

熱帯における台風の発生と関連した解析

邊田有理江・光田 寧

AN ANALYSIS OF TROPICAL WATER VAPOR FIELDS IN RELATION TO TYPHOON FORMATION

By Yurie HETA and Yasushi MITSUTA

Synopsis

Monthly averaged atmospheric integrated water vapor ($\bar{W}$), sea surface temperature (SST) and cloud amount data distributions over the tropical western Pacific observed from satellites are analyzed to study the fields favorable to typhoon formation for northern summer season; i. e. July–October 1980.

Water vapor flux Q_s are roughly estimated by 850 mb wind vectors and $\bar{W}$.

Not higher but lower SST region is generally related with high $\bar{W}$ or high cloud amount area near the 10°N zone. The distributions of these parameters are thought to be closely related with each other following the water vapor balance equation; $\nabla \cdot Q_s \sim \bar{E} - \bar{P}$, where $\bar{E}$ is evaporation and $\bar{P}$ is precipitation. If we refer the large high cloud amount area to large $\bar{P}$ area, and the high SST and strong 850 mb wind area to large $\bar{E}$ area, the distributions of $(\bar{E} - \bar{P})$ are roughly correspond to the distributions of $\nabla \cdot Q_s$.

Near the large cloud amount area, water vapor flux transported from the southern hemisphere or the eastern Pacific area are characteristic. In addition to the evaporation from the sea, these water vapor flux are thought to be necessary and important for the maintenance and development of the disturbances including typhoons.

1. はじめに

台風の発生に重要と考えられる要因としては、統計的な研究 (Gray 1968)¹⁾ や事例解析等から、いくつかのものが指摘されてきている²⁾³⁾。このうち、海面水温 (Sea Surface Temperature 以下 SST と略記する) については以前から、26~27°Cより高い海面温度域に台風が発生するということが知られているが、個々の台風の発生発達との関係は明らかではない⁴⁾。また台風の深い対流と大きい降水量を起こさせるためには、水蒸気量が重要であると考えられる。台風発生域は熱帯のデータの少ない領域であったため、こうした点を明らかにするような解析はあまり進まなかったが、近年気象衛星により、SST や水蒸気量の全球的なデータが、連続的に得られるようになってきた。

本解析では、GMS による SST および雲量データ、また Nimbus 7 の SMMR による可降水量のデータ⁵⁾ を用い、1980年7月から10月について、熱帯域の月平均の場を調べ、台風の多く発生する時期の平均的な場の様子について解析した。また水蒸気の分布や輸送を求め、雲量や SST の分布との関係を調べた。この期間に

についてはさきに、個々の台風について風場についての事例解析を行っており⁹⁾ その結果もあわせて、台風の発生と水蒸気輸送等の関係についても考察を加えた。

2. データ及び解析方法

本解析で用いた可降水量 W のデータは Nimbus 7 の SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) で測定されたもので、鉛直気柱内の水蒸気量の総和を示す。Dr. T. Liu⁹⁾ らにより求められた緯度経度 2 度メッシュについて、月平均されたデータを用いた。このデータと、従来のレーウィンゾンデ観測から求めた可降水量との比較によれば⁵⁾、両者はほぼ一致していると考えられる。

海面温度 (SST) は GMS の赤外画像データから推定されたもので、Monthly Report of Meteorological Satellite Center (気象衛星センター) に示された緯度経度 1 度格子点、旬平均のデータをもとに、月平均値を計算した。赤外画像データの大气補正は、現在と異なり、経験式と気候値の可降水量を使って計算されており⁷⁾ 誤差の大きさは 1.5~2.5 K と考えられる。データの無い地点については、月平均した後に内挿した。

雲量データも GMS の赤外画像データから求められるが、上層雲量 C_H は、赤外の全画素数に対する 400 mb 面の温度より低温の画素数の割合、全雲量 C_T は晴天域と雲域をわけるある閾値以下の画素数の割合として定義されている⁸⁾。Monthly Report of Meteorological Satellite Center に示された緯度経度 2 度メッシュの半旬平均値をもとに月平均値を求めた。雲量は 0 から 10 の 10 分数を用いることにした。熱帯域の対流活動の指標としては、上層雲量が適当である⁹⁾ と考えられるため、主に上層雲量 C_H について解析を行うことにした。

風のデータについては、対流圏上層 200 mb、下層 850 mb について、先に衛星風データとゾンデデータから、内挿し、さらに下層については MASCON による補正を加えて、毎日 0Z の緯度経度 1 度の格子点データが得られている⁶⁾。このデータから、月平均値を求めた。

鉛直気柱内で積分された水蒸気フラックスについてはその月平均値は次式のように考えられる。

$$\bar{Q} = \frac{1}{g} \int_{P_u}^{P_L} q v \, dp \quad (1)$$

ここで q は比湿、 v は風ベクトル $v = vi + vj$ 、 P_u は対流圏上端、 P_L は大気下端である。 Q は stationary な成分 Q_s と transient な成分 Q' に分けることができる。(1) 式は

$$\bar{Q} = \frac{1}{g} \int_{P_u}^{P_L} \bar{q} \bar{v} \, dp + \frac{1}{g} \int_{P_u}^{P_L} \bar{q}' \bar{v}' \, dp = Q_s + Q' \quad (2)$$

のように変形できる。Chen¹⁰⁾ は、GFDL FGGE III-b データを用い水蒸気輸送 $\bar{Q}$ 等の全球的な分布や Q_s 、 Q' の大きさ等について、夏 (6 月~8 月) と冬 (12 月~2 月) の平均場について解析している。その結果によれば、 Q' は Q_s に比べて小さく、特に熱帯域では $\bar{Q} \approx Q_s$ とできることが示されている。本解析では、 Q_s のみを、得られている可降水量 $\bar{W}$ と対流圏下層の風速 V_{850mb} のデータから見積った。すなわち、

$$\bar{Q} \approx Q_s = \frac{1}{g} \int_{P_u}^{P_L} \bar{q} \bar{v} \, dp \approx \frac{1}{g} \int_{P_u}^{P_L} \bar{q} \, dp \cdot V_{850mb} = \bar{W} \cdot V_{850mb} \quad (3)$$

これにはかなりの誤差が含まれると思われるが、水蒸気の多くは対流圏下層に分布することから、一応の値は、評価できると考えられる。

こうして得られたいくつかのデータの熱帯西太平洋 (20S~30N, 90E~170W) の分布を 1980 年の 7 月から 10 月の 4 ヶ月について解析した。

