

- Publications No. 166. 73-78.
- 森永由紀, 1991: 北半球の積雪面積変動と大気循環場の統計的解析. *グロスベッター*, **30**, 1-11.
- Nikaidou, Y., 1990: On the origin of subtropical highs in the summer hemisphere, Research activities in atmospheric and oceanic modelling. ed. by G.J. Boer. WMO/TD No. 396, 7. 33.
- 安成哲三, 1984: モンスーンとは何だろうか. *科学*, **54**, 487-494.
- Yasunari, T., 1990: Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific. *Meteor. & Atmos. Phys.* **44**, 29-41.
- 安成哲三, 1991: 地球気候システムにおけるモンス

- ーンの役割. *科学*, **61**, 697-704.
- Yasunari, T., 1991: "The monsoon year"—A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 1331-1338.
- Yasunari, T., A. Kitoh and T. Tokioka, 1991: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate—a study with the MRI-GCM—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 4, 473-487
- Yasunari, T. and Y. Seki, 1992: Role of the Asian summer monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 177-189.

104: 302 (東アジア(中国)乾燥; 半乾燥地域; 広域地表面過程と水循環; Cb群日変化分布)

### 3. 東アジア乾燥地域周辺の水循環\*

加藤 内蔵進\*\*・岩崎 博之\*\*\*・松本 淳\*\*\*\*

#### 1. はじめに

東アジアの気候・水循環は、インドモンスーンや西太平洋熱帯海域の対流活動とならび、東アジア中高緯度の大規模な海陸コントラスト(特に東西方向)にも大きく特徴づけられる。特に、中国の乾燥・半乾燥地域はタクラマカン砂漠〜ゴビ砂漠〜モンゴル高原〜内モンゴル〜華北(40~50°N/80~120°E)と大きな水平スケールを持ち、東アジア中高緯度の海陸コントラストをつくり出す陸側の作用中心とも言える。しかも興味深いことに、東アジア大陸域には、上記の乾燥地域・半乾燥地域、及び華中・華南の湿潤地域等、地表面状態の大きく異なる地域が隣接しており、大陸規模での「広域地表面過程と水循環」の基礎過程を比較研究するための絶好のテストフィールドでもある。

大陸域での水循環の理解は、地面からの蒸発と降水という水のリサイクルやその際の水平方向への水の動きが、どのような時空間スケールで集中・分散しながら起きるのか、またその過程に日射がどのように関わるのか(大規模な循環場の形成、あるいは日変化のサイクルを介して等)に集約される。しかし現段階では、その理解

に必要な土壌中の水分とそのふるまい、大気陸面間の熱・水蒸気交換過程に関する実態が大陸スケールでは充分把握されておらず、上記の点の評価は大変難しい。

本講演では、日射による地面加熱の影響の現われ方の違いを示唆すると思われる例として、(1) 中国乾燥・半乾燥地域付近の大気成層状態の季節変化とその周辺域での水循環への影響、(2) 梅雨〜盛夏期の華北・華中における大規模な収束帯(前線帯)以外の場所でみられる日変化する積乱雲群の出現特性と地表面状態について、現在著者らが進めている研究の中から紹介する。これは、将来大陸スケールの水循環研究を定量的に進めていくための1つのバックグラウンドとなり得るものである。本講演の話題のうち、(1)(第2章)は1985年に関する講演者(加藤)自身の研究、(2)(第3章)は1979年に関する、松本・岩崎両氏との共同研究、としてとりまとめ中の内容を中心とする。

