上層寒冷低気圧(UCL)の切離過程・南東側の対流雲と上昇流の構造

東京大学気候システム研究センター 坂本 圭(SAKAMOTO Kei) 東京大学気候システム研究センター 高橋 正明(TAKAHASHI Masaaki)

上層寒冷低気圧(UCL)は中緯度圏界面付近のトラフが切離して形成される。1999年8月と 2001年9月に発生したUCLを取り上げ、比較を行ないながら、UCLの切離過程と構造の解析 結果を紹介する。切離過程においては対流雲が重要な役割を果たし、UCLの構造にも対流雲が 影響を与えていた。また、2つのUCLに伴う南東側の対流雲域において、前線形成関数を用い た解析を行なった。

1. はじめに

上層寒冷低気圧(Upper Cold Low、以下 UCL)は中緯度圏界面付近でトラフが深まりその 先端が切離されて形成される孤立した低気圧である。UCL は地上では解析されないが、内部で 対流雲が発生して雷雨を起こすことや、UCL の南東側に対流雲が発生してその対流雲域で台風 が発生や強化される場合があることが知られており(Shadler, 1976, Simamura, 1981;1982) 注目すべき重要な気象現象である。しかし、UCL の切離過程や上昇流の構造と南東側の対流雲 との関係については充分な理解が得られてない。

筆者らはこれまでに 1999 年の夏季北太平洋上で発生した UCL について経路解析を行なった。 また、その中で8月に発生した UCL を取り上げ、その構造等について示した(坂本・高橋,2002)。 今回は、2つの UCL を取り上げ、比較を行ないながら UCL の切離過程や上昇流の構造と南東 側の対流雲との関係について紹介する。1 つは北緯 35 度付近という比較的高緯度で切離した 1999 年 8 月の UCL である。もう1つはそれよりやや低緯度の北緯 26 度付近で切離した 2001 年 9 月の UCL である。いずれも南東側に対流雲が存在していた。解析に用いたデータは ECMWF 客観解析データ(2.5°×2.5°)である。対流雲の効果を考察するため、メソモデル である MM5 を用いたシミュレーション(格子間隔 80km)を行ない、対流雲のある場合とな い場合の比較実験も行なった。また、UCL の南東側の対流雲域において、前線形成関数を用い た解析結果について紹介する。

2. UCL の切離過程

1999 年 8 月に発生した UCL の切離過程ではまず、中緯度偏西風帯中のトラフに伴う高渦位 域が蛇行し、風速の強い 150hPa 付近の上層のみで、北東方向に伸張したチベット高気圧の南 東側の北東風(北緯40度・東経160~180度付近)によって南西に移流された。次に、南西方 向に伸張した高渦位域の先端の東側で高気圧性循環が強化され、UCLが切離された。高渦位域 の先端の東側で高気圧性循環が強化した領域は、対流雲による上層の発散場と対応していたこ とがECMWF客観解析データを用いた渦度収支解析によりわかった。この対流雲の効果を考察 するため、メソモデルである MM5 を用いたシミュレーションを行なった。実験は対流雲の効 果をパラメタリゼーションで取り入れた雲あり実験と、対流雲のパラメタリゼーションを取り 入れず水蒸気も計算に含まない雲なし実験の2パターンを行ない比較した。図1は(a)が雲あり 実験、(b)が雲なし実験の結果で、200hPa面の渦位(実線)と発散(影)を示す。雲あり実験(a)の場 合には北緯35度東経160度付近で強い発散場が見られ、渦位が切離されようとしており現実の 大気で起きていた現象が再現されている。



図1 雲あり実験と雲なし実験の切離過程の比較

200hPa 面渦位(太線)・200hPa 面発散場(影)。(a)が雲あり実験、(b)が雲なし実験の結果。雲あり実験(a)の場合に は北緯 35 度東経 158 度付近で対流に伴う発散場が強く、UCL が切離されるのに対し、雲なし実験(b)では切離が起 きていない。

