

修士(理学)論文

衛星データを用いた  
海洋大陸及び西太平洋域の雲活動に関する研究

Study on Cloud Activity in Maritime  
Continent and Western Pacific Ocean  
Using Satellite Data

近藤 善美

名古屋大学大学院環境学研究科  
博士課程前期課程  
地球環境科学専攻(大気水圏科学系)

2004年1月

## 要旨

静止気象衛星の赤外データは、降水量を見積もるための有用な情報として長い間用いられてきた。しかし、たとえ同じ輝度温度であっても雲の発達段階はそれぞれ異なっているため、GPI (Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) Precipitation Index) 等を適用して降水量を算出した場合、瞬間値としてはかなりの誤差を生じていた。本研究では、GMS (Geostationary Meteorological Satellite) データから雲域を追跡して持続する‘対流システム’を定義し、発達・減衰の過程に伴う雲パラメータ (雲域内最小輝度温度、雲域面積、雲域端の輝度温度勾配) の平均時間プロファイル調べた。さらに、システムの持続時間中に TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) の観測が同時になされた事例を検出し、降水との対応関係を調べた。対象とした領域は、東経 90 度から 180 度・南緯 20 度から北緯 20 度の海洋大陸及び西太平洋域である。

持続時間全体を通して他のシステムとの分裂・併合のない‘単純な’システムでは、領域や持続時間の違いに関わらず、一般的な特徴は共通していた。輝度温度は持続時間の初期に最小となるが、雲域面積はその後も拡大し持続時間の中央時付近で最大となっていた。雲域端の輝度温度勾配は持続時間の最初に最も大きく、時間の経過とともに減少していた。降水強度は、輝度温度が最小となる時間か、それよりもむしろ前の時間で最大となっていた。地表面の違いに関しては、海岸域で鉛直的な発達が大きく、陸域で水平的な拡大が顕著であることが分かった。海域では鉛直的・水平的な発達ともに小さかった。固体降水量及び降雨頂高度のプロファイルは、このような地表面間の違いを良く反映したものであった。

次に、システムの発達・減衰過程に伴う雲域の拡大・縮小が雲分布にどう関わっているかを調べるために、システムの発生・消滅・分裂・併合位置の分布と雲域重心が存在する割合 (以下 center rate)、雲域に覆われている割合 (以下 cover rate) の分布を比較し、雲分布が形成される要因を探った。場所や時間によって優勢な雲域の大きさに差が生じ、center rate と cover rate の分布の違いとなって現れていた。日周変化を見ると、日射によりシステムの発生に加え併合が増えるにつれて雲域面積が拡大し、cover rate の値が増加していた。その後、システムの弱まりとともに分裂が増加し、cover rate の値が減少していた。陸域では分裂より併合が顕著であるため、cover rate の高い時間が夜間まで続く一方、海域では分裂の割合が高く、cover rate は夕方以降急激に減少していた。

# Study on Cloud Activity in Maritime Continent and Western Pacific Ocean Using Satellite Data

Yoshimi Kondo

Rainfall estimation by infrared observations is a popular method for a long time. Even though the black body temperature (TBB) of each cloud system is the same, development stage might be different. This difference is one of the reasons of error in infrared rainfall estimation such as GPI (Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) Precipitation Index) technique. In this study, cloud systems defined from GMS (Geostationary Meteorological Satellite) were tracked, and their evolution were compared with cloud parameters (minimum TBB within cloud, cloud area size, TBB gradient at cloud edge). In addition, cloud systems which are observed by TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) were picked up, and the relationship with precipitation was investigated. Maritime continent and western Pacific (90E-180E, 20S-20N) were analysis areas and were divided into four regions: open ocean, coastal sea, coast and land.

Cloud systems which did not split from or merge with other systems showed common features in spite of different life times or the locations. While the minimum TBB appeared in the beginning of their life times, cloud area was still expanding. At the time of the first detection, the TBB gradient at edge was the maximum and decreased with time. The rainfall rate was the maximum at the time of TBB minimum or earlier. Vertical development was significant in coast, while remarkable horizontal expansion appeared in land. Precipitation rate and the storm height profile showed differences among each region.

Next, cloud distribution related to development/decay process of cloud systems was investigated using the time and position of occurrence, dissipation, split and merge. Difference between cloud center distribution and cloud cover rate was characterized by the mean cloud size in each location. The cover rate increase was associated with both system occurrence and cloud expansion by merging. As systems weaken, split events became frequent and it made cover rate decrease.

# 目次

1.	はじめに	1
2.	データ及び解析方法	5
3.	対流システムの発達段階	13
3.1	対流システムの発生数と面積の特徴 . . . . .	13
3.2	対流システムの発達段階と雲パラメータ . . . . .	20
3.3	対流システムの発達段階と降水 . . . . .	26
4.	海洋大陸及び西太平洋域の雲分布	39
4.1	雲分布の特徴 . . . . .	39
4.2	日周変化 . . . . .	44
5.	考察	53
6.	まとめ	62
	謝辞	64
	参考文献	65

# 目 次

2.1	解析対象領域	10
2.2	2000年における風の平均水平場	11
2.3	解析手法の概念図	12
3.1	持続時間ごとの対流システム数及び占める面積の分布	18
3.2	平均半径ごとの対流システム数及び占める面積の分布	19
3.3	冷雲域内最小輝度温度の平均時間プロファイル	23
3.4	雲域面積の平均時間プロファイル	24
3.5	雲域端の輝度温度勾配の平均時間プロファイル	25
3.6	TMI2A12 降水強度の平均時間プロファイル	30
3.7	TMI2A12 雲水量の平均時間プロファイル	31
3.8	TMI2A12 液体降水量の平均時間プロファイル	32
3.9	TMI2A12 雲氷量の平均時間プロファイル	33
3.10	TMI2A12 固体降水量の平均時間プロファイル	34
3.11	PR2A25 降水強度の平均時間プロファイル	35
3.12	PR2A25 対流性降水率の平均時間プロファイル	36
3.13	PR2A23 最大降雨頂高度の平均時間プロファイル	37
3.14	対流システムの発達段階と雲パラメータ, 降水変化の概念図	38
3.15	領域ごとの対流システムの概念図	38
4.1	海洋大陸及び西太平洋域の雲分布	42
4.2	図 4.1(c) に対する 30000km <sup>2</sup> 以上の冷雲域の割合	42
4.3	対流システムの分布	43

4.4	冷雲域重心位置の日周変化 . . . . .	47
4.5	冷雲域に覆われる割合の日周変化 . . . . .	48
4.6	図 4.5 に対する巻雲の割合 . . . . .	49
4.7	図 4.5 に対する 30000km <sup>2</sup> 以上の冷雲域の割合 . . . . .	50
4.8	分裂位置の日周変化 . . . . .	51
4.9	併合位置の日周変化 . . . . .	52
5.1	領域ごとの対流システムの日周変化 . . . . .	58
5.2	領域ごとの冷雲域及び降水の日周変化 . . . . .	60
5.3	PR2A25 降水強度の日周変化 . . . . .	61

# 表 目 次

2.1	2000年の解析対象領域内平均場 . . . . .	10
2.2	対流システム追跡手法の精度比較 . . . . .	12
3.1	対流システムの事例数 . . . . .	17
5.1	領域ごとの対流システムの日周変化 . . . . .	57
5.2	領域ごとの冷雲域及び降水の日周変化 . . . . .	59

# 1. はじめに

静止気象衛星によって観測された可視/赤外データを用いた研究は、これまでに数多くなされている。それらを大きく分類すると、事例解析的なもの (*e.g.*, Rickenbach, 1999), 降水量の推定に関するもの (*e.g.*, Arkin and Meisner, 1987), 雲分布に関するもの (*e.g.*, Inoue, 1989; Rossow and Garder, 1993) に分けられる。降水量を推定する指標として可視/赤外データを用いるということは、可視/赤外の値から判断される光学的厚さや雲頂高度等の雲情報を元に、その下部に存在するであろう降水を間接的に見積もることである。だが、雲と降水を1対1に対応させることは不可能であり、可視/赤外データを用いた降水量の推定にはいまだアルゴリズムの改善が必要である。近年マイクロ波放射計による観測が盛んに行われるようになり、降水粒子の情報から降水量を直接的に見積もれるようになった (*e.g.*, Wilheit *et al.*, 1977; Kummerow *et al.*, 2001)。しかし、マイクロ波放射計は観測頻度が少ないため、1ヵ月平均等の長期間の降水量を見積もる場合はやはり、連続的に雲の情報が得られる静止気象衛星のデータが有用である (Ebert and Manton, 1998)。

1997年に打ち上げられた熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission: TRMM) には降雨レーダ (Precipitation Radar: PR) が搭載され、熱帯～亜熱帯域の降水を全球的に観測できるようになった。さらに、同時に観測された可視赤外放射計 (Visible and Infrared Scanner: VIRS) のデータを合わせることにより、雲と降水の関係を直接知ることが可能となった。VIRSは、可視2チャンネル ( $0.6\mu\text{m}$ [ch.1],  $1.6\mu\text{m}$ [ch.2]), 赤外3チャンネル ( $3.8\mu\text{m}$ [ch.3],  $10.8\mu\text{m}$ [ch.4],  $11.9\mu\text{m}$ [ch.5]) の計5波長帯に感度を持つセンサーである。これらの波長帯は、米国海洋大気庁 (National Oceanic and Atmospheric Administration: NOAA) の極軌道衛星 NOAA に搭載されている AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) とほぼ同じものである。また、GMS (Geostationary

Meteorological Satellite), GOES(Geostationary Operational Environmental Satellite)等の静止気象衛星による可視/赤外データも、ほぼ同じ波長帯で観測されているため、比較検討が可能である。よって、TRMM VIRS データを効果的に利用し解析を行うことにより、可視/赤外からの降水量推定の精度向上に大きく寄与することが期待できる。

TRMM VIRS と PR データを同時に使用した研究には次のようなものがある。Inoue and Aonashi (2000) は、日本付近で発生した降水システムについてチャンネル間の値の差 (Brightness Temperature Difference: BTD) や比を取り、降水との関係を調べている。この結果から、BTD45(ch.4–ch.5) が降水を表す第 1 指標として有用であることが示された。遠藤 (2001) は、235K 以下の冷雲量と降水量との関係を調べ、陸から遠く離れた海域を中心として線形に近い強い正の相関があることを示した。この関係は線形を保ったまま地域によって大きく変化していた。青柳 (2003) は、本来スナップショットにすぎない TRMM データから、対流雲の発達段階を推定する試みを行っている。発達段階を示す指標として「輝度温度」と「対流性降水の割合」を用い、ダイアグラムを作成して検討をした結果、非常に単純な推定方法ながらかなりの妥当性が示唆された。また Bellerby *et al.* (2000) は、TRMM PR で観測された降水の情報を GOES のデータと組み合わせ neural network を用いることで、赤外データからの降水量推定の精度を向上させられる可能性を示した。

静止気象衛星の赤外データは、降水量を見積もるための有用な情報として長い間用いられてきた。しかし、たとえ同じ輝度温度であっても雲の発達段階はそれぞれ異なるため、GOES Precipitation Index (GPI)(Arkin and Meisner, 1987) 等を一様に適用して降水量を算出した場合、瞬間値としてはかなりの誤差を生じていた (*e.g.*, Rickenbach, 1999)。よって、降水量推定の精度をさらに向上させるためには、赤外データより得られる情報から雲が発達・減衰過程のどの段階にあるのかを推定し、発達段階によって降水がどのように変化しているかを詳細に調べる必要がある。この意味で青柳 (2003) の行った研究は非常に有益であると言える。青柳 (2003) は、ある時間の PR と VIRS のデータから発達段階を推定したが、本研究ではより直接的な手法として GMS データから時間を追って雲域を追跡し、輝度温度や面積変化等の情報から発達段階を推定する。

この手法を用いることで、PR から得られる降水データに対して独立性を保つことができ、雲の発達段階と降水との関係についてより客観的な解釈が可能になる。

雲の発達段階と降水との関係を実際の雲分布に導入する際には、雲分布が発達段階のどの段階によってもたらされているかを調べることも必要である。

可視/赤外データから雲分布を算出した代表的なものとしては、International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) の雲気候学データが挙げられる。ISCCP では、静止気象衛星に加えて NOAA AVHRR のデータを使い、3 時間及び 1 ヶ月ごとの各種の雲量を計算している。また Inoue (1989) は、BTD の特性を生かした split window 法を用いて雲タイプの識別を行い、熱帯太平洋のタイプ別雲分布を算出している。

これらの研究はある時間に‘存在’した雲域について解析したものであるが、雲域を追跡して持続する‘システム’として定義し、その‘発生’や‘消滅’を考えた研究も行われている。雲域追跡のアルゴリズム作成し自動的に追跡を行ったのは、Williams and Houze (1987) が初めてである。彼らはボルネオ島を中心とした海洋大陸域において解析を行い、発生・消滅のピーク時間は陸上と海上で異なることを示した。Machado *et al.* (1998) はアメリカ及び東太平洋域で、Mathon and Laurent (2001) は西アフリカでそれぞれシステムの発生・消滅や移動方向についての解析を行っている。Carvalho and Jones (2001) はアマゾン域で解析を行い、持続時間によって発生位置に違いが見られることを示した。また、複数の静止気象衛星のデータを利用し領域間の違いを調べた研究も行われている。Tsakraklides and Evans (2003) は、1989 年～1993 年の 4 年間のデータを用いて発生・消滅だけでなく鉛直的・水平的な拡大の指標を作り、各領域で優勢な時間が異なることを見いだした。

上に挙げたように、過去に行われた研究では、雲分布とシステムの発生・消滅等の位置分布がほとんど独立に扱われてきた。しかし、これらは元々同じデータセットから引き出される情報であり、本来同一のものとして取り扱われなければならない。本研究では、存在する雲域の分布と時間を追って追跡したシステムの発生・消滅・分裂及び併合位置の分布を比較し、地域的な雲分布の特徴とその雲分布がもたらされる要因を調べる。

以上のことから、本研究の目的を以下のように設定する。一つ目の目的は、雲パラメータから雲の発達段階を推定し、降水との関係を調べることである。このことについて第3章で述べる。第4章では、二つ目の目的である雲分布の生成要因について、システムの発生・消滅の観点から考えていく。これらの結果を元に、海洋大陸及び西太平洋域の雲活動とそれによってもたらされる降水について、第5章で考察を加える。

## 2. データ及び解析方法

本研究では、熱帯域における雲活動について調べるため、GMSの赤外1チャンネル (Infrared 1ch: IR1) 及び赤外2チャンネル (Infrared 2ch: IR2)、TRMMに搭載された降雨レーダ (PR)、TRMMマイクロ波観測装置 (TRMM Microwave Imager: TMI)、可視赤外放射計 (VIRS) の各データを用いた。また地形データとして、米国地質調査所 (United States Geological Survey: USGS) のGTOPO30を用いた。解析対象領域は、東経90度～東経180度、南緯20度～北緯20度の海洋大陸及び西太平洋域である。図2.1(a)に解析対象領域と地形を示す。解析対象期間は、エルニーニョ・ラニーニャの影響のない一般的な年として、2000年の1年間を選んだ。表2.1は、National Center for Environmental Prediction-Department of Energy Atmospheric Model Intercomparison Project(NCEP-DOE AMIP-II)再解析データ(NCEP2)(Kanamitsu *et al.*, 2002)から算出した2000年の全領域内平均の場合である。図2.2は代表的な8層の風の水平場であり、矢印で風向を、濃淡で風速を表している。図2.2から、本研究の解析対象領域では東風が優勢であることが分かる。以下、使用したデータの概要と解析手法を示す。

GMSは東経140度の赤道上を周回する静止気象衛星である。本研究で使用したGMSデータは、千葉大学環境リモートセンシング研究センターで受信/取得されたIR1及びIR2のデータである。空間分解能は衛星直下で約5kmであるが、本研究では緯度経度0.1度グリッドに直したものを使用している。時間分解能は1時間である。赤外輝度温度 (Blackbody Brightness Temperature: TBB) は、放射体を黒体と見なして赤外放射量から換算される。ほとんど黒体と見なせるような厚い雲域では、TBBは雲頂温度に対応し、雲頂高度が高い雲ほど低いTBB値を持つことになる。降水に対応するような発達した雲域に対応するTBBのしきい値としては、過去の研究でも様々な値が使われている (*e.g.*, Williams and Houze, 1987; Machado *et al.*, 1998; Mathon and Laurent,

2001). 本研究では GPI(Arkin and Meisner, 1987) で使用された  $TBB=235K(-38)$  をしきい値として用い,  $TBB \leq 235K$  の面積が  $1963km^2$ (半径 25km の円形に対応) 以上となる雲域を対象に解析を行う. 以下本論文では, この定義で決定される雲域を冷雲域 (cold cloud area) と呼ぶことにする.

IR1 は波長  $11\mu m$ , IR2 は波長  $12\mu m$  にそれぞれ中心感度を持つセンサーである. これらはともに大気窓領域と言われる大気の水蒸気による吸収が少ない波長帯である. しかし, わずかながら IR1 よりも IR2 のほうが大気の水蒸気による吸収が大きいため, 晴天域では, IR1 の TBB から IR2 の TBB を引いた値 (BTD) は下層大気中の水蒸気量によって変化することになる. 一方雲が存在する場合, 雲域上空の水蒸気量は少ないため, BTD は 0 に近い値を取る. だが, 氷晶で形成される薄い上層雲の場合は, IR1 と IR2 の吸収量に差が生じ, BTD は晴天域よりもさらに大きくなる (Inoue, 1985). Inoue (1987) は, これらの特性を利用した split window 法を用いて雲タイプの識別を行っている. 本研究では, Inoue (1987) で使用された  $BTD=2.5K$  を巻雲と積雲を区別するしきい値として用い, 冷雲域に対する巻雲の寄与を調べる.

TRMM は赤道と約 35 度の角度を持って周回する太陽非同期衛星である. PR により降水の鉛直プロファイルを直接計測することができる. また, TMI により 5 波長 (9ch) でのマイクロ波観測が可能である. 本研究では, GMS で検出された冷雲域と同じ冷雲域を TRMM が観測した事例を VIRS 4ch の赤外データから同定し, その冷雲域下での降水の様子を, PR と TMI の降水プロダクトを用いて調べる. 使用したデータは, PR2A23 プロダクト (Awaka, 1998) より降雨頂高度 (storm height), PR2A25 プロダクト (Iguchi *et al.*, 2000) より地表面降水強度 (near surface rain rate) 及び降水タイプ (rain type), TMI2A12 プロダクトより (Kummerow *et al.*, 1996) 地表面降水強度及び鉛直積分した雲水量 (cloud liquid water), 雲氷量 (cloud ice water), 液体降水量 (precipitation water), 固体降水量 (precipitation ice) である. これらの TRMM データはすべて 0.1 度グリッドに置き換えて使用している. 降水強度, 降雨頂高度, 雲水量, 雲氷量, 液体及び固体降水量については, 0.1 度  $\times$  0.1 度グリッド内での平均値を用いているが, 降水タイプについては, 0.1 度  $\times$  0.1 度グリッド内の全降水量に対する対流性降水量の割合で表している.

本研究では、持続するシステムの発達・減衰の過程と TBB, 面積等の雲パラメータ, 降水との関係を調べることを目標としている。このために、GMS の 1 時間間隔のスナップショットのデータから定義した冷雲域を時間軸方向につなげる作業を行い、対流システム (convective system) として定義する。以下本論文中で「対流システム」とは、各々の時間に存在している冷雲域を、時間軸方向に結合させたものを指すこととする。

過去の研究では、ある時間 ( $t$ ) と次の時間 ( $t+1$ ) の間で重なる雲域面積が最も大きいものを同一のシステムとして定義する手法 (area overlap 法) がよく使われている (*e.g.*, Williams and Houze, 1987; Mathon and Laurent, 2001; Carvalho and Jones, 2001)。また, Machado *et al.* (1998) は, area overlap 法のほか, 単位時間あたりの移動距離が最も小さいもの (minimum speed 法) や半径の変化量が最も小さいものを次の時間の対流システムと定義するなど, いくつかの手法について精度の比較検証を行っている。本研究では, 2000 年 7 月 1 日に解析対象領域内で発生した全対流システムについて area overlap 法及び minimum speed 法で追跡した対流システムと目視 (by eyes) で追いかけた対流システムとの比較を行った。この結果を表 2.2 に示す。第 3 章で述べる non-split/merge システム (対流システムの一生を通して他と分裂・併合がないものを指す) 検出の精度は, area overlap 法では約 63% であったのに対し, minimum speed 法では約 83% であった。本研究で用いている冷雲域面積のしきい値 (約  $2000\text{km}^2$ ) は, 過去の研究で使われている  $4000\text{km}^2$  (Tsakrakilides and Evans, 2003) ~  $30000\text{km}^2$  (Machado *et al.*, 1998) という値に比べて小さい。このため, 発生直後や消滅直前では冷雲域が重ならないことがあり, area overlap 法では対流システムの寿命を過小評価してしまったと考えられる。よって本研究では, minimum speed 法を対流システム追跡の手法として採用することにする。

以下に対流システム追跡の概要を述べる。図 2.3 は手法の概念図であり, 図中の数値は以下の数値と対応している。

1. GMS IR1 で観測された ( $\text{TBB} \leq 235\text{K}$  の面積)  $\geq 1963\text{km}^2$  の冷雲域について, minimum speed 法による追跡を行う。この際, 移動速度は時間 ( $t$ ) と次の時間 ( $t+1$ ) の冷雲域の重心間について測るものとし, 速度の最大値を  $100\text{km/h}$  とする。Machado

*et al.* (1998) では、解析対象領域に偏西風帯を含むため、速度の最大値を 60m/s (=216km/h) と設定している。本研究の解析対象領域では、235K の輝度温度にほぼ対応する 250hPa での平均風速は約 40km/h(表 2.1)、年平均場としての解析領域内最大風速は約 85km/h(図 2.2) であることから、分散を考慮し 100km/h を最大値と設定した。発生時及び消滅時は、2 時間続けて 100km 以内に候補の冷雲域がない場合と定義する。この方法は坂本 (2003) によるもので、1 時間の欠測に適応するために用いる。発生時から消滅時までの時間を対流システムの持続時間とする。発生から消滅までの間、冷雲域内の最小 TBB、雲域面積、雲域端での 10km あたりの輝度温度勾配について記録する。