#### 2. 中国乾燥地域周辺の地面加熱とその周辺域の水循環

##### 2.1 下層大気の成層状態の季節変化と大気場

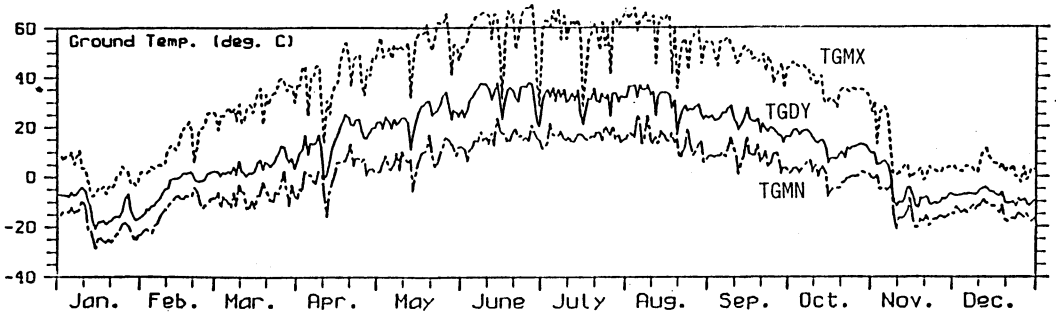
第1図に、ゴビ砂漠西部の哈密(Hami 52203, 42.87°N/93.52°E)における地表面温度の最高値、日平均値、最低値の季節変化を中国地面気象記録月報(中国気象局)に基づき1979年について示す(Masuda *et al.*, 1991より引用)。砂漠地域では地表面温度の日平均値や

\* A preliminary report on the water cycle around the arid and semiarid area in East Asia.

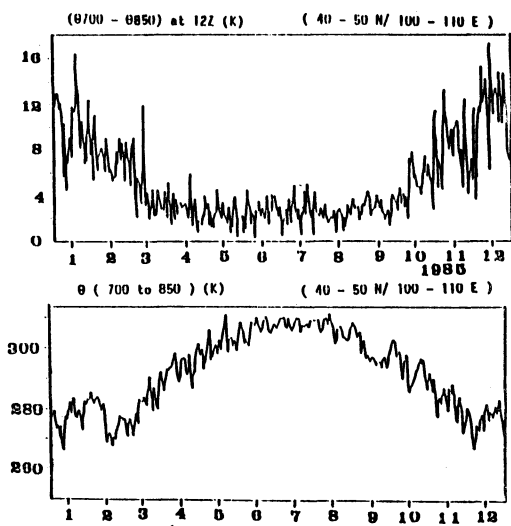
\*\* Kuranoshin Kato, 名古屋大学水圏科学研究所, 本講演の演者.

\*\*\* Hiroyuki Iwasaki, 気象研究所台風研究部.

\*\*\*\* Jun Matsumoto, 東京大学理学部地理学教室.



第1図 ゴビ砂漠の哈密(Hami, 52203, 47.87°N/93.52°E, 738 m)における地表面温度の最高(TGMX), 日平均(TGDY), 最低(TGMN)の1979年における季節変化(°C) (Masuda et al., 1991).



第2図 ゴビ砂漠付近の 40~50°N/100~110°E で平均した  $(\theta_{700}-\theta_{850})_{12z}$  (上段),  $\theta_{700-850}$  (下段)の1985年における季節変化.

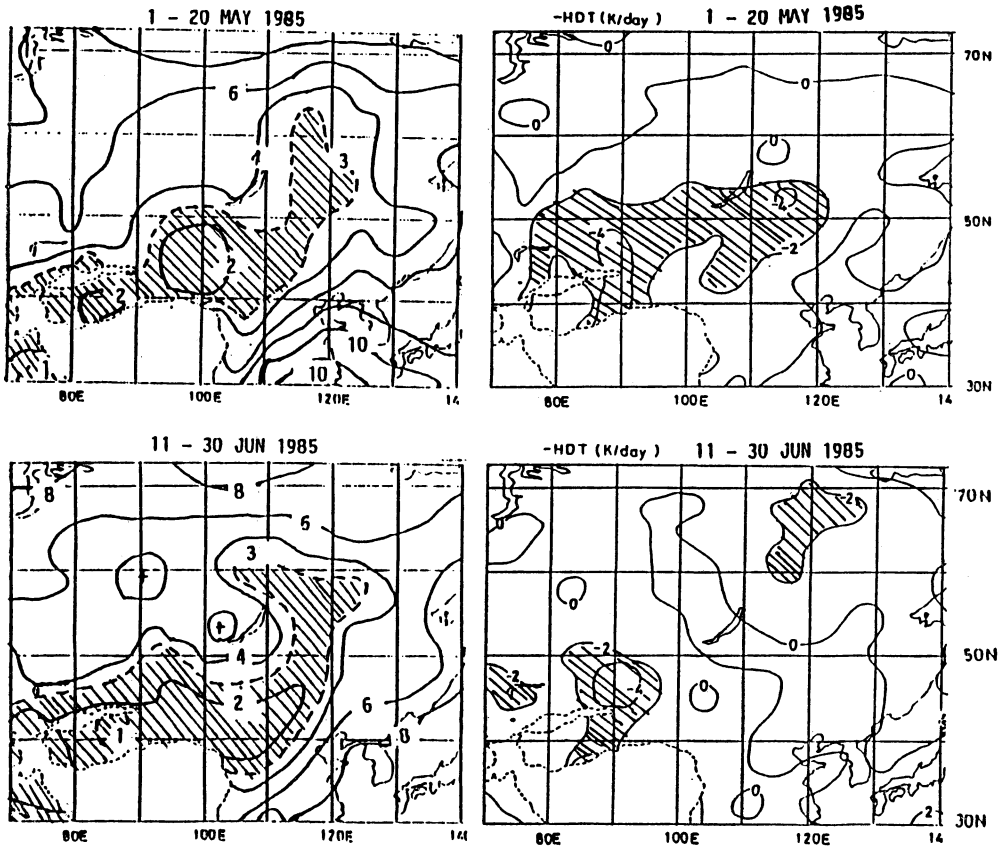
最高値が暖候期には高く、特にその最高値は4月で約40°C、5月以降50~60°Cと大変高い日が続く、このため、砂漠地域を中心に5月頃は上端が600~700 mb面に達する深い乾燥対流による混合層が連日形成される(Kato (1985, 1987)による(1979の事例参照)).

