

## 熱帯対流圏上部の擾乱の性質

### Characteristics of the disturbances in the tropical upper troposphere

西 憲敬

By Noriyuki NISHI

#### Synopsis

The characteristics of the disturbances near the equatorial tropopause were examined. Particularly, the amplification mechanism of the Kelvin wave and its relation with the basic state were carefully investigated. Most of the disturbances with period larger than several days have maximum amplitude near the tropopause. The amplitude near the tropopause is at most two times larger than 200 hPa. It can be explained by 1) density decrease with height 2) weak dissipation in the upper troposphere 3) wind shear near the tropopause and 4)  $N$  increase with height. However, remarkable amplification of Kelvin wave with period larger than 20 days in specific year/season (sometimes its amplitude is larger than  $20 \text{ ms}^{-1}$ ) cannot be fully explained in that way. In about ten years (1983-1993), such remarkable amplifications were observed several times, mainly in the northern winter and spring. It is suggested that the longitudinal change of the basic zonal wind can make effect in such amplification; amplification appears in the region where the basic easterly becomes stronger as we go to the east.

#### 1. 序

対流圏界面付近にみられる振幅の大きな Kelvin 波について、統計的な波動の形態についての解析結果と、増幅メカニズムについての基本的な考察について報告する。Nishi (1994)<sup>1)</sup>では、1993 年 1～2 月に西太平洋で見られた振幅の大きい Kelvin 波について、気象庁の全球解析データを用いて解析した。東西波数は 1 で周期は約 30 日、位相は下降していることからエネルギーは対流圏から伝播してきていると考えられる。この波動が、1 月上旬に日付変更線のすぐ西、1 月下旬にインドネシアから西太平洋西部、さらに 2 月中旬にも西太平洋で大きな振幅を示し、うち 1 月の 2 回は、変形して東風から西風への急激な変化を伴う正弦波からの変形を示していた。また、このような大きな振幅がみられる高度は、圏界面付近の数 km に限られていた。

このような大振幅や変形が過去にどのような頻度で見られるのか、統計的な解析を行う必要がある。また、いくつかの要因によって増幅がおこり、その増幅による移流非線形効果の増大のために波の変形が起こったと考えられるため、どのような要因によって増幅が引き起こされているのか、まずはっきりさせることが重要である。

この高度領域の Kelvin 波は、位相が明らかに下方伝播しており、また東進位相速度は、 $15 \text{ ms}^{-1}$  程度である。平均風が弱い東風であることを考慮すると、等価深度は 40 m 程度と推定される。この波は、対流圏内に深い構造をもった 30～60 日変動 (Madden and Julian, 1994)<sup>2)</sup> のように、波源 (積雲) 自身の変動とな

り位相が積雲を中心にロックしている様子とは異なり、また励起源から十分離れていて各モードがはっきりと分離している成層圏内の波動とも異なり、波源のすぐ外側の擾乱に独特の、複雑な応答を示している。対流圏界面付近は、静的安定度が鉛直方向に大きく変わるうえに、対流圏独特の東西方向の大きな風の変化もみられ、基本場自体が複雑な形をしているため、これが波の形態をさらに複雑にしていると考えられる。今回はこの Kelvin 波を中心として、対流圏上部の場の時間的場所的な変化が、擾乱の振幅などの形態に与える影響について発表する。

主要な問題は、ひとつが特定の時期における振幅が  $20 \text{ ms}^{-1}$  にも達するような増幅メカニズムであり、もうひとつはその増幅が毎回異なる経度で、東西数十度程度の範囲で起こっていることの説明にある。

## 2. データと手法

NCAR 高層観測点データ (1966-89), ECMWF TOGA level IIIA global atmosphere data archive (1989-93) および TOGA COARE ISS データ (1992-93) を用いる。

NCAR 高層観測点データは、本来多くの観測点を含んでいるが、赤道から緯度  $5^\circ$  以内となると地点は非常に少なく、解析に足りる期間の長さのあるのは、Singapore (35 年間)、インド洋の Gan と中部太平洋の Canton (数年) があるのみである。ここでは、主として Singapore ( $1^\circ\text{S}$ ,  $104^\circ\text{E}$ ) のデータを解析することにする。また、使用したデータは指定気圧面のみなので、圏界面付近ではその高度は 200, 150, 100, 70 hPa である。

ECMWF 全球解析データは基本的には Nishi (1994)<sup>1)</sup> で用いた気象庁の格子点データと同種のデータである。データは熱帯域の解析に適している初期化されていないものを用いた。格子点間隔は  $2.5^\circ$ 、高度は 16 層である。圏界面付近の高度は 200, 150, 100, 70 hPa であるが、圏界面付近は基になる観測が少ないため、その品質には十分な注意を払って解析する必要がある。

赤道圏界面付近はデータがきわめて少ないので、波の立体的な構造に関する解析が難しい。したがって、TOGA COARE IOP (1992 November-1993 February) のように高層観測が多く行われている時のデータは貴重である (Webster and Lukas, 1992)<sup>3)</sup>。今回は、その期間の鉛直に分解能の高い ISS 層ゾンデデータを併用し、Nishi (1994)<sup>1)</sup> の解析結果の一部の信頼性を確認した。

