

2000 年 10 月日本に豪雨をもたらした乾燥空気の起源

穂積 祐*・植田洋匡

* 京都大学大学院理学研究科

要旨

2000 年 10 月 8 日に豪雨をもたらす小低気圧が西日本を通過した。小低気圧はその前面にある総観スケールの低気圧とともに東進し、小低気圧の水平スケールはメソ スケールであったが気象現象は激しいものであったためその発達原因を探った。GMS-WV データによると輝度温度の非常に高い領域が小低気圧の前面に入り込んでおり、乾燥貫入を示唆する力学システムであった。しかし、この乾燥域を構成する空気の起源を探った結果、成層圏起源のものに加えチベット高原南部起源のものも同様に顕著であった。

キーワード：豪雨、対流不安定、乾燥貫入、PV アノマリー

1. はじめに

中緯度帯における温帯低気圧の様相は、ノルウェー学派による低気圧モデルから始まり傾圧不安定論により議論されてきた。また近年、数多くの観測結果をもとに提唱された Shapiro モデルは、古典的なノルウェーモデルに取って代わるものとなってきている。これらの低気圧モデルは、温帯低気圧が持つ普遍性を表現しようとした点において、また温帯低気圧の構造を理解するという点において非常に有用なものである。

一方、中緯度帯である日本領域での温帯低気圧は、中緯度帯を流れる偏西風の影響を受け、またユーラシア大陸の東海岸域にもあたるため大陸性の気団と海洋性の気団の影響をも受ける。しかしながら偏西風はその位置や強さが日々変化し、様相は複雑であり、また日本領域を支配する気団もその位置や範囲は一定ではなく、変化に富んでいる。そのため、特に日本領域における温帯低気圧は偏西風や気団との位置関係やそれらから受ける影響の度合いなどにより、複雑なライフサイクルをたどる。このことにより低気圧の発達メカニズムや内部構造の解明には、上述の低気圧モデルだけでなく個々の事例特有の特徴をも加味し解析を行っていかなければならない。

本研究で解析した温帯低気圧は 2000 年 10 月に日本領域を通過したものである。後述するように西日本に大

雨をもたらしたものであるが、その立体構造は太平洋高気圧の循環の影響、上層の強い渦の影響を受け、いわゆる典型的な温帯低気圧の構造と異なっていた。そのため、降水分布や降水強度についても独特なものであった。

Fig.1 及び Fig.2 によれば、低気圧は 8 日までに東シナ海で発生し、二つの主な雲域を保ちつつ北東進したことがわかる。一方 Fig.3 によれば、後述の京都府綾部を含む西日本において雲域 C1 によりもたらされた降水が顕著であったことがわかる。また C1 による降水は地域により短時間強雨をももたらし、特に C1 の通過点であった京都府綾部(北緯 35.3 度、東経 135.2 度)においては C1 通過時の 9 日 04UTC ~ 05UTC の一時間には降水量が 56mm もの降水が観測された。この時刻がもっとも対流活動の激しい時刻であり、兵庫県下では床上、床下浸水の被害、落雷による負傷者などの災害が報告されている。また、この C1 の高層気象観測による結果によると(Fig.4)、対流圏中層において対流不安定状態であったことがわかり (Fig.5)、またこの原因となっている中層の乾燥空気は、雲域 C1 の前面に流入した顕著な乾燥空気であったことがわかる。これはいわゆる "dry intrusion" (Reed and Danielsen, 1959; Young et al., 1987) と呼ばれ、低気圧後面の寒冷、乾燥した風の吹き込みが表れているものと考えられる。また Young et al. (1987) は事例解析の中で、dry intrusion は低

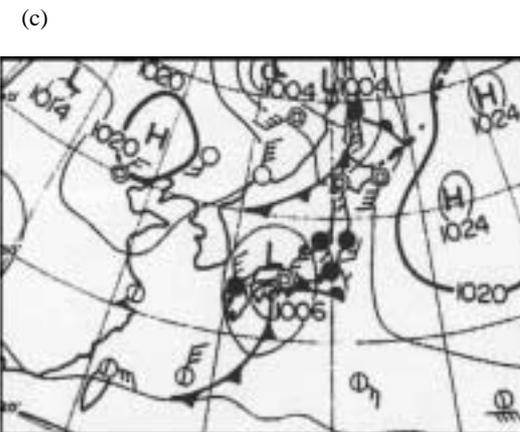
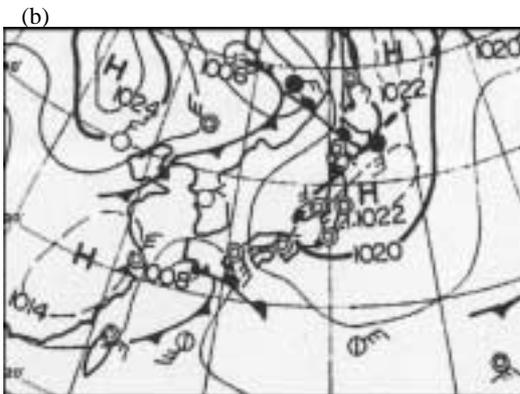
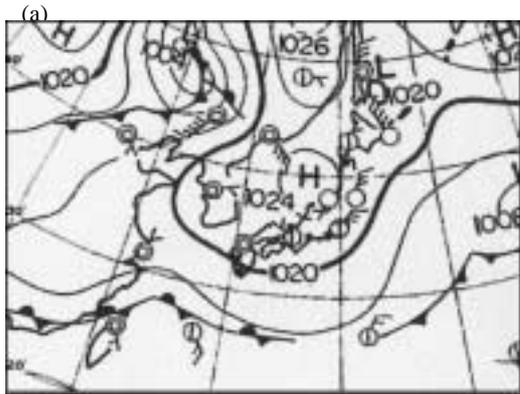


Fig.1 Surface analyse at (a) 00UTC 07, (b) 00UTC 08, (c) 00UTC 09 October 2000. Low center(labeled "L") was located at ~400km west of Kyushu Island in (b) and at Shikoku Island in (c).