1985年について、気象庁数値予報課作製の全球解析データ(GAデータと以下称する、2.5°×2.5°格子)に基づき、乾燥対流による深い混合層発達を目安として700 mbと850 mb面の12 GMT (105°Eの地方時で19時)における温位差  $(\theta_{700}-\theta_{850})_{12z}$ 、及び日平均(00 GMTと12 GMT平均)の両等圧面で平均した温位  $\theta_{700-850}$ の季節変化を第2図に示す(ゴビ砂漠付近の40~

50°N/100~110°Eで平均)。また、5月1~20日、6月11~30日で各々平均した  $(\theta_{700}-\theta_{850})_{12z}$ 、及び700~850 mb平均の温度の水平移流  $(-V_H \cdot \nabla_H T)$ 、日平均)の分布を第3図に示す。

砂漠地域では3月後半から10月初めまで、乾燥対流に対して中立に近い成層が700 mb面より下層で持続する( $(\theta_{700}-\theta_{850})_{12z}$ が0に近い)、地面が海拔1,000~1,500 mであり、日中少なくとも地上から1,500~2,000 mを超える厚い混合層が発達することが示唆される。 $(\theta_{700}-\theta_{850})_{12z}$ 分布の季節変化の図は略すが、第2図でもわかるようにこのような厚い混合層発達領域は(例えば、第3図(a)の  $(\theta_{700}-\theta_{850})_{12z} \leq 3$  Kの斜線領域)、5月にはタクラマカン砂漠~華北の40~50°N/80~120°E付近に広がり、9月いっぱい維持される(夏期には110~120°Eで  $(\theta_{700}-\theta_{850})_{12z}$ の値は多少増加する)。これらの地域では5月いっぱい下層の寒気移流  $(-V \cdot \nabla T < 0)$ が大きいが、それを打ち消して昇温を続け(第2図の  $\theta_{700-850}$ の季節変化参照)、6月初めには下層気温が年最高値に達する。この状態が8月半ばまで維持される。興味深いことに、6月には昇温の大きかった砂漠地域を中心に海面更正気圧が下降し、40~50°N/90~120°Eの広がりを持つ低圧部が形成される(第4図(a)GAデータに基づく)。図は略すが、日々の地上天気図によればほぼ定常的で(強さは日変化する)、500 mb面では逆に平均場でリッジになるような構造である。地面からの広域的な加熱の役割を理解するためには、今後熱収支解析や細かい鉛直構造の解析が必要であるが、地面加熱の影響(乾燥対流)を強く受けたと示唆される領域を中心に、熱的低気圧が6月初めに形成されてしまった点は注目すべきである。

2.2 バイカル湖周辺域における降水と水蒸気場の変



第3図 (左) 1985年5月1~20日(上段), 6月11~30日(下段)でそれぞれ平均した  $(\theta_{700} - \theta_{850})_{12z}$  分布 (K). 3 K 以下の領域に斜線をつけた(右). 同期間で平均した 700~850 mb 平均の  $-V_H \cdot \nabla_H T$  (K day<sup>-1</sup>) の分布. 斜線域は  $-2$  K day<sup>-1</sup> 以下の強い寒気移流域.

