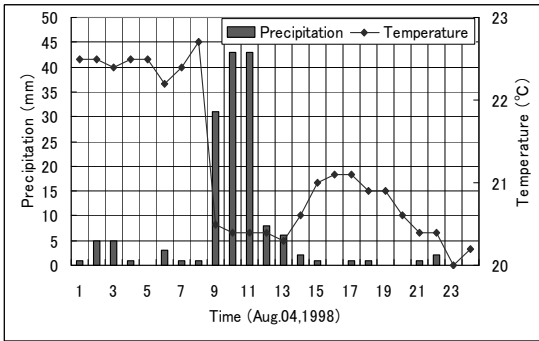


会津地方の豪雨*

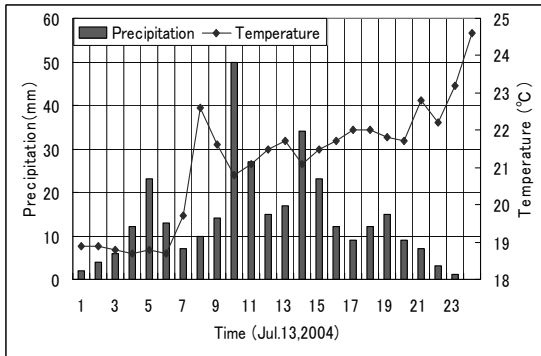
福島大学 渡邊 明

1. はじめに

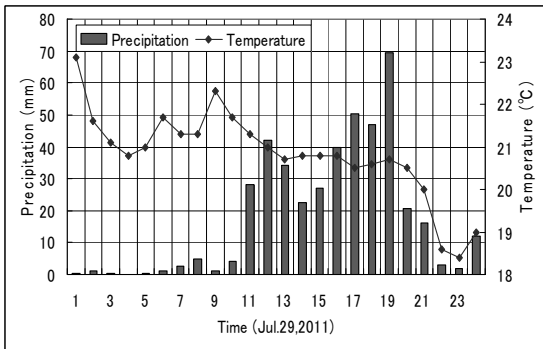
近年の梅雨期に福島県西部の会津地方に豪雨をもたらす事象がたびたび発生している。1998年8月4日の事象では、梅雨前線上に Tapering cloud が発生し、4日未明から新潟・西会津地方に豪雨をもたらした。この時新潟市では日降水量265mm を記録し、只見でも第1図に示すように0時から12時までの12時間雨量が142mm で1時間43mm の雨量が2時間継続した。



第1図 只見における1998年8月4日の雨量と気温の変



第2図 只見における2004年7月13日の雨量と気温の変化



第3図 只見における2011年7月29日の雨量と気温の変化

また、2004年7月12日から13日かけても梅雨前線上に Tapering cloud が発生し、第2図に示すように1時間降水量で50mm を記録し、7月12日23時から24時間で333mm の降水が記録され、福島、新潟両県の県境を中心に大水害が発生した。この時、只見川が氾濫し、1人が行方不明になり、流域の只見町など1市8町2村で33棟の住宅が全壊、77棟が床上浸水した。JR只見線は只見川に架かる金山町の鉄橋3本が落ち、一時全線不通になった。福島県の調査では、土木、農林業関係の被害は約250億円に上った。

さらに、2011年7月27日から30日にかけて梅雨前線が停滞し、この前線に太平洋高気圧の縁辺から暖湿な空気が移流し、只見では7月27日から30日までの4日間で711.5mm、西会津で330mm を記録した。また、この間の只見における3日間降水量の最大は700.0mm、日降水量の最大は527.0mm、第3図に示すように1時間降水量の最大は、69.5mm を記録し、これまでの極値を更新した。この豪雨で福島県では、死者1名、住家全壊1棟、半壊1棟、床上浸水127棟、床下浸水286棟、その他農地の浸水、土砂災害による住居や道路破損、橋脚の決壊など大きな被害が発生した。

