

## 赤道下部成層圏準 2 年周期振動における大気重力波の役割

佐 藤 薫\*

### 1. はじめに

赤道下部成層圏には約 2 年 4 か月で東風と西風が交代する準 2 年周期振動 (Quasi-Biennial Oscillation, 略して QBO) と呼ばれる大規模な振動現象が存在する。第 1 図は Singapore における月平均東西風の等値線図である。高度およそ 17 km 以上の下部成層圏で、20 m/s を越える西風と 30 m/s を越える東風が交互に現れており、位相は時間と共に下降する様子がよくわかる。このような QBO は、対流圏から鉛直伝播する波動による東西風加速によって引き起こされると考えられている。

ところが、波動には様々な種類が存在する。1990 年代初めまでの認識では、Holton and Lindzen (1972, 以下 HL72 と引用する) により提唱されて以来、西風加速は東向きに伝播する長周期 (10~20 日) ケルビン波に、東風加速は西向きに伝播する周期 4~5 日の混合ロスビー重力波によるものと考えられてきた。

しかし、最近になって、重力波が QBO の主な駆動源であると認識が大きく変わりつつある。ケルビン波は西風加速の半分程度、混合ロスビー重力波は東風加速の高々 10% 程度を担っているに過ぎない。HL72 に先立って Lindzen and Holton (1968) によって発表された重力波による QBO 駆動論の復活とも捉えられるが、そう単純ではない。ここでは、このように考えられるようになってきた根拠について、最新の理論的、観測的研究をレビューしながら述べてみたい<sup>1)</sup>。

### 2. ケルビン波、混合ロスビー重力波による説明の問題点

#### 2.1 QBO を引き起こす加速が足りない

\* 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻。

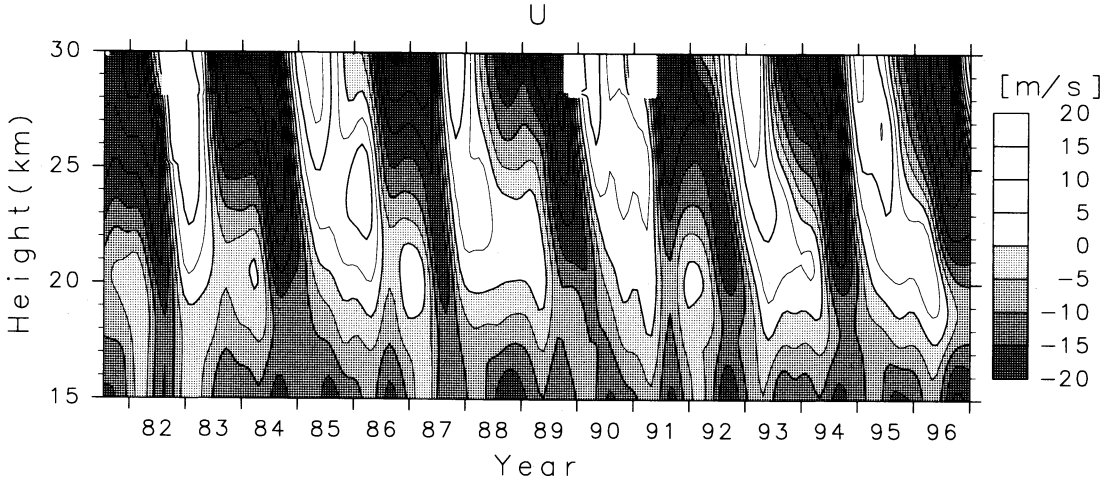
—1998年8月26日受領—

—1998年11月4日受理—

長周期ケルビン波、混合ロスビー重力波は1960年代の終わりに、その存在が理論的に示され (Matsuno, 1966), ラジオゾンデ観測データ解析によって発見された (Yanai and Maruyama, 1966; Wallace and Gousky, 1968)。第 2 図に Matsuno (1966) による、それぞれの波動の水平構造を示す。HL72 では鉛直 1 次元モデルを用いて QBO の再現を試みたが、西風加速は観測されたケルビン波の振幅でよいものの、東風加速については、混合ロスビー重力波の振幅を観測値の 2~4 倍に設定する必要があった。混合ロスビー波による東風加速の不足は、Takahashi and Boville (1992) の 3 次元モデルを用いた研究でも指摘されている。

さらに、赤道成層圏には上昇流が定常的に存在する。これは中緯度成層圏での波動により駆動される極向きの流れを補償するもので、最近の UARS 衛星等の観測により大きさは 0.3 mm/s 程度であることが分かっている (Mote et al., 1995)。この平均上昇流は、水蒸気などの物質を上方に輸送するだけでなく、QBO のような振動の位相を持ち上げる効果もある。第 1 図に示される QBO の位相の下降速度は速いところで 0.5 mm/s 程度である。これは平均上昇流とほとんど変わらない大きさである。つまり、波動による加速はこの平均上昇流に打ち勝って、かつ、QBO の位相を下降させる大きさになければならない (Dunkerton, 1991)。HL72 のモデルにはこの平均上昇速度は考慮されていない。すなわち、長周期ケルビン波でも西風加速の約半分しか説明できないのである。混合ロスビー重力波に至っては、東風加速にはほとんど寄与していないといっても過言ではない。