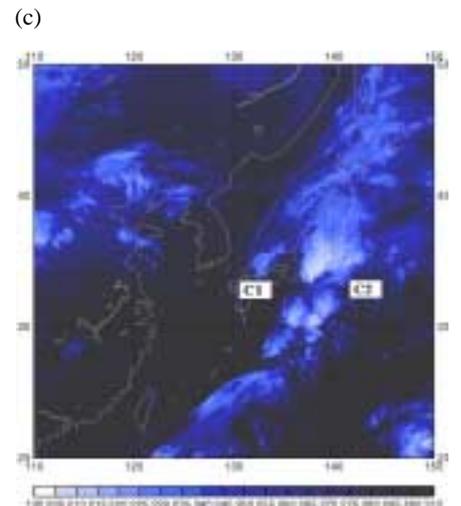
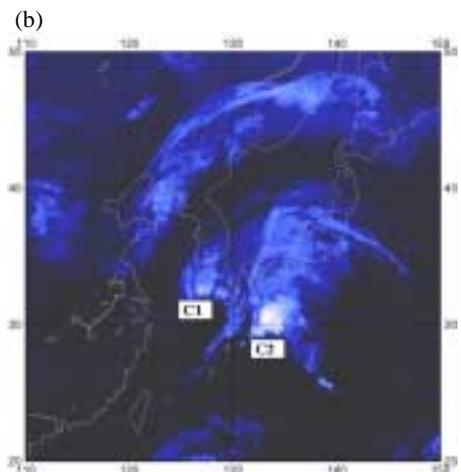
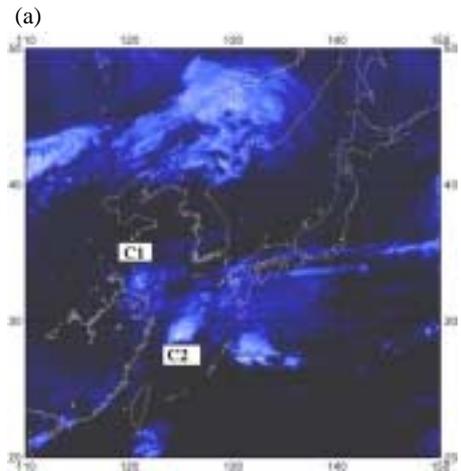


Fig.2 GMS5-IR1 Imagery at (a) 00UTC 07, (b) 00UTC 08, (c) 00UTC 09 October 2000. Black line in (a) at ~28N is scan error region. "C1" and "C2" corresponding to remarkable clouds are explained in Section 3.

気圧後面の寒気吹き込みに沿う流れであり、また成層圏起源で高いPV 値を持つ空気の流入だとした。

しかしながら後述するように、本事例においては成層圏起源の乾燥空気に加えてチベット高原から流れてきた乾燥空気も顕著であったことがわかり、C1 の発達期において形成された対流不安定状態は成層圏起源の乾燥空気の流入だけではなくチベット高原起源の乾燥空気によっても形成された可能性がある。もしチベット高原起源の乾燥空気が日本領域での低気圧発達に寄与しているならば、チベット高気圧やモンスーン風系などチベット周辺環境が低気圧発達の一因になっているということがいえるであろう。そのため本研究の目的は、綾部を始め西日本各地に豪雨をもたらした降水の主因の一つである対流不安定状態を形成した対流圏中、上層の乾燥空気がどこからやってきたのか、その起源をさぐることである。

2. データ

本研究で使用したデータは以下のとおりである。まず、地上データや高層データは気象庁による地上気象観測（アメダス）及び高層気象観測データ（レーウィンゾンデ）を使用している。静止気象衛星 GMS-5 の輝度温度データは IR1 チャンネル（ $10.5\ \mu\text{m} \sim 11.5\ \mu\text{m}$ ）及び IR3 チャンネル（ $6.5\ \mu\text{m} \sim 7.0\ \mu\text{m}$ ）で受信したものを使用している。水平分解能は赤道直下で $5\text{km} \times 5\text{km}$ であり、東アジア領域ならば東西約 $5\text{km} \times$ 南北約 6.1km となる。IR1 チャンネル波長帯の輝度温度により地表面または雲頂における温度が推定され、IR3 チャンネル波長帯の輝度温度により対流圏中、上層において大気中に含まれる水蒸気（もしくは山岳などの地表面温度）の分布を知ることができる。また全球客観解析データとして NCEP/NCAR 全球客観解析データ（オペレーショナルデータ）を使用した。このデータは6時間毎に存在し、鉛直 26 層（ $1000\text{hPa} \sim 10\text{hPa}$ ）、水平分解能は経度方向 $1^\circ \times$ 緯度方向 1° である。日本領域のより詳細な気象場の把握のため、気象庁の領域予報モデルにより作成された客観解析データ（RANAL）を一部解析に使用した。鉛直 21 層（ $1000\text{hPa} \sim 10\text{hPa}$ ）、データはランベルト格子の配列であり、水平分解能は $20\text{km} \times 20\text{km}$ である。また水平格子数は 257×217 となっている。

3. 総観場及び乾燥空気

まず低気圧の概要を知るため、総観場をみる。Fig.1 では日本領域を太平洋高気圧が覆っており、高気圧の縁辺流が確認できる。2000 年 10 月という季節は、気候学的な特徴としては秋であるにもかかわらず太平洋

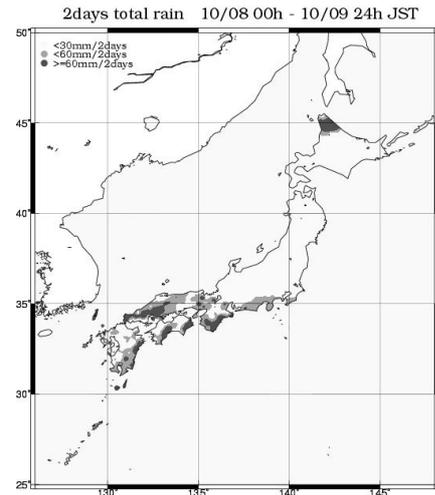


Fig.3 Distribution of the total value of rain between 00UTC 08 and 00UTC 10 (48hours).

