

中国北西部砂漠における降雨特性

板野 稔久・竹見 哲也・光田 寧

RAINFALL CHARACTERISTICS AT NORTHWESTERN CHINA

By Toshihisa ITANO, Tetsuya TAKEMI and Yasushi MITSUTA

Synopsis

Rainfall characteristics over the HEIFE area in the Northwestern China are investigated as an example of rainfall in the midlatitude arid area. Especially, its relations to the synoptic weather conditions are focused on. Results show that the rainfall within HEIFE area is mainly caused by the wave disturbances over polar front. Rainfall amount observed at the surface is revealed to be related linearly to the elevations of each station and decreased to 100 mm/year at the bottom of Hexi Corridor, 70% of which is occupied by desert.

The possibility of rainfall is considered to be determined by the upper air conditions. During the summer, rainfall is sufficiently expected from the standpoint of water content and stability. But because of high lifting condensation level and mean downward air motion over the desert, rainfall is only possible when the large scale external forces like wave disturbances over polar front exist on this region. Meanwhile in winter, water content is quite small and stability shows nearly neutral. So, rainfall is hardly expected.

1. は じ め に

中緯度に顕著な砂漠域が見られることはよく知られた事実であるけれども、それを支配するメカニズムについてはまだ不明な点が多い。特に水文過程において、高層データや地表面において観測されたデータを解析した結果降水量を上回る蒸発が報告されたり^{1), 2), 3)}、晴天の日の日中に下向きの水蒸気輸送が観測されたりするなど^{4), 5)}、まだ解明されていない現象がいくつか指摘されている。それ以前に、今回対象とする中国北西部に位置する HEIFE 領域では砂漠とはいえ夏を中心に年間約 100 mm 弱の降水量が観測されるのであるが、砂漠での水の大きな供給源である降雨に関しても十分に研究されているとはいえない。例えば、中国を中心とした乾燥地帯における降雨の研究はいくつかなされてきているけれども、それらは季節内変動より長い時間スケールの降水量のトレンドを調べたり、その空間パターンを調べたりしているものがほとんどで^{6), 7), 8), 9)}、中緯度で卓越している総観規模擾乱との関係で砂漠上の降雨を論じているものは Manabe と Broccoli による GCM の実験^{10), 11)}を除けば皆無である。そこで今回、総観規模の時間・空間スケールで HEIFE 領域の降雨特性を調べ、中緯度の砂漠のメカニズムを考えてみることを試みた。

2. デ ー タ

今回用いた基本的なデータは、1990 年 8 月から 1991 年 12 月までの期間における 12 時間毎の高層デー

タ [酒泉 (39°N 46', 98°E 29'), 張掖 (38°N 56', 100°E 26') および民勤 (38°N 38', 103°E 05')] と中国気象局の降水量のデータ [高台 (39°N 22', 99°E 50'), 臨沢 (39°N 09', 100°E 10') および張掖] である。加えて, HEIFE 領域内に含まれるローカルな水文ネットワークで記録された 1 日雨量のデータも使用している。さらに, 京都大学防災研究所で受信している気象衛星“ひまわり”の赤外データを 1991 年 6 月中旬から 9 月の終わりまでの期間, 12 時間間隔 [0425 GMT と 1625 GMT] で使用している。

3. HEIFE 領域での降雨特性

HEIFE の実験領域は中国北西部にあたる 39°N, 100°E のあたりに位置する。河西回廊と呼ばれる 70 × 100 km 位の低地を中心に, 南西側にはチベット高原の北東端にあたる 5,000 m 級の Qilian 山脈の山麓から, 北東方向へは 2,000 m 級の Longshou 山脈とその奥に続くモンゴルまで広がっている砂漠の一部を含む領域で, 砂漠, オアシス, 森林地帯そして耕作地など様々な地表面条件が混在している。

この HEIFE 領域内の年間降水量を Table 1 に要約した。便宜上, 領域を河西回廊底部, Qilian 山脈の

Table 1. Annual rainfall and locations of three basic stations of Chinese Weather Bureau (GaoTai, LinZe and ZhangYe) and the other local hydrological networks.

Station/Year	Rainfall (mm/year)				Location		
	1988	1989	1990	1991	Longitude	Latitude	Elevation
GaoTai (高台)				95.2	99°50'	39°22'	1332.2 m
LinZe (臨沢)				91.3	100°10'	39°09'	1453.7 m
ZhangYe (張掖)				* 84.7	100°26'	38°56'	1482.7 m
GaoYao (高崖)	146.9	92.1	133.7	75.2	100°24'	39°09'	1415.0 m
PingChuan (平川)	129.1	119.6		80.3	100°06'	39°20'	1382.0 m
ShuangQuanHu (双泉湖)	99.6	94.8			100°08'	39°12'	1430.0 m
YanChi (鹽池)	82.9	44.7		73.9	99°17'	39°44'	1330.0 m
ZhengYiXia (正義峽)	84.9	52.7	103.2	72.2	99°28'	39°49'	1310.0 m
Bottom of Hexi Corridor							
BaiShiYa (白石崖)	653.7	494.9	434.9		101°10'	38°04'	3200.0 m
BianDuKou (扁都口)			444.3	383.1	100°56'	38°14'	2810.0 m
BingGouTai (水溝台)	485.3	652.3		329.4	100°50'	38°17'	2660.0 m
DaHe (大河)	278.2	322.6	298.7	214.4	99°30'	39°00'	2660.0 m
DaYeKou (大野口)		390.3		261.7	100°19'	38°36'	2400.0 m
HongShaHe (紅沙河)	288.4	231.8		207.4	99°12'	39°11'	2290.0 m
HuaZhai (花寨)	206.3	346.0	296.2		100°22'	38°37'	2160.0 m
HuoCheng (雀城)	396.9	399.7		242.6	101°03'	38°24'	2400.0 m
LiYuanBao (梨園堡)	198.2	174.9	152.3		100°00'	38°58'	1760.0 m
LiuBa (六堤)	217.8	184.8		152.3	100°43'	38°39'	1760.0 m
ShuanShuSi (双樹寺)	399.8	467.2	350.1	271.5	100°49'	38°22'	2410.0 m
WaFangCheng (瓦房城)	462.8	504.8	381.6	319.5	100°29'	38°26'	2440.0 m
XiShui (西水)	380.2				100°15'	38°22'	2760.0 m
YaoGao (窰溝)	187.0	344.2	194.9		100°11'	38°49'	2380.0 m
YingLuoXia (鶯落峽)	212.3	147.4	155.8	120.4	100°11'	38°49'	1700.0 m
Mountainside of Qilian Mountain (SW of Hexi Corridor)							
DongShanSi (東山寺)	166.7	130.7	193.7		100°41'	39°03'	1900.0 m
HongSiHu (洪寺湖)	185.9	71.4		99.0	101°07'	38°54'	2040.0 m
PingShanHu (平山湖)	236.8	109.5	207.1	128.3	100°51'	39°10'	1880.0 m
Longshou Mountain Range (NE of Hexi Corridor)							

