

## 2016 年 6 月 20-21 日の長崎・熊本での大雨の発生要因について

今年 6 月 20 日夜遅くから翌日未明に長崎県と熊本県で大雨が発生しました。梅雨前線にともなう低気圧が九州北部を通過し、その際前線の南約 100km の位置で形成した 3 つの線状降水帯が大雨をもたらしました。大雨の発生 1 日前に八重山諸島付近に存在していた大気下層の空気が東シナ海上でさらに暖湿化して流入し、寒冷渦の接近により上空の気温が下がったことで大気状態が極度に不安定化しました。この状況で積乱雲が繰り返し発生し、線状降水帯が作り出されていました。

今年 6 月 20 日夜遅くから翌日未明にかけて長崎県と熊本県で、積算降水量 200 ミリを超える大雨が観測されました（図 1）。この大雨は、梅雨前線にともなう低気圧が九州北部を通過した際、前線の南約 100km の長崎半島付近で形成した 3 つの線状降水帯（A～C）によって引き起こされました。線状降水帯 C と B が長崎県雲仙岳に最大 3 時間降水量 203 ミリの大雨を、線状降水帯 A が熊本県甲佐で最大 3 時間降水量 198 ミリの大雨をもたらしました（図 2）。線状降水帯 A の構造（図 3 上図）をみると、2～4 個の積乱雲で組織化された複数の積乱雲群が作り出されていました。積乱雲および積乱雲群は西方風上で繰り返し発生し、その中の 3 つの積乱雲群が甲佐上空を休みなく通過したことで、1 時間降水量 150 ミリ（歴代全国ランキング 4 位）の大雨となりました（図 3 中図）。この大雨をもたらした大気下層の暖かく湿った空気の起源を調べました（図 4）。その空気は、1 日前には八重山諸島の北西海上に存在し、高度をあまり変えずに東シナ海を北上した後、北東進して長崎半島の南海上に流入していました。その間、海面水温の低い領域を通過した際に、大気下層の水蒸気量が一旦減少しましたが、海面水温の高い対馬暖流上を通過する時に水蒸気量の増大が見られました。

平成 24 年 7 月九州北部豪雨時には今回の約 2 倍の最大日降水量 400 ミリ以上が観測されましたが、最大 1 時間降水量は 100 ミリ程度でした。このことから、今回の大雨は短時間での猛烈な強雨であったことがわかります。この猛烈な強雨をもたらした大気状態を九州北部豪雨時と比較しました（表 1）。今回の大雨時は、九州北部豪雨時と比較して海面水温に連動して大気下層の気温が 1℃程度低く、水蒸気量が 1 割程度少なかったにも関わらず、寒冷渦の接近により上空の気温が 3℃以上低かったために、より大気状態が極度に不安定化していました。また低気圧の通過にともなう、東シナ海上での風速強化によって水蒸気流入量が大きくなったことも、猛烈な強雨をもたらした要因の 1 つになっていました。

