

## 第3章 予報作業における渦位の利用について\*

### 3.1 渦位の定義と保存性

渦位の概念は1930年代に始まり、Rossby(1940)やErtel(1942)により、次式のように定義された。

$$P \equiv \frac{1}{\rho} \boldsymbol{\eta} \cdot \nabla \theta \quad (3.1)$$

Pは渦位、 $\boldsymbol{\eta}$ は絶対渦度ベクトル、 $\rho$ は密度、 $\theta$ は温位である。渦位は単位質量あたりの3次元絶対渦度ベクトルと温位傾度ベクトルの内積で、絶対渦度の等温位面に垂直な成分と温位の鉛直傾度(静的安定度)に比例する。また、絶対渦度は相対渦度とコリオリパラメータ(惑星渦度ともいわれる)の和であり、コリオリパラメータが大きくなる極側ほど通常大きな値を取りえる。

静力学平衡を仮定すると、等温位座標における渦位は次式のように、変形することができる。

$$P = -g \zeta_{a\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (3.2)$$

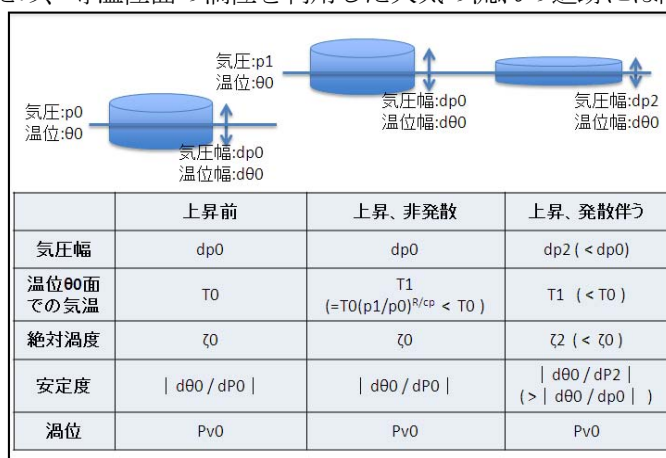
$g$ は重力加速度、 $\zeta_{a\theta}$ は等温位面の絶対渦度、 $p$ は気圧である。 $-\frac{\partial \theta}{\partial p}$ は静的安定度(以下、安定度)を示し、渦位は絶対渦度と安定度の積で表される。

絶対渦度と渦位は、次に示す条件が満たされれば保存量として扱うことができる。絶対渦度の保存条件は非発散・断熱・摩擦なし、渦位の場合は断熱・摩擦なし、であり、渦位の方が保存性は高い。

絶対渦度は、収束や発散があると値は変化する。正渦度は収束すると増加し、発散すると減少する。FAX天気図(AXFE578等)で示されている500hPa面の相対渦度も保存量ではない。しかし、相対渦度も緯度が変わらない場合、コリオリパラメータの値が変わらないので、絶対渦度と同等に考えられ、また、500hPa面はほぼ対流圏の中間にあたり、その上空や下層と比べると一般に収束(発散)が小さく、ある程度の保存性があるとみなせる。このため、渦度極大域の追跡はしやすく、正渦度移流の把握など、大気の流れを理解する上で役立つ。

等温位面の渦位は、絶対渦度と異なり、収束・発散があっても値が保存される。このため、大気の流れを追跡する際、渦度分布より渦位分布を利用する方が適している。ただし、大規模場な対流活動がある地域では非断熱加熱・冷却により温位も渦位も変化するため、等温位面の渦位を利用した大気の流れの追跡には限界がある。

絶対渦度と渦位の保存性について定性的に説明する。等温位面で単位面積を持ち、その面に垂直方向には微小の厚みをもつ円柱形の気塊(以後、気柱と呼ぶ)を対象に考察する。この気柱近傍において非発散・非収束の場合、この気柱は底面積が変化せず、流れに沿って上昇(下降)すると、気圧が低く(高く)なり、断熱を仮定すれば温位は変化しないが気温は低下(上昇)する。そして体積は膨張(圧縮)する(実際の高度で計る厚みは増大(減少))が、鉛直方向の気圧幅は変化



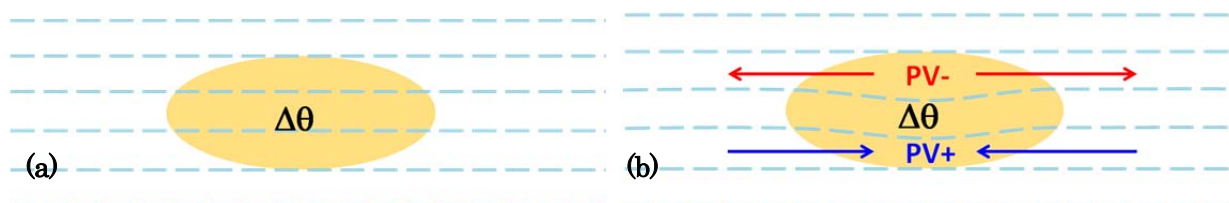
第3.1図 渦位と絶対渦度の保存性について

\*黒良 龍太、森 浩俊(気象庁予報部予報課)、加藤 輝之(気象研究所)

しないため安定度は変化せず、絶対渦度と渦位は保存される(第3.1図を参照)。気圧幅 ( $dp$ ) が変化しないのは、静力学平衡の式から  $|dp| = g\rho dz$  ( $\rho$  は密度、 $dz$  は高度幅) であり、 $\rho dz$  は質量で保存量なので、たとえ  $\rho$  が変化しても  $dp$  は変化しないためである。次に、気柱が上昇しながら発散する場合を考える。気柱の形状は鉛直方向の気圧幅は縮み、水平方向に拡大する。非発散・非収束の場合と比べると、温位幅は同じだが、気圧幅が小さくなるので、鉛直方向の温位差が増大し、その結果安定度は大きくなる。一方、発散するため絶対渦度は小さくなる。その結果、渦位は安定度と絶対渦度の積に比例することから、安定度の増大と絶対渦度の減少が打ち消し合ってその値を変えない(厳密には安定度の増大を打ち消すように絶対渦度が減少する)。このことから、渦位は絶対渦度より保存性が高いことがわかる(渦位の保存性についての正確な説明は付録1を参照)。

### 3.2 渦位の非保存性

渦位は、非断熱あるいは摩擦の効果大きい場合は保存量として扱えない。非断熱加熱による渦位変化をみるために、最も単純に、鉛直シアーがない環境(渦度方程式において、立ち上がり項が発散項に比べ無視できるほど小さい場合)で、中層に孤立した加熱域がある(中央に $\Delta\theta$ を与え、周囲は徐々に0になる)場合を考える。第3.2図(a)にある通り、孤立した加熱域の上側で等温位面の高度が変化しないと仮定する。加熱域では温位が上昇するので、等温位線は下降する(第3.2図(b))。それにより、加熱域の上部では等温位線の幅が広がることで安定度が低下し、また加熱による膨張により発散場となって絶対渦度も減少する。一方、加熱域の下部では加熱により等温位線の幅が狭まることで安定度が高くなり、また静力学平衡が成り立つならば周囲より気圧が低くなるため収束場となって絶対渦度は増加する。なお、加熱膨張により全体として発散となるが、加熱域下部はその効果以上に気圧低下による収束の効果大きい。以上から、渦位は安定度と絶対渦度の積であるので、加熱域の上部では渦位は減少し、下部では渦位が増加することになる(第3.2図(b))。



