

中層大気重力波の研究

—1998年度日本気象学会賞受賞記念講演—

佐藤 薫*

1. はじめに

1984年11月に京都大学超高層電波研究センターのMU (middle and upper atmosphere) レーダーの共同利用が始まりました。当時東京大学大学院理学系研究科の修士1年だった私は、指導教官である松野太郎先生に「観測をしてみませんか」と言われ、内心では何か数値モデルを用いた理論的研究をしたいと思っていたので、今正直に言えば少々本意だったのですが、ともかく、大気重力波の研究を始めることになりました。しかし、振り返れば、結局それから15年近く、現在も含め、大気重力波の研究を続けていることとなります。その間、大気重力波の研究は世界的に大きく発展しました。その流れの中で仕事を進められたことは幸運だったとしか言いようがなく、多くの優れた研究者と知り合うチャンスにも恵まれ、手ごたえを感じます。数値モデルを用いた理論的研究というのも、指導を担当させて頂く学生さんを行うことで実現し、これは、自分が主に力を注いできたデータ解析という手法に対して客観的な見方をするよい機会になりました。

このたびは、私の仕事について、多くの方に紹介させて頂いていただけるよい機会を頂き、大変光栄に思います。天気に掲載されている学会賞の推薦文によりますと、この受賞理由には私のもう一つの研究の柱である中間規模波動も含まれているようです (Sato *et al.*, 1993; Hirota *et al.*, 1995; Yamamori *et al.*, 1997; Yamamori and Sato, 1998; Sato *et al.*, 1999)。しかし、これは、ここでは省略させて頂き、大気重力波の研究に絞って紹介致します。中間規模波動については、

最近の廣田 勇先生の教科書(廣田, 1999)に詳しく紹介されていますので、そちらをご覧ください。

大気重力波は、浮力を復元力とする波動です。ここでは、特に断わらない限り、内部波を指すことにします。内部重力波のうち、コリオリ力の影響を受けた重力波を、内部慣性重力波、または、単に慣性重力波と呼びます。これらは、粘性や放射減衰がない場合、群速度がゼロとなるクリティカルレベルに到達することがない限り、3次元空間を自由に伝播します。そして、通常、平面波で近似された力学理論で解析されます。これに対し、南北構造が赤道に捕捉された波動にも慣性重力波と呼ばれるものがあります。基本的に似た性質を持つため同じ名前と呼ばれますが、形は異なるものです。赤道慣性重力波は、赤道ケルビン波、混合ロスビー重力波と同様、鉛直及び東西に伝播します。

また、大気重力波はスケールが小さく、周期が短い波動として特徴づけられます。内部重力波の水平スケールは数kmから数千kmです。しかし、赤道に捕捉された構造を持つ赤道慣性重力波には、東西波長が1万kmスケールのものも存在しますので、小スケールとも言いがたくなります。内部重力波、赤道慣性重力波とも、鉛直スケールは数百mから数十kmです。周期は、カットオフが理論的にきっちり決まっています。最小周期は浮力振動数(またはBrunt-Väisälä振動数)に対応する周期で、対流圏では約10分、成層圏では約5分であり、最大周期は慣性周期で、赤道では無限大、緯度30度で24時間、極で12時間となる緯度の関数です。ただし、これらのカットオフは流れに乗って見たときの周期であり、観測される周期とは異なります。例えば、中高緯度で重要な山岳波と呼ばれる地形に位相が固定された重力波は、定常な場合、地上に固定された座標系で見れば周期は無限大ですが、流れに乗って見たときには、この2つのカットオフ周期の

* 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻。

E-mail: sato@kugi.kyoto-u.ac.jp

—1999年5月11日受領—

—1999年9月22日受理—

間の値を持っています。

さらに、大気重力波は、他の大気現象と比べてエネルギー的には微弱ですが、大気中の運動量輸送（主に鉛直方向）を担い、大規模循環に大きな影響を与えます。1つには、発生源（主に対流圏と考えられています）近くでは振幅は小さいけれども、大気密度は高度と共に指数関数的に減少するので、中層大気中では重力波の速度や温度振幅は無視できないほど大きくなるからです。例えば、重力波の振幅が、放射や粘性、局所不安定等により減衰した場合、重力波の位相速度方向に加速する力が平均風に対して働きます。また、重力波が発生するときにも、作用反作用の法則により、やはり平均風に対する力が働きます。近年の高精度、高分解能な大気測定技術開発、及び、計算機技術の進歩により、ここ10年余りの間、観測、数値モデルを用いた研究が進み、重力波の担う運動量輸送の重要性が定量的に理解されるようになりました。具体的には、中緯度中間圏界面の弱風層、及び、中緯度下部成層圏弱風層（減速効果）、中緯度中間圏ジェットと逆向きの下部熱圏の東西風（加速効果）、夏の中緯度中間圏東風ジェットの下層部分（加速効果）、極夜ジェット（減速効果）の維持（コリオリ力など、他の項とのバランスとして重要）、また、赤道下部成層圏準2年周期振動、上部成層圏、中間圏の半年周期振動、下部熱圏準2年周期振動といった赤道中層大気における東西風の大規模振動の駆動（加速効果）に大きく寄与していると考えられています。また、最近では、重力波に伴う温度ゆらぎが、大気中の化学過程に関わる可能性も指摘されています（例えばオゾン破壊反応に重要な極成層圏雲の生成など）。同様な効果は、他の惑星の大気循環にも重要であろうと容易に想像ができます。

私は、このような特徴をもつ大気重力波について、その発生源に近い対流圏・下部成層圏に焦点を絞って研究してきました。手法的には、観測及びそのデータ解析によるものと、数値モデルによるものに分けられます。また、内容的には2つに分けられます。1つは、重力波起源についての主にMUレーダー観測による発見的な研究、それに基づく数値モデル実験であり、2つ目は、重力波のグローバル特性、大循環への影響の解明を目指した、過去のレーダー・ゾンデ観測データを用いた定量的統計解析、および、高分解能気候モデルを用いた研究です。

各研究の動機や意義をハイライト的に紹介致しますが、自分の研究内容そのものだけでなく、大気重力波

の研究の現状や問題点、今後の見通しなども積極的に書くよう努めました。これから大気重力波の研究をしたいと思っている方々、大気重力波に関する現在の知識を得たい方々の御参考になれば幸いです。

2. 重力波起源についての研究

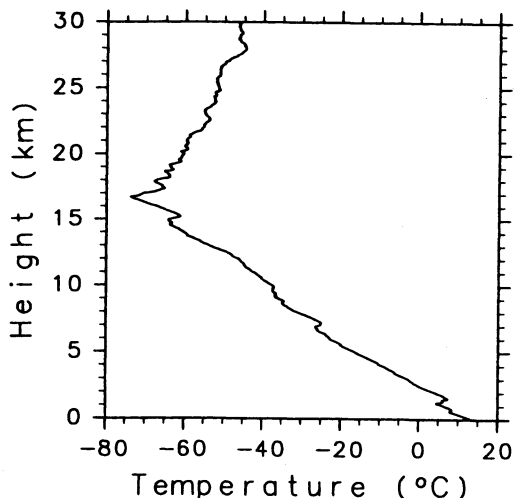
重力波の発生源には、様々なものがあります。中高緯度では山岳波（地形性重力波）、亜熱帯ジェット・総観規模波動に伴う重力波が重要ですし、低緯度では活発な対流に伴う重力波が多く存在すると考えられます。振り返ってみますと、私は、MUレーダーを用いてほぼ全ての起源に関する研究をしていることになりました。MUレーダーシステムの詳細は、Fukao *et al.* (1985a, b) をご参照下さい。

2.1 山岳波

2.1.1 鉛直風擾乱

山岳波は大気の流れが山を乗り越えるときの上下運動に伴い発生する重力波です。これについては、1991年に山本・正野論文賞を頂いたSato (1990) があります。MUレーダー等のVHF, UHF帯の大気レーダーの特徴の1つは、ビームを鉛直に向けてすることで、風の鉛直成分が直接観測できることです。そして、観測の結果、鉛直成分は擾乱が見られる期間と見られない期間とに割合きれいに分かれることがわかってきました (Ecklund *et al.*, 1981)。同様な擾乱はMUレーダーでもしばしば観測されます。この研究では、その起源を特定すると共に、擾乱の鉛直構造、スペクトル特性を解析しました。まず、観測される鉛直風擾乱の強さと、気象庁の高層気象観測地点での地上風を調べてみると、この鉛直風擾乱は米子と信楽の間に存在する中国山地で発生した山岳波である可能性が高いことがわかりました。

