

東京周辺の短時間強雨と海風前線に伴う雲の関係

—「ゲリラ豪雨」はゲリラではなかった!?!—

中西 幹 郎*

1. はじめに

東京に限らず、近頃は毎年のように通称「ゲリラ豪雨」という、水害を伴うほどの短時間強雨が発生している。この雨は本当にゲリラ（奇襲）なのか、それとも何らかの兆候があり、我々はそれに気づいていないだけなのだろうか。

中西・菅谷（2004）はアメダスデータと気象衛星画像を調べ、東京周辺で午後に一転雨が降った日の多くで、東京湾を取り囲むように海風前線に沿って雲の帯が現れていたことを示した。一方、Iwai *et al.*(2018)はドップラーライダーやレーダーなどのリモートセンシング技術を駆使して、海風前線上に発生した対流雲が、そののち自由対流高度に達して降水を伴うほど発達した事例を示した。この結果は、中西・菅谷（2004）が示した海風前線に伴う雲が、午後の雨の道しるべになり得ることを示唆しているようである。

中西・菅谷（2004）の研究から20年近くが経ち、当時よりも空間解像度の高い衛星画像が利用できるようになった。海風前線上の雲がより確認しやすくなったと期待し、改めて同様の調査を行った。ただし、強雨が起るメカニズムを探るような詳細な解析は行っていない。

短時間強雨は、いつも海風前線などの局地現象と関係しているとは限らない。したがって、この報告はすべての強雨に当てはまるわけではないが、ゲリラ豪雨の予報に向けた新たな一歩になると考える。

2. 解析の概要

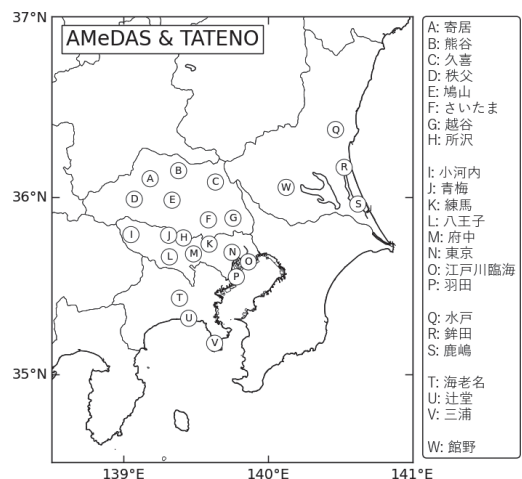
2.1 使用データ

データ収集期間は2015～2020年の5～9月の918日間とした。アメダス、高層気象データおよび気象衛星の可視画像は、それぞれ気象庁（2020）、ワイオミング大学（2020）および高知大学（2020）からダウンロードした。解析に使用した気象データの観測点の分布を第1図に示す。なお、2015年7月からは「ひまわり8号」の正式運用が始まっている。

2.2 解析対象日の抽出

解析対象日は、奇襲の意味で、午前中は晴れていたのに午後には一転雨が降った日（以下、午後降水日）とした。その対象地域は、東京周辺の強雨に着目しているので東京都と埼玉県に絞った。この都県にある、アメダス4要素16地点を対象に、条件：

① 9～13時の4時間の降水量がどの地点も0 mm



第1図 解析に使用したアメダスおよび高層気象（館野）の観測点の分布。実線は海岸線、湖沼および行政区界を表す。

* Mikio NAKANISHI, 一般財団法人日本気象協会。

nakanishi.mikio@jwa.or.jp

© 2021 日本気象学会

で、全地点平均の日照時間が2.4時間（4時間の60%）以上

②13～24時の間にどこかの地点で降水量を観測に基づいて対象日を抽出した。①に該当する日は376日、そのうち②に該当する日は94日あった。

解析対象である午後降水日の降水強度別日数を第1表に示す。午後降水日は毎年10日以上出現している。6年間の結果なので長期的な傾向とは必ずしも言えないが、16地点の中の最大1時間降水量 P_{\max} が10mmを超える日は最近増加している。20mmを超える強雨の日数は毎年1～3日、全期間合わせて13日出現している。この13日を短時間強雨日として、残りの午後降水日から識別できるかどうかを調査する。なお、注目する降水現象の空間規模の小ささに比べて観測点が点在していることから、 P_{\max} が20mm以下であっても、観測点の間には20mmを超える場所があった可能性はある。これを捉え、より正確な識別条件（例えば第3.5節）を得るためには、レーダー・アメダス解析雨量を利用して分類することも考えられる。今後の課題である。