<sup>1)</sup> 数値モデルを用いた研究の詳細なレビューについては、今後本誌掲載が予定されている堀之内武氏 (平成 10 年度山本・正野論文賞受賞) の解説記事を参照して頂きたい。



CONTOUR INTERVAL = 5.000E+00

第1図 Singapore (1N, 104E) における月平均東西風の時間高度断面図. 等値線間隔は 5 m/s. 東風領域に影をつけてある.

## 2.2 QBOの南北幅が説明できない

第3図はQBOの南北構造を示す図である。QBOの振幅はおおよそ赤道対称でその半値緯度幅は約10度である。ケルビン波や混合ロスビー重力波による加速はこのようなQBOの南北広がりをも説明できるのであろうか。

Matsuno (1966) の理論によれば、ケルビン波や混合ロスビー重力波などの赤道に捕捉された波の南北スケールは、赤道変形半径  $y_0 \equiv \sqrt{N/|m|\beta}$  で記述される。ここで、 $N$  は Brunt-Väisälä 振動数(成層圏で約5分)、 $\beta (\equiv df/dy)$ 、ここで  $f$  はコリオリパラメータ) は  $2.28 \times 10^{-11} (\text{s}^{-1}\text{m}^{-1})$ 、 $m$  は波動の鉛直波数である。波動のジオポテンシャル高度成分、風速成分等は、 $y = y_0$  で振幅が  $1/\sqrt{e}$  つまり、赤道の約0.6倍となる。これは波動による平均風加速が、この緯度で赤道の約0.37倍となることを意味する。

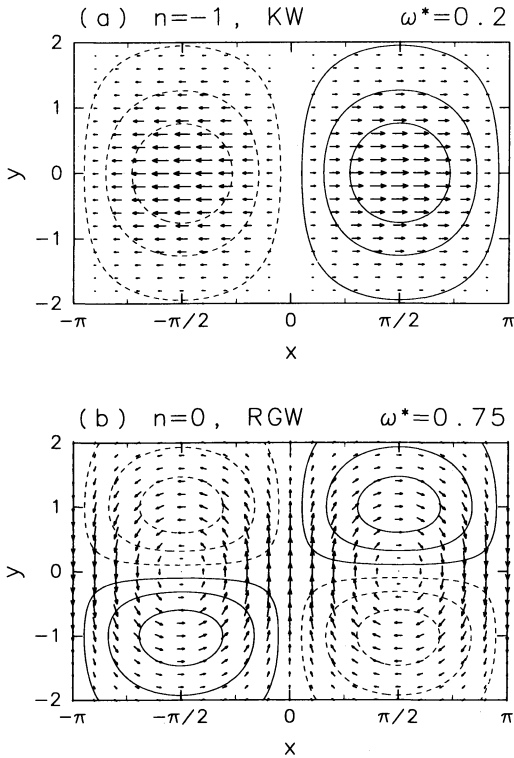
観測される典型的な鉛直波長 8 km のケルビン波の場合  $y_0$  は 1100 km、鉛直波長 6 km の混合ロスビー重力波の場合には 940 km であるので、少々幅は小さいものの、なんとか第3図に示すQBOの南北幅を説明できそうに思える。しかし、これまでの2次元、3次元モデルの中で、ケルビン波と混合ロスビー重力波の加速によって駆動されたQBOの南北幅は現実よりも狭くなってしまおうという問題があった(例えば、Plumb and Bell, 1982)。

その原因を考えるには、波による平均風加速の仕組みを少しだけ知る必要がある。平均風加速は波動の減衰に伴って起こる。ケルビン波や混合ロスビー重力波の鉛直群速度は位相速度と平均風の差が小さい程小さいという性質があるので、位相速度と平均風の差が小さい時に、放射減衰を受けると考えられている(HL72)。波動の減衰が起きると、平均風は位相速度に近づくように加速され、QBOの位相は下がる。すると波動減衰の起こる高さも下がる。これがQBOの位相が下降するメカニズムである。

ところが、位相速度と平均風の差が小さくなると、これらの波動の鉛直波長は小さくなる。すると、赤道変形半径も小さくなる。つまり、肝心の平均風加速が起こっているときは、波動の南北スケールは赤道を中心に小さく縮んでいる可能性がある。数値モデルで再現できなかったのもこの理由によると考えられている。

## 3. 重力波のQBOにおける役割

長周期ケルビン波や混合ロスビー重力波に比べて、重力波はスケールが小さく、エネルギー的にも微弱で、周期も短いと、観測による検出が難しい特徴が揃っている。しかし、重力波は赤道域の活発な対流活動に伴って盛んに発生し、上方伝播していると考えられている。実際、最近の分解能のよい集中観測や定期観測データ