データの時間フィルタリングには Lonczos filter を用い、またスペクトル解析は FFT を用いた方法を使用した。

## 3. 結果

### 3.1 1993 年 1 月の事例

今回解析の対象とした Kelvin 波の増幅や変形は、限られた数十度の経度、赤道から数度の緯度の範囲でだけ顕著にみられる。しかし、圏界面付近の高度に限ると、赤道付近ではふだんは数点の高層観測点以外にはデータがないといってよい。したがって、波動の形態を詳細に解析するためには高層観測が多く行われた特別観測期間のデータを用いることが望ましい。ここでは、Nishi (1994)<sup>1)</sup> で扱った TOGA COARE IOP の事例について、ISS 高層観測データを加えて解析を行ったので、まずその結果について述べる。

Fig. 1 は、Kapingamarangi ( $1^\circ\text{N}$ ,  $155^\circ\text{E}$ ) における

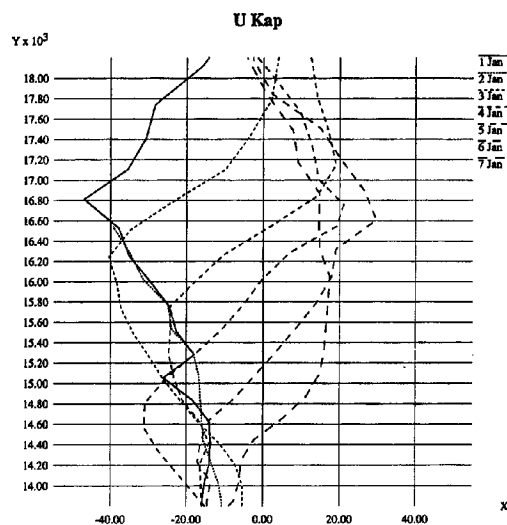


Fig. 1 The vertical profile of the zonal wind ( $\text{ms}^{-1}$ ) at kapingamarangi on 1 to 7 January 1993. Ordinate is the height (Km).