【本件に関する問い合わせ先】

気象研究所企画室

TEL : 029-853-8535（広報担当）

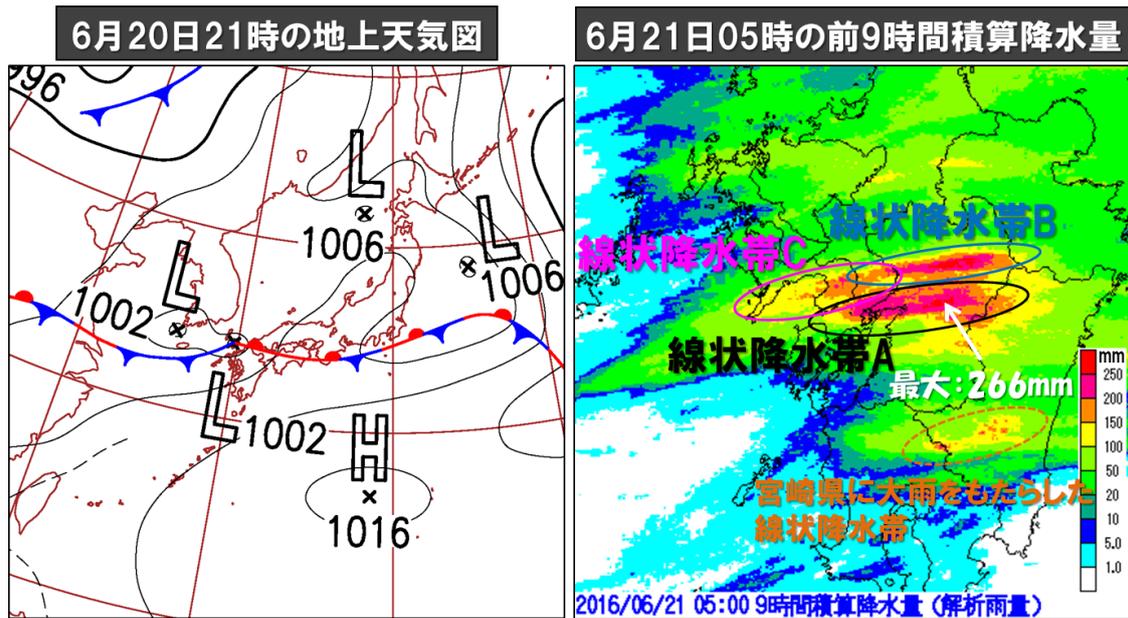


図1 左図：2016年6月20日21時の地上天気図。右図：6月20日20時～21日05時の9時間積算降水量分布（解析雨量，mm）。長崎県と熊本県の大雨は、梅雨前線にともなう低気圧が九州北部を通過した際に、その約100km南側で発生した（平成24年7月九州北部豪雨も梅雨前線の南側200～300kmで発生した）。顕著な3つの線状降水帯（A～C）が最大200mmを超える大雨をもたらした。また別の線状降水帯（オレンジ色の破線）が宮崎県に150mmを超える大雨をもたらした。

