

北陸地方梅雨期豪雨予報の一示標としての 300mb 渦度*

福田 喜 代 志**

1. まえがき

降雨予報の index としては、中野、宮村、内山¹⁾ (1961). 並に水姓²⁾ (1966) 等の研究があり、降雨域の流入水蒸気量又は収束量、或は不安定度があげられている。また、豪雨時の解析例から、豪雨域は高層ジェットの南側、下層ジェットの北側になることが見出された。これは竹永、矢花³⁾ (1959) による諫早豪雨、松本、藤田、浅井⁴⁾ (1962) による1961年6月、四国近畿中部関東の豪雨、或は島田⁵⁾ (1966) による1958年7月の東北北陸の梅雨前線豪雨の場合等に指摘されている。以上の

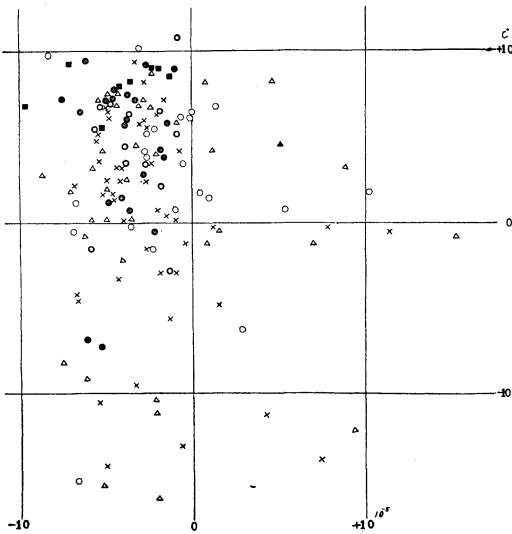


Fig. 2—1 9時300mb 相対渦度(横軸, 10^{-5} sec^{-1}) 並に輪島700mb露点(縦軸)と、その後24時間降水量北陸地方最多。期間1962—1966年7月。相対渦度は輪島、米子、潮岬の3点資料で計算、最多降水量は次の記号で示す。

× : -または00~25mm/day ○ : 76~1,0mm/day
 △ : 26~50mm/day ○ : 51~75mm/day
 ● : 101~150mm/day ● : 151~200mm/day
 ○ : 201~

* On 300 mb Vorticity as an Index for the Forecasting of Heavy Rain at Hokuriku District in Baiu Season.

**K. Fukuda 富山地方気象台
 —1967年8月24日受理—

ことは豪雨域高層に負の相対渦度、中層より下層に正渦度の存在を示すもので、福田⁶⁾ (1967) は異常豪雨数例につき、その実在例を示した。

ラージスケールの渦度分布は、計算的に予報可能であるから、渦度と雨量の関係を求めることは、予報的に有効である。本報では、始め 300mb 渦度と梅雨期降雨の関係を検討した処、高層は負相対渦度の場合が多く、700mb 水蒸気量が増加した場合豪雨があるが、この場合でも豪雨にならないことも相当多い。これは、竹内の⁷⁾ (1962) 他多くの予報者により述べられている北方寒冷渦の活動であつて、暖湿気団が流入しても豪雨とならないのは、寒気の欠除が主原因で、この点を補うため、日本海北部の 300mb 渦度を併用したところ、比較的良好な関係が認められた。

2. 300mb 渦度並に700mb 露点と日降雨量の関連

調査期間は1962—1966年の5ケ年の7月であつて、輪島、米子、潮岬の資料で計算した 300mb 相対渦度、輪島 700mb 露点の何れも9時の値と、新潟、富山、石川、福井4県内全観測所中9時以降24時間降水量の最大値との関係を求めた結果は Fig. 2—1 である。定時定点

