

近畿地方における夏季の降水現象に関する統計解析

Statistical Analysis on Precipitation Events over the Kinki District, Japan in Summer

竹見哲也・土田真也

Tetsuya TAKEMI and Shinya TSUCHIDA

Synopsis

This study investigates the characteristics of precipitation events and their environmental conditions over the Kinki District, Japan in summer by conducting statistical analyses with operational meteorological data for the period between 2003 and 2012. The cases with and without significant weather disturbances are compared. The precipitation characteristics are examined by dividing the Kinki District into several distinct areas. It is found that the precipitation over the Kii Peninsula indicates a pronounced diurnal variation, while other areas in the Kinki District do not show a clear diurnal variation. The diurnal variability over the Kii Peninsula is considered to be due to the combined effects of sea breeze, high elevation over the region, and convective instability.

キーワード: 降水, 局地気象, 近畿地方, 雷雨

Keywords: precipitation, local-scale meteorology, Kinki District, thunderstorm

1. はじめに

日本では夏季に強雨によって家屋の浸水や水難事故といった被害が発生することがある。例えば2008年7月28日には、神戸市灘区の都賀川が局地的な豪雨によって急激に増水し、河川敷にいた児童3名を含む5名が川に流され命を落とした。このような水難事故を防ぐためには夏季の降水現象に対する基礎的な理解と予測手段の向上が必要不可欠である。

夏季の強雨は、台風や前線といった総観規模擾乱の存在が原因で発生することが多い。しかし、総観規模擾乱が存在しない状況においても強雨は発生する。この場合は時間スケールや空間スケールが特に小さいため、局地風や地形に依存しやすい。強雨の発生頻度や発生時刻といった特性は、総観規模擾乱が存在する場合としない場合のどちらにおいても地域毎に異なっている。さらに、その発生や発達を的確に予測することは極めて困難であるのが現状である。したがって、前述の事例のような被害を軽減するためには、夏季の降水メカニズムや地域特性を知

ることが非常に重要である。このような背景から夏季の降水特性に関する研究が盛んとなっている。

Yonetani (1975)は、夏季の関東平野北部における雷雨日の安定性をラジオゾンデのデータによって調査し、雷雨の発生と鉛直安定性との間に密接な関係があることを示している。また、田口ほか (2002)、野村 (2011)、Nomura and Takemi (2011)は、夏季に関東平野に降水をもたらす環境場として大気の安定度を調べている。関東平野で降水が発生する時には、大気の安定度が低く、降水が発生しない日と比べて安定度指数に有意な差があることを示した。

さらに、夏季の降水分布の特性は、海陸風や山谷風などの循環に関係すると考えられる。Sato and Kimura (2005)は、レーダーデータを用いて2000年8月における関東平野と中部山岳域における降水と大気安定度の日変化を調査した。その結果、平野部での降水よりも早い時間帯の午後に山岳域で降水が発生し、降水頻度は夕方になり、その後平野部で降水が発生するということが明らかになった。さらに数値モデルにより大気状態を分析したところ、滑

昇風循環により午後山岳域上空において水蒸気が増加し、それが降水をもたらす、やがて水蒸気が平野部へ輸送され、平野部でも降水をもたらす、というメカニズムを解明している。また、Ku wagata (1997) は、1985年の夏季の総観規模擾乱の影響があった日を除いた37日間を対象として、ルーチン気象観測データによって中部日本域における降水特性や地上風、地上温度を調査し、高層観測データによって比湿を調査した。解析により、夏の晴天日特有の熱的局地循環による風場が午後山岳域において明瞭に収束しており、その循環が平野や盆地から山岳域へ水蒸気を輸送し、降雨域を形成する、というメカニズムを明らかにしている。

中部日本域という大きなスケールではなく、より局地的なスケールにおいて議論した研究も存在している。Iwasaki and Miki (2001) は、1999年7月30日から8月3日、群馬県の「半盆地」域において、GPSやラジオゾンデのデータによって可降水量(PW)の日変化に関して調査している。半盆地域におけるPWの日変化も明瞭であり、18時から20時の間に最大となることを示した。さらにそのPWの日変化は、地上から高さ1.5 kmの層では地上風の収束によってもたらされており、高さ1.5 kmから3 kmまでの層では山岳からの水分の移流によってもたされている、という高さによって異なるメカニズムを明らかにしている。そのほかに関東平野以外の研究として草川 (2013) がある。草川 (2013) は、濃尾平野における夏季の降水特性とその発生環境場について、解析雨量データ、アメダスデータ、MSMデータの2003年から2010年の8年間のデータを用いて統計的に解析した。その結果、濃尾平野の降水は明瞭な日変化を示すことを明らかにした。また平野部の北や北東に位置する山地では午後に降水量が増加し、18時に最も降水頻度が大きくなり、一方平野部では19時以降に降水が発生しやすくなることを明らかにしている。

このように夏季の降水には、大気の安定度や海陸風・山谷風による局地的な循環、あるいは盆地・山岳・平野などの地域的な特性が大きく関わっていると理解することができる。

一方、近畿地方を対象とした気象関連の研究は数が多いとはいえない。数値シミュレーションによって近畿地方における広域海風の日変化の特徴を分析した研究に伊藤 (1995) があるが、降水特性については述べられていない。

近畿地方の地形的特徴を関東平野あるいは中部日本域と比較してみると、近畿地方では平野の規模が小さいことや標高3,000 m級の高い山々が存在しないことから、関東平野や中部日本域と同様の降水分布や地上風系が見られるとは必ずしもいえないだろ

う。さらには、近畿地方における降水特性は明らかにされていないことが多いという点、あるいは今後も強雨災害が発生することが懸念されている点から、近年の高い解像度の気象データを用いて近畿地方における降水特性を統計的に明らかにする必要性は非常に高いといえる。

本研究では、先行研究によって明らかにされていない近畿地方の降水特性について調査する。夏季において台風や前線といった総観規模擾乱が存在する日と存在しない日に分け、それぞれについて近畿地方の降水分布や日変化の特徴を明らかにしていく。さらに、降水をもたらす環境場について、地上では風と気温、上空の対流圏では気圧配置、風系、水蒸気場、安定度指数を調べ、地域毎に降水の特徴について明らかにする。2003年から2012年の10年間分のデータ(地上の環境場については2003年から2010年の8年間分のデータ)を用いて統計解析を行う。降水分布の日変化の調査には、解析雨量データを用いることで空間解像度の高い解析を行う。また、環境場の調査には、AMeDAS(アメダス)と気象庁メソ数値予報モデル(MSM)の解析データを用いる。MSMの解析データは数値モデルの出力結果であるため、その再現性を観測値によって検証する際に、潮岬における高層観測データを用いる。

2. 使用データを解析手法

2.1 解析領域・期間と使用データ

この節では解析領域と解析期間について述べる。本研究では、解析領域として近畿地方およびその周辺地域(東経134.00度から137.00度、北緯33.00度から36.00度の領域)とした(Fig. 1)。

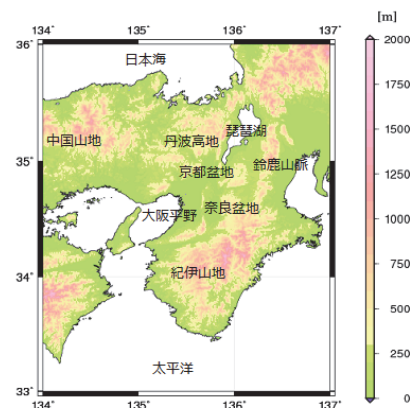


Fig. 1 The area and the elevation for the present analysis.

本研究における解析期間は、夏季の降水を対象とするため、2003年から2012年の7月および8月(全620

日)とした。解析期間を2003年以降としたのは、後述する解析雨量データにおける測地系が2003年5月を境に日本測地系から世界測地系に変更されたことから、この測地系の違いによる統計処理への影響を考慮したためである。なお、同じく後述するAMeDAS(アメダス)データの解析期間は、2003年から2010年の7月および8月(全496日)とした。

使用データは、気象庁による「梅雨入り」「梅雨明け」のデータ、気象庁地上天気図、気象庁台風位置表、アメダスデータ、解析雨量データ、気象庁メソ数値予報モデル(MSM)解析値データ、高層気象データである。

本研究で用いたアメダスデータは、毎正時に観測された風向・風速である。解析対象領域に存在するアメダス観測点は208地点である。

解析雨量データとは、国土交通省河川局・道路局と気象庁が全国に設置している気象レーダーと、アメダスおよび自治体等の地上の雨量計を組み合わせた雨量分布データである。解析雨量データは30分毎に1時間雨量として作成されているが、雨量計による補正は毎正時にのみ行われているため、本研究では精度の高い1時間毎のデータのみを用いた。また、2005年12月以前の解析雨量データは格子間隔が2.5 kmであるが、2006年1月以降は格子間隔が1 kmである。このように空間解像度が解析期間中に異なっているため、統計解析を行う前に格子間隔を2.5 kmに統一することにした。格子間隔の統一方法については後述する。

上層の環境場を調べるために、気象業務支援センターから提供されている気象庁メソ数値予報モデル(MSM)データを用いた。MSMは、気象庁で現業に使用されているモデルであり、本研究では各指定気圧面の初期値を用いた。解析には、初期値の物理量のうち、高度、東西風速、南北風速、気温、相対湿度を用いた。MSMデータは、2006年2月以前の格子間隔が20 km、時間間隔が6時間であるのに対し、2006年3月以降の格子間隔が10 km、時間間隔が3時間である。このように格子間隔および時間間隔が異なるため、2006年3月以降のMSMデータについては、2006年2月以前のMSMデータと同じ格子点(格子間隔20 km)、同じ時刻(時間間隔6時間)のデータのみを用いた。また、MSMは2004年9月を境に静力学近似を仮定したモデルから非静力学モデルに変更された。この変更について野村(2011)は、変更前と変更後のMSMデータから求めた安定度指数を調べ、統計解析を行う上ではこの変更の影響が小さいことを示している。よって本研究では、モデルの変更前と変更後においてそれぞれのMSMデータは同じものとして扱う。

2.2 解析対象日の抽出と分類

本研究は、夏季における近畿地方の降水特性を調べることが目的としている。日本では特徴的な気象環境として梅雨期があり、期間中は日本列島付近に梅雨前線が停滞していることが多く、この時期に発生する降水は梅雨前線の影響を受けている可能性が高い。しかし本研究では、梅雨明け以降の夏季の降水に着目する。このため、解析期間である2003年から2012年の7月および8月の全620日のうち気象庁の梅雨入り・梅雨明けデータによって近畿地方の梅雨明け日以降を夏季と統一し、解析対象日とした。その結果、計429日が解析対象日に該当した。

前述のように夏季の降水の発生は、台風や前線などといった総観規模擾乱の影響による場合とそうでない場合がある。本研究は近畿地方で実際どのように降水が発生しているのかを調査するため、解析対象日を総観規模擾乱が存在する状況にある日と存在しない状況にある日に分類し、その各々について近畿地方の降水分布や日変化の特徴を解明していく。擾乱ありか擾乱なしかは、次の2つの基準から判断する。

1. 前線の影響があるかどうか：総観規模擾乱として前線の影響があるかどうかを判断する。各日の日本時間9時の地上天気図において、東経130.00度から140.00度、北緯30.00度から40.00度の領域に前線記号が見られるかどうかを調査した。前線記号が見られる日は擾乱ありに分類した。なお、台風が温帯低気圧化した場合の温帯低気圧についても、それに伴う前線により判断した。
2. 台風の影響があるかどうか：次に台風の影響があるかどうかを考える。台風の場合にはその領域を判断することは難しいため、各日の日本時間9時の地上天気図と気象庁の台風位置表によって、東経125.00度から145.00度、北緯25.00度から45.00度の領域に台風の中心が存在するかどうかを調査した。この領域に台風の中心が存在している日は擾乱ありに分類した。なお、台風が熱帯低気圧化した場合の熱帯低気圧についても、その中心の位置により判断した。

このようにして解析対象日を上記2つの判断基準から前線と台風のいずれの影響もないと判定した日を擾乱なしに、それ以外を擾乱ありに分類した。その結果、解析対象日429日のうち擾乱なしが計163日(全体の約38%)、擾乱ありが計266日(全体の約62%)となった。なお、アメダスデータの場合2003年から2010年の8年間であるため、擾乱なしが計126