3. 1980 年 7 月~10 月の各量の分布及び月度化

3.1 雲量及び台風について

Fig. 1 に各月の平均上層雲量 C_H とその月に発生した台風の経路を示す。台風になる以前の相対渦度場等でみられた擾乱の経路もあわせて示してある。 C_H の分布をみると、ベンガル湾とその南には、4 ヶ月間を通

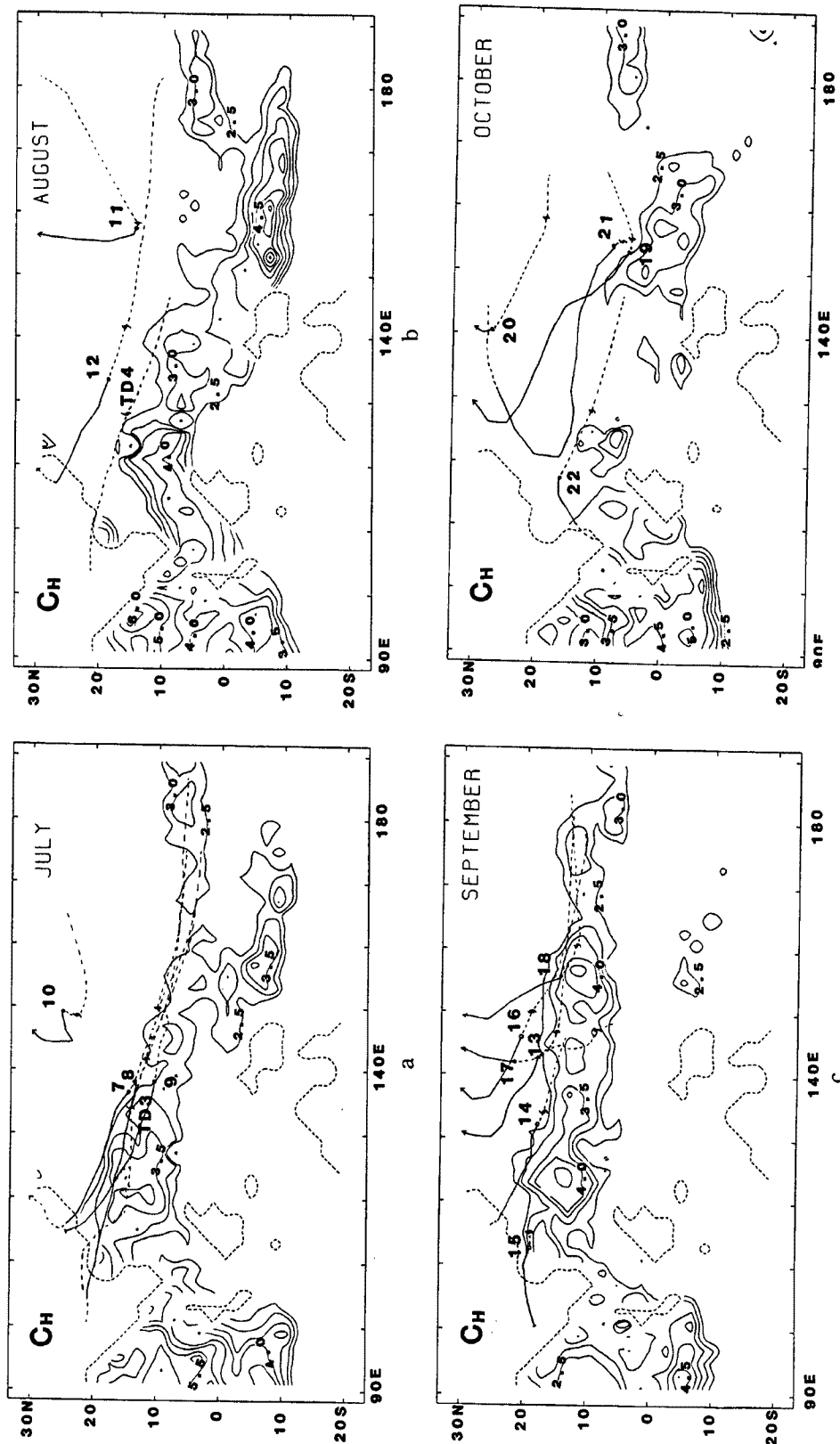


Fig. 1. Monthly averaged high cloud amount and trajectories of cyclonic disturbances which later develop to typhoons for (a) July, (b) August, (c) September and (d) October, 1980. Units are from 0 to 10. $\odot$ marks denote the positions where they became Tropical Depressions and open circles denote the position where they develop to tropical storms. Numerals denote number of tropical storms.