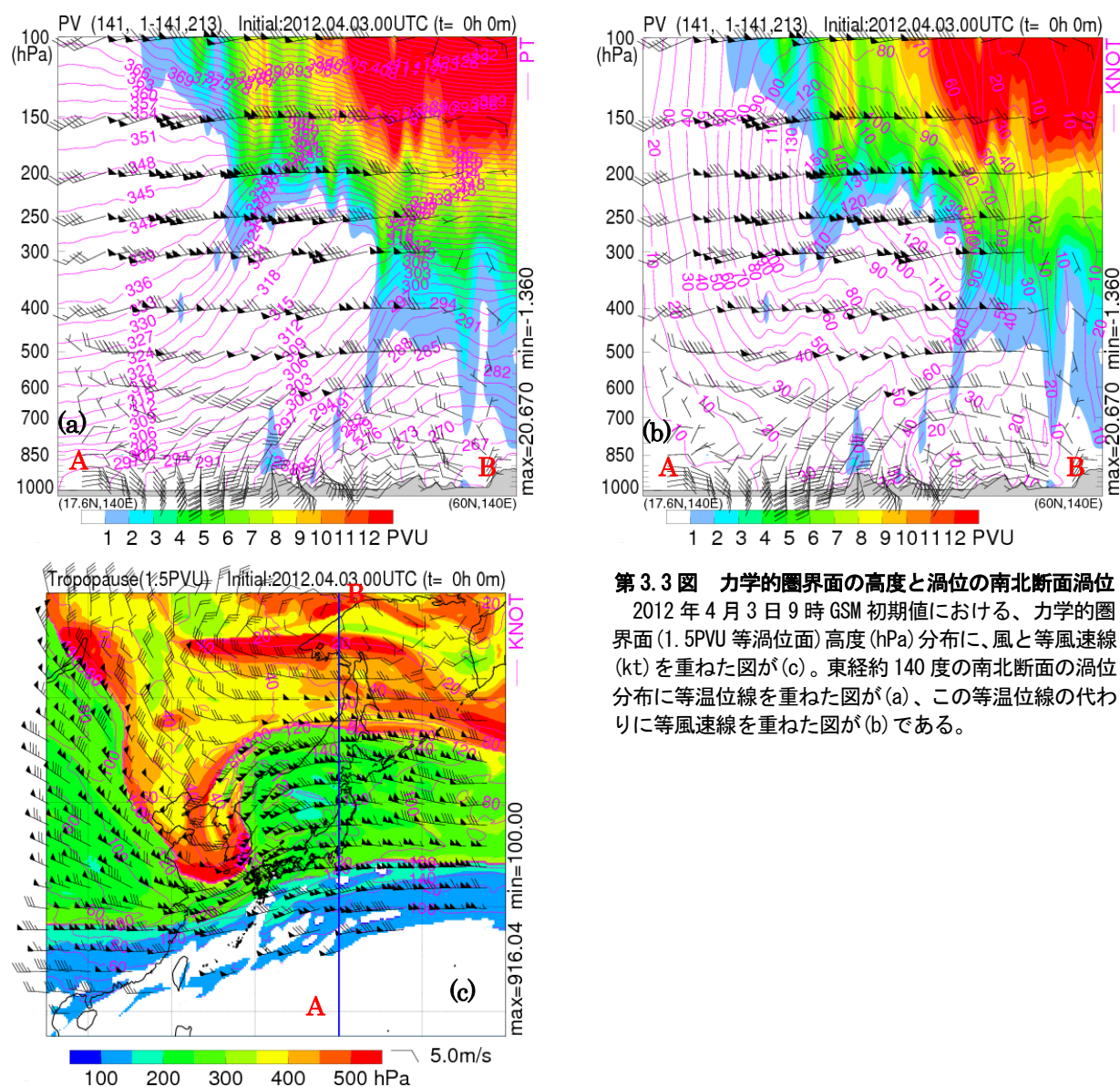
第3.2図 中層の潜熱放出による孤立した加熱域にともなう渦位の変化

(a)初期場の一定高度の温位面(水色の破線)と加熱域(影域)を示す。(b)加熱により変化した温位面と渦位の偏差、収束・発散を表現する流れを示す。(Lackmann 2011 を改修) アメリカ気象学会の許可をとり掲載しています。(c) American Meteorological Society.

### 3.3 力学的圏界面

対流圏の渦位の大きさは(3.2)式を使って見積もることができる。絶対渦度の大きさをコリオリパラメータの大きさ  $10^{-4}\text{s}^{-1}$ 、対流圏の代表的な安定度の大きさを  $10\text{K}/100\text{hPa}$  とすると、渦位の大きさは  $10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}\text{Kkg}^{-1}$  になる。Hoskins et al. (1985)はこの値を1PVU(potential vorticity unit)と定義した。成層圏は対流圏に比べて安定度が大きいため、絶対渦度と安定度の積である渦位は、成層圏では対流圏と比較して大きくなり、この境界である圏界面付近では特に渦位が大きく変化する。このため、近似的に渦位の変化が大きい圏界面を渦位の等値面として表現することができ、対流圏の代表的な渦位の大きさが1.0PVU程度であることから、1.5~2.0PVUの等渦位面が力学的圏界面と定義される。第3.3図に、2012年4月3日9時の等渦位面(1.5PVU)の気圧分布図と東経140度南北断面の渦位分布に等風速線と等温位線を重ねた図を示す。東経140度(第3.3

図(b))では、亜熱帯ジェット気流の軸が200hPa面付近、北緯30~32度に、寒帯ジェット気流の軸は250hPa面付近、北緯45~47度に位置し、これらの軸付近の渦位が1.5~2PVUとなっている。このように1.5~2PVUの等渦位面の情報から主なジェット気流の位置と気圧面(高度)を把握することができる。ジェット気流の北側にある高渦位域(第3.3図(b))は下方・南側にのび、等温位線が混んでいる大気の状態の安定な領域(上層の前線帯、第3.3図(a))と対応し、この領域では成層圏起源の気塊が等温位面に沿って対流圏に貫入していることを示している。この貫入はtoropopause foldingと呼ばれる。



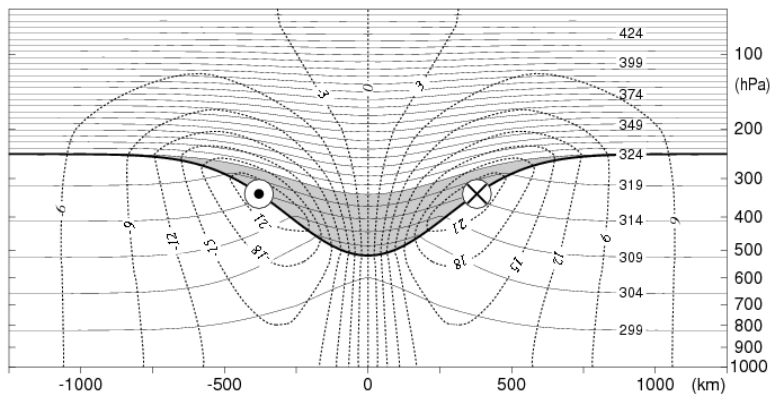
**第3.3図 力学的圏界面の高度と渦位の南北断面渦位**  
 2012年4月3日9時GSM初期値における、力学的圏界面(1.5PVU等渦位面)高度(hPa)分布に、風と等風速線(kt)を重ねた図が(c)。東経約140度の南北断面の渦位分布に等温位線を重ねた図が(a)、この等温位線の代わりに等風速線を重ねた図が(b)である。

ジェット気流の直下付近の、tropopause folding 近傍の地点では、鉛直方向に1.5~2.0PVUとなる高度が複数存在する場合がある。このような場合は通常、力学的圏界面の高度としては、最も高い高度を採用し図示する。また、対流圏でも大きな非断熱加熱により比較的高い渦位が生じることがあるので、そのような高渦位空気に関連する1.5~2.0PVU面を圏界面と誤認することを避けるためでもある。特に大きな非断熱加熱がある場合(例えば台風付近)には成層圏起源の高渦位気塊と対流圏の起源の高渦位気塊が鉛直方向に分離できないことがしばしばあり、そのような場合には単純に1.5~2.0PVUで力学圏界面高度を決めることができないので注意が必要である。



