

日本の暖候期における停滞性降水システムの特徴とその環境条件

Characteristics and Environmental Conditions for the development of Quasi-Stationary Mesoscale Convective Systems during Warm Season in Japan

鵜沼 昂・竹見哲也

Takashi UNUMA and Tetsuya TAKEMI

Synopsis

This study investigates the characteristics of the development of quasi-stationary mesoscale convective systems (QSMCSs) over the Japanese islands during warm season. For this purpose, we use the operational radar data of Japan Meteorological Agency (JMA) from May to October during 2005 and 2012. In addition, the upper-air sounding data obtained at the Japanese sites are used to examine the environmental conditions before the development of QSMCSs. In order to determine the QSMCSs from radar data, we use Algorithm for the Identification and Tracking Convective Cells (AITCC). It is found that we can classify the QSMCSs into three regions based on the frequency of the development of QSMCSs and the amount of precipitation. The common features of the environmental conditions for the development of QSMCSs throughout the warm season are characterized as having higher precipitable water (PW) and larger low-level wind speed differences compared to the environments for no-rain cases. It is suggested that the development of the QSMCSs is controlled by PW and the vertical distribution of moisture.

キーワード：停滞性降水システム，可降水量，メソ気象

Keywords: quasi-stationary mesoscale convective system, precipitable water, mesoscale meteorology

1. はじめに

メソ対流系は豪雨をもたらす顕著な気象擾乱である。メソ対流系の形態や強度は、気温・湿度・水平風の鉛直構造といった周囲の環境条件に強く依存している。水平風の鉛直分布はメソ対流系の構造や組織化の形態を決定し、気温や湿度の鉛直分布はメソ対流系の強度を決めているものと考えられる。Bluestein and Jain (1985) は、メソ対流系の一形態であるスコールラインについて米国オクラホマ州で生じる事例を調査し、それらは 4 つの主要な形態に分類出来ることを統計的に示した。また、分類された 4 つの形態は環境条件の違いによって説明された。Parker and

Johnson (2000) は、米国中部に 5 月に発生するメソ対流系について調査し、3 つの主要な組織化モードが存在することを統計的に明らかにした。これらの組織化モードは、対流域に対する層状域の相対位置と中・上層のストームに相対的な風向との関係性により示された。Meng et al. (2013) は中国東部において台風上陸前に発生するスコールラインの統計的特徴を明らかにした。中国東部における台風に関係したスコールラインは、米国の事例に比べて可降水量が多い環境下で発生していることを明らかにした。以上から、メソ対流系の一形態であるスコールラインの形態分類に関する研究は幅広くなされている。

大雨に関係したメソ対流系については、Schu-

macher and Johnson (2005) が米国のメソ対流系を調べ、2つの主要な組織化の形態に分類されることを統計的に明らかにした。環境条件として、極めて湿った不安定な環境下でメソスケール境界の寒気側で発生する場合、ストーム自身が生成するコールドプールと相互作用することで発生する場合があることを示した。さらに Schumacher and Johnson (2006) は、米国東部における大雨事例について地域・季節特性を調査し、総観規模擾乱とメソ対流系との関係性についても統計的に調べた。地域特性としては、米国北部における大雨事例は暖候期に集中し、米国南部では通年・均等に発生する傾向があることを示した。また、米国北部の大雨事例はメソ対流系によって発生し、米国東部・南部では総観規模擾乱及び熱帯擾乱によって発生していた。季節特性としては、暖候期内に発生した74%の大雨事例がメソ対流系に関係し、寒候期内のほとんどの大雨事例が総観規模擾乱による強制を伴っていた。特に大雨事例の総観規模擾乱による分類については、古くは Chappell (1986) で提唱されている。最近では日本でも大雨事例の総観規模擾乱による分類がなされている(津口・加藤, 2014)。

大雨は、降水強度の強い雨が長時間同じ場所で降り続くことで発生する (Chappell, 1986 ; Doswell et al., 1996)。大雨をもたらす降水システムになりうる要素として、1) 降水システムの移動速度、2) 降水システムの大きさ、3) 降水システム内の降水強度の変動が挙げられる (Doswell et al., 1996)。降水システムの全体的な移動が遅ければ、同じ場所に雨が降り続くことになる。降水システム自身の水平スケールが大きければ、より広範囲に降雨が発生することになる。そして降水システム内の降水強度が強ければ短時間であっても大雨になるが、降水強度が弱くとも長時間継続すれば大雨になりうる。これらの要素は複雑に絡み合っているため単純には比較・評価することが出来ない。そのため、1)–3) で挙げた要素を統計的に調べた研究はこれまでに無い。本研究では大雨をもたらす降水システムとして、主に陸上に発生する移動速度の遅い降水システム(以下、停滞性降水システム)に着目する。

日本の暖候期(5–10月)において停滞性降水システムは大雨をもたらす顕著現象として知られている(小倉, 1991; 吉崎・加藤, 2007)。停滞性降水システムは、台風・温帯低気圧・前線に伴って発生する。特に梅雨期においては、対流圏下層が高相当温位で特

徴づけられるような非常に暖湿な環境下で停滞性降水システムが発生する (Kato et al., 2003; Kato, 2006; Hirockawa and Kato, 2012)。対流圏下層が暖湿な環境下において、自由対流高度は低くなる傾向にある。従って、僅かな強制力が働けば空気塊は自由対流高度に到達でき、結果として対流が発生しうる。その強制力の一つとして、下層収束の形成・維持といった力学的要因が停滞性降水システムの維持に重要な役割を果たすことが知られている (Kato, 1998; Kato and Goda, 2001; Kato and Aranami, 2005)。しかし、これらの特徴は梅雨期特有のものなのか、一般的な特徴なのかどうか明らかになっていない。最近、津口・加藤(2014)が日本の4–11月における1995年から2009年について大雨をもたらす停滞性降水システムと総観規模擾乱の関係について調べた。その結果、大雨をもたらす停滞性降水システムは7–9月に全体の75%以上が発生し、それらの形状は線状構造をもつものが多いことを示した。また、大雨をもたらす停滞性降水システムの多くは台風・熱帯低気圧とともに発生していたことを統計的に明らかにした。梅雨期における停滞性降水システムの特徴はいくつかの事例解析によって調べられ、大雨に関係する停滞性降水システム発生時の総観規模擾乱との関係については統計的に調べられてきた。しかしながら停滞性降水システム発生時の気温・湿度・水平風速の鉛直構造といった環境条件については、統計的・気候学的な側面から十分に調べられていない。

Chuda and Niino (2005) は、高層観測データを用いて日本における環境パラメータの統計的特徴を調べ、環境パラメータの地域・季節性を議論した。その結果、CAPEの中央値は低緯度ほど大きく高緯度ほど小さいという地域性があることを示した。Nomura and Takemi (2011) は、日本の関東平野において夏期の午後に発生する雷雨について気象庁メソ解析値を用いて11種類の環境パラメータを降雨日と無降水日について調査した。その結果、非降水日と降雨日の違いを最もよく表すパラメータは、K指数であることを示した。さらに非降水日に比べて降雨日における対流圏中層の気温が有意に低く、対流圏下層の相対湿度が有意に高いことを明らかにした。このようなメソ β スケールの環境条件を対象とした研究は、停滞性降水システムについてこれまでに行われていない。ここで Nomura and Takemi (2011) は、場所・季節を限定して行っている。Chuda and Niino (2005) で指摘されているように、日本の暖候期における停

滞性降水システムの環境条件を調べるにあたって地域・季節性を考慮する必要性があろう。

本研究の目的は停滞性の降水システムの出現特性及び発生時の環境条件の特徴を統計的に明らかにすることである。まず、Shimizu and Uyeda (2012) で開発された AITCC のアルゴリズムにより全国合成レーダーデータを用いて停滞性降水システムを抽出する。そして抽出された停滞性降水システムの地域・季節特性について調べる。さらに、高層観測データを用いて非降水時と比べた場合の停滞性降水システム発生時の違いを環境パラメータにより調査する。その際、環境パラメータと気温・水蒸気混合比・相対湿度の鉛直構造との関係についても言及する。

