

水蒸気画像の特徴パターンと顕著気象現象

Investigations for the relationships between characteristic patterns on water vapor imagery and occurrences of severe weathers

中島 幸久*、西村 修司*、加藤 輝之**、

初田 利雄*、黛 美紀男*、野中 信英*、

小司 晶子*、牧野 佐知子***、浅野 準一*

NAKAJIMA Yuki-hisa, NISHIMURA Shuuji, KATO Teruyuki,

HATSUTA Toshio, MAYUZUMI Miki, NONAKA Nobuhide,

SYOJI Akiko, MAKINO Sachiko and ASANO Jun'ichi.

Abstract

The relationships between characteristic patterns on water vapor imagery of Geostationary Meteorological Satellite (GMS) and occurrences of severe weathers were investigated. The results for this study are as follows:

1. Statistically examining the relationships between characteristic patterns on water vapor imagery of GMS and the occurrence places of cumulonimbi (Cb) associated with severe weathers,
2. Examining the vertical profiles of dry region in the middle-troposphere by using of the water vapor imagery of GMS and the aerological data observed by wind profilers and rawinsonde soundings,
3. Clarifying the characteristics of the inside boundary on the water vapor imagery of GMS, which was observed in the Niigata and Fukushima heavy rainfall event during 12 - 13 July 2004 in Japan,
4. Clarifying the characteristics of the upper vortex with high anomaly of isentropic potential vorticity on the water vapor imagery of GMS, which was observed on 7 August 2004 over the Sea of Japan, and,
5. Clarifying the characteristics of the head boundary on the water vapor imagery of GMS, which was observed in the Fukui heavy rainfall event during 17- 18 July 2004 in Japan.

* 気象衛星センターデータ処理部解析課

** 気象研究所予報研究部第一研究室

*** 気象衛星センターデータ処理部解析課 (現所属：気象庁総務部調達管理室)
(2005年11月17日受領、2006年2月20日受理)

要 旨

静止気象衛星が観測した水蒸気画像の特徴パターンと顕著気象現象の発生の関係について、以下の調査を実施した。

1. 顕著気象現象に係わる積乱雲の発生場所と水蒸気画像の特徴パターンとの関係について統計的に考察し、
2. 水蒸気画像、ウインドプロファイラ及びレーウィンゾンデの各観測資料から、対流圏中層乾燥域の鉛直分布を考察し、
3. 「平成16年7月新潟・福島豪雨」発生時（2004年7月12～13日）、水蒸気画像で観測されたインサイドバウンダリ周辺の特徴を明らかにし、
4. 東日本の短時間強雨発生時（2004年8月7日）、日本海上空において水蒸気画像で観測された高渦位偏差を持つ上層渦の特徴を明らかにし、そして、
5. 「平成16年7月福井豪雨」発生時（2004年7月17～18日）、水蒸気画像で観測されたヘッドバウンダリ周辺の特徴を明らかにした。

目 次

第1章 はじめに

第2章 顕著気象事例の統計調査

第3章 ウインドプロファイラを利用した乾燥域の検出

第4章 インサイドバウンダリ周辺の大雨

第5章 高渦位渦周辺の高時間強雨

第6章 ヘッドバウンダリ周辺の大雨

第7章 結果のまとめ

謝辞

参考文献

第1章 はじめに

1995年に打ち上げられた静止気象衛星ひまわり5号（GMS-5）から水蒸気センサー（6.5～7.0 μ m）が搭載され、概ね400hPaより上空に雲がない場合、その領域での大気中に存在する水蒸気からの放射観測が可能となった。その観測結果である水蒸気画像を利用すると、同画像に現れる黒色領域の「暗域」と白色または灰色領域の「明域」との間の境界（バウンダリ）から、概ね400hPaより上空のトラフ、ジェット気流場、下降気流場などの位置を視覚的に推定することができる。

また、同画像で特定されるバウンダリや渦（上層渦）

は、異なる性質の気塊やその境界を示唆するとともに、その接近は対流活動を助長し、顕著気象現象の発生に関与すると推定されている（気象衛星センター、2000a）。

しかしながら、水蒸気画像はその輝度温度から概ね400hPaより上空の水蒸気量を推定することは可能であるが、顕著気象現象の発生に最も寄与するとされる対流圏下層の水蒸気量を推定することはできない。また、これまで水蒸気画像に現れる特徴やそのパターンと顕著気象現象の関連性に関する系統的な調査がなく、防災気象業務での同画像の活用方法は未開拓な状態であった。

このため、水蒸気画像の特徴的なパターンと顕著気象

現象の関連を整理する目的で「水蒸気画像の高度利用調査」(気象衛星センター、2005、2006)を実施し、その結果を本報告にまとめた。

本調査の内容は、

- (1) 顕著気象現象に関連した積乱雲の発生場所と水蒸気画像の特徴パターンについての統計的考察(本報告第2章)、
 - (2) ウインドプロファイラ資料を利用した対流圏中層乾燥域の検出に関する考察(同第3章)、
 - (3) 「平成16年7月新潟・福島豪雨」発生時(2004年7月12～13日)に、水蒸気画像で観測されたバウンダリの特徴の解明(同第4章)、
 - (4) 東日本の短時間強雨発生時(2004年8月7日)に、日本海上空において水蒸気画像で観測された正渦位偏差を持つ上層渦の特徴の解明(同第5章)、
 - (5) 「平成16年7月福井豪雨」発生時(2004年7月17～18日)に、水蒸気画像で観測されたバウンダリ及び上層渦の特徴の解明(同第6章)、
- である。

本調査で利用した資料は、水蒸気画像等の静止気象衛星画像のほか、水蒸気画像から算出された衛星風(水蒸気移動風)、地域気象観測値(AMeDAS観測値)、高層気象観測値(レーウィンゾンデ観測値)、ウインドプロファイラ観測値、レーダ・アメダス解析雨量、領域客観解析値(RANAL)、領域スペクトルモデル(RSM)及び全球スペクトルモデル(GSM)の予報値等である。また、その解析には、気象衛星センターが開発した衛星画像解析ソフトウェア「SATAID(Satellite Animation and Interactive Diagnosis)」を使用した。

第2章 顕著気象事例の統計調査

2-1 水蒸気画像の特徴パターン

一般に水蒸気画像では、以下の特徴やパターンが現れることが多い(気象衛星センター、2000a)。

(1)暗域と明域

水蒸気画像に現れる黒色領域を「暗域」と呼ぶ。暗域は同画像の輝度温度の高い領域であり、概ね400hPaより上空の大気が乾燥していることを示す。また、暗域が時間経過と共により暗くなることを「暗化」と呼ぶ。

水蒸気画像で白色または灰色領域を「明域」と呼ぶ。明域は同画像の輝度温度の低い領域であり、概ね400hPaより上空の大気が湿潤、または、その領域に雲頂を持つ雲域があることを示す。

なお、「暗域」及び「明域」は、水蒸気画像の特徴を定量的に定義した名称ではなく、同画像の黒色領域と白色または灰色領域を定性的に区別する言葉である。

(2)バウンダリ

水蒸気画像に現れる暗域と明域の境界を「バウンダリ」と呼ぶ。概ね400hPaより上空の水蒸気量が著しく変化する領域がある場合には、その領域内の暗域と明域の境は鮮明になり、バウンダリは明瞭となる。

(3)上層渦

水蒸気画像で特定できる渦を「上層渦」と呼ぶ。上層渦は、水蒸気画像の明域または暗域が時間経過と共に同渦の周りで回転または同渦に螺旋状に巻き込む様子から特定できる。

(4)上層トラフ

水蒸気画像に現れるバウンダリにおいて、低気圧性曲率が極大(北半球では暗域が南側に凸)となる領域は、対流圏の上層トラフに対応する場合がある。

以上から、水蒸気画像に現れる領域は、暗域、明域及びバウンダリに大別できる。また、明域または暗域の時間経過の様相から上層渦、バウンダリの形状から上層トラフをそれぞれ特定することができる。

2-2 顕著事例の統計調査

水蒸気画像の特徴パターンと顕著気象現象に関連する積乱雲の発生位置については、単年の調査から、トラフ前面の明域やバウンダリ付近で発生するケースが多いとされる(気象衛星センター、1996)。しかし、こ

(a)

区分名		水蒸気画像の特徴
暗域		バウンダリがない場合の黒色領域、または、バウンダリがある場合でバウンダリから黒色領域側に距離が100km以上離れた領域。
バウンダリ域	バウンダリ域 (暗域側)	バウンダリがある場合でバウンダリから黒色領域側に距離が100km未満の領域。
	バウンダリ域 (明域側)	バウンダリがある場合でバウンダリから白色または灰色側に距離が100km未満の領域。
明域		バウンダリがない場合の白色または灰色領域、または、バウンダリがある場合でバウンダリから白色または灰色領域側に距離が100km以上離れた領域。

(b)

区分名	水蒸気画像の特徴
上層渦周辺バウンダリ	渦がある場合、または、渦を伴うバウンダリがある場合。
トラフ形状バウンダリ	渦がない場合で、かつ、トラフ形状のバウンダリがある場合。
その他形状バウンダリ	渦がない場合で、かつ、トラフ形状以外のバウンダリがある場合。
不明	渦及びバウンダリが共にない場合。

表2-1 水蒸気画像の特徴及びパターンの分類。

(a) 暗域、明域、バウンダリ域の分類。

(b) バウンダリの特徴の分類。

れに関連する長期的な統計調査はこれまで実施されてこなかった。

一方、わが国の静止気象衛星「ひまわり」による水蒸気画像の観測開始から10余年が経過し、各種観測資料等の電子媒体化の進展により、同画像を収録した顕著気象事例資料は平成10年度以降、「雲解析事例集(CD-ROM)」として整備されてきた。

このため本調査では、「雲解析事例集(CD-ROM)」(気象衛星センター、1999a、1999b、2000b、2001、2003、2004a、2005)に収録された1997~2004年に発生した主な顕著気象現象から合計141事例を抽出し、同現象に関連した積乱雲の発生場所と、水蒸気画像の特徴パターンがどのような関係にあるかを統計的に調べた。

表2-1は、本調査の分類区分を示したものである。同

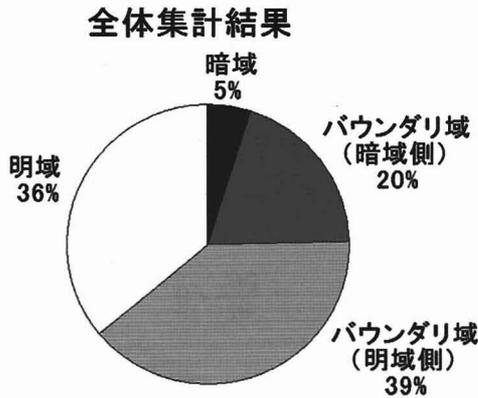


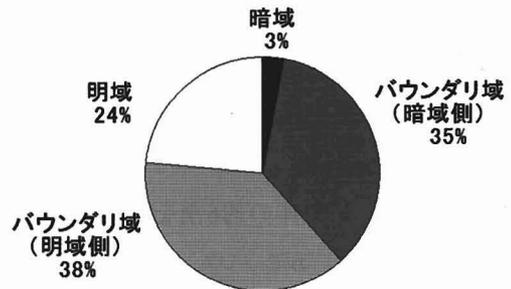
図2-2 水蒸気画像の暗域、明域及びバウンダリ域と顕著気象現象に関連した積乱雲の発生場所に関する集計結果。集計対象は「雲解析事例集 (CD-ROM)」(気象衛星センター、1999a、1999b、2000b、2001、2003、2004a、2005) に収録された1997～2004年発生事例 (事例数は141)。ただし、同一事例で複数の現象が発生した場合は、複数回数集計した場合も含まれている。

表(a)は、水蒸気画像の特徴を、「暗域」、「明域」及び「バウンダリ域」に大別したうえで、さらにバウンダリ域を「バウンダリ域 (明域側)」と「バウンダリ域 (暗域側)」に分割し、以下の4区分としたものである。

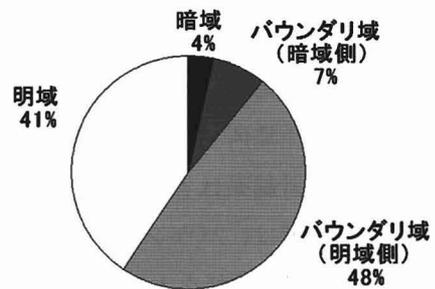
- (1) 「暗域」： バウンダリがない場合の黒色領域、または、バウンダリがある場合でバウンダリから黒色領域側に距離が100km以上離れた領域。
- (2) 「バウンダリ域 (暗域側)」： バウンダリがある場合でバウンダリから黒色領域側に距離が100km未満の領域。
- (3) 「バウンダリ域 (明域側)」： バウンダリがある場合でバウンダリから白色または灰色領域側に距離が100km未満の領域。
- (4) 「明域」： バウンダリがない場合の白色または灰色領域、または、バウンダリがある場合でバウンダリから白色または灰色領域側に距離が100km以上離れた領域。

また同表(b)は、水蒸気画像のバウンダリの特徴を、上層渦またはトラフの有無から以下の4区分としたものである。

(a) 上層渦周辺バウンダリ



(b) トラフ形状バウンダリ



(c) その他形状バウンダリ

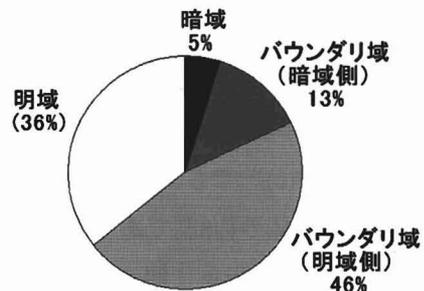


図2-3 水蒸気画像のバウンダリと顕著気象現象に関連した積乱雲の発生場所に関する集計結果。対象事例は図2-2と同一。ただし、分類区分「不明」の集計結果は掲載を省略。(a) 「上層渦周辺バウンダリ」の集計結果 (事例数は31)。(b) 「トラフ形状バウンダリ」の集計結果 (事例数は24)。(c) 「その他形状バウンダリ」の集計結果 (事例数は39)。

- (1) 「上層渦周辺バウンダリ」： 渦がある場合、または、渦を伴うバウンダリがある場合。
- (2) 「トラフ形状バウンダリ」： 渦がない場合で、かつ、トラフ形状のバウンダリがある場合。
- (3) 「その他形状バウンダリ」： 渦がない場合で、

かつ、トラフ形状以外のバウンダリがある場合。

(4)「不明」：渦及びバウンダリが共にない場合。

図2-2は、表2-1(a)の分類により、水蒸気画像の特徴と顕著気象現象に関連した積乱雲の発生場所を集計した結果である。同図によると、バウンダリ域（明域側と暗域側の合計）が全体の約6割を占めた。また、バウンダリ域（明域側）が、バウンダリ域（暗域側）の約2倍であった。このことは、水蒸気画像に現れるバウンダリ付近では、明域側のバウンダリ域で積乱雲が発生する割合が高いことを示している。

図2-3は、表2-1(b)の分類により図2-2の結果を細分類して、水蒸気画像のバウンダリと顕著気象現象に関連した積乱雲の発生場所を集計した結果である（分類区分「不明」の集計結果は省略）。「上層渦周辺バウンダリ」（図2-3(a)）では、バウンダリ域（明域側と暗域側の合計）が全体の約7割を占め、バウンダリ域（明域側）とバウンダリ域（暗域側）の割合はほぼ同等であった。これに対して、「トラフ形状バウンダリ」（図2-3(b)）では、バウンダリ域（明域側と暗域側の合計）が全体の約5割であり、明域とバウンダリ域（明域側）の合計は全体の約9割であった。また、「その他形状バウンダリ」（図2-3(c)）でも、明域とバウンダリ域（明域側）の合計が全体の約8割であった。

以上から、顕著気象現象に関連する積乱雲の多くは、水蒸気画像で渦がある場合は同渦周辺のバウンダリ域に、また、渦がない場合で、かつ、バウンダリがある場合は明域側バウンダリ域を含む明域にそれぞれ発生することが分かった。

第3章 ウインドプロファイラを利用した乾燥域の検出

3-1 顕著気象現象と水蒸気画像

一般に顕著気象現象の発生または継続には、対流圏下層の条件（概ね850hPaより下層における高相当温位

気塊の移流や下層風の収束）と対流圏中層の条件（概ね700～400hPa付近への寒気や乾燥気塊の移流による「対流不安定性」の強化）が揃うことが必要と考えられている。「対流不安定」とは、相当温位が上空ほど小さい場合の気象状態のことで、次式で記述される

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$$

ここで、 θ_e は相当温位、 z は鉛直方向の位置（上方が正）である。

水蒸気画像では対流圏中層から上層（日本付近の夏季で概ね400～300hPa付近）の平均的な水蒸気の多寡については推定できるが、顕著気象現象の発生に最も寄与するとされている高度3,000～5,000m（概ね700～400hPa）付近の気象状態（寒気や乾燥域の移流等）を直接取得できない。例えば、対流圏上層が乾燥域であれば水蒸気画像では暗域、同層が湿潤域であればその下方の対流圏下層が乾燥していても水蒸気画像では明域となる。

図3-1は、対流圏上・中・下層の模式図を示したもので、同図(a)及び(b)は水蒸気画像で暗域、同図(c)及び(d)は水蒸気画像で明域にあたる場合である。このうち同図(a)は、下層が湿潤域（高相当温位域）で中層にかけて対流不安定な状態において、上層に乾燥域が移流する場合である。この場合は、水蒸気画像での暗域やバウンダリの判別や移動が明瞭で、中・下層の対流不安定性を助長し、顕著気象現象を発生させる場合がある。ただし、その発生場所は事例により異なる。同図(b)は、下層から中層にかけて「絶対安定」の状態、上層に乾燥気塊（暗域）が移流する場合である。「絶対安定」とは、飽和相当温位が上空ほど大きい場合の気象状態のことで、次式で記述される。

$$\frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} < 0$$

ここで、 θ_e^* は飽和相当温位、 z は鉛直方向の位置（上方が正）である。この場合は、水蒸気画像での暗域や

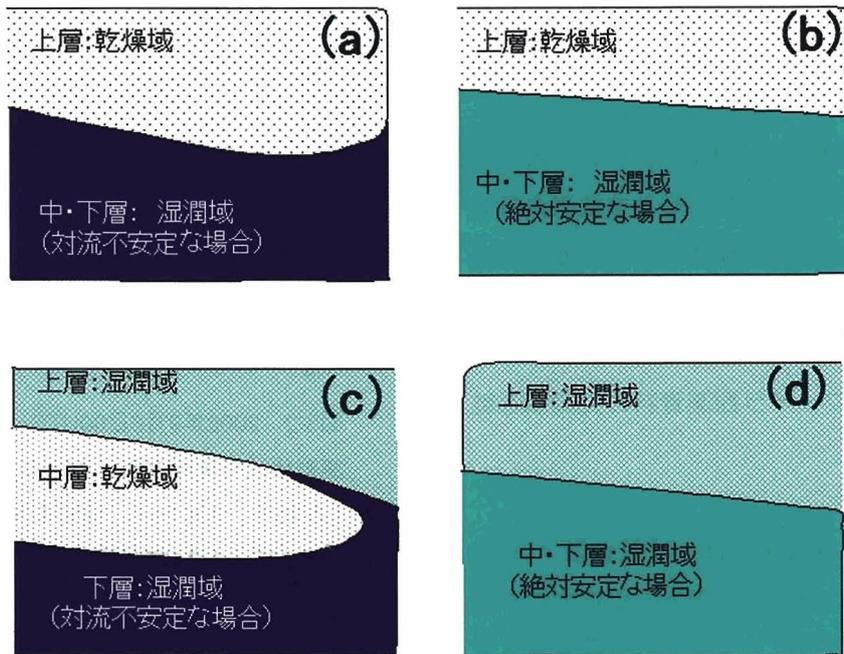


図3-1 水蒸気画像の暗域及び明域と対流安定性の概念図。(a) 暗域内で対流不安定が助長される場合。対流圏中・下層が対流不安定な場合で、かつ、対流圏上層に乾燥域が移流する場合。(b) 暗域内で対流不安定が助長されない場合。対流圏中・下層が絶対安定な場合で、かつ、対流圏上層に乾燥域が移流する場合。(c) 明域内で対流不安定が助長される場合。対流圏中層に乾燥気塊が移入し、対流圏中・下層で対流不安定な場合で、かつ、対流圏上層が湿潤域の場合。(d) 明域内で対流不安定が助長されない場合。対流圏中・下層が絶対安定な場合で、かつ、対流圏上層は湿潤域の場合。

バウンダリの判別や移動が明瞭であるが、中・下層が絶対安定なため顕著気象現象は発生しない。ただし、前線面で滑昇により層状性の雲が発生する場合がある。同図(c)は、上層は湿潤域ではあるが、中層に乾燥域が移流し、下層から中層にかけて対流不安定な状態である。この場合は、下層の湿潤域（高相当温位域）と中層の乾燥域により対流不安定性が強化され、対流雲が発生し、顕著気象現象を引き起こす場合がある。同図(d)は、上層は湿潤域で、下層から中層は絶対安定な場合である。この場合は、顕著気象現象は発生しない。

このことから、顕著気象現象の前兆を把握するトリガーとして、水蒸気画像から得られる情報を防災気象業務等で活用するためには、単に暗域、明域及びバウンダリの判別やその移動だけでなく、暗域、明域及び

バウンダリが大気中のどの高度に相当するか等、大気鉛直構造の把握が必要である。その把握方法としては、実際に風向・風速、気温、湿度等を観測するレーゾンゾンデ（高層気象観測）資料を利用することが一般的である。ただし、同資料は、①12時間毎にしか得られない、②空間分解能が粗い（約200km）、③対流圏下層の湿潤気塊が移流して来る海上での観測がない等の理由から、短時間に比較的狭範囲で発生・発達する場合が多い顕著気象現象の環境場を把握するには無理がある。

気象庁は2001年、ウインドプロファイラ観測網である「局地的気象監視システム：WINDAS（Wind Profiler Network and Data Acquisition System）」の運用を開始した（気象庁高層気象観測室、2003）。これにより、日本付近では高密度（水平方向及び鉛直方向）

で連続（10分間隔）した高層風観測が可能となり、顕著気象現象発生前後の大気状態（風向や風速）の把握に役立つものと期待されている。

このため、水蒸気画像に特徴的なパターンがある場合に、ウインドプロファイラ及び高層気象観測資料を併用することで、その大気鉛直構造がどの程度把握できるかをまず調査した。

3-2 ウインドプロファイラ観測資料の欠測域と乾燥域

ウインドプロファイラ観測では、波長が数十cmから数mの電磁波を上空に発射し、空気の屈折率の不均一（ゆらぎ）や降水粒子によって後方に散乱される電磁波を受信し、大気や降水粒子の移動に起因する電磁波のドップラー効果をもとに、上空の水平風速・風向、上昇流・下降流などを測定している（石原ほか、2004）。このため、その観測では、大気中の降水粒子や乱流を標的とすることから、標的の絶対量が少ない冬季上層大気（概ね5,000m以上）や水蒸気量が一定以下の領域（乾燥域）は、反射強度が弱く、品質管理処理で欠測域となる（風向・風速は得られない）。

通常、ウインドプロファイラ観測の欠測域は利用価値が少ない。しかし、「反射強度が弱い領域」が「水蒸気量が少ない領域」である場合は、その欠測域の高度と、高層気象観測資料（湿度）、並びに、水蒸気画像で観測される暗域及び暗化やその移動から上空乾燥域を検出できる場合がある。

ただし、ウインドプロファイラ観測の欠測域が必ずしも乾燥域に対応するとは限らない。例えば渡り鳥の通過、降水現象の始まりまたは終わりの時期、強い降雨域や融水層（ブライドバンド）の存在等で降水分布が不均一になる場合や、散乱の大きな乱れ、ドップラー速度の検出が不可能な場合等では、その領域は品質管理処理で欠測域となる。そのため、同欠測域を乾燥域に対応させるには、別途、高層気象観測資料から乾燥域の存在やその高度を確認する必要がある。

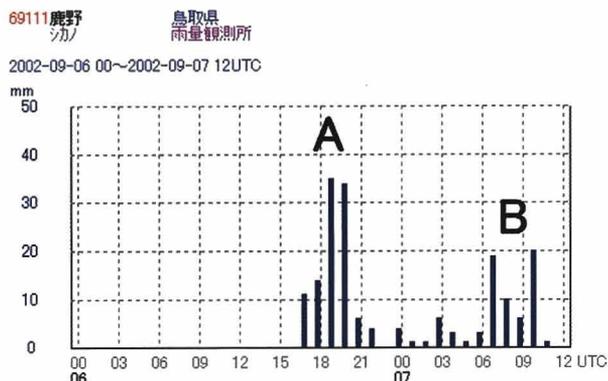


図3-2 2002年9月6日00UTC～7日12UTCの鳥取県鹿野地域気象観測所における1時間降水量時系列（気象庁、2002a）。同観測所の位置は35.41N、134.02E。A及びBは短時間強雨を記録した時間帯を示す。

3-3 山陰地方の短時間強雨（2002年9月6～7日）

以下は、2002年9月6～7日に発生した山陰地方の短時間強雨事例（気象衛星センター、2006）である。同期前半は、山陰地方で北東気流による降水が持続した。同期中頃～後半は、水蒸気画像に現れたバウンダリが日本海西部から南東進して山陰地方を通過し、それに対応して鳥取県鹿野地域雨量観測所では、短時間強雨が観測された（図3-2の「A」及び「B」）（気象庁、2002a）。

図3-3は、2002年9月6日12UTCの赤外画像にレーダ・アメダス解析雨量（気象庁、2002c）を重ねたものである。山陰沖から対馬海峡付近に厚い上層雲がかかっていたものの、その中には発達した対流雲がある。レーダ・アメダス解析雨量では山陰沖に線状降水帯Aが見られる。同時刻における水蒸気画像（図3-4(a)）には、日本海中部の厚い上層雲の北西側に暗域及びバウンダリB1がある。

2002年9月6日00UTC～8日12UTCまでの鳥根県浜田におけるウインドプロファイラで観測された水平風と鉛直速度の時系列（気象庁、2002a）を図3-5に示す。6日18UTC頃（図3-5内「T1」）から7,000mより上空が欠測域である。7日00UTCの水蒸気画像（図3-4(b)）で

は、前日12UTCに日本海上空で見られたバウンダリB1が中国地方上空まで南東進し、浜田及び米子付近は暗域内となった。同時刻の米子における高層気象観測（図3-6 (b)）では500hPaより上空が乾燥域であり、同時刻のウインドプロファイラの観測（図3-5内「(b)」で示した時刻）でも6,000mより上空は欠測域になっていて、この2つの領域はよく対応している。このことから時間を遡って推定すると、ウインドプロファイラ観測資料の6日18UTC以降の欠測域（図3-5内「T1」以降の時間帯）は、乾燥気塊の移流に対応したと考えられる。7日12UTCの水蒸気画像（図3-4(c)）では、バウンダリB1が四国の南沖上空まで南東進した。また2つ目のバウンダリB2が近畿地方北部から四国地方にか