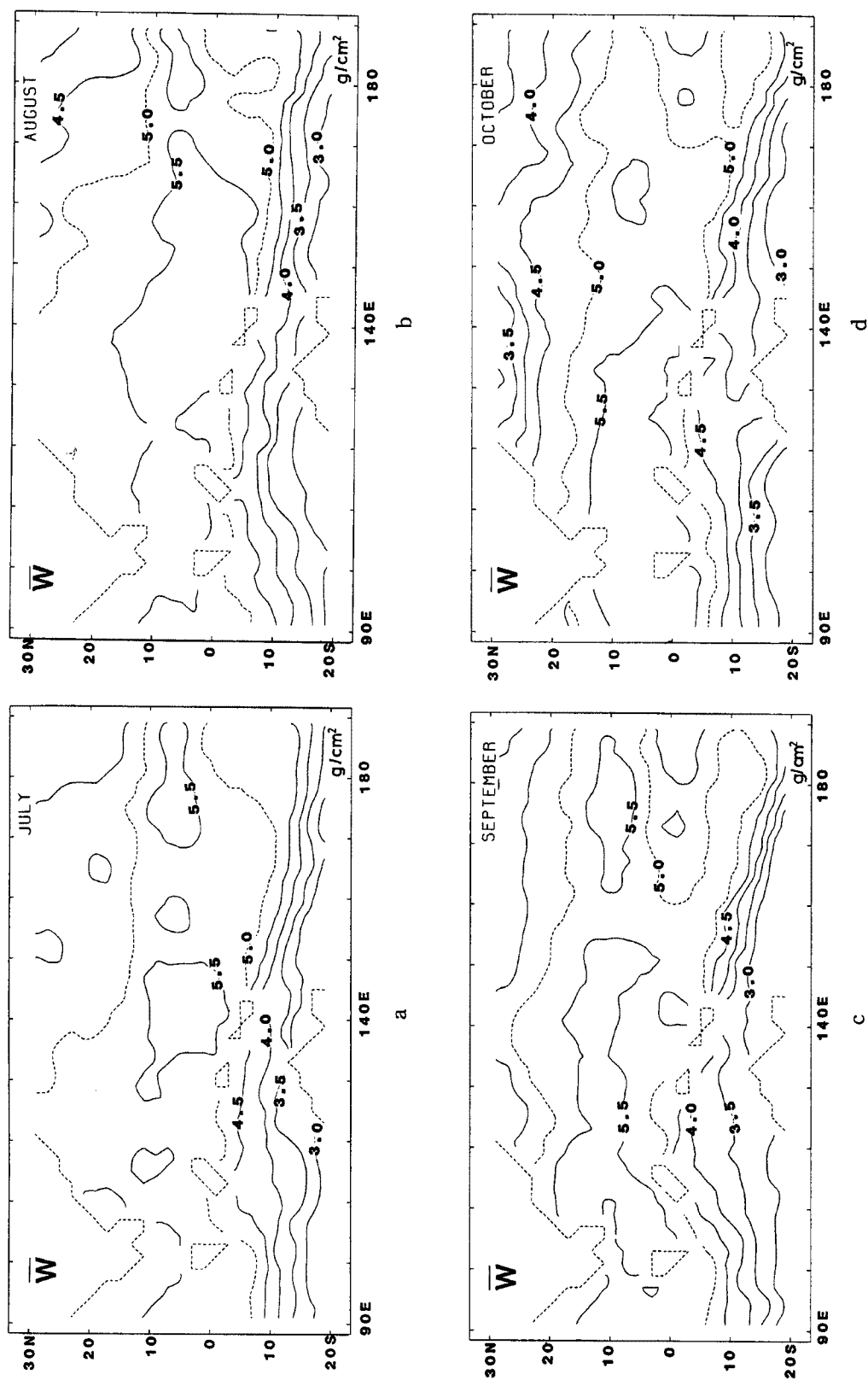


Fig. 2. Averaged atmospheric columnar integrated water vapor measured by SMMR for (a) July, (b) August, (c) September and (d) October, 1980. Contour interval is 0.5 and unit is g/cm².

し、インドモンスーンと関係すると思われる C_H の大きい領域が常にみられる。このモンスーン域は台風発生域とはそれを維持する機構が異なることも考えらるため各データの分布の関係を考える際は除いて考えた。110°E より東 5~20N には東西に C_H の大きい領域が伸びている。7 月には 160E 付近で一端途切れ、それより東 5~10N に中部太平洋の ITCZ に対応すると思われる雲域がみられる。また、150E 付近で南半球の雲域と、つながっているようにも見える。8 月には、160E 付近で雲量が小さく、130~150E で南半球の雲域とつながっているように見える。この南半球の雲域はニューギニアの東から日付変更線の付近まで伸びており、SPCZ に対応すると思われる。9 月にはこの雲域は弱まり、北半球の雲域が、10N~20N 付近とやや北に位置し、東西に長く、日付変更線付近までつながって見える。さらに東側からのびる 5~10N 付近の雲域とつながっている。10 月には北半球の雲域は小さくなり、120E 付近と、日付変更線付近 5~10N にみられる。SPCZ に対応する雲域とつながって 150~170E、10S~10N にも雲域がみられる。

擾乱の経路についてみると、7 月には雲域に沿うように西北西進して 130~140E 付近で台風への発達している。8 月には台風の数少なく、雲域より北側に経路がみられる。9 月には、10~15N と経路の位置が全体に北へうつり、台風に発達後北よりに進路を変えている。10 月には 5~10N 付近から経路がのびている。台風 10 号、11 号、20 号などは 15N より北の雲のみられない付近を通過しており、中緯度側との関わりが示唆される。他の台風については 170~180E 付近までさかのぼれ、ITCZ や偏東風波動擾乱との関わりが示唆されている⁹⁾。

3.2 可降水量の分布

Fig. 2 に可降水量 $\bar{W}$ の分布を示すが、10S~20N のかなり広い領域で、5.0 g/cm² をこえる大きな値を示し、10S 以南では急速に小さくなっている。5.5 g/cm² 以上の多水蒸気域は、7 月には 5~10N を中心とするあたりに点在しているが、8 月には東西に広がってのび、9 月には 10N 付近とやや北へうつって、10 月には、ほぼ 150E より西へと移動する。9 月 10 月に顕著なように赤道上 170E より東側には、その北や南にくらべて $\bar{W}$ の小さい領域がみられ、その北側 5~10N 付近と南側 5~10S の可降水量の大きい領域をわけているように見える。

これらの分布と、全雲量や上層雲量 (Fig. 1) の分布を比較すると、雲域と、可降水量の大きい領域はほぼ一致しているが、雲域のほうがやや極側に中心をもつ傾向がみられる。

3.3 海面水温 (SST)

Fig. 3 に SST の分布を示す。南半球や北半球の一部を除き、解析範囲のほとんどが、台風発生の閾値といわれる 27°C よりも高温域となっている。29°C をこえる高 SST 域は 15N 付近と、赤道付近 160E より東に東西にのびている。10N 付近には、周囲にくらべ 1.2 度低温の領域が 140E より東側にひろがっている。赤道付近 160E より東の高水温域は 7 月から 10 月にむけて広がっており、10 月には 29°C 以下の低 SST 域は小さくなっている。

SST の分布と雲量の分布 (Fig. 1) をみると、モンスーン域をのぞく熱帯域では、相対的に低い水温域と雲域が対応しているように見える。GMS からみた SST データは低緯度の雲の多い領域では真の値より低く見積もられる傾向がある⁷⁾と思われる。そのため、SST が低くでている可能性もあるが、SMMR の SST データと同じ期間についてくらべてみたところでは、ほぼ同様に 10°N 付近 140°E より東に少し SST のやや低い領域がみられており、雲の下では周囲より SST が低い傾向が示唆される。雲の下では日射がさえぎられることや、降水により SST が下がることなどが考えられそうだが、こうした関係について明らかにするためには、もう少し精度のよい SST データを用いた、もう少し短い時間スケールの解析が必要であろうと思われる。