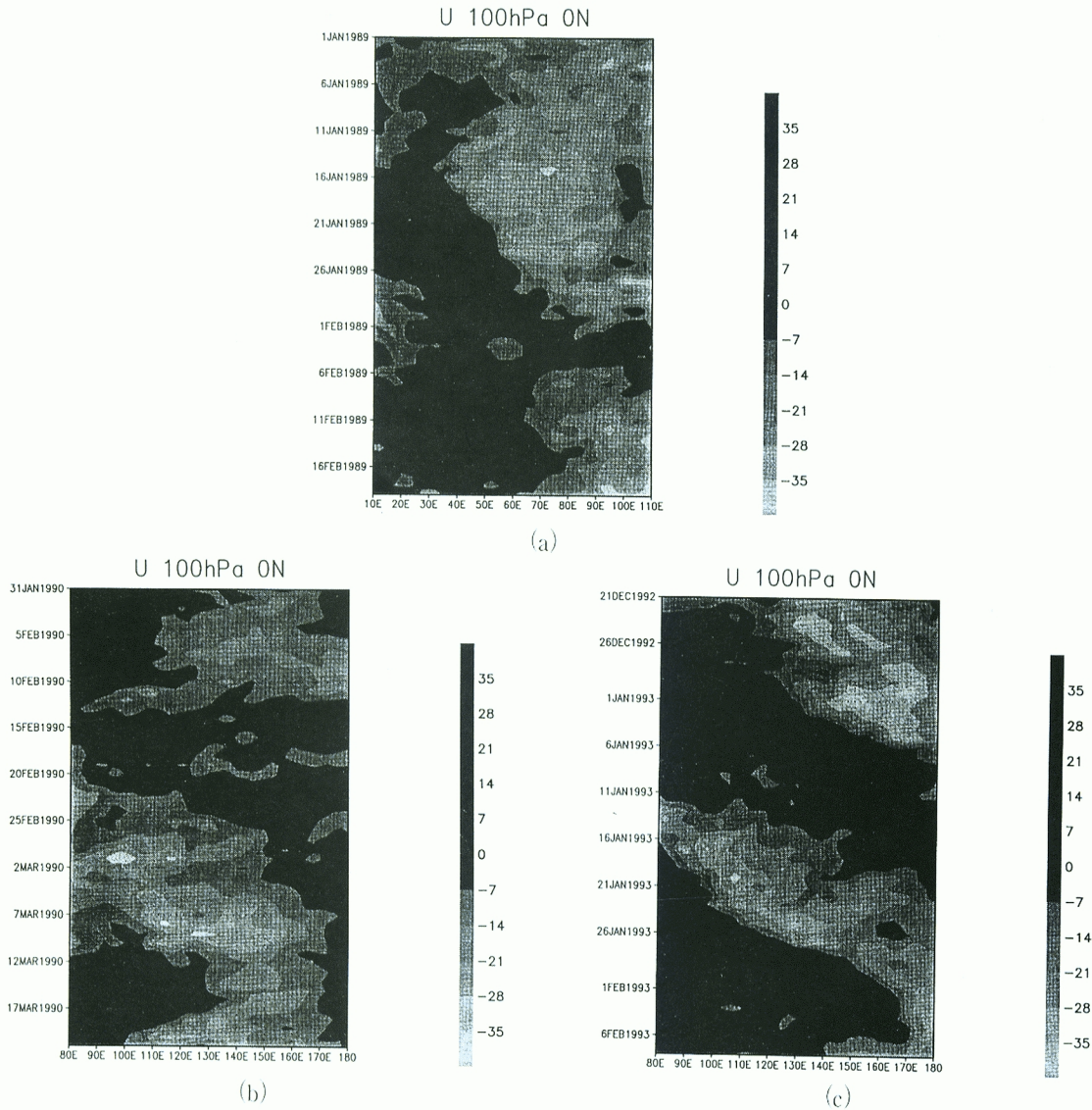


Fig. 2 Longitude-time section of the zonal wind ( $ms^{-1}$ ) at 100 hPa on the equator in ECMWF global analysis. (a) 1 January - 19 February 1989, 10 °E - 110 °E (b) 31 January - 21 March 1990, 80 °E - 180 °E and (c) 21 December 1992 - 8 February 1993, 80 °E - 180 °E.

東西風の変化である。鉛直には 150 m 程度の分解能がある。1 月 1 日には、圏界面直下の 16.8 km 付近で東風が  $40 ms^{-1}$  となり、上下に比べて最も強くなっている。この東風の最も強い部分は、その後数日弱まりながら下方へ移っていき、5 日の 14.8 km を最後にはっきりしなくなる。一方、3 日に 18.5 km 付近にあった西風の極大が次第に下降し、6 日には 16.8 km 付近で  $30 ms^{-1}$  近くになっている。赤道付近の経度時間断面 (Fig. 2(c)) から推測されるように、この激しい風の変化は東進する Kelvin 波擾乱にともなっているものである。Nishi (1994)<sup>1)</sup>で報告した気象庁全球データでの Kelvin 波に伴う激しい風の変化は、同様に特別観測の高層観測データでも確かめられた。したがって、気象庁の全球解析データでみられた大振幅の特徴はほぼ実在の形態を表していると考えられる。しかし一方、同論文で報告した 70 hPa 以上の成層圏のデータに関しては、高層観測とは大きな食い違いを示していることも、その後の解析で判明した。(Nishi and Sumi, 1995)<sup>4)</sup>。

以上のように、93 年 1 月の風の変化は数日間で  $70 ms^{-1}$  にも達する激しいものであることがわかつ

たが、このような激しい風の変化を伴う Kelvin 波が統計的にどの程度の頻度で見られるのか興味がある。以下に長期間のデータを用いた統計的な結果を示すが、上で述べたような詳細な場の解析は、通常の期間にはデータ不足から困難である。そこで、現象のいくつかの側面に焦点をしばって、結果を示すことになる。

### 3.2 圏界面付近の擾乱の統計的平均像

Kelvin 波を含む種々の大気波動が、統計的には圏界面付近でどのような振幅や位相構造をもっているかを、長期間のデータを用いて調べることにする。**Fig. 3(a)** は、Singapore ( $1^{\circ}\text{S}$ ,  $104^{\circ}\text{E}$ ) における 1987 年 2-9 月の東西風の 15-60 日成分である。まず目につくのは、3 月ごろの 100 hPa 付近の大振幅である。周期が約 20-25 日で 3 サイクルくらい位相が下降しているようすが見て取れる。振幅は圏界面付近の 100 hPa 付近で最も大きくなっているようにみえる。この波動は 93 年 1 月と同種の Kelvin 波ではないかと見られる。しかし一方、6, 7, 9 月などにおいても周期帯や鉛直構造はいろいろながら、圏界面付近の 100-150 hPa では振幅はたいていその上下より大きいようにみえる。