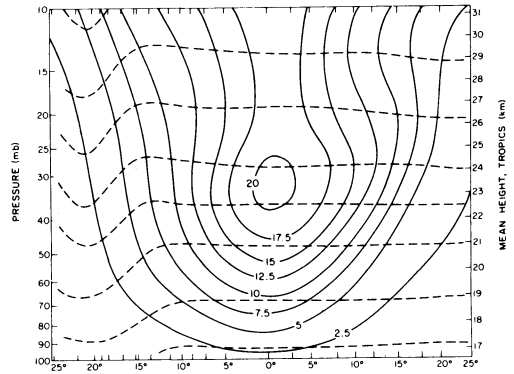


第2図 (a)ケルビン波と(b)混合ロスビー重力波のジオポテンシャル高度成分と、水平風成分の水平構造。y軸の単位は赤道変形半径。Matsuno (1966) の理論に基づき作成。図に示した無次元化した周波数  $\omega^* \equiv \hat{\omega}/\beta_0$  は観測される典型的な周期・鉛直波長(ケルビン波は、周期4.5日、鉛直波長6 km; 混合ロスビー重力波は周期15日、鉛直波長8 km)に対するもの。ケルビン波の構造は周期、波長に依存しない。混合ロスビー重力波の場合、東西風成分と南北風成分の振幅比は周期及び波長(正確には  $\omega^*$ 又は  $k^*$ )に依存するが、基本構造は変わらない。

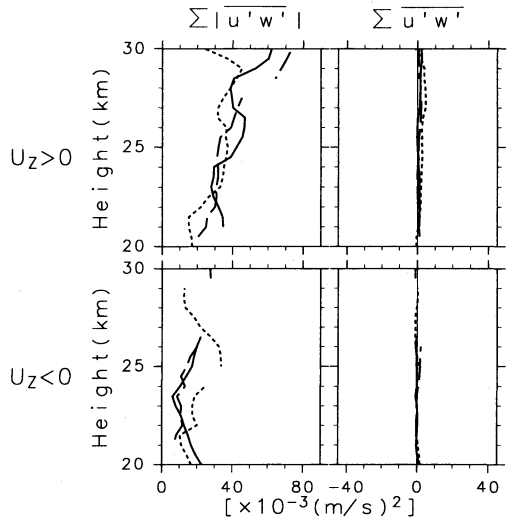
によって、その実態が明らかになってきた (Tsuda *et al.*, 1994; Maruyama, 1994; Sato *et al.*, 1994; Sato and Dunkerton, 1997など)。

### 3.1 重力波による加速量

明らかになってきたといっても、次節に述べるように赤道域の重力波は様々な種類が存在し、観測可能な物理量は限られているため、現在のところ観測データから、QBOに直接結びつくような加速量を得ることはできない。しかしながら、それに迫ることはできる。重力波やケルビン波の場合、加速量は運動量フラック



第3図 東西風QBOの振幅と位相の緯度鉛直断面図 (Wallace, 1973)。実線は振幅(等値線間隔は2.5 m/s)、破線は位相(1か月毎の位置)を示す。



第4図 西風加速期(上)、東風加速期(下)における周期3日以下波動成分に伴う運動量フラックスの絶対値の和(左)、と全運動量フラックス (Sato, 1997)。異なる線のタイプは異なるQBOの位相時に対する推定値を示す。各高さでの推定値は時期が異なるので、鉛直微分は必ずしも加速量を与えないことに注意。Singapore ラジオゾンデデータに基づく。

ス(波動の東西風成分と鉛直風成分の共分散)の鉛直収束として求められる。つまり、運動量フラックスが推定できれば、それは加速可能量を与えることになる。

第4図は、Singaporeのラジオゾンデ定期観測データを用いた、主に重力波によると考えられる3日以下

の短周期成分に伴う運動量フラックスの推定結果である (Sato and Dunkerton, 1997). 右図は, 3日以下のすべての成分に伴う運動量フラックスの和である. 重力波は, QBOの西風加速期には, 長周期ケルビン波の約半分にあたる正の運動量フラックスをもち, 東風加速期にはほとんどゼロとなるのがわかる. しかし, ここで重要なのは, 重力波は, ケルビン波や混合ロスビー重力波と異なり, 東向きにも西向きにも伝播できるので, 東風加速も西風加速も引き起こしうることである. つまり, 第4図の右側の図に示された運動量フラックスの和は, 東向き波の正の量と西向き波の負の量がキャンセルされた結果を見ている可能性がある.