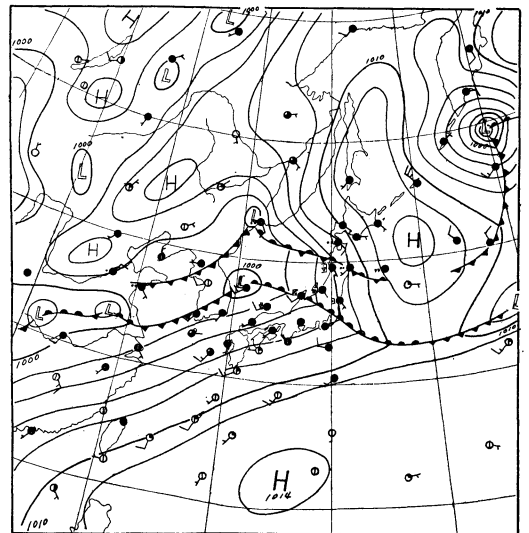


Fig. 3—1 地上天気図 1964年7月17日21時

並に定高度の値を基準として、局地的降水量を表示したのであるから、多少の分散は止むを得ないが、概して云われることは、豪雨は、露点温度高く、負相対渦度の場合に出現率が大きい。露点が低い場合に、若干の日量 100mm 内外のことがあるのは湿舌の侵入が遅れた場合で、強雨時までには輪島の露点も上昇している。また、露点高きに拘らず、降水量が寡い場合が多数あるが、これ等のなかには北陸地方寡雨で他域に局地的豪雨があったものが若干含まれていて、その他は、日本海から本州に横たわる前線の不活発であった場合に当り、これに関しては後述する。

3. 1964年7月18日富山の豪雨時における解析例

この豪雨は「1964年7月山陰北陸豪雨調査報告」として気象庁技術報告 No. 48 に詳細に報告されているが、17日夜半より18日午前にかけて、富山県東部を中心とした豪雨があった。地上天気図は Fig. 3-1 で、梅雨前線が本邦中部にあり、日本海中部には低気圧があつて、その

東の前線は活発な温暖前線で、北陸地方として典型的な梅雨期豪雨である。Fig. 3-2 は富山の降水変化と、輪島、米子、館野の高層資料で計算した各層の発散と渦度の変化を示したもので、豪雨最勢時の低層収束、上層発散が特に発達しているが一方、200mb を中心として、持続した相対負渦度の存在があつた。

次に、秋田輪島を通る大門で断面を作つて検討した。計算は Fig. 3-3 の観測網により、各等圧面毎に発散、渦度の分布を作り、これより断面を求めたが、気温湿度の場合はさらに断面近傍観測点の significant levels の値を重視した。Fig. 3-4 は気温、相対湿度分布の断面であつて、気温の転移層は、地上天気図で見られる前線以外に、上下に数条あるが、この内、前面として活動的なもの、そうでないものもあるが、幾層かが重畳して、全体として圏界面近くに達する寒域を形成している。これ等転移層の地上に達しないもの下端付近に不安内層が見られる。この状態は寒暖両気接触の過渡期の一瞬に起る現象であろう。暖域は大部分乾燥して、大きな沈降域を形成しており、寒暖両域の界域に湿度 100% の小範

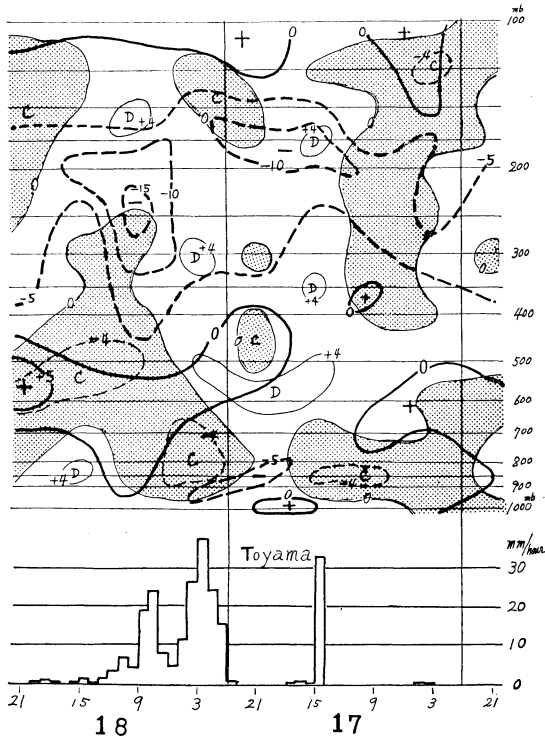


Fig. 3-2 1964年7月17~18日各層発散、渦度(10⁻⁵ sec⁻¹上図)並に富山降水量(mm/hour, 下図)の変化。
細線：発散(点影は収束)，太線：渦度