### 3.4 渦位偏差と下層との相互作用

ここでは、低気圧性渦位偏差が存在する場合にバランスする風と温位場について示す。仮想的に軸対称の低気圧性渦位（北半球では正）偏差が、圏界面付近に孤立的に存在した場合、これにバランスした風と温位の分布は第3.4図のようになる(Hoskins et al. 1985)。

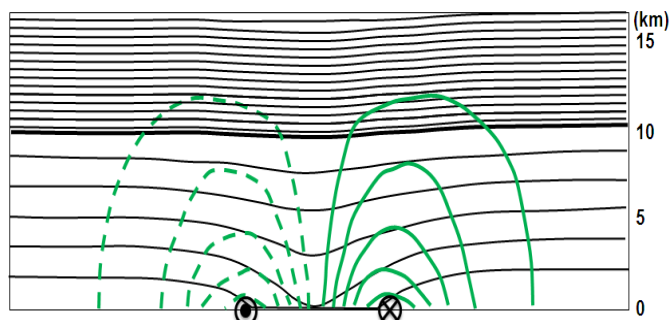


第3.4図 圏界面に孤立した仮想的な低気圧性渦位偏差にバランスする風と温位の分布

圏界面付近に孤立した仮想的な軸対称の低気圧性渦位偏差にバランスする風と温位の分布。横軸が水平距離、縦軸が高度(hPa)で、ハッチ部が渦位偏差、太線が圏界面、実線が等温位線と点線が等風速線。⊙と⊗はそれぞれ紙面に対して手前と背後に向かう風向を示す。(Hoskins et al. 1985.)

この図のハッチ部分が渦位偏差の存在する部分で、圏界面(太線)が500hPa面付近まで下降していることがわかる。圏界面下降域の対流圏上層部は、周囲より低温位となり寒気コアを形成し、大気の状態の安定度(温位の鉛直傾度)が低下している。この温位分布とバランスするように、約350hPa面高度の圏界面付近に最大風速をもつ低気圧性循環が形成され、地上付近にもこの循環が達している。この低気圧性循環の東側では、地上付近の風が南風成分をもち、北半球では暖湿気塊が流れ込みやすい環境となる。この暖湿気塊の流入があれば、さらに大気の不安定度は増大する。以上から、大気状態が不安定になり、暖湿気の流入が引き起こされる渦位偏差(低気圧循環)の南東側で対流雲が発生・発達しやすくなる。

次に、地上に正の温位偏差がある場合にバランスする温位と風の分布を第3.5図に示す。温位偏差の中心は高温域となるため、下層低気圧が形成され、この循環が圏界面より高い領域まで達している。このことから、次のことが言える。実際の気象現象においては、上層渦の東側の下層では暖気移流(第3.4図参照)が形成され、下層の正の温位偏差が形成される。すると、この領域では第3.5図と同等のバランスが働き、下層の低気圧性循環が圏界面付近にまで影響し、上層渦の東側で低気圧性循環を生じるため、もともとあった上層渦の中心付近で南向きの運動が生じる。孤立した高渦位域でなく、上層の極側にさらに高い渦位気塊があれば、これが移流により南下し、上層トラフが深まる。この上層と下層のじょう乱の相互作用により、上層トラフと下層低気圧が強化すると説明される。また、南下によってコリオリパラメータが小さくなるため、絶対渦度が変化しないなら、渦(相対渦度)も強化される。台風がジェット気流に近づいた時、西側でトラフが深まるのもこの相互作用

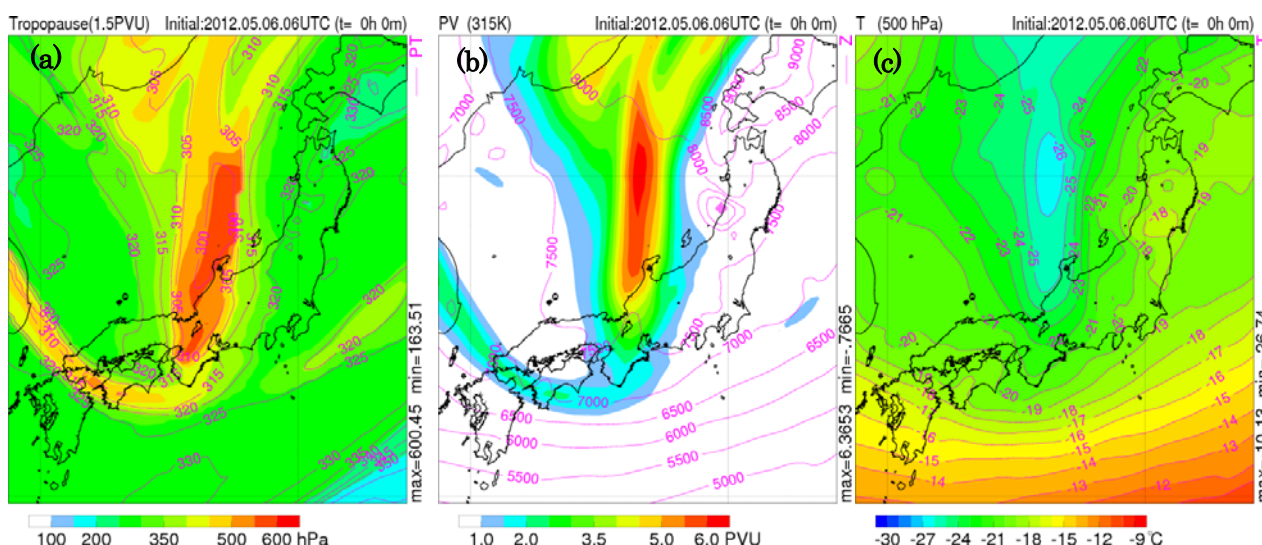


第3.5図 地上温位偏差にバランスする風と温位の分布

地上に孤立した軸対象の正の温位偏差にバランスする風と温位の分布。横軸が水平距離、縦軸が高度。高度0kmの黒実線で正の温位偏差を与えている。黒の実線が等温位線、緑の線が等風速線を示す。⊙と⊗はそれぞれ紙面に対して手前と背後に向かう風向を示す。(Thorpe 1986) アメリカ気象学会の許可をとり掲載しています。(c) American Meteorological Society.

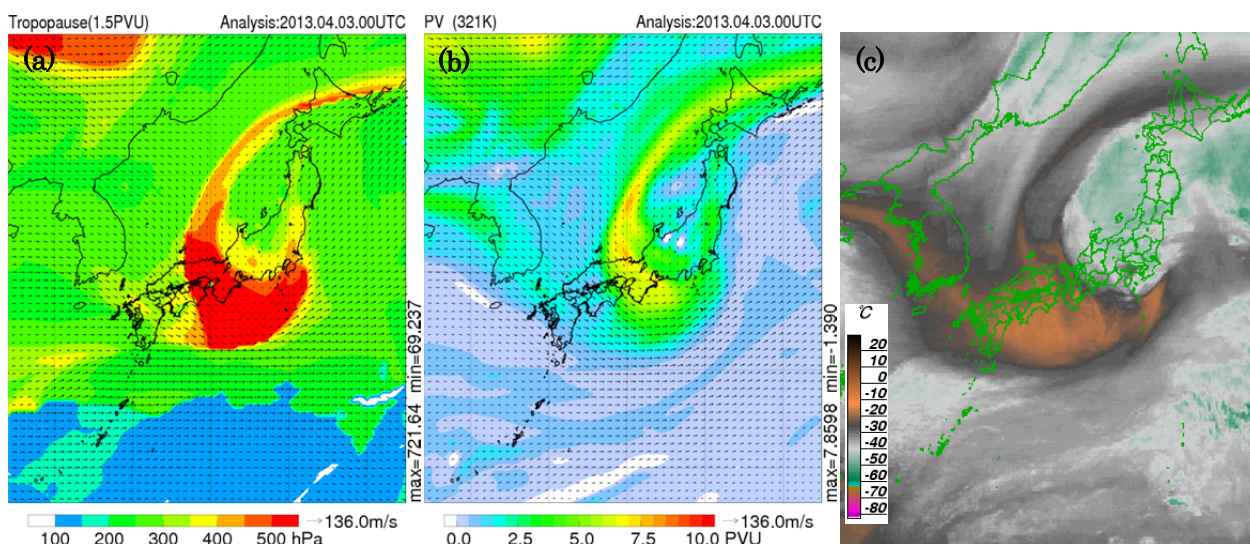
用で説明できる。なお、トラフ前面での上空の正渦度移流により励起される上昇流も、下層の低気圧の発達に大きく寄与する。