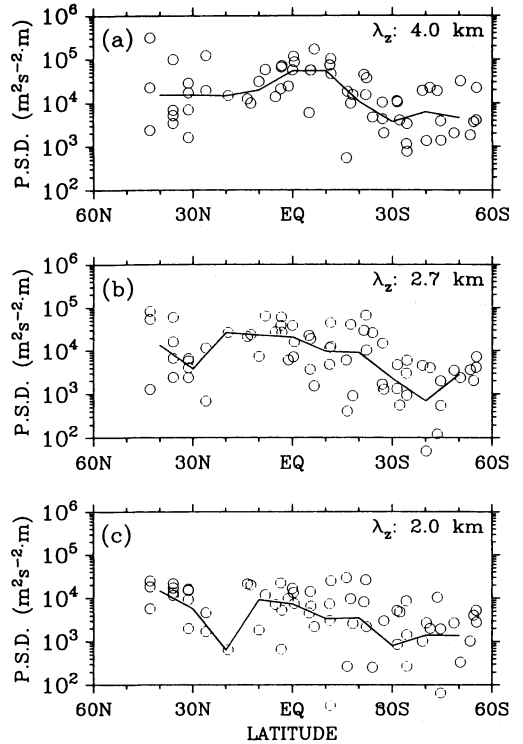
第4図の左側の図は同じSingaporeデータに基づき推定した運動量フラックスの「絶対値」の総和を示す. 東風加速期も西風加速期も重力波による運動量フラックスは大きく, 長周期ケルビン波の5~10倍もの量であることがわかる. 第4図の右側の運動量フラックスの和と比べれば, 重力波が赤道成層圏において東向きと西向きが同程度 (西風加速期は若干東向きが多い) 存在していることもわかる.

他にも, 航空機観測データを用いた重力波に伴う運動量フラックスの推定が行われ (Alexander, 私信), Sato and Dunkertonの推定値と同程度の量を持つことが示されている. また, 時間間隔の荒いラジオゾンデ観測では検出されにくい数分から数時間の短周期重力波の寄与も大きいと考えられる.

### 3.2 重力波の南北分布

重力波は赤道域にトラップされたものも存在するが, そうではないものも多く存在することがわかっている. 第5図はOgino *et al.* (1997)による南極観測船しらせのオゾンゾンデデータを用いて推定した, 主に重力波によると考えられる短鉛直波長の温度擾乱の分散値 (正しくはそれに比例する量) の11~12月の緯度分布である. 同じ緯度帯でも個々の観測値の違いが大きく, 判断は難しいが, 北 (冬) 半球から赤道にかけての広い緯度範囲で, 擾乱の振幅が大きいように見え, 重力波の広がりはQBOの南北幅よりはるかに大きい可能性がある.

ケルビン波や混合ロスビー重力波では加速の広がりがQBOの南北幅に比べて狭すぎる可能性を前節で述べたが, では, 逆にこのように広がった重力波はQBOの狭い南北幅を説明できるのだろうか. 答えはイエスである. 赤道近くでは波動による加速項は, そのまま平均風加速として働くが, 中緯度では, コリオリ力と



第5図 高度19~27 kmにおける規格化した温度の鉛直波長4, 2.7, 2 kmのパワースペクトル密度の緯度変化 (Ogino *et al.*, 1997). 1987~1990年の4年間に南極観測船しらせで行われたオゾンゾンデ観測に基づく. ○は個々の観測値. 時期は11~12月.

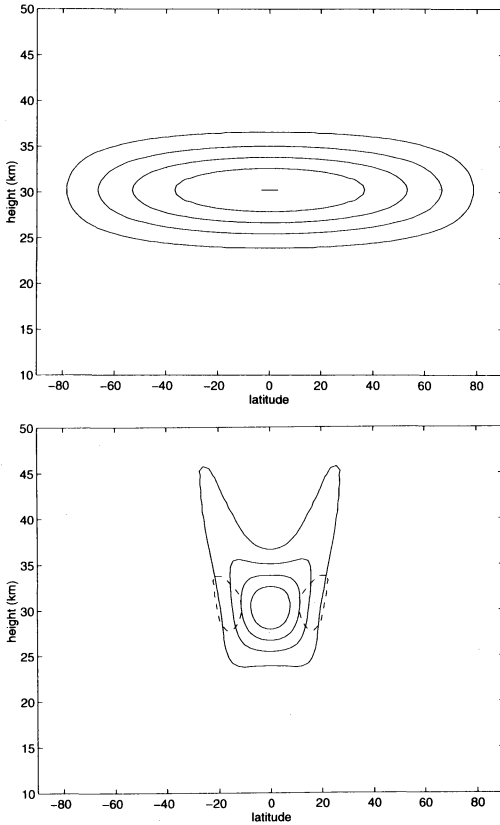
バランスしてしまうからである.

準地衡風のTEM (Transformed Eulerian Mean) 方程式系における東西方向の運動方程式は以下のように表される (Andrews *et al.*, 1987).