* ; obtained with the periods from October 1990 to September 1991

山麓および Lonbshou 山脈という 3 つの部分に分類した。これより、一部オアシスや耕作地を含むけれども砂漠が支配的な河西回廊底部では年間降水量が 100 mm 前後であるが、標高の高い Qilian 山麓や Longshou 山脈ではより多くの降水がみられることがわかる。実際、Fig. 1 にみられるように、標高と年間降水量の間にはほぼ線形の関係がある。標高のより高いところで多くの雨がみられるということは、降水を伴った擾乱がやってきたときに地形の影響が働いて強制的に雨を降らせた結果であると考えられる。一方、標高がほぼ一定な河西回廊底部で降水量がほぼ一定であるということより、地表面条件の小さな違いは降水にあまり影響していないといえる。

代表的な観測点における一日間隔の降水量の時系列を Fig. 2 に示す。上から高台 (GaoTai)、臨沢 (LinZe) および張掖 (ZhangYe) の 3 点は河西回廊底部、大河 (DaHe) と瓦房城 (WaFangCheng) の 2 点は Qilian 山

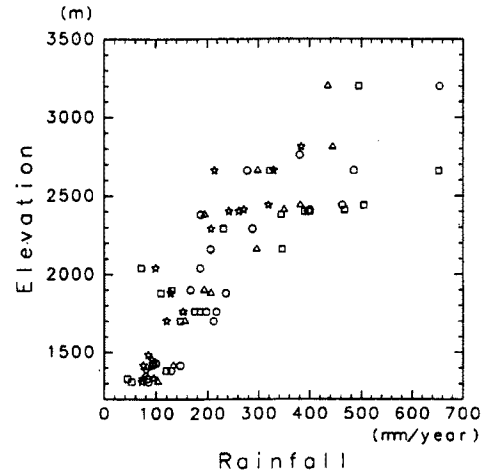


Fig. 1. Relation between annual rainfall and elevation of each station. Circles, squares, triangles and stars mean that in 1988, 1989, 1990 and 1991 respectively.

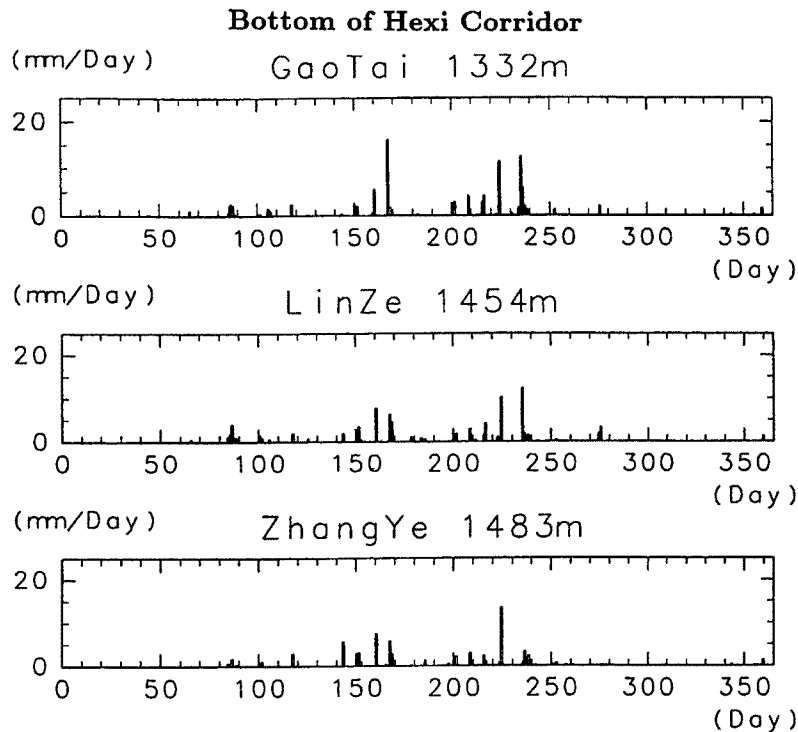


Fig. 2. Time serieses of daily rainfall records in 1991 at selected stations. Upper three stations (GaoTai, LinZe and ZhangYe) are those at the Bottom of Hexi Corridor, next two (DaHe and WaFangCheng) are those at the mountainside of Qilian Mountain and final one (PingShanHu) is that in Longshou Mountain.

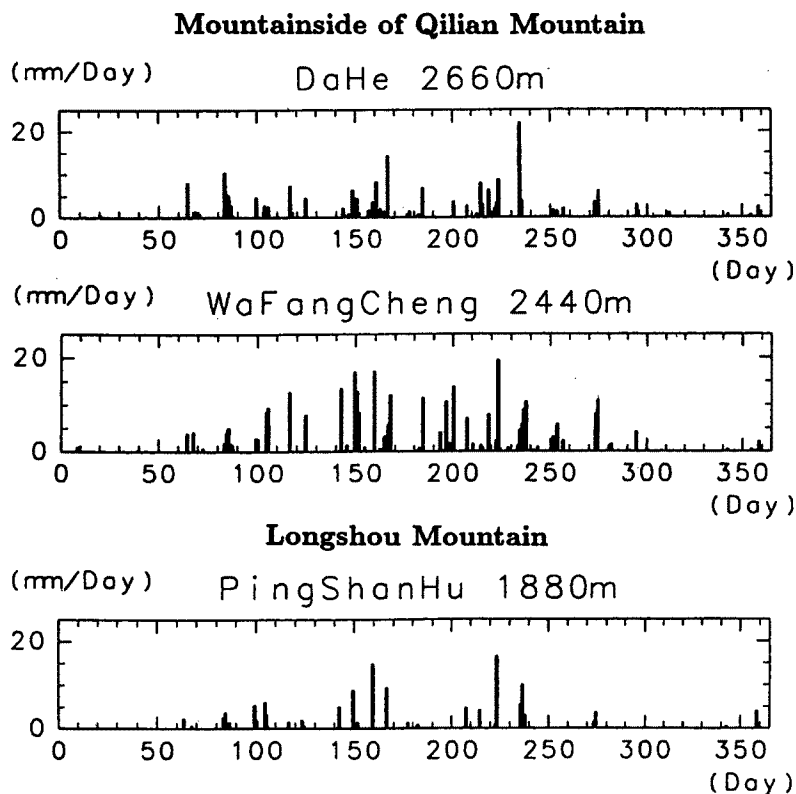


Fig. 2. Continued.