SST の分布と可降水量の分布を比較すると、一般に考えられるように可降水量の大きい領域と SST の高い領域は一致しておらず、むしろ SST の低い領域と $\bar{W}$ の大きい領域が対応するように見える。SST の低い領域は雲域とよく対応しており、また雲域と $\bar{W}$ の大きい領域もほぼ一致していたことから、SST、 C_H 、 $\bar{W}$ の分布にみられる傾向はお互いに矛盾しない。

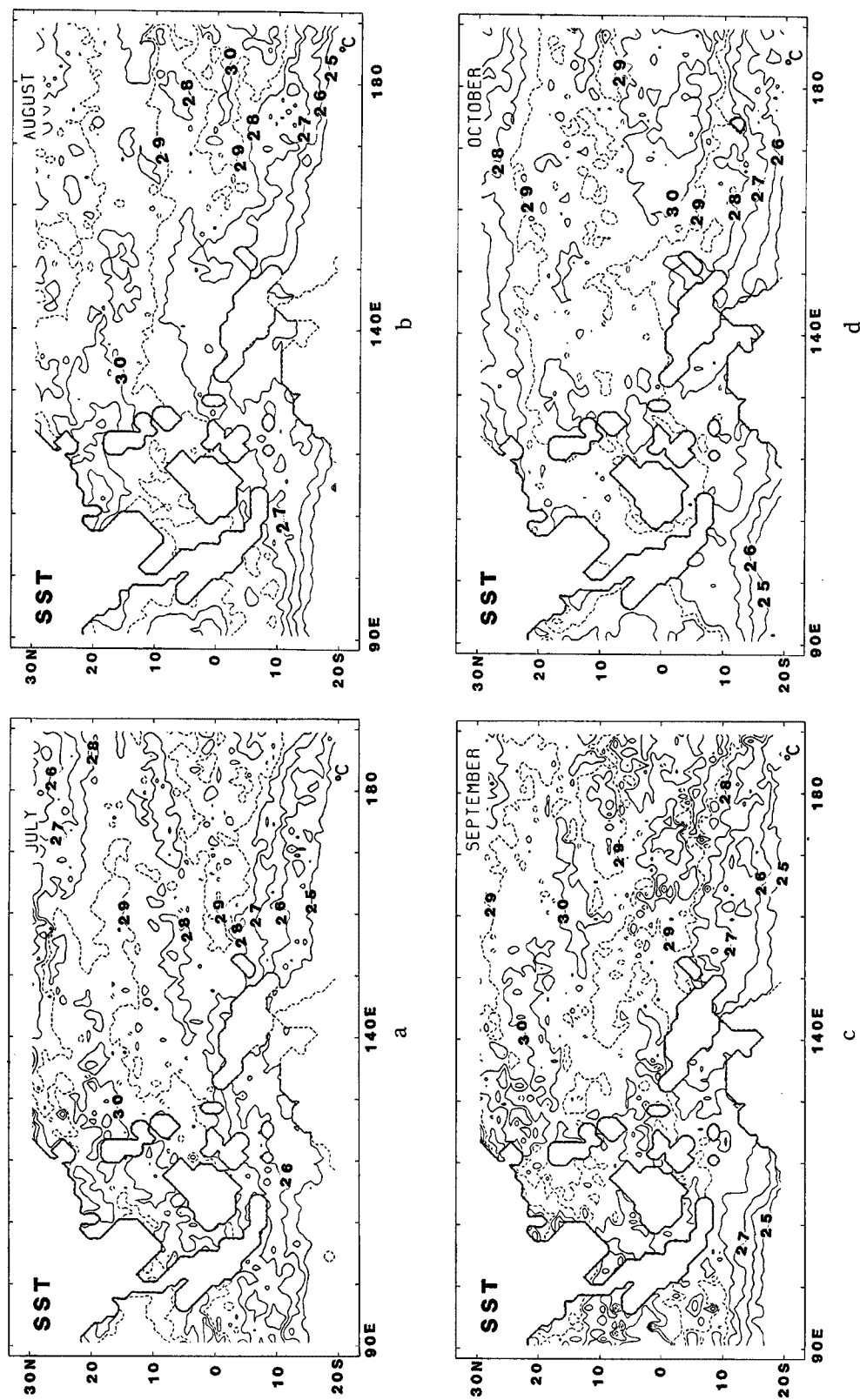


Fig. 3. Averaged sea surface temperature for (a) July, (b) August, (c) September and (d) October, 1980.

3.4 水蒸気輸送

Fig. 4 に水蒸気輸送 Q の分布を示す。140E 付近より東側で、西向きの輸送が 400 kg/ms をこえて顕著にみられる。またモンスーン域では東向きの輸送がみられる。南半球には北西向きの輸送がみられるが、赤道をこえて向きを変え、北向きの成分を持つ輸送が、140E を中心とする領域でみられる。10月には赤道以北の北向きの輸送が小さくなっている。140E より西側の 10~15N 付近には、その南の東向き輸送域と、北の西向き輸送域の間の輸送の小さい領域がみられる。

4. 可降水量、雲量、SST 等の分布の関係

3章でみた、可降水量や雲量、SST の分布の間の関係について理解するために、水蒸気の収支について考えることにする。Chen¹⁰⁾ と同様に気柱について鉛直に積分した水蒸気量（可降水量 W ）についてのバランスの式は次のように書ける。

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Q} = E - P \quad (4)$$

ここで E は蒸発により系内に供給される水蒸気量、 P は降水により失われる水蒸気量、 $\mathbf{Q}$ は水蒸気輸送である。月平均を考えれば、 $\frac{\partial W}{\partial t}$ は他の項にくらべて無視できると考えられるので、

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{Q}} \approx \bar{E} - \bar{P} \quad (5)$$

熱帯域では $\bar{\mathbf{Q}} \approx \mathbf{Q}_s$ と考えられ

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{Q}} \approx \nabla \cdot \mathbf{Q}_s \approx \bar{E} - \bar{P} \quad (6)$$

