

熱帯における大気と海洋表層の気候場および季節内振動
に関する衛星観測研究

(Satellite study of the climatology and intraseasonal oscillations
of tropical atmosphere and ocean surface)

金丸佳矢

(KANEMARU Kaya)

名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻学位論文 博士 (理学)

2014 年

要旨

年間を通して強い日射に晒される熱帯域では海洋が広く分布し、加熱された海面水温 (SST) は降水活動が活発な暖水域 (Warm pool) を形成する。熱帯域の SST の空間分布や Warm pool 上の降水活動は、大気と海洋間の水や熱交換を介して熱帯大気循環の維持に一端を担う。本論文は、熱帯大気循環の描像の更なる理解を目指して、SST、降水活動、大気水蒸気量が相互に影響しあう気候場の動態を調査した。

本論文では、様々な衛星やセンサによって得られた広域な観測データを使用した研究を行った。近年の衛星観測技術の発展によって最先端の観測機能をもつ様々なセンサが登場し、それらを搭載した衛星の観測データが長期間蓄積されるようになった。したがって、複数の衛星観測データを使用することで、SST のほか、鉛直分布を含む大気中の水蒸気量や気温、降水量、海上風ベクトルや蒸発量、など様々な観測物理量が広域にわたって得られる。これら観測データを複合的に使用することで、現在の気象・気候の更なる理解を深めることが可能となる。

大気と海洋表層の相互作用の結果としてもたらされる SST と大気の鉛直積算水蒸気量 (CWV) の気候場の分布の関係を調査した。SST と CWV を結びつけるために、境界層と自由大気間の水蒸気の鉛直勾配の指標である水蒸気のスケールハイトを導入した。SST と CWV の関係を調査した結果、CWV の変動は SST に対応する Clausius-Clapeyron の関係だけでなく水蒸気のスケールハイト変動にも関連することが分かった。一方、地表面の水蒸気量の変動は Clausius-Clapeyron の関係を介した SST の変動で説明できた。従って、SST は地表面の水蒸気量を支配する。CWV の SST 依存性は領域間で明瞭で、SST が 27°C よりも低い亜熱帯海洋上では SST は CWV を強く支配する。それよりも高い SST が分布する熱帯海洋上では、SST だけでなく水蒸気の鉛直勾配の変動も重要である。

これらは、熱帯域の大気循環に伴う境界層から自由大気の水蒸気の鉛直輸送の領域差として理解出来る。亜熱帯海洋上は大気循環の下降域に相当し、蒸発と境界層水蒸気の水平発散で水収支が釣り合う。地表面は発散場であるため、下降流は境界層から自由大気の水蒸気の鉛直輸送を妨げ、水蒸気の鉛直勾配は変化しない。一方、熱帯海洋上は、大気循環の上昇流域に分布し、境界層の水蒸気収束と深い対流に伴う降水が釣り合う。地表面が収束場であるため、境界層の水蒸気は自由大気へ鉛直輸送され、水蒸気の鉛直勾配を変化させる。

ここまでの解析はあくまで静的な気候場を対象にしていたが、続いて熱帯大気海洋結合

現象の動態を明らかにすべく、季節内振動 (ISO) に着目した研究を行った。ISO は、30-80 日周期の大規模雲降水システムを伴った大気循環偏差が Warm pool 上を伝播する現象である。ISO の伝播経路は季節性をもち、北半球冬ではインド洋で発生した ISO は南半球側へ偏りながら東進し、北半球夏の ISO はインド洋から北東進する。ISO の伝播経路は季節によって異なるが、ISO に伴う雲降水変動は海面に到達する太陽放射や風速変動に伴う海面蒸発を変調させ、降水活発域に先行して SST の高温偏差をもたらすことが季節に問わず共通する。ISO に伴う大気変動が海洋表層に影響をもたらす要因をより深く理解するために、海洋混合層の熱収支解析を用いた解析を行った。

インド洋から西部太平洋の東半球上で北半球冬 (11 月から 3 月) と北半球夏 (5 月から 9 月) の季節ごとに ISO のコンポジット解析を行い、ISO の降水活発域に先行する SST の高温偏差が季節によらず確認された。海面熱フラックスや海洋表層の移流、湧昇を考慮した海洋混合層の熱収支コンポジット解析から、短波放射フラックスと潜熱フラックスの変動がいずれの季節にも重要であることが分かった。短波放射フラックスは ISO の伝播に伴う上層雲の雲量変動で説明され、潜熱フラックスはスカラ風速変動に大きく支配される。ISO に伴う循環場偏差は進行方向である東側では東風偏差を伴うため、背景場が西風であるとき、スカラ風速が弱化し暖水偏差が現れる。スカラ風速と潜熱フラックスの減少は、降水不活発期の短波放射フラックス増加と協調し、先行する SST の高温偏差を形成する。一方、背景場が東風の場合では、東風偏差はスカラ風速と潜熱フラックスの強化をもたらす。短波放射の増加と相殺して SST の先行伝播は起こらない。背景場が西風となる領域は、北半球冬では南半球側の赤道直下、北半球夏は赤道以北のインド洋に限定される。また、北半球夏の ISO に先行する SST の高温偏差の北進については、南北風の背景場も重要であることがわかった。以上の結果は、海上風気候場の地理的分布が ISO に伴う SST 偏差の伝播特性において本質的に重要である可能性を示唆する。

目次

第1章	序論	1
1.1	はじめに	1
1.2	海面水温と大気水蒸気量の気候場の分布の関係	4
1.3	季節内振動に伴う大気と海洋表層の変動	7
1.4	衛星観測研究の重要性	10
1.5	目的	11
第2章	衛星データの概要	12
2.1	可視赤外放射計	12
2.2	赤外・マイクロ波サウンダ	13
2.3	マイクロ波放射計	15
2.4	マイクロ波レーダ	17
2.5	マイクロ波散乱計	17
第3章	海面水温と大気水蒸気量の気候場の分布の関係	19
3.1	データ	19
3.2	解析準備	20
3.3	海面水温と大気水蒸気量の観測値と理論式の比較	25
3.4	大気水蒸気量に対する海面水温の感度解析	26
3.5	水蒸気のスケールハイトと水収支の関係	29
3.6	まとめ	38
第4章	季節内振動に伴う大気と海洋表層の変動	40
4.1	データと海洋混合層熱収支の推定	40
4.2	データ処理	44
4.3	季節内振動のコンポジット解析	45

4.4	対流活発域と海面水温変動	45
4.5	熱フラックスの変動	47
4.6	緯度ごとの風速変動	57
4.7	北半球夏の北進との関係	63
4.8	海面水温変動をもたらす西風背景場の形成要因	64
4.9	まとめ	66
第5章	結論	68
	謝辞	70
付録A	衛星推定パラメータの精度評価	71
A.1	地表面水蒸気混合比の精度評価	71
A.2	内挿データの精度評価	71
A.3	海面熱フラックスの精度評価	72
付録B	潜熱フラックス変動分離の導出	75
	参考文献	75

第1章 序論

1.1 はじめに

熱帯域を緯度 30° までの緯度帯とみなすと、その表面積は地球全体の表面積の半分を占める。熱帯域では地球の大気上端で入射する太陽光が宇宙に射出される赤外放射よりも多く (e.g. Vonder Haar and Suomi, 1971), 熱帯域では受け取るエネルギーの多さから地表面や大気温度が高くなる。緯度方向の温度勾配は気圧偏差をもたらし、熱帯域の子午面循環 (Hadley 循環) を形成する。また、海陸分布に伴う熱容量の違いも熱帯域の大気循環の多様さをもたらし、赤道付近に位置するインドネシア海洋大陸と太平洋の海陸分布は、東西方向の大気循環 (Walker 循環) をもたらし、インドやオーストラリア大陸などでは、南北方向の海陸分布と太陽高度の変化によって大気循環 (Monsoon 循環) の季節変化が卓越する。水の熱容量は乾燥空気と比べて 10^3 も大きいことから、海面水温 (Sea Surface Temperature; SST) の時空間分布は大気循環に影響を容易に与える。経年時間スケールで起こる大気海洋結合現象のエルニーニョ・南方振動 (El Niño Southern Oscillation; ENSO) は、赤道太平洋の SST の東西勾配を変化させ Walker 循環の強弱を変調させる (Bjerknes, 1966, 1969)。これら大気循環は、水の相変化を伴う水循環とも密接に関係する。降水は、海面から蒸発した水蒸気が大気中で凝結する過程であり、水の相変化に伴って熱のやりとりが行われる。海面からの蒸発は海洋から熱を奪い、降水により生じる凝結熱は大気を加熱して大気循環の維持の一端を担う。

熱帯の大気と海洋表層の変動に伴う大気と海面間の熱交換は降水や大気循環を変化させる。SST の空間分布と熱帯の対流活動の強さには非線形な関係があることが知られており (e.g. Gadgil et al., 1984; Graham and Barnett, 1987), SST が 27-28°C を越えると急激に対流活動が活発な領域となる。図 1.1 は National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) が提供する 日平均 Optimum Interpolation SST (OISST) プロダクト (Reynolds et al., 2007) から求めた SST の気候値を示す。対流活動が活発な SST の高温域はインド洋から海洋大

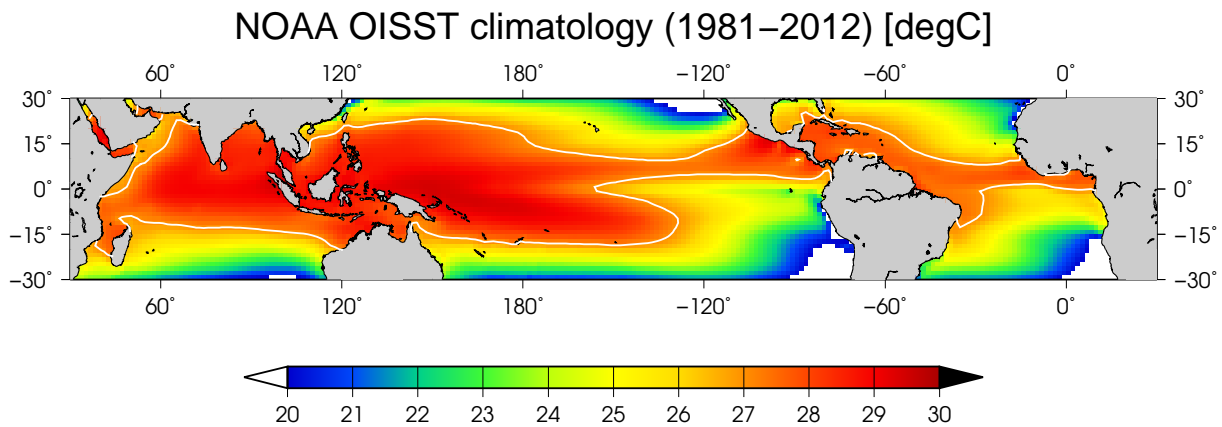


図 1.1: OISST から求めた 1981-2012 (32 年) の SST の気候値 (°C). 白線は 27 °C の等値線.

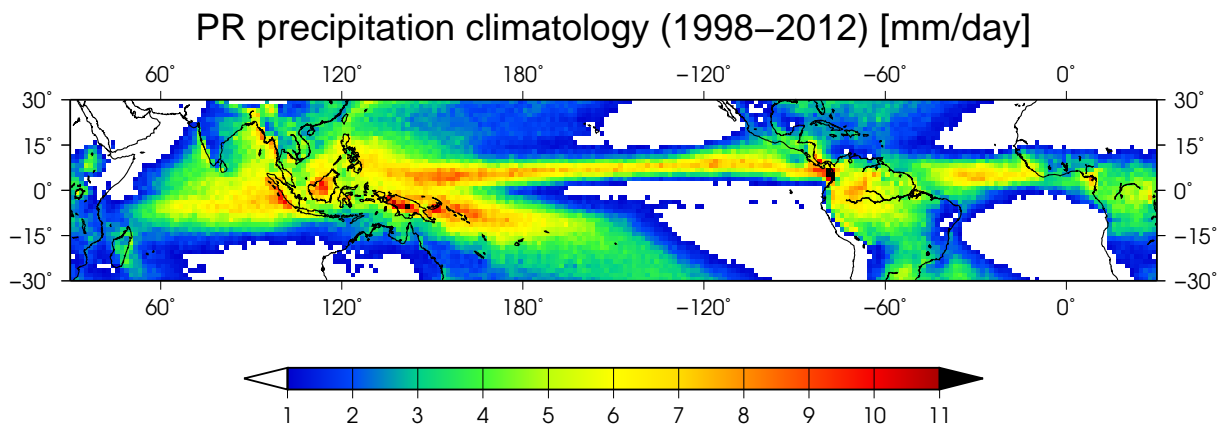


図 1.2: TRMM PR から求めた 1998-2012 (15 年) の地表面降水量の気候値 (mm day⁻¹).

陸, 西部太平洋に広く分布し, まとめて Warm pool と呼ばれる. また, 赤道中部太平洋や北東太平洋, 大西洋も総じて気候学的に SST の高温域が分布する. 図 1.2 は Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) Earth Observation Research Center (EORC) が提供する Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星に搭載された観測測器 Precipitation Radar (PR) の地表面降水量 (Iguchi et al., 2000) の気候値を示す. 降水量の気候学的な空間分布は, 熱帯域の SST 暖水域の空間分布におおまかに対応する.

Warm pool 上では降水量が多いことが確認出来るが, そこでは降水が常に起きているわけではない. 熱帯域の降水変動は特定の時間スケールをもち周期的に強弱を繰り返すことが知られている. 特に, 30-80 日の時間スケールで起こる季節内振動 (Intraseasonal Oscillation; ISO) は熱帯域の降水変動をもたらす大気擾乱のひとつであり (Madden and Julian, 1971, 1972), Warm pool 上で大規模な降水変動を伴いながら東進することが知られている. 図 1.3 は, Madden and Julian (1972) にて示された赤道上で東進する ISO の東西構造とその時間変動を示す. インド洋上で発生した地上気圧および東西循環偏差は Warm pool 上では活発な

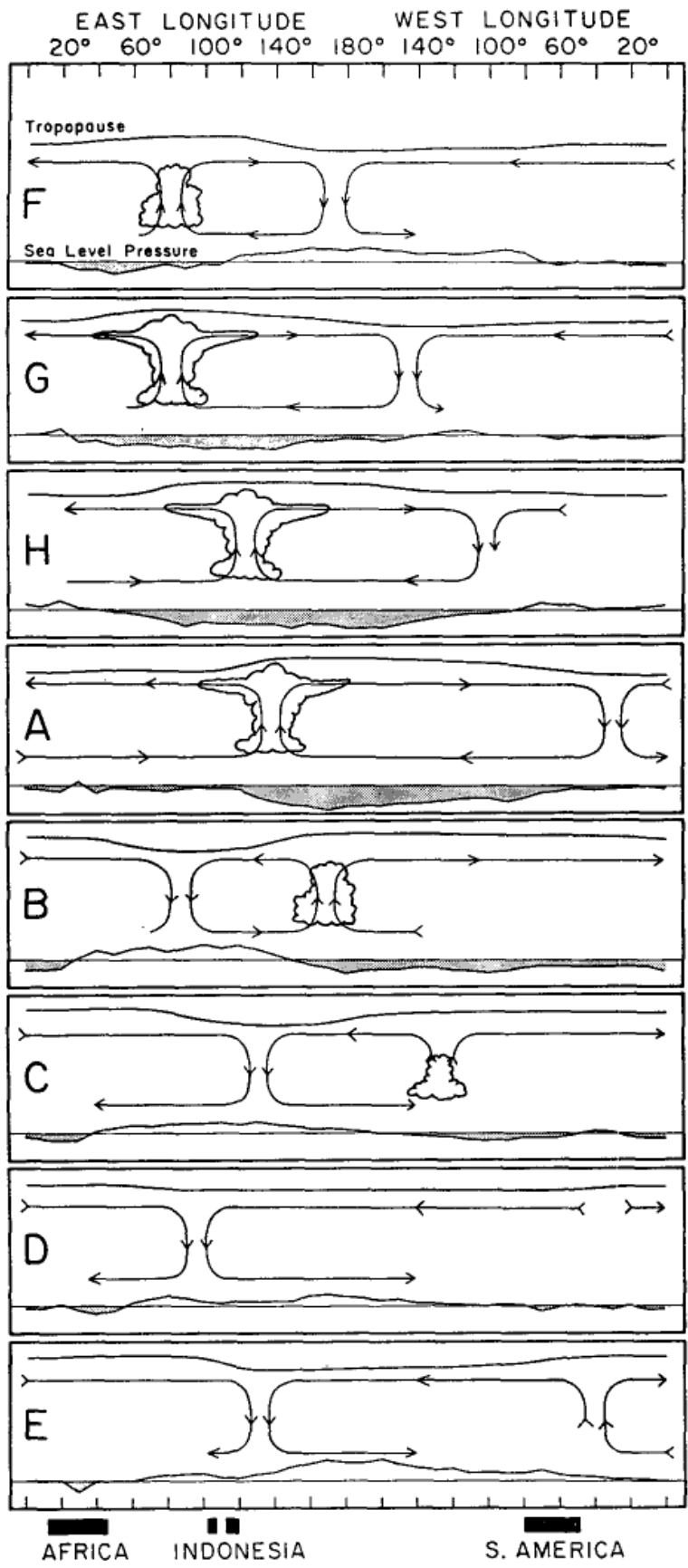


図 1.3: ISO の東西構造とその時間変動の概念図. Madden and Julian (1972) より引用.

降水活動を伴いながら海洋大陸に移動する。この雲降水活動を伴う東西循環偏差は日付変更線付近で衰弱する。ISO は、それよりも長い時間スケールの変動に影響を与えることが観測によって指摘されている。例えば、ISO の変動がインドモンスーンやオーストラリアモンスーンのオンセットと関係する (Yasunari, 1979; Hendon and Liebmann, 1990a)。また、数年ごとに起こる El Niño イベントの発生に ISO が関係していること (e.g. Nitta and Motoki, 1987; McPhaden, 1999) や、その終了にも関係すること (Takayabu et al., 1999) が指摘されている。気候学的な SST の分布や大気循環を背景とした中で変動する ISO は、背景の大気循環を変調させうる可能性をもつと言える。

また、ISO はその変動に伴った特徴的な SST の変動をもつことが知られている。ISO に伴う降水活発域は、SST の高温偏差の先行を伴いながら大気中を伝播することが知られている (Nakazawa, 1995; Hendon and Glick, 1997; Shinoda et al., 1998; Woolnough et al., 2000)。このような ISO 時間スケールの観測的な事実から、ISO の大気海洋結合の役割の理解を目指したモデル研究が行われている (e.g. Flatau et al., 1997; Wang and Xie, 1998; Waliser et al., 1999; Kemball-Cook et al., 2002; Woolnough et al., 2007)。

SST の気候学的な空間分布や様々な時間スケールで引き起こされる変動は、熱帯域の大気循環を含めた気候場やその中で起こる降水変動に密接に関連することが考えられる。本論文では、熱帯域の大気と海洋表層の相互作用の理解のためにいくつかの時空間変動に着目する。

1.2 海面水温と大気水蒸気量の気候場の分布の関係

SST の気候学的な役割として、SST の空間分布は大気中の水蒸気量の空間分布を支配することが挙げられる。全球海洋上では、地表面から大気上端まで鉛直積分した水蒸気量 (Column Water Vapor; CWV) は SST と関連することが知られている (e.g. Prabhakara et al., 1979; Raval and Ramanathan, 1989; Stephens, 1990; Gaffen et al., 1992; Jackson and Stephens, 1995; Wentz and Schabel, 2000)。これは、SST-CWV 関係が Clausius-Clapeyron (C-C) 関係で近似されると Prabhakara et al. (1979) や Stephens (1990) によって指摘されている。C-C 関係は、飽和蒸気圧が温度の増加に対して指数関数的に増加する関係を示す。図 1.4 は、Stephens (1990) によって示された SST-CWV 関係と C-C 関係の対応図である。SST が 15°C よりも高温帯では、SST の関数とした CWV が C-C の理論式によく対応することが分かる。しか

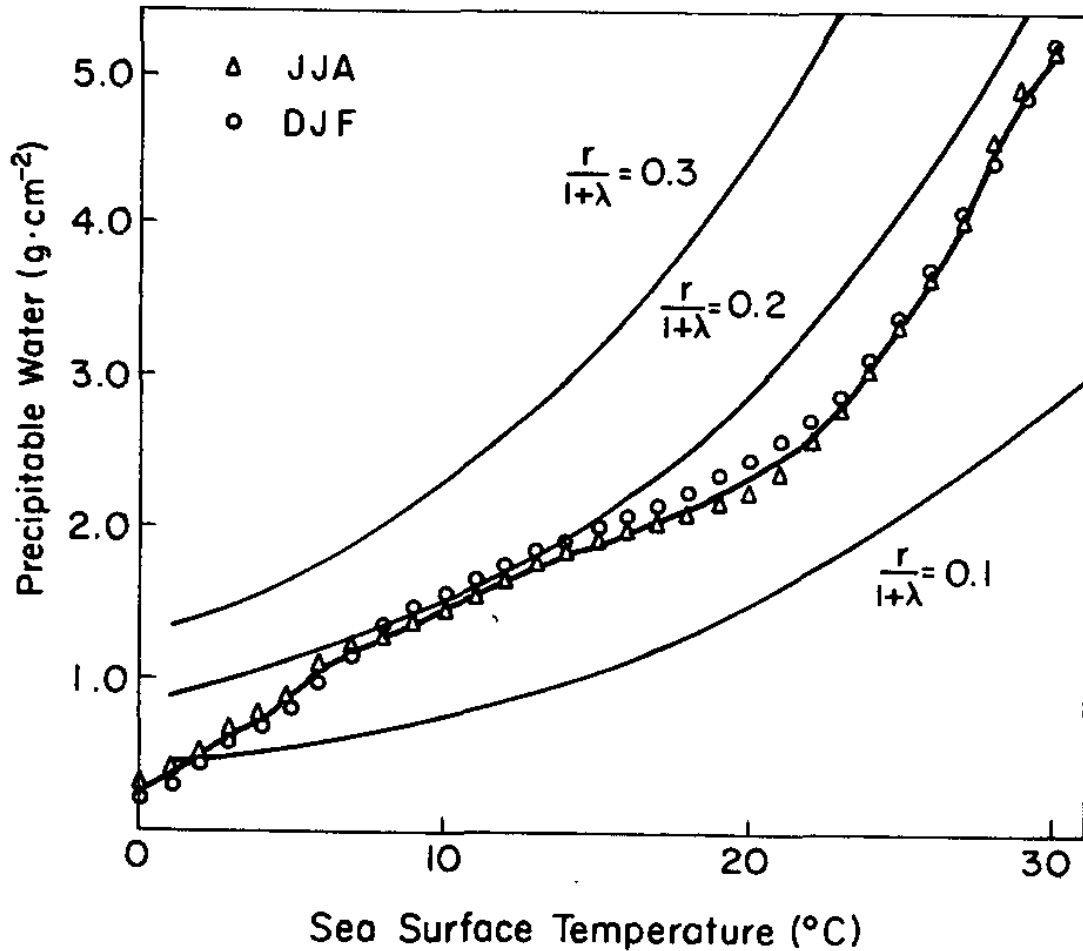


図 1.4: 年平均の SST と CWV の関係 (太線) と季節平均 JJA(6,7,8 月) と DJF(12,1,2 月) のシンボル。線は C-C 関係によって描かれる理論曲線を表す。Stephens (1990) より引用。

し、SST-CWV 関係が C-C 関係として成り立つためには、2 つの仮定が必要である。1 つめの仮定は、地表面相対湿度が SST の変動から独立して空間的に均一である。2 つめの仮定は、水蒸気の鉛直分布が一様に变化する、つまり、水蒸気の鉛直勾配が一定であることである。

地表面相対湿度一定の仮定は、地表面相対湿度の分布が空間的に均一である現場観測結果から示唆される (Peixoto and Oort, 1996; Dai, 2006)。水蒸気の鉛直勾配が不変である仮定は、限られた観測領域の研究から指摘されているが (Reitan, 1963; Bolsenga, 1965)、全球規模では季節や緯度によって異なることが指摘されている (Smith, 1966; Liu and Niiler, 1984)。特に、SST-CWV 関係は熱帯と亜熱帯で異なる特徴をもつことが分かっている。Stephens (1990) や Gaffen et al. (1992) は熱帯の SST-CWV 関係が C-C 関係から崩れることを示している。また、Jackson and Stephens (1995) は SST と C-C 関係から近似される CWV と観測された CWV の相関関係が亜熱帯海洋上では強いが、熱帯海洋上では弱くなることを示して

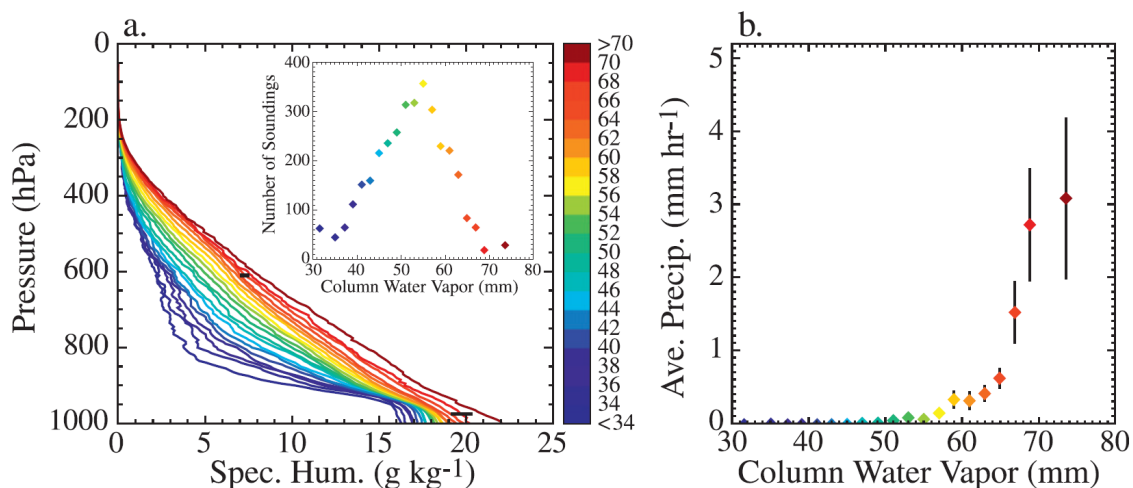


図 1.5: (a) CWV の関数とした水蒸気比湿の鉛直分布. (b) CWV の関数としたときの 1 時間あたりの降水量. Holloway and Neelin (2009) より引用.

いる。これらの結果は、熱帯海洋上では水蒸気の鉛直勾配が一定とする仮定が成り立たないことを示唆する。

水蒸気の鉛直勾配の変動は、熱帯の対流活動と関連すると考えられる。Chaboureau et al. (1998) は衛星観測を用いて対流圏の中層・上層の水蒸気変動が対流活動に伴う上層雲の雲量変動と関連することを示している。Bretherton et al. (2004) や Holloway and Neelin (2009) は、降水強度の変動が境界層の水蒸気よりも自由対流圏の水蒸気変動と関連することを現場観測データから示している。図 1.5 は、Holloway and Neelin (2009) の結果の一部を示しており、CWV ごとに平均した水蒸気の鉛直分布は 700-800 hPa の自由大気下層の水蒸気変動と対応して異なることが確認出来る。また、CWV と降水の関係は 60 kg m^{-2} ほどから急激な地表面降水量の増加が示されている。

このように、SST の空間分布が C-C 関係によって CWV を強く支配する場所もあれば、水蒸気の鉛直勾配と強く関連する場所も存在する。SST の気候学的な役割を理解するためには、水蒸気の鉛直勾配が大気の水蒸気量にとってどれほど重要であるか、また、それがどのようにしてもたらされているのか、を理解することが必要である。そのためには、熱帯・亜熱帯の SST や CWV の空間分布以外にも、水蒸気の鉛直勾配や降水量などの複数の大気物理量の空間分布を把握しなければならない。

1.3 季節内振動に伴う大気と海洋表層の変動

ISO 時間スケールにおける SST の役割として, ISO の伝播方向に先行する SST の高温偏差の存在 (Nakazawa, 1995; Hendon and Glick, 1997; Shinoda et al., 1998; Woolnough et al., 2000) が挙げられる. ISO の変動の強さなどは季節性をもつことが知られている (Madden, 1986; Gutzler and Madden, 1989; Wang and Rui, 1990; Salby and Hendon, 1994; Zhang and Dong, 2004). インド洋の赤道付近で発生した ISO の対流活発域は, 北半球冬は北オーストラリアから South Pacific convergence zone (SPCZ) へ南にシフトしながら東進し (e.g. Hendon and Liebmann, 1990b; Matthews et al., 1996; Wheeler and Hendon, 2004), 北半球夏はインド洋を東進および北進する (e.g. Yasunari, 1979, 1980; Krishnamurti and Subrahmanyam, 1982). ISO の伝播特性の違いから, 北半球冬では Madden-Julian Oscillation (MJO), 夏では Boreal Summer Intraseasonal Oscillation (BSISO) と呼ばれている. 図 1.6 は Wang and Rui (1990) の代表的な ISO の伝播経路を示す. 彼らは (a) の赤道付近を東進するモードは 12 月から 5 月に多く, (b) の南にシフトしながら東進するモードは 11 月から 4 月の北半球冬に出現頻度が多いことを示している. また, (b) の北にシフトしながら東進するモードは北半球夏 (5 月から 10 月, 特に 6-8 月), (c) の北進するモードは 6-8 月を除く北半球夏に多く出現することを見出した.

ISO の伝播経路は季節性をもつが, 伝播方向に先行する SST の高温偏差は季節に関わらず共通することが知られている. この SST の高温偏差は, 対流不活発に伴う太陽光の増加と穏やかな風による海面蒸発の弱まりに起因することが MJO (e.g. Nakazawa, 1995; Lau and Sui, 1997; Hendon and Glick, 1997; Shinoda et al., 1998) や BSISO (e.g. Kemball-Cook and Wang, 2001; Sengupta et al., 2001; Klingaman et al., 2008) について報告されている. 図 1.7 は Shinoda et al. (1998) の MJO の phase でコンポジットされた海面熱フラックスと SST の経度断面図を示す. MJO の伝播は東進成分が卓越しており, 活発な対流活動 (短波放射フラックスの負偏差に対応する) に先行して SST の高温偏差が分布・東方伝播する. また, 図 1.8 は Sengupta et al. (2001) の北進する BSISO の緯度-時間断面図を示す. 7 月に北進する SST の高温偏差のあとに対流活発域 (負の OLR 偏差) が北進することが確認出来る.

このような観測事実から, ISO の大気海洋結合の影響に着目したモデル研究が行われている (e.g. Flatau et al., 1997; Wang and Xie, 1998; Waliser et al., 1999; Kemball-Cook et al., 2002; Woolnough et al., 2007). しかし, ISO の大気海洋結合に関する観測的な理解は充分で

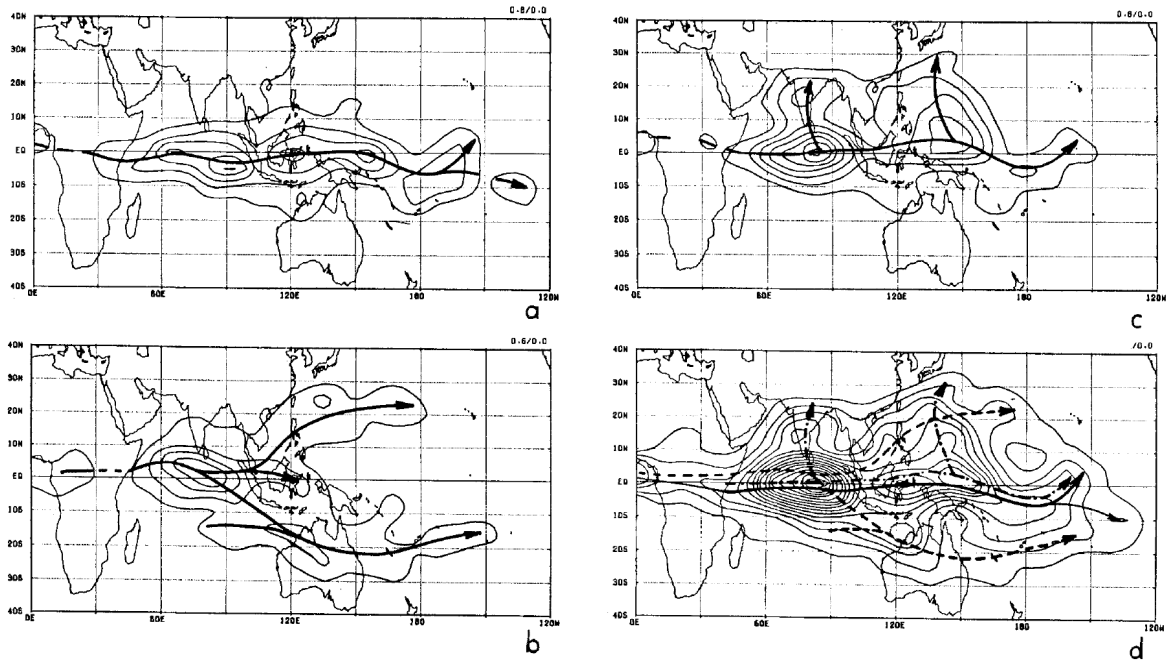


図 1.6: 複数の ISO モードの出現頻度. (a) 赤道付近を東進するモード. (b) 海洋大陸付近で赤道から離れるモード. (c) 東進・北進するモード. (d) 東進モード全部. Wang and Rui (1990) より引用.

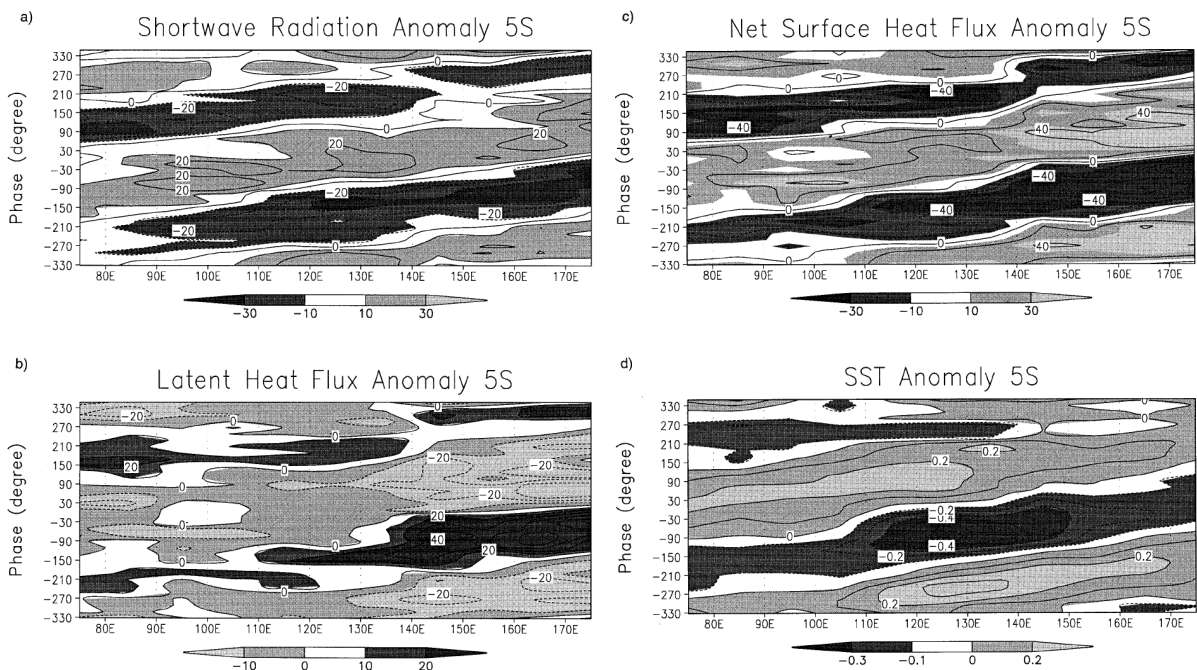


図 1.7: MJO のフェーズのコンポジットした緯度 5°S の時間-経度断面図. (a) 短波放射フラックス, (b) 潜熱フラックス, (c) 海面熱フラックス, (d) SST を示す. Shinoda et al. (1998) より引用.