麓そして平山湖 (PingShanHu) は Longshou 山脈にそれぞれ位置する。降水は夏を中心にみられ、各観測点とも一日雨量は夏に大きく冬に小さいという年変化を示している。上記以外の地点も含めて HEIFE 領域内の降水の時系列を詳しく調べてみると、降水は 100 km 四方の領域内ではほぼ同時に起こっていることがわかった。この降水の周期はだいたい 5-10 日である。このことより降雨は局地的あるいはメソスケールの擾乱ではなく、総観規模のそれによって引き起こされていることが示唆される。その時、前に述べたように地形の影響などがあるため、同じ擾乱によるものでも標高の高いところではより多くの雨がみられるのではないと思われる。

4. 砂漠上の大気の鉛直構造

前章より、砂漠が 70% を占める河西回廊底部においても夏の間には降水がみられ、一方冬の間にはそれが全くみられないことが示された。これらの降水の特徴をそれを支配する上空の大気の状態から調べるのがこの章の目的である。以下、可降水量、成層および安定度について議論してゆく。

4.1 可降水量

降水は大気に含まれる水蒸気の一部が凝結して生じたものである。一般に、中緯度の砂漠はこの水蒸気が大気中に少ないためにできたものであると説明されているので、そのことをチェックする意味においても大気中の水蒸気量を調べることは重要であると思われる。まず、単位体積当たりの鉛直気柱に含まれる全水蒸気量 (可降水量) を用いて議論を進める。可降水量は以下の式で与えられる、

$$\text{Precipitable Water} = -\frac{1}{g} \int_{p=p_{\text{surface}}}^{p=0} \frac{\rho_{\text{vapor}}}{\rho_{\text{dryair}} + \rho_{\text{vapor}}} dP, \dots\dots\dots (1)$$

ここで g は重力加速度, p は気圧, ρ_{vapor} は水蒸気密度そして ρ_{dryair} は乾燥空気の密度である。 ρ_{vapor} と ρ_{dryair} は気体状態方程式を使ってそれぞれ以下の式で計算される。

$$\rho_{\text{vapor}} = \frac{m_{\text{vapor}}}{R} \frac{e}{T} \dots\dots\dots (2)$$

$$\rho_{\text{dryair}} = \frac{m_{\text{dryair}}}{R} \frac{P-e}{T}, \dots\dots\dots (3)$$

ここで, R は気体常数, T は気温, e は水蒸気圧で m_{vapor} と m_{dryair} はそれぞれ水と空気の分子量である。 e は露点温度から Goff-Gratch の式を用いて計算される。

Fig. 3 はこのようにして計算された可降水量の張掖における時系列である。激しい日変化にもかかわらず、夏に大きく冬に小さいという顕著な年変化を示しており、8月には 35 kg/m^2 という最大値に達している。Table 2 にはこの可降水量の月平均値がまとめられている。可降水量は夏の間とりわけ6-8月の3ヶ月間に大きく、ほぼ 20 kg/m^2 に達している。これはその前後の月の約2倍である。世界で最も水蒸気の豊富な夏の西太平洋赤道域で観測される 50 kg/m^2 という値と比べると夏の HEIFE 領域ではその $1/2$ から $1/3$ の水蒸気があることになる。けれども、Fig. 4 に示してある水蒸気量の鉛直プロファイルを見てみると8月の HEIFE 領域では各レベルにおいては那覇におけるその $3/4$ 程度の水蒸気が含まれていることがわかる。Fig. 4 に示されているように水蒸気量は高さとともに指数関数的に減少するので、HEIFE 領域における可降水量は地表面が $1,400 \text{ m}$ 以上という高地であるため小さくなっていて、各レベルでみるとそれほど水蒸気が少ないとはいえないようである。けれども8月の可降水量に対する降水量の比は那覇が5であるのに対して、張掖ではたったの1.2である。これより、夏の間 HEIFE 領域に代表されるような中緯度の大陸の内部で降水が少ないのは単に水蒸気量が少ないからではなく、何か別の降雨を妨げるようなメカニズムが働いているためであると考えられる。

一方、冬の間、可降水量は 3 kg/m^2 にまで減少するので、HEIFE 領域はきわめて乾燥しているといえる。この点において、大気中に含まれる水蒸気が少ないから降水が少ないという伝統的な中緯度の砂漠の

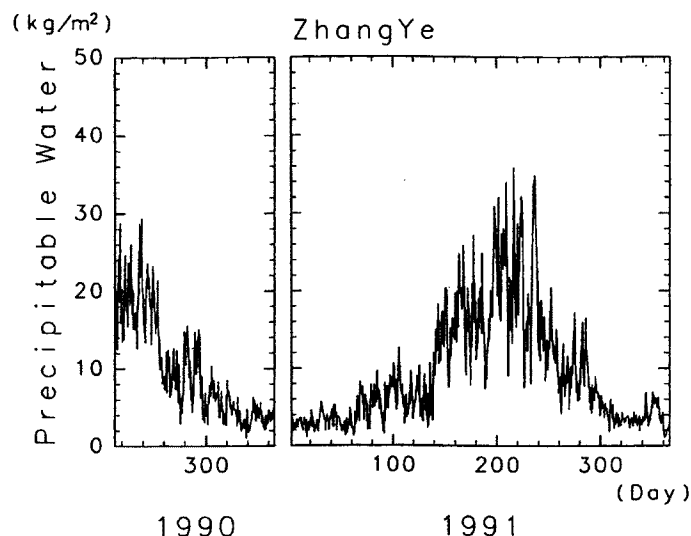


Fig. 3. Time series of precipitable water at ZhangYe from August 1, 1990 to the end of 1991.

Table 2. Summary of monthly mean precipitable water at JiuQuan, ZhangYe (with monthly rainfall) and MinQin.