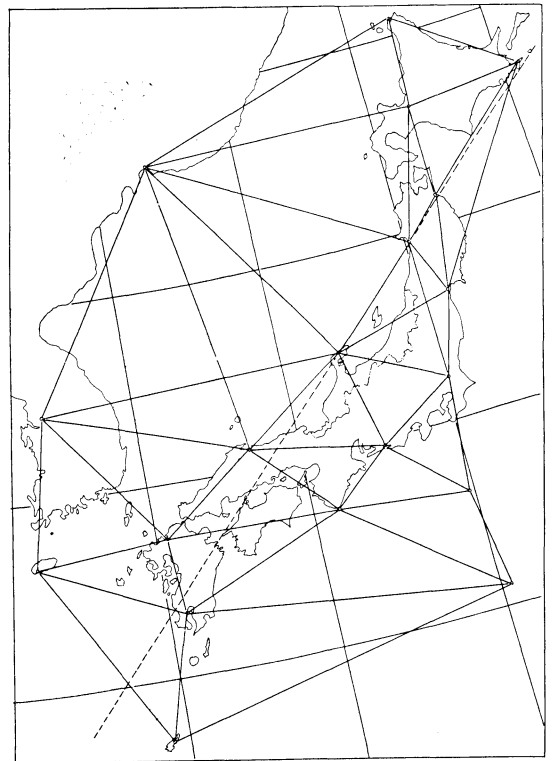


Fig. 3-3 発散並に渦度を計算した観測網と三角形、破線は断面を求めた大門。

囲の区域があり、この南辺付近が豪雨域に当る。すなわち寒暖両気団の接触は単一な前面構造ではなく、寒気氾濫の過程には下層より上層にかけ幾つかの気温転移を構成している。Fig. 3—5 の発散分布の断面によると、寒域に当る領域では、発散層と収束層が幾つにも分れ上下に重積し、各層は比較的薄いので、最低層より最高層に達するような上昇気流は出来にくい。上述気温場で見られる寒暖両域の境界付近の極めて狭い気層だけが、地上より300mb に至る収束層とその上層の発散層とがあつて、豪雨はこの局地に起こっている。すなわち、統一して高高度に達する上昇気流の起きにくい寒域と、全般に沈降している暖域の交錯により界域に局地的でも激しい上昇気流が高高度に達し得る状態になり始めて異常な豪雨となる。渦度分布の断面では、強い正渦度域を通る気温の転移層が、前面として活動を示し、豪雨域は、この地帯に一致している。注目すべきは、300mb より上層の卓越した負渦度域とその北側並に下層の正渦度で、これは豪雨時の一特性と見られる。