化(1985年5月と6月の比較)

2.1 で述べた熱的低気圧の形成される6月初め頃, その北方のバイカル湖周辺域では(50~60°N/100~110°E) 第5図に示されるように, 日降水量が増大する. 興味深いことに, 熱的低気圧の周辺の気圧傾度の大きい領域に沿って, 850 mb 面での比湿が増加している(第4図(b)), 図は略すが, バイカル湖周辺域の東側では(50~60°N/110~120°E), 6月初め頃から 850 mb 面で東風が侵入しやすくなる. つまり, 熱的低気圧の周囲の等圧線に沿って反時計まわりに向かう風の成分が増加し(地衡風の), 水蒸気のより内陸への侵入が起きやすくなった可能性がある. しかし, これらの地域では, NOAA の

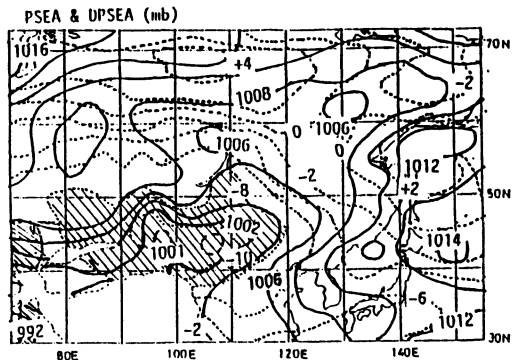
NESDIS データによれば融雪が5月ごろ起きており\*, 地面加熱による対流雲群形成も含めた, 地面からの蒸発と降水の日変化スケール~総観スケールでの水のリサイクルの役割も併せて考える必要がある.

ともかく, 中国乾燥地域周辺域の地面加熱は, Kato (1985, 1987), Nakamura and Hasegawa (1987) が示したような大陸上の梅雨前線の熱力学的構造への影響の他に, より内陸への水の侵入過程に関わる重要な因子の1つとしても注目される.

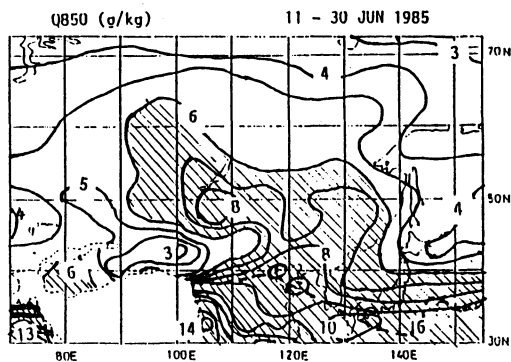
### 3. 「熱い」大陸上の前線帯隣接域での水循環(梅雨~盛夏期)

3.1 日変化する積乱雲群の出現特性と地表面状態  
梅雨前線帯では(大陸上では, 6月前半まで華南, 6月後半~7月前半は華中, 7月後半~8月前半は華北に停

\* 増田耕一(東大・地感物理), 沼口敦(国立環境研), 森永由紀(筑波大・地球科学) 各氏からの情報.



(a)



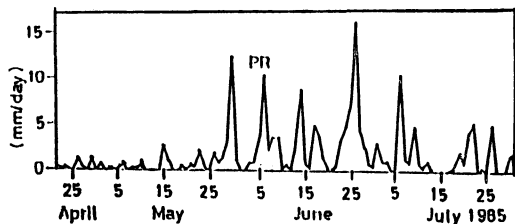
(b)

第4図 (a) 1985年6月11~30日平均の海面更正気圧の分布 (mb, 実線). 点線は, 5月1~20日平均からの差 (mb). 差が $-8$  mb 以下 ( $8$  mb 以上の気圧降下) の領域に斜線をつけた.

