

集中豪雨のメカニズム

—線状降水帯とバックビルディング型形成—

気象庁気象研究所 予報研究部第3研究室長 加藤 輝之

<はじめに>

2014年8月20日、日本海上に停滞していた前線の約300km南側にあたる広島市（図1上図）で3時間に200ミリを超える大雨となり、大規模な土砂災害が引き起こされた。その時の3時間積算降水量分布（図1下図）を見ると、降水域は20～50kmの幅を持ち、線状に50～200kmの長さに伸びている。このような降水域は、その形態から線状降水帯と呼ばれている。台風による直接的な大雨を除き、集中豪雨事例の約3分の2（梅雨期に限れば約4分の3）が、線状の形態を持つことが統計的に調べられている（津口・加

藤, 2014)。本稿では、広島での大雨を例として、集中豪雨をもたらす線状降水帯の形成過程と発生要因について説明する。

<線状降水帯とバックビルディング型形成>

広島で大雨をもたらした線状降水帯の形成過程を、気象庁が2014年8月に提供を開始した、高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（図2上図）から見てみる。20日00時40分には①～④、⑤～⑨の複数の積乱雲で構成されている線状の積乱雲群AとBが存在し、発達した積乱雲は高度16km（圏界面）に達している（図2中図）。

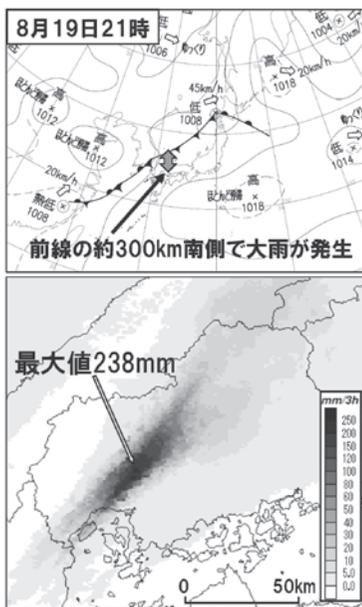


図1 上図：2014年8月19日21時の地上天気図。下図：8月20日04時30分までの3時間積算降水量分布（解析雨量，ミリ）

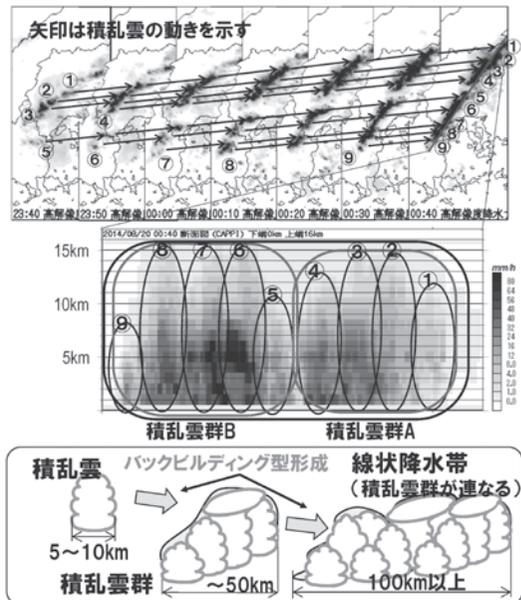


図2 上図：2014年8月19日23時40分～20日00時40分（10分毎）の実況の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（mm/h）。中図：上図（20日00時40分）の線分上の南西-北東鉛直断面図。下図：線状降水帯の形成メカニズムと構造の模式図。

積乱雲群 B は、19日 23時 40分頃に発生した積乱雲⑤が北東に動きつつ、その南西側に次々と積乱雲⑥～⑨が発生して形成されたことがわかる。このように、積乱雲が進行方向の上流側（逆側）に次々と発生して、3～5個程度の積乱雲で構成された積乱雲群を形成する過程はバックビルディング型形成と呼ばれている。さらに複数の積乱雲群が連なることで線状降水帯が形成されるため、線状降水帯には積乱雲→積乱雲群という階層構造がみられる（図2下図）。

線状降水帯の形成過程には、バックビルディング型以外にも、図2上図の積乱雲①～⑨が一斉に発生する場合のように、複数の積乱雲が同時期に発生し、線状の形態をなす破線型などもある。例えば、2013年10月16日の伊豆大島で、大雨を引き起こした線状降水帯は破線型形成であった。ただ、日本での集中豪雨をもたらす線状降水帯の大半は、バックビルディング型形成だと言われている（吉崎・加藤, 2007）。

