの程度寄与するのかを知ることができず、以下のような疑問に答えることはできない。即ち、

- 全球の降水分布の将来変化はどのような気象システムのどのような変化によってもたらされ、それぞれの気象システムの変化がどの程度寄与するのか。
- という疑問である。

前述のように気候変動による各気象システムの変化とそのメカニズム (例えば海面水温分布の変化や大気の傾圧性、安定度、風のシアーの変化等による各気象システムの変化など) に関する研究が行われてきている。降水量の変化に対する各気象システムの相対的な寄与度を評価・定量化することができれば、地域的な降水から、それをもたらす気象システムの変化、さらにそうした気象システムの変化をもたらすより大規模な大気・海洋の変化まで一連のプロセスの鎖をつなぎ、プロセスの下流から上流まで遡ることが可能になる。

本章の目的は以下の2点である。即ち、

1) 気候変動による全球の降水量分布の変化に対する主要な気象システム（熱帯低気圧、温帯低気圧（温低中心および前線）、その他）の相対的な寄与度を定量的に評価する。

2) 複数の GCM 出力を用いて、各気象システムの降水量変化の予測における不確実性を降水の強度変化と頻度変化に分離して評価する。

本章ではまずデータと手法を解説し、次に全球の降水量分布の変化に対する各気象システムの相対的な寄与度を評価する。さらに各気象システムに伴う降水量変化を強度変化の影響と頻度変化の影響に分離し、降水量変化の不確実性を強度変化と頻度変化の面から考える。最後に各気象システムに伴う降水量の頻度および強度変化と GCM が予測する地表面平均気温の関係を調べる。

なお気象システムは前章同様に熱帯低気圧、温低中心、前線、その他に分類してそれぞれ検出を行うが、前章で確認されたように温低中心および前線は互いに密接に関連したものであると考えられるため、基本的にはこれらは合わせて「温帯低気圧」として扱う。

4.2. データと手法

4.2.1. データ

将来気候データとして第5期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP5）で提供されている GCM 出力（現在気候は historical 実験：1980-1999 年、将来気候は RCP8.5 実験：2080-2099 年）を用いた。本研究では Knutti et al. (2013) が示した GCM 間の類似性を考慮し、様々な特性を幅広く網羅できる 12 のモデルをまず選択した。さらに 12 のモデルから降水システムの再現性が良い上位 6 モデルを選び解析対象とした（表 4-1）。降水システムの再現性の評価は後述する。また、気象システムの客観検出手法のパラメータ決定や気象システム再現性の確認では再解析データ JRA-25 および熱帯低気圧ベストトラック IBTrACS を用いた。JRA-25 および GCM についてはどちらのデータも大気場は 6 時間ごと、降水量は日単位で出力されたものを用いた。

全てのデータは空間解像度 1° に線形内挿し解析した。また本研究では現在から将来への変化のみを考えるため、GCM 出力のバイアス補正は行わない。

表 4-1 解析対象候補 12 モデル

「*」は最終的に解析に用いた 6 モデルを示す。

	緯度方向平均 解像度 (degree)	経度方向平均 解像度 (degree)
CCSM4	0.94	1.25
* MRI-CGCM3	1.12	1.13
CNRM-CM5	1.40	1.41
* MIROC5	1.40	1.41
HadGEM2-ES	1.25	1.88
inmcm4	1.50	2.00
* MPI-ESM-MR	1.86	1.88
* CSIRO-Mk3-6-0	1.86	1.88
IPSL-CM5A-MR	1.27	2.50
NorESM1-M	1.89	2.50
* GFDL-CM3	2.00	2.50
* IPSL-CM5B-LR	1.89	3.75

4.2.2. 気象システムの客観検出手法のパラメータ決定

気象システムの検出には前章で述べた客観検出手法を用いた。前章とは異なり、熱帯低気圧についても客観検出手法を用いた。

本研究では観測値の同化が行われた再解析データ JRA-25 は各気象システムの構造や特徴を現実的に再現した、いわば「正解」のデータとみなす。もし GCM が現在気候の各気象システムの特徴を完全に再現しているならば、空間解像度を揃えた GCM と再解析データ JRA-25 は各気象システムについて気候値的には同様の特徴や構造を示すだろう。この時、GCM と空間解像度を揃えた再解析データ JRA-25 用に決定したパラメータは GCM 出力に対しても適用可能であると考えられる。そこで、GCM 出力に適用する客観検出手法のパラメータは以下のような手順で決定する。

1. JRA-25 を各 GCM と同解像度に変換（アップスケール）し、空間的な解像度を揃える。
2. 次に、解析を行う 1° 解像度に JRA-25 を再度変換（ダウンスケール）し、そのデータを用いて前章で説明した手法で最適なパラメータを決定する。
3. 決定したパラメータを、同様に 1° 解像度に変換（ダウンスケール）した GCM 出力データに適用する。

なお、ここでは GCM が JRA-25 より空間解像度が低い場合について述べたが、今回対象とした 12 の GCM のうち 2 モデル (CCSM4 および MRI-CGCM3) は JRA-25 よりも高い空間解像度を持つ。これら 2 例については 1 の手順を省き、直接 1° 格子にダウンスケール

した JRA-25 を用いてパラメータを決定した。

4.2.3. 降水の分類

各気象システムから一定範囲内の降水をそれぞれの気象システムによるものとして分類した。分類に用いたシステム半径などは前章で述べたものと同じである。また、これも前章と同様に標高 1500m 以上の地域は解析対象から除いている。

4.2.4. 再現性の評価手法

JRA-25 を「正解」みなし、JRA-25 と GCM 出力から検出される気象システムの気候値的な分布を比較することで GCM における気象システムの再現性を評価した。ただし熱帯低気圧の再現性の確認に関してはベストトラックデータ IBTrACS を用いた。「正解」とみなす JRA-25 および IBTrACS は以下の説明では参照データ (reference data) と呼ぶことにする。

本研究では各気象システムから一定距離 (システム半径) 内の降水をそれぞれの気象システムに関連付ける。便宜的に各気象システムから一定距離の領域を各気象システムのシステムマスクと呼ぶと、システムマスク存在頻度の空間分布が再現されていることが重要である。そこで各気象システムについて、システムマスク存在頻度の空間分布を参照データと GCM 間で比較し気象システム再現性を評価した。

参照データと GCM 出力から月別 (12 ヶ月分) のシステムマスク存在頻度気候値の空間分布を算出した。次に 12 か月分の存在頻度気候値の空間分布を並べて結合し、参照データと GCM 間での類似度を評価した。12 か月分の空間分布を結合して比較することで、季節変化の類似度も評価できる。類似度の評価には Taylor (2001) が提案した S 値を用いた。Taylor の S 値は GCM と観測の類似性の評価に一般的に用いられている指標である (例えば Yokoi et al., 2013 など)。Taylor の S 値は以下の式で表される。

$$S = \frac{4(1 + R_{rm})^4}{(\sigma_r/\sigma_m + \sigma_m/\sigma_r)^2(1 + R_{max})^4}$$

ここで σ_r および σ_m はそれぞれ参照データおよび GCM の存在頻度空間分布の空間方向の標準偏差である。 R_{rm} は参照データと GCM 間の空間方向の相関係数、 R_{max} は空間相関係数が取りうる最大値である。 R_{max} が明示的に決められない場合は 1 が与えられることが多いことから、本研究でも R_{max} は 1 を用いた。S 値は 0~1 の範囲の値をとり、値が大きいくほど類似度が高い。各気象システムを同列に扱うため、S 値は対象とする気象システムのモデル間平均で割って正規化した。

4.3. GCM による気象システムの再現性

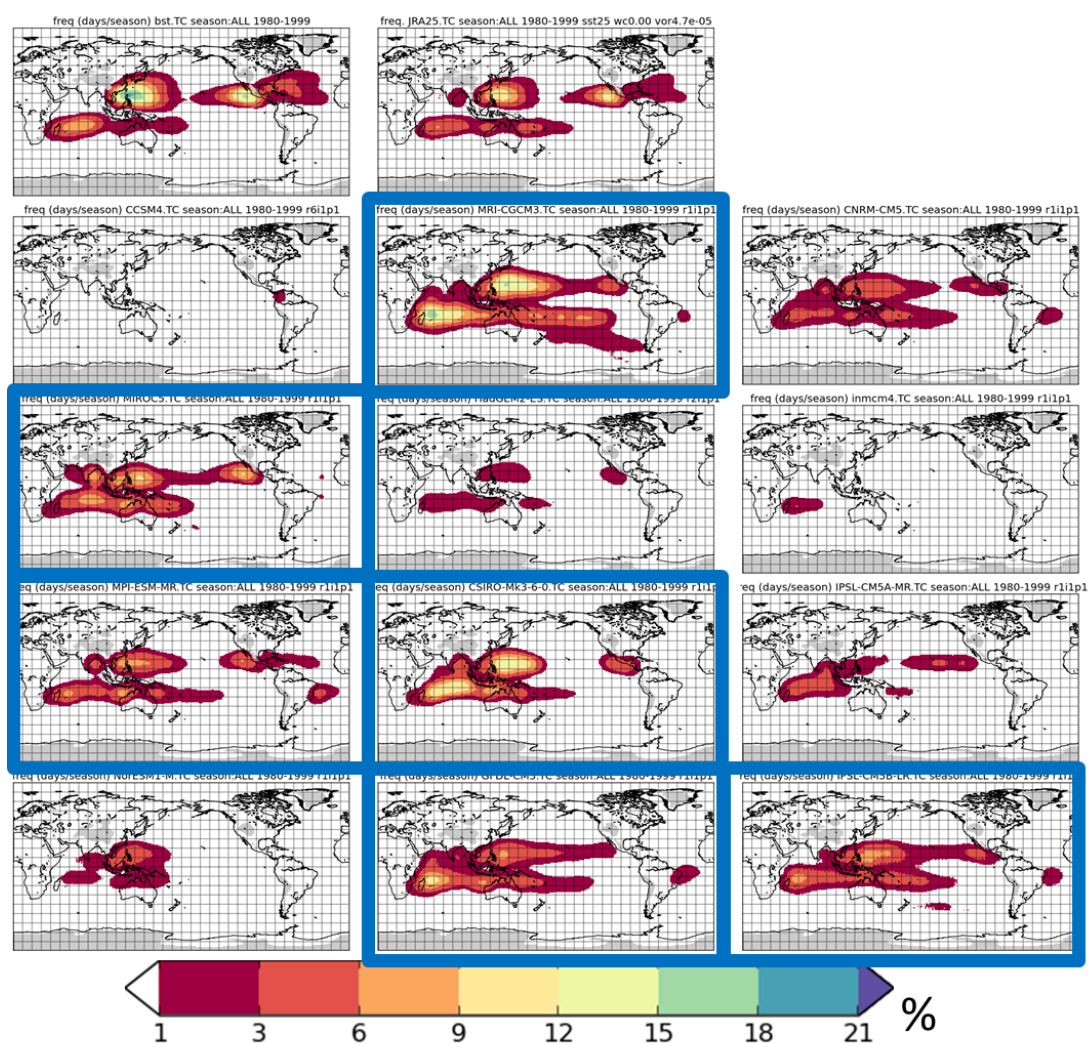
4.3.1. 気象システムの再現性の確認

まず気象システムの空間的な再現性を確認するため、参照データと各 GCM の気象システム存在頻度を図 4-1、図 4-2、図 4-3 に示す。

熱帯低気圧に関してはフィリピンの東海上や南インド洋の中央～西岸に存在頻度の高い地域が分布するといった太平洋およびインド洋における存在頻度の空間的な特徴は多くの GCM で表現されている（図 4-1）。ただし多くの GCM では南北の太平洋における熱帯低気圧トラックが実際よりも東側に延びている傾向がみられる。北大西洋における熱帯低気圧の高頻度域を捉えている GCM は 1 モデル（MPI-ESM-MR）のみである。JRA-25 では北大西洋における熱帯低気圧は正しく検出されていることから、GCM で表現される北大西洋の熱帯低気圧は JRA-25 と比較して、相対渦度や暖気核などの特徴が弱いと考えられる。一方でいくつかの GCM では現実にはほとんど観測されない南大西洋の熱帯低気圧が検出されている。

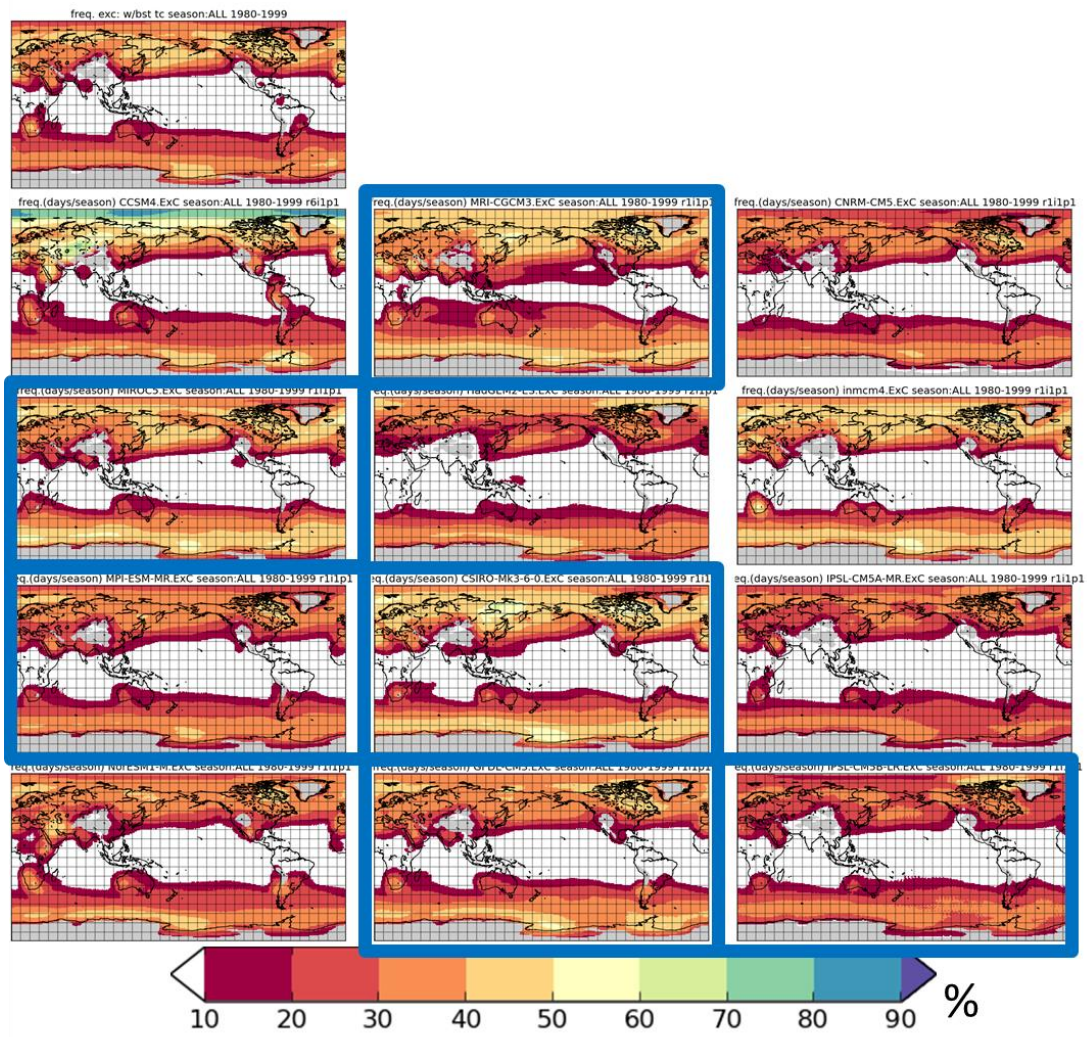
温低中心に関しては主要なストームトラックの特徴が GCM でも再現されていることがわかる（図 4-2）。存在頻度の絶対値はモデル間で異なり、過大評価のモデルも過小評価のモデルも存在する。存在頻度の大きさと GCM の空間解像度の間に明確な関係は見られなかった。

前線に関しても温低中心同様に JRA-25 で表現される空間的な分布の特徴は各 GCM でよく捉えられている（図 4-3）。さらに GCM（後述する方法で選別された 6 つの GCM）で表現される前線のスナップショットの例を図 4-4 に示しておく。同時に示している降水分布は日降水量であるので表示した時刻の前線と一対一で対応するものではないが、GCM でも温帯低気圧に伴う前線とそれに対応する長く連なりのある降水域が表現されていることが確認できる。さらに前線直交方向の降水コンポジット分布（図 4-5）も確認する。降水データには日平均降水量を用いているため 2 章でみた観測降水量による前線周辺の降水コンポジット分布と比較して広がりのあるつぶれた分布になっているが、観測値と同様に前線位置付近に降水強度ピークを持ち、前線から離れるにつれて降水強度が減少していく様子が確認できる。



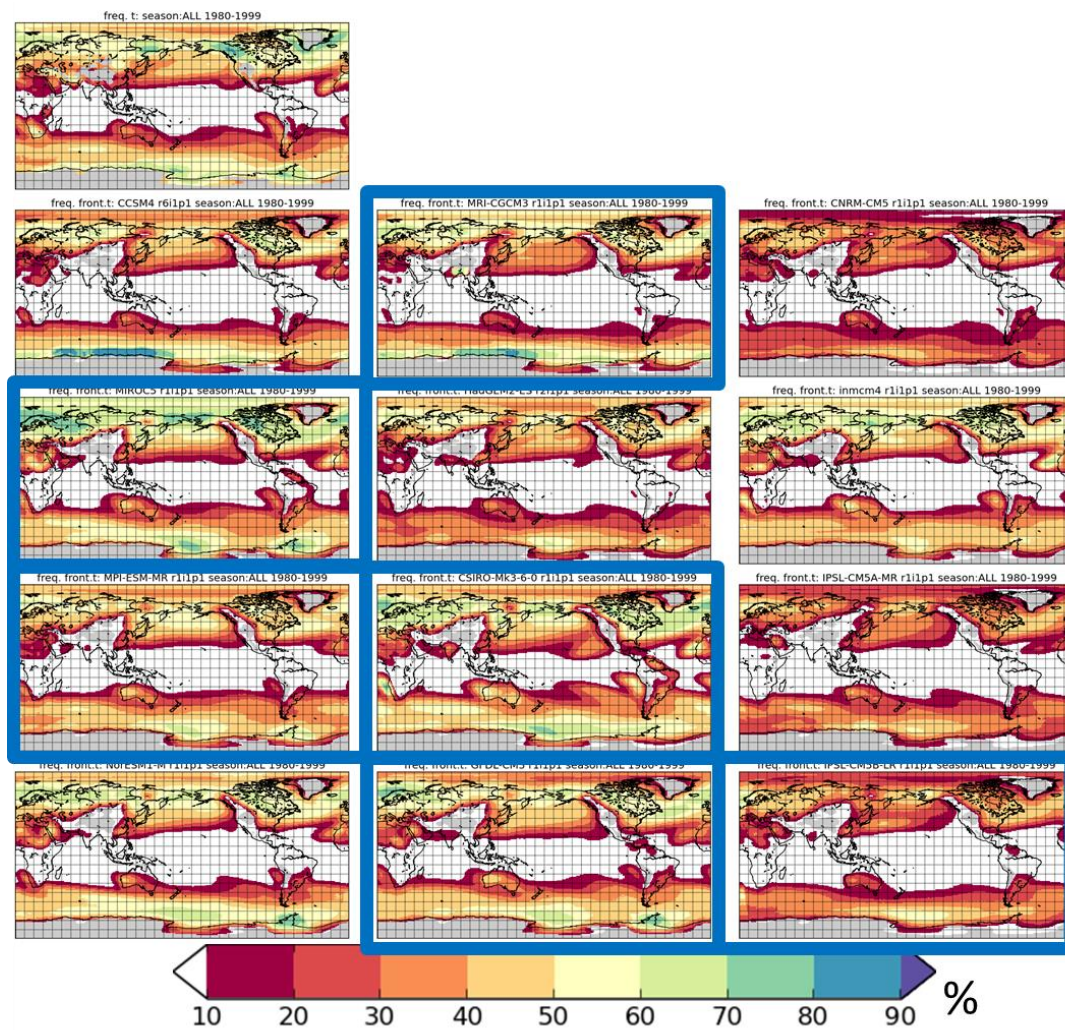
BestTrack	JRA25	
CCSM4	MRI-CGCM3	CNRM-CM5
MIROC5	HadGEM2-ES	inmcm4
MPI-ESM-MR	CSIRO-Mk3-6-0	IPSL-CM5A-MR
NorESM1-M	GFDL-CM3	IPSL-CM5B-LR

図 4-1 熱帯低気圧のシステムマスク存在頻度
青枠は最終的に解析に用いた 6 モデルを示す。



JRA25		
CCSM4	MRI-CGCM3	CNRM-CM5
MIROC5	HadGEM2-ES	inmcm4
MPI-ESM-MR	CSIRO-Mk3-6-0	IPSL-CM5A-MR
NorESM1-M	GFDL-CM3	IPSL-CM5B-LR

図 4-2 温帯低気圧のシステムマスク存在頻度
青枠は最終的に解析に用いた 6 モデルを示す。



JRA25		
CCSM4	MRI-CGCM3	CNRM-CM5
MIROC5	HadGEM2-ES	inmcm4
MPI-ESM-MR	CSIRO-Mk3-6-0	IPSL-CM5A-MR
NorESM1-M	GFDL-CM3	IPSL-CM5B-LR

図 4-3 前線のシステムマスク存在頻度

青枠は最終的に解析に用いた 6 モデルを示す。

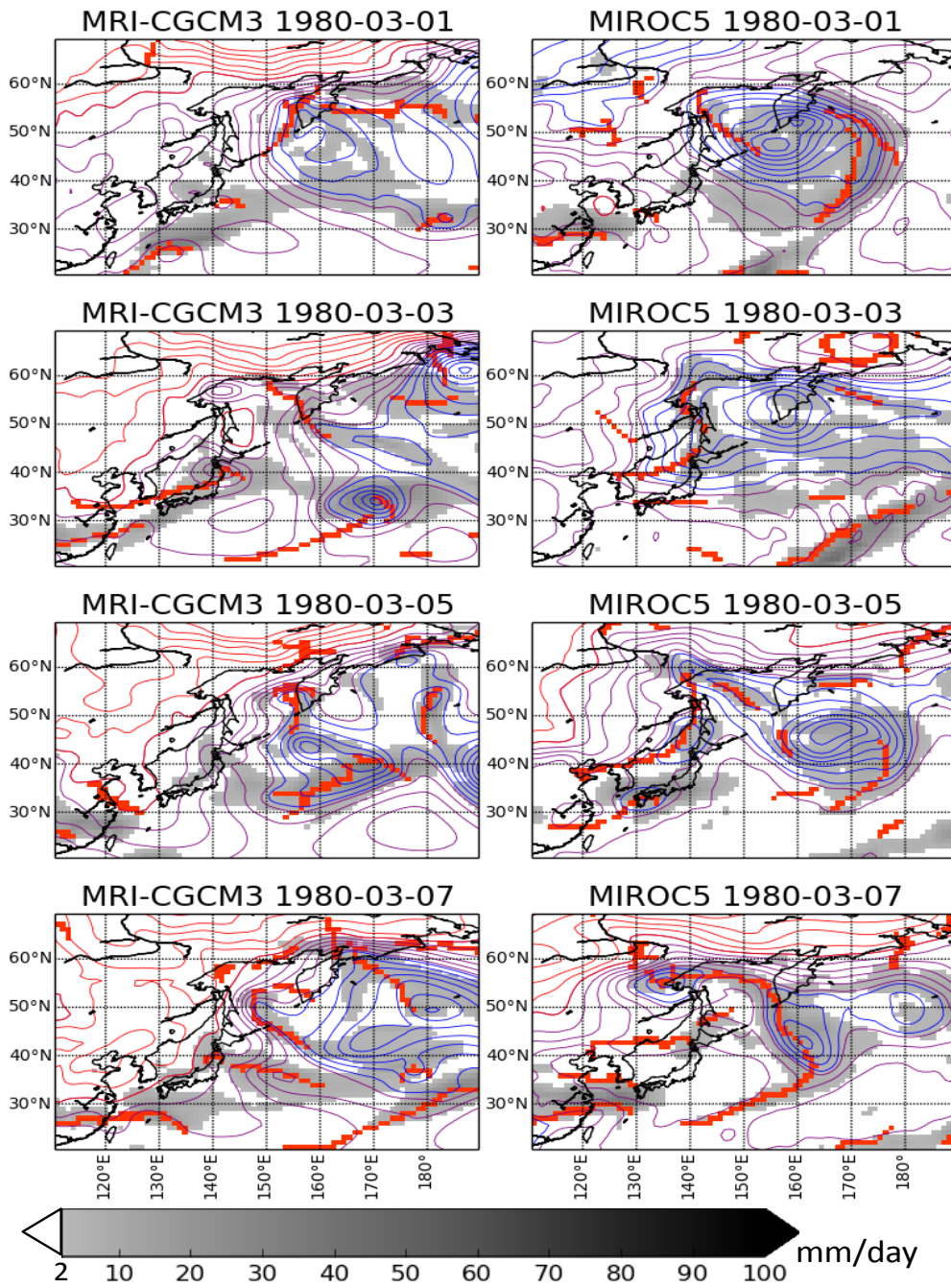


図 4-4 GCM で表現される前線の例

1980年3月の最初の1週間（2日おきの12:00UTC）の前線（赤色グリッド）と日降水量（シェード）のスナップショット。コンターは海面校正気圧（青色：1010hPa以下、紫色：1010hPa–1030hPa、赤色：1030hPa以上）。

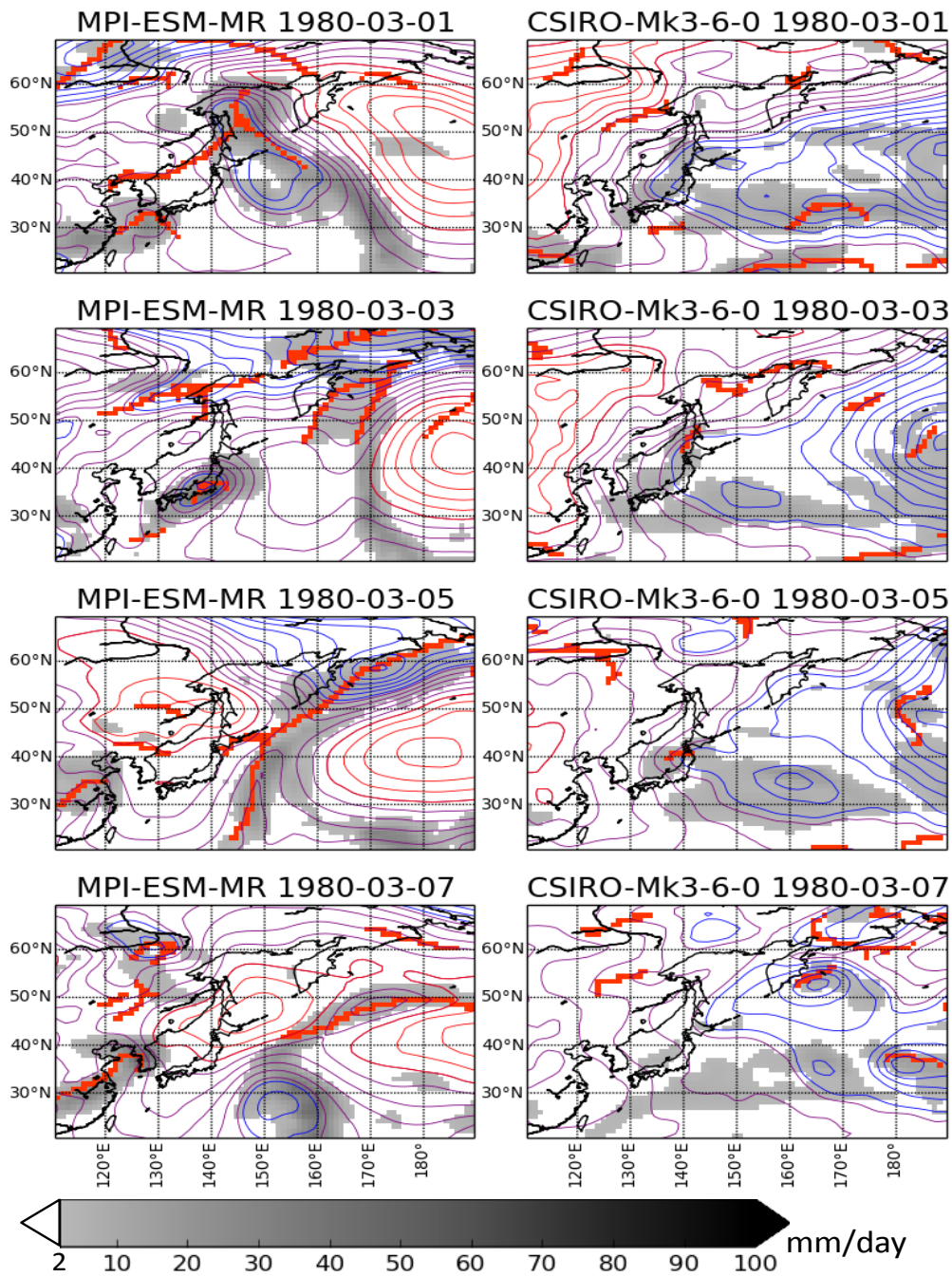


図 4-4 の続き

1980年3月の最初の1週間（2日おきの12:00UTC）の前線（赤色グリッド）と日降水量（シェード）のスナップショット。コンターは海面校正気圧（青色：1010hPa以下、紫色：1010hPa–1030hPa、赤色：1030hPa以上）。

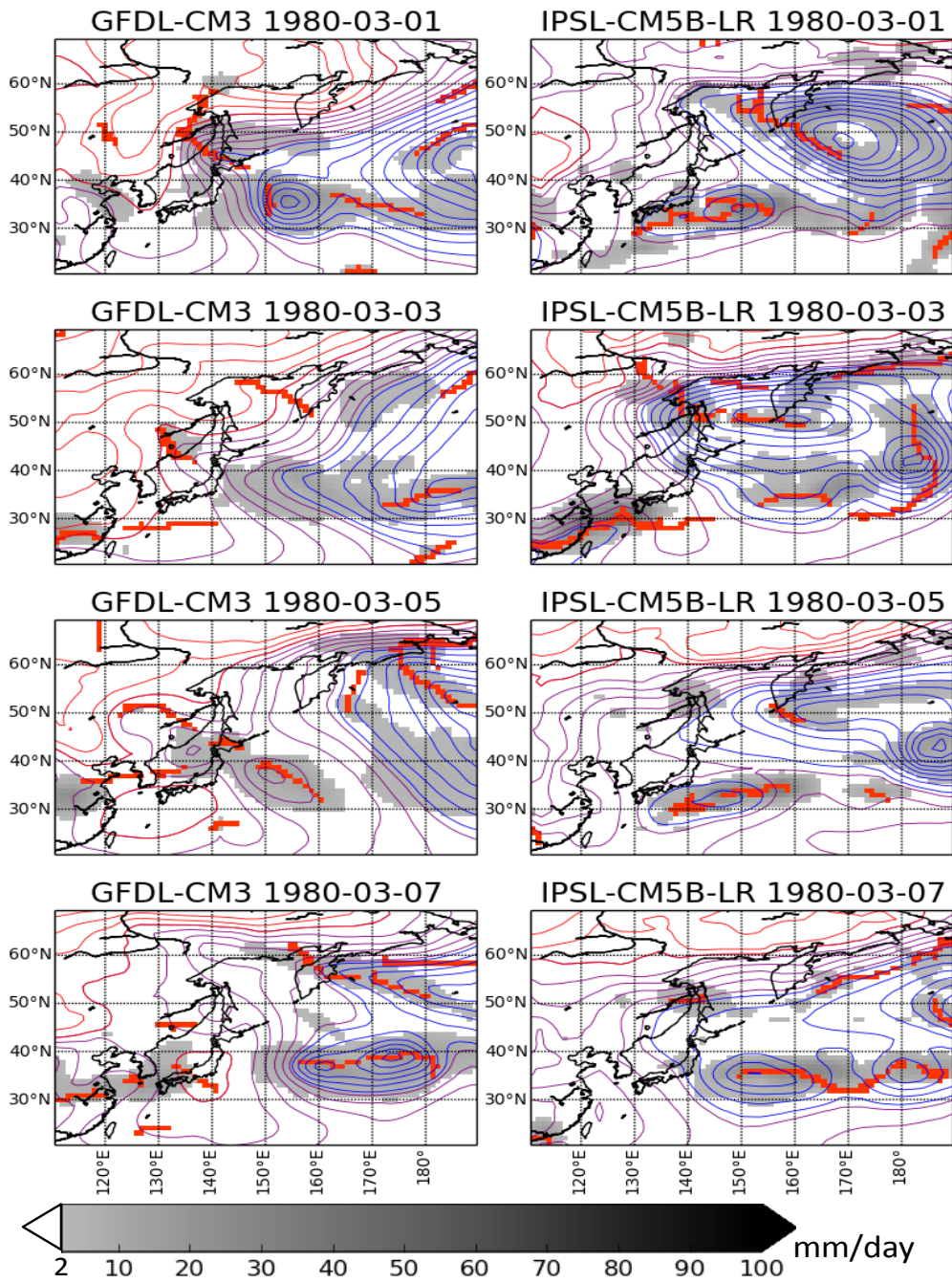


図 4-4 の続き

1980年3月の最初の1週間（2日おきの12:00UTC、ただしIPSL-CM5B-LRのみ09:00UTC）の前線（赤色グリッド）と日降水量（シェード）のスナップショット。コンターは海面校正気圧（青色：1010hPa以下、紫色：1010hPa–1030hPa、赤色：1030hPa以上）。