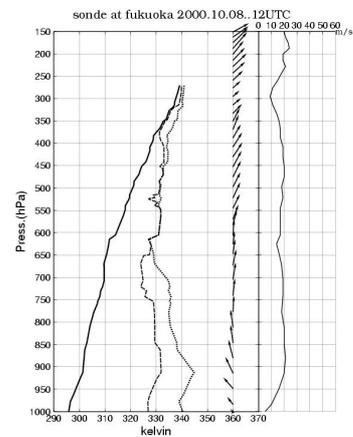


Fig.4 Rawinsonde profile of potential temperature (solid line of left side), equivalent potential temperature (dashed line), equivalent potential temperature of saturation (dotted line), horizontal wind (vector), and wind speed (solid line of right side) at 12UTC 08 in Fukuoka.

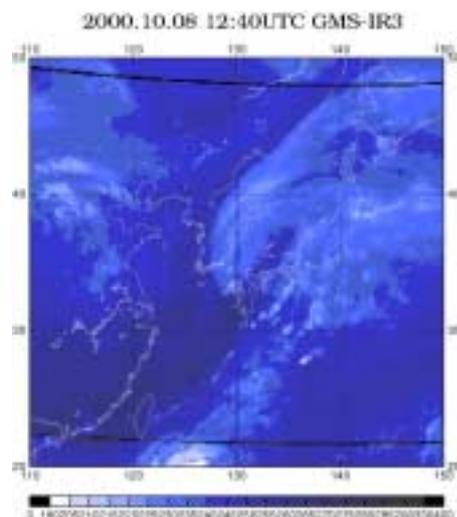


Fig.5 GMS5-IR3 Imagery at 12UTC 08 October 2000. Black lines at $\sim 22\text{N}$ and $\sim 48\text{N}$ are scan error regions.

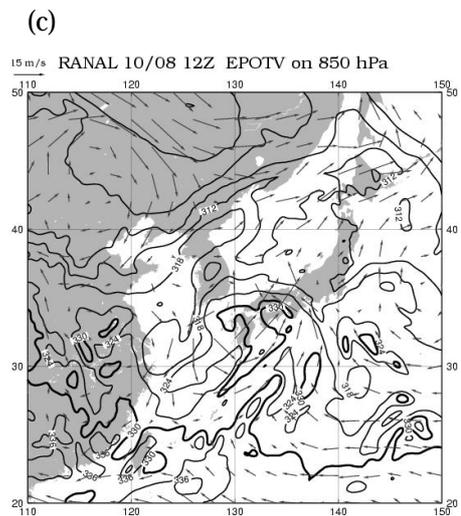
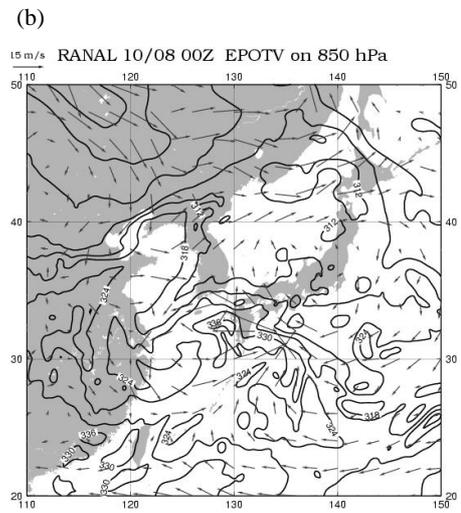
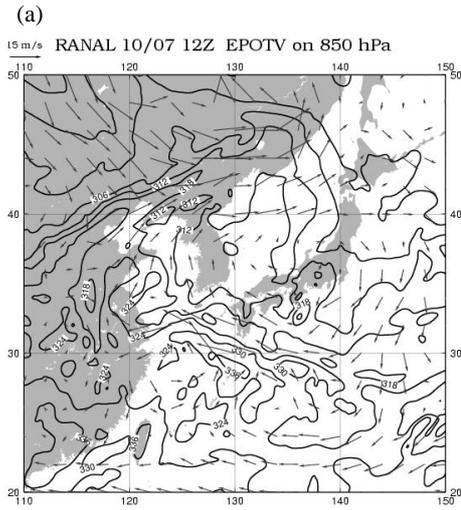


Fig.6 Distributions of equivalent potential temperature and wind vector at (a)12UTC 07 , (b)00UTC 08 and (c)12UTC 08 on 850hPa.

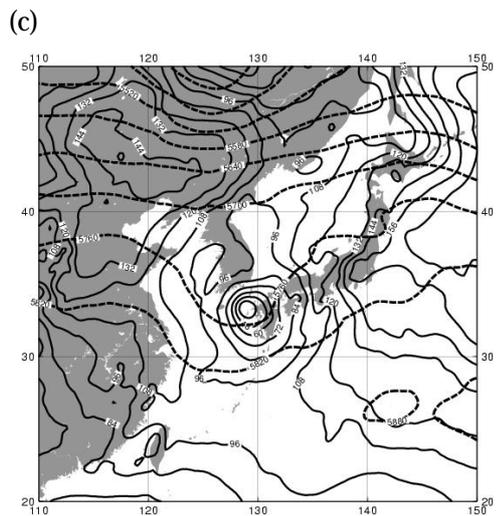
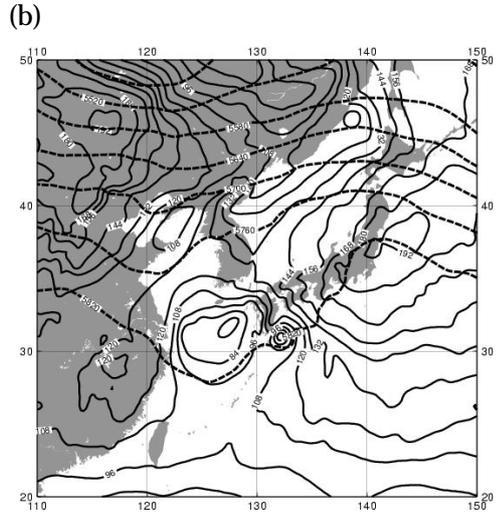
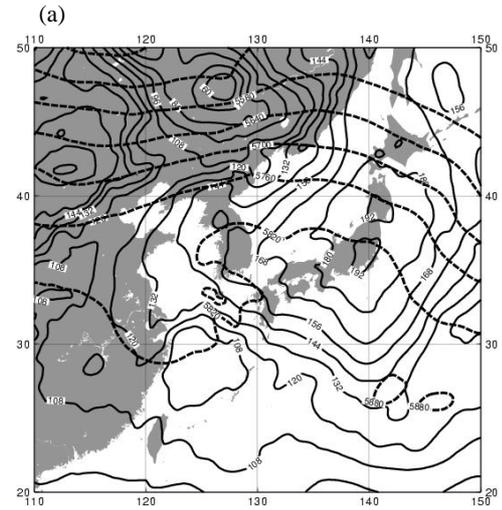


Fig.7 Distributions of the geopotential height on 1000hPa(thick lines) and 500hPa(broken lines) at (a)12UTC 07 , (b)00UTC 08 and (c)12UTC 08.