2. 使用データ・解析手法

2.1 使用データ

降水システムを検出するために、本研究では気象庁全国合成レーダーデータ(以下、レーダーデータと略す)を使用した。本研究ではレーダーデータの降水強度を使用し、その単位は mm h^{-1} である。レーダーデータの時間・空間分解能はそれぞれ 10 分・1 km であり、このデータは停滞性降水システムを検出・追跡するために十分な時空間分解能を持つ。Fig. 1 にレーダーの位置及びレーダー探査範囲を示す。Fig. 1 のレーダー探査範囲は海上を含む広範囲に及んでおり、海上における雲域も捉えられる。しかし 1 章で言及したように、本研究では陸上で発生する停滞性降水システムに着目している。そのため、降水システムの検出においては解析領域を海岸線から 10 km 以内に限定して使用した。解析期間は、データのフォーマットが統一されている 2005–2012 年の内 5–10 月(暖候期とする)である。

上記で抽出される停滞性降水システム発生時の環境条件を調査するために、高層観測データを使用した。使用した高層観測地点を Fig. 1 内に示す。使用した高層観測データは、稚内、札幌、釧路(根室)、秋田、輪島、館野、松江(米子)、潮岬、福岡、鹿児島である。ここで根室及び米子においては、2005–2009 年のデータを使用している。これは根室及び米子の高層観測地点の移転によるものである(根室は 2010 年 3 月、米子は 2010 年 2 月までで観測終了)。ただし、この高層観測地点の移転に伴う誤差は、環境条件の解析において無視できるものとする。高層観測データの観測時刻は、0900 及び 2100 JST(日本標準

時: JST = UTC + 9) である。解析期間は、レーダーデータと同様の 2005–2012 年の暖候期とした。

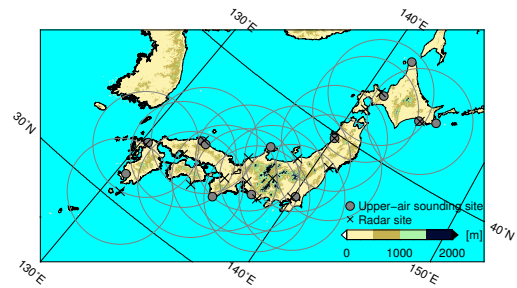


Fig. 1 The locations of the operational radar and radiosonde are shown the mark of gray circles and crosses, respectively. The ranges of the operational radar are displayed with solid circles. Shade indicates topography height with 500 m interval over the land in Japan.

2.2 停滞性降水システムの抽出

停滞性降水システムの抽出には、AITCC (Shimizu and Uyeda 2012) を使用した。このアルゴリズムは対流システム内の対流セルを検出・追跡することを目的としている。本研究では停滞性降水システムを検出・追跡するように以下の 4 点を変更した。1 点目は、降水システムと同定するための閾値を 5 mm h^{-1} (約 30 dBZ) から 10 mm h^{-1} (約 40 dBZ) に変更した。この値は Greets (1998) 或いは Steiner et al. (1995) において対流域の検出に用いられており、降水システム内の対流域の検出において妥当な値である。2 点目は、1 つの降水システムと同定するための面積を 4 km^2 から 200 km^2 に変更した。この変更は単一の積乱雲ではなく、積乱雲群を対象とするものである。例えば、Fig. 2a のような降水強度の分布があった場合、降水システムは Fig. 2b のように ID 番号毎にそれぞれ検出される。3 点目は、降水システムを追跡する際の移動ベクトルに 10 m s^{-1} 以下の制約を課した (Fig. 2c)。4 点目は、降水システムを追跡する際のある時刻 T とその次の時刻 T + dt における降水システムが重複する面積を 20% 以上とした (Fig. 2d)。3 及び 4 点目の変更は、降水システムの停滞性を考慮するための条件である。

2.3 環境場解析

前節で抽出される停滞性降水システム発生時の環境条件を調査するために、高層観測データを使用した。解析に用いる高層観測データの地点は、降水シ

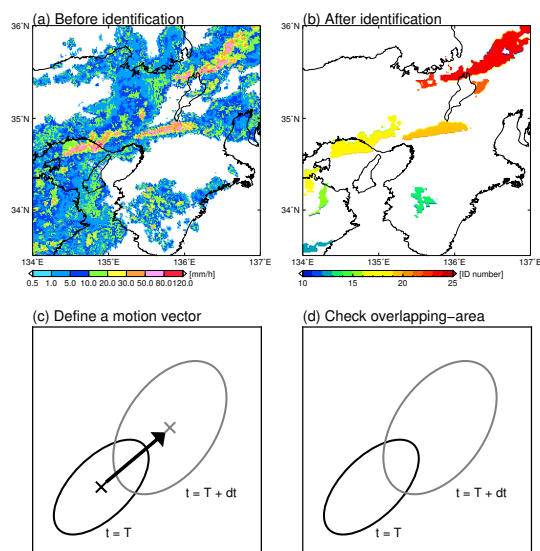


Fig. 2 The schematic procedures to extract QSMCSs in this study. (a) A distribution of precipitation intensity [mm h^{-1}] of MCSs before an identification. (b) A result of extraction for MCSs after an identification; color indicates individual ID number that automatically-identified by the algorithm. (c) The motion vector in the tracking procedure. (d) The case where a part of the MCS at $t = T$ and a part of the MCS at $t = T + dt$ are overlapped.

システムの重心位置から半径 200 km 以内とした。これは、解析に使用出来る高層観測データの地点数の制約があるため、空間代表性を確保する目的で設定した。時刻については、停滞性降水システムを検出した初期時刻よりも前の時刻における高層観測データを選択し、それらの時刻差が 1 時間以上 9 時間以下となる時刻を代表する高層観測データとして使用した。この時刻選定は、停滞性降水システム発生前の環境条件を調査することを目的としている。また、複数の停滞性降水システムが代表される同一の高層観測データを参照する場合がある。その場合、特定の高層観測データによる統計値の偏りを無くすために高層観測データは 1 回しか解析に使用しないこととした。そして上記の条件に該当しない場合は解析対象外とした。使用した環境パラメータは、可降水量 (以下, PW), ショワルター安定指数 (以下, SSI), K 指数 (以下, KI), 850–500 hPa 間の気温減率 (以下, TLR), 1000–800 hPa 間の水平風速差 (以下, 18S), 800–400 hPa 間の水平風速差 (以下, 84S) である。

停滞性降水システム発生時の環境条件を比較する対象として非降水時を選定した。非降水時の選定方法は以下の通りである。まず高層観測地点から半径 200 km 圏内においてすべてのレーダーデータの降水強度が 0.0 mm h^{-1} 以下となる地点を選択した。そし

て高層観測データの時刻選定は、停滞性降水システムの場合と同様に行った。

また、環境条件の違いを定量的に示すために、平均値の差について 95% 信頼区間の T 検定を実施した。

3. 結果

3.1 停滞性降水システムの全体的特徴

本研究で得られた停滞性降水システムの総数は、12,029 例である。また、その比較対象として抽出した非降水時の総数は、99,673 例である。まず抽出された停滞性降水システムの全体的な特徴から示していく。

Fig. 3 は抽出されたすべての停滞性降水システムにおいて時空間平均した降水強度の頻度分布を示す。ここで時空間平均とは、抽出された降水システムの寿命と降水システムの面積でそれぞれ平均したものである。時空間平均した降水強度の下限は降水システム検出時の閾値である 10 mm h^{-1} となっている。時空間平均した降水強度の頻度は 15 mm h^{-1} にピークを持ち、その平均値・中央値・最大値はそれぞれ 20.0, 20.7, 69.9 mm h^{-1} である。時空間平均した降水強度が 30 mm h^{-1} 以上の頻度は、5% 以下である。

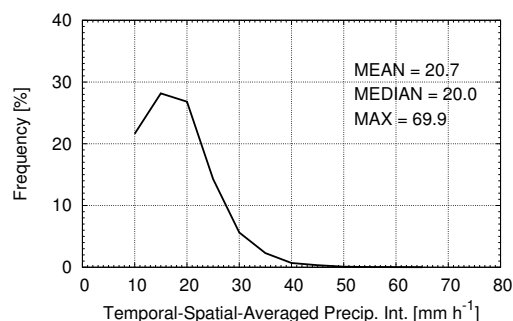


Fig. 3 Frequency distribution of the temporal averages of mean precipitation intensity for the QSMCSs.