Month	JiuQuan (民勤)	ZhangYe (張掖)	Rainfall (mm)	MinQin (酒泉)
	Precipitable water (kg/m ²)	Precipitable water (kg/m ²)		Precipitable water (kg/m ²)
90/ 8	16.1	18.8	20.1	17.9
9	9.8	11.8	13.9	11.1
10	6.9	7.6	9.6	7.7
11	4.4	4.9	1.4	4.3
12	3.6	3.5	0.0	2.7
91/ 1	3.0	2.9	0.4	2.9
2	3.0	3.0	0.0	2.7
3	4.5	4.4	4.2	4.6
4	5.8	6.1	5.2	6.1
5	6.5	7.9	8.7	7.9
6	13.7	15.4	21.3	14.2
7	18.7	18.3	7.4	17.1
8	19.7	19.3	24.8	19.9
9	9.4	10.3	1.7	10.3
10	6.2	7.6	/	6.9
11	3.0	3.4	0.0	3.0
12	3.5	3.4	2.3	3.1

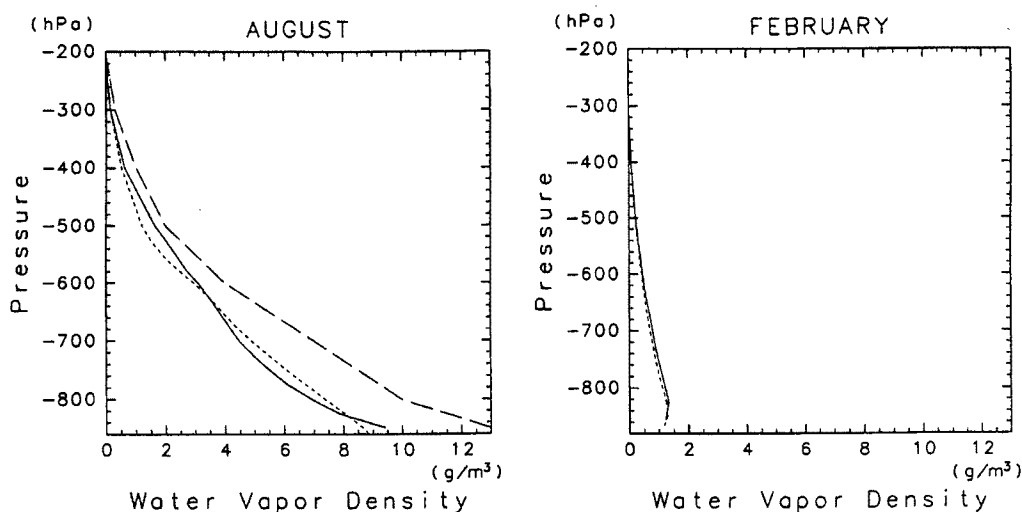


Fig. 4. Vertical profiles of monthly mean water vapor density at JiuQuan and MinQin for August (left) and February (right) in 1991. Solid and dotted lines show that at JiuQuan and MinQin respectively. For comparison, the profile at Naha (26°N 12', 127°E 40') calculated by Heta and Mitsuta (1993) is also drawn by broken line in the August figure.

説明は正しいといえる。

4.2 成層および安定度

今まで論じてきた砂漠上の大気に含まれる水蒸気が雨となる可能性を知るため、大気の成層の度合いと安定度について調べてみた。Fig. 5には張掖における1991年の8月と2月の1930 BST(北京時間)の温位(実線), 相当温位(波線)および飽和相当温位(点線)の鉛直プロファイルが示されている。持ち上げ

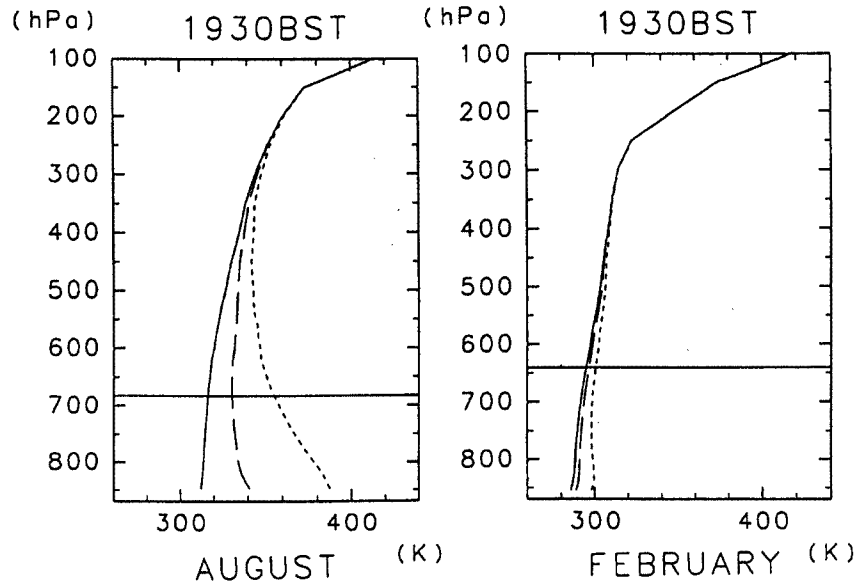


Fig. 5. Vertical profiles of potential temperature (solid line), equivalent potential temperature (broken line) and saturated equivalent potential temperature (dotted line) at ZhangYe. Left is those in August and right in February at 1930 BST (Beijin Standard Time; GMT + 8) in 1991. Lifting condensation level is also shown by solid horizon line.

凝結高度も水平な実線で合わせて書かれている。8月のプロファイルにはほぼ一定の温位で表される深い混合層がみられる。これは日中に乾燥対流が卓越していることを反映しているものと思われる、その時にはより直立した温位一定の層がみられるものと考えられる。このような乾燥対流が日中卓越するのは持ち上げ凝結高度が高いため、それが降水を妨げる障壁となっているためであると思われる。そのため、日中地表温度が高くなって大気が不安定化されるにもかかわらず降水が見られないという逆説的な結果になっている。その一方、3章で見てきたように6-8月を中心とする夏の間には少ないけれども確実に降水がみられる。そこで、地表付近の気塊が持ち上げ凝結高度をこえて500 hPaまで持ち上がった際の安定度を調べてみた。そのような安定度を表現するパラメーターとして、浮力を Xu and Emanuel¹²⁾に従って、500 hPaにある大気と地表付近の大気を可逆過程で断熱的に500 hPaまで持ち上げた時の仮温度の差として定義した。式では次のように書ける、

$$Buoyancy = T_{v_{500}(in situ)} - T_{v_{500}(H_{fud})} \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 $T_{v_{500}(in situ)}$ は500 hPaの大気の仮温度で、 $T_{v_{500}(H_{fud})}$ は500 hPaまで持ち上げられた地表付近の大気塊の仮温度である。上式より、浮力が正のときに安定で、負のとき不安定であることは明きらかである。Fig. 6は張液における1991年の浮力の時系列である。地表面における激しい放射による加熱と冷却のため浮力は10 Kにもおよぶ大きな日変化を示してい