気象庁(2010)では1時間雨量を基準として50mm以上80mm未満を非常に激しい雨と区分しているが、2011年の只見における豪雨はこれに対応している。また、前述の3例とも梅雨末期の前線上に太平洋高気圧の縁辺を回る暖湿気塊が収束して豪雨を発生している。特に、これらの豪雨は短時間降水量が大きいのが特徴である。

豪雨をもたらすシステムとして、Browning and Foote(1976)が降雹を伴う50mm/hour程度の強い super cell

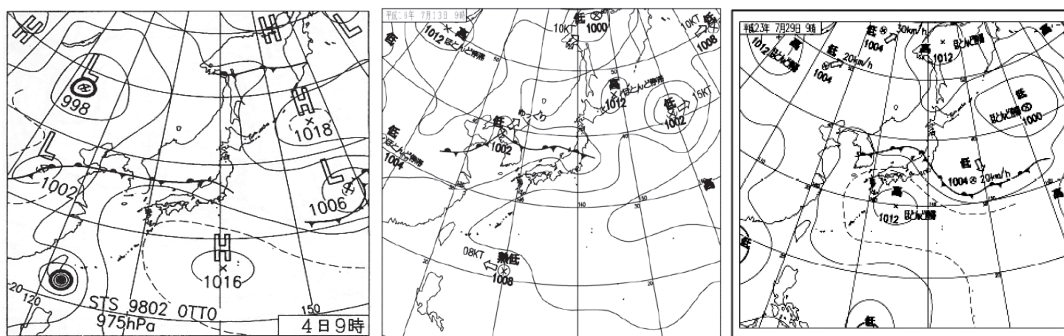
ている。特に、これらの豪雨は短時間降水量が大きいのが特徴である。

*On the heavy rain of Aizu district by Akira Watanabe

storm の構造について、進行方向に対して約 30 km の大きさを有するものの、降雷を伴うような強雨域は僅か 2km 程度であることを示している。また、渡邊(2010)が X-band Doppler Radar を用いて観測した 2010 年 7 月 9 日の例では、数 km 程度の降水域で時間降水量 80mm/hour 程度の強雨が数 100m のスケールで出現していることを指摘している。ここで示した降水システムはいずれも梅雨前線上に形成された Tapering cloud によるもので、会津地方の豪雨がこうした降水システムに強く関係している要因を解明することを目的とする。

2. 総観場の特徴

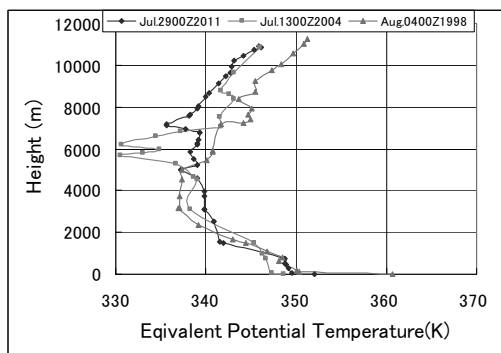
第 4 図に 1998 年 8 月 4 日 9 時、2004 年 7 月 13 日 9 時、2011 年 7 月 29 日 9 時の地上天気図を示す。これらの地上天気図では以下の共通点が認められる。①豪雨域は東西に伸びる気圧の谷に位置している②



第 4 図 1998 年 8 月 4 日 9 時、2004 年 7 月 13 日 9 時、2011 年 7 月 29 日 9 時の地上天気図

太平洋高気圧が本州南岸で発達している③太平洋高気圧の南部または南西部に熱帯低気圧または台風が存在している。しかし、これらの共通点があっても、降雨強度、降雨継続時間等がそれぞれ異なっており、豪雨災害低減、そのための予測にはこれらの要因を解明することが重要である。