では、停滞性（したがって周波数ゼロ）の山岳波なのに、なぜ現れる擾乱は時間的に揺らいでいるのでしょうか。周波数スペクトルを調べてみたところ、山岳波のクリティカルレベルに対応する背景風がゼロとなる高さで、全ての周期成分の振幅が弱くなることがわかりました。これは、鉛直風の揺らぎは平均風の時間変化による山岳波の空間位相の変調の結果であり、観測される周波数は波本来のものではないと考えることで説明できます。詳しくは解説記事 (佐藤, 1992) を読んで頂くことにしますが、鉛直風擾乱は興味深い現象として研究が引続き行われており、非定常な背景風に伴って、実際にゼロでない周波数を持つ山岳波も



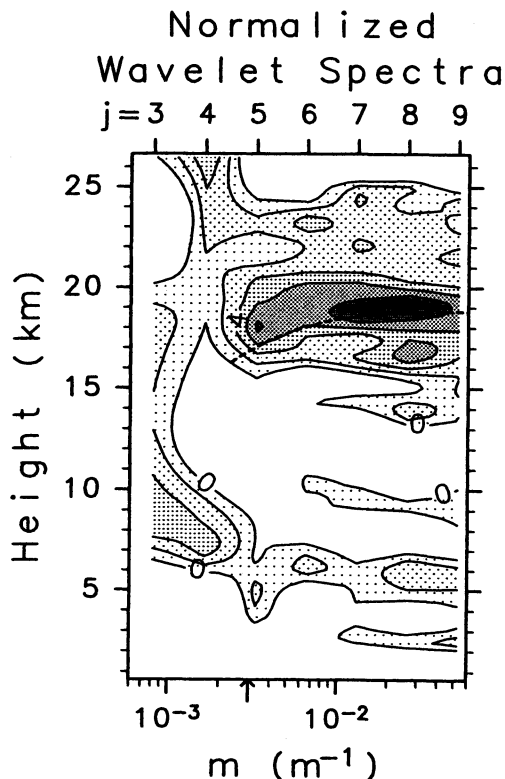
第1図 1988年10月19日8時に滋賀県甲賀郡信楽町にある京都大学信楽MU観測所で行ったラジオゾンデ高分解能観測による温度の鉛直プロファイル. Sato and Yamada (1994) による.

無視できないのだという解釈も提案されています。実際は、その両方の効果があって、鉛直風の時間揺らぎが引き起こされているのでしょう。

2.1.2 ウェーブレット解析

次に紹介する論文 Sato and Yamada (1994) は山岳波についてのもうひとつの事例解析です。しかし、この論文は、たまたま山岳波を対象にただけで、目的は別に2つありました。1つは、クリティカルレベルに近づく重力波のきれいな（授業に使えるような）事例解析の論文を出しておきたかったこと、そのためには、当時注目され始めていた wavelet 解析法が適当であり、これを用いることで、手法的にも新しさを出すことでした。もう1つは、以前から考えていた水平風や温度の鉛直波数スペクトルに対する理論を発表し、観測データの結果と比較してその妥当性を示すことにありました。これは東京大学大学院数理科学研究科（現在）の山田道夫さんとの共同研究です。

第1図は、1988年10月18～21日に行なった、MUレーダによる風の観測、ラジオゾンデによる温度観測で得られた、時間平均水平風と、温度ゆらぎの鉛直プロファイルの一例です。図は省略しますが、この揺らぎの鉛直波数スペクトルを計算すると、波数の-3から-4乗のきれいな形をしています。このように、風や温度ゆらぎのスペクトルは、普遍的な形をしていることが知られています。例えば、水平風の周波数スペ



第2図 1988年10月に行なったラジオゾンデ観測により得られたデータを基に計算した温度ゆらぎの wavelet スペクトル。各鉛直波数 m での鉛直平均スペクトル密度で正規化してある。単位はデシベル。スペクトル密度が大きいところ程暗い陰影を着けてある。太い破線は理論的に計算した各高さでの鉛直波数. Sato and Yamada (1994) による。

クトルは周波数の $-5/3$ 乗から -2 乗、鉛直風の周波数スペクトルは周波数の $+1/3$ 乗から 0 乗、水平風と温度の鉛直波数スペクトルは -3 乗から -4 乗といった具合です (VanZandt, 1982; Tsuda *et al.*, 1989; Tsuda *et al.*, 1991)。成分によるスペクトルの形の違いは重力波の偏波関係式で説明できますので、揺らぎは重力波によるものであろうと考えられています。その理論については、例えば、VanZandt (1985), Smith *et al.* (1987) を御覧下さい。

さて、このような巾乗の形をもつスペクトルをもたらす物理はどのようなものでしょうか。Wavelet 解析はこのような時に威力を発揮します。第1図をよく見ますと、高さ16 km から20 km にかけて、高さと共に鉛直波長が短くなっています。温度揺らぎの wavelet

スペクトルを第2図に示します。このスペクトルは各波数成分の卓越高度をわかりやすく表示するために、それぞれの高さ平均で正規化してあります。17 km 付近から19 km 付近にかけて、振幅の大きな領域（濃いハッチ領域）が高さと共に高波数側に寄っていく様子がきれいに表現されています。このような鉛直スペクトルの鉛直構造はほぼ10 m という細かいサンプル間隔の温度観測により明らかにできたものです。

では、水平風成分はどうでしょうか。残念ながら、鉛直分解能150 m の MU レーダー観測ではこのような微細な構造の変化はわかりません。しかし、17 km 付近ではゆらぎの鉛直波長は MU レーダーで検出できるほど大きいので、そのホドグラフ解析を行い、波の水平波長や位相速度を推定することができます。実際解析してみると、波数ベクトルがほぼ南北の対位相速度ゼロで山岳波であることがわかりました。鉛直波数は平均水平風によって変化します。推定された位相速度と水平波数を用いて、これを理論的に計算すると、実線のようになり、wavelet スペクトルと良く一致することがわかります。クリティカルレベルは19 km に存在しています。つまり、観測された鉛直波数の高さ変化はクリティカルレベルに近づく重力波を示すものであったことがわかりました。

このように鉛直シアのある背景風の中で鉛直伝播する重力波の水平風、温度風ゆらぎの鉛直波数スペクトルは理論的に計算することができます。ここで、振幅は局所的に飽和している（不安定が起こるぎりぎりの振幅を保持する。このような仮想的な重力波を飽和重力波と呼びます）と仮定します。こうして得た理論スペクトルを観測スペクトルと合わせると、それまで観測スペクトルを良く説明すると言われていた Smith *et al.* (1987) の理論（これはスペクトルの形は仮定するが、スペクトルを構成する複数の波が全体として飽和していると考え、振幅を決定する）とも遜色のない程度に、よく一致することがわかりました。

ところで、大気中の重力波スペクトルが目される以前から、海洋中の重力波スペクトルも普遍的な形をしていることが知られていました。そして、そのスペクトルの形は大気中のものと良く似ています。海洋中のスペクトル形成には波と波の非線形相互作用が重要であるとの理論があります。しかし、大気と海洋では少し事情が違うかも知れません。大気中の重力波は下層で発生し、密度が指数関数的に減少する上層へ伝播します。したがって、風や温度の振幅は指数関数的に

増加するため、局所不安定となって飽和するのにかかる時間が短かく、密度がほとんど変わらない海洋中に比べると、波と波の非線形相互作用の重要性は低い可能性があります。勿論定量的な議論が必要です。

2.2 亜熱帯ジェット及び総観規模波

中緯度で大事な重力波の発生源は、ほかに亜熱帯ジェット及び総観規模波が挙げられます。総観規模波は、ジェットと重なることで風速を局所的に強め、また曲率を大きくする効果があります。それは局所的に地衡風平衡からずれ、重力波の発生を促す可能性があります。また総観規模波に伴う前線からの重力波の発生もあるでしょう。Fritts and Nastrom (1992) の航空機観測データを使ったデータ解析でも、ジェットや前線からの発生は山岳波の次に重要な起源であるとの結論を得ています。私の修士論文の前半をまとめた論文 (Sato, 1989) では、対流圏界面付近での気圧の谷に伴う、大振幅重力波を捕え、その力学特性解析結果を示しました。大気安定度を調べた結果、この波がシア不安定により発生した可能性が高いことがわかりました。

シア不安定からの重力波の発生は、修士課程の学生だった安住恵美子さんと2次元ビジネス流体モデルで数値実験をしました。初期の背景場の安定性は水平方向に一樣としたにもかかわらず、でてくる不安定モードは、水平一樣でなく、振幅分布にむらができます。そして、その振幅の不均一性に対応した波長の重力波が発生することがわかりました。おそらく、不安定モードに伴う運動量フラックス収束（つまり加速項）の水平不均一性が発生する重力波のスケールを決めるのだと思われます (安住, 1998)。

この重力波発生源の特徴は、山岳波と異なりゼロでない位相速度を持ち得ることです。つまり、中層大気平均風「加速」に寄与する可能性があります。このような非停滞性重力波の役割の解明が今後の重要なテーマの1つとなるでしょう。私も、後に述べる高分解能気候モデルを用いて研究を進めています。