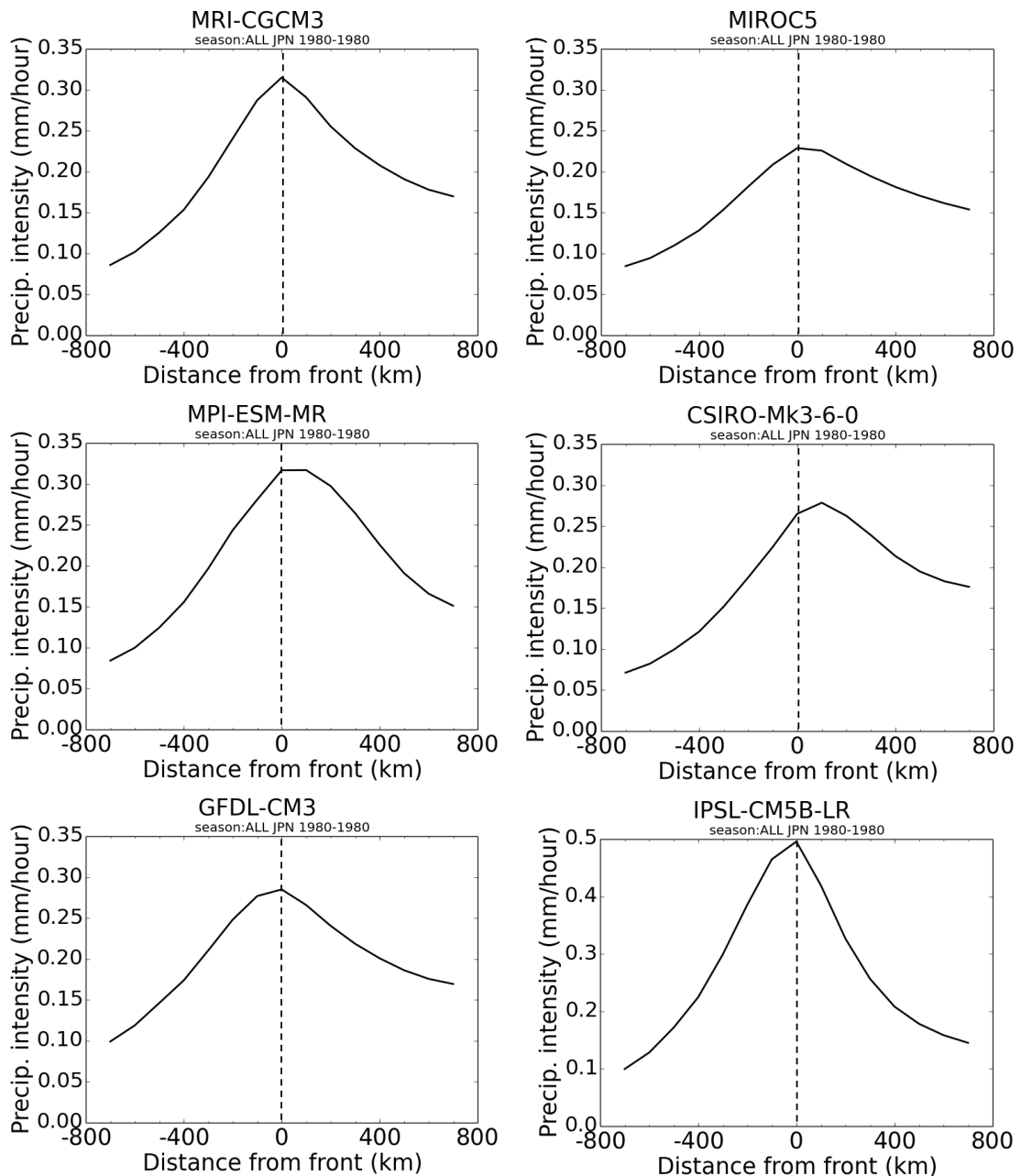


図 4-5 GCM で表現される前線直交方向の降水コンポジット分布
 横軸は前線直交方向の距離（正值：前線の暖気側、負値：前線の寒気側）

4.3.2. GCM の選別

GCM による気象システムの再現性を Taylor の S 値を用いて評価し、解析に用いるモデルの選別を行った。各気象システムを同列に扱うため、各気象システムの S 値はモデル間平均で除して正規化したうえで熱帯低気圧、温低中心、前線の正規化した S 値の和を計算した。図 4-6 に各モデルの正規化した S 値の比較を示す。GCM 間の気象システム再現性の差は熱帯低気圧の再現性に大きく影響されている。温帯低気圧および前線の再現性につ

いては熱帯低気圧のそれと比較して GCM 間の差は大きくない。本研究では正規化した S 値で評価した再現性の良い上位 6 モデルを以降の解析に用いる。なお、複数の気象システムが混在している「その他」については S 値の計算は行っていない。「その他」の再現性を明示的には考慮して GCM の選別を行っていない点は注意が必要である。

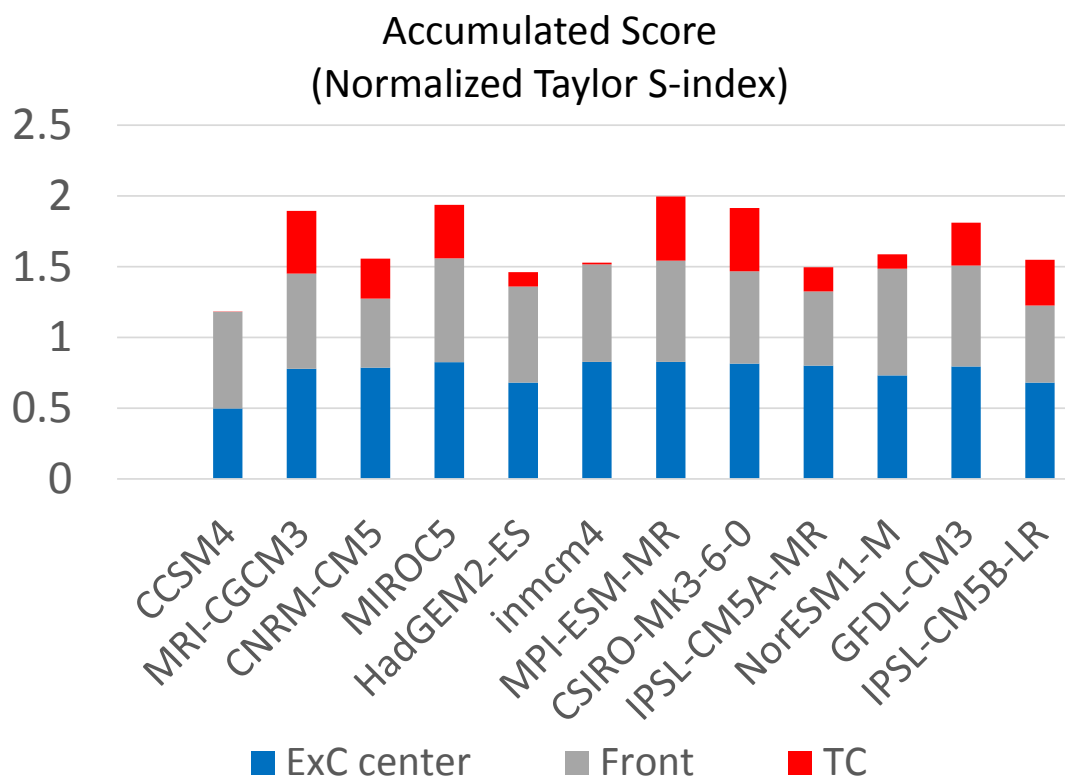


図 4-6 正規化した S 値のモデル間比較

青：温低中心、灰色：前線、赤色：熱帯低気圧。星印は最終的に解析用に選別したモデルを示す。

4.3.3. GCM 出力を用いることの妥当性・必要性について

降水変化の解析に移る前に、GCM による予測結果を解析に用いることの妥当性・必要性について述べておく。

本研究で用いるモデル出力は CMIP5 世代の中解像度(緯度経度換算の格子幅 1°~3°程度) GCM 出力である。総観スケールの温帯低気圧や前線はここで用いる解像度の GCM でも表現される。熱帯低気圧については、中解像度の GCM においても熱帯低気圧の特徴をもつ擾乱が表現されている一方、その発生頻度や季節変動にはバイアスも見られることが知られている (Yokoi et al., 2009; Yokoi et al. 2012)。さらに熱帯低気圧の強度は過小評価の傾向があることが気候変動に関する政府間パネル (IPCC) の第一作業部会第 5 次評価報告書でも指摘されている (IPCC, 2013)。

超高解像度（～数 10km）のモデルを除く GCM では特に強い熱帯低気圧の表現に限界があることが指摘されているものの、GCM 出力は依然として全球スケールの水文学や気候変動影響評価における主要な入力情報の一つである。例えば複数分野にまたがる影響評価モデルの相互比較プロジェクト（ISI-MIP）では CMIP5 世代の中解像度 GCM の降水や地表付近の気象変数を用いて渇水評価や洪水影響評価が行われている（Dankers et al., 2013; Schewe et al., 2013）。また Hirabayashi et al. (2013)は GCM から直接出力される流出量を流量に変換し全球の洪水リスク評価を行ったが、GCM が出力する流出量も GCM が持つ陸面サブモデルが降水や地表付近の気象変数から計算するもので、GCM の降水量を間接的に利用していることになる。

水文学や影響評価研究の入力値としての GCM 降水量の重要性を鑑みれば、GCM が予測する降水の解析は妥当かつ必要なことである。

4. 4. 降水量変化に対する各気象システムの寄与度

気候変動に伴う降水量の変化に対する各気象システムの寄与度を評価した。特に断らない限り、6 モデルのマルチモデルアンサンブル（Multi Model Ensemble: MME）の平均の結果を示す。また本節では強い降水の変化についても検討するが、これについては GCM が出力する各地点の日単位降水量から現在気候の 99 パーセンタイル値（上位 1 パーセンタイル値）および 99.9 パーセンタイル値（上位 0.1 パーセンタイル値）を求め、99 パーセンタイル降水量以上および 99.9 パーセンタイル降水量以上の強度をもつ降水をそれぞれ「強い降水」および「非常に強い降水」と呼ぶことにする。将来気候における強い降水および非常に強い降水の発生回数等を考える際も、その閾値には「現在気候」で計算した 99 パーセンタイル値および 99.9 パーセンタイル値を用いる。日降水データの 99 パーセンタイル値以上の降水と 99.9 パーセンタイル値以上の降水はそれぞれ平均して年に 3.7 回程度と 0.37 回程度発生する降水である。

4.4.1. 各気象システム別の降水量

6 つの GCM による各気象システムに伴う降水量（現在気候）のアンサンブル平均を図 4-7 に示す。比較のため、参照データ（ベストトラックデータ及び JRA-25 に基づく気象システムと降水データ GPCP1DD により計算。前章の図を再掲）の図も示している。

全体としては各気象システムに伴う降水量分布は GCM でも表現されていると言える。ただし熱帯低気圧に伴う降水に関しては北太平洋および南インド洋でその分布域が参照データよりも東側に延びている。さらに南インド洋と南太平洋西部は過大評価の傾向がある。また GCM の降水分布（総降水量）では南太平洋の SPCZ よりさらに東に向けて大きく伸びる降水域がみられる。これはいわゆる”double ITCZ” と呼ばれる GCM のバイアスと考えられる。解析に際しては GCM で表現される降水分布にはこうしたバイアスがあることを念頭に置く必要がある。

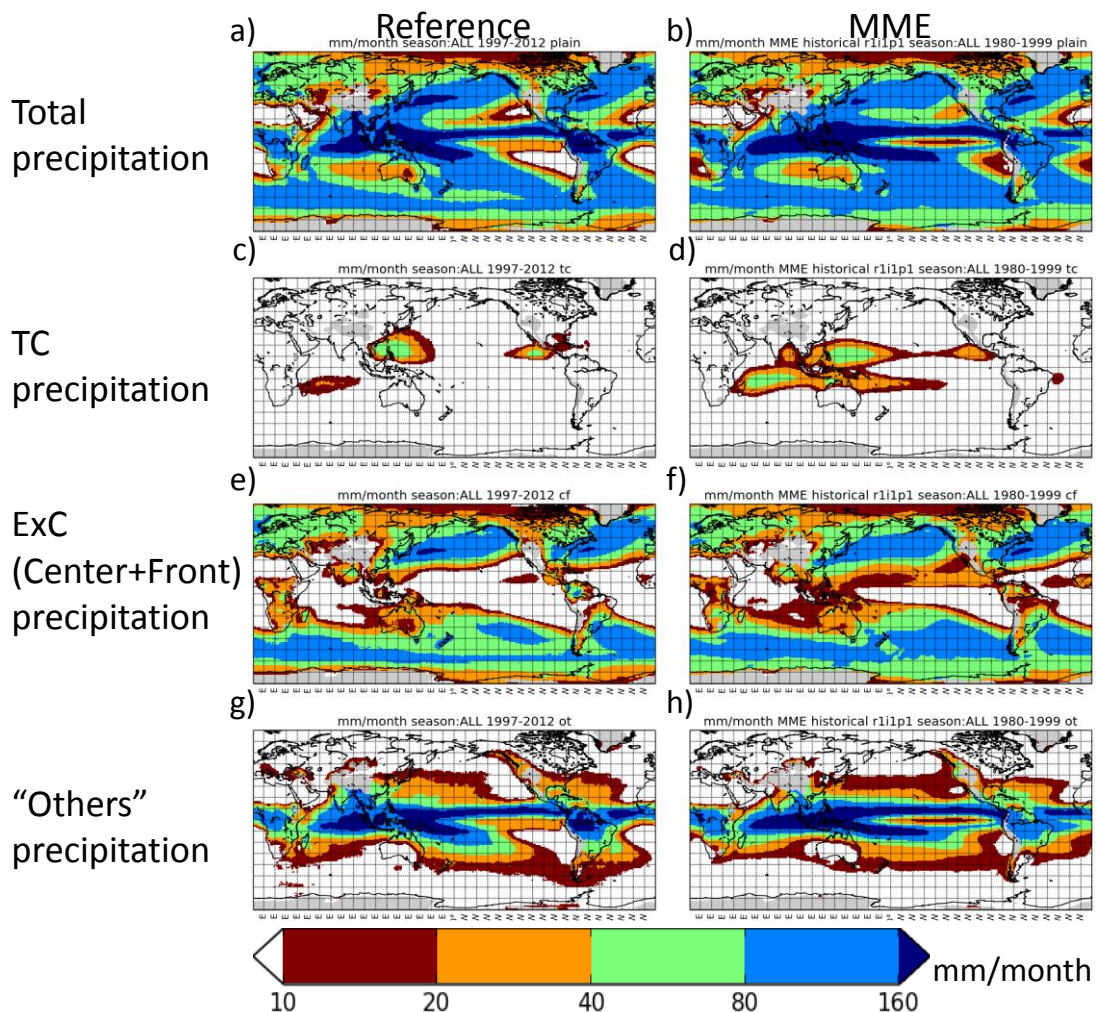


図 4-7 各気象システムに伴う降水量の分布の比較（現在気候）

左列は参照データ、右列は GCM のアンサンブル平均。上段から総降水量、熱帯低気圧に伴う降水量、温帯低気圧（温低中心および前線）に伴う降水量、「その他」の降水量。

4.4.2. 総降水量の将来変化に対する各気象システムの寄与度

将来の降水量変化に対する各気象システムの寄与度を以下の式で評価した。

$$Cnt_i = \frac{\Delta P_i}{|\Delta P_{TC}| + |\Delta P_{Exc\ center+Front}| + |\Delta P_{others}|}$$

ここで i は気象システムの種類、 Cnt は総降水量変化に対する各気象システムの寄与度、 ΔP は各気象システムに伴う降水量の将来変化を表す。ここで定義した寄与度 Cnt_i の式の分母

は総降水量変化 ($\Delta P_{TC} + \Delta P_{Exc\ center+Front} + \Delta P_{Others}$) ではない。これは総降水量変化の大小にかかわらず、寄与度を $-1\sim+1$ の範囲で表現するためである。各気象システムの寄与度はその絶対値を積算すると1になる。マイナスの寄与度 Cnt_i はその気象システムが総降水量を押し下げる方向に寄与していることを意味する。以下、寄与度 Cnt_i は100倍してパーセントで表現する。例えば寄与度 $Cnt=0.2$ の場合は単に「寄与度 20%」のように表現する。

総降水量の変化 (図 4-8) と各気象システムに伴う降水量の変化 (図 4-9)、そして総降水量変化に対する各気象システムの寄与度の分布 (図 4-10) を示す。6つのモデル全てで降水量変化の符号が一致する場所はドットで示している。降水量の増加と減少が同確率で起こるとすれば、6モデル全てで符号が一致する確率はおよそ1.56%である。また寄与度の図には比較のために現在気候における各降水システムの降水量分布を等値線で示している。

熱帯低気圧に伴う降水量の顕著な減少は南インド洋において見られ、その増減の方向についてのモデル間の合意度も高い。南インド洋の熱帯～亜熱帯域を南西に延びる総降水量の減少域では、その減少の30-50%が熱帯低気圧による降水量の変化で説明される。フィリピン東海上などの北西太平洋熱帯域では総降水量減少のおよそ30-50%、北西太平洋の低～中緯度域 ($15^{\circ} N\sim 30^{\circ} N$) では総降水量増加の10-50%が熱帯低気圧によるものであるが、この予測のモデル間の合意度は低い。

温帯低気圧 (温低中心および前線) に伴う降水量変化に見られる特徴は現在気候でのストームトラック域の軸から極側にかけての降水量増加、そしてストームトラック域の赤道側辺縁部での降水量減少である。温帯低気圧に伴う降水量が極大になる緯度 (図 4-11) は北西太平洋、北大西洋、そして南太平洋では大きなシフトは見られない。降水量の観点から見るとこれらの海域のストームトラックは軸 (降水量の極大位置) の位置はほぼそのままに、軸の赤道側が後退し極側が広がる変化である。一方、南インド洋および南大西洋では温帯低気圧に伴う降水量の極大位置はやや極側 (年平均降水量の極大位置で南インド洋は 5° 程度、南大西洋は 3° 程度) にシフトする。このシフトは主に冬季 (JJA) に見られる。温帯低気圧に伴う降水量の変化は太平洋、大西洋、南インド洋の中高緯度、および北ヨーロッパ、東アジア、北米、南米などの陸域の中高緯度における降水量増加の主要な要因であり、寄与度は70%以上になる。また地中海周辺や南北太平洋、および南インド洋のストームトラック域の赤道側辺縁部における降水量の減少は70%以上が温帯低気圧の降水量減少によって説明される。

「その他」に分類される降水量の変化は南インド洋を除く熱帯域の降水量変化のほとんど全量を説明する。

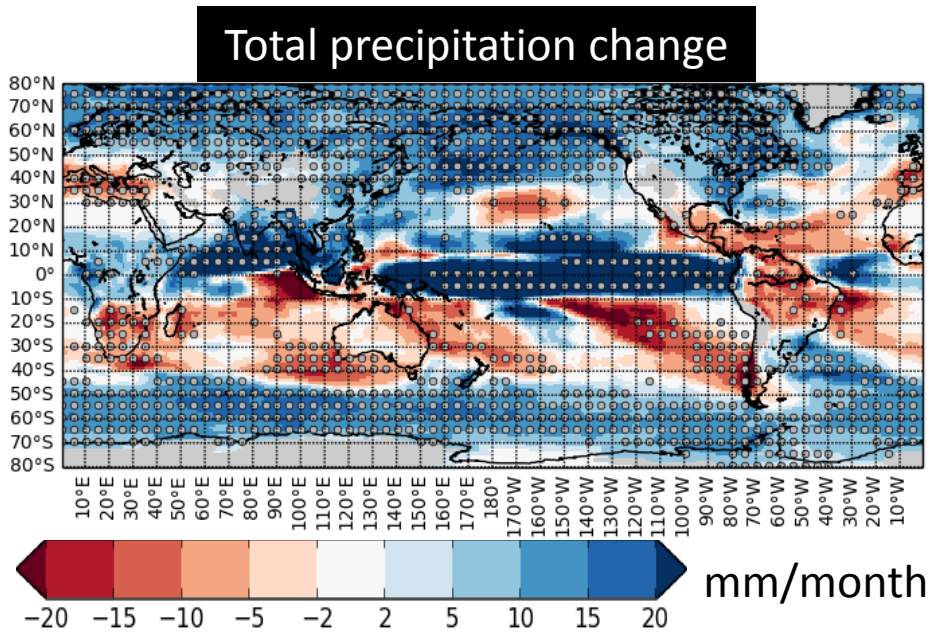


図 4-8 総降水量と各気象システムに伴う降水量の変化 (モデルアンサンブル)
ドットは 6 モデルの変化の符号がすべて等しい場所を表す

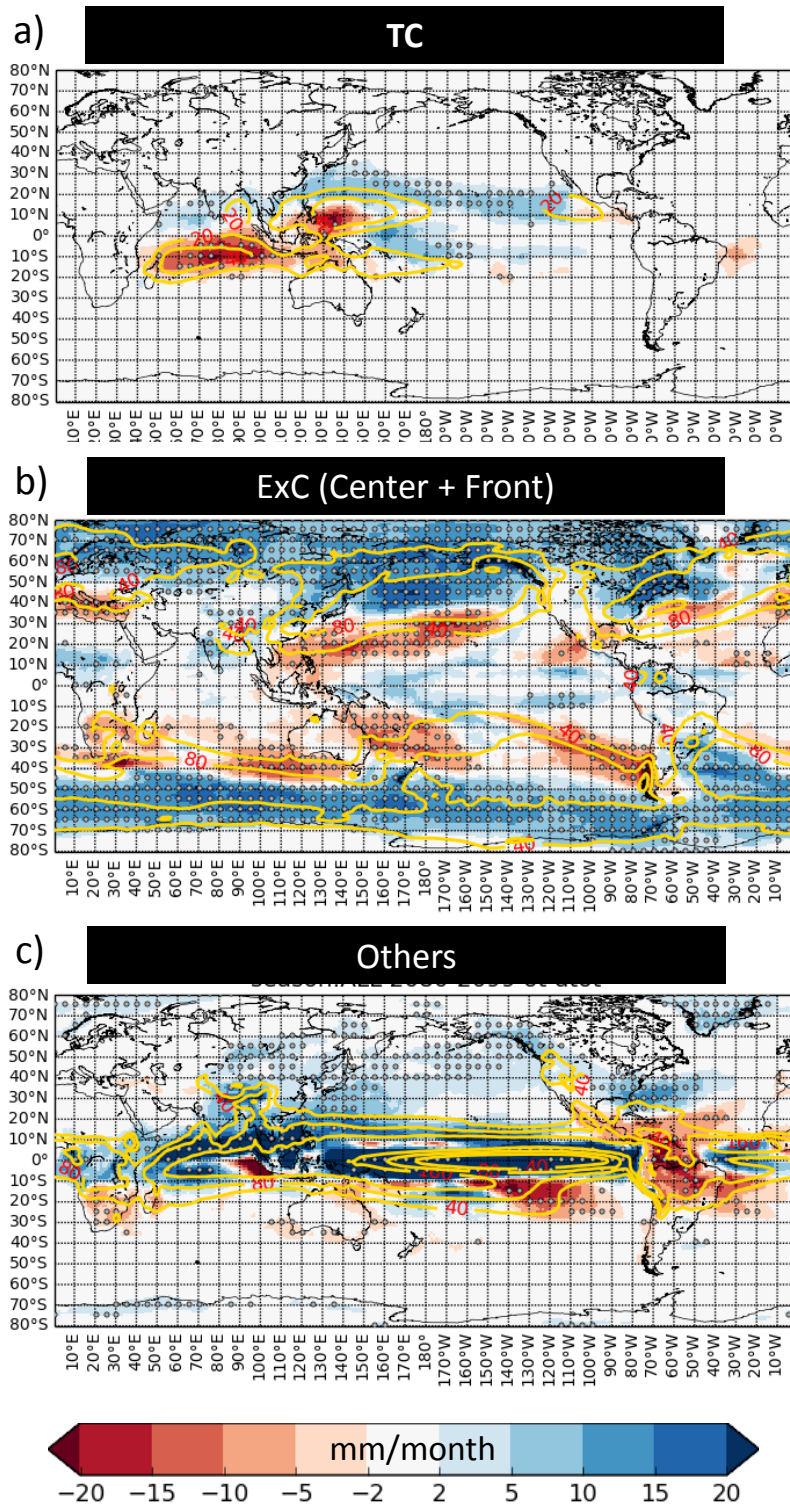


図 4-9 各気象システムに伴う降水量の将来変化
 (a)熱帯低気圧、(b)温帯低気圧（温低中心+前線）、(c)「その他」。ドットは6モデルの変化の符号がすべて等しい場所を表す。黄色コンターは現在気候における各気象システムの降水量分布。

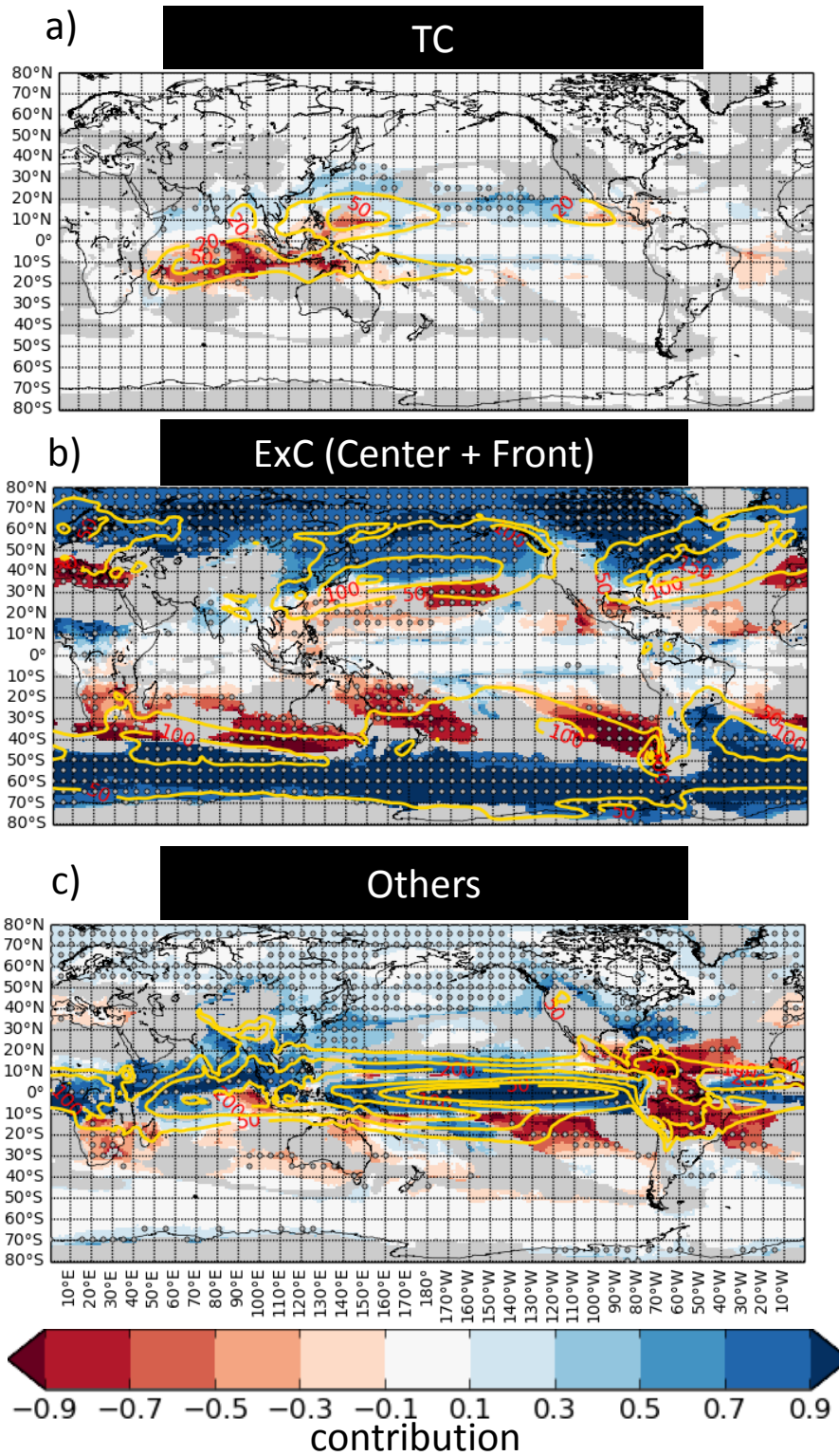


図 4-10 総降水量変化に対する各気象システムの寄与度
 (a)熱帯低気圧、(b)温帯低気圧 (温低中心+前線)、(c)「その他」。ドットは6モデルの変化の符号がすべて等しい場所を表す。黄色コンターは現在気候における各気象システムの降水量分布。総降水量変化が±5mm/monthより小さい地域はマスクしている。

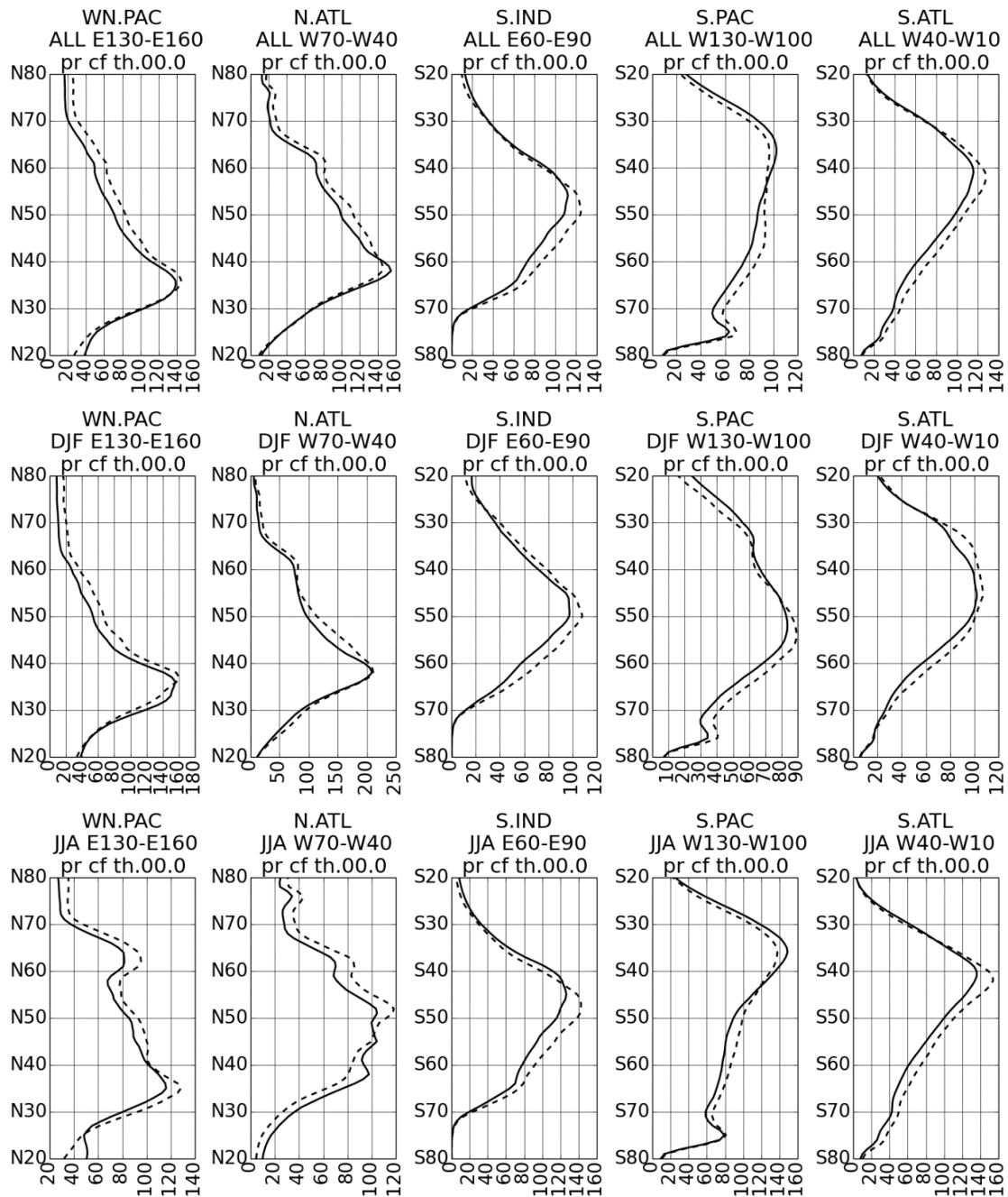


図 4-11 温帯低気圧に伴う降水量の緯度分布

上段：年平均、中段：DJF、下段：JJA。実線：現在気候、点線：将来気候。

WN.PAC：北西太平洋（E130° - E160°）、N.ATL：北大西洋（W°70 - W°40）、

S.IND：南インド洋（E60° - E90°）、S.PAC：南太平洋（W130° - W100°）、S.ATL：

南大西洋（W40° - W°10）。

4.4.3. 強い降水の将来変化に対する各気象システムの寄与度

総降水量だけでなく強い降水の変化も、気候変動の影響評価や適応策の検討の面からは重要である。そこで強い降水の積算値および発生回数の変化に対する各気象システムの寄与度を検討した。強い降水の総量に対する寄与度は、前項で示した寄与度の式を日降水量 99 パーセンタイル値以上の降水のみを用いて計算したものである。発生回数に対する寄与度は以下の式で計算した。

$$N_Cnt_{percent,i} = \frac{\Delta N_{percent,i}}{|\Delta N_{percent,TC}| + |\Delta N_{percent,Exc(Center+Front)}| + |\Delta N_{percent,others}|}$$