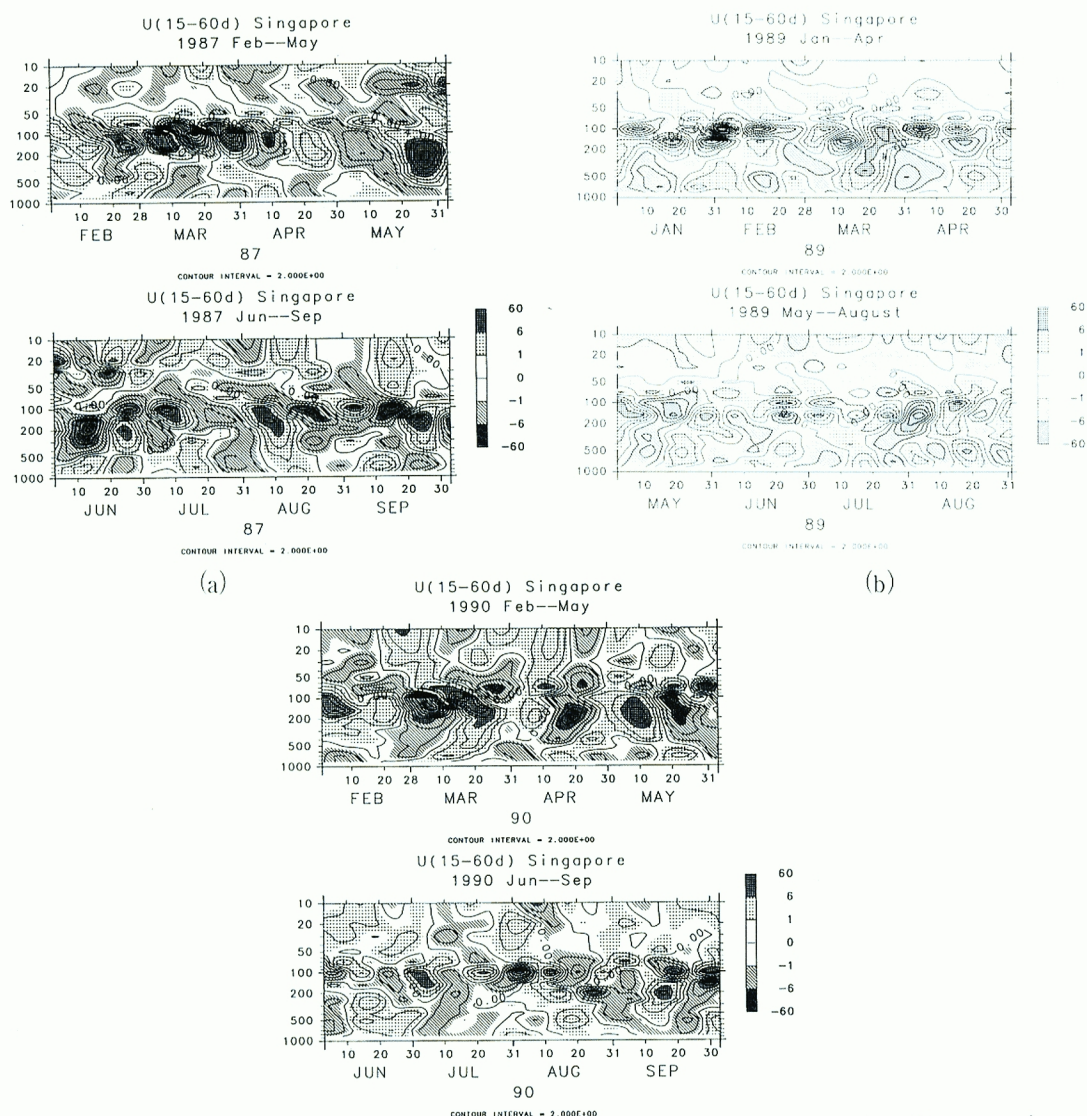


Fig. 3 Time-height section of the 15-60 day component of the zonal wind at Singapore in (a) February - September 1987, (b) January - August 1989 and (c) February - September 1990. Contour interval is  $\text{ms}^{-1}$ .

対流圏界面にあたる 100 hPa 付近では、卓越する擾乱の周期や鉛直方向の構造は時期によって異なるにもかかわらず、その振幅はその上下と比べて、大きい傾向があるようである (Fig. 3)。これは、波数 1-2 の問題の成熟した Kelvin 波に限らず、擾乱一般として圏界面付近で増幅する機構があることを示唆している。この傾向をはっきりさせるために、同地点で約 20 年間の東西風のパワースペクトルを調べてみた。

Fig. 4 (a) は、Singapore における東西風のパワーの鉛直分布を示し、(b) には、各高度におけるパワーの同じ周波数での 100 hPa の値に対する比が示されている。数日以上の周波数帯のほぼすべてで、周波数によらず、100 - 150 hPa で上下よりパワーが大きくなっているように見える。対流圏では、200 hPa 付近の 10 日より長周期帯では、周波数によらず 100 hPa の 0.3 - 0.5 程度のパワーとなっており、それ以下の周期帯ではおおむね 0.5 - 0.7 程度の比となっている。

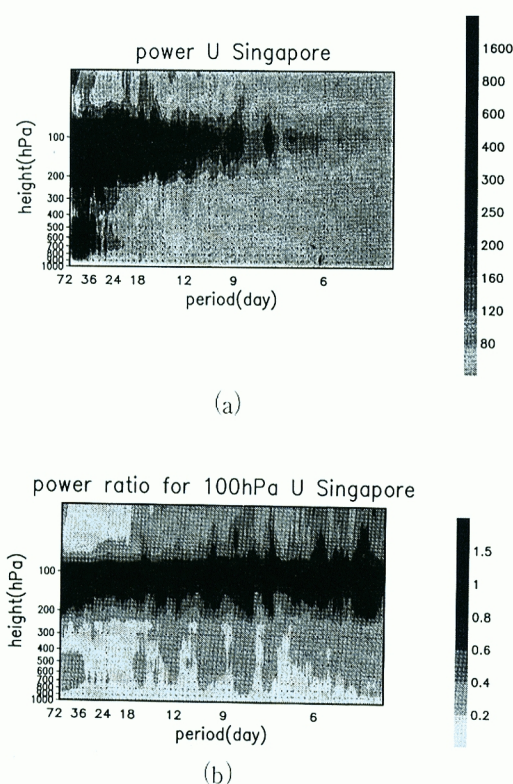


Fig. 4 The spectral results of the zonal wind at Singapore during 1966-1989. (a) The vertical profile of the power. Unit is  $(ms^{-1})^2 day$ . (b) The ratio of the power in each height level to the power at 100hPa in the same frequency.

