

気団変質に関する副計画について

GARP 国内委員会

天気2月号(1971)に“南西諸島海域における気団変質に関する特別計画”が掲載されたが、去る2月JOCの第5回会合がボンベイで開催され、その席上に、Ad-hoc Study Group(委員長小倉教授)からの報告が提出されたので、その訳文を追加掲載することにした。

JOCの第5回会合では上記報告をもとに、気団変質に関するGARP副計画について勧告案が出された。参考資料としてこの訳文も同時に掲載することにした。なおこれらの経過を示すために、Bolin教授から山本教授への手紙も掲載しておいた。

なお訳文の整理は光田氏の御援助を頂いたことを附記したい。

第5回 JOC (1971年2月1日～5日ボンベイ) 議事録(抜粋)*

第6章 GARP 副計画

6.1 地空相互作用副計画

6.1.1 第4回 JOC 会合(Moscow, 1970年6月)において気団変質の研究のための実験計画がGARP地空相互作用副計画の枠の中で議論された。

そこで、日本およびインド近海において観測を行なうのがGARPの目的に対して適切であると考えられたので、JOCは、日本海およびインド洋上における気団変質の研究の目的と研究課題を明確にし、これらの地域の優先性に関する勧告を行なうためのStudy Groupを設置することが決定された。Moscowでの会議において第5回JOC会合には予備報告が提出されることが期待されており、今回Study Groupを代表して小倉義光教授より委員会にその報告が提出された。

6.1.2 報告書には、実験の主な目的が大気の下の方の条件の変化によって大きな気団変質が生じているような状態で、エネルギーが大規模な循環に変換されて行

く物理的過程を明らかにすることにあるべきであると述べられている。またこの報告には、熱量、水蒸気および運動量のsurface fluxを算定するための方法を発展させねばならぬこと、およびそのsurface fluxを数値モデルに対して最も現実的な方法で取り入れて行く方策を改良せねばならないであろうことが問題として予想されている。

報告書によれば、日本近海における大きな気団変質は、普通、非常に寒冷で乾燥した大陸性極気団が温暖な海上を移動する時に生じ、そのような時には、気温と海面温度との差は20°C越えることがある。海面から大気に移動した大量の熱と水蒸気は、対流性の雲を発達させるが、その雲は空間的に不規則に分布するのではなく組織化されていて100—200 kmの大きさのmeso-scale擾乱を形成している。実験の都合から考えれば日本海の大きさ(ほぼ800 km × 1000 km)はあまり大きくない予算規模で実験を行なうのに適している。十分な数の高層観測点が日本海の周辺には既に存在している。

南西諸島の周辺の黒潮領域は気象学的に興味のあるい

* Report of the Fifth Session of the Joint Organizing Committee, Joint GARP Organizing Committee, 1971. pp. 18-20.

ま一つの場所である。この領域での海面付近でのエネルギー交換は日本海ほど盛んではない。しかし、海空相互作用は暖流上で大きく、この地域は meso-scale 擾乱の発達が非常に頻繁なところである。それにもかかわらずその観測資料は今日ほとんど得られてはいない。

現在すでに日本列島および南西諸島に沿っていくつかの高層およびレーダ観測点が存在しており、さらに問題となる擾乱の研究に必要な新しい観測網を現存のものの中に挿入することも出来る。

報告書の中には実験の期間は日本海での実験ならば1月または2月の、そして黒潮領域の実験ならば1月から3月までの間の少なくとも4週間必要であるということも提案されている。

6.1.3 JOC は気団変質研究に関する予備報告を調査し、Study Group の提案を一般的には支持することにした。しかし、実験のもっと詳細な目的を明確にする必要があること、さらに第1の目的を達成するために必要な観測を行なうことに第一の重点を置くべきである、という意見もあった。さらに実験のために選定する地域は、得られた結果を容易に一般化出来、どこにでも応用出来るようにするために最も簡単な熱源分布を示すところであるべきであり、それによって観測結果の GARP 全体から見た意義が増すことになると感ぜられた。このような観点からは日本海の方が黒潮領域よりも好ましいと考えられる。

JOC は Study Group の日本近海における実験計画に関する勧告を承認することに決定した。このような実験は GARP の地空相互作用に関する副計画に大きな貢献をするであろう。Study Group は今後の作業において JOC での議論の内容を考慮に入れるように要請された。最後に、日本の関係機関に対して、ここに提案された実験の計画と実施に当って必要な協力を諸外国から得るための努力を主体的に行なうように働きかけることが決定された。