(b) 同期間の  $850$  mb 面での比湿 ( $g\ kg^{-1}$ ). 斜線域は  $6\ g\ kg^{-1}$  以上の領域, 5月1日~20日平均場の  $6\ g\ kg^{-1}$  の等値線を破線で示した ( $30\sim 40^\circ N$  付近に存在).

滞), 各種メソスケールの積乱雲群が頻出し (以下, Cb 群と略す) 多量の降水がある (例えば Ninomiya, 1989). Cb 群の出現特性は, 層状雲のそれと並んで水の集中・分配過程を眺める1つの指標となるので, 1979年の6月20日~7月22日 (期間 I, 華中の梅雨最盛期), 7月23日~8月17日 (期間 II, 華中の盛夏期) について,  $35\ mm$  フィルムの GMS 赤外面像 (1日4回) を用いて直径  $100\ km$  以上の Cb 群の出現位置の分布を調べた. 各期間について午後~夕方 (06, 12 GMT), 夜中~朝 (18, 00 GMT) 別に合成した結果を第6図に示す.

梅雨前線帯では, 昼夜を問わず Cb 群の出現頻度が高



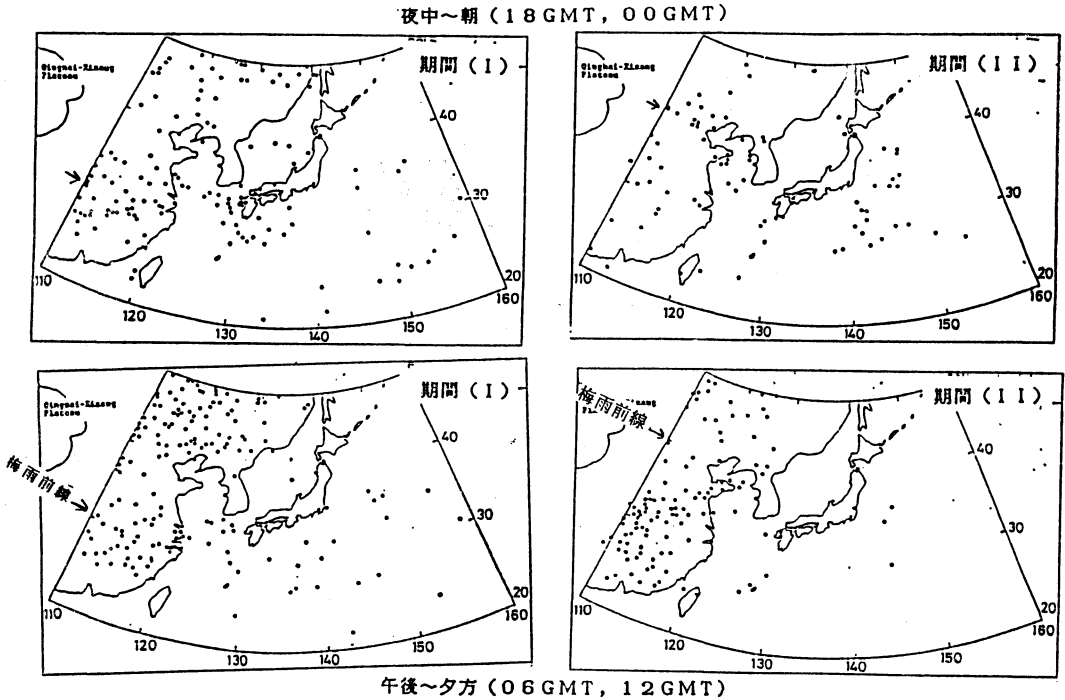
第5図 旧ソ連気象月報 (気象庁図書室所蔵) に基づく  $50\sim 60^\circ N/100\sim 110^\circ E$  内の6地点平均日降水量の時系列 ( $mm\ day^{-1}$ ).

い. 一方, 大規模場の収束は強くないと思われる期間 (I) の華北・中国東北区 ( $40\sim 50^\circ N/110\sim 120^\circ E$ ) や亜熱帯高気圧域にあたる期間 (II) の華中周辺では, 総降水量こそ期間 (I) の梅雨前線帯 ( $\sim 30^\circ N$ ) に比べて小さいが (図は略), 著しい日変化を伴って日中~夕方にかけて Cb 群の出現頻度が大変高くなる傾向がある.