2. 発生前及び消滅後各 5 時間についても、TBB 変化の情報を得る。  $t=-1(t=+1)$  については、発生時 (消滅時) の重心から半径 25km 以内の最小 TBB の値を記録する。その後、  $t=-2(t=+2)$  については  $t=-1(t=+1)$  で最小 TBB を取った位置から半径 25km 以内の最小 TBB、  $t=-3(t=+3)$  では  $t=-2(t=+2)$ 、というように検出の中心を移動させて値を記録する。
3. 1 で定義した対流システムの持続時間中に TRMM で観測があった事例を、VIRS ch4 のデータから検出する。VIRS ch4 に対しても、GMS と同様に  $(TBB \leq 235K \text{ の面積}) \geq 1963\text{km}^2$  のしきい値を導入し、冷雲域を定義する。そして、GMS と VIRS で同観測時 (hour) に観測された冷雲域に、minimum speed 法を適用して同定を行う。GMS と VIRS では、観測時間に最大 30 分のずれを生じるため、移動速度の最大値を 50km/30min としている。こうして同定された VIRS の冷雲域については、雲域下での降水情報を PR 及び TMI の観測値から得ることができる。なお、TRMM の観測幅は、VIRS で約 720Km、PR で約 215km、TMI で約 760km とセンサー間で異なるため、冷雲域内に観測幅の端を含むものについてはフラグを立てる。
4. 発生及び消滅については、1 で示した通り、2 時間の間候補の冷雲域がない場合と定義している。だがこれには、他の対流システムから分裂して発生 (split occur-

rence) した場合や他の対流システムと併合して消滅 (merge dissipation) した場合も含まれる。そこで、すべての対流システムについて、発生時及び消滅時に split occurrence と merge dissipation の検定を行う。  $t=-1(t=+1)$  の時間において、発生時 (消滅時) の重心位置から半径 25km 以内に他の対流システムがあった場合、そのシステムは split occurrence(merge dissipation) したものと考える。

5. 坂本 (2003) による方法では、1 時間の欠測までは欠測がないものとして取り扱うことができた。しかし、本研究で使用した 2000 年 1 年間のデータでは、全欠測時数 503 時間 (全時数の 5.7%) に 2 時間以上の欠測が計 111 回含まれていた。欠測時間は、13UTC 及び 14UTC で多く、計 93 日間の欠測があった。そこで、欠測の影響で発生・消滅と判定されてしまう影響を除くため、欠測時で消滅及び欠測時の次の時間で発生とされたシステムは省いて解析を行う。

以上の方法で追跡した対流システムの発達・減衰について、地表面の影響を併せて考えるため、GTOPO30 から open ocean(以下 ocean)/land/coast/coastal sea(以下 sea) の 4 領域を定義した。面積が  $7854\text{km}^2$  (半径 50km の円形に対応) 以上の島のみを考え、海岸線から 100km 以内を coast, 100km 以上の陸上を land, 100km ~ 500km の海上を coastal sea, 500km 以上の海上を open ocean とした。定義した領域は、図 2.1(b) に示してある。対流システムが、発生から消滅までの持続時間全体を通して同じ領域内に重心を持っていたとき、その領域での対流システムと定義する。持続時間内に領域間を移動した対流システムについては、解析の対象からはずすことにする。

また、解析対象領域内の雲分布の特徴を調べるため、上記の方法で定義した冷雲域と対流システムの位置に関する解析を行う。各々の時間の冷雲域分布から、冷雲域の重心位置がその地点に存在する割合 (center rate) と、その地点が冷雲域で覆われていた割合 (cover rate) を算出する。さらに、対流システムの発生・消滅・分裂・併合のイベントが、ある時間に存在する雲分布にどのような影響を与えるのかを考えるため、各イベント位置の分布を算出し、center rate 及び cover rate と比較する。この際、cover rate については 0.1 度グリッド、その他は 0.5 度グリッドで解析を行う。

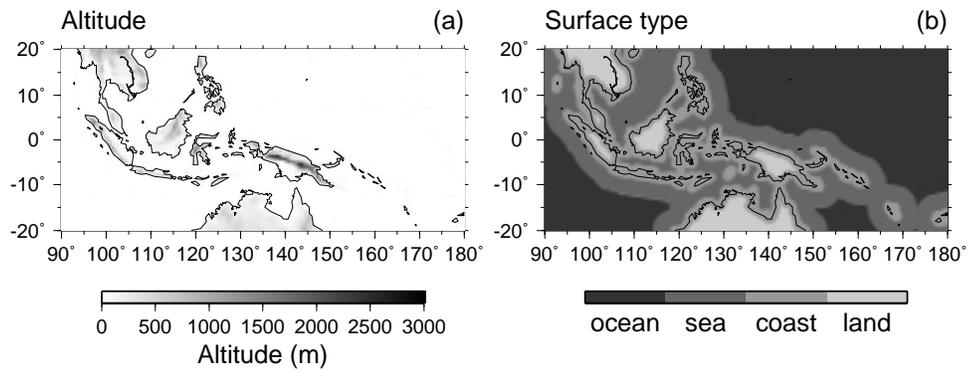


図 2.1. 解析対象領域. (a) 地形図, (b) 本研究で定義した地表面を示す.

表 2.1. 2000 年の解析対象領域内平均場. NCEP2 データより求めた気圧, 高度, 風速, 相対湿度及び気温.

press(hPa)	height(m)	wind(m/s)	RH(%)	temp.(K)
10	30944.0	25.15	0.00	231.34
20	26340.4	21.22	0.65	221.04
30	23758.2	13.35	1.68	214.50
50	20600.0	7.62	7.71	206.35
70	18603.9	7.20	30.10	198.19
100	16575.9	10.83	54.64	192.49
150	14233.8	13.64	47.84	205.85
200	12432.1	12.65	36.26	220.42
250	10951.1	10.98	23.53	232.47
300	9683.1	9.78	17.00	242.68
400	7575.2	8.14	27.11	257.42
500	5855.5	7.18	38.06	267.71
600	4403.4	6.49	43.44	276.00
700	3137.6	6.27	52.28	282.78
850	1500.8	6.65	70.77	290.86
925	770.4	6.80	78.04	294.96
1000	85.9	5.85	76.71	299.88

## Wind speed & direction

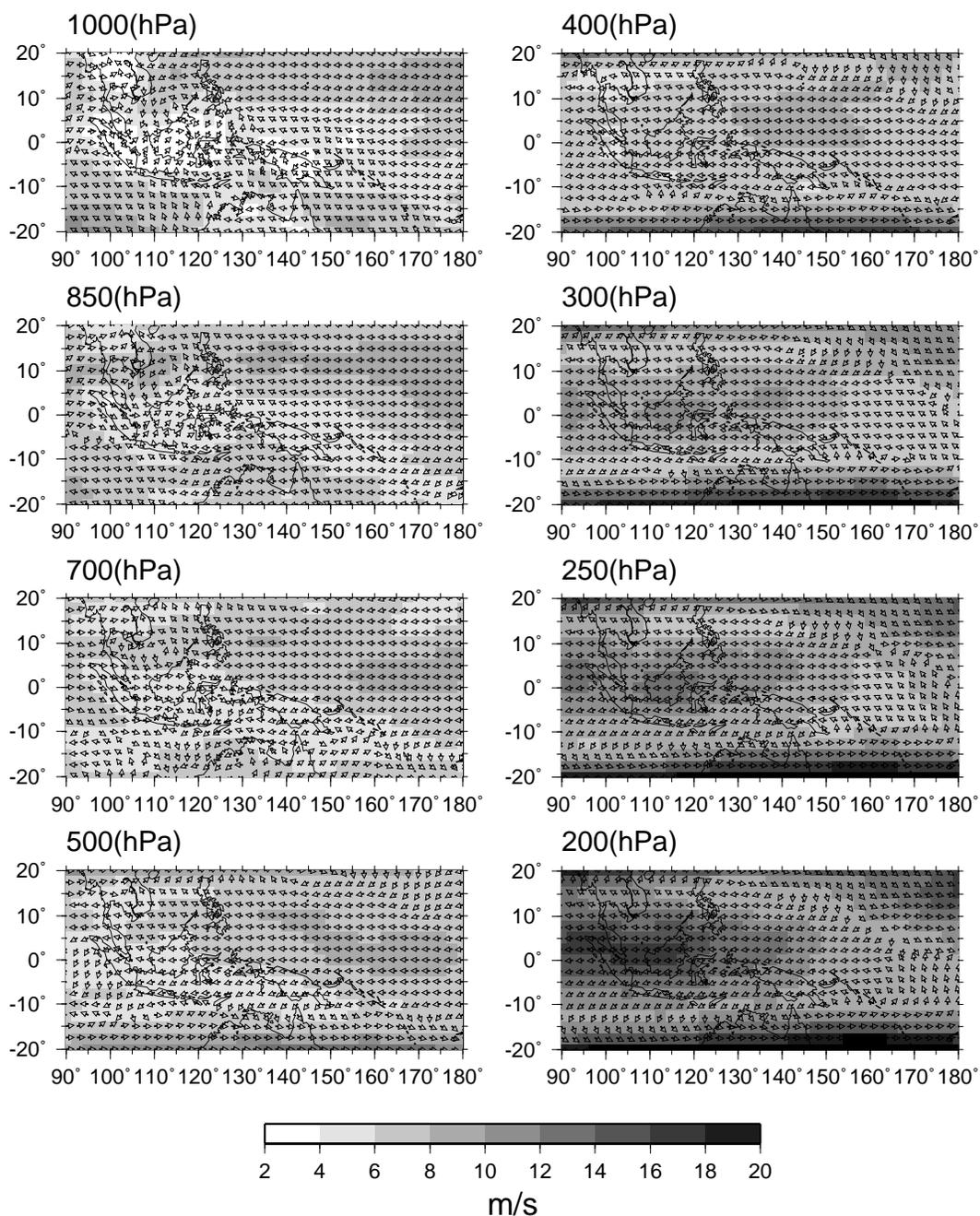


図 2.2. 2000 年における風の平均水平場. 濃淡は風速, 矢印は風向を表す.

表 2.2. 対流システム追跡手法の精度比較. 2000 年 7 月 1 日に, 目視 (by eyes) 及び maximum overlap 法, minimum speed 法によって定義された non-split/merge システム数.

by eyes		maximum overlap	minimum speed
128	total	148	120
	agreement	93	99
	accuracy	63%	83%

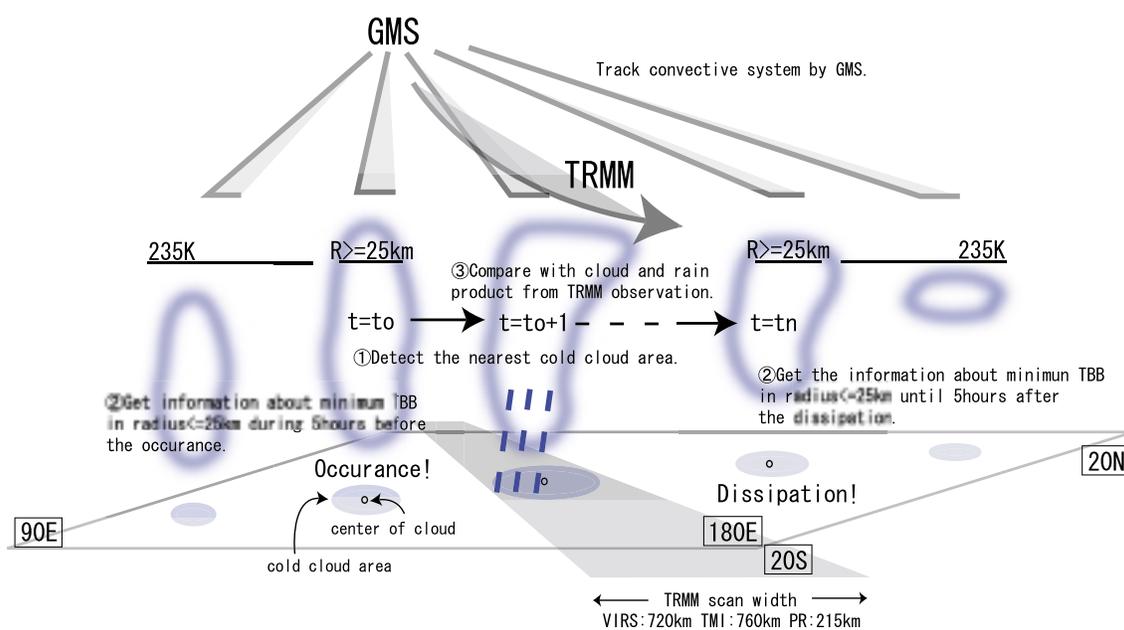


図 2.3. 解析手法の概念図.

### 3. 対流システムの発達段階

2000年1月1日から12月31日までの1年間に解析対象領域内に発生した対流システムは、全290717個であった。本章では、対流システムの発達・衰弱の過程が内部の降水にどう関わるかを調べるため、持続時間全体を通して他の対流システムとの分裂・併合のない‘単純な’対流システム (non-split/merge convective system) のみを取り出して解析を行う。この条件に適合するものは、81314個 (全体の約28%) であった。表3.1に本研究で使用した事例数を示してある。本章では、対流システム全体の特徴と単純な対流システムの全体に対する寄与について述べた後、雲パラメータ及び降水との関連について述べる。

#### 3.1 対流システムの発生数と面積の特徴

本節では、次節以降で取り上げる単純な対流システム (以下 non-split/merge または non-split/merge システム) が、全対流システム (以下 all) に対してどの程度影響を持つのかを考える。

図3.1は、2000年JJAに発生した76456個の対流システムについて、持続時間ごとの分布を示したものである。このうち non-split/merge は213981個であった。横軸はすべて持続時間であり、黒色は all、灰色は non-split/merge のみの分布である。図3.1(a)は縦軸にサンプル数、図3.1(b)は持続時間全体で平均した半径を表しており、実線が平均値、波線が中央値である。ここでの半径とは、雲域を円形と仮定して面積から算出した値である。図3.1(c)及び(d)は1画像あたりのサンプル数及び占める面積を示している。これらは、対流システムの持続時間を考慮し、各値に持続時間を掛けて算出している。図3.1(e)及び(f)はそれぞれ、図3.1(c)及び(d)の値を積算したものである。波線は

all に対する non-split/merge の積算値を取ったものである。

対流システム数 (図 3.1(a)) は, 持続時間の増加とともに指数関数的に減少する。対流システム数 ( $N$ ) と持続時間 ( $t$  hour) の関係は,  $\log$  関数を用いて,  $\log N = -0.14t + 4.39$  (all) 及び  $\log N = -0.22t + 4.10$  (non-split/merge) でほぼ表すことができる。all に対する non-split/merge の割合は持続時間とともに少なくなり, 20 時間以上持続する non-split/merge システムは全くない。つまり, 持続時間が長い対流システムは, 併合とその後続く分裂の影響を強く受けていることが分かる。面積 (図 3.1(b)) は, 分裂による発生の影響で all の分布が大きく広がっているため, all と non-split/merge の平均値に大きな差が出ている。一方中央値は, 持続時間が短い時は all と non-split/merge の差が小さいが, 持続時間が長くなると差が大きくなる。これは併合の影響であると考えられる。1 画像あたりの個数 (図 3.1(c)) 及び占める面積 (図 3.1(d)) はそれぞれ持続時間 4 時間, 6 時間まではほぼ一定であるが, その後急激に減少する。non-split/merge システムは all に対し, 個数 (図 3.1(e) 波線) で 21%, 面積 (図 3.1(f) 波線) ではわずか 3% を占めるに留まっている。

Machado *et al.* (1998) はアメリカ大陸で解析を行い, しきい値の輝度温度に関わらず持続時間 1 時間ごとに平均半径が約 6km 増加することを示した。また, Mathon and Laurent (2001) が西アフリカで行った解析ではしきい値ごとに値が異なり, 本研究と最も近い 233K のしきい値では 5km/h の増加率であった。Large-Scale Biosphere-Atmosphere experiment (LBA) 期間内のデータを用いて Laurent *et al.* (2002) が行った結果では, 7.5km/h の増加率であり, 分裂・併合のない対流システムのみでは 7.8km/h であった。

本研究での半径増加率は, all で 4.3km/h, non-split/merge で 2.5km/h (いずれも中央値の分布で計算, 平均値では all: 3.2km/h, non-split/merge: 2.6km/h) であった。all の値は, Mathon and Laurent (2001) とは同程度であるが, 他の研究に比べると小さな値である。また, all の値が non-split/merge よりも大きいことから, 併合による半径拡大の影響は分裂による半径縮小よりも大きいことが分かる。これらの差は, 対象とする領域の違いだけでなく, 対流システムを定義する際の面積のしきい値や発生時及び消

滅時の分裂・併合判定方法の違いも影響したものと考えられる。本研究では、できるだけ長い間対流システムを追跡するため、半径 25km を冷雲域の最小と定義している。これによって、面積の値自体が小さくなることに加え、持続時間の初期及び末期での面積変化率が非常に小さくなり、平均の半径増加も抑制されると考えられる。さらに、面積のしきい値が小さい影響で、非常に大きな対流システムと小さな対流システムとの分裂・併合が必然的に多くなり、単純な対流システムの割合は相対的に減る。この結果、Laurent *et al.* (2002) では他の対流システムと分裂・併合がないと判別されていたものが本研究ではそう判別されなくなり、結果として値が小さくなったと考えられる。

Mathon and Laurent (2001) では、1 画像あたりの占める面積は持続時間によらずほぼ一定となることを示している。しかし本研究の結果では、一定となるのは all, non-split/merge とともに持続時間が数時間の場合のみに限られている (図 3.1(b))。図 3.1(d) は、図 3.1(b) の平均値を元に作成しているため、半径の増加率が小さい影響がここでも現れ、過去の研究と比較して特徴的な分布となっている。

図 3.2 は 2000 年 JJA における平均半径ごとの対流システムの分布である。横軸は持続時間を通しての平均半径である。図 3.2(a) はサンプル数、図 3.2(b) は各半径を持つ対流システムの平均持続時間の分布である。図 3.2(c)(d)(e)(f) は図 3.1 と同様、1 画像あたりのサンプル数と占める面積及びその積算値であり、値に各半径の平均持続時間を掛けて算出したものである。なお、分布に見られる不連続は、始めのものは検出の最小半径を 25km としているためであり、終わりは半径 400km 以上の対流システムをすべて含んでいるためである。

図 3.2(a) を見ると、non-split/merge は半径 100km 以上に成長することはほとんどないことが分かる。平均持続時間 (図 3.2(b)) は、サンプル数が十分多い時には、all と non-split/merge の分布がよく一致している。だが all の分布は、半径 100km を境に増加から減少に転じる。この理由に関しては後述する。持続時間を考慮した 1 画像あたりの面積 (図 3.2(d)) を見ると、non-split/merge では面積の小さい対流システムが優勢なため (図 3.2(a)) 半径の増加とともに大きく減少している。一方 all は半径による面積の変化が小さい。半径 100km 以下の対流システムは、個数 (図 3.2(e)) では全体の約 85% を

占めているが、面積(図 3.2(f))では約 25%であり、併合によって面積が拡大した半径の大きな対流システムの寄与が高いことが分かる。

図 3.1(b)では、all, non-split/merge とともに持続時間が長いものほど平均半径が大きくなっていたが、図 3.2(b)の all では、平均半径がある程度の大きさになると持続時間は減少している。このことは、all の分布に関して、持続時間が長いことは平均半径が大きいことの十分条件であるが、必要条件ではないことを示している。分裂によって発生した対流システムの中には、非常に大きな面積を持つ例が認められる。このような対流システムは、他の対流システムと併合する確率も必然的に高くなるため、持続時間は結果として短くなる。また個数も、長い持続時間に伴って半径が大きくなった対流システムに比べて圧倒的に多いため、図 3.2(b)のような分布となって現れる。

上記の結果は、過去の研究 (Mathon and Laurent, 2001; Laurent *et al.*, 2002) に比べ、持続時間が短かつ半径の小さな対流システムが、個数及び雲分布に対して非常に優勢であった。比較した過去の研究は、いずれも陸上においてなされた結果であるが、本研究の対象領域には西太平洋域が含まれ、全体の 42% が海上である。Machado *et al.* (1993) は西アフリカ及び大西洋域において、陸上では面積の大きな対流システムが優勢であるのに対し、海上では逆に小さな対流システムが支配的であることを示している。このことから、過去の研究と本研究の結果の違いは、解析方法の違いに加え、解析対象領域の違いも大いに影響したものと考えられる。

以上より、本研究で解析する対流システムは、これまで行われてきた研究に比べ、解析方法や領域を反映した特徴的なものであることが分かる。他の対流システムと分裂・併合のない単純な対流システムは、全体に対する寄与は非常に少ないが、持続時間が短い時には平均半径の中央値が全体とあまり変わらないこと 3.1(b)、半径拡大に伴う持続時間増加の様子をよく表している 3.2(b) ことから、対流システムの発達・減衰の過程を考える上では十分有効であると考えられる。よって、次節以降ではこの単純な対流システムのみを対象として解析を行う。

表 3.1. 領域及び持続時間ごとの対流システムの事例数. TMI 及び PR は, VIRS で観測された冷雲域のうち TMI/PR 観測幅の端を含んでいない事例数.

All system : 290717

Non-split/merge system : 81314

Ocean : 26660					Land : 4250				
lifetime	GMS	VIRS	TMI	PR	lifetime	GMS	VIRS	TMI	PR
1h	11103	258	214	41	1h	1814	44	36	9
2h	5895	366	306	61	2h	869	58	48	8
3h	3830	354	270	52	3h	640	58	40	8
4h	2359	290	222	45	4h	415	50	35	9
5h	1373	210	148	26	5h	195	41	32	7
6h	875	168	128	19	6h	155	25	14	4
≥7h	1225	375	263	48	≥7h	162	54	31	7

Coast : 24520					Sea : 21324				
lifetime	GMS	VIRS	TMI	PR	lifetime	GMS	VIRS	TMI	PR
1h	9703	246	201	31	1h	9615	214	177	28
2h	5479	333	283	63	2h	4812	320	256	53
3h	3685	324	261	57	3h	2946	301	244	51
4h	2310	286	222	50	4h	1664	211	171	26
5h	1409	217	163	27	5h	896	139	100	18
6h	831	176	127	29	6h	564	115	85	15
≥7h	1101	299	218	40	≥7h	736	211	150	25

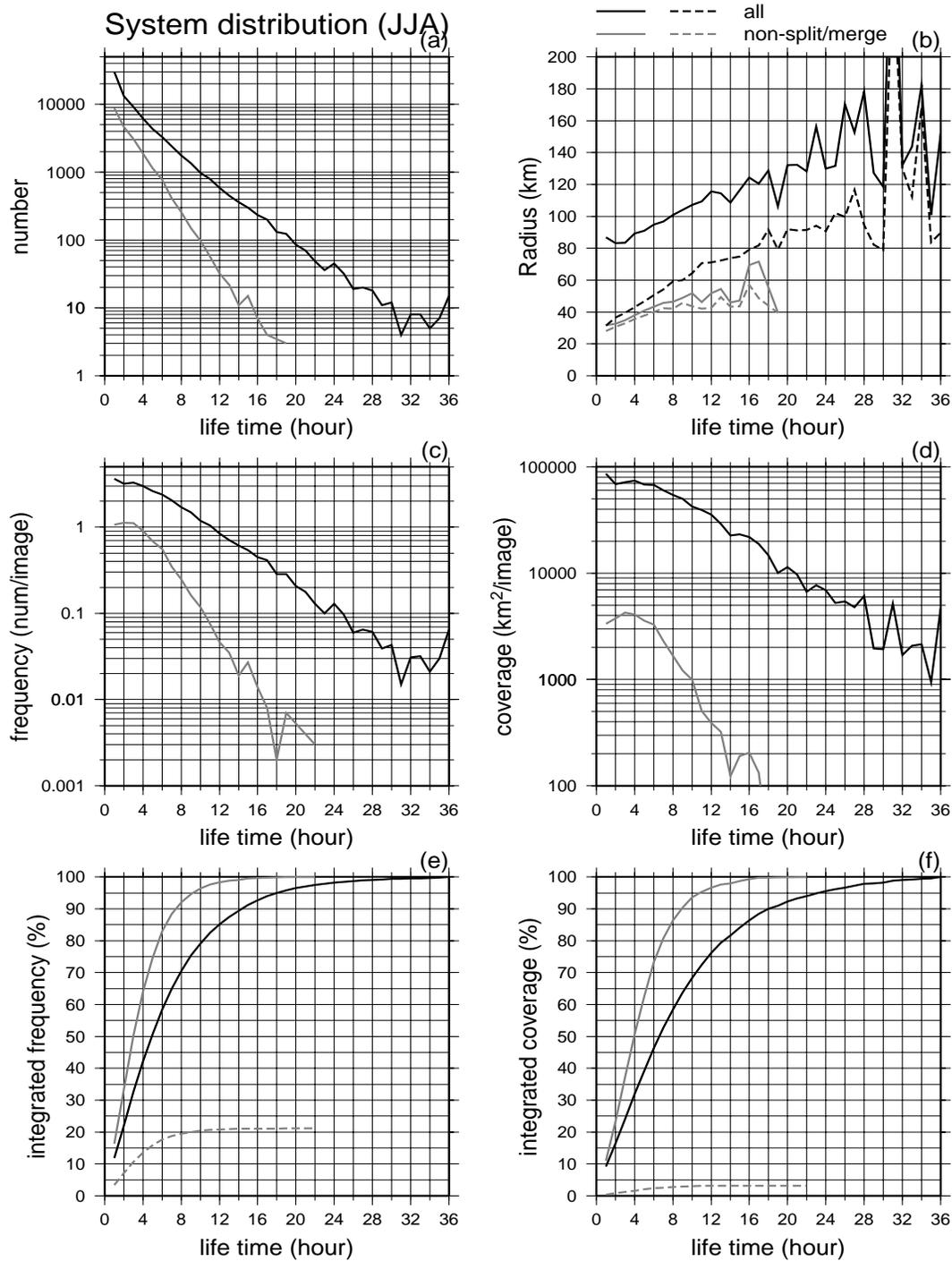


図 3.1. 持続時間ごとの対流システム数及び占める面積の分布. ただし 2000 年 JJA のみのデータによる. (a) 対流システム数, (b) 持続時間を通した平均半径の平均値 (図中実線) 及び中央値 (波線), (c) 1 画像あたりの対流システム数, (d) 1 画像あたりの占める面積, (e) (c) の積算値, (f) (d) の積算値. (e) 及び (f) の波線は all に対する non-split/merge の積算値を表す.