2.3 対流

低緯度で重要な発生源は対流です。しかし、対流に伴う重力波の研究は中緯度でも行うことができます。たとえば、激しい対流現象の1つである台風は中緯度にもやって来ますし、夏の日本（特に京都）はインドネシアより暑いかもしれません。

2.3.1 台風

1987年10月の札幌での気象学会の最中に通過した台

風を、現在京都大学大学院情報学研究科の佐藤亨さんが中心となって、MUレーダーで観測しました。大型大気レーダーによる世界で初めての台風の本格観測です。このデータを用いて佐藤さんらにより台風の構造及びそれに伴う短周期擾乱に着目した解析が行われました (T. Sato *et al.*, 1991)。その後、データを提供いただき、自分の興味で解析させていただきました (Sato, 1993)。

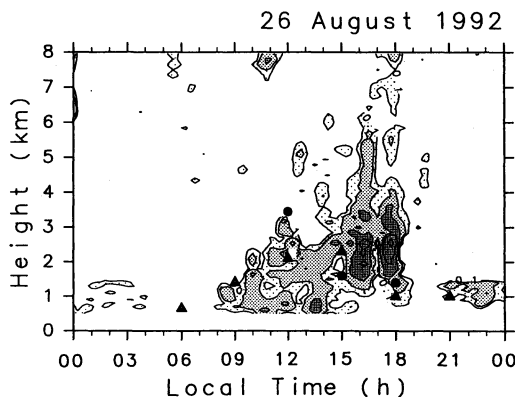
データを眺めてみると、通常の観測では見られない、台風固有の特徴を持つ様々な重力波が発生していることがわかりました。私が注目したのは、重力波の水平伝播方向です。運動量フラックス解析と hodograph 解析により調べてみると、重力波の伝播方向は、法線方向には台風の中心から外むきであり、接線方向には台風に伴う風の回転と同じ方向でした。後者は重力波の発生が台風の回転を弱める方向に働いていることを示します。

後に、この台風に伴う重力波は Alexander *et al.* (1995) によるスコールラインの2次元数値モデルによってシミュレートされた重力波と、スペクトル構造や空間分布などの定性的特徴だけでなく定量的にもよく似ていることがわかりました。激しい対流現象から発生する重力波のイメージが得られたわけです。彼女は、このモデルの結果を基に、レイトレーシングを行って、スコールラインから発生する重力波が中層大気中でどのような加速・減速をもたらすかを見積もる研究に発展させています (Alexander and Rosenlof, 1996; Alexander and Holton, 1997)。また、ワシントン大学の Holton 先生のところでは、3次元モデルを用いた研究も始めています。

2.3.2 積雲対流

MUレーダーのデータ解析作業において、修士の学生の頃から頭をかかえていた問題は、データの中に含まれるノイズ除去でした。これは観測データを扱う人は必ず最初に遭遇するハードルです。かけ離れた値のノイズが時系列に1つ存在しただけで、スペクトル解析は不可能になります。京大の博士後期課程に入学して最初に取り掛かったのはごみ取りソフトの開発でした。出来上がったソフトは、京都大学超高層電波研究センターの共同利用者にも提供されています。

こうして、過去の標準観測データのノイズ除去を行っていたところ、どうしてもとれないごみが残ることに気がきました。そして、改めて眺めてみると、それは、ほぼ毎日、午後に見れて時間と共に上昇してい



第3図 夏の鉛直風擾乱：1992年8月26日での鉛直風の2乗を、時間高度方向にそれぞれ2時間、400 mの移動平均をかけたもの。等値線は0.1, 0.2, 0.5, 1, 2, 5 $m^2 s^{-2}$ 。▲は混合層のトップ、●は自由対流高度(LFC)。Sato *et al.* (1995) による。

く本物の擾乱であることがわかりました。アメダスデータやNOAA(米国大気海洋庁)衛星の高分解能赤外線画像データを用いて解析を進めたところ、それは夏の午後に発達する積雲対流とそれに伴って発生した重力波であろうという結論を得ました (Sato, 1992)。

当時、昼間のMUレーダーの標準観測は成層圏、中間圏モードでしたので、観測最低高度が5 kmでした。そこで、発生源である、より大気下層での擾乱構造、大気安定度の鉛直構造を調べるために、1992年の8月に、この現象にターゲットをあてて観測することにしました (Sato *et al.*, 1995)。京都大学超高層電波研究センターの深尾昌一郎先生、橋口浩之さんと共に、MUレーダーの対流圏・成層圏観測、及び、境界層レーダー観測 (Hashiguchi *et al.*, 1995) も行い、高度400 m~20 kmの連続データを得ました。また、ラジオゾンデによる温度、湿度観測は3時間毎に行ないました。それまで数多く観測してきましたが、狙い通りの現象をとらえ、論文化できたのはこれが最初でした。

結果 (1992年8月26日) を第3図に示します。等値線及びハッチは鉛直風揺らぎの大きさ、▲は相当温位及び水蒸気混合比から推定した混合層のトップ、●はLFC (level of free convection, 地面付近の気塊が何らかの強制によりこのレベル以上に到達すると、後は水蒸気の凝結熱により自力で上昇できるようになる最低高度) です。鉛直風擾乱は15時までは混合層のトップで頭打ちになっていますが、LFCが混合層のトップより下がった15時以降では上空まで延びています。混

合層の中では空気は良く混ざっており、地面付近の気塊も混合層トップ程度まで容易に上昇しようと考えられますので、これはまさに自由対流発生(積雲対流)のタイミングを捉えた教科書的な事例と言えます。

一方、LFCが混合層のトップより下がらなかった次の日(8月27日)には、混合層を越えて上昇する鉛直風擾乱は観測されませんでした。地上付近の空気塊がLFCを越えられなかったからと考えられます。また、この研究では、よく似た鉛直風擾乱として観測される積雲対流とそれに伴う重力波を、MUレーダー大気エコーのスペクトル幅から推定される乱流強度の大きさによって区別できる可能性も示しました。

2.4 起源不明

MUレーダー観測をして、きれいな重力波を捉えたけれど、起源不明という事例もあります。しかし、そのいくつかは最近の研究と結び付いて、面白い現象であったことがわかりました。

2.4.1 多数ビーム観測による水平構造の直接検出

MUレーダーの、他の大型大気レーダーにはない特徴の一つは、多数方向が同時観測可能であることです。そこで、東京大学修士課程の時、この特徴を生かし、年に5回ほど東西スキャン観測をしました。通常の大気レーダーによる重力波の研究は、観測された風の鉛直構造から分散関係式等を使って理論的に水平波長を推定しますが、この観測では水平構造を直接検出できる可能性がありました。

1986年1月のデータには鉛直風に顕著な周期約1時間の擾乱が現れていました。東西時間断面図を書いたところ、きれいな位相構造が現れました。東西波長は5~20 kmでした。ビーム数の制限から南北スキャンは行っていないので、水平波長はわかりませんが、理論的にこの東西波長より短いことは確かです。重力波としてはかなり小さな水平波長です。この結果はSato and Hirota (1988)として論文にまとめました。

この論文の中では重力波の起源については触れませんでした。しかし、この重力波は京都大学大学院理学研究科の里村雄彦さんで行った最近の研究で、再び注目することになりました。この共同研究(といっても私はアイデアや簡単な理論計算をしただけで、仕事の大部分は里村さんがされました)では、2次元非静水圧圧縮大気数値モデルを用いて、山岳波の碎波に伴う2次重力波発生を調べました(Satomura and Sato, 1999)。成層圏での2次重力波の発生を再現したこと自体、世界初の成功だったのですが、面白いことに2次

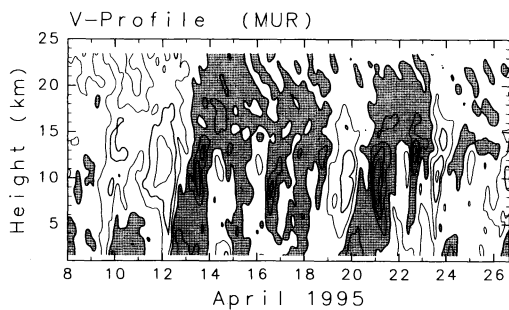
的に発生した重力波の水平波長、周期が共に、Sato and Hirota (1988)で捉えた重力波と良く似ていたのです。このような小さな水平波長を持つ重力波は、冬の強い亜熱帯ジェットを通り抜けられず反射してしまい、成層圏に到達することはできません(例えば、Iwasaki, 1992)。したがって、観測された重力波は、ジェットの上側で発生したと考えるのが自然であり、そういう意味でも2次重力波であるとの解釈はつつまが合うのです。