ここで i は気象システムの種類、 $percent$ は閾値とするパーセンタイル、 N_Cnt は閾値以上の強度の降水回数に対する各気象システムの寄与度、 ΔN は各気象システムに伴う降水のうち、閾値以上の強度の降水発生回数である。

現在気候における強い降水の強度 (99 パーセンタイル日降水量) の分布を図 4-12 に、強い降水の発生回数の変化率を図 4-13 に示す。図は示さないが、閾値以上の降水積算値の変化率も非常に似た分布になる。強い降水が減少するのは地中海周辺、カリブ海の東部からアフリカ大陸の北西沖にかけての海域、そして南半球の各大陸の西方沖 15°S-35°S である。他の地域については強い降水は増加する。中・高緯度や熱帯域海上では増加率 100%を超える地域も多い。

強い降水の積算値に対する寄与度 (図 4-14) と発生回数に対する寄与度 (図 4-15) は共に類似した分布を示している。

熱帯低気圧はインド洋の熱帯・亜熱帯を南西に延びるトラックの上流域 (東～中部域)、フィリピン東海上、カリブ海等では強い降水を減少させる方向に働き、一方でインド洋西岸のマダガスカル島周辺や南西太平洋、北太平洋の亜熱帯～中緯度域では強い降水を増加させる方向に働く。閾値を設けず総降水量変化への寄与度を評価した場合には熱帯低気圧は多くの地域で降水量を減少させる方向に働いていたが、強い降水にのみ着目すると熱帯低気圧は逆方向、つまり強い降水を増加させる方向に働く地域が多い。

温帯低気圧 (温低中心および前線) は中・高緯度における強い降水を増加させる。特に高緯度においては積算量、発生回数のどちらにおいても 90%以上の寄与度である。閾値をつけない場合と比較すると、強い降水変化について考えた場合には温帯低気圧はより多くの地域で降水を増加させる方向に寄与し、さらにストームトラックの低緯度側辺縁部では寄与度の符号が逆転 (増加方向に逆転) している。

「その他」についても熱帯低気圧や温帯低気圧と同様であり、すべての強度の降水を考える場合と比較すると、強い降水変化について考えた場合には多くの地域で降水量を増加させる方向に働いている。特に中米や南米における差は顕著である。

最後に、現在気候と将来気候の各気象システムに伴う降水量の地域別の比較を図 4-17 に、降水量変化に対する各気象システムの寄与度の地域別にまとめたものを図 4-18 に示す。中

米、地中海、アフリカ南部、オーストラリア（北部、南部）、アマゾン、南米西部などでは総降水量が減少するが、非常に強い降水（99.9 パーセンタイル値以上）の積算量はこれらの地域においても増加する（図 4-18）。どの地域においても、強度の強い降水ほど大きな増加率を示す。

すべての降水を考える場合と極端降水を考える場合で、東南アジアの熱帯低気圧による降水変化の符号が変わるといった特徴はこの地域別比較（図 4-17、図 4-18）でも見て取れる。さらに、中・高緯度など元々温帯低気圧の寄与度が大きい地域では、強い降水になるほど降水変化への温帯低気圧の寄与度が大きい傾向がある。また中米、東南アジア、南アジア、アフリカ南部、オーストラリア北部といった熱帯低気圧の影響を受ける地域では強い降水を考えるほど、熱帯低気圧が降水量を増加させる方向に大きく寄与している。東アジアでは、強い降水を考える場合にも熱帯低気圧の寄与度は増加しないが、強い降水（99 パーセンタイル値以上）および非常に強い降水（99.9 パーセンタイル値以上）の変化（増加）の有意性は増加している。

なお将来の降水量の「増加量（率）」に対してある気象システムの寄与が大きいことは、必ずしも「将来の降水量」におけるその気象システム由来の降水割合が大きくなることと同義ではない。たとえば各気象システムの降水量増加率が同じならば（このとき、総降水量に対する各システム由来の降水割合は変化しない）、現在気候における降水量が大きい気象システムほど将来の降水量総変化に対する寄与は大きくなる。降水総量に対する各システム由来の降水割合の変化については 4.4.4 節で述べる。

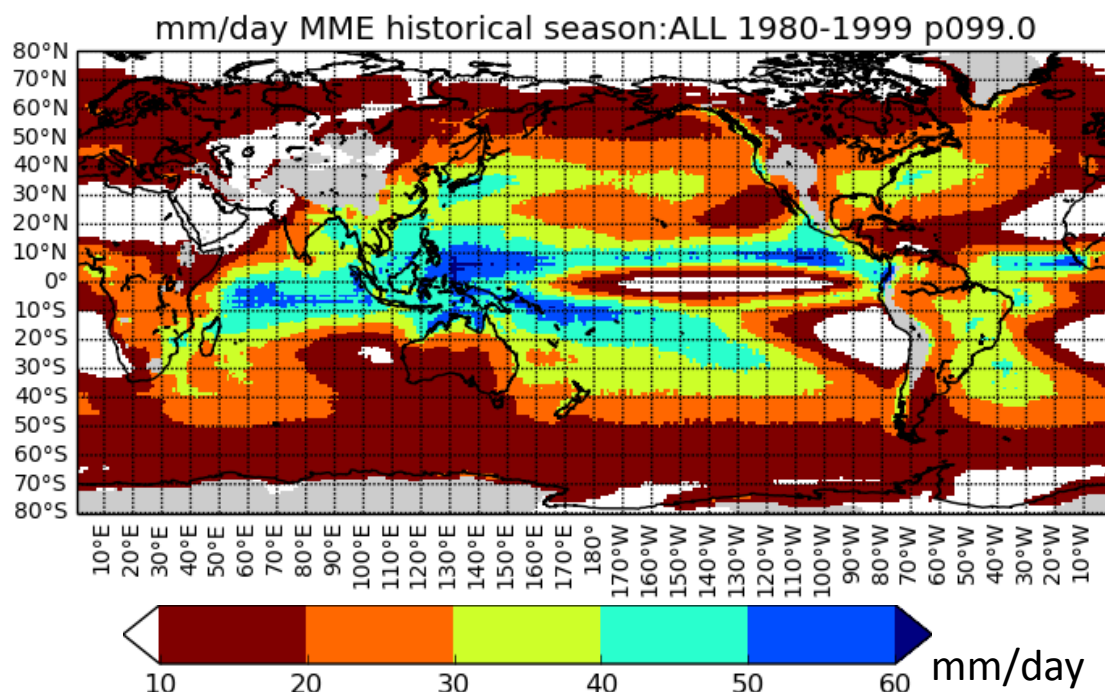


図 4-12 現在気候における 99 パーセンタイル日降水量（マルチモデル平均）

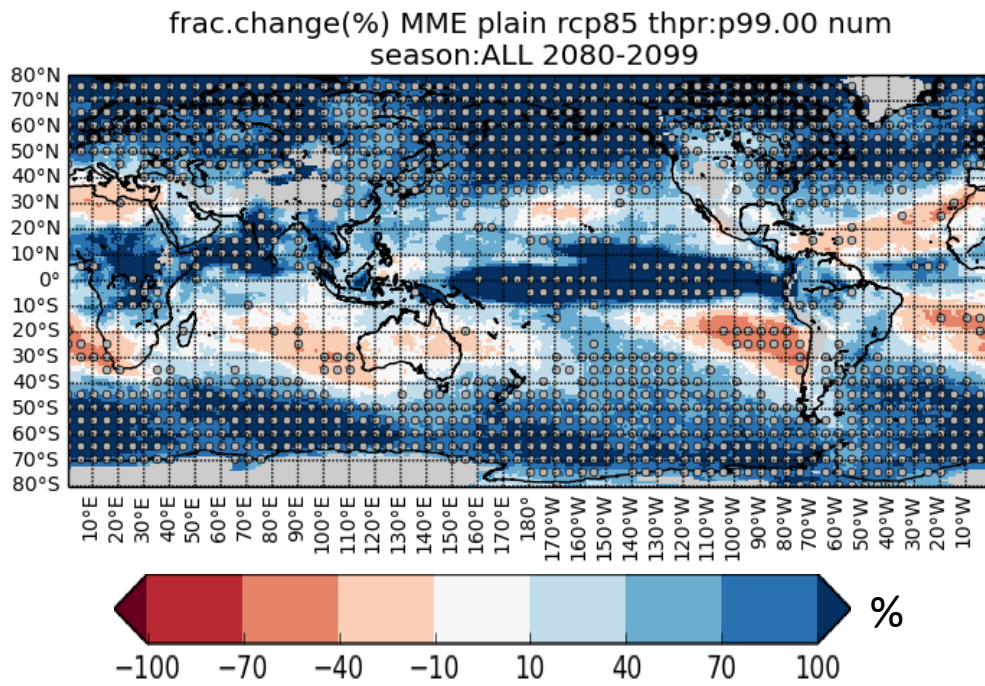


図 4-13 強い降水の発生回数の変化率

強い降水は現在気候の 99 パーセントイル日降水量以上の強度の降水。ドットは 6 モデルの変化の符号がすべて等しい場所を表す。

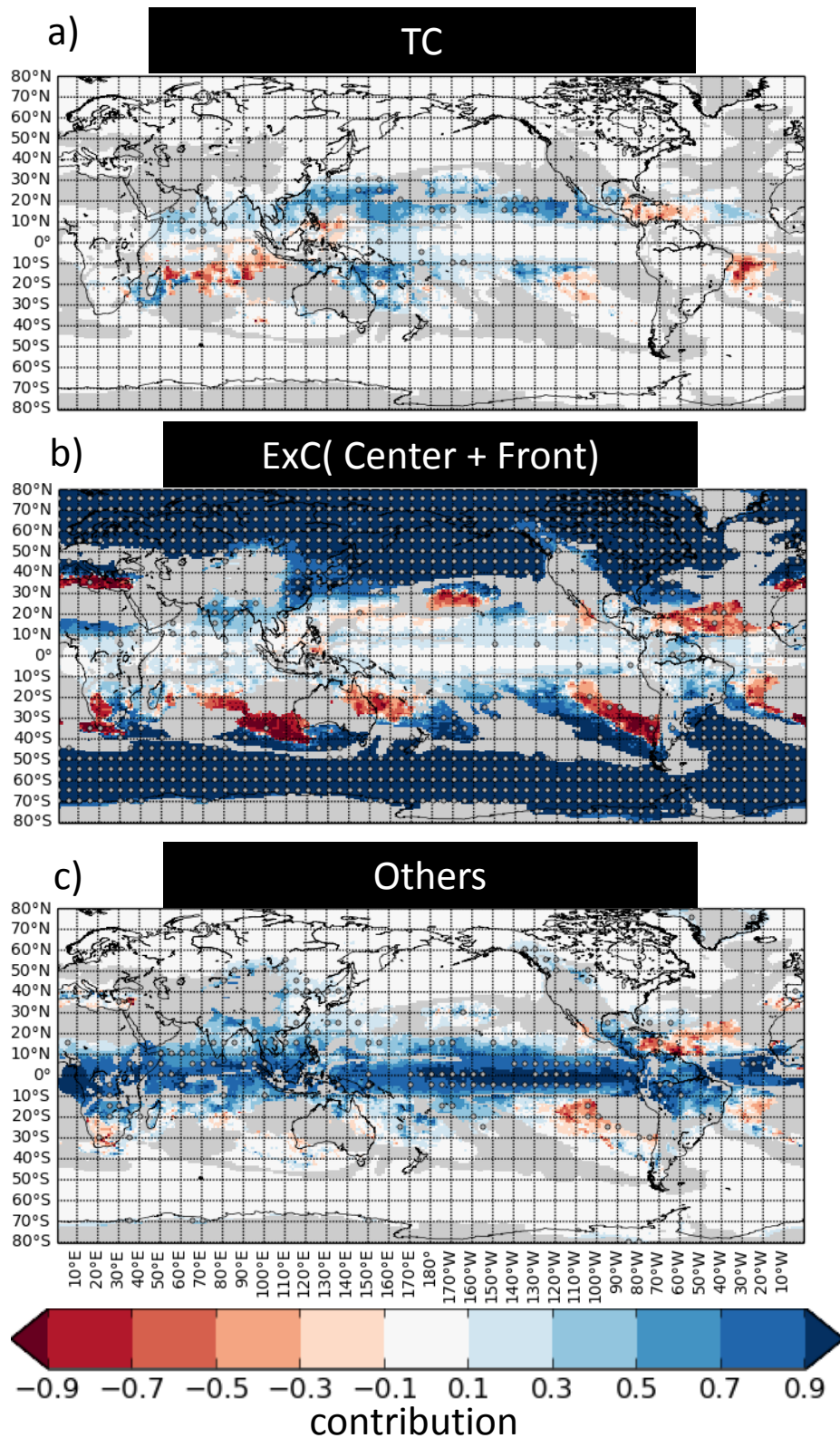


図 4-14 強い降水の積算値将来変化に対する各気象システムの寄与度
 (a)熱帯低気圧、(b)温帯低気圧(温低中心+前線)、(c)「その他」。ドットは6モデルの変化の符号がすべて等しい場所を表す。総降水量変化が±5mm/monthより小さい地域はマスクしている。

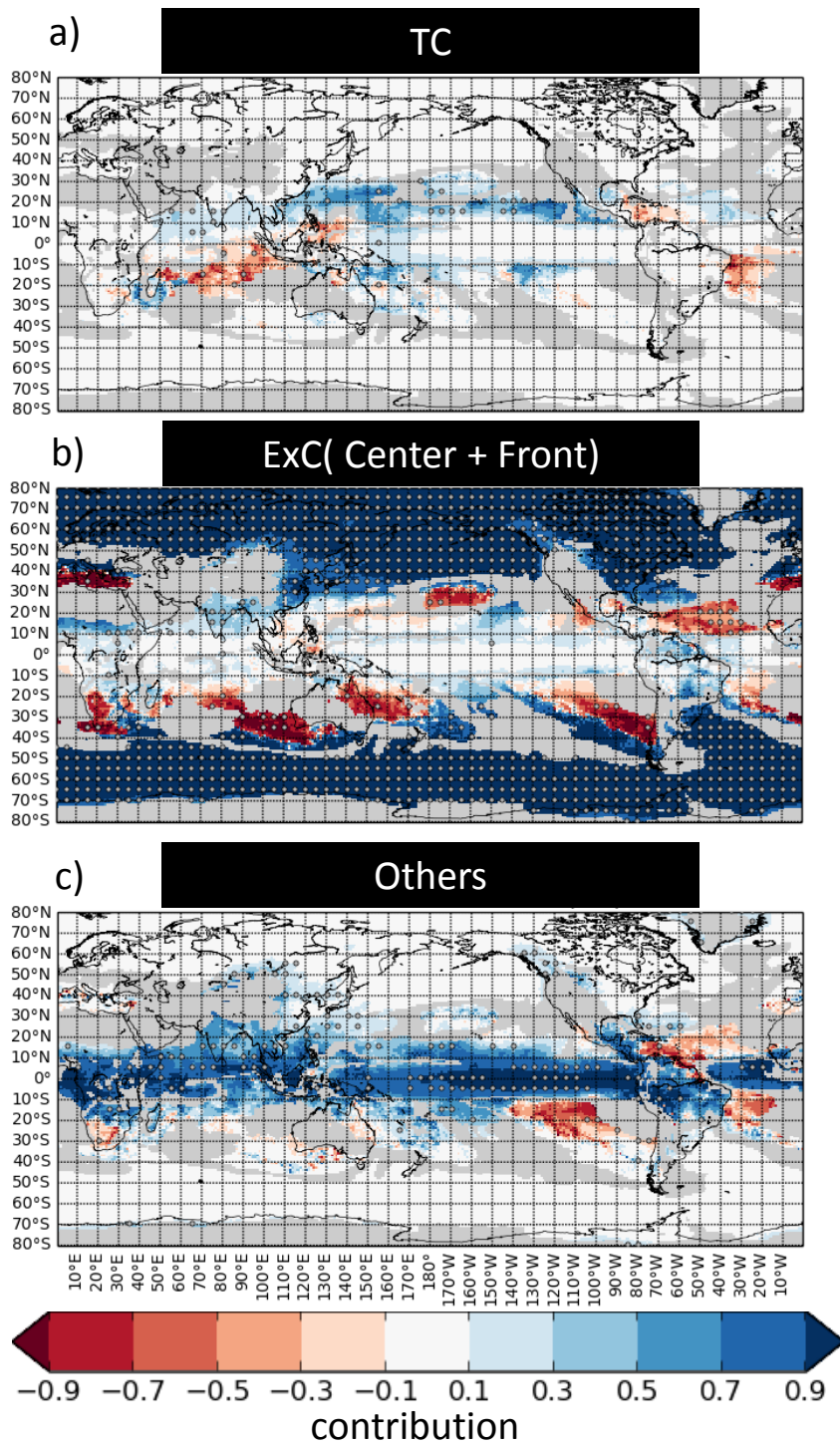


図 4-15 強い降水発生回数将来変化に対する各気象システムの寄与度
 (a)熱帯低気圧、(b)温帯低気圧(温低中心+前線)、(c)「その他」。ドットは6モデルの変化の符号がすべて等しい場所を表す。総降水量変化が±5mm/monthより小さい地域はマスクしている。

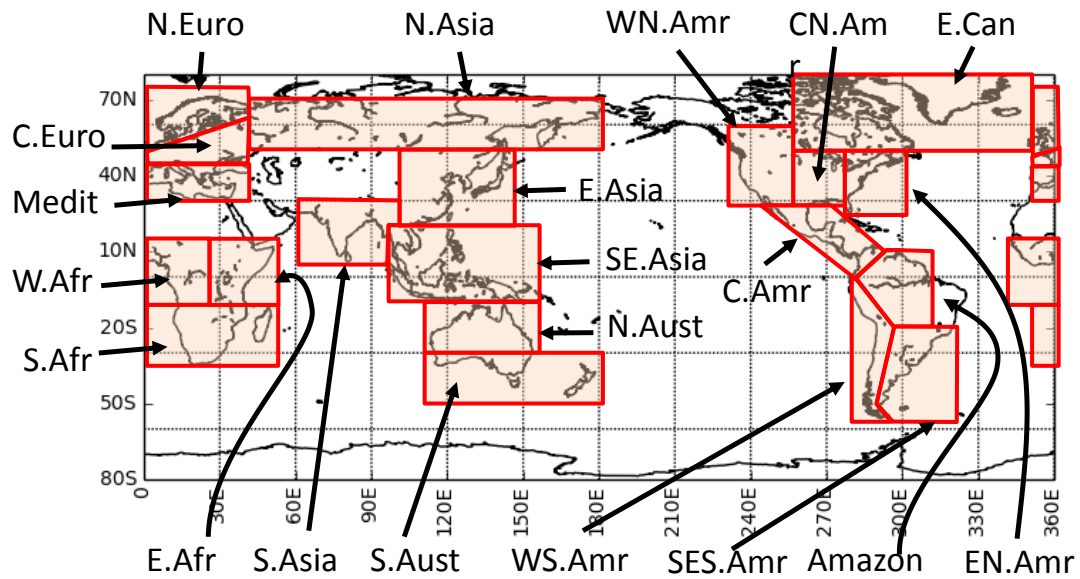


図 4-16 解析対象地域（再掲）

N.Euro : 北ヨーロッパ、C.Euro : 中央ヨーロッパ、Medit : 地中海および南ヨーロッパ、W.Afr : アフリカ西部、E.Afr : アフリカ東部、S.Afr : アフリカ南部、N.Asia : 北アジア、E.Asia : 東アジア、SE.Asia : 東南アジア、N.Aust : オーストラリア北部、S.Aust : オーストラリア南部およびニュージーランド、NE.Can : カナダ北東部・グリーンランド・アイスランド、WN.Amr : 北米西部、CN.Amr : 北米中部、EN.Amr : 北米東部、C.Amr : 中央アメリカ、Amazon : アマゾン、WS.Amr : 南米西部、SES.Amr : 南米南東部

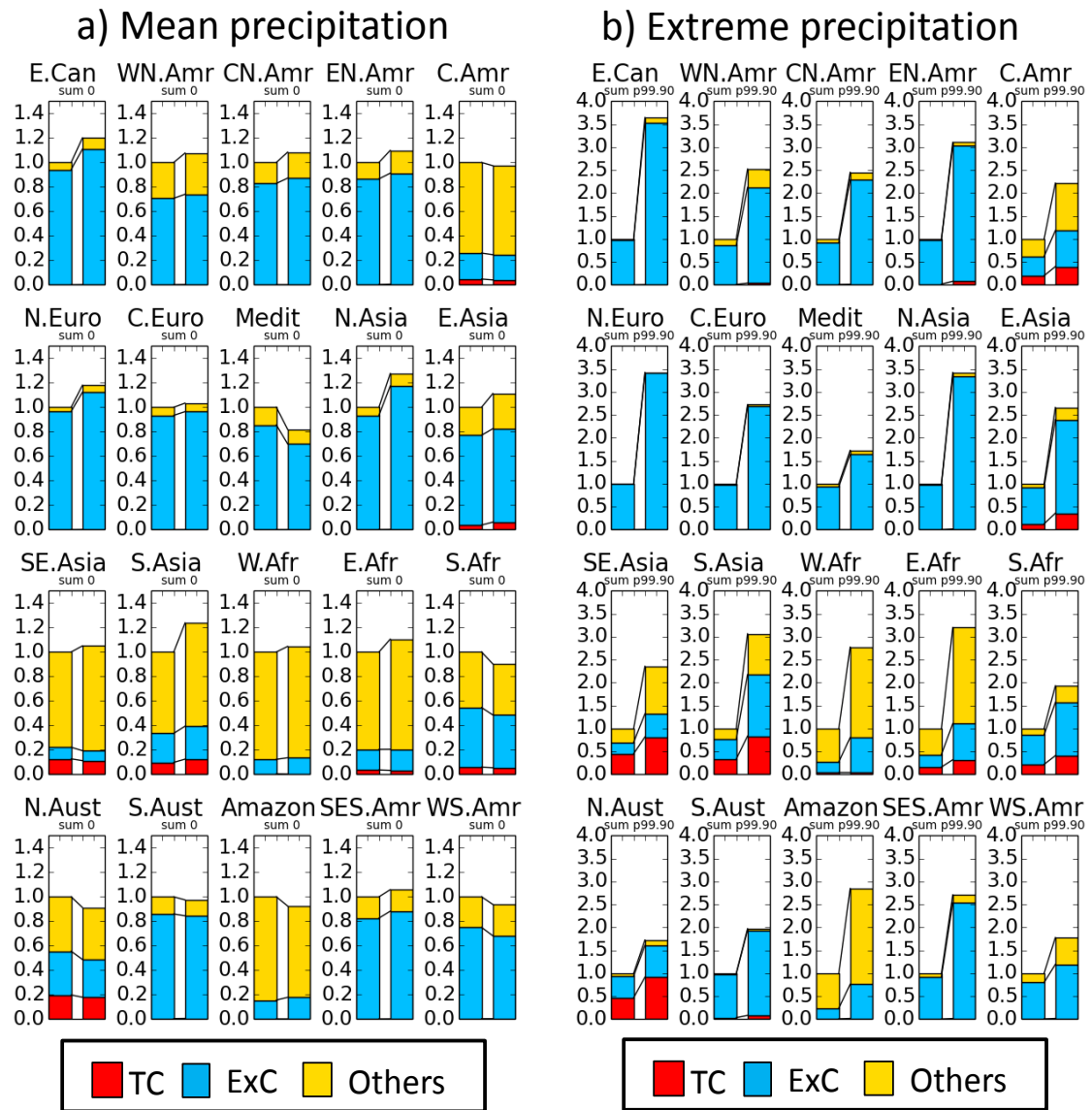


図 4-17 現在気候と将来気候における各気象システムに伴う降水量比較（地域別）

各パネルの左側棒グラフ：現在気候、右側棒グラフ：将来気候。

a) 平均降水量、b)非常に強い降水（現在気候 99.9 パーセントイル日降水量以上の降水累積値）。現在気候の値を1として正規化して表示している。

赤：熱帯低気圧（TC）、青：温帯低気圧（ExC）、黄色：その他（Others）

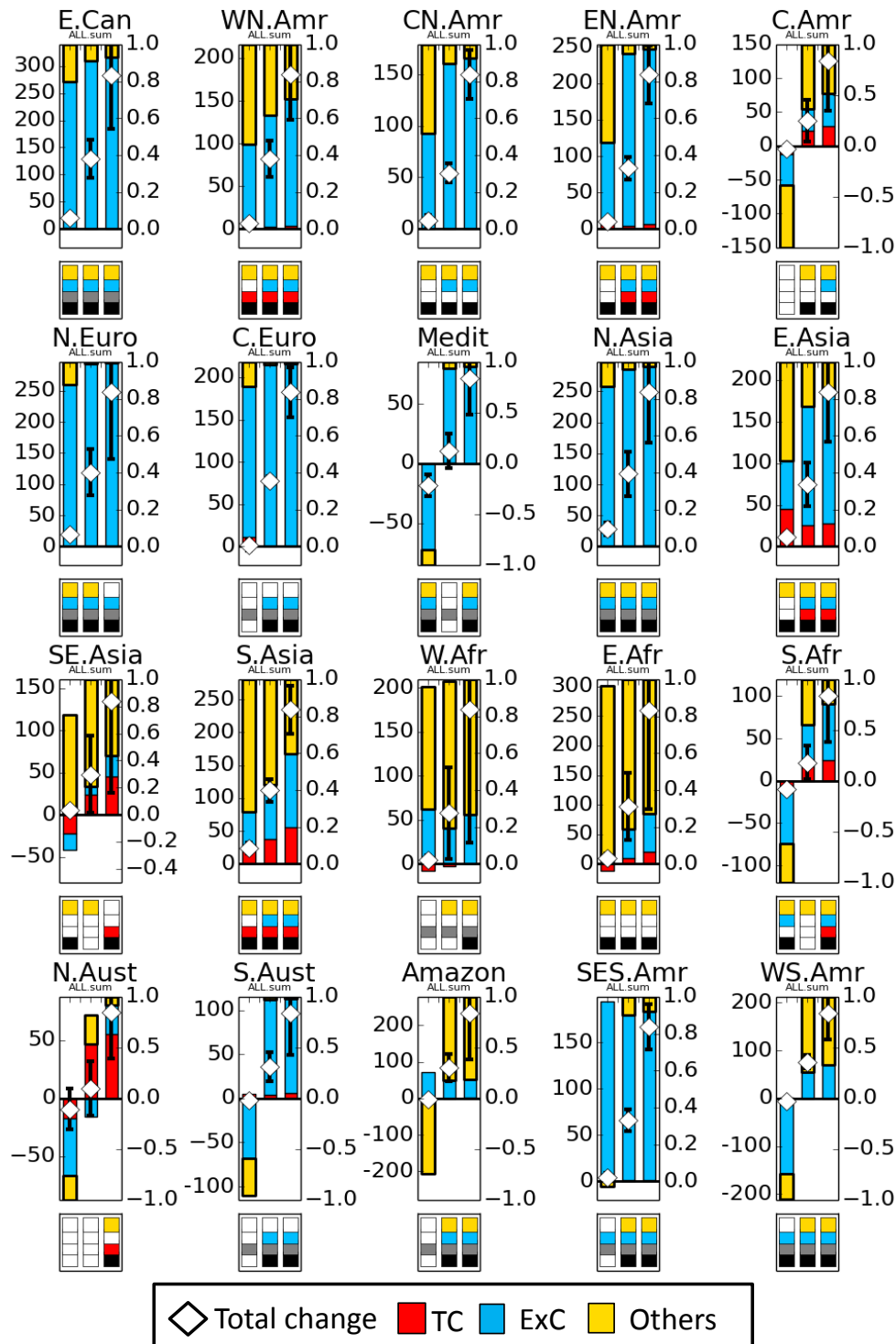


図 4-18 降水量積算値の変化率と各気象システムの寄与度（地域別）

菱形プロット：降水量積算値の変化率（左軸（%））、棒グラフ：各システムの寄与度（右軸（%））。各パネルの左列：全ての降水、中列：99パーセンタイル以上の降水、右列：99.9パーセンタイル以上の降水。降水量変化が有意（両側 t 検定 5%）なものは下段パネルのボックスに色を付けている（総降水量は黒、熱帯低気圧は赤、温帯低気圧は青、その他は黄、ただし高緯度地域の熱帯低気圧は検定を行わず灰色としている）エラーバーは気象システムを分けられない降水量変化の 1σ の幅を示す。

4.4.4. 総降水量に対する各気象システムの降水量割合の将来変化

現在気候でみられる総降水量や強い降水に対する各気象システム由来の降水の相対的な割合は、気候変動により変化するのだろうか。その変化を調べた。

図 4-19 は GCM で表現された現在気候の総降水量における各気象システム由来の降水量の割合である。前章でみた観測降水量に基づく分布と比較して、南太平洋の熱帯低気圧由来の降水の過大評価や北大西洋の熱帯低気圧の降水の過小評価などが見られる。こうした GCM のバイアスに注意した上で、この割合が将来どのように変化するかを調べる。

図 4-20、図 4-21 はそれぞれ総降水量および強い降水（現在気候 99 パーセンタイル値以上）の積算値に対する各気象システム由来の降水割合の将来変化である。また図 4-22 はその地域別の集計である。総降水量に対する割合の変化を見ると（図 4-20）、比較的明確な変化が見られるのは北太平洋、南インド洋、北米大陸東岸、アマゾン付近である。主に陸域を中心に集計した地域別集計（図 4-22）では北米東部、東アジア、東南アジア、アマゾンで割合の変化が目立つ。ただし地域別集計では領域平均の影響で割合変化の絶対値はやや小さくなっている。南インド洋では熱帯低気圧の割合が減少し、代わりに「その他」の割合が増加している。北太平洋 15°-30°N 付近や北米大陸東岸付近では温帯低気圧（温低中心および前線）の降水の割合が減少し、「その他」の降水がそれを補っている。アマゾンなど南米大陸北部では温帯低気圧の降水量割合が増加しているが、これは地形的な要因による温度傾度が前線として検出されているものと考えられる。

強い降水（現在気候 99 パーセンタイル日降水量以上）の積算値に対する割合に着目すると、各気象システムの相対的な割合の変化はより大きい地域が多い。特にすべての降水を対象とする場合と比較して大きな違いは、15°-30°N 付近での強い降水に対する熱帯低気圧由来の降水割合が顕著に増加し、温帯低気圧に伴う降水の割合が減少している点である。例えば台湾の東海上付近では、強い降水の積算値に対する熱帯低気圧由来の降水割合は、現在から将来で 0.1 ポイント（割合にして 1 割）以上増加し、それとバランスするように温帯低気圧由来の降水割合が減少する。一方、北西太平洋の熱帯～亜熱帯域、南インド洋の熱帯～亜熱帯域、ベンガル湾などでは熱帯低気圧の割合が減少し、「その他」の割合が増加する。

総降水量および強い降水に対する各気象システム由来の降水割合の変化についてまとめると、概ね以下ようになる。

熱帯低気圧：熱帯域で割合減少、南北 15° - 30°で割合増加。

温帯低気圧：南北 15° - 30°で割合減少。中高緯度でほぼ変化なし～割合減少。

その他：低緯度～中緯度で割合増加。

ただし、「その他」の割合が顕著に減少するアマゾンのような例外もある。また割合の減少がその気象システム由来の降水の減少と同義ではない点には注意が必要である。例えば東アジアの非常に強い降水の積算値に対する温帯低気圧由来の降水は、熱帯低気圧や「その他」と比較した相対的な割合は減少するが（図 4-22）、その量自体は増加する（図 4-18）。