かり始め、近畿地方北部から山陰地方では対流雲が新たに発生している。8日00UTCの水蒸気画像（図3-4(d)）では、バウンダリB2が紀伊半島付近まで南下し、その後面にあたる山陰地方は明域に覆われた。同時刻の高層気象観測（図3-6(d)）では700～400hPa付近まで乾燥域、それより上空は湿潤域で、同時刻以降、ウインドプロファイラ観測資料では4,000mより上空で水平風が観測されている（図3-5内「T2」以降の時間帯）。

以上から、本事例では、日本海方向から南東進した上空の乾燥域が次第に高度を下げながら山陰地方に進み、同乾燥域の接近及び通過に伴い積乱雲の発生が見られた。また、その乾燥域は対流圏上層から次第に対流圏中層に移流し、水蒸気画像では暗域内で積乱雲の

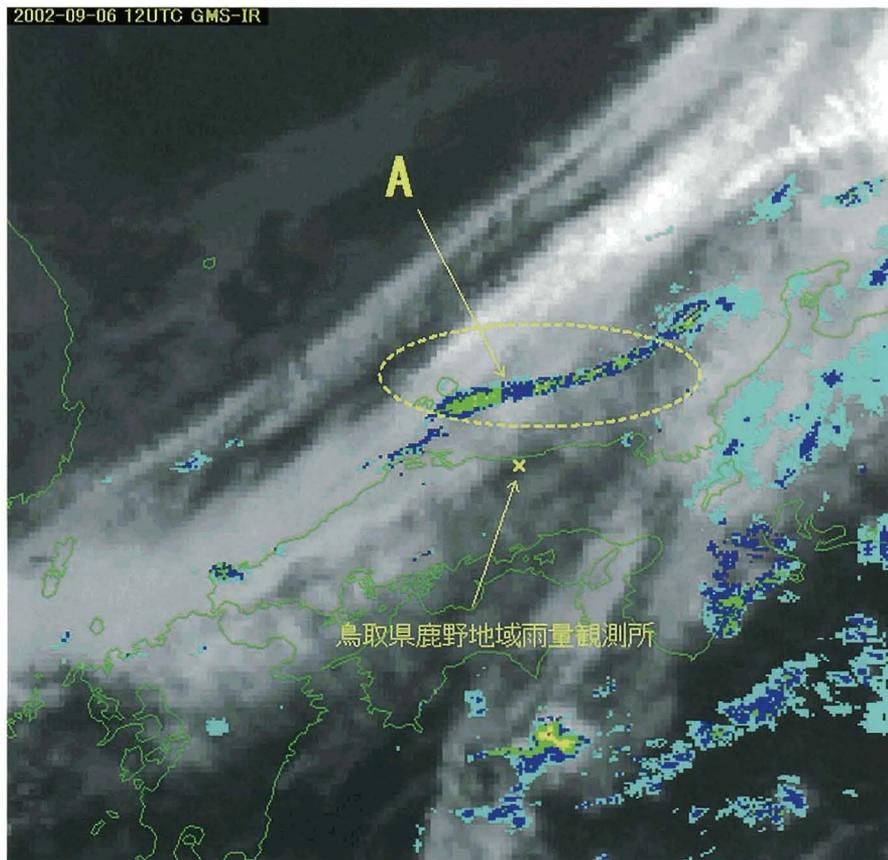
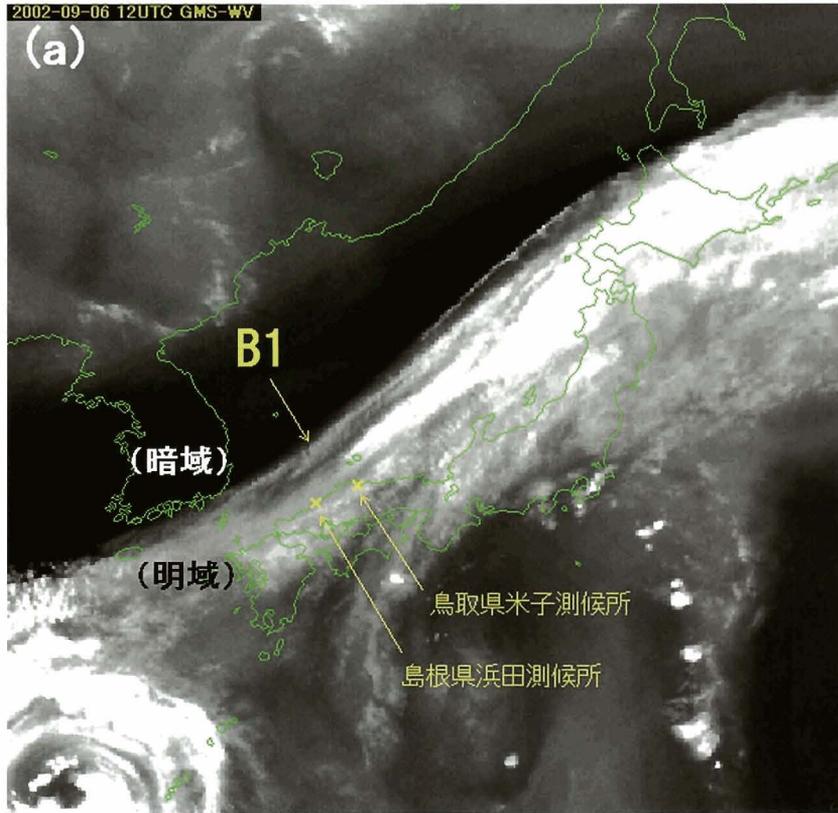
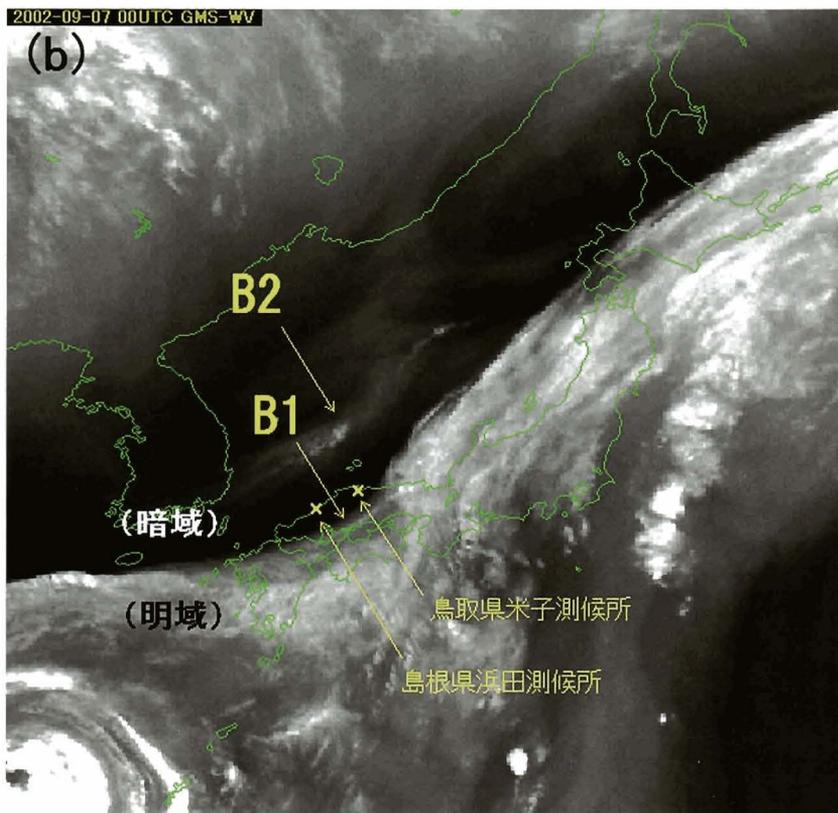


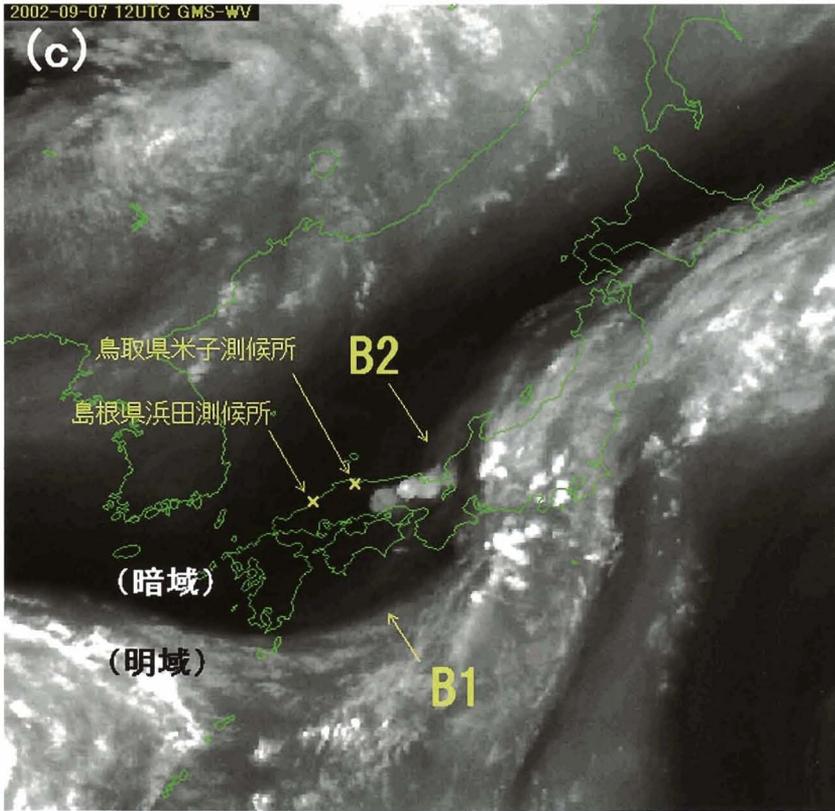
図3-3 2002年9月6日12UTCにおける赤外画像とレーダ・アメダス解析雨量（気象庁、2002c）。A（点線楕円で囲んだ領域付近）はレーダ・アメダス解析雨量から山陰沖で観測された線状降水帯。×は鳥取県鹿野地域雨量観測所の位置。色別表示は同解析雨量のエコー強度で、赤色が64mm/h以上、桃色が32～64mm/h、黄色が16～32mm/h、緑色が4～16mm/h、青色が1～4mm/h、水色が1mm/h未満をそれぞれ示す。



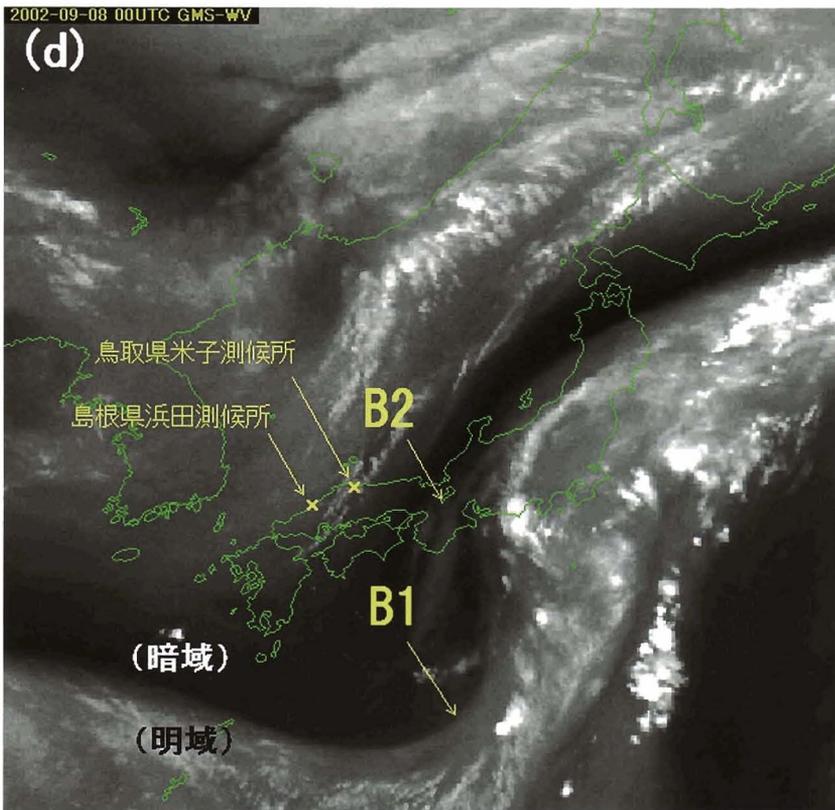
(a) 2002年9月6日12UTC。



(b) 2002年9月7日00UTC。



(c) 2002年9月7日12UTC。



(d) 2002年9月8日00UTC。

図3-4 2002年9月6日12UTC～8日00UTC
の水蒸気画像（12時間毎）。B1及びB2は着
目するバウンダリを示す。×は鳥取県米子
測候所または島根県浜田測候所の位置。
(a) 2002年9月6日12UTC。
(b) 2002年9月7日00UTC。
(c) 2002年9月7日12UTC。
(d) 2002年9月8日00UTC。

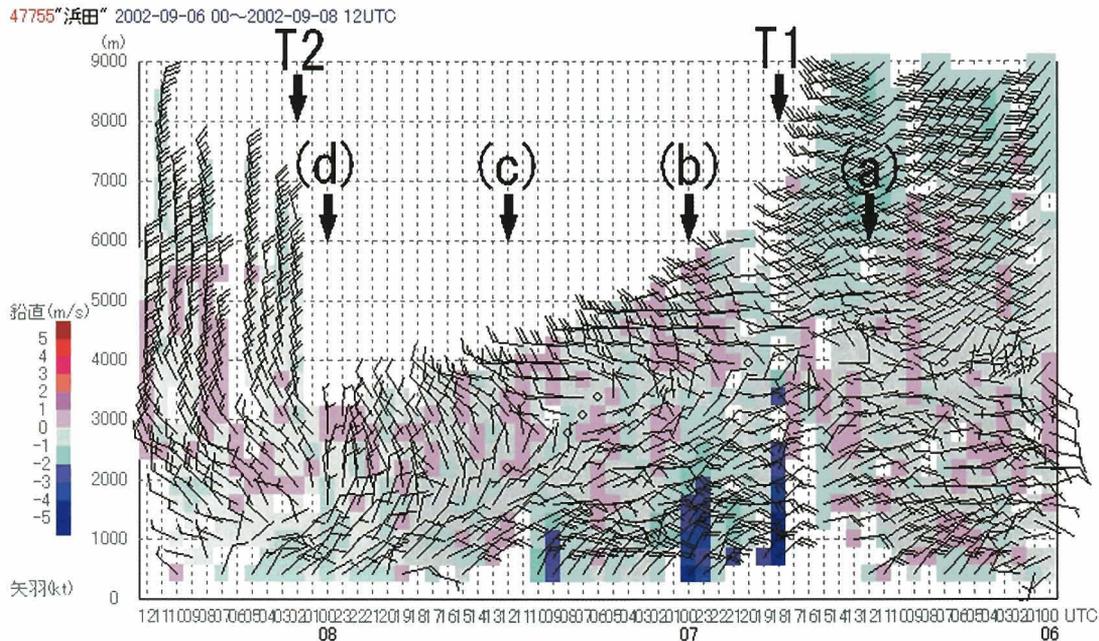


図3-5 2002年9月6日00UTC～8日12UTCの島根県浜田測候所におけるウインドプロファイルで観測された水平風と鉛直速度（気象庁、2002a）。時間軸（横軸）は通常と逆（右から左が過去から未来への向き）。長矢羽根は10kt、短矢羽根は5ktの水平風速をそれぞれ表す。T1は7,000mより上空の水平風が欠測域となり始めた時刻、T2は4,000mより上空で水平風が再び観測され始めた時刻をそれぞれ示す。なお、色別表示（「鉛直」目盛り）は「鉛直速度（単位m/s）」で、大気の上昇流または下降流を示す場合（降水なし）と、降水粒子の鉛直速度を示す場合（降水あり）がある。降水がない場合、鉛直速度の正值（赤色側）は大気の上昇流、負値（青色側）は大気の下降流を示す。同速度が負の大きな値の場合、同値は降水粒子の鉛直落下速度に相当する。

発生が見られたことから、図3-1(a)の場合に相当したと考えられる。このように、水蒸気画像の「バウンダリ」通過とウインドプロファイルの観測資料の欠測域及び高層気象観測資料を併用することで有益な情報が得られることが分かった。

第4章 インサイドバウンダリ周辺の大雨

4-1 インサイドバウンダリ

Weldon and Holmes(1991)は、水蒸気画像で観測されるバウンダリを成因や構造から、「ジェット気流に関連するもの」、「ブロッキングに関連するもの」、「サー

ジ（水蒸気画像で暗域が流れに沿って上流から一気に押し寄せてくるように見えること）を示すもの」、「その他」に大別したうえで、表4-1のとおり、7種類の特徴パターンに分類した（気象衛星センター、2000a）。

表4-1の中で「ブロッキング状態を表すバウンダリ」は、対流圏上層が比較的弱風場である時、総観規模の低気圧性または高気圧性の各循環を伴う環境場内で形成されるもので、その動きや変化は遅い特徴がある。

この「ブロッキング状態を表すバウンダリ」のうち、高気圧性循環内に形成されるバウンダリは、「インサイドバウンダリ」と呼ばれる。図4-2は、インサイドバウンダリの模式図（Weldon and Holmes、1991；気象衛星センター、1993）を示したものである。インサ

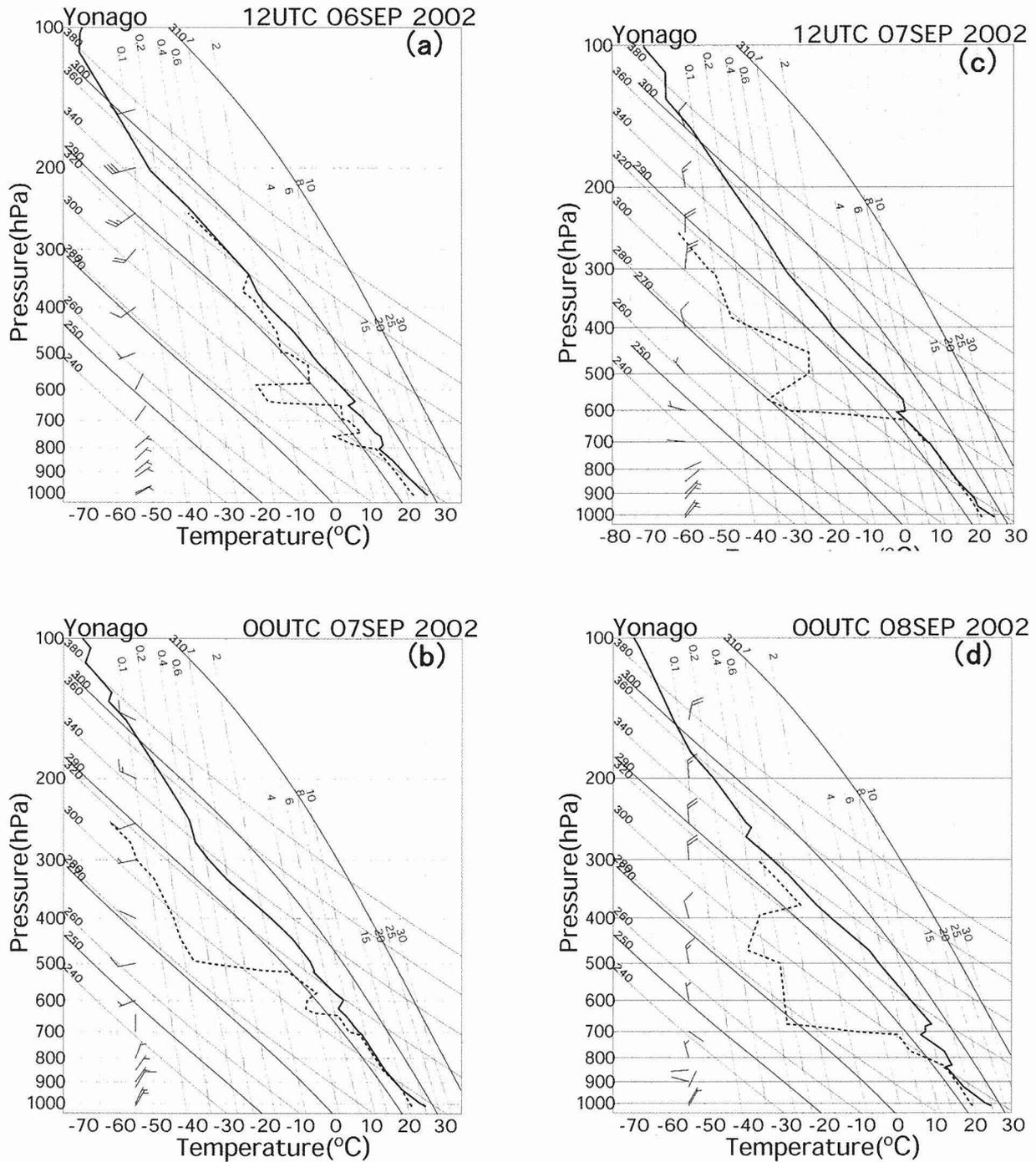


図3-6 2002年9月6日12UTC～8日00UTCの鳥取県米子測候所における高層気象観測資料（エマグラム）。実線は気温。破線は露点温度。長矢羽根は10.0m/s、短矢羽根は5.0m/sの風速をそれぞれ表す。(a) 2002年9月6日12UTC。(b) 2002年9月7日00UTC。(c) 2002年9月7日12UTC。(d) 2002年9月8日00UTC。

大分類	小分類
ジェット気流に関連するバウンダリ	ジェット気流平行型バリウンダリ
	傾圧リーフバウンダリ
ブロッキングに関連するバウンダリ	インサイドバウンダリ
	ヘッドバウンダリ
サージを示すバウンダリ	ドライサージバウンダリ
	ベースサージバウンダリ
その他	リターンモイスターバウンダリ

表4-1 水蒸気画像に現れるバウンダリの分類 (Weldon and Holmes, 1991; 気象衛星センター、2000a)。

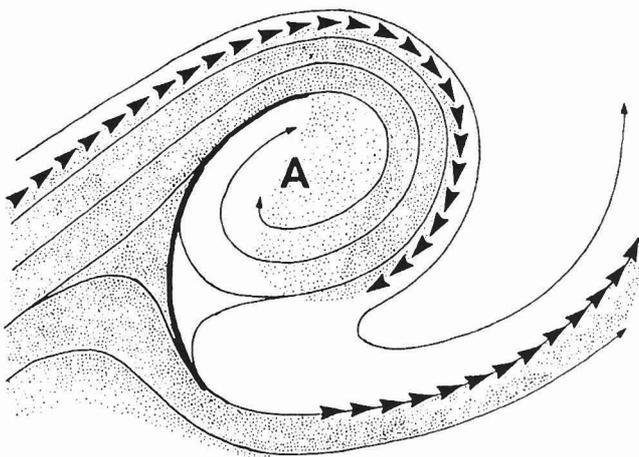


図4-2 水蒸気画像に現れるインサイドバウンダリの模式図 (Weldon and Holmes, 1991; 気象衛星センター、1993)。インサイドバウンダリの生成は高気圧性循環 (図中A) に起因する。矢印付細線は、一般に300hPa(夏季及び低緯度地域は250hPa)の風向場に対応。矢印太線は、当該高度の上層強風軸及びその風向を示す。黒色太線は、水平方向の湿度変化量大きい領域を示し、水蒸気画像ではここに明瞭なバウンダリが現れる。影付部分は、湿潤領域を示し、水蒸気画像では灰色領域に相当。

イドバウンダリは、対流圏上層の高気圧の沈降による乾燥域 (暗域) と、同高気圧後面側 (図4-2の左側部分) のトラフに伴う湿潤域 (明域) との間の「境界」として形成される。またインサイドバウンダリの暗域の形状は、凸状 (以下、「凸状暗域」と記す。) となる特徴を有する。

インサイドバウンダリは日本では、高気圧性循環を有する太平洋高気圧の発達に伴いその縁辺 (西縁) で観測される場合があり、しばしば「凸状暗域」が日本列島に向かって北上する様子が見られる。

4-2 梅雨期の下層強風域

梅雨期の対流圏下層に強風域が現れることは以前から知られており、Arakawa (1956) はこれを「下層ジェット」と呼んだ。この梅雨期の強風域は、900hPa等だけでなく、700~600hPa付近に出現する場合もある。このため、上層ジェット (200~300hPa) に対する概念として、900~600hPa層の強風域を下層ジェットと呼ぶ場合もある (二宮、1979)。また加藤(2005)は、梅雨前線帯の上空では南北方向に対して顕著な風速の極大域が500~850hPaに存在するため、この強風域を「梅雨ジェット」と呼び、梅雨ジェットでは鉛直方向に水平風速の極大域が必ずしも存在しなくてもよいとした。

梅雨期の下層強風域は、さまざまな時間及び空間スケールが重なるため、二宮(2001)はこのスケールを、「東アジアスケール (10日間、数1,000km)」、「総観スケール (1~5日、1,000km)」、「メソスケール (数時間~1日、100km程度)」の三種類に分類した。これによると、太平洋高気圧縁辺から速度が増す大規模な下層強風域は東アジアスケールまたは総観スケールに、豪雨域近傍で鋭い集中を示す下層強風域はメソスケールにそれぞれ相当する。

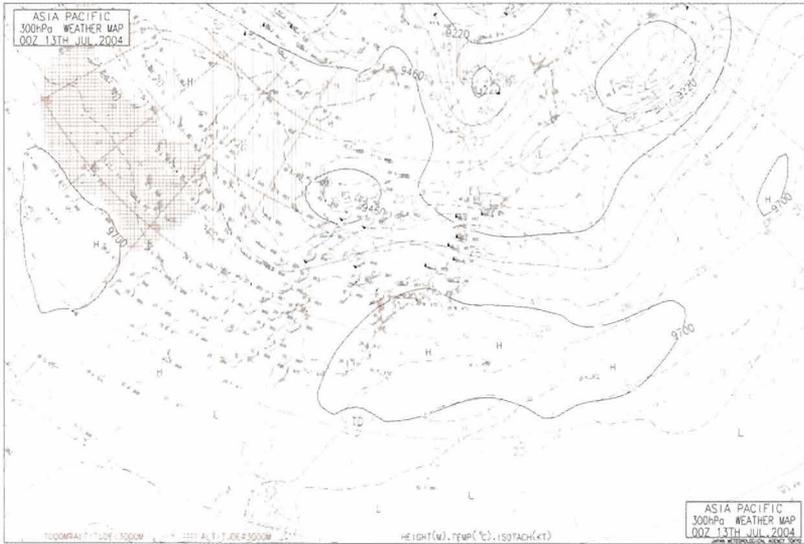


図4-3 2004年7月13日00UTCにおける300hPa アジア太平洋高層天気図（気象庁、2004b）。

Matsumoto(1973)は、降水量極大とその6時間後の800hPa風速極大に最大の相関があることを示した。このことは、下層強風域は豪雨により強化されることを意味し、Nagata and Ogura(1991)やKato(1998)などがその強化過程を数値モデルで示している。

