

浅いタイプの豪雨における大気鉛直流と降水過程

重尚一¹, 戸田望¹, 青梨和正¹, 後藤悠介², 篠田太郎², 橋口浩之³

(1:京大院理, 2:名大宇宙地球環境研, 3:京大生存研)

要旨

豪雨は、レーダーエコー頂が対流圏界面付近に達する非常に背の高い積乱雲によってもたらされると考えられてきた。しかしながら、TRMM 衛星降雨レーダーによる降水 3 次元観測の蓄積によって、湿潤な環境場で、レーダーエコー頂が高度約 10km 以下と対流圏界面に比べてかなり低い積乱雲がもたらす事が明らかになった (Song et al. 2013, Hamada et al. 2015)。衛星搭載マイクロ波放射計の高周波数帯における氷の散乱シグナルも、前者の深いタイプの豪雨では強いのにに対し、後者の浅いタイプの豪雨では弱い。このため、氷の散乱シグナルを用いる陸上での降雨量推定は、浅いタイプは極めて難しい。このような違いから、深いタイプでは固体降水粒子の生成・成長過程（「冷たい雨」の過程）が支配であるのに対し、浅いタイプでは気温 0°C 高度より下層での水粒子の活発な衝突・併合過程（「暖かい雨」の過程）が支配的であると考えられてきた。しかし、「暖かい雨」の過程だけで豪雨がもたらされるとは考えにくい。浅いタイプといってもレーダーエコー頂は融解層を超えており、融解層より上層での降水過程も降雨量増幅に貢献していると考えられる。

我々は、降水雲中の大気鉛直流が観測可能な MU レーダー（滋賀県甲賀市信楽町）と鉛直上向きにした X 帯偏波ドップラーレーダー（以下、X 帯レーダー）との同時観測を 2023 年 1 月から実施してきた（科研費 22H00177）。日本時間 2023 年 7 月 1 日早朝、GPM 主衛星が MU レーダー上空を通過するタイミングに、DPR のレーダーエコー頂が高度約 10km 以下で、GMI の散乱シグナルも弱い、浅いタイプの豪雨を捉える事に成功した。この浅いタイプの豪雨は東西に走向を持つ対流バンドで（以下、対流バンド A）、南北に走向を持つ対流バンド（以下、対流バンド B）と組み合わせあって、“frontal-wave-like”あるいは“open wave”と呼ばれる降水分布 (Fortune et al. 1992; Smull and Augustine 1993) を形成していた。対流バンド B は、DPR のレーダーエコー頂が対流圏界面付近（高度約 14km）に達し、GMI の散乱シグナルも強い、深いタイプの豪雨であった。

両者とも東向きに伝播し、MU レーダー上空を対流バンド A が通過後、対流バンド B が通過した。驚くべき事に、浅い対流バンド A は、融解層直上の浅い層で強い上昇流を示していた。この時間帯に、X 帯レーダーは、融解層直上で鉛直上向きのドップラー速度を観測しており、雨粒が吹き上げを示していた。一方、対流バンド B は、融解層から深い層で上昇流を持つが上層で強く、X 帯レーダーも、高度 7km より上層で鉛直上向きドップラー速度を観測していた。散乱体の一様性を表す X 帯レーダーの偏波間相関係数 ρ_{hv} は、融解層より上層で対流バンド A は低く、対流バンド B は高かった。

対流バンド A では、上昇流によって持ち上げられて凍結した雨滴が、融解層直上の浅い層で過冷却水滴を捕捉する「凍結雨滴成長」(Takahashi et al. 2015) が働いたと推測される。凍結に必要な凍結核は、雲粒に比べてサイズが大きい雨滴に含まれる確率が高いため、雲粒より雨滴が凍結しやすい (Mason 1971)。凍結雨滴の密度は霰の密度より大きいため、上層に運ばれずに落下し、レーダーエコーは鉛直方向に発達しない。落下する凍結雨滴は過冷却雲粒を捕捉して降雨量

を増幅する。一方、対流バンド B では、氷晶を起源とする深い層にわたる「霰成長」が働いたと推測される。雨滴の凍結にかかる時間はサイズに依存し（大きいほど長い）、対流バンド A で液相の雨滴と固相の凍結雨滴が混じったため ρ_{hv} が低かったのに対し、対流バンド B は固相の霰のみであったため ρ_{hv} が高かったと考えられる。このように浅いタイプの豪雨形成には、「暖かい雨」の過程だけでなく、融解層直上における混合相の降水過程も働いていると思われる。