第 5 図に 1998 年 8 月 4 日 9 時、2004 年 7 月 13 日 9 時、2011 年 7 月 29 日 9 時の輪島における相当温位の鉛直分布を示す。地上天気図と同じように相当温位の鉛直分布は 3 例とも類似し、①ほぼ地上の相当温位が 350K 以上であり②高度 3km から 8km 付近に低相当温位域が存在し③全体として対流不安定構造が 10km 以上に渡っている。しかし、詳細には 1998 年 8 月 4 日 9 時では地上付近の温位が 360.7K と大きな値

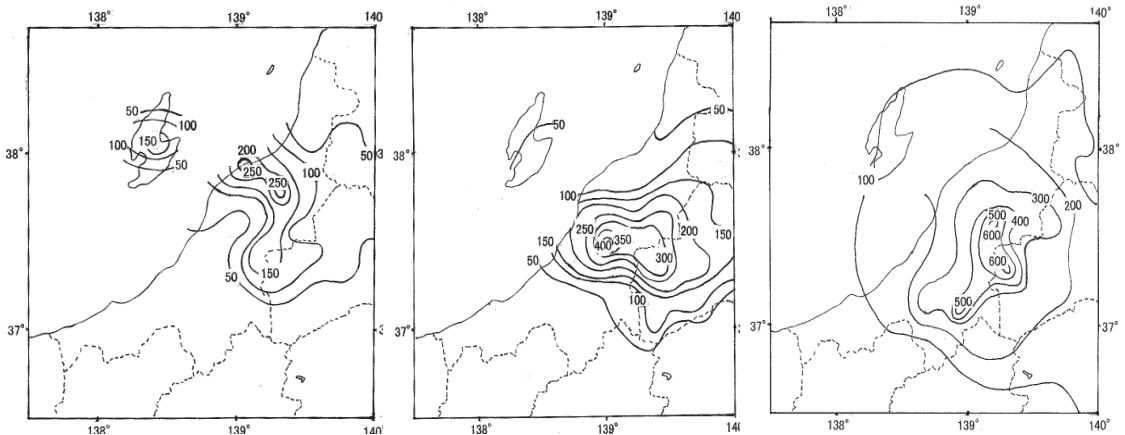


第 5 図 輪島における相当温位の鉛直分布

を示し、地上付近の水蒸気の多さを示している。一方、2004 年 7 月 13 日 9 時には高度 6km 付近に顕著な乾燥域が出現しており、中層の対流不安定を強化している。また、2011 年 7 月 29 日 9 時の相当温位の鉛直分布では、2004 年に比べて小さいものの高度 7km から 8km 付近にかけて相対的に乾燥空気存在が認められる。しかし、1998 年の例では高度 3km から 5km 付近で最も低相当温位を示しているが、その上空に低相当温位域は認められない。当然、定時に観測されている高層観測で、発達段階の異なる豪雨事例を観測しており、それぞれの差異がそれぞれの豪雨の差異を表現しているわけではない。特に、相当温位の鉛直分布は水蒸気の鉛直分