4. 300mb 渦度と豪雨の関連

絶対渦度保存の法則から導かれることは、北進する空

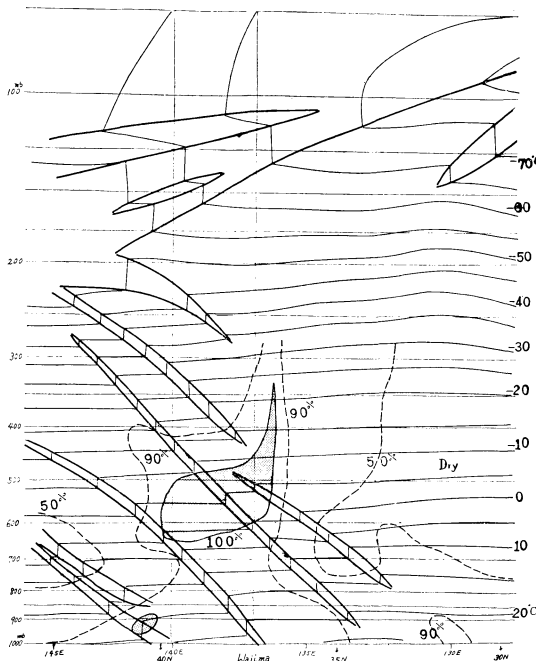


Fig. 3—4 1964年7月17日21時の気温、湿度分布の垂直断面は Fig. 3—3 で示した輪島、秋田を通る大円、太線は気温転移層。

気層は負、南進するものは正の相対渦度を増す。従つて、梅雨前線近傍では南北から移流した気団層の接触があるので、正負の相対渦度域が相接して存在する。前節の例では、300mb より上層でこれが顕著に現われていた。Fig. 4—1 は300mb 21^h の渦度と、Fig. 2—1 と同じ北陸4県の日降水量との関係であつて、渦度は浦塩、札幌、秋田並に輪島、米子、鳥山、の資料で計算したものである。この図の示す処は、(1)日本海北部で正渦、南部で負渦の場合に日量100mm以上の豪雨が絶体的に多い。(イ)この場合、北陸4県では豪雨でない場合でも、他の地域にあつたものが大部分、(ロ)以上の以外の場合には前後の日に豪雨があつた。このような、ラージスケールの index は北陸4県とのみ制限した地域の豪雨 index ではないことを示している。(2)日本海の南北両域共正渦の場合でも日量100mm未滿の降雨は見られる。これは寒域の雨である。(3)日本海南北両域共負渦の場合は寡雨の場合が多いが、少数100mmを越すものがある。これは寒域が北偏している場合であつて、始んどが、山地の雷雨によるものである。

概括的に云えることは、北陸地方の梅雨期豪雨は300mb 等圧面の相対渦度場で負渦度が卓越し、その北に正渦度域が存在するとき出現する。これは高層ジェットが秋田付近に強く発達している状態である。なお、本報では300mb 渦度を用いたが、前節例のように200mb が適