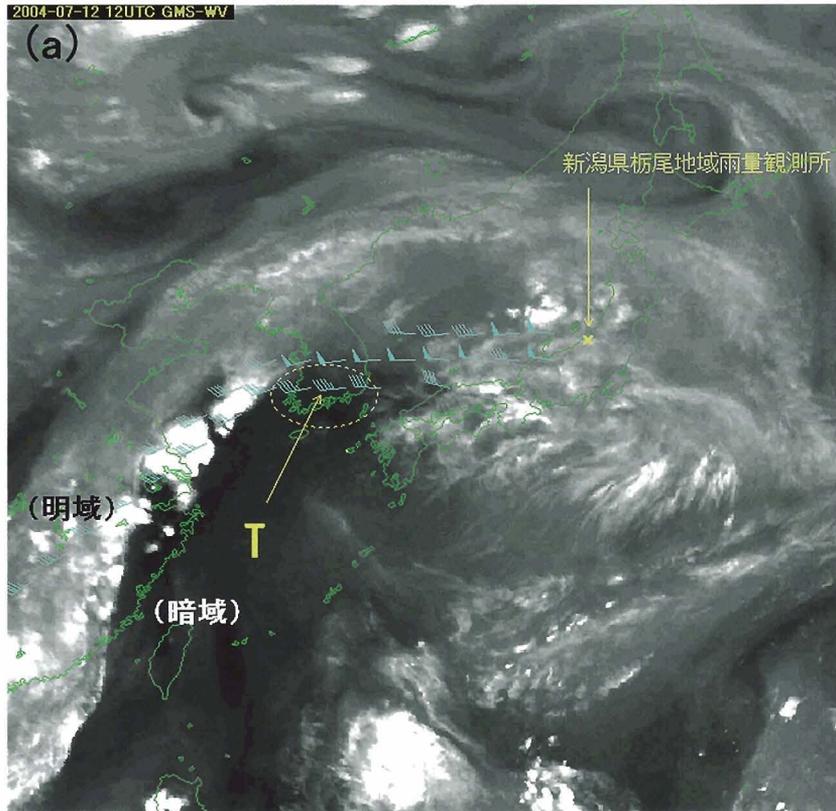
4-3 平成16年7月新潟・福島豪雨（2004年7月12～13日）

2004年（平成16年）7月12日の夜（日本時間）～同13日にかけて、新潟県中越地方及び福島県会津地方を中心に「平成16年7月新潟・福島豪雨」（気象庁、2006）が発生した。ここでは同豪雨発生時において、水蒸気画像で観測されたバウンダリ周辺の特徴を調査した（気象衛星センター、2006）。

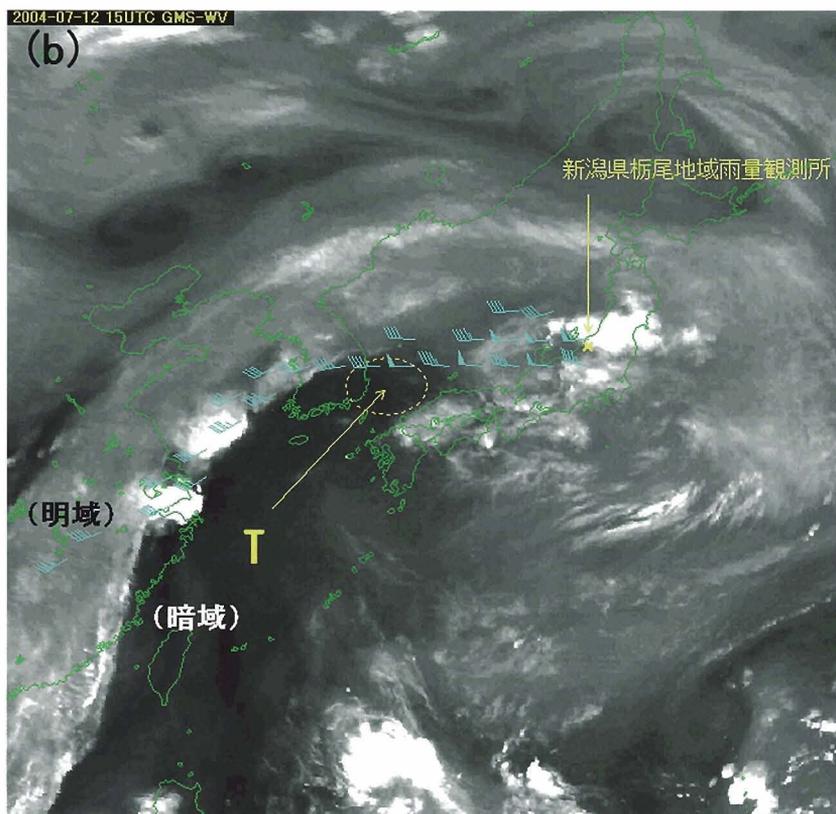
豪雨発生時の2004年7月13日00UTCにおける300hPaアジア太平洋高層天気図（気象庁、2004b）を図4-3に示す。また、2004年7月12日12UTC～13日03UTCまでの3時間毎の水蒸気画像と、700hPaでの40kt以上の強風域（気象庁RSM予報値。00UTCまたは12UTCを初期値とする。以下同じ。）を重ねたものを図4-4に示す。日本の南海上に太平洋高気圧による上層高気圧が広がり（図4-3）、その領域は同時刻の水蒸気画像（図4-4(e)）では暗域になっていた。特に、太平洋高気圧の西縁領域では暗域（図4-4(e)内「A」付近）が鮮明で、

概ね400hPaより上空が非常に乾燥していたことを示している。この鮮明な暗域は、南から北側に向かって高気圧性循環により凸状（「凸状暗域」となっていた。一方、中国大陸上空の上層トラフの東側は明域（図4-4(e)内「B」付近）で、「凸状暗域」との間にバウンダリ（図4-4(e)内「C」付近）を形成していた。そのバウンダリは高気圧性循環から形成される図4-2と形成過程が類似することから、ここでは「インサイドバウンダリ」に分類することにする。また、図4-4の各図では、総観スケールで見た700hPaでの強風域の位置と水蒸気画像でのインサイドバウンダリの位置がほぼ一致していることがわかる。

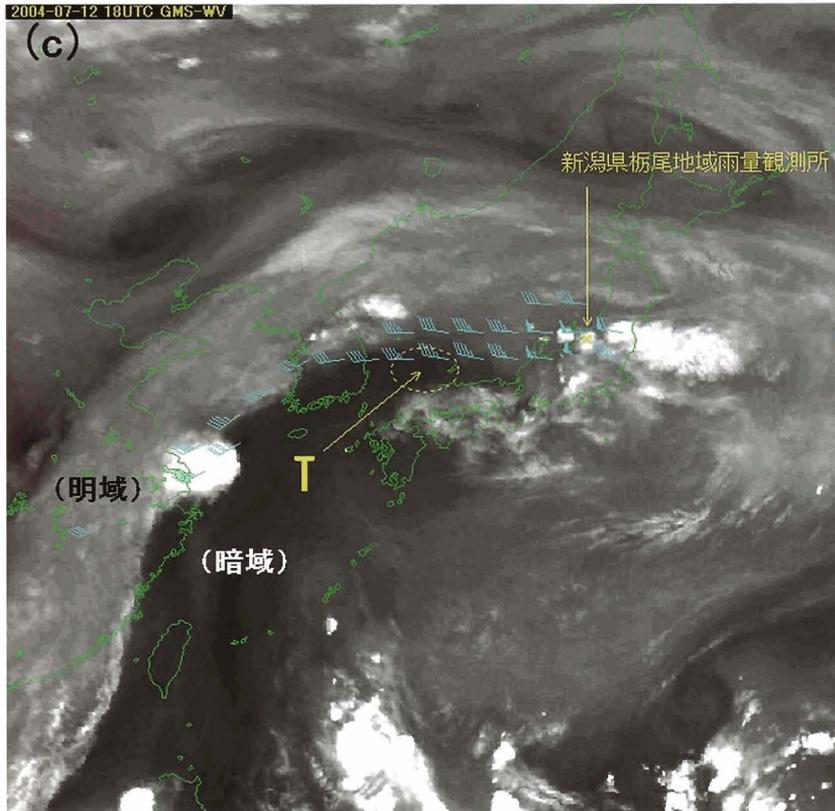
「凸状暗域」先端部分T（図4-4内の点線楕円領域）は、7月12日12UTCに朝鮮半島付近上空（図4-4(a)）、同日18UTCに山陰沖上空（同図(c)）、13日00UTCに北陸付近上空（同図(e)）に達した。新潟県中越地方及び福島県会津地方では「凸状暗域」先端部分Tの接近に伴い、その付近で複数の積乱雲が線状に発生した。その後、風上（西）側に向かって次第に細くなる「テーパリングクラウド（毛筆状または人參状の雲域）」の形状が見られた。このテーパリングクラウドの直下付近に位置した新潟県栃尾地域雨量観測所（図4-5）では、12日22UTC～13日04UTCにかけて1時間降水量40mm前後の短時間強雨が継続して観測され、その時間帯の総降水量は267mmに達した。



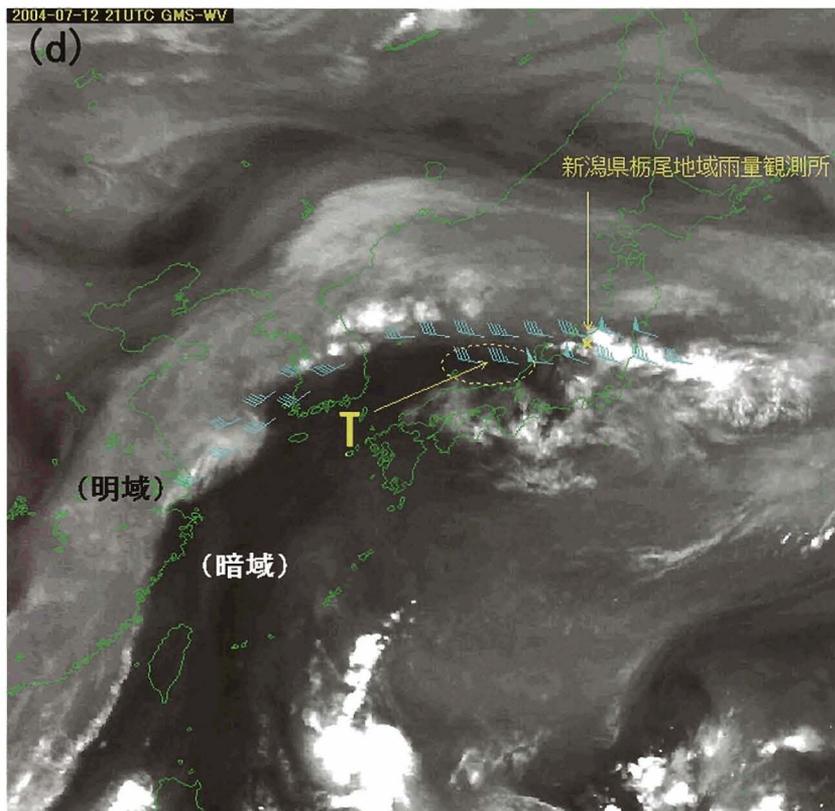
(a) 2004年7月12日12UTC。



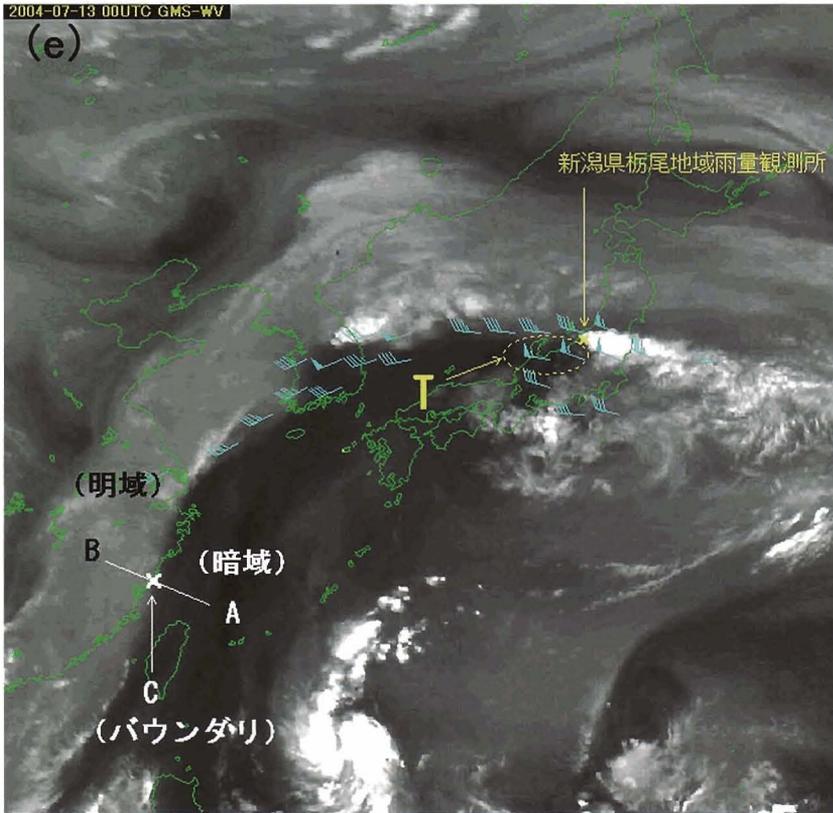
(b) 2004年7月12日15UTC。



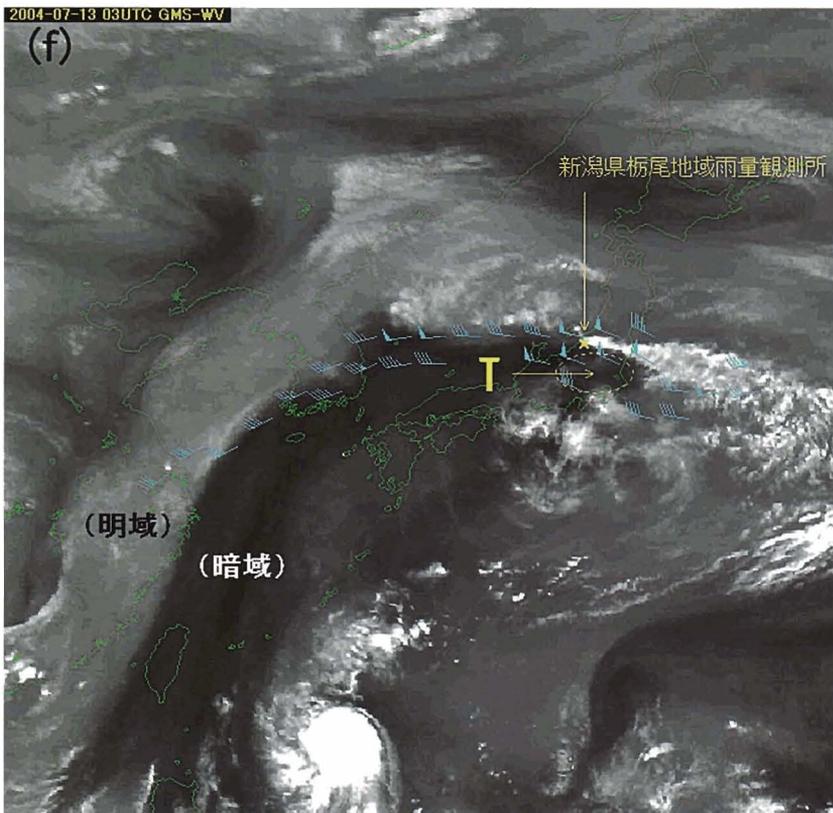
(c) 2004年7月12日18UTC。



(d) 2004年7月12日21UTC。



(e) 2004年7月13日00UTC。



(f) 2004年7月13日03UTC。

図4-4 「平成16年7月新潟・福島豪雨」発生前後（2004年7月12日12UTC～13日03UTC）の水蒸気画像と下層強風域。矢羽根（青色）は700hPaで40kt以上の下層強風域（気象庁RSM予報値。00UTCまたは12UTCを初期値とする。）を表示。旗矢羽根は50kt、長矢羽根は10kt、短矢羽根は5ktの風速をそれぞれ示す。Tの点線楕円領域はインサイドバウンダリ南側の「凸状暗域先端」を示す。なお、同図(e)内のAは暗域、Bは明域、Cはインサイドバウンダリ上の各地点を示す。

- (a) 2004年7月12日12UTC。
- (b) 2004年7月12日15UTC。
- (c) 2004年7月12日18UTC。
- (d) 2004年7月12日21UTC。
- (e) 2004年7月13日00UTC。
- (f) 2004年7月13日03UTC。

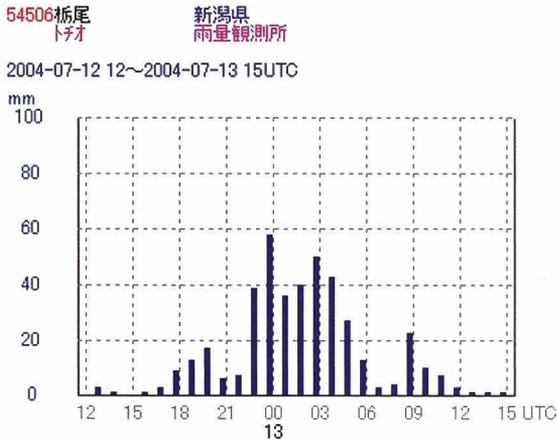


図4-5 2004年7月12日12UTC～13日15UTCの新潟県栃尾地域雨量観測所における1時間降水量時系列（気象庁、2004a）。同観測所の位置は37.47N、138.99E。

2004年7月13日00UTCにおける新潟県栃尾付近上空の高度別気塊の流跡線を図4-6に示す。この流跡線は、24時間前（12日00UTC）まで遡って気象庁RSM予報値の3時間毎の風（水平風及び上昇流）から算出したものである。栃尾付近上空300～700hPaの気塊は、中国大陸から能登半島沖を經由して栃尾付近上空に西北西から移流して来ていた。このことは、これらの気塊はインサイドバウンダリの北縁（明域）に沿って栃尾上空に移流したことを意味する。また、対流圏下層の気塊はインサイドバウンダリの南側（暗域）から同地点に移流し、それとともに湿潤気塊も移流したことが推定される。

図4-7は、2004年7月13日00UTCにおける500hPaの湿

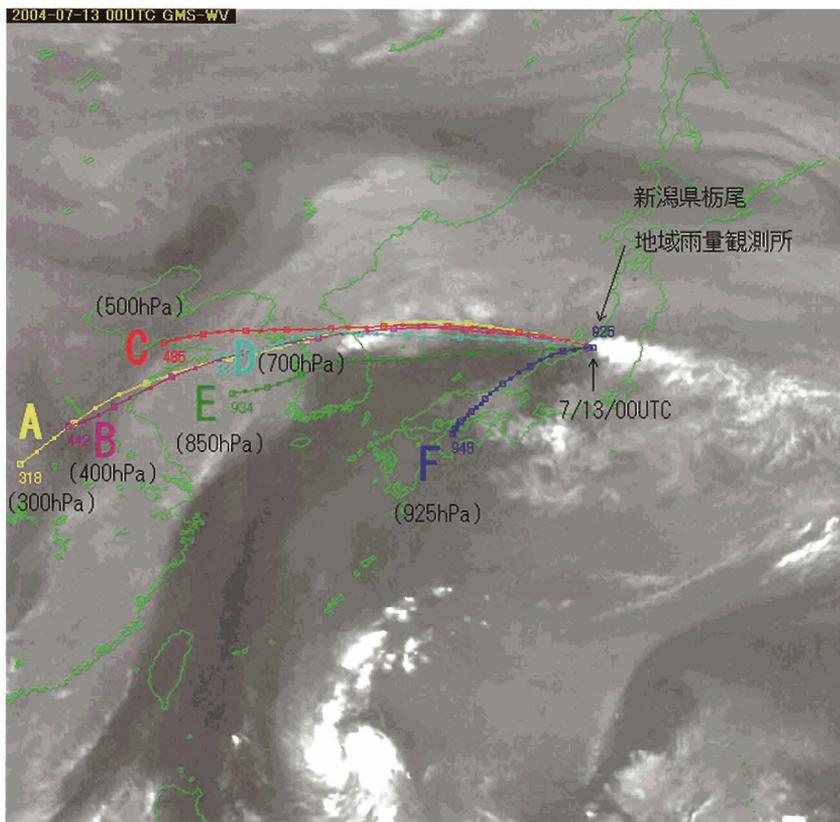


図4-6 2004年7月13日00UTCにおける新潟県栃尾付近上空気塊の高度別流跡線（気象庁RSM予報値。24時間前から）。A(黄色実線)は300hPa、B(桃色実線)は400hPa、C(赤色実線)は500hPa、D(水色実線)は700hPa、E(緑色実線)は850hPa、F(青色実線)は925hPaの各高度における流跡線。同流跡線は気象庁RSM予報値の3時間毎の風（水平風及び上昇流）から時間及び空間で内挿した風を用いて1時間毎にSATAIDで計算したもの。点は1時間毎の位置、四角は3時間毎の位置をそれぞれ示す。始点はいずれも12日00UTC。

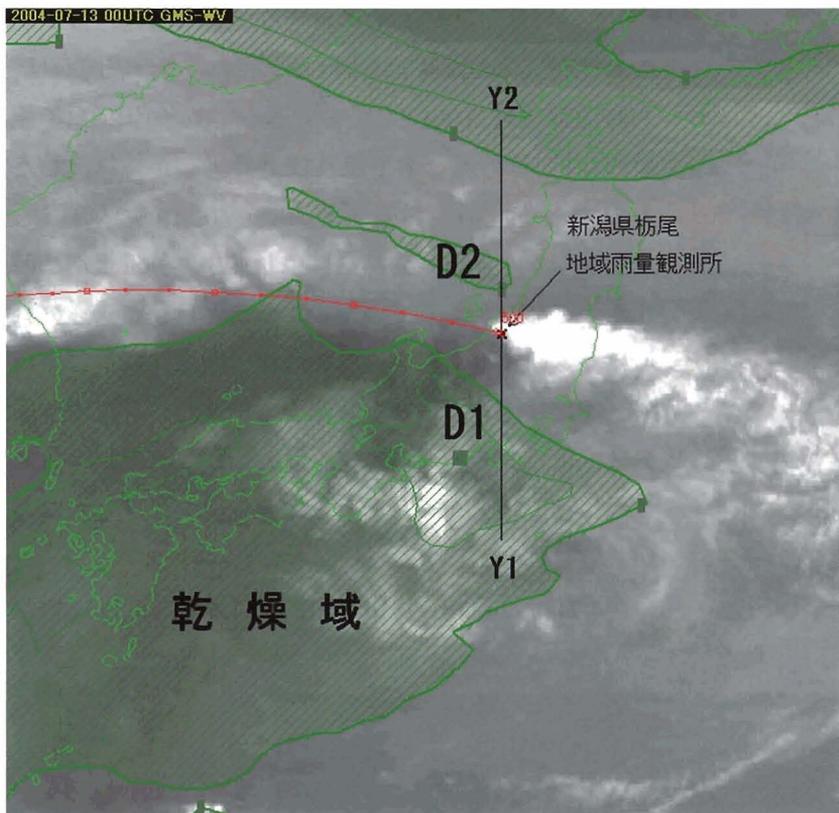


図4-7 2004年7月13日00UTCにおける500hPa湿数(T-TD) (気象庁RSM予報値)と水蒸気画像。湿数の単位はK。等値線は9K間隔。網掛け部分は湿数9K以上の乾燥域。×は新潟県栃尾地域雨量観測所付近の位置。直線Y1-Y2は栃尾付近を通る南北線。D1及びD2は異なる特徴を有する乾燥域。赤色実線は図4-6で求めた500hPa流跡線。

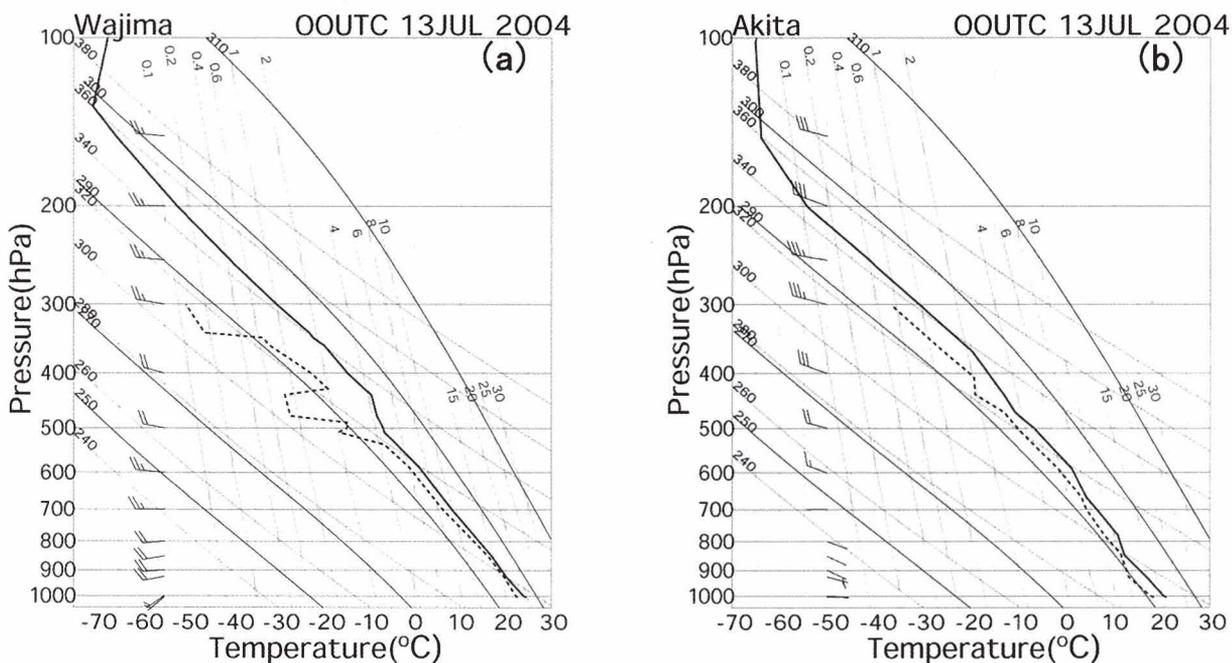


図4-8 2004年7月13日00UTCの高層気象観測資料 (エマグラム)。実線は気温。破線は露点温度。長矢羽根は10.0m/s、短矢羽根は5.0m/sの風速をそれぞれ表す。
(a) 輪島 (石川県)。 (b) 秋田 (秋田県)。