布と関連し、対流混合状態によって大きく左右される。

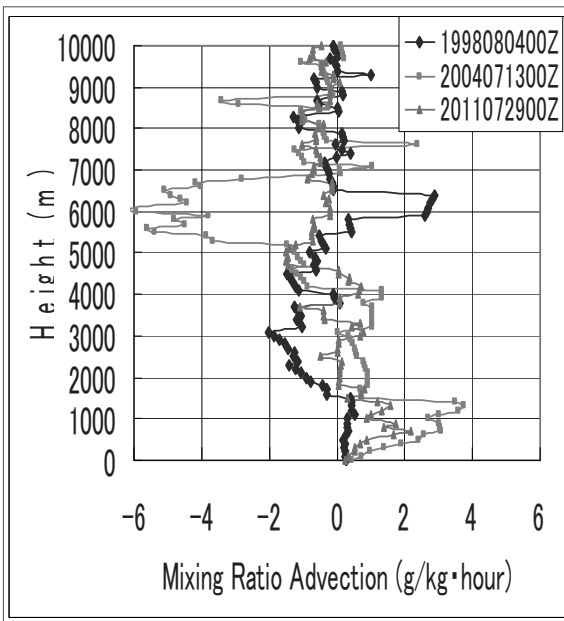
渡邊(2006)は AMeDAS 観測地点を用いて 1995 年から 2005 年までの東北地方の日降水量 100mm 以上の降水日を対象としてクラスター分析を行い、7つのパターンに区分し、東北南部の日本海側で 100mm 以上の降水量を記録した日を抽出し、水蒸気移流の平均場について議論し、水蒸気移流高度が 1km から 3km 付近で顕著になっていることを指摘している。すなわち、越後山地を超えて内陸域で豪雨が出現するためには、内陸域に水蒸気が輸送されることが重要で、水蒸気移流が低高度だと海岸域で雲を発達させ、内陸域に豪雨をもたらすことがないことを示した。しかし、今回対象とする会津地方の豪雨は、第 6 図に示すように、いずれれ



第6図 1998年8月4日0時から12時(左図), 2004年7月13日0時から24時(中央), 2011年7月27日0時から30日24時(右図)の降水量分布(mm)

も新潟県の海岸域を含めて越後山地を超え、西会津地方に豪雨をもたらしている事例で、2011年の事例を除き渡邊(2006)の解析事例に含まれているものの、改めて解析を行うこととした。

いずれの降水分布も時間が長くなるにつれて団塊状の構造を示すものの、海岸域と越後山地周辺で相対的に降水量が多くなっていることを示している。これらの降水をもたらすシステムを気象庁 radar で観測された echo で見ると、いずれも Tapering echo が発生していた。すなわち line 上に echo が並び、back builder 方式で海岸域で形成された積雲が次第に発達しながら内陸部に侵入して、海岸域より内陸部で発達している。従って豪雨域も海岸域より内陸域で広がる。line 状に echo が発達する理由は、梅雨前線で南北の温度 shear が

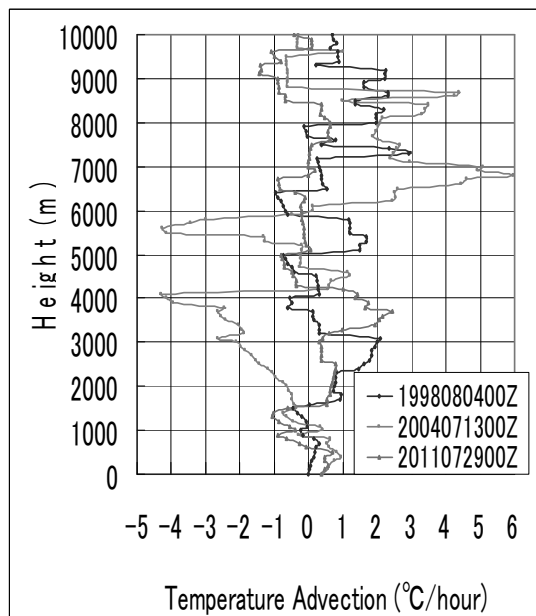


第7図水蒸気移流量の鉛直分布((g/kg*hour)