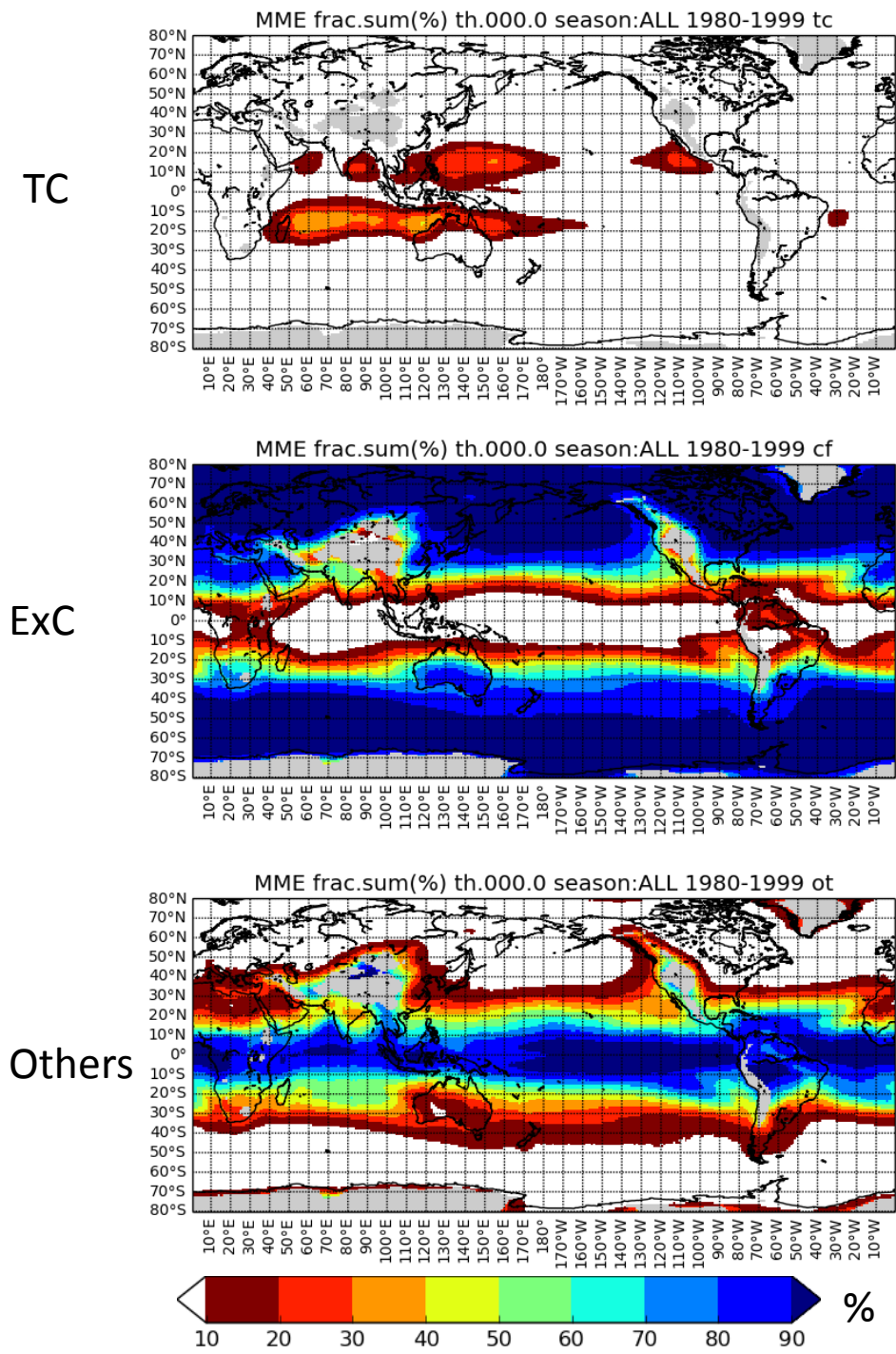


図 4-19 GCM で表現された現在気候における総降水量に対する各気象システム降水量の割合

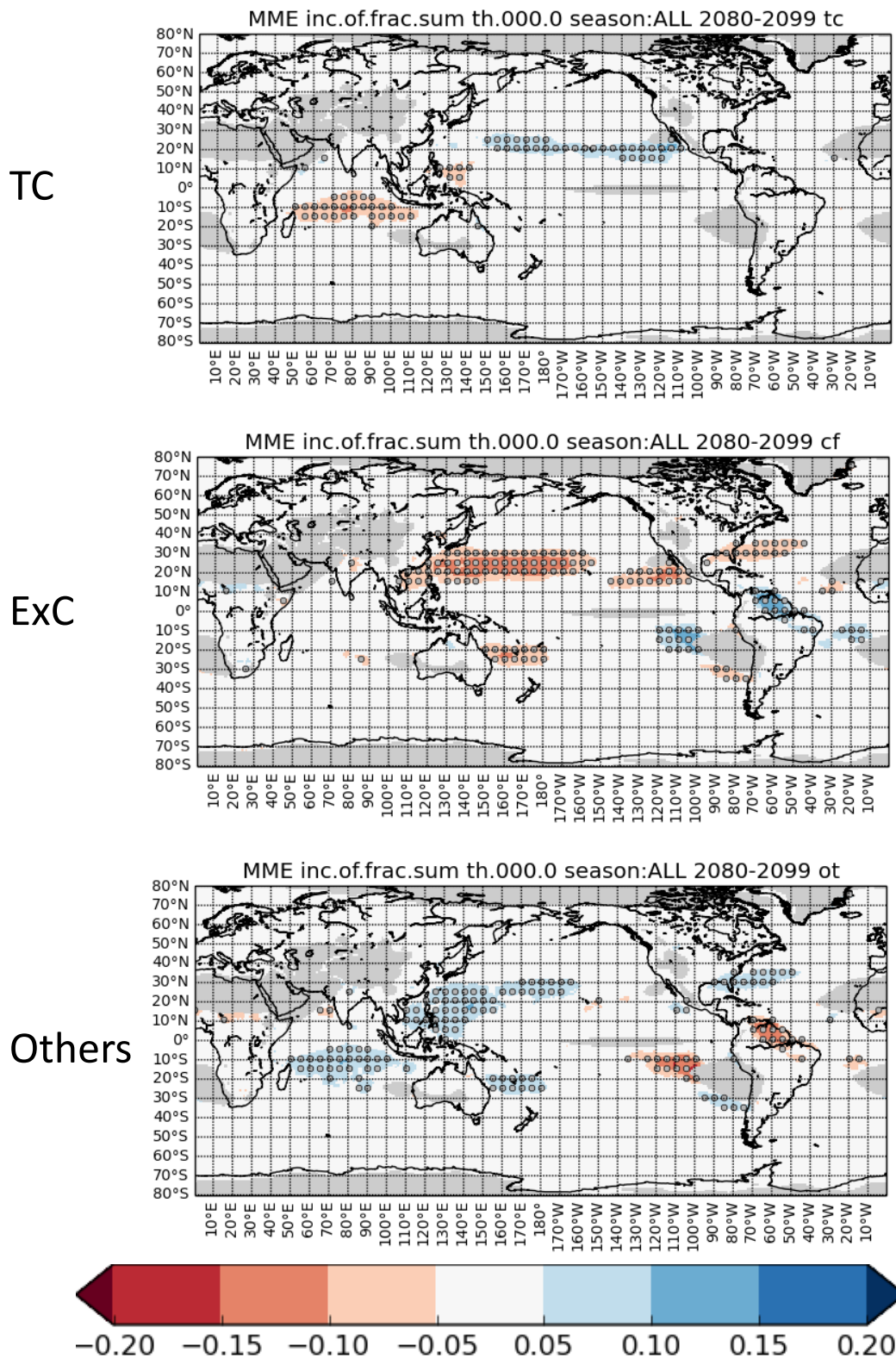


図 4-20 総降水量に対する各降水システム降水量の割合の変化
 単位は無次元。例えば+0.1はあるシステムの割合が0.1（10%）増加したことを示す。
 現在気候における平均降水量<300mm/year の地点と標高>1500m の地点はマスクして
 いる。

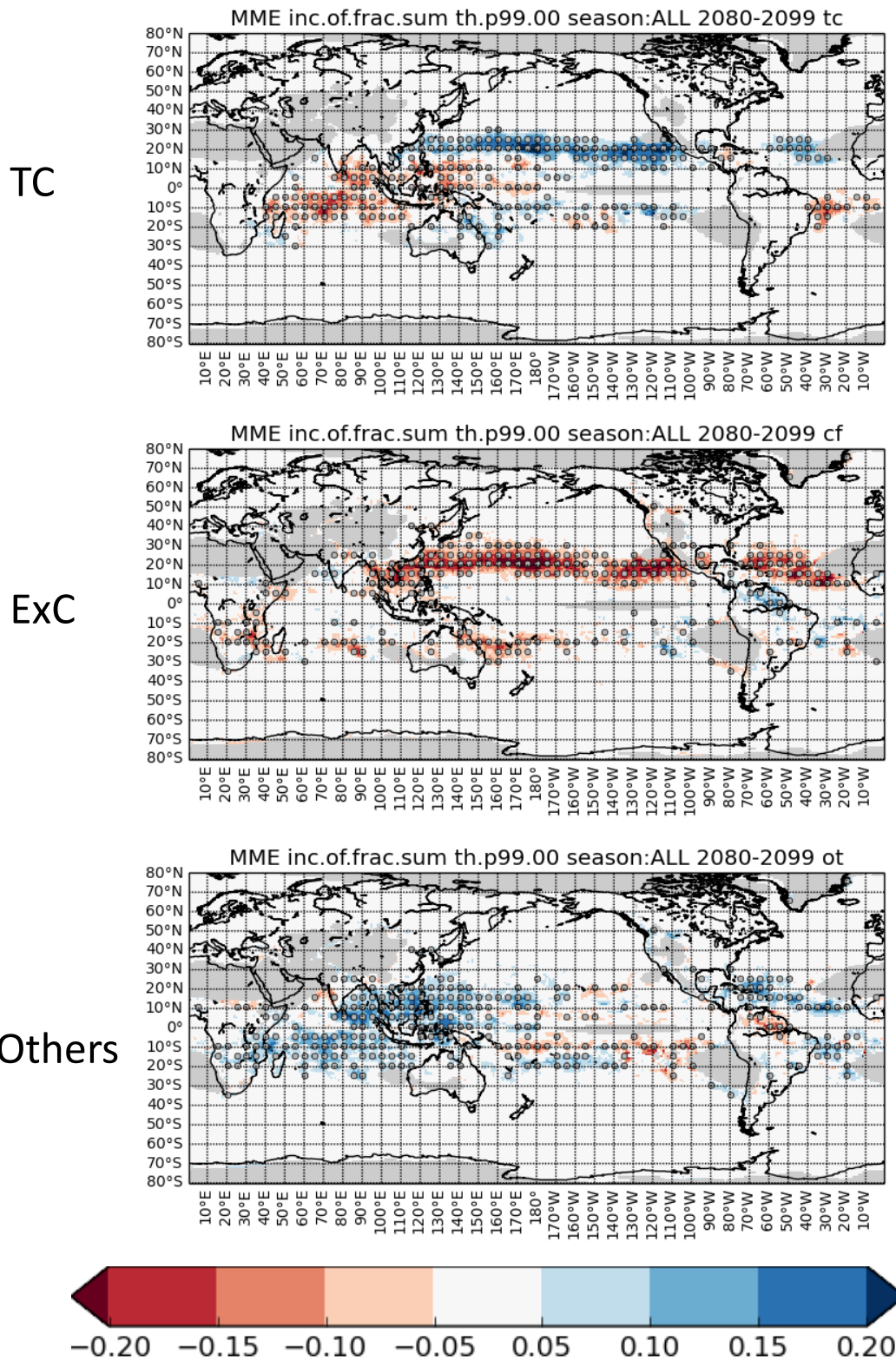


図 4-21 強い降水（99 パーセントイル日降水量以上）の総量に対する各気象システム降水量の割合の変化

単位は無次元。例えば+0.1 はあるシステムの割合が 0.1（10%）増加したことを示す。現在気候における平均降水量<300mm/year の地点と標高>1500m の地点はマスクしている。

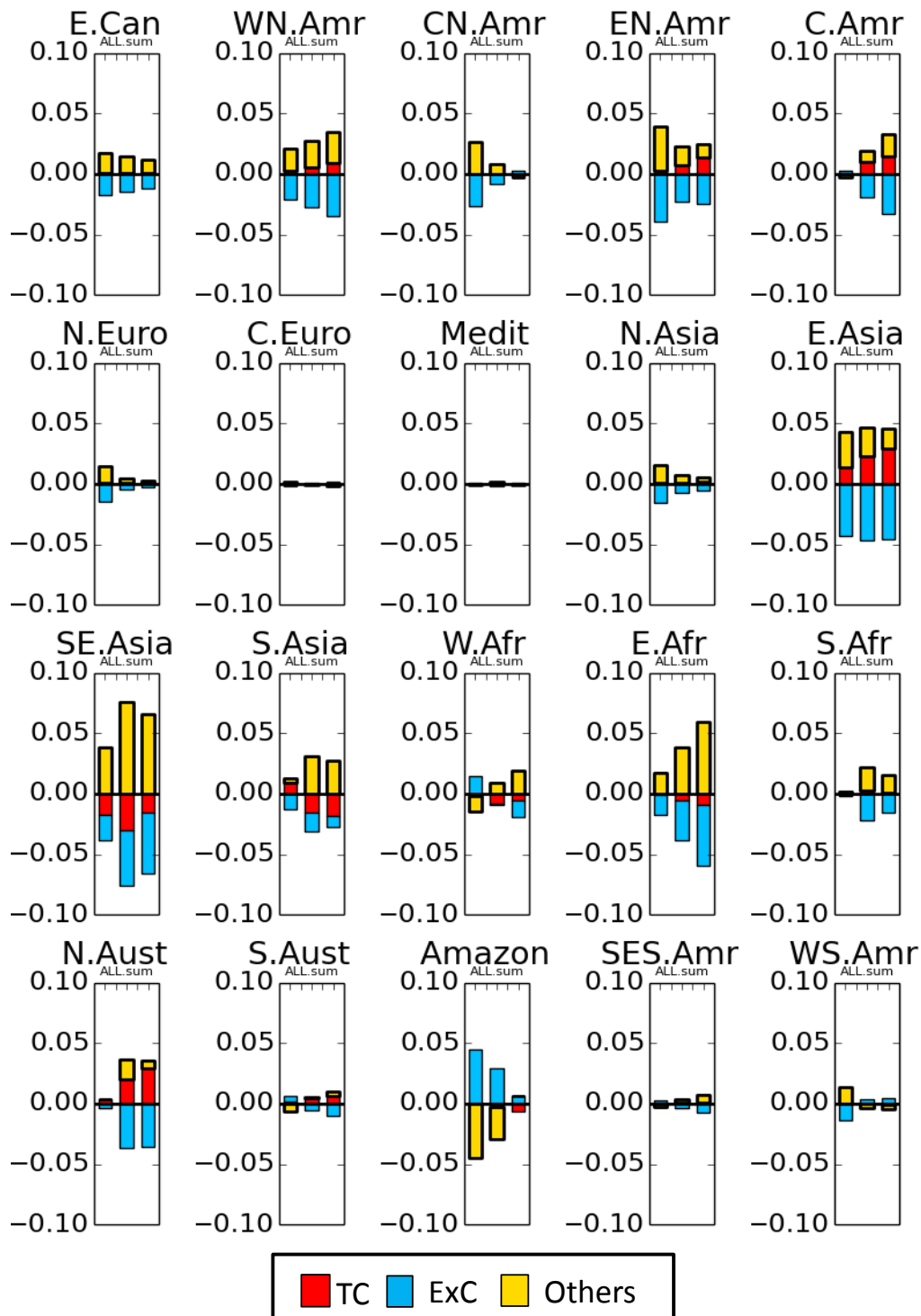


図 4-22 降水総量に対する各気象システム降水量の割合の変化（地域別）

棒グラフは左：平均降水量、中：降水（現在気候 99 パーセンタイル値以上）、右：非常に強い降水（現在気候 99.9 パーセンタイル値以上）。値は各システム由来の降水割合（0.0～1.0）の変化量（将来気候－現在気候）。

赤：熱帯低気圧、青：温帯低気圧、黄：その他

4.4.5. 考察

まず総降水量の変化に対する各気象システムの寄与度を定量化した。南インド洋では熱帯低気圧による降水量の減少が一部「その他」による降水量の増加で相殺される傾向が見られた。この地域における、降水原因を分別しない総降水量変化に関してはモデル間の合意度は高くない。同地域の熱帯低気圧および「その他」の降水量変化それぞれに関してみると、熱帯低気圧の降水量変化はモデル間の合意度が高く、一方で「その他」については合意度が低くない。この地域における総降水量変化の不確実性の多くは「その他」の降水量の不確実性によるものと考えられる。また例えば台湾の東海上の総降水量のモデル間合意度は低い。この地域における各気象システムの降水量変化のモデル間合意度をみると、温帯低気圧（温帯中心および前線）に伴う降水量、そして「その他」の降水量変化のモデル間合意度は高いが、一方で熱帯低気圧の降水量変化に関するモデル間合意度は低い。従って台湾の東海上における総降水量変化の不確実性の多くは熱帯低気圧に伴う降水量の不確実性に起因すると考えられる。このように総降水量の変化の要因を複数の気象システムに分離しそれぞれの不確実性を考えることで、総降水量変化の不確実性の要因となる気象システムを推定することができる。

次に強い降水（現在気候 99 パーセントイル降水量以上）の変化に対する各気象システムの寄与度を評価し、すべての降水を対象とした場合（降水強度の下限閾値をつけない場合）の降水量変化への寄与度評価の結果と比較した。特徴的なのは、すべての降水を対象とした場合と比較して強い降水については、各気象システムが降水量を増加させる方向に働く地域が多い点である。さらに、非常に強い降水（99.9 パーセントイル降水量以上）の変化はどの地域においても増加を示し、各気象システムも非常に強い降水を増加させる方向に働いていた。つまり総降水量についてはそれを減少させる方向に各気象システムが働く地域においても、強い降水やさらに強い降水についてはそれを増加させる方向に変化することがわかる。

複数の気象システムを同時に考慮することで、総降水量や強い降水に対する各気象システム由来の降水の相対的な割合がどう変化するかを調べることもできる。総降水量に対する割合については、北太平洋の 15°N-30°N や北米東岸における温帯低気圧由来の降水割合が減少する。これはそれぞれの地域におけるストームトラックの軸から赤道側にかけて温帯低気圧の降水量が減少するためである。また南インド洋やベンガル湾では熱帯低気圧由来の降水割合が減少する。強い降水に対する割合では、北太平洋および北大西洋の 15°-30°N 付近における熱帯低気圧由来の降水割合が顕著に増加するのが特徴的であった。同地域では代わりに温帯低気圧の降水割合が減少している。こうした割合変化は、主に熱帯低気圧による強い降水の増加によるものであり、温帯低気圧による強い降水が大きく減少するためではない。これは将来の強い降水の変化に対する各気象システムの寄与度を評価した図 4-14 からわかる。総降水量や極端降水に対する各気象システムの寄与度のバランスがそれぞれの地域が属する気候帯を特徴づける要素の一つであると考えれば、ここで確認さ

れたような降水システムの寄与度の変化が大きい地域（中国南東部沿岸、台湾、日本の南西諸島、北米東岸といった陸域を含む北太平洋および北大西洋のストームトラック赤道側辺縁や南インド洋、ベンガル湾など）はその属する気候帯自体が変わる地域であると言える。

4.5. 降水の頻度および強度変化からみた各気象システムの降水量変化

本節では特に熱帯低気圧と温帯低気圧（温低中心および前線）に伴う降水に着目し、各気象システムの降水量の変化をさらに降水量の頻度変化と強度変化に分解する。総降水量変化は以下のように分解できる。

$$\begin{aligned}\Delta P_i &= P'_i - P_i = (n_i + \Delta n_i) \cdot (I_i + \Delta I_i) - n_i \cdot I_i \\ &= \Delta n_i \cdot I_i + n_i \cdot \Delta I_i + \Delta n_i \cdot \Delta I_i\end{aligned}$$

ここで ΔP は現在から将来への総降水量変化、 i は気象システムの種類、 P_i および P'_i はそれぞれ現在気候と将来気候における気象システム i に伴う降水量、 n および I はそれぞれ現在気候の降水回数と降水強度、 Δn と ΔI はそれぞれ現在気候から将来気候への降水回数と降水強度の変化を表す。右辺 2 行目の第 1 項は総降水量変化に対する降水頻度変化の影響分（頻度項）、第 2 項は降水強度変化の影響分（強度項）と解釈できる。第 3 項は交絡項である。交絡項が小さければ、総降水量変化は頻度項と強度項の二つで考えることができる。熱帯低気圧に伴う降水量の変化と温帯低気圧に伴う降水量の変化についてそれぞれの項を評価した（図 4-23 および図 4-24）。

熱帯低気圧に伴う降水については、頻度はほぼ全域で減少するが、北西太平洋中緯度域では頻度の増加が見られる。ただしモデル間の合意度は高くない。降水平均強度は熱帯低気圧の通過地域のほぼ全域で増加する。交絡項は南太平洋と南インド洋においてやや大きい地域がある。

温帯低気圧に伴う降水については、まず交絡項は他の 2 項と比較して十分に小さい。主要なストームトラックの軸付近から赤道側辺縁部にかけて温帯低気圧に伴う降水の頻度が減少する。一方、軸付近とその極側で降水の平均強度が増加する。地中海やストームトラック赤道側辺縁部の一部では降水平均強度の減少も見られる。ただし一部の地域においては注意が必要である。詳しく調べたところ、温帯低気圧に伴う降水は高緯度においては非常に弱い降水の頻度が減少し、それより強い降水の頻度は増加する。降水の総回数はほぼ変わらない。一方、地中海、アフリカ南部～オーストラリア南部、南米南西端付近などストームトラック赤道側辺縁部の一部では非常に弱い降水が増加し、それより強い降水の頻度は減少する。例えば 1mm/day 以上の強度の降水のみを対象にした場合（図 4-25）、温帯低気圧に伴う降水は高緯度では頻度が増加し、平均強度の増加幅はやや抑えられる。また地中海、アフリカ南部～オーストラリア南部、南米南西端付近などストームトラック赤道側辺縁部の

一部では平均強度はあまり変わらず頻度が減少する。こうした傾向は温帯低気圧に伴う降水の降水強度別頻度変化からも理解できる(図 4-28)。なお、熱帯低気圧の降水については非常に弱い降水を考慮するかどうかについて、頻度変化や強度変化の解析は大きな影響を受けない。これは熱帯低気圧に伴う降水の強度別頻度変化からも理解できる(図 4-27)。

主要な地域(図 4-16)における各気象システムの総降水量変化、強度項、頻度項の比較を図 4-26 に示す。東アジアを除き熱帯低気圧の降水頻度は減少、降水強度は増加する。東アジアでは熱帯低気圧の降水強度の増加が熱帯低気圧に伴う降水量積算値の増加の 6 割近くを説明する。総量と頻度も増加するが、共に変化の有意性は小さく不確実性が大きいと解釈できる。

温帯低気圧に伴う降水量については、まず前述のように一部の地域(高緯度および地中海、アフリカ南部～オーストラリア南部、南米南西端付近など)では非常に弱い降水量を考慮するかどうかで総降水量変化に対する強度・頻度変化の寄与が異なる。なお、非常に弱い降水の考慮の有無は総降水量変化の大きさにはほとんど影響しない。ある程度明確な降水(1mm/day 以上)のみを温帯低気圧に伴う降水と考えると、高緯度(カナダ東部、北ヨーロッパ、北アジア)を除く地域では温帯低気圧に伴う降水の頻度は減少、平均強度は増加する。降水総量の増減は両者のバランスで決まることになる。高緯度(カナダ東部、北ヨーロッパ、北アジア)では温帯低気圧に伴う降水はその頻度も平均強度も増加する。

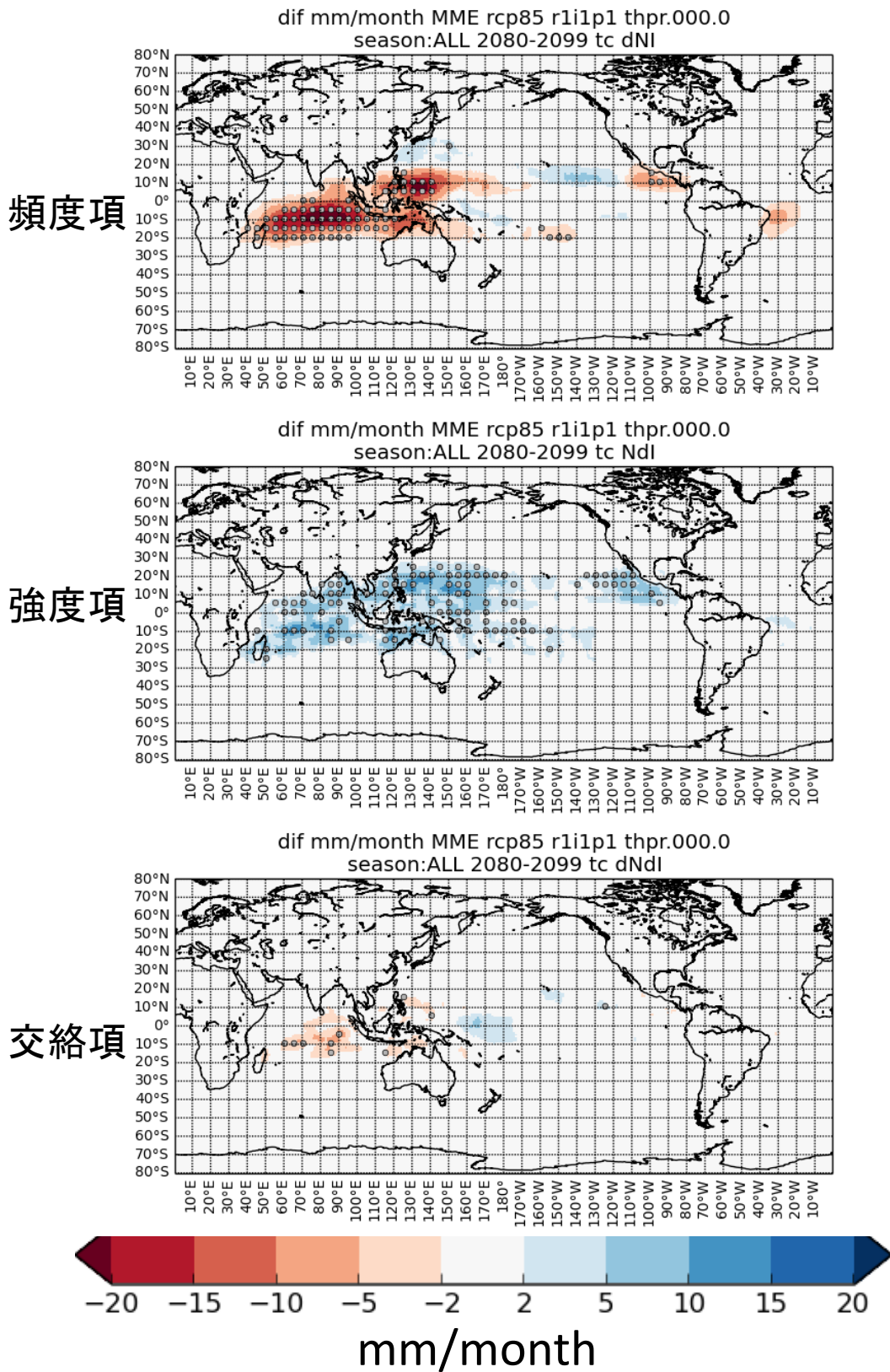


図 4-23 熱帯低気圧に伴う降水量変化に対する頻度変化・強度変化の影響分

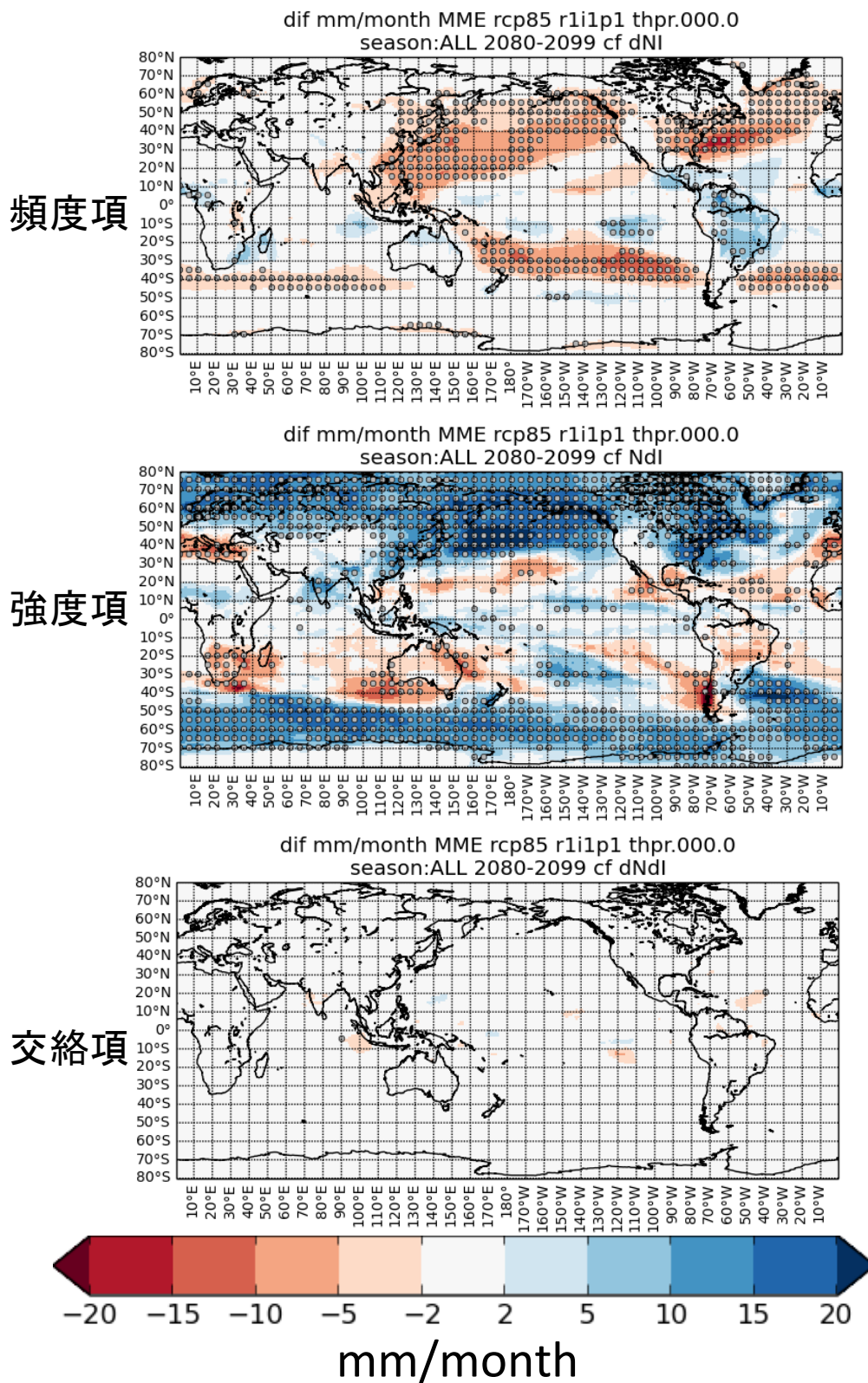


図 4-24 温帯低気圧に伴う降水量変化に対する頻度変化・強度変化の影響分

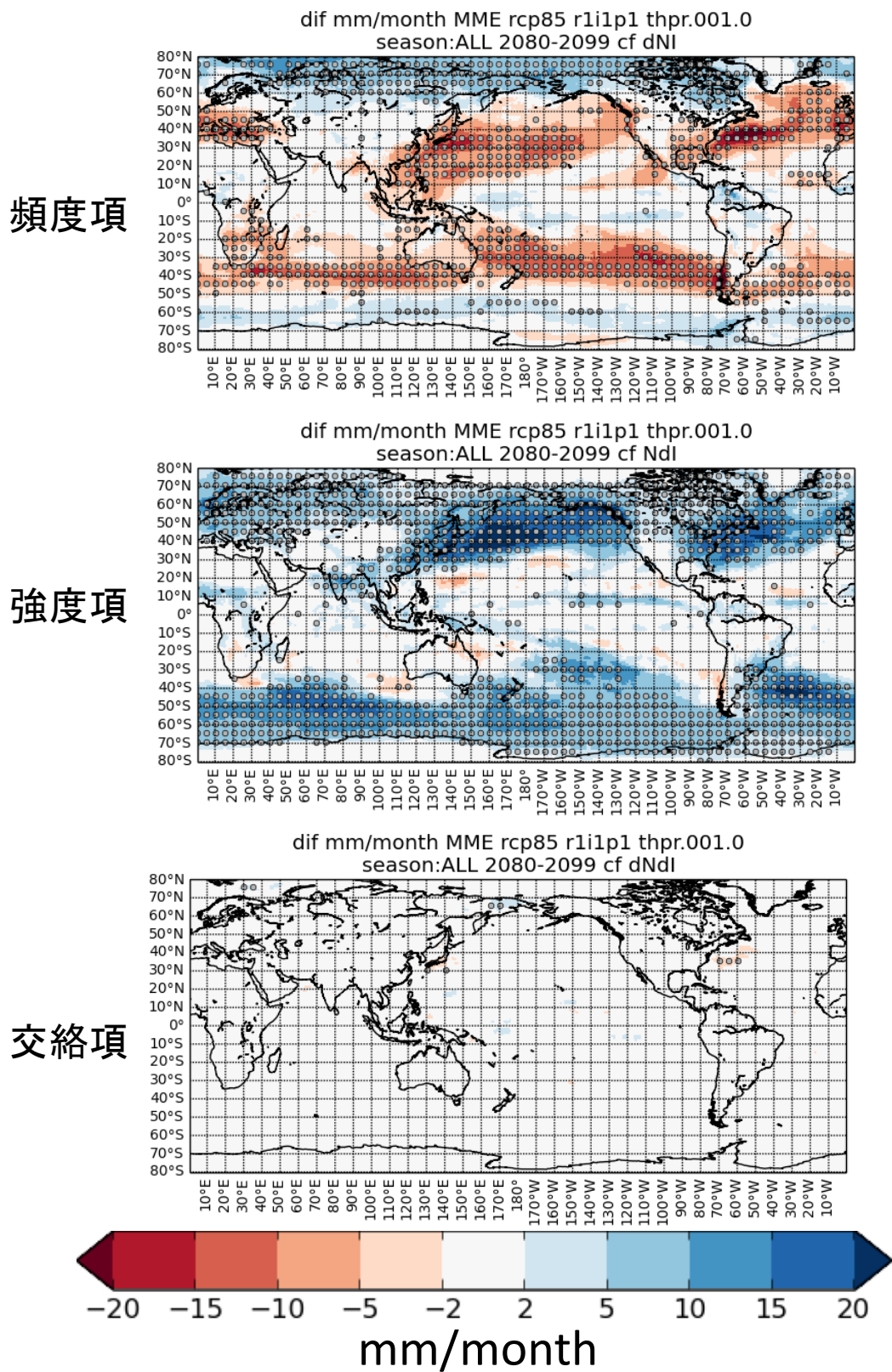


図 4-25 温帯低気圧に伴う降水量変化に対する頻度変化・強度変化の影響分
(1mm/dy 以上の降水をもたらす温帯低気圧を対象とした場合)