最近、Holton and Alexander (1999)は、2次元のスコールラインのモデルを使って、対流圏の対流から発生し、上空に伝播した重力波が中間圏で碎波し、これに伴い2次的に発生した重力波のシミュレーションに成功しました。このモデルで出てきた2次重力波も、我々のと同じく、短水平波長、短周期、小振幅という特徴を持ちます。ただ、いずれも2次元モデルによる研究であり、3次元に拡張したときにも同様な重力波が発生するかどうかはわかりません。しかし、観測と良く似ているという事実は、2次元モデルによる結果の妥当性に対する大変強いサポートと言えます。

2.4.2 準慣性周期重力波

1995年4月にはMUレーダー19日間連続観測を特別にさせて頂きました。Sato (1989)の傾圧波に伴う慣性重力波の振る舞いのある程度統計的に調べ、また、Sato *et al.* (1993)で発見した中間規模波動と傾圧波の関係を調べるためです。傾圧波は2~6日の周期を持ちますので、3週間というのは必要な長さでした。これは、京都大学防災研究所の中北英一さん、京都大学超高層電波研究センターの中村卓司さん、京都大学大学院情報学研究所の佐藤亨さんとの共同観測でもありました。ラジオゾンデによる温度観測は1日2回行いました。一部は私の所属する京都大学の気象研究室の学生さん達にも手伝ってもらいました。トラブル続きでしたが、緊張した雰囲気の中での有意義な観測は、学生さん達も十分堪能できたのではないかと思います。

これだけ長期間の連続観測は実は大変贅沢な観測です。そこで、データの1次処理にもこだわることになりました。通常のリアルタイム1次処理では、1分毎の大気エコースペクトルデータをガウス型にフィットして、風速その他を推定します。しかし、アンテナサイドローブによる飛行機からの反射や、外国のテレビ電波の混信があり、特に昼間は欠損が多くなります。そこで、これらのノイズをその現れ方の特徴に着目し、あらかじめ除くことを考えました。そして、30分積分



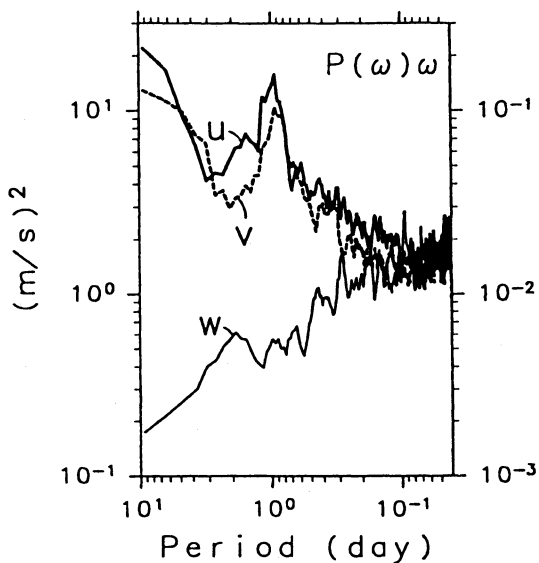
CONTOUR INTERVAL = 1.000E+01

第4図 1995年4月に行なったMUレーダによる3週間連続観測で得られた、南北風の時間高度断面図。等値線は 10 ms^{-1} 、負の領域は陰影をつけてある。高度約20 km付近の下部成層圏に周期約20時間、鉛直波長約4 kmの波状構造が見られる。Sato *et al.* (1997) による。

したスペクトルデータに対してフィッティングを行ったところ、通常処理より2 km程度高い高度まで風速を推定するのに成功しました。

すると、これまでに報告されていない、美しい単色の重力波が現れたのです。第4図は、この観測により得られた東西風の時間高度断面図です。高さ19 kmから23 kmにかけて、周期約19時間、鉛直波長約3.5 kmの時間と共に位相が下降する振動現象が見られます。同高度領域で平均した周波数スペクトルを第5図に示します。このスペクトルは横軸が対数スケールにとってあります。このとき、縦軸としてスペクトル密度に周波数をかけたものをプロットすると面積でエネルギーの周波数帯による違いが議論できるようになります。これをエネルギー・コンテンツ表示といいます。エネルギー・コンテンツ表示のもう1つのメリットは、通常スペクトル密度が横軸の周波数または波数の単位によって変化するのに対し、この形だと依存しないので、スペクトル間の比較が楽になることです。

第5図には、上記振動現象に対応するピークが1日または慣性周期付近にきれいに現れています。早速、この波動成分に対して、時間高度両方向のホドグラフ解析を行なったところ、水平波長1200 km、位相速度が西向きに 10 ms^{-1} 程度の慣性周期(信楽で20時間程度)に近い周期をもつ、慣性重力波であることを明らかにすることができました(Sato *et al.*, 1997)。先に述べたように、最近夏の成層圏ジェットに対して、重力波は加速に効くようだということが、分かってきました



第5図 1995年4月のMUレーダ3週間連続観測による u (太い実線, スケールは左), v (太い破線, スケールは左), w (細い実線, スケールは右) 成分の周波数スペクトル。高度領域19~24 kmでの平均。Sato *et al.* (1997) による。

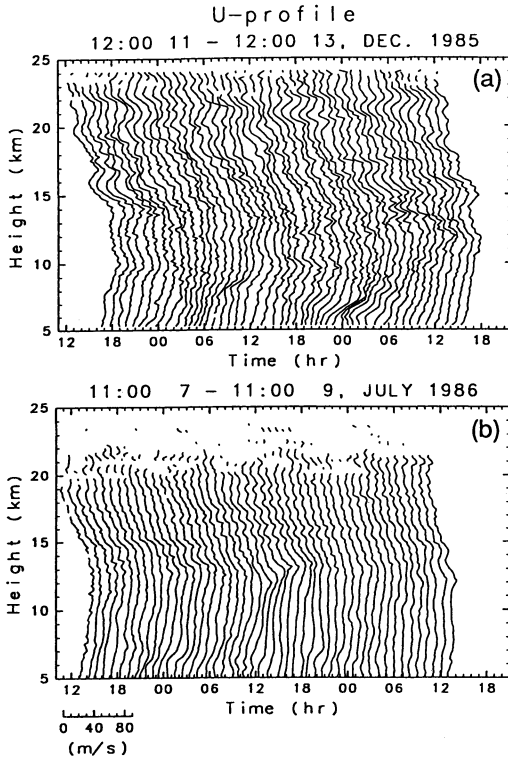
が(Alexander and Rosenlof, 1996), その観測的傍証にもなっています。

3. 重力波の統計解析

さて、事例解析をしていると、これらの重力波がどの程度普遍的に存在するものなのか知りたくなります。重力波の大気大循環の中での役割を定量的に明らかにするには、長期間の広い緯度帯での観測データを用いて、詳細な解析を行わなければなりません。また、統計をとってみないと分からない特徴もあるかも知れません。

Kitamura and Hirota (1989) と Allen and Vincent (1995) は、それぞれ日本、オーストラリアの定期観測データを用いて、主に、緯度の関数として重力波の活動度を調べました。後者では、予報を念頭においた、指定気圧面、特異点データとして整理されたデータでなく、オリジナルの細かい高度サンプルデータを用いて、平均風加速可能量に対応する運動量フラックスの推定も試みています(Vincent *et al.*, 1997)。

これに対し、私は、それぞれの緯度帯での長期観測データを用いて、時間の関数として重力波の詳細な統計解析を行いました。

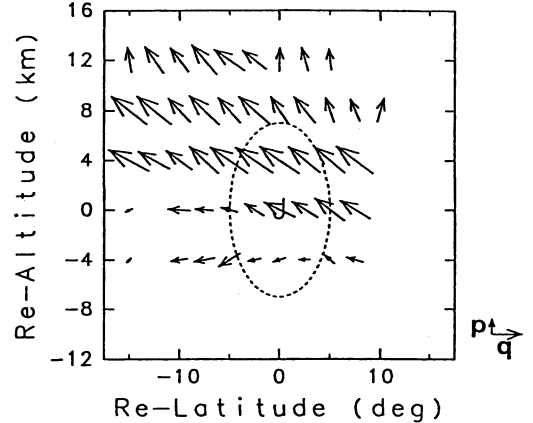


第6図 MUレーダーによって観測された東西風の鉛直プロファイル (a) 冬, (b) 夏の例. 一時間平均を 10 ms^{-1} ずつ左にスライドさせてある. 水平風のスケールは図の下に示してある. Sato (1994) による.