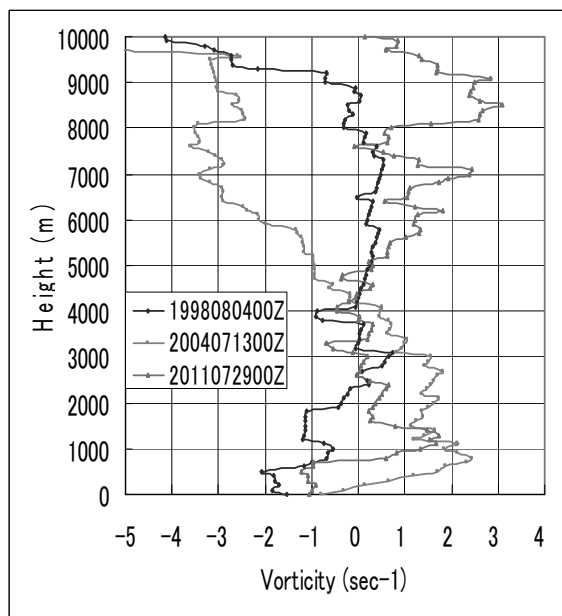
大きいことに依存している。第1図から第3図に示したように、1時間降水量が50mm以上を超える降水時間前に3事例とも気温低下が顕在化している。これは水平的な温度 shear (前線)が存在することや通過したことを示すものである。すなわち、顕著な前線の存在・通過時に伴って tapering echo が出現していると考えられる。

第7図は3事例の秋田-輪島-館野における平均的な水蒸気移流を高度100m毎に計算したものである。いずれの事例も高度1.5kmまでは正の水蒸気移流を示し、1998年の事例では高度3km、2004年の事例では高度6km、2011年の事例では高度5km付近で顕著な負の水蒸気移流(乾気貫入)が認められた。乾気の貫入は、潜熱によって放出された熱を吸収し、cold pool を形成し、対流不安定を持続することによって、降水を同じ地域で持続するためには無くてはならない要因である。勿論、水蒸気量が少なくなることでその領域の対流活動の発達を妨げる要因ともなる。1998年北関東-南東北豪雨でも渡邊(1999a,b)は、乾気貫入の実

態と重要性について指摘しており、同じ地域での降水維持に貢献していることを示している。



第 8 図 温度移流量の鉛直分布 (°C/hour)

第 9 図 渦度の鉛直分布 (sec⁻¹)

第 8 図は秋田-輪島-館野領域における温度移流量の鉛直分布を示したものである。注目すべき点は、今回対象とした 3 事例とも下層 1km 以下では正の温度移流を示し、その上部 1.5km 付近まで負の温度移流を示している。ただし、2004 年の事例では高度 1km から 4km まで顕著な負の温度移流を示しているものの、1998 年及び 2011 年の事例では、顕著な負の温度移流が認められない。勿論、この計算はラジオゾンデによって高層観測が実施されている時間に限って計算できるもので、それぞれの事例の発達段階で異なることが考えられるものの、2004 年の事例とは異なり、他の 2 事例では、乾気貫入と寒気貫入が一体化していないことを示す結果となっている。すなわち 1998 年および 2011 年の事例では、下層 1.5km 付近で顕著な温度差が空間的に存在しているものの、その上空は暖気移流が顕在化している。しかし、水蒸気移流としては負になっているため、昇華して cold pool を形成し、対流を継続させたものと推定できる。