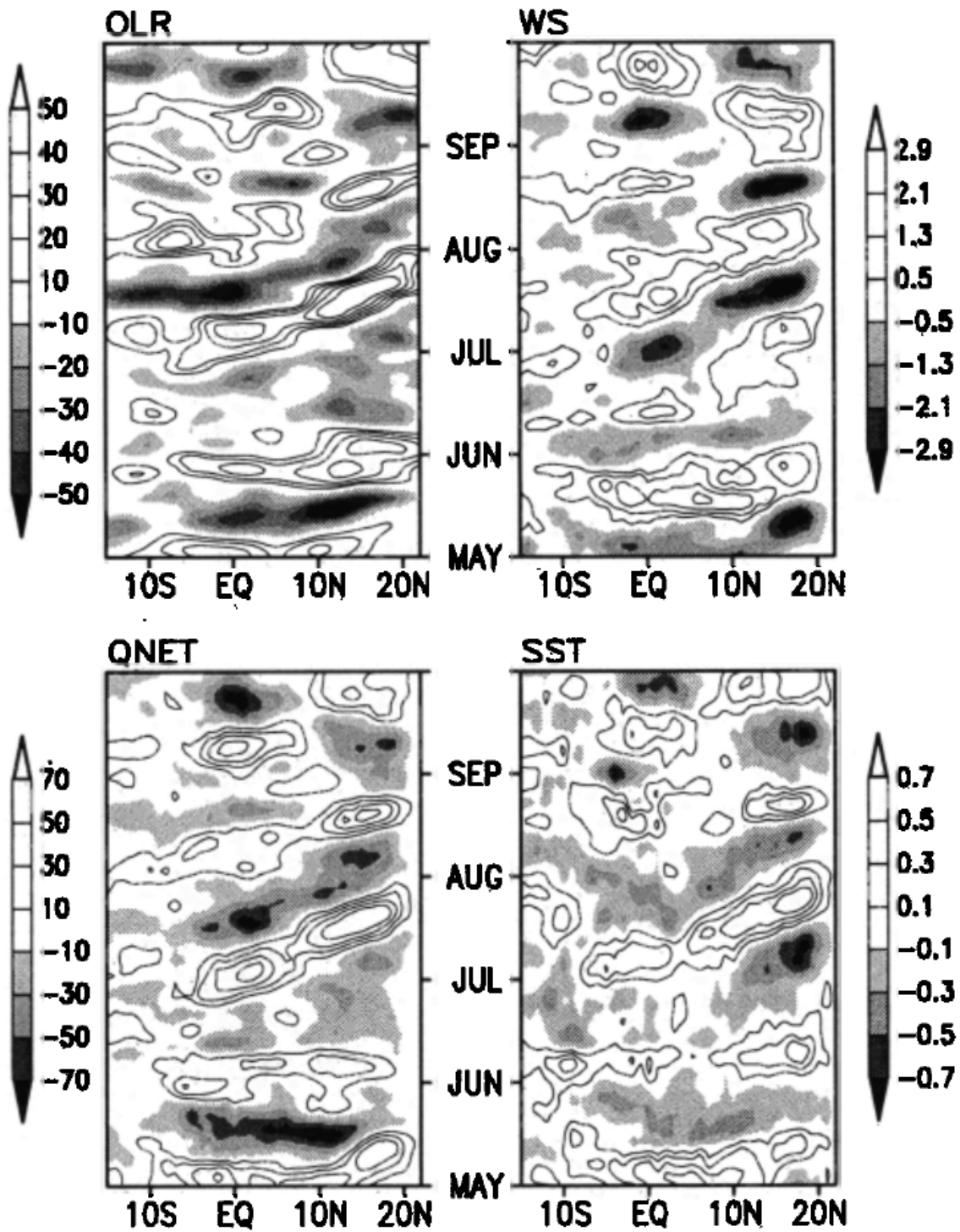


図 1.8: 1998 年夏の 85°E-90°E 平均の緯度-時間断面図. (a) 大気上端外向き長波放射 OLR, (b) スカラ風速, (c) 正味の海面熱フラックス Q_{net} , (d) SST. データは 10-80 日の時間フィルタを適用している. Sengupta et al. (2001) より引用.

はない。先行する SST の高温偏差が ISO の伝播にとって重要であるとするならば、ISO に伴う SST 変動がどのようにして引き起こされるのか、季節で共通する機構について更なる理解が必要とされる。

1.4 衛星観測研究の重要性

SST の時空間変動に伴う大気や降水の広域な変動を理解するためには、全球規模の観測データが必要となる。SST の気候学的な役割を理解するためには、SST や CWV の他に水蒸気の鉛直勾配、地表面相対湿度、降水量などの空間分布を把握することが必要である。また、Hendon (2012) は ISO 伝播と SST 変動の関係を観測研究の立場で理解するためには、降水、SST や大気海洋間の熱交換を行う海面熱フラックスなどのグローバル観測データを整備し、それら相互作用の包括的な研究を行うことが必要であると指摘している。このような指摘に答える研究手法として、現在、再解析データや現場観測データ、衛星観測データを用いることが挙げられる。これらのデータはそれぞれ長所短所をもつ。再解析プロダクトは時空間的に欠損がなく様々な物理量の解析値を提供する。最新の再解析プロダクトをいくつか挙げると、European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) が提供する ERA-Interim プロダクト (Dee et al., 2011)、National Aeronautics and Space Administration (NASA) が提供する Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) プロダクト (Rienecker et al., 2011)、National Centers for Environmental Prediction (NCEP) が提供する Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) プロダクト (Saha et al., 2010)、Japan Meteorological Agency (JMA) が提供する Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55) プロダクト (Ebita et al., 2011)、などが複数存在する。これらの再解析プロダクトはそれぞれの特徴をもつが、プロダクトの解析値は使用するモデルやデータ同化システムに依存する。船などを利用して観測対象域に直接赴く現場観測データは、高精度に複数の物理量を観測することが出来る。海上気象の現場観測データセットとして International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS) (Woodruff et al., 2011) などが挙げられる。ただし、現場観測データの空間的な観測密度は地理的分布に大きく制約を受ける。衛星観測データは全球を均一に繰り返し観測することが可能であるが、現場観測データよりも精度が劣り観測対象は搭載する衛星センサの性能に限られる。しかし、近年の衛星観測技術の発展は目覚ましく、様々な衛星センサが打ち上げられ、それら観測データの複合的な利用が可能になった。

本論文では、一般的な可視赤外放射計やマイクロ波放射計の他に、マイクロ波レーダや散乱計、赤外・マイクロ波サウンダといった衛星観測データを用いて、衛星から推定される様々な物理量を用いた研究を行う。このような立場で研究を行うことで、上述の SST の時空間変動の役割やその要因の更なる理解が可能となる。

1.5 目的

本論文では、熱帯域の大気と海洋表層の相互作用について衛星観測研究の立場で理解することを目的とする。まず、大気と海洋表層の相互作用によって維持される気候場の描像を理解する。また、相互作用の現象の一例として ISO に着目し、ISO の時間スケールで引き起こされる大気と海洋表層の時空間変化を明らかにさせる。2章では、使用した衛星観測データを紹介する。3章では、熱帯の気候場の理解の深化のために SST と CWV の気候場の分布の地域性を調査する。4章では、東半球上の ISO に伴う大気と海洋表層の時空間変動の解析を行い、大気海洋結合現象である ISO の動態を理解する。最後に、5章で結論を述べる。

第2章 衛星データの概要

本論文では, 様々な衛星観測データを用いた研究を行う. 本章では, 使用する衛星観測データの特性を述べる. ここで紹介する多くは, 地球表面から高度数百 km 上で周回する極軌道衛星に搭載された衛星センサを指す. 可視赤外放射計, 赤外・マイクロ波サウンダ, マイクロ波放射計, マイクロ波レーダ, マイクロ波散乱計, について説明する.

2.1 可視赤外放射計

可視域・近赤外の波長帯では, 昼間の太陽光の反射率特性から地表面状態を推定する. また, 赤外波長帯では地表面や大気から放射されたエネルギーの強度から物理量を推定する. 例として, 図 2.1 上は, *Aqua* 衛星に搭載された可視赤外放射計 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) が観測した SST のスナップショットを示す. データは NASA Ocean Color より提供された. 一般的な可視赤外放射計の空間解像度は数 km であり, 沿岸域を含めて細かな SST の空間分布を知ることが出来る. 欠点は, 雲の下は観測出来ないことである. 中緯度や熱帯擾乱に伴う雲域下は観測欠損となる.

可視赤外放射計の衛星観測の歴史は長く, NOAA が管理する Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) シリーズは世代交代を経て 30 年以上にわたる. また, 他にも OrbView-2 衛星の Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS), Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星 Visible and Infrared Scanner (VIRS) が挙げられる. SeaWiFS や MODIS は可視域に複数の観測波長帯をもち, Chlorophyll-*a* 濃度やエアロゾルの光学特性の推定も行われている.

地表面や大気を観測する際に雲の存在は観測対象を妨げるものでしかない. 観測対象を雲とした場合は, 雲の太陽光の反射や赤外放射の強度から雲の光学特性を推定することが可能である. 雲の光学特性が定量的に見積もることが出来れば, 放射伝達式を陽に解くことで放射フラックスの推定が可能となる. 静止気象衛星 (Zhang et al., 2004) や TRMM 衛星 VIRS (L'Ecuyer and Stephens, 2003; L'Ecuyer and McGarragh, 2010) から見積もられた放射

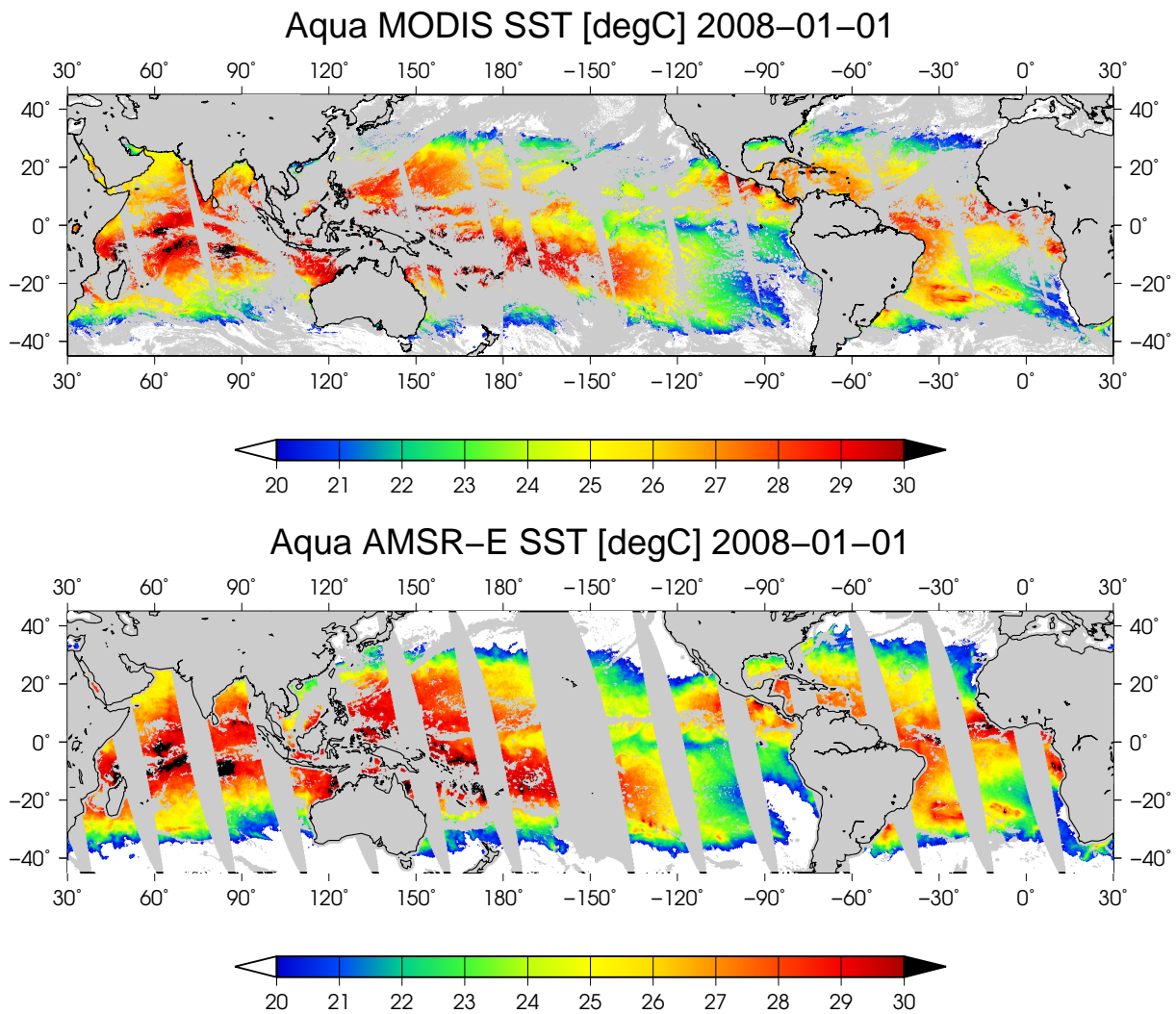


図 2.1: (上図) *Aqua* 衛星に搭載された可視赤外放射計 MODIS から観測された 2008 年 1 月 1 日の SST ($^{\circ}\text{C}$) の上昇軌道 (観測地方時 13:30) のスナップショット. 空間解像度は $1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$. (下図) (上図) と同じだが, マイクロ波放射計 AMSR-E から観測された SST. 空間解像度は $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$.

フラックスプロダクトなどが整備されている.

2.2 赤外・マイクロ波サウンダ

サウンダは大気温度や水蒸気の鉛直探査を行うために設計されたセンサで, 対流圏下層から成層圏までの大気の鉛直分布を推定することが出来る. 多くの場合, 赤外サウンダとマイクロ波サウンダの両方を組み合わせた観測システムが一般的である. 赤外・マイクロ波の観測原理は, 大気ガス (酸素分子, 二酸化炭素, 水蒸気など) の吸収帯の付近に波長分解能の高いセンサで熱放射のスペクトル分布を観測することである. 吸収帯の中心部で観測する観測値は, 大気上端付近の熱放射に対応する. 一方, 吸収帯から少し離れた波長では,

吸収の弱まりによって大気下層の熱放射を含む観測値が得られる。高波長分解能をもつ複数の観測チャンネルは、高度ごとに異なる感度をもった鉛直情報に対応し、その情報から大気温度や水蒸気量の鉛直分布を推定する。

雲は赤外域の放射輝度にかなり影響し、マイクロ波帯でもいくらか影響を及ぼす。赤外サウンダにおいて雲の影響の扱いは観測精度に直結する重大な問題である (Susskind et al., 2003)。この問題に対して、いくつか解決策が挙げられ、晴天域のみ使用する方法、雲の光学特性を把握して放射伝達式を解いてその影響を取り除く、複数の観測フットプリントから雲の影響を除去する、がある。1つめの場合は晴天域のみ使用するサンプリングバイアスが含まれ、2つめは雲の光学特性の推定が必要となる。多くの赤外サウンダのプロダクトでは3つめの手法が使われる。3つめの手法は、複数のフットプリントから得られた雲の高さなどの情報から統計的な手法を用いて雲の影響の除去が行われる。マイクロ波サウンダは雲の影響が小さいので、赤外サウンダの雲の影響除去の前情報として使用される。

サウンダ観測の歴史は既に30年近くに達し、1980年代からは High-Resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS) と Microwave Sounding Unit (MSU) による Television Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical Sounder (TOVS) システムが、2000年前後から TOVS を発展させた HIRS と Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) の Advanced TIROS Operational Vertical Sounder (ATOVS) システムによる観測が行われている。また、次世代の観測システムとして、NASA が *Aqua* 衛星に搭載させた AMSU-A、ハイパースペクトル赤外サウンダ Atmospheric Infrared Sounder (AIRS)、マイクロ波水蒸気サウンダ Humidity Sounder for Brazil (HSB) を、European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) は MetOp 衛星シリーズの似た観測システムとして AMSU-A、Infrared Atmospheric Sounding Interferometer (IASI)、Microwave Humidity Sounder (MHS) の観測システムを運用している。

本研究では、*Aqua* 衛星に搭載された AIRS/AMSU-A の観測データを使用する。*Aqua* 衛星は2002年5月に打ち上げられた後、HSBは2003年2月に故障したため、AIRS/AMSUの観測システムとなっている。AIRSは可視・赤外域の波長帯の2378のチャンネルを用いてスペクトル分布を観測する。AIRSは二酸化炭素の吸収帯(15 μm)や水蒸気の吸収帯(6 μm)、AMSU-Aは酸素の吸収帯(55 GHz)の付近に複数のチャンネルが設定されている。観測された複数のチャンネルの放射輝度はそれぞれ高さに荷重を持った観測量であるので、それらの組み合わせから気温や水蒸気の鉛直構造を推定する。図2.2中ではAIRS/AMSUで推定され

たCWVのスナップショットを示す。比較として、図2.2上はMODISから推定されたCWV (NASAより提供)を示す。MODISは高い空間解像度や広い観測幅、海陸に関わらず推定可能である。しかし、気候学的に雲量の多い西部太平洋では観測欠損となる。AIRS/AMSUから推定されたCWVは、アルゴリズムによって雲の影響を除去しているため、雲の多い西部太平洋領域でも推定が可能である。ただし、あまりにも雲量が多い場所や降水粒子の熱放射が大きい場所では推定精度が低下して観測欠損となる。また、AIRS/AMSUの推定は複数のAIRSのフットプリント(～15 km)をAMSUのフットプリント(～45 km)に対応させているので空間解像度はやや荒い。

2.3 マイクロ波放射計

マイクロ波放射計は、地球表面や大気からの熱放射をマイクロ波長帯で観測する。マイクロ波長帯での観測の利点は、雲の下も観測が可能である点である。図2.1下や図2.2下は、*Aqua*衛星のマイクロ波放射計 Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observation System (AMSR-E)の観測結果である。データはRemote Sensing Systems (RSS)より提供された。これまで紹介した可視赤外放射計や赤外・マイクロ波サウンダと比べ、雲の有無に関わらず、物理量の観測が可能である。ただし、可視赤外放射計よりも空間解像度は劣り、数十 km である。また、AMSR-EのSSTから見られるように、強い降水下では雨滴からの熱放射が強くなるので観測精度は低下して欠損となる。マイクロ波放射計からは、海上ではSSTやCWVの他に海上スカラ風速、雲水量、降水強度などが、陸上では土壌水分などが推定することが可能である。

マイクロ波放射計も数多くの衛星に搭載されており、TRMM衛星に搭載されたTRMM Microwave Imager (TMI)、Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)で管理される Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) や Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS)、Coriolis衛星に搭載されたWindSat、Global Change Observation Mission for Weather (GCOM-W)衛星に搭載されたAMSR2、などが挙げられる。

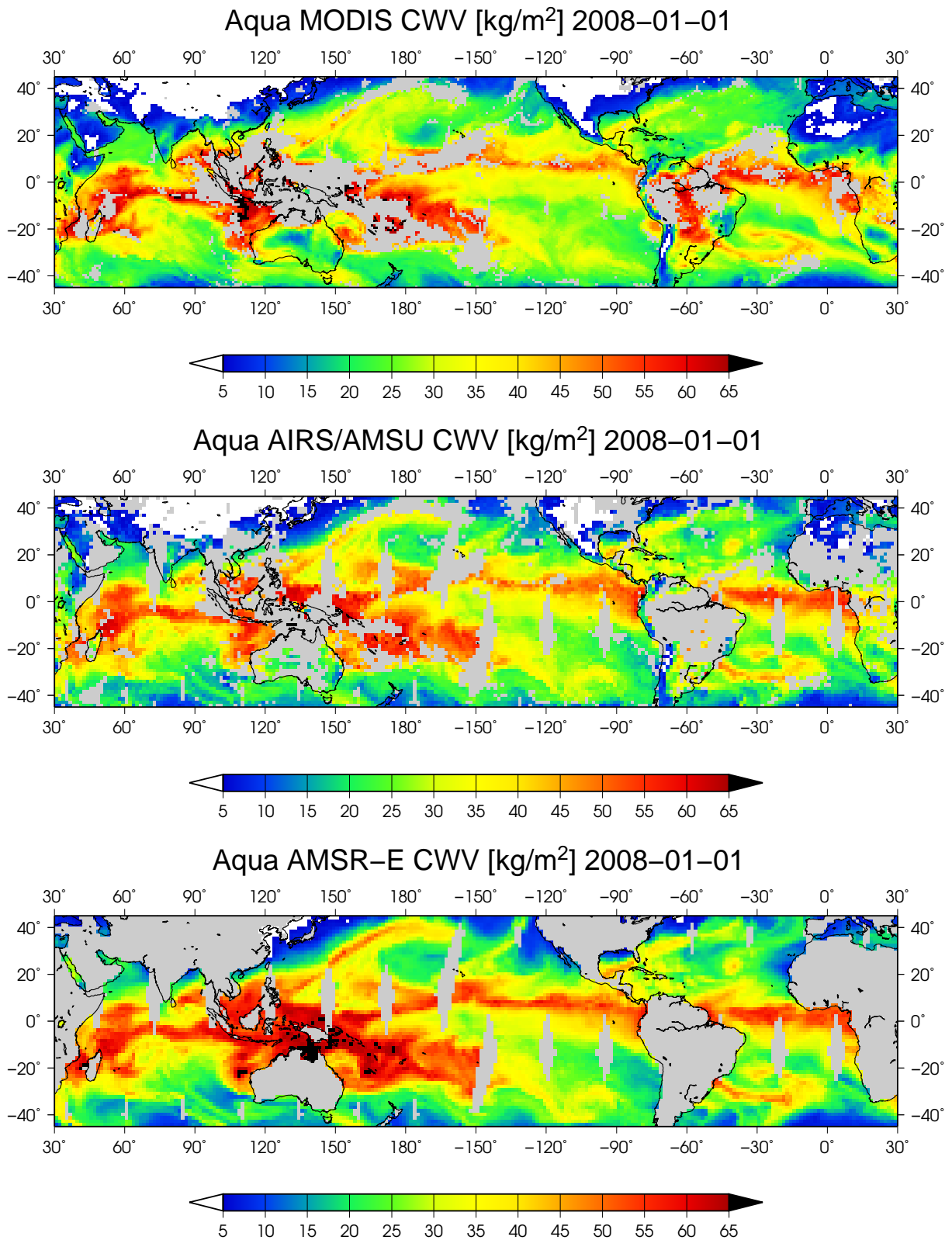


図 2.2: (上図) Aqua 衛星に搭載された可視赤外放射計から観測された 2008 年 1 月 1 日の CWV (kg m^{-2}) の日平均のスナップショット. 空間解像度は $1^\circ \times 1^\circ$. (中図) (上図) と同じだが, 赤外・マイクロ波サウンダ AIRS/AMSU から観測された CWV. 空間解像度は $1.5^\circ \times 1.5^\circ$. (下図) (上図) と同じだが, マイクロ波放射計 AMSR-E から観測された CWV. 空間解像度は $1.5^\circ \times 1.5^\circ$.

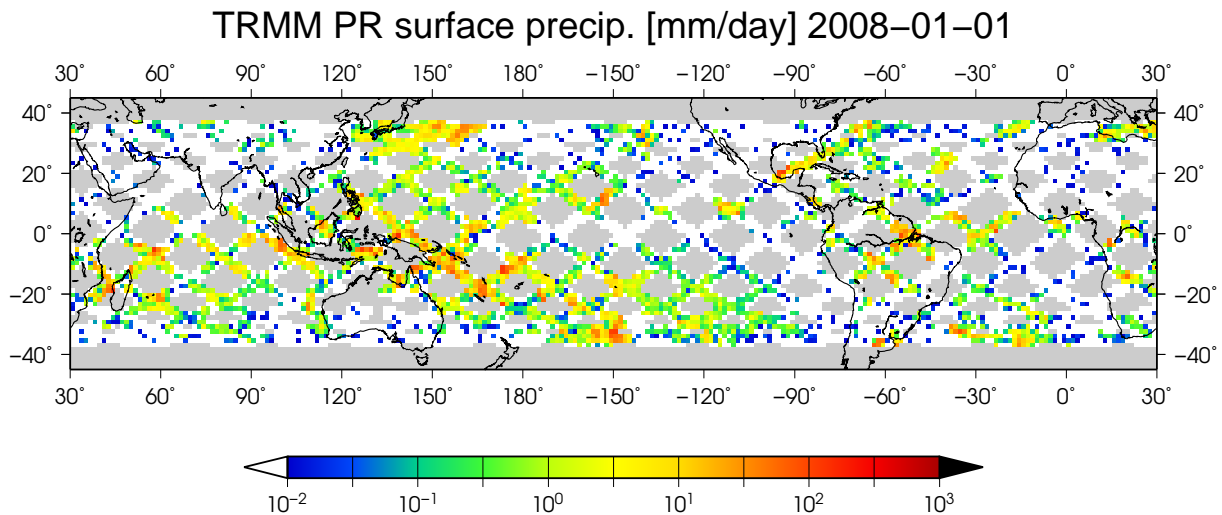


図 2.3: TRMM 衛星に搭載されたマイクロ波レーダ PR から観測された 2008 年 1 月 1 日の日平均地表面降水量 (mm day^{-1}) のスナップショット. 空間解像度は $1.5^\circ \times 1.5^\circ$.

2.4 マイクロ波レーダ

マイクロ波レーダは、放射計やサウンダといった受動型センサと異なり、能動型センサである。TRMM 衛星に搭載されたマイクロ波レーダ Precipitation Radar (PR) は周波数 13 GHz (波長 ~ 2 cm) の電波を発射し、対象物 (大気中の雨滴) から散乱した信号を受信する。PR は直接雨滴の散乱強度を観測するので、海陸問わずに観測が可能であり、降雨の鉛直分布も観測する。受動型センサの多くは観測幅が 1000-2000 km をもつが、PR の観測幅は約 200 km で観測頻度が劣る。図 2.3 は TRMM PR によって観測された日平均降水量を示す。

TRMM PR の他に、Global Precipitation Measurement (GPM) 計画の主衛星に搭載される Dual-frequency Precipitation Radar (DPR)、雲の鉛直分布を観測する CloudSat 衛星 Cloud Profiling Radar (CPR)、などが挙げられる。

2.5 マイクロ波散乱計

マイクロ波散乱計はレーダと同じく能動センサである。散乱計は、海上風速や風向によって変化するマイクロ波の散乱強度を観測し、その散乱強度から海上風ベクトルを推定する。降雨下では雨滴の散乱の信号が含まれて海上風の観測精度は低下する。図 2.4 は海上風ベクトルの観測例として、RSS から提供された Quick Scatterometer (QuikSCAT) 衛星のマイクロ波散乱計 SeaWinds のスナップショットを示す。散乱計は、波面の変動から風速を推定するので、陸域では観測出来ない。

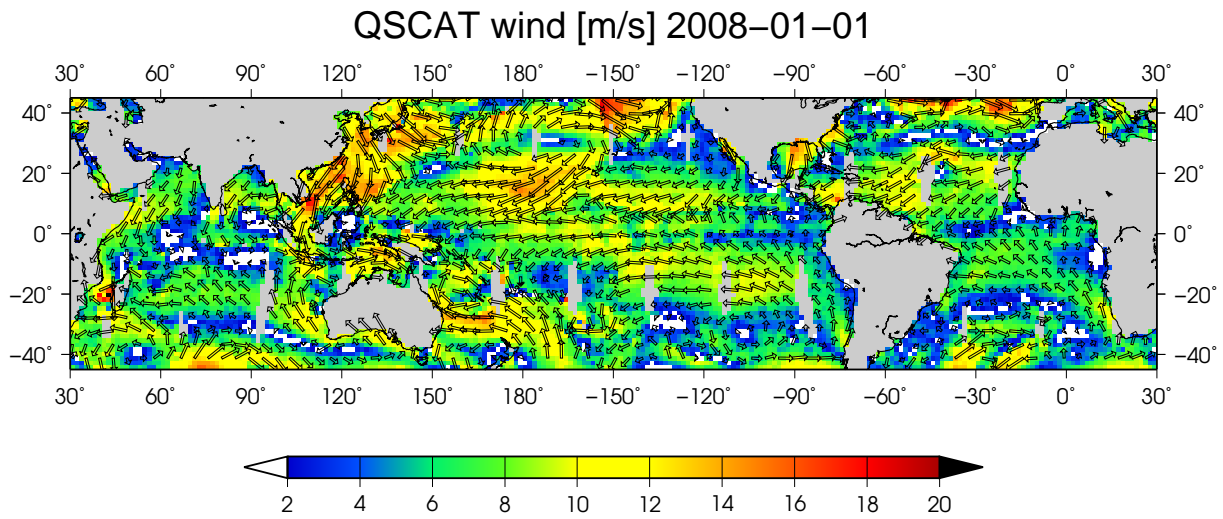


図 2.4: QuikSCAT 衛星に搭載されたマイクロ波散乱計 SeaWinds から観測された 2008 年 1 月 1 日の日平均風速 (m s^{-1}) および風ベクトルのスナップショット. 空間解像度は $1.5^\circ \times 1.5^\circ$.

代表的なマイクロ波散乱計は, Advanced Earth Observing Satellite (ADEOS) 衛星 NASA Scatterometer (NSCAT) や MetOp 衛星 Advanced Scatterometer (ASCAT) などが挙げられる.

第3章 海面水温と大気水蒸気量の気候場の分布の関係

本章では、海洋表層の物理量である SST の気候場の分布が大気の物理量である CWV の気候場の分布に与える影響を調べた。CWV の変動要因を SST を介した C-C の関係と水蒸気の鉛直勾配の変動に分離し、それらの変動を熱帯と亜熱帯海洋上で調べた。また、熱帯と亜熱帯海洋上の CWV 変動の地域依存性を理解するために、水収支解析を行った。

3.1 データ

本章の解析では、*Aqua* 衛星 AMSR-E, AIRS/AMSU, QuikSCAT 衛星 SeaWinds, TRMM 衛星 PR の衛星観測データを使う。AMSR-E version 7 と QuikSCAT version 4 プロダクトは RSS が提供するプロダクトを用いる。AMSR-E プロダクトは海洋上の SST と CWV が、QuikSCAT プロダクトは海上風ベクトルの観測データが含まれている。RSS は上昇軌道と下降軌道でそれぞれ日平均した $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ の空間解像度データを提供している。AMSR-E の SST と CWV の推定精度 (root mean square error; RMSE) はそれぞれ 0.58°C と 0.57 kg m^{-2} をもつ (Wentz and Meissner, 2000)。QuikSCAT プロダクトの精度 (RMSE) は風速 1 m s^{-1} と風向 23° である (Ebuchi et al., 2002)。QuikSCAT の風速データの精度は雨によって影響を受けるので、プロダクト内の雨フラグを用いてデータのフィルタを行った。ここでは Level 2 AIRX version 5 プロダクトを用いる。このプロダクトは AIRS と AMSU の複合プロダクトであり (以後 AIRS と呼ぶ)、NASA がデータを提供している。AIRS プロダクトはアルゴリズムを使って雲の影響を取り除いて (Susskind et al., 2003, 2011)、大気温度と湿度の鉛直分布を約 1 km の鉛直解像度で推定している。AIRS の大気温度と水蒸気の推定精度は 1 K (1 km)^{-1} と $20\% (2\text{ km})^{-1}$ であり (Tobin et al., 2006)、雲量 70%ほどまで精度が保証されている (Fetzer et al., 2006)。ここでは、AIRS の大気温度と水蒸気の鉛直分布データはプロダクトの品質 “best” のみを使用した。TRMM PR データは JAXA EORC から

提供されたデータを用いた。TRMM PR プロダクトは 250 m の鉛直分解能をもつ。地上降水量や鉛直解像度 1 km に平均化した降水の鉛直分布は 2A25 version 6 プロダクト (Iguchi et al., 2000) から求めた。

全ての衛星データは上昇軌道や下降軌道の軌道データから日平均の $1^\circ \times 1^\circ$ グリッド平均させ、緯度帯 25°N から 25°S の領域で 2002 年 10 月から 2009 年 9 月の 7 年間分を解析した。AMSR-E と QuikSCAT のオリジナルのデータは $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ グリッドを $1^\circ \times 1^\circ$ グリッドに平均化し、AIRS と PR データはそれぞれの軌道データをグリッド化させた。3.3 節では AMSR-E と AIRS の観測のみで解析を行い、3.5 節以降は AMSR-E, AIRS, QuikSCAT, PR の観測が全て存在するデータを使用する。AMSR-E, AIRS, QuikSCAT データは雨や雲によって推定精度に影響を受けるので、あらかじめフラグを用いてデータをフィルタしている。この場合、降水量の計算にバイアスをもたらすと予想されるので、まわりに存在する 8 つのグリッドで平均して空間内挿を行う。内挿データの使用によるサンプリングバイアスや精度の影響は付録 A.2 で観測データと比較を行った。その結果、空間内挿によって物理量はいくぶんか精度が低下するが、降水量のサンプリングバイアス軽減に有効であることが確かめられた。

3.2 解析準備

この節では、解析準備として SST と CWV の関係の定式化について述べる。まず、水蒸気の鉛直勾配の指標として水蒸気スケールハイト H_v を導入する

$$H_v \equiv \frac{W}{\rho_{v,s}} = \frac{W}{\rho_a q_{v,s}}. \quad (3.1)$$

ここで W , $\rho_{v,s}$, ρ_a , $q_{v,s}$ はそれぞれ、CWV, 地表面水蒸気密度, 乾燥空気の密度 ($= 1.2 \text{ kg m}^{-3}$), 地表面の水蒸気混合比を表す。この章では、 $q_{v,s}$ を大気の混合層 (mixed layer; ML) と接地層 (surface layer; SL) モデル (図 3.1) から推定する。まず、ML の水蒸気混合比 $q_{v,\text{ML}}$ を Masunaga (2012) の ML モデルから求め、さらに対数分布を仮定した SL モデルから $q_{v,s}$ を推定する。SL が中立安定であれば、SL 内の水蒸気の鉛直分布は対数分布として表されるので $q_{v,s}$ は

$$q_{v,s} = q_{v,\text{ML}} + \frac{\ln(z/z_{\text{SL}})}{\ln(z_q/z_{\text{SL}})} (q_v^*(T_s) - q_{v,\text{ML}}), \quad (3.2)$$

として求められる. ここで $q_v^*(T_s)$, z , z_{SL} , z_q はそれぞれ海面水温 T_s の飽和水蒸気混合比, 観測高度, SL の高さ, 水蒸気の粗度長をそれぞれ示す. 理論的な運動量と蒸発のバルク輸送係数 C_D と C_E はそれぞれ (Gaffen et al., 1992),

$$C_D(z) = \left[\frac{\kappa}{\ln(z/z_0)} \right]^2, \quad (3.3)$$

と

$$C_E(z) = \frac{\kappa}{\ln(z/z_0)} \frac{\kappa}{\ln(z/z_q)}, \quad (3.4)$$

である. このとき κ と z_0 は von kármán 定数 (= 0.40) と風速が対数分布で外挿してゼロになる高度に対応する粗度長である. 式 (3.3) と (3.4) から, C_D の C_E の関係は

$$C_E(z) = \frac{\kappa}{\ln(z/z_q)} \times \sqrt{C_D(z)}. \quad (3.5)$$

Large et al. (1994) は高度 10 m の C_D と C_E の間の関係を経験的に示しており,

$$C_E(10) = \frac{34.6}{10^3} \times \sqrt{C_D(10)}. \quad (3.6)$$

したがって, z_q は (3.5) と (3.6) から計算することが出来て

$$z_q = 10 \exp \left(- \frac{10^3}{34.6} \kappa \right), \quad (3.7)$$

ここで z_q は 9.534×10^{-5} m であり, 本解析では固定値として扱う. また, z_{SL} も 50 m で固定させる.