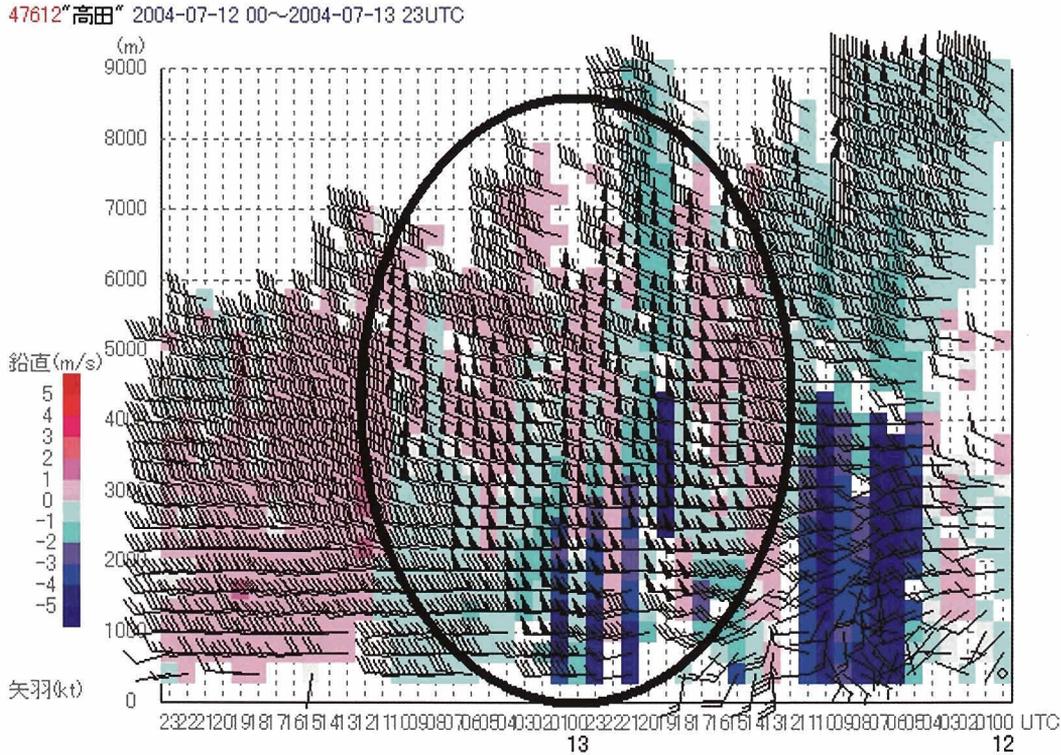


図4-9 2004年7月12日00UTC～13日23UTCの新潟県高田測候所におけるウインドプロファイラで観測された水平風と鉛直速度（気象庁、2004a）。時間軸（横軸）は通常と逆（右から左が過去から未来への向き）。旗矢羽根は50kt、長矢羽根は10kt、短矢羽根は5ktの水平風速をそれぞれ表す。楕円実線（黒色太線）で囲んだ時間帯及び高度では50kt以上の強風が観測された。なお、色別表示（「鉛直」目盛り）は「鉛直速度（単位m/s）」で、大気の上昇流または下降流を示す場合（降水なし）と、降水粒子の鉛直速度を示す場合（降水あり）がある。降水がない場合、鉛直速度の正值（赤色側）は大気の上昇流、負値（青色側）は大気の下降流を示す。同速度が負の大きな値の場合、同値は降水粒子の鉛直落下速度に相当する。

数(T-TD)（気象庁RSM予報値）を、同時刻の水蒸気画像上に表示したものである。太平洋高気圧内の乾燥域D1と日本海上を東南東進して来た乾燥域D2が栃尾付近上空の南側と北側でそれぞれ予測され、インサイドバウンダリは両乾燥域の間に位置していた。

図4-8は、2004年7月13日00UTCにおける輪島（石川県）、秋田（秋田県）の各高層気象観測資料（エマグラム）である。輪島（同図(a)）では500hPaより上空に乾燥域が観測された一方、秋田（同図(b)）では上空に顕著な乾燥域は観測されなかった。

図4-9は、2004年7月12日00UTC～13日23UTCにおいて高田（新潟県）のウインドプロファイラで観測された水平風と鉛直速度の時系列（気象庁、2004a）であ

る。12日14UTC頃から高度3,000m付近に50kt以上の強風域が観測された。13日00UTC前後には1,000～6,000m付近で鉛直方向にほぼ一様な強風が観測された。

図4-10は、2004年7月12日12UTC～13日12UTCの新潟県栃尾付近上空の水平風速、上昇流及び下降流、湿数(T-TD)の時系列（気象庁RSM予報値）である。ただし、3時間毎の同予報値から1時間毎にSATAIDで内挿した値も含まれている。水平風速の時系列（図4-10(a)）を見ると、12日15UTC～13日05UTCにかけて、700hPa付近に50kt以上の強風が継続して予測されていた。これは、高田におけるウインドプロファイラでの観測結果（図4-9）と一致する。上昇流及び下降流の時系列（図4-10(b)）を見ると、700hPaに予想された強風域に

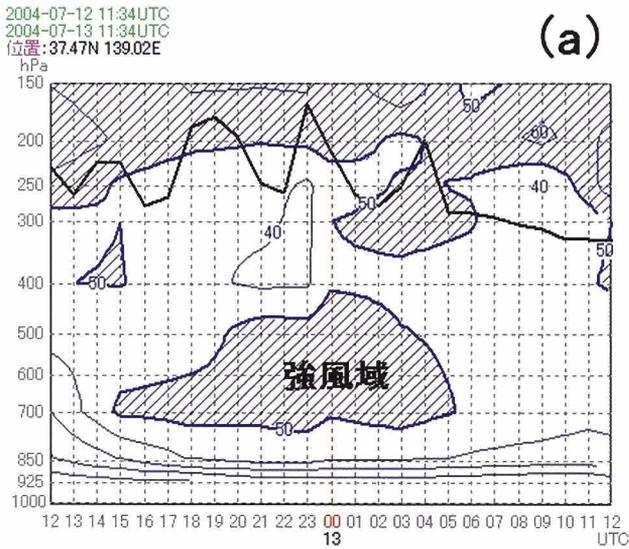
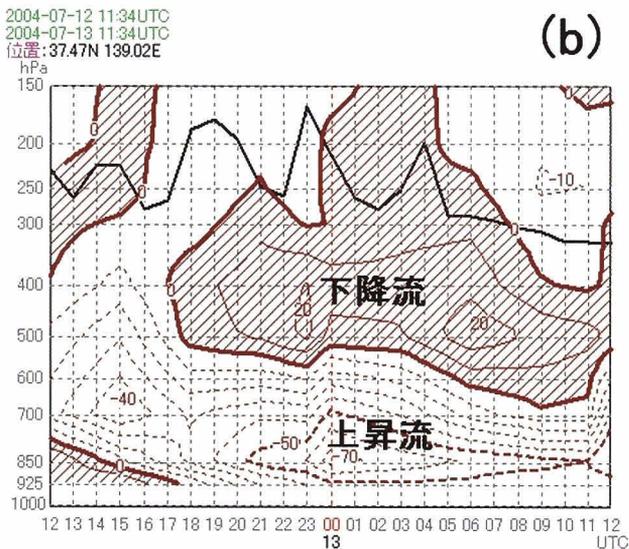


図4-10 2004年7月12日12UTC～13日12UTCの新潟県栃尾付近上空における気象庁RSM予報値の時系列。同予報値がない時刻はSATAIDで計算した内挿値を表示。黒色実線は水蒸気画像の輝度温度から求めた雲頂高度(単位:hPa)。

(a) 水平風速(紺色)。単位はkt。網掛け部分は50kt以上の強風域。等値線は10kt間隔。

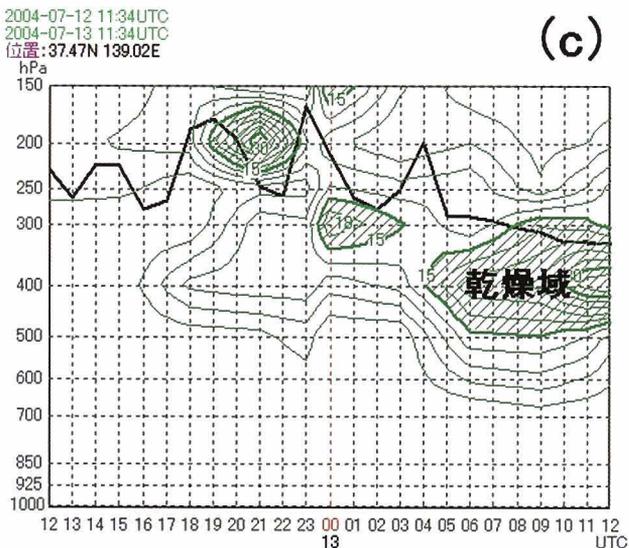
(b) 上昇流及び下降流(茶色)。単位はhPa/h。網掛け実線部分は下降流場。点線部分は上昇流場。等値線は10hPa/h間隔。

(c) 湿数(T-TD)(緑色)。単位はK。網掛け部分は湿数15K以上の乾燥域。等値線は3K間隔。



対応して、500hPaより下方は上昇流場、それより上方は下降流場である。湿数(T-TD)の時系列(図4-10(c))を見ると、12日18UTC～13日00UTCにかけて対流圏上層の200～300hPaに乾燥域が入り、その移流高度は徐々に下がっている。

図4-11は、2004年7月13日00UTCにおける新潟県栃尾付近上空を南北方向に通る直線上(図4-7の始点Y1と終点Y2を結ぶ)での水平風速、湿数(T-TD)、上昇流及び下降流の鉛直断面図(気象庁RSM予報値)である。水平風速の南北断面図(図4-11(a))を見ると、北緯37度付近(栃尾付近)上空の700～500hPaには水平風速の極大域が存在し、その領域は鉛直方向にほぼ垂直に立った構造をしている。したがって、図4-11(a)、並びに、図4-10(a)及び図4-9から、北緯37度付近における対流圏下層の強風域は、4-2項で述べた「梅雨ジェット」の構造を示したことが推定される。上昇流及び下降流の南北断面図(図4-11(b))を見ると、梅雨ジェットの北側下方は上昇流場、北側上方は下降流場、南側下方は下降流場、南側上方の400～600hPaは上昇流場になっている。梅雨ジェットを挟んで下方と上方で二重の鉛直循環が予想されていた。湿数(T-TD)の南北断面図(図4-11(c))を見ると、北緯36度以南(栃尾の南側)には太平洋高気圧内の乾燥域D1(図4-7内の乾燥域D1に対応)が、北緯39度付近(栃尾の北側)の500hPaにはインサイドバウンダリの北側で乾燥域



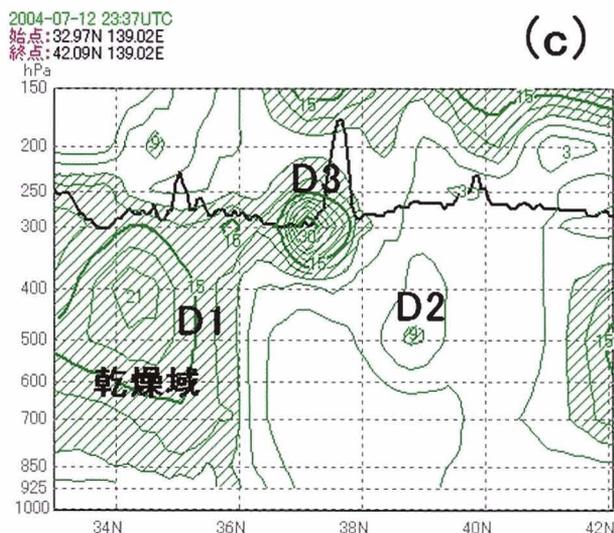
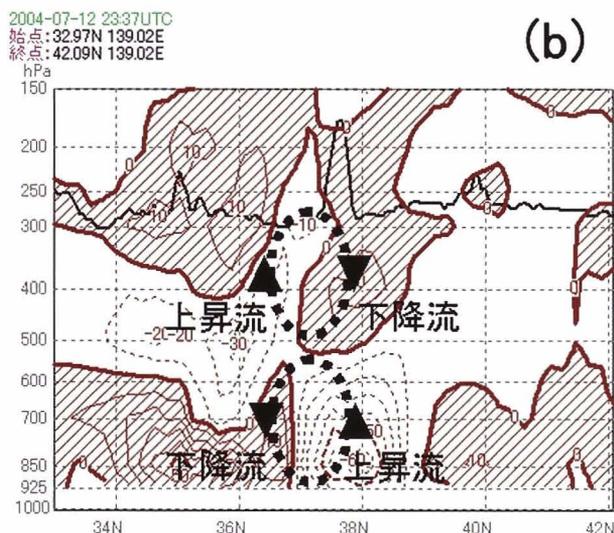
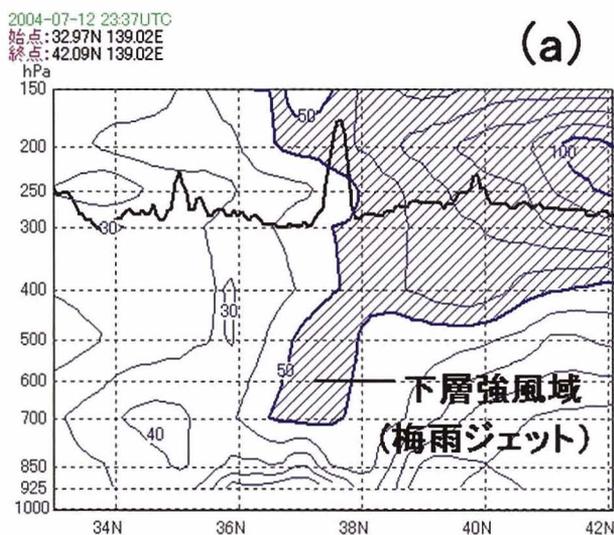


図4-11 2004年7月13日00UTC における南北鉛直断面図 (気象庁RSM予報値)。図4-7の始点Y1 (32.97N、139.02E)、終点Y2 (42.09N、139.02E) 及び新潟県栃尾付近上空を通る南北断面図。黒色実線は水蒸気画像の輝度温度から求めた雲頂高度 (単位: hPa)。

- (a) 水平風速 (紺色)。単位はkt。網掛け部分は50kt以上の強風域。等値線は10kt間隔。
- (b) 上昇流及び下降流 (茶色)。単位はhPa/h。網掛け実線部分は下降流場。点線部分は上昇流場。等値線は10hPa/h間隔。矢印付点線は梅雨ジェット付近で予測された二重の鉛直循環。
- (c) 湿数(T-TD) (緑色)。単位はK。網掛け部分は湿数15K以上の乾燥域。等値線は3K間隔。D1、D2、D3はそれぞれ異なる特徴を有する乾燥域。

D2 (図4-7内の乾燥域D2に対応) が、さらに、北緯37度 (栃尾付近上空) の400~250hPaには乾燥域D3が予想されていた。このうち、水蒸気画像で暗域として観測される乾燥域は、概ね400hPaより上空が乾燥域になっているD1及びD3の領域である。インサイドバウンダリの位置は、水蒸気画像の輝度温度が極少を示す領域 (鮮明な暗域) の北側である。このため、同バウンダリの位置は乾燥域D3付近に相当する。Kato and Aranami (2005)は、乾燥域D2が平成16年7月新潟・福島豪雨の発生に大きく関わっていたことを指摘している。乾燥域D2は、インサイドバウンダリの北側明域内の対流圏中層に位置し、図3-1(c)の場合に相当するため、水蒸気画像から乾燥域D2を直接見つけ出すことは困難である。

以上から、平成16年7月新潟・福島豪雨事例において水蒸気画像で観測されたインサイドバウンダリは、総観スケールでの下層強風域の位置とほぼ一致していた。またその領域が鉛直方向にほぼ垂直に立っていたことから、「梅雨ジェット」の特徴を有していたと考えられる。さらに、そのバウンダリ北側の対流圏中層に乾燥気塊が移流し、対流不安定が助長されていた。ただし、この事例では対流圏上層が湿潤域 (明域) で、

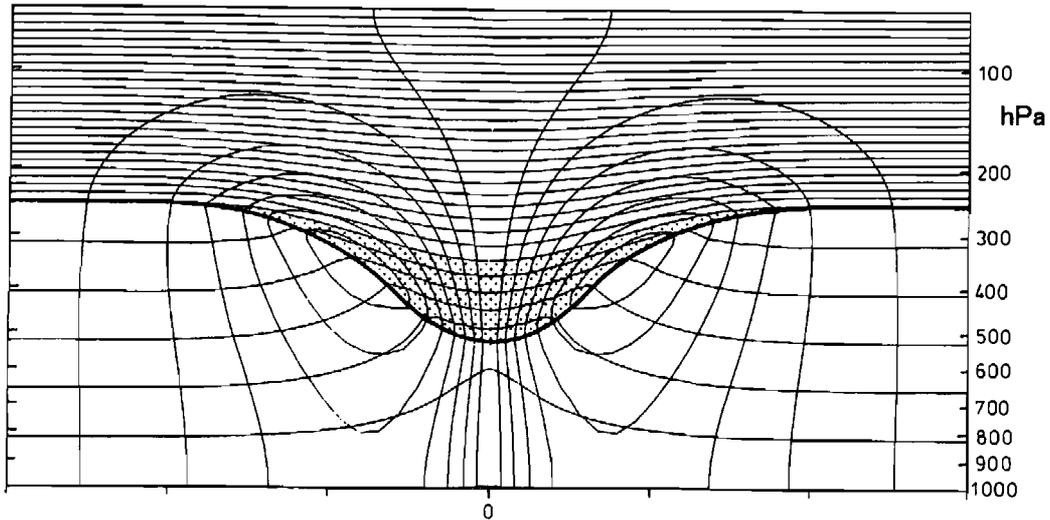


図5-1 対流圏界面付近に孤立して存在する仮想的な軸対称の正渦位アノマリに伴う風と温位の分布(Hoskins *et al.*, 1985)。真中の点々を示す部分が渦位アノマリ。太い実線が対流圏界面。細い実線が温位(5K間隔)と風速(3m/s間隔)の等値線。風速等値線の最大値は21m/s。風は低気圧性循環を有する。横軸は中心点(0)～半径2,500kmの範囲(水平方向目盛りは833km間隔)を表示。

その中層に乾燥域が移流した場合に該当するため、対流圏中層の乾燥域を暗域として水蒸気画像から検出することは困難であった。

第5章 高渦位渦周辺の短時間強雨

5-1 渦位と大気安定度

一般に渦位 P_θ (単位PVU)は温位座標系において、以下のように絶対渦度 $(\zeta_\theta + f)$ と大気安定度 $(-\partial\theta/\partial p)$ の積で定義され、断熱過程において等温位面上で保存される。

$$P_\theta = -g(\zeta_\theta + f)\left(\frac{\partial\theta}{\partial p}\right)$$

なお、

$$\zeta_\theta = \left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_\theta - \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_\theta$$

である。ここで、 θ は温位、 g は重力加速度、 ζ_θ は等温位面上の水平渦度、 f はコリオリパラメータ、 p は気圧、 x 、 y は直角直線座標系で東西方向(東が正)、南北方向(北が正)の各位置、 u 、 v は同座標系で東西方向、

南北方向の各速度成分である。

等温位面上で渦位の基本場からの偏差を「渦位アノマリ」と呼ぶ。上空に渦位アノマリのあるときの大気構造は、Thorpe(1985)の理論計算(図5-1)により、一般に以下の性質があるとされる(二階堂、1986;小倉、2000)。

(1) 渦位アノマリにより誘起された水平面上の循環は、上層から下層まで同じ向きで、正アノマリ(高渦位域)は低気圧性循環、負アノマリ(低渦位域)は高気圧性循環を誘起する。

(2) 渦位アノマリによる循環(渦度)の誘起はその上層及び下層に広く及ぶ。渦位アノマリが影響を及ぼす範囲は、水平方向(x 方向)のスケール L_x を、鉛直方向(z 方向:上方が正)のスケールを L_z とすると、

$$L_z = fL_x / N$$

と評価される。ここで、 N はブラント・バイサラ振動数で、

$$N = g d(\ln\theta)/dz$$

と定義される。図5-1から、成層圏(対流圏界面の上

方領域)に比べて対流圏(対流圏界面の下方領域)では N が非常に小さいので、「圏界面の折れ込み(tropopause folding)」により、渦位アノマリが成層圏から対流圏に移流した場合は、鉛直方向の影響範囲が著しく増加する。

(3) 正の渦位アノマリを有する領域では渦度だけでなく、通常、大気安定度についても正アノマリを有する。

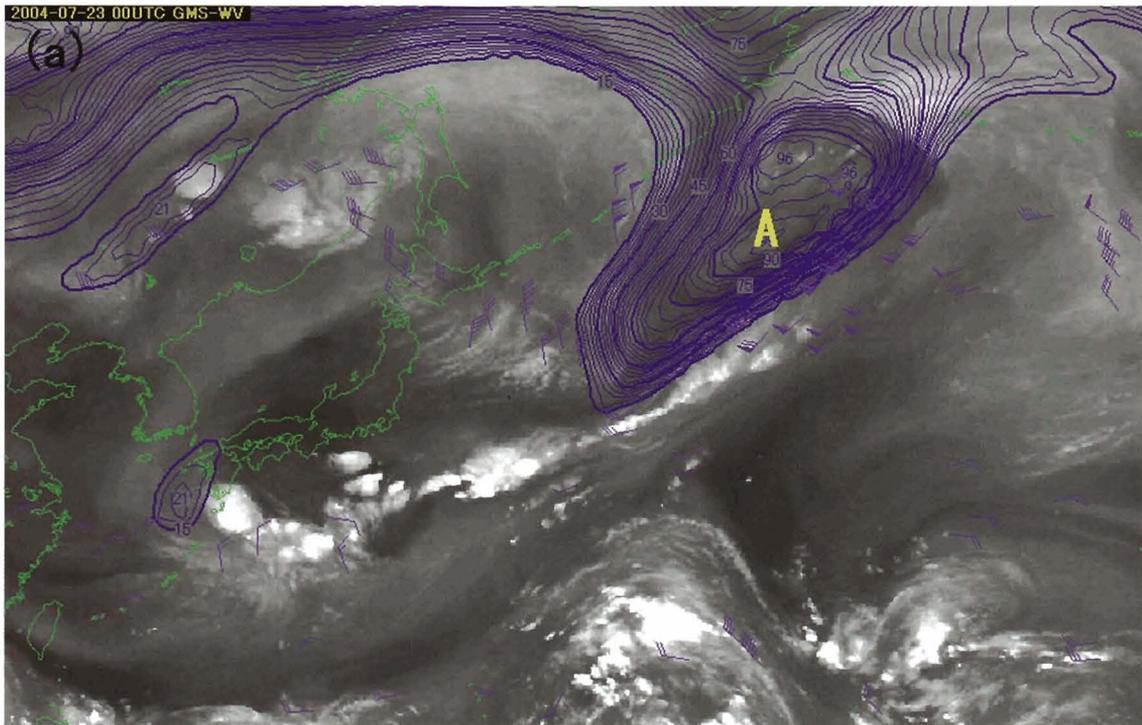
(4) 渦位アノマリの極大域の下方では、大気安定度のアノマリが負になる。これは、最下層の温位は一定である一方、渦位アノマリにより、循環(渦度)が下方に上昇流を励起し、等温位層が持ち上がるためである。

5-2 ストリーマと高渦位渦

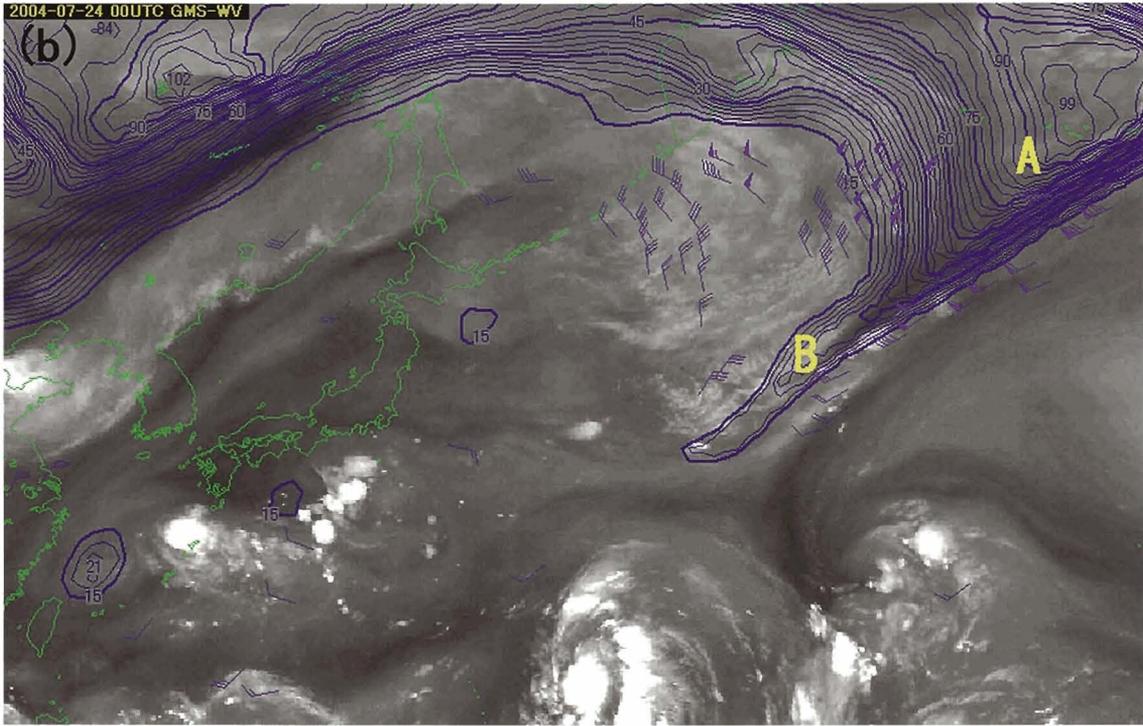
一般に、対流圏に比べて成層圏の大気安定度は大きい。また、コリオリパラメータは高緯度側ほど大きい。このため、渦位は成層圏の高緯度側で大きな値を有する。

また、高緯度側では、偏西風の波動に伴い、高緯度側の高渦位気塊の溜りからその一部が低緯度側に流れ出し、この部分が伸張する場合がある。この伸張した高渦位気塊は「ストリーマ(streamer)」と呼ばれる。場合により、ストリーマの先端にあたる南端が切り離され、低気圧性循環を持った渦となる場合がある(小倉、2000)。