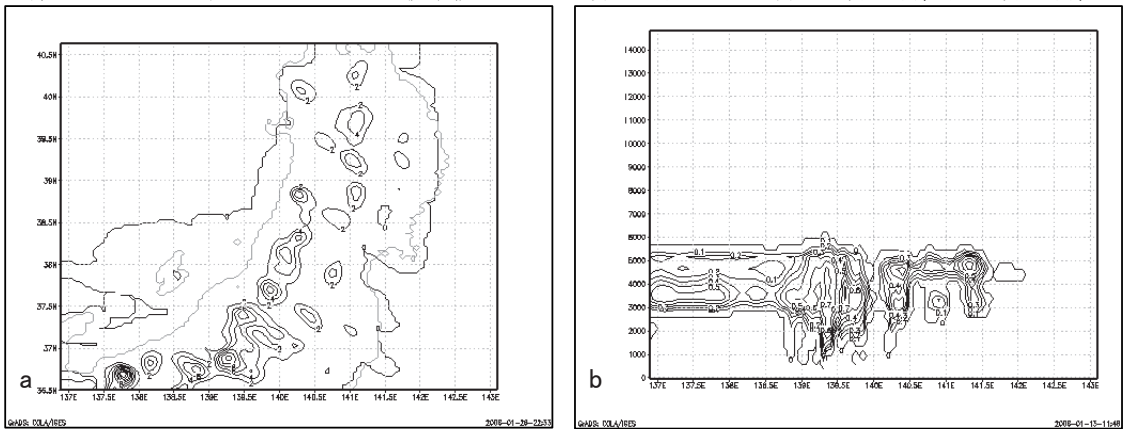
第 9 図は秋田-輪島-館野領域における渦度の鉛直分布を示したものである。特徴的なのは 1998 年と 2011 年は高度 1km 付近まで負の渦度を示し、その上層 4km 付近までは正の渦度になっている。2004 年についても地表から高度 200m 程度までは負の渦度を示し、高度 4km 付近まで正の渦度を示している。これは、地上天気図で述べたように、豪雨が基本的には気圧の谷の前線上で発生していることに対応していること、また、下層の暖湿気流の発生が太平洋高の発達に依存していることを示していると考えられる。

3. 数値実験

豪雨を再現するためには雲解像度が良い model を選択することが必要である。ここでは渡邊(2011)と同様に CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) を用いて数値実験を行った。この model は雲解像度がよく、集中豪雨などの解析に多く用いられている。数値実験は、格子間隔を水平 4km、鉛直はストレッチング座標で 15km までを 50 層に区分し、最下層は 1.5m で、座標系を Z*系としている。水平 grid 数は 100×100 として 400km×400km 領域を計算領域として設定した。使用した地形は 1km 毎の実地形を使用しているが、地表面条件は加味していない。Time step は HE-VI 法で最大 2sec、最小 0.1sec とした。乱流過程は 1.5-order closure model で雲物理過程は氷相を含む Bulk 法の parameterization を用いた。降水の形成過程は 0°C を境に降水過程を変更した氷相を含むバルク法のパラメタリゼーションを使用している。氷相を含むパラメタリゼーションの定式化では、1次的、および 2 次的な氷相の核形成、水蒸気拡散による粒子の成長と消耗、粒子間の衝突成長、粒子の分裂(雨粒子の分裂)、別のカテゴリーへの変換(雲水→雨水、雲氷→雪、雪→霰など)、凍結と

融解, 未凍結水の剥離, 重力落下が含まれている。model によって雲物理の変数の定義やその扱いは異なるが, ここでは各カテゴリーの混合比の時間発展方程式を解き, また雲水, 雪, 霰について, その数濃度についても時間発展方程式を解く氷相のモデルが含まれている。初期条件はそれぞれ 1998 年 8 月 4 日 9 時, 2004 年 7 月 13 日 9 時および 2011 年 7 月 29 日 9 時の風上に相当する輪島の高層観測データを使用して, 3 時間積分した結果を用いて考察した。しかし, これらの 3 事例の豪雨は前線系の降水であるため初期値一様場では前線を適切に表現できなかった。特に, Tapering cloud の形成には観測で得られた水平温度 shear や水平風速 shear が大きな役割を持っており, 初期値一様場で表現できるものではない。

第 10 図に 2004 年 7 月 13 日 9 時の初期値を用いて計算した東北地方の降水量分布(a), 雲水量分布(b),



第 10 図 輪島の 2004 年 7 月 13 日 9 時の高層観測データを初期値として 3 時間 simulation した降水分布(a,mm), 北緯 37.4° 線上の雲水量分布(b, g/kg), 北緯 37.4° 線上の鉛直流の分布(c, m/s)

鉛直流分布(c)を示す。第 10a 図の降水量分布から, 西風成分の卓越により暖湿気流が日本海側から移流し, 越後山地および奥羽山脈の日本海側で降雨をもたらしていることが分かる。特に, この事例を含めて越後山地付近での降水量が多くなっており, これは南風成分の卓越で形成される。すなわち, 南西風の暖湿気流の移流が越後山地付近の降水を強化していることが分かった。