H_v は AMSR-E で観測された CWV と AIRS と AMSR-E から推定された $\rho_{v,s}$ から見積もる. $q_{v,s}$ の推定精度の評価は付録 A.1 で述べており, 推定が有用であることが示されている. もし水蒸気密度が指数関数的に高度とともに減少すれば, H_v は e -folding scale をもつ. 図 3.2 は観測された水蒸気混合比 q_v の鉛直分布を $q_{v,s}$ で標準化したのち, H_v の関数とした熱帯平均を示す. 図 3.2 では, H_v が境界層と自由大気の間の水蒸気の鉛直勾配をよく表現していることが分かる. 本研究では, H_v は境界層と自由大気の水蒸気の鉛直勾配を定量化する尺度として扱う.

次に, 観測される SST-CWV 関係を説明するために, 簡単な分析的な式を以下のように導

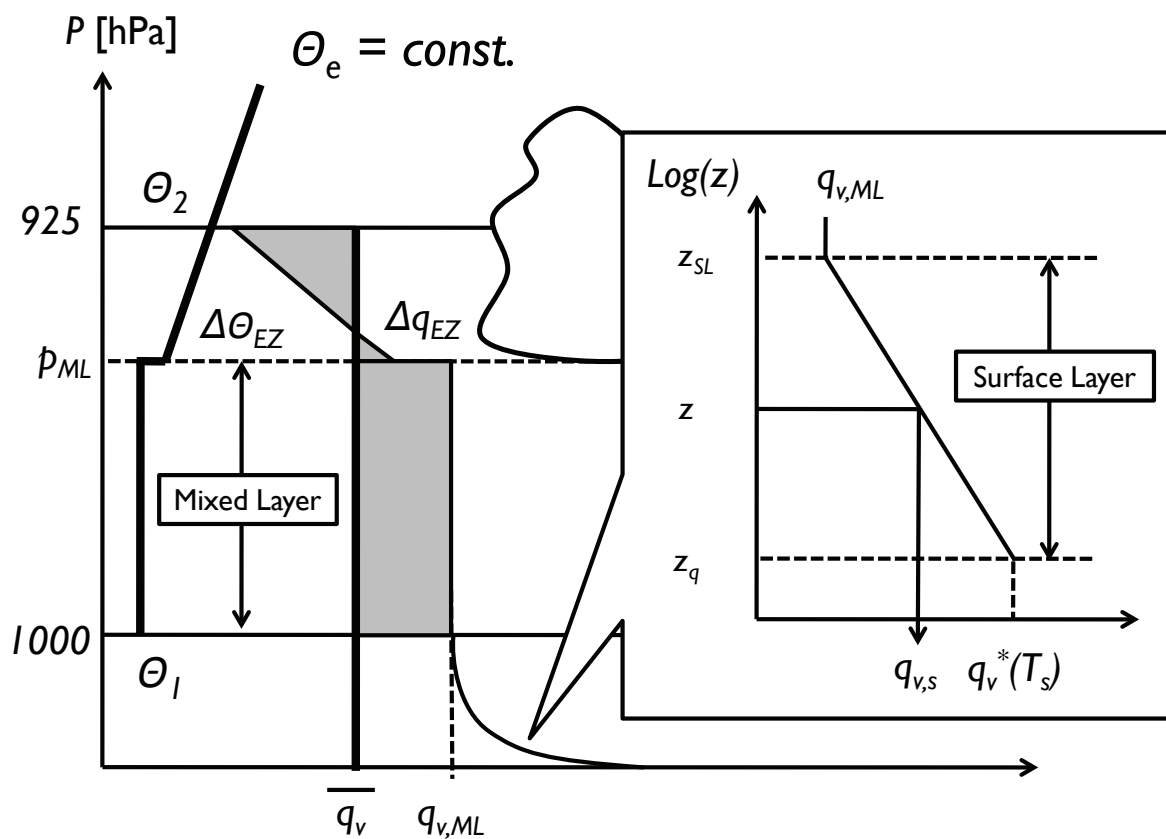


図 3.1: 地表面水蒸気混合比 $q_{v,s}$ を見積もるために使用した ML と SL モデルの概念図. ML の水蒸気混合比 $q_{v,ML}$ は Masunaga (2012) の ML モデルで推定する (左図). SL モデルを使用して ML モデルから見積もられた $q_{v,ML}$ と海面水温 T_s の飽和水蒸気混合比 $q_v^*(T_s)$ から対数で線形補間させて $q_{v,s}$ を推定する (右図).

Scaled moisture structure

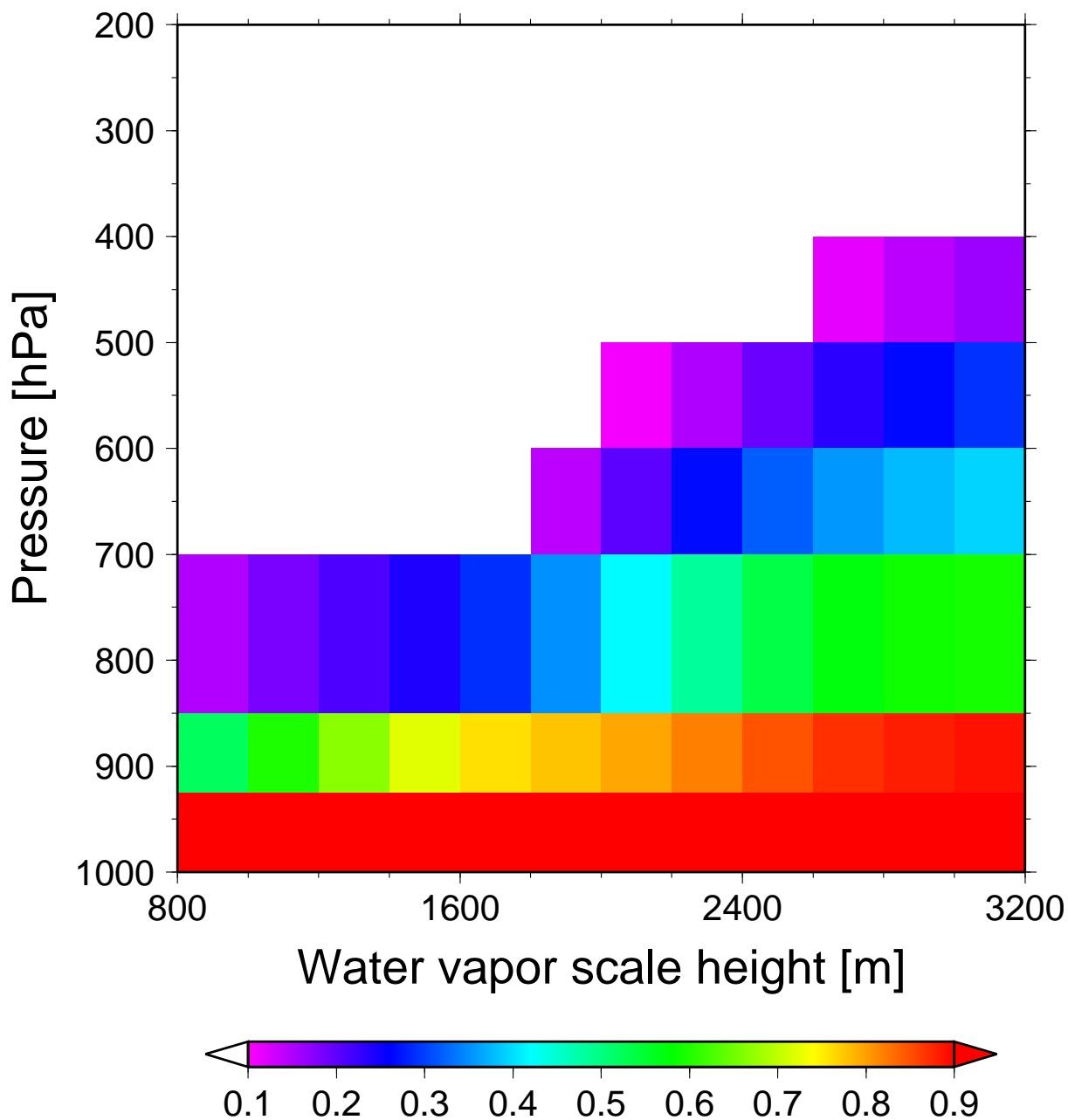


図 3.2: 水蒸気のスケールハイト H_v の関数とした規格化した水蒸気混合比の鉛直分布. 水蒸気の鉛直分布はあらかじめ地表面水蒸気混合比で割って規格化した後に, H_v で並べ替えている.

く. $\rho_{v,s}$ は水蒸気の気体の状態方程式として

$$\rho_{v,s} = \frac{e_0}{R_v T_0} = \frac{RH_0 \times e_s(T_0)}{R_v T_0}, \quad (3.8)$$

$e_0, R_v, T_0, RH_0, e_s(T_0)$ はそれぞれ, 地表面の水蒸気圧, 水蒸気の気体定数 (= 461.5 J K⁻¹ kg⁻¹), 地表面大気温度, 地表面相対湿度, T_0 の飽和蒸気圧を表す. RH_0 は $q_{v,s}$ と AIRS の観測した T_0 から求める. 飽和水蒸気圧は Bolton (1980) の経験式から

$$e_s(T_0) = 6.11 \exp\left(\frac{17.67t}{t + 243.5}\right), \quad (3.9)$$

と表される. t は セルシウス温度 ($t = T_0 - 273.15$) である. ここで, SST を T_s に書き直し SST-CWV 関係を作るために T_0 に T_s を代入する. 式 (3.1) と (3.8) から次式が得られる

$$RH_0 \times H_v = \frac{R_v W T_s}{e_s(T_s)}. \quad (3.10)$$

式 (3.10) の $RH_0 \times H_v$ は SST と CWV の関数であることが分かる. また, SST と $\rho_{v,s}$ の関係は (3.8) から

$$RH_0 = \frac{R_v \rho_{v,s} T_s}{e_s(T_s)}, \quad (3.11)$$

が得られる. これらの式は, 便宜的に T_s を T_0 に代入しているため SST と水蒸気の評価する場合に RH_0 変動に少し影響を与える.

また, 水収支の解析を行うために, 蒸発量 E の推定を行う. ここでは E はバルク法で計算して

$$E = \rho_a C_E |\mathbf{u}_{10}| [q_v^*(T_s) - q_{v,s}], \quad (3.12)$$

ここで $|\mathbf{u}_{10}|$ は海上 10 m の風ベクトルの絶対値を示す. C_E は式 (3.6) と Large et al. (1994) の経験式

$$C_D = \frac{1}{10^3} \left(\frac{2.70}{|\mathbf{u}_{10}|} + 0.142 + 0.0764 |\mathbf{u}_{10}| \right), \quad (3.13)$$

から求める. $|\mathbf{u}_{10}|$ は QuikSCAT データを用いる.

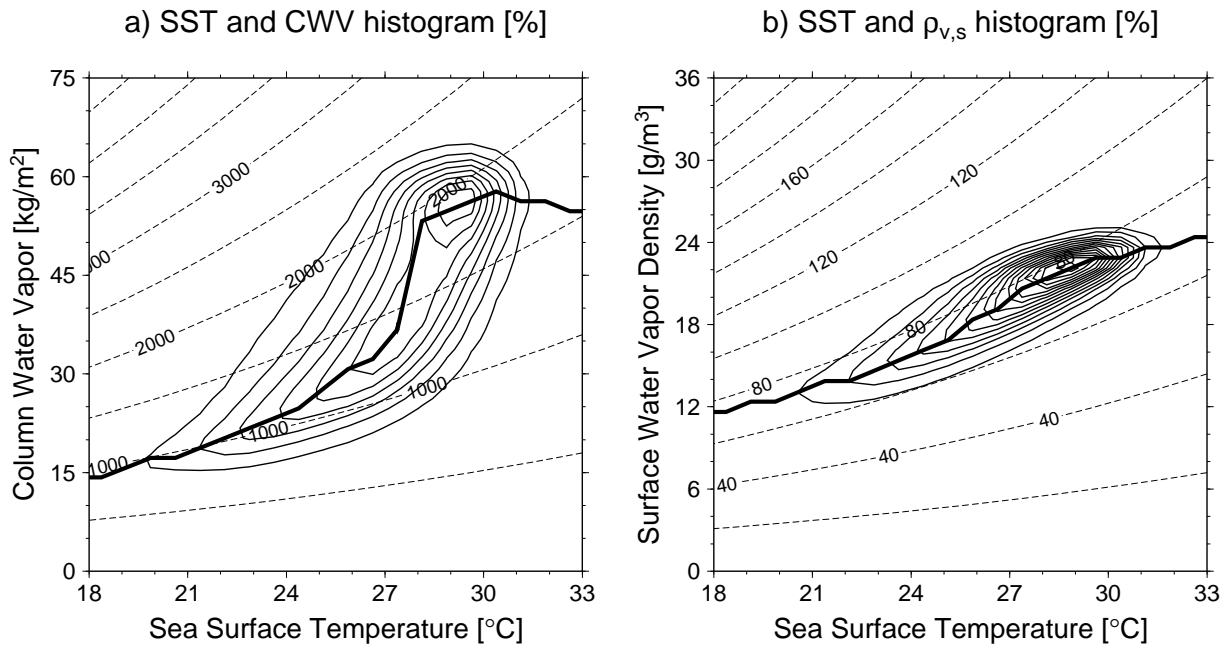


図 3.3: (a) SST と CWV の確率密度分布関数 (実線) と式 (3.10) の理論的な $RH_0 \times H_v$ の等値線 (m; 破線). 頻度は 0.75°C と 1.5 kg m^{-2} ごとに区切った. コンタの間隔は 0.1% . 太い実線は各 SST における CWV の最頻値を示す. (b) (a) と同じだが, SST と $\rho_{v,s}$ の場合と式 (3.11) から得られる RH_0 の等値線 (%). 頻度は 0.75°C と 0.75 g m^{-3} ごとに区切った. コンタの間隔は 0.2% .

3.3 海面水温と大気水蒸気量の観測値と理論式の比較

この節では, 熱帯・亜熱帯海洋上の SST-CWV 関係の地域的な特徴について明らかにする. 図 3.3 は 25°S から 25°N の海洋上で観測された SST と CWV の確率密度関数の分布 (実線) と頻度分布の尾根 (太実線) を示す. 式 (3.10) から得られる $RH_0 \times H_v$ の理論曲線 (破線) も同様に描かれている. 日平均で得られた頻度分布の特徴は, 月平均から得られる気候学的な SST-CWV 関係 (Gaffen et al., 1992; Zhang and Qiu, 2008) と同じ特徴をもつ. 頻度分布の尾根は, 24°C よりも低い SST の温度帯で $RH_0 \times H_v$ の理論値 1000 m の線に沿い, 24°C から 27°C の温度帯で 1000 m から 1500 m にずれはじめる. 一方, SST と $\rho_{v,s}$ の頻度分布 (図 3.3b) では, 頻度分布の尾根が RH_0 が $70\text{--}80\%$ 付近に沿う. これは RH_0 が SST の温度に対してそれほど変化しないことを意味し, 過去の観測結果とも整合的である (Peixoto and Oort, 1996; Dai, 2006). 図 3.3 は RH_0 がほぼ一定であるので SST の低い温度帯では H_v もほぼ不変であることを意味する. SST が 27°C に到達すると, 頻度分布の尾根 (図 3.3a) は急激に 1500 m から 2000 m に上昇するが, RH_0 はほとんど $70\text{--}80\%$ のままである (図 3.3b). 一度 $RH_0 \times H_v$ が 2000 m を越えると, 頻度分布の尾根の上昇は落ち着く. これらの特徴は図 3.4 でも確認される. 図 3.3b の結果と同じく, 図 3.4a でも観測された RH_0 80% の領域

が頻度分布のピークの狭い領域に分布している。観測された RH_0 が図 3.3b の理論値よりもいくぶんか高い値をとるのは、(3.11) で T_0 に T_s を代入しているからである。図 3.4b では、 H_v は相対的に低い SST の温度帯で頻度分布が 1500 m 付近に分布する。一方、それよりも高い SST では H_v が 1500 から 2500 m に急激に増加していることが分かる。この結果は、 H_v が SST や CWV に対する変化のしかたについて 2 つの異なる気候レジームが存在することを示唆する。最初のレジームは、CWV は C-C の関係を通して SST に支配される。一方の 2 つめのレジームは、CWV は SST の領域的な変化だけでなく系統的な H_v の変化にも影響を受ける。これらのレジームは SST を 27°C 付近を境界として分けられる。SST と CWV 平面上の RH_0 と H_v の標準偏差を図 3.5 に示す。 RH_0 と H_v の標準偏差は頻度分布の中心付近や右下側で小さく、 H_v や RH_0 のふるまいは気候学的な変動を表現していると言える。しかし、SST が低く CWV が高い場所 (図の左上) は標準偏差が比較的大きい。このことについては、後に議論する。

3.4 大気水蒸気量に対する海面水温の感度解析

3.3 節の結果について、より定量的な評価を試みる。CWV を SST の関数としたとき (図 3.6a)、SST に対する CWV の感度は複数の異なる寄与に分離することが出来る。式 (3.10) を SST に対して微分すると次式が得られる

$$\begin{aligned} \frac{\partial \ln W}{\partial T_s} &= \frac{\partial \ln RH_0}{\partial T_s} + \frac{\partial \ln H_v}{\partial T_s} + \frac{\partial \ln e_s}{\partial T_s} - \frac{\partial \ln T_s}{\partial T_s} \\ &= \frac{\partial \ln RH_0}{\partial T_s} + \frac{\partial \ln H_v}{\partial T_s} + \frac{L_v - R_v T_s}{R_v T_s^2}. \end{aligned} \quad (3.14)$$

ここで L_v は水の潜熱 ($= 2.5 \times 10^6 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) である。式 (3.14) の右辺の第 1 項、第 2 項はそれぞれ SST に対する RH_0, H_v の感度である。第 3 項は C-C 関係を表す。 $R_v T_s$ は L_v よりも 1 桁小さいので、最後の項は実質 C-C 関係の項としても差し支えない。図 3.6b は (3.14) のそれぞれの項の寄与を示す。式 (3.14) の右辺の 3 つの感度の和は観測から求めた CWV の感度とほぼ一致し、(3.14) による評価は有用であることが確認出来る。第 3 項の寄与は C-C 関係で予測されるようにほぼ一定の $6\% \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ である。 27°C 以下の SST の温度帯では、C-C 関係の寄与が他の 2 つの項よりも卓越する。この温度帯の CWV のふるまいは、主に SST 変動に伴う C-C 関係に起因する。一方、 $27\text{--}29^\circ\text{C}$ の SST の温度帯では、SST に対する

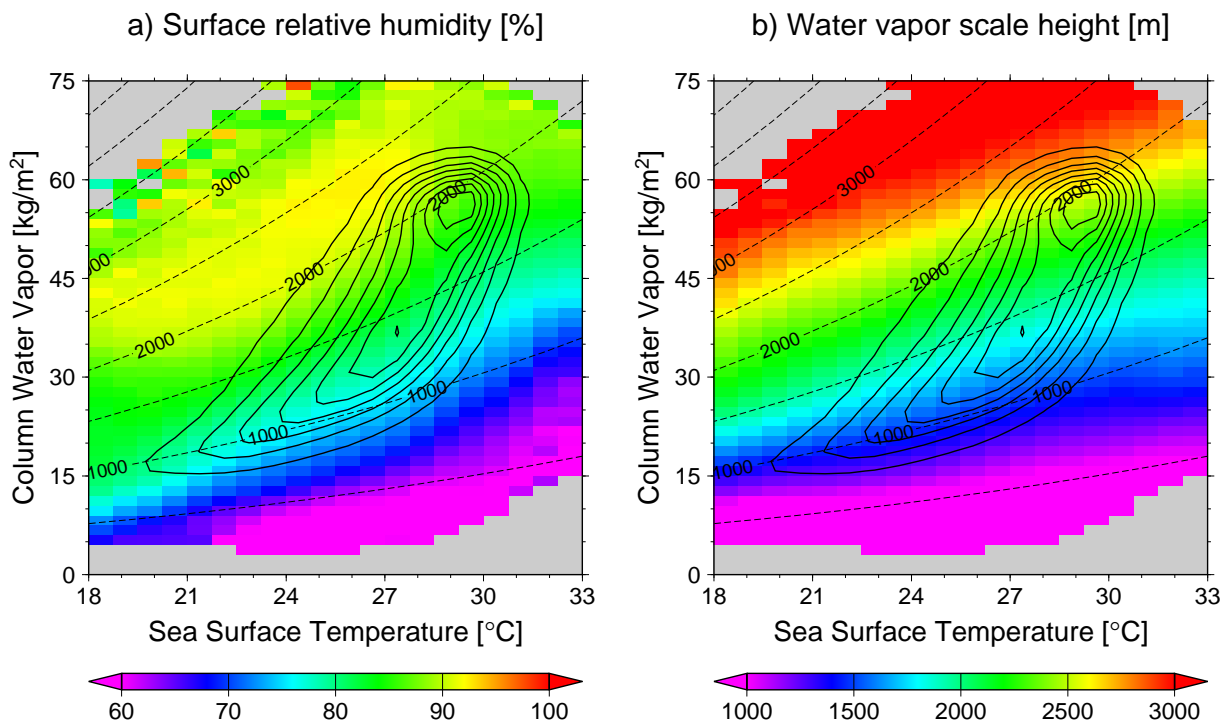


図 3.4: (a) SST と CWV の関数としたときの地表面相対湿度 (%). (b) (a) と同じだが, 水蒸気のスケールハイト (m). コンタと破線は図 3.3 と同じ.

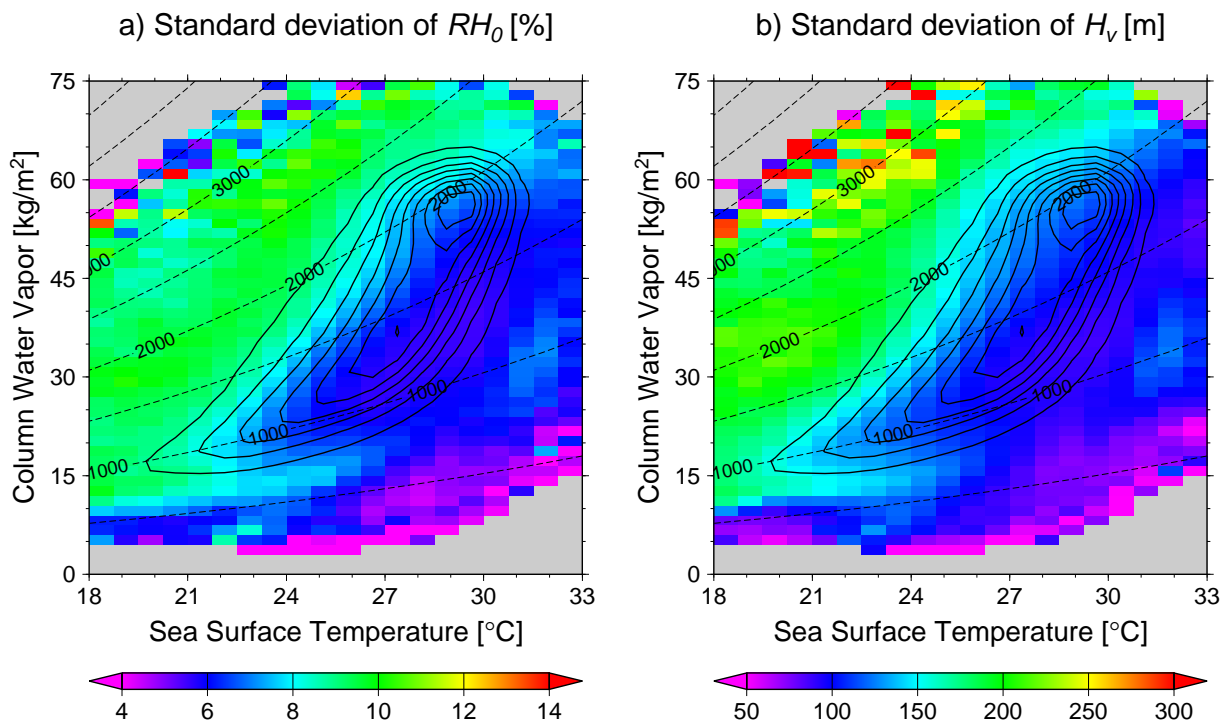


図 3.5: 図 3.4 と同じだが, 標準偏差を示す.

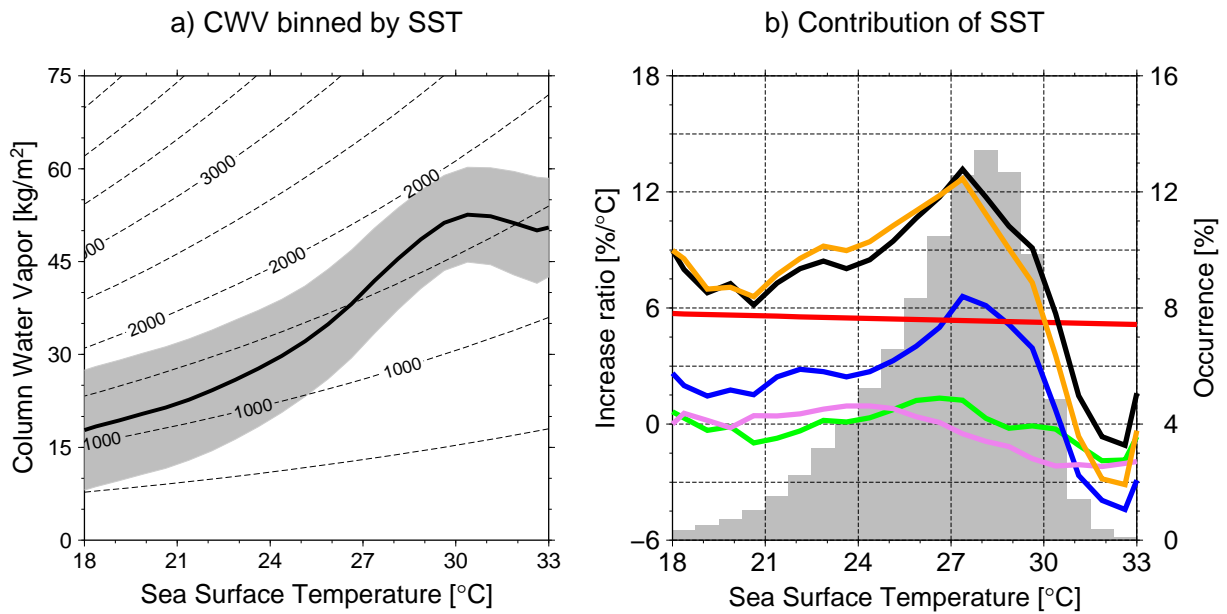


図 3.6: (a) 図 3.3 と同じだが, SST ごとに平均化した CWV (太実線). 平均の CWV に対して ± 1 標準偏差をシェードで示す. SST は 0.75°C ごとに区切った. (b) 式 (3.14) の観測から得られた各項の寄与: $\partial \ln W / \partial T_s$ (橙), $\partial \ln RH_0 / \partial T_s$ (緑), $\partial \ln H_v / \partial T_s$ (青), C-C 関係 (赤), 分離した項の和 (黒), 残差項 (紫). 灰色箱は SST の頻度 (%) を示す.

H_v の増加が CWV の SST の感度にとって重要であることが分かる. SST に対する RH_0 の寄与はこれまでの結果で予測されるように小さい. SST に対する CWV の感度と分離した項の和から得られる残差の項は (3.10) で無視した T_s と T_0 の温度差に起因すると考えられるが, その影響は小さい.

図 3.7 は H_v が 2200 m を越える確率を示した空間分布を示す. このしきい値の決定は, 次の節にて議論する. H_v が頻繁に 2200 m を越える領域は, インド洋から西部太平洋, Intertropical Convergence Zone (ITCZ) や South Pacific Convergence Zone (SPCZ) の熱帯海洋上に分布する. 一方, H_v がしきい値よりも低い領域は, 熱帯海洋上を取り囲む亜熱帯海洋上に分布する. 以後, 2 つの異なるレジームを Subtropics (ST) レジーム, Deep tropics (DT) レジームと呼ぶことにする. ST レジームは H_v がほとんど変化せず, DT レジームは SST に伴って H_v が変化する特徴をもつ.

月平均以上の時間スケールでは, CWV は SST に密接に関連する (Wentz and Schabel, 2000; Trenberth et al., 2005). Trenberth et al. (2005) と Sudradjat et al. (2005) は CWV の時間変動が ENSO 変動に関連することを指摘している. 図 3.8 は 10 月から 9 月で区切った 1 年ごとの SST と CWV の頻度分布を示す. 頻度分布の特徴は基本的に類似しているが, 7 年平均の頻度分布と比べると少し系統的な違い確認できる. Oceanic Niño index を参考に

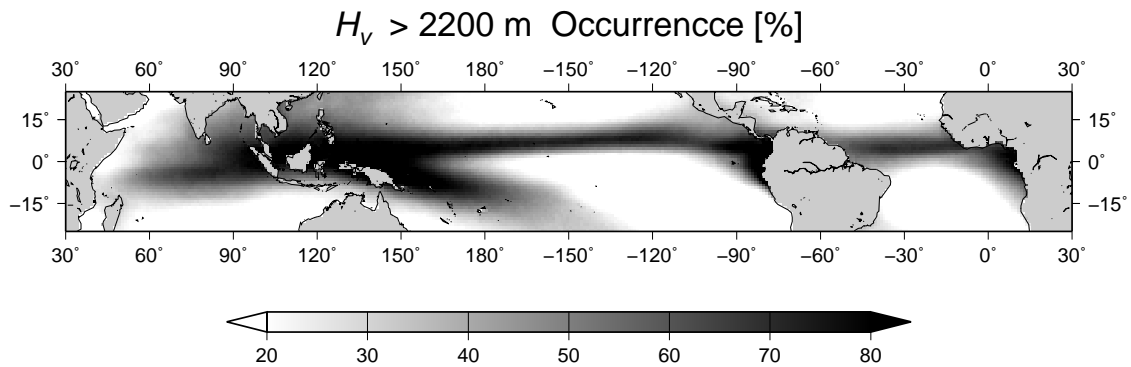


図 3.7: しきい値 H_v 2200 m よりも大きい値の発生頻度 (%).

すると, El Niño イベントは 2002/03 と 2004/05, La Niña イベントは 2007/08 に起きている. 2006/07 は El Niño と La Niña イベントが同時に観測された年である. El Niño 年や La Niña 年の頻度分布はそれぞれ対照的な特徴をもつ. El Niño (La Niña) 年では, 頻度分布の尾根の頂点で頻度が増加 (減少) し, その左下で頻度が減少 (増加) する. El Niño 年は, 熱帯域全体では SST の高温化と大気の湿潤化が起こるが, 頻度分布の基本的な分布には大きな影響を与えないことが分かる.