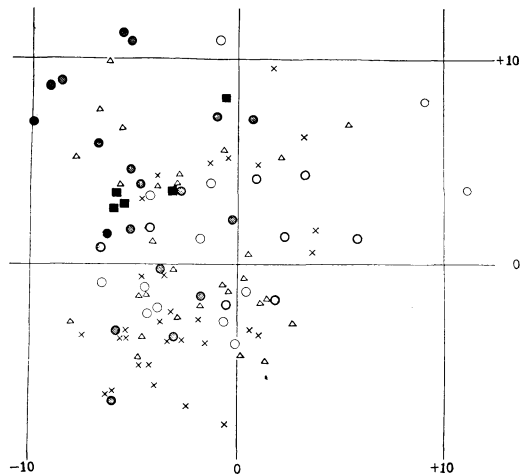


Fig 4—1 9時から24時間の北陸地方降水量最多(記号は Fig. 2—1 に同じ)と21時300mb 渦度(10⁻⁵sec⁻¹)の関係。

横軸：輪島、米子、鳥山の資料で計算した相対渦度、
縦軸：浦塩、札幌、秋田 //

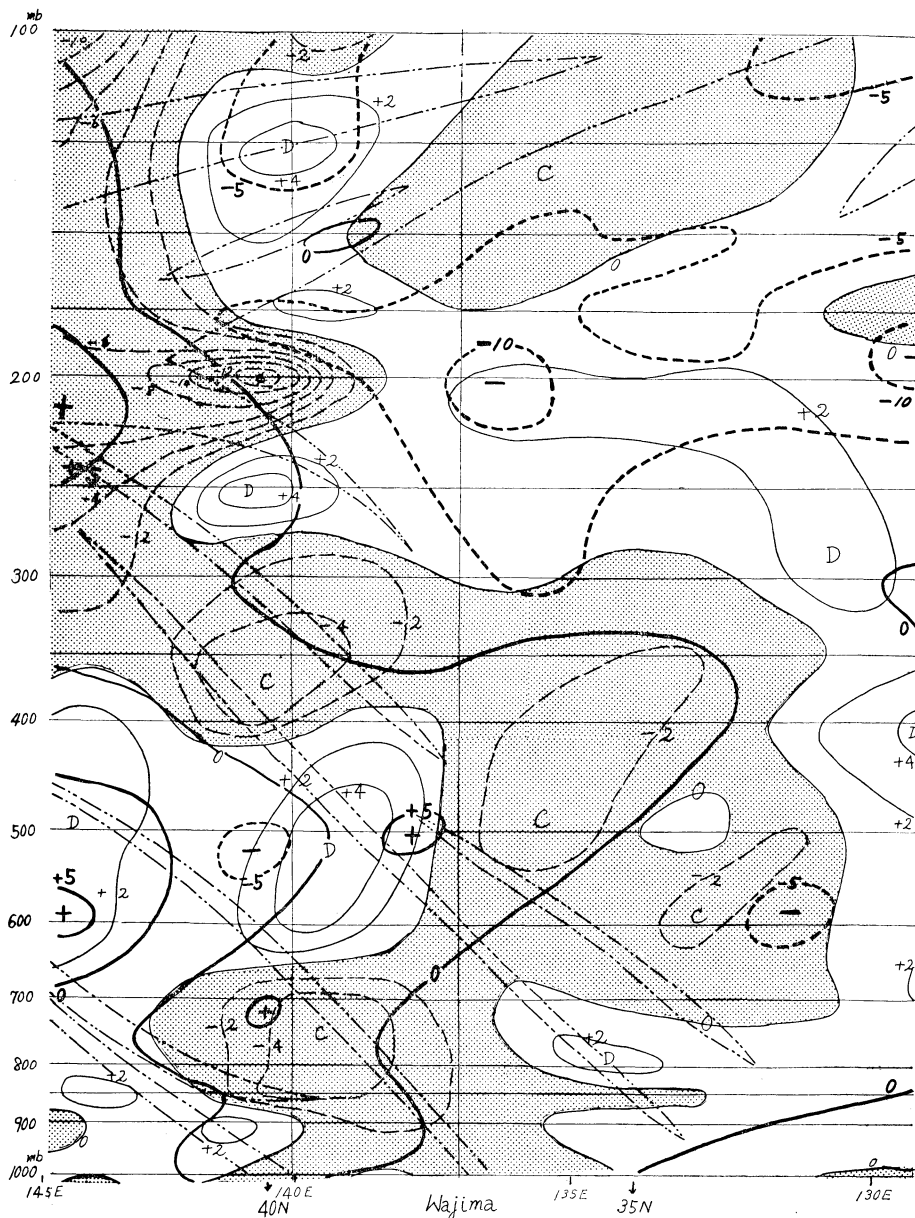


Fig. 3—5 1964年7月17日21時の発散，渦度 (10^{-5} sec^{-1}) 分布の垂直断面，
 細線：発散（点影は収束），太線：渦度，条点線は Fig. 3—4 と同じ気温の転
 移層。

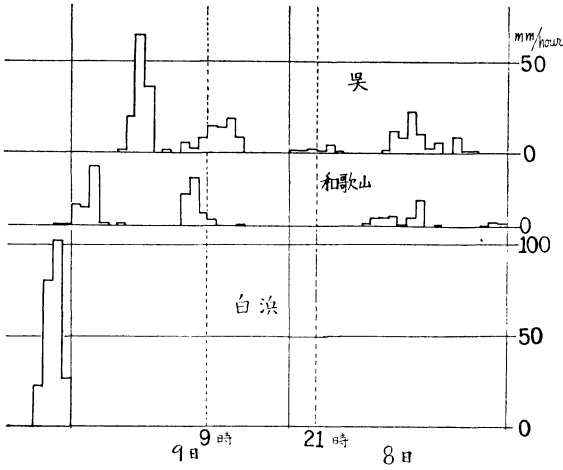


Fig 6-1 1967年7月8-10日, 呉, 和歌山並に白浜の毎時降水量

切な場合, または, 400mb がよい場合等, その高度は時により多少異なる場合がある。

5. むすび

北陸地方梅雨期豪雨時には300mb高度付近に, 北に正, 南に負の相対渦度域が存在し, 異常豪雨域は, 正負渦度両域の界域である上層ジェット以南に出現する。300mb高度付近の正負渦度分布は, 発散を考慮しても, 計算的に予報出来る量であつて, 豪雨予報上重要な index である。これはラージスケールの場合での論議で, 豪雨出現の局地または時刻まで精密に示すものでないとしても, 前線近傍の湿舌の突入, 或は荒川⁸⁾ (1966) が兼早豪雨時レーダーエコーで示した, また宮沢⁹⁾ (1967) が指摘している小さな擾乱の発生機構の解明が, この局地的問題を解明するものだろう。