第2表には P_{\max} が出現した時刻を時間帯別に示す。15時以前の午後の早い時間帯に降水が観測された日もあるが、 P_{\max} が10mmを超えると15～21時の出現が多い。下校や退社時間に合致するので、予報の必要性は一段と高い。

3. 解析結果

3.1 短時間強雨日の顕著な例と2値化

2018年8月27日は、9～13時の全地点平均の日照時間が3.8時間あったにもかかわらず、19～20時の1時間に練馬で71mmの雨が観測された。

この日の12～15時の可視画像と風向・風速（矢羽根）を第2図に示す。風はどの時刻も同様の分布である。例えば13時の分布（第2図b）を見ると、鹿島灘や九十九里浜沿岸は東寄りの風、相模湾や東京湾西側沿岸は南寄りの風が吹くE-S風系（藤部ほか2002）で、双方の風（海風）が東京都と埼玉県との県境あたりで収束する様子が見える。その収束線（海風前線）上には雲が発生している。この海風前線雲は14時、15時と時間が経ってもほとんど動かず停滞しており、次第に発達していった（第2図c, d）。

なるべく早い時間を使いたいが、この調査では海風前線雲が明瞭に見える時刻である14時の可視画像を解析に使用する。着目するのは海風前線雲である。この雲の主要な部分が引き立つように、輝度が75（最大255

の約30%）を超えるピクセルには雲あり、それ以下のピクセルは雲なしとして可視画像を2値化した。この2値化では山岳域の雲も残るがやむを得ない。

2値化した結果を13～24時の積算降水量とともに第3図に示す。東京湾を取り囲むように海風前線雲がはっきりと確認できる。その北西辺の練馬とさいたまで50mm、八王子で20mmを超える積算降水量が観測された。雨が集中したのは、さいたまが17～20時、ほかの2地点は19～21時であった。

3.2 雲の出現頻度

第4図は、雲ありを1、雲なしを0として2値化した画像を降水強度別に重ね合わせ、着目する雲の出現を100分率で表している。第4図aの $0 < P_{\max} \leq 5$ に属する2016年8月21日、2017年6月11日および同年8月9日、第4図cの $10 < P_{\max} \leq 20$ に属する2017年6月16日と同年7月12日の5日間は、衛星画像に欠損があったため、以下の解析は午後降水日94日からこの5日を除いた89日間で行う。

平野部を見ると、 P_{\max} が10mmを超え（第4図c）、さらに20mmを超えると（第4図d）、東京都と埼玉県付近に雲が出現する確率が明らかに高くなる。詳しく見ると、その都県の県境あたりと埼玉県中央部の2地域に出現ピークが見えるが、次節で説明するように、着目するのは県境あたりの雲である。なお、 P_{\max} が大きくなるにつれて、山岳域の雲の出現確率も高くなる一方、南の海上のそれは低くなる傾向がある。

3.3 地上風向と降水量

第5図に、降水強度別の鹿島灘沿岸と相模湾沿岸における風配図と、東京都と埼玉県16地点ごとの最大積算降水量の分布を示す。午後降水日は、最初は晴れていたため海風が発達し、どの降水強度でも概ねE-S風系の分布になっていたと見られる。ただし、鹿島灘沿岸では南寄りの風も少し現れており、大規模海風（近藤1990）が卓越した日も混じっていたようである。

P_{\max} が10mmを超えるとE-S風の頻度が増え（第5図c, d）、東京周辺での風の収束が強まったと考えられる。 P_{\max} が20mmを超えた事例（第5図d）の中には、東京都の練馬と江戸川臨海、埼玉県のさいたまと越谷で最大50mmを超える積算雨量が観測された日があった。