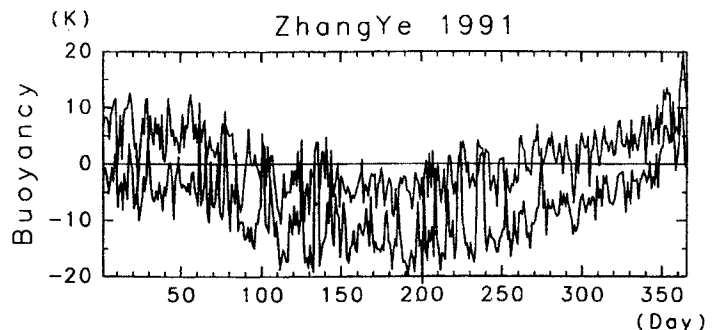


Fig. 6. Time series of buoyancy in ZhangYe during 1991. Thin line means that at 0730 BST and thick line at 1930 BST.

るので、Fig. 6 では 0730 BST (細線) のものと 1930 BST (太線) のものを分けて描いた。浮力の時系列には顕著な日変化に加えて年変化も見られる。夏の期間の 1930 BST に地表付近から持ち上げられた大気塊は 500 hPa における周囲の大気よりも 10–20 K も仮温度が高い。Xu と Emanuel が同じ方法で西太平洋赤道域の安定度を調べたときにはほぼ中立の結果が得られたことを考えると、HEIFE 領域の大気はかなり潜在的に不安定であるといえる。夏の張液では 0730 BST においてでさえ、わずかながら条件付き不安定の状態を示している。以上より、普段は高い持ち上げ凝結高度のために水蒸気が凝結するのが妨げられて乾燥対流が卓越しているけれども、何らかのきっかけで地表付近の大気が 500 hPa レベルまで持ち上げられると降水が十分期待できるといえる。むしろ、このような不安定な状態では強い擾乱が発達する可能性があり、実際 HEIFE 領域では年間降水量の 1/3 を 6 時間で降らせるような激しい積乱雲や死者 41 人をもたらした砂嵐などが報告されている^{13–15)}。

一方、2 月には持ち上げ凝結高度が 8 月よりもさらに高くなっており (Fig. 5), 降水を妨げる障壁は一段と高くなっている。加えて、冬の間は安定度が中立から絶体安定を示しており (Fig. 6), この点でも、降水は期待しにくくなっている。

5. 降水の引き金

前章より、夏の間においては可降水量と安定度の両方の点から潜在的に降水の可能性があることがわかった。そこで次には、砂漠上空の水蒸気がどのようなきっかけで雨となって地表まで落ちてくるのが問題になってくる。特に前章において、砂漠では持ち上げ凝結高度が高いため、それが降雨を妨げる障壁になっていることが

指摘されている。従って、砂漠上に降雨をもたらすためには大規模な原因の働くことが必要であると考えられる。

この点に着目して 12 時間毎の GMS の赤外データを調べたところ、HEIFE 領域の降雨は西からやってくる極前線の波動によって主に引き起こされていることがわかった。Fig. 7 はそのような波動の例である。帯状の雲が北東から 39° N, 100° E 辺りに広がる HEIFE 領域を経てチベット高原の上空まで南西方向に

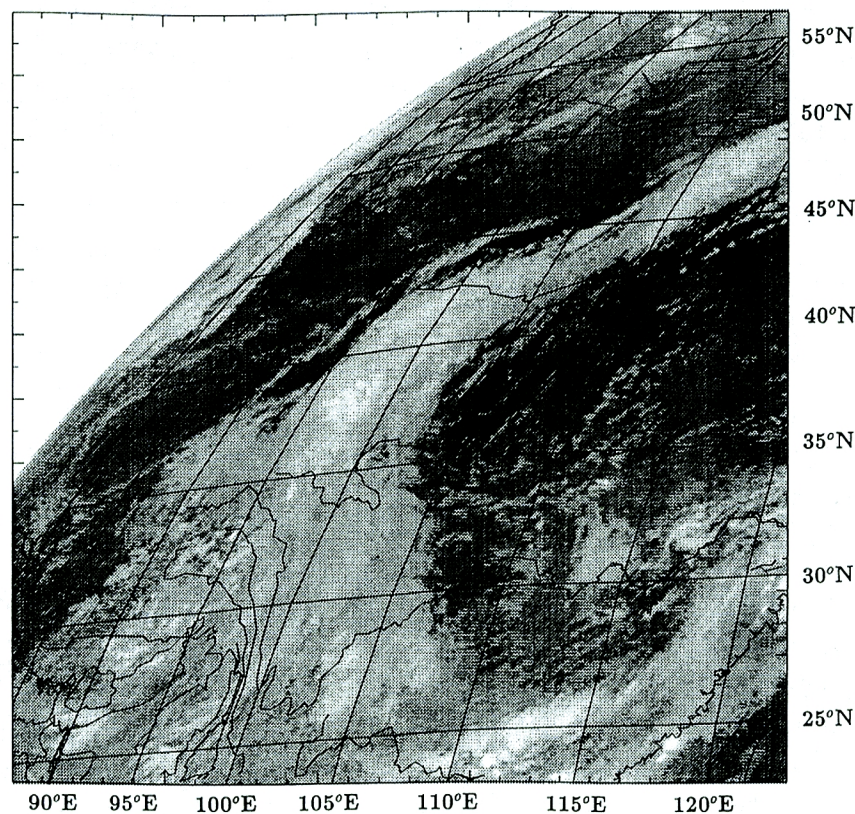
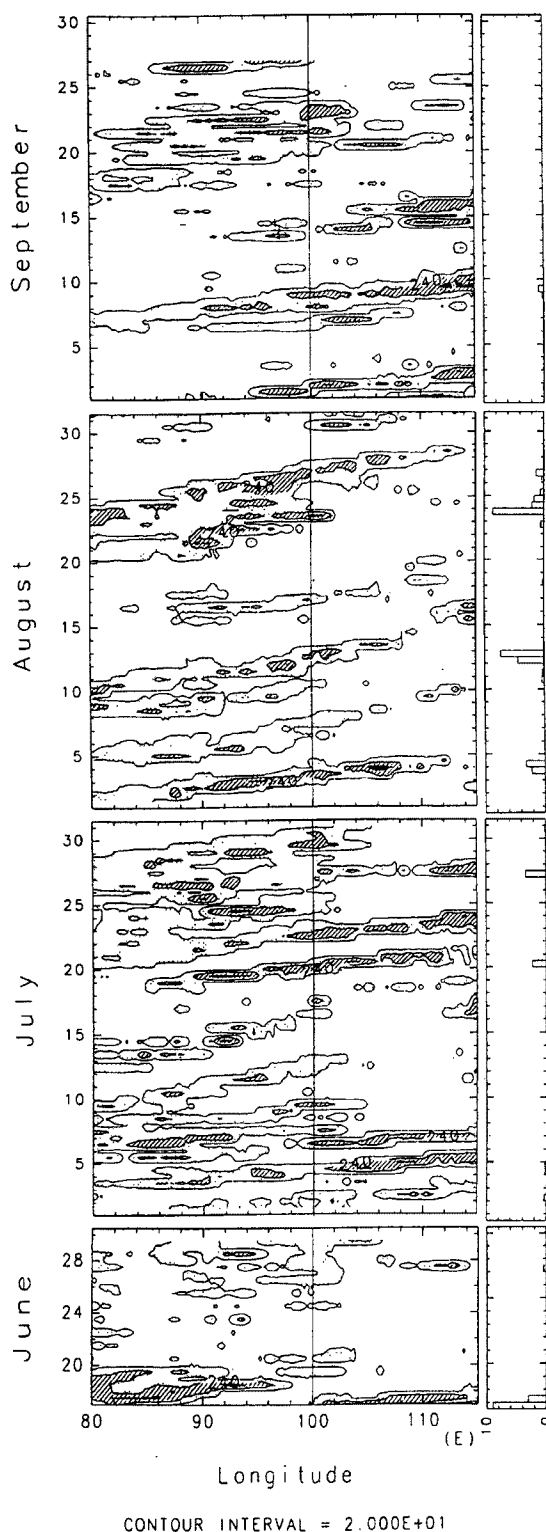