日、擾乱ありが計201日となった。第3節以降、この2つの状況の各々について降水特性や環境場の様子を調べた。

2.3 解析雨量データの格子間隔の統一化

本研究で用いた解析雨量データは、2005年12月以前は格子間隔が2.5 km、2006年1月以降は1 kmと空間解像度が異なっている。そこで解像度の異なるデータを統計処理するために、データの格子間隔を2.5 kmに統一した。格子間隔の統一方法は草川(2013)を参照した。

Fig. 2は解析雨量データの格子点に関する模式図である。黒い点が格子間隔2.5 kmのデータの格子点、赤い点が格子間隔1 kmのデータの格子点を表している。また、太線で黒い点のデータ1個分が表す領域、細線で赤い点のデータ1個分が表す領域を示している。この図からわかるように、黒い点のデータ1個分が表す領域には1 km間隔のデータが7.5個分含まれている。そのため、格子間隔1 kmのデータ1個分を表すものが6つと0.5個分を表すもの3つの平均値を格子間隔2.5 kmのデータの格子点1個分とし、格子間隔2.5 kmに統一した。なお草川(2013)は、アメダス観測点における降水量とその観測点に最も近い格子点における解析雨量データを比較することで格子間隔の統一前と統一後で大きな差がないことを示し、この格子間隔の統一による解析雨量データの精度の低下はないと判断している。そのため、本研究においてもこの統一方法を採用し、2003年から2012年の10年間分のデータを2.5 km格子間隔で作成した。

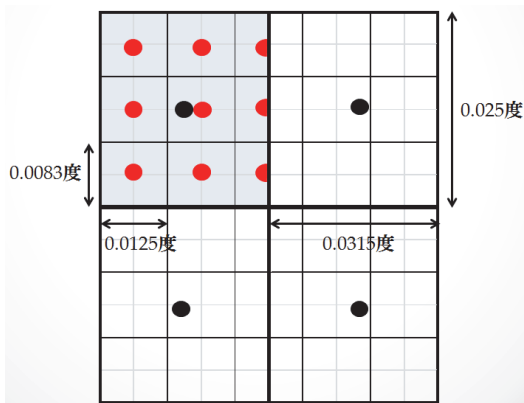


Fig. 2 The method to create 2.5-km mesh data (black dot) from 1-km resolution data (red dot).

2.4 MSMデータの精度検証

本研究では、上層の環境場の解析に MSM データを用いている。MSM データは観測値を同化して得られるものの数値モデルの出力結果であるため、その精度を観測値と比べて検証する必要がある。そこ

で今回は、ラジオゾンデによる高層観測データと比較することで MSM データの精度検証を行った。比較検討の際には、近畿地方の観測地点である潮岬(東経 135.76 度、北緯 33.45 度)の高層観測データと、MSM における潮岬に最も近い格子点(東経 135.75 度、北緯 33.40 度)のデータを用いた。また、それぞれ日本時間 9 時のデータを用いた。

Fig. 3とFig. 4はそれぞれ擾乱なし、擾乱ありの場合における各高度の気温 (K)、Fig. 5とFig. 6はそれぞれ擾乱なし、擾乱ありの場合における各高度の相対湿度 (%)についての散布図である。また各図の右上に相関係数 (R) を示している。Fig. 3やFig. 4より、気温はいずれも相関係数が0.85より大きく、MSM データは観測データと高い相関性があることが分かる。Fig. 5やFig. 6をみても、相対湿度は気温に比べると相関性は低いものの、その相関係数はいずれも0.75より大きく、相関性は高い。ゆえにMSM データと高層観測データに相関があり、本研究のMSMデータによる現実大気の実現性は妥当であるといえる。

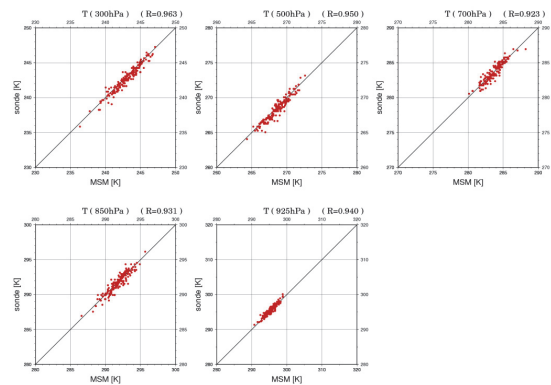


Fig. 3 The relationship between observed temperature and MSM analysis temperature at 300, 500, 700, 850, and 900-hPa levels at the Shionomisaki point under undisturbed conditions.

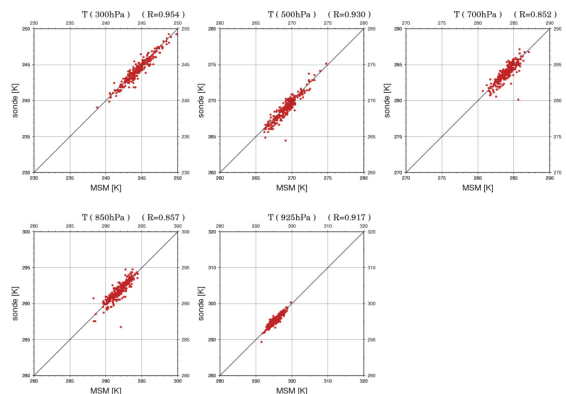


Fig. 4 The same as Fig. 3, except for temperatures under disturbed conditions.

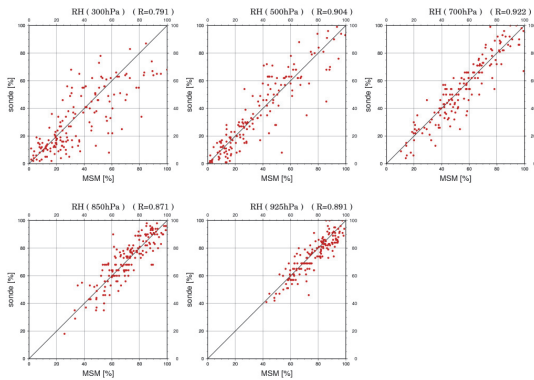


Fig. 5 The same as Fig. 3, except for relative humidity.

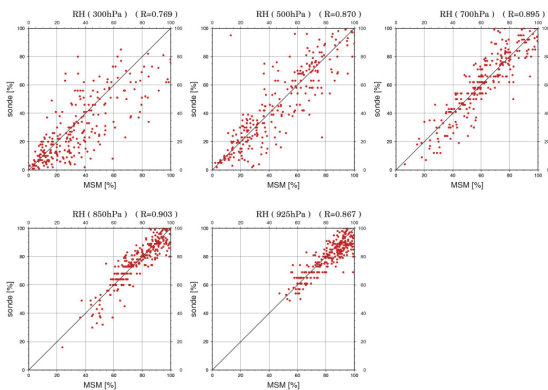


Fig. 6 The same as Fig. 4, except for relative humidity.

3. 近畿地方における降水特性

3.1 総観規模擾乱が存在しない場合

ここでは、擾乱なしの場合（163 日間）について述べる。Fig. 7 および Fig. 8 はそれぞれ、擾乱なしの場合における各時刻の降水頻度（%）、降水強度（mm/h）の分布図である。なお、Fig. 8 については、降水頻度が 10% を超える地点のみ描画した。降水強度は、降水回数が少ないと特異な降水イベントに影響される可能性が高いことから、これをできる限り除外するためである。

最初に、Fig. 7 の降水頻度分布について見ていく。琵琶湖から鈴鹿山脈付近では 1 時から 8 時にかけて降水頻度が 15% を超える領域が見られる。一方で昼以降にはそれより大きい降水頻度の値を持つ時刻は存在していない。そのため、ピークとしてはやや小さいが、降水頻度の観点からも積算降水量の場合と同じような日変化が見られるといえる。紀伊山地付近では、13 時から 18 時にかけての降水頻度のピークがかなり明瞭で、値は大きいところで 30% を超えている。これは 3 日に 1 日ほどの割合で降水がある計算になる。また、他の時刻では降水頻度の値はか

なり小さい。したがって、降水頻度の観点からも紀伊山地付近では降水の日変化が明瞭であり、昼過ぎから夕方にかけてピークを持つことがわかる。また、中国山地付近では概ねどの時刻も降水頻度が 15% を超える領域が存在しており、7 時や 8 時には 20% を超える領域も存在している。そのため、降水頻度の観点からは雨が降りやすいといえるだろう。しかし積算降水量の値は小さいため、中国山地付近では弱い雨が降りやすいと推測できる。この仮説は次の降水強度についての検証で確認する。

次に、Fig. 8 の降水強度分布について見ていく。琵琶湖から鈴鹿山脈付近では、24 時から 10 時にかけて降水強度が 7 mm/h を超える領域が見られる。一方それ以外の時刻では降水強度の強い領域は見られない。このように、琵琶湖から鈴鹿山脈付近では強雨の日変化も同様に深夜から朝にかけてピークをもつことがわかる。紀伊山地付近では、15 時から 18 時にかけて降水強度が 5 mm/h を超える領域が見られる。他の時刻では降水強度はかなり弱いことから、紀伊山地付近では強雨の日変化も同様に昼過ぎから夕方にかけてピークをもつことがわかる。また、中国山地付近では概ねどの時刻においても降水強度が 5 mm/h を超える領域が見られないため、雨は全般として弱いといえる。その他に注目すべき地域として奈良盆地北部がある。この地域では 15 時や 16 時に降水強度の強い領域が見られ、6 mm/h を超えているところもある。それ以外の時刻では降水強度は概ね弱い。Fig. 7 より、奈良盆地北部における 15 時や 16 時の降水頻度はおよそ 10 から 15% ほどで紀伊山地付近ほど大きくはないものの、この時刻の雨は比較的強いといえる。

以上のように、降水強度の観点からある特定の時刻に強雨が発生しやすい地域があることがわかった。

3.2 総観規模擾乱が存在する場合

次に、擾乱ありの場合（266 日間）について述べる。Fig. 9 および Fig. 10 はそれぞれ、擾乱ありの場合における各時刻の降水頻度（%）、降水強度（mm/h）の分布図である。Fig. 9 では Fig. 7 と同様に降水頻度が 10% を超える地点のみ描画している。

Fig. 9 の降水頻度分布について見ていく。琵琶湖から鈴鹿山脈付近では、積算降水量と同様に降水頻度の高い領域は総じてあまり見られない。1 時から 9 時にかけて降水頻度が 10% を超える領域が広がっているものの、これ以上のピークは見られない。紀伊山地付近では、どの時刻においても降水頻度が 15% を超える領域が見られ、値の大きいところでは 30% を超えている領域もある。これは 3 日に 1 日ほどの割合で降水がある計算になる。他の地域と比べ

て降水頻度が高いことから、紀伊山地付近では時刻に偏りなく、雨が降りやすいことがわかる。また、中国山地付近では1時から6時および17時から20時にかけて降水頻度が15%を超える領域が広く存在している。このことと積算降水量の値が概ね小さいことから、中国山地付近では擾乱ありの場合、弱い雨が降りやすいと考えられる。

次に、Fig. 10の降水強度分布について見ていく。琵琶湖から鈴鹿山脈付近では、7時に降水強度が6 mm/hを超えの領域が見られる。それ以外の時刻では降水強度の強い領域はあまり見られない。紀伊山地付近では、どの時刻においても降水強度が4 mm/hを超える領域が存在し、8時には6 mm/hを超える領域も見られる。したがって紀伊山地付近では、擾乱ありの場合、時刻に偏りなく雨が強い傾向にあると考えられる。また中国山地付近では、どの時刻においても降水強度が5 mm/hを超える領域はあまり分布しておらず、擾乱ありの場合に雨は比較的弱いといえる。