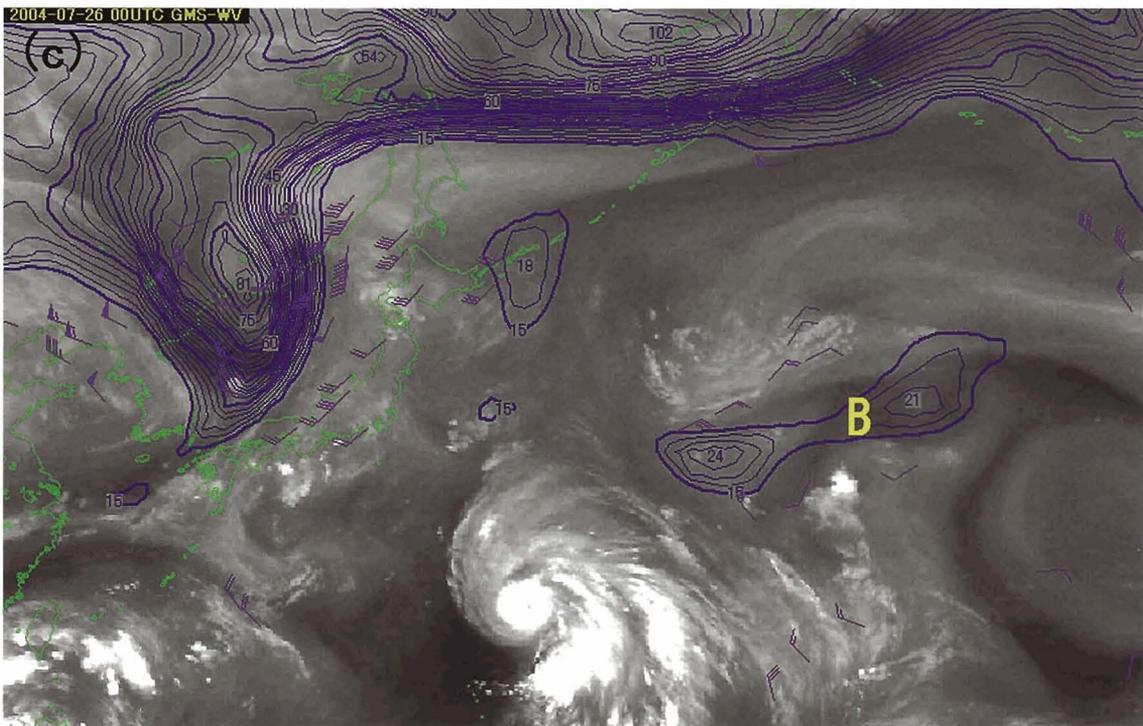
今後、正の渦位アノマリを有する高渦位気塊の中で、水蒸気画像から低気圧性循環である上層渦を特定した場合は、同渦を「高渦位渦」と呼ぶことにする。高渦位渦域の下層では、5-1項で述べたように、大気安定



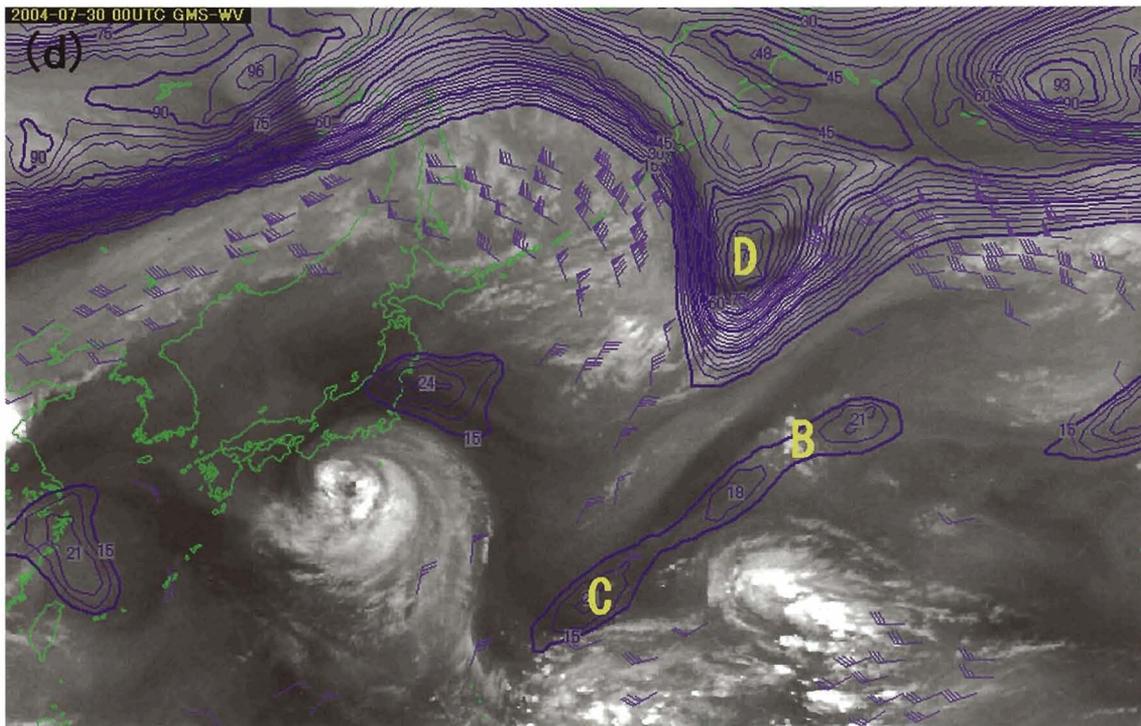
(a) 2004年7月23日00UTC。



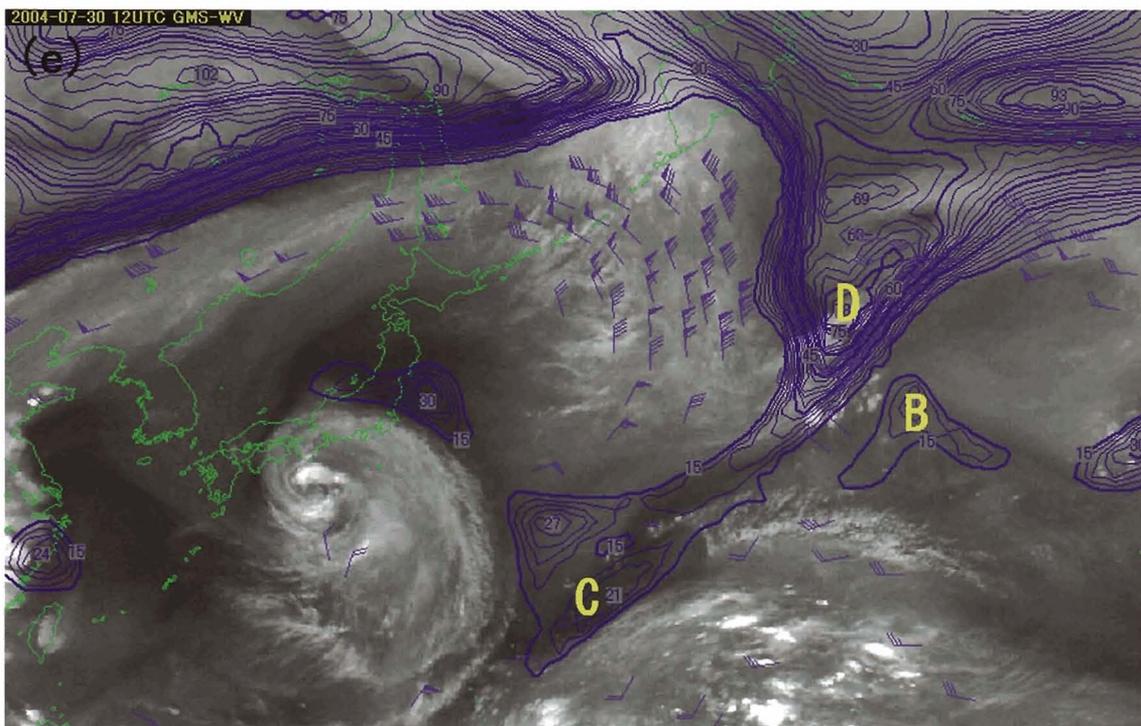
(b) 2004年7月24日00UTC。



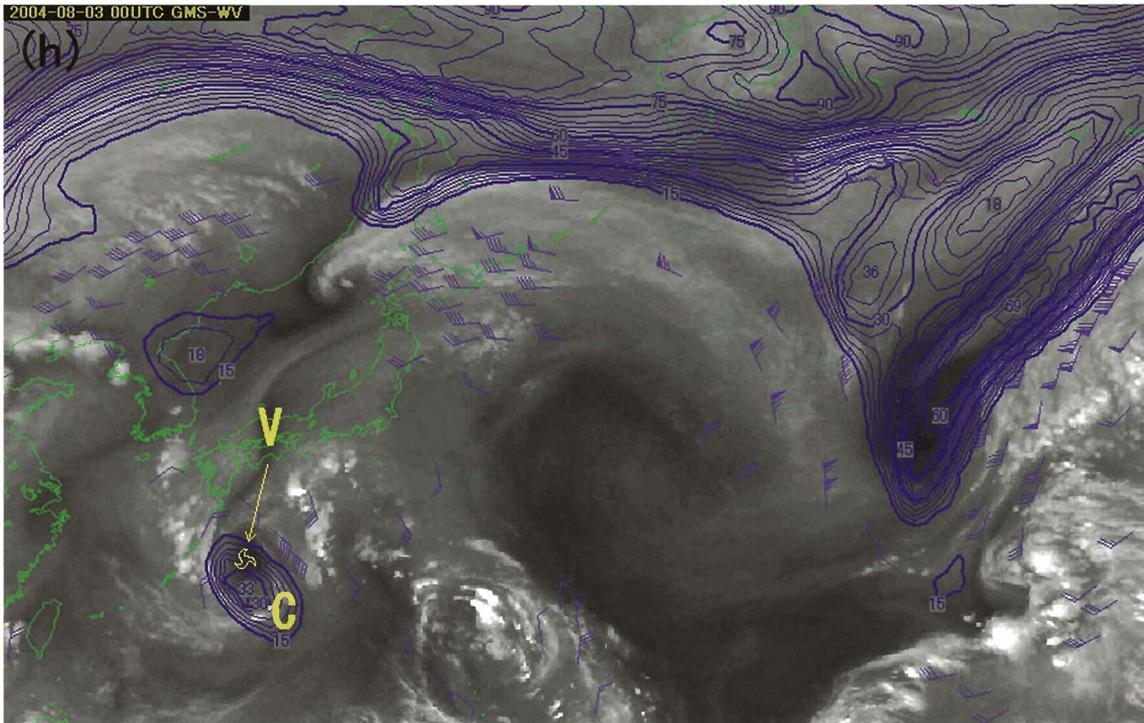
(c) 2004年7月26日00UTC。



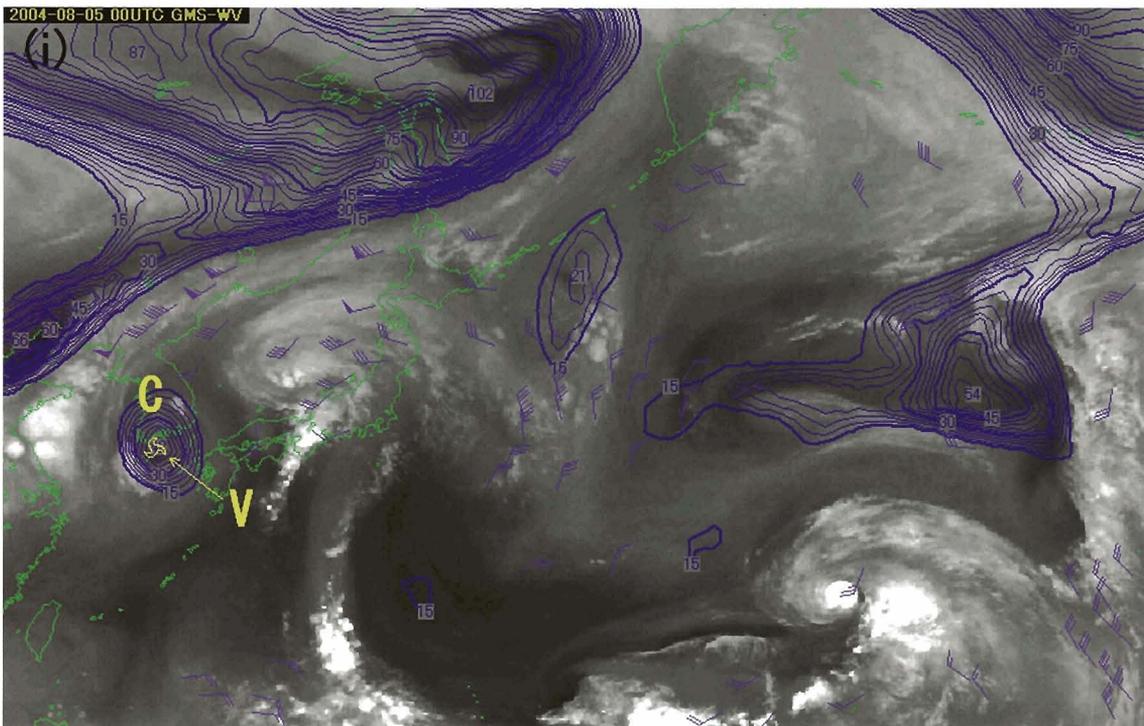
(d) 2004年7月30日00UTC。



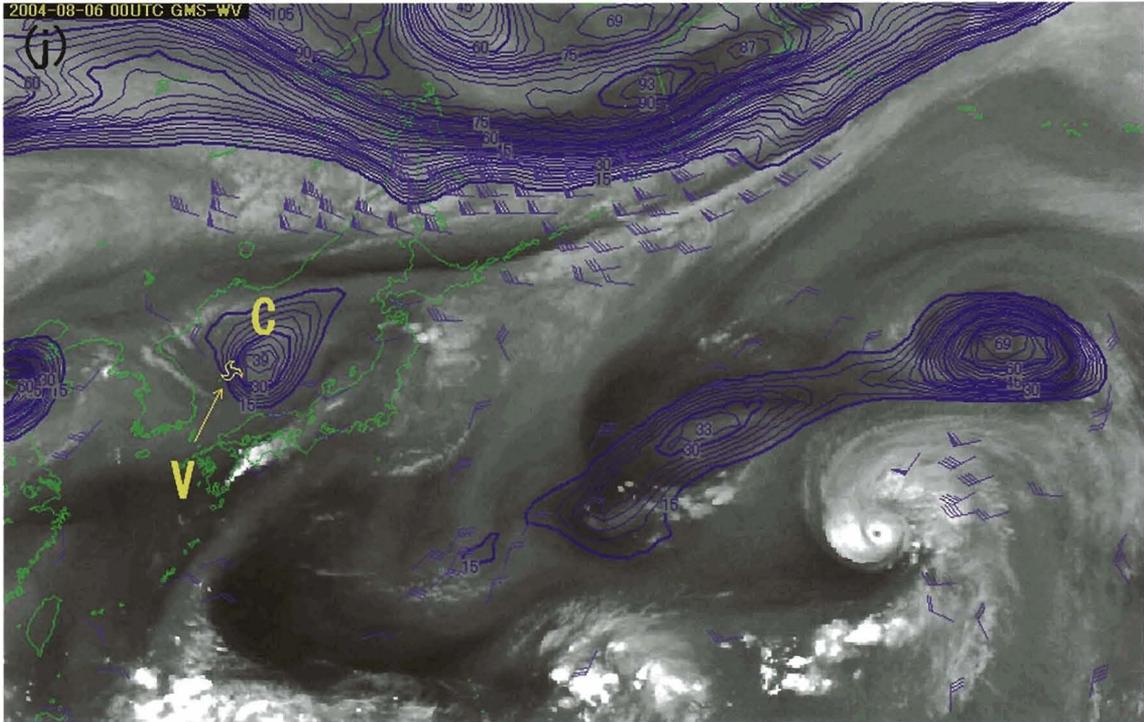
(e) 2004年7月30日12UTC。



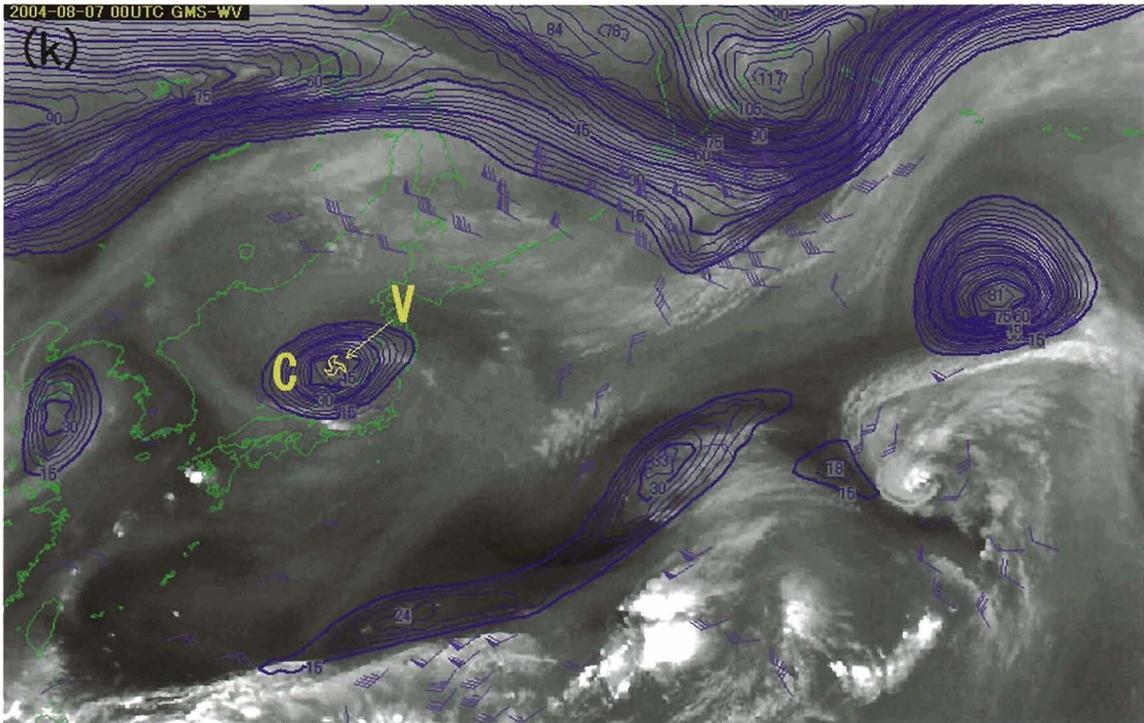
(h) 2004年8月3日00UTC。



(i) 2004年8月5日00UTC。



(j) 2004年8月6日00UTC。



(k) 2004年8月7日00UTC。

図5-2 2004年7月23日00UTC～8月7日00UTCの水蒸気画像と高渦位領域。紫色実線は気象庁GSM予報値による200hPaの高渦位領域（1.5PVU以上の領域。間隔は0.3PVU）。A、B、C、Dは着目する高渦位領域。風車印（黄色）は水蒸気画像で特定した高渦位渦Vの中心位置。風向・風速は水蒸気移動風（気象衛星センター、2004b、2004c）で、旗矢羽根は50kt、長矢羽根は10kt、短矢羽根は5ktの風速を示す。なお、図(a)～(k)各画像の観測時刻間隔は一樣でない。

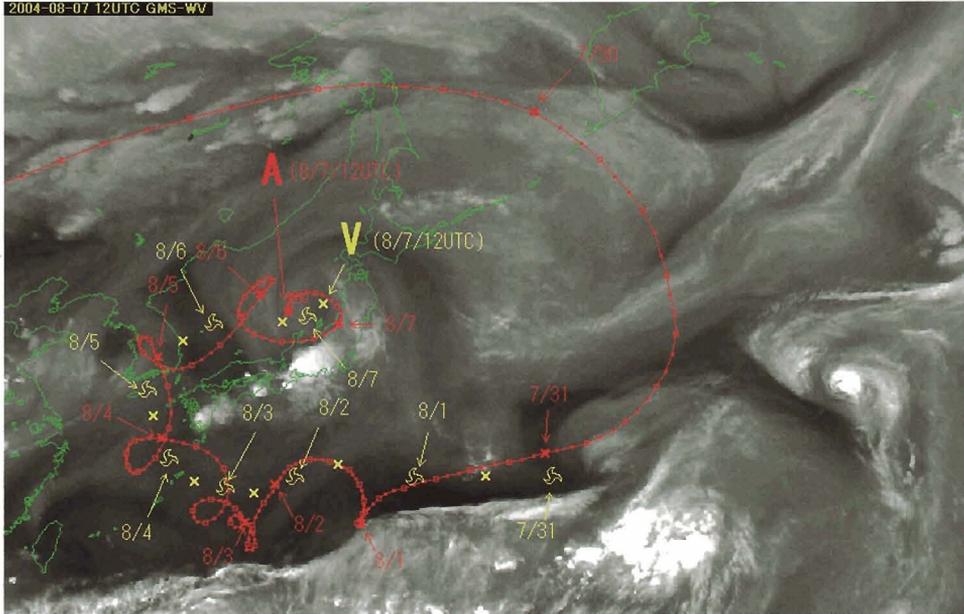


図5-3 2004年8月7日12UTCにおける地点A（位置：38.80N、136.40E）上空200hPa気塊の流跡線(赤色実線。気象庁GSM予報値をもとにSATAIDで計算した結果。)。点（赤色）は1時間毎、四角（同）は3時間毎、×（同）は各日00UTCの位置。風車印（黄色）は00UTC、×（同）は12UTCにそれぞれ水蒸気画像で特定した高渦位渦の中心位置。8月1日以降の流跡線はトロコイド曲線に類似している。

度が低下する。

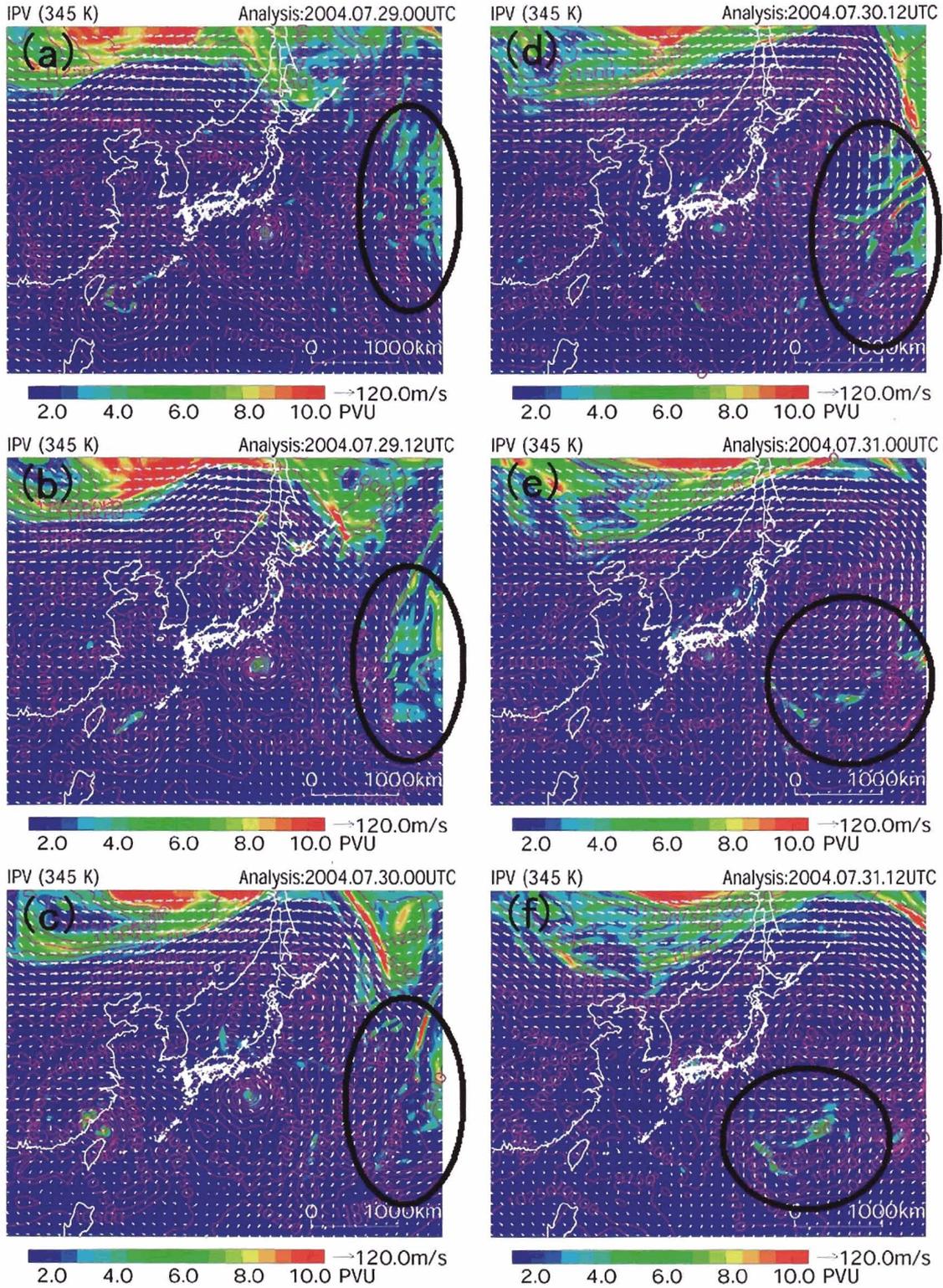
5-3 東日本の短時間強雨（2004年8月7日）

2004年（平成16年）8月7日、東日本の広範囲で観測された短時間強雨事例（気象衛星センター、2006）について、水蒸気画像で観測された上層渦の成因と特徴を渦位解析により調査した。

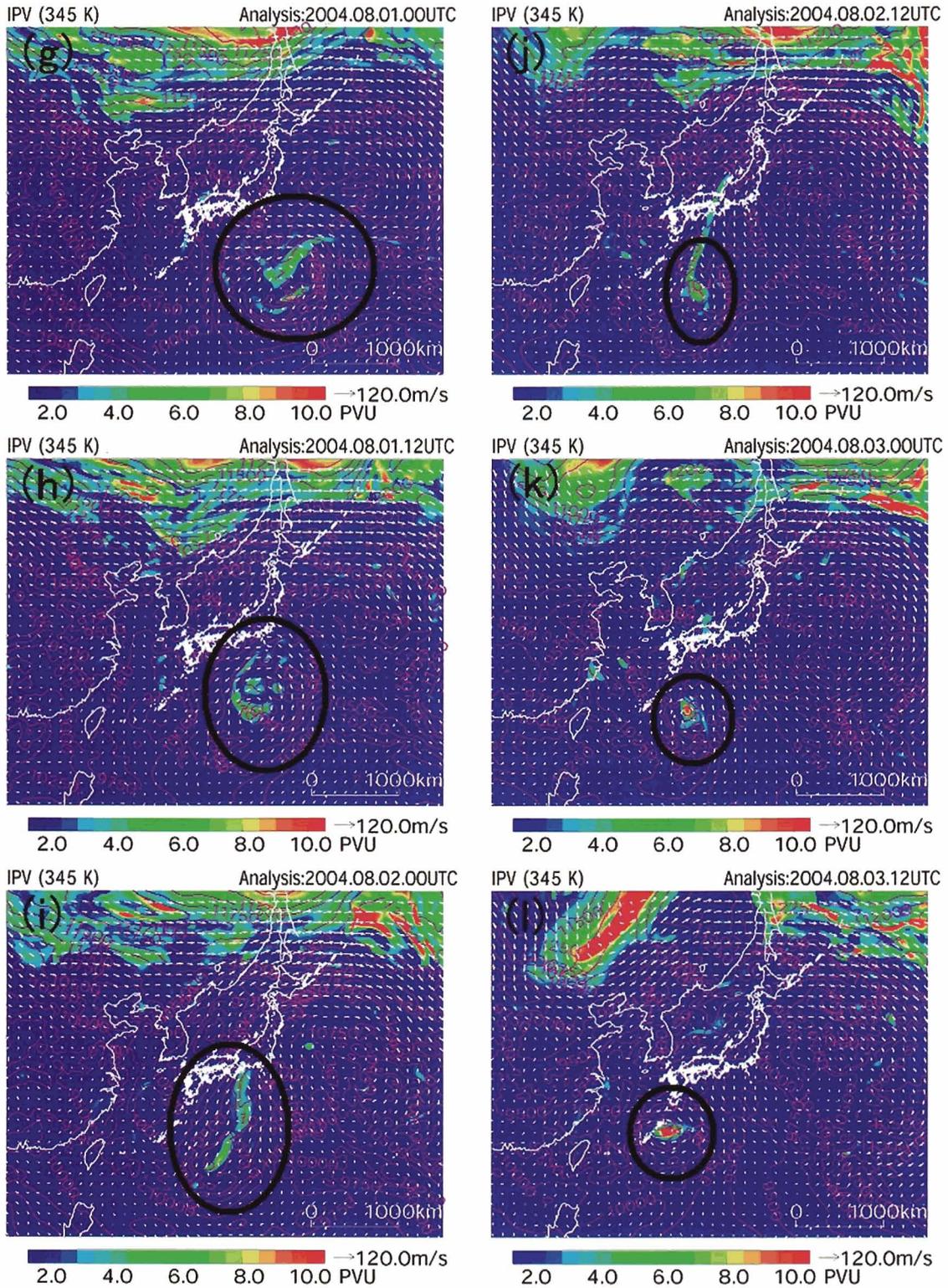
図5-2は、2004年7月23日～8月7日の水蒸気画像に、同画像上で特定した上層渦の位置、200hPa高渦位領域（気象庁GSM予報値）及び水蒸気画像から算出された衛星風（水蒸気移動風）（気象衛星センター、2004b、2004c）をそれぞれ表示したものである（ただし各画像の時間間隔は一様でない）。7月23日、北海道の遙か東で高緯度側から深い上層トラフが南下し、それとともに高渦位気塊A（図5-2(a)）も南下した。水蒸気移動風では、同上層トラフの西側は北風、東側は南風を観測した。24日には、高渦位気塊Aの南側部分B（同図(b)）が南西方向に「ストリーマ」として伸張し、