Fig. 7. GMS S-VISSRIR image at 0425 GMT in August 12, 1991.

延びている。HEIFE 領域で降雨が観測されるのは、上空をこのような波動擾乱が通過している時である。この波動の時間発展を知るため、 $40^{\circ}\text{N} \pm 2.5^{\circ}$ に沿った時間経度断面 (Fig. 8) と $100^{\circ}\text{E} \pm 5^{\circ}$ に沿った時間緯度断面 (Fig. 9) を作成した。図には、高台、臨沢および張掖の3点で平均した半日雨量が合わせて描かれている。



緯度断面 (Fig. 9) を作成した。図には、高台、臨沢および張掖の3点で平均した半日雨量が合わせて描かれている。

Fig. 8 において、 $80-90^{\circ}\text{E}$ はタクラマカン砂漠の東半分に相当し、 $94^{\circ}41'\text{E}$ には敦煌がある。そして 100°E 付近には HEIFE 領域が広がり、その東には内モンゴルが地表状態を乾燥から半乾燥へと換えながら広がっている。途中、 $107-112^{\circ}\text{E}$ にかけては黄河が並走しており、最東端の 115°E は北京のすぐ西側にあたる。この図より、他の中緯度の場所と同じく東進する偏西風の波動擾乱が明らかにみられる。この波動の東西波数は6-7、周期は5-6日で $10^{\circ}/\text{day}$ で東へ進んでいる。そして、この擾乱が 100°E を横切った時、HEIFE 領域で降雨が観測されている。

一方、Fig. 9 の時間緯度断面においては、最南端の 25°N はバングラディッシュに相当し、そこから Qilian 山脈のある 38°N 付近までがチベット高原で、そのすぐ北側の 39°N 付近が HEIFE 領域、そして 46°N まで砂漠が広がりそのままロシアの山岳地帯が北側へ続く。 52°N 付近には、バイカル湖の南端が含まれている。この図において、チベット高原のある 35°N より低緯度側では活発な対流活動がみられる。これはチベット高原の標高が高いためにそこが熱源となるというよく知られた現象によるものであると思われる¹⁶⁻¹⁸⁾。 45°N より高緯度側では間欠的に対流活動がみられるが、これは 40°N 付近でみられるのと同じ擾乱である。その 40°N 付近では他の緯度に比べて対流活動は比較的弱い。このような特徴は Lau 他⁶⁾が示した $100-115^{\circ}\text{E}$ で平均した10日平均降水量の時間緯度断面に見ることができる。しか

Fig. 8. Time-longitude section of Black Body Temperature (T_{BB}) along $40^{\circ} \pm 2.5^{\circ}$. T_{BB} is classified into three categories and drawn with light (220-240 K), moderate (240-260 K) and heavy (260 K-) shade respectively. Time series of twice daily rainfall record averaged over GaoTai, LinZe and ZhangYe is also drawn on the right.

し、彼らの示した図では6月の初旬に強い降水域が25°N付近より北進を開始し、7月の中旬に40°Nに到達する様子がみられ、その後似たようなことが約20日周期で数回起生しているけれども、これに相当する雲の様子はFig. 9にはみられない。Fig. 9には逆に北から南へ向かう擾乱が時折みられ、その擾乱が39°Nを横切る時にHEIFE領域で降雨が観測されている。Fig. 8の時間経度断面において擾乱が東進する様子がみられたことを思い出すと、これはFig. 7にみられるような北東から南西へ延びる帯状の擾乱が東進している様子を示していることがわかる。以上の結果は極前線上の波動擾乱がHEIFE領域の降水を引き起こしていることを示している。

最後に上述の波動擾乱が来襲したときの地表面における気象要素の様子を調べてみた。Fig. 10は張掖における1991年8月のそれぞれ降水量、気圧、気温、持ち上げ凝結高度、浮力および気象衛星“ひまわり”より得られた放射の黒体温度(T_{BB})の時系列を表している。この図より擾乱が張掖にやってきたとき(雲頂が高く、 T_{BB} が低くなった時)降雨が引き起こされると共に潜在不安定が解消され浮力が0になる様子が見て取れる。この時、気温が下がるために気圧は高くなっている。降雨中には地表面付近の相対湿度は高くなるので、持ち上げ凝結高度は低くなっているけれども、雨がやむとすぐに元の高い位置まで快復している。これが局地的な積雲対流を妨げる障壁として働いているらしく、次の波動擾乱が来るまで降雨は見られない。結局、地球の南北の温度差で駆動される極前線上の波動擾乱のような大規模な力学的強制が働いた時のみ中緯度の砂漠上に降水が生じるといえそうである。