高気圧が依然として日本を覆っており、全国的に気温は高い月であったといえる。そのような総観場の中、東シナ海において10月6日頃に温帯低気圧が発生し、徐々に北進していった。Fig.1(a)によると、7日00UTCに亜熱帯ジェット域における停滞前線として天気図上に解析された同低気圧は8日UTCに北東へ進み(Fig.1(b))、このときの中心気圧は1008hPaとなっていた。その後さらに北東進を続け、9日00UTCには四国付近に中心を持ち、1006hPaの中心気圧をとる低気圧へと発達した(Fig.1(c))。天気図による低気圧は秋の日本においてよくみられる温帯低気圧の動きをしているといえる。一方静止気象衛星GMS-5が受信したIR1輝度温度分布によると、Fig.2(a)において東シナ海に位置する雲域(C1)および南西諸島の東に位置する雲域(C2)は8日00UTCにはそれぞれ東進、北東進しており(Fig.2(b))、天気図上における低気圧中心に対応するのはC1であると考えられる。またこの雲域からは寒冷前線に対応する対流雲列が伸びているのがわかる。C2はFig.2(b)において温暖前線に対応する雲と考えられる。しかしながら9日00UTC(Fig.2(c))ではこの二つの雲域は500kmほど離れており、もはや対流雲列はみられない。

次に総観場の様子を知るため、領域客観解析データを用いて下層の温度場、風の場を見た。Fig.6(a)では、高気圧の縁辺流及び発生した低気圧の循環の影響を強く受けていると思われる東南東の暖湿流が、低気圧前面を温暖前線に沿って流れている様子がわかる。図より暖湿流の中心軸の風速は20m/s以上であることがわかり、12時間後には単純計算で864km以上という移動距離が算出さ、暖湿流の移動速度は速いことがわかる。この暖湿流は、Fig.6(b)ではFig.1の雲域C1の北側を低気圧性に流れていることがわかる。またFig.6(a)と比べ、Fig.6(b)では暖湿流を遮るようにC1もしくは低気圧を中心とした直径約10°ほどの低気圧性循環が形成され始めている。この低気圧性循環はFig.6及びFig.2より、暖湿流を分断するほど強烈であったことがわかり、この分断によって分離された暖湿流の一部が雲域C1付近にワームコアを形成するようになる。このワームコアは海洋上で発達した低気圧におけるReed and Albright(1986)やShapiro and Keyser(1990)の例と比較すると、閉塞過程の有無などにおいて異なっている。また8日00UTCには対流雲列によってつながっていた雲域が、9日00UTC頃には雲域C1と雲域C2はほぼ分離した状態となっていることなどから、本事例の低気圧の発達過程は傾圧不安定だけでは説明できず、複雑な過程を経ているということがいえるであろう。

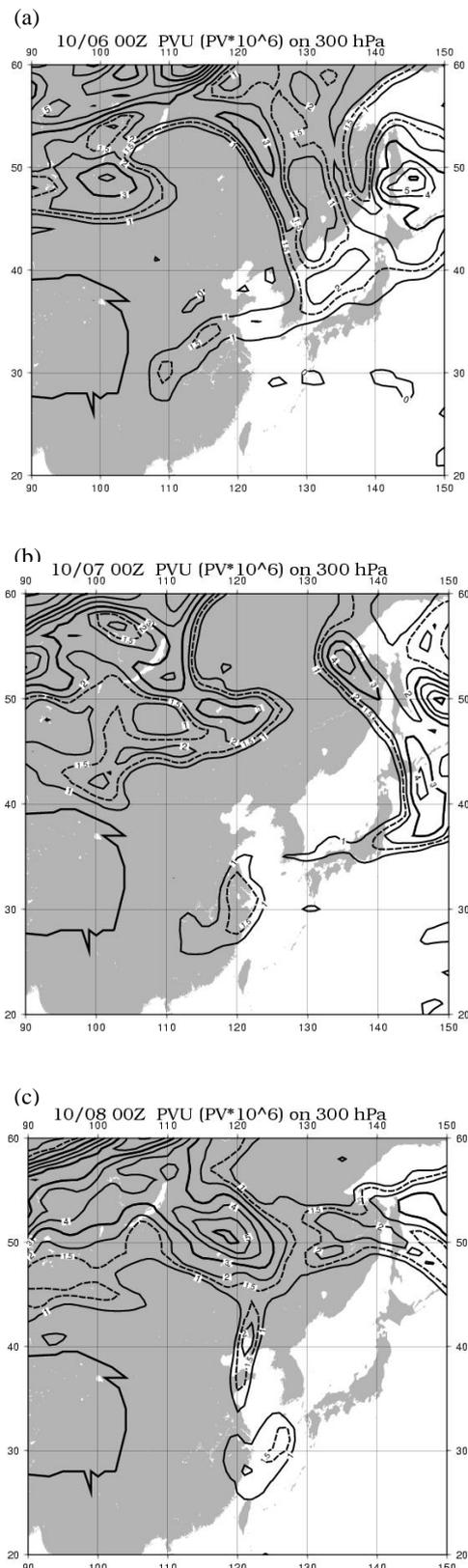


Fig.8 Distributions of the PVU(1PV × 10⁶) on 300hPa at (a)00UTC 06 , (b)00UTC 07 and (c)00UTC 08.