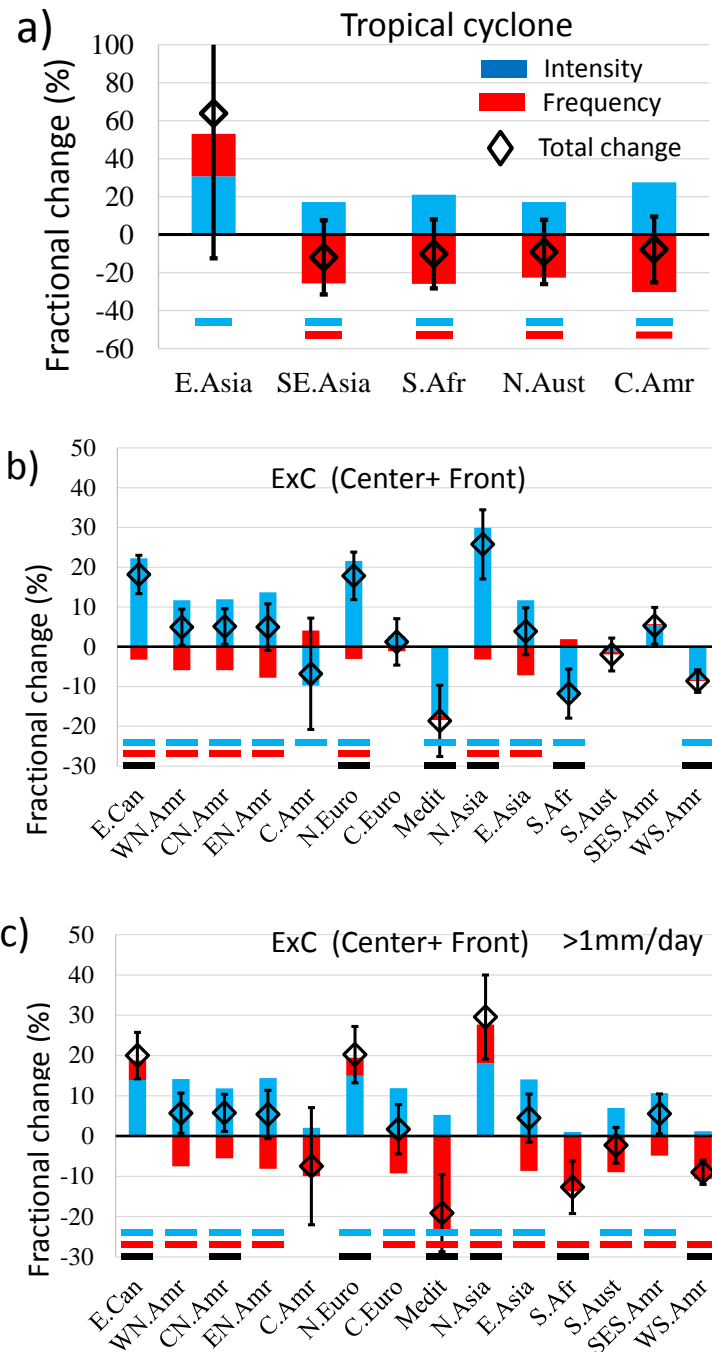


図 4-26 主要な地域における総降水量変化と強度項・頻度項のまとめ
 (a)熱帯低気圧、(b)温帯低気圧、(c)1mm/day 以上の降水量を対象にした場合の温帯低気圧。総降水量変化のエラーバーは 1σ 幅。総降水量、頻度、強度のモデルのアンサンブル平均の変化が有意（有意水準 5%、両側 t 検定）である場合は地域名の上に色付きの横棒を表示している（黒：総降水量変化、赤：頻度変化、青：強度変化）。

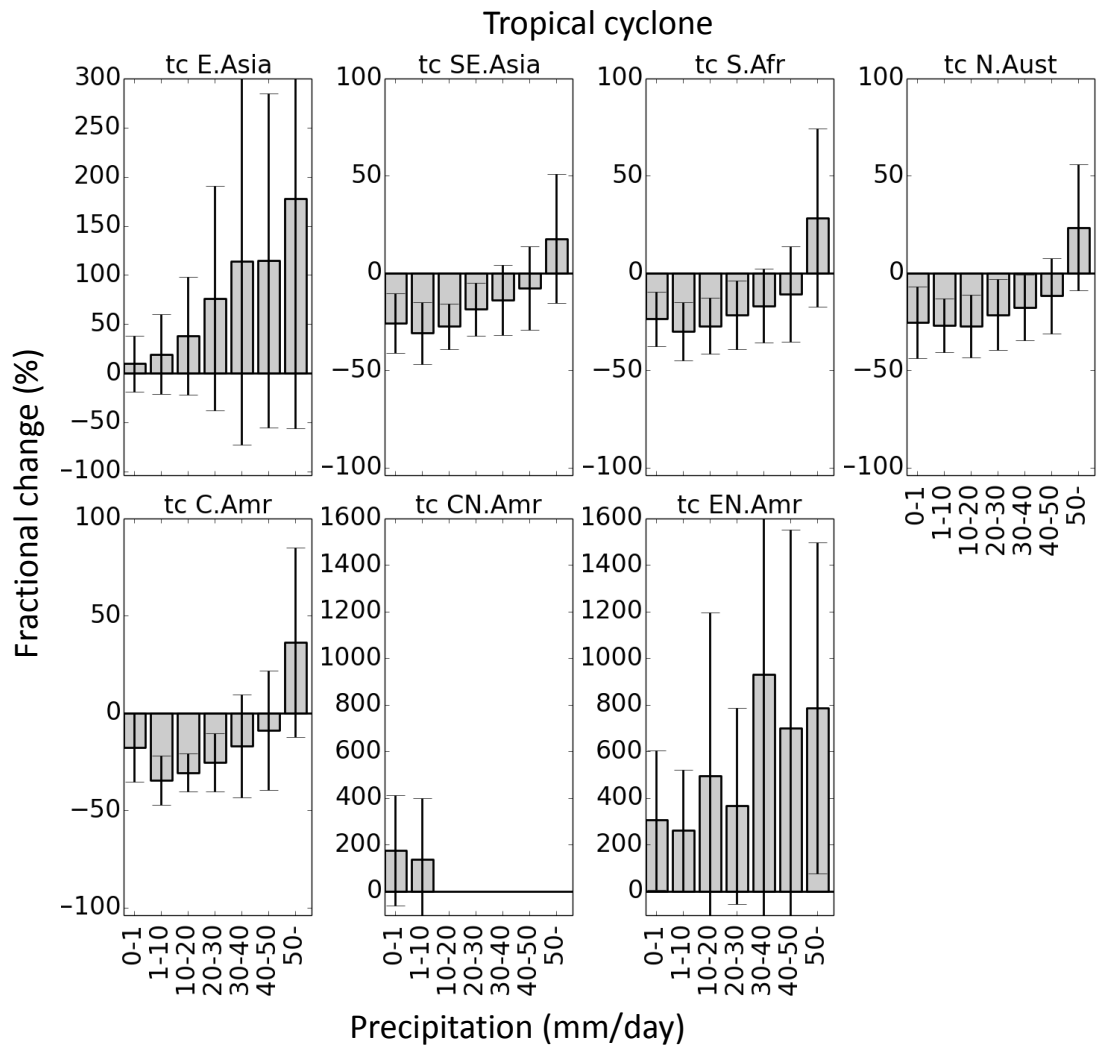


図 4-27 熱帯低気圧に伴う降水の降水強度別頻度変化

頻度変化は $(\text{将来気候の降水頻度} - \text{現在気候の降水頻度}) \div (\text{現在気候の降水頻度}) \times 100$ 。エラーバーはモデル間の標準偏差。

Extratropical cyclone (Center + Front)

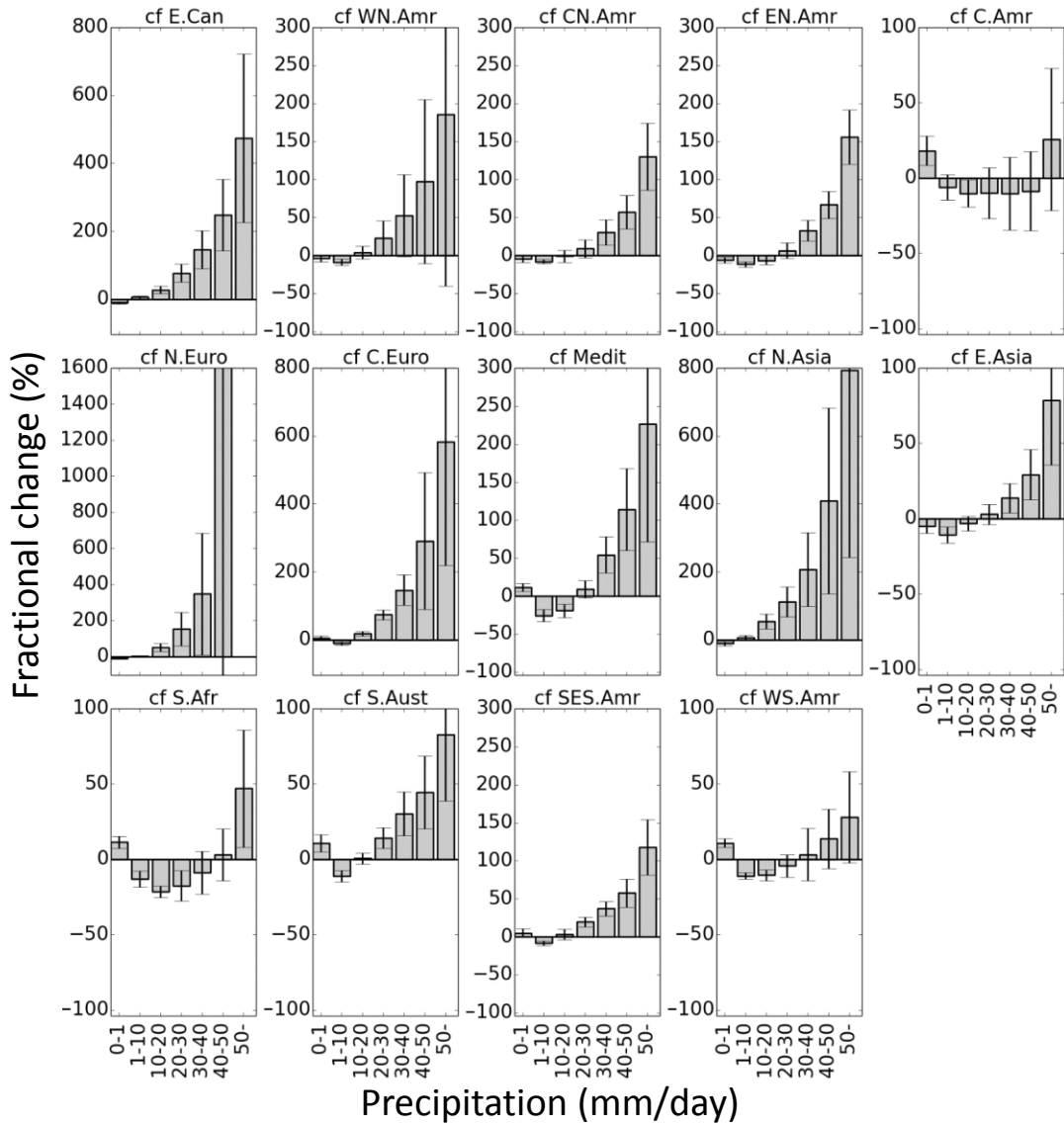


図 4-28 温帯低気圧に伴う降水の降水強度別頻度変化
 頻度変化は $(\text{将来気候の降水頻度} - \text{現在気候の降水頻度}) \div (\text{現在気候の降水頻度}) \times 100$ 。エラーバーはモデル間の標準偏差。

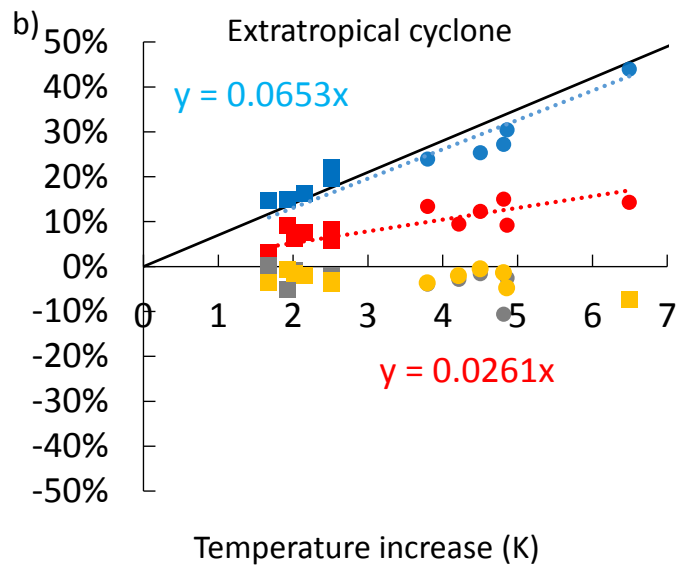
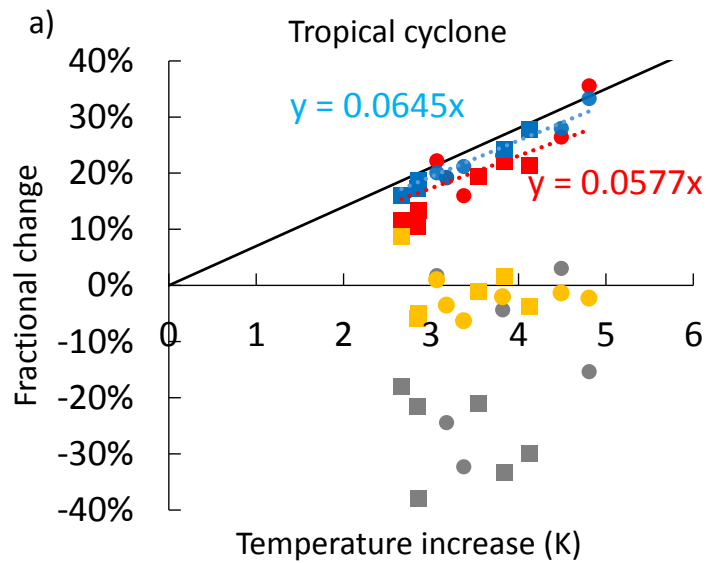
4.5.1. 強度項および頻度項と平均気温変化の関係

将来予測される気温上昇量は GCM によって異なる。気候変動による気温上昇の度合いが降水変化の各項にどのような影響を与えるのか。分解された各降水システムの降水変化

の各項と、GCM が予測する気温上昇量の関係を調べた (図 4-29)。なお、ここで主に着目する降水強度に関しては降水強度の下限閾値をわずかに変化させた場合 ($0 > \text{mm/day}$ から $> 1 \text{mm/day}$ に変更した場合) にも結果に大きな差は見られない。熱帯低気圧については 30°S - 30°N 、温帯低気圧 (温低中心および前線) については中緯度 (30°N - 60°N 、 30°S - 60°S) をそれぞれ南北半球に分けて平均し、各 GCM の値をプロットした。気温は地表面気温 (Surface air temperature) を用いた。

熱帯低気圧と温帯低気圧のどちらの降水に関しても、頻度変化と気温上昇度の大きさに明確な関係は見られない。一方、降水強度は気温上昇の大きい GCM および地域ほど大きな変化率を示す傾向がある。この傾向は特に熱帯低気圧の降水強度変化において顕著である。

気候変動が降水強度を変化させる要因として考えられるものの一つは、大気中の水蒸気量の変化である。気温上昇は Clausius-Clapeyron の関係により大気が含み得る水蒸気量を増加させ、降水強度の増加につながる。これは一般に熱力学的効果 (thermodynamic effect, thermodynamic change) と呼ばれる (Emori and Brown 2005; O’Gorman and Schneider 2009; Sugiyama et al., 2010)。実際に各 GCM が予測する水蒸気量 (混合比) をみると (図 4-29)、気温上昇度の大きさと共に水蒸気量も増加しており、その増加率は Clausius-Clapeyron の関係から予想されるおよそ $7\%/K$ と非常に近い増加率を示している。降水強度変化率と気温上昇度の関係を熱帯低気圧と温帯低気圧で比較すると、熱帯低気圧の降水強度変化率 ($5.7\%/K$) はより水蒸気量増加率に近い値を示している。



- ■ Frequency term
- ■ Intensity term
- ■ Mixing ratio
- ■ Upward mass flux

図 4-29 強度項・頻度項の平均気温変化依存性

縦軸は現在から将来への変化率（%）、横軸は各 GCM の地域平均地表面気温変化（K）。円形プロットは北半球（30°N-60°N：温帯低気圧、0°N-30°N：熱帯低気圧）の平均を示し、四角プロットは南半球（30°S-60°S：温帯低気圧、0°N-30°N：熱帯低気圧）を示す。同色・同形の各プロットは各 GCM の結果に対応する。黒実線は 7%/K の増加率を示し、破線は強度項と混合比の線形回帰直線（切片=0 としている）。

4.5.2. 考察

熱帯低気圧の降水頻度項の変化は主に熱帯低気圧自体の通過頻度の減少が反映されたものであると考えられる。Emanuel et al. (2008)はCMIP3世代の7つのGCMを解析し、南北インド洋、東南アジア、南太平洋、ユカタン半島の西側海上では熱帯低気圧の発生頻度が減少し、一方で北太平洋の中央部熱帯域から日本の南海上・台湾の東側付近まで北西に延びる海域や北大西洋（フロリダ半島の東海上付近）、そしてアラビア海において熱帯低気圧の発生頻度が増加することを示した。アラビア海および北大西洋での明確な頻度増加が見えない点を除けば（通過頻度と発生頻度の違いがあるものの）本研究で解析したGCMにおける熱帯低気圧も同様の頻度変化の地理的分布を示している。北西太平洋など一部を除いて熱帯低気圧の頻度が全般的に減少する傾向は、超高解像度モデルを用いた実験（Bengtsson et al., 2007; Sugi et al., 2009; Murakami et al., 2013）とも整合的であり、今回解析対象としたGCMの空間解像度（およそ $3^{\circ}\sim 1^{\circ}$ 程度）においても、通常の熱帯低気圧の頻度変化は高解像度モデルと同様に表現されていると言える。また、北西太平洋での熱帯低気圧の頻度変化についてはモデル間の予測一致度が低い点も共通している（Sugi et al., 2009）。解析対象領域のうち東アジアのみは熱帯低気圧に伴う降水頻度の増加が予測される。CMIP5世代の5つのGCMを解析した研究では台湾の東側海上および東シナ海における熱帯低気圧の発生頻度の増加が予測されており（Yokoi et al. 2012）、こうした海域での熱帯低気圧の発生頻度の増加が東アジア域における熱帯低気圧の降水頻度の増加の一因であると考えられる。ただし、本研究の解析では東アジア域における熱帯低気圧の降水頻度変化はモデル間の予測の一致度は低い。

ストームトラックの軸付近から極側にかけて温帯低気圧および前線の降水量の増加が見られていたが（図 4-10）、これは主に降水の強度の増加によるものであることがわかる（図 4-24）。一方、赤道側で見られた温帯低気圧および前線の降水量の減少は頻度の減少で説明される。

温帯低気圧のみに着目し降水の総量・強度・頻度変化を見ると、温帯低気圧に伴う降水変化を個別に扱った既往研究（Finnis et al. 2007; Zappa et al., 2013 など）と概ね同様の傾向であるが、例外もある。非常に弱い降水（1mm/day未満）も温帯低気圧に伴う降水に含めた場合、本研究では北半球高緯度における温帯低気圧の降水増加が予測され、その変化は主に温帯低気圧に伴う降水強度の増加によるものであった。そして同地域の温帯低気圧の降水頻度は若干ではあるが減少していた。気候モデルCCSM3を用いて北半球の9-5月の温帯低気圧に伴う降水の将来変化を調べたFinnis et al. (2007)もまた高緯度における温帯低気圧の降水増加を示しており、その増加原因は主に降水強度の増加によるものとしている。しかし彼らは降水頻度も、強度変化の大きさには及ばないものの増加するとしている。温帯低気圧に伴う降水頻度変化の不一致の原因として、ひとつは対象とする季節の違いが考えられるが、より重要であるのが対象とする降水の定義である。Finnis et al. (2007)は温帯低気圧中心の250km以内から伸びる連続した1.5mm/day以上のlarge scaleの降水（GCM内でlarge scale降水として発生しているもの）と、それと同じ位置に降る対流性

降水を温帯低気圧による降水と定義している。つまり 1.5mm/day 以下の強度の large scale の降水と、それと同地点で発生する対流性降水は考慮していない。そこで本研究の 1mm/day 以上の降水のみを対象とした解析結果（図 4-25 および図 4-26(c)）をみると、Finnis et al. (2007)と同様に高緯度では温帯低気圧に伴う降水の頻度が増加するという結果になる。降水の積算値と強度変化の傾向はほぼ変わらない。これは 1mm/day に満たないような非常に弱い降水をもたらす温帯低気圧は減少するが、それ以上の強度の降水をもたらす温帯低気圧は増加することを意味する。対象とする降水に非常に小さな閾値（1mm/day）をつけた場合の頻度項・強度項の結果の変化は、地中海、アフリカ南部～オーストラリア南部、南米南西端付近などストームトラック赤道側辺縁部の一部でも見られる。これらの地域において温帯低気圧に伴う降水の強度変化・頻度変化を考える場合には、非常に弱い降水を考慮するかどうか重要であると言える。なお、温帯低気圧による非常に強い降水の頻度はほぼすべての地域で増加する（図 4-28）。

強度項・頻度項とその不確実性が総降水量変化の予測に与える影響を解釈するために、熱帯低気圧と温帯低気圧および前線に伴う降水変化とそれぞれの強度項・頻度項を主要な地域（図 4-16）についてまとめたものが図 4-26 である。変化のアンサンブル平均値が大きいにも関わらず強度項・頻度項に統計的有意性が見られないケースは、予測の不確実性（モデル間のばらつき）が大きい為であると解釈できる。例えば東アジアにおいては熱帯低気圧の頻度項の不確実性が大きく、これが熱帯低気圧に伴う総降水量の不確実性の大きな原因になっている。また興味深いことに熱帯低気圧に伴う総降水量に有意な変化がみられない、または不確実性の大きい東南アジア、オーストラリア、中央アメリカにおいても、その強度および頻度に関しては有意な変化が見られる。これはたとえ熱帯低気圧に伴う総降水量の予測に大きな不確実性が伴っていても、その降水強度や降水頻度に関しては GCM の予測が（少なくとも複数のモデルで一致した傾向を予測するという点において）比較的確かな情報を提供してくれると考えることができる。

熱帯低気圧と温帯低気圧に伴う降水強度は気温上昇度に対して明確な関係が見られ、特に熱帯低気圧においては気温上昇に伴う水蒸気の増加率に比較的近い値（5.7%/K）を示した。強い降水ほど大気中の水蒸気量の影響を大きく受けると考えられ（Trenberth 2003）、一般に強い降水を伴うことの多い熱帯低気圧の降水強度の方が温帯低気圧より大気中の水蒸気量との関係が強いと考えられる。またここで示した結果から判断することはできないが、システムの発達プロセスの違いも影響している可能性がある。

最後に、熱帯低気圧においては降水強度の増加率が水蒸気量増加率と比較的近い値を示したものの、その間にはまだわずかな差がある点について考察する。Held and Soden (2006) は全球の降水平均強度を以下の式で近似できるとした。

$$P = Mq$$

ここで P は全球の降水平均強度、 M は降水域において境界層からそれより上の層へ単位時間に輸送される大気質量フラックス、 q は境界層の平均混合比である。水蒸気は全て凝結して降水になると仮定している。同様な考え方を仮に本研究で対象とした半球スケール（半球中緯度および半球熱帯域）に適用すると、降水強度増加率と混合比増加率の差は大気質量フ

ラックスで説明できるのではないかと考えた。つまり

$$\frac{\Delta P}{P} = \frac{\Delta Mq + M\Delta q + \Delta M\Delta q}{Mq} \cong \frac{\Delta M}{M} + \frac{\Delta q}{q}$$

と考える。ここで近似的に大気質量フラックスの変化率を 500hPa における鉛直 p 速度 (hPa/s) の変化率で代用し³、各気象システム降水域での大気質量フラックスの変化率 ($\Delta M/M$) を考えた。鉛直 p 速度はシステム半径内の上昇流域のみをサンプリングしているが、正味の値をサンプリングした場合も結果はほぼ変わらない。結果は図 4-29 の黄色プロットで示している。正の値は上向きフラックスの増加を表す。大気質量フラックスはやや減少するが、降水強度の変化率と混合比変化率の差を説明できるほどの減少ではないことがわかる。図からこれ以上の原因を探ることは難しいが、例えば上昇した水蒸気のうち降水として落下する割合を表す降水効率の変化などが影響しているのではないかと考えられる。

³近似的に静水圧平衡を仮定すると、 $\Delta p = -\rho g \Delta z$ から $\Delta p / \Delta t = -\rho g \Delta z / \Delta t$ 、つまり $\omega = -\rho g w$ となる。ここで p は気圧 (hPa)、 ρ は大気の密度 (kg m^{-3})、 g は重力加速度 (ms^{-2})、 z は高度 (m)、 t は時間 (s)、 ω は鉛直 p 速度 (hPa s^{-1})、 w は鉛直速度 (m s^{-1})。すると、ある高度面における大気の質量フラックス M は $M = \rho w = -\omega/g$ となり、大気質量フラックスの変化率は近似的に鉛直 p 速度の変化率で代用できる。

4.6. システム半径に対する感度

まとめに移る前に各降水システムに伴う降水量の将来変化がシステム半径の設定の仕方にどのような影響を受けるかを確認しておく。

表 4-2 は熱帯低気圧に伴う降水量の総量変化、頻度変化、強度変化を、熱帯低気圧のシステム半径を±25%変化させて比較している。システム半径を変えた場合も各項の変化の方向（符号）は変わらない。また変化の有意性判定も結果に差はない。システム半径を変えた場合の将来変化率の差が大きいのは東アジアの各項、オーストラリア北部の総量変化、中米の総量変化、北米中部の各項、北米東部の総量変化であるが、これらはいずれも統計的有意性判定で明確な変化がみられず、不確実性の大きい予測項である。

同様に温帯低気圧に伴う降水量変化の比較を表 4-3 に示す。温帯低気圧については温帯低気圧中心と前線のシステム半径を同時に±25%変化させて比較した。温帯低気圧の場合も地中海の頻度変化、オーストラリア南部の頻度変化、そして南米西部の頻度変化を除き変化の方向（符号）は変わらない。また変化の統計的有意性判定も一部（北米西部の総量変化、北米中部の総降水量変化と頻度変化、東南アジアの総量変化）を除き変わらない。

表 4-2 熱帯低気圧に伴う降水量変化のシステム半径に対する感度

主要な地域における熱帯低気圧に伴う降水量の総量変化 (total)、頻度変化 (Frequency)、強度変化 (Intensity)。熱帯低気圧のシステム半径を±25%変化させた場合と比較している。アスタリスクは統計的に有意な変化 (t 検定 : 5%水準)。

Fractional changes of each term (%)				
Region	system radius	Total	Frequency	Intensity
E.Asia	+25%	69.8	29.6	27.2 *
	±0%	63.9	22.3	30.7 *
	-25%	58.0	16.4	33.2 *
SE.Asia	+25%	-12.9	-26.7 *	17.4 *
	±0%	-12.0	-25.8 *	17.2 *
	-25%	-11.2	-24.6 *	16.3 *
S.Afr	+25%	-8.5	-25.3 *	21.8 *
	±0%	-10.1	-26.0 *	21.0 *
	-25%	-11.1	-26.2 *	19.9 *
N.Aust	+25%	-7.8	-22.8 *	19.2 *
	±0%	-9.1	-22.7 *	17.2 *
	-25%	-10.2	-22.3 *	15.5 *
C.Amr	+25%	-6.0	-31.6 *	30.5 *
	±0%	-7.8	-30.3 *	27.5 *
	-25%	-9.5	-28.4 *	23.3 *
CN.Amr	+25%	3319.9	59.5	434.6
	±0%	696.4	46.8	221.7
	-25%	155.7	31.6	25.7
EN.Amr	+25%	489.2	184.1	30.1 *
	±0%	447.8	193.0	33.0 *
	-25%	346.9	190.3	34.2 *

表 4-3 温帯低気圧に伴う降水量変化のシステム半径に対する感度

前表と同じ。ただし温帯低気圧について。

Region		Fractional changes of each term (%)		
		Total	Frequency	Intensity
E.Can	+25%	16.7 *	-4.7 *	22.5 *
	±0%	18.2 *	-3.2 *	22.2 *
	-25%	19.4 *	-2.1 *	22.0 *
WN.Amr	+25%	4.3	-7.2 *	12.6 *
	±0%	4.9	-5.9 *	11.7 *
	-25%	5.5 *	-4.8 *	11.0 *
CN.Amr	+25%	4.4	-7.0 *	12.6 *
	±0%	5.1	-5.9 *	11.9 *
	-25%	5.6 *	-4.9	11.2 *
EN.Amr	+25%	4.0	-9.2 *	14.5 *
	±0%	4.9	-7.8 *	13.7 *
	-25%	5.8	-6.2 *	12.8 *
C.Amr	+25%	-8.7	4.3	-11.1 *
	±0%	-6.8	4.1	-9.8 *
	-25%	-5.4	3.6	-8.3 *
N.Euro	+25%	16.4 *	-4.9 *	22.5 *
	±0%	17.8 *	-3.0 *	21.6 *
	-25%	18.7 *	-1.7 *	20.9 *
C.Euro	+25%	1.6	-1.4	3.5
	±0%	1.2	-1.1	2.7
	-25%	1.2	-0.9	2.3
Medit	+25%	-18.1 *	0.3	-17.8 *
	±0%	-18.7 *	-1.0	-17.4 *
	-25%	-18.8 *	-2.0	-16.9 *
N.Asia	+25%	24.6 *	-4.7 *	30.8 *
	±0%	25.8 *	-3.2 *	29.9 *
	-25%	26.6 *	-2.0 *	29.1 *
E.Asia	+25%	3.1	-7.9 *	11.8 *
	±0%	3.9	-7.2 *	11.7 *
	-25%	4.6	-6.4 *	11.6 *
S.Afr	+25%	-12.1 *	3.0	-14.3 *
	±0%	-11.8 *	1.9	-13.1 *
	-25%	-11.5 *	0.9	-12.1 *
S.Aust	+25%	-0.9	0.1	-1.1
	±0%	-1.9	-0.7	-1.2
	-25%	-2.5	-1.0	-1.5
SES.Amr	+25%	5.6 *	0.4	5.8
	±0%	5.3	0.3	5.4
	-25%	5.1	0.3	5.0
WS.Amr	+25%	-7.6 *	0.0	-7.5 *
	±0%	-8.6 *	-0.3	-8.3 *
	-25%	-8.9 *	0.0	-8.9 *