3.1 MUレーダーデータによる中緯度重力波の解析

亜熱帯ジェットの上のすぐ上の下部成層圏には, 季節によらず, 周期が10時間以上と長く, 鉛直波長が $1\sim 3 \text{ km}$ と短い重力波が良く観測されます (第6図). Sato (1994)では, この重力波に焦点を絞り, MUレーダーによる3年分の観測データを用いて統計解析を行いました. まず, スペクトル解析に基づき, カットオフ10時間の低域通過フィルターとカットオフ4 kmの高域通過フィルターをかけて, 重力波成分を取り出しました. そして高さ 1.5 km の幅で単色波を仮定し, ホドグラフ解析を行って, 波の構造を記述するパラメータ (すなわち, 波数や周波数) の統計をとりました. 運動量フラックス解析も行い, 力学的特徴の整合性も確かめました. つまり, 擾乱が重力波である可能性が高いものだけに限り統計解析したのです.

その結果, 例えば, 水平波長の平均は $300\sim 400 \text{ km}$ と



第7図 MUレーダーデータを基に推定した亜熱帯ジェットに相対的な緯度高度断面における重力波の伝播方向. 冬の例. 破線で示した楕円はジェットの半値幅. Sato (1994) による.

いう値が得られました. 面白いのは水平伝播方向です. 冬は高さ 18 km 以上で平均風に相対的に西向き伝播であり, それ以下では南向きであるとの結果を得ました. 18 km 以上の重力波については対地位相速度がほぼ 0 ms^{-1} であることから, 山岳波によるものであろうと推察できます. 18 km 以下で見られたような, 南北への伝播方向の片寄りについては, 他のレーダーでも観測されることが多く, それまでは, 東西に延びる亜熱帯ジェットから発生し放射状に伝播したものであろうと考えられていました (Fritts and Luo, 1992).

MUレーダーで観測される重力波は亜熱帯ジェットに対してどのように伝播しているのでしょうか. MUレーダーを動かすことはできませんが, 亜熱帯ジェットの軸は時間的にいつでも同じ緯度にあるのではなく, 南北にシフトします. そこで, ジェットの軸に対して相対的なMUレーダーの緯度を調べ, ジェット軸に相対的な緯度高度断面における重力波の伝播方向を調べました. 第7図がその結果です. ジェットの中心から放射状, というより, 重力波はジェットの上空で一様に高緯度から低緯度に伝播している様子がわかります. 同様な伝播特性は後で述べる高分解能気候モデルでシミュレートされた重力波 (Sato *et al.*, 1999) にも見られることから, 亜熱帯ジェット周りの重力波の普遍的な特徴であると考えられます.

3.2 シンガポールデータによる赤道重力波の解析
赤道では重力波の低周波側のカットオフである慣性周期が無限大となります. ですから, 赤道域重力波は

中緯度とは異なる特性を持つ可能性があります。また、赤道下部成層圏には準2年周期振動 (quasi biennial oscillation, 略して QBO) と呼ばれるグローバルな東西風の振動現象が存在します。QBO は、1970年代初めから1990年代初めまでの長い間、主に長周期 (周期約15日) 赤道ケルビン波による西風加速、周期3~5日の混合ロスビー重力波による東風加速によって駆動されると考えられていました (Holton and Lindzen, 1972)。しかし、この考えでは加速量が足りないとか、QBOの南北幅が説明できないなどの問題点が指摘されていました。そして、1990年代半ばから、観測データ解析、大気大循環モデル (GCM) など数値モデルを用いた研究が精力的に行われ、一気にシナリオが書き替わりました。すなわち、短周期の重力波とケルビン波による QBO 駆動論です。詳しくは、佐藤 (1999) の解説記事をご参照下さい。

このような劇的な研究の流れの中で、私はデータ解析の専門家としての立場から2つの研究により貢献したことになります。1つめの研究は、長谷川史裕さんの修論で、シンガポールの日2回のラジオゾンデデータ定期観測10年分を用いた重力波の解析です。周波数スペクトルを調べることで、長周期ケルビン波や混合ロスビー重力波と振幅比較を行おうというものです。シンガポールのデータは赤道域の他地点に比べるととても良いのですが、観測データの特徴として欠損が多いので (データ回線の問題によると思われる十数日間の連続欠損も時々あります)、スペクトルを求めるには様々な工夫が必要でした。

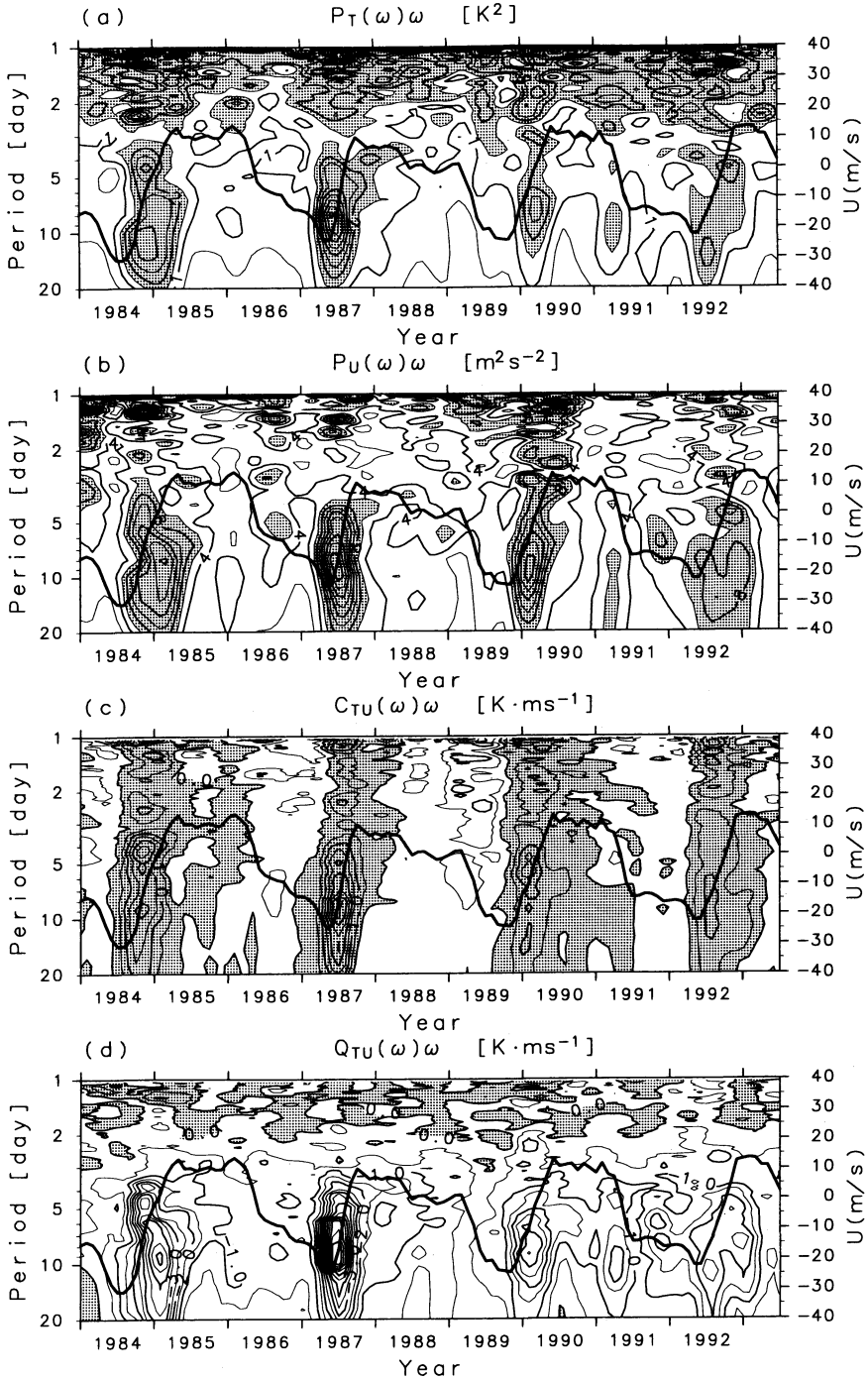
第8図に得られたスペクトルの高さ領域20~25 kmでの平均を示します。上から温度のワースペクトル、温度と東西風のコスペクトル、クオドラチャスペクトルを示します。横軸は月、縦軸は周期です。縦軸は第5図と同じく対数でとってありますので、やはりスペクトルには周波数をかけて表示してあります。太い実線は同じ高さ領域での平均東西風で右軸にスケールが示してあります。温度のワースペクトルは、平均東西風の西風加速期にケルビン波によるものと考えられる周期約10日付近で QBO と同期して大きくなっています。ところが、重力波の寄与が大きいと考えられる短周期 (1~3日) 成分のスペクトル密度も同じぐらい大きいのです。

次に着目したのは、温度と東西風のクオドラチャスペクトルです。熱力学の式より、この量は東西運動量の鉛直フラックス ($\overline{u'w'}$) のマイナスに比例すること