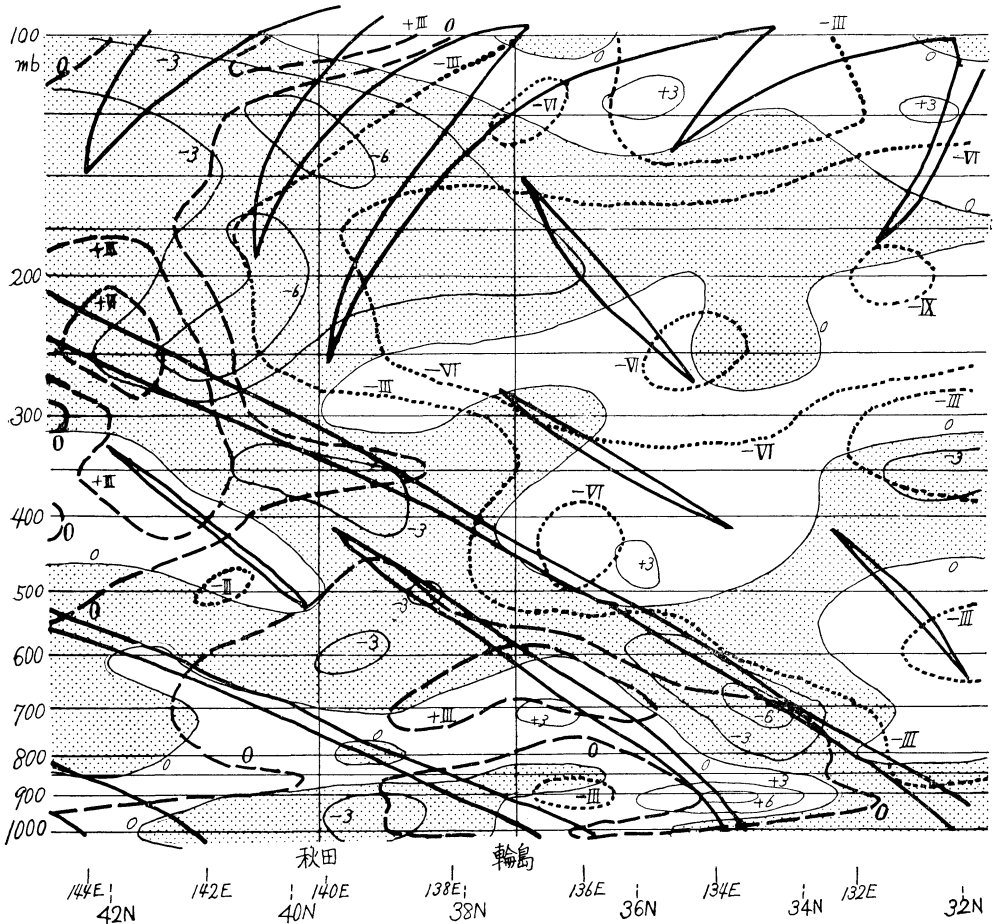


Fig. 6-2 1967年7月8日21時微雨時の発散並に相対渦度 (10^{-5}sec^{-2}) 分布の垂直断面。断面は輪島秋田を結ぶ大円に沿うもの。細線: 発散 (点劃は収束), 太い点線: 負相対渦度, 太い破線: 正相対渦度, 太い実線: 気温の転移層。

6. 追補, 昭和42年7月豪雨に関する解析例

梅雨期豪雨時上層相対負渦度の増強は, 北陸地方だけにあてはまるものでなく, 一般的な法則である. その例として, 昭和42年7月9日の西日本豪雨を解析する. この時は, 梅雨前線が南海にあったが, 台風6707の北上と共に, 前線も北上し, 6日頃から局地的強雨が起りだした. 台風は前線に近づくと熱帯低気圧化し, 9日午後には前線と合流して, 瀬戸内海を東進した. この進路に沿う各地に集中豪雨があった. この間の降雨状況は, Fig. 6-1 で, 豪雨域は東進したようである. 前節3と同じく, 8日21時, 9日9時の発散と渦度分布を求め, その断面を作ったのが, Fig. 6-2, Fig. 6-3 で, 300-200mb 高度を中心として, 強い負渦度があり, 北海道方面では正渦度が見られる. 正渦度域は南になるに従

って高度が低くなり, 豪雨域の低層は負渦度である. 8日21時は雨勢弱いとき, 9日9時は集中豪雨開始直前であるが, 両者の差として注意される点は, 後者は上層負渦度が一層強勢となり, 中心部では $-12 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ の値になり, 北上した点と, 豪雨域近傍では, 400mbより下層の強い収束と上層の強い発散とがあつて, 強力な上昇気流の発達を物語っている. しかし, 南方下層の正渦度は弱く Lower jet は欠除している. 前者では, 下層収束は 700mb を中心として強いものがあるが, その下層は 900mb を中心として強い発散が存在し, 地表近くより高層に連る上昇気流は存在していないことを示している.

