

中層大気の波とその碎波に関する研究*

——平成元年度日本気象学会賞受賞記念講演——

田 中 浩**

1. はじめに

このたびは、学会賞をいただき有難うございます。私が本格的に内部重力波の研究を始めたのは1974年に米国のイリノイ大学に1年間滞在した時からですので、もう15年になります。それまでは乱流や KH 波の研究をしておりましたが、気象学に対する貢献という意味でいきづまりを感じていました。ある日偶然、ケンブリッジ大学の Michael McIntyre から手紙をもらい、そこには私が数値計算で求めた KH 不安定波 (Tanaka, 1975 a) から内部重力波が放射されていると思われるので調べて欲しい旨書いてありました。当時私自身は、惑星境界層に発生する KH 波などの観測に目が向いていたので、「これからは観測が重要である」などと見当違いの返事を出したことを覚えております。しかし彼の質問は頭の片隅に消えることなく残っていたのは確かです。

私の内部重力波研究のきっかけに少なからぬ影響を与えたものに、Booker と Bretherton (1967) によって新しい意味を賦与された「臨界層」の論文があります。臨界層の概念はすでにずっと以前から流体の不安定性の発生との関連で知られていたのですが、彼等の考えた臨界層は内部重力波の吸収層として、従来の考え方を逆手にとった新しい概念でした。すでに、Eliassen と Palm (1961) による内部重力波の非加速定理がありましたが、Booker と Bretherton の研究は、これに物理的な意味づけをしたことになります。私はこの美事な線型理論に感謝しつつも、抜け落ちてしまった何かがあるのではないだろうか、当時は全く感覚的なレベルで考えていました。

McIntyre によって指摘された KH 波から放射される内部重力波の考え方と、Booker と Bretherton の新しい

臨界層概念とは、一見全く逆向きの現象のようでありながら、実は物事の表裏の関係のように思われ、私の頭の中に次第に大きく広がってゆきました。

2. 臨界層と乱流

Booker-Bretherton の臨界層吸収の考えは大きな注目を浴びました。すぐ続いて Jones (1967) は慣性重力波の臨界層の研究を発表しました。内部重力波の臨界層における平均流との相互作用に関する研究も少なからず試みられましたが、当時は臨界層近傍の波の振舞が十分把握できておらず、結果は必ずしも好ましいものではなかったと思います。しかしながら、1960年代の後半から1970年代の前半は、内部重力波の研究の花やかな時期であったと思います。臨界層吸収、Jones の臨界層、内部重力波の超反射 (over-reflection)、波と平均場の相互作用などといった新しい概念が百花斉放した時期でもあったのです。

線型論的には明確な概念規定のできる臨界層吸収にしても、現実の大気中で線型理論で十分であるのかどうかは別問題です。臨界層を一種のブラックボックスと見れば、内部重力波の運動量は全て平均流に移行すると考えられますが、いったい臨界層の近傍で何が起っているのかについてやはり明確にしておくことが必要だと思われるのです。

1973年から1974年にかけて、イリノイ大学に一年間滞在する機会を得て、Marvin Geller や Dave Fritts と一緒に、臨界層近傍における内部重力波の碎波と乱流の発生についての研究を行うことができました (cf, Geller *et al.*, 1975; Tanaka, 1975 b)。これが、私の内部重力波の最初の研究になりました。内部重力波が臨界層に近づくとつれて、局所 KH 不安定もしくは局所対流不安定のため自己崩壊して乱流化する必然性を述べたものであります。内部重力波の鉛直波長は臨界層近傍では十分小さくなるので、そこで薄い乱流層が発生するわ

* Waves and wavebreaking in the middle atmosphere

** H. Tanaka, 名古屋大学水圏科学研究所.

けです。これによって内部重力波の臨界層の概念が拡張され、波と平均場の相互作用において波の砕けの効果を組み入れることが重要であることが示唆されたのです。Geller *et al.* (1975) の論文のレフリーの一人であった Jim Holton が、内部重力波の砕波は大気中の波と平均流の相互作用に将来的な展望を与えるものである、といってくれたのを覚えています。もう一人のレフリーであった Dick Lindzen は、非常にシニカルなコメントをよせましたが、その中で内部重力波のパラメタリゼーションは WKB 近似が可能であるとすでに述べていたのには、今考えると驚くべきことです。