以上のことより、上層寒気の成因を考察する上で、圏界面付近の渦位偏差の把握が重要となる。前にも述べたように等温位面の渦位は断熱過程で保存されるため、渦位偏差を把握するには等温位面の渦位分布がよく利用されてきた。しかし、圏界面付近の温位は、気象状況のみならず、季節や緯度によっても変化する。力学的圏界面の温位分布を活用すると、把握すべき渦位分布の等温位面を比較的簡単に決めることができる。第3.6図(a)は2012年5月6日15時の力学的圏界面の高度分布と等温位線を示しており、日本海から北陸・近畿へのびる低高度域の温位が315K未満であることがわかる。そこで高渦位域を確認するために、315Kの等温位面の渦位分布を第3.6図(b)に示す。500hPa面気温の低い領域(第3.6図(c))は、315Kの等温位面の高



第3.6図 力学的圏界面高度、等温位面の渦位分布と500hPa面の寒気との対応

2012年5月6日15時における(a)力学的圏界面(1.5PVU)の高度(hPa)と等温位線、(b)等温位面(315K)の渦位分布と高度(m)、(c)500hPa面の温度分布を示す。日本海から北陸へのびる等温位面の高渦位域と500hPa面の寒気の対応がよい。



第3.7図 力学的圏界面高度、等温位面の渦位分布と水蒸気画像の暗域との対応

2013年4月3日9時における(a)力学的圏界面(1.5PVU)の気圧(hPa)、(b)等温位面(321K)の渦位分布、(c)水蒸気画像を示す。暗域が日本海から西日本、日本の南へのびており、この領域が力学的圏界面の低高度領域(350~400hPa以上)および等温位面高渦位域との対応がよい。だが、その領域の西側(九州から朝鮮半島、黄海)にある暗域では、力学的圏界面の低高度領域、等温位面高渦位域とはなっていない領域がある。



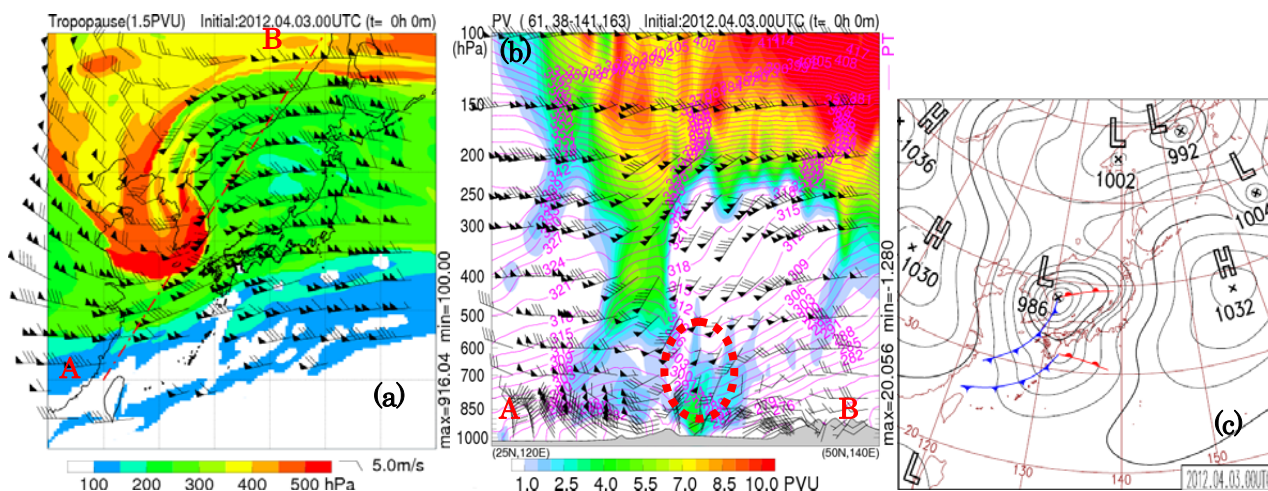
渦位域はほぼ一致している。これは第3.4図で示したように、圏界面付近に正渦位偏差が分布する場合、その直下の対流圏の気温が低くなるためである。

さらに、力学的圏界面高度の低高度領域や等温位面渦位分布の高渦位域は水蒸気画像の暗域と対応がよいことがわかる(第3.7図参照)。ただし、その逆は必ずしも対応しないことに留意されたい。

### 3.5 急発達する温帯低気圧・寒冷渦・台風における渦位分布の特徴

#### (1) 急発達する温帯低気圧

2012年4月3日、低気圧が日本海で急速に発達し、9時での中心気圧986hPaが21時に964hPaまで低下した。発達直前において、日本海西部にある地上低気圧の上層の風上側(南西側)に、力学的圏界面の高度がもっとも低くなる領域がある(第3.8図(a))。南西～北東方向の渦位の鉛直断面(第3.8図(b))には、地上低気圧からほぼ垂直にのびる高渦位域(地上～約550hPa、赤点線部)がみられる。その風上側には、深いトラフにともなう高渦位域が成層圏から550hPa面付近まで下方へのびている。この例のように急速に発達する低気圧では、第3.4節で述べたように下層低気圧にともなう孤立した下層の高渦位域と、上空の高渦位域との相互作用が見られる。この低気圧の発達要因については、気象研究所(2012)を参照されたい。

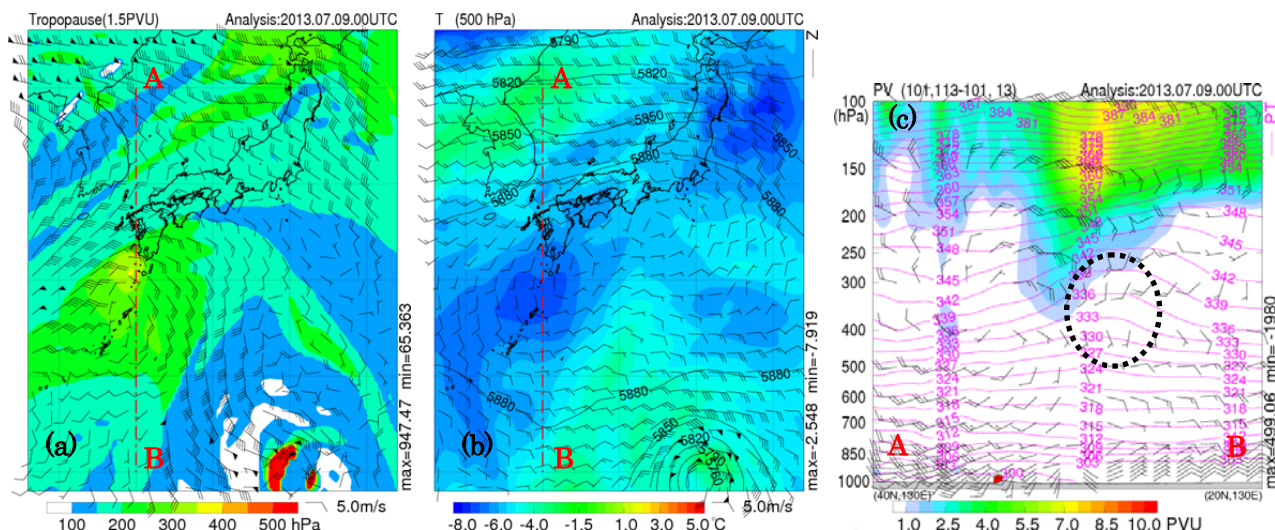


第3.8図 低気圧が急速に発達する際の渦位分布等の実例

2012年4月3日9時における、(a)力学的圏界面(1.5PVU)の気圧(hPa)と風の分布、(b)(a)の赤鎖線における鉛直断面の渦位分布と等温位線(K)、(c)地上天気図。