3.5 水蒸気のスケールハイトと水収支の関係

この節では, 先の節で指摘したレジーム ST と DT の間で対照的な H_v のふるまいについて議論する. 図 3.9 は SST と CWV 平面の水収支と力学場パラメータを示す. 図 3.9a の降水量 P は SST よりも CWV に強く依存することが示される. 先行研究では, 降水活動の強さは SST (Gadgil et al., 1984; Graham and Barnett, 1987) や CWV (Inoue, 1990; Zeng, 1999; Bretherton et al., 2004) の変動と関連することが示されている. 本研究の結果は Inoue (1990) と Neelin et al. (2009) と同じ傾向を示す. SST の影響は, CWV が低い場所では SST の上昇につれて P が弱まる傾向をもつ. 一方, 図 3.9b の蒸発量 E は P と同様に対数のスケールで描くと比較的一様な分布をもつ. この 2 つの差である $P - E$ は, おおまかに P の変動を強く反映し, 符号が逆転する境界は CWV が 50 kg m^{-2} 付近に分布する (図 3.9c). $P - E$ の過不足は CWV の時間傾向が小さければ水蒸気収束とバランスする (Peixoto and Oort, 1992). ここでは, 水蒸気収束のかわりに地表面収束を図 3.9 に示す. 図 3.9d の地表面収束の符号

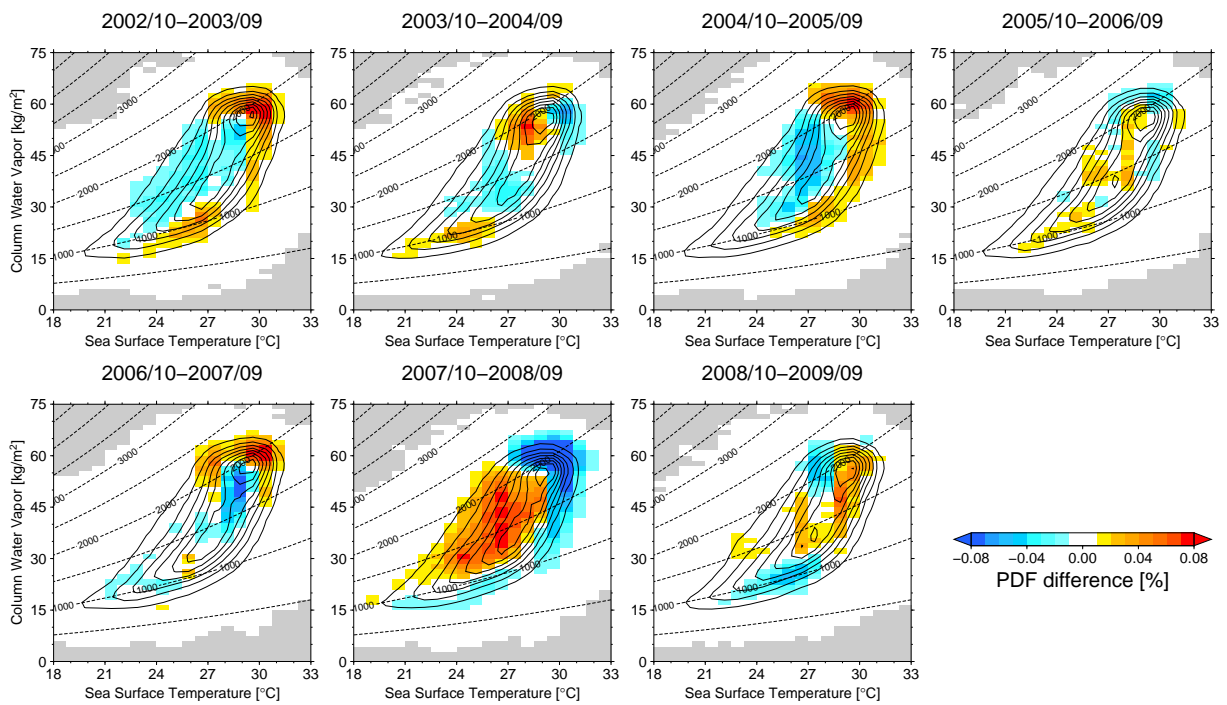


図 3.8: 図 3.3 と同じだが、パネルの上で区切った 1 年ごとの確率密度関数 (Probability Density Function; PDF) を示す。カラーは 7 年平均 (図 3.3) に対する頻度偏差を表す。

の逆転する境界は CWV が約 45 kg m^{-2} に位置し、 $P - E$ の分布と似た分布をもつ。図 3.9 の標準偏差も図 3.10 に示す。比較的一様な E の標準偏差 (図 3.10) に比べて、 P の標準偏差 (図 3.10a) は SST と CWV に依存するように急激に変化する。したがって、 $P - E$ の標準偏差 (図 3.10c) も主に P の標準偏差を反映している。地表面収束においても似た標準偏差の分布を示す (図 3.10d)。標準偏差は頻度分布の尾根付近では比較的小さいので、SST と CWV 上の水収支は気候平均でも安定していると考えられる。

P が高い領域の変動は、AMSR-E, AIRS, QuikSCAT の観測データが強い降水による欠損によってサンプル数が減少することが予想される。図 3.11 は AIRS と QuikSCAT データの雨による観測欠損の有無ごとに P を計算し、その差を示す。これは、AIRS と QuikSCAT データを使用したことに起因する雨のサンプリングバイアスを表す。系統的なバイアスが P の高い場所にあるが、頻度分布の尾根やその周辺では大きなバイアスは存在しない。降水量のバイアスは存在するが、気候平均を考える際は大勢に影響を与えないと考えられる。AMSR-E が観測する SST についても雨によってサンプル数が影響を受けるが、AMSR-E SST の代わりに NOAA OISST を用いてもほとんど変化しなかった。

図 3.12 は H_v の関数としたときの降水の鉛直分布を示す。 H_v の増加に伴い、急激な降雨頂の上昇や P の増加が分かる。 P に関連する系統的な H_v の変化は図 3.2 で見られるよう

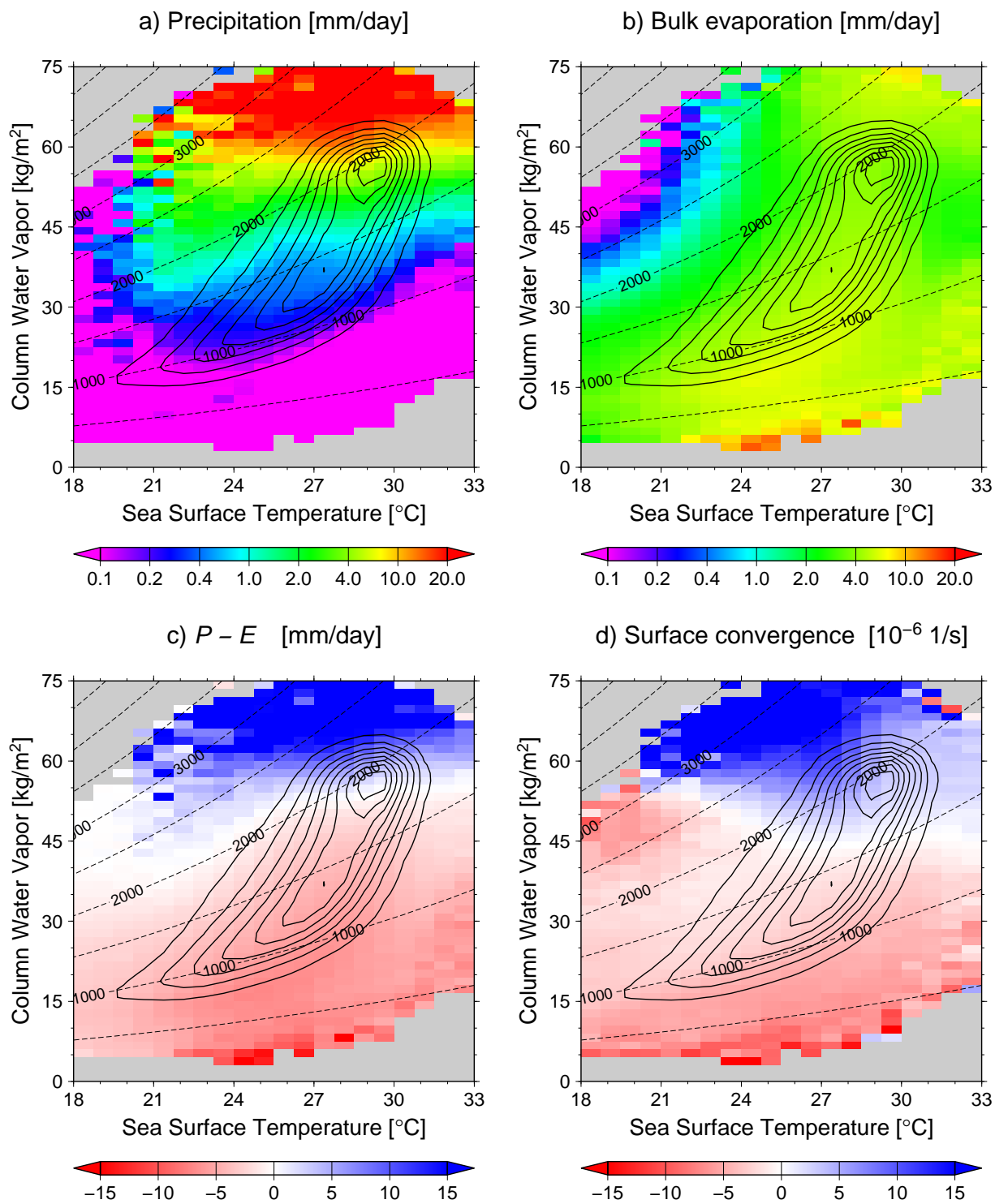


図 3.9: 図 3.3 と同じだが、それぞれ (a) 地表面降水量 P (mm day^{-1}), (b) 蒸発量 E (mm day^{-1}), (c) $P - E$ (mm day^{-1}), (d) 地表面収束 (10^{-6} s^{-1}) を示す。

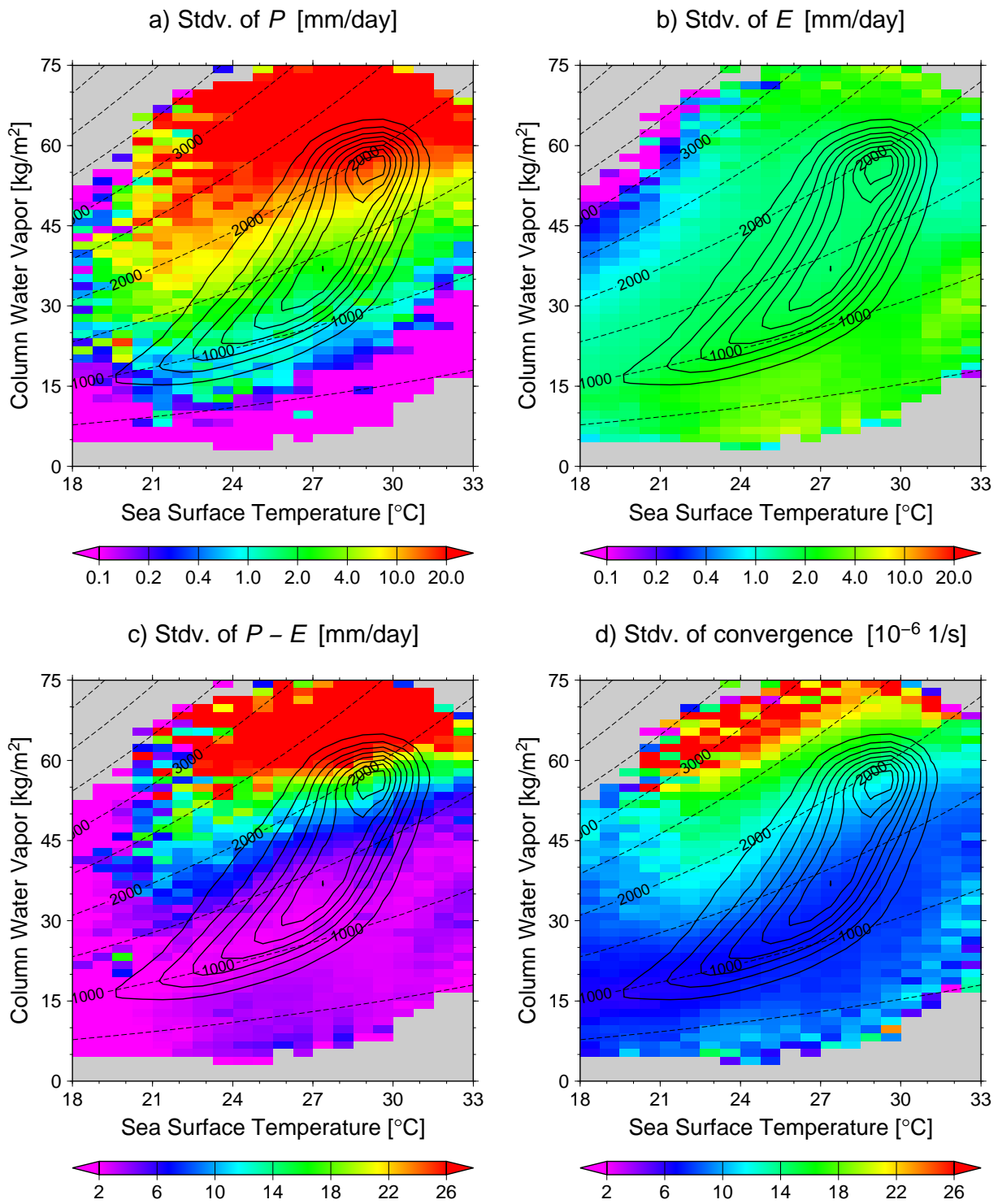


図 3.10: 図 3.9 と同じだが, 標準偏差を示す.

Precipitation difference [mm/day]

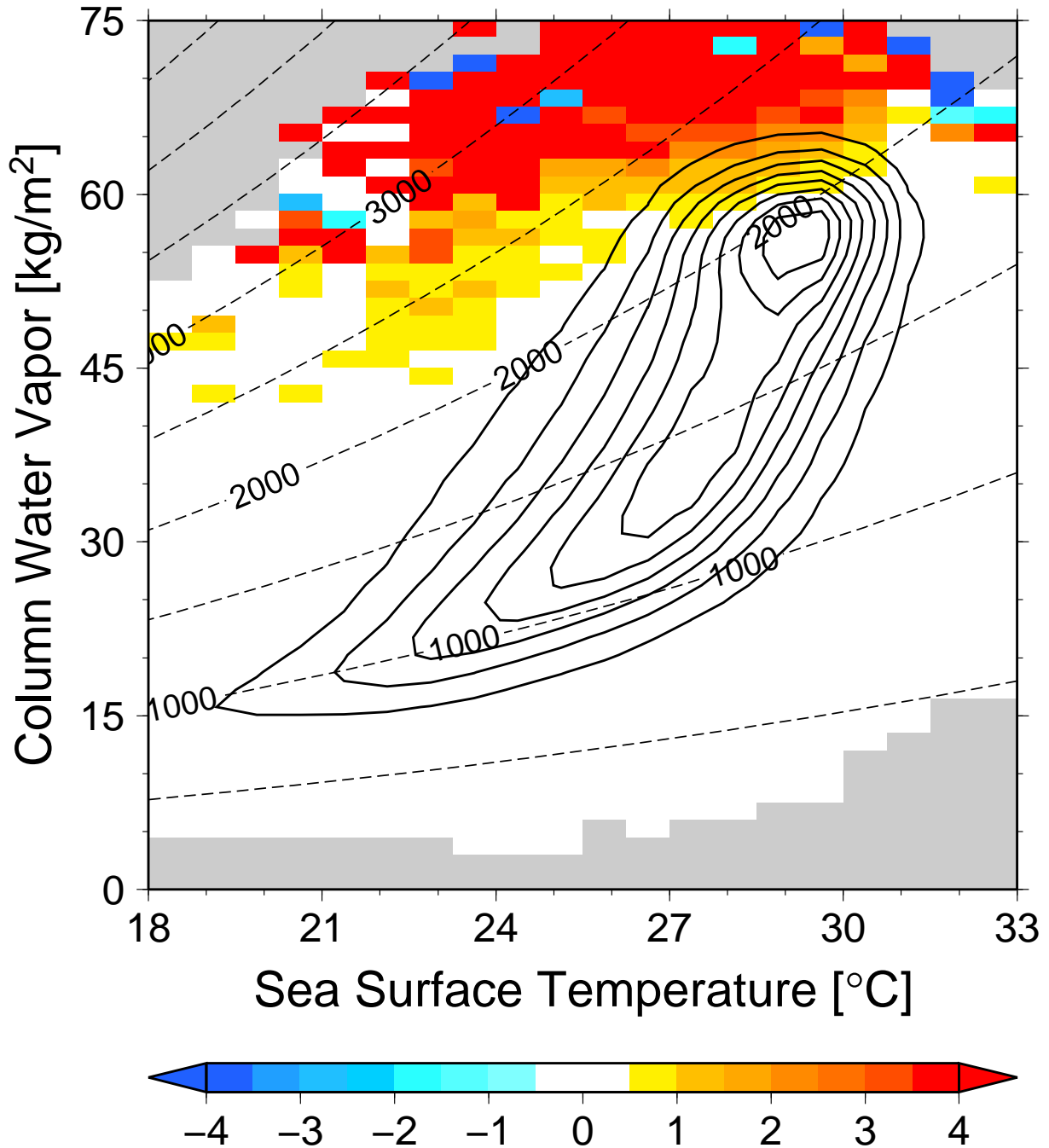


図 3.11: AIRS と QuikSCAT データの有無による P (mm day^{-1}) の差 (AIRS と QuikSCAT データを含まない場合から含んだ場合の P をひいたもの)

Precipitation structure [mm/day]

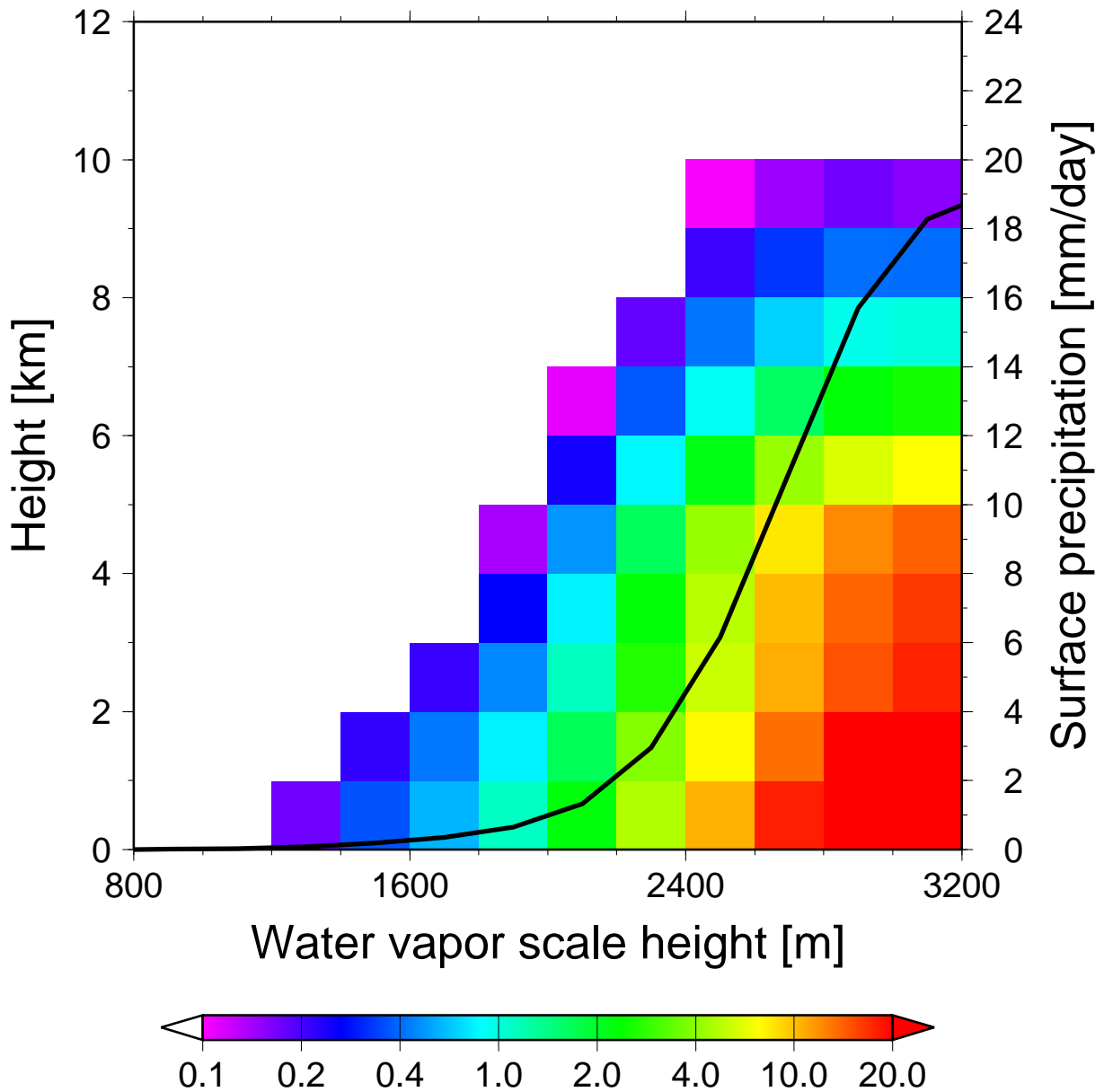


図 3.12: H_v を関数としたときの降水の鉛直構造 (mm day^{-1}). 実線は P (mm day^{-1}) を示す.

Surface convergence and $P-E$

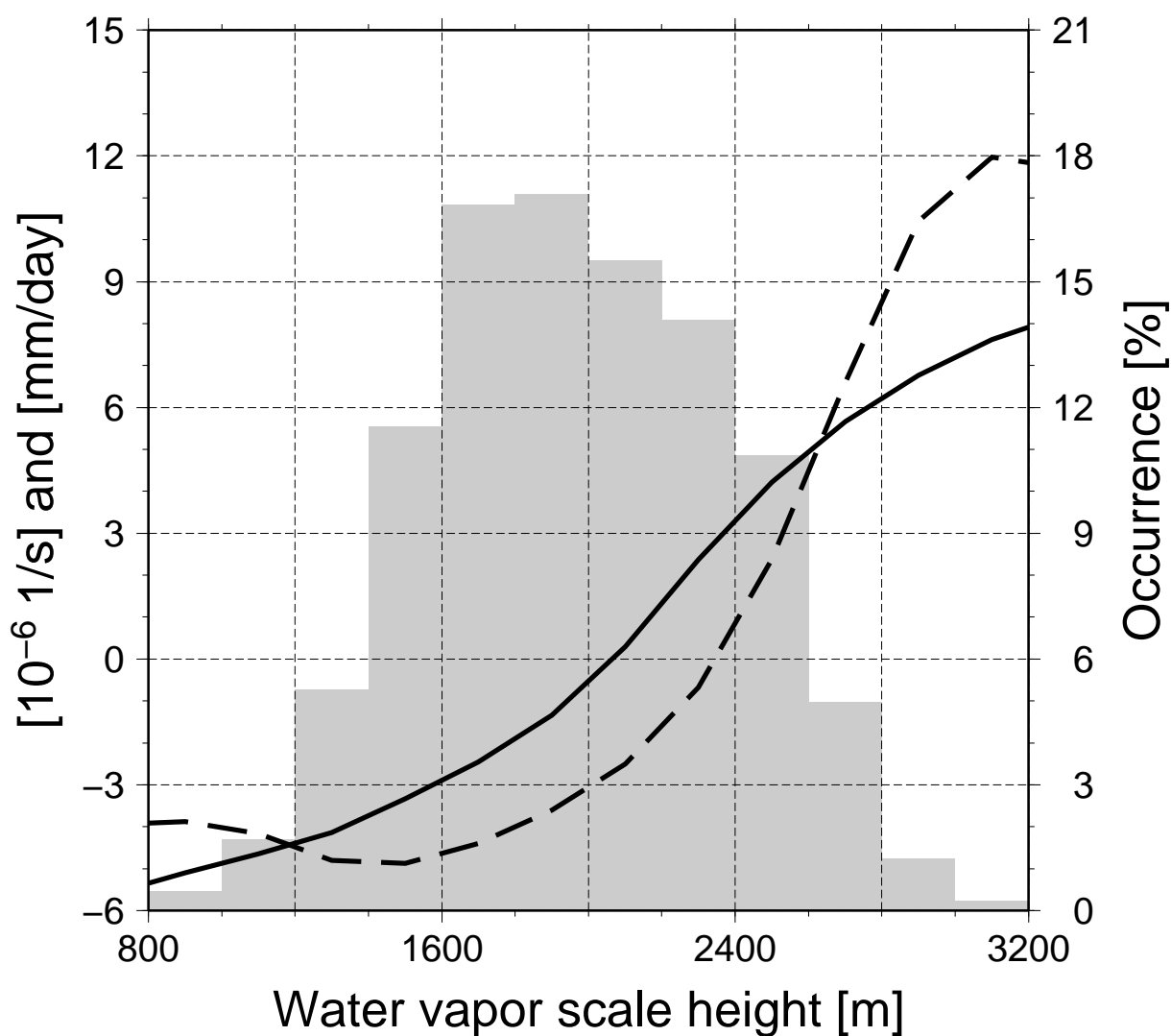


図 3.13: H_v で並び替えた地表面収束 (実線) (10^{-6} s^{-1}) と $P - E$ (破線) (mm day^{-1}). 灰色箱は H_v の出現頻度 (%) を示す.

表 3.1: 気候値 H_v と $P - E$ のしきい値 ($H_v = 2200$ m と $P - E = 0$ mm day⁻¹) で与えられる出現頻度. 数は解析領域 (25°S-25°N の海洋上) の 1° × 1° グリッドの個数を表す.

		$P - E$ (mm day ⁻¹)		
		> 0	< 0	Total
H_v (m)	> 2200	2218	666	2884
	< 2200	226	10027	10253
	Total	2444	10693	13137

に自由大気の水蒸気変動に対応し, 過去の観測研究 (Bretherton et al., 2004; Holloway and Neelin, 2009) と整合的な結果である. 図 3.13 は H_v の関数としたときの水収支の変化を示す. 地表面収束と $P - E$ の符号が逆転するのは, それぞれ H_v が 2100 m と 2400 m 付近である. 水収支から得られる H_v のしきい値は, おそらく約 2200 m をもつと考えられる. このしきい値の大小で分けた H_v の発生頻度は, 図 3.7 の ST レジームと DT レジームの空間分布に対応づけが可能と考えられる. H_v のふるまいと気候レジームを関連づけるため, 気候値の空間分布から得られる $P - E$ の符号と H_v のしきい値の発生頻度を表 3.1 で比較する. H_v が 2200 m を越えて降水量が蒸発量よりも卓越する領域や, その逆の領域に数多く頻度が集中する. H_v をしきい値 2200 m とした場合, おおまかなレジーム分類が適切であると考えられる. レジーム分類のはずれた領域は, 図 3.7 で見られる ST レジームと DT レジームの境界に数多く分布する.

この章の結果を踏まえると, 熱帯と亜熱帯海洋上の SST-CWV 関係の地域差はそれぞれの気候レジーム固有の特性として説明できる (図 3.14). ST レジームでは, 地表発散が海洋から蒸発した境界層の水蒸気を除去する. また, Hadley 循環や Walker 循環の下降流に位置し境界層から自由大気の水蒸気の鉛直輸送が抑制され, 水蒸気の鉛直勾配が鋭く変動の小さい (H_v が小さい) 気候レジームとなる. 一方で, 深い対流が卓越する DT レジームは地表収束に伴って境界層から自由大気へ水蒸気が効率的に鉛直輸送された結果, 水蒸気の鉛直勾配はゆるやかな (H_v が大きい) 気候レジームとなる. DT レジームと ST レジームはそれぞれ異なる過程の結果として地表面付近の水蒸気が釣り合っていると考えられる.

Stephens (1990) は全球海洋上の CWV の変動が C-C 関係に類似する SST 変動によって支配されることを見出したが, その関係は熱帯域では弱まる (Gaffen et al., 1992; Jackson and Stephens, 1995). 本研究の結果を照らし合わせると, Stephens (1990) の結論は亜熱帯域 (ST レジーム) では正しいが, H_v が SST に伴って系統的に変化し CWV は C-C 関係のみでは説

(a) Subtropics regime

(b) Deep tropics regime

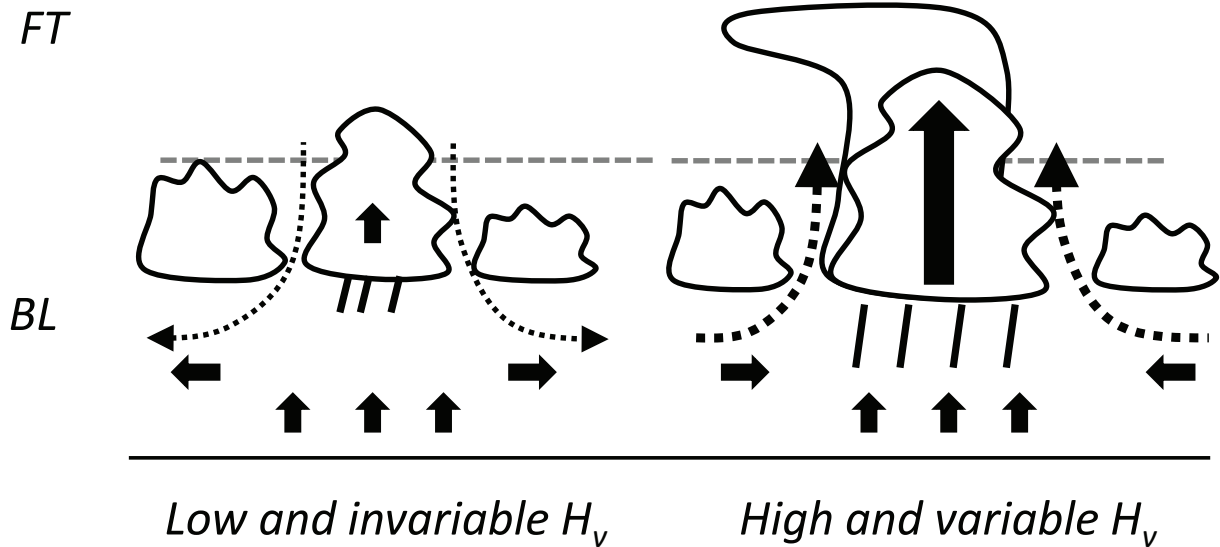


図 3.14: ST レジーム (左) と DT レジーム (右) の水収支の特徴の概念図. 実線は水蒸気フラックス, 点線は収束発散を示す.

明できない熱帯域 (DT レジーム) では通用しない. 一方, Holloway and Neelin (2009) は西部太平洋のゾンデ観測から SST よりも自由大気の水蒸気変動に関連することを指摘している. この指摘は, 本研究の DT レジームの特徴と一致する. また, 過去の研究 (e.g. Bretherton et al., 2004) では降水量が自由大気の水蒸気量とともに急激に増加することが知られている. この章で得られたレジーム分類は, 過去の異なる研究によって個別に調査された結果を包括的に説明するものであると考えられる.

なお, SST-CWV 平面上で SST が低く CWV が高い領域では, $P - E$ と地表収束が逆符号で水収支が釣り合わない (図 3.9). このようなアンバランスの理由を探るために, 18°C から 24°C の SST と 40 kg m^{-2} から 55 kg m^{-2} の CWV だけを抽出した空間分布 (図 3.15) を示す. 図 3.15a は先に述べた特定の SST と CWV の発生頻度を表し, ITCZ の南側の冷舌領域で数多く観測することが分かる. この冷舌域では一般的に P が小さい. 相当量の P は非常に頻度がまれな熱帯外の降水現象によってもたらされる (図 3.15b). 図 3.9 のみかけの水収支のアンバランスは, 統計的にまれな強い降水量をもつ中緯度のイベントが SST と CWV 平面上の冷舌域の領域に重なった結果であると考えられる. また, 冷舌領域は ITCZ 上の擾乱と海洋擾乱の境界付近に位置しており, そのような場所では単純な 2 レジームモデル

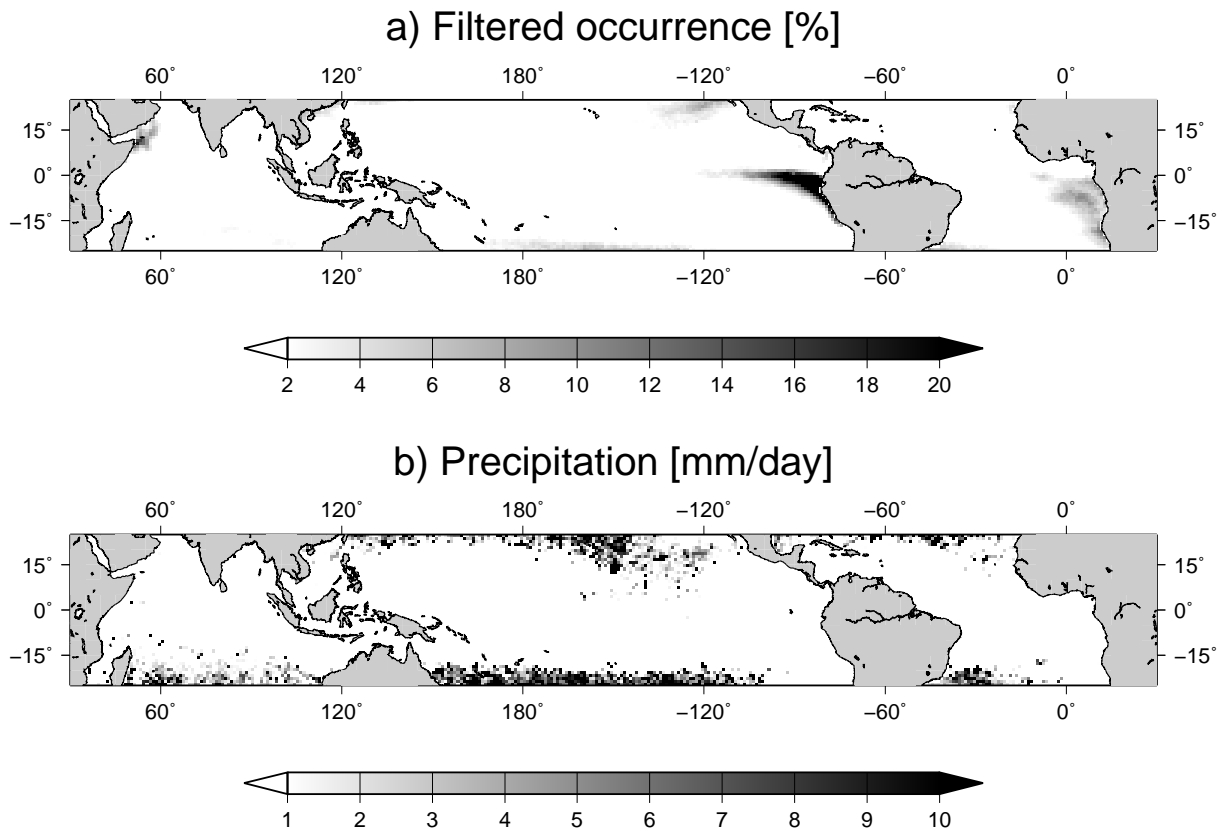


図 3.15: a) SST が $18\text{--}24\text{ }^{\circ}\text{C}$ と CWV が $40\text{--}55\text{ kg m}^{-2}$ の出現頻度 (%) の空間図. b) (a) で現れた SST と CWV の組み合わせの場合で平均化した P (mm day^{-1}) の空間分布.

(図 3.14) では分類が難しいと考えられる.

3.6 まとめ

本章では気候学的な SST の役割を理解するために、熱帯と亜熱帯海洋上の SST と CWV の関係の地域特性に着目した. 衛星観測データの *Aqua* AMSR-E, AIRS/AMSU と TRMM PR と QuikSCAT SeaWinds を 2002 年 10 月から 2009 年 09 月まで 25°S から 25°N の緯度帯の海洋で解析した.

CWV の変動を C-C 関係を介した SST の変動と境界層と自由大気の水蒸気の鉛直勾配の指標となる水蒸気のスケールハイト H_v の変動に分離し、それらの変動の寄与を比較した. SST-CWV 関係は主に SST の温度帯の違いによって異なることが示唆される. SST が $27\text{ }^{\circ}\text{C}$ よりも低い温度帯では、SST-CWV 関係は C-C の関係と類似した変化をもち、それよりも SST が高い温度帯では SST-CWV 関係は C-C 関係と対応しない. これは、SST が高い温度帯では、CWV の変動に対して SST の変動だけでなく H_v の変動も重要であることに起因する. H_v をしきい値 2200 m とした出現頻度の空間分布をとると、 H_v は Subtropics (ST) レ

ジーム上の比較的冷たい海洋上ではあまり変化せず, SSTが高いDeep tropics (DT) レジームでは SSTの増加に伴って変化する. STとDTレジームは H_v のふるまいが異なる2つの気候レジームとして説明することが出来る. レジーム間の H_v のふるまいの違いは, 降水活動を伴う水蒸気の鉛直輸送の領域差に関連する. STレジームでは, 地表発散が海洋から蒸発した境界層の水蒸気を除去する. Hadley 循環や Walker 循環の下降域に位置するため境界層から自由大気の水蒸気の鉛直輸送が抑制され, 水蒸気の鉛直勾配が鋭く変動の小さい気候レジームとなる. 一方で, 深い対流が卓越するDTレジームは, 地表収束に伴って境界層から自由大気へ水蒸気が効率的に鉛直輸送された結果, 水蒸気の鉛直勾配はゆるやかに変動する気候レジームとなる.

第4章 季節内振動に伴う大気と海洋表層の変動

ISOの伝播特性は季節依存性をもつが、SSTの高温偏差が先行伝播することは季節を問わず共通する。本章では、ISOに伴うSST変動の普遍的な機構を探るため、SSTおよび海面熱フラックスの時空間変動の季節や領域依存性について調べた。

4.1 データと海洋混合層熱収支の推定

本章では、様々な衛星観測データを利用して海洋混合層の熱収支解析を行う。解析手法はMasunaga and L'Ecuyer (2010, 2011)の手法を踏襲し、いくつかの解析手法の更新を含む。まず、海洋の混合層温度 (mixed layer temperature; MLT) の時間傾向は次の式で示され

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{Q_{\text{net}}}{\rho_w C_{p,w} H_{\text{ml}}} + \epsilon, \quad (4.1)$$

T_s , Q_{net} , ρ_w , $C_{p,w}$, H_{ml} , ϵ は SST, 海洋混合層内の正味の熱フラックス, 海水密度 (= 1030 kg m⁻³), 海水の比熱 (= 4.0 × 10³ J kg⁻¹ K⁻¹), 海洋混合層の厚さ, 本解析では考慮しない変動 (例えば, 海洋混合層の直下のエントレイメント冷却や鉛直拡散) や推定した際の不確実性を含む残差項である。正味の熱フラックス Q_{net} をここでは以下の項に分離し

$$Q_{\text{net}} = Q_{\text{SW}} + Q_{\text{LW}} + Q_{\text{LH}} + Q_{\text{SH}} + Q_{\text{upw}} + Q_{\text{adv}} + Q_{\text{dif}}, \quad (4.2)$$

ここで Q_{SW} は海洋混合層に吸収される短波放射フラックス, Q_{LW} は海面の正味の長波放射フラックス, Q_{LH} は潜熱フラックス, Q_{SH} は顕熱フラックス, Q_{upw} は海洋混合層の下から輸送される湧昇フラックス, Q_{adv} は海洋混合層内の移流フラックス, Q_{dif} は水平拡散熱フラックスを示す。入力に使うデータセットは図 4.1 にまとめる。それぞれの熱フラックスの推定方法を以下で述べる。

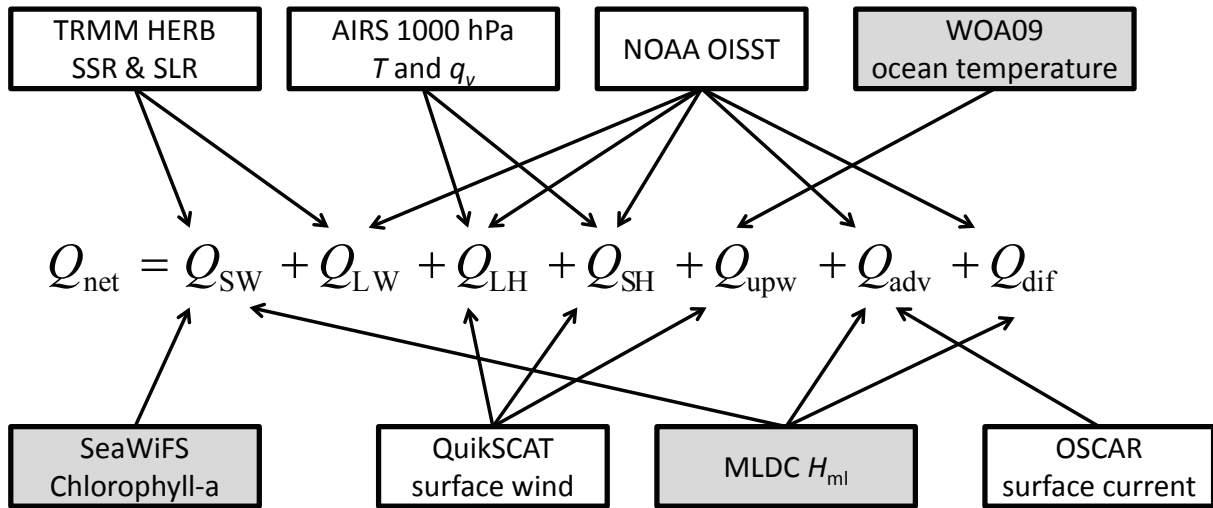


図 4.1: 熱フラックスの推定に使用したデータの一覧. 灰色の箱は気候値データを使用した. 詳細は本文中に示す.