3. 乱流層の厚さ

1970年代の後半は、なぜか内部重力波に関してそれほど注目すべき研究はありません。当時は、臨界層を非常に特異的なものとする風潮があったようです。いいかえれば、臨界層をもつかもたないかが決定的な違いのように考えられており、両者の間が連続的であるという認識は少なかったようです。むしろ臨界層に近い状態における砕波が重要なのです。

わが国でも 1982 年から始まる中層大気国際共同観測 (MAP) のための準備が進んでいましたが、1981 年 Lindzen が WKB 近似を使った画期的な内部重力波のパラメタリゼーションに成功しました。内部重力波による摩擦力の項 $-\partial \rho_0 \overline{u'w'}/\rho_0 \partial z$ を WKB 近似解で表現することだけならば比較的容易にできますが、彼の論文の鍵は、内部重力波の飽和 (saturation)、いいかえれば波の対流調節を考慮したことです。この論文のさらなる重要性は、1964年に Leovy がメソポーゼ無風層を説明するために Rayleigh damping を導入せざるを得なかったことの事情が、内部重力波の摩擦力で物理的に説明されたことにあります。地面から与えられたストレスが、そのわずかの部分であるにしても、はるかメソポーゼ近傍で内部重力波の砕波によって解放されるのです。1960年代の後半から1970年代の前半にかけて、内部重力波研究の黄金期があったことはすでに述べましたが、この時期はまだ内部重力波が大気力学と結びついていなかったのです。内部重力波そのものに対する興味が先行しており、大気力学の方から見れば、何かほとんど役に立たないことを研究していたようにしか写らなかったかも知れません。むしろ内部重力波そのものよりも、突然昇温におけるプラネタリー波や、QBO における赤道波の取扱いに、臨界層の概念が役立つのかも知れません。

Lindzen (1981) の論文で内部重力波そのものが大気力学で演じる役割が明らかになりましたが、1982年にでた Matsuno の類似の論文をも含めて、その平均流との相互作用の表現形式は、プラネタリー波や赤道波に使われたものの延長線上にあったのです。

Matsuno (1982) や Holton (1982) の数値計算によって、メソポーゼ無風層が内部重力波の摩擦力で合理的に説明できることがわかってしまったので、私自身はメソポーゼ領域を後追的に研究することはあきらめたのです。MAP では、私は下部成層圏の乱流層の気球観測を行うことになっておりました。この観測については後で詳しく述べるつもりです。私は臨界層近傍の乱流層の厚さの見積りに関して理論的に深入りしていましたので、この結果を下部成層圏での観測によって実証してみようと思っていました。というのも、夏季には対流圏と上部成層圏の風向が逆になるので、下部成層圏に無風層ができ、山岳波にはこれが臨界層となるので、私の理論を適用できる格好のフィールドとなるからです。

非慣性二次元内部重力波の臨界層に伴う砕波層の厚さ h は次の式で与えられます (cf. Tanaka, 1982, 1983a):

$$h \cdot \exp \left[\frac{2}{9} \left(\frac{h\nu}{h} \right)^3 + \frac{2}{3} \frac{h\mu}{h} + \frac{h}{3H} \right] \\ = \left(\frac{\sqrt{1+4J_c+1}}{2} \right)^{2/3} \frac{W_0^{2/3} N^{2/3}}{k^{2/3} |\bar{u}_z|^{4/3} H_c^{1/3}} \\ \cdot \exp \left[\frac{2}{9} \left(\frac{h\nu}{H_c} \right)^3 + \frac{2}{3} \frac{h\mu}{H_c} + \frac{H_c}{3H} \right] \quad (1)$$

ただし

$$h_\nu \equiv \left(\frac{\nu N^3}{k |\bar{u}_z|^4} \right)^{1/3}, \quad h_\mu \equiv \frac{\mu N}{k |\bar{u}_z|^2}$$

で与えられ、 h_ν 、 h_μ はそれぞれ分子粘性およびニュートン冷却係数に伴う特徴的な厚さになります。ここで、 H はスケールハイト、 H_c は波源と臨界高度の距離、 W_0 は波源での鉛直速度振幅、 N はプラント振動数、 \bar{u}_z は風のシア、 k は水平波数、 J_c は臨界リチャードソン数、 ν は分子粘性係数、 μ はニュートン冷却係数、であります。いまは、砕波層の厚さ (砕波開始高度と臨界高度との距離) を求めているので、その中に実際は波の鉛直波長に対応していくつかの乱流層が発生します。式 (1) に、現実的な内部重力波のパラメータを入れて計算してみますと、 h は数 100 m から数 km までの値をとる可能性があります。最初、私自身も砕波層の厚さ h を狭義の乱流層の厚さと間違っていたこともあって、数 100 m の厚さを出すためかなり振幅の小さい内部重力波