Fig. 4 は抽出された停滞性降水システムの寿命で平均した降水面積の頻度分布を示す。時間平均した降水面積の下限は降水システム検出時の閾値である 200 km^2 であり、この値が時間平均した降水面積の頻度のピークとなっている。時間平均した降水面積の平均値・中央値は、それぞれ $916, 494 \text{ km}^2$ である。また、時間平均した降水面積の最大値は $18,229 \text{ km}^2$ である。ここで本研究における降水面積は、降水システム内の対流域として定義している。つまりこの結果の一つの解釈としては、停滞性降水システム内

部の対流域には上限値がありその値が 18,229 km² である、ということが考えられる。

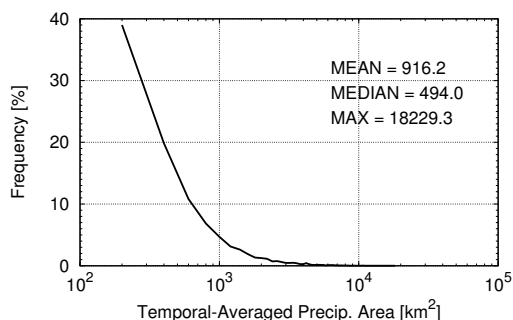


Fig. 4 Frequency distribution of the temporal averages of precipitating area for the QSMCSs.

寿命毎の停滞性降水システム発生数を調べた。その結果を Fig. 5 に示す。停滞性降水システムの発生数は寿命が長いほどべき乗で少なくなる傾向にある。特に 50–70 分付近で寿命毎の発生数に違いが見られている。抽出された停滞性降水システムの内、全体の約 90% が寿命 60 分未満であった。

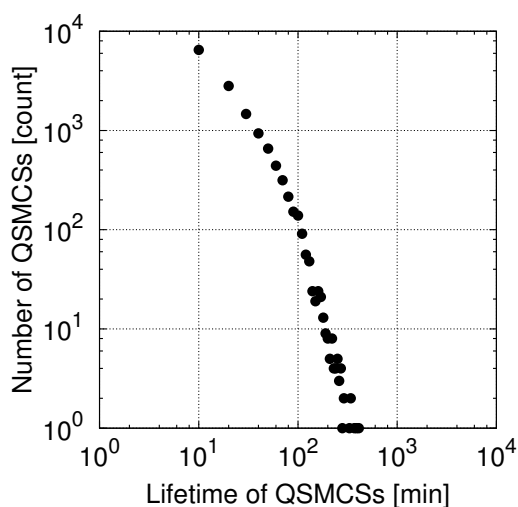


Fig. 5 Number of QSMCSs with respect to each lifetime.

上記で得られた停滞性降水システムの地域性について調べた。Fig. 6a は停滞性降水システムの発生数を 50 km² 評価面積で示した水平分布である。停滞性降水システムは、太平洋沿岸域及び北海道を除く日本海側沿岸域で 50 km² 当たり 75 例以上発生しており発生数が多い。一方、北海道においては 50 km² 当たり 75 例以下で上記の地域よりも発生数が少ない。Fig. 1 の地形分布と比較すると、九州・中国・中

部地方では標高の高い地域及びその周囲において停滞性降水システムの発生数が多い傾向にある。四国地方南部、近畿地方南部、中部地方南部、東北地方日本海側、北海道地方道央付近においては、標高の高い地域というよりもむしろ山岳の斜面側に発生数が多い傾向にある。

ここで、上記で得られた停滞性降水システムによる雨量は暖候期全体の雨量に対してどの程度の寄与があるかを調べるために、暖候期全体の雨量に対する停滞性降水システムによる雨量の割合を調査した。その結果を Fig. 6b に示す。九州地方、四国地方南部、近畿地方南部、中部地方中・南部、関東地方の一部で雨量割合が多い (15% より大きい) 傾向にある。一方、中国地方、近畿地方北・中部、中部地方北部、東北地方、北海道では雨量割合が少ない (15% より小さい) 傾向にある。

以上の結果から、停滞性降水システムの発生数及び雨量割合における地域性を以下の 3 通りに分類出来る。それらは、停滞性降水システムの発生数が少なく雨量割合も小さい傾向にある北海道地域 (R1 とする)、停滞性降水システムの発生数が多いがその雨量割合は小さい傾向にある日本海沿岸域 (R2 とする)、そして停滞性降水システムの発生数も多く雨量割合も多い傾向にある太平洋沿岸域 (R3 とする) である。

次に季節毎の停滞性降水システムの発生数について調べた。Fig. 7 に停滞性降水システムの月別発生数を示す。停滞性降水システムは 8 月に最も発生しやすい。6–9 月の間に発生数が多い傾向にある (月当たり 2,000 例以上)。

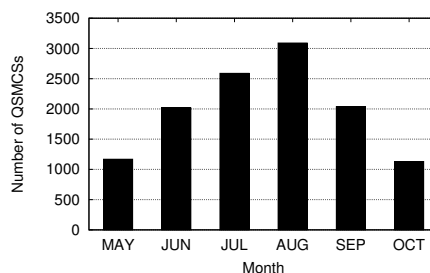


Fig. 7 Number of QSMCSs with respect to each month.

ここで非降水時の月別発生数を示す。非降水時は停滞性降水システム発生時の環境条件を調べる際の比較対象である。非降水時は 8 月に最も少なく (888 例)、5 月に最も多い (1842 例)。

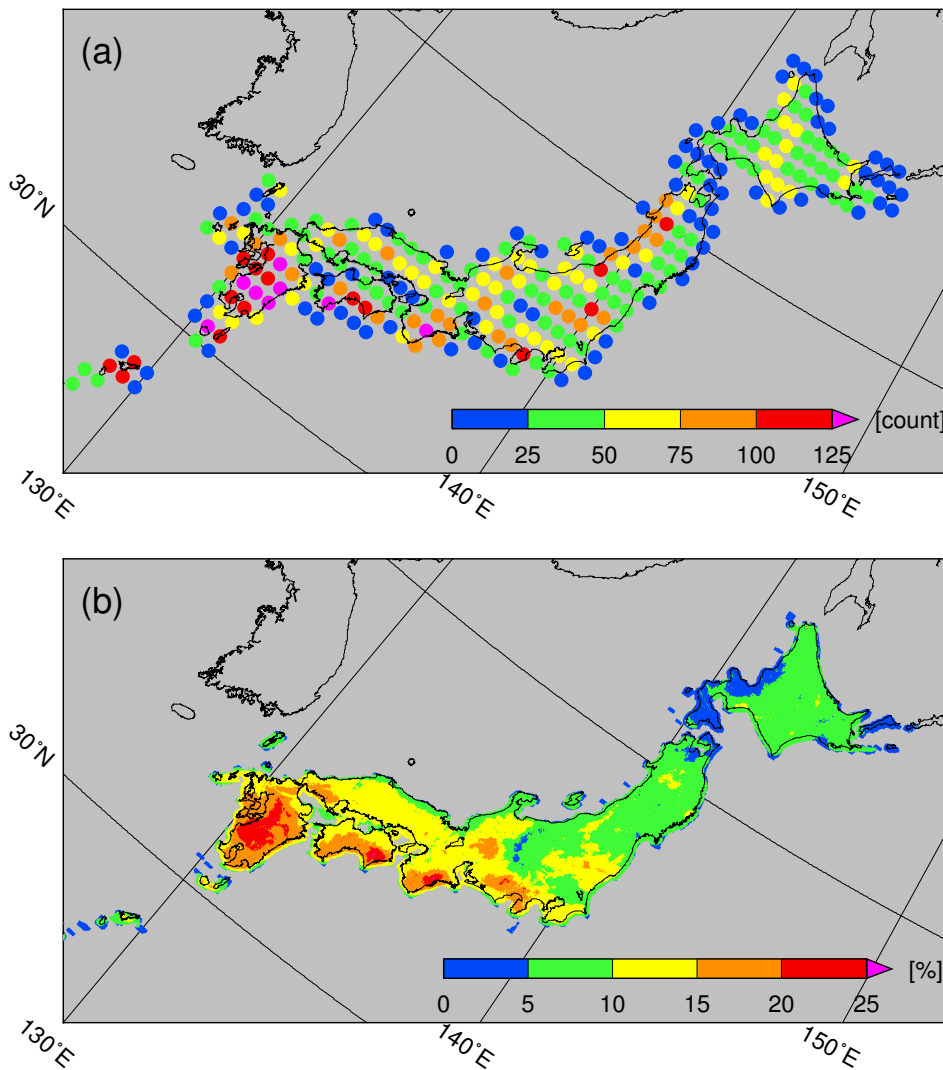


Fig. 6 (a) The frequency distribution of QSMCSs that evaluated at 50 km² over Japan. (b) The percentage of the rainfall that is produced by QSMCSs to the total rainfall during warm season.