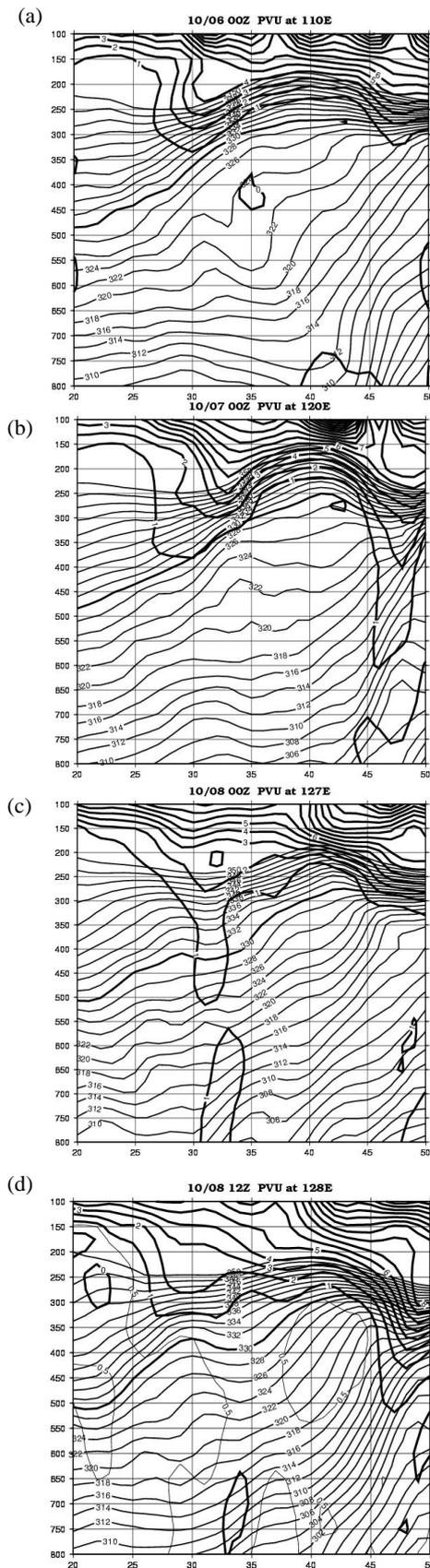


Fig.9 North-South vertical distributions of PVU(thick lines) and potential temperature(thin lines) at (a)00UTC 06 across 110E , (b)00UTC 07 across 120E , (c)00UTC 08 across 127E and (d)12UTC 08 across 128E.

4 . メソスケール低気圧性循環

次にC1を中心とした、スケールの比較的小さい(メソスケールの)低気圧性循環の成因について考える。Fig.8をみると、上層におけるPVアノマリーの移動が見てとることができる。6日00UTCには(Fig.8(a))東経110度付近に位置していたPVアノマリー(南方向への正偏差部)は時間が進むにつれて東進し、7日00UTCには(Fig.8(b))東経120度、8日00UTCには(Fig.8(b))

Fig.7では、8日00UTC、12UTCには東経127度付近に位置するようになった(Fig.8(c))、7日から8日にかけての移動速度がやや遅くなっていることが特徴的である。PVアノマリーの鉛直構造を知るため、南北鉛直断面の様子を見ると、6日00UTCでは(Fig.9(a))300hPa付近の高度に位置していたPVアノマリー(鉛直下方向への正偏差部)は、7日00UTCには(Fig.9(b))350hPa、8日00UTCには(Fig.9(c))500hPa付近へと下降していることがわかる。また、8日まではみられなかった下層からの正のPVアノマリーが500hPa付近の高度まで伸びてきている様子もみてとれる。また8日12UTCでは、PVU0.5のコンター分布より上層のPVアノマリーと下層のアノマリーとがつながっていることから、この時間までに上層の低気圧性渦と下層の低気圧性渦がカップリングしたこと、また西日本における豪雨は8日12時頃から確認されているため、このカップリングにより上層から下層にわたる低気圧性渦が強化し、低気圧が発達したことが示唆される。

5 . 対流不安定の様相および形成過程

西日本域で起こった豪雨の原因の一つとしては、対流圏下層における南からの(上層に対して相対的な)暖湿流の吹き込みが考えられる。Fig.4では8日12UTCの福岡での大気温度湿度プロファイルを見た。Fig.5からも雲域C1付近には対流圏中層に乾燥した空気が流れ込んでいることが推測される。そこで総観スケールでの対流不安定状態を把握するため、Fig.10で500hPaにおける相当温位と850hPaの値との差をみた。西日本に対流不安定の領域(上層の相当温位よりも下層の相当温位の値が大きい領域)があらわれたのは8日00UTC(Fig.10(b))からである。8日12UTCでは対流不安定領域はちょうどFig.6(c)の330K相当温位領域にほぼ一致している。またこの領域の先端に位置する雲域C1付近も負の領域がみえることから、この領域の大気は対流不安定状態にあったことがわかる。鉛直運動の状態ははっきりしないが、(1)Fig.2(b)において対流雲列にほぼ対応していること、(2)Fig.6(b)の風の場合より収束状態にあること、及び飽和した空気は理論的に等相当