この左辺を (3) 式を用いて $\mathbf{Q}_s$ を求めて計算した。Fig. 5 に、 $\nabla \cdot \mathbf{Q}_s$ の分布図を示す。10N を中心とする付近に収束域がみられる。この収束域の位置は雲域とほぼ対応するが、東西に長くのびるのではなく、10~20 度間隔で強い収束を示す領域が点在するようにみえる。収束域をつくる輸送の様子を Fig. 4 からみると、解析範囲の東側からの西向き輸送と、南半球からの北向きの輸送が、重要であるように見える。また 110E 付近の収束域は西側からの東向きの輸送と関係していると思われる。水蒸気の収束の大きさは大きいところで 300~500 mm/月という値を示す。(6)式によると、この値は降水量から蒸発量をさしひいたものに相当すると考えられる。Chen¹⁰⁾ らによれば本解析で無視した transient な成分 $\mathbf{Q}'$ からの収束は $\mathbf{Q}_s$ からの収束と逆で、その値を小さくする傾向があることが示されている。そのため、この解析で $\bar{P} - \bar{E}$ の値が実際より大きくみつもられているのかもしれない。

降水量 $\bar{P}$ の目安として上層雲量 C_H が考えられる。Maruyama ら⁹⁾ は熱帯太平洋域の月降水量と GMS から測った上層雲量の間にはほぼ線形の関係があることを示している。雲量の大きい領域ではたかさんの水蒸気が降水により系外へでていくと思われるが、その分布と収束域の分布とのずれは (6) 式から、蒸発量 $\bar{E}$ の分布の違いによるものと思われる。雲のない領域では $\bar{P} = 0$ と考えられ、その付近の $\nabla \cdot \mathbf{Q}_s$ から $\bar{E}$ の大きさを見積ると、大きい所で 500 mm/月の蒸発量が得られた。蒸発量 E の大きさは、SST や地表面近くの風の大きさと関係していると思われる。そこでこうした関係をみるために、Fig. 6 に示したようなある緯度での南北断面での $\nabla \cdot \mathbf{Q}_s$ や C_H 、SST、 V_{850mb} の値を示した。ここでは 180E を中心とした経度 10 度巾で平均した値が示してある。また地表付近の風速の変わりに 850 mb の風速を目安として用いた。これをみると、収束の大きい領域で雲量が大きいという傾向や、SST や V_{850mb} が大きい領域では収束の値が小さくなるか、発散を示す傾向がみられる。すなわち、SST や V_{850mb} の値が大きい領域では蒸発量 $\bar{E}$ が大きく、雲量 C_H が大きい領域では降水量 $\bar{P}$ が大きいと考えてやると、 $\bar{E} - \bar{P}$ の南北分布は、 $\nabla \cdot \mathbf{Q}_s$ の南北分布と定性的に一致しそうである。この傾向は、他の経度帯についてもモンスーン域を除き広くみられた。

このことから熱帯域の諸量の分布について考えてみると次のようになる。SST の高い領域や地面付近の風の強い領域では、蒸発量が多く、大気中に多くの水蒸気を供給する。水蒸気は対流圏下層の風系に流されて移動し、大規模な収束域で上昇し、雲をつくり降水として再び海面へ落ちる。雲や降水はその下の SST を冷

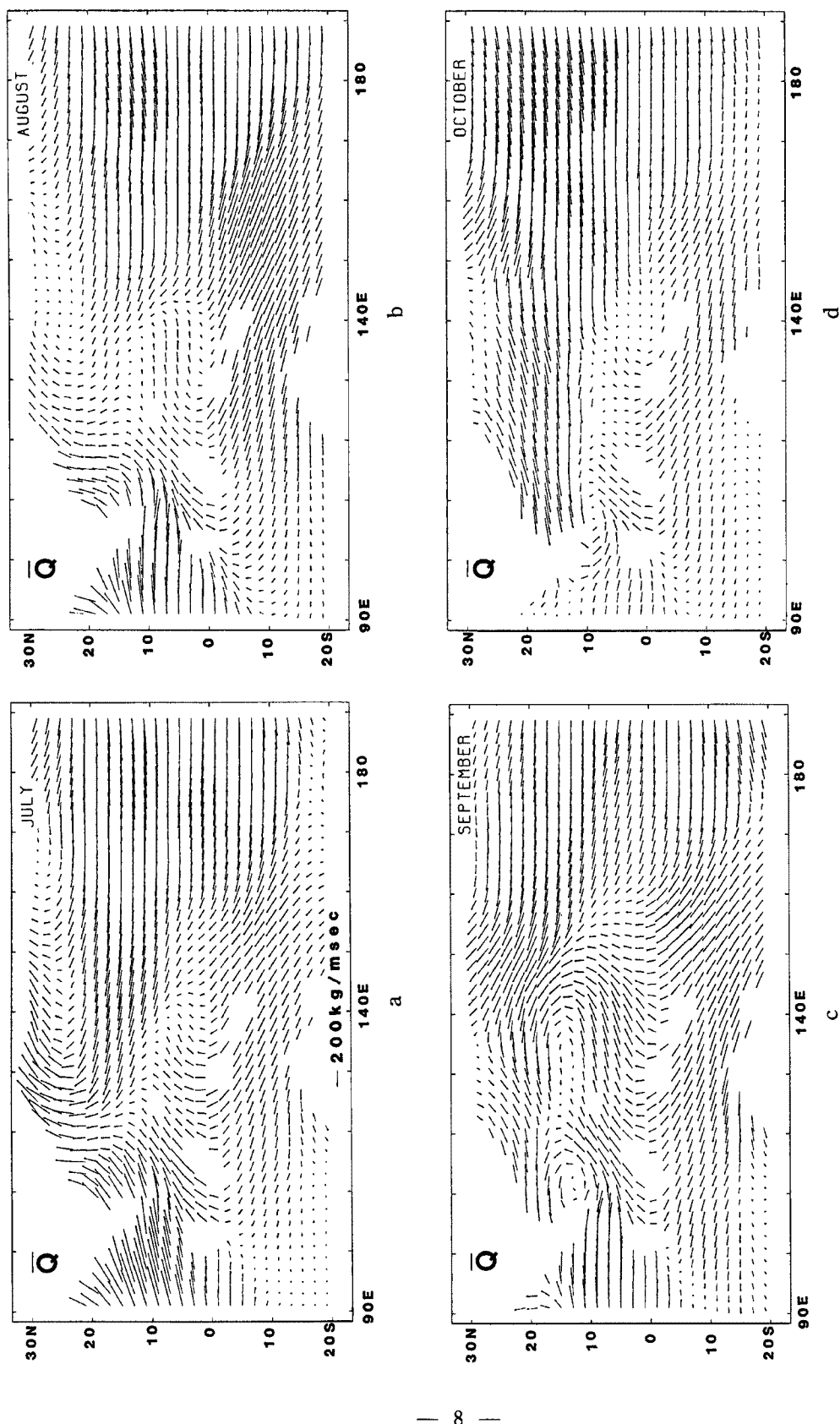


Fig. 4. Vertically integrated water vapor transport vector fields for (a) July, (b) August, (c), September and (d) October, 1980.