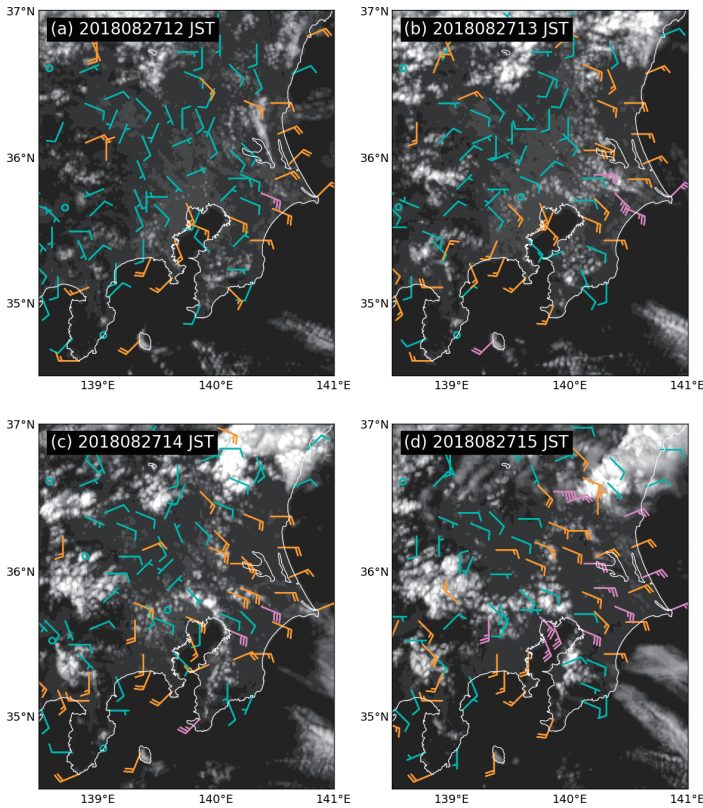
この結果と第4図で示した東京都と埼玉県の県境あたりの雲の出現ピークを合わせて考えると、第2図に示した海風前線と、それに伴って形成された海風前線雲が短時間強雨の発生に関与していることが統計的に

第1表 解析対象日の降水強度別の日数. P_{max} は東京都と埼玉県の全16地点の中で、13～24時の間に記録した（データは14～24時の正時の）1時間降水量の最大を表す.

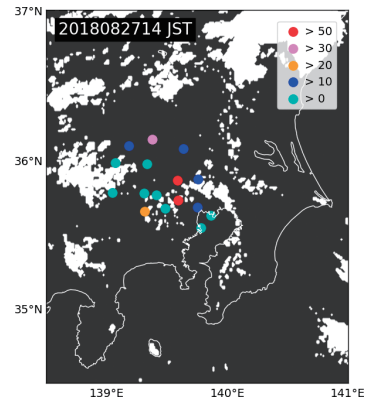
| 年 | $0 < P_{max} \leq 5$ | $5 < P_{max} \leq 10$ | $10 < P_{max} \leq 20$ | $20 < P_{max}$ | 計 |
|------|----------------------|-----------------------|------------------------|----------------|----|
| 2015 | 10 | 4 | 3 | 2 | 19 |
| 2016 | 6 | 4 | 3 | 1 | 14 |
| 2017 | 9 | 0 | 2 | 1 | 12 |
| 2018 | 5 | 3 | 3 | 3 | 14 |
| 2019 | 5 | 2 | 6 | 3 | 16 |
| 2020 | 9 | 1 | 6 | 3 | 19 |
| 計 | 44 | 14 | 23 | 13 | 94 |

第2表 解析対象日の降水強度別の P_{max} 出現時刻. 13～15時は P_{max} が14～15時の正時に出現したことを表す. 複数の地点で P_{max} が出現した場合は、より早い時間を P_{max} 出現時刻とした.

| 時間帯 | $0 < P_{max} \leq 5$ | $5 < P_{max} \leq 10$ | $10 < P_{max} \leq 20$ | $20 < P_{max}$ | 計 |
|--------|----------------------|-----------------------|------------------------|----------------|----|
| 13～15時 | 5 | 1 | 3 | 2 | 11 |
| 15～18時 | 13 | 4 | 9 | 3 | 29 |
| 18～21時 | 13 | 4 | 7 | 7 | 31 |
| 21～24時 | 13 | 5 | 4 | 1 | 23 |
| 計 | 44 | 14 | 23 | 13 | 94 |



第2図 2018年8月27日12～15時 (a～d) の可視画像 (グレースケール) と風向・風速 (矢羽根). 風速の小数点以下は切り捨てて、矢羽根の長い羽根は 2 m s^{-1} 、短い羽根は 1 m s^{-1} 、○は 1 m s^{-1} 未満を表す. 風速は色でも表し、 3 m s^{-1} 未満は水色、それ以上 5 m s^{-1} 未満は柿色、 5 m s^{-1} 以上は紫色とした.