海面における下向きの短波放射 (surface shortwave radiation; SSR) フラックス F_{SW}^{\downarrow} と長波放射 (surface longwave radiation; SLR) フラックス F_{LW}^{\downarrow} は Hydrologic Cycle and Earth Radiation Budget (HERB) プロダクトを使用する. この放射プロダクトは TRMM TMI と TRMM VIRS によって観測される雲や降水の情報から放射フラックスを推定する (L'Ecuyer and Stephens, 2003; L'Ecuyer and McGarragh, 2010). 海洋混合層に吸収される正味の短波放射フラックスは

$$Q_{SW} = (1 - \alpha)\Pi F_{SW}^{\downarrow}, \quad (4.3)$$

ここで α と Π は海面アルベド ($= 0.07$) (Morel and Antoine, 1994) と海洋混合層で短波放射フラックスが吸収される比率である. 本解析では, Π は次のように見積もられ

$$\Pi = 1 - 0.57 \left[V_1 \exp\left(-\frac{H_{ml}}{Z_1}\right) + V_2 \exp\left(-\frac{H_{ml}}{Z_2}\right) \right], \quad (4.4)$$

ここで V_1 , V_2 , Z_1 , Z_2 は Chlorophyll- a 濃度と表 4.1 の経験式から求められる (Morel and Antoine, 1994). Chlorophyll- a 濃度は NASA Ocean Color website が提供する OrbView-2 衛星の SeaWiFS から得られる level-3 standard mapped 画像プロダクト (McClain et al., 2004) を使用する. また, H_{ml} は Mixed Layer Depth Climatology (MLDC) が提供する密度基準で定義された混合層の深さデータを使用する (de Boyer Montégut et al., 2004).

海面の正味の長波放射フラックスは次のように書くことが出来て

$$Q_{LW} = F_{LW}^{\downarrow} - \sigma T_s^4, \quad (4.5)$$

表 4.1: Morel and Antoine (1994) による多項式の係数. X を Chlorophyll- a 濃度 (mg m^{-3}) の常用対数, Y を V_1, V_2, Z_1, Z_2 としたときの $Y = a_0 + a_1X + a_2X^2 + a_3X^3 + a_4X^4 + a_5X^5$ を示す.

	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
V_1	0.353	-0.047	0.083	0.047	-0.011	-0.009
V_2	0.647	0.047	-0.083	-0.047	0.011	0.009
Z_1	1.662	-0.605	0.128	-0.033	-0.051	-0.004
Z_2	8.541	-8.924	4.020	-0.077	-0.536	0.055

ここで σ は Stephan-Boltzmann 定数 ($= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) で T_s は NOAA の daily OISST version 2 (Reynolds et al., 2007) を使う. この OISST データは AVHRR と AMSR-E の衛星データと船やブイの現場観測データから得られるデータセットである.

海面上の潜熱フラックスと顕熱フラックスはバルク法で求められて

$$Q_{\text{SH}} = -C_p \rho_a C_\theta |\mathbf{u}_{10}| (T_s - T_a), \quad (4.6)$$

$$Q_{\text{LH}} = -L_v \rho_a C_E |\mathbf{u}_{10}| [q_v^*(T_s) - q_{v,s}], \quad (4.7)$$

ここで $C_p, \rho_a, |\mathbf{u}_{10}|, T_a, L_v, q_v^*(T_s), q_{v,s}$ は 乾燥空気の定圧比熱 ($= 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), 乾燥空気の密度 ($= 1.2 \text{ kg m}^{-3}$), 海上 10 m の風ベクトルの大きさ, 海面上の大気温度, 潜熱比熱 ($= 2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), T_s の飽和水蒸気混合比, 海面上の大気水蒸気混合比を示す. バルク輸送係数 C_θ と C_E は Large et al. (1994) の (A1a)-(A1c) からスカラ風速の関数として与えられる. 本解析では, T_a と $q_{v,s}$ は対数の鉛直分布をもつ簡単な接地層 (surface layer; SL) モデルから見積もられ

$$\theta_s = \theta_{\text{ML}} + \frac{\ln(z/z_{\text{SL}})}{\ln(z_\theta/z_{\text{SL}})} [\theta(p_s, T_s) - \theta_{\text{ML}}], \quad (4.8)$$

$$q_{v,s} = q_{v,\text{ML}} + \frac{\ln(z/z_{\text{SL}})}{\ln(z_q/z_{\text{SL}})} [(q_v^*(T_s) - q_{v,\text{ML}})], \quad (4.9)$$

ここで $\theta_{\text{ML}}, q_{v,\text{ML}}, \theta(p_s, T_s)$, z は大気混合層の温位, 大気混合層の水蒸気混合比, T_s と地蒸気圧 p_s から得られる温位, 観測高度をそれぞれ示す. ここでは Aqua 衛星に搭載された Level 2 AMSU と AIRS の複合プロダクト (AIRX2RET; 以後 AIRS) version 6 (Susskind et al., 2003, 2011) を使用する. このプロダクトは p_s と 1000 hPa の大気温度 T と水蒸気混合比 q_v が提供されている. ここでは, θ_{ML} と $q_{v,\text{ML}}$ は 1000 hPa の値に仮定する. 海面上の

大気の温位 θ_s は次式を用いて T_a に変換させ

$$T_a = \theta_s \left(\frac{p_s}{1000} \right)^{R_d/C_p}, \quad (4.10)$$

ここで R_d は乾燥空気の気体定数 ($= 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) である. 気温と水蒸気の粗度長 z_θ と z_q は Large et al. (1994) の経験式から,

$$z_\theta = 10 \exp \left(- \frac{10^3}{32.7} \kappa \right) \quad \text{unstable}, \quad (4.11)$$

$$z_\theta = 10 \exp \left(- \frac{10^3}{18.0} \kappa \right) \quad \text{stable}, \quad (4.12)$$

$$z_q = 10 \exp \left(- \frac{10^3}{34.6} \kappa \right), \quad (4.13)$$

と与えられる. ここで κ は von kármán 定数 ($= 0.40$) である. 本解析では, z_{SL} は 50 m の固定値とし, 観測高度 z は 3 m とする. AIRS プロダクトは T_a と $q_{v,s}$ も含む. 付録 A.3 の現場観測の比較より, AIRS のプロダクトよりも今回の推定方法のほうが優れていることが確かめられた. 海上の \mathbf{u}_{10} は RSS が提供する QuikSCAT SeaWinds version 4 プロダクト (Ricciardulli and Wentz, 2011) を使用する.

湧昇フラックスの推定は

$$Q_{\text{upw}} = -\rho_w C_{p,w} w_E \mathcal{H}(w_E) \Delta T_E, \quad (4.14)$$

ここで \mathcal{H} と ΔT_E は Heaviside 関数と海洋混合層と湧昇する海水の温度差を示す. 湧昇速度 w_E は次式で見積もられる

$$w_E = \frac{1}{\rho_w} \nabla \cdot \mathbf{M}_E. \quad (4.15)$$

エクマン質量輸送 \mathbf{M}_E は次式から見積もられ

$$\begin{aligned} r_s M_{E,x} - f M_{E,y} &= \tau_x = \rho_a C_D |\mathbf{u}_{10}| u_{10}, \\ r_s M_{E,y} + f M_{E,x} &= \tau_y = \rho_a C_D |\mathbf{u}_{10}| v_{10}, \end{aligned} \quad (4.16)$$

ここで r_s は摩擦係数, f はコリオリパラメータ, $M_{E,x}$ と $M_{E,y}$ はエクマン質量輸送の東西と南北成分, τ_x と τ_y は東西と南北の風応力, C_D は Large et al. (1994) の (A1a) から得られるバルク輸送係数, u_{10} と v_{10} は海上 10 m の東西と南北風をそれぞれ示す. 本解析では, r_s

表 4.2: 解析に使用したデータのオリジナル解像度.

Product	Spatial resolution	Temporal resolution
SeaWiFS	1/12° × 1/12°	Climatology
OISST	0.25° × 0.25°	1 day
QuikSCAT	0.25° × 0.25°	1 day
HERB	0.25° × 0.25°	1 day
OSCAR	1° × 1°	5 day
WOA09	1° × 1°	Climatology
MLDC	2° × 2°	Climatology
AIRS	50-km footprint	1 day

は $6.62 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ として与え (Lagerloef et al., 1999), ΔT_E は深さ $0.5 H_{\text{ml}}$ と $H_{\text{ml}} + 15 \text{ m}$ の温度差を World Ocean Atlas 2009 (WOA09) 海水温度分布 (Locarnini et al., 2010) から見積もる.

水平移流の熱フラックスの推定は

$$Q_{\text{adv}} = -C_{p,w} \rho_w H_{\text{ml}} \mathbf{u} \cdot \nabla T_s, \quad (4.17)$$

ここで \mathbf{u} は混合層流速である. Ocean Surface Current Analysis-Real time (OSCAR) プロダクト (Bonjean and Lagerloef, 2002) は 0 - 30 m の層平均の海面付近の流速データである. 本解析では, そのまま混合層流速として使用する.

水平拡散の熱フラックスの推定は

$$Q_{\text{dif}} = C_{p,w} \rho_w H_{\text{ml}} \kappa_h \nabla^2 T_s, \quad (4.18)$$

ここで 水平方向の乱流拡散係数 κ_h は $3 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Bauer et al., 1998) として与える.

4.2 データ処理

熱収支解析に使用するオリジナルデータセットは, 表 4.2 で見られるように異なる時空間解像度をもつ. AIRS プロダクトは, 3×3 array の AIRS のフットプリントと AMSU-A のフットプリントから雲の影響を除去してリトリバーバルされた約 50 km の空間解像度をもつ軌道データである. すべてのデータセットは $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ グリッドに空間平均させて空間解像度を共通にする. WOA09, SeaWiFS, MLDC のデータは気候値として扱う. それ

以外のパラメータは日平均の時間解像度をもつ。オリジナルが5日平均データの OSCAR データは日平均に線形補間させる。AIRS と QuikSCAT の軌道データは上昇軌道と下降軌道を結合させて日平均とした。TRMM HERB の SSR データは日周変化を加味して平均された日平均値を用いた (L'Ecuyer and McGarragh, 2010)。式 (4.1) の SST の時間傾向は、前後1日に観測される SST の中央差分として求めた。

日平均の TRMM HERB, AIRS, QuikSCAT データは、観測欠損のために空間的に非一様なデータである。したがって、サンプリングは TRMM HERB, AIRS, QuikSCAT が重なる観測のピクセルのみ使用される。また、AIRS と QuikSCAT のリトリバルは雲や降水に影響を受け、欠損を生じる。本研究では、AIRS データがリトリバル欠損したピクセルに対して、まわりの8つで存在するピクセルの単純平均で空間補間した。この空間内挿の影響はわずかにデータ精度を低下させるが、サンプリング欠損を減らすのに有効である (付録 A.2)。深い対流の指標は AIRS プロダクトの大気上端の外向き長波放射 (outgoing longwave radiation; OLR)、地上風変動を観測する QuikSCAT データを解析に用いる。季節サイクル以上の長周期成分を除くために 81-day 移動平均値からの日平均偏差を解析に用いる。

4.3 季節内振動のコンポジット解析

ISO の伝播やそれに伴う SST 変動を把握するために、コンポジット解析を行う。ここでは、Wheeler and Hendon (2004) が提案する Realtime multivariate MJO (RMM) index を用いる。この指標は、 15°S - 15°N で平均した OLR、200-hPa と 850-hPa の東西風の日平均場から経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function) を使用して最初の2つの成分の変動 (RMM1, RMM2) を求める。また、振幅 ($= \sqrt{\text{RMM1}^2 + \text{RMM2}^2}$) の大きさを求め、RMM1, RMM2 の大きさから8つの phase に分類する。本解析では、ISO 伝播に伴う SST 変動の季節性を比較するために、11月から3月の北半球冬 (boreal winter; BW) と5月から9月の北半球夏 (boreal summer; BS) の2つの季節でそれぞれ解析を行った。

4.4 対流活発域と海面水温変動

ISO に伴う SST 変動の季節性や領域性を理解するために、北半球冬 (BW) と夏 (BS) のそれぞれのコンポジット結果を図 4.2 に示す。コンタは OLR 偏差を、カラーシェードは SST

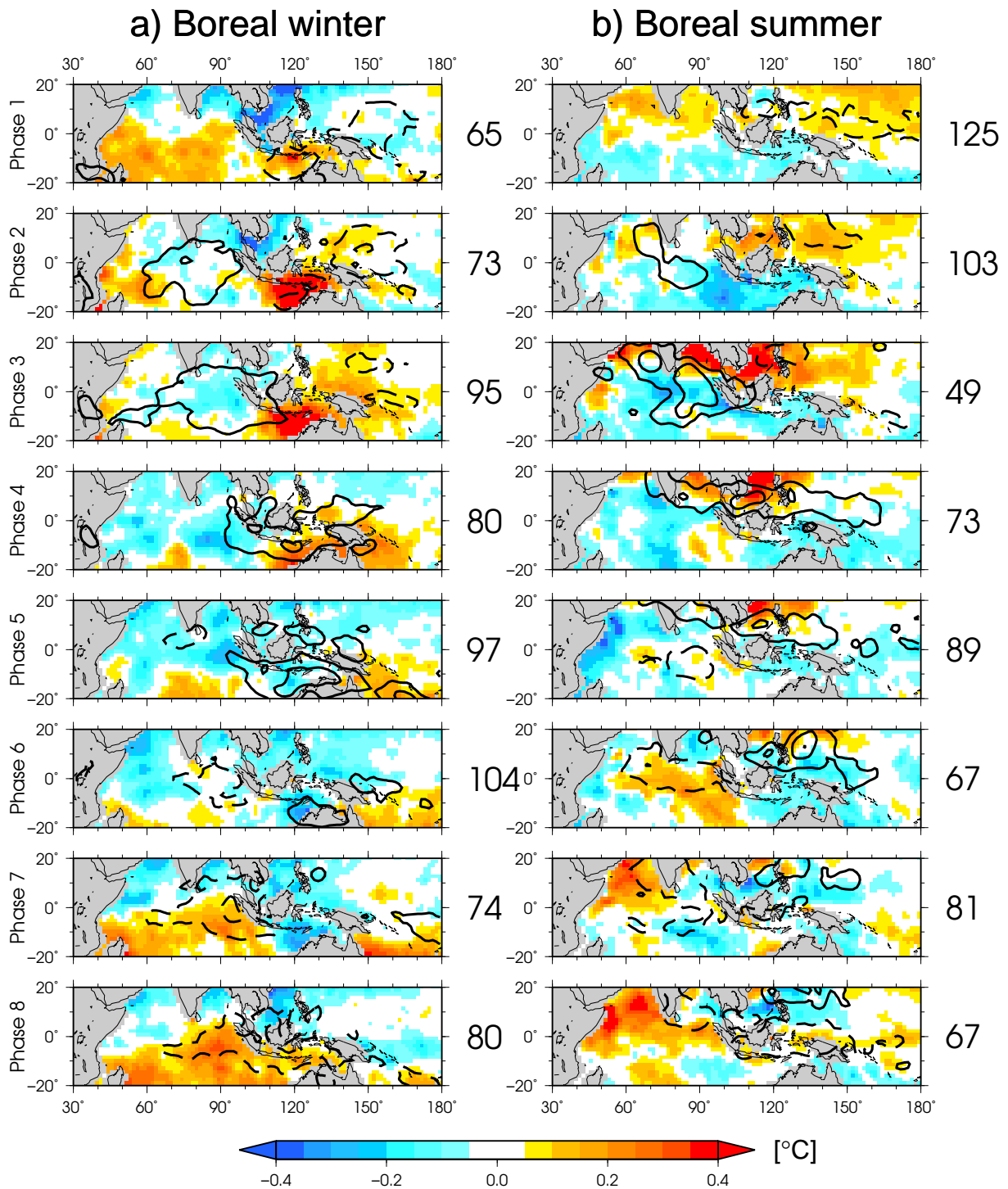


図 4.2: Wheeler and Hendon (2004) の各 phase における OLR(コンタ)と SST(カラー) 偏差のコンポジット図. (a) BW と (b) BS を示す. コンタは -30 と -15 W m^{-2} を実線で, 15 と 30 W m^{-2} は破線で示す. 各図の右側の数字は, 解析期間で該当した日数を示す. 空間分布は $4.5^\circ \times 4.5^\circ$ の移動平均で平滑化した.

偏差をそれぞれ示す. 図 4.2a の BW では, phase 8 や 1 では正の OLR 偏差が海洋大陸や西部太平洋に分布しており, これらの phase が MJO 発生前の対流不活発期に相当することを示す. 負の OLR 偏差の対流活発領域は phase 2 で赤道インド洋上に現れ (すなわち MJO 発生), phase の進行とともに東へ伝播する. phase 4-5 では, 負の OLR 偏差領域は赤道付近から北オーストラリアの海洋上へ南にシフトしながら東進する. phase 6-7 では, この領域は衰弱しつつ西部太平洋に到達し, その西側では対流不活発領域が赤道インド洋に分布する. 図 4.2b の BS では, BSISO 発生期に対応する phase 2 で赤道インド洋に分布する対流活発領域は phase 3 で東側や北側に広がり, phase 4-5 でベンガル湾上を北進あるいは西部太平洋に向けて東進する. 負の OLR 領域の南西側のインド洋では正の OLR 偏差が分布し, phase 6-8 の進行にしたがって東進ないし北進する. 一方, 西部太平洋に到達した負の OLR 領域は東進せずに停滞あるいは北進する. 図 4.2 で代表する ISO の伝播経路は, Wang and Rui (1990) によって示される経路で分類されるモードの出現頻度の季節性と整合的で, BW は東進しながら南半球側へシフトするモード, BS はインド洋上の北東進と西部太平洋上で北進するモードを表現していると考えられる. また, 図 4.2 に同時に描かれる SST 偏差は, 特定のフェーズでは ISO の伝播方向に先行して変動する傾向をもつ. BW は, OLR の負偏差が分布する前に SST の正偏差が熱帯インド洋 (phase 7 から 1), 北オーストラリア海洋上 (phase 2 から 3) に分布する. BS は, 対流活発領域に先行して SST の正偏差が赤道インド洋やアラビア海 (phase 8 から 1) やベンガル湾 (phase 3 から 4) に分布する. ISO が発生し発達する前半の phase のインド洋から海洋大陸の領域では, OLR の負偏差に先行する SST の正偏差の分布は比較的明瞭である. しかし, ISO が衰弱し phase 後半の西部太平洋から日付変更線上では OLR 偏差と SST 偏差の関係は不明瞭になる.

また, SST 変動が卓越する緯度帯は, 季節により異なる. BW と BS の phase 1 で顕著に見られるように, 正の SST 偏差が BW では南半球側に, BS では北半球側に分布する. SST 偏差の変動はあらかじめ太陽高度の緯度変化に伴う季節サイクルの変動成分を除いているので, SST 偏差の南北勾配は ISO の伝播に伴う変動に起因すると考えられる.

4.5 熱フラックスの変動

SST 変動を説明するために, 海洋混合層の熱収支解析から要因を探る. 本研究では, 式 (4.2) で示されるように熱フラックスを 7 つの要素に分離して比較した. それぞれ phase の

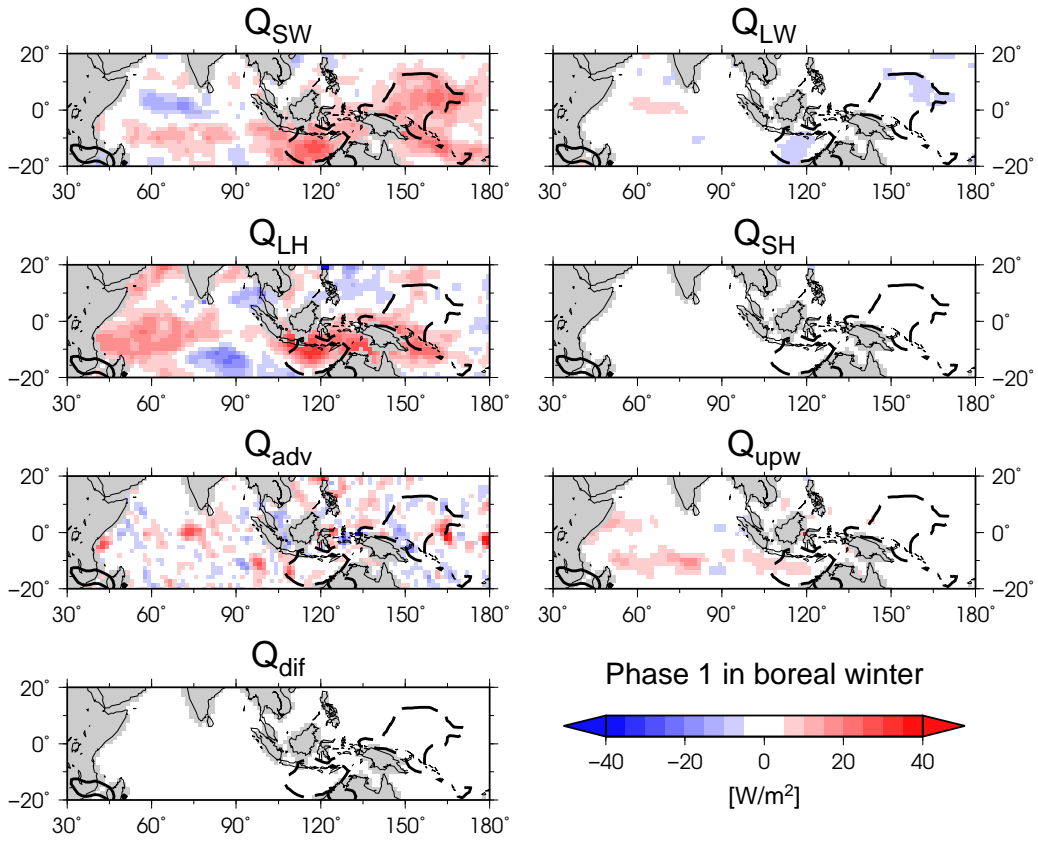


図 4.3: BW の phase 1 の熱フラックス偏差 (W m^{-2}).

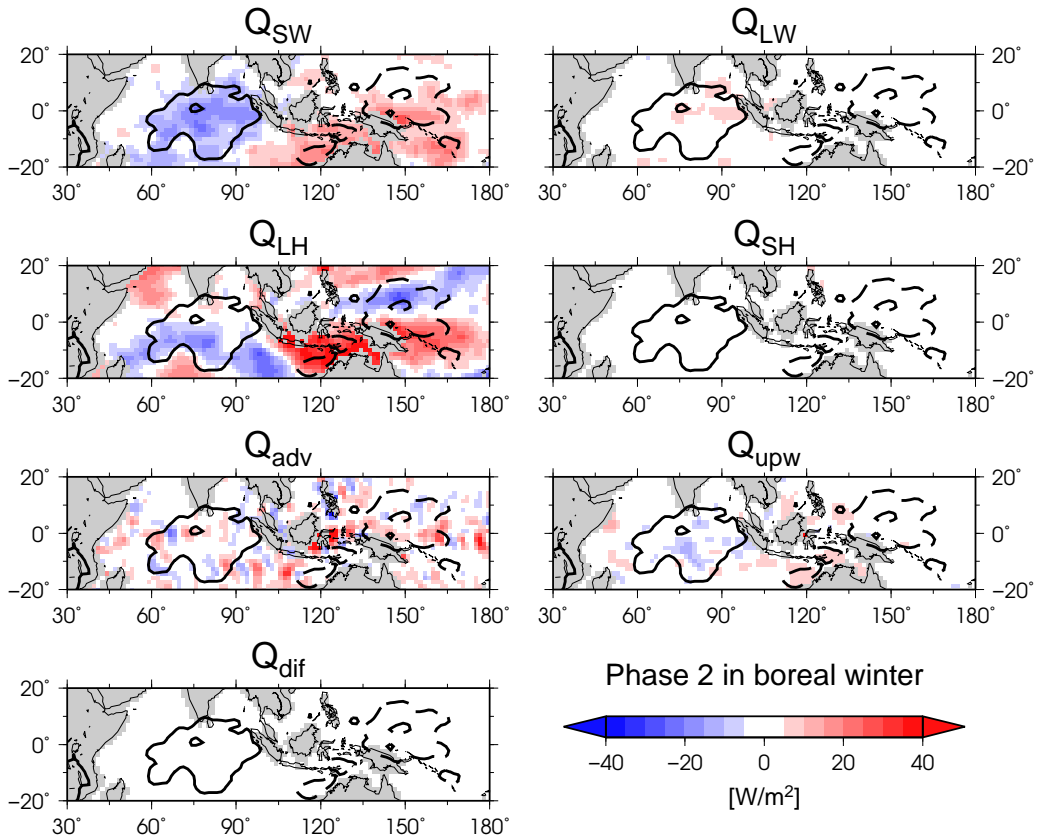


図 4.4: 図 4.3 に同じ, ただし, phase 2.

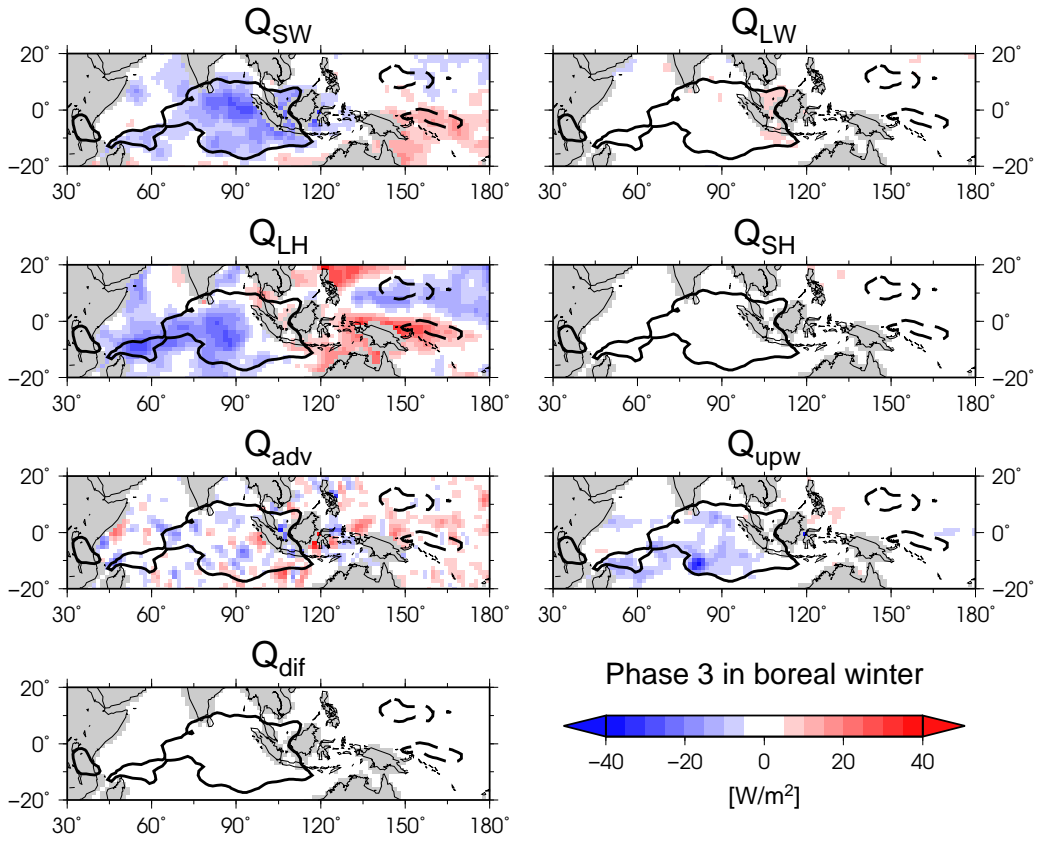


図 4.5: 図 4.3 に同じ, ただし, phase 3.

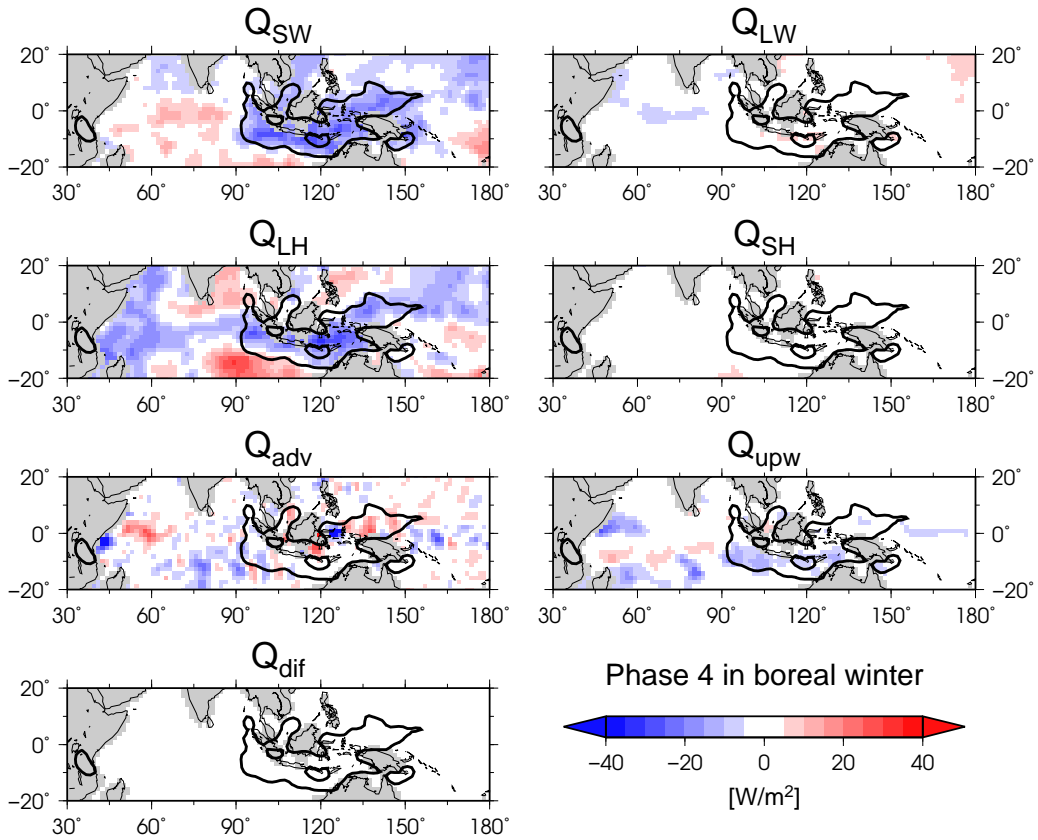


図 4.6: 図 4.3 に同じ, ただし, phase 4.

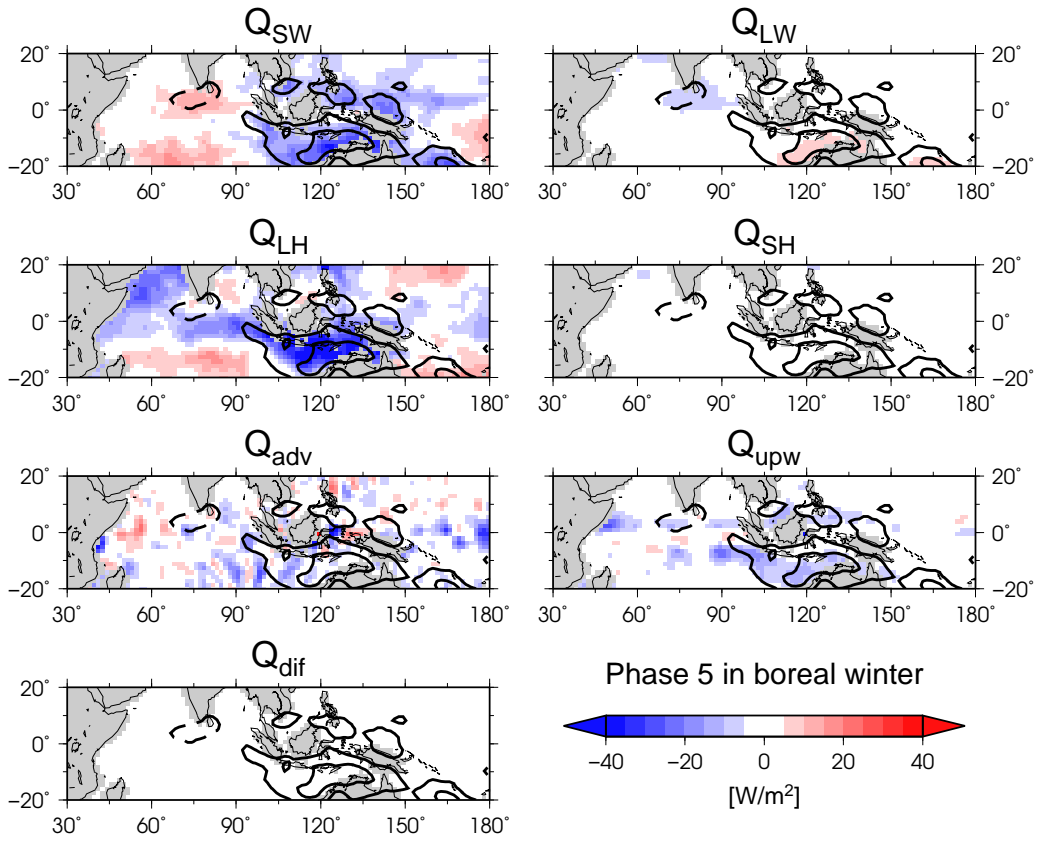


図 4.7: 図 4.3 に同じ, ただし, phase 5.

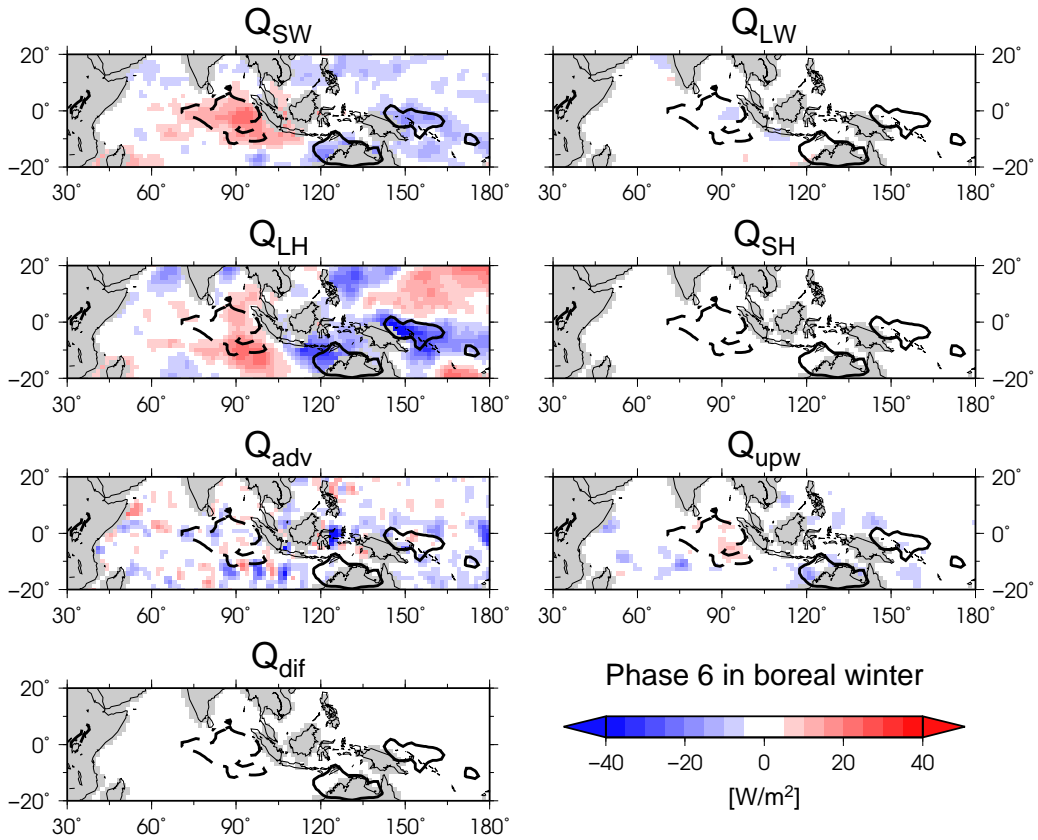


図 4.8: 図 4.3 に同じ, ただし, phase 6.