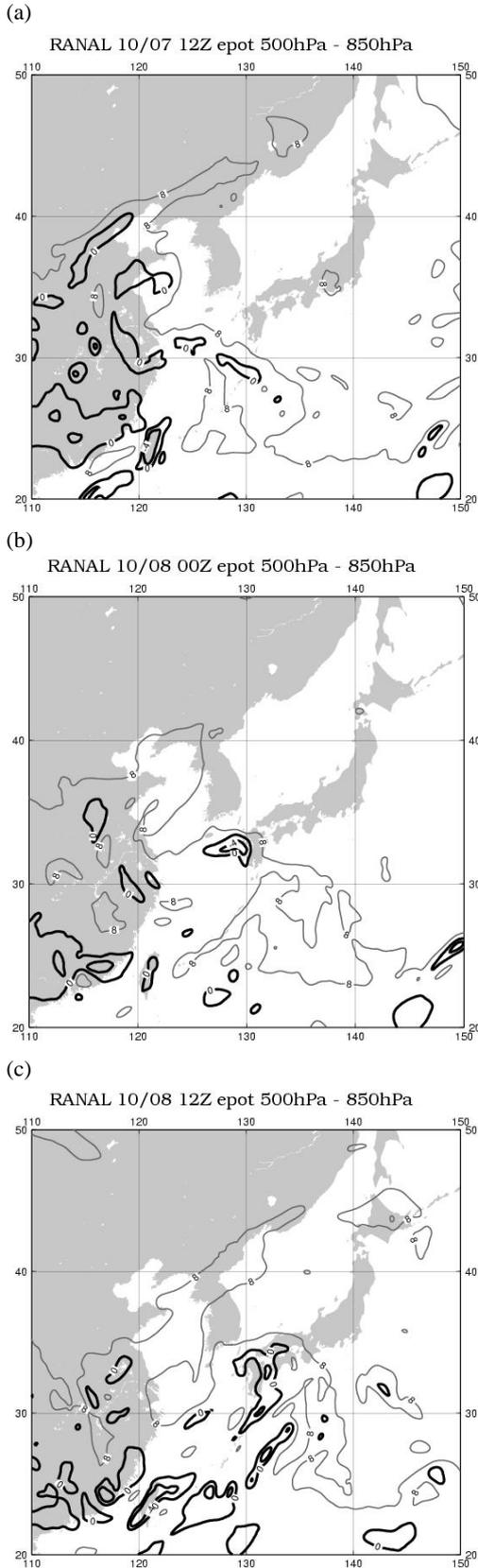


Fig.10 Distributions of the difference values of the equivalent potential temperature between on 500hPa and on 850hPa at (a)12UTC 07, (b)00UTC 08, and (c)12UTC 08.

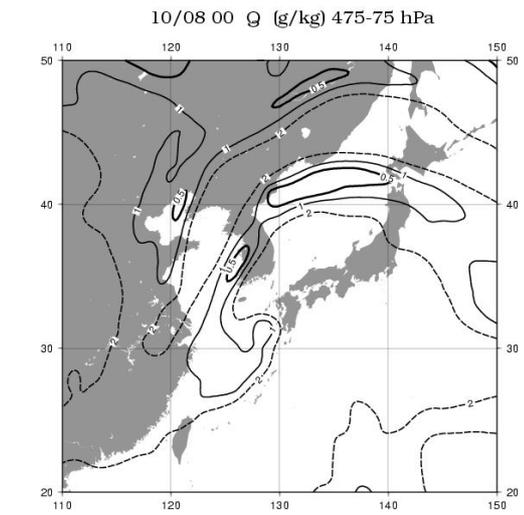


Fig.11 Distribution of the total contents of water vapor as the specific humidity(g/kg) in the atmospheric column within upper- and middle- troposphere (475hPa~75hPa) calculated by the NCEP/NCAR operational analysis data at 00UTC 08. The region surrounded by the polygon indicates the mountainous district around the Tibetan plateau (higher than ~2km).

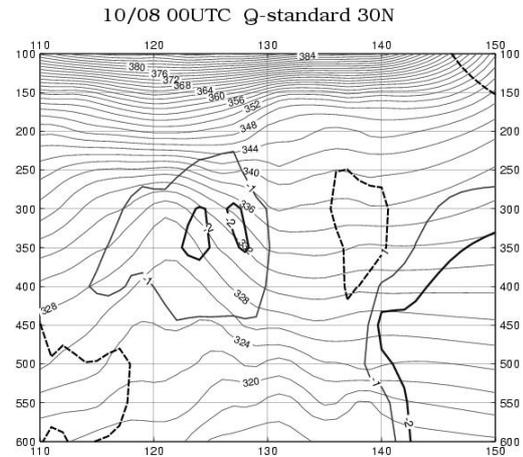


Fig.12 Water vapor deviation on 30N latitude- height cross-section diagram (as the specific humidity) with time series between 6 days (00UTC 04 ~ 18UTC 09) calculated at every grid points and potential temperature at 00UTC 08. Negative values(remarkable region at ~125E,~350hPa) indicate drier compared with grid-point mean values.

温位面上を動くことを考慮し、相当温位及び風の分布をみることにより対流不安定領域は上昇流域であったことが推定される。つまり対流不安定は、この上昇流により顕在化したと考えられる。また C1 領域の上層での低気圧性渦、下層の渦の影響によって下層からの

水蒸気供給もあり、西日本域での豪雨を引き起こしたということがいえるであろう。

6 . 乾燥領域とその起源

Fig.11 では 8 日 00UTC の対流圏中層、上層の総比湿量を示している。これによると総比湿量 1.0g/kg 以下の、とても乾燥した領域が C1 付近 (Fig.5 の輝度温度の高い領域に相当) にみられる。また Fig.12 ではこの乾燥域の鉛直分布をみるため、緯度 30 度に沿った東西鉛直断面図を示している。この領域での水蒸気量分布は大陸と海洋の影響を大きく受けていることが考えられ、乾燥の度合いをよりよくみるため、各地点における 8 日から 120 時間前後の平均からのずれを 240 時間分散で割った値を示した。これによると、東経 120 度から 130 度の高度 400hPa から 250hPa にかけて負の偏差がみられる。Fig.5 でもみられるようにとても乾燥した空気が流れ込んでいることがわかる。

しかしながら、北緯 30 度といった地域は通常、中緯度帯の湿潤な気候をもつ。そのような地域に乾燥空気が流れ込むということは通常ではなく、何らかの作用があることが示唆される。そこで、この乾燥空気に対してさらなる解析を試みた。

まず乾燥空気の概要を知るため、GMS - IR3 輝度温度分布をみた。Fig.13 では輝度温度が高い領域、つまりより大気層の底からの放射を受信している領域 (図中の暗域) が対流圏中、上層の乾燥領域を表わしていることになる。8 日 00UTC には 125° E、30° N 付近に際立って現れていた対流圏中、上層の乾燥領域は、時間を遡るにつれて西にその位置を辿ることができ、6 日 00UTC にはチベット高原北東端 (115° E、35° N 付近) まで遡ることができる。乾燥領域の位置としては PV アノマリーと隣接しつつ経路を辿っていることがわかる。しかしながら 5 日 00UTC には顕著な乾燥領域は表れていない。