次に、どのように大雨が継続したかについて、線状降水帯の維持過程から説明する。30分毎の降水強度分布（図3上図）を見ると、複数の積乱

雲群（A～G）が約30分毎に山口と広島の間境付近で次々と発生し、北東に移動しながら南西から北東方向に線状に伸び、それらが連なることで長さ約100kmの線状降水帯を形成・維持していたことがわかる。このように積乱雲群もその進行方向の上流側（逆側）で次々と発生し、積乱雲群のバックビルディング型形成で線状降水帯を構成している。すなわち積乱雲から積乱雲群、積乱雲群から線状降水帯の2つの発生過程はどちらもバックビルディング型形成による（図2下図）。また、図1下図の3時間降水量分布で見られる線状降水帯と、図3の降水強度分析での線状降水帯の形状はほぼ同じである。このことは、線状降水帯がほぼ同じ場所に存在していたことを示し、ある特定の場所に大雨が継続したことを意味している。

ここで、200ミリ以上の降水量が観測された広島市三入アメダス地点（図3上図の破線の交点）での雨の降り方を見してみる。10分間降水量の時系列（図3下図）を見ると、次々と発生した5つの積乱雲群（B・C・D・F・G）が三入上空を通過して、それぞれの積乱雲群が20～30分の間に10分降水量10～20ミリの降水をもたらし、途切れることなく強雨が持続していることがわかる。このように、線状降水帯が停滞し、積乱雲群が次々と発生したことで大雨につながった。

なお、広島の場合のように間髪なく積乱雲群が上空を通過することもあるが、事例によっては積乱雲群の発生間隔が長くなる、積乱雲群の通過位置がずれるなどして、雨の止み間が生じたり、降水が弱まったりすることがある。そのような場合でも再び雨が強まる恐れがあることから自己判断による行動は極めて危険であり、警報が解除されたことなどを確認して安全を確保して欲しい。

<大雨を発生させる上空と下層の水蒸気>

大雨は大量の水蒸気が積乱雲の上昇気流の中で凝結して、雲粒から雪や雨粒に成長し、地上に到達することで引き起こされる。雨粒は大きくなると直径4ミリ程度になり、落下速度が毎秒8mを超える。ただ、直径4ミリ以上になると、雨粒は空気の抵抗が大きくなって分裂する。高度5

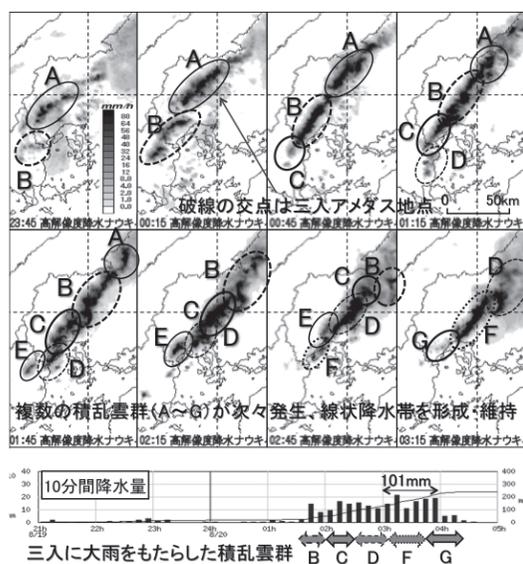


図3 上図：2014年8月19日23時45分～20日03時15分（30分毎）の実況の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（mm/h）。下図：8月19日21時～20日05時の広島市三入アメダス地点の10分降水量の時系列。

km から地上まで雨粒が落下するのに、少なくとも 10 分間は掛かるので、上空が暗くなってから地上で降水が観測されるまでに時差が生じる。

夕立をもたらす積乱雲の多くは雲底高度が 2 km 程度あり、時には降水が雲底からシャワーのように地上に達している様子を遠方から見るができる。しかし、大雨が発生しているときの積乱雲の雲底高度は低く、1 km にも達していない。これは、大雨をもたらすほどの水蒸気を持つ空気だと、その空気の相対湿度が高いので、少し持ち上げられるだけで凝結して雲が生じるためである。また雲底高度は水蒸気が凝結して、雲が生じ始める高度なので、水蒸気の多くはこの高度より下層から供給される。ここで、広島での大雨が発生した時の大気下層の水蒸気分布から、大雨をもたらした水蒸気の流入経路を見てみよう。