3.3 強雨の分布特性

次に、強雨の発生頻度分布を調べる。ここでは、擾乱なしの場合についてのみを示す。Fig. 11は各時刻の10 mm/h以上の降水頻度分布(%)を示す。

琵琶湖から鈴鹿山脈付近では、24時から10時の間に10 mm/h以上の降水頻度の高い領域が広く分布しており、値の大きいところでは4.5%を超えている。一方で他の時刻にはピークが見られない。このように琵琶湖から鈴鹿山脈付近では、擾乱なしの場合、深夜から朝にかけて強い雨が降りやすいと考えられる。紀伊山地付近では、14時から18時にかけて10 mm/h以上の降水頻度の高い領域が分布しており、値の大きいところでは4.5%を超えている。また他の時刻にはピークが見られないことから、擾乱なしの場合、紀伊山地付近では強雨の日変化も明瞭であり、昼過ぎから夕方にかけて強い雨が降りやすいといえる。また奈良盆地北部では、15時や16時に10 mm/h以上の降水頻度が3.5%を超える領域が分布しており、他の時刻にはピークは見られない。このように奈良盆地北部では、擾乱なしの場合、紀伊山地付近ほど高い頻度ではないものの、15時や16時に強雨が発生しやすいと考えられる。これらの特徴はすべて3.1節の降水強度でみた特徴と一致している。なお、10 mm/h以上の降水頻度の高い領域が紀伊山地付近では17時から19時にかけて南東へ、奈良盆地北部では15時から16時にかけて東へ移動しているように見える。

図示はしないが、擾乱ありの場合の特徴も調べたので、結果をまとめる。琵琶湖から鈴鹿山脈付近では、他の時刻に比べて6時から8時の間に10 mm/h

以上の降水頻度がやや高く、他の時刻よりは朝に強雨が発生しやすいといえる。しかし、値は大きいところで2.5%を超えるほどであることから、頻度としてはそれほど高くはない。紀伊山地付近では、10 mm/h以上の降水頻度の高い領域が概ねどの時刻においても分布している。8時および17時から19時にかけては特に高く、3%を超える領域が広く分布している。ただ、それ以外の時刻においても他の地域と比べて頻度の高い領域が分布していることから、紀伊山地付近では擾乱ありの場合、他の地域と比べて、時刻に依存せず強い雨が降りやすいと考えられる。これらの特徴もすべて3.2節の降水強度でみた特徴と一致している。

3.4 地域毎の降水特性

前節までは、降水の分布図から特徴的な地域を見出し、その地域に対して考察を行った。本節では、近畿地方における平野や山地、盆地などの特徴的な地形をもつ地域においてどのように降水が発生しているのかをより明確にするために、領域毎に平均することで地域毎の降水特性を調査する。

ここでは、中国山地、丹波高地、京都盆地、大阪平野、奈良盆地、鈴鹿山脈、紀伊山地という7つの特徴的な地形をもつ地域に着目した。そして、これらについて領域平均する際の領域を、次のFig. 12のように任意に定めた。Fig. 12は、7つの特徴的な地域に関して領域平均する際の領域([1]から[7]まで)を示す。3.1節と同様に降水頻度(%), 降水強度(mm/h)により降水特性について議論する。

(1) 中国山地

擾乱なしの場合、降水頻度は午後よりも深夜から朝方にかけてのほうが多いが、大きな日変化はない(Fig. 13)。ただし、全時刻の平均値は12%ほどであり、これら7つの地域の中で最も大きい値を示している。降水強度はどの時刻もかなり小さく(Fig. 14)、全時刻の平均値も2.5 mm/hほどであり、7つの地域の中で最も小さい値であった。このことから、この地域では、深夜から朝方にかけて降水のピークがあるものの、日変化はそれほど大きくなく、また総じて雨は弱いといえる。

一方擾乱ありの場合(図示せず)、降水頻度も同様に大きな日変化はなかった。また降水強度の値はどの時刻においてもそれほど大きくはなく、全時刻の平均値も2.8 mm/hほどで7つの地域の中で最も小さい値であった。よって、この地域では時刻に依存することなく雨が降り、雨の強度も比較的弱いといえる。

(2) 丹波高地

擾乱なしの場合、降水強度は9時および14時に

ピークを持つ (Fig. 14) . しかし、降水頻度はこれらのピークと対応しておらず、日変化も小さい (Fig. 13) . したがって、この地域の降水特性として日変化を明瞭ではなく、降水強度の 9 時および 14 時のピークは特異な降水イベントに影響されているものと考えられる。一方擾乱ありの場合、積算降水量や降水頻度はともに大きな日変化は見られなかった (図示せず) .

(3) 京都盆地

擾乱なしの場合、降水頻度は 24 時から 4 時にかけてピークをもつものの、それほど大きな日変化ではない (Fig. 13) . 深夜から朝にかけての降水強度は 24 時には最も大きい値を示しているものの、2 時には最も小さい値となっている (Fig. 14) . このため、深夜から朝方の間に強雨が起りやすいとは一概には言えないだろう。ゆえにこの地域では、深夜から朝方にかけて降水のピークがあるものの、日変化はそれほど大きくないといえる。

一方擾乱ありの場合、降水頻度は 23 時から 7 時にかけて他の時刻より大きい値を示すが、それほど大きな日変化ではなかった。

(4) 大阪平野

擾乱なしの場合、降水頻度は大きな日変化はなく (Fig. 13) , 降水強度には夜間にやや強くなる傾向にあることが分かる (Fig. 14) . 一方擾乱ありの場合、京都盆地とほぼ同様の特徴が見られた。

よって、深夜から朝方にかけて降水のピークがあるものの、日変化はそれほど大きくないといえる。

(5) 奈良盆地

擾乱なしの場合、降水頻度で 15 時や 16 時にピークが認められるが、降水頻度・降水強度ともにそれほど大きな日変化は示していない (Fig. 13, Fig. 14) .

一方擾乱ありの場合、降水頻度は 6 時から 8 時にピークがあることが分かった。

(6) 鈴鹿山脈

擾乱なしの場合、降水頻度は 6 時に最も大きい値を示しているが、それほど大きな日変化ではない (Fig. 13) . 降水強度は、1 時や 9 時、10 時などに大きい値を示している (Fig. 14) が、これと降水頻度のピークは対応していないため、この時刻に強雨が発生しやすいとは一概には言えず、低頻度の現象の影響が現れているものと考えられる。

一方擾乱ありの場合、朝方に降水のピークがあるものの、日変化はそれほど大きくないことが分かった。

(7) 紀伊山地

擾乱なしの場合、降水頻度は 7 つの地域の中で最も顕著な日変化を示しており、16 時にピークを持つ (Fig. 13) . 降水強度も 16 時にやや大きい値を示す

ため (Fig. 14) , 強雨も比較的発生しやすいといえる。

一方擾乱ありの場合、降水頻度は 14 時から 18 時にピークをもつが、概ねどの時刻においても他の地域と比べて降水量・降水頻度はともに多いことから、どの時刻でも雨量は多いといえる。

4. 地上風系に関する解析

夏季の降水分布の特性は、海陸風や山谷風などの循環 (いわゆる滑昇風循環や熱的局地循環) に大きく関係するといわれている (Sato and Kimura, 2005; Kuwagata, 1997) . すなわち、風の場合に午後山岳域で収束し、水蒸気を輸送することで降雨域を形成する、というものである。これは、本研究における擾乱なしの場合に相当すると考えられる。3 節では、擾乱なしの場合、紀伊山地における降水の日変化は非常に明瞭で 16 時にピークをもつと述べた。また、紀伊山地と中国山地では同じ山地でも大きく異なる降水特性であることが分かった。本節では、擾乱なしと擾乱ありの場合の両方の降水特性と地上風系との関係性について調べる。地上風の解析には、毎正時に観測されたアメダスによる風向・風速のデータを用いた。

Fig. 15 は、アメダスデータによる 10 時から 19 時の平均地上風の分布を示す。それぞれ赤の矢印が擾乱なしの場合、青の矢印が擾乱ありの場合の平均的な風を示している。

これらの図を見ると、どの時刻、地点においても赤の矢印と青の矢印がほぼ同じであることがわかる。つまり、擾乱なしの場合の地上風と擾乱ありの場合の地上風はそれほど大きな差はないといえる。そして地上風の特徴としては、日中は海から内陸の方向に吹いていることが分かる。図示しないが、日没後は内陸から海の方角に吹く陸風となっていた。

具体的に地域ごとに見ていくと、紀伊山地では 10 時から 16 時ごろまで西側、東側、南側において太平洋からの海風が吹いており、山地に向かって収束する風系になっていると考えられる。また、奈良盆地では西側において大阪湾からの海風が 12 時から 18 時ごろにかけて吹いている。3 節で述べた解析から、擾乱なしの場合、紀伊山地における降水は明瞭な日変化を示し、16 時にピークをもち、奈良盆地では特に北部で 15 時や 16 時に強雨が起りやすいことを示した。これらの降水特性には、午後の海風あるいはその収束が大きく関わっていると考えられる。

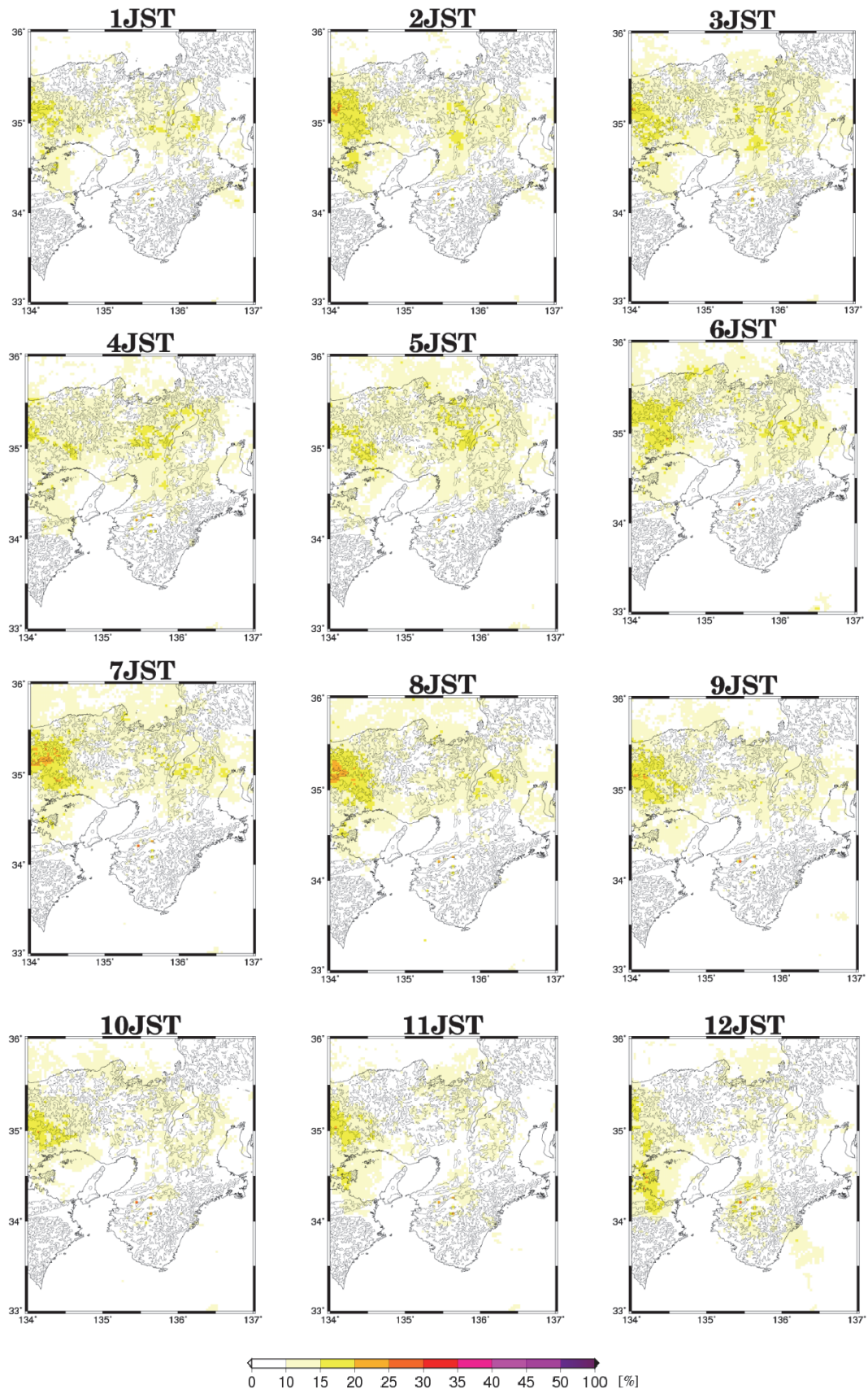


Fig. 7 The spatial distribution of the frequency of precipitation at every hour under undisturbed conditions.