#### (2) 寒冷渦

2013年7月9日に寒冷渦が南西諸島を通過した。500hPa面(第3.9図(b))の高度場は、南西諸島付近が太平洋高気圧に覆われていることを示しているが、同気温場をみると奄美地方付近には-6度以下の寒気が存在している。この500hPa面での寒気は、等温位面(345K)渦位の高渦位域とよく対応している(図略)。力学的圏界面(第3.9図(a))がもっとも低い領域は種子島・屋久島の西方海上にあり、400hPa面付近に達している。その領域を通る南北断面図(第3.9図(c))には、200hPaより上空の水平スケールの大きい高渦位域に対応して400hPa面付近まで低温化(等温位線の盛り上がり、図の点線円内)がみられるが、圏界面高度が低い領域の下方では明瞭な寒気域が存在しない。このように、渦位偏差の下層への影響はその偏差の水平スケールに依存し、ある程度の高渦位域の水平スケールがないと、500hPa面にみられる明瞭な寒気と対応しないことがある。

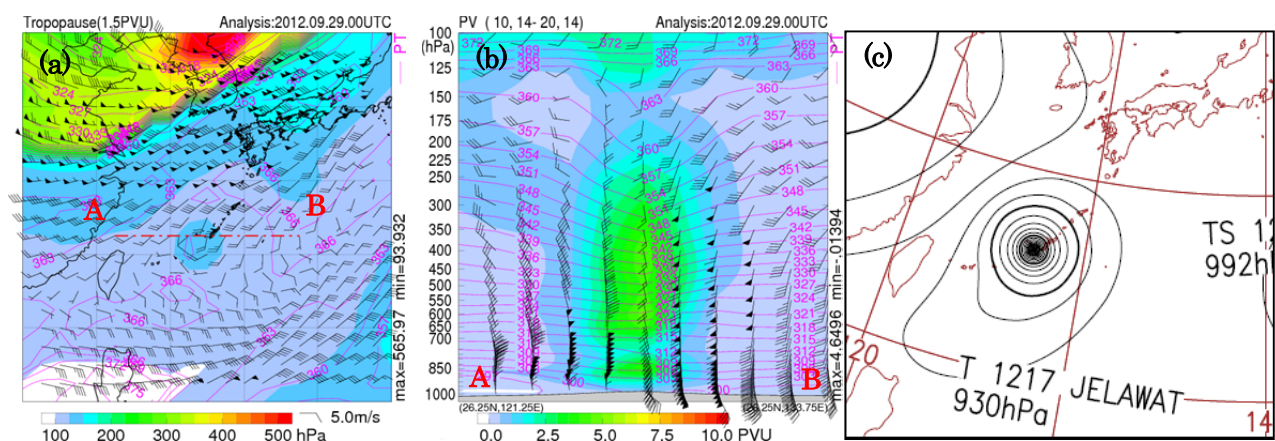


第 3.9 図 寒冷渦にともなう渦位分布等の実例

2013 年 7 月 9 日 9 時における、(a) 力学的圏界面 (1.5PVU) の気圧 (hPa) と温位 (K)・風の分布、(b) 500hPa 面の温度分布と等高線 (gpm)、(c) (a), (b) にある赤鎖線における鉛直断面図の渦位分布と等温位線 (K)。

(3) 台風

平成 24 年台風第 17 号が沖縄本島付近に存在していた時の 1.5PVU 面の力学的圏界面高度や渦位の鉛直断面、地上天気図を第 3.10 図に示す。渦位の鉛直断面 (第 3.10 図(b)) をみると、対流圏中層付近で高渦位のピークがあり、対流圏上部の圏界面付近では渦位が相対的に低い。基本的に台風の循環生成により渦度が大きくなり、台風域では渦位も大きくなる。また、第 3.2 図(b) で示したように、加熱域があれば、その上部で渦位が減り、下部で渦位が増加する。しかし、強い台風の中心付近では非断熱加熱による加熱域の生成だけでなく、強い上昇流のために渦位の鉛直移流が生じる。場合によっては、鉛直方向に成層圏起源の高渦位気塊と区別がつきにくくなる領域が生じ、そのような領域では 1.5PVU 面を圏界面と関連付けられない。ここで示したケースでは、台風中心付近の力学的圏界面高度が周囲よりも若干低下している (第 3.10 図(a))。これとは逆に、非断熱加熱による渦位の減少のために、台風中心付近で力学的圏界面が持ち上げられる場合もある。



第 3.10 図 台風にともなう渦位分布等の実例

2012 年 9 月 29 日 9 時における、(a) 力学的圏界面 (1.5PVU) の気圧 (hPa) と温位 (K)・風の分布、(b) (a) にある赤鎖線における渦位断面図と等温位線 (K)、(c) 地上天気図。

台風等の影響による熱帯域の上部対流圏の低渦位域が北へ移流し、収束・発散がなく絶対渦度が保存する状態では、コリオリパラメータが大きくなる分、相対渦度が小さくなる（負の相対渦度が生成される）。そのような状態では、負の相対渦度の増大をともなうリッジの強化が生じ、高気圧曲率の上層雲域との対応がみられる。また圏界面が持ち上げられた領域の北端では圏界面の傾斜が強化されるため、ジェットストリークが強められる効果もあるとされている（北島，2013）。

### 3. 6 等温位面渦位と等渦位面高度の利用について

等温位面渦位と等渦位面（力学的圏界面）高度を利用する際の基本的な考え方として、前者は渦位の高い保存性を活かした利用ができ、後者は対流圏上部の状況や圏界面起源のじょう乱などを把握する際に活用できる。従来の等圧面との対応では、等温位面の高渦位域と力学的圏界面の低高度領域は上層寒冷渦あるいはトラフと関連が深い。また力学的圏界面における低い高度領域の移流は、等温位面での高渦位移流、等圧面での正渦度移流と関連がある。

#### (1) 等温位面の渦位分布の利用における着目点や留意点

- ・渦位は非断熱・摩擦の影響がない場合は保存され、大気のトレーサーとして利用できる。
  - ⇒ 上層寒気の動向を把握する上で、実況の渦位分布を把握することは重要となる。
- ・低気圧性渦位偏差（北半球は正）の進行前面では上昇流が誘起され、その下層では大気の状態が不安定化。
  - ⇒ 渦位分布の把握により、上層寒気が生成・強化される要因を理解することができる。ただし、ジェット気流付近では、渦位偏差に起因する上昇流以外に、ジェット気流の出口や入口付近の2次循環の影響が大きい場合があることも考慮すること。
- ・渦位の高度変化を確認することで、総観～メソ $\alpha$ スケールの大気の上昇・下降も把握できる。
- ・高渦位域は、水蒸気画像の暗域と対応がよい。その逆は対応しないので注意すること。
- ・どの等温位面を見るべきか、その都度選ぶ必要があるので注意。
  - ⇒ 過去の解析で使ったのと同じ等温位面が別の事例の調査で適切とは限らない。季節によって圏界面高度が異なり、その付近の等温位面をみるのが大切である。
- ・等温位面の一部は、圏界面上空の成層圏内の領域となっていることがあり、この領域の渦位偏差が対流圏上層寒気と対応しないことがあることに注意。