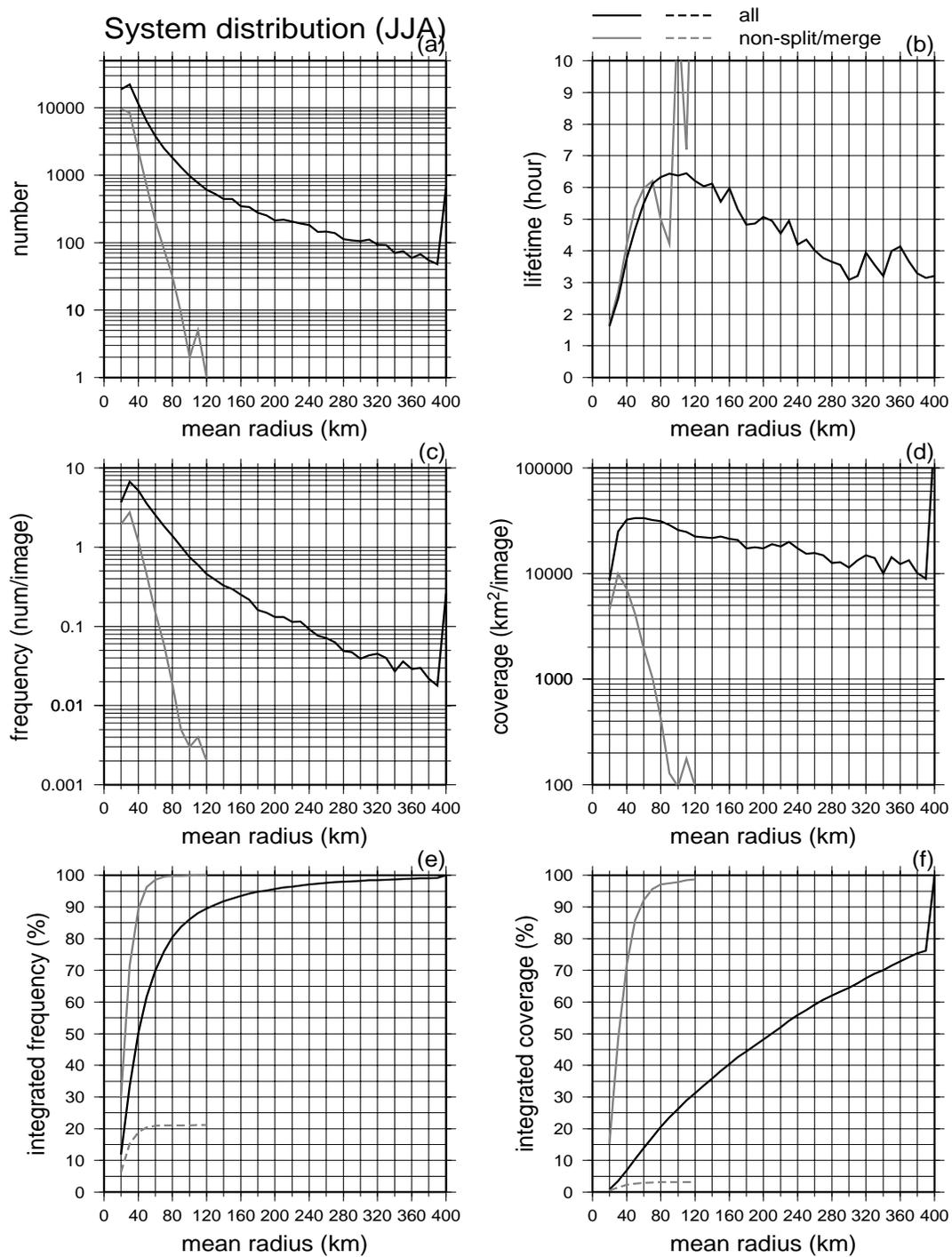


図 3.2. 平均半径ごとの対流システム数及び占める面積の分布. ただし 2000 年 JJA のみのデータによる. (a) 対流システム数, (b) 平均持続時間, (c) 1 画像あたりの対流システム数, (d) 1 画像あたりの占める面積, (e) (c) の積算値, (f) (d) の積算値. (e) 及び (f) の波線は all に対する non-split/merge の積算値を表す.

## 3.2 対流システムの発達段階と雲パラメータ

本節では、単純な対流システム (non-split/merge convective system, 本節内の「対流システム」はこれを指す) の雲パラメータ (冷雲域内最小 TBB, 雲域面積, 雲域端での 10km あたりの TBB 勾配) について、持続時間ごとに平均の時間プロファイルを求め、その特徴を調べる。また、地表面状態によって解析対象領域を 4 つに分割し、それぞれの領域での相違を検討する。各領域・各持続時間のサンプル数は、表 3.1 に示した通りである。ocean: 26660 個, land: 4250 個, coast: 24520 個, sea: 21324 個の対流システムが期間内に発生していた。なお、解析対象から除外した持続時間中に領域間を移動した対流システムは、全サンプル数のわずか 6% を占めるに留まっていた。

Machado *et al.* (1998) では、6 時間から 27 時間持続する対流システムについて、面積や最小 TBB の時間変化を調べている。これは、雲パラメータの発達・減衰の変化を、多数のサンプルを用いて系統的に示した最初の研究例である。Machado *et al.* (1998) が用いた面積のしきい値は半径 100km であったが、本研究ではさらに小さな値 (半径 25km) をしきい値とし、対流システムの発達・減衰について、より詳細な解析を行う。

図 3.3 ~ 3.5 は、持続時間が 2 時間から 6 時間の対流システムについて、それぞれ冷雲域内の最小 TBB, 雲域面積, 雲域端での 10km あたりの TBB 勾配の平均値を表したものである。横軸に時間 (hour), 縦軸にそれぞれの値を取っている。実線の濃淡は対流システムの持続時間を表しており、横軸の  $t=0$  が対流システムの発生時 ( $t=t_0$ ) に相当する。消滅時 ( $t=t_n$ ) は  $t = \text{発生時} + \text{持続時間}$  で表すことができ、図中 ○ 印で示してある。最小 TBB に関しては発生時及び消滅時の前後 5 時間についても推定を行っているため、それも併せて描いてある。面積, TBB 勾配については、発生時及び消滅時の前後 5 時間の値は 0 としている。各図 (a) は open ocean (ocean), (b) は land, (c) は coast, (d) は coastal sea (sea) での平均時間プロファイルである。

TBB 変化 (図 3.3) は、各領域ともに発生 2 時間前から顕著になり、持続時間の初期に最小の値を取ることが分かる。その後、TBB はゆっくりと上昇し、消滅時 (図 3.3 中 ○ 印) の TBB は発生時の TBB よりも高い値を持つ。TBB の値は、雲頂高度や雲の厚さに対応して変化する。したがって、対流システムは鉛直方向に急激に発達し、雲頂高度

が最大値を取った後、高度を下げながら薄くなっていく様子が分かる。地表面の違いによる影響を考えると、coast>land>sea>ocean の順で TBB 変化が大きいことが分かる。これは、陸上は海上に比べて晴天域の TBB が高いことも一つの要因である。持続時間が長いものでは、この差はより顕著になり、ocean と coast では最大 5K ほどの差が現れる。

雲域面積 (図 3.4) に関しては、持続時間の中頃で最大になり、増加時及び減少時が左右対称になるようなプロファイルを取る。TBB 変化とは様子が異なり、TBB が最小値を取った後も面積は拡大を続ける。持続時間が長いほど、また land $\geq$ coast>sea>ocean の順で、面積変化及び最大面積値が大きくなっている。TBB で最も変化の大きかった coast 域で、land と同程度かむしろ小さな面積となっている。

雲域端での TBB 勾配 (図 3.5) は、発生時に最大、消滅時に最小値を取る。TBB 勾配は、雲上部の形状を表しており、値が大きいほど鉛直的に突き出した形状、小さいほど水平方向に広がった形状に近くなると想定される。よって、対流システムは、鉛直方向に尖った形状から水平になめらかな形状へと変遷していくことが分かる。さらに、持続時間が長いほど発生時の TBB 勾配が大きく、消滅時の TBB 勾配の値が小さい。加えて、持続時間が 4 時間以上の対流システムでは、TBB 勾配の変化率が経過時間によって異なり、持続時間の中頃に小さくなっていることが分かる。発生時の TBB 勾配は、coast>land>sea>ocean の順であるが、消滅時は coast>sea $\geq$ ocean>land の順である。つまり、land では水平的な変化が大きく、coast では鉛直的な変化が大きいという、地表面の差異による雲形状の違いが認められる。

TBB は持続時間の初期で最小、面積は持続時間の中頃で最大、TBB 勾配は発生時で最大・消滅時で最小となる特徴は、持続時間や地表面の違いに関わらず、すべての時間プロファイルで見られた。つまり、分裂・併合のない単純な対流システムは一般的に、鉛直に急激に成長した後水平的に拡大し、薄くなめらかな形状を取りながら消滅していくという発達・減衰の過程を取ることが分かる。これは、Machado *et al.* (1998) で示された過程とほぼ一致する。

持続時間や地表面の違いは、主に変化量の振幅として現れた。持続時間が長くなる

と、TBB の最小値はより低い値となり、雲頂高度はより高くなる (図 3.3)。これが、引き続くより大きな面積拡大を引き起こしている (図 3.4) と考えられる。面積が最大になる時間に対応する TBB 勾配を見ると、持続時間が長いものほど顕著に、TBB 勾配変化率が小さくなっている (図 3.5)。面積の最大時は、TBB がゆっくりと増加する時間にも対応していることから、持続時間の長い対流システムは、面積の拡大にアンビルが大きく寄与していることが示唆される。また、持続時間が長いものほど地表面の差異に基づく影響を強く受け、領域間の差が大きくなる。

ocean(図 3.3~3.5 中の (a)) と sea(図 3.3~3.5 中の (d)) は似たプロファイルを取るが、land(図 3.3~3.5 中の (b)) 及び coast(図 3.3~3.5 中の (c)) とは特徴が異なっていた。ocean の対流システムは他の領域に比べて、鉛直的にも水平的にも発達小さい。land と coast を比較すると、land では、水平的な広がりが鉛直的な発達に対して大きい。coast では鉛直方向の発達が大きい。これは TBB 勾配の分布にも現れている。land では消滅時の TBB 勾配の値が 4 領域中で最も小さく (図 3.5(b))、水平方向に広がったなめらかな形状で消滅することが分かる。coast では消滅時の値、値の変化率ともに大きい (図 3.5(c)) ため、発達・減衰が急激であり、比較的立った形状で消滅することが分かる。

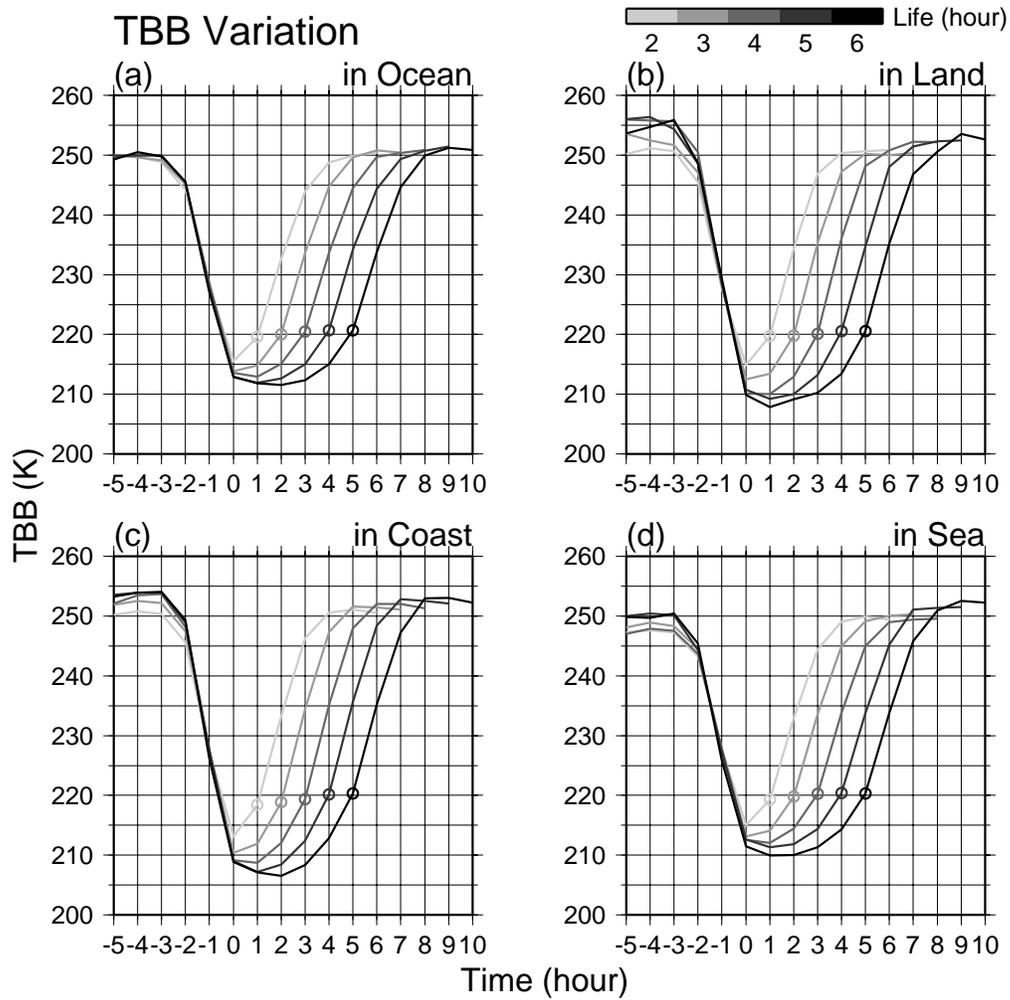


図 3.3. 冷雲域内最小輝度温度の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 発生時を  $t=0$  とし, 消滅時を  $\circ$  印で表した.

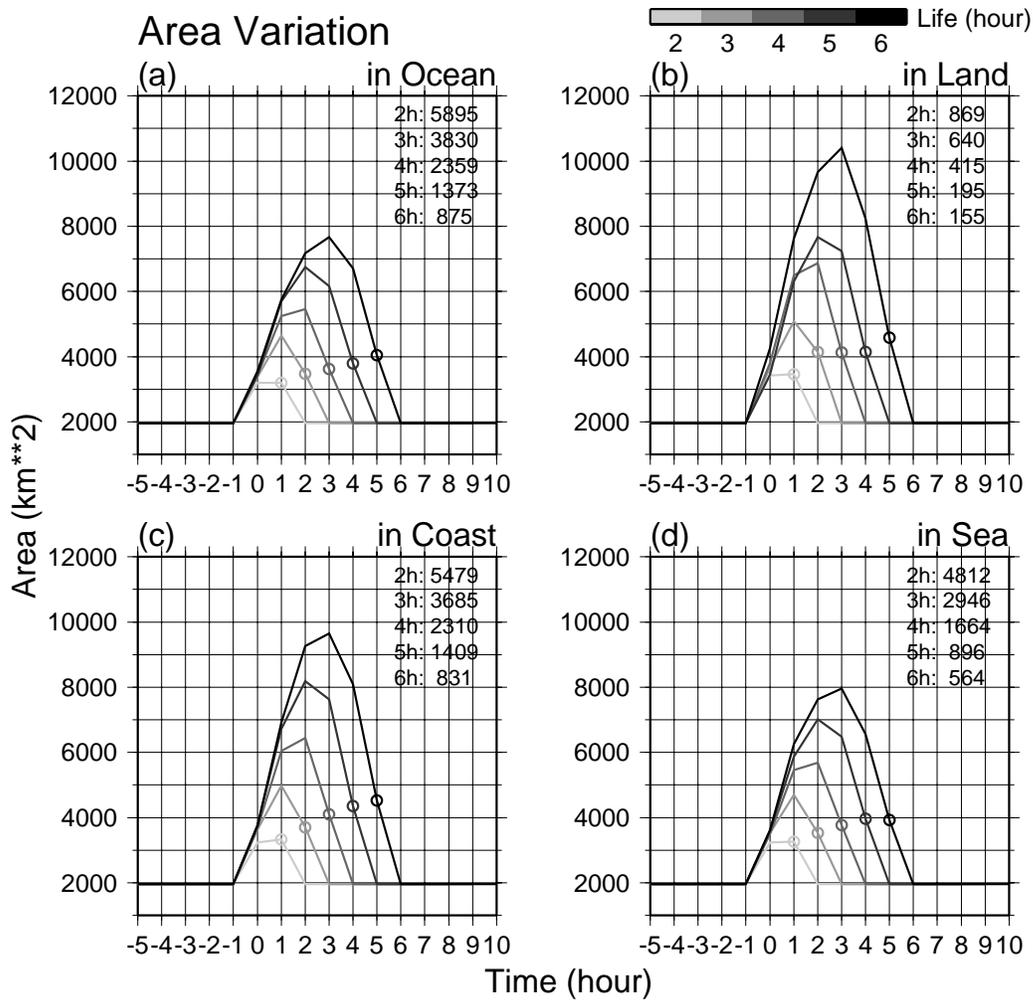


図 3.4. 雲域面積の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 発生時を  $t=0$ , 消滅時を  $\circ$  印で表し, 図中には持続時間ごとのサンプル数を示した.

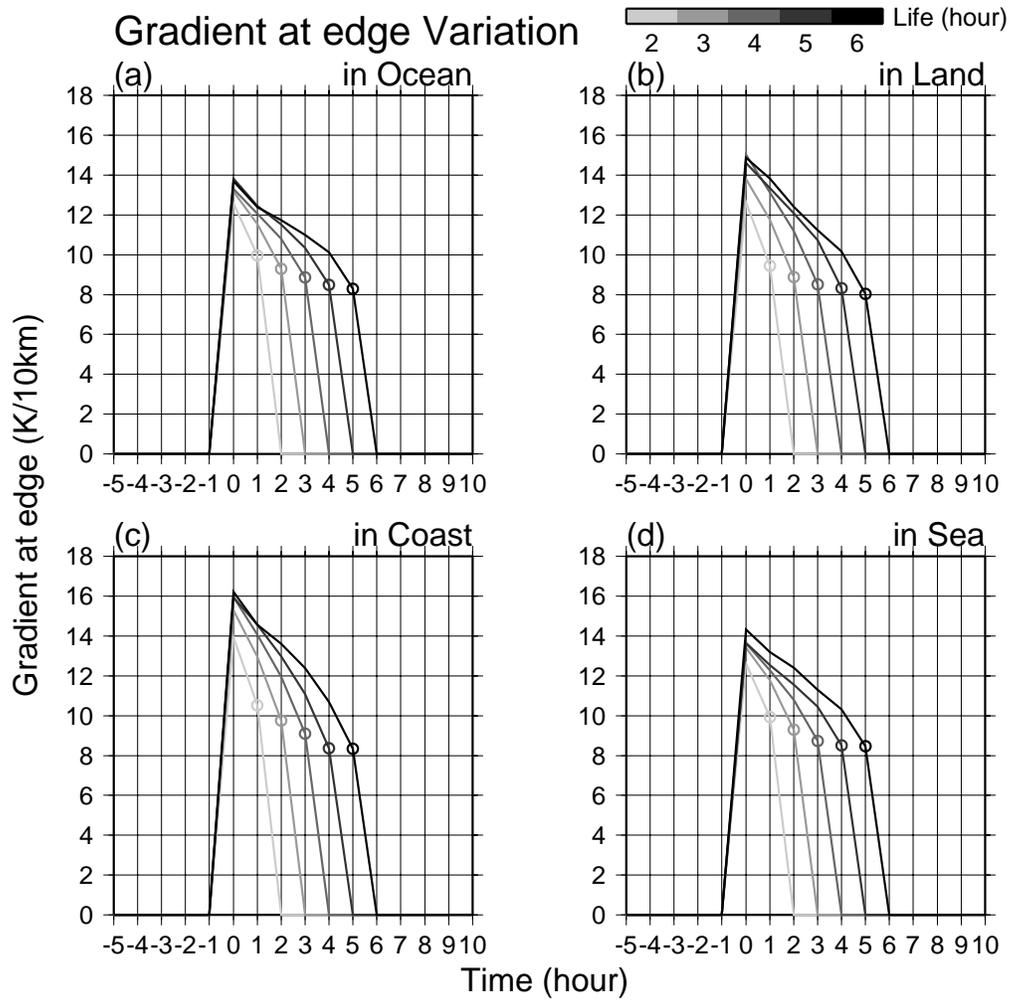


図 3.5. 雲域端の輝度温度勾配の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 発生時を  $t=0$  とし, 消滅時を  $\circ$  印で表した.