この強い発散場における鉛直断面図をみると、下層では強い収束があり、下層から上層まで 強い上昇流が存在しており、対流に伴う上層の発散場となっていることがわかった。この対流 雲の存在は衛星画像でも確認されている。一方、雲なし実験では強い発散の領域が見られず、 高渦位域の先端の東側で高気圧性循環が強化している様子は見られない。渦位の切離も起きて いない。すなわち、UCLの切離には対流雲の効果が重要で、高渦位域の先端の東側に対流雲が 存在し、それに伴う上層の強い発散場によって UCL が切離されたことがわかった。したがって この UCL の例では、切離後の UCL の東側に対流雲が存在していたのである。このことは 2001 年9月に発生した UCL についても同様であった。しかし、比較的高緯度で形成した 1999 年 8 月の UCL の切離に関与した対流雲は中緯度擾乱が起源であったのに対し、比較的低緯度で形成 した 2001 年 9 月の UCL の切離に関与した対流雲は偏東風波動に伴う擾乱が起源であったとい う違いがあった。

## 3. 孤立した UCL の鉛直流と低気圧性循環の構造

切離後の UCL の構造を示す。図2は 1999 年 8 月の UCL と 2001 年 9 月の UCL の寒気核・ 暖気核・低気圧性循環の鉛直構造である。太線が渦位、細線が南北風で北風成分は破線であり、 温度のアノマリーを影で示す。いずれの UCL も、100hPa 付近に暖気核、その直下に寒気核を もつ(1999 年 8 月の UCL では 200~600hPa、2001 年 9 月の UCL では 200~400hPa の高度 で見られる)。低気圧性循環は 600~700hPa 付近にまで達しているが、地上では解析されない。 これらの構造は、これまでの研究で示されたもの(e.g., Shimamura, 1981;1982, 坂本・高 橋,2002) と同様である。1999 年 8 月の UCL では、600hPa 面以下の高度で渦度の軸が東に傾 いており、東経 155 度の地表付近に中心をもつ擾乱と繋がっているようにみえる(図2(a))。 この下層の擾乱は切離時に関与した対流雲に対応するものである。2001 年 9 月の UCL は 1999 年 8 月の UCL に比べて水平スケールが小さく暖気核や寒気核も弱いが、低気圧性循環は同程度 の 600~700hPa 付近にまでみられる(図2(b))。



渦位(太線: 2 PVU から 2 PVU 毎)・南北風(細線[m/s]:破線が北風成分)・寒気核および暖気核(影:月平均 からの温度アノマリー[K] 濃い影が寒気核、薄い影が暖気核)。(a)が 1999 年 8 月の UCL(19 日 00Z の北緯 32.5 度 に沿った断面)。(b)が 2001 年 9 月の UCL(14 日 18Z の北緯 25 度に沿った断面)。

次に、UCL の鉛直流の構造について比較した結果を示す。図3は UCL に伴う鉛直流の構造 図で、(a)(b)が1999年8月のUCL、(c)(d)が2001年9月のUCL、(a)(c)がMM5シミュレーシ ョンの雲あり実験、(b)(d)が雲なし実験の結果である。(a)(c)の雲あり実験では、ECMWF 客観 解析データで示された構造の特徴をよく再現していた。1999年8月のUCL は西進しており、 進行方向前面にあたる UCL の西側部分で上昇流、後面の東側で下降流の構造が150~500hPa 付近で見られた(図3(a))。ECMWF 客観解析データを用いてこの鉛直流の極大が存在する 300hPa 面で 方程式を用いて見積もりを行なった結果、渦度移流の高度変化項の役割が大きか った。すなわち、上層で正の渦度が侵入する領域では層厚が小さくなり、静水圧の関係から低



図3 UCL の鉛直流の構造

渦位 (太線: 1PVU から 1PVU 毎)・鉛直流 (細線: 0.5cm/s毎:上昇流に影)。 (a)(b)が 1999 年 8 月の UCL、 (c)(d)が 2001 年 9 月の UCL。(a)(b)と(c)(d)で横軸のスケールが異なることに注意。(a)(c)が雲あり実験、(b)(d)が雲なし実験の結果。薄灰色の長方形で囲った部分が西側の上昇流と東側の下降流の構造を示す部分。