この調査は, 前節まで述べたことが, 北陸地方梅雨期豪雨に適用されるだけでなく, もっと広い範囲の同期豪雨でも同様であることを検討するために行ったもので,

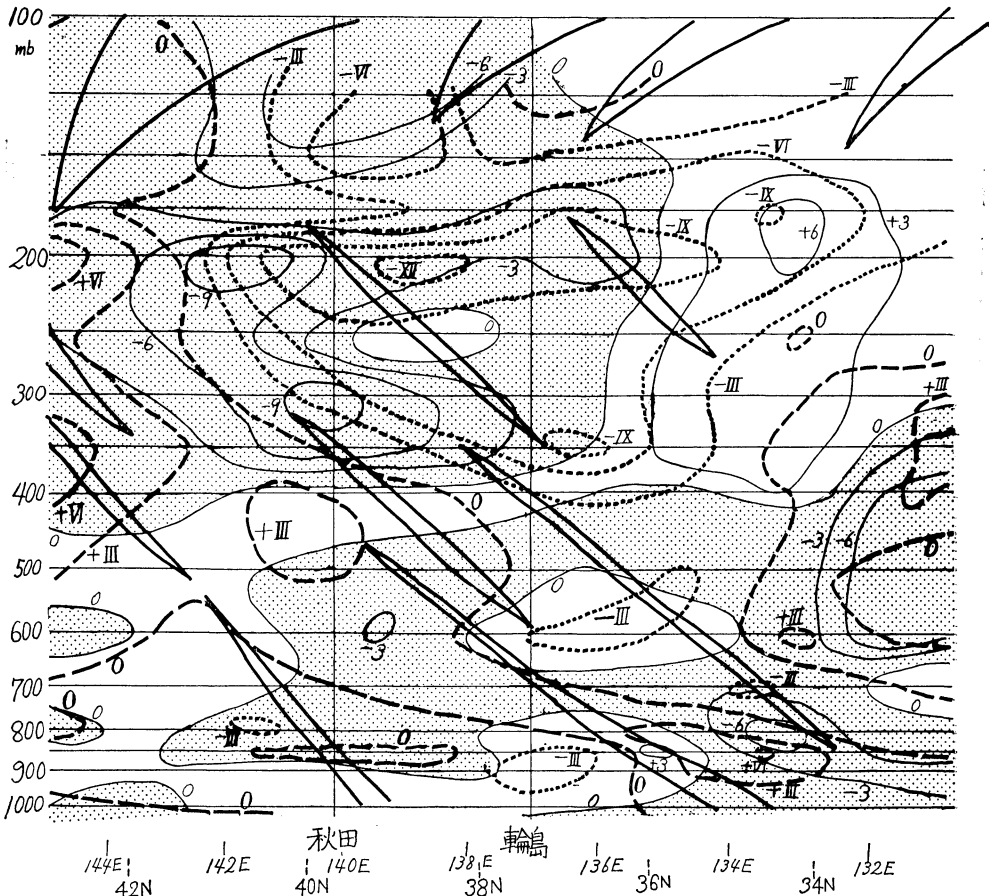


Fig. 6-3 1967年7月9日9時, 豪雨時の発散並に相対渦度分布の垂直断面. 以下 Fig. 6-2 と同じ.