中国地面気象記録月報に基づく各期間で平均した地表面温度の日最高値 ( $T_{gmax}$ ), 日較差 ( $T_{gmax} - T_{gmin}$ ), 及び地上気温との差 ( $T_g - T_a$ ) の大陸上での南北分布 ( $107\sim 125^\circ E$  平均, 第7図) によれば, 上記の日変化する Cb 群の出現域で  $T_{gmax}$  や ( $T_g - T_a$ ) は大きい. 日射で熱くなった地面からの下層大気の加熱が, 湿潤対流に対する成層の不安定化に大きく寄与する可能性が示唆される. ところで, 地表面温度の日較差は, 土壌の湿り具合にも支配されており, 湿っているほど日較差が小さい. 日変化する Cb 群の出現域での ( $T_{gmax} - T_{gmin}$ ) は, 前線帯 (期間 I) では  $\sim 30^\circ N$ , (II) では  $\sim 40^\circ N$  に位置) ほどは小さくないものの, 約  $30^\circ C$  を値を示し, 第1図に示した暖候期の砂漠域 (約  $50^\circ C$ ) に比べればかなり小さい. つまり, 平均的には大規模大気場の収束が大きくない「前線帯のはざま」でも, 昼間の強い日射が地面温度を上昇させ, 地面からの加熱や蒸発を通して, 水の集中を反映する Cb 群の活動が維持されることが示唆される. しかも, 対象とした各々の領域スケールで見れば, 降水と地面からの再蒸発という水のリサイクルが Cb 群を介して日変化スケールで起きている可能性を示唆しており, 今後, 水蒸気収支等の定量解析でこの仮説を確める必要がある.

3.2 2つの期間の日変化する Cb 群出現領域付近の大気条件の比較

(1) 期間 (I) の華北・中国東北区



第6図 直径 100 km 以上の Cb 群の出現位置 (黒丸) の分布. 左側は期間 (I) で右側は期間 (II). また, 夜中～朝 (18, 00 GMT) を上段に, 午後～夕方 (06, 12 GMT) を下段に示す.

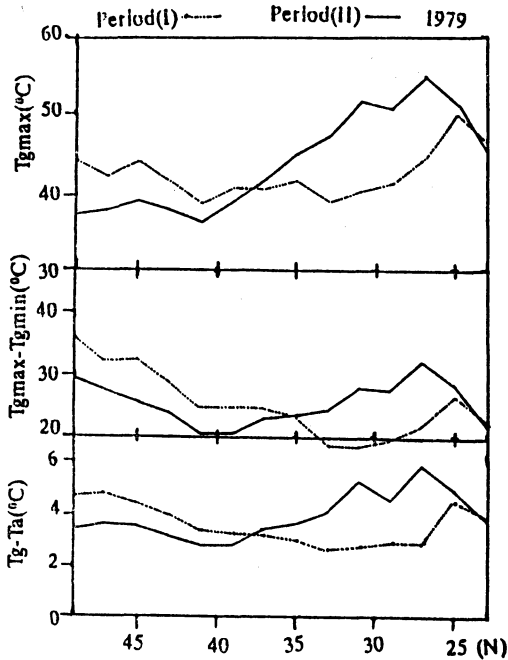
この時期, 下層の南北温度極大ゾーンで特徴づけられる東シベリアの寒帯前線帯は最も北上しており ( $\sim 60^\circ\text{N}$ ), 上層 ( $\sim 500\text{ mb}$ ) の動きの遅い切離低気圧が寒帯前線帯からこの領域へ時折南下する. 日々の衛星写真や 500 mb 天気図によれば, このような時に日変化する Cb 群が多数出現しやすい傾向がある. 1979 年 7 月 10 日の例によれば (但し, この日は直径 100 km を超える Cb 群は夜間も昼間と同じ程度の数であったが, それ以下の直径の Cb 群の数の日変化は大きかった), Cb 群は上記の切離低気圧の近傍に昼夜ともまとまっているが, その活動が日中により活発であった. Ninomiya (1989) は, この時期梅雨前線の北方の梅雨トラフ付近に (アリューシャン～華北) 対流性の雲域が出現しやすく, 平均場としての梅雨トラフは上層の動きの遅い切離低気圧の通り道に対応することを 1979 年の事例で指摘した. 本研究の結果はこれに対応するものと考えられるが, それが日射と関連して顕著な日変化をすることが注目される.