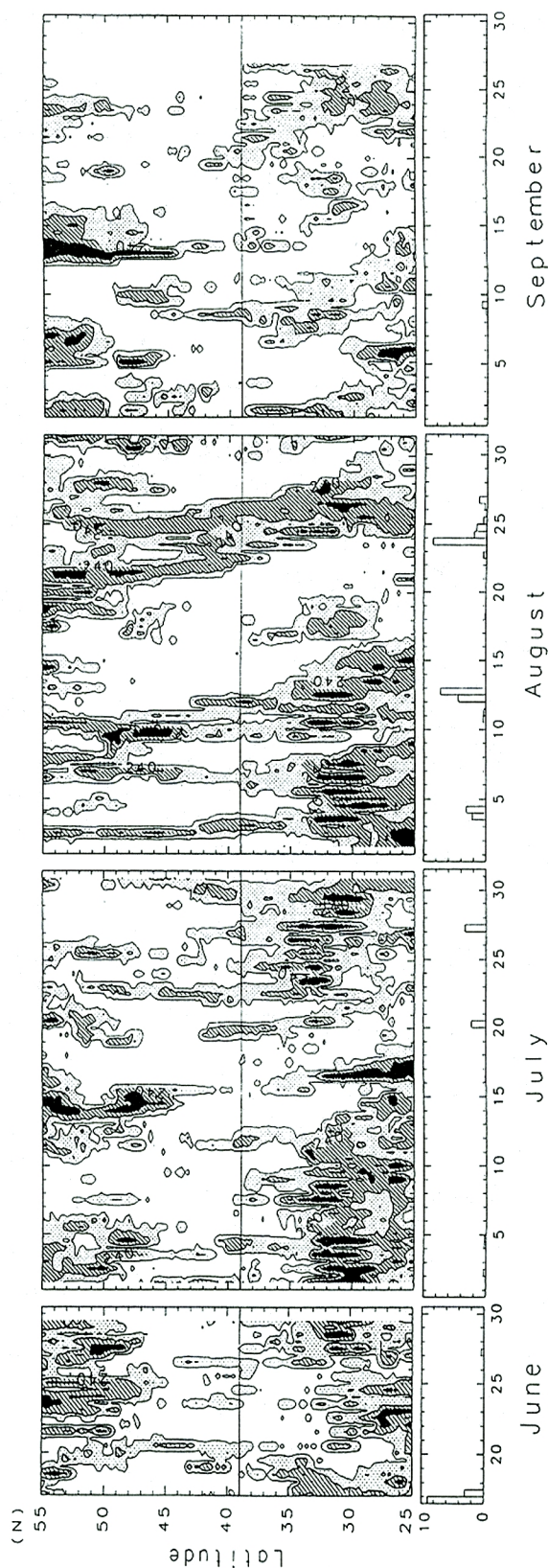


Fig. 9. Same as Fig. 8 except for time-latitude section along 100°E $\pm$ 5°.

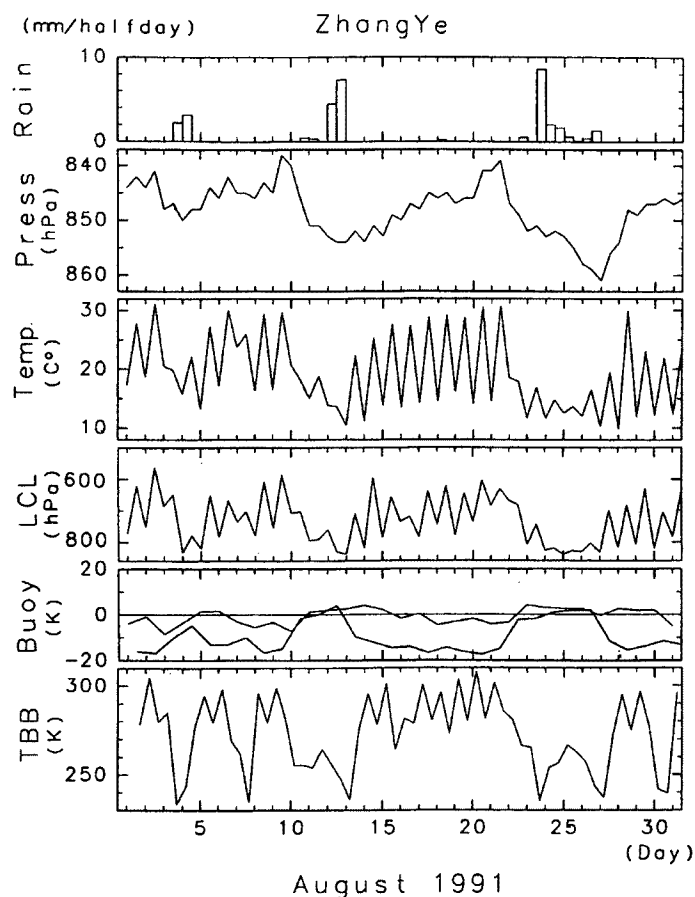


Fig. 10. Time series of various weather elements at ZhangYe during August in 1991. From the top, twice daily rainfall amount (mm/halfday), surface pressure (hPa), surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$), lifting condensation level (hPa), buoyancy (K) and T_{BB} (K) derived from satellite respectively. Buoyancy of 0730 BST and 1930 BST are drawing separately in the same way as Fig. 6.

6. 考 察

以上の議論より、夏の間は可降水量および安定度の点で河西回廊底部の砂漠でも十分に降水の可能性があり、実際 100 mm/year の降水量が観測されているのであるが、可降水量に対する降水量の比や極前線上の波動のような大規模な擾乱が来襲した時にしか降水がみられないという事実を考慮すると何か降雨を妨げるメカニズムが働いているように思われる。そのようなメカニズムの1つとして、持ち上げ凝結高度が高く、これが局地的な積雲対流を妨げている可能性を以前に言及した。砂漠において持ち上げ凝結高度が高いのは、1つには砂漠の地表面において潜熱のフラックスが小さいために顕熱のフラックスや長波放射が大きくならざるをえないので地表面温度が高くなり（顕熱 $\propto T_{\text{ground}} - T_{\text{air}}$ 、長波放射 $\propto T_{\text{ground}}^4$ ）、その結果相対湿度が低下することがあげられる。また、ヨーロッパ中期予報センターの客観解析データを用いた解析や大循環モデルによる実験等の結果、中国北西部の砂漠はチベット高原の加熱に伴う鉛直循環の下降流域であることが指摘されている^{11), 18), 19)}。それとは別に、砂漠上はアルビードが高いため入射する太陽放射からの受熱が小さいのに加えて、地表面の特性によってその温度が高いため出ていく長波放射が大きい