を与えていたようです。むしろ、下部成層圏では、砕波層の厚さは数 km になるのが妥当であると考えられます。個々の乱流層の厚さは数 100m 程度で、それが砕波層内部で何層か重なっているわけです。

4. 内部重力波の役割

乱流層の厚さの理論的研究を行っている時、全く偶然のことですが、Matsuno (1982) や Holton (1982) がメソポーゼ無風層のシミュレーションに使用したモデルにおいて、下端 (約 20 km) の波のストレスの値が異常に小さいことに気がつきました。彼等は下端の条件をむしろ結果に合うように決めているのですが、対流圏で観測される内部重力波のストレスに比べて 1% 以下でしかないのです。逆に言えば、対流圏で発生した内部重力波の大部分は下部成層圏に達するまでに砕波して減衰してしまうこととなります。

このことは、私が 1982 年に NCAR に滞在しているときに気がついて、帰国してすぐに山中さんといっしょに Lindzen のパラメタリゼーションを使って計算してみました。対流圏から伝播してくる全ての内部重力波の運動量を強引に下部成層圏で平均流に与えた結果、夏季には無風層の下降、冬季でも弱風層 (風速極小域) の形成維持が再現されたのです。それに伴って砕波層内部に極向きの流れが励起されることもわかってきました。この結果を Lindzen に見せためずらしく誉められました (cf. Tanaka and Yamanaka, 1985)。この論文にさらにみがきをかけて、JAS に投稿しました (cf. Tanaka, 1986)。この論文では、Lindzen の方法よりも一歩進んで、有限振幅効果をも考慮してあります。

中規模山岳系に風が当たって発生する内部重力波が下部成層圏で大部分減衰してしまうことは、大気大循環における角運動量収支に決定的な影響を及ぼします。高度方向および経度方向に平均した緯度中における角運動量収支は次のように書けます。

$$\begin{aligned} & \frac{d}{dt} \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \rho \mu a \cos \phi d\lambda dz \\ &= - \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{\partial}{\partial y} (\rho \mu \alpha) a \cos \phi d\lambda dz \\ & \quad - \int_0^\infty \int_0^{2\pi} (a \cos \phi)^2 \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} d\lambda dz \\ & \quad - (a \cos \phi)^2 \int_0^{2\pi} \tau_{z=0} d\lambda \\ & \quad - (a \cos \phi)^2 \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{\partial \tau_g}{\partial z} d\lambda dz. \end{aligned} \quad (2)$$

ここで、 μ は絶対角運動量、 a は地球の半径、 ρ は大気の密度、 p は気圧、 v は風速の南北成分、 $\tau_{z=0}$ は地面によるストレス、 τ_g は内部重力波のストレス、であります。左辺の時間変化は長期的には無視できます。右辺の第一項は子午面輸送による絶対角運動量の収束量、第二項は大規模山岳系に伴う圧力トルク、第三項は地面との角運動量の交換、を表わしています。第四項が、内部重力波ストレスによる運動量の沈み込みで、新しく追加された項であります。これまで missing torque と呼ばれていたものの実体です。

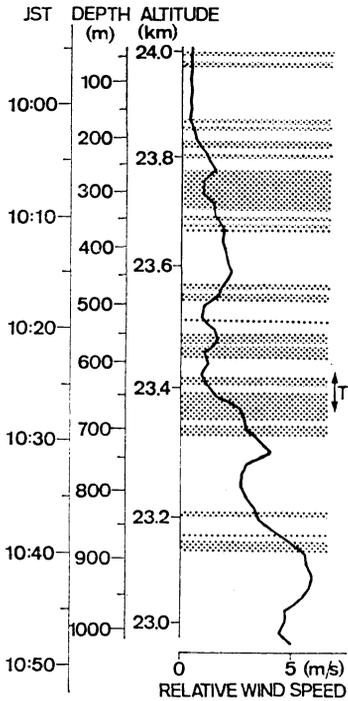
第四項がないと、大気の角運動量の損失が小さすぎて、大気は滑りすぎるので、西風が強くなりすぎるのです。内部重力波がどのようなメカニズムで西風を減速するかは、まだ必ずしもはっきりしているわけではありませんが、大循環モデルを使った試みはすでに開始されています。実際に、この missing torque の大きさがどの程度であるかは必ずしも明確ではありませんが、私の大雑把な見積りでは $|\tau_g|$ は 0.03~0.05 Pa 程度になります (Tanaka and Yamanaka, 1985; Tanaka, 1986)。この値を追加することによって、角運動量の損失は従来の 1.3 倍から 1.5 倍にもなり、大気の滑りすぎは抑制されます。