温となって、この低温が上昇流による断熱冷却に対応する、という効果が大きかった。したが って、上層で正の渦度が流入する UCL の西側では上昇流が存在し、反対に東側では下降流が存 在していた(図3(a)薄灰色の長方形で囲った部分)。一方、2001年9月の UCL は中心から西 側にかけて下降流が存在し、東側に強い上昇流が見られ、1999年8月の UCL のような前面の 上昇流と後面の下降流の構造とは異なっていた(図3(c))。2001年9月の UCL の東側の強い 上昇流は対流雲に伴うもので、中心から西側の下降流はその補償下降流であると考えられる。 雲なし実験では、1999年8月の UCL は雲あり実験(図3(a))と同様に前面の上昇流と後面の 下降流の構造を 150~500hPa 付近で示していた(図3(b)薄灰色の長方形で囲った部分)。し たがってこの構造は 方程式で示したような水蒸気を含まない力学で説明できることがわかる。 一方、2001年9月の UCL の雲なし実験では、現実に見られる東側の上昇流や中心から西側の 下降流が雲なし実験では再現されず、対流雲の効果が UCL の鉛直流の構造に重要な役割を果た していることがわかる。なお、1999 年 8 月の UCL においても東側に対流雲が存在していたが、 2001 年 9 月の UCL と異なり中心からやや離れた位置に存在していたため、前面の上昇流と後 面の下降流の構造を保てていたと考えられる(後面の下降流はさらにその東側の対流雲の補償 下降流によりやや強められていた)。以上のように、対流雲と UCL の位置関係は、UCL の鉛直 流の構造を決めるのに重要であるということがわかる。

UCL の鉛直流の構造は低気圧性循環の構造とも関係している。UCL の水平スケールは、1999 年 8 月の UCL が 1400km 程度でやや大きく、2001 年 9 月の UCL は 1100km 程度でやや小さ かった。渦位アノマリーの水平スケールに対して鉛直スケールを与えるロスビーのスケールハ イト(fL/N f:コリオリパラメータ L:水平スケール N:浮力振動数)をそれぞれ見 積もると、前者は約9.7km、後者は約6.0kmとなる。したがって、前者の方が後者よりも下層 まで低気圧性循環が存在することが推測される。しかし実際には、後者の 2001 年 9 月の UCL も前者の 1999 年 8 月の UCL と同程度の下層まで低気圧性循環が存在していた(図2)。この ことについて2つのUCLで中層の500hPa面において渦度収支解析を行ない考察した。その結 果、1999 年 8 月の UCL では、UCL の西進に伴う渦度の水平移流による西側での渦度増加と東 側での渦度減少が見られた。また、前面(西側)の上昇流と対応した 500hPa 面での収束が渦 度増加に対応し、後面(東側)の下降流に対応した 500hPa 面での発散が渦度減少に対応して いた。一方、2001 年 9 月の UCL では渦度の水平移流に加え、中心から西側に存在した下降流 による、上層の渦度の下層への鉛直移流が見られた。時間を追って動画で見ると、2001年9月 の UCL の低気圧性循環が上層から下層へ伸びていく様子も見られた。これらのことから、1999 年8月の UCL は離れた位置に東側の対流雲が存在していたため UCL は孤立的に西進していた のに対し、2001 年 9 月の UCL は東側近くの対流雲の補償下降流により下層まで低気圧性循環 が下降していたといえる。