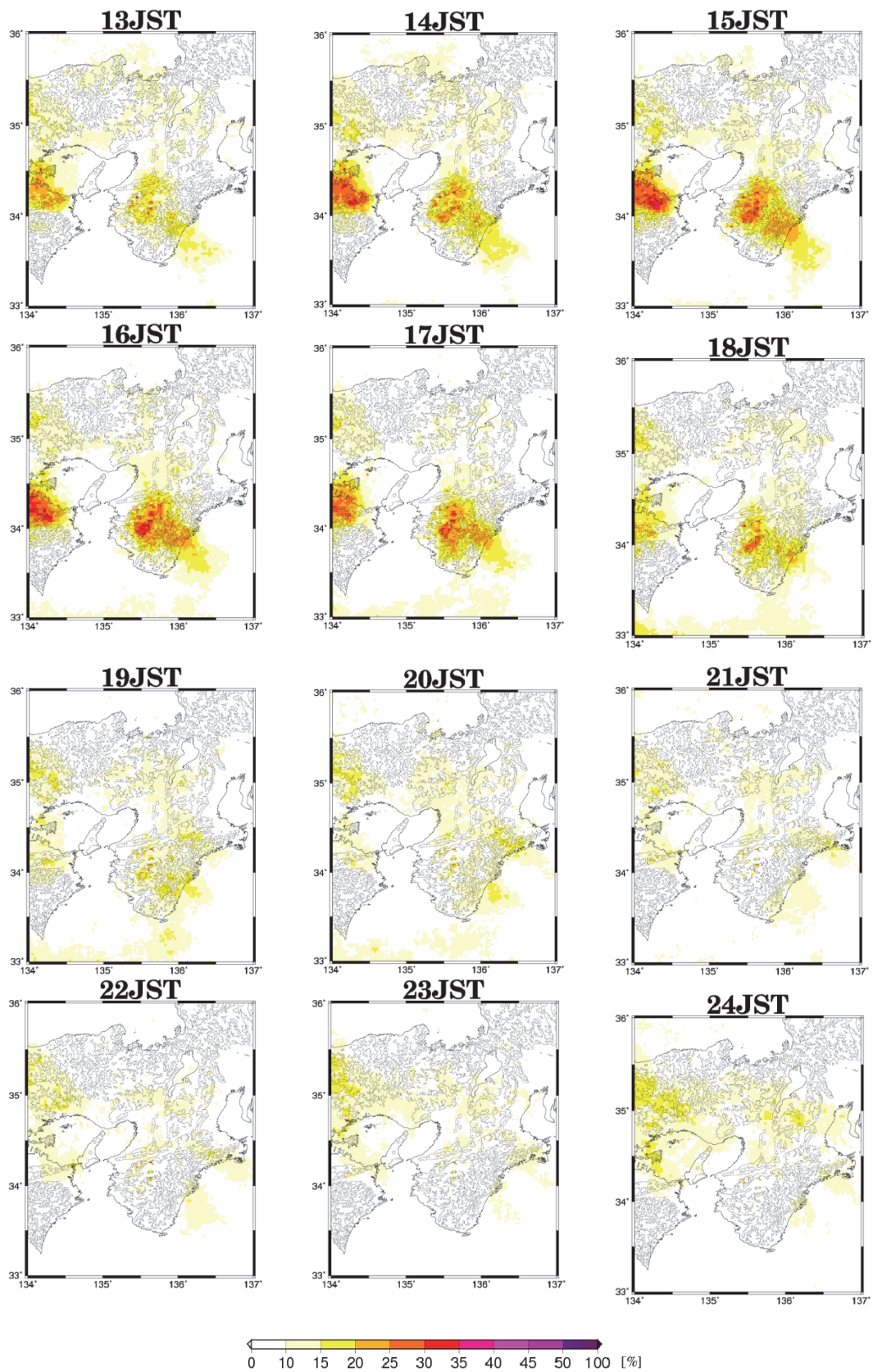


Fig. 7 (Continued)

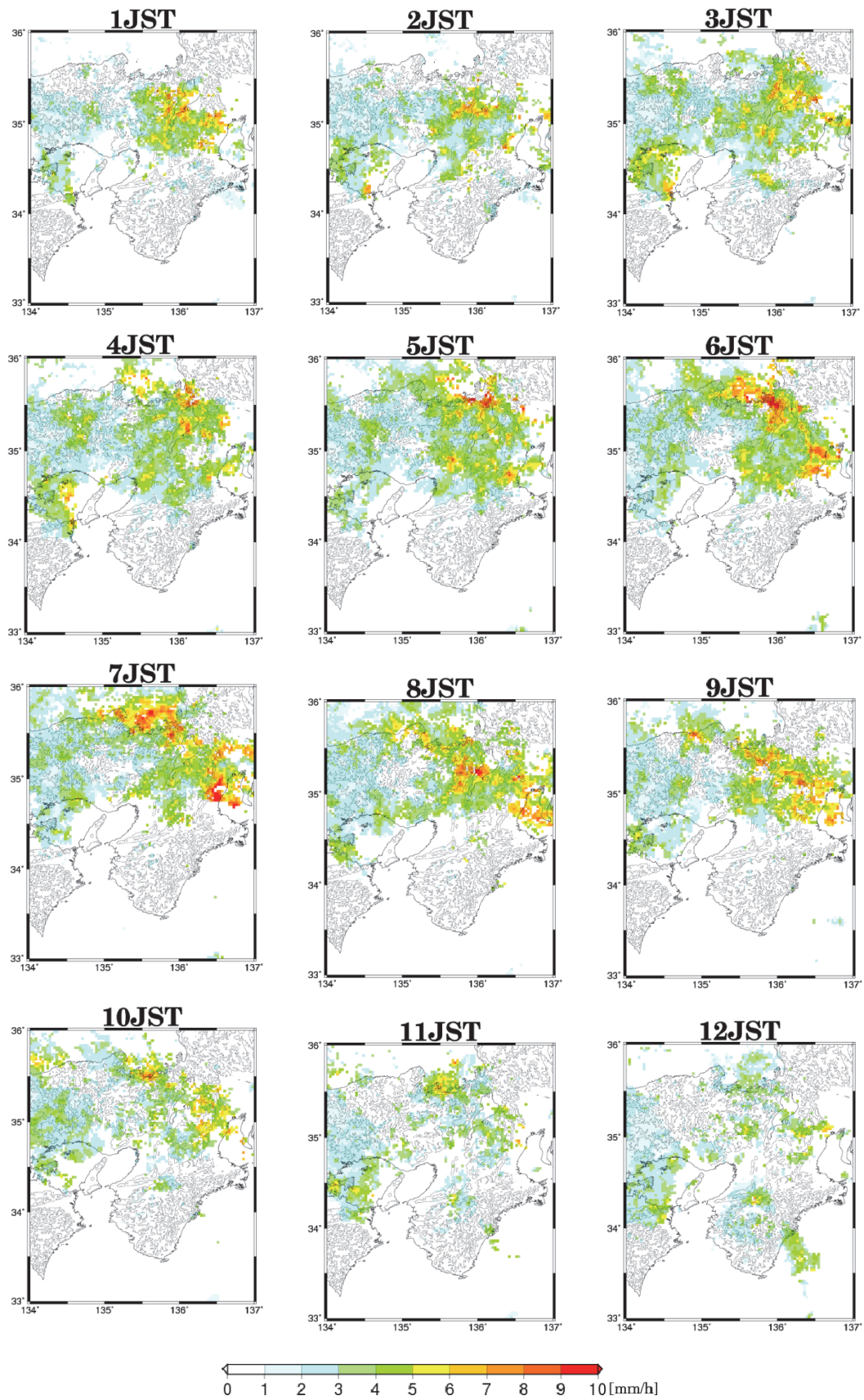


Fig. 8 The same as Fig. 7, except for the precipitation intensity (mm/h).

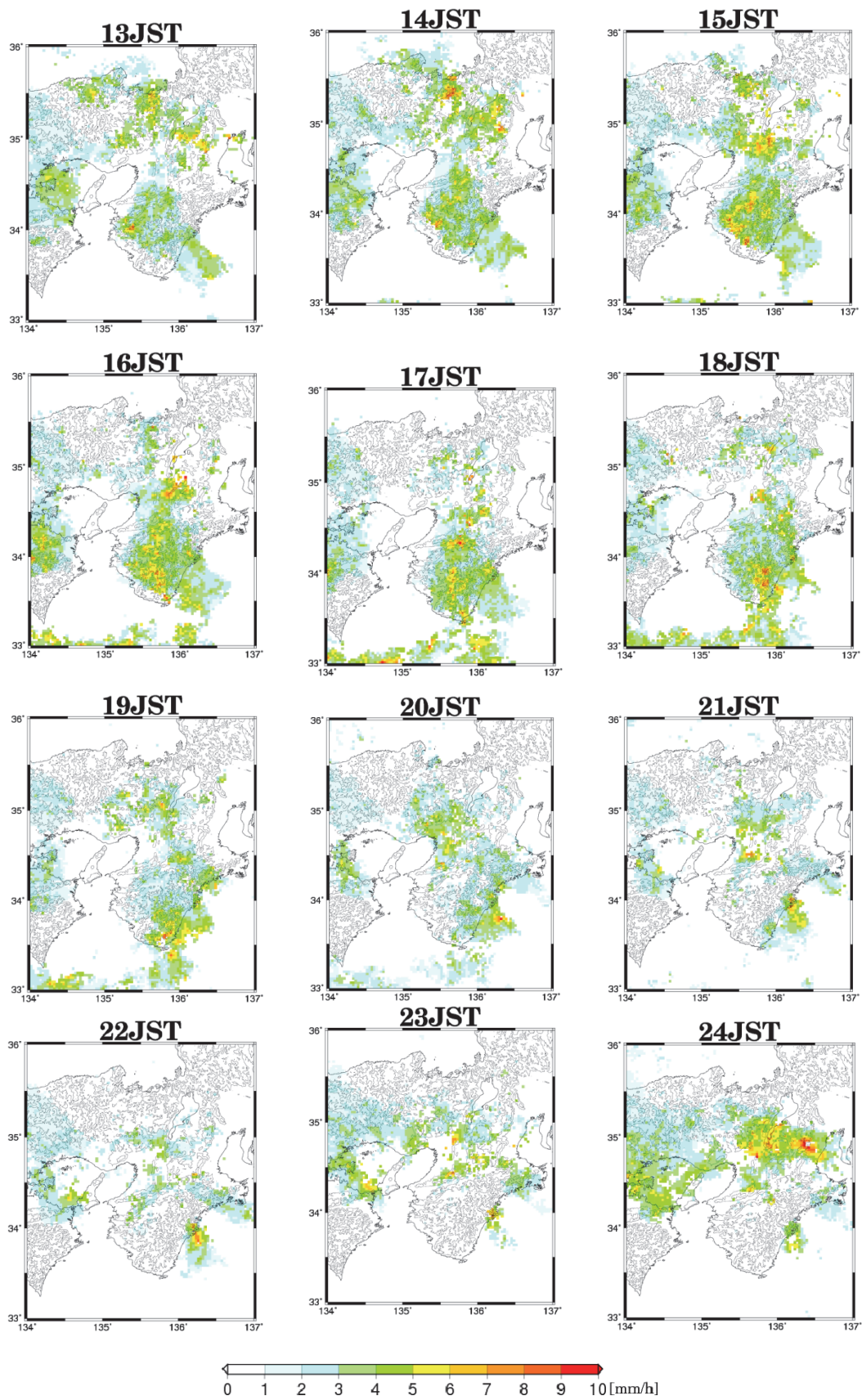


Fig. 8 (Continued)