ので、放射によって冷却されているといえ、そのため下降流による断熱加熱が要請されるという意見もある^{20), 21)}。このような下降流に伴って空気が上空から降りてくるため、地表面付近の相対湿度は下がり、従って高い持ち上げ凝結高度に拍車がかかっている可能性が考えられる。また、下降流があるため、夏の砂漠上では地表面温度が高く大気が不安定化されるにもかかわらず積雲対流は抑制され、結果的には極前線の波動のような大規模な力学的強制が働いたときのみ降雨がみられるのだともいえるであろう。

7. ま と め

HEIFE 領域では夏を中心に標高にほぼ比例した年間降水量が観測される。高度 3,000 m 以上の Qilian 山麓では 500 mm/year 以上の降水量がみられる一方、70% を砂漠が占める河西回廊底部では約 100 mm/year にまで降水量は減少する。約 100 km 四方の広さがある HEIFE 領域内の観測点において降雨はほぼ同時にみられることから、これらの降雨は総観規模の擾乱によって引き起こされていることが示唆され、後に気象衛星“ひまわり”の赤外画像を調べた結果、極前線上の波動擾乱が来襲したときに降雨が見られることが確認された。

次に、砂漠上の大気の特徴から降水の条件を考えてみた。水蒸気密度のプロファイル調べてみると、夏の間には乾燥地域とはいえ各高度において那覇におけるその 3/4 程度もの値を示すことがわかった。加えて安定度の点でも大きな条件付き不安定を示すことから降水が十分に期待できることがわかった。けれども HEIFE 領域には平均的な下降流が存在し、また持ち上げ凝結高度が高いため、高い地表面温度によって大気が不安定化されるにもかかわらず局地的あるいはメソスケールの積雲対流は抑制され、極前線の波動のような大規模な力学的強制が働いた時だけ降雨が見られることがわかった。一方、冬の間は水蒸気・安定度の両方の点において降雨があまり期待できないことがわかった。

参 考 文 献

- 1) Starr, V. P. and J. P. Peixoto : On the Global Balance of Water Vapor and the Hydrology of Deserts, *Tellus*, Vol. 10, 1958, pp. 188 - 194.
- 2) Starr, V. P., J. P. Peixoto and A. R. Crisi : Hemispheric Water Balance for the IGY, *Tellus*, Vol. 17, 1965, pp. 463 - 472.
- 3) Mitsuta, Y., I. Tamagawa, K. Sahashi and J. Wang : Estimation of Annual Evaporation from the Linze Desert during HEIFE, *J. Meteor. Soc. Japan* (submitted).
- 4) Wang, J. and Y. Mitsuta : Peculiar Downward Water Flux over the Gobi Desert in the Day Time, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 68, 1990, pp. 399 - 401.
- 5) Wang, J. and Y. Mitsuta : Evaporation from the Desert : Some Preliminary Results of HEIFE, *Boundary-Layer Meteor.*, Vol. 59, 1991, pp. 413 - 418.
- 6) Lau, K. - M., G. J. Yang and S. H. Shen : Seasonal and Interseasonal Climatology of Summer Monsoon Rainfall over East Asia, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 116, 1988, pp. 18 - 37.
- 7) Wang, W. - C. and K. Li : Precipitation Fluctuation over Semiarid Region in Northern China and the Relationship with El Nino/Southern Oscillation, *J. Climate*, Vol. 3, 1990, pp. 769 - 783.
- 8) Tian, S. - F. and T. Yasunari : Time and Space Structure of Interannual Variations in Summer Rainfall over China, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 70, 1992, pp. 585 - 596.
- 9) Yatagai, A. and T. Yasunari : Trends and Decadal-Scale Fluctuations of Surface Air Temperature and Precipitation over China and Mongolia during the Recent 40 Year Periods (1951 -

- 1990), J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 72, 1994, pp. 937 – 957.
- 10) Manabe, S. and A. J. Broccoli : Mountains and Arid Climates of Middle Latitudes, Science, Vol. 247, 1990, pp. 192 – 195.
 - 11) Broccoli, A. J. and S. Manabe : The Effects of Orography on Midlatitude Northern Hemisphere Dry Climates, J. Climate, Vol. 5, 1992, pp. 1181 – 1201.
 - 12) Xu, K. - M. and K. A. Emanuel : Is the Tropical Atmosphere Conditionally Unstable? Mon. Wea. Rev., Vol. 117, 1989, pp. 1471 – 1479.
 - 13) Hayashi, T. : Surface Observation of Thunderstorm at Desert, Proc. Int. Symp. HEIFE, 1993, pp. 236 – 241.
 - 14) 竹見哲也・板野稔久・光田 寧：1993年5月5日中国北西部で発生した砂嵐について，京大防災研年報，第37号B-1，1994，pp. 9 – 21.
 - 15) Mitsuta, Y., T. Hayashi, T. Takemi, Y. Hu, J. Wang and M. Chen : Severe Local Storms as Observed in the Arid Area of Northwest China, J. Meteor. Soc. Japan (submitted).
 - 16) Ye, D. : Some Characteristics of the Summer Circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its Neighborhood, Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol. 62, 1981, pp. 14 – 19.
 - 17) Kuo, H. L. and Y. - F. Qian : Influence of the Tibetan Plateau on Cumulative and Diurnal Changes of Weather and Climate in Summer, Mon. Wea. Rev., Vol. 109, 1981, pp. 2337 – 2356.
 - 18) Yanai, M., C. Li and Z. Song : Seasonal Heating of the Tibetan Plateau and its Effects on the Evolution of the Asian Summer Monsoon, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 70, 1992, pp. 189 – 221.
 - 19) He, H., J. W. McGinnis, Z. Song and M. Yanai : Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the Effect of the Tibetan Plateau, Mon. Wea. Rev., Vol. 115, 1987, pp. 1966 – 1995.
 - 20) Charney, J. G. : Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., Vol. 101, 1975, pp. 193 – 202.
 - 21) Charney, J. G., W. J. Quirk, S. H. Chow and J. Kornfield : A Comparative Study of Albedo Change on Drought in Semi-arid Regions, J. Atmos. Sci., Vol. 34, 1977, pp. 1366 – 1385.