25日にはそのストリーマBが南西方向に切り離された。高渦位気塊Bは29日にかけてその付近に滞留した（同図(c)）。30日には低緯度で上層トラフの深まりに対応して高渦位気塊Bの西側部分Cが南西方向に伸張し（同図(d)）、その部分CがBから分離するとともに、別の高渦位気塊Dと北東側部分が接合した（同図(e)）。31日には、高渦位気塊CとDが分離し、高渦位気塊Cの中に低気圧性循環である「高渦位渦V」が見られるようになった（同図(f)）。高渦位渦Vはその後、日本の南の太平洋上空を西進し（同図(g)）、沖縄付近（同図(h)）から東シナ海上空、朝鮮半島付近上空（同図(i)）を経て日本海上空に入り（同図(j)）、その後南東進して東日本に接近した（同図(k)）。

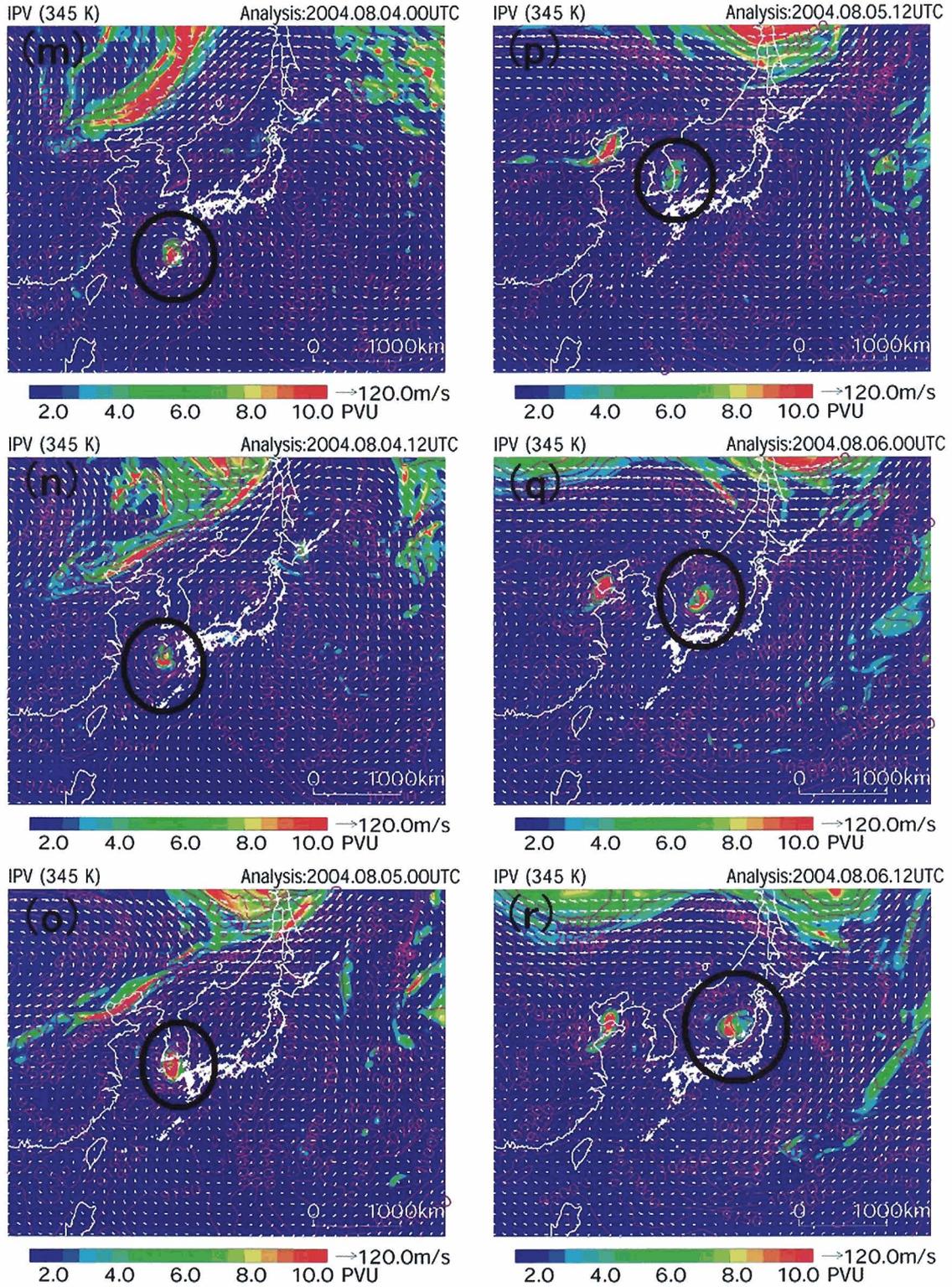
図5-3は、2004年8月7日に東日本に接近した高渦位渦Vの周辺気塊（同図内A地点上空200hPa）について、その流跡線を気象庁GSM予報値(00UTCまたは12UTCを初期値とする)からSATAIDで計算した結果である。高渦位渦Vの周辺気塊は、7月30日頃に千島列島北部上空を通過した後、上層トラフの南下とともに南下し



(a) 2004年7月29日00UTC~7月31日12UTC。

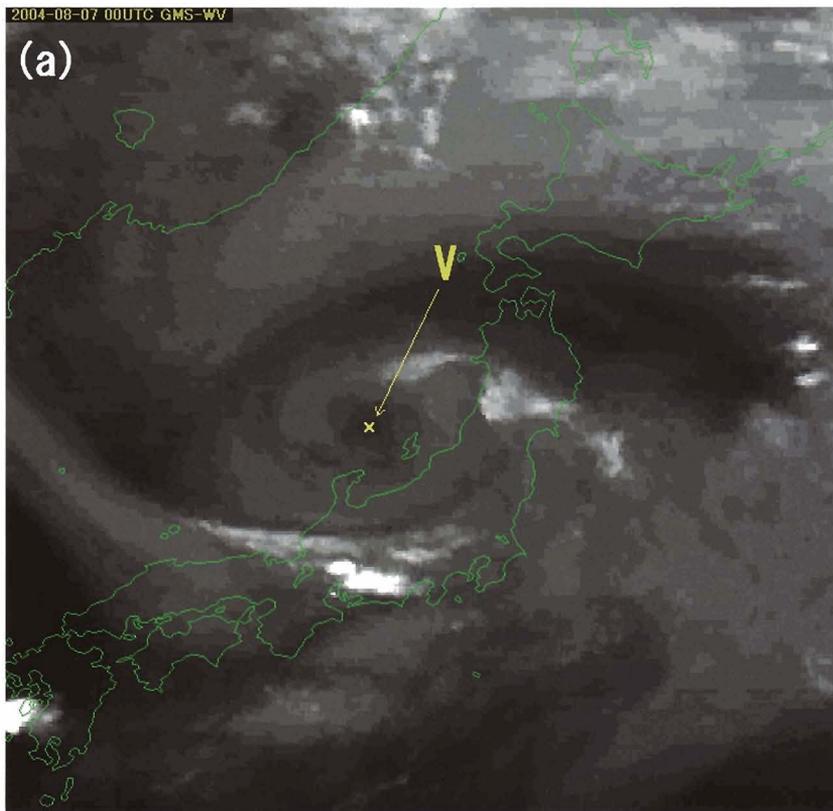


(b) 2004年8月1日00UTC~8月3日12UTC。

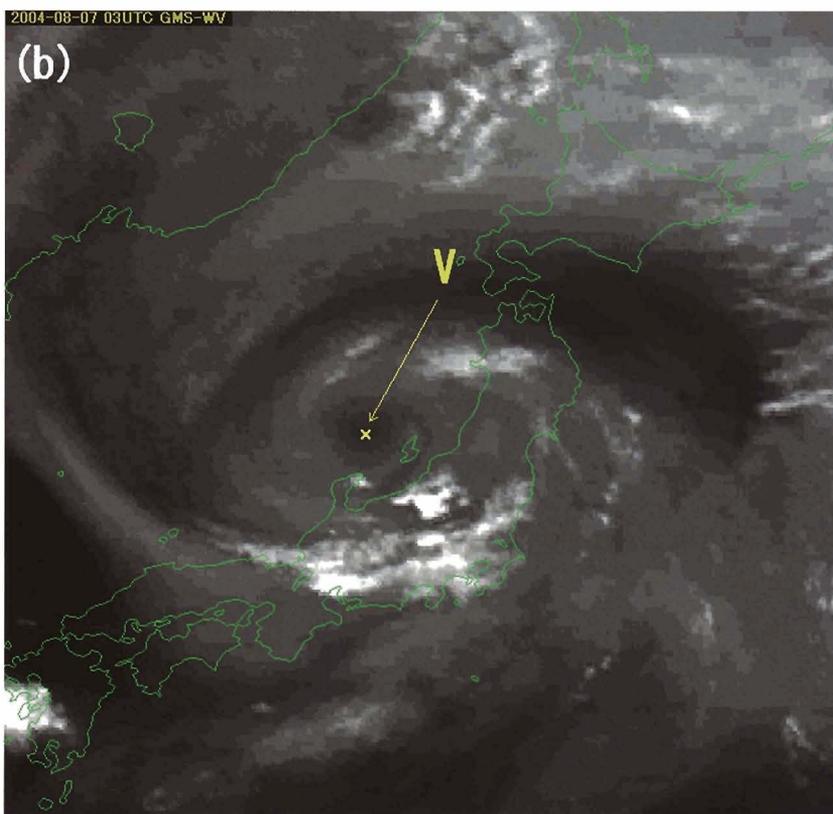


(c) 2004年8月4日00UTC～8月6日12UTC。

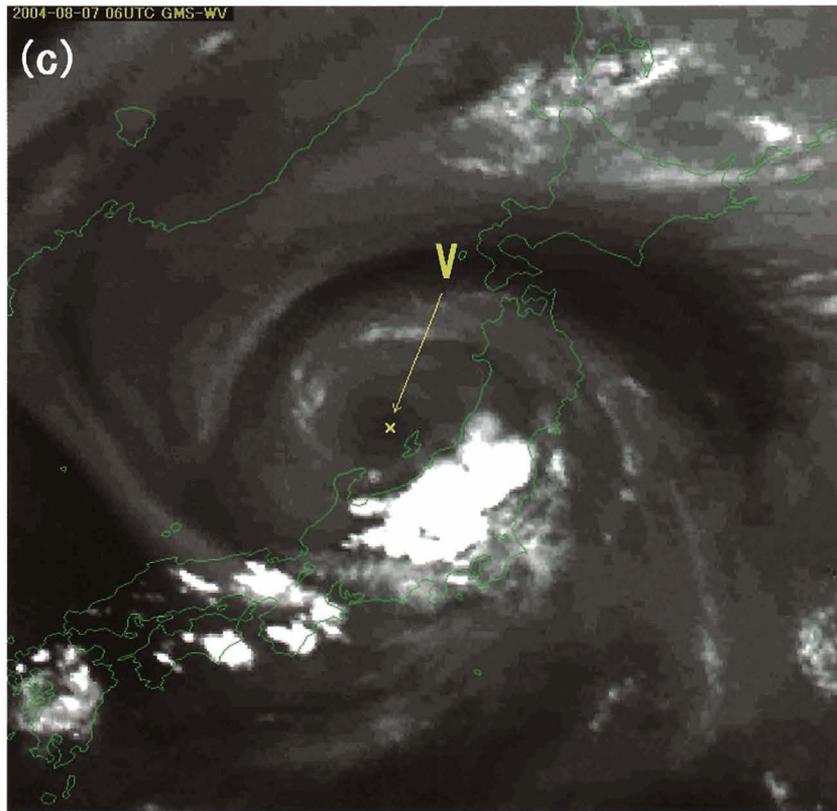
図5-4 2004年7月29日00UTC～8月6日12UTCにおける領域解析値(RANAL)から作成した345K等温位面渦位の分布。等値線とベクトルで同温位面の高度と水平風を示す。各図の時刻は00UTC または12UTC (12時間間隔)。楕円実線 (黒色太線) で囲んだ部分は注目する高渦位領域。



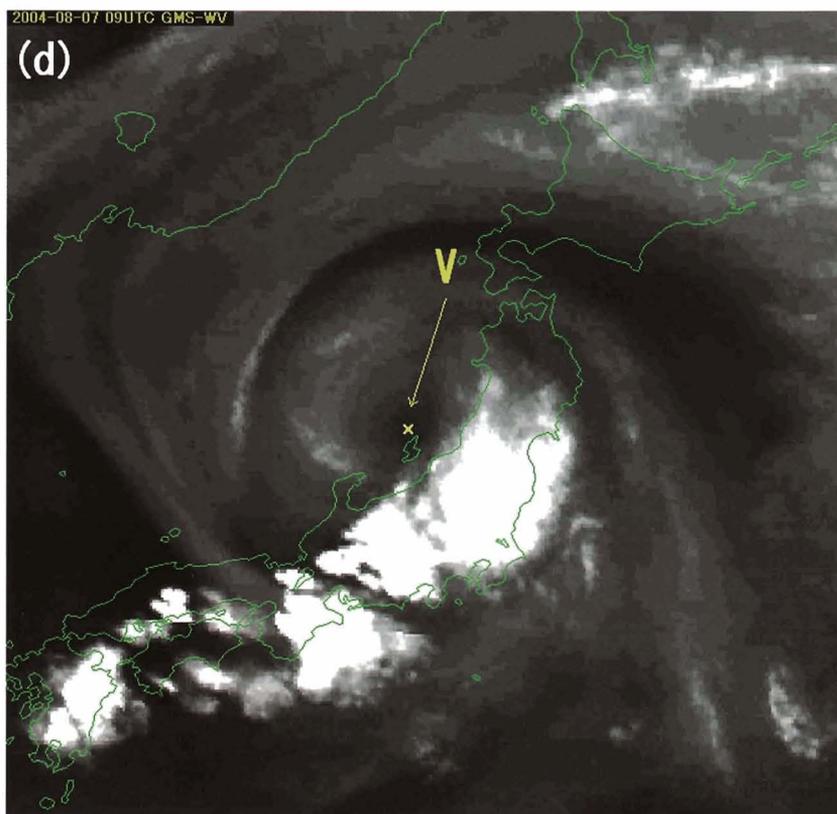
(a) 2004年8月7日00UTC。



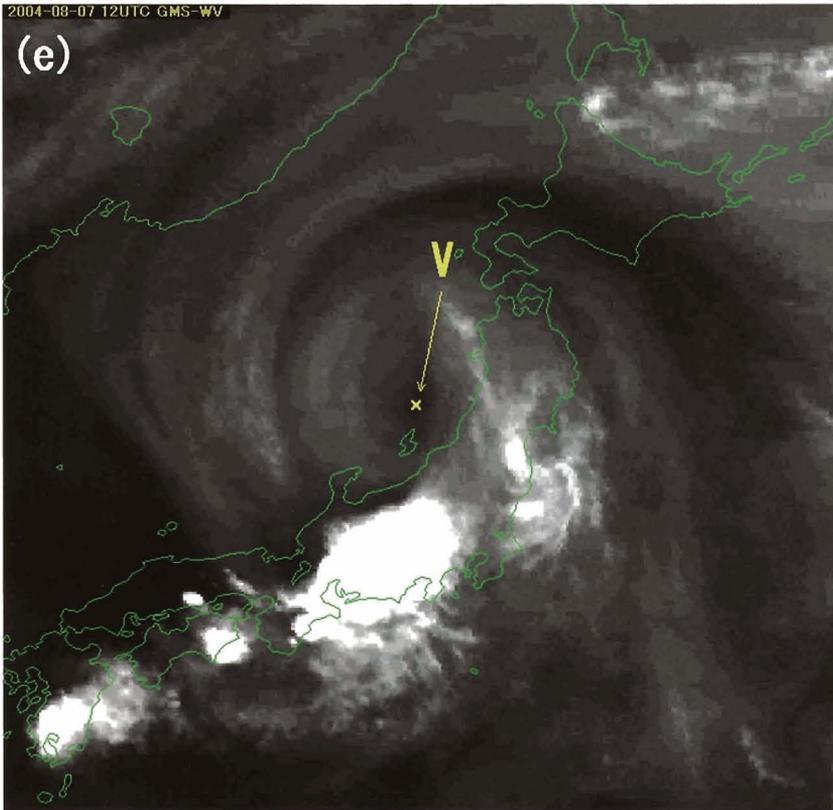
(b) 2004年8月7日03UTC。



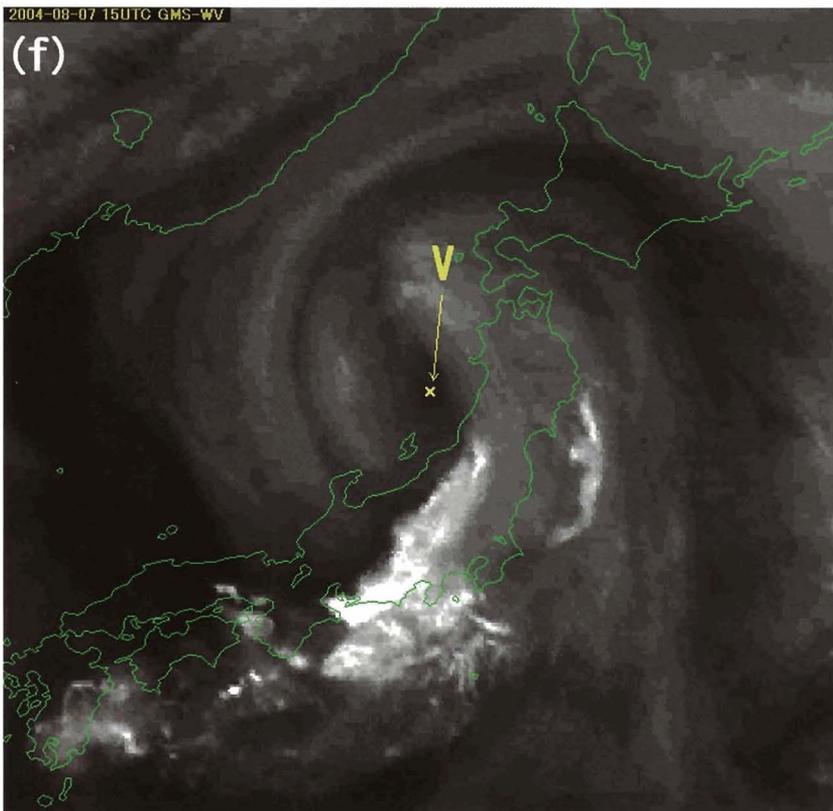
(c) 2004年8月7日06UTC。



(d) 2004年8月7日09UTC。



(e) 2004年8月7日12UTC。



(f) 2004年8月7日15UTC。

図5-5 2004年8月7日00UTC～同日15UTCの水蒸気画像（3時間間隔）と日本に接近した高渦位渦。×は水蒸気画像で特定した高渦位渦Vの中心位置。7日06UTC及び09UTCの水蒸気画像では、高渦位渦Vの南側で積乱雲の発生に対応する明域が見られる。

- (a) 2004年8月7日00UTC。
- (b) 2004年8月7日03UTC。
- (c) 2004年8月7日06UTC。
- (d) 2004年8月7日09UTC。
- (e) 2004年8月7日12UTC。
- (f) 2004年8月7日15UTC。

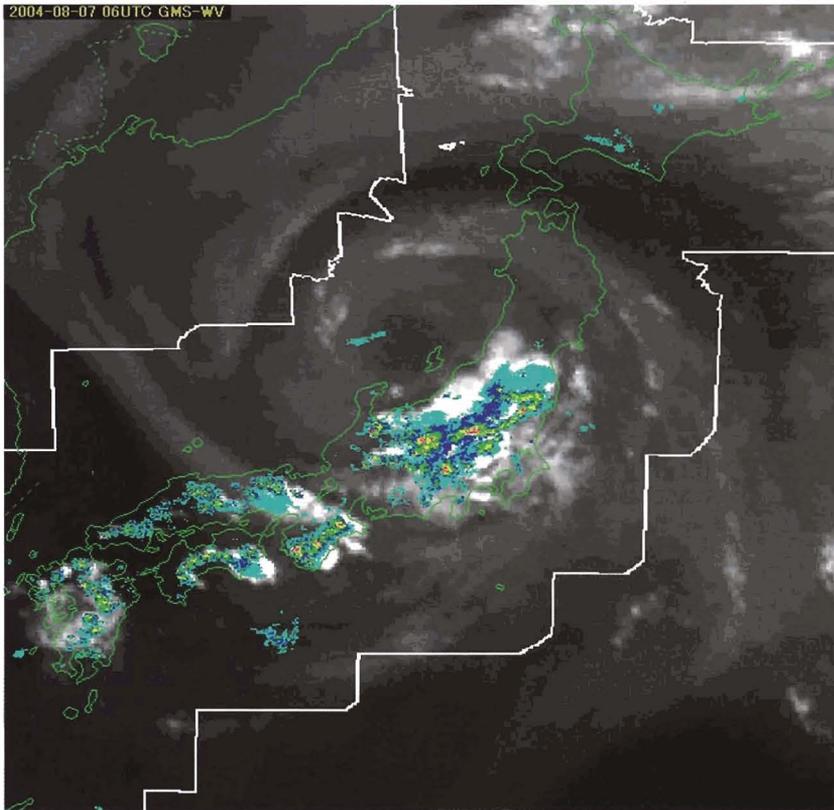


図5-6 2004年8月7日06UTCの水蒸気画像とレーダ・アメダス解析雨量（気象庁、2004c）。白色実線はレーダ観測範囲を示す。色別表示は同解析雨量のエコー強度で、赤色が64mm/h以上、桃色が32～64mm/h、黄色が16～32mm/h、緑色が4～16mm/h、青色が1～4mm/h、水色が1mm/h未満をそれぞれ示す。

た。その後その気塊は西進し、8月1日以降、高渦位渦Vの周りでトロコイド運動に似た軌跡を残しながら、日本海上空に移流したと推定される。

図5-4は、2004年7月29日00UTC～8月6日12UTCまで12時間ごとに領域解析値(RANAL)から作成した345K等温位面における渦位分布図を示したものである。同図でも高緯度側から南下した高渦位気塊がその後西進し、朝鮮半島上空から日本海上空に移流したことを示している。なお、5-1項で述べたように渦位は断熱過程において等温位面上で保存されるが、図5-4によると、8月1日～2日には日本列島の南の太平洋上空で比較的広い範囲に存在した高渦位気塊が集まり（同図(g)～(j)）、3日にはその高渦位領域が強化され（同図(k)、(l)）、その領域の中で高渦位渦が一層顕在化している（図5-2(h)）。そのような強化過程については今後検討する必要がある。

図5-5は、2004年8月7日00UTC～15UTCまで3時間ごとの水蒸気画像に高渦位渦Vの中心位置（同図内×）を表示したものである。水蒸気画像では、渦の中心付

近の黒さが鮮明で、視覚的にその中心位置を特定することができる。また7日午後、渦の中心を取り囲むようにその南側で対流雲が発達し、鮮明な明域となっている（図5-5(c)、(d)）。同日06UTCの水蒸気画像にレーダ・アメダス解析雨量（気象庁、2004c）を表示したもの（図5-6）を見ると、渦の中心を取り囲むようにその南側で雨域が観測されている。

以上をまとめると、2004年8月7日に日本海上空で水蒸気画像に見られた上層渦は高渦位渦であり、その起源は日本列島の東方上空を高緯度地域から南下した高渦位気塊であった。その気塊はその後西進するとともに、太平洋上空の比較的広い範囲で存在したその気塊が集まり、同時に高渦位領域が強化され高渦位渦が一層顕在化した。そしてその高渦位渦は、朝鮮半島上空から日本海上空に入り、8月7日に東日本に接近した。この高渦位渦の日本への接近に対応して、その周辺で大気安定度が低下し、東日本の広範囲で短時間強雨が観測された。

第6章 ヘッドバウンダリ周辺の大雨

6-1 ヘッドバウンダリと高渦位渦

「ヘッドバウンダリ」は、表4-1で示したとおり、「ブロッキングに関連したバウンダリ」の一つで、対流圏上層の低気圧性循環の発生に伴い総観規模の流れから形成されるバウンダリである。同バウンダリでは、低気圧性循環の発生により対流圏下層から湿った気塊が上昇し、ヘッド（凸）状の明域とその周囲の暗域との間に境界を形成する。図6-1は、ヘッドバウンダリの模式図（Weldon and Holmes, 1991; 気象衛星センター、1993）を示したものである。ヘッドバウンダリは日本では、低気圧性循環を有する上層渦が北から南下することに対応してその縁辺で観測される場合がある。特にこの上層渦が、高渦位渦である場合は、対流圏中層及び下層の大気安定度を低下させる。

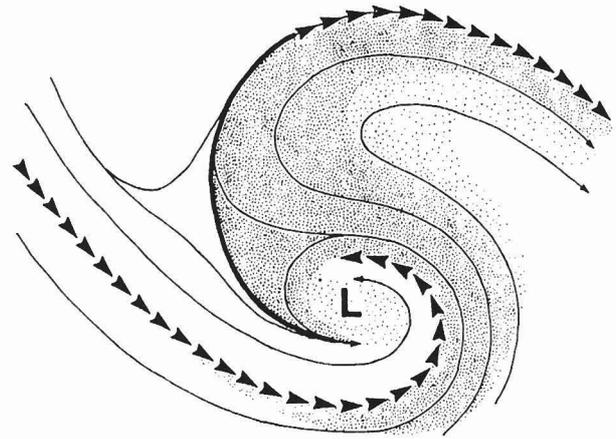


図6-1 水蒸気画像に現れるヘッドバウンダリの模式図（Weldon and Holmes, 1991; 気象衛星センター、1993）。ヘッドバウンダリの生成は低気圧性循環（図中L）に起因する。矢印付細線は、一般に300hPa(夏季及び低緯度地域は250hPa)の風向場に対応。矢印太線は、当該高度の上層強風軸及びその風向。黒色太線は、水平方向の湿度変化量が大きい領域を示し、水蒸気画像ではここに明瞭なバウンダリが現れる。影付部分は、湿潤領域を示し、水蒸気画像では灰色域に対応。