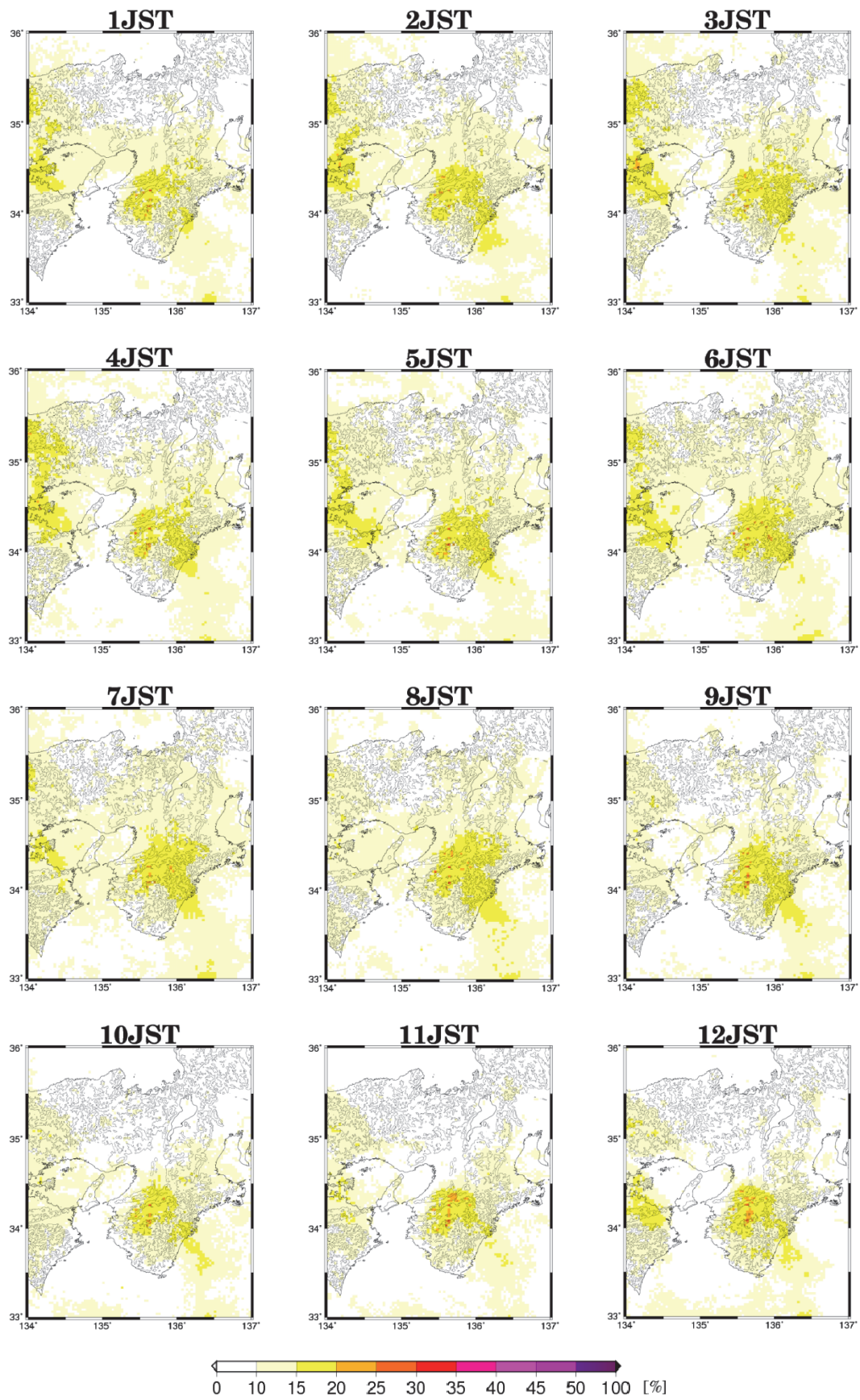


Fig. 9 The same as Fig. 7, except for the cases under disturbed conditions.

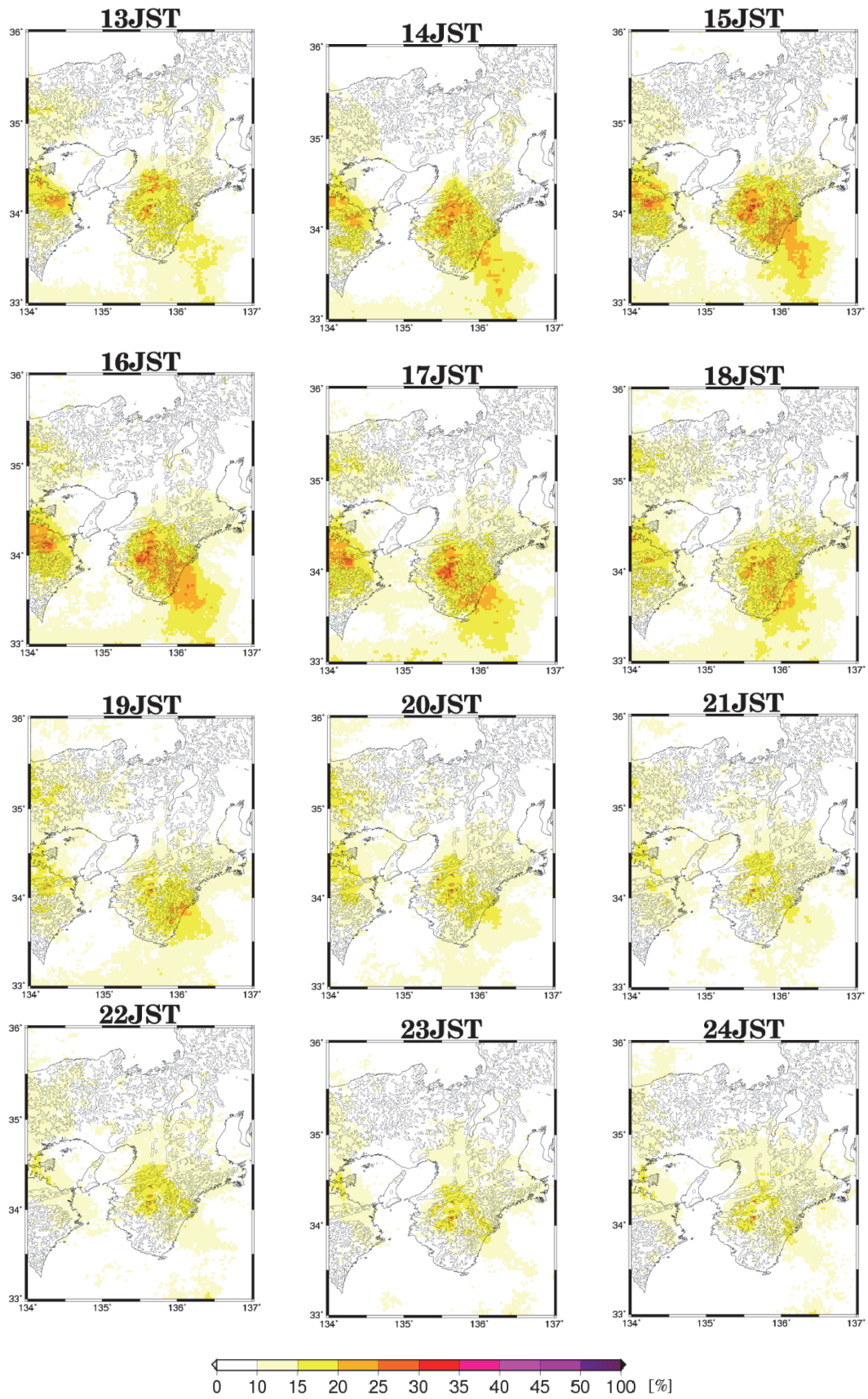


Fig. 9 (Continued)

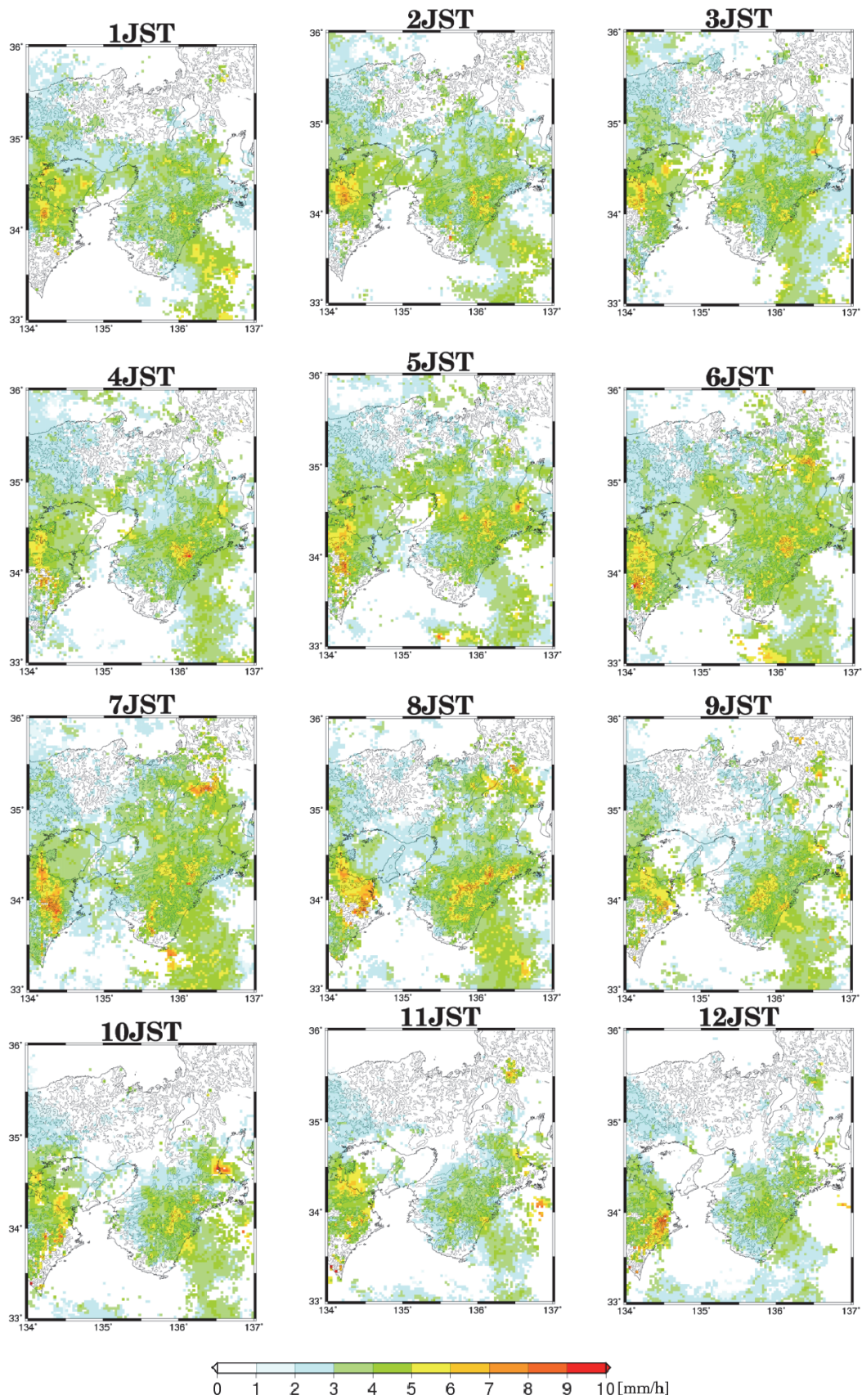


Fig. 10 The same as Fig. 8, except for the cases under disturbed conditions.