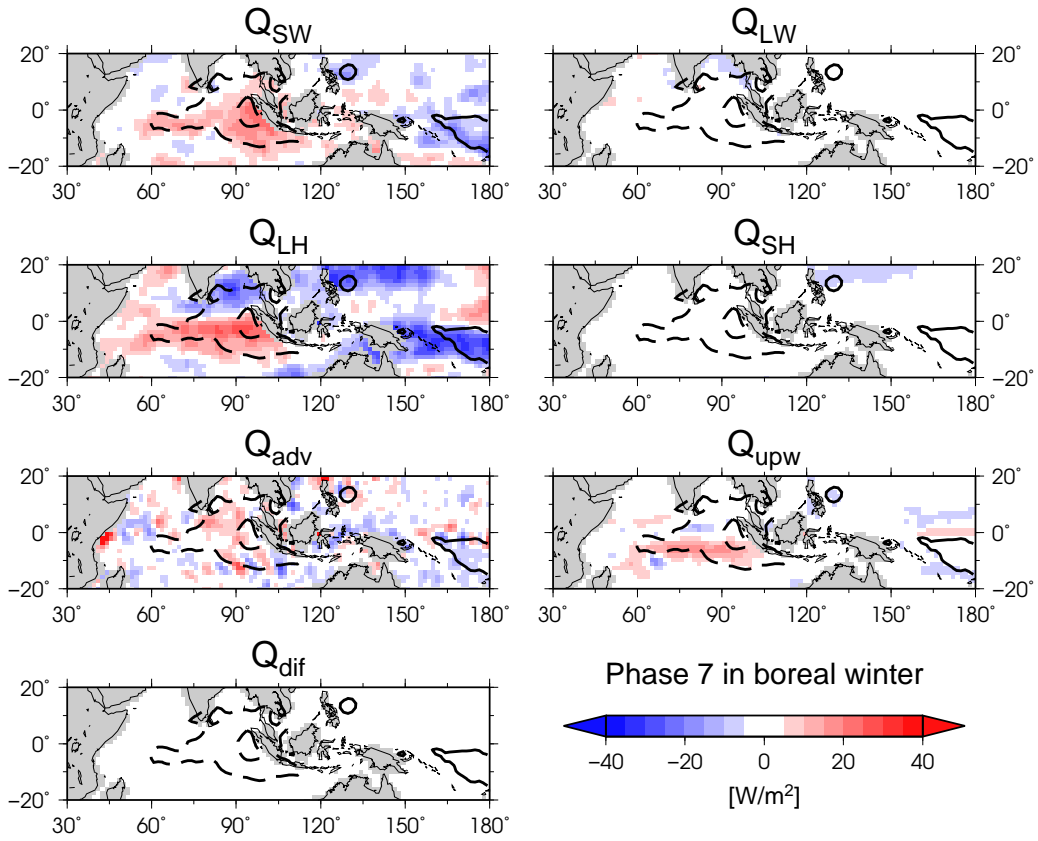


図 4.9: 図 4.3 に同じ, ただし, phase 7.

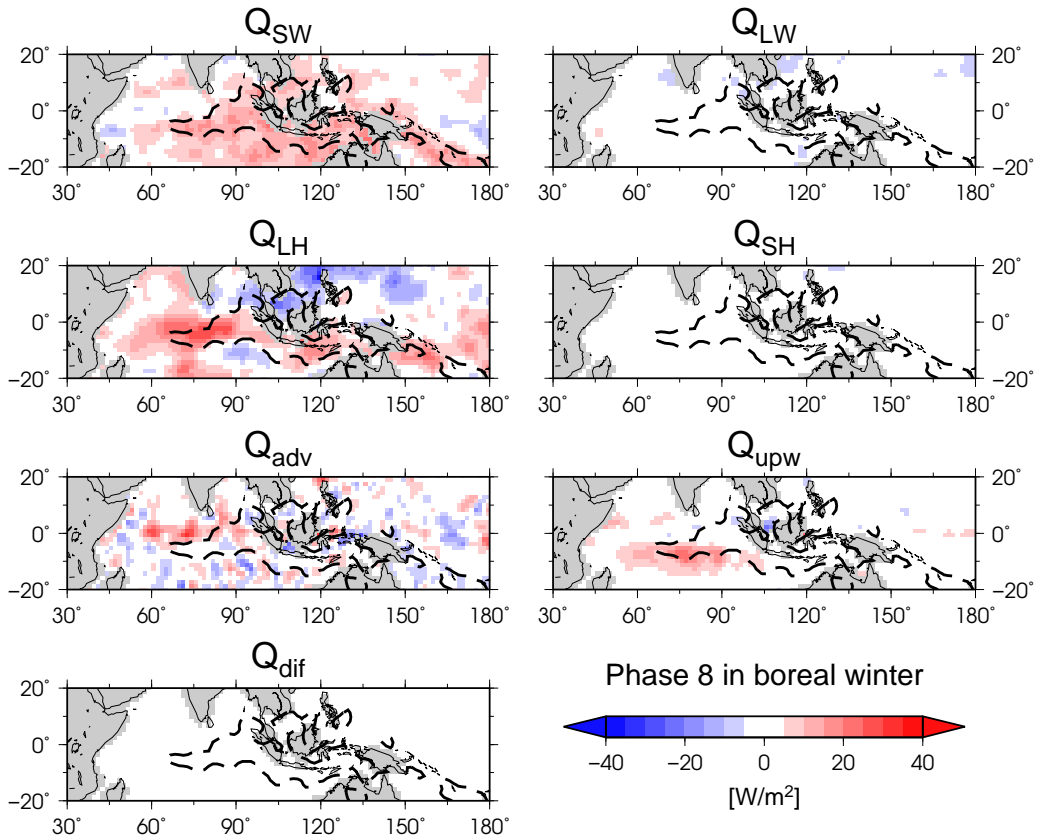


図 4.10: 図 4.3 に同じ, ただし, phase 8.

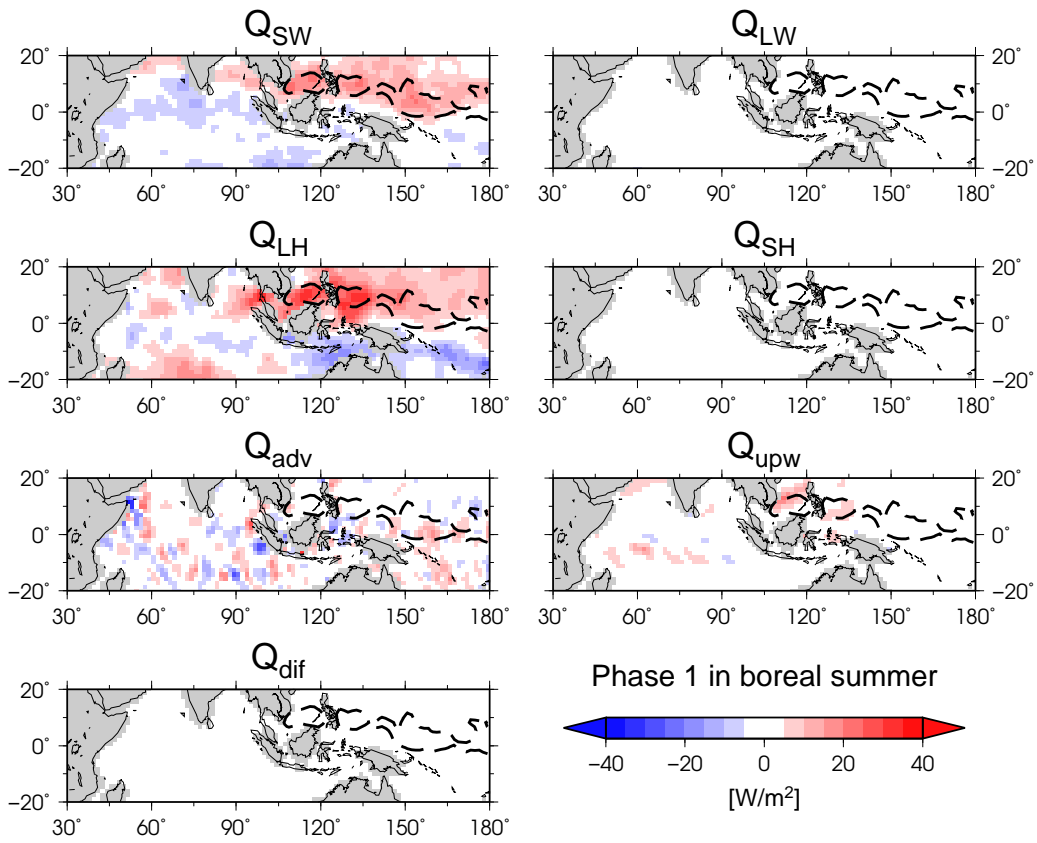


図 4.11: BS の phase 1 の熱フラックス偏差 (W m^{-2}).

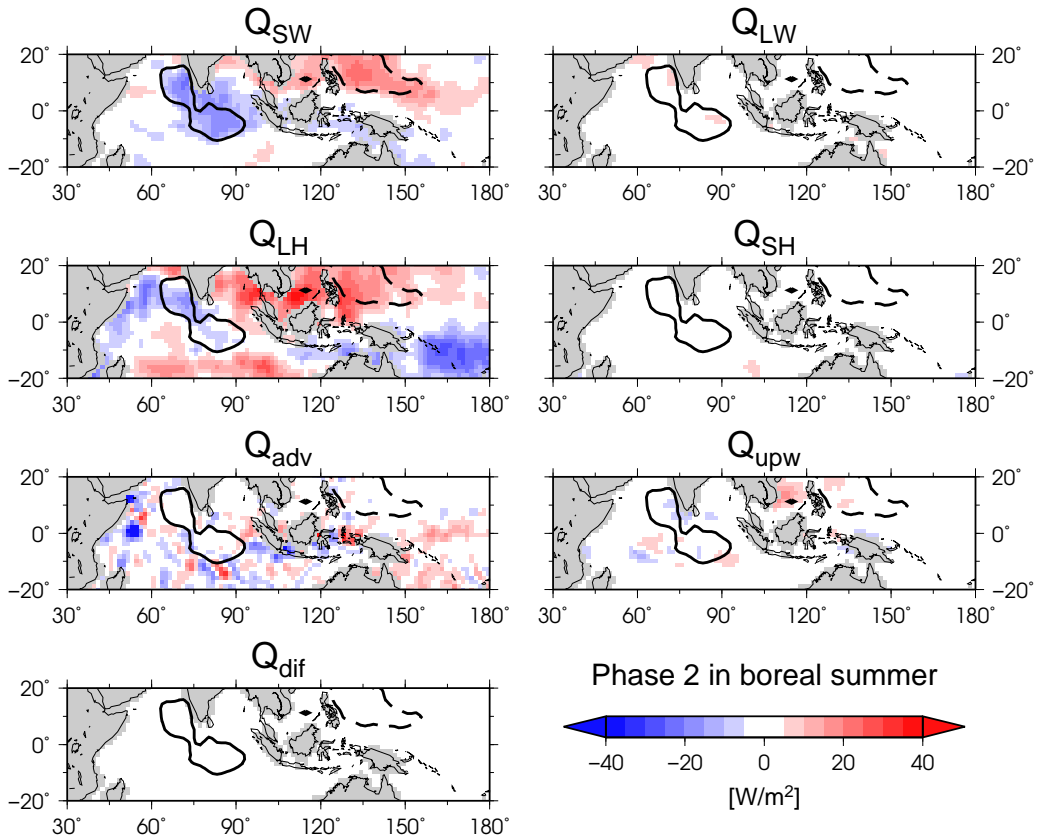


図 4.12: 図 4.11 に同じ, ただし, phase 2.

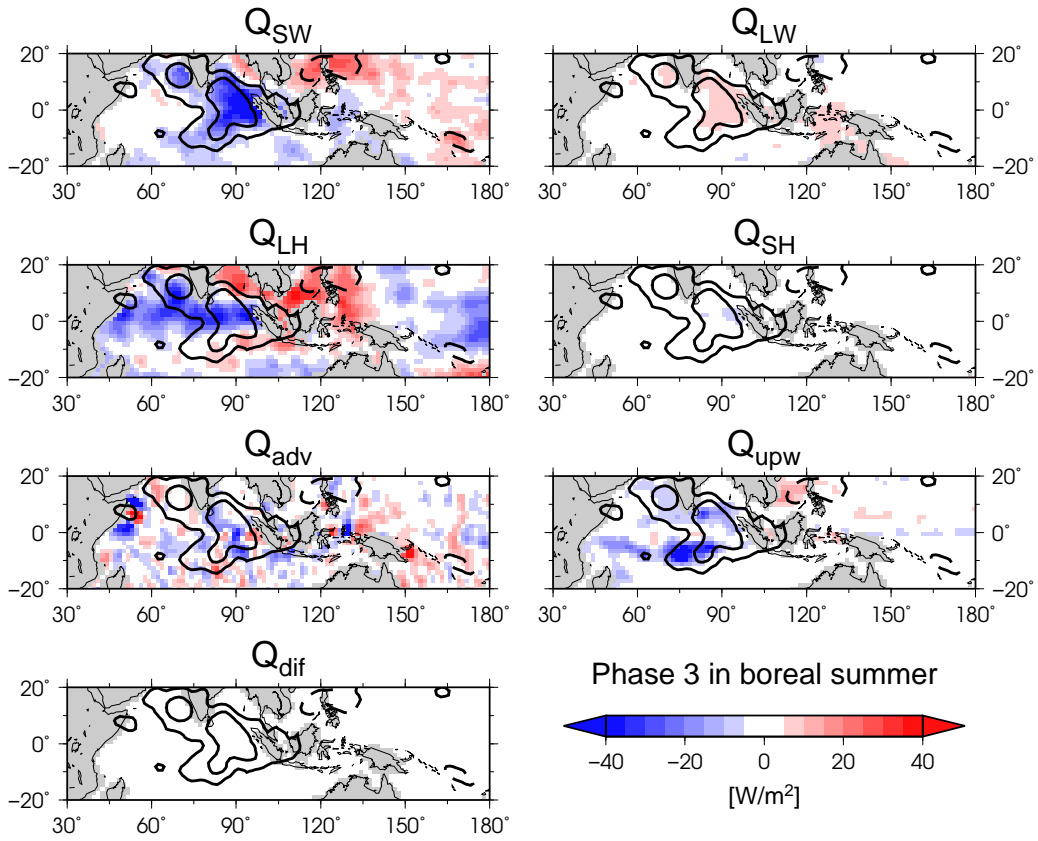


図 4.13: 図 4.11 に同じ, ただし, phase 3.

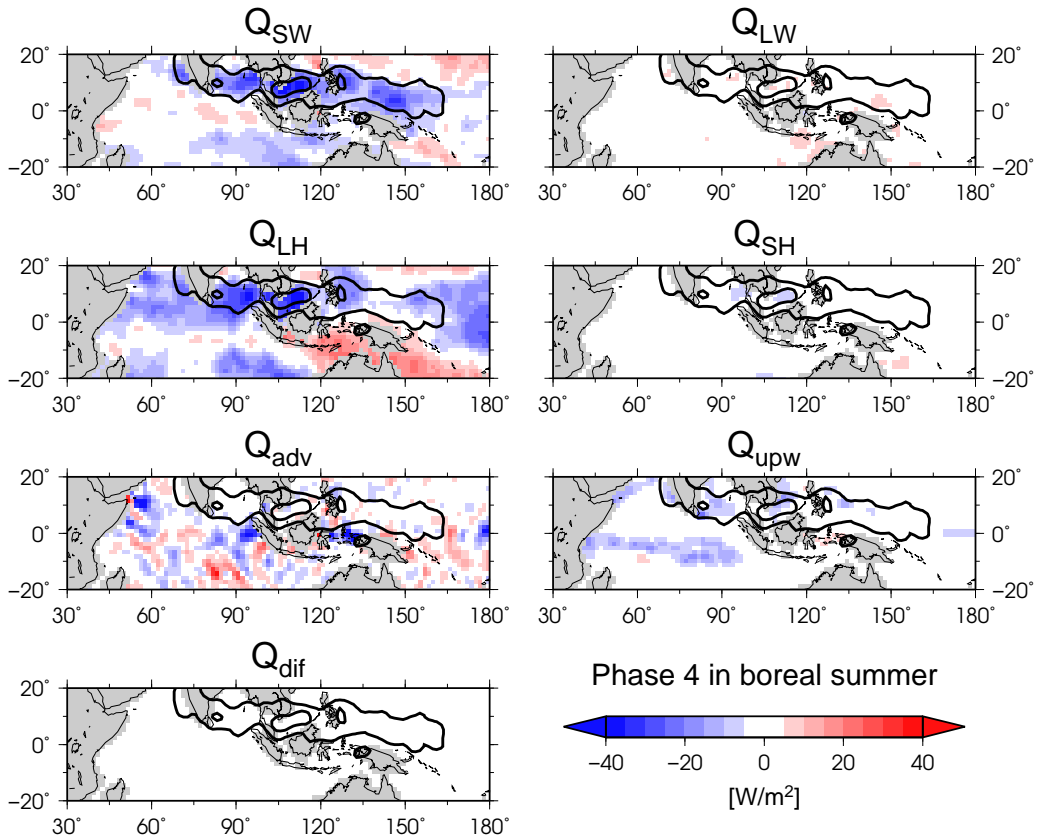


図 4.14: 図 4.11 に同じ, ただし, phase 4.

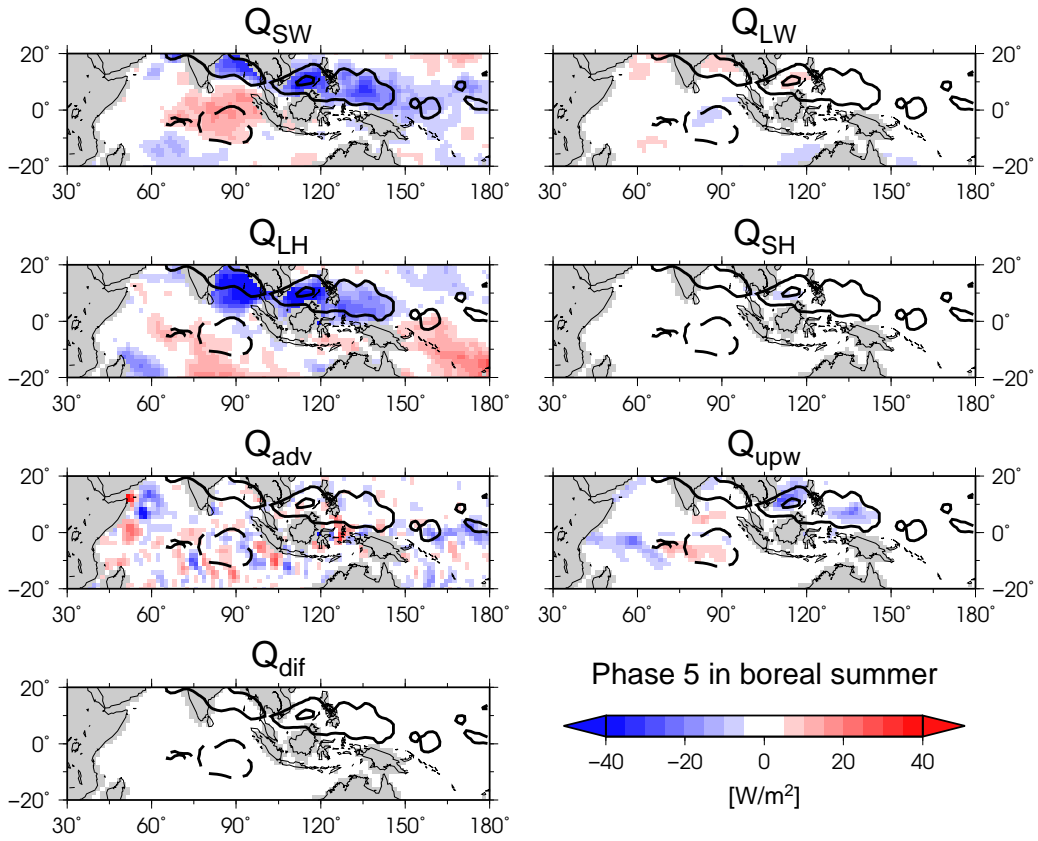


図 4.15: 図 4.11 に同じ, ただし, phase 5.

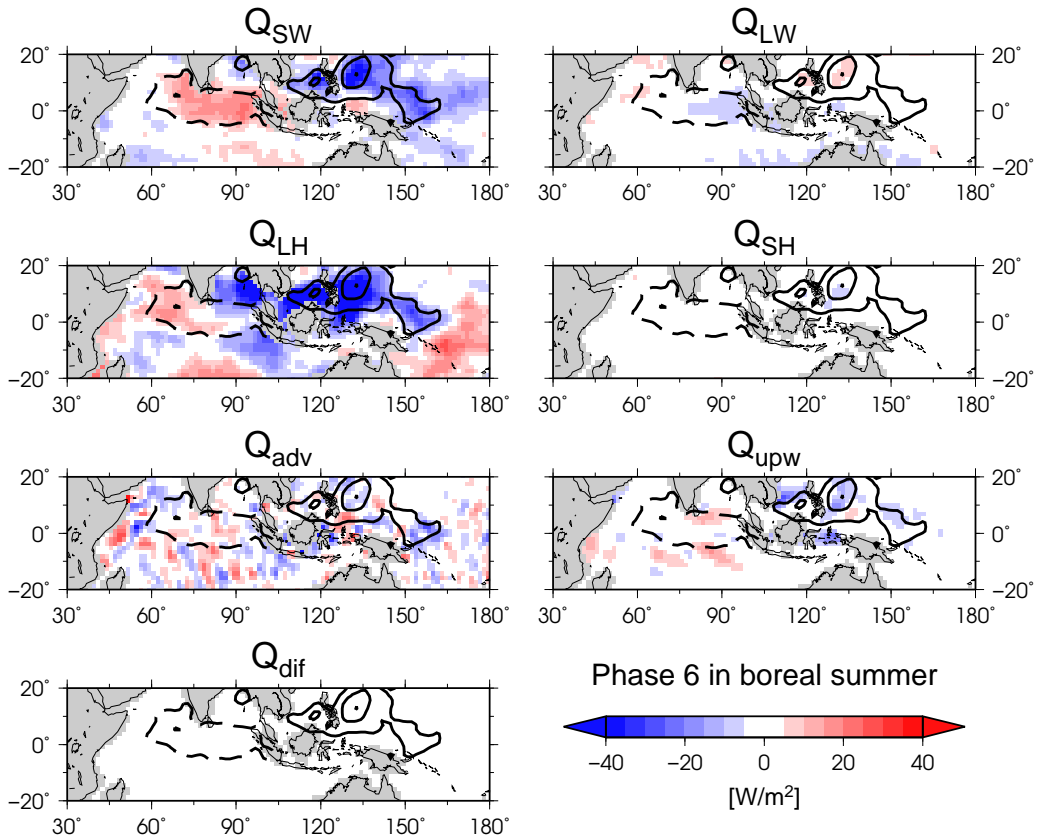


図 4.16: 図 4.11 に同じ, ただし, phase 6.

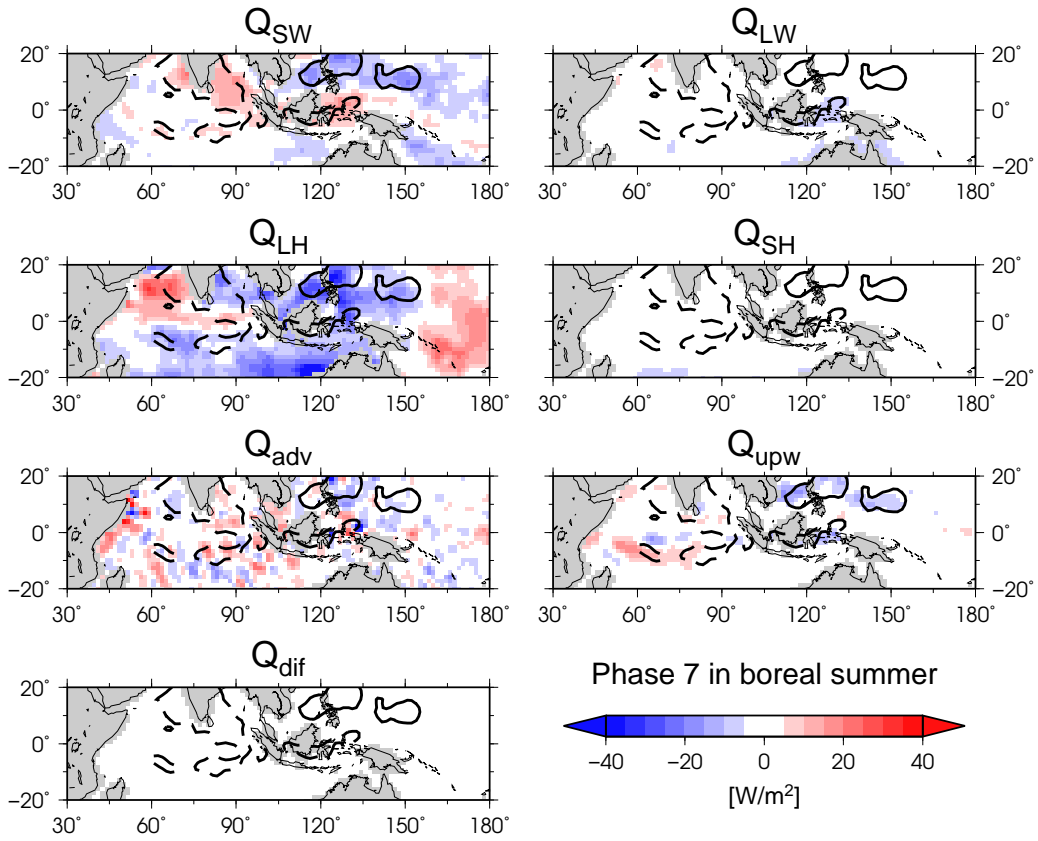


図 4.17: 図 4.11 に同じ, ただし, phase 7.

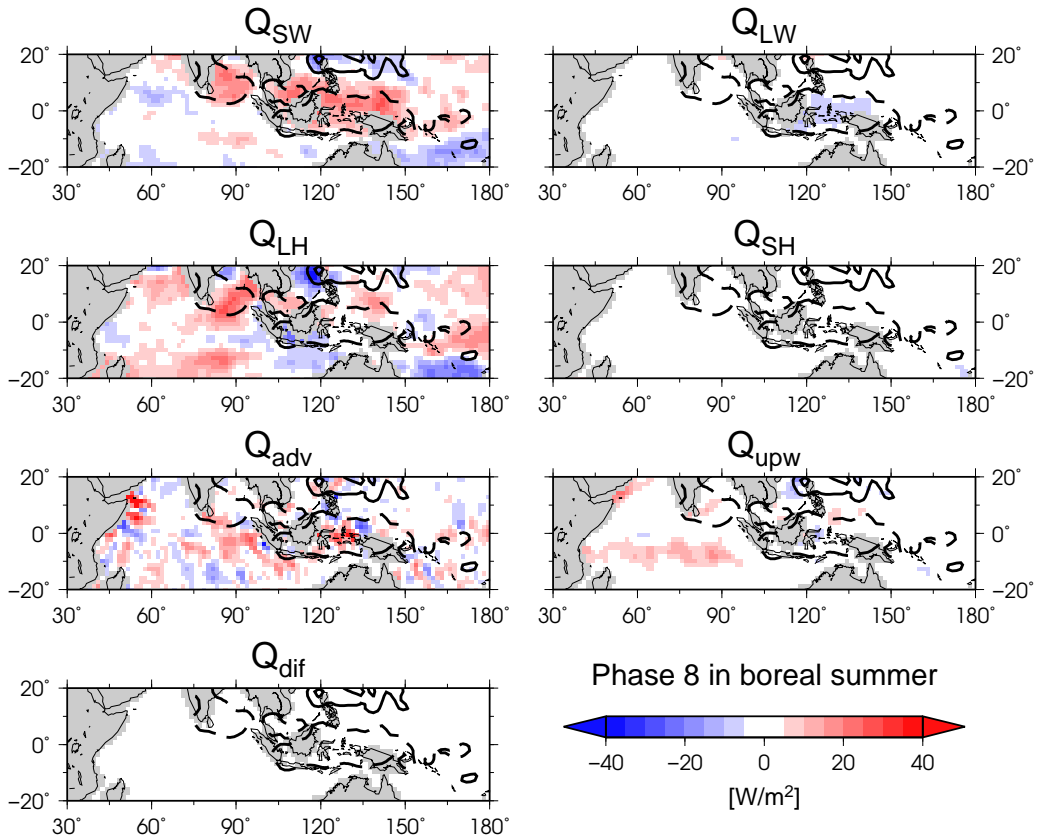


図 4.18: 図 4.11 に同じ, ただし, phase 8.

熱フラックス偏差として, BW (図 4.3 から 4.10) と BS (図 4.11 から 4.18) を示す. 例として, BW の phase 2 の熱フラックス偏差を説明する (図 4.4). 同じカラスケールとしたとき, 短波放射フラックス Q_{SW} と潜熱フラックス Q_{LH} の変動が最も卓越することが確認できる. Q_{SW} の変動パターンは OLR のコンタの分布と概ね一致しており, 短波放射の増減は雲量を強く反映することを示唆する. 長波放射 Q_{LH} , 顕熱 Q_{SH} , エクマン湧昇 Q_{upw} , 移流 Q_{adv} , 水平拡散 Q_{dif} に伴う熱フラックスは相対的に変動が小さい. ただし, Q_{upw} は局所的な変動をもち, Q_{adv} の空間分布はノイジーである. Q_{adv} がノイジーとなるのは, SST の空間勾配から求められることに起因すると考えられる. これら熱フラックスの空間変動は他の phase や季節でも同じ傾向が得られ, Q_{SW} と Q_{LH} の 2 つが海洋混合層の熱収支に重要である. この結果は先行研究で指摘された特徴と BW (e.g. Lau and Sui, 1997; Hendon and Glick, 1997; Shinoda et al., 1998) や BS (e.g. Kemball-Cook and Wang, 2001; Sengupta et al., 2001; Klingaman et al., 2008) で共通する.

Q_{SW} の変動は ISO に伴う雲システムの伝播によって説明される. Q_{LH} は式 (4.7) で示されるように海上風速と海面と大気の水蒸気混合比差に依存するので, それらの変動要因の分離を試みる. 式 (4.7) の対数をとって微分すると

$$\frac{dQ_{LH}}{Q_{LH}} = \frac{dU}{U} + \frac{dC_E}{C_E} + \frac{d\Delta q_v}{\Delta q_v}, \quad (4.19)$$

ここで U と Δq_v はそれぞれ海上風速と水蒸気混合比差 ($= q_v^*(T_s) - q_{v,s}$) を表す. 本解析では, C_E は Large et al. (1994) の経験式 (3.6) と (3.13) から U の関数として表されるので, C_E は U に統合させて

$$\begin{aligned} \frac{dQ_{LH}}{Q_{LH}} &= \frac{dU}{U} + \frac{dU}{C_E} \frac{dC_E}{dU} + \frac{d\Delta q_v}{\Delta q_v}, \\ &= \left(1 + \frac{U}{C_E} \frac{dC_E}{dU}\right) \frac{dU}{U} + \frac{d\Delta q_v}{\Delta q_v}. \end{aligned} \quad (4.20)$$

式 (4.20) を時間平均 (over-line) からの偏差 (prime) として見積もると

$$Q'_{LH} = \left[1 + \frac{\bar{U}}{C_E} \overline{\left(\frac{dC_E}{dU}\right)}\right] \frac{\bar{Q}_{LH}}{\bar{U}} U' + \frac{\bar{Q}_{LH}}{\bar{\Delta q_v}} \Delta q'_v. \quad (4.21)$$

右辺の第 1 項は U に起因する変動, 第 2 項は Δq_v の変動項に対応する. 第 1 項の具体的な解は付録 B に示す. 図 4.19 は BW の phase 2 の Q_{LH} の変動を分離した結果を示す. Q_{LH} の

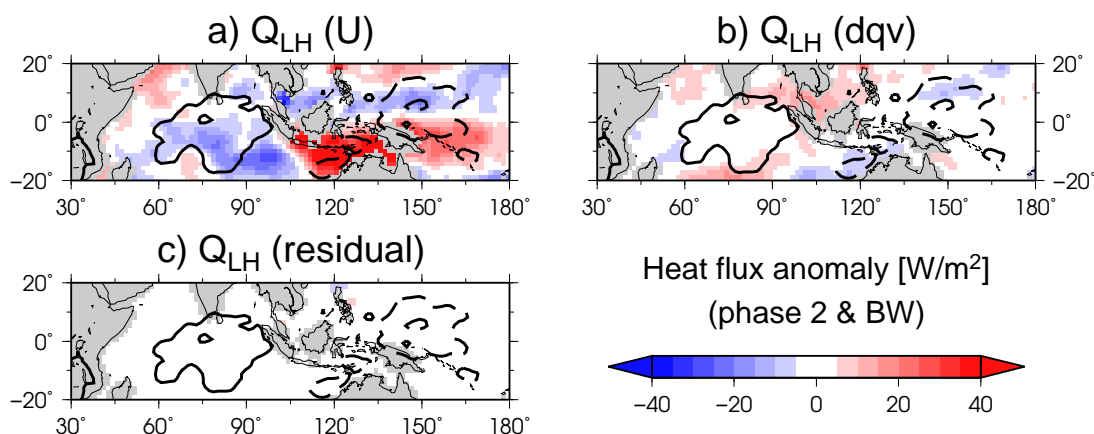


図 4.19: 図 4.4 の Q_{LH} を (4.21) で分離したときの寄与を示す. (a) U' の第一項, (b) $\Delta q'_v$ の第二項, (c) Q_{LH} から (a) と (b) の 2 つの項をひいた残差項を示す.

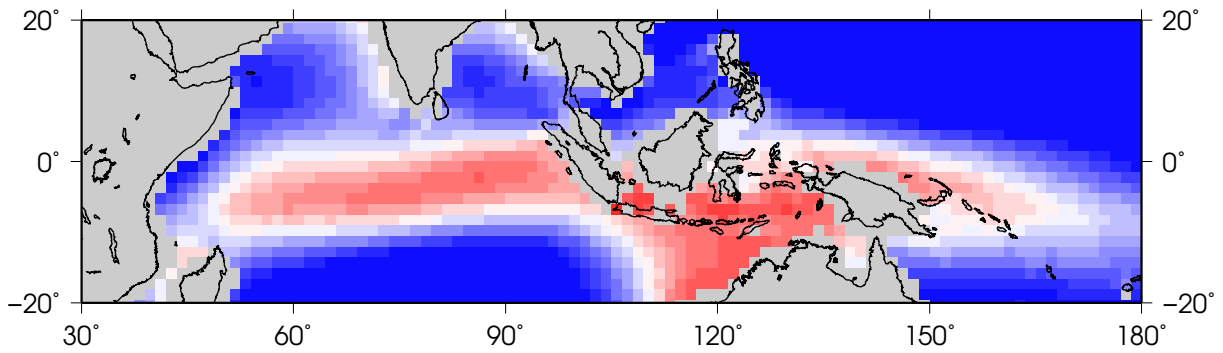
変動はもっぱらスカラ風速の変動を反映し, 水蒸気混合比差や残差項の寄与は充分小さいことが分かる.