6-2 平成16年7月福井豪雨（2004年7月18日）

2004年（平成16年）7月18日未明（日本時間）から昼前にかけて福井県嶺北地方で「平成16年7月福井豪雨」（気象庁、2006）が発生した。ここでは、同豪雨発生時において、水蒸気画像で観測されたバウンダリ周辺の特徴を調査した（気象衛星センター、2006）。

図6-2は、「平成16年7月福井豪雨」が発生する直前の2004年7月17日12UTCにおける300hPaアジア太平洋高層天気図（気象庁、2004b）である。日本海上空に北東から南西に伸びた上層トラフがあり、強風域がこのトラフ南側の朝鮮半島から日本海を経て北陸地方上空を通り、東北地方南部から太平洋上空に達していた。同時刻の水蒸気画像（図6-3(a)）を見ると、この上層トラフに対応して低気圧性循環を有する上層渦Vが見られ、同渦の中心（同図内で風車印が示す位置）が暗域になっているのでその領域は乾燥していることがわかる。17日21UTCの水蒸気画像（図6-3(d)）を見ると、上層渦Vの中心を囲む領域は明域になっていて、低気

圧性循環を有するヘッド（凸）状の形状をしていた。またその領域の外側は暗域であった。このため、この上層渦Vの中心付近及びその周囲の形状及び形成過程が、図6-1と類似することから、ここでは「ヘッドバウンダリ」に分類することにする。

2004年7月17日00UTC～18日06UTCまでの6時間ごとに領域解析値(RANAL)から作成した345K等温面の渦位分布図を図6-4に示す。上述のヘッドバウンダリを形成した上層渦Vは、北西から移流してきた「高渦位渦」に対応することがわかる。高渦位渦Vは、17日18UTC頃新潟県付近上空を通過し（図6-3(c)及び図6-4(d)）、その後関東東部を経て（図6-3(d)）、翌18日00UTC頃千葉県銚子沖上空に南下した（図6-3(e)及び図6-4(e)）。

図6-5は、高田（新潟県）（2004年7月17日13UTC～18日00UTC）及び水戸（茨城県）（同17日17UTC～18日02UTC）の各ウインドプロファイラで観測された水

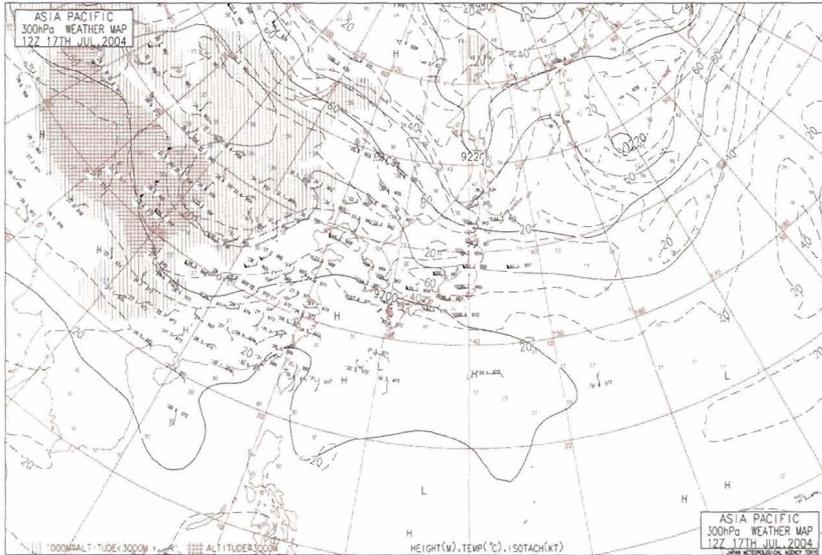


図6-2 2004年7月17日12UTCにおける300hPaアジア太平洋高層天気図（気象庁、2004b）。

平風と鉛直速度の時系列（気象庁、2004a）である。水蒸気画像で高渦位渦Vが新潟県付近上空を通過した17日18UTC前後には、高田での観測では高度6,000mより上空で西南西風から北風への急激な風向変化があり（図6-5(a)において楕円で囲んだ部分）、風向変化の途中は欠測域であった。17日18UTCの水蒸気画像（図6-3(c)）を見ると、高渦位渦Vの中心付近は前述のように暗域で対流圏上層の乾燥域に対応していたことから、高田で観測された急激な風向変化は、中心付近が乾燥した高渦位渦Vの通過に対応する。高渦位渦Vが関東北部上空を通過した17日23UTC頃、水戸におけるウインドプロファイラでも、高度7,000m付近より上空で西南西風から北風への急激な風向変化が観測され（図6-5(b)において楕円で囲んだ部分）、その風向変化の途中は欠測域であった。

2004年7月18日00UTCの館野（茨城県）及び輪島（石川県）の高層気象観測資料（エマグラム）を図6-6に示す。館野（図6-6(a)）では、550hPa付近より上空が乾燥域で、上層トラフの通過に関連した乾燥域に対応していたと考えられる。また、輪島（図6-6(b)）では、700hPaより上空が乾燥域で、上層トラフの南下に対応しており、水蒸気画像では暗域となっていた。

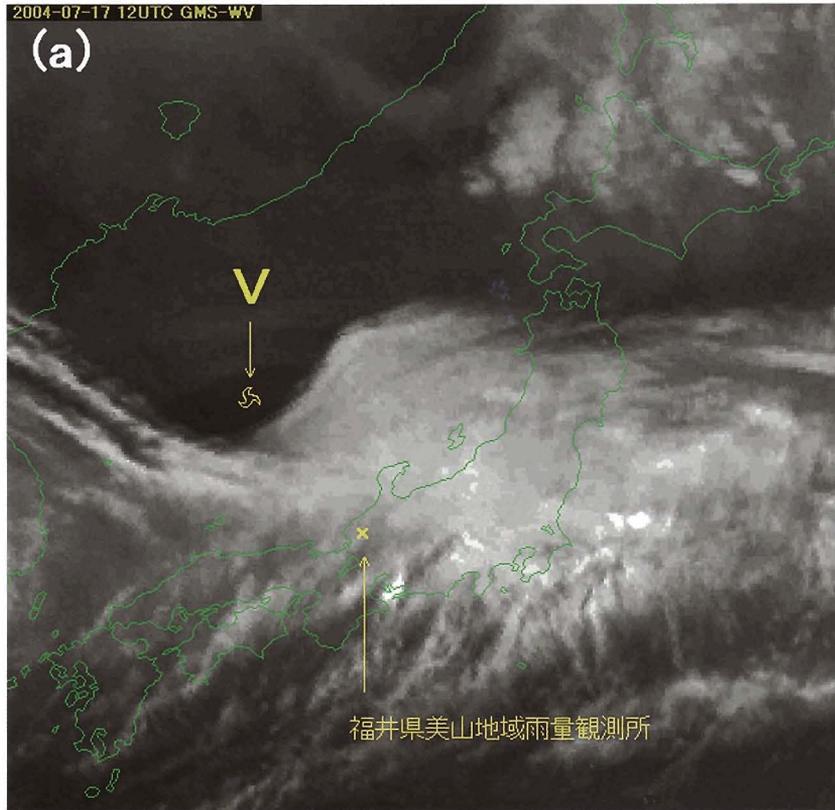
2004年7月17日12UTC～18日03UTCの福井県美山地域雨量観測所における1時間降水量の時系列（気象庁、

2004a）を図6-7に示す。美山では、高渦位渦Vが東日本上空を通過した17日20UTC～18日00UTCにかけて最大1時間降水量が80mmを超え、同時間帯の総降水量は226mmを記録した。

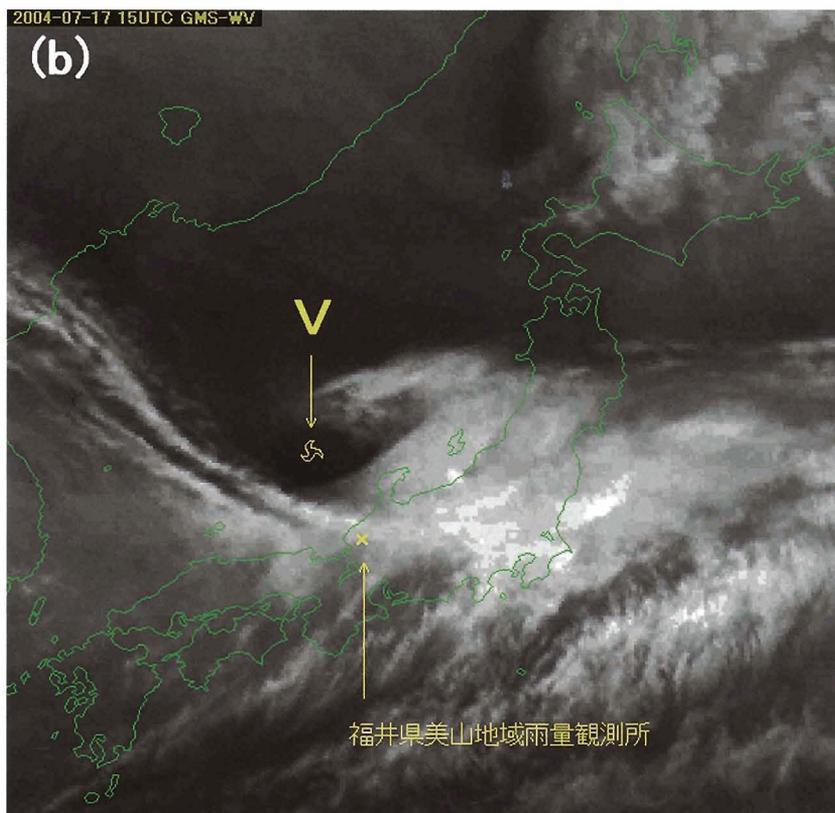
図6-8は、2004年7月18日00UTCにおける福井県美山付近上空の気塊について、高度別にその流跡線を気象庁RSM予報値から推定したものである。925hPa及び850hPaの湿潤気塊は東シナ海から北上し、500～300hPaの気塊は、北緯50度以北から南下したと推定される。特に500hPa及び400hPaの気塊は、17日12UTCの少し前からその流跡線の曲率に変化し、南を指向している。同時刻には高渦位渦Vがその流跡線の南側を通過している。このため500hPa及び400hPaの気塊は、高緯度側から高渦位渦Vに巻き込まれるように南側に移流したと考えられる。

図6-9は、気象庁RSMが予報した2004年7月17日12UTC～18日14UTCまでの福井県美山付近上空の湿数(T-TD)の時系列を示したものである。17日18UTC以降、300～600hPa付近に乾燥気塊が移流している。この乾燥気塊は図6-8に示したように、北から南下したものである。これに関連して、美山地域雨量観測所では、同乾燥気塊の移流直後にあたる17日20UTC～18日00UTCにかけて、短時間強雨及び大雨を記録した（図6-7）。

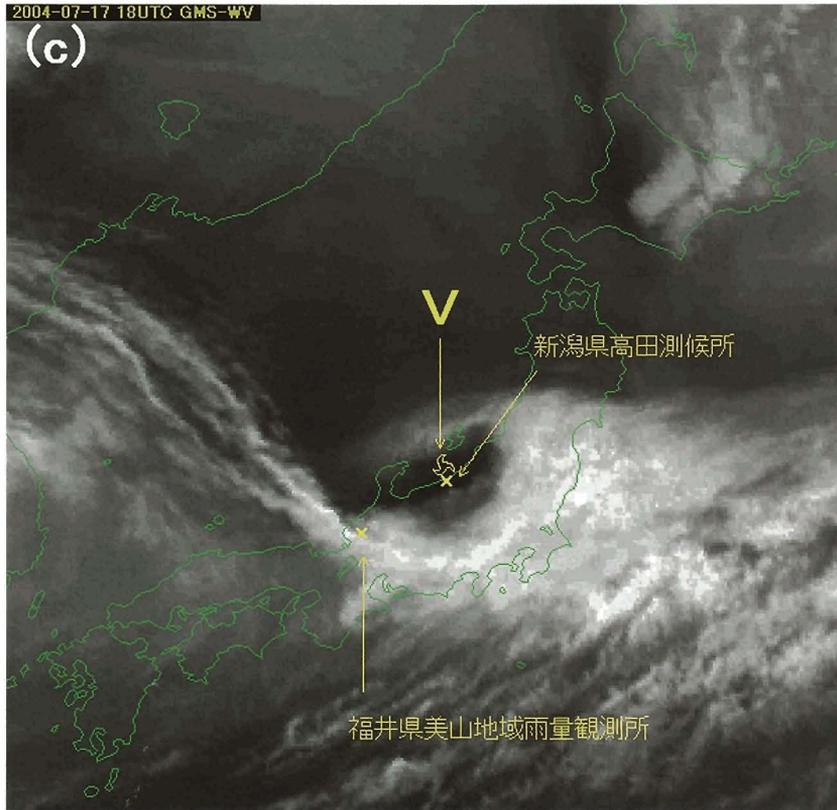
図6-10は、2004年7月17日12UTC及び18日00UTCの



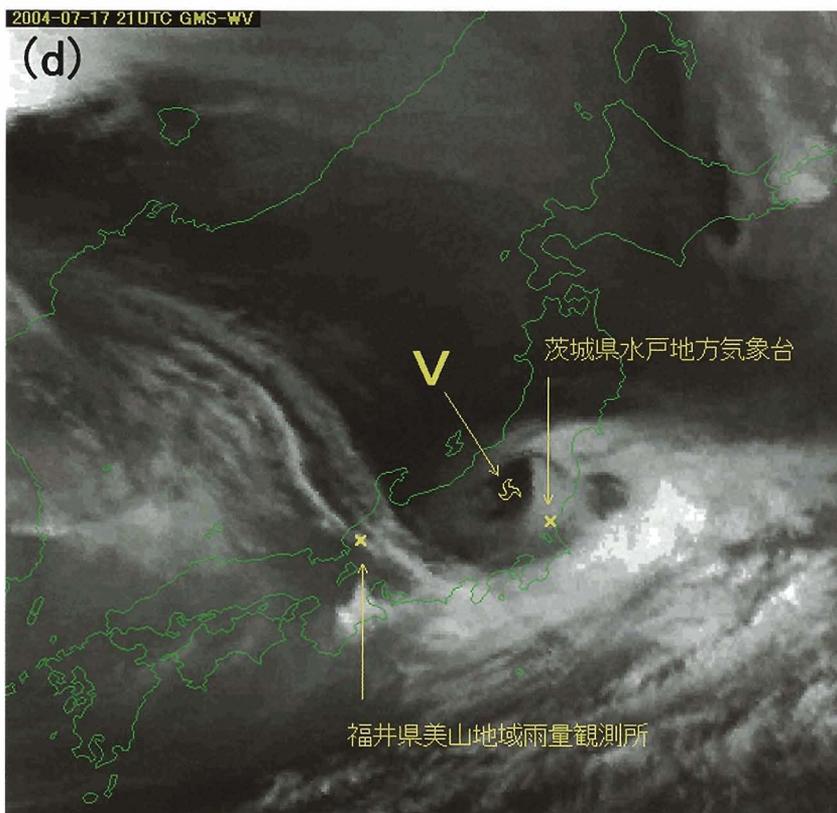
(a) 2004年7月17日12UTC。



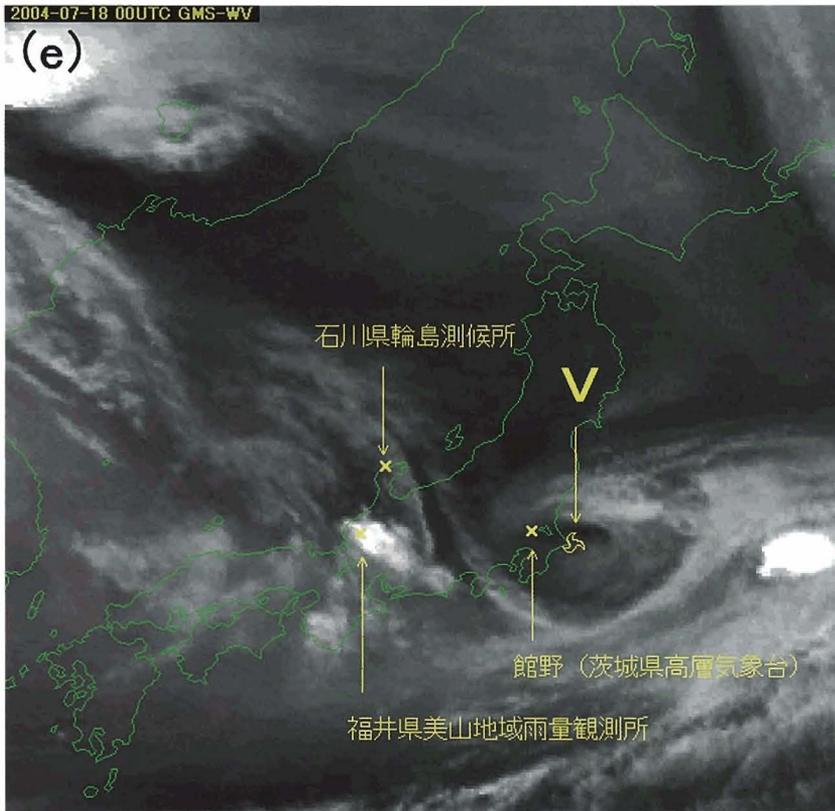
(b) 2004年7月17日15UTC。



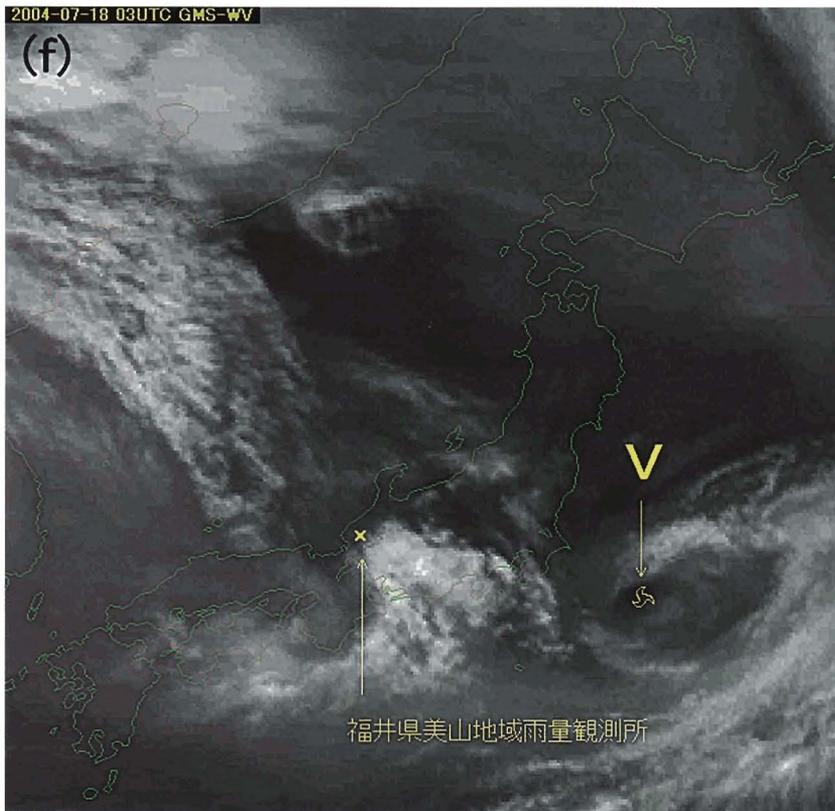
(c) 2004年7月17日18UTC。



(d) 2004年7月17日21UTC。



(e) 2004年7月18日00UTC。



(f) 2004年7月18日03UTC。

図6-3 「平成16年7月福井豪雨」発生前後（2004年7月17日12UTC～18日03UTC）の水蒸気画像と上層渦。風車印は水蒸気画像で特定した上層渦Vの中心位置。×は美山地域雨量観測所（福井県）、高田測候所（新潟県）、水戸地方气象台（茨城県）、館野（高層气象台、茨城県）、及び輪島測候所（石川県）の位置をそれぞれ示す。

(a) 2004年7月17日12UTC。

(b) 2004年7月17日15UTC。

(c) 2004年7月17日18UTC。

(d) 2004年7月17日21UTC。

(e) 2004年7月18日00UTC。

(f) 2004年7月18日03UTC。

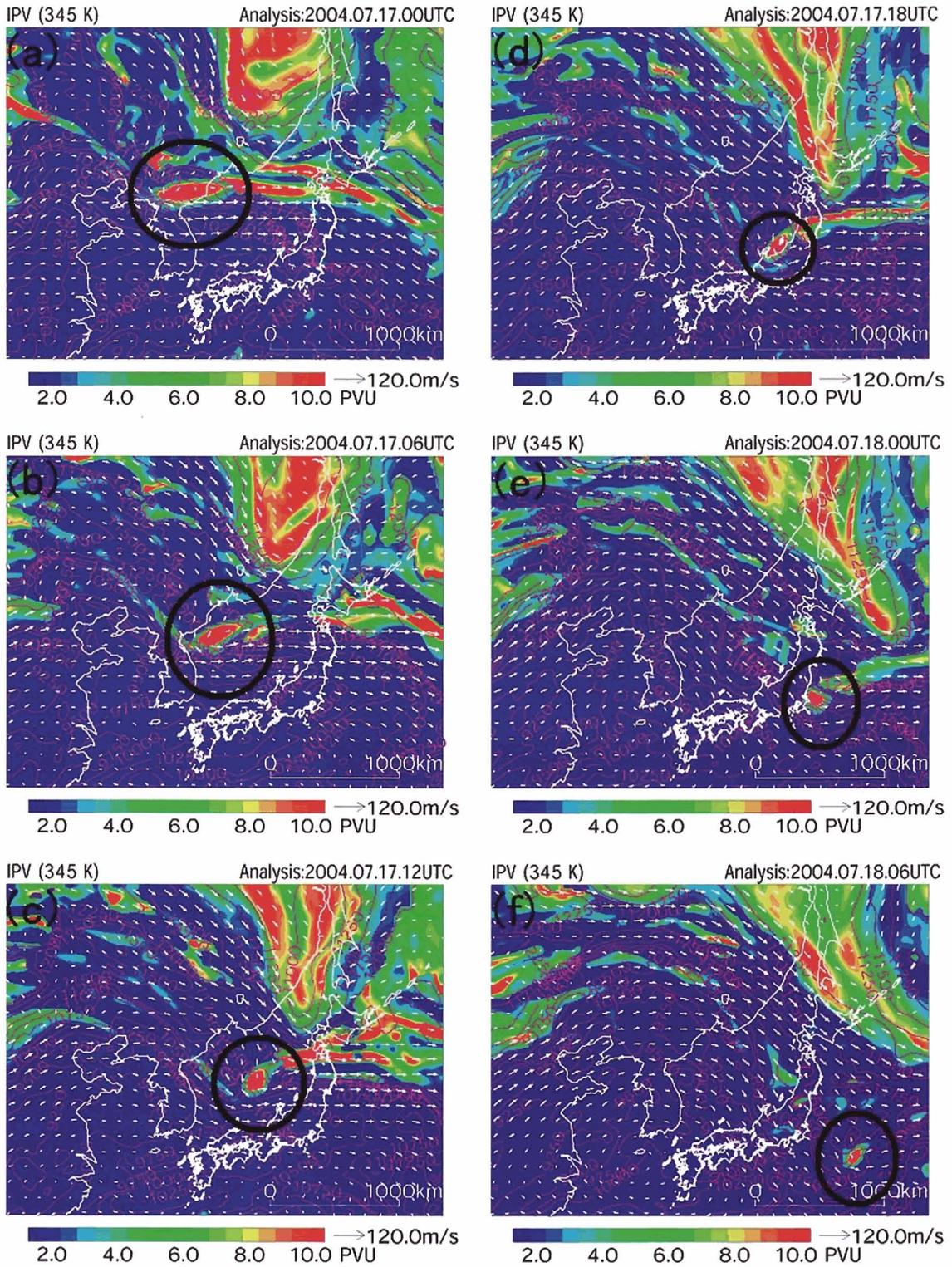


図6-4 2004年7月17日00UTC~18日06UTCの領域解析値(RANAL)から作成した345K等温位面渦位の分布。等値線とベクトルで同温位面の高度と水平風を示す。楕円実線で囲んだ部分は注目する高渦位領域。