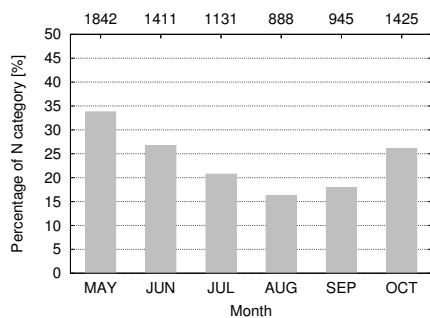


Fig. 8 Percentage of no-rain cases to all the radiosonde data used in this study. Number of no-rain cases are listed above the figure.

3.2 停滞性降水システム発生時の環境条件

この節では非降水時と比べた場合の停滞性降水システム発生時の環境条件について述べる。

Fig. 9 は各環境パラメータの値の頻度分布を停滞性降水システム発生時 (以下, LS と略す) 及び非降水時 (以下, N と略す) について示したものである。全体的な特徴から俯瞰するために季節・月別には分けていないことに注意を要する。LS の PW (Fig. 9a) は, N に比べて大きい傾向にある。LS の SSI (Fig. 9b) は, N に比べてその値が小さい (不安定) 傾向にある。LS の KI (Fig. 9c) は, N に比べてその値が大きい (不安定) 傾向にある。LS の TLR (Fig. 9d) は, N と比べてその値はほぼ同じ傾向にある。LS の 18S (Fig. 9e) は, N に比べてその値が大きい傾向を示す。LS の 84S (Fig. 9f) は, N に比べてその値が小さい傾向を示す。

ここで, Fig. 9 で示した環境パラメータの特徴につ

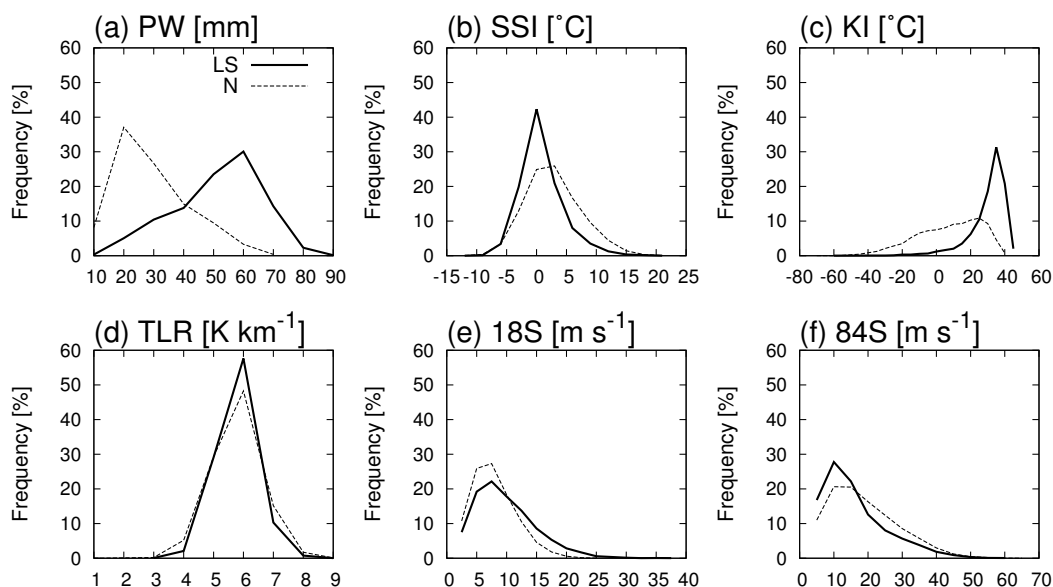


Fig. 9 Frequency distributions of the environmental parameters for LS, and N categories by using radiosonde data during 2005–2012. (a) precipitable water [mm], (b) Showalter Stability Index [°C], (c) K Index [°C], (d) temperature lapse rate from 850 to 500 hPa [K km⁻¹], (e) wind speed difference between the levels of 1000 to 800 hPa [m s⁻¹] and (f) wind speed difference between 800 and 400 hPa [m s⁻¹]. Black solid line and gray dashed line indicate LS and N categories, respectively.

いて停滞性降水システム発生時と非降水時における違いを定量的に示すために、カテゴリ間の平均値の差について T 検定を行った。その結果を Table 1 に示す。T 検定は 95% 信頼区間で行い、その有意性が認められた場合に T 値の右上にアスタリスク (*) を付加している。TLR を除くすべての環境パラメータにおいて LS と N の平均値の差は 95% 信頼区間において有意であった。従って、Fig. 9 で見られた傾向は有意性をもって定量的に示された。また、LS–N 間平均値の差の有意性は PW が最も大きく (84.2)、次いで KI が大きかった (82.9)。上記の結果から PW 及び KI が LS と N の違いを代表する環境パラメータであると考え、それらの平均値について地域・月毎の違いを調査した。

地域別に示した PW 及び KI の月平均値をそれぞれ Fig. 10a–c, 10d–f に示す。地域による分類は、Fig. 6 で得られた特徴を踏まえ、北海道地域 (R1; Fig. 10a, Fig. 10d)、日本海沿岸域 (R2; Fig. 10b, Fig. 10e)、太平洋沿岸域 (R3, Fig. 10c, Fig. 10f) としている。LS の値を黒色実線、N の値を灰色破線で示す。まずどの地域においても、LS における PW の月平均値は N よりも大きい傾向を示す。このことは、Fig. 9 及び Table 1 で示した PW の特徴を地域・月毎において同様に説明できることを示す。PW の月平均値につい

Table 1 The mean, standard deviation, and T-value of the environmental parameters between LS and N in this study. All parameters preceded by an asterisk (*) are significantly different in the two-sided 95% confidence interval.

Parameters	Average (Standard deviation)		T-value (LS-N)
	LS	N	
PW	46.5 (14.3)	24.2 (12.2)	84.2*
SSI	-0.64 (3.5)	1.3 (4.6)	-25.8*
KI	27.7 (11.0)	4.64 (20.0)	82.9*
TLR	5.26 (0.609)	5.28 (0.784)	-0.491
18S	8.52 (5.00)	6.69 (3.62)	20.8*
84S	13.1 (9.31)	16.2 (9.92)	-15.4*

て見ると、すべての地域について LS における PW の値は 7 または 8 月で最大値を持つ傾向にある。そして、LS における PW の月平均値は、5 または 10 月に最小値をとる傾向にある (Fig. 10a–c の実線)。6 月の PW の月平均値は 5・10 月の平均値よりは大きい、7–9 月の平均値よりは小さい傾向を示す。6 月は梅雨期に対応すると考えられ、上記で示した月平均最小値・最大値を取る時期とは別に考えるべきであろう。一方、9 月の PW の月平均値は、おおよそ 7・8 月の月平均値と同程度であるため、LS の環境条件として 7・8・9 月を纏めて考えても良いだろう。N においても LS における PW の月平均値と同様の

傾向を示している (Fig. 10a-c の破線). ただし, N においては9月のPWの平均値が7・8月の月平均値と比べて最大で15 mm 程度異なる.

LSにおけるKIの月平均値 (Fig. 10d-f の実線) については, 稚内を除いてPWの月平均値と同様の傾向を示す. NにおけるKIの月平均値もPWの月平均値と同様の傾向を示す (Fig. 10d-f の破線). ただし, NのKIについて10月に最小値を持つこと, 及び6月よりも9月の方が月平均値が小さいことが, NにおけるPWの月平均値と異なる点である. これらの結果を踏まえ, 本研究では5・10月 (S1), 6月 (S2), 7・8・9月 (S3) に分類し季節性を考慮する.

LSとNにおける各環境パラメータの平均値の差について, 地域・季節毎にT検定を実施した結果をTable 2に示す. 地域・季節の表記は, 太平洋沿岸地域の夏期であればR3S2などと称することにした. これらの結果を見ると, LS-N間のPW・KIの平均値はすべての地域・季節において共通して有意差があった. また, 18Sについても北海道地域 (R1) の梅雨期 (S2) を除いて, すべての季節・地域において共通して有意差があった. 以上の結果から, Nと比較したLSの環境条件は, 可降水量が多く, 大気の状態が不安定であり, 下層風速差が大きいことであるとと言える.