#### (2) 等渦位面の利用における着目点や留意点

- ・1.5～2.0PVUの等渦位面高度は近似的に圏界面高度と考えることができ、力学的圏界面と呼ぶ。ただし、対流圏で大きな非断熱加熱がある場合は、対流圏起源の高渦位気塊と成層圏起源の高渦位気塊が分離できなくなり、等渦位面を圏界面と見なせない。
- ・力学的圏界面高度がおよそ400hPa以上の低高度領域は、水蒸気画像の暗域との対応がよい（その逆は対応しないので注意すること）。この南縁にジェット気流が存在していることが多く、これにともなう高気圧曲率の上層雲により暗域が不明瞭になることがある。
- ・すべてのジェット気流を1面で表現でき、その動向・高度・強さ・加速/減速域・合流/分流のおおまかな把握が可能である。
- ・力学的圏界面の風向・風速分布から、圏界面付近のじょう乱・トラフの動向を把握できる。
- ・ジェット気流の位置がはっきりすることで気団の境が明確になる。
- ・成層圏起源の高渦位下降の動向を把握する際、力学的圏界面の下降域付近の温位を確認し、その温位の等温位面の低気圧性渦位偏差を確認することが重要となる。
- ・tropopause foldingによる高渦位域の下降については、圏界面との間に渦位の比較的低い部分があるため、



等渦位面では表現できない場合があることに留意。

・断熱では等温位面上の渦位が保存されるのと同様に、等渦位面上の温位も保存される。従って、等渦位面上の温位の変化を確認することで、非断熱など渦位が保存されない状況があることを把握することができる。ただし、tropopause folding では図上に解析された等渦位面が不連続になると温位も不連続になり、そこでは保存性がないので注意が必要。

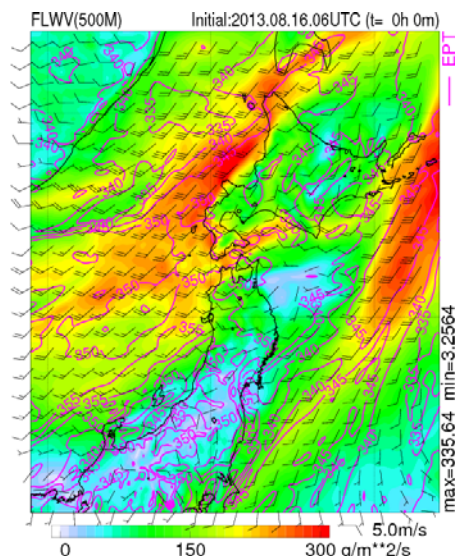
### 3. 7 現業での利用について

#### (1) 渦位を現業で利用する場合の留意点

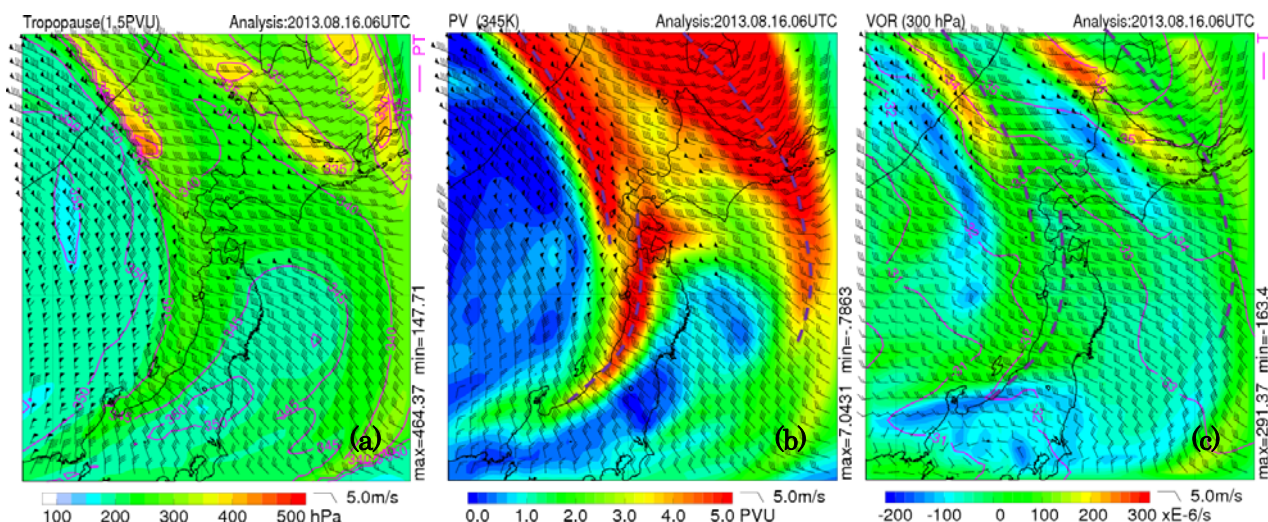
現時点では、実例を踏まえた渦位に関する知見が未熟であり、現業での渦位利用は限定的であるので、必ず確認すべき資料ではない。これまで渦位に関して説明したように、等圧面の渦度より等温位面の渦位や等渦位面の高度に着目した方が現象をうまく説明でき、シグナルがより顕著である場合もある。ただし、それらの利用は、従来通り基本的な等圧面天気図で総観場の大気構造を把握した上で、目的を明確にして等温位面や等渦位面を確認して利用するという手順が基本である。現業では限られた時間で予報作業を進めることが肝心であり、500hPa面天気図等のように知見の蓄積があるものを最大限に活用することで、等温位面のデータが利用可能な状況であっても、これらを利用しなくても予報作業の判断には差がないことが少なくないだろう。

等温位面渦位と等渦位面高度の適切な活用については、事例の蓄積を行い、知見にまで高めていくことが肝要である。すなわち、顕著な現象があった時は、事例調査の段階で等温位面渦位等のデータも解析し、物理的に正しい解釈を行い、事例を蓄積し、複数事例での共通部分を抽出して、知見としていく作業が必要である。今後、事例解析を通して知見が得られ、現業での渦位の活用方法が確立されることを期待している。

ただ、現状でも渦位が予報作業に活かせる場合を十分認識した上で、利用目的を明確にして等温位面渦位等のデータを確認すれば、現象の理解が容易になり、保存性の高い渦位を追跡することで、予報上の判断をよりの確かかつ簡便に行えることがある。次に、圏界面付近の渦位による予報作業上の活用例を示す。



第3.11図 2013年8月16日15時の500m高度面の水蒸気フラックス分布と等相当温位線(K)



第3.12図 渦位分布等の実例

2013年8月16日15時の北日本周辺における、(a)等渦位面(1.5PVU)の高度分布と等温位線、(b)345Kの等温位面の渦位分布、(c)300hPa等圧面の相対渦度分布と等温度線。(b),(c)の紫破線は345K等温位面渦位の尾根線を示す。