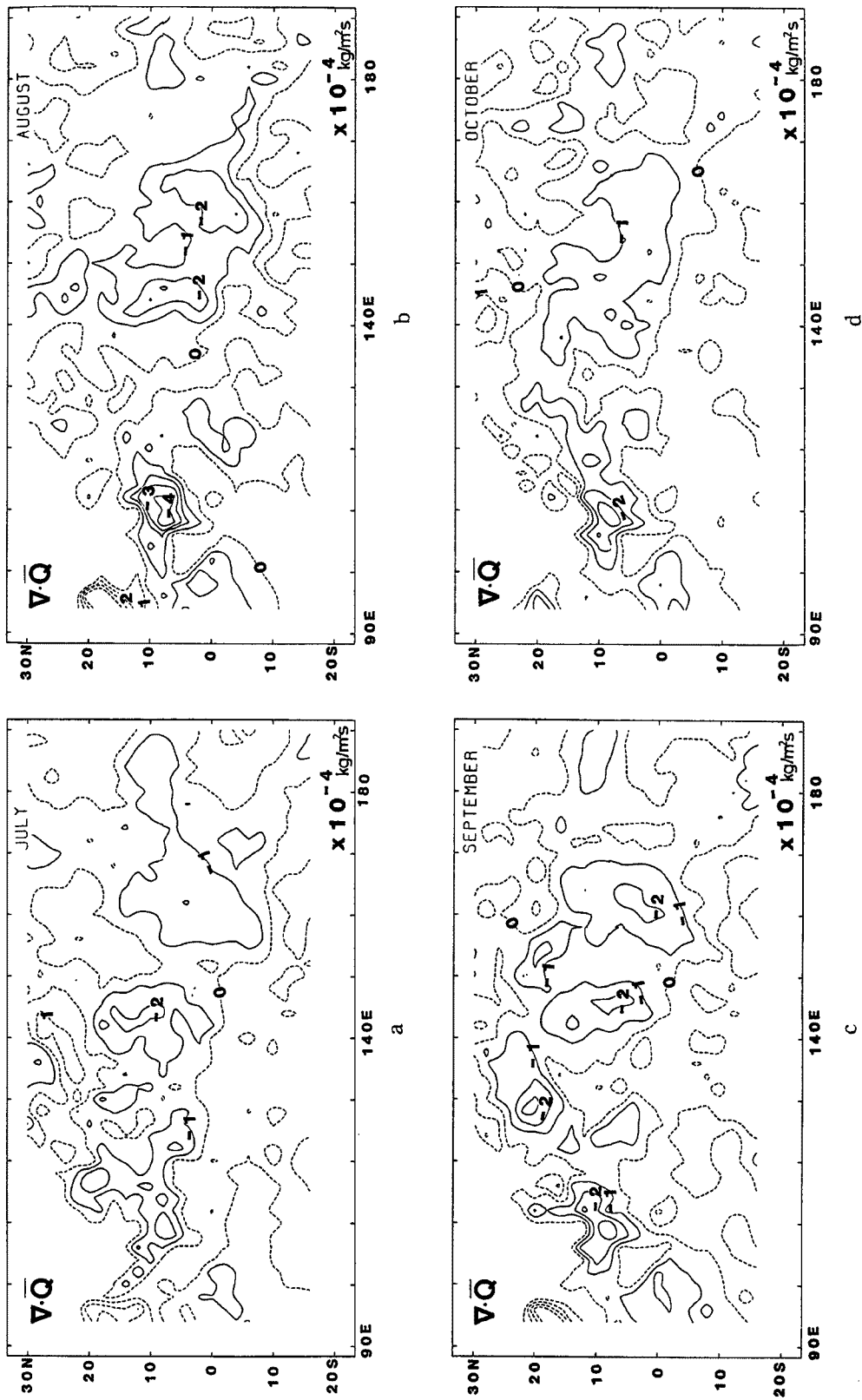


Fig. 5. Distributions of divergence of horizontal water vapor flux; $\nabla \cdot \bar{Q}$. Contour interval is $1.0 \times 10^{-4} \text{ (kg/m}^2\text{s)}$.