ここで, 可降水量は対流圏内の単位面積当たりの水蒸気量を鉛直積分した値であるが, 水蒸気量の支配的な高度は不明である. 水蒸気量は気温に大きく依存するため, 気温の鉛直構造も併せて調査する必要がある. その際, 気温・水蒸気量の関係性について相対湿度の鉛直構造にも着目すべきであろう. そこで特に気温・水蒸気混合比・相対湿度の鉛直構造について詳しく調査を行った.

気温・水蒸気混合比・相対湿度の平均値の鉛直分布を地域・季節毎に調査したものを Fig. 11 に示す. まず気温の平均値の鉛直構造 (Fig. 11a, 11c, 11e) を見ると, すべての地域・季節において850 hPa より下層ではLSの平均気温がNに対して高い傾向にある. LSにおける850–500 hPa間の気温減率は $5.16\text{--}5.78\text{ [K km}^{-1}\text{]}$ となっており, 条件付き不安定である (Table 2). 地域・季節毎の特徴については, 北海道地域 (R1, Fig. 11a) の梅雨期 (S2) では, 700–500 hPaにおいてLSの平均気温がNと比べて低い傾向にある. 日本海沿岸域 (R2, Fig. 11d) の梅雨期以外の時期 (S1・S3) では, 700–600 hPaにおいてLSの気温はNと比べて低い傾向にある. 太平洋沿岸域 (R3,

Fig. 11g) の夏期 (S3) では, 700–600 hPaにおいてLSの気温はNと比べて低い傾向にある.

水蒸気混合比の平均値の鉛直分布を見ると, すべての地域・季節について1000 hPaから300 hPaにおいてLSの平均水蒸気量混合比がNと比べて大きい傾向にある (Fig. 11b, 11e, 11h).

相対湿度の平均値の鉛直構造を見ると, すべての地域・季節について1000 hPaから300 hPaにおいてLSの平均相対湿度がNと比べて大きい傾向にある (Fig. 11c, 11f, 11i).

上記で述べた気温・水蒸気混合比・相対湿度の特徴をより定量的に見積もるために, 気温・水蒸気混合比・相対湿度の平均値について高度毎にT検定を実施した.

気温・水蒸気混合比・相対湿度の平均値について高度毎の有意性を検定した結果を Fig. 12 に示す. まず, 気温について見ていく. 北海道地域 (R1) では, 春・秋期 (S1) 及び夏期 (S3) において1000–300 hPa間のLSの平均気温がNに比べて有意に高い (Fig. 12a). 梅雨期 (S2) においては, 925 hPaより下層でLSの平均気温がNに比べて有意に高いが, 700–500 hPa間のLSの平均気温はNに比べて有意に低い. 日本海沿岸域 (R2) では, 春・秋期 (S1) において850 hPaより下層及び300 hPaでLSの平均気温がNに比べて有意に高いが, 700–500 hPa間のLSの平均気温はNに比べて有意に低い (Fig. 12d). 梅雨期 (S2) においては, 600 hPaを除く層でLSの平均気温がNに比べて有意に高い. 夏期 (S3) においては, 850 hPaより下層及び300 hPaでLSの平均気温がNに比べて有意に高いが, 700–600 hPa間のLSの平均気温はNに比べて有意に低い. 太平洋沿岸域 (R3) では, 春・秋期 (S1) において700 hPaを除く層でLSの平均気温がNに比べて有意に高い (Fig. 12g). 梅雨期 (S2) においては, 1000–300 hPa間のLSの平均気温がNに比べて有意に高い. 夏期 (S3) においては, 850 hPaより下層及び400 hPaより上層でLSの平均気温がNに比べて有意に高いが, 700–600 hPa間のLSの平均気温はNに比べて有意に低い.

次に水蒸気混合比について示す. 北海道地域 (R1) では, すべての季節において1000–300 hPa間のLSの平均水蒸気混合比はNに比べて有意に大きい (Fig. 12b). T値のピーク高度は, 春・秋期 (S1) では850 hPa, 梅雨期 (S2) では600 hPa, そして夏期 (S3) では700 hPaである. 日本海沿岸域 (R2) では,

Table 2 The same as Table 1, except for each region and season.

Parameters	Regions and Seasons	Average (Standard deviation)		T-value (LS-N)
		LS	N	
PW	R1S1	21.3 (7.33)	12.1 (4.28)	18.1*
	R1S2	30.4 (6.62)	22.0 (6.60)	10.6*
	R1S3	42.4 (11.7)	27.3 (9.69)	23.4*
	R2S1	27.3 (10.1)	16.0 (5.26)	14.7*
	R2S2	42.7 (14.0)	26.4 (7.53)	12.2*
	R2S3	51.1 (9.75)	37.3 (12.0)	22.6*
	R3S1	36.7 (11.4)	18.4 (6.95)	30.7*
	R3S2	49.0 (12.4)	29.0 (8.48)	27.8*
	R3S3	54.6 (9.46)	39.8 (11.0)	33.4*
SSI	R1S1	4.46 (4.59)	4.41 (4.92)	0.157
	R1S2	0.325 (4.38)	0.888 (4.19)	-1.09
	R1S3	-0.161 (3.44)	1.28 (3.88)	-7.14*
	R2S1	2.10 (3.53)	2.59 (4.93)	-1.55
	R2S2	-0.875 (2.37)	-0.187 (3.27)	-2.47*
	R2S3	-1.49 (2.46)	-0.749 (3.78)	-4.19*
	R3S1	1.57 (3.99)	1.99 (4.52)	-1.81
	R3S2	-0.262 (3.11)	-0.266 (3.32)	0.0191
	R3S3	-2.16 (2.43)	-1.48 (3.71)	-4.9*
KI	R1S1	18.5 (10.3)	-2.68 (17.4)	24.9*
	R1S2	25.2 (7.16)	12.5 (14.0)	13.0*
	R1S3	25.9 (12.8)	10.7 (16.3)	19.6*
	R2S1	18.3 (15.7)	-7.02 (16.9)	19.2*
	R2S2	28.2 (10.2)	11.4 (14.5)	13.8*
	R2S3	30.2 (8.74)	13.2 (17.9)	21.5*
	R3S1	22.1 (14.3)	-7.53 (18.2)	34.3*
	R3S2	28.6 (10.4)	10.4 (13.9)	22.0*
	R3S3	30.8 (7.81)	15.5 (16.3)	26.2*
TLR	R1S1	5.66 (0.958)	5.75 (0.878)	-1.31
	R1S2	5.78 (0.801)	5.66 (0.674)	1.27
	R1S3	5.32 (0.628)	5.27 (0.669)	1.30
	R2S1	5.62 (0.771)	5.49 (0.873)	1.93
	R2S2	5.50 (0.636)	5.49 (0.594)	0.204
	R2S3	5.26 (0.444)	5.15 (0.563)	3.58*
	R3S1	5.25 (0.744)	5.31 (0.815)	-1.37
	R3S2	5.16 (0.572)	5.36 (0.588)	-4.97*
	R3S3	5.26 (0.434)	5.18 (0.589)	3.39*
18S	R1S1	10.6 (5.72)	7.76 (4.03)	7.20*
	R1S2	6.24 (3.25)	6.80 (3.90)	-1.43
	R1S3	9.28 (4.94)	6.53 (3.28)	10.4*
	R2S1	10.3 (5.17)	7.62 (3.62)	6.73*
	R2S2	8.61 (4.86)	5.89 (3.24)	5.72*
	R2S3	8.39 (5.07)	6.02 (3.14)	10.2*
	R3S1	9.66 (4.91)	6.75 (3.74)	11.0*
	R3S2	9.14 (4.83)	5.89 (3.21)	11.8*
	R3S3	7.50 (4.67)	5.76 (3.25)	10.8*
84S	R1S1	17.6 (10.1)	17.1 (9.86)	0.671
	R1S2	12.3 (7.21)	11.1 (6.78)	1.55
	R1S3	15.2 (8.42)	13.7 (8.35)	3.26*
	R2S1	21.8 (10.4)	20.7 (10.1)	1.24
	R2S2	14.2 (8.72)	15.6 (7.40)	-1.62
	R2S3	10.7 (6.76)	11.9 (8.47)	-2.85*
	R3S1	22.5 (10.7)	23.6 (9.60)	-2.00*
	R3S2	16.8 (10.3)	18.2 (8.82)	-2.13*
	R3S3	9.16 (6.03)	10.3 (7.28)	-3.78*