第3図 2018年8月27日14時の2値化で得た雲画像 (白色) と13～24時の積算降水量 (カラーの丸印) の分布. 2値化は輝度が75 (最大255の約30%) を超えるピクセルには雲あり、それ以下のピクセルは雲なしとして行った. 凡例の数字は積算降水量mmを表し、 > 0 は0mmを超え10mm以下、 > 10 は10mmを超え20mm以下、そのほか同様を表す. ただし、 > 50 は50mmを超えることを表す.

示唆されるであろう。

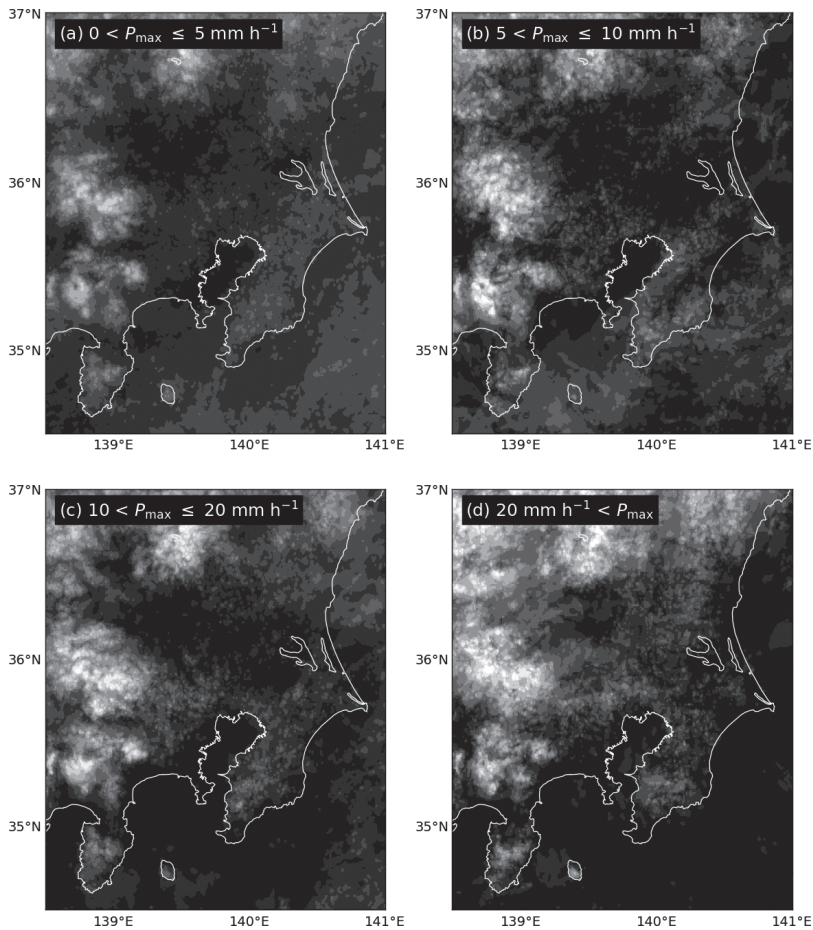
3.4 高層気象

第4図bやcを見ると、平野部での雲の出現確率はゼロではないので、海風前線に伴うと見られる雲は、 P_{\max} が20mmを超えるときにのみ出現するというわけではない。海風前線雲が出現しても、1時間降水量が20mmに至らない場合もあり、強雨になるかならないかの要因の1つは、上空の安定度にあると考えるのは自然である。

第6図に、降水強度別の館野9時における気温、湿度、相当温位および混合比の平均と標準偏差の鉛直分布を示す。各要素とも標準偏差（第6図a~dの右側）が大きい中で、 P_{\max} が20mmを超える事例の標準偏差

は比較的小さい。標準偏差が大きい1つの原因は2.2節で述べたように、 P_{\max} が20mm以下の事例でも16の観測点の間には20mmを超える場所があったことが考えられる。このようなばらつきがあっても、平均の分布（第6図a~dの左側）には、事例による差が現れていた。

短時間強雨の $P_{\max} > 20\text{mm}$ の事例（実線）は、ほかと比べて、700hPaより上空では気温は低く（第6図a）、湿度は高い（同b）。この結果は $P_{\max} > 20\text{mm}$ のときはほかと比べて、700hPaを挟んだ気温鉛直勾配が大きく、700hPaでは湿数が小さいことを示している。安定度指数K indexに事例による差が現れやすく、 $P_{\max} > 20\text{mm}$ を判別しやすいと考えられる。