高度 500m の水蒸気分布 (図 4 上図) をみると、東シナ海から日本海上に南西から北東に伸びる前線の南側には多くの水蒸気が存在し、太平洋高気圧 (1016hPa の等値線に対応) の周辺を時計回りに空気が流れていることがわかる。特に、九州から中国地方にかけては南西諸島付近から南西風によって大量の水蒸気が供給されている。この空気の流れの一部が豊後水道上で強化されて、広島での大雨を引き起こした。そのメカニズムについては本稿の最後に述べる。

次に、上空の水蒸気分布が大雨に与える影響について説明する。広島での大雨発生時の高度 5 km の相対湿度分布 (図 4 下図) を見ると、前線を含むように南北約 500km の幅を持った非常に湿った帯状の領域が存在する一方、その北側と南側は対照的に乾燥している。なお上述のように大気下層の水蒸気が大雨をもたらすのであって、上空に存在する水蒸気が大雨をもたらすわけではない。ここでは、まず上空に乾いた空気が存在する場合を考えてみよう。その高度まで発達してきた積乱雲は乾いた空気に出会うと、積乱雲の雲が蒸発する。雲が蒸発した分だけ少なくとも降水量が減少するとともに、積乱雲自身も気化熱で冷やされて浮力 (積乱雲を発達させる上向きの力) を失

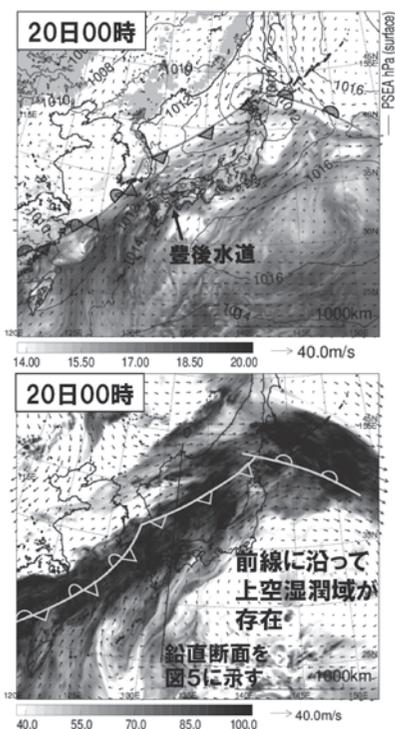


図 4 上図：2014 年 8 月 20 日 00 時の高度 500m の大気 1 kg 当たりの水蒸気量分布 (g)、海面気圧 (等値線, hPa) と風ベクトル。下図：高度 5km の相対湿度分布 (%) と風ベクトル。

うことで発達抑制される。逆に上空が湿っていることは、発達途上の積乱雲の雲の蒸発がほとんど起こらないので、積乱雲の発達、すなわち大雨の発生に好都合な条件を提供する。図 4 下図をよく見ると、広島市は上空の帯状の湿った域の南縁に当たっている。そこは、豊後水道から下層の湿った空気が流入することで、積乱雲が発達できる条件が揃っている場所に位置している。

豊後水道を南北に横切る相対湿度の断面図を図 5 上図に示す。上空の帯状の湿った領域は高度 10km 付近まで存在し、その南縁に広島市が位置している。その領域の南側では、下層 1 km のみ湿った領域が見られる。前線の位置も含めて、これらは梅雨期の大雨時によくみられる特徴 (図 5 下図) と類似している。梅雨前線帯は南北 100 ~ 300km の幅を持ち、小笠原気団と大陸・オホーツク海気団の境に位置している。そこでは南から流入した下層の湿った空気が上昇し、上空を湿らせるとともに降水が生じる。通常は梅雨前線帯