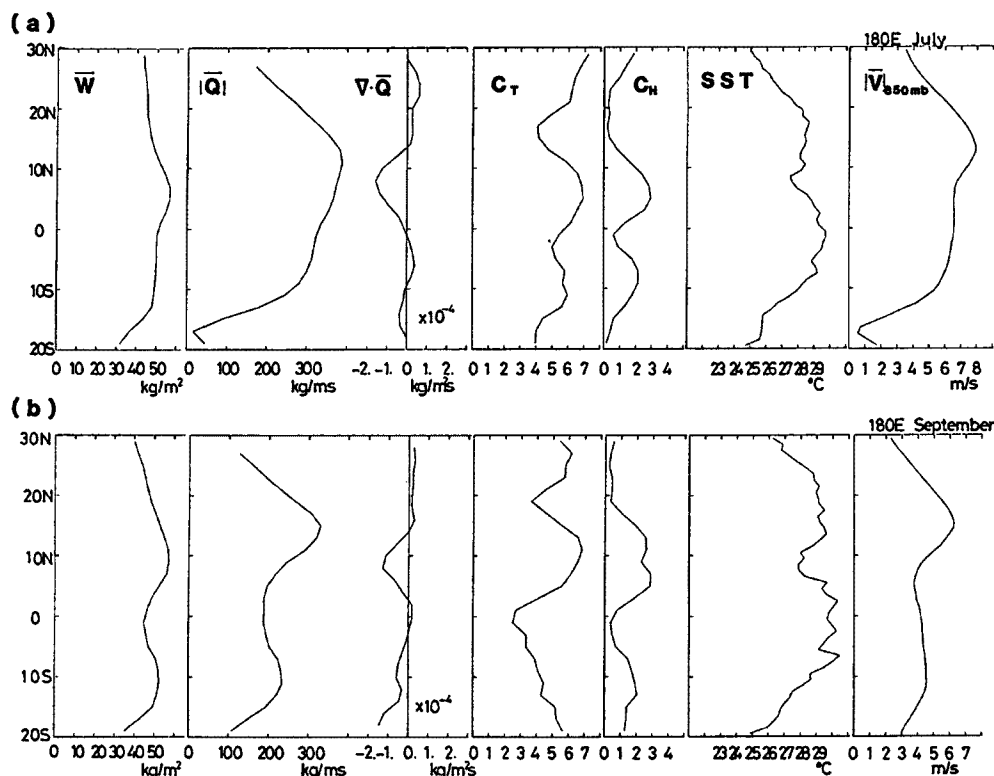


Fig. 6. Latitudinal profiles of averaged precipitable water $\bar{W}$, absolute vertically integrated water vapor transport $|\bar{Q}|$, divergence of horizontal water vapor flux $\nabla \cdot \bar{Q}$, high cloud amount C_H , total cloud amount C_T , sea surface temperature and wind speed at 850 mb for (a) July and (b) September, 1980 along 180E.

やす傾向があると思われ、雲のない領域より SST は相対的に低くなる。水蒸気を輸送し収束させる風系はハドレー循環や Walker 循環に相当するものであろうと思われる。どのように風系が作られ、雲ができ、維持されるのかを知るためにはもう少し短い時間スケールの詳しい解析が必要であると思われる。

5. 台風との関係

前章から熱帯の雲域で降る雨の水蒸気源として、その地点での蒸発量だけでなく、その周囲の広い範囲からの輸送が重要であることが示唆された。こうした水蒸気は ITCZ の雲域を維持したり、台風を発達させるのに必要であると思われる。多くの台風が発生発達した西部太平洋の 10°N 付近は、南半球や赤道付近、あるいは太平洋の東側からの水蒸気の輸送が、収束域を作っており、これらが台風の発生や発達に大きく影響していると思われる。その地点の SST の値と台風の発達の間にはっきりした関係がみられなかったのも、この周囲からの水蒸気輸送の効果の違いによっていたのかもしれない。

水蒸気輸送とその月に発生した台風との関係を調べるために、 $\bar{Q}$ を東西成分 $\bar{Q}_x$ と南北成分 $\bar{Q}_y$ にわけて考えた。日付変更線付近など偏東風の強い領域では、 $\bar{Q}_x$ は $\bar{Q}_y$ にくらべて大きい、140°E 付近の赤道近くでは、 $\bar{Q}_x$ と $\bar{Q}_y$ はほぼ同じような大きさを持ち、どちらも重要と考えられる。

$\bar{Q}_x$ の分布をみると 10~20°N 付近を 10°S 付近に東西にのびる西向きの水蒸気輸送の大きい領域がみられ、西へいくにつれて弱まっている (Fig. 7 (1))。また 140°E 付近より西側では 5°N 付近を中心に東向きの輸送がみられる。月による違いをみると、9 月にこの東向き輸送が大きいこと、8 月に南半球の西向き輸送が他の月にくらべて強いこと、9 月 10 月に、北半球の西向き輸送がやや大きいことなどがあげられる。この $\bar{Q}_x$ の東西

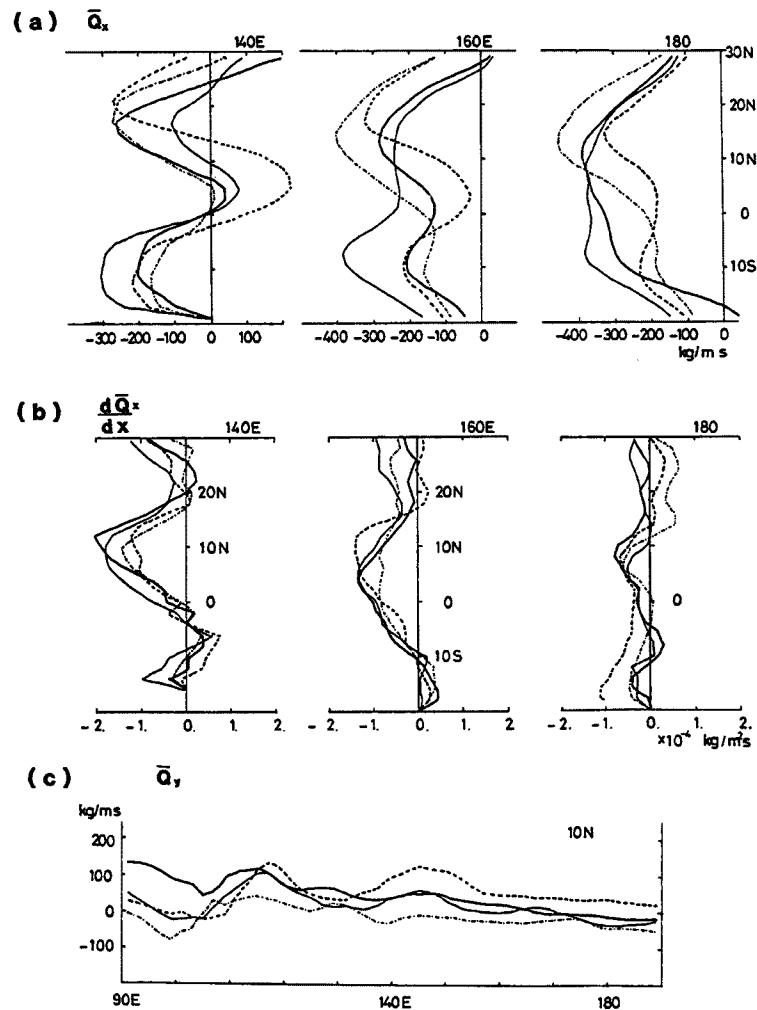


Fig. 7. Latitudinal profiles of (a) vertically integrated zonal transport of water vapor $\bar{Q}_x$ and (b) the zonal differential of $\bar{Q}_x$ along 140E, 160E and 180E. (c) Longitudinal profiles of vertically integrated meridional transport of water vapor $\bar{Q}_y$ along, 10N. Thick lines, thin lines, broken lines and dashed-and-dotted lines show for July, August, September and October, respectively.