5. 成層圏乱流層の観測

下部成層圏では、対流圏から伝播してきた位相速度の小さい内部重力波に対して、夏季は臨界層が存在し、冬季も風速極小域という臨界層に近い状態が出現するために、内部重力波は砕波しながら減衰するわけです。乱流層の出現はまさに内部重力波の砕波の証しとなるのです。乱流層の実態を観測で確かめることは、この意味で重要なのです。

下部成層圏は低温低圧で、昼間は強い太陽放射を受け、夜間は放射冷却が著しく、観測の非常に困難な場所なのです。このような特別な場所で風速を高精度で測定するには、電離式風速計が最適であると考えられます。電離式風速計の開発は、山中さんが宇宙研に受託学生として二年間滞在している間に行われました。まさに手さぐりの状態ではありましたが、グロー放電のビームが風によって曲げられることを利用して精度のよい電離式風速計を開発することができたのです。山中さんの大きな貢献といえます。

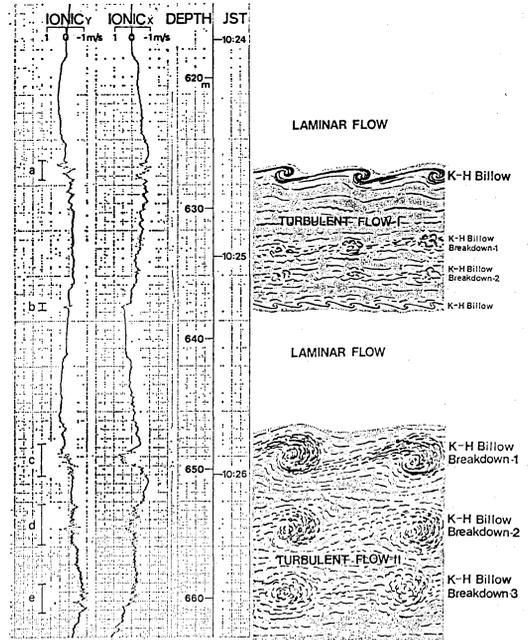
1982年と1983年の9月下旬に、宇宙研の三陸気球観測基地から大気球につけた巻き下げ機に電離式風速計と改



第1図 鉛直方向の1 km スキャンによって得られた乱流層の分布。実線は気球に相対的な風速。(Yamanaka *et al.*, 1985)

良型プロペラ式風速計を搭載して1 km のスキャンを行い乱流層を観測しました。1982年の観測では、電離式風速計がうまく作動せず、プロペラ式風速計によるのみデータが得られました (Yamanaka and Tanaka, 1984a)。その結果によると、24 km から26 km の約2 km の高度範囲の中に、厚さ200~300 mの比較的強い風の層 (最大風速数 ms^{-1}) が4層存在していました。これらの層が、水平距離にして200 km 以上、時間にして10時間以上も異なった場所でも同じような状態で存在していることも観測することができました。このように、下部成層圏には薄いガスト層が重なり合って、長時間広い範囲にわたって準定常的に維持されていることがわかります。

これらのガスト層が乱流層と対応するのかどうかは、時定数の大きなプロペラ式風速計のデータだけでは判断できないのですが、ガスト層の内部をよく見ると10~20 mの厚さで風速が急激に変動しており、それが時間の経過とともになめらかになっていることから考えて、多分乱流が存在しているのではないかと推測できます。



第2図 第1図の“T”の領域を拡大したもの。電離式風速計の水平風速の2成分と、それから類推される流れの状態を示してある。(Yamanaka *et al.*, 1985)