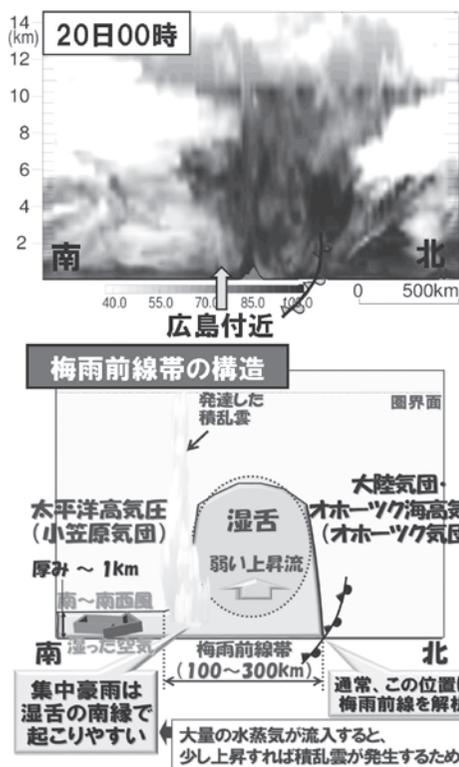


図5 上図：図4下図の線分上での相対湿度の南北鉛直断面図。下図：西日本にみられる梅雨前線帯の構造の模式図。

の北端に梅雨前線が解析されるが、大雨は前線帯の南縁で起こりやすい。広島での大雨が前線から離れた場所で発生したのは、このように上空と下層の水蒸気が役割を果たしていたからである。

<豊後水道の効果>

最後に、広島での大雨発生における豊後水道の効果を説明する。豊後水道上では19日18時から20時にかけて、高度500mの水蒸気量の増大(大気1kg当たり約3g)および風速の加速(毎秒2~3m)が見られる(図6上図)。豊後水道は九州と四国の高度500m以上の高い山岳域に挟まれているので、南から流入する下層の空気は豊後水道に集中する。そのため風速が強まるとともに水蒸気の多い層の厚みが増している(図6中図・下図)。風速の強化はベルヌイの法則で説明でき、流路が狭まることで流速が加速されるためである。ただ、地表(海面)には摩擦があるので、加速できない分が上昇気流を作り出す。その上昇気流で、

下層から上空に水蒸気が運ばれ、大気下層に水蒸気が蓄積された。

広島市付近の下層に水蒸気が流入するためには、豊後水道を空気が通過する必要がある。上述のように豊後水道は九州と四国の高い山岳域に挟まれ、それらの山岳域が障壁となるので、南風が継続して吹くときのみ流入することができる。また、南風の風向がわずかに変わるだけで、流入する位置が数十kmずれるので、線状降水帯の発生位置を正確に予測することは難しい。

参考文献：

- 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」『天気』61, 455-469。
- 吉崎正憲・加藤輝之(2007)『豪雨・豪雪の気象学』朝倉書店。

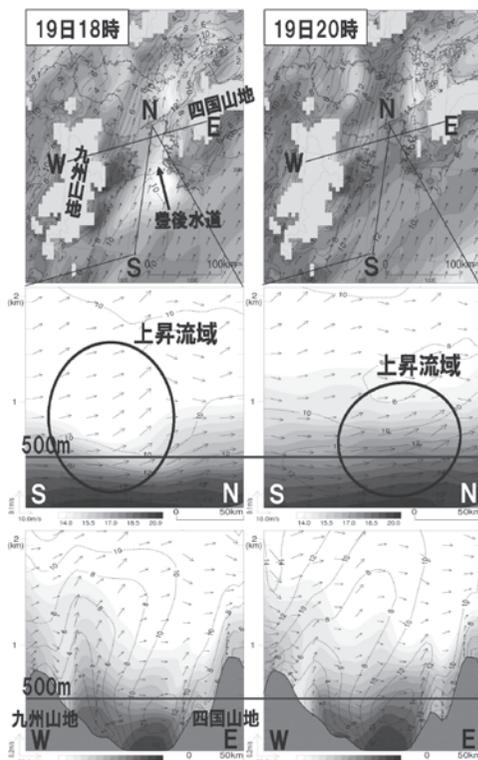


図6 上図：2014年8月19日18時と20時の高度500mの大気1kg当たりの水蒸気量分布(g)、風速(等値線, m/s)。灰色は高度500m以上の山岳域を示す。中図：上図の豊後水道上(S-N)の南北鉛直断面図。下図：上図の九州山地と四国山地間(W-E)上の東西鉛直断面図。風ベクトルは断面図に投射した風(上向きは上昇気流を示す)。