インド洋上における地空相互作用に関しては委員会より次回の JOC 会合で報告される予定である。」

6.1.4 R. W. Stewart 教授から委員会に対して Joint Oceanographic Assembly (東京, 1970年9月) において海洋学者は日本近海における海空相互作用に関する実験的研究およびそれと同様な計画に対して積極的な興味を示し、さらに作業の進行状況を適当な手段によって知らせてほしいということをお依頼されたという報告があった。ICSU の幹事 F. W. G. Baker 氏は、そのような問題の進展に関して SCOR に詳しく報告しておくのが普通のやり方であるということを指摘した。

6.1.5 境界層の問題の GARP に対する重要性から考えて委員会は小倉義光教授にこの問題に関するもっと一般的な報告を書いてもらうことにした。報告には、問題の一般的な記述を与える外に、数値実験の問題に関連して境界層での相互作用のパラメタリゼーションに関する考察と、必要とする研究観測に関する勧告を含めるように期待されている。そのような研究の一つの例として日本近海における海空相互作用の研究観測が報告書と結びつけられることになる。この報告書は、GARP Publication Series の一つとして出版されるであろう。委員会は、この報告書を1人だけで完成させるか、誰か他の人達の協力を得て執筆するかについては小倉教授にまかせることにした。

勧告 上に述べたような議論から、主な勧告は次のように要約される。

- (a) JOC は日本近海における気団変質に関する研究を承認し、日本の関係機関にこの研究の計画および実行に対して興味を持っている諸外国から必要な協力を得るために努力するよう、働きかけるようにする。
- (b) JOC は小倉教授に GARP における境界層の研究に関する報告書を作成し、問題の現状の一般的記述と境界層輸送過程のパラメタリゼーションに関する考察を行なってもらうことにする。

気団変質の研究に関する予備報告

Preliminary Report on the Air-Mass Transformation Studies

Ad-hoc Study Group*

1. 序

一般に認められているように、大気の状態を一週間あるいはそれ以上の期間にわたって予測しようとする場合、大規模運動の数値モデルには、大気境界層 (planetary boundary layer) 内の熱、水蒸気、運動量などの鉛直輸送量の影響を考えに入れなければならない。放射と光化学反応によるものを除けば、大気と地球表面の境界面における熱と水蒸気の flux は、大気全体へ (から) の主要な熱エネルギーの入力 (出力) である。大気の運動エネルギーの消散の半分以上は大気境界層内で生じている。

同じように大気境界層と自由大気 (free atmosphere) の結合 (coupling)、すなわち境界層内 (boundary layer) の小規模乱流と大規模運動との結合の mode が重要である。例えば、大気の下層を通しての物理量の上向き flux は、境界層内の逆転より下の薄い層に限られていたり、あるいはこれらの flux が対流圏の中程まで殆んど高さに関係であったりする。このような二つの場合に対する数値モデルの応答は非常に異なるはずである。以下の節で示されるように、大気境界層内には異なった水平スケールを持ったいくつかの流れがある。大気境界層内での下からの加熱によって生じる対流セルや、質量の収束によって生じる Ekman pumping は、大気境界層と自由大気の結合の例である。

Sub-synoptic-scale の運動の累積的な影響を大規模運動の数値モデルに具体化するためには、観測あるいは数値モデルによって表わされる synoptic-scale の状態を示す代表的な変数の分布と sub-synoptic-scale の運動に伴う鉛直 flux とを結びつける必要がある。このことは、sub-synoptic scale の大気の状態の統計的性質と大気の性質の大規模な分布との間には、一つの関係があるとい

うことを仮定している。この仮定に対しては証明が必要であるし、また、この仮定が正しいものとすれば、それらがどのように関係しているかという問題は、注意深く立案された野外実験と理論的アプローチとによって答えられなければならない。

それ故、気団変質 (air-mass transformation) の研究の究極の目的は、下面の状態の変化による気団変質が生じているような場所で、大規模循環にエネルギーを伝える物理過程に対する我々の理解を深め synoptic-scale の運動の数値モデルに大気境界層を通しての自由大気への運動量、熱、水蒸気の鉛直輸送を最も現実に近い方法で組み入れられるようにすることにある。

気団変質に関連した sub-synoptic scale の現象の同定と、その構造と作用について以下の節で記述されている。

2. 科学的要請

2.1 Surface flux

大気の下層の 10m かその程度のところ (surface layer, 接地層) では運動量、熱、水蒸気の vertical flux は高さに関係であると仮定され、その結果、接地層のどんな高さで測った flux も接地層を代表とするものであるとみなすことができる。