を簡単に示すことができます。確かに、周期約10日にはケルビン波の正の $\overline{u'w'}$ に対応し、大きく負となっています。ところが、短周期領域では有意な値が見られません。波動による平均風加速は運動量フラックスの収束発散に伴って起こるわけですから、運動量フラックスがないのでは話になりません。もっと困ったのはコスペクトルです。この量は Matsuno (1966) の赤道波理論によれば、重力波、ケルビン波共ゼロになるべき量です。ところが、クオドラチャスペクトルよりも有意な QBO に同期したシグナルが見られるのです。特に、短周期領域では、西風加速期に正、東風加速期に負の大きな値となっています。つまり、短周期成分はほとんど運動量フラックスを伴わないばかりか、重力波との仮定さえ怪しいこととなります。ではワースペクトルで示された、短周期成分の大きな振幅はどう説明できるのでしょうか。

この論文を書いていた頃、私は米国ノースウェスト研究所 (Northwest Research Associates) の T. J. Dunkerton さんと知り会いました。彼は、対流圏及び中層大気的气象力学を専門とする有名な研究者です。中緯度重力波統計解析を行った Sato (1994) の結果に興味を持ってくださり、夏に1か月ほど、彼の研究所に滞在する話がまとまりました。そこで、彼にコスペクトルの謎を話しました。彼は即座に平均風の鉛直シアで説明できるだろうと答えました。そして、数か月の間に重力波に伴う東西熱フラックスの論文ができあがりしました (Dunkerton, 1995)。すなわち、東西熱フラックスは運動量フラックスの絶対値と平均東西風の鉛直シアに比例するというものです。つまり符号は平均風の鉛直シアのみで決まりますので、第8図のコスペクトルの特徴と一致します。これは基本的な理論なので、すでに誰かが論文を発表しているだろうと、彼は気にしていました。私も、文献データベースで調べたり、人に聞いたりしましたが、結局見つかりませんでした。東西熱フラックスは、東西平均流への影響を考える上ではほとんど意味の無い量なので、注目した人はいなかったようです (高橋, 私信。しかし、東西に非一様な熱フラックス収束による波動の発生等を介して間接的に関係する可能性はあります)。推定できる物理量に限りのある観測データを用いた研究だからこそ注目した量なのです。そして、私は、コスペクトルを用いて重力波に伴う運動量フラックスに関する面白い推定ができることに気づきました。

先に述べたように、温度と東西風のクオドラチャ



第8図 シンガポールにおける定期高層観測データを基に計算した、(a) 温度、(b) 東西風のパワースペクトルと、温度と東西風の(c) クオドラチャスペクトル、(d) コスペクトルの高度領域20~25 kmでの平均。時間方向に6か月のカットオフ周期を持つ低域通過フィルターで平滑化してある。太い実線は同じ高度で平均した月平均東西風。スケールは右に示してある。等値線間隔は(a)では、 0.5 K^2 、(b)では、 $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 、(c)と(d)では、 0.5 Kms^{-1} 。陰影は、(a)では、 1.5 K^2 以上、(b)では、 $6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 以上、(c)と(d)では正の領域に施してある。Sato and Dunkerton (1997) による。

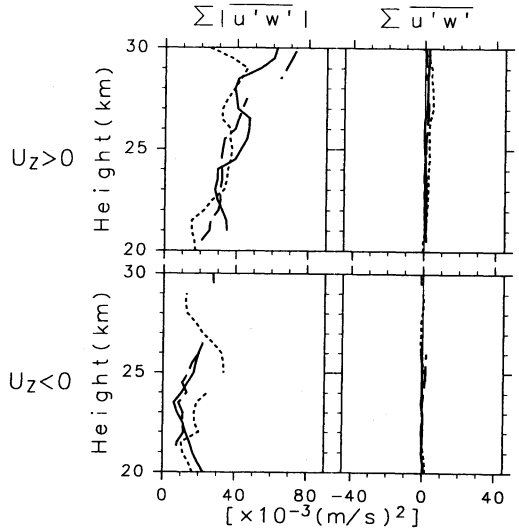
ベクトルは、各周期を持つ擾乱の運動量フラックスの和、つまり正味の (net) 運動量フラックス $\overline{u'w'}$ に比例します。しかし、実は $\overline{u'w'}$ の値そのものは意味がありません。というのは、重力波の場合 $\overline{u'w'}$ は正も負もとり得るので、第8図のクオドラチャスペクトルの小さな値は、大きな正と負がキャンセルされた結果かもしれないからです。それはコスペクトルを用いることで確かめることができます。コスペクトルは $\overline{u'w'}$ の絶対値に比例しますので、その積分は、それぞれの波の運動量フラックスの絶対値の和、すなわち、全 (total) 運動量フラックスに比例することになります。

第9図はこうして求めた正味の運動量フラックスと全運動量フラックスです。長周期ケルビン波は、ほぼ $6 \times 10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ですから、短周期成分の正味の運動量フラックスは西風シアー（上空程西風が強い）時には長周期ケルビン波のほぼ半分ですが、全運動量フラックスはケルビン波のほぼ10倍ということになります。ケルビン波の存在しない東風シアーの時でも、ケルビン波の5倍程度の値となっています。運動量フラックス収束が平均風加速量となるので、運動量フラックスは加速可能量とも考えられます。つまり、主に重力波によると考えられる短周期成分は、赤道成層圏 QBO を駆動するに余りある運動量フラックスを伴っていることがわかります。

実際の平均風への作用の推定には、位相速度の情報が必要です。しかし、赤道域では中高緯度と異なり、同じ鉛直波長と周期をもつ波動が複数存在します。その波の特定には多地点による観測が不可欠です（例えば、Wada *et al.*, 1999）。さらに、ラジオゾンデ観測では捉えきれない、数分から数時間の短周期重力波の役割も気になります。定量的な議論をさらに押し進めるためには、例えば、MST (mesosphere, stratosphere and troposphere) レーダーのような数分の時間間隔で観測でき、運動量フラックスが直接推定可能な測器を赤道域に設置する必要があります。

3.3 高分解能気候モデルを用いた重力波のグローバル統計解析

観測データ解析の魅力は、データに現れている現象が現実のものであることです。しかし、観測は世界中むらなく行われているわけではありません。ラジオゾンデやレーダー、ライダー観測では、重力波のスケールに対して鉛直にも水平にも十分分解能のよいデータが得られますが、中緯度、陸域に集中しています¹¹。LIMS (limb infrared monitor of the stratosphere ;



第9図 シンガポールでの東西風と温度のクロススペクトルより求めた、周期1~3日成分に伴う全運動量フラックス(左)と、正味の運動量フラックス(右)。上は西風シアー期、下は東風シアー期。Sato (1997) による。

Fetzer and Gille, 1992) や最近の GPS/MET (meteorological applications of the global positioning system network of defense satellites ; Tsuda *et al.*, 1999) などの鉛直分解能に優れた、重力波を直接解析できる衛星観測データもありますが、水平分解能が重力波の水平スケールと比べると必ずしも良くないので、現れる統計的特徴の解釈には注意が必要です。

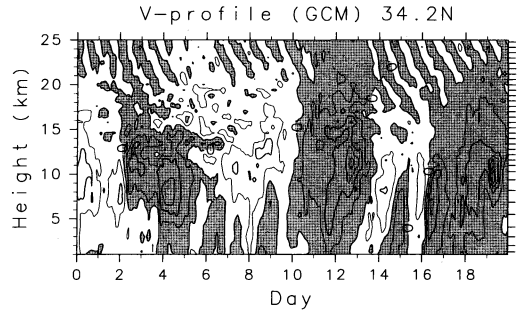
これに対して、モデルのデータは均一に存在し、精度も一定です。また、同時観測の難しい量、例えば、エネルギーフラックスの計算に必要な気圧と鉛直流のデータも同時に得られます。そして、計算機技術の発達により、気候モデルも重力波を直接表現される程、高い分解能のものが積分できるようになりました。しかし、モデル中の現象は、方程式およびコードが目的とする大気現象を十分表現できていない場合、偽りである可能性があります。また、そのデータは膨大なもので、解析作業の大変さが容易に想像されます。もし、何カ月もかけて解析した結果、とんでもない特性が出てしまったらという不安があります。

¹¹ ここで、分解能とは、データの代表する時間及び空間範囲のことです。データのサンプル間隔や観測地点間の距離とは異なりますので注意してください。これはベテランの方でもしばしば混乱されるポイントです。