### 3.3 対流システムの発達段階と降水

前節で述べた、持続時間や地表面の違いによる雲パラメータの時間変化がある対流システム内で、降水はどのように起こっているのだろうか。本節では、GMS IR1 データを用いて追跡した単純な対流システム (non-split/merge convective system) について、TRMM PR 及び TMI で計測されたケースを抜きだして降水に関連する各種物理量の平均を求め、対流システムの発達段階と降水との関係を調べる。TRMM VIRS で定義した冷雲域について、観測幅の端を含むものにはあらかじめフラグを立ててあるため、TMI 及び PR 観測幅中に冷雲域全体を含むもののみを取りだすことができる。各領域、各持続時間ごとのサンプル数は、表 3.1 に既に示してある。この数は、持続時間を通した合計数であり、各時間ではさらに少なくなる。

図 3.6 ~ 3.10 は、TMI で観測した降水強度、雲水量、液体降水量、雲氷量及び固体降水量について、それぞれの領域で、降水がある場合の平均値 (Rain conditioned average) を取ったものである。横軸は発生時からの経過時間 (hour)、縦軸は対流システムの持続時間 (hour) であり、濃淡はそれぞれの値を示している。図中の数値は、円の左上が観測事例数、右下が各値を表している。なお、本節で述べる降水についての特徴は、特定の対流システムを時間を追って追跡した結果ではなく、GMS で追跡された対流システムについて、各時間のスナップショットの降水情報である TRMM データから算出したものである。

図 3.6 より、同じ経過時間では、長く持続する対流システムほど降水強度が大きく、発生時から消滅時にかけて、時間が進むにつれて降水強度が減少していく様子がすべての領域で見られる。降水強度の値は、 $coast > land > sea \geq ocean$  の順で大きくなっている。TMI から算出した降水強度は、直接降水を測っているわけではないため、特に coast 上で大きく PR とずれることが分かっている (Li *et al.*, 2003) が、それにも関わらず、上に述べた特徴は coast でも例外なく現れている。降水強度に関しては、PR による観測も行われているため、合わせて後述する。

雲水量 (図 3.7)、液体降水量 (図 3.8)、雲氷量 (図 3.9) 及び固体降水量 (図 3.10) の分布も、一般的には降水強度の分布と同様、同じ経過時間では長く持続する対流システム

ほど値が大きく、時間が進むにつれて値が減少していく様子が見られる。例外として、ocean と sea の固体降水量は、時間が進んでも分布はほぼ一様 (図 3.10(a)(d)) に小さな値となっている。また、land と coast で液体降水量の値がほぼ 0 である (図 3.8(b)(c)) のは、TMI の特性 (陸面自身からの放射の影響を強く受ける) によるものであり、信頼性は低いと考えられる。land 及び coast では、海上で変化が少なかった固体降水量も持続時間を通して大きく変化しており (図 3.10(b)(c))、land では coast よりもさらに大きな値を取っている。

図 3.11 ~ 3.13 は、PR で観測した降水強度、対流性降水の割合、降雨頂高度について平均値の分布を示したものである。降雨頂高度は、冷雲域内でも変化が激しいため、雲域内平均値ではなく最大値の平均を示した。図の見方は TMI と同様であるが、land についてはサンプル数が非常に少ないため、参考程度に留めておく。

PR 降水強度 (図 3.11) の分布は、TMI (図 3.6) に比べると明確ではないが、TMI で現れた結果と類似した分布である。PR の観測でも、coast は海上の ocean 及び sea より値が大きくなっていることから、降水強度は  $coast > sea \geq ocean$  の関係を満たすと言えるだろう。だが、land についてはサンプルの少なさから、定量的な関連性を見いだすことができない。対流性降水の割合 (図 3.12) についても、持続時間の始めで大きな値を持つ特徴が現れており、ocean や sea よりも coast で値が大きくなっている。一方、最大降雨頂高度 (図 3.13) に関しては、coast 以外は持続時間による違いがあまり現れていない。

前節で得られた雲情報の時間プロファイルとの関連を考えると、降水強度 (図 3.11 及び図 3.6) は TBB が最小となる時間か、それよりもむしろ前の時間で最大となることが分かる。また対流性降水の割合 (図 3.12) は、対流システムの発生時で最も大きく、TBB 勾配の変化に伴って減少していく。つまり、鉛直的に発達する時間帯に対応して対流性降水が起こり、その後水平的な拡大とともに層状性降水が支配的になり、降水強度も小さくなる。

Rickenbach (1999) は、Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA COARE) 期間中に発生したスコールラインについて、地上レーダと GMS のデータを用いた事例解析を行っている。この結果では、降水の強ま

りに対応して TBB の低い雲域ができ、その後 TBB の低い雲域は降水域と切り離される。雲域面積が最大となる時間には、対流システムはすでに衰弱期に入っており、層状性降水が支配的であった。この事例では、スコールライン上のいくつかの対流セルが発達・減衰を繰り返しながら対流システムを構成している。本研究では、冷雲域から定義した対流システムを形状によって分類することはしていないが、Rickenbach (1999) による結果は、本研究で得られた対流システムの発達・減衰と降水との関係を支持するものであると言える。

coast では降水強度が大きい時間に対応して最大降雨頂高度も高くなっているが、ocean や sea ではこのような特徴は見られない。つまり ocean や sea では、水平的な広がりに伴う層状性降水により、持続時間が経過しても降雨頂高度が維持される。一方 coast では、前節で述べたように鉛直的な発達・減衰が他の領域に比べて急激であり、それに対応して図 3.12 に見られる対流性降水の割合も時間によって大きく変化している。このため、鉛直流が強い持続時間初期には最大降雨頂高度が高くなり、時間プロファイルに領域間の差が出たものと考えられる。また、TMI による雲氷量 (図 3.9) 及び固体降水量 (図 3.8) と比較すると、ocean 及び sea では固体降水量の時間変化がほとんどないのに対し、coast では大きな振幅を持って変化している。雲氷量は固体降水量ほど明確ではないが、やはり coast の変化量は ocean や sea よりも大きい。固体降水量は雪片の他、あられやひょうのような大きな氷の存在に対応するものである。このような氷が強い上昇流によって作られることを考えると、coast で固体降水量の時間変化が大きいのもまた、降雨頂高度と同様に、鉛直的な発達の強さに対応していると言える。

以上に示したように、降水に関する各物理量の時間プロファイルは、対流システムの発達・減衰に伴う雲パラメータの変化によく対応する結果であった。TMI の降水強度を見る限り、領域間の降水強度の違いは、最低輝度温度、つまり雲頂高度とそこに達するまでの鉛直的な発達の強さに対応して、coast で最も大きな値を取るように思われる。しかし、陸上での TMI 観測の精度を考慮すると、精度がいいとされる氷に関する物理量 (雲氷量及び固体降水量) で land が coast よりも大きな値となっていることから、実際の降水は land で最も強く起こっていることが示唆される。また land では水平的な広

がりが大きいことから、降雨頂高度は ocean や sea と同様、時間の経過に伴う変化が小さいと考えられる。

青柳 (2003) は雲域を構成する各グリッドごとの発達段階を、VIRS と PR のデータから推定している。本研究では冷雲域全体としての発達を見ているという違いはあるが、図 3.3 の輝度温度と図 3.12 の対流性降水の割合の値を用いて結果の妥当性を検証することは可能である。青柳 (2003) が作成した 0.5 度グリッド格子 (約 50km, 本研究の面積しきい値にほぼ対応) の発達段階推定ダイアグラムに照らし合わせてみると、本研究で解析した non-split/merge システムの一生は、一般的な対流雲の成熟期～衰弱期に当てはまる。図 3.3 に示した結果では、対流システムの発生時である  $t=0$  に輝度温度は最小に近い値を取り、その後上昇に転じている。また図 3.5 の TBB 勾配では、発生時から消滅時まで一様に値が減少し、水平方向の広がりが強化されている。つまり発生時の対流システムは既に発達した段階にあり、時間とともに衰弱していく様子が示唆される。この結果は、青柳 (2003) の方法で推定した発達段階に一致する。

前節及び本節では、他の対流システムと分裂・併合のない単純な対流システムに関して、持続時間の経過に伴う雲パラメータと降水の変化を調べてきた。得られた結果から考えられる対流システムの発達段階と雲パラメータ及び降水の模式図を、図 3.14 に示す。図 3.15 は、領域ごとの違いを示した模式図である。

これまでに示した結果より、同じしきい値で定義した対流システムであっても、発達段階や発生領域によって雲や降水の性質は大きく異なっていることが分かった。本研究の結果は、数多くの事例から算出した平均の値を用い得られたものであることから、発達・減衰に伴う単純な対流システムの普遍的な姿を示すことができたと言えるであろう。

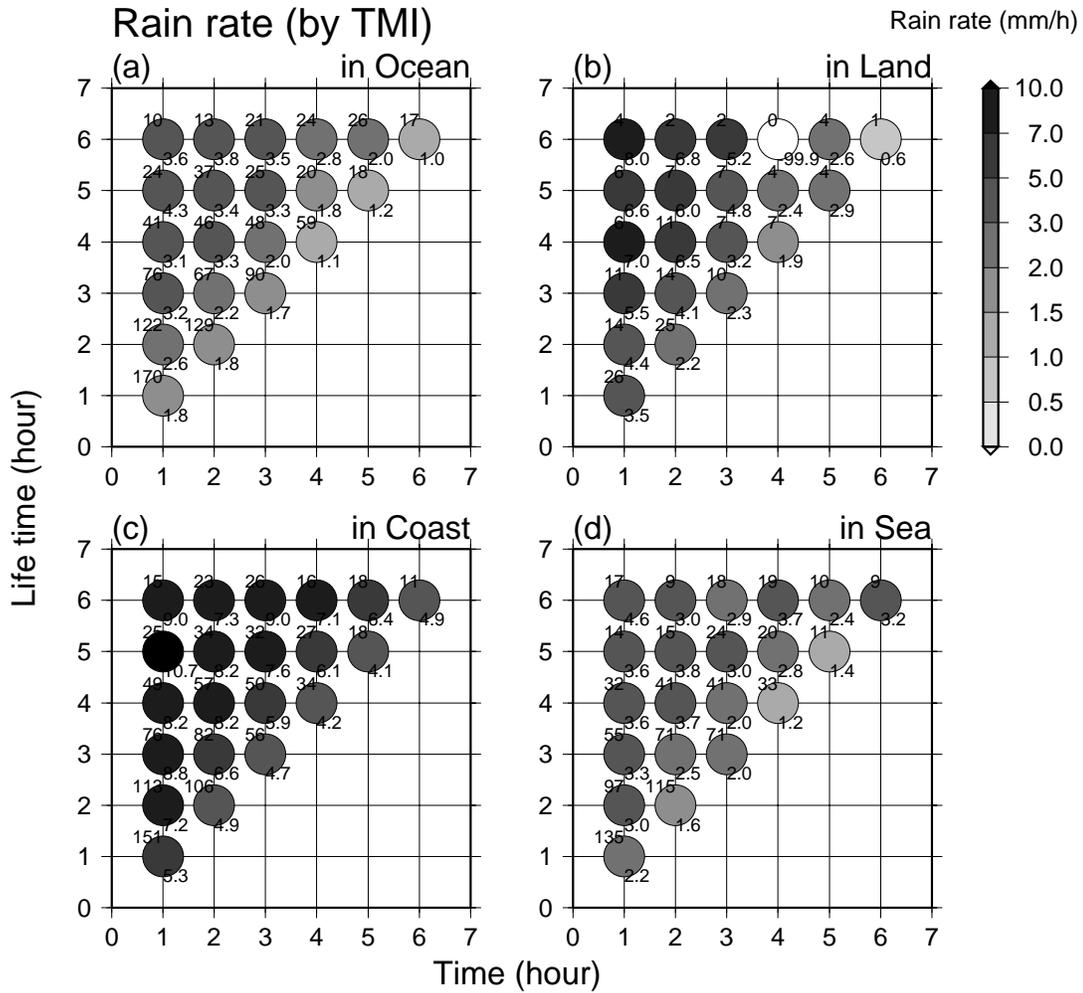


図 3.6. TMI2A12 降水強度の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 横軸に時間, 縦軸に対流システムの持続時間を取ったもの. 各時間左上の数値はサンプル数, 濃淡と右下の数値は値を表す.

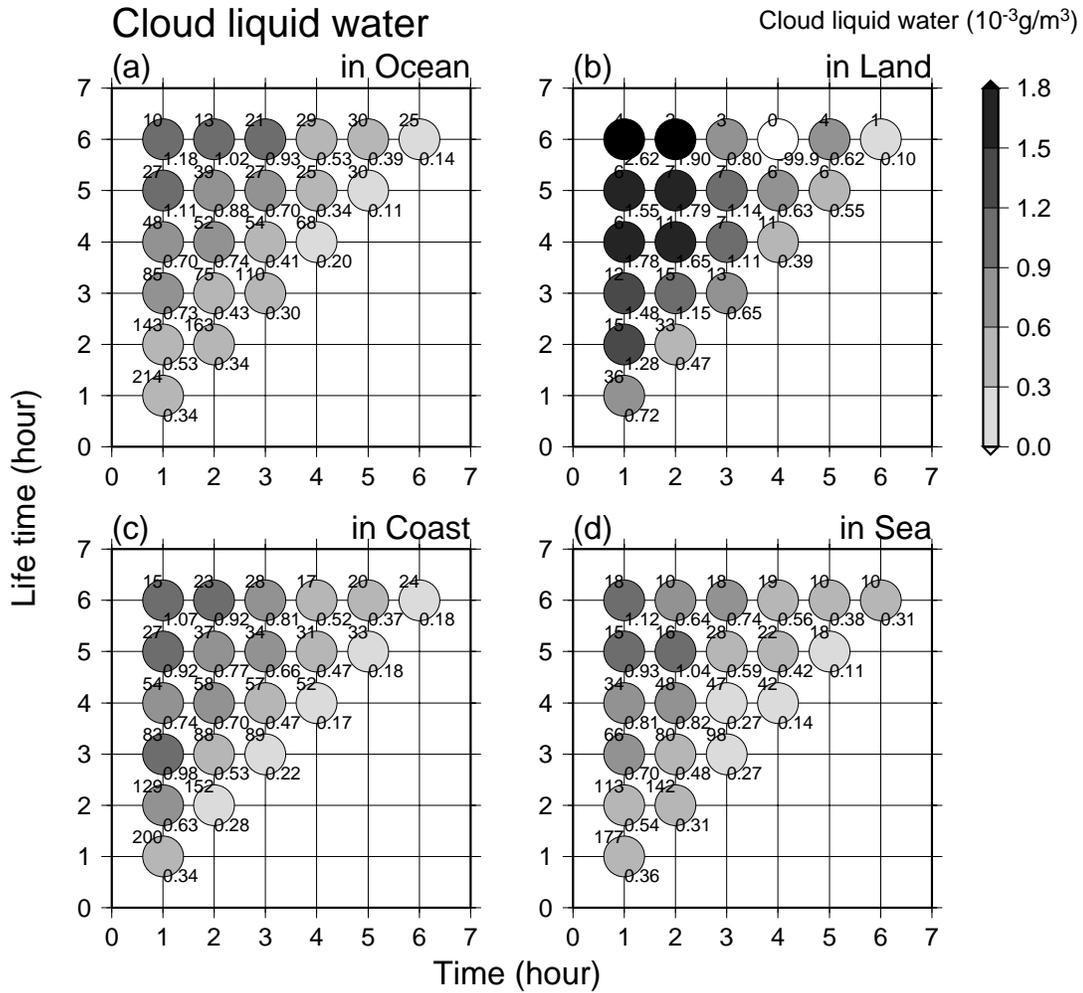


図 3.7. TMI2A12 雲水量の平均時間プロファイル. (a)open ocean. (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 横軸に時間, 縦軸に対流システムの持続時間を取ったもの. 各時間左上の数値はサンプル数, 濃淡と右下の数値は値を表す.

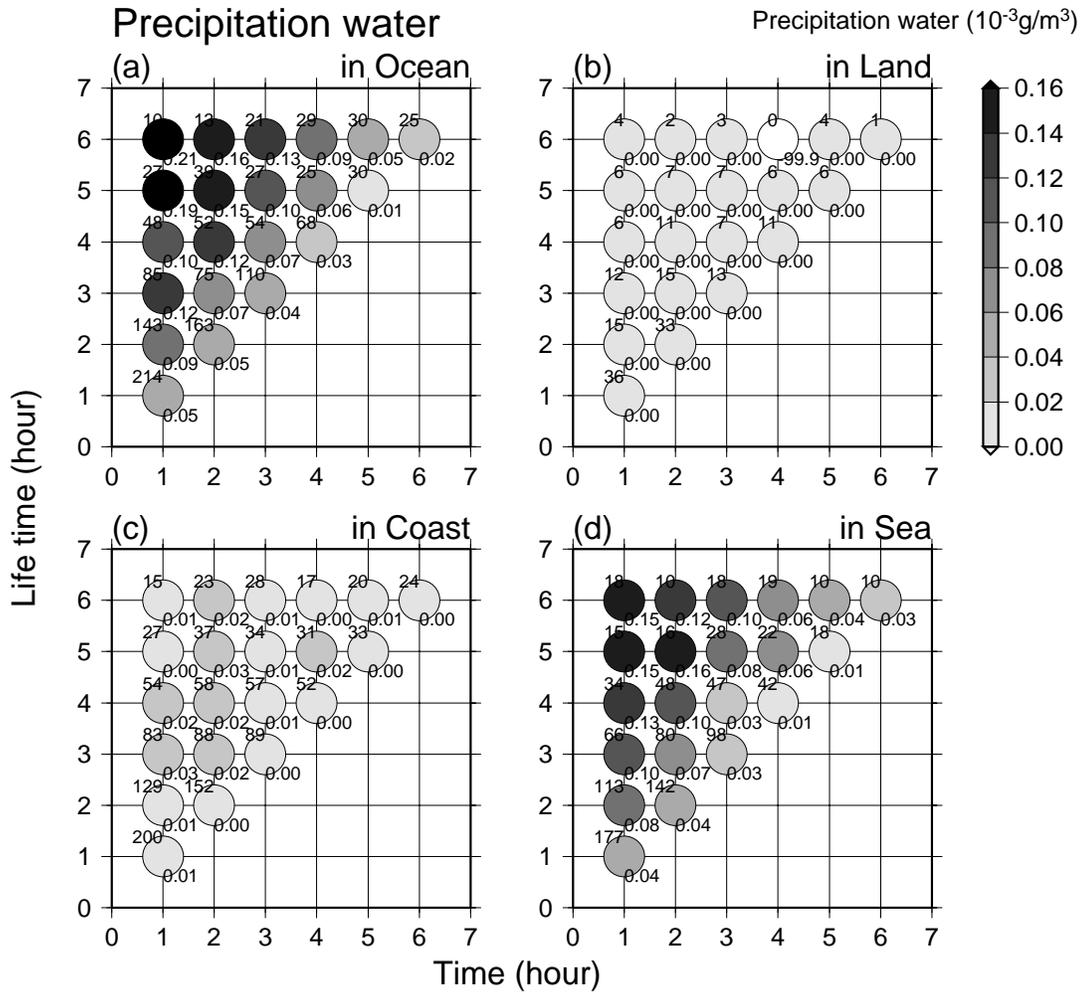


図 3.8. TMI2A12 液体降水量の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 横軸に時間, 縦軸に対流システムの持続時間を取ったもの. 各時間左上の数値はサンプル数, 濃淡と右下の数値は値を表す.

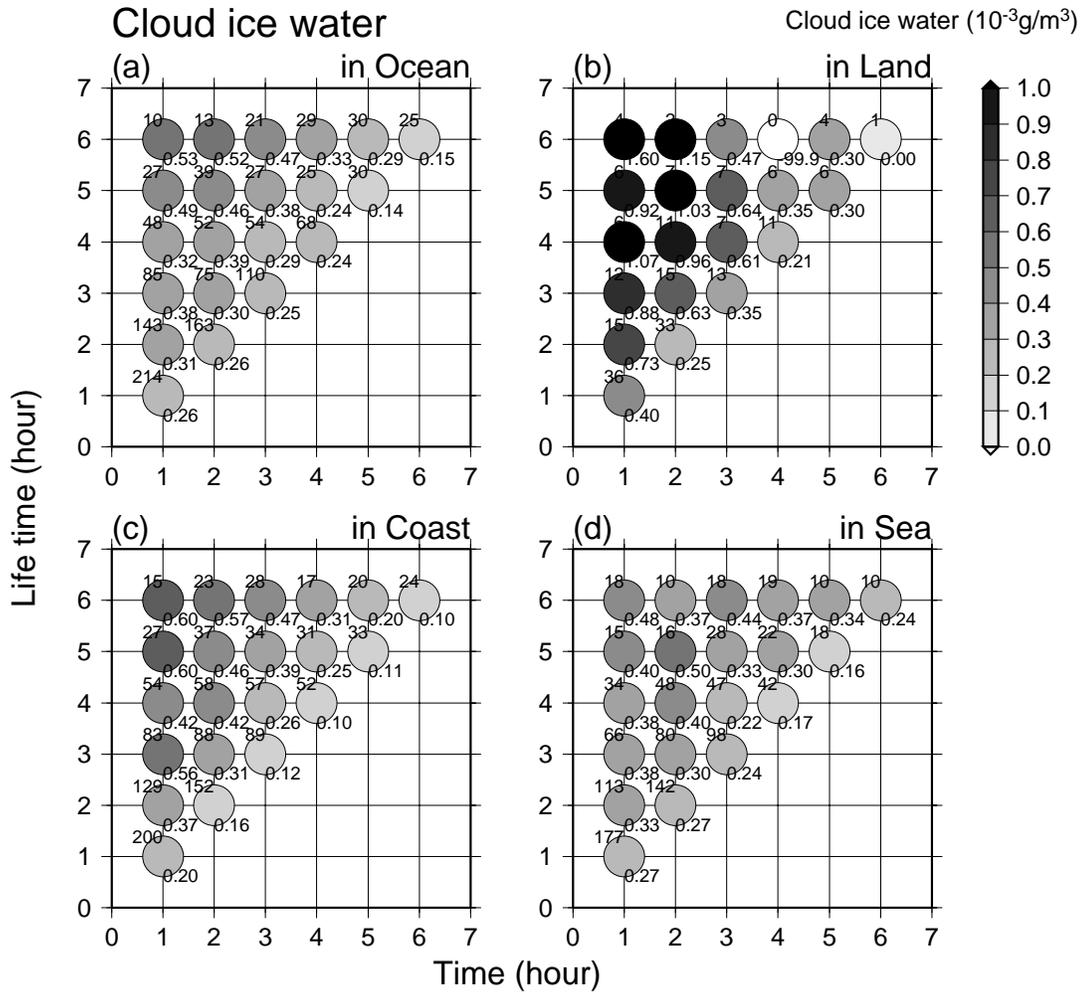


図 3.9. TMI2A12 雲氷量の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 各横軸に時間, 縦軸に対流システムの持続時間を取ったもの. 時間左上の数値はサンプル数, 濃淡と右下の数値は値を表す.