1983年の観測では、電離式風速計が作動して、鉛直スキャンによって乱流層を測定することができました (Yamanaka *et al.*, 1985)。第1図は、約1 km の鉛直スキャンによって得られた乱流層の分布です。この図には、2つの乱流層集合体が存在し、それらの厚さは200~300 m 程度です。乱流層集合体は、厚さ10~50 m のさらに薄い10層ぐらいの乱流層から成っていることがわかります。第1図の“T”で示した部分を拡大したものが第2図です。図の左側には電離式風速計で測定された水平風速の2成分を示してありますが、風速変動は鉛直方向に離散的であります。これらの風速変動をもとに類推した流れの状態が第2図の右側に描かれています。数mの厚さのKH渦らしきものが何層にも重なり、それらはさまざまな減衰段階で存在していることがわかります。KH渦は上層ほど新しく、下にゆくにつれてくずれています。これらのKH渦は発生する乱流の基本単位と考えられます。この大きさの渦はMUレーダの電波の波長に対して強い散乱を起します。このように見ると、内部重力波の砕波と一口にいてもヒエラルキー構造をした複雑な過程であることがわかります。

これらの観測を通じて、下部成層圏では、内部重力波が碎けて2 km程の厚さの碎波層ができ、その中に200~300 mの乱流層集合体ができ、さらにそれらは多くの10~50 mの厚さの乱流層より成っており、この乱流層もさらに小さなKH渦の集合したものであることがわかったこととなります。これらの事実は理論的に予想できたものもありますが、観測ではじめてわかったこともあります。内部重力波の碎波のパラメタリゼーションは現実の碎波プロセスの極度に単純化・理想化されたものといえるでしょう。しかし少なくとも内部重力波が碎波するという点に関しては基本的に正しいプロセスを踏んでいるのではないのでしょうか。

6. まとめ

内部重力波の碎波で生ずる碎波層や乱流層の理論と観測、また碎波に伴う平均場の変動について、特に下部成層圏を中心に述べてきました。内部重力波が大気力学に基本的に重要であることが認識されてからまだ10年が経過していません。私が内部重力波の研究を始めた15年前は、個別的な興味の対象を決して越えるものではありませんでした。大気力学への内部重力波の重要性は、第1段階としてメソポーズ無風層の形成機構、第2段階として下部成層圏弱風層の形成機構という順序で認識が深まり、現在では対流圏を含めて大気力学に広く浸透しております。このようなドラスティックな大気力学の発展期と時期を共有できたことは全く幸運なことだと考えています。

下部成層圏で内部重力波が慣性化されていることはすでによく知られています。私達の観測でも、気球の軌跡から見て明らかに慣性重力波が卓越しております。従来の理論的取扱い、特にパラメタリゼーションにおいては、どちらかといえば非慣性重力波に依存していました。慣性重力波に関して、いろいろの側面からの研究が今後いっそう望まれます (cf. Tanaka, 1983 b; Yamana and Tanaka, 1984 b; Tanaka, 1984)。

紙数の都合で、QBO (Tanaka and Yoshizawa, 1985, 1987) や対称不安定 (Saitoh and Tanaka, 1987, 1988) については詳しく述べることはできません。赤道上の大気波動 (ケルビン波と混合ロスビー重力波) が実際に飽和し碎波しているかどうかは、今後観測で検証する必要があります。現在計画されている赤道レーダはそのための有力な手段になるはずで、対称不安定によるメソスケール擾乱は、もちろん降水機構の一環として重要で

が、内部重力波源としても無視できないと考えています。

本研究の過程で多くの方々の御援助をいただきました。乱流層の観測はもとも松野太郎先生が発案されたものです。何となく譲っていただいたような状態で、努力はしてみましたはまだまだという感じもっています。加藤進先生と廣田勇先生には、MAPを通じて暖かい御支援をいただきました。気球観測には西村純先生から多大の御援助をいただきました。山中大学さんは、MAP期間が彼の大学院時代にぴったりと重なり、MAP博士となりました。特に、乱流層の観測に関しては、彼の貢献は圧倒的です。何らかの形で報いられればと願っております。私自身も内部重力波から離れることは多分不可能とは思いつつも、故小野晃先生の御遺志の万分の一を共有しながら、物質循環力学の荒野に新しい軌を残すよう努力したいと思っております。