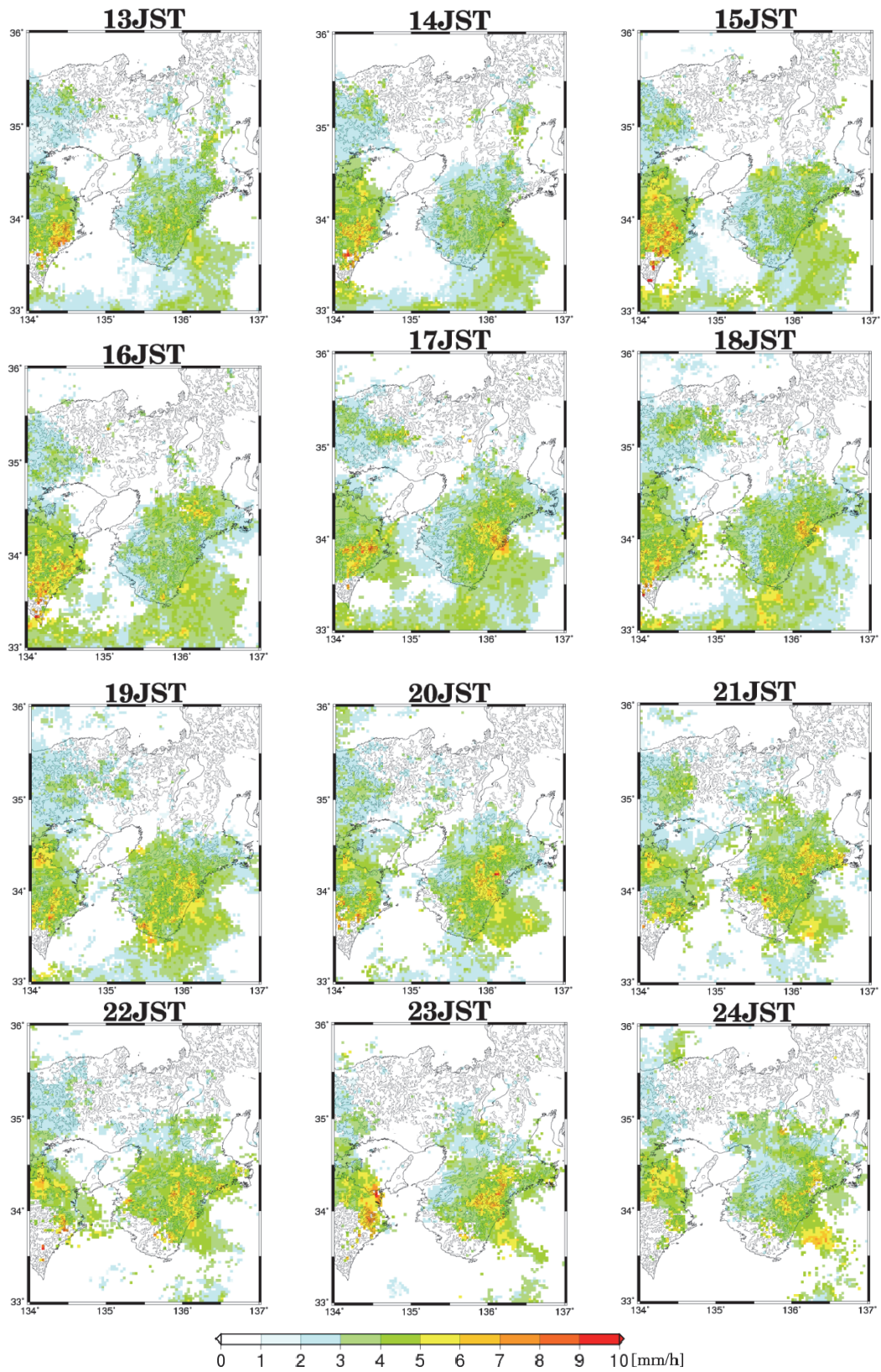


Fig. 10 (Continued)

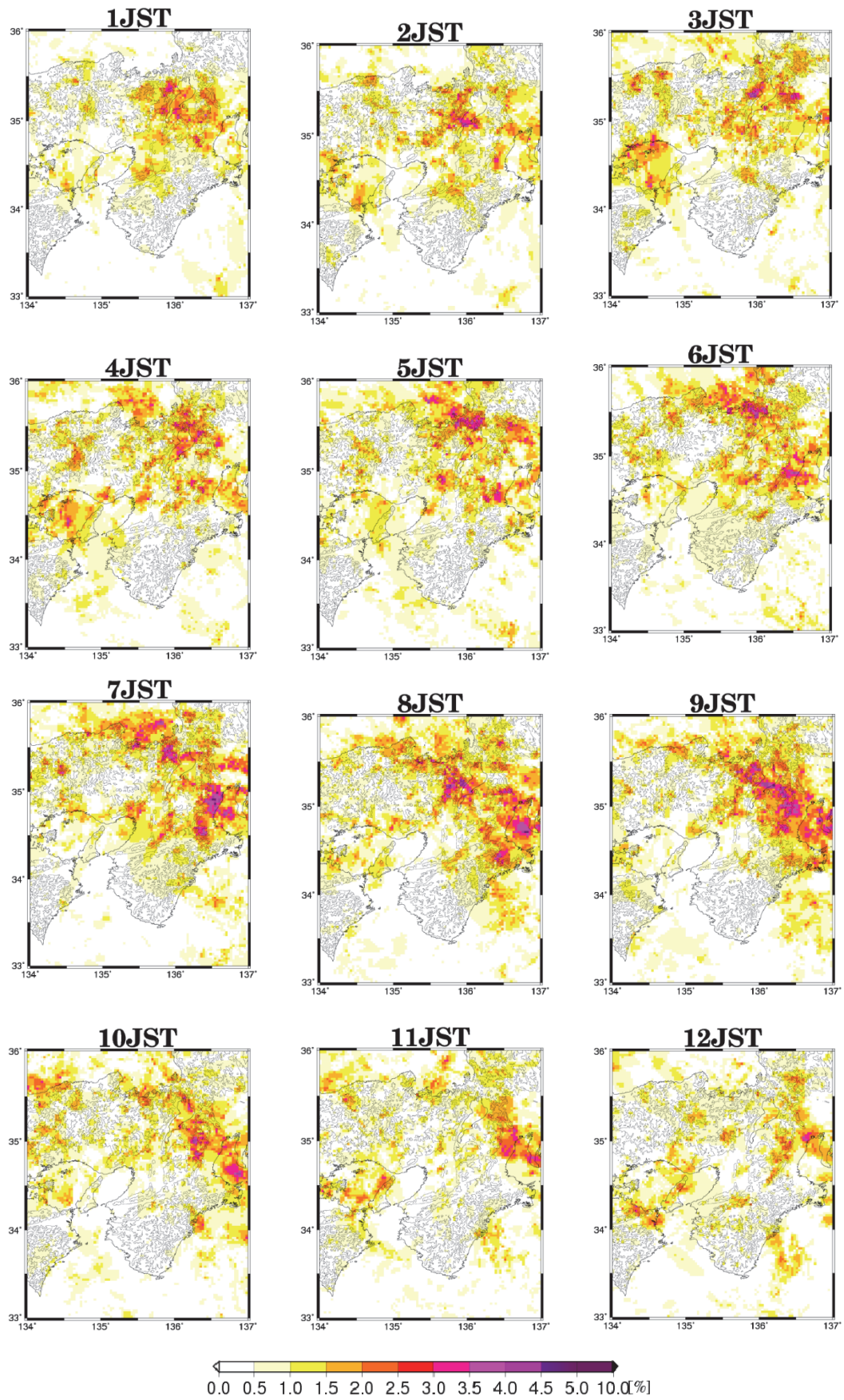


Fig. 11 The spatial distribution of the frequency of strong precipitation of equal to or greater than 10 mm/h at every hour under undisturbed conditions.

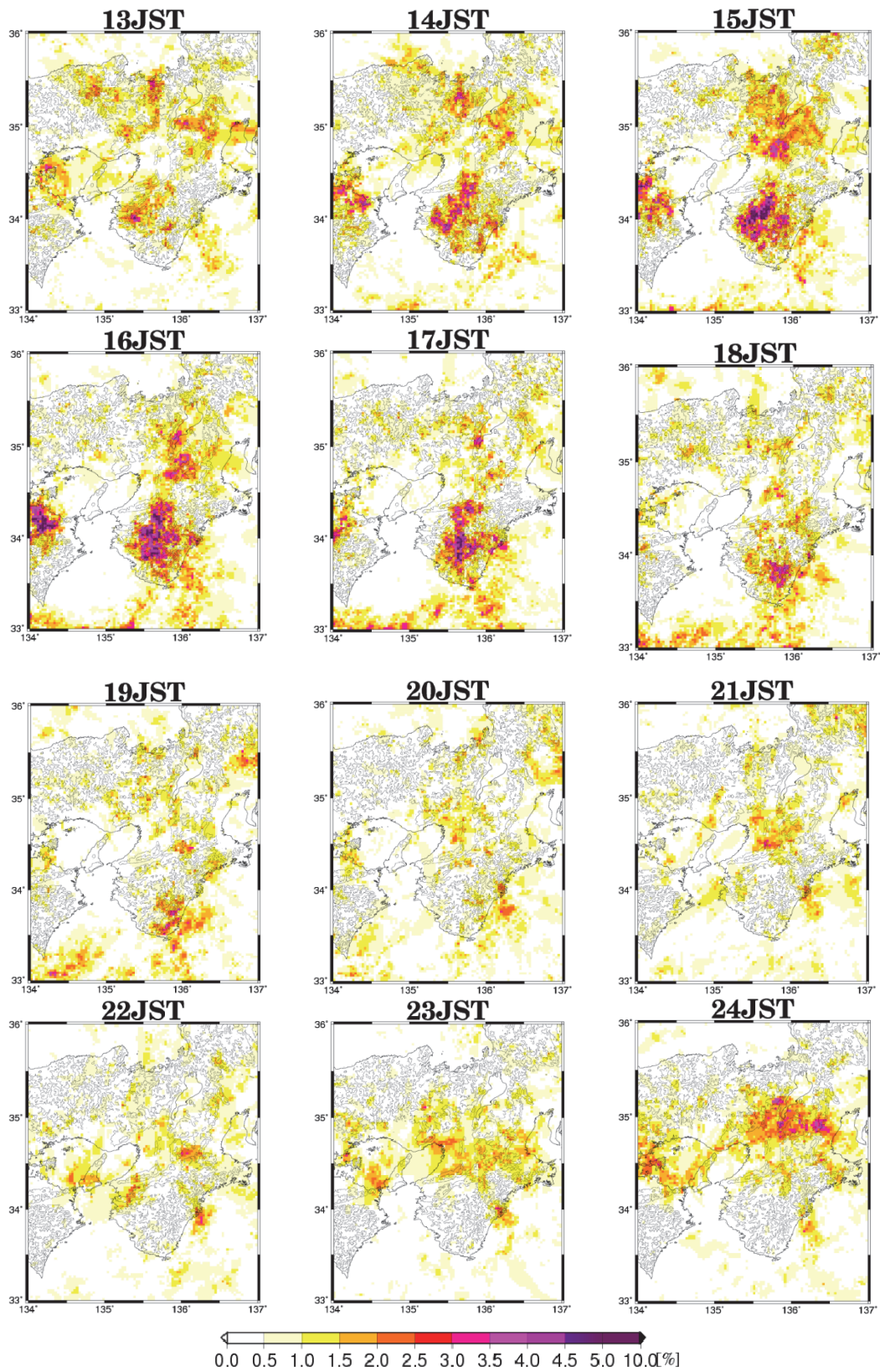


Fig. 11 (Continued)

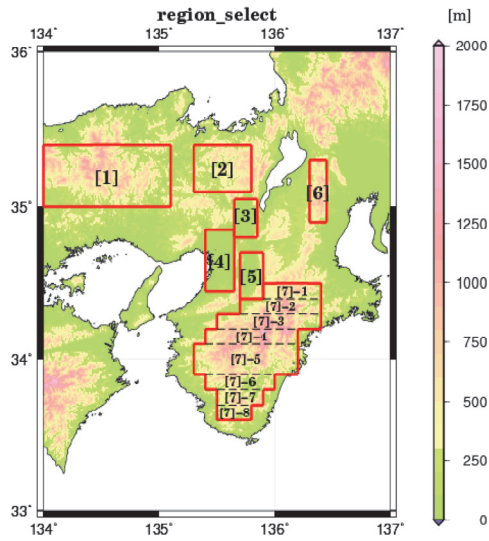


Fig. 12 The divided areas within the analysis region.

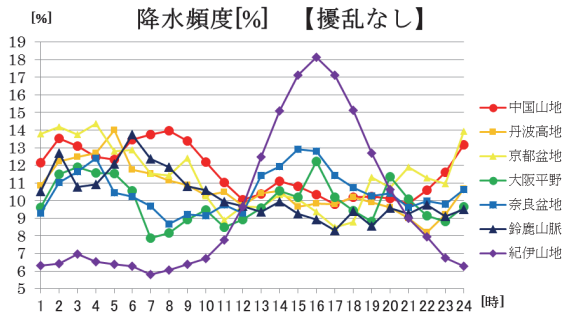


Fig. 13 The diurnal variation of the area-averaged frequency of precipitation under undisturbed conditions.

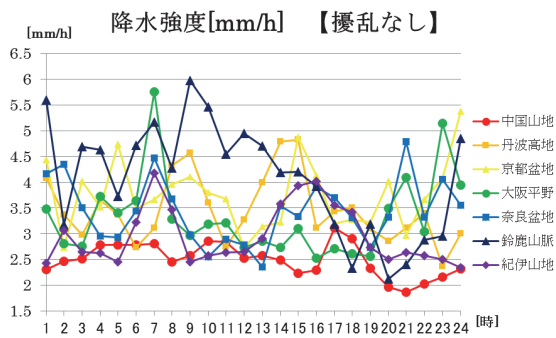


Fig. 14 The same as Fig. 13, except for the area-averaged precipitation intensity.