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v}^* = F \quad (1)$$

ここで,  $\bar{u}$ は東西平均東西風,  $\frac{\partial}{\partial t}$ は時間微分,  $\bar{v}^*$ は残差循環の南北風成分,  $F$ は波動による加速項である. 中緯度では $f$ が大きくなるので, 波動による加速項 $F$ は, 左辺第2項のコリオリ項とバランスするのに対し, 赤道付近では $f$ が小さくなるので左辺第2項が無視でき, 波動による加速項 $F$ は, 左辺第1項の平均東西風加速とバランスする.

Haynes (1998)は南北に大きく広がった加速を与え, それに応答して起こる平均風の振動を理論的に調べた. 第6図の上はHaynesが与えた $F$ , 下はそれにバ

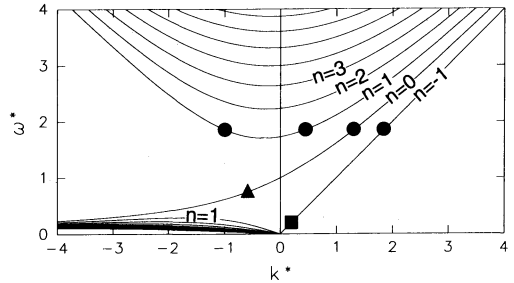


第6図 理想化した波動による加速項の振幅の緯度高度断面図(上)と、20日の放射減衰率も加えた場合の東西風の加速応答の例(下). 下図の実線は加速の大きさ, 破線は加速項の振動に対して応答の位相が90度ずれる場所を示す. Haynes (1998) による.

ランスする平均東西風加速  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}$  の緯度高度断面図の一例である. 南北に広く与えた  $F$  に対し, 平均風加速は赤道域に限られているのがわかる.

#### 4. 赤道重力波の特徴

赤道域には中高緯度に比べて, 様々な重力波が存在する. 重力波の持ちうる周期範囲は, 最小が Brunt-Väisälä 周期, 最大は慣性周期である. 成層圏での Brunt-Väisälä 周期は, 緯度依存性が小さくほぼ5分であるが, 慣性周期は, 中緯度で十数時間であるのに対し, 赤道では無限大となる. 観測的事実も考慮すれば, 赤道重力波の周期は, 5分から数日と考えてよい. つまり, 赤道重力波は3桁もの広いスペクトルレンジに存在することになる. また, 中緯度にも存在するよ



第7図 赤道波の分散曲線. ●は鉛直波長5 km, 周期2日の波動, ▲は鉛直波長6 km, 周期4.5日の混合ロスビー重力波, ■は鉛直波長8 km, 周期15日のケルビン波.

うな, 平面重力波だけでなく, ケルビン波や混合ロスビー重力波のように, 赤道にトラップされた重力波(赤道慣性重力波)も存在する.

ラジオゾンデデータのような1つの地点の定期観測により得られる波動の情報は, 鉛直波長と周期である. たとえば, 鉛直波長5 km, 周期2日とわかったとする. 中緯度におけるデータ解析でよく仮定されるように, 平面重力波ならば, 分散関係式により水平波長が一つに決まる. しかし, 赤道域においては, 赤道に捕捉された波の可能性もあり, これを考えれば, この鉛直波長, 周期をもつ重力波は4種類存在するのである.

静水圧平衡した平面重力波の分散関係式は

$$\bar{\omega} = -\frac{Nk}{m} \quad (2)$$

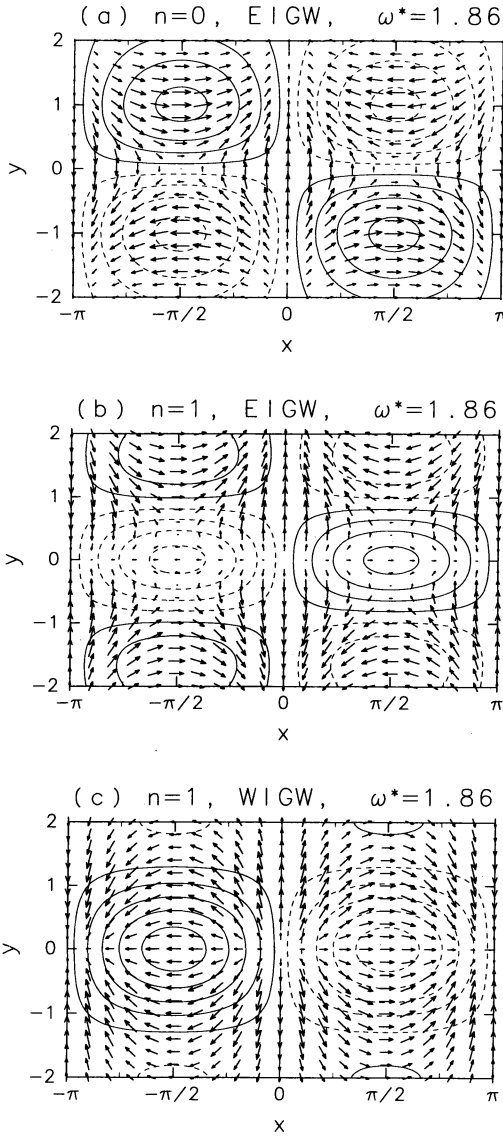
赤道慣性重力波の分散関係式は

$$\omega^* - \frac{k^*}{\omega^*} - k^{*2} = 2n + 1 \quad (n = 0, 1, 2, \dots) \quad (3)$$