4.6 緯度ごとの風速変動

スカラ風速は東西風・南北風の各成分の二乗和の平方根であるため, スカラ風の変動は単純な和で説明できない. 従って, 背景風が特徴的な地理分布を持つ場合, スカラ風速と東西風の偏差はまったく異質な変動パターンを示すことがある. 図 4.20 は BW と BS それぞれの東西風平均を示す. BW では, 東風貿易風が卓越する領域のほかに, インド洋から西部太平洋にわたる南緯 0-10 度と北西オーストラリアの海洋上に西風領域が分布する. また, BS のインド洋から西部太平洋にかけて, 赤道をほぼ境にして北半球では西風, 南半球では東風分布をもつ.

東西風の背景場の違いと ISO 伝播の関係を確認するために, いずれに季節においても東西風の風向が逆転する北緯 3-9 度帯 (NH) と南緯 3-9 度帯 (SH) に着目し, 領域間の違いを比較する. 図 4.21 は BW の東風が卓越する NH と西風が卓越する SH の経度-フェーズの断面図を示す. 東西風偏差の時空間分布は NH と SH とともに OLR コンタと並行な東進が確認できる. ISO の対流活発域の東側は中心に向かって吹き込む東風偏差, 西側では西風偏差となる. しかしながら, スカラ風速変動は NH と SH で異なる挙動を示す. 西風基本場が卓越する SH のスカラ風速は東西風偏差とほぼ同期して東方伝播し, 対流活発域前面では東風偏差がスカラ風速を減速, 後面では西風偏差がスカラ風速を加速する. 一方, 東風基本場に支配される NH は SH よりも不明瞭であるが, スカラ風速場は対流活発域前面の東風偏

a) Boreal winter zonal wind [m/s]



b) Boreal summer zonal wind [m/s]

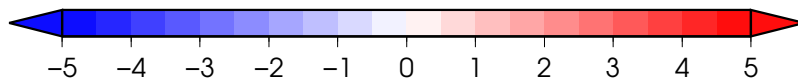
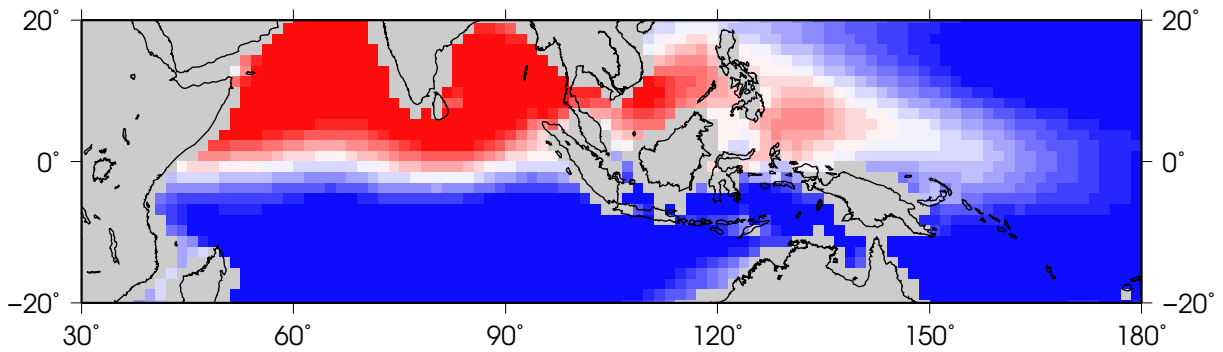


図 4.20: 海上東西風の季節気候値 (2002-2009 年). (a) BW と (b) BS を示す.

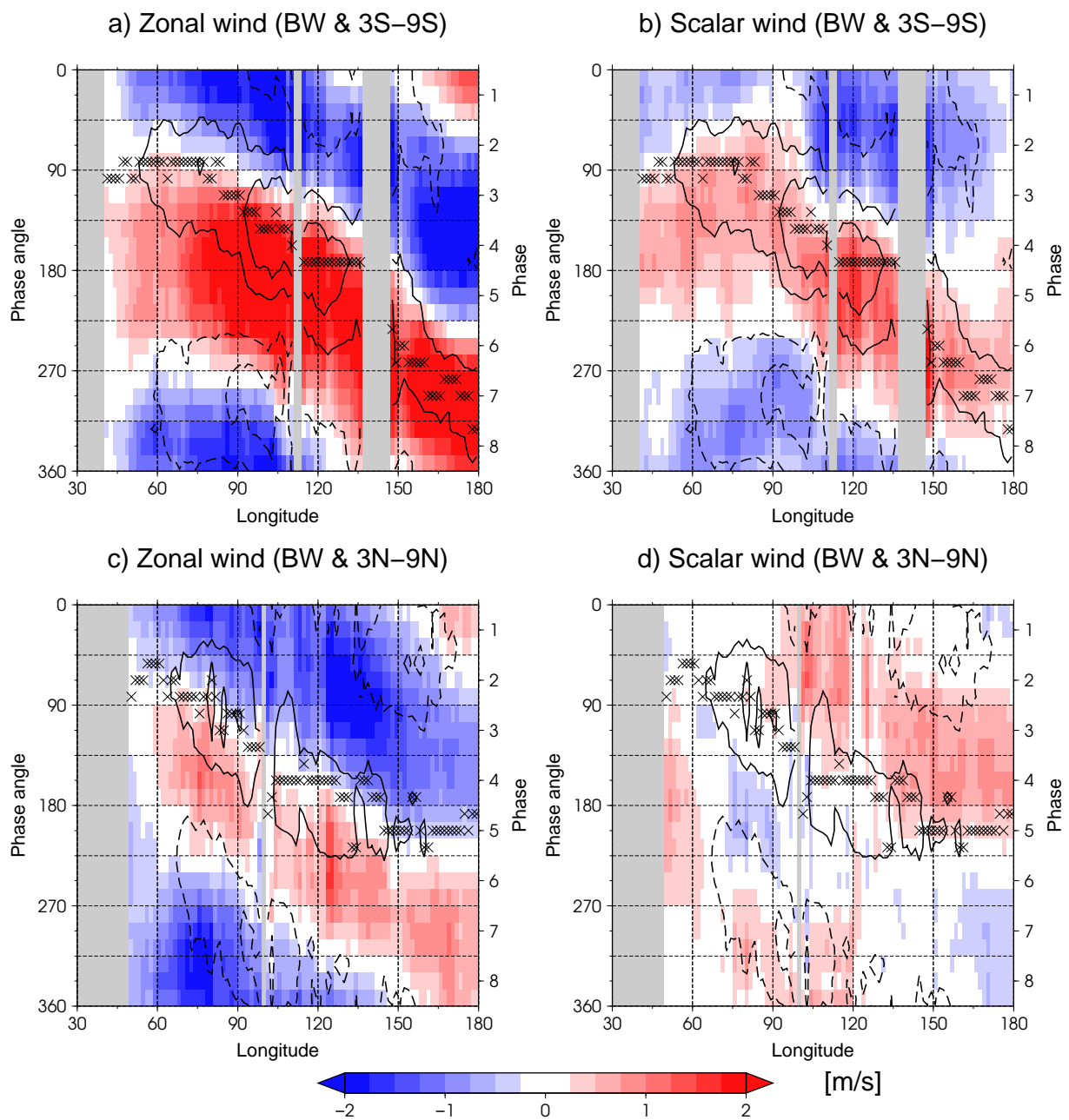


図 4.21: 北半球冬の SB ($3^{\circ}\text{S}-9^{\circ}\text{S}$) と NB ($3^{\circ}\text{N}-9^{\circ}\text{N}$) 上の phase と経度の断面図. phase 方向に 105° ($= 15^{\circ} \times 7$) の移動平均で平滑化した. コントは $-20, -10 \text{ W m}^{-2}$ (実線) と 10 と 20 W m^{-2} (破線) を示す. 陸地は灰色で示す. シンボルは各経度の OLR の最小値に対応する. (a) SB の東西風, (b) SB のスカラ風, (c) NB の東西風, (d) NB のスカラ風のそれぞれの偏差を表す.

差がスカラ風速をやや強化しながら東方伝播する。すなわち、東西風基本場の違いに起因して、スカラ風速偏差の傾向が NH と SH 間で逆転する。この関係は図 4.20 で示されるように東西風の背景場の領域差に起因する。SH は西風基本場で東風偏差はスカラ風速を減速させるが、NH は東風基本場の東風偏差であるためスカラ風速を強化させる。ISO に伴う対流活発域と SST 変動の領域差をより明瞭に示すために対流活発域からの位相角度差の変動を図 4.22 に示す。図 4.22 は図 4.21 の OLR 偏差の極小値を各経度に同定し、その極小値を基準に揃えた時系列を東経 75°E-120°E で経度平均したコンポジットである。ここで、経度範囲はインド洋上の OLR 偏差の東進が顕著に見られる領域として決めた。図 4.22a では、東西風偏差は振幅の大きさが異なるが NH と SH ともに対流活発の最盛期の前半に東風偏差、後半に西風偏差をもつ。一方、スカラ風速は SH と NH 間で位相がずれることが明瞭に捉えられている。スカラ風速変動は Q_{LH} の変動をもっぱら支配する要因であることを先に見た。図 4.22b は Q_{SW} と Q_{LH} のコンポジット時系列を示す。NH と SH ともに Q_{SW} は日射が遮られる対流活発期の位相角度差 0° で最大の負偏差、晴天率の高い対流不活発期の ± 180° 付近で最大の正偏差をもつ。一方、 Q_{LH} は位相角度差 0° 付近で NH が正偏差をもつ のに対して、SH は Q_{SW} とほぼ同期して 30° 付近で最大の負偏差をもつ。結果として、NH では、 Q_{SW} と Q_{LH} の変動は正味の熱フラックスでは打ち消しあう。実際に観測 SST の時間傾向は NH では非常に小さいことが確認できる (図 4.22c)。一方 SH では、東進する ISO の東側では Q_{SW} と Q_{LH} の正偏差がほぼ同期する。2 つの正偏差が重なり合った結果、見積もられた海洋混合層の時間傾向と観測 SST の時間傾向は ISO の対流活発期に負偏差、不活発期に正偏差が起こる。このことは、MJO の対流域に先行して伝播する SST 正偏差の駆動要因として、西風基本場の存在が重要であることを示唆する。

同様なことは BS でも共通するが、東西風の基本場が季節により異なることから結果的に SST の伝播特性は BW の場合と大きく異なる。図 4.23 は BS の同様な結果を示す。東西風は BW と同様、両半球とも対流活発期に先行して東風偏差、遅れて西風偏差となる傾向である。スカラ風速は、BW の場合とは逆に、NH では負偏差が対流活発期に先行し、SH では極めて振幅が弱いものの正偏差が先行する (図 4.23a)。この違いは、東西風基本場が季節の違いに伴い SH と NH でそれぞれ逆転することで説明される。熱フラックスは (図 4.23b)、NH の Q_{SW} と Q_{LH} の変動は約 90° の位相差をもつが、両方の正 (負) 偏差が対流不活発 (活発) 期に強め合う。一方、SH の Q_{SW} と Q_{LH} は逆位相で変動して相殺する。従って、BS では NH で SST の東方伝播が促され、SH では抑制される。図 4.23c の見積もられた MLT の時間

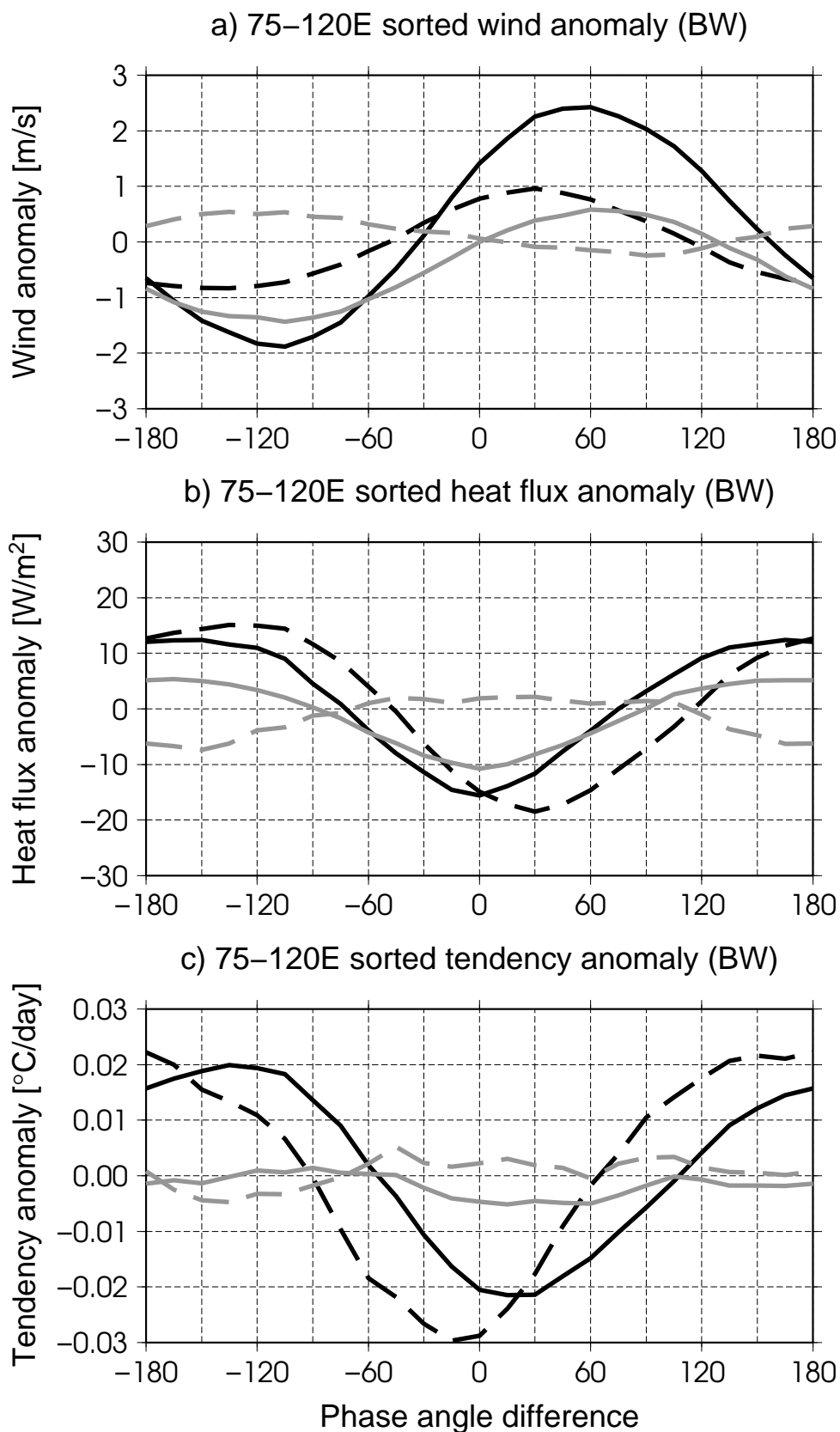


図 4.22: BW の経度 75°E から 120°E で OLR の極小値を各経度で原点とした後に、経度平均した phase の時間変化. (a) 東西風 (実線) とスカラ風 (破線), (b) Q_{SW} (実線) と Q_{LH} (破線), (c) 見積もった海洋の MLT の時間傾向 (実線) と観測 SST の時間傾向 (破線). 黒 (灰) 色線は, SB(NB) を示す.

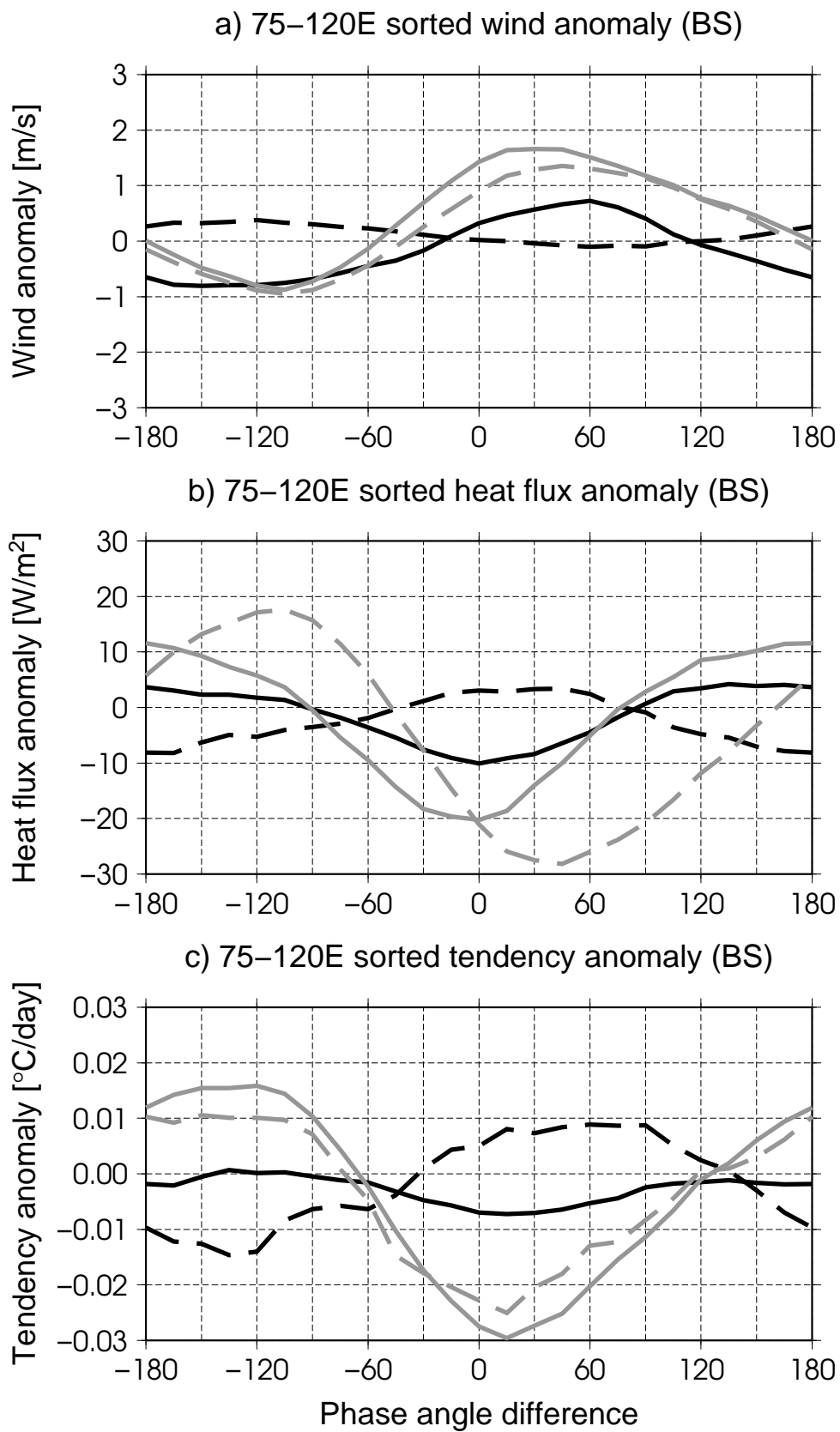
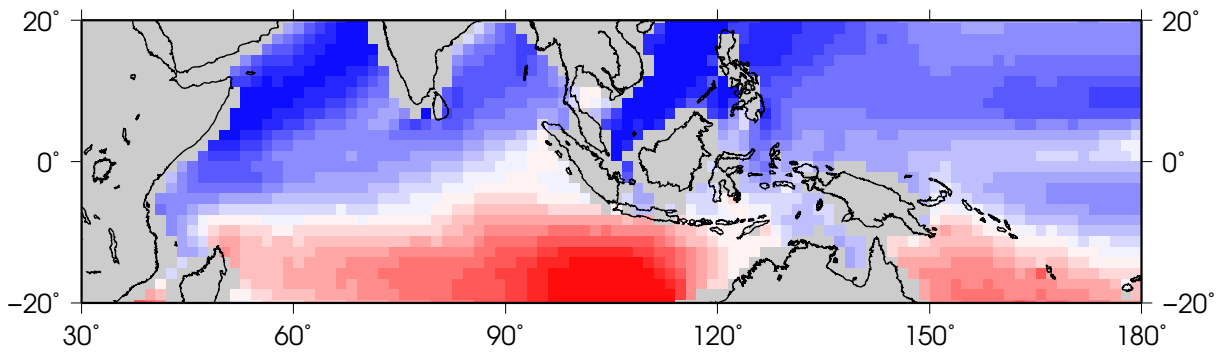


図 4.23: 図 4.22 と同じだが, BS の場合.

a) Boreal winter meridional wind [m/s]



b) Boreal summer meridional wind [m/s]

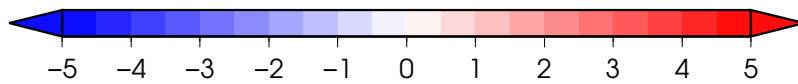
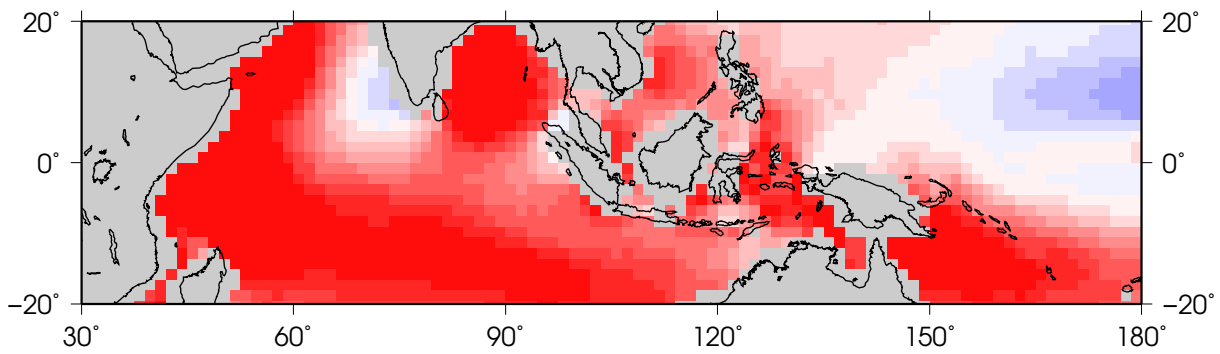


図 4.24: 図 4.20 と同様であるが, 海上南北風を示す.

傾向と観測 SST の時間傾向の変動はよく一致する. SH では見積もられた MLT の時間傾向は観測 SST の時間傾向と逆位相で変動し一致しない. 本研究で考慮していない熱フラックスの寄与や熱フラックス推定の不確かさが関係しているかもしれない.

4.7 北半球夏の北進との関係

BSISO の対流活発域はインド洋上で北進し, 先行する SST 変動も北進する (Kemball-Cook and Wang, 2001; Sengupta et al., 2001; Klingaman et al., 2008). 先に見た東西風基本場と SST の東方伝播の関係と似た議論を北進に適用すると, 東西風だけでなく南北風も重要になる可能性が示唆される. 図 4.24 はそれぞれの季節の南北風平均を示す. BW は, 南緯約 10 度を境にしてインド洋から西部太平洋に渡って北では北風, 南では南風を示す. BS は, インド大陸の南西部や中部北太平洋を除いて, 東半球全域で南風を示す. BSISO の北進につい

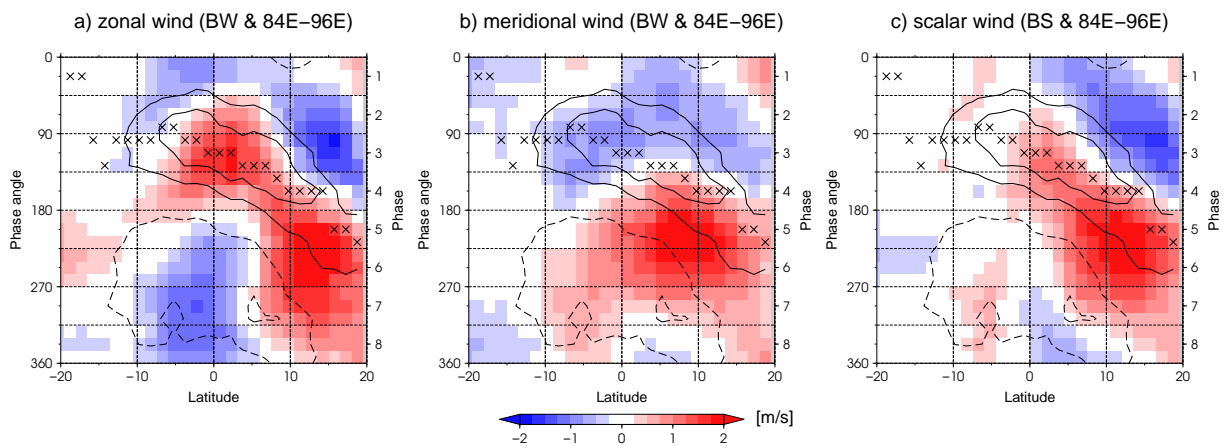


図 4.25: 図 4.21 と同じだが, BS の 84°E から 96°E の経度平均した phase と緯度の断面図。(a) 東西風, (b) 南北風, (c) スカラ風を示す。

て, ベンガル湾が分布する経度帯で平均した phase-緯度断面図の東西風, 南北風, スカラ風変動を図 4.25 に示す。OLR の負偏差のコンタと緯度ごとの最大の負偏差は phase の経過とともに北進する。東西風変動 (図 4.25a) は東風偏差が OLR の負偏差に先行し, 西風偏差が直下あるいは後続する。また, 北半球側の南北風変動 (図 4.25b) は北風偏差が OLR の負偏差にやや先行し, 南風偏差が後続する。BS の背景南北風は緯度全域で南風であるので, 北 (南) 風偏差はスカラ風の減速 (加速) をもたらす。これらの結果として北半球でスカラ風速変動 (図 4.25c) が対流活発期に先行して減速し, 加速が後続する。図 4.26 は図 4.22 や 4.23 と似たように, 緯度ごとの OLR の極小値について原点を揃え 3°N-18°N で平均した結果を示す。対流活発期に先行して東風偏差と北風偏差, スカラ風速の減速が同期する。この結果, Q_{LH} は Q_{SW} より位相角度差 60° の遅れをもつが, 両者は ISO の対流活発期に先行して正偏差, 対流活発期の直下から後続する位相角度差で負偏差を強め合う (図 4.26b)。見積もられる海洋の MLT の時間傾向は観測された SST の時間傾向と一致し, 対流活発期で極小値をもつ (図 4.26c)。以上の結果から, 東西風だけでなく南北風基本場の特徴が, BSISO に伴う SST 北進を促す要因の一つとして重要な役割を果たしていることが分かった。

4.8 海面水温変動をもたらす西風背景場の形成要因

先行する SST 変動が ISO 伝播に能動的な役割をもつ可能性は, いくつかの先行研究で指摘されている。Flatau et al. (1997) は東西風と SST の時間傾向の経験的な関係をモデルに組み込んだ ISO の水惑星実験の結果から, ISO の東 (西) 側で SST の正 (負) 偏差の東西勾配が地表面の湿潤静的エネルギーの空間勾配をもたらす対流システムの組織化や長周期へ

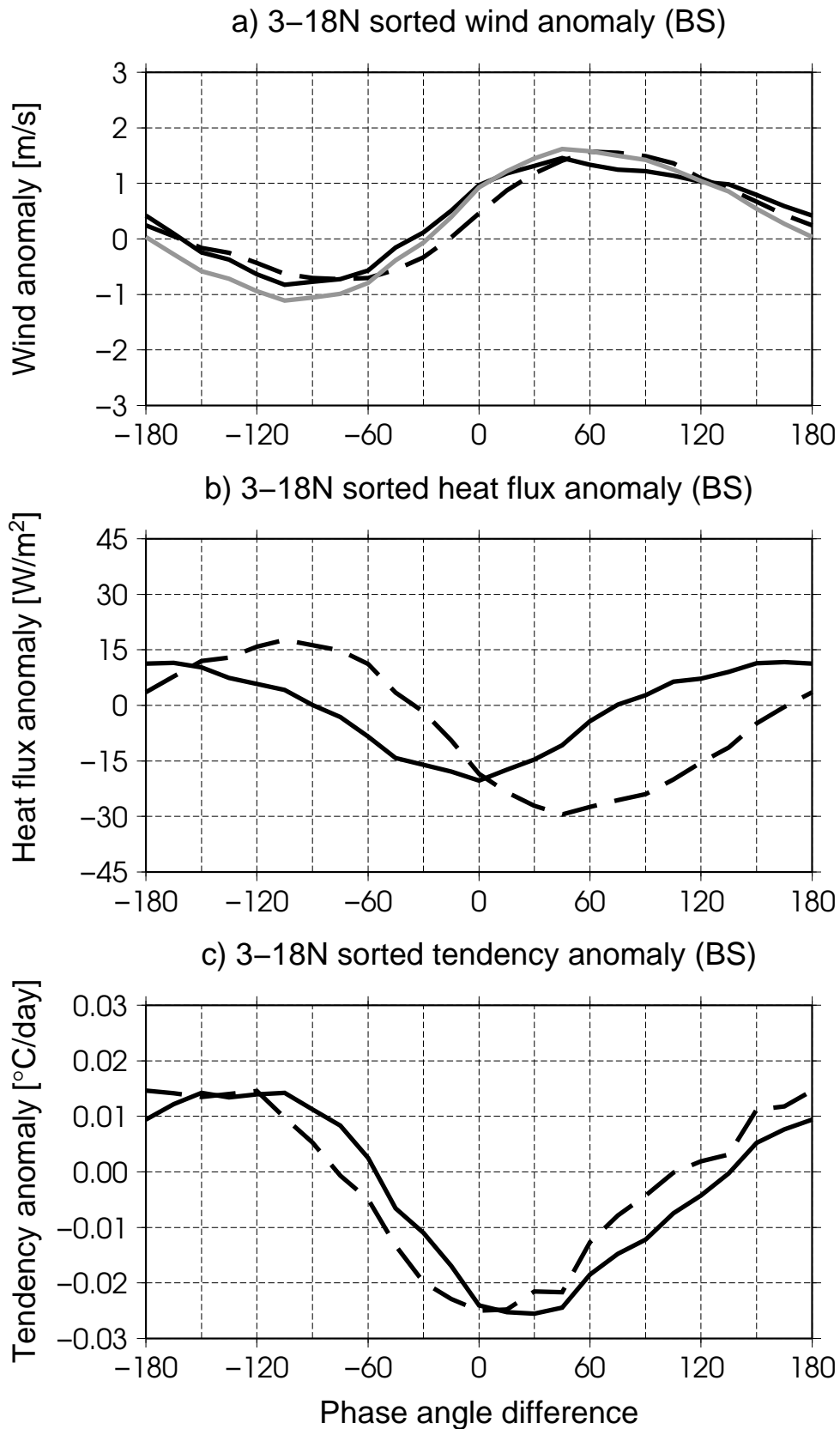


図 4.26: BS の緯度ごとの OLR の最小値を原点として 3°N から 18°N で緯度平均した phase の時間変化. (a) 東西風 (実線), 南北風 (破線), スカラ風速 (灰色実線), (b) Q_{SW} (実線) と Q_{LH} (破線), (c) 見積もられた海洋の MLT の時間傾向 (実線) と観測 SST の時間傾向 (破線).