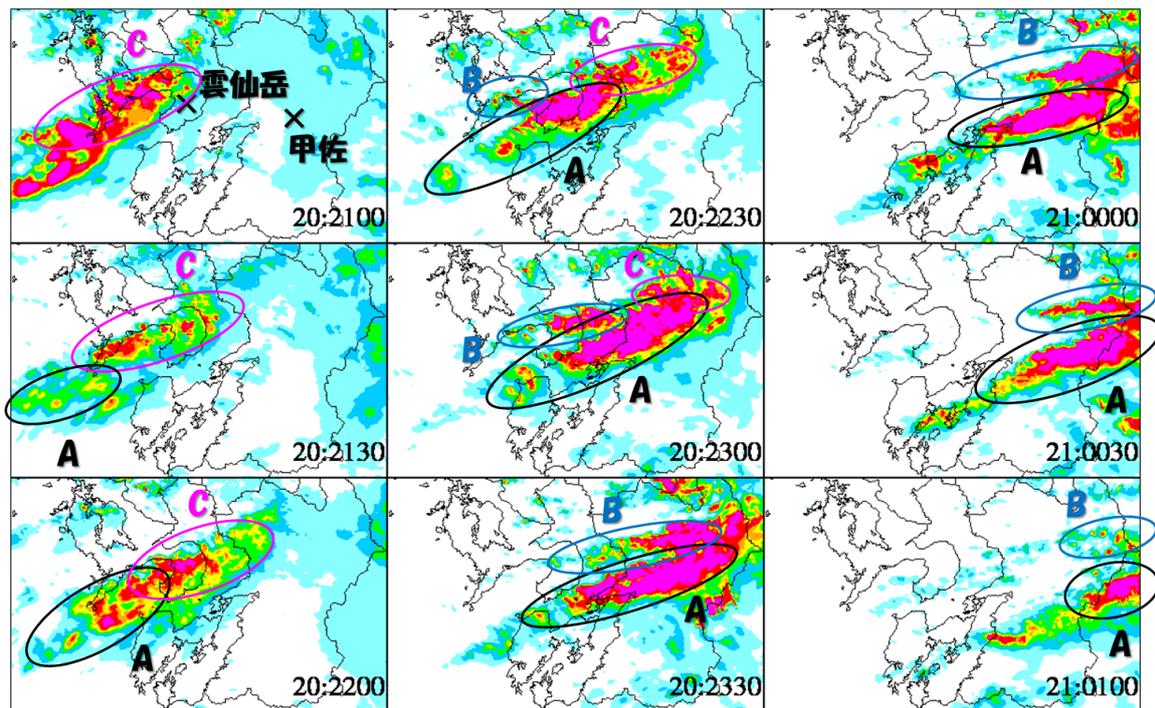


図2 2016年6月20日21時～21日01時の実況の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（mm/h）の30分毎の時系列。風上（西側）で積乱雲が繰り返し発生し、それぞれが東進しながら線状に組織化して、線状降水帯（A～C）が形成していたことがわかる。長崎県雲仙岳での大雨（最大3時間降水量：203mm）は線状降水帯CとBが、熊本県甲佐での大雨（最大3時間降水量：198mm）は線状降水帯Aがもたらしていた。