それらのことを念頭におき、この乾燥領域について客観解析データを元に backward trajectory 解析を行った。初期値は 8 日 00UTC に設定し、330K 等温位面上に 122.5E - 127.5E 及び 27.5N - 32.5N の領域内部に 10,000 個のパーセルを置き、時間内挿、空間内挿は線型内挿法を採用した。また時間間隔を 15 分、1 ステップ時間毎の水平誤差を 0.5km 以内に設定し等温位面上を逆時間軸に向けて流すことによって解析を行った (Fig.14)。Fig.14(b)では半分以上のパーセルがチベット北東端に位置しており、また Fig.14(c)ではおおまかに二分されている様子が示されている。その一つは~45N、~100E 付近の領域であり、気圧面高度は 250hPa~300hPa であった (図略)。もう一方の領域は~38N、~80E 付近であり、気圧面高度は 500hPa~400hPa であった (図略)。つまり 6 日 00UTC の GMS - IR3 輝度温度において

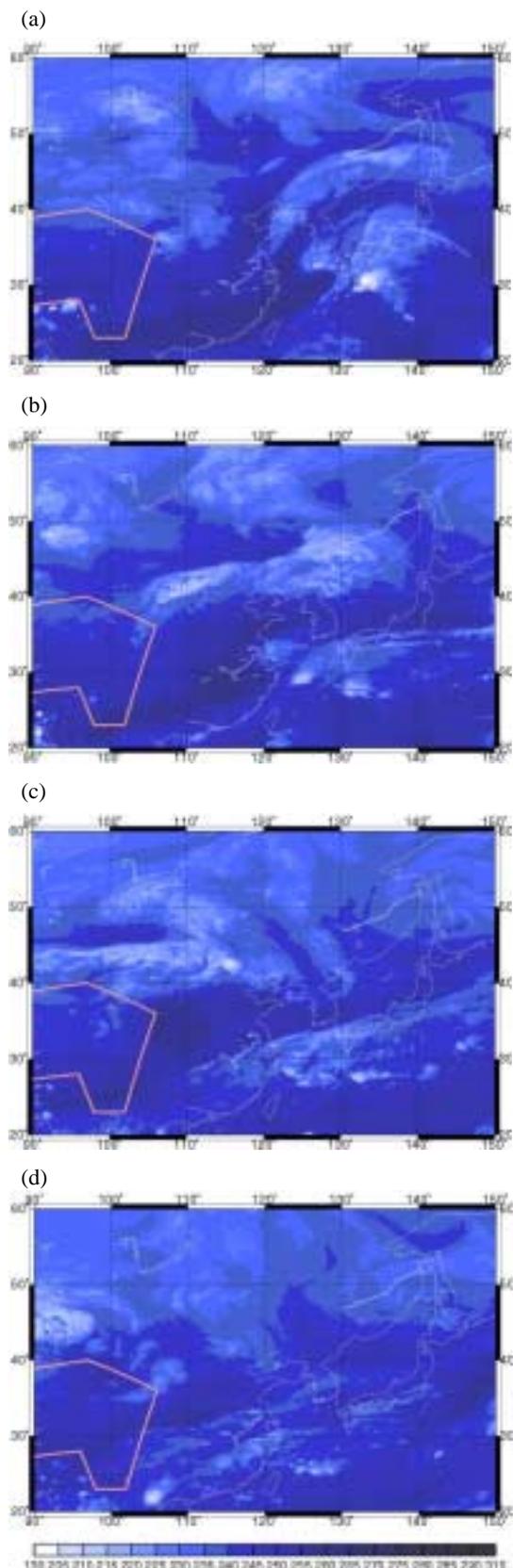


Fig.13 GMS5-IR3 Imagery at(a)00UTC 08, (b)00UTC 07,(c)00UTC 06, and (d)00UTC 05. The region surrounded by the polygon indicates the mountainous district around the Tibetan plateau.

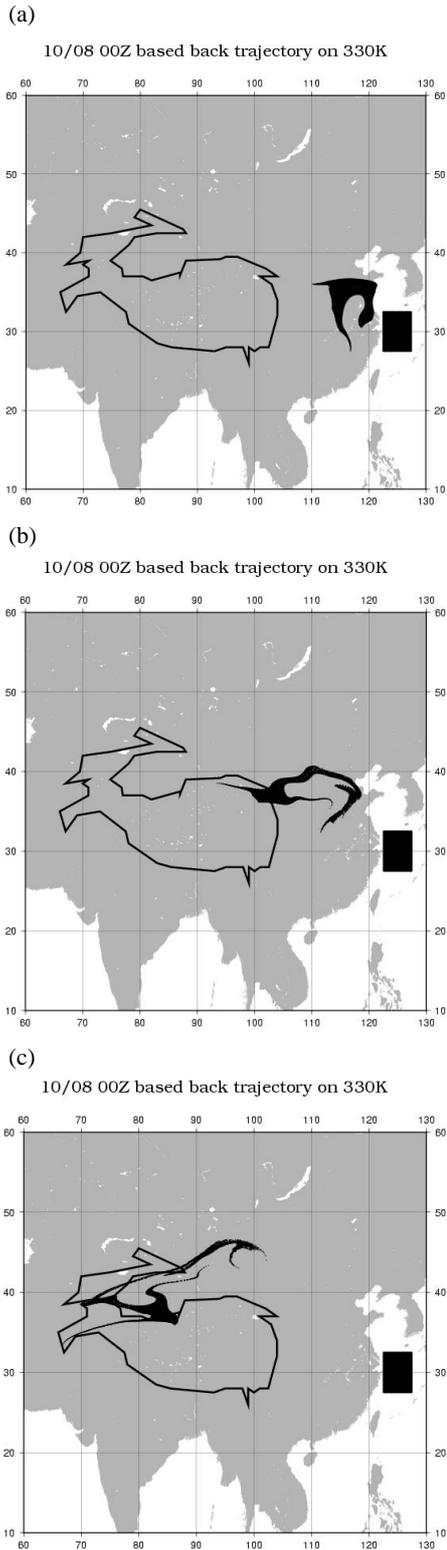


Fig.14 Distributions of the backward trajectory by isentropic movement method from 00UTC 08 to (a)00UTC 07, (b)00UTC 06, (c)00UTC 05. Square regions of the boundary of the right are the parcels of the initial state, and shapes of dyestuff are the halfway or the terminal of trajectory point of parcels. The region surrounded by the polygon indicates the mountainous district around the Tibetan plateau.