対流圏の主な積雲加熱は 150 - 200 hPa あたりより下にあると思われる。その理由は、まず積雲上部から広がる大規模な発散を示すアンビルの高度は、200 hPa 付近であることである。また、各周期に対して、位相の鉛直伝播特性を調べてみた。Fig. 5 は、隣り合った高度レベルの間クロススペクトルを求め、その位

相差と周期から、鉛直位相速度をおおまかに推定したものである。100 hPa と 150 hPa の間では、コヒーレンスは小さいものの鉛直波長 15 km 程度の波の位相が下降しているようだ。このことから、この高度ではそれ以下とは異なり、はっきりとしたエネルギーの上方伝播のあることが推測される。以上の理由により、波動の形成に寄与する赤道付近の積雲加熱の大部分は 200 hPa 以下にあると考えられる。したがって、ここで主に問題にしている数日以上の周期帯では、何らかの原因によって波動の振幅が 1.5 ~ 2 倍に大きくなりながら上方伝播しているのではないかと考えられる。

一方、100 hPa より上方の成層圏では、周波数によってかなり様子が異なる。いずれも 100 hPa 付近よりは振幅が小さくなっていることは変わりがないが、15 日より長い周期帯では、100 hPa から離れるにつれて、急速に振幅が小さくなる。これは、主として波の減衰によるものだと考えられる。周期の長い Kelvin 波では、鉛直群速度が小さくなる。

波数を一定だとした時には、鉛直群速度はほぼ周波数の 2 乗に比例して小さくなり、位相速度を一定だとすると、周波数に比例して小さくなる。いずれにしても、長周期の Kelvin 波の鉛直群速度は相当小さいため、成層圏に入ると速やかに減衰していくと考えられる。このことは、大きな振幅の長周期の Kelvin 波が対流圏界面付近に局在していることの上の側の主な理由であると考えられる。

このように大気波動としては比較的長い周期帯（数日以上）では、特定の周期に限らず、圏界面付近でその振幅が準常的に大きくなっていることがわかるが、これを、“通常の増幅”，とよぶことにする。上で述べた圏界面の上の側の理由と別に、下の側の増幅過程を説明する必要がある。Shiotani and Horinouchi (1993)<sup>5)</sup>にしたがって、増幅をもたらす要因を線形に重ねあわせてみる。1) 大気密度が上空のほうが小さいため、大きな減衰がなければ、エネルギーを保存して上方に伝播する擾乱では、高度とともに風速振幅が増幅してみえる。2) 静的安定度の鉛直分布が圏界面付近で大きく変わっていることによる。エネルギー密度フラックスが変わらないまま波のエネルギーが上方伝播してくると、圏界面付近から上では静的安定度が大きくなることから、波の鉛直群速度が小さくなるため、波の振幅が大きくなる。3) 積雲活動が活発で Kelvin 波の主要な発生地になっていると考えられるインドネシアから中部太平洋付近では、対流圏上部では東風が卓越している。ところが、この東風は 150 hPa 付近で最も強くなるため、圏界面（100 hPa 付近かやや上方）付近では、上空に行くほど東風が弱まる、いわゆる“西風シア”の状態となっている。この状況では、10 日以上長の周期帯で大きな部分を占める Kelvin 波は、高度とともに鉛直群速度が小さくなる。その結果、波のエネルギーがたまる傾向をもつため、増幅がおこると考えられる。4) 対流圏内では、成層圏に比べて鉛直群速度が大きいため、大きな摩擦放射減衰を受けるまえに、下から来た波が圏界面付近に達することができる。以上のような効果が線形に効いているとして、代表的な基本場の数値をあてはめて、簡単な

ramda-z with propagation direction

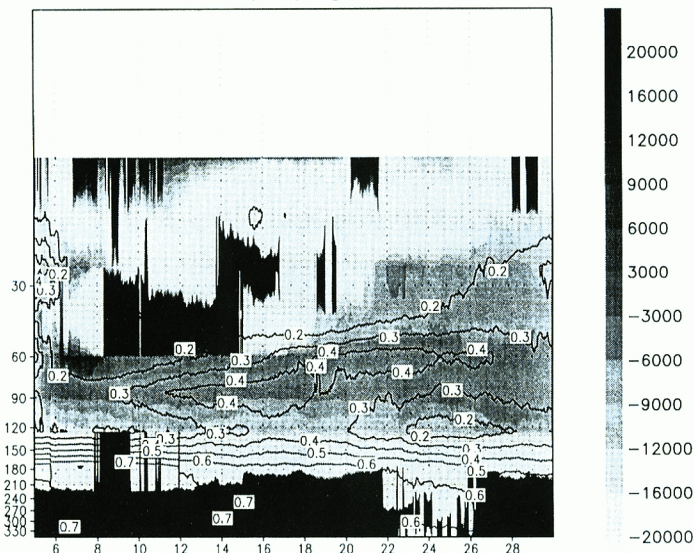


Fig. 5 Vertical wave length (m) of each frequency component of the zonal wind (1966-1989) got from the cross spectral analysis at Singapore during 1966-89. See text for detail. The abscissa shows the frequency (year<sup>-1</sup>).