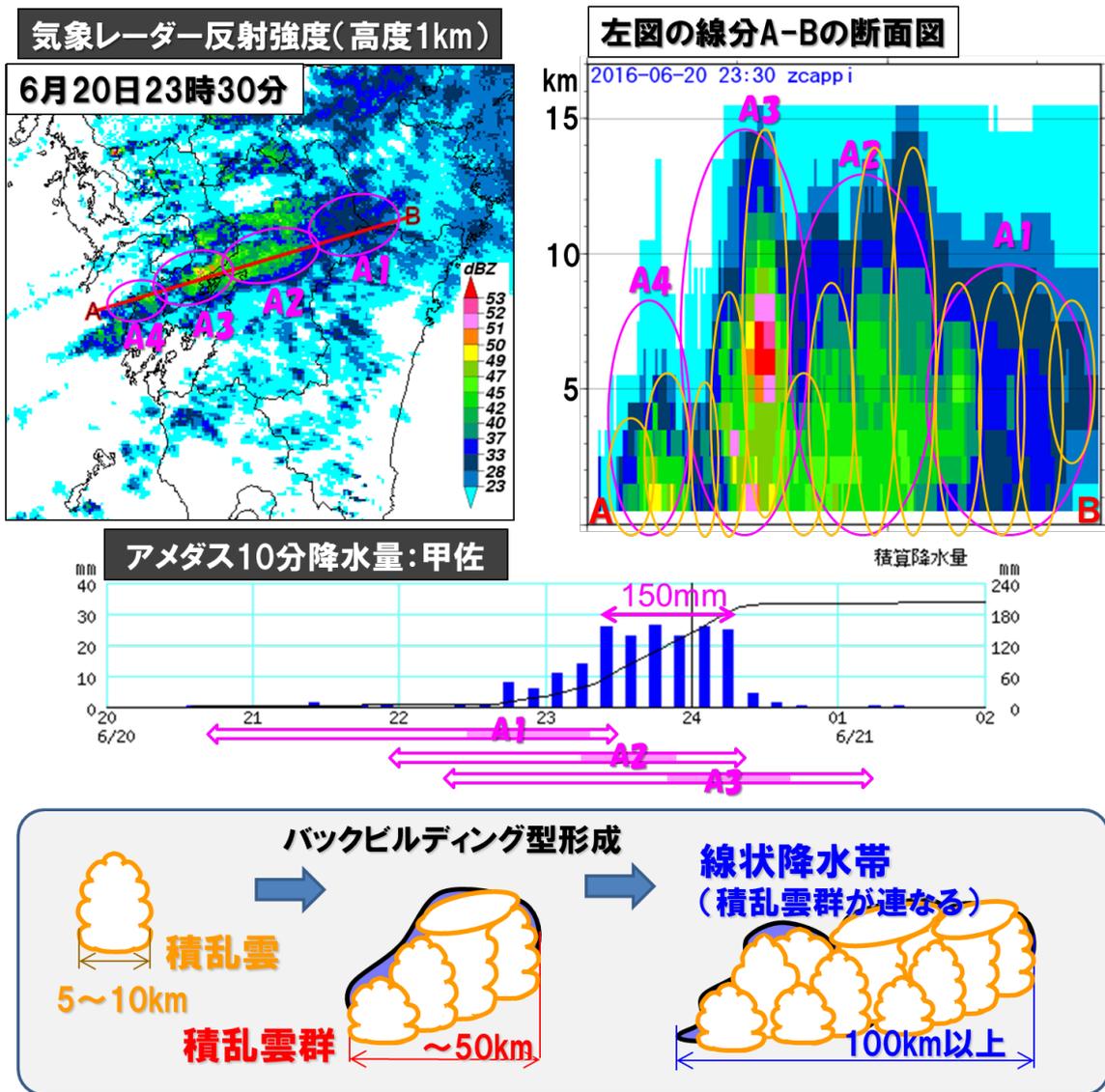


図3 上図：2016年6月20日23時30分の気象レーダーによる高度1kmの反射強度分布（左図）と線分A-Bの断面図（右図）。中図：8月20日20時～21日02時の甲佐アメダス地点の10分降水量の時系列。下図：線状降水帯の形成メカニズムと構造の模式図。気象レーダー観測（上図）から、熊本県甲佐に大雨をもたらした線状降水帯Aの構造をみると、4つの線状にのびた積乱雲群（A1～A4）が各々2～4個の積乱雲から構成されていることがわかる。また雲頂高度は15kmを超え、積乱雲は対流圏界面に達するほど発達していた。甲佐では東進した積乱雲群A1～A3が休みなく通過したことで大雨が降り続き、1時間降水量が150mmに達した（中図）。下図に示すように、積乱雲群は風上（西側）で次々と発生した積乱雲が組織化したものであり、同様に風上で発生した複数の積乱雲群が連なったものが線状降水帯である。このような線状にのびた積乱雲群や線状降水帯の形成メカニズムはバックビルディング型と呼ばれる。また、積乱雲→積乱雲群→線状降水帯という階層構造は2014年8月20日に広島での大雨をもたらした線状降水帯でもみられている。