## 4. 前線形成関数を用いた UCL 南東側の対流雲域の解析

1999 年 8 月と 2001 年 9 月のいずれの UCL も、南東側で活発な対流雲域が見られた。特に 2001 年 9 月の対流雲域は、くっきりとした輪郭をもった弧状となっていることが衛星画像から 確認されている。図 4 (a)、(c)に 1999 年 8 月、2001 年 9 月の UCL 周辺の 800hPa 面相当温位 場を細線で示す。ベクトルは 800hPa 面の風、太線は 200hPa 面の渦位である。1999 年 8 月の UCL は北緯 25~40 度・東経 145~155 度付近にかけて、2001 年 9 月の UCL は北緯 24~32 度・東経 130~138 度付近にかけて、それぞれ UCL に対応した低相当温位域が見られる。図 4 (b)、(d)は、図 4 (a)、(c)の太線で示した緯度における鉛直断面図で、太線で渦位、細線で相当 温位を示す。図 4 (a)、(c)の 800hPa 面の水平面図で示された UCL に対応する低相当温位域は、 600~700hPa 付近の高度で極小となっている。図 2 で示した UCL の鉛直構造では寒気核は、 1999 年 8 月の UCL では 200~600hPa 付近、2001 年 9 月の UCL では 200~400hPa 付近の、

5

上層にのみ存在していた。しかし相対湿度の鉛直構造図を見ると(図略) UCL に伴って上層 から800hPa付近の下層まで非常に乾燥していた。この乾燥域が下層の低い相当温位と対応し、 600~700hPa付近の高度で相当温位が極小となっていた。

衛星画像で確認された対流雲域は下層の水平面の等相当温位線の集中帯に沿っていた。そこで、梅雨前線の解析を行なった(Ninomiya,1984)にならって、相当温位の水平傾度の時間微分を とった前線形成関数  $F = \frac{d}{dt} | \nabla \theta_e |$ を用いて、等相当温位線の集中帯の強化について解析した。前 線形成関数 F を展開すると、

F = 発散項 + 変形項 + 傾斜項 + 非断熱項

と表される。ここで、

発散項 =  $-\frac{1}{2} |\nabla \theta_e| \delta$ 

変形項 = 
$$-\frac{1}{2|\nabla\theta_e|} \left[ D_1 \left\{ \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 - \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right\} + 2D_2 \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right) \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right) \right]$$
  
傾斜項 =  $-\frac{1}{|\nabla\theta_e|} \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial p} \right) \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right)$   
非断熱項 =  $\frac{1}{|\nabla\theta_e|} \left\{ \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{d\theta_e}{dt} \right) + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{d\theta_e}{dt} \right) \right\}$   
 $\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad D_1 = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad D_2 = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ 

であり、 $\delta$ は発散を表し、 $D_1, D_2$ は変形の場を表す。

解析を行なった領域では傾斜項と非断熱項は小さかった。図4の影で示した部分は発散項と 変形項の和が大きい正の値となっている領域で、等相当温位線の集中が強化される(より前線 化される)領域である。

1999 年 8 月の UCL では、UCL の中心からやや離れた東側の北緯 20~32 度・東経 155 度付 近に、等相当温位線の集中が強化される領域が見られる(図4(a))。この領域は、UCL とは別 の下層の低気圧性循環(中心:北緯 25 度・東経 150 度付近)の東側で、南風による変形場と なっていることがわかった。また、北緯 30 度での鉛直断面図を見ると(図4(b))、東経 155 度 付近の等相当温位線の集中が強化される領域は、高度 500hPa 付近にまで達していることがわ かる。この領域は、図3(a)で示した対流に伴う上昇流域と対応しており、変形項の効果に加え て、この高度での収束による発散項の効果もあった。

2001 年 9 月の UCL では、UCL 内部の東側を含む北緯 22 度・東経 135 度から北緯 28 度・ 東経 140 度にかけて、UCL に伴う低相当温位の領域を囲むように、弧状に等相当温位線の集中 が強化される領域が見られる(図4(c))。この領域は、図3(c)で示した東経 134~138 度付近の 下降流に伴う発散流(これに対応して、北緯 24~26 度・東経 134~138 度付近の領で



図4 UCLの南東側の対流雲域における前線形成関数を用いた解析(発散項+変形項) 前線形成関数の発散項と変形項の和(10×10<sup>-10</sup>[K/ms]以上の部分に影)(a),(c)は800hPa面の水平分布図で200hPa 面渦位(太線:1.5PVUから 0.5PVU毎)・800hPa面速度場(ベクトル)・800hPa面相当温位(細線{K})をともに 示す。(b),(d)は(a),(c)の太線で示した緯度における鉛直断面図で、渦位(太線:1PVUから1PVU毎)・相当温位(細 線[K])をともに示す。(a)(b)が1999年8月のUCL、(c)(d)が2001年9月のUCL。