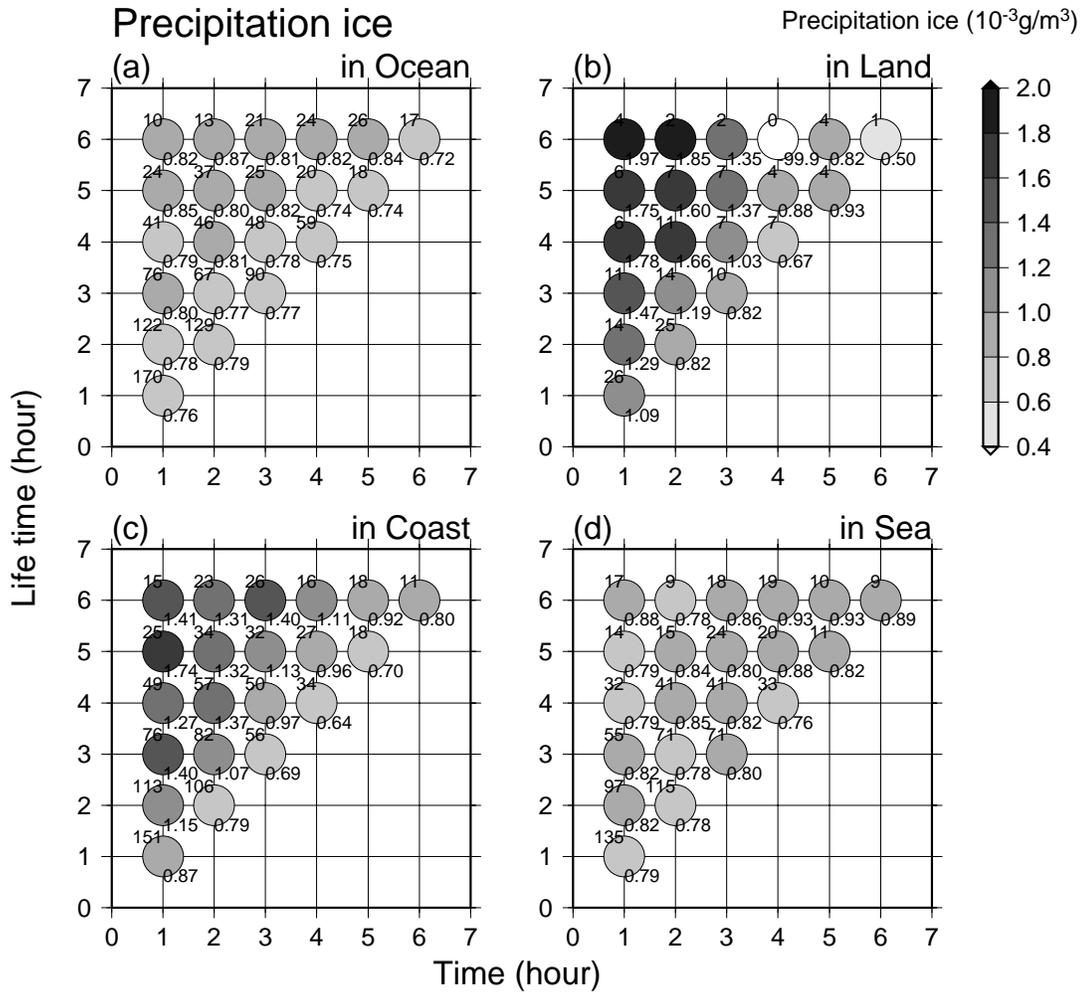


図 3.10. TMI2A12 固体降水量の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 各横軸に時間, 縦軸に対流システムの持続時間を取ったもの. 時間左上の数値はサンプル数, 濃淡と右下の数値は値を表す.

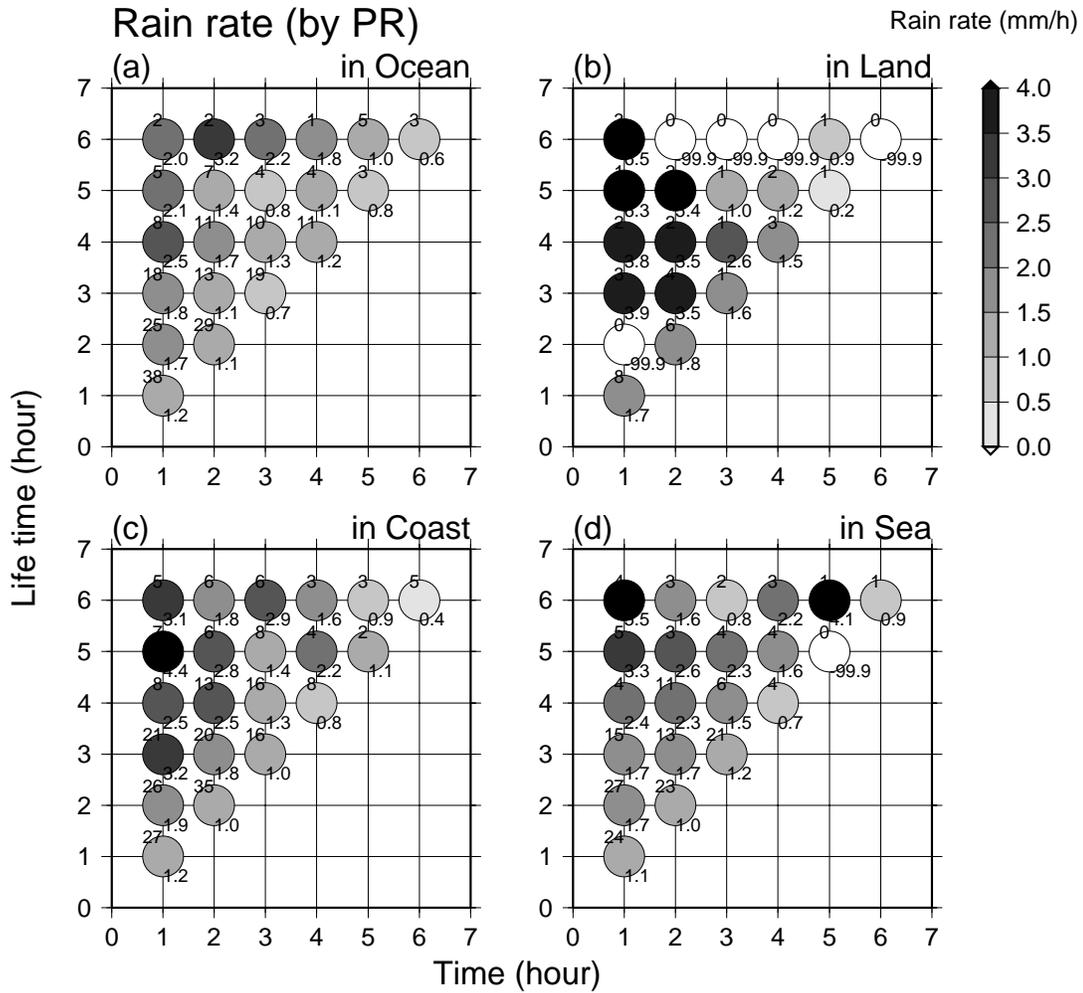


図 3.11. PR2A25 降水強度の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 各横軸に時間, 縦軸に対流システムの持続時間を取ったもの. 時間左上の数値はサンプル数, 濃淡と右下の数値は値を表す.

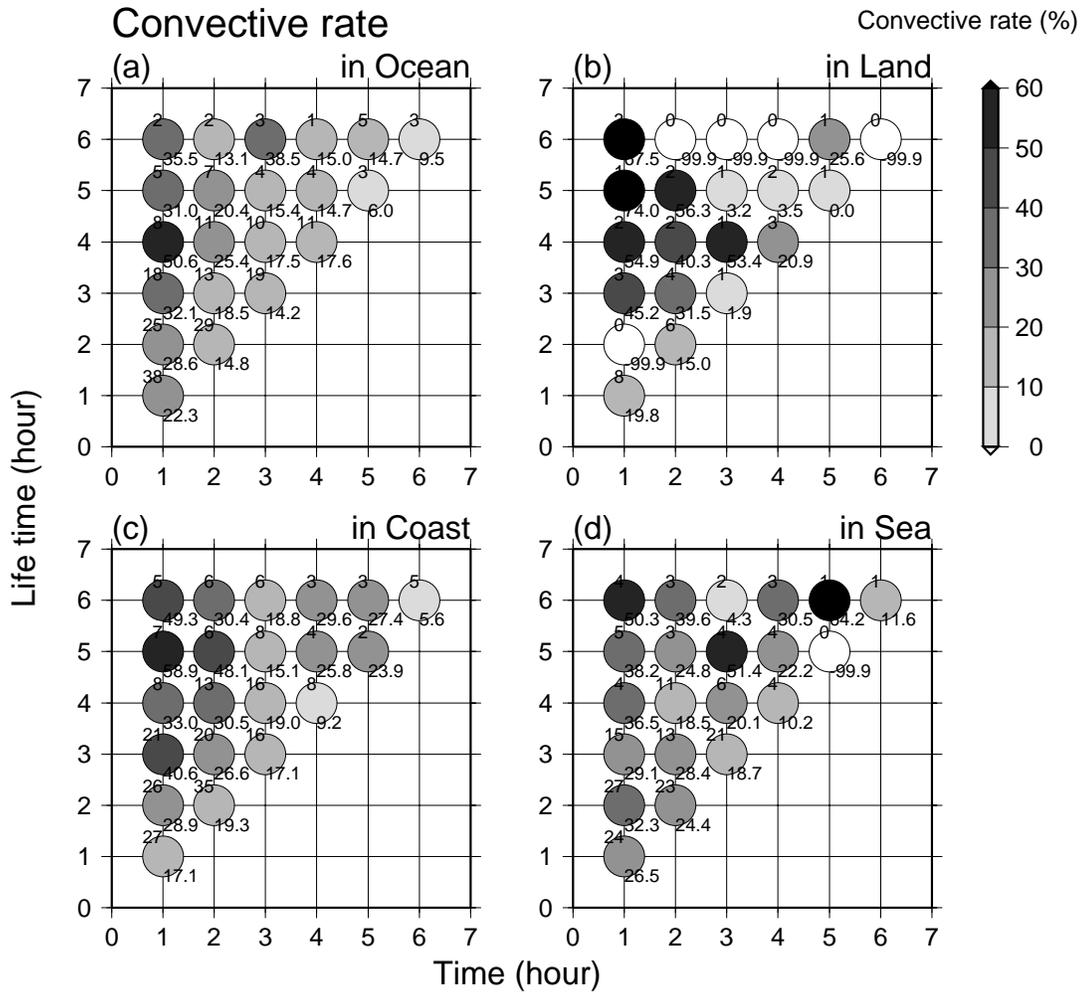


図 3.12. PR2A25 対流性降水率の平均時間プロフィール. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 各横軸に時間, 縦軸に対流システムの持続時間を取ったもの. 時間左上の数値はサンプル数, 濃淡と右下の数値は値を表す.

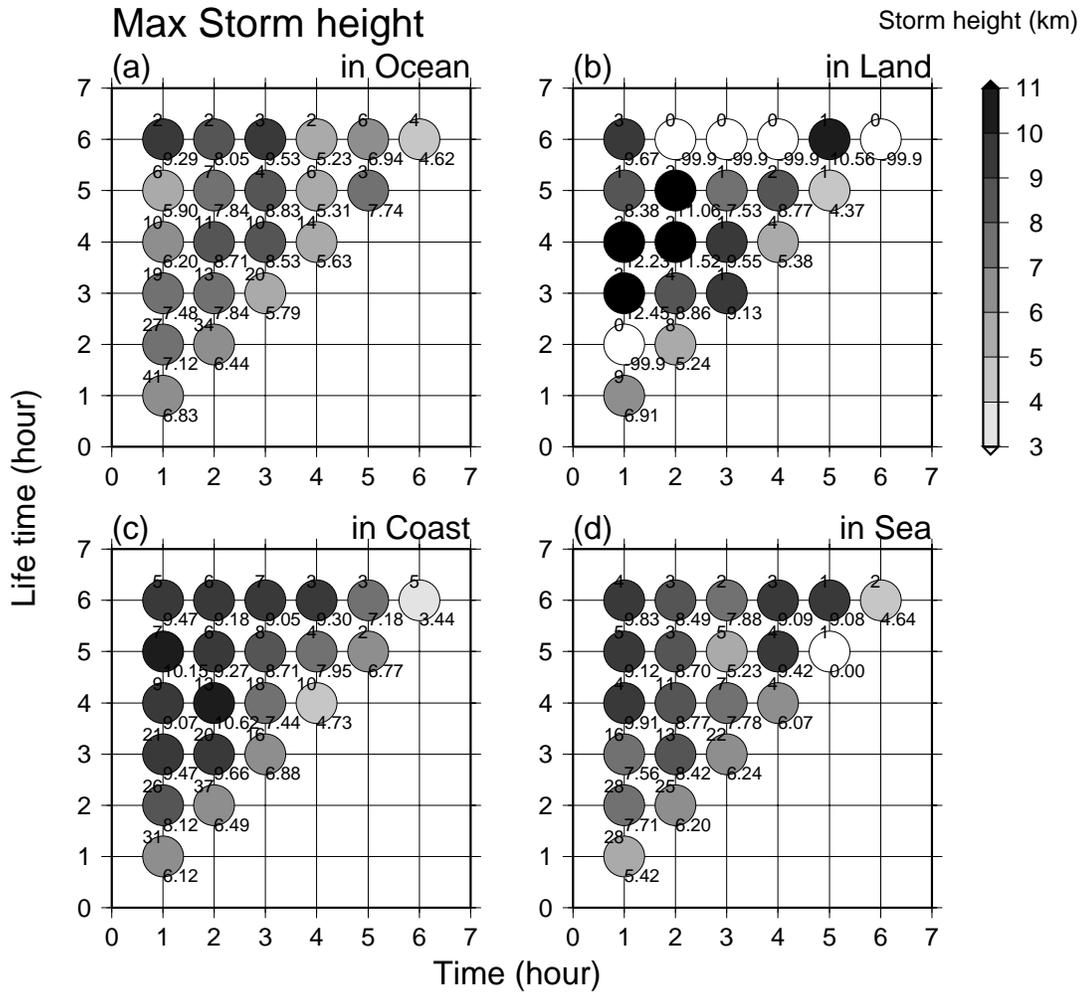


図 3.13. PR2A23 最大降雨頂高度の平均時間プロファイル. (a)open ocean, (b)land, (c)coast, (d)coastal sea における分布. 各横軸に時間, 縦軸に対流システムの持続時間を取ったもの. 時間左上の数値はサンプル数, 濃淡と右下の数値は値を表す.

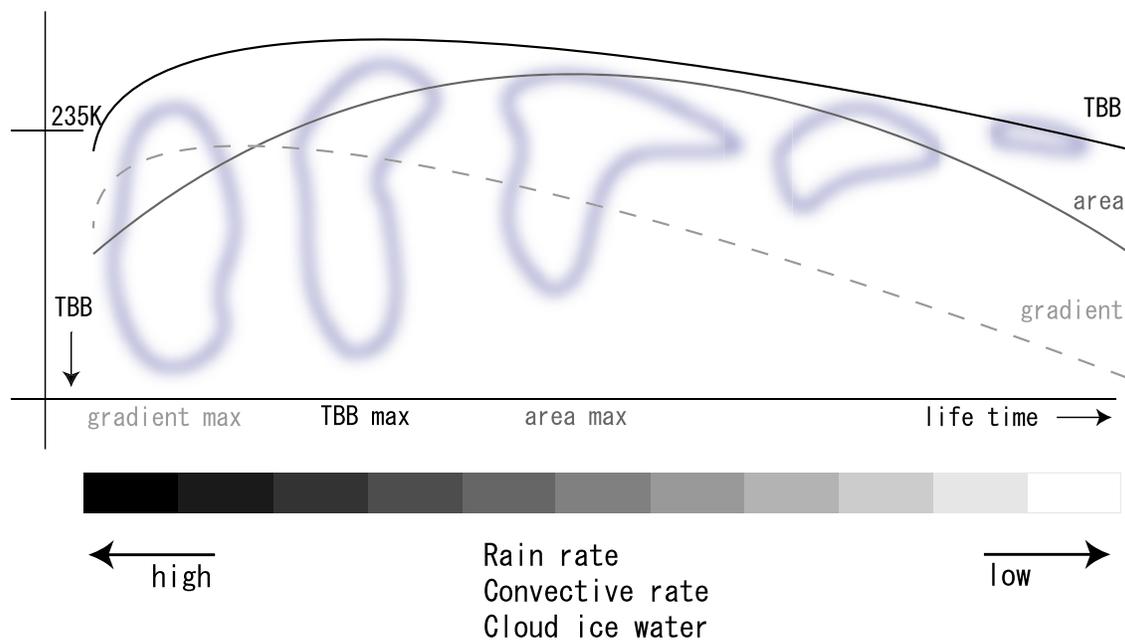


図 3.14. 対流システムの発達段階と雲パラメータ, 降水変化の概念図.

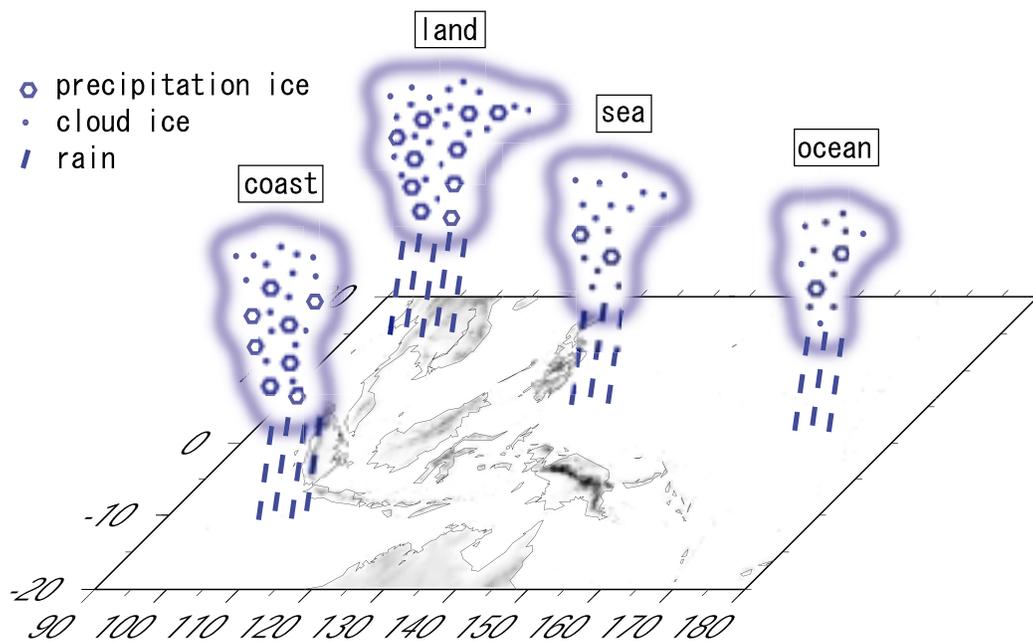


図 3.15. 領域ごとの対流システムの概念図.

## 4. 海洋大陸及び西太平洋域の雲分布

本章では、海洋大陸及び西太平洋域の雲分布について、2000年の1年間を通した平均と日周変化の特徴を示す。GMS データから定義した ( $TBB \leq 235K$  の面積)  $\geq 1963\text{km}^2$  の冷雲域について、重心位置と覆う領域の分布を算出する。さらに、対流システム (スナップショットの冷雲域を時間方向に連結したもの) の発生・消滅・分裂・併合の各イベントが、冷雲域の分布に及ぼす影響を考えていく。

### 4.1 雲分布の特徴

本節では、2000年1年間全体を通した雲分布の一般的特徴を述べる。

図 4.1(a) は解析期間全体を通した TBB の平均値、図 4.1(b) ~ (d) は、冷雲域のデータを用いて算出した分布である。図 4.1(b) は冷雲域の重心がその位置にあった割合 (center rate)、図 4.1(c) はその位置が冷雲域で覆われていた割合 (cover rate)、図 4.1(d) は図 4.1(c) に対する巻雲の割合 (cirrus rate) をそれぞれ示している。言い換えれば、図 4.1(b) は単純に冷雲域の数、図 4.1(c) は冷雲域の数に面積の情報を加えたものと考えることができる。図 4.1(b) は 0.5 度グリッド、その他は 0.1 度グリッドの分布である。

図 4.1(a) と図 4.1(c) の分布は非常によく似ており、冷雲域によって TBB の分布が規定されることがよく分かる。一方、図 4.1(b) と図 4.1(c) の分布は、領域によって相異がある。Inter Tropical Convergence Zone(ITCZ) や South Pacific Convergence Zone(SPCZ) の海洋上では、center rate(図 4.1(b))、cover rate(図 4.1(c)) とともにそれほど大きな値を取ってはいない。一方ボルネオ島やスマトラ島以西では、center rate に対しかなり大きな cover rate の値となっている。逆にセレベス島からパプアニューギニア島西部にかけては、center rate に対して cover rate の値が小さい。図 4.1(d) の cirrus rate は、center

rate が少ない領域で非常に大きな値となっているが、それ以外の分布は、領域の西部で東部海上よりも大きな値を取る傾向を示している。

center rate と cover rate の分布の違いは、領域によって優勢な冷雲域の大きさが異なることに起因していると考えられる。図 4.2 は、 $30000\text{km}^2$  以上の面積を持つ冷雲域による被覆が、cover rate に対してどの程度寄与しているかを示したものである。 $30000\text{km}^2$  (半径約 100km) というしきい値は、過去の研究で発達した雲域を定義する際に良く使われている値である (e.g., Machado *et al.*, 1998; Carvalho and Jones, 2001)。だが、第 3 章で示したように、non-split/merge システムでは半径が 100km 以上となるものはほとんど存在しなかった。ここでは、併合及び分裂の効果で発生した大きな冷雲を表す指標として  $30000\text{km}^2$  というしきい値を用いている。大きな面積を持つ冷雲域は、言うまでもなく cover rate に大きく寄与する。ただし、その寄与の度合いは領域によって様々である。セレベス島からパプアニューギニア島では、値が特に小さく、比較的小さな冷雲域が優勢であることが分かる。スマトラ島西の海上と西太平洋の ITCZ 付近では、center rate は同程度であったにも関わらず、値に差が出ており、これが cover rate の違いを引き起こしていると考えられる。

次に、時間を追って追跡した対流システムのイベント発生位置から、雲分布の特徴を捉える。図 4.3 は、 $0.5$  度グリッドあたりのイベント数を表したものである。図 4.3(a)(b) は、non-merge/split システムの発生 (occurrence) 位置及び消滅 (dissipation) 位置である。図 4.3(c) は分裂 (split) 位置、図 4.3(d) は併合 (merge) 位置の分布を示している。それぞれ元のイベント数は異なっているが、比較しやすいように各イベント数で割った割合で示してある。なお、解析領域の端付近で見られる値の大きな領域は、追跡手法の特性によって起こる人工的なものである。