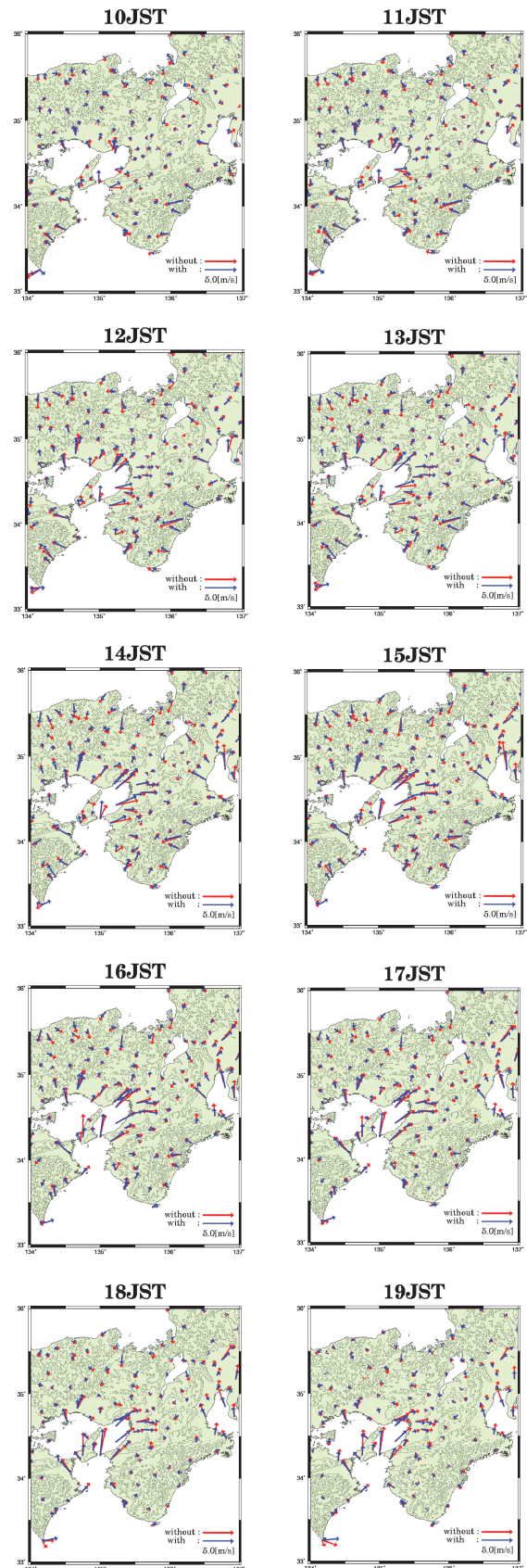


Fig. 15 The surface wind fields averaged for the undisturbed (red vectors) and the disturbed (blue vectors) cases at times from 10 JST to 19 JST.

一方、中国山地においても11時から17時ごろにかけて北に位置する日本海や南に位置する瀬戸内海からの海風が吹いていることがわかる。ただし3節で述べたように、中国山地では擾乱なしの場合、深夜から朝方に降水のピークがあるものの、日変化はそれほど大きくなく、雨の強度は比較的弱いという特徴をもっている。そのため、擾乱なしの場合、16時に強雨が起りやすい紀伊山地との間には、地上風ではない別の要素に違いがあると考えられる。

また3節では、擾乱ありの場合、奈良盆地では朝方に雨が降りやすく、降水量・降水頻度ともに比較的多いと述べた。しかし、深夜や朝方における奈良盆地の地上風は非常に弱く、降水ピークに対応した特徴的な風の場は見られない。したがって、これらの降水特性と地上風との因果関係を説明することは難しいと考えられる。

5. 大気の安定度の解析

本節では、大気の静的安定性を調べる。このため、MSMデータ（格子間隔20 km，時間間隔6時間）を用いた。時刻は、3時，9時，15時，21時である。解析対象日および擾乱なし・擾乱ありの抽出日数については、解析雨量データの場合と同じである。2003年から2012年の10年間で時刻毎に平均することで、大気の安定度を解析した。

5.1 安定度指数の分布

大気の安定性を示す指標である安定度指数によって静的安定度を調べる。安定度指数とは下層の湿潤さと大気的不安定性の程度を量的に表現したものであり、ある時刻における大気安定度の診断に用いられる（大野，2001）。本研究で検証した安定度指数は、ショワルターの安定指数（以下，SSI），リフティド指数（以下，LI），K指数（以下，KI），トータル・トータルズ指数（以下，TT）である。

Fig. 16は、3時のMSMデータによる各安定度指数（ $^{\circ}\text{C}$ ）の分布図である。安定度指数別および擾乱の有無別に、aからhまでのパネルがある。Fig. 17, Fig. 18, Fig. 19はそれぞれ9時，15時，21時におけるものである。

まず Fig. 16 から Fig. 19 において、擾乱なしの場合と擾乱ありの場合の各安定度指数の分布を比べてみると、SSI, LI, TT については擾乱なしの場合と擾乱ありの場合でほぼ同様の分布をしていることがわかる（各図 a から d, g および h）。一方 KI については擾乱ありの場合のほうが不安定である（各図 e および f）。これは、KI は 700hPa 層の湿潤性を考慮した指数であり、この層で擾乱ありの場合のほうが湿潤であることが影響していると考えられる。

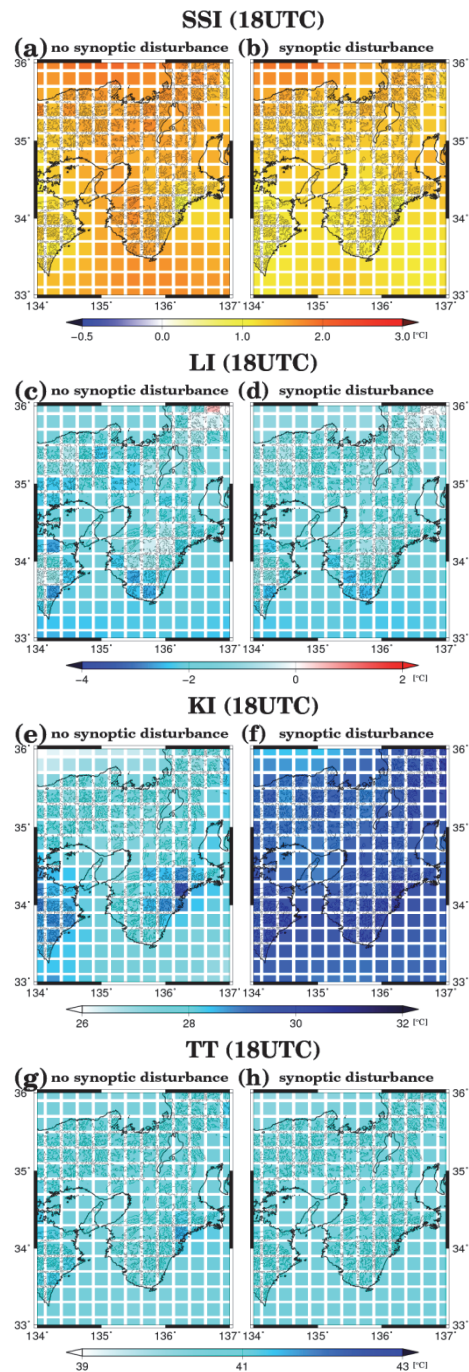


Fig. 16 The spatial distribution of stability indices derived from the MSM data at 3 JST. SSI under (a) the disturbed and (b) the undisturbed conditions, LI under (c) the disturbed and (d) the undisturbed conditions, KI under (e) the disturbed and (f) the undisturbed conditions, and TT under (g) the disturbed and (h) the undisturbed conditions.

次に各時刻の安定度指数分布を見てみる。3時や9時，21時には擾乱なしと擾乱ありのどちらの場合も地域ごとに安定度指数の大きな差はなく、ほぼ一様に分布している（Fig. 16, Fig. 17, Fig. 19）。一方、15時には平野部より紀伊山地や中国山地といっ

た内陸で相対的に不安定であることを示している (Fig. 18). 次の小節で、紀伊山地と中国山地の間で安定度指数にどの程度差があるのかについて見ていく.

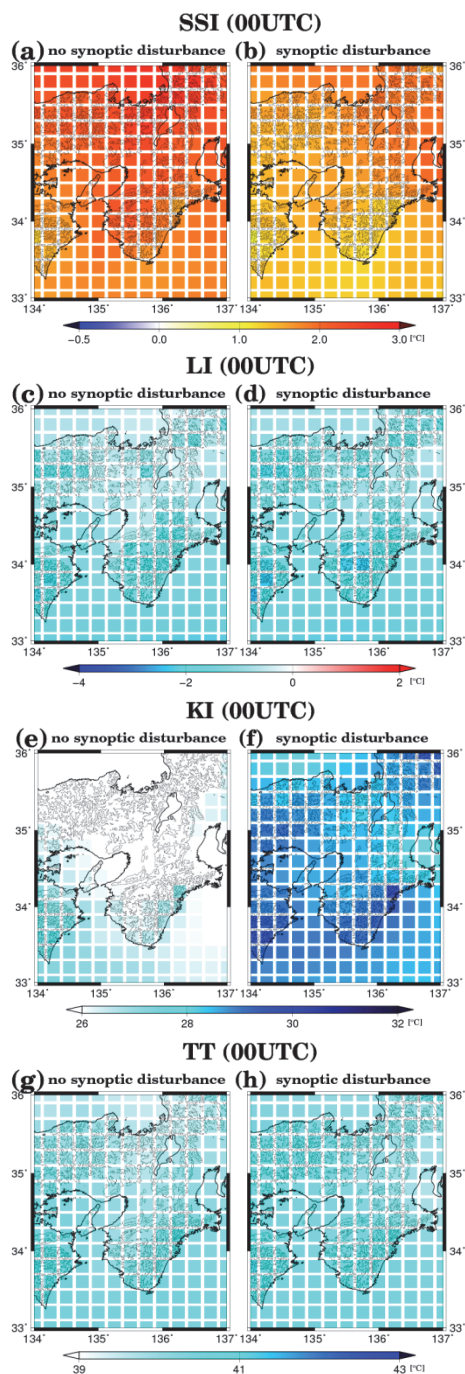


Fig. 17 The same as Fig. 16, except for at 9 JST.

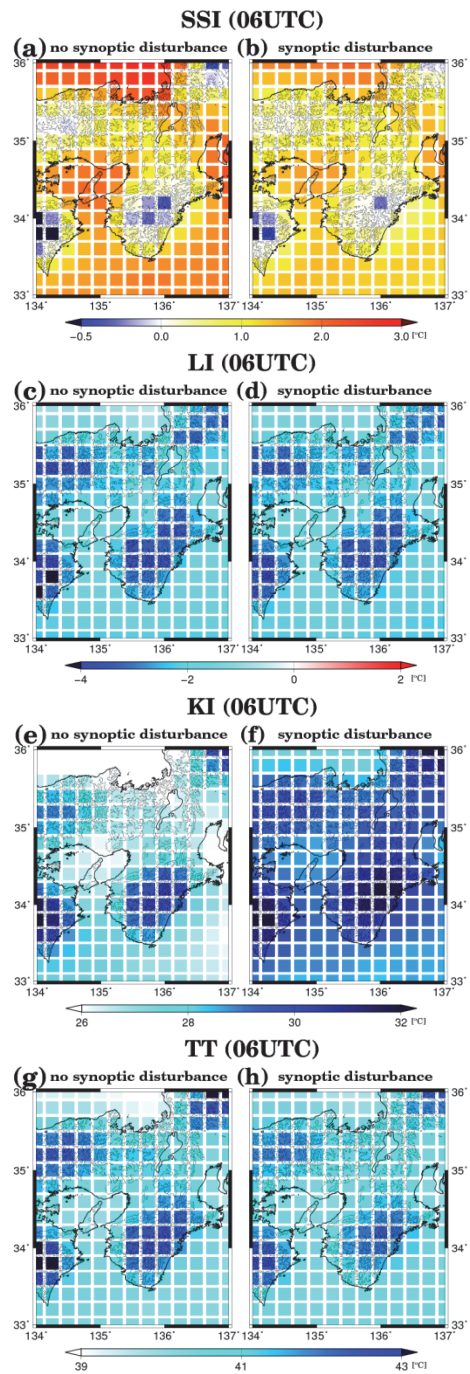


Fig. 18 The same as Fig. 16, except for at 15 JST.