4.7. まとめ

本章では将来の降水変化に対する各気象システムの寄与度や、各地域における総降水量に占める各気象システム由来の降水の割合の将来変化を調べた。以下これをまとめる。

- 南インド洋の熱帯～亜熱帯域を南西に延びる総降水量の減少域では、その減少の 30-50%が熱帯低気圧による降水量の変化で説明される。フィリピン東海上などの北西太平洋熱帯域では総降水量減少のおよそ 30-50%、北西太平洋の低～中緯度域（15° N～30° N）では総降水量増加の 10-50%が熱帯低気圧によるものであるが、この予測のモデル間の合意度は低い。また強い降水の変化に着目すると、北西太平洋の低～中緯度の降水増加への熱帯低気圧の寄与度はさらに大きい。熱帯低気圧に伴う降水量減少は主に降水頻度の減少によるもので、降水量の増加は主に降水強度の減少によるものであった。
- 温帯低気圧（温低中心および前線）に伴う降水量変化に見られる特徴はストームトラック域の軸から極側にかけての降水量増加、そしてストームトラック域の赤道側辺縁部での降水量減少である。温帯低気圧に伴う降水量の変化は太平洋、大西洋、南インド洋の中高緯度、および北ヨーロッパ、東アジア、北米、南米などの陸域の中高緯度における降水量増加の主要な要因であり、寄与度は 70%以上になる。また地中海周辺や南北太平洋、および南インド洋のストームトラック域の赤道側辺縁部における降水量の減少は 70%以上が温帯低気圧の降水量減少によって説明される。強い降水の変化に着目すると、中高緯度における降水の増加に対する温帯低気圧の寄与度はさらに大きくなる。温帯低気圧に伴う降水量の減少は主に降水頻度の減少、降水量の増加は主に降水強度の増加によるものであった。ただし高緯度および地中海、アフリカ南部～オーストラリア南部、南米南西端付近などのストームトラック赤道側辺縁部では非常に弱い降水（<1mm/day）を考慮するかどうかで頻度変化・強度変化の寄与度が変わることがわかった。
- 「その他」に分類される降水量の変化は南インド洋を除く熱帯域の降水量変化のほとんど全量を説明する。
- 熱帯低気圧による降水総量は減少する地域・増加する地域の両者が確認されたが、熱帯低気圧に伴う非常に強い降水（日降水量 99.9 パーセントイル以上）は中米、東南アジア、南アジア、アフリカ南部、オーストラリア北部、東アジアといった熱帯低気圧の影響を受ける主要な地域のどこにおいても増加する。特に東アジアや東南アジア、南アジアでは非常に強い降水量増加のおよそ 2 割程度を熱帯低気圧が説明する。オーストラリア北部では 6 割近くを説明する。温帯低気圧による降水についても、降水総量は減少・増加のどちらも確認されるが、非常に強い降水は温帯低気圧に伴う降水は増加する。中・高緯度など元々温帯低気圧の寄与度が大きい地域では、強い降水になるほど降水変化への温帯低気圧の寄与度が大きい傾向がある。
- 現在気候でみられる総降水量に対する各気象システム由来の降水の割合は、気候変動

により南インド洋の低緯度（5° N～20° N：熱帯低気圧による降水割合の減少、「その他」の降水割合の増加）や北太平洋・北大西洋の低～中緯度（15° N～30° N：温帯低気圧の降水割合の減少、「その他」の降水割合の増加）で変化する。強い降水に着目した場合に特徴的な点は、北太平洋・北大西洋の低～中緯度（15° N～30° N：温帯低気圧の降水割合の減少、熱帯低気圧の降水割合の増加）での変化であった。降水の原因となる気象システムの寄与度のバランスがある地域の気候を特徴づける要因であると考えれば、ここで確認されたような寄与度のバランスが変化する地域はその属する気候帯自体が変わる地域であると解釈することもできる。

- モデル間の予測の合意度の観点から見た予測の不確実性に注目すると、熱帯低気圧に伴う総降水量変化の不確実性は大きいもののその強度および頻度に関しては有意な変化が見られた。たとえ総降水量の予測に大きな不確実性が伴っていても、その降水強度や降水頻度に関しては GCM が比較的確かな予測情報を提供してくれることを示唆している。総降水量だけでなく強度や頻度の変化に関する情報に注目する水文学にとって、こうした考え方は GCM が予測する情報のうちどのような情報がより確かか活用できるかを判断する一つの方策になり得る。
- 気象システム別の降水強度は気温上昇の大きい GCM および地域ほど大きな変化率を示す傾向があった。この傾向は特に熱帯低気圧の降水強度変化において顕著であった。これは、気温の予測幅を小さくすることができれば、降水強度変化の予測の不確実性の幅を小さくできる可能性を示唆している。

最後に AR5 WGI (IPCC, 2013) の Table14.3 でまとめられた気象システムの変化の特徴と本研究で明らかにした降水量変化に対する各システムの寄与度を併せて一覧する表 4-4 を示す。また各システムに伴う降水量変化と総降水量変化の関係の概念図を図 4-30 にまとめる。なお AR5 WGI Table 14.3 では各地域の気候の将来変化に影響する主な現象（“major phenomena”）として“Tropical cyclones”と“Extratropical Cyclones”の他、“Monsoon Systems”、“Tropical Phenomena”、“ENSO”、“Annular and Dipolar Modes”を取り上げている。これらのうち、“ENSO”と“Annular and Dipolar Modes”は本研究で扱う気象システムとは時間・空間的スケールが大きく異なる。このためこれらを除く“Monsoon Systems”と“Tropical Phenomena”が本研究における「その他」のシステムの一部であるとして表 4-4 で整理した。

表 4-4 主要地域における降水変化のまとめ

※表は次のページから示す

傾斜文字は IPCC Table14.3 の情報。他の表記は本研究による追加情報。「Contribution」欄は上から

- (1 段目) 将来変化に対する寄与度評価 (図 4-18 を再掲)
- (2 段目) 年総降水量の現在・将来比較 (図 4-22 を再掲)
- (3 段目) 非常に強い降水積算量の現在・将来比較 (図 4-17 を再掲)
- (4 段目) 各気象システム由来の降水割合の変化 (図 4-17 を再掲)。

グラフの色は赤色：熱帯低気圧、青色：温帯低気圧、黄色：「その他」。熱帯低気圧および温帯低気圧の平均降水量（総降水量）変化の項目における「平均強度」と「頻度」の記述はそれぞれの気象システムに伴う降水の平均強度と総頻度の変化を表す。頻度変化の記述における「非常に弱い降水」は日降水量 1mm/day 以下程度の降水、「弱い降水」は 1mm/day～10mm/day 程度であり、各気象システムに伴う降水の強度別頻度変化の 6 モデル平均 (図 4-27 および図 4-28) を参照している。モデル降水量のバイアス補正を行っていない点は注意。

表 4-4 のつづき

North America	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions			
		<ul style="list-style-type: none"> • IPCC Table 14.3 に記述なし • 本研究で解析した GCM おいては大西洋で検出される TC は少なく、また TC による降水量の変化も大きくない。 	<ul style="list-style-type: none"> • ExC の降水の増加により冬季降水量が大きく増加@北米大陸の北側 3 分の 1 • 平均降水量増加への寄与：北米中緯度 0.5 前後（平均強度増、総頻度減）、高緯度 0.8 前後（平均強度増、非常に弱い降水の頻度は減、それ以上の降水の総頻度は増）。 	Monsoon	Tropical Phenomenon	Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others			
				<ul style="list-style-type: none"> 連続する無降水日が増加 	<ul style="list-style-type: none"> ITCZ のシフト (ENSO の変化に無関係なもの) が冬季の降水に影響 				
Extreme	TC	<ul style="list-style-type: none"> • TC の中心付近の豪雨が増加@米国とメキシコの西岸、メキシコ湾、米国およびカナダ東岸 • 北米西部および東部で TC に伴う強い降水（および非常に強い降水）が増加するが、総変化に対する寄与は小さい。 	ExC	Others					
				Monsoon	Tropical Phenomenon				
				<ul style="list-style-type: none"> IPCC Table 14.3 に記述なし 	<ul style="list-style-type: none"> IPCC Table 14.3 に記述なし 	<ul style="list-style-type: none"> • 平均降水量増加への「その他」の寄与は北米中緯度においては 0.5 前後、より高緯度では 0.2 程度。 			
		TC	ExC	Monsoon	Tropical Phenomenon	<ul style="list-style-type: none"> • 平均降水量の変化と比較し、強い降水（および非常に強い降水）では降水量増加への「その他」の寄与は小さい。 			

表 4-4 のつづき

Central America and Caribbean	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others
				Monsoon	Tropical Phenomenon	
		<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし ・ 平均降水量変化への TC の寄与はほとんどない（平均強度は増加、総頻度は減少）。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし ・ 平均降水量は微減。平均降水量変化への ExC の寄与は -0.4 程度（非常に弱い降水の頻度は増加、それ以上の降水の総頻度は減少）。 	平均降水量が減少	北太平洋東部の ITCZ が南方にシフトしたら、中央米の南部の降水量が減少	<ul style="list-style-type: none"> ・ 「その他」に伴う総降水量は減少。平均降水量の変化への「その他」の寄与は -0.6 程度（減少）。
<ul style="list-style-type: none"> ・ TC の中心付近の豪雨が増加 @ 東岸および西岸 ・ 強い降水および非常に強い降水の総変化に対する TC の寄与は 0.2 程度 	<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし ・ ExC に伴う強い降水および非常に強い降水は増加。 ・ 非常に強い降水の総変化に対する ExC の寄与は 0.3 程度。 	IPCC Table 14.3 に記述なし	IPCC Table 14.3 に記述なし	<ul style="list-style-type: none"> ・ 「その他」の強い降水および非常に強い降水は増加。 ・ 強い降水および非常に強い降水の総変化に対する「その他」の寄与はそれぞれ 0.7 および 0.5 程度。 		

表 4-4 のつづき

South America	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions		
		-	<ul style="list-style-type: none"> ExC 発生域の南方への移動により南端の降水量が増加。 南米西部では平均降水量がわずかに減少。ExC の寄与は -0.8 程度 (非常に弱い降水の頻度は増、それ以上の降水の総頻度は減)。 南米南東部では平均降水量がわずかに増加。増加のほぼ全てが ExC の寄与 (平均降水強度は増加。非常に弱い降水の頻度は増加、弱い降水の頻度は減少、それ以上の降水の総頻度は増加) 	Monsoon	Tropical Phenomenon	Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others		
				Amazon	SACZ の南方への移動によって南東部の降水量が減少			
				アマゾン、南米西部、南米南東部では「その他」の降水総量は減少。				
Extreme	-	TC	ExC	Others				
			<ul style="list-style-type: none"> IPCC Table 14.3 に記述なし 南米西部、南東部では強い降水および非常に強い降水が増加し、非常に強い降水の増加に対する ExC の寄与は南米西部で 0.3 程度、南米南東部では 0.9 程度。 アマゾン周辺における ExC はアンデス山脈やギアナ高地など高標高域における熱的低気圧を検出している可能性がある。 	Monsoon	Tropical Phenomenon			
			<ul style="list-style-type: none"> 強い降水が増加。 IPCC Table 14.3 に記述なし 南米西部での非常に強い降水の増加に対する「その他」の寄与は 0.7 程度。 南米南東部での非常に強い降水の増加に対する「その他」の寄与は 0.1 程度。 アマゾンでの非常に強い降水の増加に対する「その他」の寄与は 0.8 程度。ただし高標高域での ExC が温帯低気圧以外を検出している場合、「その他」の寄与はさらに大きい可能性がある。 					

表 4-4 のつづき

Europe and Mediterranean	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions		
		-	<ul style="list-style-type: none"> 地中海東部における ExC による降水の頻度は減少。 地中海では平均降水量減少。ExC の寄与は-0.9 程度（非常に弱い降水の頻度は増加、それ以上の降水の総頻度は減少）。 ヨーロッパ中央部および北部における平均降水量は増加。平均降水量の増加に対する ExC の寄与は両地域で 0.9 程度（中央部は平均強度増加、総頻度は減少。北部は平均強度増加、非常に強い降水の頻度は減少、それ以上の降水の総頻度は増加） 	Monsoon	Tropical Phenomenon	Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others		
				-	-			
Extreme	TC	ExC	Others		Contributions			
-	<ul style="list-style-type: none"> 地中海東部における ExC による強い降水が増加。 ヨーロッパおよび地中海における強い降水および非常に強い降水は増加し、そのほぼ全てが ExC の寄与による。 	Monsoon	Tropical Phenomenon					
		-	-					

表 4-4 のつづき

Africa	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions		
				Monsoon	Tropical Phenomenon	Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others		
		-	<ul style="list-style-type: none"> ・アフリカ南西部で ExC による降水の頻度が減少。 ・アフリカ南部の平均降水量は減少。ExC の寄与は -0.6 程度 (非常に弱い降水の頻度は増加、それ以上の降水の総頻度は減少)。 	アフリカ西部で夏季の降水が増加。	<ul style="list-style-type: none"> ・ ITCZ のシフトによりアフリカ東部の降水増加。 ・大西洋またはインド洋の SST の変動によりアフリカ西部と東部の降水量が変化。 	<ul style="list-style-type: none"> ・アフリカ南部で平均降水量減少。「その他」の寄与は -0.4 程度。 ・アフリカ東部で平均降水量がわずかに増加。「その他」の寄与が大部分。 		
Extreme	TC	ExC	Others					
	<ul style="list-style-type: none"> ・マダガスカルを含む大陸東岸で TC 中心付近の豪雨増加。 ・アフリカ南部 (マダガスカルを含む) の非常に強い降水の増加に対する TC の寄与 0.2 程度。 	<ul style="list-style-type: none"> ・アフリカ南西部で ExC による強い降水が増加。 ・アフリカ南部における非常に強い降水の増加に対する ExC の寄与は 0.2 程度。 	IPCC Table 14.3 に記述なし	IPCC Table 14.3 に記述なし	非常に強い降水の増加に対する「その他」の寄与はアフリカ南部で 0.1 程度、アフリカ西部で 0.7 程度、アフリカ東部で 0.7 程度。			

表 4-4 のつづき

East Asia	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others
		<ul style="list-style-type: none"> ・IPCC Table 14.3 に記述なし ・TC に伴う降水量のマルチモデル平均は増加(平均強度は増加、総頻度も増加) するが、モデル間の予測差が大きい。 	<ul style="list-style-type: none"> ・冬季の降水量が減少 ・ExC に伴う降水量のマルチモデル平均は増加(平均強度は増、総頻度は減) するがモデル間の予測差が大きい。 	Monsoon	Tropical Phenomenon	
						<ul style="list-style-type: none"> 夏季の東アジアモンスーン循環の強化で夏季の降水が増加
Extreme	TC	ExC	Others			
	<ul style="list-style-type: none"> ・日本および日本海東シナ海沿岸部で TC の中心付近の強い降水が増加 ・非常に強い降水の増加に対する TC の寄与は 0.1 程度。 	<ul style="list-style-type: none"> ・IPCC Table 14.3 に記述なし ・非常に強い降水の増加に対する ExC の寄与は 0.7 程度。 	<ul style="list-style-type: none"> IPCC Table 14.3 に記述なし 	<ul style="list-style-type: none"> IPCC Table 14.3 に記述なし 	非常に強い降水の増加に対する「その他」の寄与 0.2 程度。	

表 4-4 のつづき

South Asia	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others
				Monsoon	Tropical Phenomenon	
		<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし ・ 平均降水量の増加に対する TC の寄与は 0.1 程度。 	-	<ul style="list-style-type: none"> ・ インドモンスーンの強化で夏季降水量が増加 	<ul style="list-style-type: none"> ・ MJO に関連するモンスーン季の少雨期間 (monsoon break) の降水偏差が増大 	平均降水量に対する「その他」の寄与は 0.7 程度。
Extreme	TC	ExC	Others			
<ul style="list-style-type: none"> ・ ベンガル湾およびアラビア海沿岸で TC の中心付近の豪雨が増加 ・ 非常に強い降水の増加に対する TC の寄与は 0.2 程度。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし ・ 非常に強い降水の増加に対する ExC の寄与は 0.4 程度。ただし、南アジアにおいて ExC として検出される低気圧にはモンスーン低気圧が含まれる可能性がある。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし 	<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし 	非常に強い降水の増加に対する「その他」の寄与は 0.4 程度。		

表 4-4 のつづき

Southeast Asia	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others
				Monsoon	Tropical Phenomenon	
		<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし ・ TC に伴う降水量のマルチモデル平均値は減少する（平均強度は増、総頻度は減）が、モデル間の予測差が大きい。 	-	インドネシア周辺 <i>(Maritime continent)</i> の 降水量減少	IOD 的な温暖化パターンによって インドネシアの7月・8月の平均降水量が減少	
東南アジア全体では「その他」の降水は増加。ただしスマトラ島西部付近で「その他」の降水が減少する（モデル間の予測一致度は低い）。						
Southeast Asia	Extreme	TC	ExC	Others		Contributions Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others
				Monsoon	Tropical Phenomenon	
		<ul style="list-style-type: none"> ・ 南シナ海・タイランド湾・アンダマン海で TC の中心付近の豪雨が増加 ・ 非常に強い降水の増加に対する TC の寄与は 0.3 程度。 	-	IPCC Table 14.3 に記述なし	IPCC Table 14.3 に記述なし	
「その他」に伴う強い降水は増加。「その他」に伴う非常に強い降水はマルチモデル平均値では増加するが、モデル間の予測差が大きい。						

表 4-4 のつづき

Australia and New Zealand	Mean (Total)	TC	ExC	Others		Contributions			
		<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし ・ オーストラリア北部における TC 総降水量はほぼ変化なし（平均強度は増加、総頻度は減少） 	<ul style="list-style-type: none"> ・ IPCC Table 14.3 に記述なし ・ オーストラリア南部では ExC に伴う降水量のマルチモデル平均値は減少する（非常に弱い降水の頻度は増加、それ以上の降水の総頻度は減少）が、モデル間の予測差が大きい。 	Monsoon	Tropical Phenomenon	Red: TC, Blue: ExC, Yellow: Others			
				<p>オーストラリア北部のモンスーン降水量が減少。</p>	<p>SPCZ が東西方向に伸びる（zonal SPCZ episodes）頻度の増加によりオーストラリア北東部の降水量は減少。</p>				
Extreme	<ul style="list-style-type: none"> ・ オーストラリア東岸・西岸・北部で TC の中心付近の豪雨が増加 ・ オーストラリア北部では TC に伴う強い降水はモデル間の予測差が大きいが、TC に伴う非常に強い降水は増加。TC の寄与は 0.6 程度。 	<ul style="list-style-type: none"> ・ ExC による強い降水が増加。 ・ オーストラリア南部では強い降水および非常に強い降水が増加し、そのほぼすべてが ExC の寄与による。 	Others		<p>オーストラリア北部および南部では「その他」の降水量のマルチモデル平均値は減少するが、モデル間の予測差が大きい。</p>				
			Monsoon	Tropical Phenomenon					
			<p>IPCC Table 14.3 に記述なし</p>	<p>IPCC Table 14.3 に記述なし</p>		<p>オーストラリア北部では非常に強い降水の増加に対する「その他」の寄与が 0.1 程度。</p>			

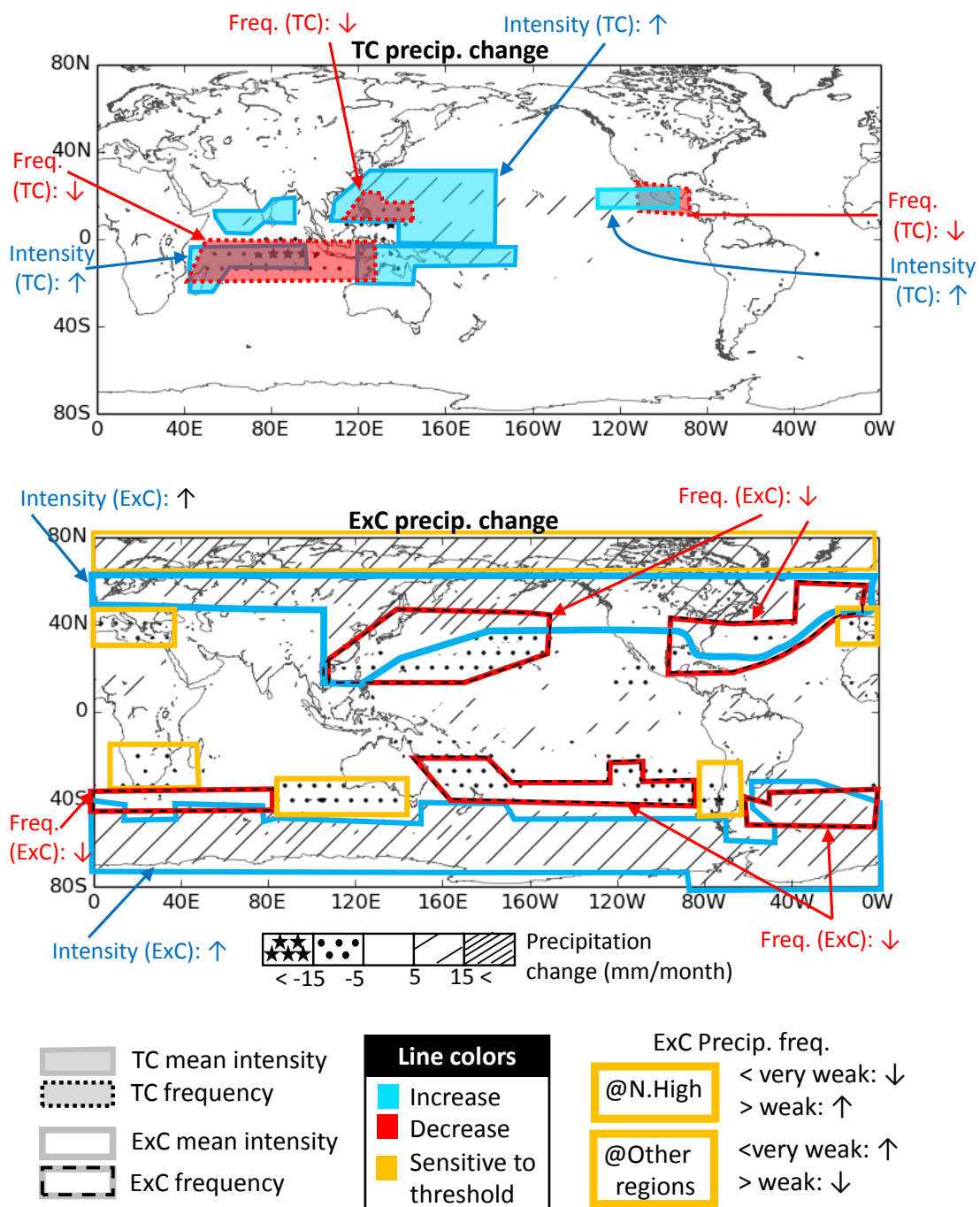


図 4-30 将来の降水量変化とその要因の概念図

上図：熱帯低気圧。下図：温帯低気圧。背景は各システムに伴う総降水量の将来変化。実線（破線）は平均降水強度変化（降水頻度変化）。中塗りは熱帯低気圧、中抜き領域は温帯低気圧。青色：降水量増方向への寄与、赤色：降水量減少方向への寄与。温帯低気圧の黄色領域は非常に弱い降水の頻度変化とそれ以上の降水の頻度変化が異なる領域。全6モデルの変化の符号が一致し、かつ総降水量変化への各システムの寄与が0.3以上の領域のみ枠線で示している。

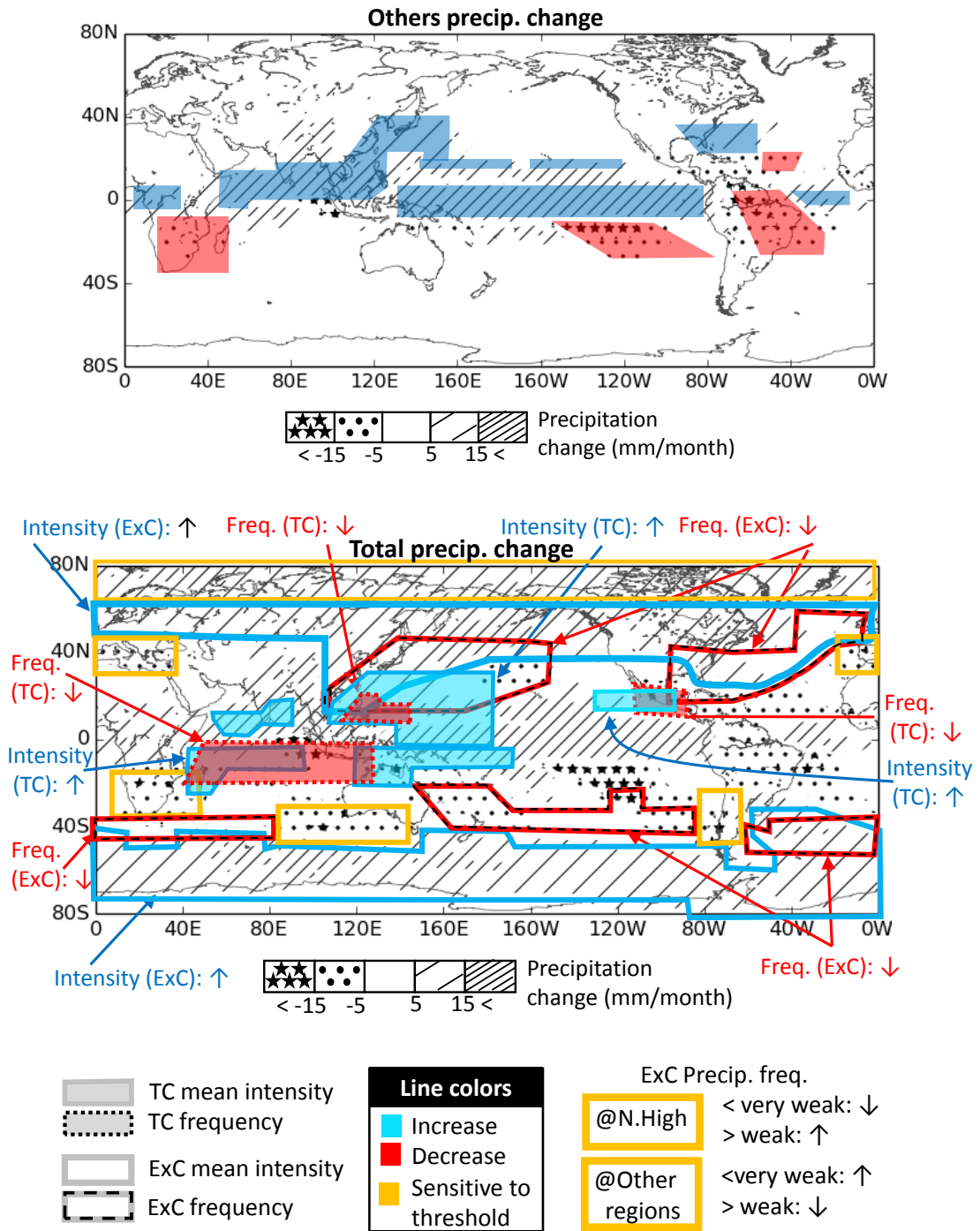


図 4-30 のつづき。

上図：「その他」の降水量変化。全 6 モデルの変化の符号が一致し、かつ総降水量変化への各システムへの寄与が 0.3 以上の領域を色付き領域で示している。

下図：総降水量変化（背景）と、熱帯低気圧および温帯低気圧に伴う降水量変化（色付き枠線領域）の関係。煩雑になるため「その他」の変化領域は表示していない。

5. 観測データにおける極端な降水量と地表面 気温の関係

5.1. 既往の研究と本章の構成

前章において、気温上昇度の大きい GCM ほど降水強度の増加率が大きいことがわかった。これには気温上昇に伴う大気中の水蒸気量の増加が関係していると考えられる。気温変化とそれに伴う大気中水蒸気量の変化には特に極端に強い降水の強度ほど敏感であることが予想される (Trenberth et al., 2003)。では、実際に観測された極端な降水強度は気温の変化に対してどのような反応を示すのか。本章では観測データに基づき、極端な降水強度と地表面気温の関係を調べた。

気温上昇は Clausius-Clapeyron の関係 (CC 関係) によって大気を含みうる水蒸気量を指数関数的 ($\sim 7\%/K$) に増加させる。それによって水蒸気と同程度の増加率かそれ以上の速度で極端な降水の強度は増加する可能性があると考えられている (Trenberth et al., 2003)。数値モデルを用いた多くの実験によって、極端な日降水強度は気温上昇に従い CC 関係に近い増加率 ($\sim 7\%/K$; CC 変化率) で増加すると予測されている (Allen and Ingram, 2002; Pall et al., 2007; Kharin et al., 2007)。しかし一方で、大気の循環の変化を考慮すれば極端な降水強度の増加率が CC 変化率から乖離することも当然考えられる (O’Gorman and Schneider, 2009; Sugiyama et al., 2010)。従って気温変化に伴う極端な降水強度の変化を CC 変化率で説明することができるかは未だ明らかになっていない。

そうしたなか、オランダの De Bilt における地上観測データを解析した Lenderink and van Meijgaard (2008)は、極端な日降水量は日平均の地表面気温 (T_a) が高い日ほど強い強度を示し、気温変化に対する極端な日降水量の変化率は $8-10^\circ C$ 程度の気温までは CC 変化率と同程度になり、それ以上の気温では CC 変化率よりも小さい変化率 (“sub-CC 変化率”) となることを示した。気温変化に対する同様の関係はより時間スケールの短い極端な 1 時間降水量についても見られた。ただし時間スケールを 1 時間とした場合、気温の高い条件では降水量の増加率は CC 変化率より大きい値 (“super-CC 変化率”) であった。この super-CC 変化率については、層状性降水と対流性降水の相対的な割合の変化によって CC 変化率からの上方乖離が起きているのではないかとの議論もある (Haerter and Berg, 2009)。

オランダ・De Bilt における研究と同様の方法でヨーロッパ域を覆う空間解像度 0.44° の観測降水データプロダクトを解析した Berg et al. (2009)は、日降水量極値は冬季には気温上昇と共に増加し、その増加率は CC 変化率で制限されていること、そして夏季には日降水量極値は気温が高いほど小さくなる傾向があったとした。またオーストラリアの地上観測データを解析した Hardwick Jones et al. (2010)は、日降水量極値は日平均気温 $20-26^\circ C$ 程度までは気温上昇と共に増加するが、その変化率は必ずしも CC 変化率に従うものではないとした。一方で 30 分以下の時間スケールでは CC 変化率に近い日降水量極値の増加率が見

られた。

このように降水量極値と気温の関係についていくつかの地域で研究が行われてきたが、対象とされる地域が限られており、そうした研究で見られた傾向がどの程度一般的であるかは不明である。そこで本研究は全球の観測データを用いて以下の疑問に答えることを目的とする。

- 日平均気温 (T_a) の上昇に伴う日降水量極値の増加または減少はそれぞれ世界のどの地域のどの気温範囲で見られるのか
- 日平均気温が高い日ほど日降水量極値が大きい場合、その変化率は CC 変化率に近い値を示すのか
- 日平均気温が高い日ほど日降水量極値が小さい場合、日降水量極値の減少は降水の強度の減少によるものか、降水持続時間によるものか

CC 変化率は本来、気温の関数 (例えば 0°C では $\sim 7.3\%/^{\circ}\text{C}$ 、 20°C では $\sim 6.2\%/^{\circ}\text{C}$) であるが、本研究では簡単のため $7\%/^{\circ}\text{C}$ を CC 変化率の代表値として用いることにする。また降水の存在自体が地表面気温 (T_a) に影響する可能性があることも注意が必要であるが、本研究では主に T_a は降水量強度に影響を与える要因として考える。