見積もりをしてみた。

その結果、統計でみられるような 100 hPa が 70, 150 hPa に比べて 2 倍程度振幅が大きくなる“通常の増幅”は、これらだけで説明できそうである。しかし、93 年 1 月の周期約 30 日の特定の Kelvin 波のように、非線形効果による波の顕著なつちを伴うような、振幅が  $20\text{--}30\text{ ms}^{-1}$  にも達する“突発的な大増幅”までは説明できそうにない。

### 3.3 長期データに見られる突発的な大増幅

以上に見てきたように、圏界面付近では恒常的に擾乱の振幅が大きいようである。次に、この通常の増幅を超えて、非常に大きな増幅が起こっている時期に注目して調べることにする。

ECMWF 全球解析データと Singapore の高層観測を用いて、1980–93 年の赤道付近を調べてみた。その結果、数例の大きな振幅の Kelvin 波を見出し、またいくつかのケースでは 93 年 1 月と同様な変形も認められた。Fig. 2 (a) に示すように、まず 1989 年 1 月に東アフリカからインド洋で大きな振幅がみられ、この時は変形も見られる。続いて、90 年 3 月にはインドネシア付近を中心に大きな振幅が見られる (Fig. 2 (b), Fig. 3 (c), Fig. 6 (c))。これは、Tsuda et al. (1995)<sup>6)</sup> によって詳細に解析された事例であるが、この時はめだった正弦波からの変形はみられていない。以下格子点データは使えなかったが、1987 年 3 月 (Fig. 3 (a), Fig. 6 (b)) には、はっきりした大増幅と波の変形が Singapore のデータに認められる。また、83 年 1 月の Singapore 高層観測では、周期は 20 日以下と短いものの、同様の増幅と変形が認められる (Fig. 6 (a))。

以上のように約 10 年のうちに数例の大増幅が認められたが、いずれも北半球の冬から春にあたる時期に集中している。例数が少ないため断言することはできないが、季節性が認められるといっている。また、赤道付近でそれぞれの年にいくつかの高層観測をもとに格子点データが作成されたかは定かではないが、恒常的にデータを送ってきている緯度  $5^\circ$  以下の地点は、少なくとも気象庁から入手した表からは、Singapore しかない。その他の経度で発生した増幅を見落として、発生数を小さく見積もっている可能性もある。

### 3.4 突発的な大増幅のメカニズムに関する考察

Nishi (1994)<sup>1)</sup> に示した 1993 年 1 月の事例や、前節で示した 89, 90 年のケースにおいて (Fig. 2), 大増幅の特徴は以下のようなものである。1) 経度にして数十度の範囲で増幅がみられる。2) 増幅の場所はインド洋からインドネシア、中部太平洋にかけてであるが、毎回同じではない。3) 圏界面付近の 2–3 km の高度幅の中で起こっている。

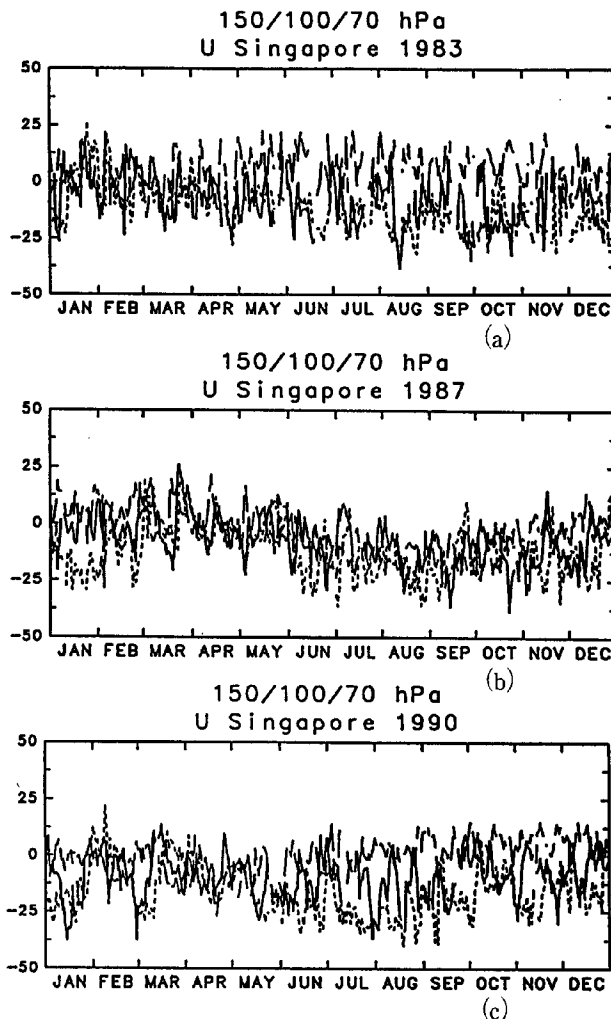


Fig. 6 Time series of the zonal wind (unit  $\text{ms}^{-1}$ ) at Singapore. Broken line shows 70hPa, solid one 100hPa and dotted one 150hPa. (a) 1983, (b) 1987 and (c) 1990.