である. ここで  $k, m$  はそれぞれ水平波数, 鉛直波数,  $\bar{\omega}$  は流れに乗って見たときの周波数,  $N$  は Brunt-Väisälä 振動数,  $k^* \equiv ky_0, \omega^* \equiv \bar{\omega}/\beta_0$  である. ケルビン波は平面重力波と同じ分散関係式を持つ.

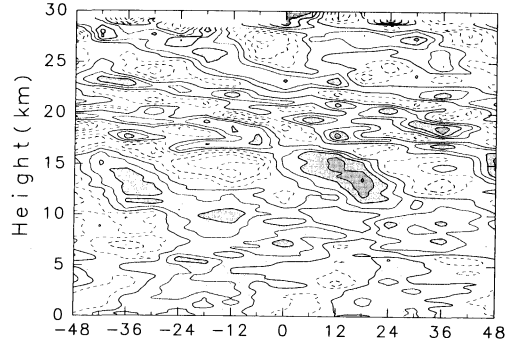
第7図を見るとわかるように, 鉛直波長5 km, 周期2日で上記分散関係式を満たす波動の水平波長は, ケルビン波または平面重力波の場合3000 km,  $n=0$  東向き慣性重力波の場合4500 km,  $n=1$  東向き慣性重力波の場合10000 km,  $n=1$  西向き慣性重力波の場合5000 km である. 第8図にこれらの赤道慣性重力波の水平構造を示す.

水平位相速度は, 平均風との相互作用を考える上で重要なパラメータである. 上記の4種類のそれぞれに対して, 位相速度(の絶対値)は20 m/s, 27 m/s, 60



第8図 第2図と同じ。但し、鉛直波長5 km, 周期2日をもつ赤道波。 $\omega^*$ は1.86。(a)  $n=0$ 東向き慣性重力波, (b)  $n=1$ 東向き慣性重力波, (c)  $n=1$ 西向き慣性重力波。異なる波長, 周期 (正確には  $\omega^*$ 又は $k^*$ )の場合, 東西風成分と南北風成分の振幅比は変化するだけで, 基本的な構造は変わらない。

m/s, 30 m/sとなり, 任意性がある。したがって, 赤道域の重力波の力学特性, 特に, 水平波長, 位相速度を調べるには, 水平に離れた数地点のデータの比較が必要である。



第9図 Chuuk (7N, 152E)における南北風成分の対流活動をキーにしたラグ時間高度断面図のコンポジット (Wada *et al.*, 1998). 等値線間隔は1 m/s. 実線は正, 破線は負。

Wada *et al.*, (1998) は, TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) -COARE (Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) 集中観測期間の緯度10N~10Sに展開されたラジオゾンデ観測ネットワークデータを用いて, 対流活動の指標として気象衛星ひまわりによる等価黒体放射温度をキーにとったコンポジット解析及びクロススペクトル解析を行った。第9図はChuuk (7.4N, 151.8E)における南北風成分の時間高度断面図のコンポジットである。周期2日程度の対流活動に付随する鉛直波長3 kmの波状構造が下部成層圏である高度16 km以上に見られる。背景風が弱く, 位相が時間と共に下降することからエネルギーが上向きに伝播する波動であると考えられる。ほぼ同じ緯度で東に約600 km離れた Pohnpei での位相差から, 水平波長約10000 km, 位相速度約60 m/sの東進波動と考えられ, ほぼ同じ経度でほぼ赤道対称に位置する Misima での位相差からこれは  $n=1$ の赤道慣性重力波と推定される。東進波の卓越は, TOGA-COARE 期間がQBOの西風加速期(成層圏下層で東風, 高さと共に西風が強まる時期)であり, 西進波が鉛直伝播しにくい時期であったためと考えられる。同様な観測及び解析をQBOの東風加速期に行なう必要がある。

##### 5. 東風加速と西風加速の非対称性

第1図からわかるようにQBOは西風と東風で非対称な振動である。東風加速期より西風加速期の方が位相が速く下降するし, 加速量も大きい。極大値(絶対値)が東風の方が大きいという違いもある。このよう