図 4.3 を見ると、図 4.3(a) と (b)、図 4.3(c) と (d) の分布はそれぞれよく似ている。non-split/merge システムは、持続時間が短いものが圧倒的に多いため、移動距離が小さく、発生と消滅は似た分布となる。また本研究では、分裂イベントの中で「大きな対流システムから分裂した小さな対流システム」の占める割合が高く、併合で面積が大きくなった後、分裂が起こったと考えられる。このため、分裂は併合よりも広範囲に広がっては

いるものの、類似した分布特性となる。

ある時間のスナップショットに見られる冷雲域分布は、持続する対流システムの一部の時間を抜きだしたものである。よって、対流システム同士の併合によって形成された面積のより大きな対流システムは、スナップショットの雲分布には大きな冷雲域として現れ、cover rate を増加させる。分裂も、併合を引き起こす種となる対流システムを作り出すという点で、冷雲域を拡大させる効果が期待できるであろう。ボルネオ島やスマトラ島以西では、分裂・併合ともに数多く起こっているため、現れる冷雲域の面積が拡大し、center rate に比べて cover rate が高くなっていると考えられる。一方、セレベス島からパプアニューギニア島にかけての領域では、発生数及び消滅数に比べて併合数及び分裂数はとても少ない。つまりここでは、併合及び分裂による面積の拡大があまり起こらず、比較的小さなまま消滅していくことが分かる。この結果は、図 4.2 とも整合する。

以上の結果から、発生数に対する併合数の割合によって、その領域で優勢となる冷雲域の大きさが決定されること、center rate と cover rate の差は、優勢な冷雲域の大きさの差によって生じることが示唆される。

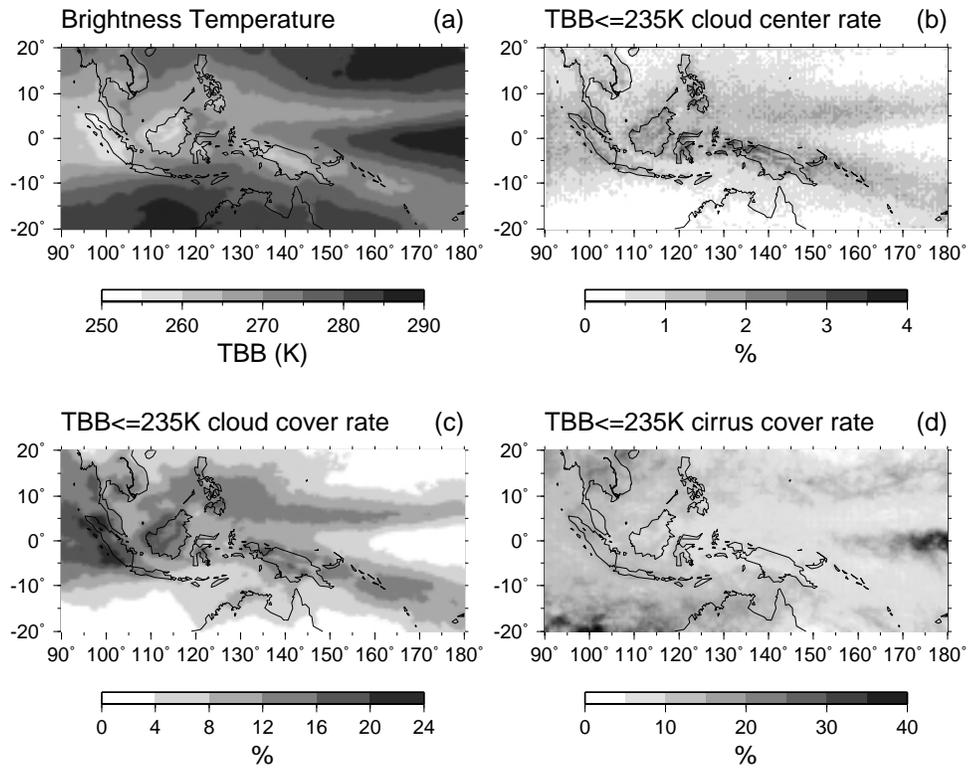


図 4.1. 海洋大陸及び西太平洋域の雲分布. (a) 平均輝度温度, (b) 冷雲域重心位置, (c) 冷雲域に覆われる割合, (d)(c) に対する巻雲の割合.

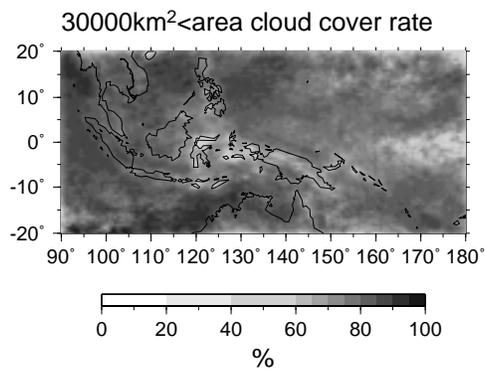


図 4.2. 図 4.1(c) に対する  $30000\text{km}^2$  以上の冷雲域の割合.

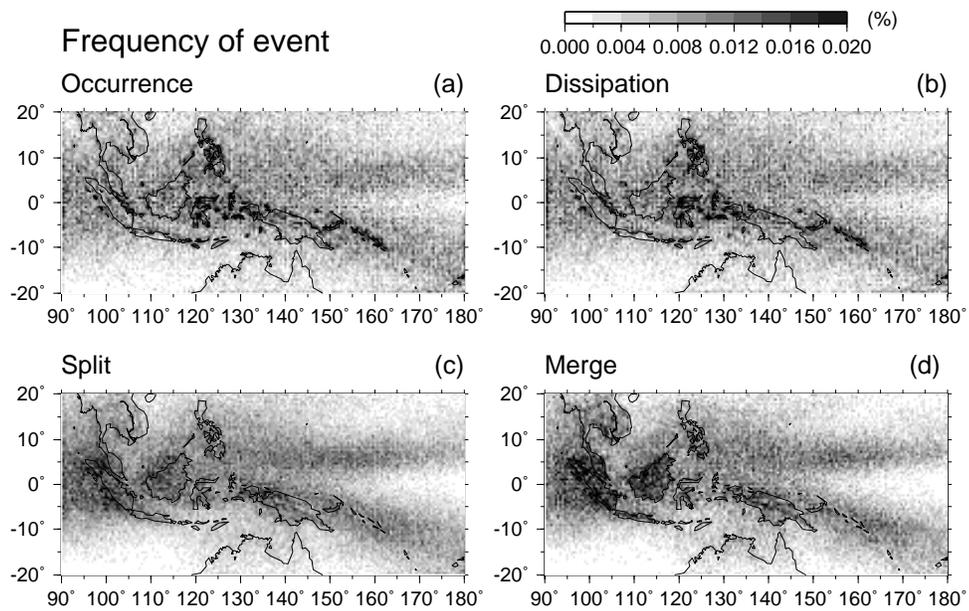


図 4.3. 対流システムの分布. (a) 発生位置, (b) 消滅位置, (c) 分裂位置, (d) 併合位置. 全イベント数に対する各位置の割合で示している.

## 4.2 日周変化

本節では、前節で考えた雲分布の一般的な特徴を元に、日周変化を見ることでより詳細な地域的特徴を捉えることとする。

静止気象衛星の赤外データは高時間分解能で得られるため、日周変化の解析に都合がよく、過去の研究でも多く使用されている (*e.g.*, Nitta and Sekine, 1994; Chen and Houze, 1997; Ohsawa *et al.*, 2001). Nitta and Sekine (1994) は GMS IR1 のデータを用いて西太平洋域で調和解析を行い、対流活動が活発になる時間帯を示した。Ohsawa *et al.* (2001) は IR1 と水蒸気チャンネル (中心波長  $6.7\mu\text{m}$ ) の差を対流活動の指標とし、活動が最大となる時間帯を調べた。東南アジア域では、日射による日中～夕方へのピークに加え、朝方にピークを持つ領域も現れていた。これら過去の研究は各グリッドごとに対流活動の大きさを示す指標の値を算出し、条件を満たす割合を取った解析の結果であり、本研究の cover rate に相応するものである。Chen and Houze (1997) は加えて対流システムの発生及び消滅時間とも比較を行っているが、彼らの定義した対流システムは分裂・併合を持続時間中に含んだものである。本研究では、冷雲域の数を表す center rate を cover rate と併せて用い、non-split/merge システムの発生・消滅を基本に置いて、併合及び分裂の効果を考えていく。

図 4.4 ~ 図 4.6 はそれぞれ、図 4.1(b)(c)(d) と同様に算出した center rate, cover rate, cirrus rate の日周変化である。データはすべて各経度の地方時 (local time: LT) に直して 3 時間ごとに示してある。

図 4.4 より、海洋大陸域での顕著な日周変化が確認できる。一方、スマトラ島西の海上や ITCZ, SPCZ では、center rate の日周変化はほとんど見られない。図 4.5 の cover rate の分布は、陸上では center rate を空間的に広げたもののように見える。海洋大陸域の日周変化のピーク時間は、cover rate の方が center rate よりも 3 時間遅れている。ボルネオ島やスマトラ島海岸域では、海岸線をまたいで値の大きい領域が広がっている。center rate ではこのような分布は全く見られないこと、図 4.6 で見るとこの領域を縁取るように cirrus rate が高くなっていることから、上空の東風 (図 2.2) に上層の巻雲が流されてきたものであると考えられる。海洋大陸の沿岸域を除く海上では、cover rate

は 12-15(LT) で最大, 21-24(LT) で最小となる分布がはっきりと現れ, center rate とは異なった様相を示すことが分かる.

図 4.7 は, 図 4.2 同様, 30000km<sup>2</sup> 以上の面積を持つ冷雲域の, cover rate に対する割合を示したものである. center rate に対して cover rate が大きい値を取っている地域では, 図 4.7 の値は大きくなり, 逆に center rate に対する cover rate が小さい地域では値は小さくなっている. 領域によって優勢な冷雲域の大きさが異なることは前節で述べた通りであるが, この分布から冷雲域の大きさの変化にも日周変化があることが明確である.

西太平洋の ITCZ 及び SPCZ 付近では, center rate は 1 日を通じ変化がほとんど認められない (図 4.4) ことより, 朝から午前中にかけて冷雲域の面積が拡大し, 正午過ぎに最大となることが分かる. この現象は, スマトラ島西のインド洋上でも同様に見られるが, ここではスマトラ島沿岸の日周変化も合わせて起こっている. そのため, 西太平洋上よりもさらに面積の拡大が促進され, 大きな cover rate の値を取るようになる. この領域で cover rate の大きな場所が, 西へ移動しているように見えるのも, 沿岸域と海洋上の日周変化が重なった効果によるものと考えられる. セレベス島からパプアニューギニア島西部は, center rate と cover rate がほぼ同じような分布を示している領域である. これに対応するように, 30000km<sup>2</sup> 以上の面積を持つ冷雲域による被覆率は, 1 日を通して小さな値となっている. ここでも, 沿岸域の日周変化は起こっているが, ボルネオ島などに比べると面積拡大の効果は非常に小さく, 1 日を通して小さな面積の冷雲域が優勢であることが分かる.

図 4.8 は分裂位置, 図 4.9 は併合位置の日周変化を表したものである. 図 4.3(c)(d) と同様, 全イベント数に対する割合で示してある. 図 4.3 の (c) と (d) は, 分布が比較的似ていたが, 日周変化で見ると全く違う様相を示している. 日周変化は, 分裂・併合ともに現れているが, ピーク時間に違いが見られる. 分裂のピークは, 併合よりも 3 時間遅れている. 海上では, 併合に比べて分裂の日周変化が顕著に現れている.

cover rate と併合, 分裂の関係を見ると, 併合が多く起こる時間の後で cover rate が最大となり, その後分裂が増加していることが分かる. これは陸上でも海上でも見られ

る共通の特徴である。だが、陸上では併合が分裂に比べて顕著なため、分裂がピークとなる 18-21(LT) 以降も cover rate は高い値を取り続けている。一方海上では、併合よりも分裂の割合が高いため、15-18(LT) 以降は cover rate が急激に減少している。

Mathon and Laurent (2001) は、分裂(併合)を‘実際に起こるもの(actual)’と‘対流システムが弱まる(強まる)過程で起こるもの(artificial)’に分け、その割合を調べている。併合では、actual と artificial がほぼ 1:1 で起こっているのに対して、分裂の 80% は artificial、つまり弱まる過程で起こっている。本研究では、center rate の値の変化に対応して、併合イベントの数も変動している。しかし、分裂が多い時間に対応して center rate が増加するということはなく、ほとんど無関係の分布であるように見える。この結果からも、併合は対流システムの数が増加したことによる actual なイベントの割合が高く、分裂は対流システムが弱まる過程で多く起こっていることが示唆される。

以上の結果より、各領域での center rate(=冷雲域の数)によって併合の割合が決まり、面積が拡大して cover rate が決定すること、システムの弱まりによって分裂が起こり、cover rate が減少することが考えられる。

## TBB<=235K cloud center rate

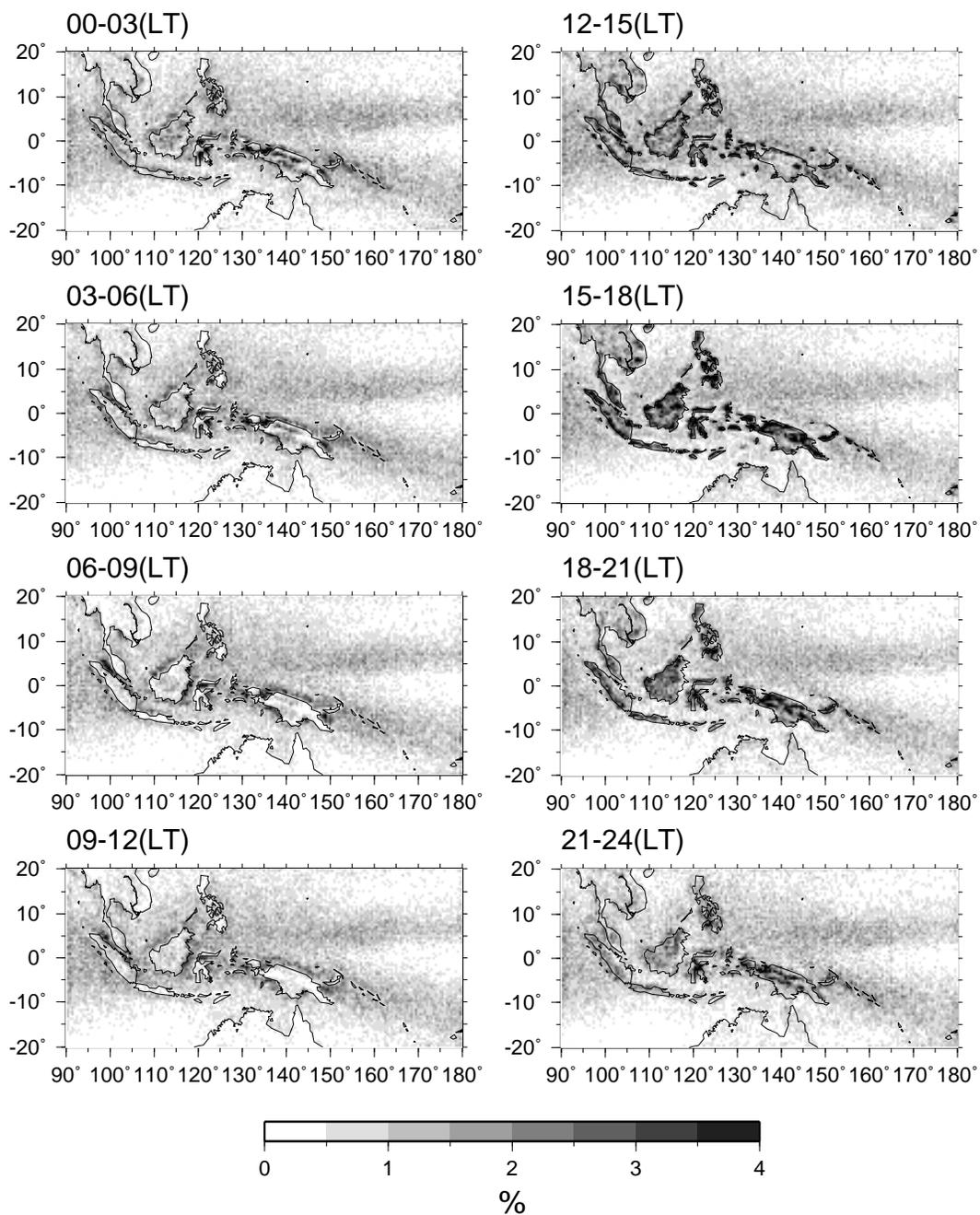


図 4.4. 冷雲域重心位置の日周変化.

# TBB<=235K cloud cover rate

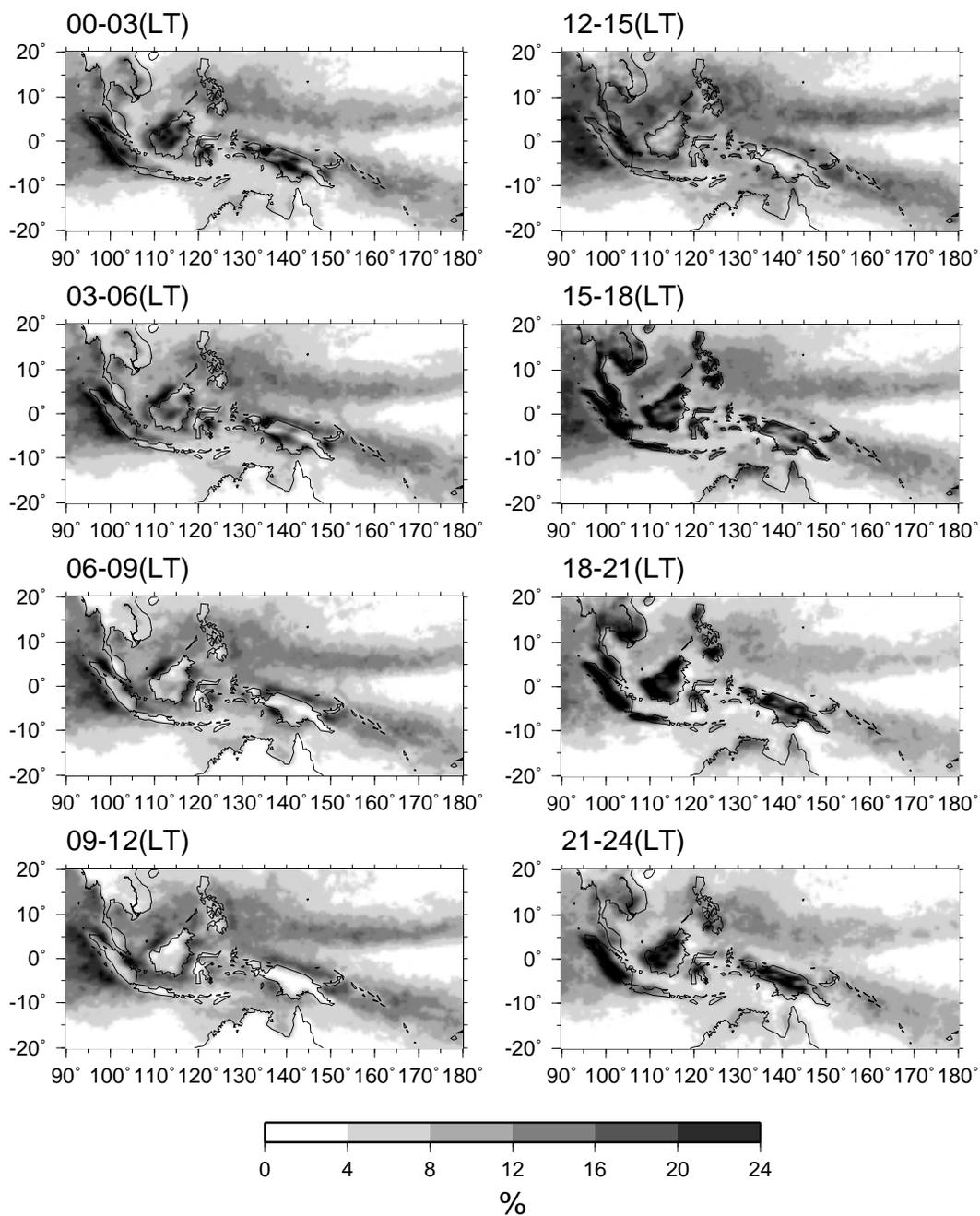


図 4.5. 冷雲域に覆われる割合の日周変化.

# TBB<=235K cirrus cover rate

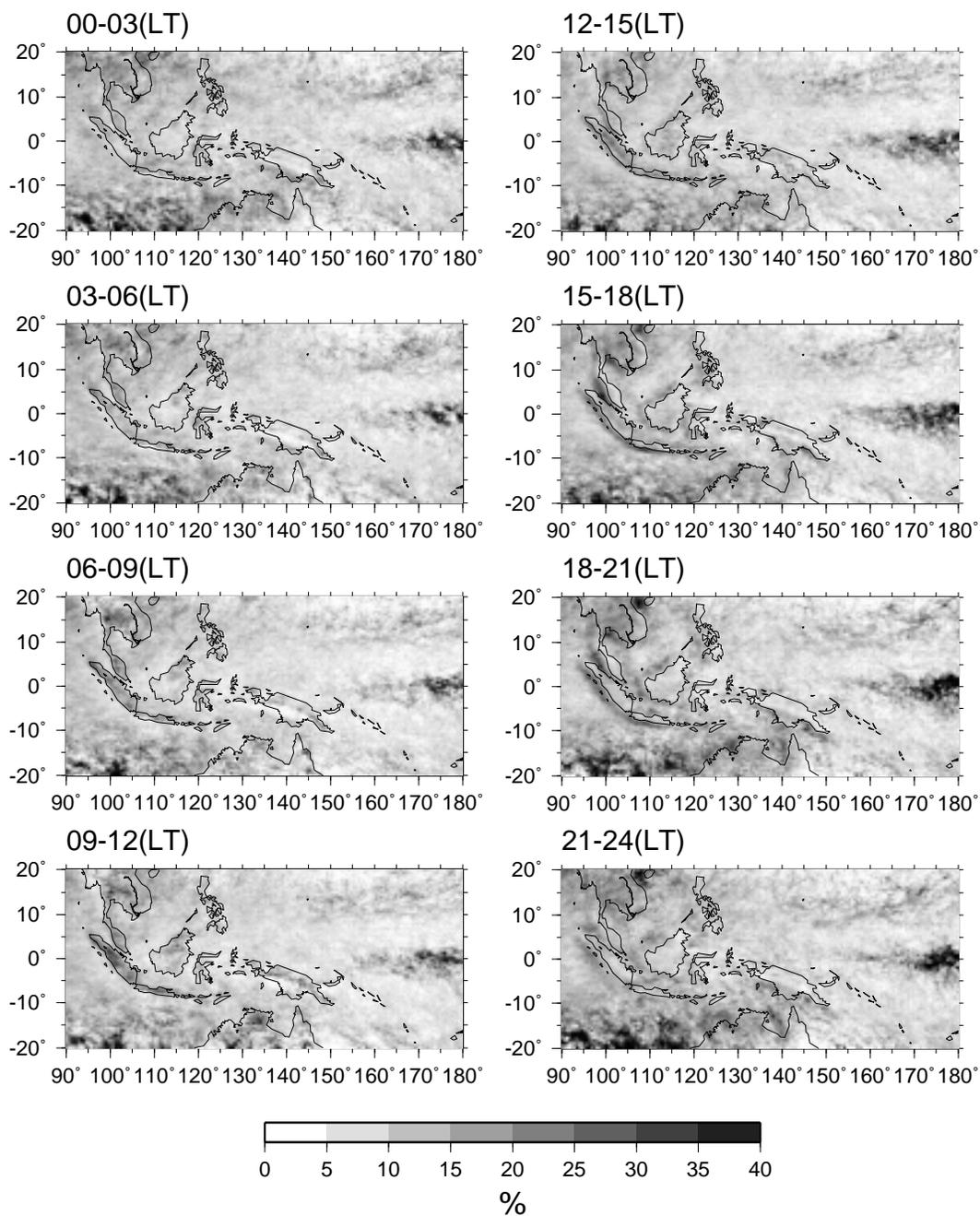


図 4.6. 図 4.5 に対する巻雲の割合.