“突発的な大増幅”がおこる原因についても、この地域や高度の場の大きな変化が効いているのではないかと考えた。対流圏上部は、静的安定度の鉛直勾配も、風の水平、鉛直変化もともに大きいからである。そこで、最も顕著な変化が見られる場の量に関して、波の増幅を引き起こす要素がないか検討した。ひとつは、圏界面付近の波の反射で、もうひとつは経度方向の風の変化の寄与である。

波の反射は、 $N$  が急激に大きくなるところで発生するが (Gill 1980)<sup>7)</sup>、その反射面の付近で振幅が増大して見えることが考えられる。**Fig. 7** は、1987 年 1-4 月にかけての Singapore の浮力の振動数を 15 日ごとに示したものである。風とは異なり、この付近の温度分布は時期が違って大きな差はないといえる。対流圏上部は、対流圏下部に比べて静的安定度が小さいため、その直上の成層圏下部との  $N$  の比が 1:3 程度にもなっている。もしこれが波の鉛直波長よりずっと短い距離で不連続的に変わっているのであれば、反射波の割合は下からの波に比べて 0.5 程度になりうる。しかしこの波の鉛直波長をクロススペクトル解析の結果 (**Fig. 5**) から見積もってみると、せいぜい対流圏で 15 km、下部成層圏で 6 km 程度である。したがって、 $N$  の変化はこの波の鉛直波長に比べては短いものの、4-5 km 程度にわたってゆっくりと変わっていくので、反射される波の振幅の割合は 0.5 よりよほど小さいと考えられる。

しかし、それでも一部は反射されて帰って来るため、Kelvin 波および Madden Julian Oscillation (MJO) の構造に関しては寄与していると考えられる。西半球では、15-30 日の周期帯で位相が上方伝播し、波のエネルギーが下方伝播しているらしいが (Madden and Julian, 1972)<sup>8)</sup>、これは圏界面付近で反射を起こしたものの反映であるかもしれない。

また、 $N$  だけではなく、東西風の鉛直シアが急に変わっているところでも波の反射は起こる可能性があるが、後で述べるように東西風は経度によって大きく異なっていることから定量的な解析が困難であるため、今回は調べていない。しかし、大きく見て位相が下方に伝播していることは解析結果からはっきりしているので、反射波が起こることが波の振幅を 2 倍にもしているとは考えにくく、たとえ効いていても増幅には補助的な効果を与えているにすぎないと思われる。

一方、経度方向の風速場の変化は増幅に大幅に効くと考えられる。Webster and Chang (1988)<sup>9)</sup>、Chang and Webster (1995)<sup>10)</sup> は、相当順圧なロスビー波に関して、経度方向に変化する東西風の場合がロスビー波の振幅に大きな影響を与えることを WKB 近似のもとでの Lay tracing、および波長より短いスケールで場が変化する場についての数値計算をおこなった。彼らによるとロスビー波 (長波でエネルギーが西進するもの) は、西に行くにしたがって西風が強まるような東太平洋などで大きな振幅を持つことがわかった。彼らは対象を順圧のものとしていたため、大気中の Kelvin 波ではこのような増幅は起こりにくいとしたが、傾圧性をもった波の場合

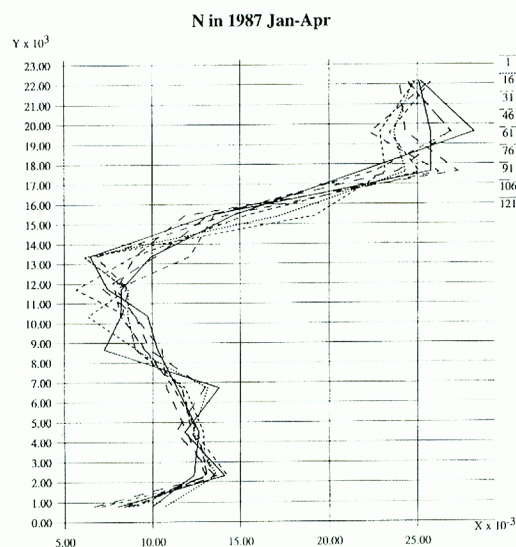


Fig. 7  $N$  (buoyancy frequency; unit  $\text{rad s}^{-1}$ ) calculated using the geopotential and temperature on every 15 day in January - April 1987. The date in the right side is the through day since 1 January 1987. Unit is  $\text{rad}^{-1}$ .

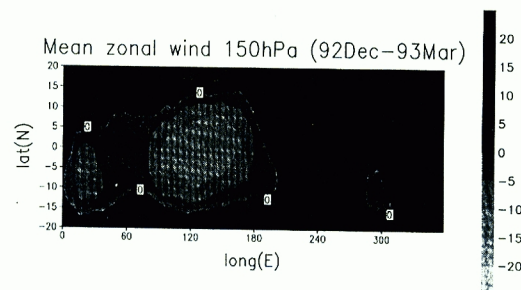


Fig. 8 Mean zonal wind at 150hPa in December 1992 - March 1993 in ECMWF global analysis. Unit is  $\text{ms}^{-1}$ .