収束をみると (Fig. 7 (b)), 10N 付近, 140~160E で大きな収束を示し, 分布の形は各月ともよくにているが, 8月の20N以北にやや大きな収束がみられたり, 9月の160E, 10N 付近に比較的大きな収束がみられるといった違いがある。一方 $\bar{Q}_y$ の分布は4ヵ月を通し 10S, 160E 付近を中心として東西にのびる北向き輸送域がみられる。10月をのぞきこの北向き輸送域はかなり高緯度側までのび, 特に9月には140~150E, 110~120E 付近を中心に 10N をこえて北向き輸送域がひろがっている (Fig. 7 (c), Fig. 4)。10月には北向きの輸送は他の月とくらべて小さく, 南向きの輸送域が5Nより北に広がっていた。 $\bar{Q}_y$ の南北収束は赤道付近でみて 130E や 160E 付近で, また 10N 付近では 140E より西側でやや大きい傾向がみられたが, 月による台風の数差の違いに対応させては特徴づけられない。 $\bar{Q}_x$ 等については, 台風の多かった9月に140E 付近まで

東向き輸送域がみられ、雲域等の北上と関係してか、 $d\bar{Q}_x/dx$ が160E付近でみて他の月よりやや北に中心をうつしていたこと、また $\bar{Q}_y$ の正域がかなり高緯度側までのび、値も大きかったことなどがみられた。また $\bar{Q}_y$ の北向き成分の小さかった10月には台風が多くはみられなかったことも対応して考えられる。しかし8月には、台風の数やや少なかったが、10N付近の $d\bar{Q}_x/dx$ や $\bar{Q}_y$ の大きさは7月とあまりかわらない。8月の南半球の $\bar{Q}_x$ は7月にくらべ大きかったが、何らかの関係があるのかもしれない。7月末から8月中旬には雲域は20N, 160E付近にみられ、また台風の発生も中緯度よりであった。 $d\bar{Q}_x/dx$ の20°N以北に収束域がみられるがこれに対応していると思われる。台風の発生する位置の時間変化が平均化されてしまわないようなもう少し短い時間スケールの解析を行えば、台風と水蒸気輸送の関係がはっきり認められるのかもしれない。

Fig. 1 に示した擾乱の経路と Fig. 4 の水蒸気輸送のベクトル図をみくらべると、擾乱の経路はその点での $\bar{Q}$ の向きと比較的よく一致しており、逆に台風等の擾乱によって水蒸気が運ばれているという見方もできそうである。今後、個々の台風の発生発達と水蒸気輸送の関係を明らかにするためには、さらに細かいスケールの精度のよいデータ解析が必要であると思われる。

SST の分布と擾乱の位置や経路をみると、擾乱がみられはじめる付近の SST は必ずしも高くはないが、熱帯低気圧、台風へと発達する付近の SST は29°C以上の高温域である。この付近では輸送による水蒸気の供給だけでなく蒸発による水蒸気の供給も大きいと思われ、そうした水蒸気が台風の発達に重要であると考えられそうである。

本解析は熱帯域の月平均場の様子をみたが、この場は多くの台風の発生に関してその背景として重要な意味を持つと考えられる。しかし個々の台風についてはさらに短いスケールの、本解析では無視した量まで含めた詳しい解析が必要であると思われる。

6. 結び

1980年の7月から10月の西太平洋熱帯域の様子について次のようなことがみられた。ITCZに相当すると思われる雲域の付近のやや低緯度側に中心をおくように、可降水量の大きい領域がみられた。可降水量の大きい領域は SST の高い領域とではなく、むしろ低い領域と対応していた。雲域の下の SST は相対的に低い傾向にあった。

こうした分布は水蒸気の輸送を考えると定性的に説明できる。SST の大きさはその点での蒸発量 $\bar{E}$ と関係するが、気柱内の水蒸気量は $\bar{E}$ だけでなく輸送量 $\bar{Q}$ にも大きく依っており、 $\nabla \cdot \bar{Q} \approx \bar{E} - \bar{P}$ という関係をみたすような分布をしていると思われた。すなわち、降水量 $\bar{P}$ の目安としての上層雲量 C_H と、蒸発量 $\bar{E}$ の目安としての SST や V_{850mb} 、そして $\nabla \cdot \bar{Q}$ が、この式をみたすような関係の分布をしている。

台風の発生発達を考えると、台風系への水蒸気の供給は重要であろうと思われるが、この解析からは、その地点での蒸発量に加え、輸送によりまわりから集められる水蒸気量が大きいと思われた。熱帯太平洋域では南半球や中部あるいは東太平洋から運ばれてくる輸送が収束しており、こうした広い範囲が水蒸気源として考えられ、熱帯域の水収支に重要なことが示唆された。

この解析を行うにあたり、可降水量のデータをご提供下さった JPL の Dr. T. Liu に感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) Gray, W. M.: Global view of the origin of tropical disturbances and storms, Mon. Wea. Rev., Vol. 96, 1968, pp. 669-700.
- 2) Anthes, R. A.: Tropical cyclones-Their evolution, structure and effects, Meteorological Monographs, Amer. Meteor. Soc., 1982, pp. 208.
- 3) 井沢龍夫: 熱帯低気圧の発生に関する研究, 気象研究ノート, 第129号, 1976, pp. 377-435.
- 4) Gentry, R. C.: Project Stormfury, Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol. 50, 1969, pp. 404-409.

- 5) Liu, W T. : 1982-1983 El Nino atlas, Nimbus-7 microwave radiometer data, JPL Publication 87-5, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, 1987, pp. 68.
- 6) 邊田有理江, 光田 寧：台風発生期の流れの場についての解析, 京都大学防災研究所年報, 第31号 B-1, 1988, pp. 219-236.
- 7) Uchiyama, A. H. Fujimura and T. Yogai : Estimation of sea surface temperature using infrared image data of Geostationary Meteorological Satellite (GMS), Meteorological Satellite center Technical Note, No 15, 1987, pp. 43-65.
- 8) 気象衛星センター：気象衛星センター資料処理局用計算機システムの更新, 測候時報, Vol. 55, 1988, pp. 37-90.
- 9) Maruyama, T., T. Nitta and Y. Tsuneoka : Estimation of monthly rainfall from satellite observed cloud amount in the tropical western Pacific, J. Met. Soc. Japan, Vol. 64, 1986, pp. 147-153.
- 10) Chen, T. C. : Global water vapor flux and maintenance during FGGE, Mon. Wea. Rev., Vol. 113, 1985, pp. 1801-1819.