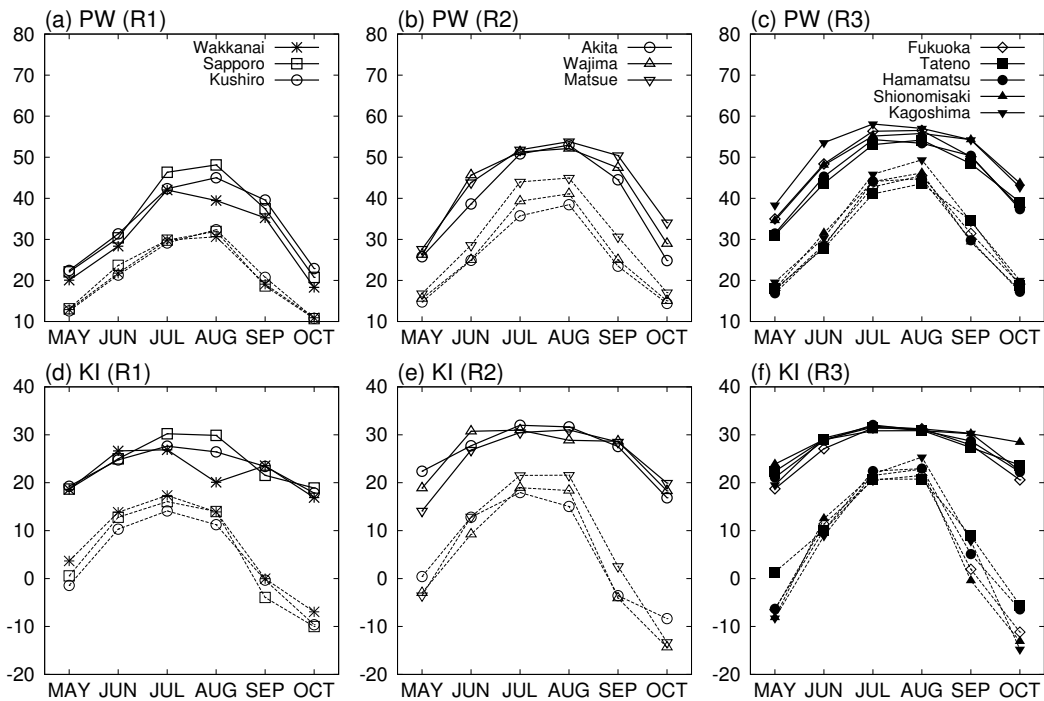


Fig. 10 Monthly averages of the environmental parameters for QSMCSs and no-rain cases. The upper (a-c) and lower (d-f) panels display for precipitable water and K Index, respectively. Black solid line and gray dashed line indicate LS and N categories, respectively.

すべての季節において 1000–300 hPa 間の LS の平均水蒸気混合比は N に比べて有意に大きい (Fig. 12e). T 値のピーク高度は、すべての季節において 700 hPa である。太平洋沿岸域 (R3) では、すべての季節において 1000–300 hPa 間の LS の平均水蒸気混合比は N に比べて有意に大きい (Fig. 12h). T 値のピーク高度は、春・秋期 (S1) 及び夏期 (S3) では 700 hPa であり、梅雨期 (S2) では 600 hPa である。

最後に相対湿度について示す。北海道地域 (R1) では、すべての季節において 1000–300 hPa 間の LS の平均相対湿度は N に比べて有意に大きい (Fig. 12c). T 値のピーク高度は、すべての季節において 600 hPa である。日本海沿岸域 (R2) では、すべての季節において 1000–300 hPa 間の LS の平均相対湿度は N に比べて有意に大きい (Fig. 12f). T 値のピーク高度は、春・秋期 (S1) 及び夏期 (S3) では 700 hPa であり、梅雨期 (S2) では 600 hPa である。太平洋沿岸域 (R3) では、すべての季節において 1000–300 hPa 間の LS の平均相対湿度は N に比べて有意に大きい (Fig. 12i). T 値のピーク高度は、春・秋期 (S1) では 700 hPa であり、梅雨期 (S2) 及び夏期 (S3) では 600 hPa である。

上記の結果から、どの地域・季節においても 1000–300 hPa 間の LS の水蒸気混合比が N に比べて有意

に高いことが明らかとなった。従って、N に対する LS の可降水量が有意に大きいことは、1000–300 hPa 間の LS 水蒸気混合比が N に比べて有意に多いことで説明できる。ここで、可降水量は水蒸気混合比の積算量である。そのため Fig. 11 や (Fig. 12 のみでは、どの高度の水蒸気混合比の寄与が高いかは不明である。そこで可降水量における水蒸気混合比の寄与が高い高度を以下の要領で調べた。まず、地表から 5 km までの高度において 1 km 毎に積分した可降水量を算出した。そして上記で得られる 1 km 毎に積分した値の可降水量に対する比率を算出した。

0–5 km 間の高度において 1 km 毎に積分した可降水量 (以下、部分可降水量とする) の値の頻度分布を Fig. 13 に示す。部分可降水量の値は、どの高度間においても N より LS のほうが大きい傾向にある。

可降水量に対する 部分可降水量の割合の頻度分布を Fig. 14 に示す。0–1 km (Fig. 14a), 及び 1–2 km (Fig. 14b) 間の部分可降水量の可降水量に対する割合は、N に比べて LS のほうが小さい傾向にある。一方、2–3 km (Fig. 14c), 3–4 km (Fig. 14d), 4–5 km (Fig. 14e) 高度間を積分した可降水量の可降水量に対する割合は、N に比べて LS のほうが大きい傾向にある。