は発散項を通して前線形成関数 F の値が小さくなっている:図4(c),(d))が存在し、また、UCL とは別の下層の低気圧性循環(中心:北緯22度東経138度付近)の南側の西風(北緯21度・ 東経135~140度付近)あるいは北側の東風(北緯24~28度・東経138~140度付近)による 変形場となっていた。すなわち、UCL内部に存在する対流雲の補償下降流に伴う下層での発散 流が、UCLに伴う低相当温位の領域を拡大するとともに、その南側や東側では変形場を形成し て、等相当温位線の集中帯が弧状に強化されていることに対応していた。また、北緯24度での 鉛直断面図を見ると(図4(d)) 東経138~140度付近の等相当温位線の集中が強化される領域 は、250hPa付近にまで達していることがわかる。この領域では、1999年8月のUCLの場合 と同様に、変形の効果に加えて、図3(c)で示した対流に伴う、この高度での収束による発散項 の効果もあった。

## 5. まとめと展望

2 つの UCL を例に挙げ切離過程と構造についての解析結果を紹介した。切離過程においては 対流雲に伴う上層の強い発散の効果によって上層の渦度が減少し UCL が切離された。切離に関 与する対流雲は中緯度擾乱起源のものと低緯度(偏東風波動)擾乱起源のものが考えられる。 どちらの擾乱による切離がより頻繁に起こるかという点については、今後解析を行ないたい。

今回解析を行なった2つのUCLは南東側に対流雲が存在していたが、UCLの中心からの位 置関係により、UCLの上昇流や低気圧性循環の構造が異なっていた。一方はUCLの中心と対 流雲の位置が離れており、進行方向前面に上昇流、後面に下降流の構造をもっていた。もう一 方はUCLの中心に近い位置に対流雲が存在し、その補償下降流により低気圧性循環が比較的下 層まで達するという現象が見られた。

UCL に伴う低相当温位域はいずれの例も下層にまで達していた。UCL 南東側の対流雲は、 下層の低相当温位域の周辺で等相当温位線が集中している領域に存在していた。相当温位を用 いた前線形成関数による解析の結果、下層の低気圧性循環による変形の流れが重要であること がわかった。また、対流に伴う下層の収束も等相当温位線の集中を強化していた。またこれに 加えて、対流雲域が UCL の中心に近い位置に存在した例では、対流雲の補償下降流による下層 での発散も重要であった。この発散域では、UCL の低相当温位域が拡大すると伴に、下層の低 気圧性循環と関連して変形場を形成していた。このような UCL 南東側の対流雲域の中から熱帯 低気圧が発生する例が知られている。また、台風が発生する前の段階で強いシアーが存在する ことも知られており、今後は台風発生の観点からも UCL との関連性について考察していきたい。

## 参考文献

- ・黒田雄紀(1981): 20°N帯の波動と対流雲バンド,気象衛星センター技術報告,4,21-42.
- ・坂本圭・高橋正明(2002):1999 年に発生した上層寒冷低気圧の構造解析,九州大学応用 力学研究所 研究集会報告13ME-S7 「地球流体力学研究集会 惑星大気の力学」,74-82.
- Sadler, J.C. (1976): A Role of the Tropical Upper Tropospheric Trough in Early Season Typhoon Development. *Mon. Wea*. *Rev.*, **104**, 1266-1278.
- Shimamura, M. (1981): The Upper-Tropospheric Cold Lows in the Northwestern Pacific as Revealed in the GMS Satellite Data. *Geophys. Mag.*, **39**, 119-156.
- Shimamura, M. (1982): An Application of GMS Satellite Data in the Analysisi of the Upper Cold Low in the Western North Pacific. *Geophys. Mag.*, **40**, 113-152.
- Ninomiya, K. (1984): Characteristics of Baiu Front as a Predominant Subtropical Front in the Summer Northern Hemisphere. *J.M.S.J.*, **62**, 880-894.