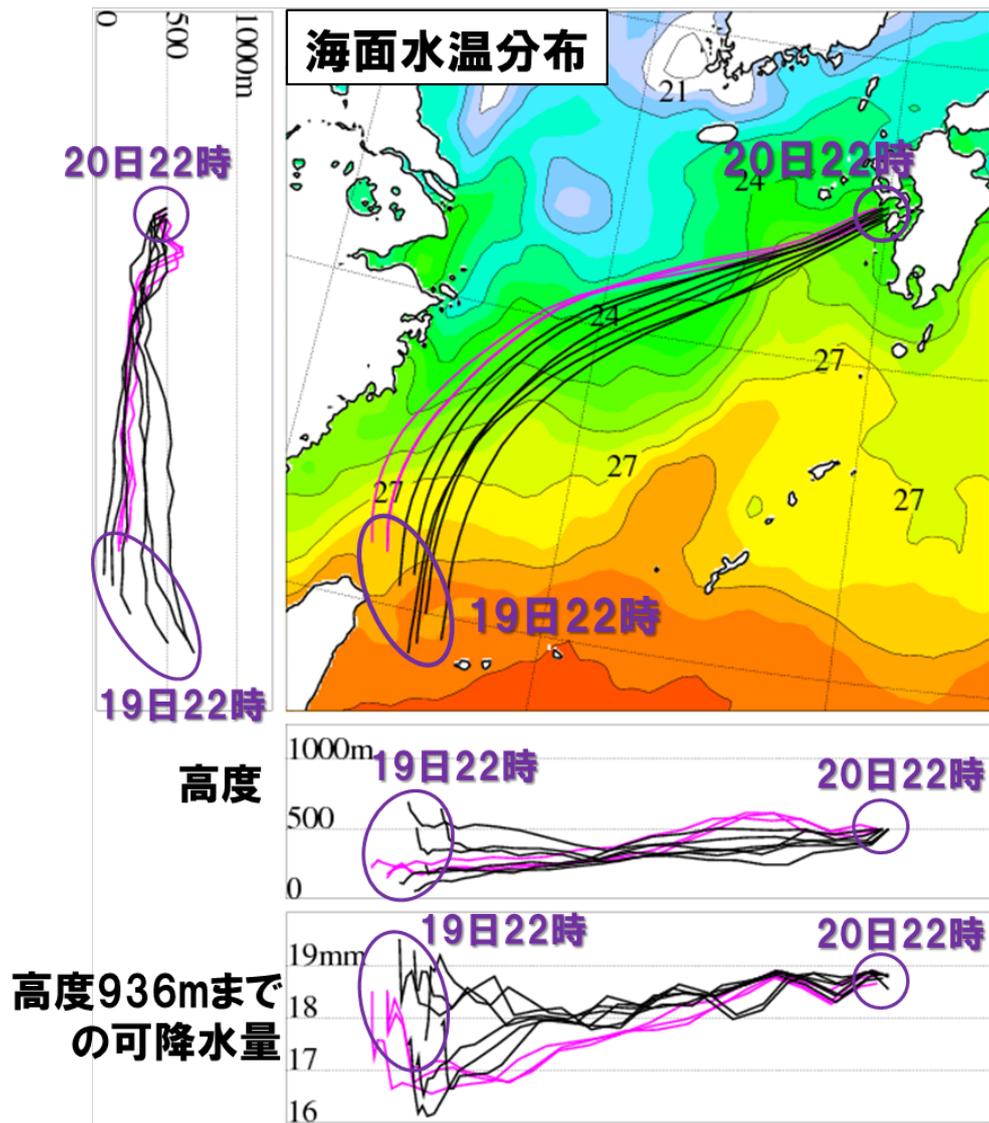


図4 上図：2016年6月20日22時に長崎半島の南海上の高度500mに存在した空気塊の1日前からの軌跡と海面水温分布（℃）。下図：軌跡に沿った高度936mまでの大気下層の水蒸気量積算値（可降水量, mm）の推移。気象庁局地解析から作成。1日前には八重山諸島の北西海上に空気塊は存在し、その領域の海面水温は27～28℃であった。高度をあまり変えずに高度200～600mを移動し、北寄りの空気塊は24℃以下の海面水温の上空を通過していた。その移動期間中の大気下層の可降水量の変化を見ると、海面水温が低くなるに従って一旦減るものの、九州に流入時ではどのコースを通過しても値はほぼ同じになっていた。特に北寄りのもの（ピンク色で示す）は九州に近づくにつれて対馬暖流の影響で海面水温が2℃高くなるのに連動して、水蒸気量が多くなっていた。

**表1 平成24年7月九州北部豪雨時と本事例の大雨時との大気状態の比較。**大雨時に観測された最大日降水量と1時間降水量(括弧内は観測地点名)および高度500mの大気1kgあたりの水蒸気量(g)、高度500mの水蒸気流入量(風速×水蒸気量×空気の密度、g/m<sup>2</sup>/s)、高度500mの気温(°C)、海面水温(°C)、500hPa(上空5800m付近)の気温と鹿児島での高層観測による500hPa気温の平年値を示す。大気下層(高度500m)の気温は海面水温の影響を強く受け、気温が高いほど大気中に含まれ得る水蒸気量が増える(1°C上昇で約7%増大する)ために水蒸気量も多くなる傾向がある。また、梅雨期の大雨事例では九州北部豪雨時のように、上空の気温は平年値よりもかなり暖かいことが多い。本事例の大雨時は、九州北部豪雨時よりも3°C以上上空の気温が低い、値そのものとみると平年並みであることがわかる。極度の不安定な大気状態は上下の気温差だけで決まるのではなく、大量の水蒸気をもった空気が大気下層に流入したことで作り出されていた。

	平成24年7月九州北部豪雨		本事例の大雨
	2012年7月12日	2012年7月14日	2016年6月20-21日
最大日降水量(地点名)	493mm(阿蘇乙姫)	415mm(黒木)	245mm(雲仙岳)
最大1時間降水量(地点名)	108mm(阿蘇乙姫)	91.5mm(黒木)	150mm(甲佐)
高度500mの水蒸気量	<b>20g/kg</b>	<b>19.5g/kg</b>	18g/kg
高度500mの水蒸気流入量	400g/m <sup>2</sup> /s以上	400g/m <sup>2</sup> /s以上	<b>500g/m<sup>2</sup>/s以上</b>
高度500mの気温(海上)	24°C	24°C	23°C
海面水温	25°C	25°C	24°C
500hPa(～5800m)気温	-1～-2°C	-2～-3°C	<b>-5～-6°C</b>
500hPa気温の平年値	-4.1°C	-4.0°C	-5.2°C