最後に紹介する研究は、東京大学気候システム研究センターにいたときに、高橋正明さん、熊倉俊郎さんと計画を練り、始めた研究です (Sato *et al.*, 1999). 当時日本の大学の大型計算機センターで使用可能な最大のメモリーを使った高分解能気候モデル (GCM) を走らせ、細かくサンプリングしたデータで重力波を解析しようという作戦でした。この研究では CCSR/NIES 気候モデルを用いました (Numaguti *et al.*, 1995). モデル積分は熊倉さんが、解析は私が、研究費は高橋さんが、主に担当しました¹²。データ量は35ギガバイトになりました。解析の困難さは予想以上で、192 MB のメモリーを搭載した買ったばかりのワークステーションから煙は出るし、新製品の9 GB のハードディスク3台は不調で交換したし、8 mm のテープドライブも酷使したせいか一度修理しました。

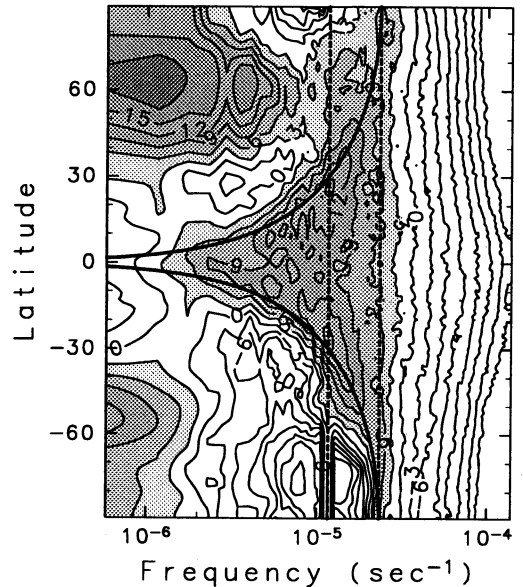
しかし、不安は、観測データと比較することで一気に解消されました。第10図は、中緯度のある地点での南北風成分の時間高度断面図です。まず、高さ20 km 付近の下部成層圏には周期約20時間、鉛直波長約4 km の位相が時間と共に下降する波状構造が見えます。また、対流圏には、より長周期の振動で位相が高度と共に遅れる構造が見えます。これらの特徴は MU レーダー観測データによる第4図に現れている波動とよく似ています。観測データの解析によれば、下部成層圏の波動は水平波長約1200 km の慣性重力波ですから、水平分解能120 km のこの気候モデルならば十分表現されるはずですが、パワースペクトルを調べてみると、形だけでなく振幅も、現実の波動とよく一致していることがわかりました。これは、この気候モデルが現実大気の重力波をよく再現していることを示しています。

そうすると、これはとことんやるしかありません。GCM ではないと出来ない解析として、まず、スペクトルを緯度の関数として調べました。南北風成分についての結果を第11図に示します。北半球の極夜ジェット域を除き平均風が弱い下部成層圏22~27 km でのパワースペクトルです。太い縦線は1日と半日周期を示し、太い曲線は慣性周期を示します。慣性周期は緯度の関数であることに注意して下さい。どの緯度でも慣



第10図 高分解能気候モデルによりシミュレートされた緯度34.2Nでの南北風の時間高度断面図。等値線間隔は MU レーダー観測データにより作成された時間高度断面図、第6図と同じ。Sato *et al.* (1999) による。

10Log $P_V(\omega)\omega$ Z=22-27 km



CONTOUR INTERVAL = 3.000E+00

第11図 高分解能気候モデルによりシミュレートされた南北風揺らぎの周波数スペクトルの高度領域22~27 km での平均。等値線間隔は3デシベル。太い実線は各緯度での慣性周期、2つの破線は1日と半日周期。Sato *et al.* (1999) による。

¹² ここで、研究費とわざわざ書いたのは、この研究には多くの時間や、高度な計算機操作能力・解析技術が必要だっただけでなく、多くの研究費が必要であったからです。研究の重要性を説き、理解を得、研究費を調達することも研究のうちだと私は考えています。

性周期より短い周期帯でスペクトル密度が大きくなっています。平均風が弱いのでドップラー効果は小さいと考えますと、これは、重力波の理論的特徴に合致するものです。面白いのは緯度10~50度において慣性周期付近にピークが見られることです。緯度約35度のピークは、第10図の下部成層圏にきれいな波状構造として見えていた周期約20時間波動に対応するものです。つまり、広い緯度帯に亘り、慣性周期に近い周期を持った重力波と思われる振動が卓越していることを示しています。

これが本当かどうか、現実大気の観測データで調べてみたいところです。この周期成分の解析には、周期の約1/5、つまり4時間以下のサンプリング間隔で、周期の約5倍、つまり5日程度の連続観測が必要です。1日2回のラジオゾンデ定期観測ではサンプル時間間隔が荒すぎますので、短周期擾乱に的を絞ったキャンペーン観測データを用いる（あるいはそのような観測を行う）必要があります。

この研究では、このほか重力波に伴う運動量フラックス、エネルギーフラックスも解析し、赤道域の活発な対流から発生した重力波が高緯度に向かって伝播していること、中緯度の傾丘波の活発な亜熱帯ジェット付近で発生した重力波はジェット上空を赤道に向かって伝播していること、成層圏極夜ジェット付近で発生した重力波は下に向かって伝播していること、などがわかりました。成層圏から対流圏に向かって伝播するという、これまでの常識とは逆の極域での結果は、最近学生の吉識宗佳さんを行っている、ラジオゾンデ定期観測データを用いた解析 (Yoshiki and Sato, 1999) でも明らかになってきました。

高分解能 GCM を用いた研究は、例えば米国地球流体研究所 (GFDL) の Kevin Hamilton を中心とした QBO の再現実験など、世界の他の研究機関でも本格的に行われつつあります。私たちのグループも、現実的な地形や、海面温度を与えた高分解能気候モデルのシミュレーションも行い、現在その解析を進めているところです。

4. おわりに

気象学の研究には、観測、データ解析、理論、数値モデルといったいくつかのスタイルがありますが、これは互いに補いあって知識が確かなものとなり、分野の発展があるのだと思います。それは、それぞれの研究手法により得られる結果の性質の違いを補うという

ことだけでなく、研究者自身の得意分野を出し合い、総合して大きな力となるということでもあります。

私は、これまで国内外の多くのベテランの研究者の方々と共同研究をさせていただき、多くを学ばせていただきました。それは、研究する上で必要な技術的なことに留まらず、何が面白いのか、何を大事に思うのか、どこにこだわるのかといった、研究という仕事のとらえ方の基本、あるいは、研究の厳しさ、そして楽しさそのものです。しかし、これは研究という仕事に限ったことでもないかもしれません。

現在、世の中は大きく動いていて、私の所属する大学に限っても、教育のあり方、巨大プロジェクトへの関わり方など、多くの重要な、しかも答えが一通りでない問題があります。仕事にしても、研究職、教育職、技術職などと定義されるようなシンプルな区別でなく、色々なレベルで、高度な知識と見解をもったプロジェクトを支える人材も求められています。期限付きのポストも増えました。学生の方々の中には、このような混乱の中で、いかに自分の居場所を見つけて行くか、すでにスタッフとなっている人達が経験しなかったような、難しい問題に直面している人も多いと思います。しかし、このような模索の状態では、結局頼れるのは自分の実力しかないので、基礎学力をしっかりと身につけ、周りを良く見極めて、自分の得意分野を開拓していくしかないような気がします。私も教育者のはしくれとして、自分がこれまで学んで来た仕事の楽しさ、厳しさを、少しでも学生の方々に伝えることができたらと思います。そして、若い人達に負けないように、自分自身これからも精進しなければならないと考えています。

最後に、これまで私を支えてくださった多くの方々、特に、恩師の廣田 勇先生と夫に感謝いたします。

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.
- Alexander, M. J. and K. Rosenlof, 1996: Non-stationary gravity wave forcing of the stratospheric zonal mean wind, *J. Geophys. Res.*, **101**, 23465-23474.
- Alexander, M. J., J. R. Holton and D. R. Durran, 1995: The gravity wave response above deep convection in a squall line simulation, *J. Atmos. Sci.*,