接地層内での vertical flux に関しては、膨大な観測データがあり、その物理過程は少なくとも陸地上の接地層については、かなりよく理解されている。しかし、海面上での運動量、熱、水蒸気の交換のメカニズムについては、境界自身の変形するために複雑な問題が生じ、あまり理解されていない。

surface flux は通例、表面水温、水面付近の気温、湿度、風速と摩擦係数 (drag coefficient)、あるいは、輸送係数 (transfer coefficient) によって表現される。摩擦係数の評価は多くの研究によって種々の測定技術と方法によって行なわれている。得られた摩擦係数の値が非常にバラついているのは、ある程度は用いられた測定方

* P.K. Das, R.M. Fleagle, Y. Ogura (議長), S. Matsumoto, and S. Zilitinkevich

法の違いのためかも知れないが、このことはまた、摩擦係数は局所的な風のみで一意的に決められるのではなく、さらに海面の状態を代表するいくつかのパラメーターが必要であることを示しているものと思われる。もし、後者のような事態が正しいものとすれば、ある特別な場所で測られた surface flux がどの程度まで問題とする全面積での surface flux を代表しているかという問題が生じてくる。大洋で測られた波は、同時に観測された局所的な風と全く関連がないことが時々ある。表面水温の変化の時間的空間的スケールについても一層の研究が必要であり、また、強風の場合にも flux を測定することが必要である。surface flux に対する波の崩れやしぶきの役割についても、まだ、明らかにはされていない。

2.2 大気境界層 (planetary boundary layer) における vertical flux

接地層より上の境界層 (boundary layer) 内においては、多くの場合運動量の vertical flux は、高さと共に変化する。ここではコリオリ力が重要になってくる。定常状態で水平方向に均質な場合、顕著な momentum flux の発散が生じる層の範囲は、近似的に $u_* / 4f$ で示される (Blackadar, 1967)、ここで u_* は表面摩擦速度、 f はコリオリパラメータである。

中立成層の場合について、さらに、非中立成層の大気境界層の構造に対しても、いくつかの理論的モデルが提案されているが、しかしこれらの場合にも定常状態と水平方向の均質性が条件として考えられている。中立成層あるいは heat flux が小さいような場合には、表面応力あるいは表面摩擦速度は地衡風速、コリオリパラメータ、粗度係数の函数として表現される。平均風速と momentum flux の鉛直方向の分布もまた、これらのパラメータによって予測される。

各々のモデルによれば容認しうる程度の精度で boundary flux を計算することができるが、しかし、100~200m 上空の風速分布の予測値については、かなり異なっている。モデルをテストするためには平均風速や温度ばかりでなく、大気境界層における運動量や熱の turbulent flux などの充分に正確な実測データを用いて確かめる必要がある。

最近では大気境界層の構造におよぼす水平方向の加速度に起因した効果が気象学者の興味を集めている。水平加速度は気圧傾度の局所的時間変化やあるいは、気圧傾度の水平方向の変化に伴って生じる。Ekman pumping は、大気境界層と自由大気の最も重要な結合の一

つであり、上記の線に沿って研究が続けられなければならない。

2.3 Vertical flux の水平スケール

境界層内の鉛直輸送は synoptic な格子よりは小さい色々なスケールで生じている。最初の数mの層では卓越したスケールは高さと同等であるが、それ以上では個々の状態 (局所リチャードソン数, surface heat flux など) に非常に依存している。しかし、一般には少なくとも 100m 程度までは高さと共に増加し続ける。

上部大気境界層、たとえば高さ 1 km における支配的なスケールは広い範囲にわたって変化する。ある場合には、それは 10m のオーダーであり、他の場合には水平方向のスケールは flux の発散を決定する運動の支配的 mode に依存して、1 km のオーダーになったり、あるいは 100 km のオーダーになったりさえする。

大気境界層内には多少とも組織化 (organized) された運動のいくつかの mode があるということは良く知られている。例えば、鉛直方向に動くブリュームや、表面が急激に熱せられた状態において Angell ら (1968) によって (non-lift balloon を使用して) 観測された風向方向の軸に沿った helicad roll 等がある。飛行機や人工衛星による雲の写真はランダムに分布した積雲と同様に雲の roll も、どこでも良く見られることを示している。また、他の場合にはリング形や三日月形の対流のパターンが人工衛星の写真からしばしば見られ、特に海上において顕著である。対流セルについては広範囲にわたって研究されているが、どのようにして surface heat flux が対流セルに組織化されるかについては知られていない。