第4図 2値化した14時の可視画像の降水強度別に重ね合わせた雲の出現確率。最大1時間降水量 P_{\max} （第1表参照）に応じて4つの降水強度に分類した(a~d)。画像はグレースケールで0%（黒）~90%（白）を9分割し、90%以上は白で表示した。

相当温位は、全層にわたって $P_{\max} > 20\text{mm}$ の事例 (実線) がほかよりも低く、下層はより不安定であることが示唆される。この鉛直分布は、地上から高度500mまでの層の平均値に対する相対的な分布であるので、Lifted index に事例による差が現れやすいと考えられる。 $P_{\max} > 20\text{mm}$ の相当温位の相対的な低さには混合比 (第6図d) の相対的な低さが寄与している。

3.5 安定度指数

前節で述べた K index や Lifted index のように、積乱雲の発達や雷の発生を察知するために、いくつかの

大気の安定度指数が提案されている。その中で代表的な4つ：

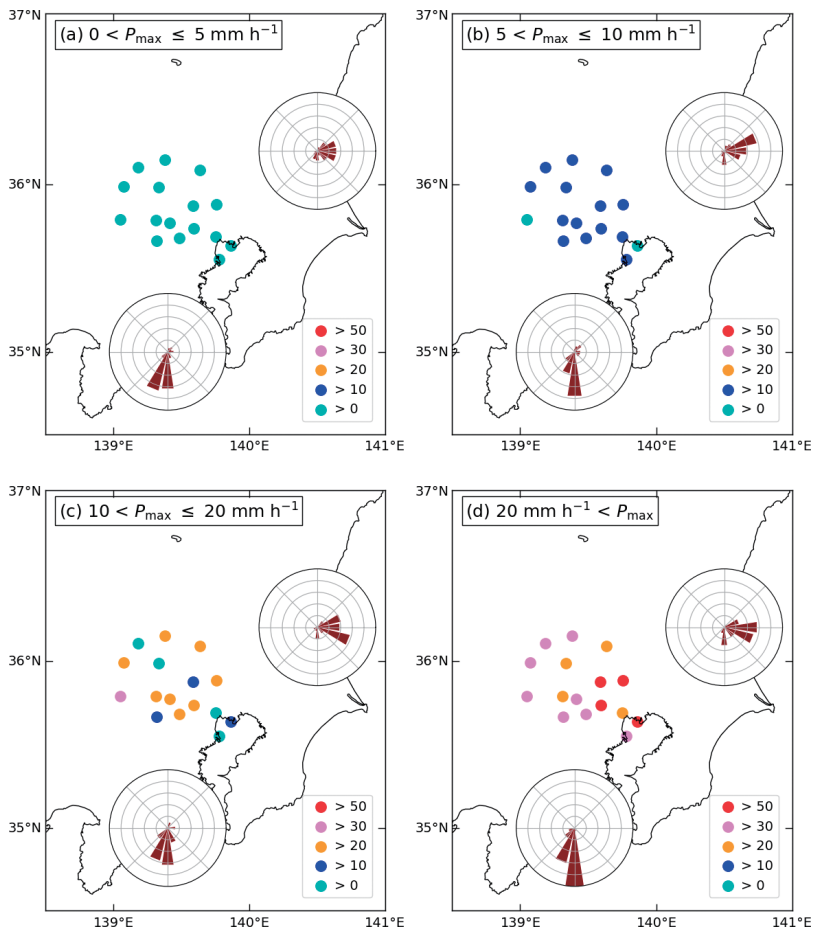
(a) Showalter (stability) index (SSI)

$$SSI = T_{500} - T_{\text{parcel} : 850 \rightarrow 500}$$

負の値のときに不安定。数字は気圧 hPa。右辺第2項は、850hPaにある空気塊を飽和するまで乾燥断熱的に、飽和に達したのちは湿潤断熱的に500hPaまで持ち上げたときの温度。

(b) Lifted index (LI)

$$LI = T_{500} - T_{\text{parcel} : \text{low} \rightarrow 500}$$



第5図 降水強度別の鹿島灘沿岸と相模湾沿岸の風配図と、東京都と埼玉県16地点の最大積算降水量 (丸印) の分布 (a~d)。風配図は、鹿島灘沿岸の水戸、銚田および鹿嶋、相模湾沿岸の海老名、辻堂および三浦における14時の風に基づき、円は最大50%で描かれている。最大積算降水量はa~dの階級ごとに、16地点それぞれについて、13~24時の積算降水量の中の最大値を表す。凡例は第3図と同様である。各図で P_{\max} より大きな降水量が出現しているのは、雨が数時間継続しているからであるが、大幅に大きいわけではないので短時間と言える。

負の値のときに不安定. SSI とほとんど同じであるが, 右辺第2項の持ち上げる空気塊は地上から高度500mまでの層 (low) の平均.