ところで, 上層切離低気圧の接近は 6 月前半にも度々あったが, その時の日変化する Cb 群の出現数 (単位

日数あたり) は, 期間 (I) が多い (図は略). 6 月 18 日頃, 華中に梅雨前線が北上し, その北側の  $35\sim 50^\circ\text{N}$  では 850 mb の比湿が  $\sim 6\text{ g kg}^{-1}$  (6 月 1～17 日平均) から  $\sim 8\text{ g kg}^{-1}$  (期間 (I)) と増加した. つまり, 平均的な下層の水蒸気量の増加, 上層の切離低気圧の接近も, 日射による地面加熱とともに Cb 群が広域に頻出しやすい状況の実現へ大きく寄与するものと推論される.

#### (2) 期間 (II) の亜熱帯高気圧域である華中

ほぼ連日亜熱帯高気圧に覆われていたこの領域でも日中 Cb 群の出現数は多かった. ところで, 気象庁数値予報課作製の客観解析データ ( $381\text{ km} \times 381\text{ km}$ ,  $60^\circ\text{N}$  の北半球ポーラーステレオ) に基づく 850 mb 面での水蒸気フラックス発散 ( $F_H \cdot (qV)$ ) は, 午後～夕方の状態をより反映すると思われる 12 GMT の, 00 GMT からの差が期間 (II) の平均で  $+2.7\text{ g kg}^{-1}\text{ day}^{-1}$  ( $25\sim 35^\circ\text{N}/110\sim 120^\circ\text{E}$  平均) である. つまり, Cb 群の現われやすい午後～夕方に下層の水蒸気フラックスがむしろ発散の傾向を持ちそうな点は大変興味深い. 毎日の可視画像によれば, 日中は複雑地形に沿って浅い対流雲と考えられる



第7図 107~125°E で平均した  $Tg_{max}$  (上段),  $(Tg_{max} - Tg_{min})$  (中段),  $(Tg - Ta)$  (下段) の南北分布 (°C). 期間(I)を点線, 期間(II)を実線で示す.

雲が広く分布していた。今後水蒸気収支によって確かめる必要があるが、浅い対流による下層大気の湿潤化過程の一環としてCb群が日変化を伴って現われている可能性もあり、今後の研究で検証すべき興味ある作業仮説を提示している。

以上のように、「熱い」地表面からの加熱も関与すると考えられるCb群の日変化に代表される水の集中（あるいはリサイクル?）も、大規模な大気や地表面の条件の違う2つの例では、かなり異なる水循環を反映している可能性を指摘出来る。

#### 4. おわりに

本講演では、中国乾燥地域周辺の成層状態の季節変化と周辺域の水循環、日変化するCb群の分布状態と関連した地表面状態や大気状態を例に、大陸上の水循環過程に関連した地面加熱の関与のし方（可能性）について紹介した。しかし、現在のところ、地表面から大気への熱や水蒸気の輸送量やその鉛直分布の広域代表値の分布に関する実態の把握は大変難しく、未だ充分知られていない。また、この中で複雑地形の様々な役割、日変化・総観規模等の各スケールでの水のリサイクルとそれを経ながらの内陸への水輸送過程等、今後定量的に解決しなければならない問題は多い。このような大陸スケールの水循環の理解を深めていくための問題提起として本講演で紹介した各研究が役に立てば幸いである。

#### 文 献

- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Bain front over the China Continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-36.
- , 1987: Air mass transformation over the semiarid region around North China and abrupt change in the structure of the Bain front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 737-750.
- Masuda, K., A. Oouchi and K. Kato, 1991: An annual cycle of surface meteorological variables at stations of China, Meteor. Rep., 91 (No. 1), pp 187.
- Nakamura, H. and N. Hasegawa, 1987: Forecast experiments on the large-scale features of the Bain front. Short-and medium-range numerical prediction. Collection of Papers Presented at the WMO/IUGG NWP Symposium, Tokyo, 4-8 August 1986, 441-453.
- Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over East Asia during Bain period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 639-658.