- 52, 2212-2226.
- Allen, S. J. and R. A. Vincent, 1995 : Gravity wave activity in the lower atmosphere : Seasonal and latitudinal variations, *J. Geophys. Res.*, **100**, 1327-1350.
- 安住恵美子, 1998 : シアー不安定による重力波の発生, 京都大学大学院理学研究科修士論文, 32pp.
- Dunkerton, T. J., 1995 : Horizontal buoyancy flux of internal gravity waves in vertical shear, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 747-755.
- Ecklund, W. L., K. S. Gage and A. C. Riddle, 1981 : Gravity wave activity in vertical winds observed by the Poker Flat MST radar, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 285-288.
- Fetzer, E. J. and Gille, J. C., 1994 : Gravity wave variance in LIMS temperatures. Part I. Variability and comparison with background winds, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2461-2483.
- Fritts, D. C. and Z. Luo, 1992 : Gravity wave excitation by geostrophic adjustment of the jet stream, Part1 : Two-dimensional forcing, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 681-712.
- Fritts, D. C. and G. D. Nastrom, 1992 : Sources of mesoscale variability of gravity waves. Part II : Frontal, convective and jet stream excitation, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 113-127.
- Fukao, S., T. Sato, T. Tsuda, S. Kato, K. Wakasugi and T. Makihira, 1985a : The MU radar with an active phased array system, 1. Antenna and power amplifiers, *Radio Sci.*, **20**, 1155-1168.
- Fukao, S., T. Tsuda, T. Sato, S. Kato, K. Wakasugi and T. Makihira, 1985b : The MU radar with an active phased array system, 2. In-house equipment, *Radio Sci.*, **20**, 1169-1176.
- Hashiguchi, H., M. D. Yamanaka, T. Tsuda, M. Yamamoto, T. Nakamura, T. Adachi, S. Fukao, T. Sato and D. L. Tobing, 1995 : Diurnal variations of the planetary boundary layer observed with an L-band clear-air Doppler radar, *Bound.-Layer Meteor.*, **74**, 419-424.
- 廣田 勇, 1999 : 気象解析学, 観測データの表現論, 東京大学出版会, 175pp.
- Hirota, I., K. Yamada and K. Sato, 1995 : Medium-scale travelling waves over the north Atlantic. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 1175-1179.
- Holton, J. R. and J. Alexander, 1999 : Gravity waves in the mesosphere generated by tropospheric convection, *Tellus*, **51A-B**, 45-58.
- 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.
- Iwasaki, T., S. Yamada and K. Tada, 1989 : A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings, Part I : Impacts on medium-range forecasts, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 11-27.
- Kitamura, Y. and I. Hirota, 1989 : Small-scale disturbances in the lower stratosphere revealed by daily rawin sonde observations, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 817-831.
- Matsuno, T., 1966 : Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Numaguti, A., M. Takahashi, T. Nakajima and A. Sumi, 1995 : Development of an atmospheric general circulation model. Reports of a new program for creative basic research studies, Studies of global environment change with special reference to Asia and Pacific regions, **I-3**, 1-27.
- Sato, K., 1989 : An inertial gravity wave associated with a synoptic-scale pressure trough observed by the MU radar, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 325-334.
- Sato, K., 1990 : Vertical wind disturbances in the troposphere and lower stratosphere observed by the MU radar, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2803-2817.
- 佐藤 薫, 1992 : MU レーダーで観測される対流圏及び下部成層圏の鉛直風擾乱, 一平成3年度山本・正野論文賞受賞記念講演一, *天気*, **39**, 337-346.
- Sato, K., 1992 : Vertical wind disturbances in the afternoon of mid-summer revealed by the MU radar, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1943-1946.
- Sato, K., 1993 : Small-scale wind disturbances observed by the MU radar during the passage of Typhoon Kelly, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 518-537.
- Sato, K., 1994 : A statistical study of the structure, saturation and sources of inertio-gravity waves in the lower stratosphere observed with the MU radar, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **56**, 755-774.
- Sato, K., 1997 : Observational studies of gravity waves associated with convection. Gravity Wave Processes : Their Parameterization in Global Climate Models, NATO ASI Series, edited by K. Hamilton, **I-50**, 63-68.
- 佐藤 薫, 1999 : 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, *天気*, **46**, 11-19.
- Sato, K. and T. J. Dunkerton, 1997 : Estimates of momentum flux associated with equatorial Kelvin and gravity waves, *J. Geophys. Res.*, **102**, 26247-26261.

- Sato, K. and I. Hirota, 1988 : A small-scale internal gravity waves in the lower stratosphere revealed by the MU radar multi-beam observation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 987-999.
- Sato, K. and M. Yamada, 1994 : Vertical structure of atmospheric gravity waves revealed by the wavelet analysis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 20623-20631.
- Sato, K., H. Eito and I. Hirota, 1993 : Medium-scale traveling waves in the extratropical upper troposphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 427-436.
- Sato, K., F. Hasegawa and I. Hirota, 1994 : Short-period disturbances in the equatorial lower stratosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 423-432.
- Sato, K., H. Hashiguchi and S. Fukao, 1995 : Gravity waves and turbulence associated with cumulus convection observed with the UHF/VHF clear-air Doppler radars, *J. Geophys. Res.*, **100**, 7111-7119.
- Sato, K., D. O'Sullivan and T. J. Dunkerton, 1997 : Low-frequency inertia-gravity waves in the stratosphere revealed by three-week continuous observation with the MU radar, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1379-1742.
- Sato, K., T. Kumakura and M. Takahashi, 1999 : Gravity waves observed in a high-resolution GCM simulation, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1005-1018.
- Sato, K., K. Yamada and I. Hirota, 1999 : Global characteristics of medium-scale tropopause waves observed in ECMWF operational data, *Mon. Wea. Rev.*, 条件付き受理.
- Sato, T., N. Ao, M. Yamamoto, S. Fukao, T. Tsuda and S. Kato, 1991 : A typhoon observed with the MU radar, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 755-768.
- Satomura, T. and K. Sato, 1999 : Secondary generation of gravity waves associated with the breaking of mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, 印刷中.
- Smith, S. A., D. C. Fritts and T. E. VanZandt, 1987 : Evidence of a saturation spectrum of atmospheric gravity waves, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1404-1410.
- Tsuda, T., T. Inoue, D. C. Fritts, T. E. VanZandt, S. Kato, T. Sato and S. Fukao, 1989 : MST radar observations of a saturated gravity wave spectrum, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2440-2447.
- Tsuda, T., M. Nishida, C. Rocken and R. H. Ware, 1999 : A global morphology of gravity wave activity in the stratosphere revealed by the GPS occultation data (GPS/MET), *J. Geophys. Res.*, 投稿中.
- Tsuda, T., T. E. VanZandt, M. Mizumoto, S. Kato and S. Fukao, 1991 : Spectral analysis of temperature and Brunt-Väisälä frequency fluctuations observed by radiosondes, *J. Geophys. Res.*, **96**, 17265-17278.
- VanZandt, T. E., 1982 : A universal spectrum of buoyancy waves in the atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 575-578.
- VanZandt, T. E., 1985 : A model for gravity wave spectra observed by Doppler sounding systems, *Radio Sci.*, **20**, 1323-1330.
- Vincent, R. A., S. J. Allen and S. D. Eckermann, 1997 : Gravity-wave parameters in the lower stratosphere. Gravity Wave Processes : Their Parameterization in Global Climate Models, NATO ASI Series, edited by K. Hamilton, **I-50**, 7-25.
- Wada, K., T. Nitta and K. Sato, 1999 : Equatorial inertia-gravity waves in the lower stratosphere revealed by TOGA-COARE IOP data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 721-736.
- Yamamori, M. and K. Sato, 1998 : A quasi-geostrophic analysis on medium-scale waves near the midlatitude tropopause and their relation to the background state, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 879-888.
- Yamamori, M., K. Sato and I. Hirota, 1997 : A study on seasonal variation of upper tropospheric medium-scale waves over East Asia based on regional climate model data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 13-22.
- Yoshiki, M. and K. Sato, 1999 : A statistical study of gravity waves in the polar regions based on operational radiosonde observation data, *J. Geophys. Res.*, 投稿中.

Gravity Waves in the Middle Atmosphere

Kaoru Sato*

**Department of Geophysics, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan.*
E-mail : sato@kugi.kyoto-u.ac.jp

(Received 11 May 1999 ; Accepted 22 September 1999)

日本気象学会の「2000年問題」

常任理事会

前回の総会にて、(社)日本気象学会の定款改訂がなされ、総会の成立には、会員の過半数の出席が必要条件になりました。これまでは、5分の1が条件でしたが、成立させるのは容易でなかったのが実情です。従って、従来通りでは、総会成立は到底及びもつかないと見込まれます。ただし、出席数には、意思表示の文書や委任状等も勘定に入れることができます。

何故そのような定款改訂がなされたかについては、これまで何度か説明が行われていますので、ここではその繰り返しは省略させていただきますが、学会が社団法人としての条件を満たすための制約であるご理解下さい。

このような条件の下で、来たる2000年春の総会が行

われますので、理事会は、会員各位に、来春以降の総会には進んでご出席下さいますことを強く期待するところであります。万一、出席がご無理な場合でも、理事会から用意される予定の「総会への意思表示」のための葉書等を必ず提出下さるなど、学会の円滑な運営にご協力を賜わりたく、お願い申し上げます。

なお、理事会では、全会員に対して、総会の議事等の内容を事前にお知らせした上で、総会に出席・欠席の如何に関わらず全会員に総会議事への意思表示を行って頂ける方法を検討しております。その具体的な形は未だ定まっておりません。会員の皆様で何か良いご提案などありましたら、学会事務局までご指示下さい。参考にさせて頂きたいと存じます。