(c) K index (KI)

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$

値が大きいほど不安定. 温度の単位は°Cで, Td は露点温度.

(d) 自由対流高度 (LFC)

地上から高度500mまでの層の平均値を持つ空気塊を飽和するまで乾燥断熱的に, 飽和に達したのちは湿潤断熱的に持ち上げていき, 初めて正の浮力を得る高さ (hPa).

を第7図に示す.

SSI は最もよく利用される安定度指数の1つであるが, $P_{\max} > 20\text{mm}$ を判別する指数には適さないようである (第7図 a). LI の定義は SSI と似ているが, $P_{\max} > 20\text{mm}$ の LI の出現頻度が0以下に集中しており, 短時間強雨の判別に利用できそうである. この2つの結果の差は, この地域・季節の短時間強雨が, 第4, 5

図で見たとおり, 地上風の収束により発生することが多いことを示唆している.

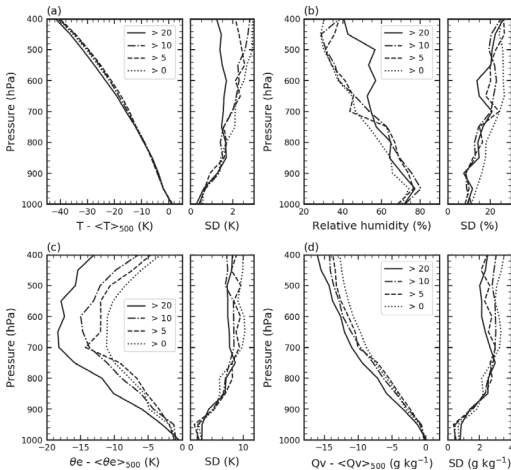
前節で予想したとおり, $P_{\max} > 20\text{mm}$ で KI の値が大きい傾向があり, これも短時間強雨の判別指数の1つに利用できそうである.

一方, 海風前線雲の出現は, 地上風の収束により地上付近の空気塊は少なくとも持ち上げ凝結高度に達していることを示しており, 積乱雲に発達しやすかったと考えられる $P_{\max} > 20\text{mm}$ では, LFC は高々大気境界層の高さ (850hPa) 程度を示すだろうと期待した. しかし, どの階級の P_{\max} も700hPa 前後に集中しており, 館野のデータを使用した LFC を短時間強雨の判別に使うのは難しいようである.

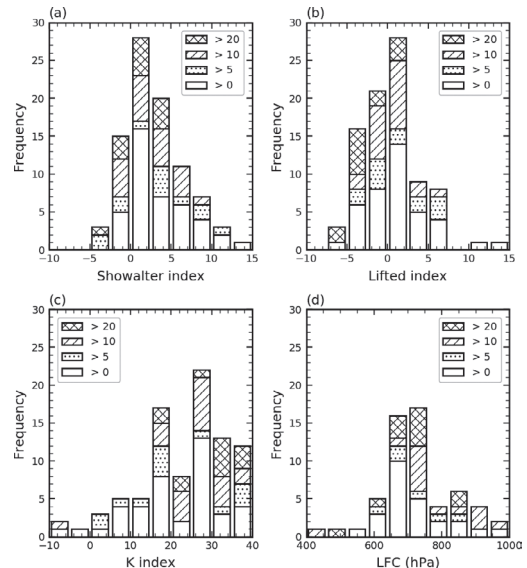
以上から, LI と KI, あるいはこれを応用した指数を用いれば, 衛星画像で確認された海風前線雲が短時間強雨に発展するかどうかを判定することが, かなり可能であると考えられる.