変化することを指摘している。Waliser et al. (1999) は SST 変動の有無を比較したモデル実験から、SST の正偏差は ISO の対流活発域の南北風方向の収束を増加させることを指摘している。

ISO の伝播が先行する SST の高温偏差に強く影響されるとするならば、ISO の伝播特性は西風基本場の地理分布に大きく影響されると考えられる。西風基本場はインド洋から海洋大陸に分布することが知られており (Lettau, 1974; Wang, 1988), 図 4.20 で見られるように夏半球側に分布する。Lettau (1974) は気圧の季節分布から南北方向の気圧勾配とコリオリ力のバランスとして低緯度の西風分布を説明している。Lindzen and Hou (1988) は東西平均した南北循環 (Hadley 循環) のモデルを用いて、赤道非対称な圧力勾配を作り出す赤道から離れた加熱中心と赤道の間に表面の西風が得られることを示した。図 4.24 の北半球冬の南北風の合流点がインド洋上では南半球側にシフトしており、南北循環のセル中心は南半球に位置する。赤道越えの流れは狭い緯度帯の南半球でコリオリ力によって転向して西風をもつと考えられる。北半球夏のインド洋や冬のオーストラリアの北西海洋上の緯度方向に広く分布する西風領域は、インド大陸やオーストラリア大陸上に位置するモンスーントラフ (Webster et al., 1998) によって維持されている。西風基本場は季節変化する Hadley 循環や Monsoon 循環と密接に関係しており、ISO の伝播経路は背景循環場の分布にも影響を受けていると考えられる。Inness and Slingo (2003) や Inness et al. (2003) は大気海洋結合モデルを用いて西風基本場の再現の改善に伴って ISO の表現が改善したことを指摘している。

4.9 まとめ

本章では、季節によって伝播経路が異なる ISO と SST 変動を統一的に説明するために、7 年間分の様々な衛星観測データを用いて ISO に伴う東半球の SST 変動の季節性や領域性を比較した。ISO のライフサイクルを追跡するために Wheeler and Hendon (2004) が提示する指標を用いて OLR, SST, 海面熱フラックス, 海上風速の変動を北半球冬 (11 月から 3 月) と北半球夏 (5 月から 9 月) ごとにコンポジット解析を行った。

季節毎にコンポジット解析した ISO の伝播は、北半球冬の南半球側にシフトしながら東進する MJO や夏の東北進する BSISO の典型的な伝播経路の季節的な違い (Wang and Rui, 1990) を再現する。インド洋から海洋大陸にかけて ISO の対流活発域の伝播方向に先行す

る SST の正偏差は季節に関わらず確認された。海洋混合層の熱収支解析から、SST 変動は季節や phase に関わらず短波放射フラックスと潜熱フラックスの寄与が主に重要であることが確認できた。短波放射フラックスは ISO に伴う雲システムの伝播で説明されるが、潜熱フラックスはスカラ風速変動が重要である。スカラ風速は ISO に伴う偏差風の変動に加え、基本風の地理的分布の特徴が重要であり、基本風分布の季節進行が ISO の伝播特性の季節性を決めることが示唆された。北半球冬の赤道から南緯 10 度の西風基本場では ISO の対流活発域の東側では東風偏差がスカラ風速を減速させ潜熱フラックスは減少し、短波放射フラックスの正偏差と同期して海洋混合層を効率的に加熱する。一方、北半球側は東風基本場であるため、東風偏差はスカラ風速と潜熱フラックスを増加させ短波放射フラックスの正偏差と相殺する。結果として、赤道より南の西風基本場でのみ ISO 対流活発域に先行した SST の高温偏差の東方伝播が引き起こされる。北半球夏の ISO については、北半球側に西風基本場が南半球の東風基本場が位置するため、SST の東進は北半球冬とは逆にむしろ北半球側へのシフトを促す。また、北半球夏の ISO の北進に伴う SST 変動は、東西風だけでなく南北風変動も関係することが示唆される。ISO に伴う対流活発域の北側の北風偏差は南北背景風に対してスカラ風速の減速に働き、上に述べた東西風偏差と協調して SST 暖水域の北東進を促すことが分かった。

第5章 結論

本論文では、熱帯域の大気と海洋表層の相互作用を理解するために、複数の衛星観測データを用いた研究を行った。大気と海洋表層の変動が関係する一例として気候学的な SST と CWV の関係 (3 章) と ISO 時間スケールの SST 変動 (4 章) に着目した研究を行った。得られた結果を以下に記す。

気候学的な SST の空間分布の役割を理解するために、SST と大気の鉛直積算水蒸気量 (CWV) の関係を調査した。CWV を地表面水蒸気量と境界層と自由大気間の水蒸気の鉛直勾配の指標となる水蒸気のスケールハイトで表現することで、SST と CWV における Clausius-Clapeyron (C-C) の関係が導かれる。SST と CWV の観測値と C-C 関係の比較した結果、CWV の変動は SST の変動だけでなく水蒸気の鉛直勾配の変動にも関連することが分かった。地表面水蒸気量の変動は C-C の関係を介した SST の変動で説明できたことから、SST が支配するのは地表面に近い境界層の水蒸気であることが分かった。CWV の SST 依存性は領域間で明瞭で、SST が 27°C よりも低い亜熱帯海洋上では SST は CWV を強く支配する。それよりも高い SST が分布する熱帯海洋上では、SST だけでなく水蒸気の鉛直勾配の変動も重要である。これらの事実は、熱帯域の大気循環に伴う境界層から自由大気の水蒸気の鉛直輸送の領域差として理解出来る。亜熱帯海洋上は大気循環の下降域に相当し、蒸発と境界層水蒸気の水平発散で水収支が釣り合う。地表面は発散場であるため、下降流は境界層から自由大気の水蒸気の鉛直輸送を妨げ、水蒸気の鉛直勾配は変化しない。一方、熱帯海洋上では、大気循環の上昇流域に分布し、境界層の水蒸気収束と深い対流に伴う降水が釣り合う。地表面が収束場であるため、境界層の水蒸気は自由大気へ鉛直輸送され、水蒸気の鉛直勾配を変化させる。

ISO の降水活発域に先行伝播する SST の高温偏差の変動要因を理解するために、海洋混合層の熱収支解析を用いて変動要因の説明を試みた。インド洋から西部太平洋の東半球上で北半球冬 (11 月から 3 月) と北半球夏 (5 月から 9 月) の季節ごとに ISO のコンポジット解析を行い、ISO の降水活発域に先行する SST の高温偏差が季節によらず確認された。海

面熱フラックスや海洋表層の移流、湧昇を考慮した海洋混合層の熱収支コンポジット解析から、短波放射フラックスと潜熱フラックスの変動が季節に共通して重要であることが分かった。短波放射フラックスは ISO の伝播に伴う上層雲の雲量変動で説明され、潜熱フラックスはスカラ風速変動に大きく支配される。ISO に伴う循環場偏差は進行方向である東側では東風偏差を伴うため、スカラ風を弱化させるためには背景場が西風であることが条件となる。スカラ風速と潜熱フラックスの減少は降水不活発期である短波放射フラックスの増加と協調した結果、先行する SST の高温偏差を形成する。一方、背景場が東風の場合では、東風偏差はスカラ風速と潜熱フラックスの強化をもたらす、短波放射の増加と相殺して SST の先行伝播は起こらない。背景場が西風となる領域は、北半球冬では南半球側の赤道直下、北半球夏は赤道以北のインド洋に限られる。また、北半球夏の ISO に先行する SST の高温偏差の北進については、南北風の背景場も重要であることが分かった。これらの結果は、海上風気候場の地理的分布が ISO に伴う SST 偏差の伝播特性において本質的に重要である可能性を示唆する。

今後の研究の方向性を最後に記す。ISO 時間スケールにおける SST の役割を理解するためには、大気下層の変動と SST 変動と関連を明らかにしなければならない。その場合、大気下層の熱収支を調べることで SST 変動の影響を診断することが可能になると考えられる。また、El Niño や La Niña イベント時の平常とは異なる気候場の ISO の伝播経路と SST 変動の関係を調査することが挙げられる。Takayabu et al. (1999) は El Niño の終了直前の時期に、ISO が大規模な降水変動を伴いながら東部太平洋まで伝播したことを報告している。本来は西部太平洋で衰弱する ISO が東部太平洋まで伝播するようになった原因、そのような時の SST 変動を明らかにすることで、ISO の大気海洋相互作用の理解を深めることが期待される。

謝辞

本研究を進めるにあたり、名古屋大学地球水循環センターの増永浩彦 准教授には多くのご指導をして頂きました。研究の進め方だけでなく、得られた結果に対する深い考察や論文の書き方、など未熟な私に対して辛抱強く指導して頂いたことは感謝の言葉が足りません。

また、同センターの上田博 教授、森本昭彦 准教授、名古屋大学大学院環境学研究科の神沢博 教授には博士論文の内容に関して有意義なコメントをして頂きました。同センターの藤波初木 助教や秋元文江 研究員、金森 大成 研究員、センター所属であった中村健治 教授や市川裕樹 氏、西川 将典 研究員には研究を進めるにあたって様々なコメントをして頂きました。雲降水気候学研究室と衛星気象学研究室の皆様、地球水循環研究センターの田中知子 女史には多くの支援を頂きました。同じ専攻の同期である関谷高志 君、神慶孝 君との日々の交流が研究を進める励みとなりました。自身の進路の決断に対して暖かく見守ってくれた家族の存在も大きな心の支えとなりました。この場を借りて御礼を申し上げます。

Aqua AMSR-E, QuikSCAT SeaWinds データは Remote Sensing Systems によって作成され、NASA Earth Science MEaSUREs DISCOVER Project, AMSR-E Science Team, NASA Ocean Vector Winds Science Team に提供されました。AIRS AMSU L2 (AIRX) データは Goddard SpaceFlight Center's Data と Information Services Center (DISC) から提供されました。TRMM PR (2A25) データは Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) / Earth Observation Research Center (EORC) から提供されました。係留ブイのデータは National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) / Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) の Tropical Atmosphere/Ocean (TAO) Project Office から提供されました。HERB データは Dr. Tristan L'Ecuyer に提供していただきました。OSCAR データは NASA Jet Propulsion Laboratory の Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC) から提供されました。MODIS と SeaWiFS データは NASA's Ocean Color site から提供されました (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>)。MODIS 日平均大気プロダクトは次のサイトから入手しました (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>)。OISST CDR データは NOAA's National Climatic Data Center (<http://www.ncdc.noaa.gov>) から入手しました。WOA09 データは NOAA/National Oceanographic Data Center から提供されました。海洋混合層データは次のサイトから入手しました (<http://www.ifremer.fr/cerweb/deboyer/mld/home.php>)。

付録A 衛星推定パラメータの精度評価

A.1 地表面水蒸気混合比の精度評価

本研究では単純な混合層と接地層のモデルを仮定した上で地表面の水蒸気混合比 $q_{v,s}$ の推定をしている。ここでは、AIRS と AMSR-E から推定した $q_{v,s}$ と熱帯海洋上に係留するブイ Tropical Atmosphere Ocean (TAO) の現場観測の $q_{v,s}$ を比較し、精度評価を行った。データのサンプリングの方法は、AIRS と AMSR-E を搭載する *Aqua* 衛星が係留ブイの上空を 1° 以内を通過したときの日平均データを 2002 年 10 月から 2009 年 9 月までの期間で抽出した。また、TAO buoy は高度 3 m の水蒸気量を観測しているため、接地層モデルの観測高度は 3 m とした。図 A.1b は衛星推定と現場観測の $q_{v,s}$ の比較結果として頻度分布を示す。比較のために、AIRS が推定する最下層の 1000-925 hPa の層平均水蒸気混合比も図 A.1a に示す。AIRS の最下層の水蒸気混合比には明らかな過小評価があるが、境界層と接地層のモデルで推定された $q_{v,s}$ は現場観測データと定量的に正しく推定されていることが分かる。

A.2 内挿データの精度評価

解析に使用した AMSR-E, AIRS, QuikSCAT のデータの精度は雲や雨によって影響を受けるためデータのフィルタを行っている。そのようなデータ欠損によって生じるサンプリングバイアスを軽減するためにまわりの存在するグリッド点で空間内挿を行っている。内挿の影響を評価するために、TAO ブイの現場観測データとの比較を行う。データのマッチアップの方法は付録 A.1 と同じであり、データは AMSR-E, QuikSCAT, PR の観測と現場観測が重なった場合のみ使用している。QuikSCAT は海上 10 m の風速を観測するが、TAO buoy の風速計は高度 4 m の風速を観測する。したがって、TAO ブイが観測した風速は Liu and Tang (1996) の方法によって高度 10 m の中立状態の風速に変換させた。表 A.2 は、それぞれのサンプル数, bias, root-mean square error (RMSE), correlation coefficient r , PR の降水量 P を表す。比較したパラメータは 海面水温 T_s , 地上気温 T_0 , 地上水蒸気混合比 $q_{v,s}$,

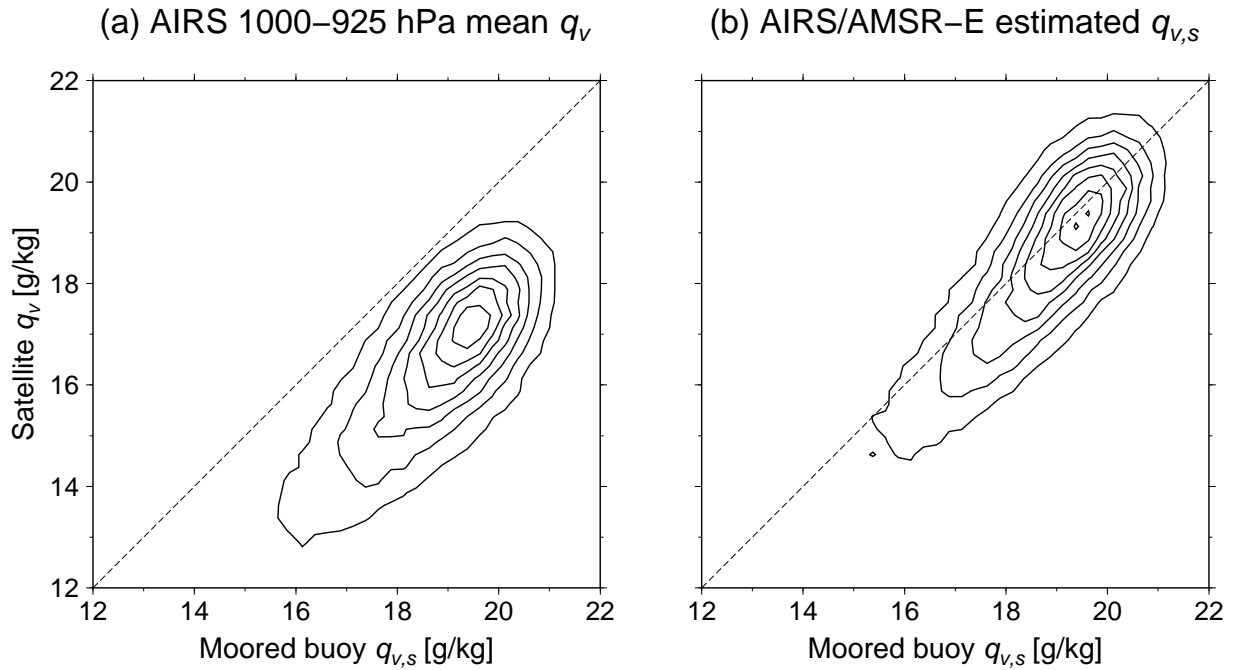


図 A.1: (a) TAO ブイの観測 $q_{v,s}$ と衛星推定の 1000-925 hPa の層平均 q_v の確率密度分布. ビンの大きさは 0.25 g kg^{-1} と 0.25 g kg^{-1} で, コントの間隔は 0.1% . (b) (a) と同様だが, AMSR-E と AIRS によって推定された $q_{v,s}$.

10 m のスカラ風速 $|u_{10}|$, 東西風 u_{10} , 南北風 v_{10} , 蒸発量 E である. それぞれのパラメータについて内挿データの有無について現場観測データと比較した. AIRS の観測に依存する T_a , $q_{v,s}$ や E は 10-15 % のサンプル数が内挿の有無によって変化する一方, AMSR-E T_s や QuikSCAT 風速データは数 % である. 内挿データは全体的に内挿していないデータよりも精度 (RMSE) が悪化しているが, 降水量のサンプリングバイアスが軽減されていることが明らかである. 降水量は内挿を行わないと本来の観測量よりも過小評価が著しい. $q_{v,s}$ の推定精度は 1.2 g kg^{-1} であり, これは衛星推定の典型的な精度 $1.2\text{-}2.0 \text{ g kg}^{-1}$ と同様の精度をもつ (Iwasaki and Kubota, 2012). Bourras (2006) は熱帯域の現場観測データに対して複数の衛星推定の E を比較した結果, $24\text{-}41 \text{ W m}^{-2}$ の精度が得られた. これは $0.8\text{-}1.4 \text{ mm day}^{-1}$ に相当する. 本解析で推定された E の RMSE は 1.3 mm day^{-1} であり, 既存の衛星プロダクトと同程度の推定精度もつ.

A.3 海面熱フラックスの精度評価

熱収支の推定には様々な衛星データからリトリバルされたパラメータを扱うが, それらはそれぞれのデータ精度をもつ. いくつかのパラメータは現場観測がされており, 衛星観測

表 A.1: 3章で使用した観測のエラー解析. サンプル数, bias, RMSE, 相関係数 r を表す. “Intp.” は内挿データの有無を示す. 降水量 P はそれぞれのサンプル数の TRMM PR で計算された平均を表す.

	Intp.	Number	Bias	RMSE	r	P (mm day ⁻¹)
All number	-	53716	-	-	-	3.65
T_s (°C)	no	51136	-0.03	0.51	0.97	2.93
	yes	53603	-0.03	0.51	0.97	3.59
T_0 (°C)	no	47206	-1.43	1.68	0.77	2.47
	yes	52591	-1.14	1.73	0.76	3.32
$q_{v,s}$ (g kg ⁻¹)	no	46431	-0.21	1.16	0.82	2.34
	yes	52568	-0.20	1.16	0.82	3.32
$ \mathbf{u}_{10} $ (m s ⁻¹)	no	52366	0.16	1.22	0.86	3.20
	yes	53706	0.18	1.24	0.86	3.64
u_{10} (m s ⁻¹)	no	53366	0.00	1.59	0.91	3.20
	yes	53706	-0.02	1.62	0.90	3.64
v_{10} (m s ⁻¹)	no	53366	0.20	1.59	0.91	3.20
	yes	53706	0.20	1.59	0.90	3.64
E (mm day ⁻¹)	no	45688	0.20	1.26	0.75	2.34
	yes	52560	0.24	1.32	0.73	3.32

と比較して精度検証を行った. ここで比較するのは, 現場観測で直接得られる地上温度 T_a , 地上水蒸気混合比 $q_{v,s}$, 地表面の下向き短波放射 (downwelling surface shortwave radiation; SSR), 同じく長波放射 (downwelling surface longwave radiation; SLR) と現場観測パラメータから Fairall et al. (2003) のフラックスアルゴリズムによって見積もられた潜熱フラックス (latent heat flux; Q_{LH}) と顕熱フラックス (sensible heat flux; Q_{SH}) (Cronin et al., 2006) である. 現場観測データは東経 30°E から 180°E の東半球海洋上に分布する係留 TAO ブイを使う. 熱収支解析では扱うデータの空間解像度が 1.5° グリッドであるので, 衛星が 1.5° 以内でブイの上空を通過するデータをマッチアップさせる. データのサンプル数は現場観測データのサンプル数によって変化する.

表 A.2 に検証結果 bias, root mean square error (RMSE), correlation coefficient, を示す. T_a と $q_{v,s}$ は AIRX2RET version 6 プロダクトと簡単な SL model を用いて推定された両方を比較した. SL model で推定した RMSE は T_a は 0.93 °C, $q_{v,s}$ は 0.92 g kg⁻¹ で AIRS のオリジナルのプロダクトよりも誤差が小さく, バイアスも軽減されている. 衛星が推定するプロダクトの精度は, T_a は 1.6 °C (Jackson and Wick, 2010), $q_{v,s}$ は 1.2 g kg⁻¹ (Iwasaki and Kubota, 2012) で本研究の推定方法は同程度の精度をもつ. L’Ecuyer and McGarragh (2010) は瞬間

表 A.2: 4章で使用した観測のエラー解析. サンプル数, bias, RMSE, 相関係数 r を示す. “SL” は SL モデルの推定を, “AIRX” は AIRX2RET のプロダクトを示す.

	Number	Bias	RMSE	r
SL T_a ($^{\circ}\text{C}$)	52422	-0.70	0.93	0.633
AIRX T_a ($^{\circ}\text{C}$)	52422	-1.13	1.34	0.534
SL $q_{v,s}$ (g kg^{-1})	52422	-0.08	0.92	0.559
AIRX $q_{v,s}$ (g kg^{-1})	52422	-1.78	1.86	0.532
SSR (W m^{-2})	31209	36.2	68.2	0.555
SLR (W m^{-2})	1571	5.68	14.1	0.793
Q_{LH} (W m^{-2})	37137	-7.82	36.7	0.725
Q_{SH} (W m^{-2})	37137	-2.68	6.77	0.511

値の SSR と SLR の RMSE が 海洋上の 2 buoys の比較から $87.2\text{--}106.1 \text{ W m}^{-2}$, $28.2\text{--}31.9 \text{ W m}^{-2}$ と評価した. 本研究で使用される 日平均値では SSR と SLR は 68.2 W m^{-2} と 14.1 W m^{-2} と見積もられた. SSR のバイアスは 36.2 W m^{-2} と衛星データの過大評価が得られ, L’Ecuyer and McGarragh (2010) の検証結果と同じ傾向を示す. この過大評価は熱収支の気候値のアンバランスを引き起こすと考えられるが, 熱収支は偏差場で解析しているため定数のバイアスは結果に影響を与えない. Q_{LH} と Q_{SH} の比較結果は 36.7 W m^{-2} と 6.8 W m^{-2} であった. Bourras (2006) は Q_{LH} の衛星プロダクト間の比較から $24.0\text{--}41.2 \text{ W m}^{-2}$ と評価している. これらの検証結果から, 放射フラックスや乱流フラックスを含む海面熱フラックスは既存の衛星プロダクトと同程度の精度をもつと考えられる. 海洋内部に伴う熱フラックスの推定精度は, その変動を観測して比較することが難しい. したがって, 熱収支の推定には海洋変動の潜在的な不確かさが含まれていると考えられる.

付録B 潜熱フラックス変動分離の導出

式(4.21)では, 潜熱フラックスの変動を海上風速 U と水蒸気混合比 Δq_v の変動に分離した. バルク輸送係数 C_E は Large et al. (1994) の経験式として U の関数で表されるので, その導出を行う. Large et al. (1994) の経験式を利用すると, C_E は次のように表され

$$C_D = \frac{A}{U} + B + CU = \frac{A + BU + CU^2}{U}, \quad (\text{B.1})$$

$$C_E = \frac{34.6}{10^3} \sqrt{C_D} = D\sqrt{C_D}, \quad (\text{B.2})$$

ここで $A = 2.7$, $B = 0.142$, $C = 0.0764$, $D = 34.6 \times 10^{-3}$ である. 変数分離法を用いて U について微分を行い

$$\frac{dC_E}{dU} = \frac{dC_E}{dC_D} \frac{dC_D}{dU}. \quad (\text{B.3})$$

ここで

$$\frac{dC_D}{dU} = \left(\frac{A}{U}\right)' + (B)' + (CU)' = -\frac{A}{U^2} + C = \frac{CU^2 - A}{U^2}. \quad (\text{B.4})$$

また

$$\frac{dC_E}{dC_D} = D(C_D^{1/2})' = \frac{D}{2\sqrt{C_D}}. \quad (\text{B.5})$$

したがって

$$\frac{dC_E}{dU} = \frac{D}{2\sqrt{C_D}} \frac{CU^2 - A}{U^2}. \quad (\text{B.6})$$

両辺に U/C_E をかけると

$$\begin{aligned} \frac{U}{C_E} \frac{dC_E}{dU} &= \frac{U}{D\sqrt{C_D}} \frac{D}{2\sqrt{C_D}} \frac{CU^2 - A}{U^2}, \\ &= \frac{1}{2C_D} \frac{CU^2 - A}{U} = \frac{1}{2} \frac{CU^2 - A}{A + BU + CU^2}. \end{aligned} \quad (\text{B.7})$$

式(B.7)を用いて, 式(4.21)を計算した.

参考文献

- Bauer, S., M. S. Swenson, A. Griffa, A. J. Mariano, and K. Owens, (1998) : Eddy-mean flow decomposition and eddy-diffusivity estimates in the tropical Pacific Ocean: 1. Methodology. *J. Geophys. Res.*, **103 (C13)**, 30 855–30 871.
- Bjerknes, J., (1966) : A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18 (4)**, 820–829.
- Bjerknes, J., (1969) : Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163–172.
- Bolsenga, S., (1965) : The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew point on a mean daily and hourly basis. *J. Appl. Meteor.*, **4**, 430–432.
- Bolton, D., (1980) : The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Bonjean, F. and G. S. E. Lagerloef, (2002) : Diagnostic Model and Analysis of the Surface Currents in the Tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2938–2954.
- Bourras, D., (2006) : Comparison of Five Satellite-Derived Latent Heat Flux Products to Moored Buoy Data. *J. Climate*, **19**, 6291–6313.
- Bretherton, C., M. Peters, and L. Back, (2004) : Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans. *J. Climate*, **17**, 1517–1528.
- Chaboureaud, J.-P., A. Chédin, and N. A. Scott, (1998) : Relationship between sea surface temperature, vertical dynamics, and the vertical distribution of atmospheric water vapor inferred from TOVS observations. *J. Geophys. Res.*, **103**, 23 173–23 180.

- Cronin, M. F., C. W. Fairall, and M. J. McPhaden, (2006) : An assessment of buoy-derived and numerical weather prediction surface heat fluxes in the tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, **111** (C6).
- Dai, A., (2006) : Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity. *J. Climate*, **19**, 3589–3606.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar, and D. Iudicone, (2004) : Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *J. Geophys. Res.*, **109** (C12).
- Dee, D. P., et al., (2011) : The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137** (656), 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Ebita, A., et al., (2011) : The Japanese 55-year Reanalysis “JRA-55”: An Interim Report. *SOLA*, **7**, 149–152.
- Ebuchi, N., H. C. Graber, and M. J. Caruso, (2002) : Evaluation of Wind Vectors Observed by QuikSCAT/SeaWinds Using Ocean Buoy Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 2049–2062.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev, and J. B. Edson, (2003) : Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *J. Climate*, **16**, 571–591.
- Fetzer, E., B. Lambriksen, A. Eldering, H. Aumann, and M. Chahine, (2006) : Biases in total precipitable water vapor climatologies from Atmospheric Infrared Sounder and Advanced Microwave Scanning Radiometer. *J. Geophys. Res.*, **111**, D09S16.
- Flatau, M., P. J. Flatau, P. Phoebus, and P. P. Niiler, (1997) : The Feedback between Equatorial Convection and Local Radiative and Evaporative Processes: The Implications for Intraseasonal Oscillations. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2373–2386.
- Gadgil, S., N. Joshi, and P. Joseph, (1984) : Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature*, **312**, 141–143.

- Gaffen, D., W. Elliott, and A. Robock, (1992) : Relationships between Tropospheric Water Vapor and Surface Temperature as Observed by Radiosondes. *Geophysical Research Letters*, **19**.
- Graham, N. and T. Barnett, (1987) : Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans. *Science*, **238**, 657–659.
- Gutzler, D. S. and R. A. Madden, (1989) : Seasonal Variations in the Spatial Structure of Intraseasonal Tropical Wind Fluctuations. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 641–660.
- Hendon, H., (2012) : Air-sea interaction. *Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system Second Edition*, W. K. Lau and D. E. Waliser, Eds., Springer, 247–270.
- Hendon, H. H. and J. Glick, (1997) : Intraseasonal Air-sea Interaction in the Tropical Indian and Pacific Oceans. *J. Climate*, **10**, 647–661.
- Hendon, H. H. and B. Liebmann, (1990a) : A Composite Study of Onset of the Australian Summer Monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2227–2240.
- Hendon, H. H. and B. Liebmann, (1990b) : The Intraseasonal (30-50 day) Oscillation of the Australian Summer Monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2909–2924.
- Holloway, C. and J. Neelin, (2009) : Moisture Vertical Structure, Column Water Vapor, and Tropical Deep Convection. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1665–1683.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, (2000) : Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2038–2052.
- Inness, P. M. and J. M. Slingo, (2003) : Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a Coupled General Circulation Model. Part I: Comparison with Observations and an Atmosphere-Only GCM. *J. Climate*, **16**, 345–364.
- Inness, P. M., J. M. Slingo, E. Guilyardi, and J. Cole, (2003) : Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a Coupled General Circulation Model. Part II: The Role of the Basic State. *J. Climate*, **16**, 365–382.

- Inoue, T., (1990) : The relationship of sea surface temperature and water vapor amount to convection over the western tropical Pacific revealed from split window measurements. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 590–606.
- Iwasaki, S. and M. Kubota, (2012) : Algorithms for estimation of air-specific humidity using TMI data. *Int. J. Remote Sens.*, **33**, 7413–7430.
- Jackson, D. and G. Stephens, (1995) : A Study of SSM/I-Derived Columnar Water Vapor over the Global Oceans. *J. Climate*, **8**, 2025–2038.
- Jackson, D. L. and G. A. Wick, (2010) : Near-Surface Air Temperature Retrieval Derived from AMSU-A and Sea Surface Temperature Observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 1769–1776.
- Kemball-Cook, S. and B. Wang, (2001) : Equatorial Waves and Air-Sea Interaction in the Boreal Summer Intraseasonal Oscillation. *J. Climate*, **14**, 2923–2942.
- Kemball-Cook, S., B. Wang, and X. Fu, (2002) : Simulation of the Intraseasonal Oscillation in the ECHAM-4 Model: The Impact of Coupling with an Ocean Model*. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1433–1453.
- Klingaman, N. P., H. Weller, J. M. Slingo, and P. M. Inness, (2008) : The Intraseasonal Variability of the Indian Summer Monsoon Using TMI Sea Surface Temperatures and ECMWF Reanalysis. *J. Climate*, **21**, 2519–2539.
- Krishnamurti, T. N. and D. Subrahmanyam, (1982) : The 30-50 Day Mode at 850 mb During MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088–2095.
- Lagerloef, G. S. E., G. T. Mitchum, R. B. Lukas, and P. P. Niiler, (1999) : Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data. *J. Geophys. Res.*, **104 (C10)**, 23 313–23 326.
- Large, W., J. McWilliams, and S. Doney, (1994) : Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, **32**, 363–403.

- Lau, K.-M. and C.-H. Sui, (1997) : Mechanisms of Short-Term Sea Surface Temperature Regulation: Observations during TOGA COARE. *J. Climate*, **10**, 465–472.
- L'Ecuyer, T. S. and G. McGarragh, (2010) : A 10-Year Climatology of Tropical Radiative Heating and Its Vertical Structure from TRMM Observations. *J. Climate*, **23**, 519–541.
- L'Ecuyer, T. S. and G. L. Stephens, (2003) : The Tropical Oceanic Energy Budget from the TRMM Perspective. Part I: Algorithm and Uncertainties. *J. Climate*, **16**, 1967–1985.
- Lettau, B., (1974) : Pressure-Wind Relationships in the Equatorial Surface Westerlies. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 208–218.
- Lindzen, R. S. and A. V. Hou, (1988) : Hadley Circulations for Zonally Averaged Heating Centered off the Equator. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2416–2427.
- Liu, W. and P. Niiler, (1984) : Determination of monthly mean humidity in the atmospheric surface layer over oceans from satellite data. *Journal of Physical Oceanography*, **14**, 1451–1457.
- Liu, W. T. and W. Tang, (1996) : Equivalent neutral wind. JPL Publ. 96-17, JPL, 16 pp. [Available online at <http://airsea-www.jpl.nasa.gov/data/data.html>].
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, and D. R. Johnson, (2010) : World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature, NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 184pp.
- Madden, R. A., (1986) : Seasonal Variations of the 40-50 Day Oscillation in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3138–3158.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, (1971) : Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, (1972) : Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.
- Masunaga, H., (2012) : A Satellite Study of the Atmospheric Forcing and Response to Moist Convection over Tropical and Subtropical Oceans. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 150–167.

- Masunaga, H. and T. S. L'Ecuyer, (2010) : The southeast Pacific warm band and double ITCZ. *J. Climate*, **23**, 1189–1208.
- Masunaga, H. and T. S. L'Ecuyer, (2011) : Equatorial Asymmetry of the East Pacific ITCZ: Observational Constraints on the Underlying Processes. *J. Climate*, **24**, 1784–1800.
- Matthews, A. J., B. J. Hoskins, J. M. Slingo, and M. Blackburn, (1996) : Development of convection along the SPCZ within a Madden-Julian oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122 (531)**, 669–688.
- McClain, C. R., G. C. Feldman, and S. B. Hooker, (2004) : An overview of the SeaWiFS project and strategies for producing a climate research quality global ocean bio-optical time series. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **51 (1–3)**, 5–42.
- McPhaden, M. J., (1999) : Genesis and Evolution of the 1997-98 El Niño. *Science*, **283 (5404)**, 950–954, doi:10.1126/science.283.5404.950.
- Morel, A. and D. Antoine, (1994) : Heating Rate within the Upper Ocean in Relation to its Bio-optical State. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1652–1665.
- Nakazawa, T., (1995) : Intraseasonal oscillations during the TOGA-COARE IOP. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 305–319.
- Neelin, J. D., O. Peters, and K. Hales, (2009) : The Transition to Strong Convection. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2367–2384.
- Nitta, T. and T. Motoki, (1987) : Abrupt Enhancement of Convective Activity and Low-Level Westerly Burst during the Onset Phase of the 1986-87 El Niño. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65 (3)**, 497–506.
- Peixoto, J. and A. Oort, (1996) : The climatology of relative humidity in the atmosphere. *J. Climate*, **9**, 3443–3463.
- Peixoto, J. P. and A. H. Oort, (1992) : *Physics of climate*. American Institute of Physics, 520 pp.

- Prabhakara, C., G. Dalu, R. C. Lo, and N. R. Nath, (1979) : Remote Sensing of Seasonal Distribution of Precipitable Water Vapor over the Oceans and the Inference of Boundary-Layer Structure. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1388– 1401.
- Raval, A. and V. Ramanathan, (1989) : Observational determination of the greenhouse effect. *Nature*, **342**, 758–761.
- Reitan, C., (1963) : Surface dew point and water vapor aloft. *J. Appl. Meteor.*, **2**, 776–779.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, (2007) : Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate*, **20**, 5473–5496.
- Ricciardulli, L. and F. Wentz, (2011) : Reprocessed QuikSCAT (V04) wind vectors with Ku-2011 geophysical model function. *Remote Sensing Systems Technical Report*, **43011**, 16.
- Rienecker, M. M., et al., (2011) : MERRA: NASA 's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, **24**, 3624–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
- Saha, S., et al., (2010) : The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 1015–1057, doi:10.1175/2010BAMS3001.1.
- Salby, M. L. and H. H. Hendon, (1994) : Intraseasonal Behavior of Clouds, Temperature, and Motion in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2207–2224.
- Sengupta, D., B. N. Goswami, and R. Senan, (2001) : Coherent intraseasonal oscillations of ocean and atmosphere during the Asian Summer Monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **28 (21)**, 4127–4130.
- Shinoda, T., H. H. Hendon, and J. Glick, (1998) : Intraseasonal Variability of Surface Fluxes and Sea Surface Temperature in the Tropical Western Pacific and Indian Oceans. *J. Climate*, **11**, 1685–1702.
- Smith, W., (1966) : Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. *J. Appl. Meteor.*, **5**, 726–727.

- Stephens, G., (1990) : On the Relationship between Water Vapor over the Oceans and Sea Surface Temperature. *J. Climate*, **3**, 634–645.
- Sudradjat, A., R. R. Ferraro, and M. Fiorino, (2005) : A Comparison of Total Precipitable Water between Reanalyses and NVAP. *J. Climate*, **18**, 1790–1807.
- Susskind, J., C. Barnet, and J. Blaisdell, (2003) : Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AMSU/HSB data in the presence of clouds. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **41**, 390 – 409.
- Susskind, J., J. Blaisdell, L. Iredell, and F. Keita, (2011) : Improved temperature sounding and quality control methodology using airs/amsu data: The airs science team version 5 retrieval algorithm. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **49**, 883–907.
- Takayabu, Y. N., T. Iguchi, M. Kachi, A. Shibata, and H. Kanzawa, (1999) : Abrupt termination of the 1997-98 el nino in response to a madden-julian oscillation. *Nature*, **402**, 279–282.
- Tobin, D. C., et al., (2006) : Atmospheric Radiation Measurement site atmospheric state best estimates for Atmospheric Infrared Sounder temperature and water vapor retrieval validation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D09S14.
- Trenberth, K., J. Fasullo, and L. Smith, (2005) : Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Clim. Dynam.*, **24**, 741–758.
- Vonder Haar, T. H. and V. E. Suomi, (1971) : Measurements of the Earth’s Radiation Budget from Satellites During a Five-Year Period. Part I: Extended Time and Space Means. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 305–314.
- Waliser, D. E., K. M. Lau, and J.-H. Kim, (1999) : The Influence of Coupled Sea Surface Temperatures on the Madden-Julian Oscillation: A Model Perturbation Experiment. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 333–358.
- Wang, B., (1988) : Comments on “An Air-Sea Interaction Model of Intraseasonal Oscillation in the Tropics”. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3521–3525.

- Wang, B. and H. Rui, (1990) : Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975-1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44 (1-4)**, 43–61.
- Wang, B. and X. Xie, (1998) : Coupled Modes of the Warm Pool Climate System. Part I: The Role of Air-Sea Interaction in Maintaining Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, **11**, 2116–2135.
- Webster, P. J., V. O. Magaña, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, (1998) : Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, **103 (C7)**, 14 451–14 510.
- Wentz, F. and M. Schabel, (2000) : Precise climate monitoring using complementary satellite data sets. *Nature*, **403**, 414–416.
- Wentz, F. J. and T. Meissner, (2000) : AMSR Ocean Algorithm, Version 2. report number 121599A-1, Remote Sensing Systems, 66 pp. [Available online at http://www.ssmi.com/papers/amr/AMSR_Ocean_Algorithm_Version_2.pdf].
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, (2004) : An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917–1932.
- Woodruff, S. D., et al., (2011) : ICOADS Release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive. *Int. J. Climatol.*, **31 (7)**, 951–967.
- Woolnough, S. J., J. M. Slingo, and B. J. Hoskins, (2000) : The Relationship between Convection and Sea Surface Temperature on Intraseasonal Timescales. *J. Climate*, **13**, 2086–2104.
- Woolnough, S. J., F. Vitart, and M. A. Balmaseda, (2007) : The role of the ocean in the Madden-Julian Oscillation: Implications for MJO prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133 (622)**.
- Yasunari, T., (1979) : Cloudiness Fluctuations Associated with the Northern Hemisphere Summer Monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57 (3)**, 227–242.
- Yasunari, T., (1980) : A Quasi-Stationary Appearance of 30 to 40 Day Period in the Cloudiness Fluctuations during the Summer Monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58 (3)**, 225–229.

- Zeng, X., (1999) : The Relationship among Precipitation, Cloud-Top Temperature, and Precipitable Water over the Tropics. *J. Climate*, **12**, 2503–2514.
- Zhang, C. and M. Dong, (2004) : Seasonality in the Madden-Julian Oscillation. *J. Climate*, **17**, 3169–3180.
- Zhang, C. and F. Qiu, (2008) : Empirical relationship between sea surface temperature and water vapor: Improvement of the physical model with remote sensing derived data. *J. Oceanogr.*, **64**, 163–170.
- Zhang, Y., W. B. Rossow, A. A. Lacis, V. Oinas, and M. I. Mishchenko, (2004) : Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J. Geophys. Res.*, **109 (D19)**, doi:10.1029/2003JD004457.