な非対称は、何によってもたらされるのであろうか。重力波が主役と考えられるようになった今、改めて議論する必要がある。

原因は複数考えられるが、ここでは、特に重要と思われるいくつかを列挙することにする。第1には、対流圏で発生する重力波スペクトルがそもそも非対称な可能性である。赤道対流圏では一般に東風が卓越するが、この時、対流に伴って発生する重力波は東向きのもが卓越し得る (Pfister *et al.*, 1993)。また、重力波の起源が対流圏下層にあり、東向きと西向きの波が同程度発生したとしても、上部対流圏での東風(西向きの風)の存在により西向きの重力波は成層圏まで到達するのが難しいであろう。重力波の場合もケルビン波や混合ロスビー重力波と同じく、鉛直平均風と位相速度の差が小さい程鉛直群速度が小さいからである。

第2には、赤道波の特性そのものの非対称性である。極端な特徴が西向きケルビン波が存在しないこと、すなわち、多くの観測的研究の対象になってきた長周期ケルビン波の存在である。赤道慣性重力波についても、 $\omega^* \sim 2$ では東向きと西向きとで特性が大きく違う(位相速度が倍ほど異なる)ことも無視できない。

第3には、QBOの東風シア領域と西風シア領域での2次循環の違いである。赤道 $\beta$ 面での温度風バランスを考えると、赤道上で東風シア領域では負の、西風シア領域では正の温度偏差が維持されなければならない。赤外放射はこの偏差を打ち消すように働くので、温度風バランスを維持するためには、鉛直流による断熱冷却、加熱が必要である。すなわち、2次循環は赤道で東風シア領域で上昇流、西風シア領域で下降流となる (Plumb and Bell, 1982)。

## 6. 重力波による平均風加速メカニズム

前に述べたように、長周期ケルビン波、混合ロスビー重力波の場合の平均風加速は、赤外放射による波動の減衰効果が重要と考えられる。重力波の場合はどうだろうか。繰り返しになるが、重力波の場合も平均風と位相速度の差が小さくなると鉛直群速度、鉛直波長が小さくなる性質がある。しかし、重力波の場合、以下に述べる様々な効果が考えられる。

まず、重力波の場合も、平均風と位相速度の差が小さくなり、群速度が小さくなったときの赤外放射減衰が考えられる。しかし、長周期ケルビン波、混合ロスビー重力波よりも、同じ平均風と位相速度の差に対して、鉛直群速度が一般に大きいので、この効果は相対

的に小さいだろう。

また、重力波は広いスペクトル領域に存在するので、Lindzen and Holton (1968) で考えられたように、一部は位相速度と背景風が一致する臨界層で吸収されるだろう(群速度がゼロになるので、放射減衰も起こるだろうし、鉛直波長が小さくなるので、粘性による減衰も起こるだろう)。

さらに、大気密度が高さと共に指数関数的に小さくなるため、上方伝播する波動の風や温度成分の振幅が高さと共に大きくなって、局所的に不安定を起し、自ら振幅を減衰させる効果も考えられる。このような不安定は、位相速度と背景風速の差が小さくなると起きやすくなる。水平風や温度振幅が大きくなり、鉛直波長が小さくなるからである。

詳細なメカニズムの考察には、現実大気中の波動のスペクトル情報、特に、位相速度をパラメータにとった運動量フラックススペクトルを、観測及び数値モデルにより明らかにしていく必要がある。

## 7. 結び

最近の観測的研究を中心に紹介し、赤道成層圏準2年周期振動のメカニズムにおける重力波の役割について述べた。QBOにおける重力波の重要性は大気大循環モデル(GCM) (Takahashi, 1996; Horinouchi and Yoden, 1998) や2次元数値モデル (Alexander and Holton, 1997) を用いた研究によっても示されている。90年代半ばに、観測データ解析・理論・数値モデル実験のそれぞれ得意とする研究者達により集中的に研究が行われ、このようにQBOメカニズムについての認識ががらりと変わったという歴史的な事実は、60年代の終わりの、赤道波の発見、理論、QBOのメカニズムについての研究が一気に進んだ時の再現のようで興味深い。QBOに関する研究は、メカニズムそのものだけでなく、中高緯度への影響や化学物質輸送への役割へとその視点を広げつつある。WCRP (World Climate Research Programme) のSPARC (Stratospheric Processes and Their role in Climate) プロジェクトのQBOワーキンググループ(日本からは廣田勇、高橋正明、堀之内武の各氏と筆者が参加) では、最新の研究成果をまとめたレビューペーパーを現在執筆中である。