同じようにこれらの個々のセルがバンド構造を形づくるように組織化されるのみならず、ある場合には 100km のオーダーの meso-scale の系にまで組織化されるということも重要である。さらに、特に海上において 1,000km 程度の代表的な水平スケールを持つ medium-scale の擾乱が見られ、さらにこの medium-scale の擾乱の中に meso-scale の構造が観測されることもある。

疑いもなく、これらの運動の mode のすべてが、接地層と自由大気をつなぐ重要なメカニズムを示している。言いかえれば、地表面で交換された運動量、熱、水蒸気は大気境界層内で再配分され、これらの運動の mode によって自由大気中に運ばれる。我々は、何が運動のスケールの分布を制御しているか、あるいは種々のスケールに伴う vertical flux の大きさが、どれぐらいであるかについてもほとんど知ってはいない。ここで計画

されている気団変質の観測は、運動量、熱、水蒸気の surface flux の評価と共にこれらの問題に答えることをも目指さなければならない。

3. 日本近海における観測の背景となる知識と解決すべき問題点

西太平洋において北に向った黒潮は、日本列島付近で二つにわかれる。一つは、日本列島の太平洋岸に沿って流れて東に向い、他の一つは、対馬暖流となって日本海に入る。その結果、日本海の南の部分においては表面水温は冬季においても 10°C を下らない。そして表面水温の水平方向の傾度は東シナ海と日本海においては $5^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ ぐらいにもなっている。

パロクリニックな擾乱の発達に伴って、非常に冷たくかつ、乾燥した大陸性極気団 (polar continental air mass) が暖かい海流の上に吹き出してくる。このような場合、大気と海面の温度差は 20°C を越える。そして、海面から大気中への熱輸送量は、優に $1,000\text{ly/day}$ をこえ、この量は、赤道地方において地表面が受ける太陽エネルギーはほぼ匹敵する。日本海における蒸発な割合は冬季においては平均約 6mm/day 位であるが、このような寒気の吹き出しの場合には 8mm/day 位に増加する。

この海面からの多量の熱と水蒸気の供給は、大気境界層内に再配分され、以下に述べるような mode によって自由大気中へ輸送される。

3.1 対流雲と winter-monsoon inversion

日本近海において優勢な冬期間の北西の季節風に伴い、種々の形の対流雲が観測される。一般に対流雲の始まりは大陸沿岸から数 10km ないし、数 100km 離れたところで観測される。この積雲が初めて生じる距離を関連した気象や海洋の状態と関係づけることができるような説明は、まだなされていない。

この対流雲の始まりに関連して、数 100km の幅の領域上での雲量と海面温度との間に密接な関係があることを示す証拠がある (Matsumoto and Ninomiya, 1966 a) ということは、興味あることである。対流活動と海面における vertical heat flux の間に存在する相互関係を得るためには、このような種類の情報が必要である。

雲量、雲頂高度の両者とも気団が日本海を通過するに従って増大する。日本列島沿岸の日本海の上においては、雲底の高さは一般に 1km 程度であり、雲頂の高さは $2\sim 3\text{km}$ である。雲頂の高さにおいては顕著な逆転が観測され、それより上の非常に乾燥した層と、それより下の湿潤な対流層とを区別している。Matsumoto と

Ninomiya (1966 b) によって示された雲より下の冬季季節風の構造と、冬季季節風による雲の層の構造は Malkus (1958) によって示された貿易風帯の構造といくぶん似ていることを示している。winter monsoon inversion はずっと風下の太平洋と東シナ海にまで広がっていると信じられているが、しかし、観測資料は日本列島に近い海上だけに限られている。

大陸性極気団が日本近海をわたってくる場合の湿潤層の発達をシミュレートするためのいくつかの試みがなされている。最も新しいものは、Asai (1965) によるものである。すべてこのようなモデルにおいては、物理変数の鉛直輸送は渦動拡散係数によって表現されているが、この単純化はさらに改善されなければならない。Staley (1965) や Lilly (1968) によって議論されているような雲の層の頂部における放射冷却の過程は、考慮されていない。