ここで、可降水量に加え K 指数においても統計的

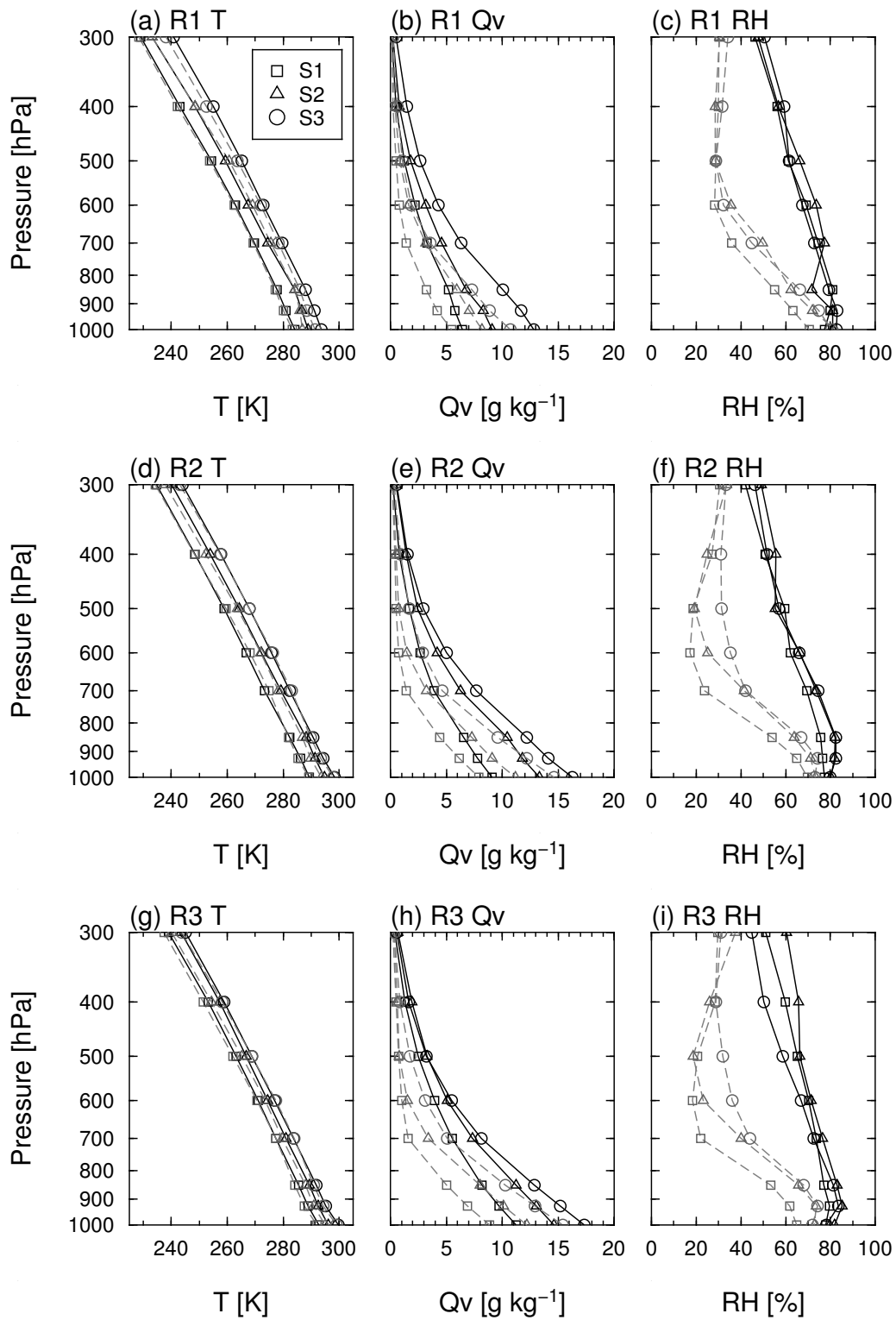


Fig. 11 The vertical profile of mean (a, d, g) temperature, (b, e, h) water vapor mixing ratio, and (c, f, i) relative humidity of each category of LS and N. Black solid line and gray dashed line indicate LS and N categories, respectively. The upper, middle, and bottom panels display for R1, R2, and R3, respectively. The rectangle, triangle, and circle show for S1, S2, and S3, respectively.

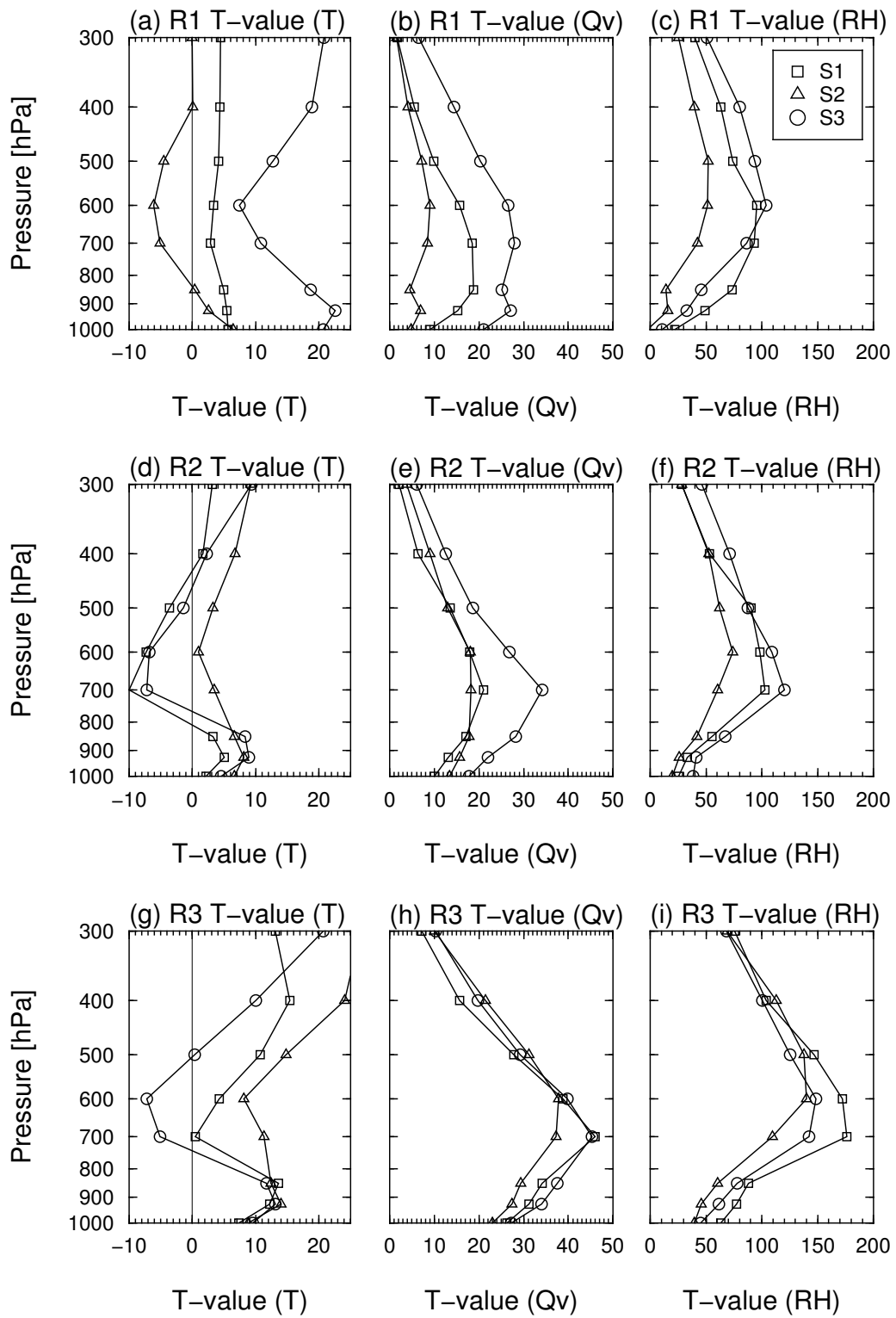


Fig. 12 The same as Fig. 11, except for the T-values.

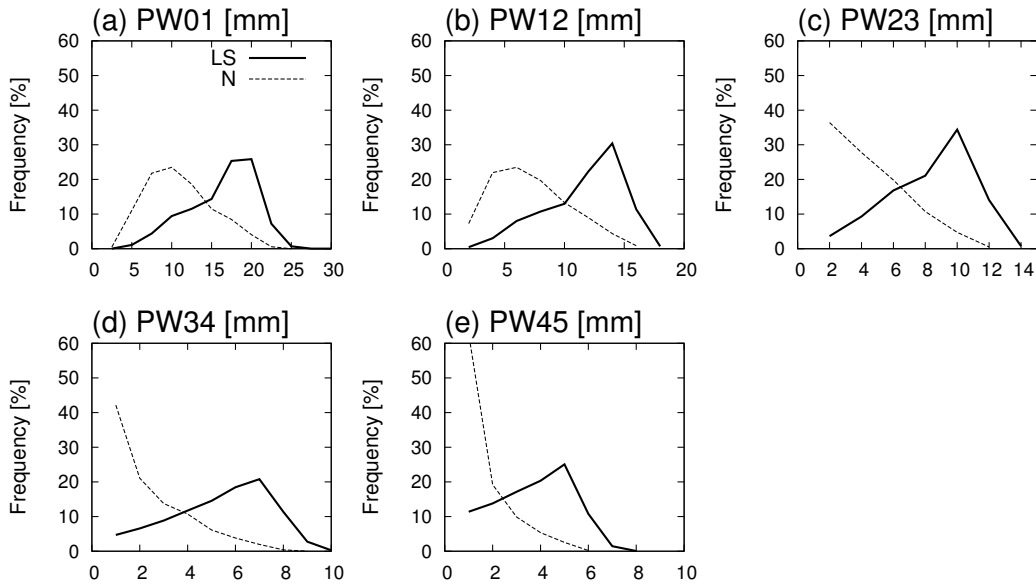


Fig. 13 Frequency distribution of precipitable water that integrates within the specified 1 km; (a) 0–1 km, (b) 1–2 km, (c) 2–3 km, (d) 3–4 km, and (e) 4–5 km.