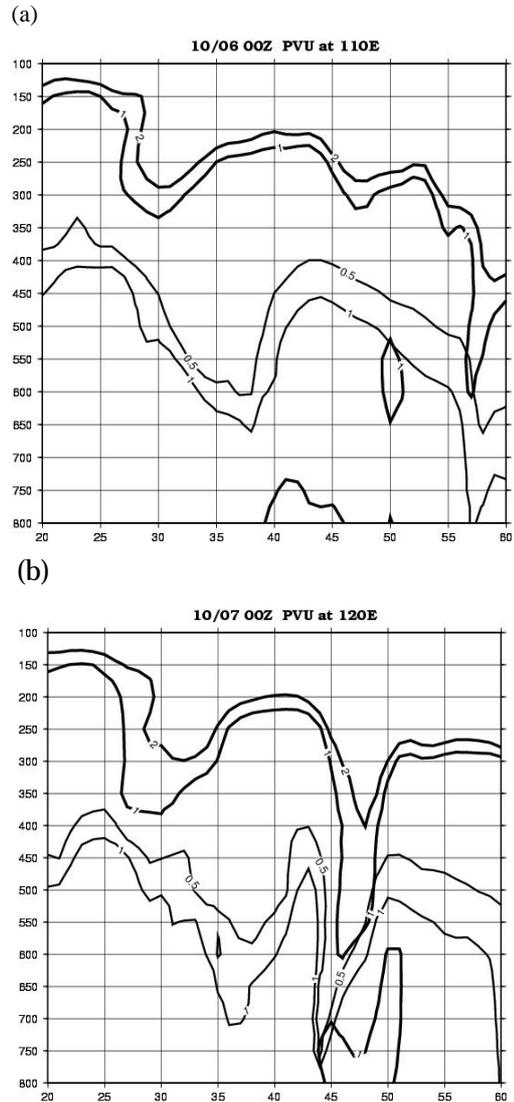


Fig.15 North-South vertical distributions of PVU(thick lines) and specific humidity(thin lines) at (a)00UTC 06 across 110E, (b)00UTC 07 across 120E.

消滅したとみられた乾燥領域は、等温位面に沿って北上したため $GMS - IR3$ の測定範囲を外れ (Yatagai,2001) 輝度温度に表れなくなったと結論付けられる。また Fig.15 では Fig.9 の PV 南北鉛直断面図に加え比湿の分布を示している。これによると、30N 付近及び 45N 付近に PV アノマリーがみられるが、後者の PV アノマリーと乾燥領域の対応が良いのに対し、前者では PV アノマリー領域に加え、南北にわたり乾燥領域が分布していることがわかる。これは、Fig.11 及び Fig.13 で顕著であった乾燥空気が PV アノマリーのみによってもたらされたのではなく、Fig.14 で見たようにチベット高原の周辺からも流れてきていることを示している。この結果、8 日に顕著であった乾燥領域は PV アノマリー内外の乾燥空気に加え、チベット高原の中層を流れる西風によって運ばれたことがわかった。

7. まとめ

本事例で解析された低気圧及び小低気圧は季節の変わり目であり複雑な総観場の中、発達、維持しつつ日本領域を東進していった。低気圧の構造は、暖湿流が雲域 C1 付近で巻き込むような構造をとり、温暖域が切り離されワームコア状の構造をもっていた。この下層の暖湿な空気の上層には西方から流入した乾燥空気が存在し、対流不安定状態を形成した。流入した乾燥空気の近傍には PV アノマリーも存在しており、下層から伸びてきた PV アノマリーと合体しカップリングした。カップリング前後の時間帯には西日本域に豪雨をもたらし、つづけて近畿地方にも大雨や落雷などの被害を出した。一方、対流圏中、上層の乾燥空気の起源を back trajectory 解析により辿った結果、一つは対流圏上層北域における高 PV、乾燥領域にたどり着き、また一つははるか西方のチベット高原北西部で対流圏中層にたどり着くことができた。そのため、チベット高原近傍の乾燥空気が東アジア域での対流不安定形成、さらには豪雨発生に影響しているという可能性が示唆された。

参考文献

- Browning, K. A. and Roberts, N. M. (1994): Structure of a frontal cyclone, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol.120, pp.1535-1557.
- Reed, R.J. and Albright, M.D. (1986): A Case Study of Explosive Cyclogenesis in the Eastern Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, pp.2297-2319.
- Reed, R. J. and Danielsen, E. F. (1959): Fronts in the vicinity of the tropopause. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim.*, Vol.A11, pp.1-17.
- Shapiro, M. A. and Keyser, D. (1990): Fronts, jet streams and the tropopause. Pp. 167-191 in *Extratropical Cyclone*. Eds. C. W. Newton and E. O. Holopainen. *Am. Meteorol. Soc.*, Boston, Mass.
- Yatagai, A. (2001): Estimation of Precipitable Water and Relative Humidity over the Tibetan Plateau from GMS-5 Water Vapor Channel Data. *J. Meteor. Soc. Japan.*, Vol.79. pp.589-598.
- Young, M. V., Monk, G. A. and Browning, K. A. (1987): Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol.113, pp.1189-1115.

The origin of the dry air brought heavy rain to Japan at October 2000

Yu HOZUMI* and Hiromasa UEDA

*Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

Synoptic depression and mesoscale low passed through the West Japan that brought heavy rain. Mesoscale low, that horizontal scale was meso scale, moved eastward with synoptic depression pointed front of mesoscale low brought severe precipitation with lightning and disasters caused the flood above the floor. So we investigated the cause of convective instability associated with mesoscale low's development. The cause of development was disclosed that the dry air within the upper- and middle- tropopause flowed to the front of mesoscale low, that suggested dry intrusion associated with the development of the low. In addition, the origin of the dry air was no less the air of southern Tibetan High than stratospheric air.

Keywords: heavy rain; convective instability; dry intrusion; PV anomaly