5.2. 全球における極端な日降水量と地表面気温の関係

全球の地上観測データを用いて極端な日降水量と地表面気温の関係を調べた。

5.2.1. データと手法

5.2.1.1 データ

日降水量および日平均気温は Global Historical Climatology Network-Daily (GHCN-Daily) (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/ghcn-daily/> から入手可能) を用いた。GHCN-Daily には 43,000 以上の観測所のデータが含まれる。このうちほとんどの観測所で日降水量を観測しており、23,000 以上の観測所で日最高気温と日最低気温が報告されている。またいくつかの観測所は 100 年以上の観測記録を持つ。観測所の空間分布の均質性を上げるため、全球を 0.5° 格子に分割し、各格子内の最も観測期間の長い観測所を選別した。最終的に用いた観測所はおよそ 8,900 箇所である。

5.2.1.2 極端な日降水量の計算方法

極端な降水として 99 パーセンタイル日降水量 ($P99_d$) を計算した。まず各降水日の降水データをその日の平均気温に対応する気温ビン (T_a) に振り分ける。気温ビンの設定方法は後述する。振り分けられた日降水量データから各気温ビンの 99 パーセンタイル値を計算し $P99_d$ とした。 $P99_d$ の計算では無降水日のデータは除き、降水が観測された日のデータのみを用いた。

5.2.1.3 気温ビンの設定方法

GHCN-Daily は日最高気温と日最低気温のみを報告している。そこで日最高気温と日最低気温の平均値を日平均気温として用いた。気温ビンの幅は、各気温ビンに分類される降水データ数がどの気温ビンもほぼ等しくなり、かつ気温ビンの幅の平均が 2°C になるように設定した。気温ビンを変幅で設定したのは、気温ビン間のデータ数の差が解析結果に影響を与えることを防ぐためである。また、最低 150 個以上の降水データが含まれる降水ビンのみを解析対象とした。各気温ビンの中央値をその気温ビンの代表気温 T_a とした。

5.2.1.4 全球分布の推定

各観測所 (0.5° 格子に 1 箇所) について求めた $P99_d$ と T_a の組み合わせをさらに全球の 4° 格子別に集約し、以降の解析はこの 4° 格子単位で行った。

5.2.2. $P99_d$ と T_a の関係の分類

全球のほとんどの地域の $P99_d$ と T_a の関係は、既往研究 (Berg et al., 2009; Hardwick Jones et al., 2010) で見られた以下のような 3 種類のカテゴリーに分類することができることが分かった。

- T_a の上昇に伴う $P99_d$ の単調増加 (例: 図 5-1 のフランス)
- T_a の上昇に伴う $P99_d$ の単調減少 (例: 図 5-1 のタイ)
- T_a の上昇に伴う $P99_d$ の山型変化 (例: 図 5-1 の米国東部、オーストラリア、インド、日本)

山型変化を示す地域では閾値となる気温 (以後、「降水ピーク気温」と呼ぶ) までは T_a の上昇と共に $P99_d$ は増加し、それ以上の T_a では $P99_d$ は減少する。 $P99_d$ と T_a の組み合わせの散布図に部分加重回帰手法のひとつである locally weighted regression smoothing (LOWESS) (Cleveland, 1979) を適用して回帰曲線 (図 5-1 の色付き太線) を求め、回帰曲線に極大点が存在した場合にその極大点に対応する T_a を降水ピーク気温とする。様々な地域のデータを調べ、LOWESS 回帰曲線が降水ピーク気温の特定に有効であることを確認している。

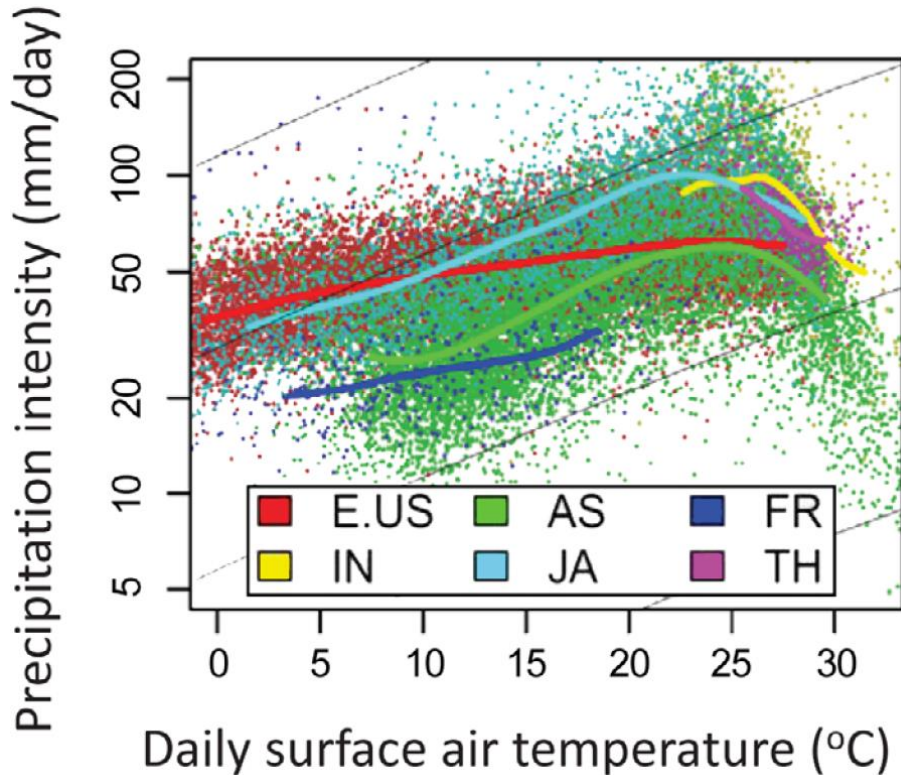


図 5-1 6つの国における $P99_d$ と Ta の関係図

E.US : 米国東部、AS : オーストラリア、FR : フランス、IN : インド、JA : 日本、TH : タイ。各国の分類は GHCN-Daily に記載された観測所の国名に従った。ただし米国東部は米国のうち 22° - 50° N、 65° - 85° W の範囲。各プロット点は各観測所の各 Ta ビンに対応する $P99_d$ を示している。太線は各国のデータに対し LOWESS 回帰を行った回帰曲線。また CC 変化率を黒細線で示している。

5.2.3.降水ピーク気温の全球分布

図 5-2a に降水ピーク気温の全球分布を示す。高緯度 ($>55^{\circ}$ N) では主に $P99_d$ の単調増加がみられる。一方で低緯度 (20° N- 20° S) では $P99_d$ は主に単調減少であり、オーストラリアの例を調べた Hardwick Jones et al. (2010) が示した低緯度における単調減少という傾向が全球スケールでも見られる傾向であることがわかる。中緯度 (20° - 55° N&S) では主に山型変化が主に見られる。Berg et al. (2009) はヨーロッパにおける日降水量極値と日平均気温の関係を調べ、夏季には日平均気温が高い日ほど日降水量極値は小さくなるとした。本研究では季節を分けていないが、ヨーロッパにおいても比較的高緯度ではそのような $P99_d$ の減少傾向は見られない。山型変化を示す地域のうち、特に高緯度や標高の高い地域 (ロッキー山脈など) においては降水ピーク気温が比較的低温側の値を示す。これは降水ピーク気温がその場所の平均的な気温と関連していることを示している。実際、降水ピーク気温を年平均気温および緯度に対してプロットすると両者には明確な関係が見られる (図 5-3a、c)。

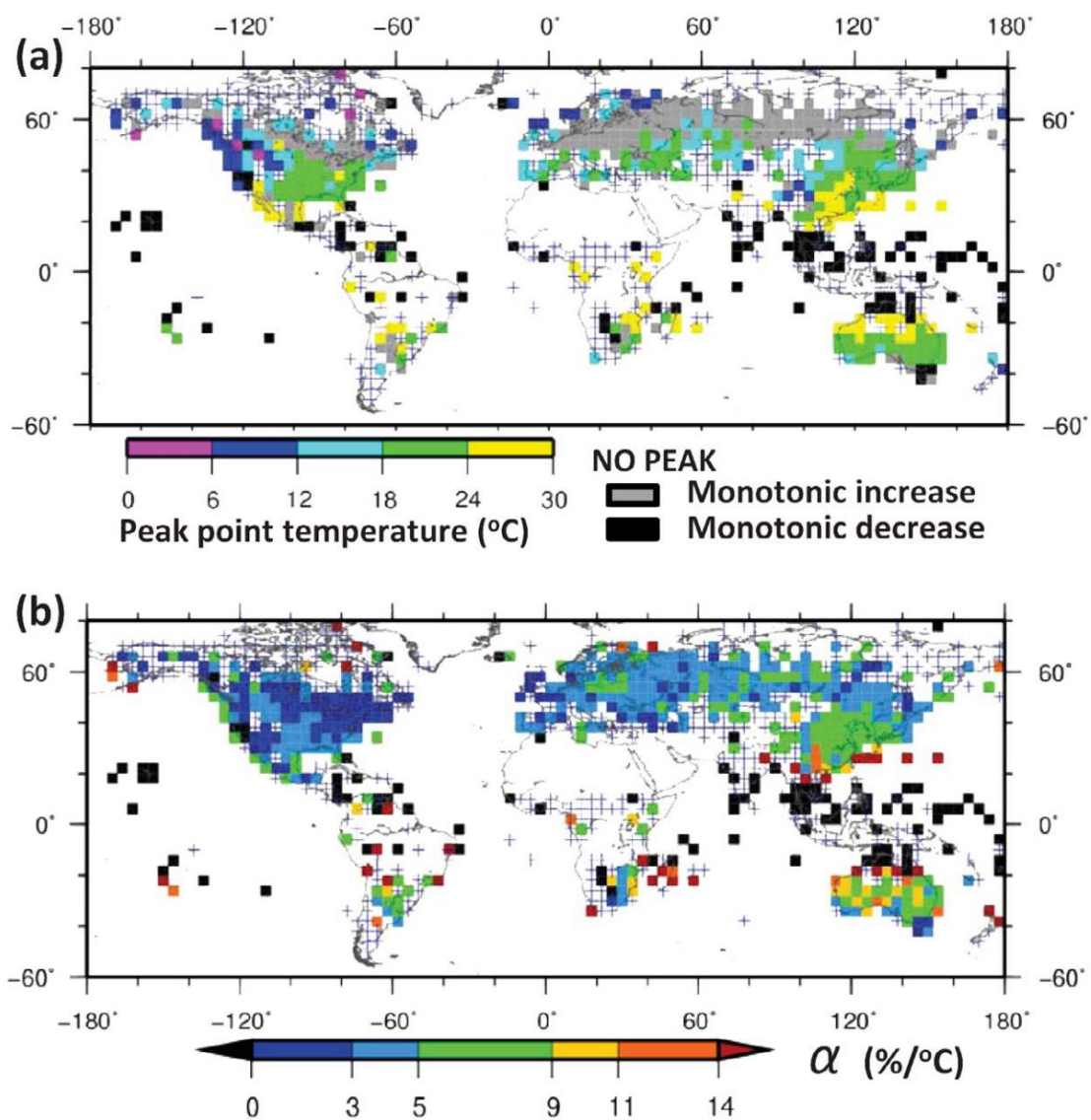


図 5-2 ピーク気温と α の全球分布

(a)ピーク気温。灰色は単調増加、黒色は単調減少の地域。(b) α の全球分布。 α が有意 (5%) にゼロより大きい値を示す地点のみを色付きで示している。十字プロットは有意性が確認できなかった地点。

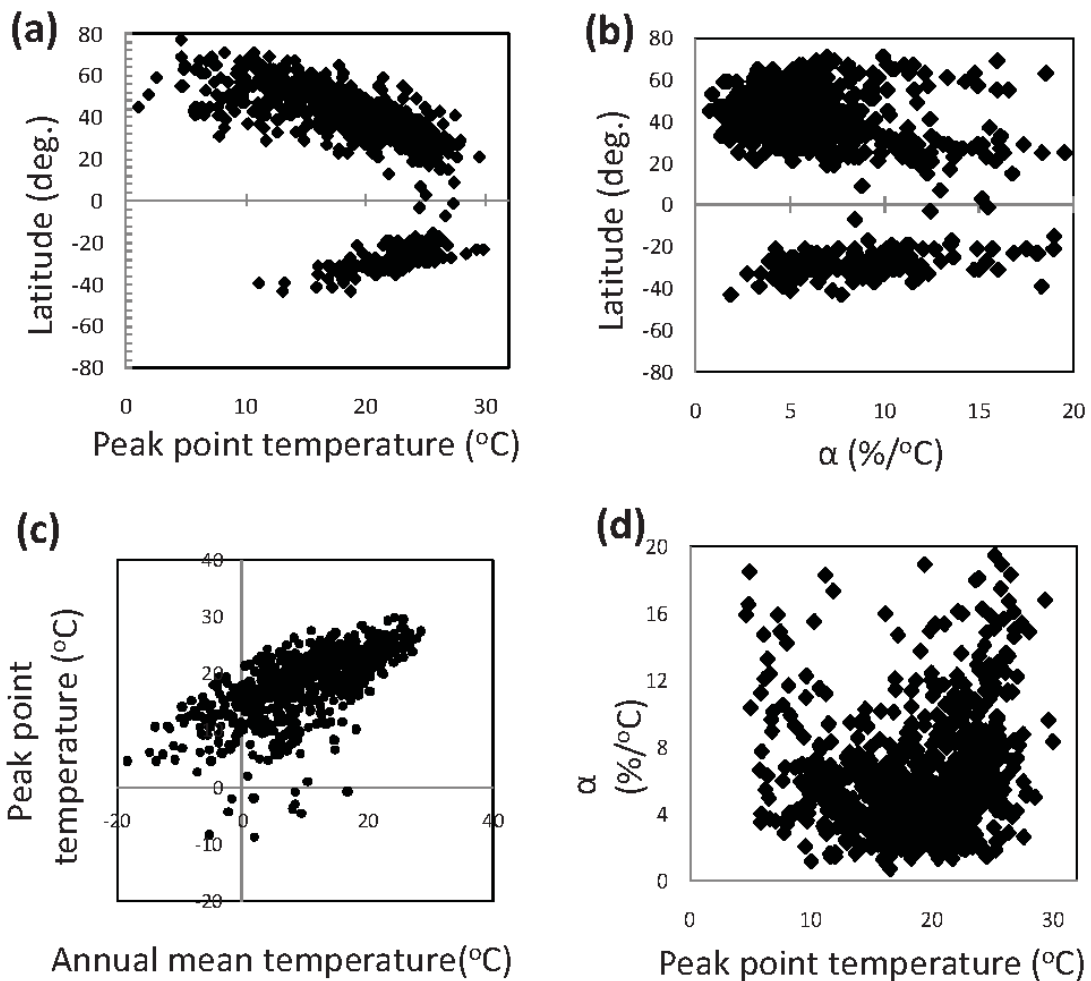


図 5-3 降水ピーク気温および α と緯度・平均気温の関係

(a)降水ピーク気温 (Peak point temperature) と緯度の関係、(b) α と緯度の関係、(c)降水ピーク気温 (Peak point temperature) と年平均気温の関係、(d) α と降水ピーク気温 (Peak point temperature) の関係。

年平均気温は 0.5° 解像度の地表面気象データプロダクト (Hirabayashi et al., 2008) から計算した。

5.2.4. T_a の変化に伴う $P99_d$ の変化率

次に、二つ目の疑問「日平均気温が高い日ほど日降水量極値が大きい場合、その変化率は CC 変化率に近い値を示すのか」に答えるため、 T_a の変化に伴う $P99_d$ の変化率を計算した。変化率は Hardwick Jones et al. (2010) の手法に倣って以下のような指数的な増加関数を用いて計算した。

$$P_{i+1} = P_i(1 + \alpha)^{\Delta T}$$

ここで P_i は i 番目の気温ビンにおける降水量、 T は気温、 α は気温変化に伴う P の変化率である。指数関数の回帰による α の計算は各 4° 解像度格子ごとにプールしたデータに対して行った。山型変化が見られた地域に関しては $P99_d$ が T_a の上昇に対して増加傾向を示

す気温範囲に対して α を計算した。

α が CC 変化率 ($\sim 7\%/K$) に近い値を示す地域は限られている (図 5-2b)。CC 変化率に近い α が見られるのは東アジアの中緯度 ($30^\circ - 45^\circ N$) や北米太平洋岸、オーストラリア東岸、そして東ヨーロッパである。CC 変化率よりも大きな α は主に北米を除く地域の南北 $15^\circ - 30^\circ$ で見られる。それよりさらに低緯度の熱帯域では $P99_d$ は Ta に対して単調減少となる。他の地域では α は CC 変化率より小さい値である。

5.3. 様々な時間スケールにおける極端な降水量と気温の関係

多くの地域において、 Ta の上昇に伴う $P99_d$ の減少が見られた。そこで三つめの疑問「日平均気温が高い日ほど日降水量極値が小さい場合、日降水量極値の減少は降水の強度の減少によるものか、降水持続時間によるものか」に答えるため、高い時間解像度を持つデータを用いた解析を行った。高い時間解像度を持つ地上観測データは限られている。本研究では 1 時間よりも短い時間スケールの地上観測データが利用でき、かつ南北に延び比較的広い範囲の気候帯を含む日本を対象とした。

5.3.1. データと手法

日本の 3 つの地域 (北海道、九州、南西諸島) の 17 箇所 (図 5-4) の地上観測所 (Automated Meteorological Data Acquisition System : AMeDAS) における 10 分及び 1 時間地上観測データを用いた。用いたデータの期間は 1 時間データについては 1980-2004 年、10 分データについては 1995-2004 年である。

各時間スケールの降水量について前節の全球解析と同様に気温ビン別に 99 パーセントイル降水量を計算した。10 分降水量の 99 パーセントイル値 ($P99_10min$) については 10 分観測データを用い、1 時間、6 時間、日降水量の 99 パーセントイル値 (それぞれ $P99_1h$ 、 $P99_6h$ 、 $P99_d$) については 1 時間観測データを積算した降水量を用いて計算した。

後述する解析のため、「豪雨日」、「降水時間割合」、「平均降水強度」を定義した。「豪雨日」は日降水量が 90 パーセントイル日降水量以上である日である。閾値を 99 パーセントイル値ではなく 90 パーセントイル値としたのは十分なデータ数を確保するためである。「降水時間割合」 (Wet time fraction : WTF) は各豪雨日において降水が観測された時間の割合 (降水時間 \div (24 \times 60 分)) であり、10 分降水量データから計算した。さらに「平均降水強度」 (P_inst) は以下のように定義した。

$$P_inst = P_day / D_wet$$

ここで P_day はある豪雨日の日降水量 (mm/day)、 D_wet は 10 分降水量データから計算したその日の降水時間 (minutes/day) である。平均降水強度 P_inst (mm/minute) は 1 日のうちの降水が観測されている時間だけを考慮して求めた降水の強度である。

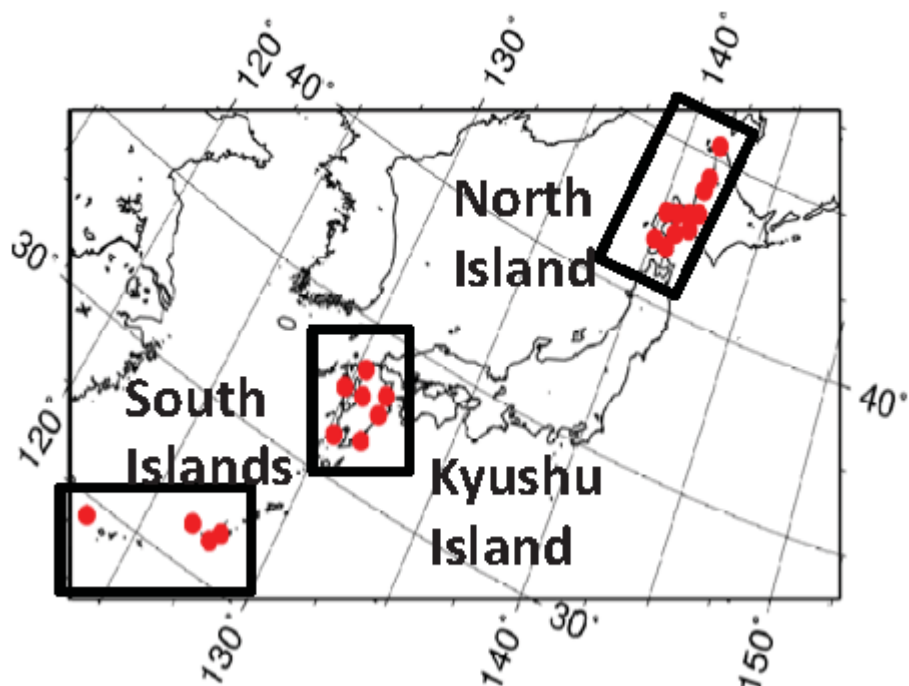


図 5-4 日本における極端な降水量と気温の関係の解析対象地域

5.3.2.時間スケールに着目した解析結果と考察

3 地域における極端な降水量と日平均気温の関係を図 5-5 および図 5-6 に示す。

P_{99_d} は北海道では単調増加、九州および南西諸島では山型変化であり、高緯度で単調増加、中緯度からやや低緯側では山型変化となる全球解析の結果とも一致する。九州および南西諸島で見られる高温域での P_{99_d} の減少は降水時間割合の減少を伴っている (図 5-5、図 5-6 の白丸プロット)。一方で同じ気温範囲において平均降水強度 (P_{inst}) の減少は見られない (図 5-5、図 5-6 のオレンジ色プロット)。これは P_{99_d} の減少は降水強度の減少ではなく、1 日のうちの降水時間の減少によることを示している。時間スケールを 10 分まで短くすると山型変化は見られなくなる。Haerter et al., (2010) はヨーロッパの地上観測データを用いて降水の持続時間は気温上昇と共に短くなることを示しており、本研究の結果はこうした結果とも整合的である。ただし本研究では降水時間の減少は比較的高温の気温範囲でのみ確認された。ヨーロッパやオーストラリアにおいて日降水量極値が高い気温域において減少する傾向が報告されていたが (Berg et al., 2009; Hardwick Jones et al., 2010)、本研究の結果はそうした降水量の減少が降水時間の減少と降水時間の減少と明示的に結び付けるものである。

Hardwick Jones et al. (2010) はオーストラリアの地上観測データを解析し、高い気温範囲における日降水量極値の減少と共に相対湿度の減少も観測されることを報告した。同様

の傾向は日本においても確認できる (図 5-5、図 5-6)。大気の飽和度は降水を伴う対流の起こりやすさに影響するため (Berg et al., 2009)、降水時間割合にも影響を与えると考えられる。ただし、大気の飽和度は降水量自体にも左右される点には注意が必要である。

香港とオランダにおける観測を比較した Lenderink et al. (2011)によれば、亜熱帯に位置する香港では 1 時間スケールの極端な降水でも山型変化が見られるが、より高緯度に位置するオランダでは 1 時間スケールの山型変化は見られなかった。日本での解析でも同様の緯度依存性が確認できる。つまり、1 時間スケールの極端な降水量は比較的 low 緯度の九州および南西諸島では山型変化であり、高緯度の北海道においては単調増加型であった。同様の緯度依存性は、少なくとも 1 日スケールでは全球でも確認できる傾向である (図 5-2)。

対流性の降水と large scale の降水を分けて地上観測データを解析した Berg and Haerter (2011)によれば、ドイツにおける 5 分および 1 時間スケールの対流性の極端な降水量は、高い気温範囲においてほぼ増加が止まるとした。彼らが解析したデータは 20°C 以上の気温範囲が十分に含まれていなかったが、仮に 20°C 以上の気温範囲を含むデータがあれば、20°C 以上の気温範囲では極端な降水量 (対流性と large scale の降水を分別しないもの) は増加が止まるだろうとの予想を彼らは示した。これは、高い気温範囲では対流性の降水の割合がより大きくなると予想されるためである。本研究での九州および南西諸島での結果は、高い気温範囲において降水量の増加が止まるという点においては Berg and Haerter (2011)の予想を補強するものである。ただし日本における解析では増加が止まるだけにとどまらず、極端な降水量は気温と共に減少する傾向が見られた。また日本においては非常に短い時間スケール (10 分) では高い気温範囲における極端な降水量の増加の停止は確認されなかった。

極端の降水量の増加率 α は、短い時間スケール (10 分) においては CC 変化率に比較的近い値を示した (図 5-5、図 5-6、地域名の下に示した α の値)。二宮 (1977) は日本における降水強度極値の地理的な分布を解析し、10 分間降水量の極値の分布は可降水量の分布と対応しているが、日降水量の極値ではそうした関係は弱いことを示した。長い時間スケールと比較して 10 分スケールの降水極値の変化率が CC 変化率に比較的近い値を示す傾向はオーストラリアにおいても確認されている (Hardwick Jones et al., 2010)。一方で Haerter et al. (2010)はどのような時間スケールにおいても CC 変化率で降水極値と気温の関係が説明できることはないとしている。短い時間スケールでの極端な降水量と気温の関係についての CC 変化率による説明がどの程度一般的に適用できるのかを調べるには、より多くの地域での解析が必要であろう。

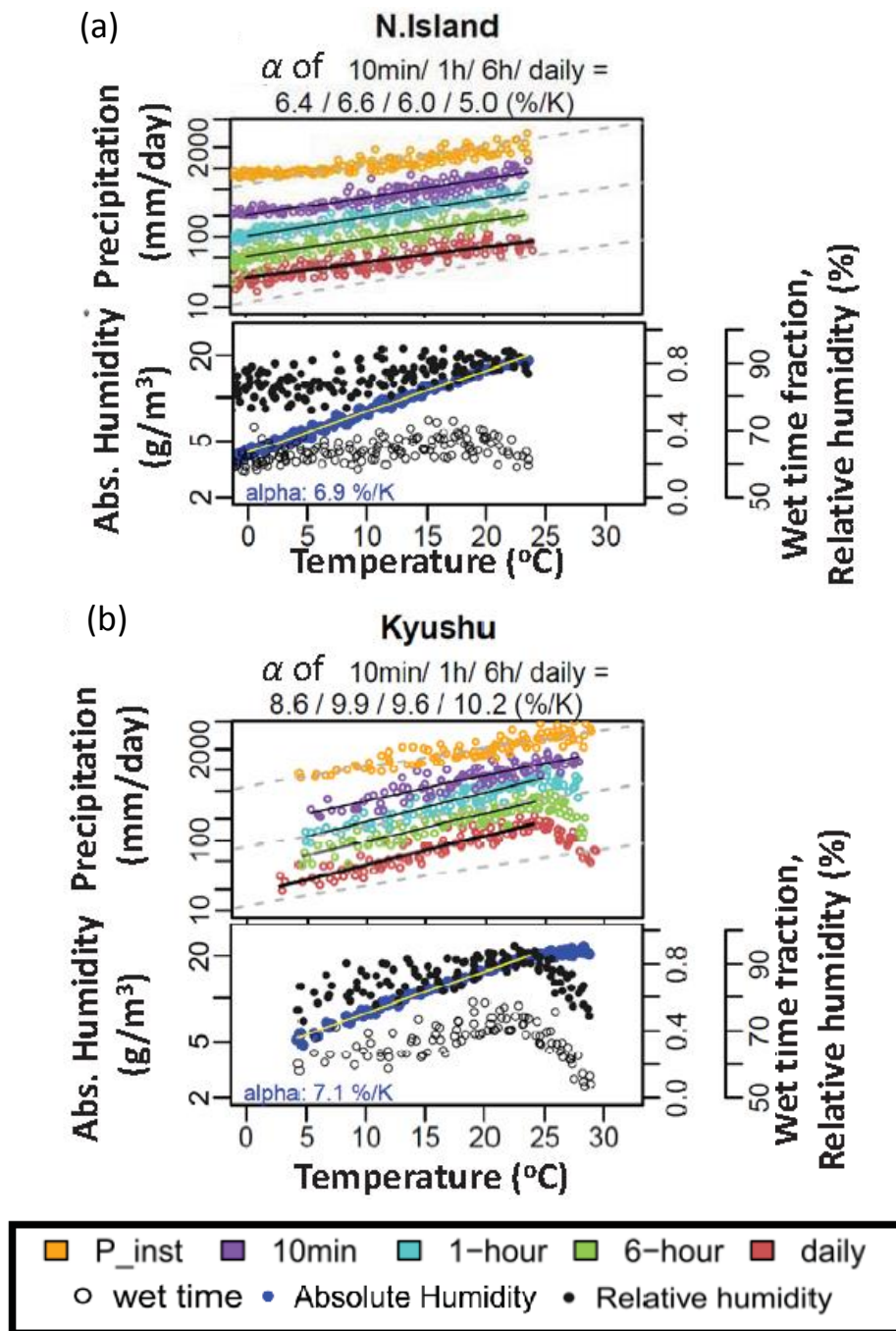


図 5-5 様々な時間スケールにおける極端な降水量と気温の関係（北海道、九州）

(a)北海道、(b)九州。豪雨日の平均降水強度はオレンジ色でプロットしている。降水時間割合（白丸）、絶対湿度（青丸： g m^{-3} ）、相対湿度（黒丸： $\%$ ）も併せて示している。また、各パネルの地域名の下に示した数字は左から 10 分、1 時間、6 時間、1 日降水量の増加率（ α ： $\%/K$ ）である。

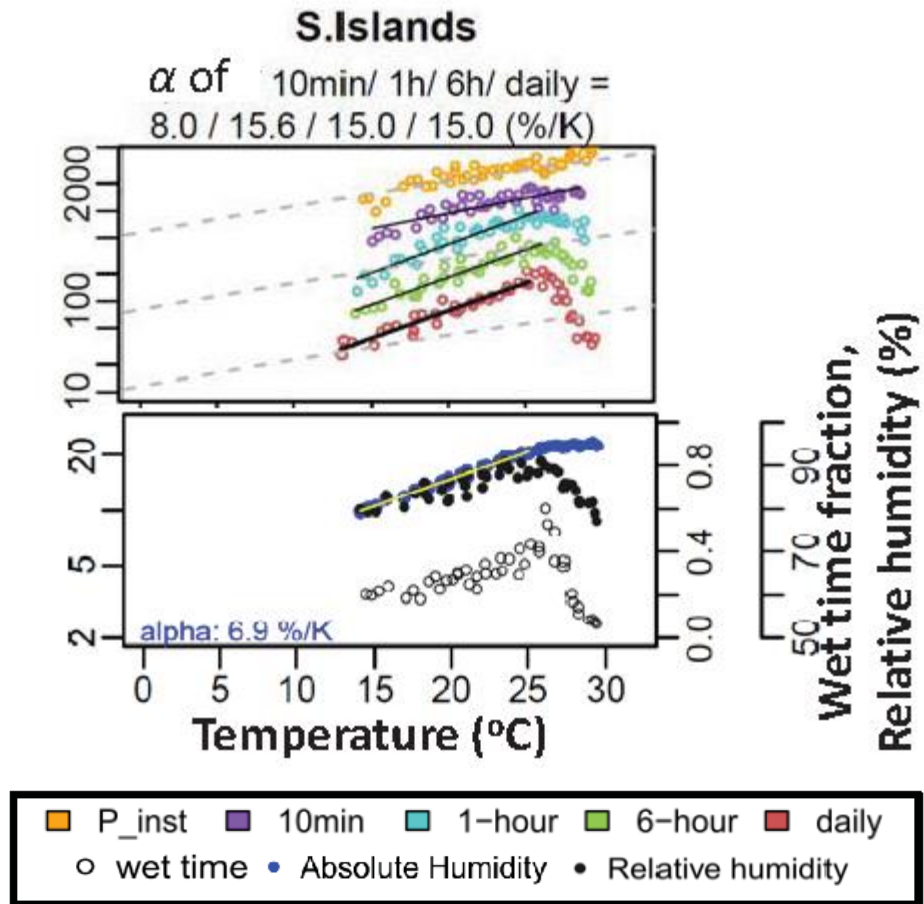


図 5-6 様々な時間スケールにおける極端な降水量と気温の関係（南西諸島）
 パネル内の各プロットの意味は前図と同様。

5.4. まとめ

全球の地上観測データを用いて極端な日降水量 ($P99_d$) と日平均気温 (Ta) の関係を調べた。結果を以下にまとめる。

- $P99_d$ と Ta には、高緯度 ($>55^\circ$) では単調増加型、中緯度 ($20^\circ - 55^\circ$ N&S) では山型変化、熱帯域 (20° S - 20° N) では単調減少型の関係が見られる。
- $P99_d$ と Ta が単調増加型の関係の地域においても、CC 変化率に近い値が見られる地域は限られている。

また、日本の短い時間スケールの観測データを用いた解析を行い、降水量極値と日平均気温の関係の時間スケールによる違いを調べた。その結果、以下のことがわかった。

- 高い気温範囲における $P99_d$ の減少は降水強度の減少ではなく、主に降水時間の減少で説明される。
- 時間スケール 10 分では高い気温範囲における降水量極値の減少はみられない (たとえ $P99_d$ の減少が見られる地域においても)。
- 時間スケールを短くすると、気温上昇に伴う降水量極値の変化率は CC 変化率に近づく傾向がある。