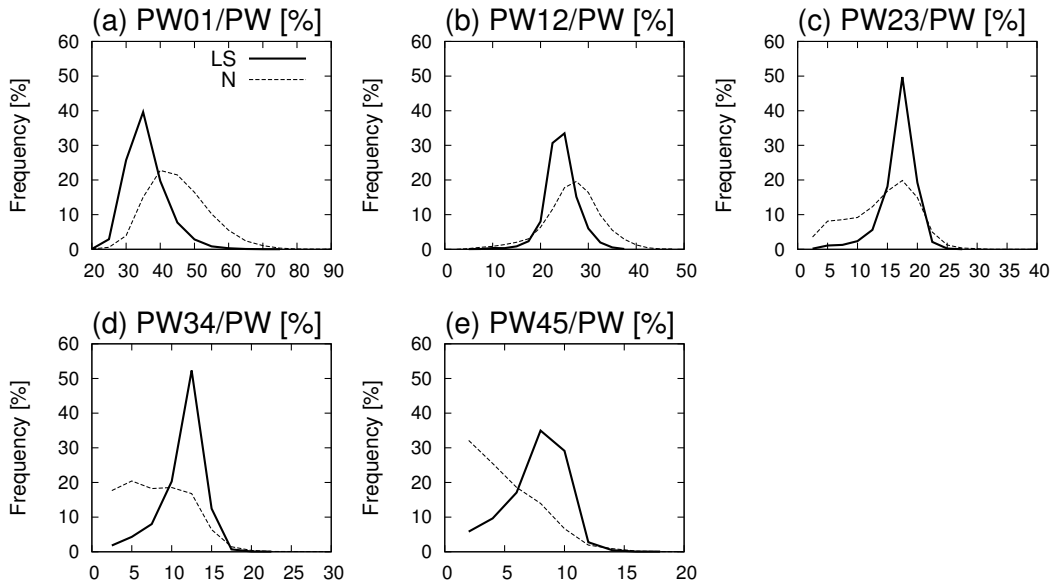


Fig. 14 The same as Fig. 13, except for the percentage of the partly integrating precipitable water to the precipitable water.

有意性は高かったが、これは Fig. 11, 12 で示したように気温減率というよりもむしろ下層水蒸気量の多さで特徴付けられる。このことは、非降水時より停滞性降水システム発生時の部分可降水量の絶対量が対流圏内で大きいことから明らかである (Fig. 13)。可降水量に寄与する水蒸気量の高度別に見ると、停滞性降水システム発生時には 2 km より上空の水蒸気量の寄与が大きい (Fig. 14)。つまり停滞性降水システムの発生は、可降水量で示されるような水蒸気量の積分量と水蒸気の鉛直分布によって診断できると結論づけられた。

4. まとめ

本研究では、日本の暖候期における停滞性降水システムの出現特性及びそれらが発生する時の環境条件を統計的に明らかにした。全国合成レーダーデータを用い、Shimizu and Uyeda (2012) のアルゴリズムにより停滞性降水システムを抽出した。抽出された停滞性降水システム発生時の環境条件について、高層観測データを用いてメソ β スケールの特徴を調べ、環境パラメータと熱力学的な鉛直構造との関係性についても議論した。解析期間は 2005 年から

2012年とし、暖候期(5月から10月)に着目した。

停滞性降水システムが発生し始める位置分布及び暖候期全体の雨量に対する停滞性降水システムがもたらす雨量の割合の分布から、停滞性降水システムの地域性は北海道地域・日本海沿岸地域・太平洋沿岸地域の3つに分類された。調べた環境パラメータの内、特に有意性の高かった可降水量の月平均値の地域別の違いから停滞性降水システムの季節性は春・秋期、梅雨期、夏期の3つに分類された。停滞性降水システム発生時の環境条件は、非降水時に比べて停滞性降水システム発生時の可降水量が多く下層風速差が大きいことである。これらの結果は、本研究で分類したすべての地域・季節において95%信頼区間におけるT検定により統計的有意性をもって示された。気温の平均値の鉛直分布の特徴としては、非降水時に比べて停滞性降水システム発生時の気温が対流圏下層において有意に高く、水蒸気混合比が対流圏全層において有意に大きいことが示された。このとき水蒸気量について可降水量に寄与する高度を調査すると、2 kmよりも上空のLSにおける水蒸気混合比がNよりも多かった。つまり停滞性降水システム発生時には、非降水時と比べると2 kmより上層の水蒸気量が可降水量の大きさに寄与していることがわかった。

本研究で得られた停滞性降水システムの多くは、山岳斜面あるいは標高の高い地域で発生する傾向が見られた。これらが地形性であるか否かを判別することが出来なかったため、停滞性降水システムという一つの枠組みで調査を行った。そのため実際に降水システムの停滞・維持に地形がどのように影響するかは、本研究では見いだせなかった。また、停滞性降水システムにおける寿命毎の特徴・環境条件についても本研究では見いだせなかった。降水システムの維持・停滞機構については、今後の課題としたい。

本研究では、先行研究によって明らかにされていなかった日本の暖候期における停滞性降水システム発生時の環境条件について新たな知見が得られた。本研究で明らかになった環境条件は、停滞性降水システムが発生時の必要条件であり十分条件ではない。しかし、停滞性降水システムの発生が可降水量の大きさ及び水蒸気混合比の鉛直プロファイルによって診断されうるという点で、大気場の診断に有益な情報をもたらす。本研究で得られた環境パラメータの診断量としての観点から、多様性のある停滞性降水システムの発生・維持メカニズムの研究や防災対策に

生かされることを期待する。

謝 辞

防災科学技術研究所の清水 慎吾 博士にはAITCCのプログラムを提供していただきました。気象庁1 km メッシュ全国合成レーダーは京都大学生存圏研究所のデータベースから取得しました。高層観測データはワイオミング大学大気科学教室ホームページ(<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)から取得いたしました。関係各位に感謝いたします。

参考文献

- 小倉義光 (1991): 集中豪雨の解析とメカニズム, 天気, Vol. 38, pp. 276–288.
- 津口裕茂・加藤輝之 (2014): 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析, Vol. 61, 455–469.
- 吉崎正憲・加藤輝之 (2007): 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 196 pp.
- Bluestein, H.B. and Jain, M.H. (1985): Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring, *J. Atmos. Sci.*, 42, pp. 1711–1732.
- Chappell, C.F. (1986): Quasi-stationary convective events, In: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Ray PS (ed), American Meteorological Society: Boston, MA, pp. 289–310.
- Chuda, T. and Niino, H. (2005): Climatology of Environmental Parameters for Mesoscale Convections in Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 83 pp. 391–408.
- Doswell, C.A., Brooks, H.E., and Maddox, R.A. (1996): Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology, *Wea. Forecasting*, Vol. 11, pp. 560–581.
- Geerts, B. (1998): Mesoscale Convective Systems in the Southeast United States during 1994–95: A Survey, *Wea. Forecasting*, Vol. 13, pp. 860–869.
- Hirockawa, Y. and Kato, T. (2012): Kinetic Energy Budget Analysis on the Development of a Meso- β -scale Vortex Causing Heavy Rainfall, Observed over Aomori Prefecture in Northern Japan on 11 Novem-

- ber 2007, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 90, pp. 905–921.
- Kato, T. (1998): Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu Japan on 1 August 1993, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 76, pp. 97–128.
- Kato, T. (2006): Structure of the Band-Shaped Precipitation System Inducing the Heavy Rainfall Observed over Northern Kyushu, Japan on 29 June 1999, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 84, pp. 129–153.
- Kato, T. and Aranami, K. (2005): Formation Factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui Heavy Rainfalls and Problems in the Predictions using a Cloud-Resolving Model, *SOLA*, Vol. 1, pp. 1–4.
- Kato, T. and Goda, H. (2001): Formation and Maintenance Processes of a Stationary Band-shaped Heavy Rainfall Observed in Niigata on 4 August 1998, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 79, pp. 899–924.
- Kato, T., Yoshizaki, M., Bessho, K., Inoue T., Sato Y. and X-BAIU-01 observation group, (2003): Reason for the Failure of the Simulation of Heavy Rainfall during X-BAIU-01 –Importance of a Vertical Profile of Water Vapor for Numerical Simulations–, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 81, pp. 993–1013.
- Meng, Z., Yan, D. and Zhang, Y. (2013): General Features of Squall Lines in East China, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 141, pp. 1629–1647.
- Nomura, S. and Takemi, T. (2011): Environmental Stability for Afternoon Rain Events in the Kanto Plain in Summer, *SOLA*, Vol. 7, pp. 9–12.
- Parker, M.D. and Johnson, R.H. (2000): Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, pp. 3413–3436.
- Schumacher, R.S. and Johnson, R.H. (2005): Organization and Environmental Properties of Extreme-Rain-Producing Mesoscale Convective Systems, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 133, pp. 961–976.
- Schumacher, R.S. and Johnson, R.H. (2006): Characteristics of U.S. Extreme Rain Events during 1999–2003, *Wea. Forecasting*, Vol. 21, pp. 69–85.
- Shimizu, S. and Uyeda, H. (2012): Algorithm for the identification and tracking of convective cells based on constant and adaptive threshold methods using a new cell-merging and -splitting scheme, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 90, pp. 869–899.