## (2) 圏界面付近の高渦位域の利用例

圏界面付近の高渦位分布の実況と予想を活用することで、上層の寒気や中層より上空での総観スケール～メソ $\alpha$ スケールの上昇流に関する定性的な把握が可能となり、不安定性降水の予想の判断の一助となる。暖かく湿った空気がすでに流入し、中層に明瞭な安定層がなく、比較的強い静的不安定の状況における、対流雲の発達予想においては圏界面付近の渦位の動向も重要となる。今まで述べてきたように、対流圏上層の寒気は圏界面付近の高渦位域と対応がよいことから、圏界面付近の等温位面高渦位域を追跡することで、簡易的に静的不安定のピークを判断することができる場合が多い(加藤(2011)の第 4.4.2 項、加藤・廣川(2012)の 6.3 節を参照)。また、風の場合と渦位分布を重ね合わせることで渦位移流の大きい領域を把握でき、その領域では中層より上空で上昇流が強まる。

上空の寒気の動向予想に等圧(300hPa 等)面温度場を利用することには、高層観測の直接観測や統計データがある等の利点があるが、季節や気象状況で圏界面の高度が変化するため、対流圏上層の温度場を特定の等圧面からは判断できない。また温度は保存量でない一方、等温位面渦位は断熱・摩擦なしで保存量であり、対流圏上層の寒気のピークを予想する上で、温度より扱いやすい。

2013 年 8 月 16 日 15 時の北日本付近の下層には、南西から暖かく湿った気塊が日本海側から流れ込んでおり、500m 高度面データの相当温位は 345K 前後、水蒸気フラックスは 200g/m<sup>2</sup>/s 以上となっていた(第 3.11 図)。上層では、寒気をとまなうトラフが通過し、そのトラフ付近の等渦位面(1.5PVU)高度(第 3.12 図(a))の温位を確認すると、345K 以下である。これから、345K の等温位面が概ね圏界面付近の渦位分布(第 3.12 図(b))を示すと考えられ、その分布をみると北北西～南南東へのびる高渦位域が北海道を挟んで 2 領域存在する(図中の紫の破線)。300hPa の等圧面温度場(第 3.12 図(c)紫実線の等値線)と比較すると、東側の高渦位域に対応する寒気トラフは明瞭、西側の高渦位域に対応する寒気トラフは不明瞭ながら確認できる。300hPa 面低気圧性渦度の大きい領域も、圏界面付近の低気圧性の大きい領域とほぼ合致するが、より保存性の高い渦位を活用する方が移動の動向や通過タイミングを判断する上で明瞭な事例であったことがわかる。この日の北海道地方の解析雨量の時系列を第 3.1 表に示す。午前中に通過した上層寒気トラフによる短時間強雨より、午後の方が降水は強かった。日射の影響が主な要因と考えるが、15 時頃から通過した上層寒気トラフによってさらに強まったと考えられる。

第 3.1 表 北海道地方の地域別解析雨量最大の時系列(2013 年 8 月 16 日 9 時～22 時)

北海道地方	2013/08/16 (JST)																										
	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22													
宗谷地方		11	13	11	10	1					2	2	2	3	3			1	2								
上川・留萌地方	2	9	15	23	21	38	33	23	18	28	67	90	50	61	55	61	50	26	7	19	19	19	9	4	3	4	2
石狩・空知・後志地方	22	17	13	15	15	18	21	30	21	17	45	59	45	67	67	73	71	25	17	16	5	6	8	4	3	3	2
網走・北見・紋別地方	1	3	5	8	5	8	12	7	25	44	56	42	17	36	35	20	6	7	13	12	4		1	1			
釧路・根室・十勝地方	1	1			2	3	6	10	18	20	13	17	17	30	36	21	26	28	47	26	24	25	17	14	14	3	1
胆振・日高地方	22	24	30	41	20	19	26	39	27	34	22	12	13	14	18	26	23	22	17	15	20	20	17	13	10	7	2
渡島・檜山地方	38	34	37	22	21	16	21	13	30	32	29	26	38	34	41	25	37	23	16	15	13	15	7	2	3	8	7

## (3) 等渦位面高度(力学的圏界面高度)の利用例

等渦位(1.5～2.0PVU)面高度(力学的圏界面高度)を把握することで、圏界面が下降している領域を把握できる。圏界面の下降が大きいと水蒸気画像の暗域と対応がよいので、実況監視でも定性的にその動向を確認できる。圏界面高度を把握するには、従来の等圧面天気図やエマグラムから圏界面高度を把握するより、適切な等渦位面高度により判断する方が簡便である場合が多い。

2013 年 7 月 18 日 9 時の北陸地方から東北地方南部の日本海側は、秋田県沖の低気圧の影響で西寄りの風

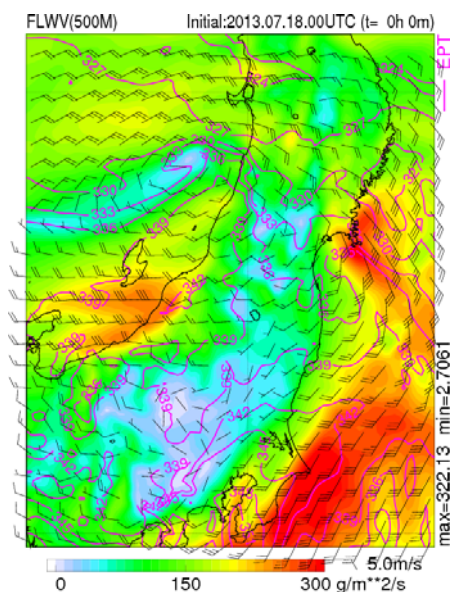


となり、500m 高度面における水蒸気フラックスも大きく、相当温位 339K 以上の空気が流れ込んだところもあった(第 3.13 図)。中層・上層には北海道に寒冷低気圧があって、その周囲を回るトラフが9時頃北陸付近を通過した(図略)。これらにともない対流雲が発達し、活発な雷活動があった(第 3.14 図)。等渦位(1.5PVU)面(第 3.15 図(a))の風の場合から、ジェット気流は地上低気圧の南にあり、北陸地方から関東地方を通っている。またジェット気流北側では力学的圏界面が低く、もっとも低い所で 500hPa 面以下まで下降し、能登半島付近から佐渡の南海上を通過して福島県に達する、西北西～東南東にのびる低高度域(図中赤点線部分、概ね気圧 450hPa 以上の領域)がみられ、この領域は水蒸気画像の暗域と対応している(第 3.15 図(c))。ただし、温位の鉛直断面(第 3.15 図(d))の等値線をみると、実際の圏界面(大気の安定度が高くなる高度)は東北地方より北では 250hPa 付近、それより南では 150hPa 付近にあるので、等渦位(1.5PVU)面で判断された力学的圏界面は成層圏から対流圏への気塊の侵入の存在を示していると考えられる。

この気塊は、渦位の鉛直断面(第 3.15 図(d))の中央にみられる 350hPa～220hPa 付近の 3PVU 以上の高渦位域(下部は 500hPa 付近まで達している)に対応する。この高渦位域は、成層圏に比べると安定度が小さい領域であり、渦位が保存されると渦度が大きくなり、渦度の鉛直断面(第 3.15 図(e))で示される孤立した大きな正渦度域と対応する。