4. まとめ

衛星可視画像, アメダスおよび高層気象データを使って, 東京周辺の短時間強雨の予報が, ある程度可



第6図 降水強度別の館野9時における気温(a), 湿度(b), 相当温位(c)および混合比(d)の平均(左)と標準偏差(右)の鉛直分布. 判例は第1表の降水強度分類を略して表している. 例えば >0 は $0 < P_{\max} \leq 5$ を表す. $< >_{500}$ は地上から高度500mまでの層の平均値を表す. 館野の標高は31mであるので, 標高31~531mの層の平均である. 各鉛直分布は湿度を除き, 高度500mまでの層の平均値に対する相対的な分布を表している. なお, 湿度を除く各要素の絶対的な値は, 概ね降水強度が大きくなるにつれて大きくなっていた (例えば気温は高くなっていた).



第7図 降水強度別に館野9時の高層気象データから算出した指数 SSI (a), LI (b), KI (c) および LFC (d) の頻度分布. 判例は第6図と同様である. 指数の定義は本文に説明したとおりである. LFC は存在しないこともあるので, 合計度数はほかの指数よりも少ない.

能であることが示唆された。海風前線という局地現象が現れる特殊な状況の強雨であるが、早い段階で兆候が見えたという意味で、ゲリラではないと言える。

午後降水日に発生する短時間強雨の判定の手順は次のとおりである。

- ①午前中の東京都と埼玉県の日照時間または日射量データを入手し、よく晴れた日を確認する。
- ②14時までの衛星可視画像を入手し、海風前線雲の出現を確認する。
- ③念のため、14時までの鹿島灘沿岸と相模湾沿岸の風データを入手し、E-S風系を確認する。
- ④9時の館野高層気象データを入手してLIとKIを算出し、例えば $LI < 0$ 、 $KI > 20$ となっていれば、短時間強雨が発生する確率が高い。

残念ながら、これで100%の予報やピンポイントの発生場所の特定ができるわけではない。日本気象協会の事務所は高層ビルの上層階にあり、元々それを眺めていたことが調査の動機になったように、海風前線雲の発生と発達をモニタリングできる環境にある。また、最近ではライブカメラが各地に設置されていたり、アプリで3次元の雨雲画像を見ることができたりするらしい。上記の手順で注意すべき日を把握し、その日は集中的にそれらのモニタリング情報を集めれば、より正確に短時間強雨を予測することは可能であると考ええる。つまり、短時間予報では、「観天望気」は今もなお優れた天気予報技術の1つである。

空振り、見逃しを減らすために、LIやKIに代わる指数の調査も続けなければならない。館野は東京から北東に数10km離れた場所にあるので、館野と東京の上空(LIやLFCの基準になる高度500m程度までの層)の気象条件はかなり異なると考えられる。東京上空の観測値は存在しないので、指数の算出に数値予報結果を使うことも考えるべきかもしれない。

この調査は東京周辺を対象に行った。海風前線のような顕著な現象が現れないほかの地域でも、短時間強

雨が起るときには何らかの前ぶれ、例えば山岳方面からの水蒸気移流(Sato and Kimura 2005)があるはずである。この報告が、全国各地で同様の研究が展開される契機になり、どんな強雨もゲリラと言わせないときがくることを願う。

謝 辞

編集を担当してくださった青柳曉典氏、藤部文昭氏、藤田実季子氏には、貴重なご意見、有益なご助言をいただきました。ここに深く感謝し、お礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 藤部文昭, 坂上公平, 中鉢幸悦, 山下浩史, 2002: 東京23区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴. 天気, 49, 395-405.
- Iwai, H., S. Ishii, S. Kawamura, E. Sato and K. Kusunoki, 2018: Case study on convection initiation associated with an isolated convective storm developed over flat terrain during TOMACS. J. Meteor. Soc. Japan, 96A, 3-23.
- 気象庁, 2020: 過去の気象データ・ダウンロード.
<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php> (2020.12.1閲覧)
- 高知大学, 2020: 気象情報頁 (保存書庫).
<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/wiki/archive> (2020.12.1閲覧)
- 近藤裕昭, 1990: 大規模海風. 天気, 37, 541-542.
- 中西幹郎, 菅谷(大鶴)真子, 2004: 夏季の東京湾周辺に発生する雲列と局地気象および午後の降水との関係. 天気, 51, 729-739.
- Sato, T. and F. Kimura, 2005: Diurnal cycle of convective instability around the central mountains in Japan during the warm season. J. Atmos. Sci., 62, 1626-1636.
- ワイオミング大学, 2020: Atmospheric Soundings.
<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (2020.12.1閲覧)