文 献

- Booker, J.R., and F.P. Bretherton, 1967: The critical layer of internal gravity waves in a shear flow. *J. Fluid Mech.*, **27**, 513-539.
- Eliassen, A., and E. Plam, 1961: On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophys. Publ.*, **22**, 1-23.
- Celler, M.A., H. Tanaka, and D.C. Fritts, 1975: Production of turbulence in the vicinity of critical levels for internal gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2125-2135.
- Holton, J.R., 1982: The role of gravity wave induced drag and diffusion in the momentum budget of the mesosphere. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 791-799.
- Jones, W.L., 1967: Propagation of internal gravity waves in fluids with shear and rotation. *J. Fluid Mech.*, **30**, 439-448.
- Leovy, C., 1964: Simple models of thermally driven mesospheric circulation. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 327-341.
- Lindzen, R.S., 1981: Turbulence and stress due to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9707-9714.
- Matsuno, T., 1982: A quasi one-dimensional model of the middle atmosphere circulation interacting with internal gravity waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 215-226.
- Saitoh, S., and H. Tanaka, 1987: Numerical experiments of conditional symmetric baroclinic instability as a possible cause for frontal rainband formation. Part I A basic experiment. *J. Meteor.*

- Soc. Japan, 65, 675-708.
- , and ———, 1988: Numerical experiments of conditional symmetric baroclinic instability as a possible cause for frontal rainband formation. Part II Effects of water vapor supply. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 39-54.
- Tanaka, H., 1975a: Quasi-linear and non-linear interactions of finite amplitude perturbations in a stably stratified fluid with hyperbolic tangent shear. *J. Meteor. Soc. Japan*, 53, 1-31.
- , 1975 b: Turbulent layers associated with a critical level in the planetary boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 53, 425-439.
- , 1982: Application of WKB theory to turbulent layers in the vicinity of critical levels. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1034-1040.
- , 1983 a: Turbulence layer thickness in the stratosphere under the presence of viscosity and Newtonian cooling. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 805-811.
- , 1983b: Momentum flux divergences associated with inertio-gravity waves in the middle atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 763-769.
- , 1984: Time integration of shallow water equations in the gravity wave regime. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 199-214.
- , 1986: A slowly-varying model of the lower stratospheric zonal wind minimum induced by mesoscale mountain wave breakdown. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1881-1892.
- , and M.D. Yamanaka, 1985: Atmospheric circulation in the lower stratosphere induced by the mesoscale mountain wave breakdown. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 1047-1054.
- , and N. Yoshizawa, 1985: Quasi-biennial oscillation under the assumption of wave self-acceleration. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2350-2359.
- , and ———, 1987: A slowly-varying model of the quasi-biennial oscillation involving effects of transience, self-acceleration and saturation of equatorial waves. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1427-1436.
- Yamanaka, M.D., and H. Tanaka, 1984 a: Meso- and micro-scale structures of stratospheric winds: A quick look of balloon observation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 177-182.
- , and ———, 1984b: Propagation and breakdown of internal inertio-gravity waves near critical levels in the middle atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 1-17.
- , ———, H. Hirose, Y. Matsuzaka, T. Yamagami, and J. Nishimura, 1985: Measurement of stratospheric turbulence by balloon-borne "glow-discharge" anemometer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 483-489.

「WMO 診断と長期予報に関する国際研究集会」のお知らせ

WMO Training Workshop on Diagnosis and Prediction of Monthly and Seasonal Atmospheric Variations

WMO 主催の表記研究集会が、下記の通り開催されます。この国際会議は、米国・メリーランド大学(1985)フランス・ツールーズの気象学院(1987)での開催に続くものです。研究集会のうち第1週は、主に開発途上国の関係者を対象とする長期予報技術の研修に当てられますが、第2週は招待講演及び一般講演が行われる予定です。一般講演の申込み切(アブストラクトを含む)は1990年4月15日です。

記

1. 開催期間: 1990年10月8日~19日(一般講演等は10月15日~19日)
2. 開催地: 中華人民共和国, 南京市, 南京気象学院
3. 主なトピック(第2週)
 1. Overview of the long-range weather regime 1986-1989.
 2. Diagnosis and analysis of important abnormal

weather phenomena and the statistical and empirical methods used in monthly and seasonal forecasting.

3. The application of numerical and dynamic methods in the diagnosis and forecast of atmospheric variations.
4. General circulation models and air-sea interaction used in diagnosis and prediction of monthly and seasonal atmospheric variations.
5. The application of outside forced factors in long-range weather forecasting.
6. Long-range forecasting today and strategy in the future.

上記についての問い合わせ先: 栗原弘一(気象庁長期予報課)