### 30000km<sup>2</sup><area cloud cover rate

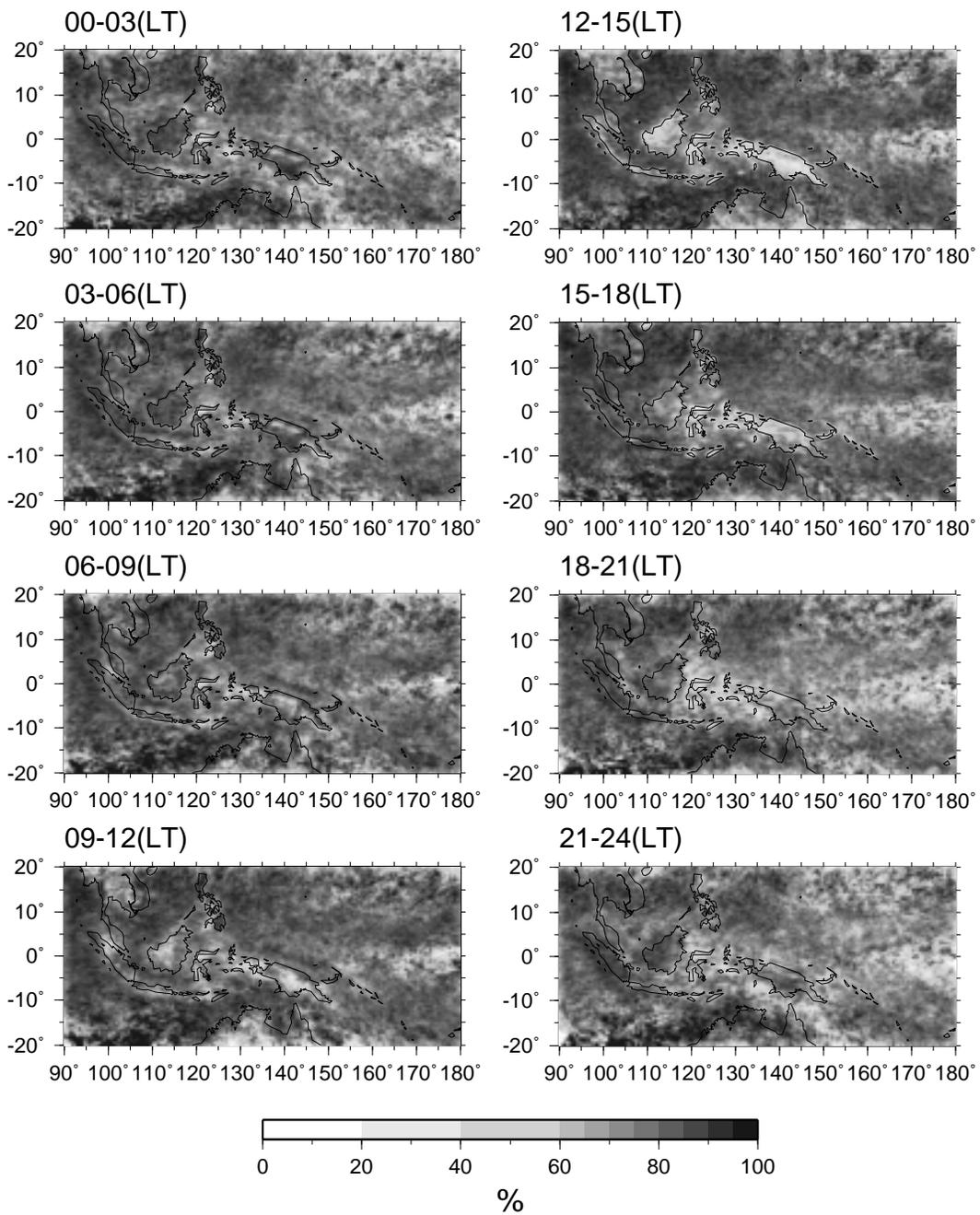


図 4.7. 図 4.5 に対する 30000km<sup>2</sup> 以上の冷雲域の割合.

# Split event

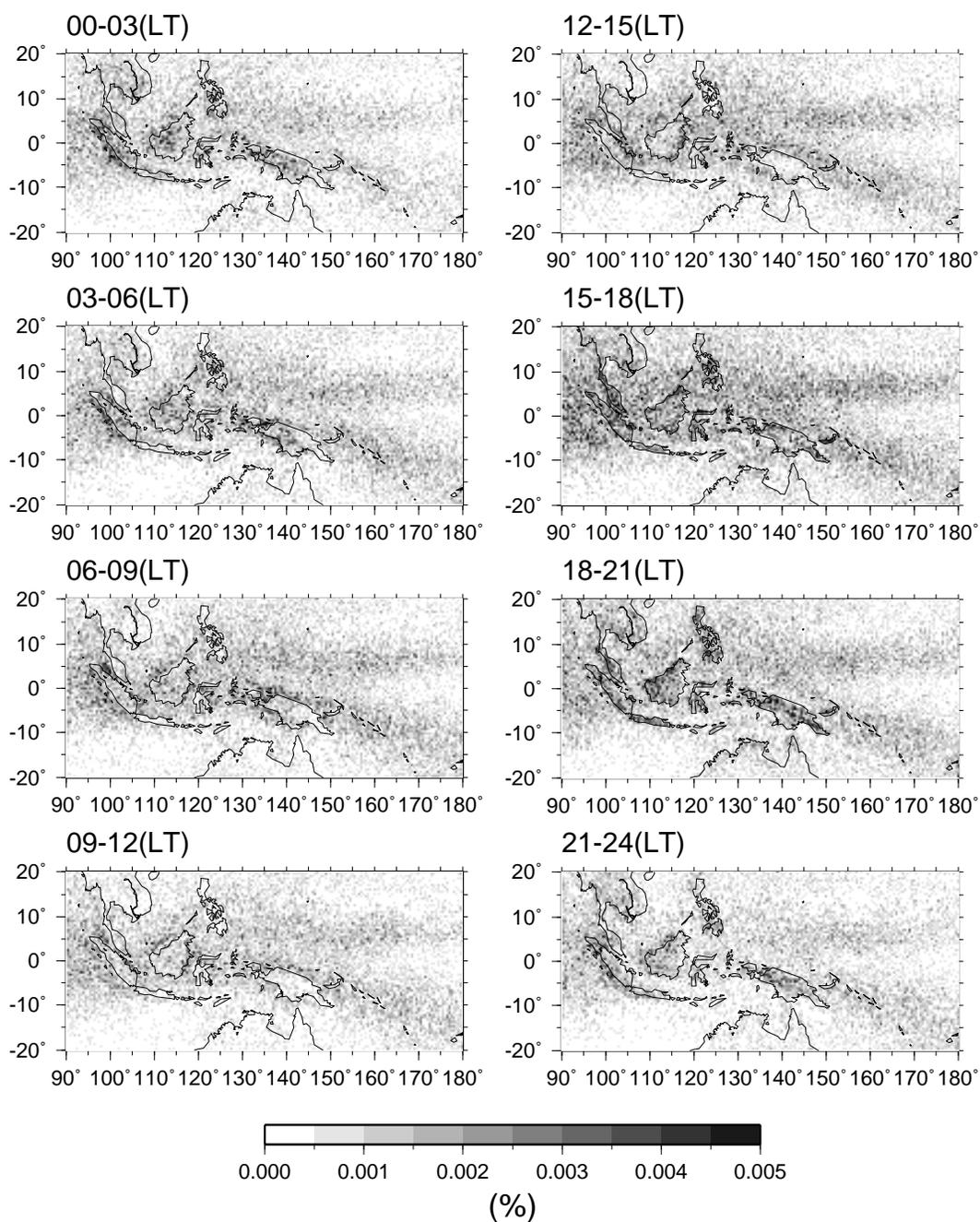


図 4.8. 分裂位置の日周変化.

# Merge event

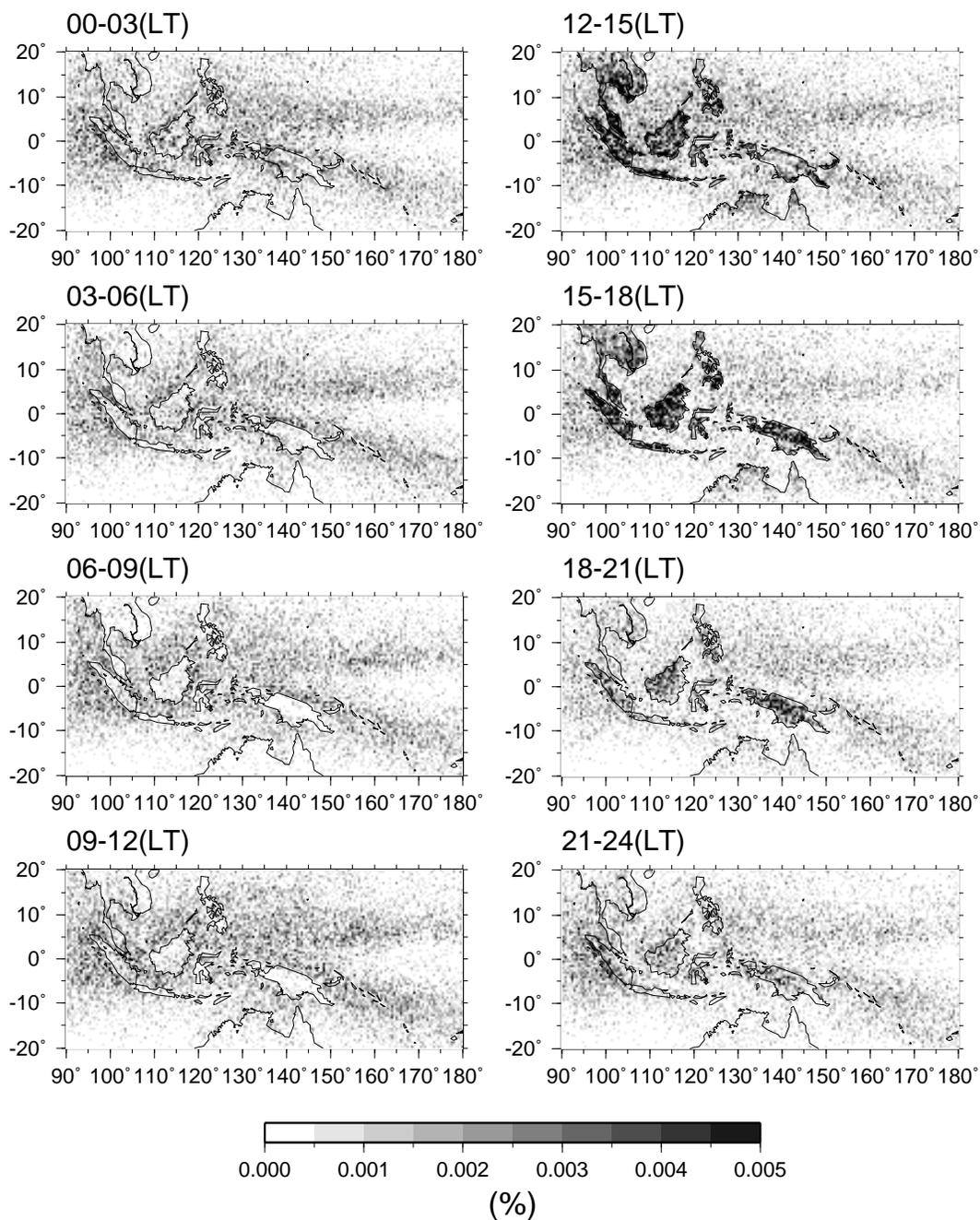


図 4.9. 併合位置の日周変化.

## 5. 考察

本章では、第3章で述べた対流システムの発達段階についての結果と第4章で述べた雲分布の生成要因の結果を関連付け、海洋大陸及び西太平洋域の雲活動の特徴とそれによってもたらされる降水について、考察を行う。

図5.1及び図5.2は、図2.1(b)で定義した ocean/land/coast/sea の領域について、各領域の平均値の日周変化を取ったものである。横軸は3時間ごとの地方時を表している。縦軸の値は  $t=1$  から  $t=8$  までの積算値に対する割合で、領域内の日周変化の強さを示すものであり、領域間の値の差を単純に比較することはできない。実際の値は、表5.1及び表5.2に割合と併せて示してある。図5.1(a)～(d)は図4.3(a)～(d)を元に作成した non-split/merge システムのイベント数の分布である。図5.2(a)(b)は図4.4及び図4.5から center rate と cover rate について領域ごとの平均を求めたものである。図5.2(c)の降水の分布は、PRの観測頻度を考慮し、1998年～2000年の3年間平均の値を元にしており、図5.3がここで使用したPRの日周変化である。

図5.1(a)は、non-split/merge システムの発生時の日周変化である。日周変化特性は持続時間によって多少異なるが、その違いは領域間の差に比べるととても小さい(図省略)。そのためここでは持続時間を考慮せず、すべてのシステムを合わせた分布を示してある。第3章で述べたように、non-split/merge システムでは、降水強度は持続時間の初期で大きな値となる(図3.6、図3.11)。よって、図5.1(a)は、分裂・併合を考えない場合の降水の日周変化に対応していると考えられる。

海上の ocean と sea の分布は、非常によく似ている。海上では center rate の日周変化はほとんど見られない(図5.2(a))が、cover rate は12-15(LT)で最大、18-21(LT)で最小となる日周変化が明確である(図5.2(b))。一方降水は、最小となる時間は cover rate と同じであるが、最大は朝方の03-06(LT)(seaでは06-09(LT))に現れている(図5.2(c))。

海上で降水が朝方にピークとなることは, Chen and Houze (1997) によっても示されている. 彼らは, 雲分布を輝度温度によって3段階に分け, 降水と雲との日周変化の比較を行っている. この結果から, 235K-208Kの分布と208K以下の分布は大きく異なり, 朝方の降水のピークは208K以下の雲によってもたらされることが分かっている. 本研究では, 235Kの単一のしきい値を用いているため, これら2つのカテゴリーが混じった分布となり, 対流システムの発生数(図5.1(a))のocean及びseaの分布は朝方(03-06(LT))と午後(12-15(LT))にピークを2つ持った形となっている. つまり海上では, 朝方に発生する対流システムは低い輝度温度まで発達し, 降水を多くもたすが, 午後に発生する対流システムは輝度温度が比較的高く, 降水に対する寄与は小さいと考えられる.

landの日周変化は, 日射の影響によると考えられる変化特性がすべての分布において認められ, 海上やcoastに比べ振幅が非常に大きい. 対流システムの発生(図5.1(a)), 併合(図5.1(d))及びcenter rate(図5.2(a))は15-18(LT)で最大となる. 面積が大きくなり, 対流システムが弱まるのに対応してcover rate(図5.2(b))と分裂(図5.1(c))が18-21(LT)で最大となる. 降水の最大時は15-18(LT)であるが, その後多少弱まりながらも21-24(LT)までは高い値を保っている(図5.2(c)). つまり陸上では, 発生のピークに対応して強い降水が現れた後, 併合の効果で大きく成長した対流システムが引き続き降水をもたらしてしていることが分かる. Nesbitt and Zipser (2003)は, TRMM PR及びTMIで観測された降水システムを, 内部の構造の違いから‘without ice scattering(上空に氷粒子が存在しない)’, ‘with ice scattering(上空に氷粒子が存在)’, ‘with MCS(大きく成長した降水システム)’の3段階に分け, それぞれの段階ごとに日周変化の特徴を示している. これによると, 陸上では12-16(LT)に‘with ice scattering’の数が増加し, その後成長することで16-20(LT)には‘with MCS’が多くなっている. 本研究で発達・減衰を考えた対流システムは, 内部に氷が存在する(図3.9(b), 図3.10(b))こと, 12-18(LT)で発生数が増加していることから, Nesbitt and Zipser (2003)の‘with ice scattering’にほぼ対応していると言えるであろう. しかし, 陸上の降水を考える際にはnon-split/mergeシステムだけでは不十分であり, 併合によって対流システムが強められる効果を考慮

しなければならない。

coast では、海岸線を挟んで海側と陸側で日周変化のピーク時間が異なるため、それを反映した分布となっている。coast の海側は朝方～午前、陸側は午後～夕方にピークを持つ日周変化が現れる (図 4.4)。対流システムの発生と併合 (図 5.2(a)(d)) は、cover rate や降水 (図 5.2(b)(c)) よりも早い時間でピークとなっていることから、陸上と同様、発生時に加え、併合によって拡大し強められた対流システムが降水をもたらしていると考えられる。特徴的なこととして、対流システムの発生数や併合数は、海側に比べて陸側のピーク時間で圧倒的に多いのに対し、降水は同程度の強さであることが挙げられる。center rate と cover rate の分布では陸側がピークとなる午後の強まりが大きいことから、coast の海側と陸側とでは、対流システムの発達に伴う雲と降水の関係が、大きく異なると考えられる。このことから、図 3.4 に見られた対流システムの発達/減衰に伴う面積変化のプロファイルは、coast の陸側の影響を大きく受けたものであるのに対し、図 3.6 及び図 3.11 に見られる降水のプロファイルは、海側と陸側に共通するものであると言える。本研究では coast をひとつの領域と定義していたが、さらに詳細な特徴を考えるためには、coast を陸上と海上に分けた解析が必要であろう。

第 4 章で示した通り、図 4.1(b) の冷雲域重心位置の分布 (center rate) と図 4.3(a) の non-split/merge システム発生位置の分布は良く似ていた。また、図 5.1(a) の発生と図 5.2(a) の center rate の日周変化は、振幅の大きさは異なるが、位相はほぼ同じである。center rate の振幅は、分裂及び併合を考慮しないと正確に表現することはできないが、冷雲域分布を表す第一の指標として、non-split/merge システムを用いることは有効であると言えるだろう。しかし上述したように、冷雲域分布と降水分布は必ずしも一致するわけではなく、第 3 章で考えた non-split/merge システムの発達段階に伴う降水の時間プロファイルのみからでは領域内の降水を表現するには不十分である。

本章では、2000 年 1 年間 (PR は 1998 年～2000 年の 3 年間) 平均の雲分布のデータと比較し、考察を行ってきた。このような長期での降水量の平均分布を考える際には、non-split/merge システムによる降水に加えて、併合で対流システムの発達が促進され降水が強まる効果や、地表面の違いや時間によって雲と降水との関係が変化すること

を考慮する必要がある。

一方、特定の対流システムによって短時間にもたらされる降水を赤外データから推定する際には、第3章で示した non-split/merge システムの降水の時間変化特性の値を利用することは非常に有効であると考えられる。定義した冷雲域の雲パラメータの値と発生後の経過時間を図 3.3 ~ 3.5 に当てはめることで、対流システムのおおよその発達段階を見積もることが可能である。さらに、発達段階を図 3.6 ~ 3.13 と比較し、その時間の降水の一般的な特徴を得ることができる。図 3.6 や図 3.11 で示された降水強度の値は、図 5.3 の平均降水量に比較して決して小さな値ではない。この意味でも、non-split/merge システムによってもたらされる降水を推定することは、短時間の地域的な影響を考える上で重要であると言えるであろう。

表 5.1. 領域ごとの対流システムの日周変化. 値の平均値と各時間の全体に対する割合を示している. ただし, 値の平均値は 100 倍したものの.