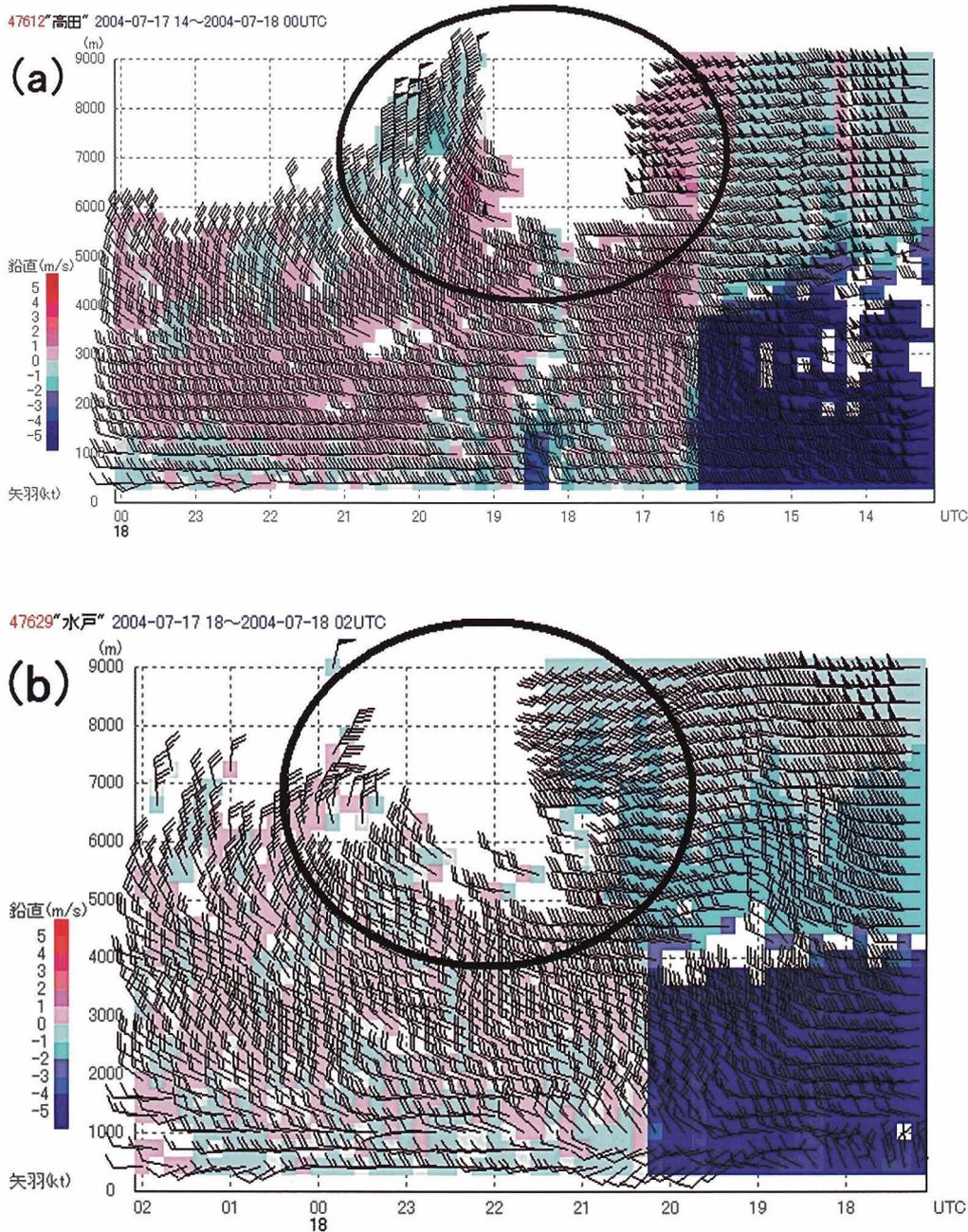


図6-5 ウインドプロファイラで観測された水平風と鉛直速度（気象庁、2004a）。時間軸（横軸）は通常と逆（右から左が過去から未来への向き）。旗矢羽根は50kt、長矢羽根は10kt、短矢羽根は5ktの風速をそれぞれ表す。楕円実線（黒色太線）で囲んだ時間帯及び高度は、その前後の時間帯で西南西風から北風への急激な風向変化が認められる。なお、色別表示（「鉛直」目盛り）は「鉛直速度（単位m/s）」で、大気の上昇流または下降流を示す場合（降水なし）と、降水粒子の鉛直速度を示す場合（降水あり）がある。降水がない場合、鉛直速度の正值（赤色側）は大気の上昇流、負値（青色側）は大気の下降流を示す。同速度が負の大きな値の場合、同値は降水粒子の鉛直落下速度に相当する。(a) 高田（新潟県）（期間：2004年7月17日13UTC~18日00UTC）。(b) 水戸（茨城県）（期間：2004年7月17日17UTC~18日02UTC）。

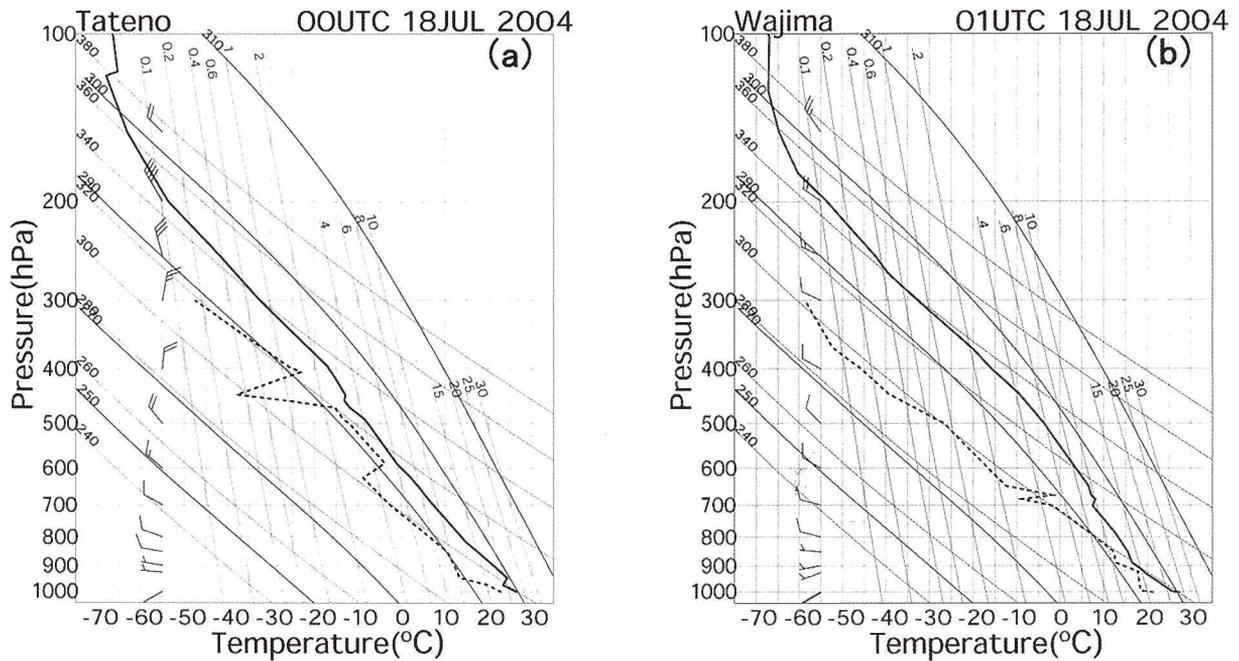


図6-6 2004年7月18日00UTCにおける高層気象観測資料（エマグラム）。実線は気温。破線は露点温度。長矢羽根は10.0m/s、短矢羽根は5.0m/sの風速をそれぞれ表す。
(a) 館野（茨城県）。(b) 輪島（石川県）。

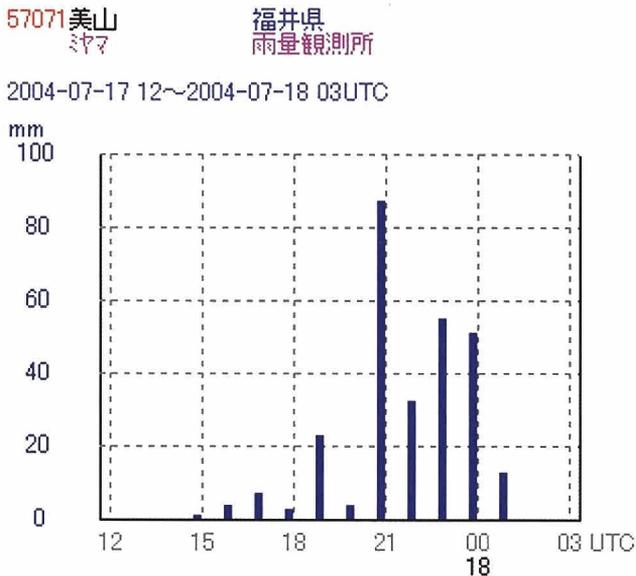


図6-7 2004年7月17日12UTC～18日03UTCの福井県美山地域雨量観測所における1時間降水量時系列(気象庁、2004a)。同観測所の位置は36.00N、136.36E。

領域解析値(RANAL)による各気圧面の温度分布を示したものである。高渦位渦Vの南下に対応して、17日12UTC（同図(a)）には福井県美山付近上空500hPaは低温域であったが、18日00UTC（同図(b)）には同領域が高温域となった。このため、高渦位渦Vと上層トラフの接近により、美山上空では潜在不安定度が強化されたが、その後同地点上空の大気が温まり、潜在不安定度は弱まった。

以上から、平成16年7月福井豪雨事例において水蒸気画像で見られたヘッドバウンダリ周辺の低気圧性循環領域は高渦位渦で、日本への南下により、乾燥気塊が北からその渦に巻き込まれるように南下し、福井県美山付近上空600～300hPaに移流した。このため、高渦位渦の東日本上空通過前後で美山付近上空の対流不安定性を助長させる要因になった。

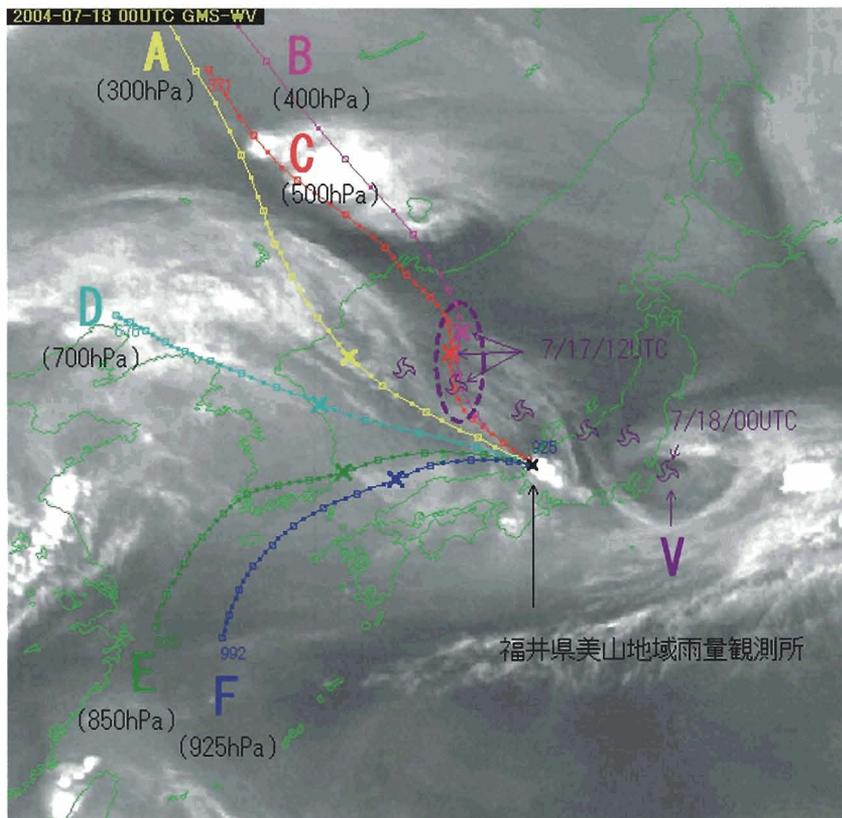


図6-8 2004年7月18日00UTCにおける福井県美山付近上空の高度別流跡線（36時間前から）。A（黄色実線）は300hPa、B（桃色実線）は400hPa、C（赤色実線）は500hPa、D（水色実線）は700hPa、E（緑色実線）は850hPa、F（青色実線）は925hPa各高度における流跡線。当該流跡線は、気象庁RSM予報値の3時間毎の風（水平風及び上昇流）から時間及び空間で内挿した風を用いて1時間毎にSATAIDで計算したもので、点は1時間毎の位置、四角は3時間毎の位置、×は17日12UTC及び18日00UTCの位置。始点はいずれも16日12UTC。風車印（紫色）は17日09UTC～18日00UTCに水蒸気画像で特定した高渦位渦Vの中心位置（3時間間隔）。点線楕円は、400hPa及び500hPaの流跡線が17日12UTC頃から曲率が変化し南を指向した部分。同時刻には高渦位渦Vが両流跡線の南側を通過している。

第7章 結果のまとめ

本調査結果を分野別に整理すると以下のとおりになる。

- (1) 「雲解析事例集(CD-ROM)」に収録された1997～2004年までの主な顕著気象現象に関連する積乱雲の発生と水蒸気画像の特徴に関する統計調査では、上層渦がある場合は、同渦周辺のバウンダリ域で積乱雲の発生する割合が高い。一方、上層渦がない場合で、かつ、

バウンダリがある場合は、明域でその割合が高い。

- (2) 水蒸気画像とウインドプロファイラ観測資料の欠測域及び高層気象観測資料を併用することで、対流圏中層乾燥域の有無、高度及び時間経過を検出できる場合がある。このことを適用した平成14年9月6～7日に山陰地方で観測された短時間強雨事例では、日本海から南東進した上空の乾燥域が次第に高度を下げながら山陰地方に進み、同乾燥域の接近及び通過に伴い、積乱雲が発達したことが分かった。

2004-07-17 11:34UTC
 2004-07-18 14:34UTC
 位置: 35.97N 136.38E

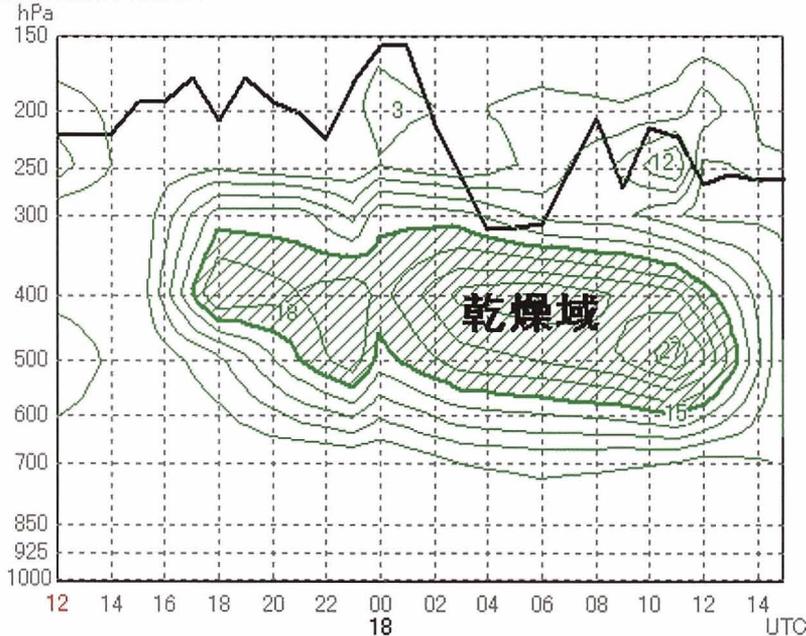


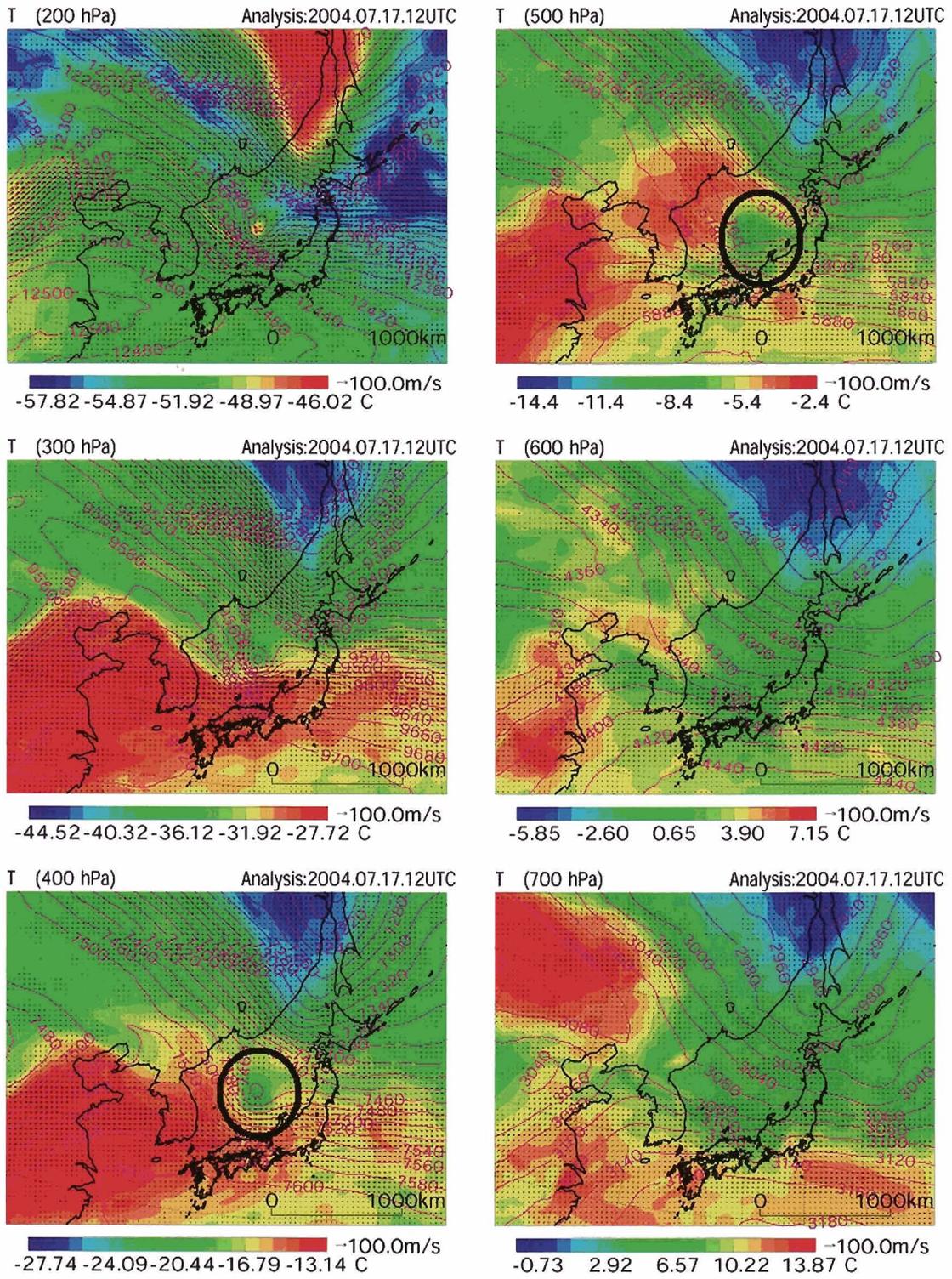
図6-9 2004年7月17日12UTC～18日14UTCの福井県美山付近上空における湿数(T-TD)の時系列(気象庁RSM予報値)。緑色実線は湿数(単位はK)。等値線は3K間隔。網掛け部分は湿数15K以上の乾燥域。湿数予報値がない時刻はSATAIDで計算した内挿値を表示。黒色実線は水蒸気画像の輝度温度から求めた雲頂高度(単位:hPa)。17日18UTC以降、300～600hPa付近で乾燥気塊の移流が予想された。

- (3) 平成16年7月新潟・福島豪雨において水蒸気画像に見られたインサイドバウンダリは、総観スケールでの対流圏下層強風域の位置とほぼ一致し、新潟県栃尾付近上空では同強風域が鉛直方向にほぼ垂直に立つ「梅雨ジェット」の特徴を有していた。また、同バウンダリ北側(明域内)の対流圏中層に乾燥気塊が移流し、対流不安定が助長されていた。ただしこの事例では、対流圏上層が湿潤域で、かつ、対流圏中層に乾燥域が移流した場合に該当するため、この中層乾燥域を暗域として水蒸気画像から検出することは困難である。

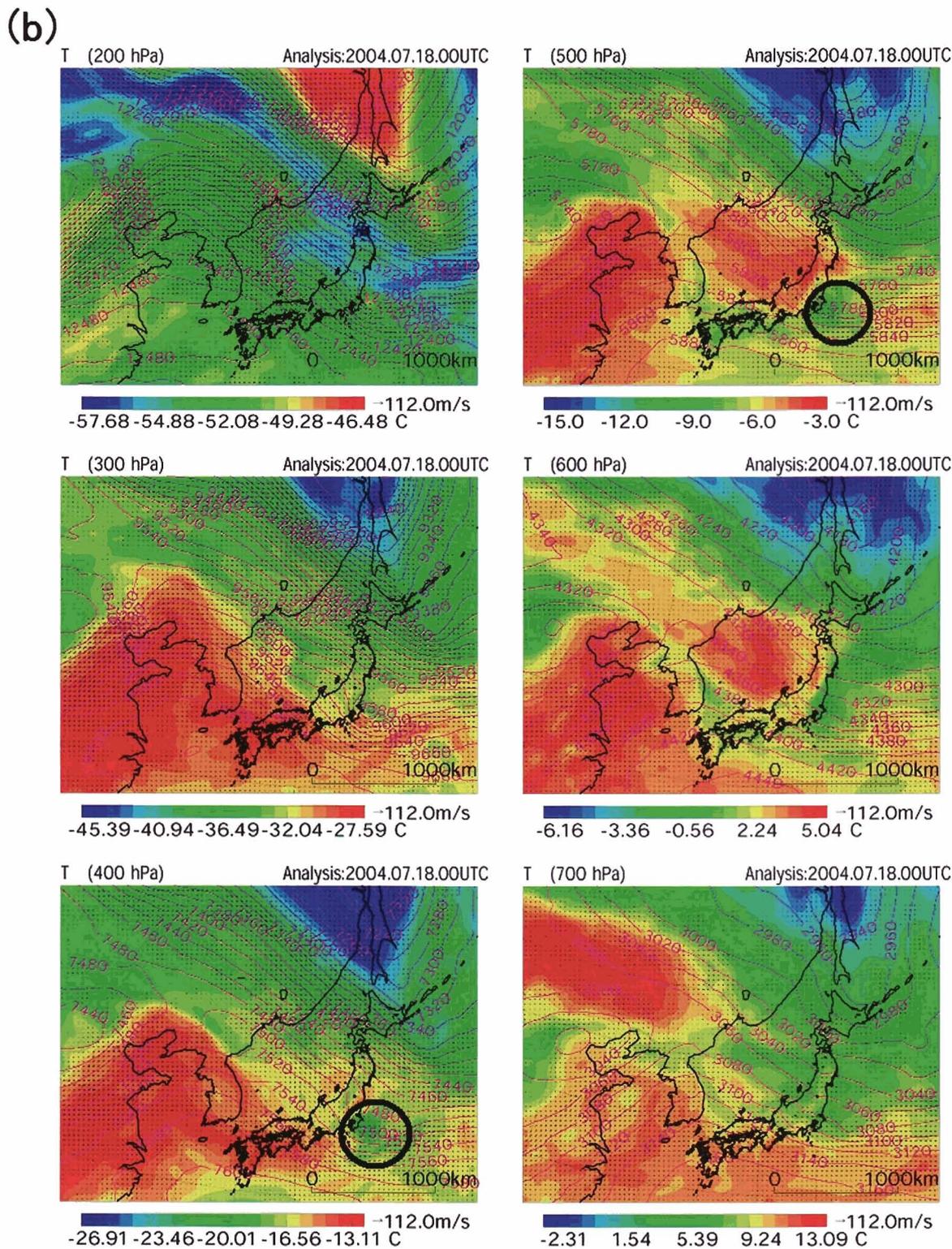
- (4) 平成16年8月7日、水蒸気画像において日本海上空で見られた上層渦は、高緯度地域から南西方向に伸張したストリーマ(伸張した高渦位域)が太平洋南海上で分離し、その中で発生した高渦位渦であった。その高渦位渦はその後西進するとともに、太平洋上空の比較的広い範囲に存在した高渦位領域が集まり、それと同時に高渦位領域が強化され、高渦位渦が一層顕在化した。そしてその高渦位渦は、

- 朝鮮半島上空から日本海上空に入り、東日本に接近した。この高渦位渦の日本への接近に対応して、その周辺で大気安定度が低下し、東日本の広範囲で短時間強雨が観測された。
- (5) 平成16年7月福井豪雨において水蒸気画像で見られたヘッドバウンダリの低気圧性循環領域は高渦位渦であった。乾燥気塊が高緯度(北)からその渦に巻き込まれるように南下し、福井県美山付近上空600～300hPaに移流していた。このため、高渦位渦の東日本上空通過前後で美山付近上空での対流不安定性を助長させる要因になった。

(a)



(a) 2004年7月17日12UTC。



(b) 2004年7月18日00UTC。

図6-10 領域解析値 (RANAL) による 200、300、400、500、600、700 hPa 面の温度分布。等値線とベクトルで同気圧面の高度と水平風を示す。楕円実線 (黒色太線) で囲んだ部分 (400hPa及び500hPa) は高渦位渦周辺域。(a) 2004年7月17日12UTC。(b) 2004年7月18日00UTC。

謝 辞

本報告の作成にあたり、有意義な助言を賜りました気象衛星センターデータ処理部 徳野正己解析課長、並びに、同課 安東義彦調査官、佐々木勝調査官、瀧田信敏前任技術専門官、山本雅之主任技術専門官に御礼申し上げます。また、本報告の内容について、的確な指摘及び教示を賜りました査読者に御礼申し上げます。

参 考 文 献

- Arakawa, H., 1956: Characteristics of the low-level jet stream. *J. Met.*, 13, 504-506.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 111, 877-946.
- Kato, T., 1998: Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 97-128.
- Kato, T., and K. Aranami, 2005: Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model. *SOLA*, 1, 1-4.
- Matsumoto, S., 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity. *J. Meteor. Soc. Japan*, 51, 101-107.
- Nagata, M. and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a LLJ over Japan in the Baiu season. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1309-1336.
- Thorpe, S. J., 1985: Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 42, 397-406.
- Weldon, R. B. and S. J. Holmes, 1991: Water Vapor Imagery. Interpretation and applications to weather analysis and forecasting. NOAA Technical Report NESDIS 57.
- 石原正仁、加藤美雄、阿保敏弘、小林健二、泉川安志、2004：気象庁におけるウィンドプロファイラー観測業務、気象研究ノート、205、169-202.
- 小倉義光、2000：総観気象学入門、東京大学出版会、81-114.
- 加藤輝之、2005：西日本での梅雨前線帯の特徴、気象研究ノート、208、27-35.
- 気象衛星センター、1993：水蒸気画像「天気解析と予報のための解釈と応用」(翻訳).
- 気象衛星センター、1996：雲解析事例集「水蒸気画像の解析」(ひまわりの画像より)、51-52.
- 気象衛星センター、1999a：雲解析事例集「1997年の顕著事例」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、1999b：雲解析事例集「1998年の顕著事例」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、2000a：気象衛星画像の解析と利用、43-58.
- 気象衛星センター、2000b：雲解析事例集「1999年の顕著事例」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、2001：雲解析事例集「2000年の顕著事例」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、2003：雲解析事例集「2001・2002年の顕著事例」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、2004a：雲解析事例集「2002・2003年の顕著事例」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、2004b：気象衛星観測月報 (Monthly Report of Meteorological Satellite Center) 「2004年7月」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、2004c：気象衛星観測月報 (Monthly Report of Meteorological Satellite Center) 「2004年8月」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、2005：雲解析事例集「水蒸気画像の高度利用調査(2002～2004年の顕著事例)」(CD-ROM) .
- 気象衛星センター、2006：雲解析事例集「水蒸気画像の高度利用調査Ⅱ(2002～2005年の顕著事例)」

(CD-ROM) .

気象庁、2002a： 気象庁月報「2002年9月」(CD-ROM).

気象庁、2002b： 気象庁天気図「平成14年9月」(CD-ROM).

気象庁、2002c： レーダー・アメダス解析雨量年報「2002年」(CD-ROM).

気象庁、2004a： 気象庁月報「2004年7月」(CD-ROM).

気象庁、2004b： 気象庁天気図「平成16年7月」(CD-ROM).

気象庁、2004c： レーダー・アメダス解析雨量年報

「2004年」(CD-ROM).

気象庁、2006： 平成16年豪雨と台風に関する技術報告(刊行予定) .

気象庁観測部観測課高層気象観測室、2003： 局地的気象監視システム(WINDAS)による高層風観測業務の開始、測候時報、70.3、63-118.

二階堂義信、1986： Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図)、天気、33、289-299、300-331.

二宮洸三、1979： 梅雨前線帯の下層ジェットとレインバンド、気象研究ノート、138、118-141.

二宮洸三、2001： 豪雨と降水システム、東京堂出版、151-155.