## 謝辞

原稿を丁寧に読んで適切なコメントを下さいまし

た、廣田勇先生、高橋正明さん、里村雄彦さん、編集委員の中村尚さん、査読者の方に、第1図の作成に協力して頂きました吉識宗佳さんに感謝致します。

この原稿は、東京大学気候システム研究センター主催の第3回CCSRシンポジウムでの講演をもとに書き下しました。

#### 参考文献

- Alexander, M. J. and J. R. Holton, 1997 : A model study of zonal forcing in the equatorial stratosphere by convectively induced gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 408-419.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987 : *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic Press, 489 pp.
- Dunkerton, T. J., 1991 : Nonlinear propagation of zonal winds in an atmosphere with Newtonian cooling and equatorial wave driving, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 236-263.
- Haynes, P. H., 1998 : The latitudinal structure of the quasi-biennial oscillation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, in press.
- Holton, J. R. and R. S. Lindzen, 1972 : An updated theory of the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1076-1080.
- Horinouchi, T. and S. Yoden, 1998 : Wave-mean flow interaction associated with a QBO like oscillation in a simplified GCM, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 502-526.
- Lindzen, R. S., and J. R. Holton, 1968 : A theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1095-1107.
- Maruyama, T., 1994 : Upward transport of westerly momentum due to disturbances of the equatorial lower stratosphere in the period range of about 2 days—A Singapore data analysis for 1983-1993, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 423-432.
- Matsuno, T., 1966 : Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Mote, P. W., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. C. Gille, J. R. Holton, J. S. Kinnery, H. C. Pumphrey, J. M. Russell III, and J. W. Waters, 1996 : An atmospheric tape recorder : The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3989-4006.
- Ogino, S., M. D. Yamanaka, S. Kaneto, T. Yamanouchi, and S. Fukao, 1997 : Meridional distribution of short-vertical-scale fluctuations in the lower stratosphere revealed by cross-equatorial ozonesonde observations on "Shirase", *Proc. NIPR Symp. Polar Meteor. Glaciol.*, **11**, 199-210.
- Pfister, L., K. R. Chan, T. P. Bui, S. Bowen, M. Legg, B. Gary, K. Kelly, M. Proffitt, and W. Starr, 1993 : Gravity waves generated by a tropical cyclone during the STEP tropical field program : A case study, *J. Geophys. Res.*, **98**, 8611-8638.
- Plumb, R. A., and R. C. Bell, 1982 : A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 335-352.
- Sato, K., 1997 : Observational studies of gravity waves associated with convection. *Gravity Wave Processes : Their Parameterization in Global Climate Models*, Edited by K. Hamilton, Springer, 63-68.
- Sato, K., T. J. Dunkerton, 1997 : Estimates of momentum flux associated with equatorial Kelvin and gravity waves, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26247-26261.
- Sato, K., F. Hasegawa, and I. Hirota, 1994 : Short-period disturbances in the equatorial lower stratosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 423-432.
- Takahashi, M., 1996 : Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 661-664.
- Takahashi, M., and B. A. Boville, 1992 : A three-dimensional simulation of the equatorial quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1020-1035.
- Tsuda, T., Y. Murayama, H. Wiryosumarto, S. W. B. Harijono, and S. Kato, 1994 : Radiosonde observations of equatorial atmosphere dynamics over Indonesia, 2. Characteristics of gravity waves, *J. Geophys. Res.*, **99**, 10507-10516.
- Wada, K., T. Nitta, and K. Sato, 1998 : Equatorial inertio-gravity waves in the lower stratosphere revealed by TOGA COARE data, *J. Meteor. Soc. Japan*, conditionally accepted.
- Wallace, J. M. and V. E. Kousky, 1968 : Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **25**, 900-907.
- Wallace, J. M., 1973 : General circulation of the tropical lower stratosphere, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 191-222.
- Yanai, M. and T. Maruyama, 1966 : Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 291-294.



# The Role of Gravity Waves in the Quasi-Biennial Oscillation in the Equatorial Lower Stratosphere

Kaoru Sato\*

\* Department of Geophysics, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan.

(Received 26 August 1998 ; Accepted 4 November 1998)



## 教官（東京大学固体地球物理学大講座）の公募

東京大学大学院理学系研究科・地球惑星物理学専攻  
では、下記の通り教官を公募することとなりました。

記

**公募人員：**固体地球物理学大講座 教授 1名

**研究分野：**固体地球物理学（地球ダイナミクス，地球  
内部物理学，地震物理学）

**着任時期：**平成11年6月1日以降の出来るだけ早い時  
期

**提出書類：**

- 1) 略歴書（学歴及び職歴）
- 2) 業績目録（査読論文とそれ以外の総説等に分けて  
下さい）
- 3) 主要論文別刷（コピー可）5編以内
- 4) 研究業績の概要（A4用紙1枚に要約）
- 5) 今後の研究計画及び抱負（A4用紙1枚に要約）

6) ご本人が応募される場合は所見を伺える方（2名）  
の氏名及び連絡先適任者をご推薦頂ける場合は推  
薦状

**応募・推薦締切：**平成11年2月12日（金）必着

**書類提出先：**〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1

東京大学大学院理学系研究科

地球惑星物理学専攻事務室

（封筒に「教官応募書類在中」と朱書きし，郵便の場合  
は書留でお願いします）

**問い合わせ先：**固体地球物理学大講座

教授 松浦 充宏

TEL：03-3812-2111内線4318

FAX：03-3818-3247

E-mail：matsuura@geoph.s.u-tokyo.ac.jp