<b>Occurrence</b>								
local time	ocean		land		coast		sea	
	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)
00-03	0.0695	12.88	0.0740	12.26	0.1248	12.86	0.0891	13.14
03-06	0.0751	13.92	0.0594	9.84	0.1119	11.53	0.0902	13.30
06-09	0.0599	11.10	0.0315	5.22	0.0914	9.42	0.0755	11.13
09-12	0.0639	11.84	0.0410	6.79	0.0870	8.97	0.0861	12.70
12-15	0.0775	14.36	0.1197	19.84	0.2144	22.10	0.1132	16.69
15-18	0.0691	12.80	0.1356	22.47	0.1538	15.85	0.0835	12.31
18-21	0.0637	11.80	0.0818	13.56	0.0930	9.59	0.0706	10.41
21-24	0.0610	11.30	0.0604	10.01	0.0939	9.68	0.0700	10.32

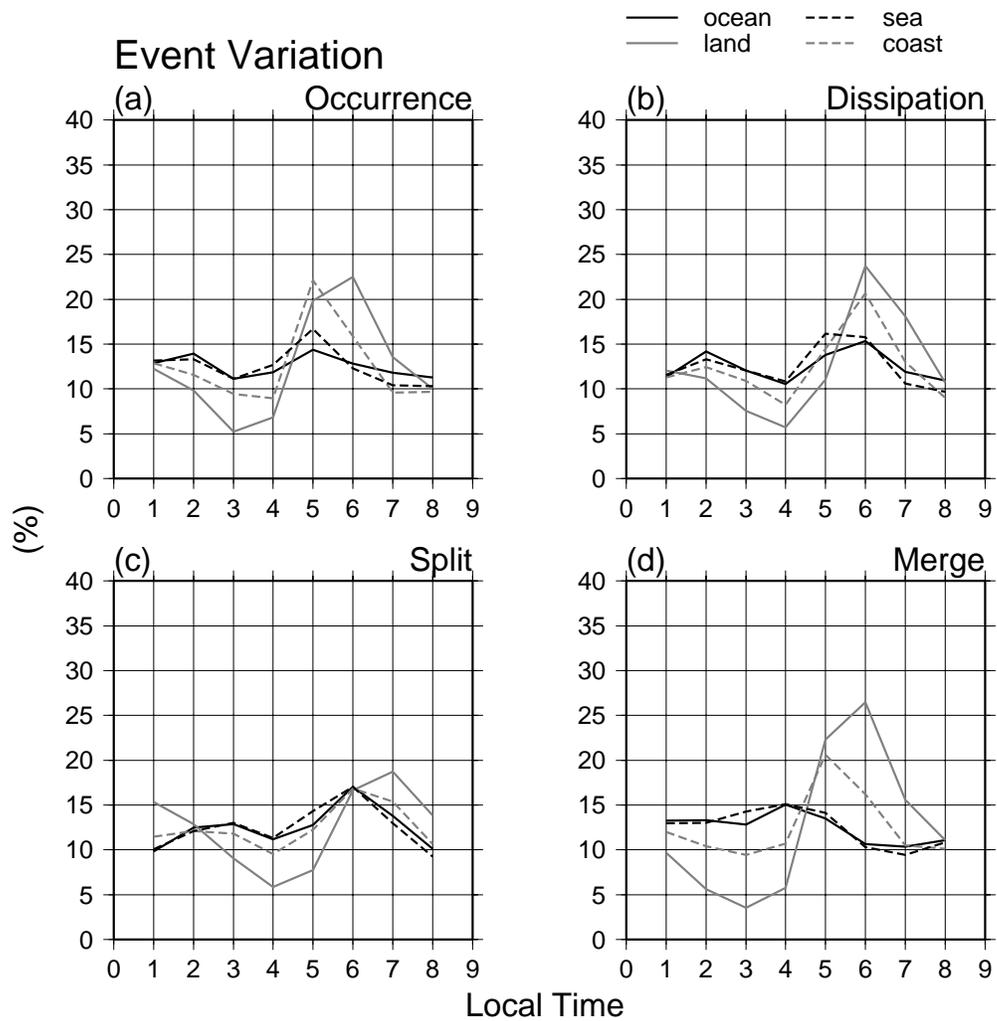
<b>Dissipation</b>								
local time	ocean		land		coast		sea	
	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)
00-03	0.0612	11.34	0.0742	12.05	0.1078	11.29	0.0794	11.54
03-06	0.0764	14.16	0.0689	11.19	0.1185	12.41	0.0915	13.30
06-09	0.0650	12.04	0.0466	7.56	0.1040	10.89	0.0828	12.04
09-12	0.0569	10.54	0.0351	5.70	0.0787	8.24	0.0747	10.86
12-15	0.0743	13.77	0.0678	11.01	0.1384	14.49	0.1113	16.18
15-18	0.0827	15.32	0.1461	23.72	0.1971	20.64	0.1086	15.79
18-21	0.0642	11.90	0.1115	18.10	0.1243	13.02	0.0730	10.61
21-24	0.0590	10.93	0.0658	10.68	0.0861	9.02	0.0666	9.68

<b>Split</b>								
local time	ocean		land		coast		sea	
	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)
00-03	0.0507	9.81	0.1071	15.32	0.1052	11.48	0.0739	10.06
03-06	0.0645	12.48	0.0899	12.86	0.1109	12.10	0.0889	12.10
06-09	0.0664	12.85	0.0634	9.07	0.1083	11.82	0.0957	13.02
09-12	0.0579	11.20	0.0410	5.86	0.0871	9.50	0.0830	11.30
12-15	0.0659	12.75	0.0540	7.72	0.1120	12.22	0.1051	14.30
15-18	0.0879	17.01	0.1162	16.62	0.1544	16.84	0.1251	17.03
18-21	0.0712	13.78	0.1310	18.74	0.1410	15.38	0.0951	12.94
21-24	0.0523	10.12	0.0966	13.82	0.0977	10.66	0.0680	9.25

<b>Merge</b>								
local time	ocean		land		coast		sea	
	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)
00-03	0.0639	13.25	0.0784	9.65	0.1169	12.02	0.0930	12.99
03-06	0.0642	13.31	0.0456	5.62	0.1012	10.41	0.0932	13.01
06-09	0.0618	12.82	0.0288	3.55	0.0918	9.44	0.1021	14.26
09-12	0.0727	15.08	0.0468	5.76	0.1039	10.68	0.1082	15.11
12-15	0.0650	13.48	0.1810	22.29	0.2005	20.62	0.1011	14.12
15-18	0.0514	10.66	0.2151	26.49	0.1576	16.21	0.0737	10.29
18-21	0.0499	10.35	0.1264	15.56	0.1020	10.49	0.0674	9.41
21-24	0.0533	11.05	0.0900	11.08	0.0986	10.14	0.0774	10.81



1:00-03(LT) 2:03-06(LT) 3:06-09(LT) 4:09-12(LT) 5:12-15(LT) 6:15-18(LT) 7:18-21(LT) 8:21-24(LT)

図 5.1. 領域ごとの対流システムの日周変化. (a) 発生, (b) 消滅, (c) 分裂, (d) 併合. 表 5.1 中の割合の分布.

表 5.2. 領域ごとの冷雲域及び降水の日周変化. 値の平均値と各時間の全体に対する割合を示している.

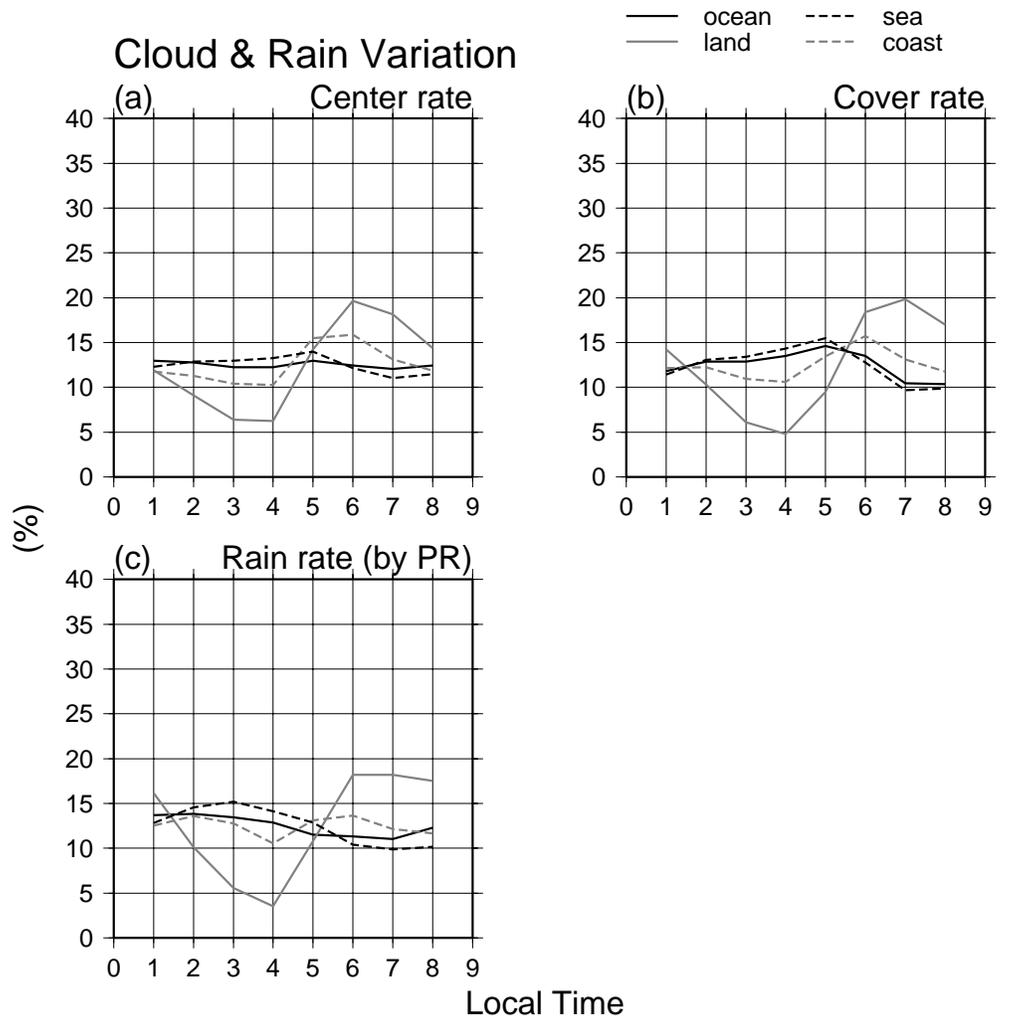
<b>Center rate</b>								
local time	ocean		land		coast		sea	
	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)
00-03	0.0071	12.96	0.0088	11.92	0.0120	11.75	0.0088	12.29
03-06	0.0070	12.77	0.0067	9.08	0.0115	11.26	0.0092	12.85
06-09	0.0067	12.23	0.0047	6.37	0.0106	10.38	0.0093	12.99
09-12	0.0067	12.23	0.0046	6.23	0.0105	10.28	0.0095	13.27
12-15	0.0071	12.96	0.0105	14.23	0.0158	15.48	0.0100	13.97
15-18	0.0068	12.41	0.0145	19.65	0.0162	15.87	0.0087	12.15
18-21	0.0066	12.04	0.0134	18.16	0.0134	13.12	0.0079	11.03
21-24	0.0068	12.41	0.0106	14.36	0.0121	11.85	0.0082	11.45

<b>Cover rate</b>								
local time	ocean		land		coast		sea	
	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)
00-03	0.0614	11.81	0.1037	14.21	0.1105	12.14	0.0917	11.44
03-06	0.0670	12.89	0.0751	10.29	0.1116	12.26	0.1046	13.04
06-09	0.0669	12.87	0.0444	6.08	0.0997	10.95	0.1076	13.42
09-12	0.0702	13.51	0.0349	4.78	0.0964	10.59	0.1147	14.30
12-15	0.0759	14.60	0.0691	9.47	0.1225	13.46	0.1240	15.46
15-18	0.0702	13.51	0.1342	18.38	0.1431	15.72	0.1026	12.79
18-21	0.0544	10.47	0.1448	19.84	0.1194	13.12	0.0777	9.69
21-24	0.0537	10.33	0.1238	16.96	0.1071	11.77	0.0790	9.85

<b>PR Rain rate</b>								
local time	ocean		land		coast		sea	
	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)	(value)	(%)
00-03	0.1624	13.67	0.2453	16.14	0.2387	12.54	0.2049	12.80
03-06	0.1645	13.84	0.1533	10.09	0.2587	13.59	0.2335	14.58
06-09	0.1600	13.46	0.0844	5.55	0.2430	12.77	0.2430	15.18
09-12	0.1530	12.87	0.0540	3.55	0.2011	10.56	0.2259	14.11
12-15	0.1367	11.50	0.1636	10.77	0.2496	13.11	0.2063	12.89
15-18	0.1347	11.33	0.2760	18.17	0.2600	13.66	0.1666	10.41
18-21	0.1309	11.01	0.2764	18.19	0.2309	12.13	0.1582	9.88
21-24	0.1462	12.30	0.2664	17.53	0.2216	11.64	0.1626	10.16



1:00-03(LT) 2:03-06(LT) 3:06-09(LT) 4:09-12(LT) 5:12-15(LT) 6:15-18(LT) 7:18-21(LT) 8:21-24(LT)

図 5.2. 領域ごとの冷雲域及び降水の日周変化. (a) 冷雲域重心位置, (b) 冷雲域に覆われる割合, (c)PR による降水強度. 表 5.2 中の割合の分布.

## Averaged Rain rate

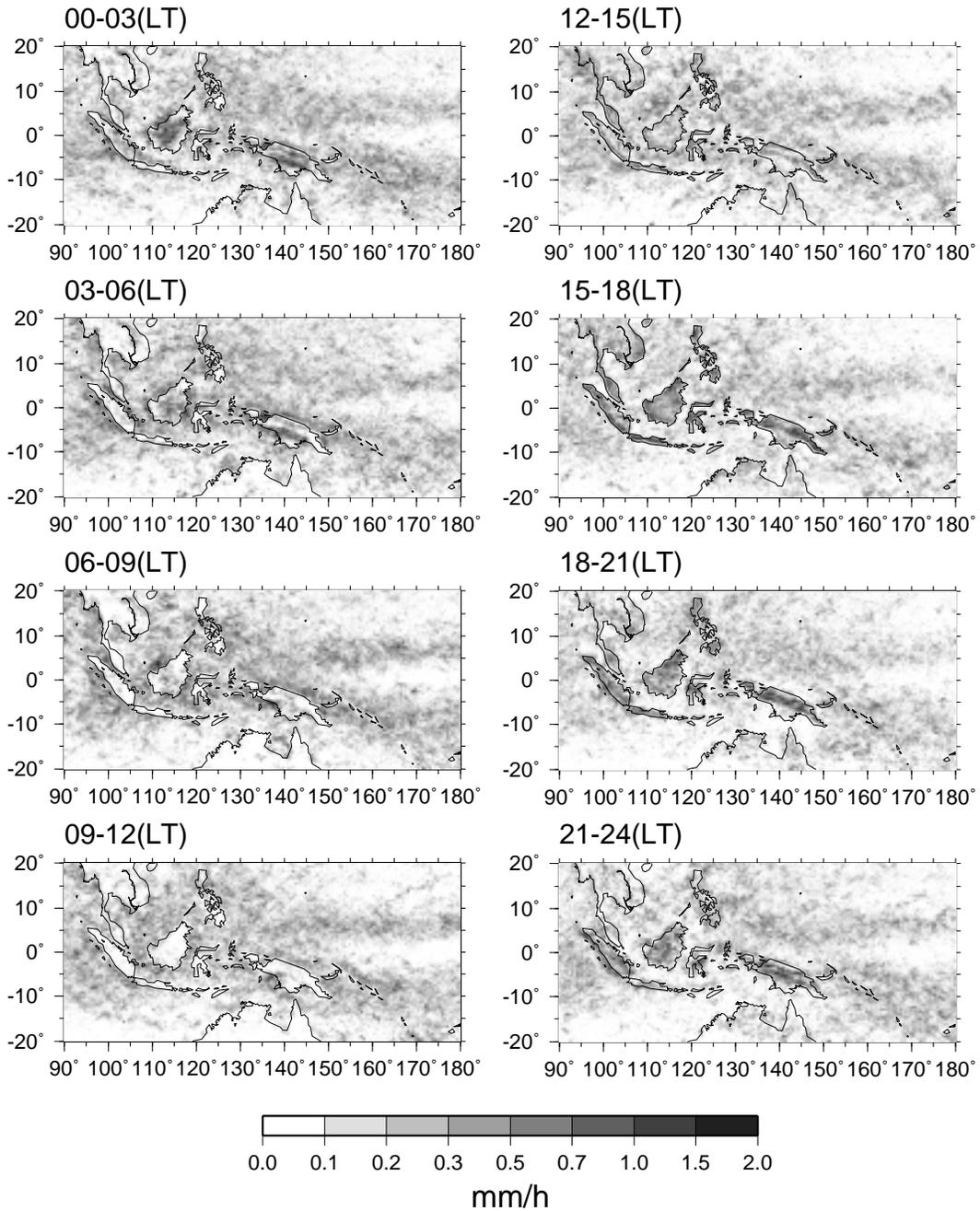


図 5.3. PR2A25 降水強度の日周変化. 1998 年～2000 年の3年間を平均したもの.

## 6. まとめ

本研究では, GMS の赤外チャンネルのデータを用いて対流システムを時間を追って追跡し, 発達・減衰の過程に伴う雲パラメータ (冷雲域内最小輝度温度, 雲域面積, 雲域端の輝度温度勾配) と降水プロダクトの平均時間プロファイル調べた。

一生を通して他の対流システムとの分裂・併合のない‘単純な’対流システム (non-split/merge システム) では, 領域や持続時間の違いに関わらず, 一般的な特徴は共通していた。輝度温度は持続時間の初期に最小となったが, 面積はその後も拡大し, 持続時間の中央時で最大となった。輝度温度勾配は持続時間の最初に最も大きく, 時間とともに減少していた。持続時間が長い対流システムほど, これらの時間変化の振幅が大きくなり, 輝度温度勾配には, アンビルに対応すると考えられる変化の少ない時間も現れるようになった。領域間の違いでは, coast で輝度温度が最も低い高度まで発達すること, land で面積拡大が顕著であることが分かった。降水は, 雲パラメータの輝度温度や輝度温度勾配のプロファイルに一致するように, 降水強度, 雲氷量, 対流性降水の割合等の値が変化していた。これらの値も, 持続時間が長いシステムほど, 持続時間の初期に大きな値を取る傾向があった。降雨頂高度に関しては, coast を除くと明確な変化は見られず, 対流性降水に引き続いて層状性降水が起こっていることが示唆された。

次に, 対流システムの発達段階が雲分布にどう関わっているかを調べるために, 対流システムの発生・消滅・分裂・併合位置の分布と冷雲域の数 (center rate), 冷雲域に覆われている割合 (cover rate) を比較し, 雲分布が形成される要因を探った。場所や時間によって優勢な冷雲域の大きさに違いが生じ, それが center rate と cover rate の差となって現れていた。日周変化を見ると, 対流システムの発生に加え併合が増えるにつれて雲域面積が拡大し, cover rate の値が大きくなっていた。その後, 対流システムの弱まりとともに分裂が増加し, cover rate が減少していた。陸上では分裂より併合が顕

著であるため、cover rate の高い時間が夜間まで続く一方、海上では分裂の割合が高く、cover rate は夕方以降急激に減少していた。

最後に、non-split/merge システムでは、発生後の初期に強い降水が起こっていることから、その発生時と center rate, cover rate, 降水強度の日周変化を比較し、本研究で対象とした non-split/merge システムが全体の降水にどのくらい影響を持つのかを考えた。領域によって違いはあるが、併合によって対流システムが強められる効果や、地表や時間によって降水と雲の関係が変化することが示唆され、長期間の平均的な降水を扱うためには本研究の結果では不十分であることが分かった。

本研究の特徴は、他の衛星に比べて圧倒的に観測頻度の高い静止気象衛星の赤外データから対流の発達段階を見積もり、発達段階と降水との関係を見い出して降水量推定の精度向上につなげようとする試みにある。長期間の降水に関しては、GPI 等の手法が既に確立され、ある程度の精度が実証されている。だが、特定の対流システムから短時間にもたらされる降水については、これまでの研究は事例解析的なものがほとんどであり、多量のデータを用いた統計的な解析は行われていなかった。本研究で示された降水のプロファイルは、あくまで他の対流システムと分裂/併合のない単純な対流システムに限ったものである。しかしながら、持続時間と発達段階により降水に明確な差が現れるという結果は、今後それらを何らかのインデックス化することにより、短時間の赤外からの降水量推定の精度を向上させられる可能性を示したと言えるであろう。

# 謝辞

本研究を進めるにあたり、名古屋大学地球水循環研究センター衛星気象学研究室の皆様から多くの助言と励ましの言葉を頂きました。研究内容に関する議論や本論文の修正に多くの時間を割いて下さった樋口篤志助手、入学当初から研究に関わる様々なことを教えて下さった広瀬正史氏、ともに研究を進めてきた同輩の皆様には特に深く感謝しております。

本研究で使用した対流システム追跡プログラムは、同センター気象学研究室卒業生の坂本晃平氏が作成されたプログラムに改良を加えたものです。また、東京学芸大学大学院教育学研究科卒業生の青柳祐二氏には、修士論文を提供して頂きました。気象研究所の井上豊志郎氏には、研究の方向性に関する直接の助言と参考資料の提供を頂きました。この場を借りて御礼を申し上げます。

本研究では、千葉大学環境リモートセンシング研究センターで受信/取得された GMS データを使用しました。また TRMM データは宇宙開発事業団 (現宇宙航空研究開発機構) から提供されたものを使用しました。

# 参考文献

- 青柳祐二 (2003): TRMM 降雨レーダ (PR) と可視赤外観測装置 (VIRS) を用いた対流雲の発達段階の評価. 2002 年度東京学芸大学大学院教育学研究科修士論文.
- Arkin, R. F. and B. N. Meisner (1987): The relationship between largescale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 51–74.
- Awaka, J. (1998): Algorithm 2A23 - rain type classification. *Proc. Symp. on Precipitation Observation from Non-Sun Synchronous Orbit*, Nagoya, Japan, IHAS and ESTO, 215–220.
- Bellerby, T., M. Todd, D. Kniveton and C. Kidd (2000): Rainfall estimation from a combination of TRMM precipitation radar and GOES multispectral satellite imagery through the use of artificial neural network. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2115–2128.
- Carvalho, L. M. V. and C. Jones (2001): A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on the maximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1683–1701.
- Chen, S. S. and R. A. Houze (1997): Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **123**, 357–388.
- Ebert, E. and M. Manton (1998): Performance of satellite rainfall estimation algorithms during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1537–1557.

- 遠藤洋和 (2001): 熱帯降雨観測衛星データによる雲活動と降水の関係に関する研究.  
2000 年度名古屋大学大学院理学研究科修士論文.
- 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.
- Inoue, T. (1985): On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10- $\mu$ m window region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 88–99.
- Inoue, T. (1987): A cloud type classification with NOAA-7 split-window measurements. *J. Geophys. Res.*, **92**, 3991–4000.
- Inoue, T. (1989): Features of clouds over the tropical Pacific during northern hemispheric winter derived from split window measurements. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 621–637.
- Inoue, T. and K. Aonashi (2000): A comparison of cloud and rainfall information from instantaneous visible and infrared scanner and precipitation radar observations over a frontal zone in east Asia during June 1998. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2292–2301.
- Li, J.・秋元文江・中村健治 (2003): 熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 降雨レーダ (PR) による mirror image(MI) を用いた降雨減衰量 (PTA) 導出法の検討と TRMM PR とマイクロ波放射計 (TMI) による海上・陸上・沿岸上における推定降雨強度 (RR) の比較について. 平成 14 年度宇宙開発事業団成果報告書.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino and G. Potter (2002): NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Kummerow, C., W. S. Olson and L. Giolio (1996): A simplified scheme for obtaining

- precipitation and vertical hydrometer profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **34**, 1213–1232.
- Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Alder, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D.-B. Shin and T. T. Wilheit (2001): The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave measurements. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1801–1820.
- Laurent, H., L. A. T. Machado, C. A. Morales and L. Durieux (2002): Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2001JD000337.
- Machado, L. A. T., J. P. Duvel and M. Desbois (1993): Diurnal variations and modulation by easterly waves of the size distribution of convective cloud clusters over West Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 37–49.
- Machado, L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes and A. W. Walker (1998): Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1630–1654.
- Mathon, V. and H. Laurent (2001): Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud system. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **127**, 377–406.
- Nesbitt, S. W. and E. J. Zipser (2003): The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J. Climate*, **16**, 1456–1475.
- Nitta, T. and S. Sekine (1994): Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 627–641.
- Ohsawa, T., H. Ueda, T. Hayashi, A. Watanabe and J. Matsumoto (2001): Diurnal

- variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 333–352.
- Rickenbach, T. M. (1999): Cloud-top evolution of tropical oceanic squall lines from radar reflectivity and infrared satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2951–2976.
- Rossow, W. B. and L. C. Garder (1993): Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *J. Climate*, **6**, 2341–2369.
- 坂本晃平 (2003): 中国大陸から東シナ海の梅雨前線付近で発生するクラウドクラスターの出現特性. 2002年度名古屋大学大学院環境学研究科修士論文.
- Tsakraklides, G. and J. L. Evans (2003): Global and regional diurnal variations of organized convection. *J. Climate*, **16**, 1562–1572.
- Wilheit, T. T., A. T. C. Chang, M. S. V. Rao, E. B. Rodgers and J. S. Theon (1977): A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over oceans. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 551–560.
- Williams, M. and R. A. Houze (1987): Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 505–519.