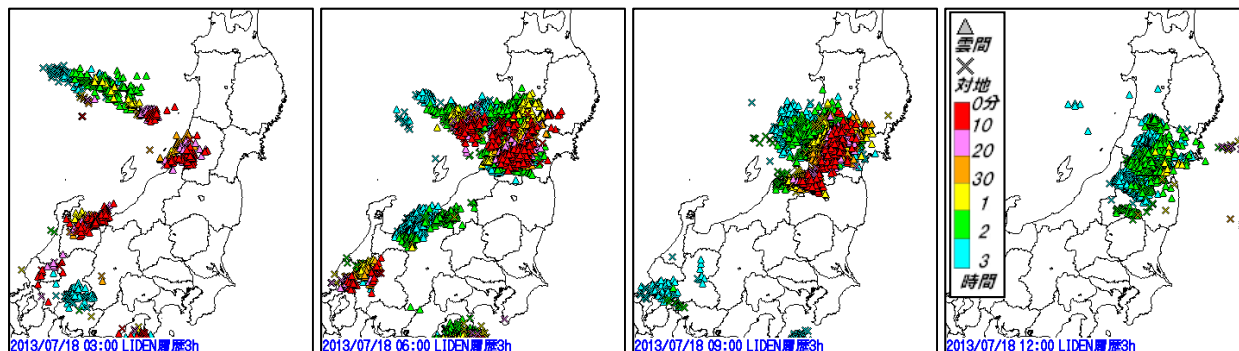
等渦位(1.5PVU)面から力学的圏界面が低いと判断された地域では、500m 高度の高相当温位域や水蒸気フラックスがもっとも大きい領域を含んでいるが、成層圏から気塊が侵入したと考えられる高渦位域が流入してきた8時以降は大部分の地域で対流雲が発達せず、雷が検知されていない。第 3.15 図(d)と(f)に示した断面図で、高渦位域と 300hPa 面より上空にある乾燥域がほぼ一致していることから、成層圏起源だと考えられる乾燥気塊の貫入が対流雲の発達を抑制した要因の一つだと考えられる。なお、対流雲の発達抑制の主要因は 500hPa より下層に流入した乾燥気塊であり、この乾燥気塊は高渦位偏差の後面により、中層に生じた下降流域により生じたものと考えられる。

一方、暗域内にあっても、正渦度移流の大きい所(第 3.15 図(b)の紫点線部)では、上空に成層圏起源の気塊の侵入が 300hPa より上空であり、対流雲が発生して、雷も検知している。これは正渦度の前面では上昇流が誘起され、下・中層が湿っていれば、対流雲を発生・強化させる効果があるためである。このように、等渦位面高度を利用し、暗域の動向を把握・予測する。さらに、暗域周辺の正渦度移流域でかつ下層で湿った領域や水蒸気フラックスの大きい領域を把握・予測することで、対流雲の活発・不活発な領域を大まかに推定することができる。



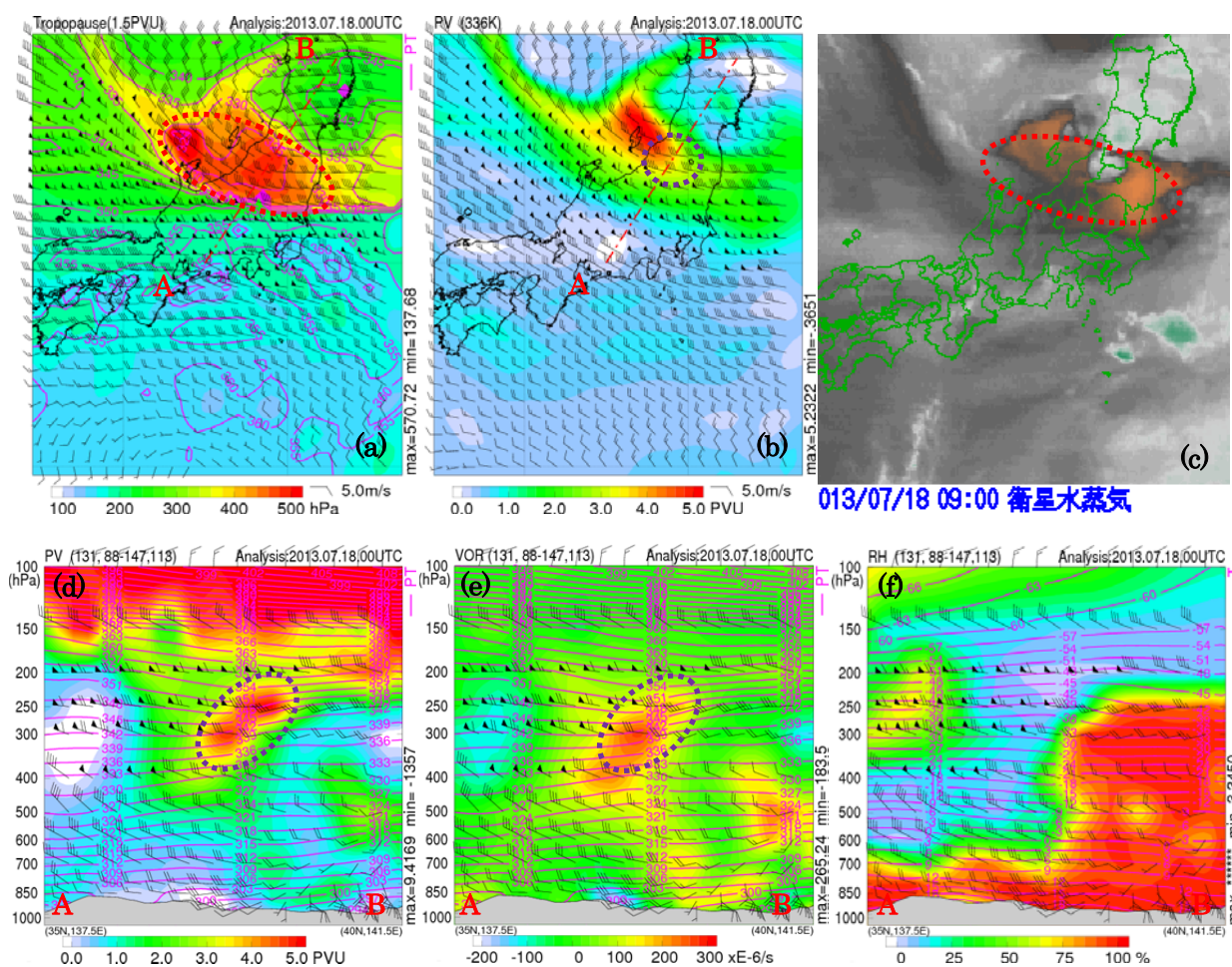
第 3.13 図 2013 年 7 月 18 日 9 時の 500m 高度面の水蒸気フラックス分布と等相当温位線(K)





第3.14図 雷の状況

2013年7月18日3~12時3時間毎に前3時間内の落雷・雲間放電を図示する。



第3.15図 渦位分布等の事例

2013年7月18日9時の北陸周辺における、(a)等渦位面(1.5PVU)の高度分布と等温位線、(b)336Kの等温位面の渦位分布、(c)水蒸気画像、(d)断面(a,b図の破線AB)の渦位分布と等温位線(K)、(e)同じ断面の相対渦度分布と等温位線(K)、(f)同じ断面の湿度部分と等温度線(°C)を示す。

謝辞

この章のテキスト原稿を作成するにあたり、気象研究所台風研究部第二研究室 北島尚子室長、仙台管区気象台予報課 廣川 康隆洪水情報係長から、多くの適切なアドバイスを頂いた。ここに感謝の意を表す。

参考文献

- Ertel, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteor. Z.*, **59**, 277-281.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A.W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- 加藤輝之, 2011: 大雨発生で着目すべき下層水蒸気場の高度. 平成22年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 71-88.
- 加藤輝之, 廣川康隆, 2012: 大雨を発生させやすい環境場について. 平成23年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 86-100.
- 北畠尚子, 2013: 台風の温帯低気圧化. 気象研究ノート, **226**, 127-148.
- 気象研究所, 2012: 平成24年4月2~3日に急発達した低気圧について. 気象庁報道発表資料 (<http://www.jma.go.jp/jma/press/1204/06a/20120406teikiatsu.html>) .
- Lackmann, G., 2011: Midlatitude synoptic meteorology: dynamics, analysis, and forecasting. *Amer. Met. Soc.*, ISBN 978-1-878220-10-3, 345pp.
- Rossby, C. G., 1940: Planetary flow patterns in the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **66**, 68-87.
- Thorpe, A. J., 1986: Synoptic disturbances with circular symmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1384-1389.