は同様なメカニズムが働くことが十分に考えられる。

熱帯対流圏上部は、平均場として東西方向の発散が西～中部太平洋付近にあり、その西側で東風となっている (Fig. 8)。そして、問題のインドネシアから太平洋西部にかけては、東に行くほど東風が強まる傾向にある時が多い。さらに、深い積雲活動を伴う MJO が東進して来る時がある。それにともない、太平洋上でこの東西発散が平均場のそれと重なって、“東風が東ほど強い” 状態が顕著になっている領域が認められる。93 年 1 月の 2 回の大増幅は、いずれもこのような場所でおこっている可能性が大きい (Fig. 9)。1 月上旬のものは日付変更線付近で、また 1 月下旬のものはインドネシア付近で振幅が大きくなっている。

いくつかの増幅に有利な条件がそろって振幅がある程度大きくなった Kelvin 波が風の東西変化が大きくなったところへつつこんだところで増幅すると考えれば、増幅が見られる場所が毎回違うことや、増幅の見られている場所が数千 km に限られていることも説明がつく。

しかし、風の東西勾配が大きいところはかなり頻繁にあるにもかかわらず大増幅の見られたのは 1 年に 1 回もないことに関して、説明が必要であろう。100 hPa の温度や風の長期間のデータを見ると、Kelvin 波と思われる位相速度約  $15 \text{ ms}^{-1}$  のシグナルはかなりひんぱんに見られるが、それが波数の小さいものに組織化されている時期はそう多くないことから、波数 1-2 の長波の卓越が増幅の厳しい条件となっているのかもしれない。また、長期間にわたって赤道から  $5^\circ$  以内 (大増幅のみられる緯度帯) でゾンデ観測を行っているのは、シンガポールしかないことから、その他の経度で起こっている大増幅は見逃されている可能性がある。

#### 4. まとめ

対流圏最上部は、対流圏独特の激しい東西方向の場の変化をもち、さらに対流圏から成層圏への大きな鉛直方向の風および成層の変化も合わせもっている。したがって、これらの複雑な場の変化が擾乱の形態に大きな影響を与えていると考えられる。今回の報告では、周期約 20-30 日の Kelvin 波を中心に、対流圏上部の擾乱と基本場の関係を調べた。この高度では、Kelvin 波に限らずほぼすべての数日以上周波数領域で、その上下に比べて振幅が平均的に大きくなっている。この“通常増幅”は、密度効果、静的安定度の鉛直変化、弱い減衰、平均東西風の鉛直変化を考えると説明ができそうである。一方、Kelvin 波の振幅が東西数千 km で  $20 \text{ ms}^{-1}$  以上にも増大し、非線形効果による変形までおこっているような“突発的な大増幅”については、Chang and Webster (1995)<sup>10)</sup> などによる Rossby 波の議論を適用して東西方向の東西風の変化によるものと考えたことを提唱した。今後、緯度方向の平均場の東西風の差異、場の非一様にもなう鉛直群速度の変化の見積もりなどをさらに評価して定量的にこの考えを検証する必要があると考えられる。

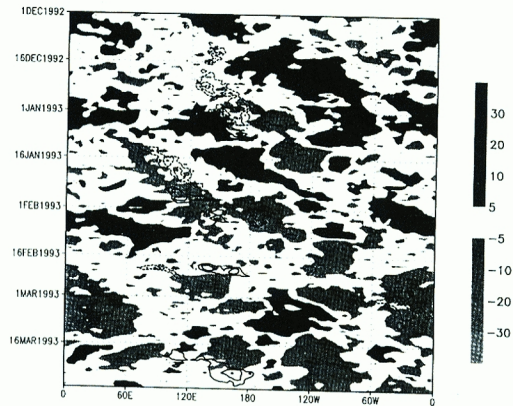


Fig. 9 The relation between the basic flow in the upper troposphere and the position of the amplification of the Kelvin wave during December 1992 - March 1993 on the equator. Shading is the average of the zonal wind at 150, 200 and 250 hPa, which shows the steady Walker cell and the signal of Madden-Julian oscillation. Contour shows the position of the amplification of the Kelvin wave by drawing only very strong zonal wind at 100 hPa (absolute value above  $15 \text{ ms}^{-1}$  with contour interval  $5 \text{ ms}^{-1}$ ).

## 参考文献

- 1) Nishi, N., 1994 : *Annals of the Disaster Prevention Research Institute* **37**, 155-164.
- 2) Madden, R. A., and P. R. Julian, 1994 : *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- 3) Webster, P. J., and R. Lukas, 1992 : *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1377-1416.
- 4) Nishi, N., and A. Sumi, 1995 : *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 321-337.
- 5) Shiotani, M., and T. Horinouchi, 1993 : *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 175-182.
- 6) Tsuda, T., Y. Murayama, H. Wiryosumarto, S.W.B. Harijono, and S. Kato, 1994 : *J. Geophys. Res.*, **99**, 10,491-10,505
- 7) Gill, A., 1980 : *Atmosphere-ocean dynamics* Academic press 662pp.
- 8) Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972 : *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- 9) Webster, P. J., and H.-R. Chang, 1988 : *J. Atmos. Sci.*, **45**, 803-829.
- 10) Chang, H.-R., and P. J. Webster, 1995 : *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2384-2403.