各高層気象観測官署並に広島, 和歌山地方気象台より特に資料を受けた, ここで厚くお祈り申上げる。

文 献

- 1) 中野東吾, 宮村親美, 内山文夫, 1961: 集中性豪雨のワークシート, 気象庁研究時報 Vol. 13, No. 8, p. 625~639
- 2) 水姓勝敏, 1966: 大阪管区気象台降予報に関する調査報告, 気象庁技術報告 No. 50 p. 58~105
- 3) 竹永一雄, 矢花知一, 1959: 諫早大雨の局地解析と予報, 気象庁研究時報 Vol. 11, No. 10 p. 839~858
- 4) 松本誠一, 藤田敏夫, 浅井富雄, 1961: 36, 6豪雨の定性的定量的解析, (下層ジェットの構造とその役割に関する解析) 天気, Vol. 9, No. 7 p. 213~221
- 5) 島田守家, 1966: 梅雨前線豪雨の構造と降雨の解析, 気象庁研究時報 Vol. 18, No. 3, p. 171~239
- 6) 福田喜代志, 1967: 豪雨雪機構の相違に関する解析的例題, 天気, Vol. 14, No. 11 p. 423~428
- 7) 竹内衛夫, 1961: 36, 6豪雨の定性的, 定量的解析 (上層の寒冷渦と豪雨及びサイクロゲネシスについての一例), 天気, Vol. 9, No. 7, p. 222~232
- 8) 荒川秀俊, 1966: 諫早豪雨に際して現われたメソ低気圧, 天気, Vol. 13, No. 5, p. 175~177
- 9) 宮沢清治, 1967: 北陸地方の集中豪雨雪における中規模のうず性じょう乱について, 気象集誌 Vol. 45, No. 2, p. 166~176

通 信 欄

≡ 大会の講演申込締切期日について ≡

昭和43年度気象学会春季大会の告示や講演申込用紙が掲載綴込まれている天気15巻1号が, 私の手もとに届いたのは2月25日である。講演申込締切期日が3月5日であるから, 10日足らずの日数しかない。郵送に要する日数を考えると, 出張などで僅か数日間不在であったとしても, 講演申込に間に合わなくなってしまう。

このように会誌の配布から講演申込締切までに時間の余裕がないのは, 天気の発行が遅いか, それとも申込締切期日が早すぎるのか。予稿の締切期日が4月20日であるところから考えると, 申込締切期日はもう少し遅くてもよいようにも思うが, いずれにしても時間の余裕を持たせるよう次回から改善してほしい。(東京 Q)

(お答え)

印刷所の都合で天気の発行が予想外に遅れ, 御迷惑をかけた。天気の印刷は前号から次第に遅れを取

し, 発行が軌道に乗ってきていますが, 今後も天気の発行が止むを得ない事情で遅れることが事前に予想される場合には, 一号前の誌上に大会告示を掲載するなど適切な処置をとりたくて考えております。

なお, 予稿の締切期日を考えて講演申込締切期日ももう少し遅らせて欲しいという御希望には, 残念ながらそえません。というのは講演申込締切期日は, 大会のプログラムを掲載した天気を大会前に発行し, 会員はそれによって出張の手续や宿舎の申込などの手配をするという時間的制約によって決まることで締切期日を延ばせばそれ以上に天気の発行が遅れるからです。他方, 予稿集の印刷は印刷方法も異なるので, 天気の発行とは直接の関係はありません。

われわれは, 今後ともできるだけ会員の便宜を考えて運営をしてゆきたいと考えておりますが, 会員の皆様にもこのような事情を御理解のうえ, 御協力をお願い致します。

(講演企画委員会・天気編集委員会)

月例会の申し込みについて

本年度に気象学会の月例会の開催を希望する研究グループは下記のとおり講演企画委員会にご連絡下さい。研究グループはこれまで月例会を行ってきた既存のグループ以外の新しいグループでも結構です。

なお, 天気誌上で研究発表の募集を要する場合は3か月前の10日(10月30日に月例会を開く場合には7月10日)までに, 主題・会期・会場・申込先を明記して講演企画委員会に提出して下さい。なお, プログラムは月例会の前月の10日までに必ず講演企画委員会へ提出して下さい。以上の手続を怠った場合には, 天気での告示はできません

記

1. 連絡先: 東京都中野区南台1-15-1
東京大学海洋研究所 小倉 義光
 2. 締切期日: 5月10日
 3. 連絡事項: 文書に下記事項を明記のこと。
 - ・研究グループの名称
 - ・責任者名と連絡先(電話番号)
 - ・月例会の計画の概要: 開催予定時期, 開催地, 内容(研究発表会・シンポジウム・総合報告会等の別)
- (講演企画委員会)