一方, 第 10b 図に示した越後山地付近の東西断面の雲水量分布をみると, 日本海側から層雲状の雲が移流し, 山岳風上で対流状に発達していることが分かる。しかし, 雲水量から推定される対流雲の発達高度は 5km 程度にとどまっている。これは第 5 図で示した相当温位分布からもわかるように, 対流不安定層としては, 10km 程度の層厚があるものの, 高度 5km 付近で乾燥空気の貫入があり, 雲の発達が抑えられているものと考えられる。これまで短時間強雨は高く発達した対流雲で発生するものと考えられてきたが, 発達高度 5km 程度の連続した対流雲の生成でも 1 時間 50mm から 70mm 程度の降雨が形成されるものと考えられる。

また, 第 10c 図に示した第 10b と同じ地帯の鉛直流分布でも山地前面で上昇流, その風下で下降流と順に鉛直流が形成され, 当然, 強雨域はこの強い上昇流域に対応して形成されていることが分かった。この傾向は 3 事例とも同様で, 風向の差異がやや豪雨地域を変化させているに過ぎない。

4. まとめ

二宮(1977)によれば, 日本海側での豪雨は少なく, 特に豪雨時間が長くなればなるほど豪雨の発生地点は南部太平洋沿岸に限られていることを指摘している。これは南部太平洋岸域で水蒸気移流が顕著に生起

していることが大きな要因と考えられる。今回の3事例ではいずれも下層1500m以下で顕著な水蒸気移流が顕著であること、また、その上層で、特に3kmから7km付近の上部で乾燥空気の移流が顕著に認められた。この乾気貫入は対流雲の発達高度を低くする効果が顕著であるが、潜熱による上部の昇温を防ぎ、同じ地点で継続的な降水を維持するための役割を有していることが明らかになった。

水蒸気移流高度が低いと沿岸地域の低い地形でも対流雲が発達し、只見など内陸部での豪雨発生には至らないと考えられるが、今回の3事例では高度1500m付近まで顕著な水蒸気移流が認められ、高度5km程度までに発達した雲によって内陸域の豪雨が発生していた。

この下層の暖湿空気は渦度解析により、太平洋高気圧の発達に依存しており、高気圧の縁辺で形成される南西風が持続することにより梅雨前線が活発化し、豪雨をもたらしていた。また、この南西風強化には間接的に本州南海上に発達した熱的低気圧や台風が太平洋高気圧との間の等圧線間隔を狭くし、南西風を強化し、水蒸気移流を活発化していることが明らかになった。

新潟・会津地方に発生した顕著な3事例は、いずれも同様な条件で豪雨が発生している。しかし、今回解析できなかった前線の停滞条件と水平温度分布の関係などについても今後さらに詰めた検討が必要である。

引用文献

- Browning, K. A. and G. B. Foote, 1976: Airflow and hail growth in super cell storms and some implications for hail suppression, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102, 499-534.
- 二宮洸三, 1977, 豪雨の時間スケールからみた降水強度極値の地理的分布, 天気, Vol.24, 63-70.
- 渡邊 明, 1999a: 1998 年南東北・北関東の集中豪雨の降水システムについて, 東北地域災害科学研究, No.35, 143-147.
- 渡邊 明, 1999b: 豪雨の降水システム, 1998 年南東北・北関東の集中豪雨の災害に関する調査研究, 1-10.
- 渡邊 明 2006: 豪雨域と水蒸気移流, 2006 年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会, No.89.
- 渡邊 明, 2010: 寒気域で形成された降雨システム, 2010 年度秋季大会講演予稿集, 日本気象学会, No.98.
- 渡邊 明, 2011, 強雨システム, 東北地域災害科学研究, Vol.47, 147-152.