短い時間スケールでの降水量極値と気温の関係を CC 変化率で一般的に説明できるかどうかは、世界の他の地域における解析も必要である。もし短い時間スケールの降水極値が CC 変化率で説明されるならば、都市や小流域における水害につながる短時間の豪雨の強さは気温上昇によって指数関数的に増加することになる。

本研究による知見は数値モデルによる降水極値の再現可能性を考える上でも役立つ。大気中の水蒸気量の適切な表現は 10 分程度の短い時間スケールの降水極値の再現に重要である。一方、より長い時間スケールの降水極値の表現には降水持続時間の適切な表現が求められる。

6. むすび

6.1. 結論

本研究ではまず気象庁発行の地上天気図（アジア地上解析図：ASAS）に基づく前線のグリッドデータを作製した。これによって地上天気図を大量に処理する上での技術的な困難が解決され、前線客観検出手法のパラメータ決定の自動化が可能になった。また作製したデータを用いて、これまでほとんど検討されることのなかった地上天気図上の前線の特性を明らかにした。ASAS 上に解析された前線の数には主観解析による人為起源のものと考えられるギャップ（数の減少）が 2000 年代中頃に見られた。多くの研究で地上天気図上の前線が参照データとして用いられているが、本研究の結果は地上天気図を参照データとして用いる場合には人為的なトレンドなどの確認が強く求められることを示すものである。

次に降水をその原因となる気象システムによって分別するアルゴリズムを構築し、現在気候および将来気候の全球の降水を分別した。これにより、全球の降水量分布や降水極値の発生頻度における各気象システムの重要性や、将来の降水変化に対する各気象システムの相対的寄与度が、地域間や気象システム間での相互比較が可能な形で初めて定量的に評価された。

現在気候における総降水量に対する熱帯低気圧の寄与は、北西太平洋フィリピン周辺やメキシコ南東沖において 40%以上、南インド洋や北大西洋中部において 20%~30%以上に達する。日本を含む東アジア沿岸、マダガスカル西岸、オーストラリア北西岸、ユカタン半島の西岸および東岸やフロリダなどの陸域沿岸部でも総降水量の 10~20%、フィリピン諸島北部などでは 30%以上は熱帯低気圧による降水である。温帯低気圧に伴う降水量は南北緯度 40°以上の中高緯度の多くの地域で総降水量の 80%以上に達する。「その他」に分類される降水は南北 10°以内の熱帯域では総降水量のほぼ全量（90%以上）にあたる。中高緯度ではその割合は小さくなるが、日本周辺などでも総降水量の 10~20%はその他に分類される降水量である。

現在気候の極端な降水の積算量に対する熱帯低気圧および「その他」の寄与度には明確な時間スケール依存性がみられた。熱帯低気圧の寄与度は 24~72 時間程度で最も大きく、それとバランスするように「その他」の寄与度は 24~72 時間程度で寄与度が小さくなる傾向があった。温帯低気圧の寄与度については明確な時間スケール依存性は確認されなかった。また、熱帯低気圧と前線の両者が影響することによる極端降水（24~72 時間程度の時間スケール）は中緯度で温帯低気圧が頻繁に発生し、かつ熱帯低気圧の影響を受ける東アジアや北米東部に特徴的であった。さらに同地域では水蒸気量で特徴づけられる前線と熱帯低気圧の両者の影響による極端降水も、大きな寄与を持っていた。こうした事実は全球の降水を原因となる気象システムによって分類することで初めて定量化された。

将来気候については、熱帯低気圧に伴う降水の変化は主に総降水量を減少させる方向に働く。例えば南インド洋の熱帯~亜熱帯域を南西に延びる総降水量の減少域では、その減少

の 30-50%が熱帯低気圧による降水量の変化で説明される。温帯低気圧（温低中心および前線）に伴う降水量はストームトラック域の軸から極側にかけての総降水量を増加させる方向に変化し、ストームトラック赤道側辺縁部では総降水量を減少させる方向に変化する。ある程度明確な降水（1mm/day 以上）のみを温帯低気圧に伴う降水として考えた場合、ストームトラックの極側での降水量増加は主に平均降水強度の増加によるものであり、赤道側での降水量減少は主に降水頻度の減少による影響が大きい。ただし高緯度域では降水頻度と平均強度はどちらも増加し、それにより温帯低気圧による降水の総量は増加する。なお、高緯度および地中海、アフリカ南部～オーストラリア南部、南米南西端付近などのストームトラック赤道側辺縁部では非常に弱い降水（<1mm/day）を考慮するかどうかで頻度変化・強度変化の寄与度が変わることがわかった。こうした地域での温帯低気圧に伴う降水強度・頻度変化の解釈においては、どの程度の強度の降水を扱うかを明確に意識して議論することが必要であろう。

各気象システムに伴う総降水量変化は増加・減少どちらの地域も確認されたが、非常に強い降水（現在気候 99.9 パーセンタイル日降水量以上の強度）はどの気象システムでも増加する。ただし非常に強い降水の積算量の変化に対する各気象システムの寄与度は地域によって異なる。例えば東アジアや東南アジア、南アジアでは非常に強い降水の積算量増加のおよそ 1～2 割程度を熱帯低気圧が説明する。オーストラリア北部では 6 割近くを説明する。中・高緯度など元々温帯低気圧の寄与度が大きい地域では、強度が強い降水ほどその変化率への温帯低気圧の寄与度が大きい傾向がある。

予測の不確実性に着目すると、熱帯低気圧に伴う総降水量変化の不確実性が大きい地域においても、その強度および頻度に関しては明確な変化が見られる場合があることが分かった。こうした地域ではたとえ総降水量の予測に大きな不確実性が伴っていても、その降水強度や降水頻度の変化の方向に関しては GCM が比較的確かな予測情報を提供してくれることを示唆している。これは総降水量だけでなくその強度や頻度の変化に注目する水文学にとって重要であり、GCM が予測する情報のうちどのような情報がより確かで活用可能であるかを判断する一つの方策になり得る。

中国南東部沿岸、台湾、日本の南西諸島、北米東岸といった陸域を含む北太平洋および北大西洋のストームトラック赤道側辺縁や南インド洋、ベンガル湾などでは、総降水量および非常に強い降雨の総量における各気象システム由来の降水のバランスが変化する。降水の原因となる気象システムのバランスが、ある地域の気候を特徴づける要因の一つであると考えれば、ここで確認されたような各気象システム由来の降水バランスが変化する地域はその属する気候帯自体が変わる地域であると解釈することもできる。どの気象システムの重要性が増加するかといった情報は、気候変動の適応策の立案でも有用である。例えば気象庁では台風予報用に台風アンサンブル予報システムが運用されているが（山口, 2008）、熱帯低気圧の影響が大きくなる地域ではこうした熱帯低気圧の予報に特化した手法の開発に資源を投入するといった対策も考えられる。

最後に、降水の将来変化の解析において将来の気温上昇量の大きい GCM ほど降水強度の増加率が大きい傾向が確認されたことに関連して、観測データにみられる降水量極値と

地上気温変化の関係を調べた。日々の観測データからみた降水量極値と気温の関係に関しては、気温変化に伴う降水量極値の変化率が Clausius-Clapeyron の式で記述される飽和水蒸気量変化率 (CC 変化率) で説明可能であるかという議論が存在するが、CC 変化率で説明できるような降水極値変化率を示す地域は中緯度の一部に限られており、中緯度 (20° - 55° N&S) の他の地域では高い気温範囲では気温上昇に対して日降水量極値が減少する地域も多く見られることがわかった。さらに日本の時間分解の高い観測データを用いた解析により、高い気温範囲における降水極値の減少は主に降水の持続時間の減少によることが示された。また、日本においては時間スケールが 10 分程度に近づくと気温変化に伴う降水極値の変化率が CC 変化率に比較的近い値を示傾向があった。これは例えば都市や小流域における水害につながる短い時間スケールの降水極値は気温上昇によって指数関数的に増加する可能性を示している。ここで得られた知見は数値モデルや統計的なダウンスケーリングに関する研究にも示唆を与える。例えば数値モデルや統計ダウンスケーリング手法において降水極値の再現を行う際に、対象とする時間スケールが 10 分程度と短い場合は大気中の水蒸気量の適切な表現や考慮が重要であり、一方で日降水量など長い時間スケールの場合には降水持続時間の適切な表現や考慮が必要であると考えられる。時間スケールの違いに着目した降水極値の検討は降水極値再現性の向上に貢献し、さらには気候変動下の極端な降水の変化の予測の改善にもつながると期待される。

参考文献

- Allen, M.R., Ingram, W.J., 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature* 419, 224–232.
- American Meteorological Society, 2014. Glossary of Meteorology [WWW Document]. URL <http://glossary.ametsoc.org/wiki>
- Bell, R., Strachan, J., Vidale, P.L., Hodges, K., Roberts, M., 2013. Response of Tropical Cyclones to Idealized Climate Change Experiments in a Global High-Resolution Coupled General Circulation Model. *Journal of Climate* 26, 7966–7980. doi:10.1175/JCLI-D-12-00749.1
- Bender, M.A., Knutson, T.R., Tuleya, R.E., Sirutis, J.J., Vecchi, G.A., Garner, S.T., Held, I.M., 2010. Modeled Impact of Anthropogenic Warming on the Frequency of Intense Atlantic Hurricanes. *Science* 327, 454–458. doi:10.1126/science.1180568
- Bengtsson, L., Botzet, M., Esch, M., 1995. Hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus A* 47, 175–196. doi:10.1034/j.1600-0870.1995.t01-1-00003.x
- Bengtsson, L., Botzet, M., Esch, M., 1996. Will greenhouse gas-induced warming over the next 50 years lead to higher frequency and greater intensity of hurricanes? *Tellus A* 48, 57–73.
- Bengtsson, L., Hodges, K.I., Esch, M., Keenlyside, N., Kornbluh, L., LUO, J.J.I.A., Yamagata, T., 2007. How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus A* 59, 539–561.
- Bengtsson, L., Hodges, K.I., Keenlyside, N., 2009. Will extratropical storms intensify in a warmer climate? *Journal of Climate* 22, 2276–2301.
- Berg, P., Haerter, J.O., 2011. Unexpected increase in precipitation intensity with temperature — A result of mixing of precipitation types? *Atmospheric Research* 119, 56–61. doi:10.1016/j.atmosres.2011.05.012
- Berg, P., Haerter, J.O., Thejll, P., Piani, C., Hagemann, S., Christensen, J.H., 2009. Seasonal characteristics of the relationship between daily precipitation intensity and surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 114, D18102.
- Berry, G., Reeder, M.J., Jakob, C., 2011. A global climatology of atmospheric fronts. *Geophys. Res. Lett.* 38, L04809. doi:10.1029/2010GL046451
- Bjerknes, J., 1919. On the structure of moving cyclones. *Monthly Weather Review* 47, 95–99. doi:10.1175/1520-0493(1919)47<95:OTSOMC>2.0.CO;2
- Browning, K.A., 1990. Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones, *Extratropical Cyclones: The Erik H. Palmen Memorial Volume*. C.

- Newton, E. Holopainen Eds. Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass.
- Browning, K.A., Monk, G.A., 1982. A Simple Model for the Synoptic Analysis of Cold Fronts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 108, 435–452. doi:10.1002/qj.49710845609
- Catto, J.L., Jakob, C., Berry, G., Nicholls, N., 2012. Relating global precipitation to atmospheric fronts. *Geophys. Res. Lett.* 39, L10805. doi:10.1029/2012GL051736
- Catto, J.L., Pfahl, S., 2013. The importance of fronts for extreme precipitation. *J. Geophys. Res. Atmos.* 118, 10,791–10,801. doi:10.1002/jgrd.50852
- Chen, J.M., Li, T., Shih, C.F., 2010. Tropical Cyclone-and Monsoon-Induced Rainfall Variability in Taiwan. *Journal of Climate* 23, 4107–4120.
- Cleveland, W.S., 1979. Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. *Journal of the American Statistical Association* 74, 829–836.
- Colbert, A.J., Soden, B.J., Vecchi, G.A., Kirtman, B.P., 2013. The Impact of Anthropogenic Climate Change on North Atlantic Tropical Cyclone Tracks*. *Journal of Climate* 26, 4088–4095. doi:10.1175/JCLI-D-12-00342.1
- Dominy, P., 2006. Creating the daily analysis charts for the Weather log. *Weather* 61, 167–170. doi:10.1256/wea.208.05
- Emanuel, K., Sundararajan, R., Williams, J., 2008. Hurricanes and Global Warming: Results from Downscaling IPCC AR4 Simulations. *Bulletin of the American Meteorological Society* 89, 347–367. doi:10.1175/BAMS-89-3-347
- Englehart, P.J., Douglas, A.V., 2001. The role of eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of western Mexico. *Int. J. Climatol.* 21, 1357–1370. doi:10.1002/joc.637
- Finnis, J., Holland, M.M., Serreze, M.C., Cassano, J.J., 2007. Response of Northern Hemisphere extratropical cyclone activity and associated precipitation to climate change, as represented by the Community Climate System Model. *J. Geophys. Res.* 112, G04S42.
- Fujibe, F., 1992. Climatology of Mesoscale Warm and Cold Fronts in the Kanto Plain. *Papers in Meteorology and Geophysics* 42, 157–180.
- Geng, Q., Sugi, M., 2001. Variability of the North Atlantic Cyclone Activity in Winter Analyzed from NCEP–NCAR Reanalysis Data. *Journal of Climate* 14, 3863–3873. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3863:VOTNAC>2.0.CO;2
- Geng, Q., Sugi, M., 2003. Possible Change of Extratropical Cyclone Activity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols—Study with a High-Resolution AGCM. *Journal of Climate* 16, 2262–2274. doi:10.1175/1520-0442(2003)16<2262:PCOECA>2.0.CO;2
- Gualdi, S., Scoccimarro, E., Navarra, A., 2008. Changes in Tropical Cyclone Activity

- due to Global Warming: Results from a High-Resolution Coupled General Circulation Model. *Journal of Climate* 21, 5204–5228. doi:10.1175/2008JCLI1921.1
- Haerter, J.O., Berg, P., 2009. Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type? *Nature Geosci* 2, 372–373. doi:10.1038/ngeo523
- Haerter, J.O., Berg, P., Hagemann, S., 2010. Heavy rain intensity distributions on varying time scales and at different temperatures. *J. Geophys. Res.* 115. doi:10.1029/2009JD013384
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., Tanaka, K., 2008. An integrated model for the assessment of global water resources – Part 2: Applications and assessments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12, 1027–1037. doi:10.5194/hess-12-1027-2008
- Hardwick Jones, R., Westra, S., Sharma, A., 2010. Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity. *Geophys. Res. Lett.* 37, 5 PP. doi:201010.1029/2010GL045081
- Hart, R.E., 2003. A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry. *Mon. Wea. Rev.* 131, 585–616. doi:10.1175/1520-0493(2003)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2
- Hasegawa, A., Emori, S., 2005. Tropical cyclones and associated precipitation over the Western North Pacific: T106 atmospheric GCM simulation for present-day and doubled CO₂ climates. *SOLA* 1, 145–148.
- Hawcroft, M.K., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Dacre, H.F., 2012. How much Northern Hemisphere precipitation is associated with extratropical cyclones? *Geophys. Res. Lett.* 39, L24809. doi:10.1029/2012GL053866
- Held, I.M., Soden, B.J., 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate* 19, 5686–5699.
- Hewson, T.D., 1998. Objective fronts. *Meteorological Applications* 5, 37–65. doi:10.1017/S1350482798000553
- Hirabayashi, Y., Kanae, S., Motoya, K., Masuda, K., & Döll, P., 2008. A 59-year (1948–2006) global near-surface meteorological data set for land surface models. Part I: Development of daily forcing and assessment of precipitation intensity. *Hydrological Research Letters*, 2, 36–40.
- Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S., Kim, H., Kanae, S., 2013. Global flood risk under climate change. *Nature Clim. Change* advance online publication. doi:10.1038/nclimate1911
- Hoinka, K.P., 1985. On fronts in central Europe. *Beitr. Phys. Atmosph.* 58, 560–571.
- IPCC, 2012. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance*

- Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA.
- IPCC, 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jenkner, J., Sprenger, M., Schwenk, I., Schwierz, C., Dierer, S., Leuenberger, D., 2010. Detection and climatology of fronts in a high-resolution model reanalysis over the Alps. *Meteorological Applications* 17, 1–18. doi:10.1002/met.142
- Jiang, H., Liu, C., Zipser, E.J., 2011. A TRMM-Based Tropical Cyclone Cloud and Precipitation Feature Database. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 50, 1255–1274.
- Jiang, H., Zipser, E.J., 2010. Contribution of Tropical Cyclones to the Global Precipitation from Eight Seasons of TRMM Data: Regional, Seasonal, and Interannual Variations. *Journal of Climate* 23, 1526–1543. doi:10.1175/2009JCLI3303.1
- Kharin, V.V., Zwiers, F.W., Zhang, X., Hegerl, G.C., 2007. Changes in Temperature and Precipitation Extremes in the IPCC Ensemble of Global Coupled Model Simulations. *J. Climate* 20, 1419–1444. doi:10.1175/JCLI4066.1
- Knapp, K.R., Kruk, M.C., Levinson, D.H., Diamond, H.J., Neumann, C.J., 2010. The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS). *Bulletin of the American Meteorological Society* 91, 363–376. doi:10.1175/2009BAMS2755.1
- Knight, D.B., Davis, R.E., 2009. Contribution of tropical cyclones to extreme rainfall events in the southeastern United States. *J. Geophys. Res.* 114, D23102. doi:10.1029/2009JD012511
- Knutson, T.R., McBride, J.L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin, J.P., Srivastava, A.K., Sugi, M., 2010. Tropical cyclones and climate change. *Nature Geosci* advance online publication. doi:10.1038/ngeo779
- Knutson, T.R., Sirutis, J.J., Garner, S.T., Vecchi, G.A., Held, I.M., 2008. Simulated reduction in Atlantic hurricane frequency under twenty-first-century warming conditions. *Nature Geosci* 1, 359–364. doi:10.1038/ngeo202
- Knutti, R., Masson, D., Gettelman, A., 2013. Climate model genealogy: Generation

- CMIP5 and how we got there. *Geophysical Research Letters* n/a–n/a. doi:10.1002/grl.50256
- Kodama, Y.M., 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan* 70, 813–836.
- Kodama, Y. M., 1993. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and the SACZ) Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 71(5), 581–610.
- Kubota, H., Wang, B., 2009. How Much Do Tropical Cyclones Affect Seasonal and Interannual Rainfall Variability over the Western North Pacific? *Journal of Climate* 22, 5495–5510. doi:10.1175/2009JCLI2646.1
- Kubota, T., Shige, S., Hashizume, H., Aonashi, K., Takahashi, N., Seto, S., Takayabu, Y.N., Ushio, T., Nakagawa, K., Iwanami, K., Kachi, M., Okamoto, K., 2007. Global Precipitation Map Using Satellite-Borne Microwave Radiometers by the GSMaP Project: Production and Validation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45, 2259–2275. doi:10.1109/TGRS.2007.895337
- Kunkel, K.E., Easterling, D.R., Kristovich, D.A.R., Gleason, B., Stoecker, L., Smith, R., 2012. Meteorological Causes of the Secular Variations in Observed Extreme Precipitation Events for the Conterminous United States. *J. Hydrometeorol* 13, 1131–1141. doi:10.1175/JHM-D-11-0108.1
- Lackmann, G., 2011. *Midlatitude Synoptic Meteorology: Dynamics, Analysis, and Forecasting*. American Meteorological Society, Boston.
- Larson, J., Zhou, Y., Higgins, R.W., 2005. Characteristics of Landfalling Tropical Cyclones in the United States and Mexico: Climatology and Interannual Variability. *J. Climate* 18, 1247–1262. doi:10.1175/JCLI3317.1
- Lau, K.-M., Zhou, Y.P., Wu, H.-T., 2008. Have tropical cyclones been feeding more extreme rainfall? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, n/a–n/a. doi:10.1029/2008JD009963
- Lenderink, G., Mok, H.Y., Lee, T.C., van Oldenborgh, G.J., 2011. Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones – Hong Kong and the Netherlands. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 8, 4701–4719. doi:10.5194/hessd-8-4701-2011
- Lenderink, G., Van Meijgaard, E., 2008. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience* 1, 511–514.
- Locatelli, J.D., Martin, J.E., Castle, J.A., Hobbs, P.V., 1995. Structure and Evolution of Winter Cyclones in the Central United States and Their Effects on the

- Distribution of Precipitation. Part III: The Development of a Squall Line Associated with Weak Cold Frontogenesis Aloft. *Monthly Weather Review* 123, 2641–2662. doi:10.1175/1520-0493(1995)123<2641:SAEOWC>2.0.CO;2
- Lonfat, M., Marks, F.D., Chen, S.S., 2004. Precipitation Distribution in Tropical Cyclones Using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager: A Global Perspective. *Mon. Wea. Rev.* 132, 1645–1660. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1645:PDITCU>2.0.CO;2
- McCann, D.W., Whistler, J.P., 2001. Problems and solutions for drawing fronts objectively. *Meteorological Applications* 8, 195–203.
- Morgan, G., Brunkow, D., Beebe, R., 1975. Climatology of surface fronts (No. 122), Illinois State Water Survey Circular. Dept. of Registration and Education, Urbana.
- Murakami, H., Sugi, M., Kitoh, A., 2013. Future changes in tropical cyclone activity in the North Indian Ocean projected by high-resolution MRI-AGCMs. *Clim Dyn* 40, 1949–1968. doi:10.1007/s00382-012-1407-z
- Murakami, H., Wang, B., Kitoh, A., 2011. Future Change of Western North Pacific Typhoons: Projections by a 20-km-Mesh Global Atmospheric Model*. *Journal of Climate* 24, 1154–1169. doi:10.1175/2010JCLI3723.1
- Nakaegawa, T., Kitoh, A., Murakami, H., Kusunoki, S., n.d. Annual maximum 5-day rainfall total and maximum number of consecutive dry days over Central America and the Caribbean in the late twenty-first century projected by an atmospheric general circulation model with three different horizontal resolutions. *Theor Appl Climatol* 1–14. doi:10.1007/s00704-013-0934-9
- Ninomiya, K., 1984. Characteristics of Baiu Front as a Predominant Subtropical Front in the Summer Northern Hemisphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 62, 880–894.
- Ninomiya, K., 2007. Similarity and Difference between the South Atlantic Convergence Zone and the Baiu Frontal Zone Simulated by an AGCM. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 85, 277–299. doi:10.2151/jmsj.85.277
- Ninomiya, K., 2008. Similarities and Differences among the South Indian Ocean Convergence Zone, North American Convergence Zone, and Other Subtropical Convergence Zones Simulated Using an AGCM. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 86, 141–165. doi:10.2151/jmsj.86.141
- Nozumi, Y., Arakawa, H., 1968. Prefrontal rain bands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean. *Journal of Geophysical Research* 73, 487–492. doi:10.1029/JB073i002p00487
- O’Gorman, P.A., Schneider, T., 2009. Scaling of precipitation extremes over a wide

- range of climates simulated with an idealized GCM. *J. Climate* 22.
- OKI, T., AGATA, Y., KANAE, S., SARUHASHI, T., YANG, D., MUSIAKE, K., 2001. Global assessment of current water resources using total runoff integrating pathways. *Hydrological Sciences Journal* 46, 983–995. doi:10.1080/02626660109492890
- Oki, T., Kanae, S., 2006. Global hydrological cycles and world water resources. *science* 313, 1068.
- Oouchi, K., Yoshimura, J., Yoshimura, H., Mizuta, R., Kusunoki, S., Noda, A., 2006. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. *気象集誌* 84, 259–276.
- Pall, P., Allen, M.R., Stone, D.A., 2007. Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming. *Climate Dynamics* 28, 351–363.
- Papritz, L., Pfahl, S., Rudeva, I., Simmonds, I., Sodemann, H., Wernli, H., 2014. The Role of Extratropical Cyclones and Fronts for Southern Ocean Freshwater Fluxes. *J. Climate* 27, 6205–6224. doi:10.1175/JCLI-D-13-00409.1
- Payer, M., Laird, N.F., Maliawco, R.J., Hoffman, E.G., 2011. Surface Fronts, Troughs, and Baroclinic Zones in the Great Lakes Region. *Weather and Forecasting* 26, 555–563. doi:10.1175/WAF-D-10-05018.1
- Pfahl, S., Wernli, H., 2012. Quantifying the Relevance of Cyclones for Precipitation Extremes. *Journal of Climate* 25, 6770–6780. doi:10.1175/JCLI-D-11-00705.1
- Pook, M.J., McIntosh, P.C., Meyers, G.A., 2006. The Synoptic Decomposition of Cool-Season Rainfall in the Southeastern Australian Cropping Region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 45, 1156–1170. doi:10.1175/JAM2394.1
- Prat, O.P., Nelson, B.R., 2013a. Mapping the world’s tropical cyclone rainfall contribution over land using the TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis. *Water Resources Research* 49, 7236–7254. doi:10.1002/wrcr.20527
- Prat, O.P., Nelson, B.R., 2013b. Precipitation Contribution of Tropical Cyclones in the Southeastern United States from 1998 to 2009 Using TRMM Satellite Data. *Journal of Climate* 26, 1047–1062. doi:10.1175/JCLI-D-11-00736.1
- Raible, C., Della-Marta, P., Schwierz, C., Wernli, H., Blender, R., 2008. Northern Hemisphere extratropical cyclones: A comparison of detection and tracking methods and different reanalyses. *Monthly Weather Review* 136, 880–897.
- Risbey, J.S., McIntosh, P.C., Pook, M.J., 2012. Synoptic components of rainfall variability and trends in southeast Australia. *International Journal of Climatology* n/a–n/a. doi:10.1002/joc.3597

- Rodgers, E.B., Adler, R.F., Pierce, H.F., 2000. Contribution of Tropical Cyclones to the North Pacific Climatological Rainfall as Observed from Satellites. *Journal of Applied Meteorology* 39, 1658–1678. doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1658:COTCTT>2.0.CO;2
- Sanders, F., 2005. Real Front or Baroclinic Trough? *Weather and Forecasting* 20, 647–651. doi:10.1175/WAF846.1
- Sanders, F., Hoffman, E.G., 2002. A Climatology of Surface Baroclinic Zones. *Weather and Forecasting* 17, 774–782. doi:10.1175/1520-0434(2002)017<0774:ACOSBZ>2.0.CO;2
- Schewe, J., Heinke, J., Gerten, D., Haddeland, I., Arnell, N.W., Clark, D.B., Dankers, R., Eisner, S., Fekete, B.M., Colón-González, F.J., Gosling, S.N., Kim, H., Liu, X., Masaki, Y., Portmann, F.T., Satoh, Y., Stacke, T., Tang, Q., Wada, Y., Wisser, D., Albrecht, T., Frieler, K., Piontek, F., Warszawski, L., Kabat, P., 2013. Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *PNAS* 201222460. doi:10.1073/pnas.1222460110
- Shapiro, M.A., 1984. Meteorological Tower Measurements of a Surface Cold Front. *Monthly Weather Review* 112, 1634–1639. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<1634:MTMOAS>2.0.CO;2
- Simmonds, I., Keay, K., Tristram Bye, J.A., 2012. Identification and Climatology of Southern Hemisphere Mobile Fronts in a Modern Reanalysis. *Journal of Climate* 25, 1945–1962. doi:10.1175/JCLI-D-11-00100.1
- Sinclair, V.A., 2013. A 6-yr Climatology of Fronts Affecting Helsinki, Finland, and Their Boundary Layer Structure. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 52, 2106–2124. doi:10.1175/JAMC-D-12-0318.1
- Sugi, M., Murakami, H., Yoshimura, J., 2009. A Reduction in Global Tropical Cyclone Frequency due to Global Warming. *SOLA* 5, 164–167.
- Sugi, M., Noda, A., Sato, N., 2002. Influence of the global warming on tropical cyclone climatology: An experiment with the JMA global model. *気象集誌* 80, 249–272.
- Sugiyama, M., Shiogama, H., Emori, S., 2010. Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107, 571–575. doi:10.1073/pnas.0903186107
- Takayabu, Y. N., 2008. Observing rainfall regimes using TRMM PR and LIS data. *GEWEX News*, 18(2), 9–10.
- Thatcher, L., Takayabu, Y.N., Yokoyama, C., Pu, Z., 2012. Characteristics of tropical cyclone precipitation features over the western Pacific warm pool. *J. Geophys. Res.* 117, D16208. doi:10.1029/2011JD017351

- Trenberth, K.E., Dai, A., Rasmussen, R.M., Parsons, D.B., 2003. The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84, 1205–1217.
- Tyagi, A., Hatwar, H.R., Pai, D.S., 2009. Monsoon 2008, A report. Government of India, India Meteorological Department.
- Tyagi, A., Hatwar, H.R., Pai, D.S., 2010. Monsoon 2009, A report. Government of India, India Meteorological Department.
- Tyagi, A., Mazumdar, A.B., Pai, D.S., 2011. Monsoon 2010, A report. Government of India, India Meteorological Department.
- Villarini, G., Vecchi, G.A., 2012. Twenty-first-century projections of North Atlantic tropical storms from CMIP5 models. *Nature Clim. Change* 2, 604–607. doi:10.1038/nclimate1530
- Villarini, G., Vecchi, G.A., Knutson, T.R., Zhao, M., Smith, J.A., 2011. North Atlantic Tropical Storm Frequency Response to Anthropogenic Forcing: Projections and Sources of Uncertainty. *Journal of Climate* 24, 3224–3238. doi:10.1175/2011JCLI3853.1
- Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J., Lammers, R.B., 2000. Global Water Resources: Vulnerability from Climate Change and Population Growth. *Science* 289, 284–288. doi:10.1126/science.289.5477.284
- Watterson, I.G., 2006. The intensity of precipitation during extratropical cyclones in global warming simulations: a link to cyclone intensity? *Tellus A* 58, 82–97. doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00147.x
- Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K., Band, L., 1988. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology, Hydrologic Research: The U.S. & Japan Experience* 102, 29–47. doi:10.1016/0022-1694(88)90090-X
- Yamakawa, S., 1984. A synoptic climatological study of cold fronts and cold frontal precipitation over Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University* 19, 79–97.
- Yasuda, T., Mase, H., Mori, N., 2010. Projection of future typhoons landing on Japan based on a stochastic typhoon model utilizing AGCM projections. *Hydrological Research Letters* 4, 65–69.
- Yokoi, S., Takahashi, C., Yasunaga, K., Shirooka, R., 2012. Multi-model Projection of Tropical Cyclone Genesis Frequency over the Western North Pacific: CMIP5 Results. *Sola* 8, 137–140.
- Yokoi, S., Takayabu, Y.N., Murakami, H., 2013. Attribution of Projected Future Changes in Tropical Cyclone Passage Frequency over the Western North Pacific.

- Journal of Climate 26, 4096–4111. doi:10.1175/JCLI-D-12-00218.1
- Yokoyama, C., Takayabu, Y.N., 2008. A Statistical Study on Rain Characteristics of Tropical Cyclones Using TRMM Satellite Data. *Mon. Wea. Rev.* 136, 3848–3862. doi:10.1175/2008MWR2408.1
- Yoshimura, J., Sugi, M., Noda, A., 2006. Influence of Greenhouse Warming on Tropical Cyclone Frequency. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 84, 405–428.
- Zappa, G., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Sansom, P.G., Stephenson, D.B., 2013. A Multimodel Assessment of Future Projections of North Atlantic and European Extratropical Cyclones in the CMIP5 Climate Models*. *Journal of Climate* 26, 5846–5862. doi:10.1175/JCLI-D-12-00573.1
- 二宮洗三, 1977. 豪雨の時間スケールから見た降水強度極値の地理的分布. *天気* 24, 63-70.
- 二宮洗三, 2001. 豪雨と降水システム. 東京堂出版.
- 北島尚子, 2005. 前線の考え方の過去と現在. *気象庁研究時報* 57, 27-57.
- 北島尚子, 2011. Cyclone Phase Space(低気圧位相空間)(新用語解説). *天気* 58, 801-803.
- 北島尚子, 三井清, 1998. スプリットフロントを伴った温帯低気圧の総観解析. *天気* 45, 455-465.
- 山口宗彦, 2008. 気象庁台風アンサンブル予報システム(気象業務の窓). *天気* 55, 521-524.
- 木口雅司, 沖大幹, 2010. 世界・日本における雨量極値記録. *水文・水資源学会誌* 23, 231-247. doi:10.3178/jjshwr.23.231
- 柳瀬亘, 2010. ポーラーロウの理想化実験: 2009年度山本・正野論文賞受賞記念講演. *天気* 57, 371-381.
- 気象庁予報部, 1976. 天気予報指針 (実用編) .
- 津口裕茂, 加藤輝之, 2014. 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析. *天気* 61, 455-469.
- 経済産業省, 2012. 通商白書 2012. 大蔵省印刷局.