5.2 紀伊山地と中国山地の安定度指数の違い

前小節において 15 時には特に内陸で不安定になる傾向にあることが示唆されたため、ここでは内陸に位置する紀伊山地と中国山地の間の安定度指数の違いについて考察する。地域を決めるには、Fig. 12 で設定した紀伊山地・中国山地の領域で各安定度指数について平均をとる。紀伊山地および中国山地の領域に含まれる MSM データはどちらも 15 地点であったため、これら 15 地点で各時刻の安定度指数の平均をとり、比較することにした。

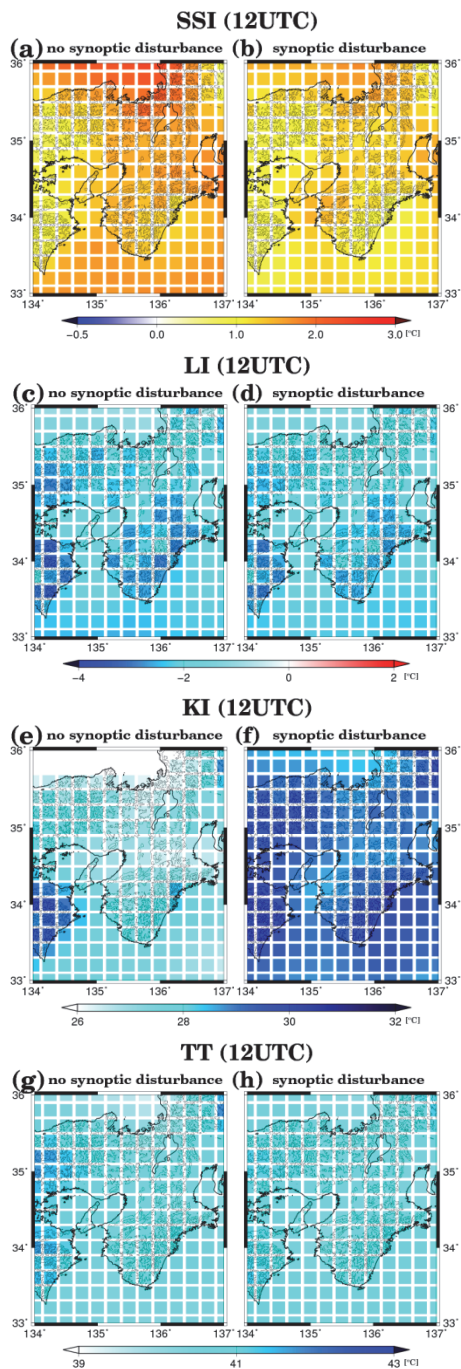


Fig. 19 The same as Fig. 16, except for at 21 JST.

Fig. 20 は、紀伊山地と中国山地間の MSM データによる各時刻の安定度指数 (°C) の差である。差については、紀伊山地の安定度指数の平均値から中国山地の安定度指数の平均値を引いて算出している。パネル a が擾乱なしの場合、b が擾乱ありの場合を示している。また、Table 1 は擾乱なしの場合における紀伊山地と中国山地間の安定度指数に関する t 検定による T 値であり、Table 2 は擾乱ありの場合におけるものである。なお、このときの有意水準 5% における T 値は 2.048 である。

まず擾乱なしの場合 (Fig. 20a および Table 1) に

ついて見ていく。3 時には KI の差は正であり、紀伊山地のほうが不安定となっている。9 時には、SSI, LI の差は負、KI, TT の差は正というようにすべての安定度指数において紀伊山地のほうが不安定であることを示唆している。また Table 1 をみると、それらの T 値はすべて有意な差があることがわかる。このことから、紀伊山地では夕方の降水発生前の環境場として中国山地と比べてより不安定であると考えられる。Fig. 20a より、15 時も同様にすべての安定度指数で紀伊山地のほうが不安定であることが示唆されるが、表から有意差が見られるのは KI のみである。KI が大きな有意差を示しているのは、中国山地より紀伊山地の方が 700 hPa 層の水蒸気が多い (図示せず) ことが大きく影響していると考えられる。21 時には、SSI の差は正、TT の差は負であり、どちらも有意差が見られる。このように、夜間には中国山地のほうが不安定であることを示唆している安定度指数もある。

擾乱ありの場合は、擾乱なしの場合に比べて安定度指数の差は比較的小さい (Fig. 20b)。しかし、15 時の KI については擾乱なしの場合と同様に紀伊山地と中国山地間には大きな差があり、有意な差も見られる (Table 2)。これには、前小節で述べた紀伊山地における対流圏中層の湿潤性が大きく影響していると考えられる。

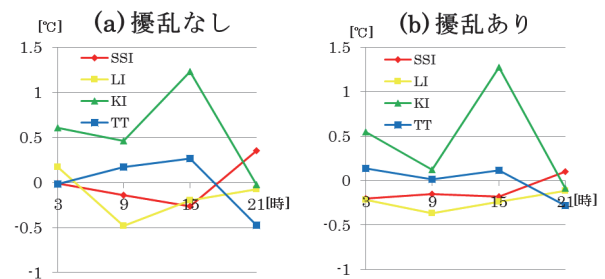


Fig. 20 The differences of stability indices between the Kii mountains and the Chugoku mountains for (a) the undisturbed and (b) the disturbed cases.

Table 1 The T values for the differences of the stability indices between the Kii and the Chugoku mountains derived by t-test statistics for the undisturbed cases.

Time (JST)	SSI	LI	KI	TT
3	-0.13	0.71	4.3	-0.18
9	-2.3	-3.5	3.3	2.3
15	-2.0	-1.2	5.5	1.6
21	4.8	-0.63	-0.15	-5.4

Table 2 The same as Table 1, except for the disturbed cases.

Time (JST)	SSI	LI	KI	TT
3	-7.2	-1.2	7.1	4.2
9	-3.9	-3.2	1.2	0.35
15	-1.6	-1.6	6.7	0.85
21	2.1	-1.5	-0.76	-5.2

6. まとめ

本研究では、先行研究で明らかにされていない近畿地方の夏季の降水特性とその大気環境場について調査した。具体的には、夏季のうち台風や前線といった総観規模擾乱が存在しない日（擾乱なし）と存在する日（擾乱あり）に分類し、それぞれについて近畿地方の降水特性および環境場を統計的に調べた。降水特性の調査には、高い解像度をもつ解析雨量データ（2003年から2012年）を用いた。また降水をもたらす環境場の調査には、地上気象観測データ（2003年から2010年）およびメソ客観解析値データ（2003年から2012年）を用いた。

近畿地方の降水特性を調査した結果、擾乱なしと擾乱ありのそれぞれの場合において、地域毎に異なる降水特性をもつことがわかった。

擾乱なしの場合、丹波高地や大阪平野では降水の日変化は見られなかった。中国山地や京都盆地では深夜から朝方に、奈良盆地では昼過ぎから夕方に、鈴鹿山脈では朝方に降水のピークがあるものの、日変化はそれほど大きくなかった。ただし中国山地では、雨は比較的弱いことがわかった。また奈良盆地北部では、15時や16時に強雨が比較的発生しやすいことがわかった。紀伊山地における降水は明瞭な日変化を示し、16時に最も雨が降りやすく、強雨も起こりやすいことがわかった。

擾乱ありの場合、丹波高地での降水は、量・頻度ともに少ないことがわかった。京都盆地や大阪平野では深夜から朝方に、鈴鹿山脈では朝方に降水のピークがあるものの、日変化はそれほど大きくなかった。中国山地では時刻に依存することなく雨が降り、擾乱なしの場合と同様に雨は比較的弱いことがわかった。奈良盆地では朝方に雨が降りやすく、量・頻度ともに比較的多いことがわかった。紀伊山地における降水は、どの時刻においても量・頻度ともに他の地域と比べて大きい値を示したことから、時刻に依存せず多くの雨が降っていることがわかった。

また地上の環境場を調べたところ、擾乱なしと擾

乱ありのそれぞれの場合で地上風系に大きな差はなく、顕著な海陸風分布をしていることがわかった。具体的には、紀伊山地では10時から16時の間に太平洋側からの海風が吹き、収束している風系になっていると考えられる。中国山地や奈良盆地においても同様に海風が吹きこむ様子が見られた。なお、擾乱ありの場合における奈良盆地の朝方の降水ピークに対応した特徴的な地上風系場は見られなかった。

さらに、対流圏の環境場および大気状況を調べたところ、擾乱なしの場合、9時には850 hPaや800 hPaといった下層で水蒸気が南西方向から近畿地方の概ね全域に豊富であった。また、大気の安定性を示す安定度指数の多くは中国山地上空より紀伊山地上空の方が不安定であることを示した。紀伊山地上空では水蒸気が収束している場になっていると考えられる。一方、擾乱ありの場合には3時、9時、15時、21時の水蒸気は、多くの高度において近畿地方の概ね全域で擾乱なしの場合より豊富であった。なお、奈良盆地の朝方の降水ピークに対応した特徴的な対流圏の環境場は見られなかった。

以上の結果より、近畿地方における降水特性とその環境場との関係性についてまとめる。擾乱なしの場合、近畿地方においても日中で気温が高くなり、Sato and Kimura (2005)やKuwait (1997)が示したような内陸へと収束する循環が発達する。そして、下層に豊富にある水蒸気が山地に輸送される。山地による地形効果で上昇流となり、積乱雲が形成され、夕方に降水が発生することがある。これは、標高が比較的高く、対流圏中層の水蒸気が豊富で移流が小さい紀伊山地において特に発生しやすく、強雨も起こりやすいと考えられる。

この降水発生メカニズムは、中部山岳域や濃尾平野を対象とした先行研究とほぼ同様であると考えられる。ただし、紀伊山地では中部山岳域や濃尾平野に比べて降水がピークをむかえる時刻は少し早くなっていた。このことと、前述したメカニズムは紀伊山地で夕方に降水をもたらす要因の1つであることから、環境場の更なる研究が必要である。

擾乱ありの場合、擾乱なしの場合より大きなスケールで降水の発生に好都合な場となっており、台風の影響を受けやすい南部で特に降水が発生しやすい、と考えられる。奈良盆地で朝方の降水ピークがある原因は本研究では見出せなかったため、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いことが多かった近畿地方の降水特性および環境場について調べることで、多くの新たな知見が得られた。これらの知見が今後の研究や防災対策に活用され、近畿地方における強雨による被害の軽減に繋

がることに期待したい。

謝 辞

MSM データ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

伊藤久徳 (1995) : 近畿地方の広域海風に関する数値実験, 天気, Vol. 42, pp. 17-27.
大野久雄 (2001) : 雷雨とメソ気象, 東京堂出版, 309 pp.
草川敬之 (2013) : 濃尾平野における夏季の降水特性とその発生環境場について, 京都大学理学研究科地球惑星科学専攻 平成24 年度修士論文.
田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光 (2002) : SAFIR で観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境 II : 安定度数による雷雨日の予測, 天気, Vol. 49, pp. 649-659.
野村昇平 (2011) : 関東平野において夏期の午後に発生する局地豪雨の発生環境場に関する研究, 京都大学理学研究科 地球惑星科学専攻 平成22年度修

士論文.

Iwasaki, H. and Miki, T. (2001): Observational study on the diurnal variation in precipitable water associated with thermally induced local circulation over the “semi-basin” around Maebashi using GPS data, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 79, pp. 1077-1091.
Ku wagata, T. (1997): An analysis of summer rain showers over central Japan and its relation with thermally induced circulation, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 75, pp. 513-527.
Nomura, S. and Takemi, T. (2011): Environmental stability for afternoon rain events in the Kanto Plain in summer, SOLA, Vol. 7, 9-12.
Sato, T. and Kimura, F. (2005): Diurnal cycle of convective instability around the central mountains in Japan during the warm season, J. Atmos. Sci., Vol. 62, pp. 1626-1636.
Yonetani, T. (1975): Characteristics of atmospheric vertical structure on days with thunderstorms in the northern Kanto Plain, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 53, pp. 139-148.

(論文受理日 : 2014年6月6日)