熱と水蒸気の鉛直方向の対流輸送の評価は、熱と水の収支の残余項として、Matsumoto (1967) によって meso-scale のネットワークについて、また Ninomiya (1968) によって synoptic-scale のネットワークについて行なわれている。surface-flux は、Jacob の式を用いて計算されている。このようなアプローチの方法は、より直接的な方法によって試めす必要がある。

3.2 雲のバンド構造

日本近海で観測される対流雲について他の興味ある様相は、そのバンド構造である。3つの異なったタイプの雲のパターンがレーダーや、飛行機や、人工衛星によって観測されている。それらは、セル状の雲 cellular clouds、平均風に直角な軸をもった transverse roll、平均風に沿った軸をもった longitudinal cloud の3つである。

雲のバンドが生じるメカニズムは、まだ完全には判っていない。不安定成層流体中の平面ジェット流に対する線型安定理論による解析によれば、平均流の鉛直方向のシアは対流運動の開始に対して抑制的な効果を持っている。それ故、longitudinal mode が preferred mode である (Kuo 1963, Deardorff 1965, Ingersoll 1966)。しかし、大気中で観測される雲の street の間隔は、安定理論から期待される値よりも一桁大きい。

Faller (1963) によって発見されたエクマン境界層の不安定は、いくつかの室内実験においてエクマン境界層の中に観測される対流線 (convective line) によって十分説明されている (Faller and Kaylor 1966, Lilly 1966)。これらの結果を大気中に拡張することができる

かどうかは大気中に層流実験の際の流れの形状に類似した流れが存在するかどうかによって依存しており、この種の不安定が対流雲の street に関連しているかどうかはまだ判っていない。

transverse roll の発生に対応する物理過程の性質についてもまた明らかではない。Kimura ら (1970) による最近の室内実験によれば、セル状対流は鉛直方向のシアが弱い時に起り、一方 longitudinal convection は鉛直方向のシアが強い時に生じるが、しかし、transverse roll は見出されなかった。一方日本近海の冬季季節風中のレーダーや人工衛星による雲の写真の解析から、Tsuchiya と Fujita (1967) は、セル状雲は、鉛直方向の風のシアが $5 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ より小さいときに観測され、シアが $5 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ と $7 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ の間のときには transverse cloud が観測されシアが $7 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ より大きいときには longitudinal cloud が見られるということを示した。また、transverse roll は Chandra (1938) の室内実験においても鉛直方向のシアが弱いときに見出されている。

Kuttner (1959) は雲のバンドの発生に対して、鉛直方向の風のプロファイルの曲率が重要であると強調している。最近の Asai (1970) による不安定成層流体中の曲率を持った風速プロファイルの安定性に関する解析によれば、慣性不安定は変曲点を持った風速プロファイルに対して存在し、transverse mode はこのようなタイプの風速プロファイルにおいてリチャードソン数がある特定の領域にある時に preferred mode である。このようなタイプの不安定が対流雲の生成に応用できるかどうかは、解っていない。

3.3 Meso-scale の擾乱

普通は雲頂の高さは日本列島の沿岸の洋上では 2~3 km 位であるが、ある場合には積雲は積乱雲を形づくる程に発達し、雲頂は 6 km をこえることがある。この発達は、わずかに東に動いている大体 1,000 km 程度の大きさの cut off low が日本海の上にある時に生じることが見出されている (Matsumoto and Ninomiya 1965)。winter monsoon inversion は cold vortex の中では消滅したり、あるいは 6 km 程度まで持ちあげられる。上空の冷たい空気と、暖かい海面と接触して生じた暖かい湿潤空気によって生じた静的不安定度の増加は、明らかに対流活動の強化の原因である。

これに伴う特徴的な様相の一つは、これらの十分に発達した積雲は、空間的にランダムに分布するのではな

く 100~200 km の大きさの meso-scale の擾乱を形成するように系統化されるということである。(Matsumoto, Ninomiya and Akiyama 1967)。地上気圧と風の場の詳細な解析によれば、meso-scale の擾乱に伴う気圧の変化は小さい (1~2 mb) にもかかわらず、水平方向の質量の収束、発散は $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ の程度であり、synoptic な擾乱に伴うものよりはるかに大きい。降水分布やレーダー写真の解析によって明らかのように、十分に発達した雲や豪雨 (雪) はこの収束に伴うものである。これらの擾乱は時速数 10 km で移動する。

気圧場と風の場の間の位相差と同様に、波長の函数としての位相加速度は、これらの擾乱が重力波の性質を持っているものとして期待される値と矛盾していないことが指摘されている (Matsumoto et al. 1967)。対流的な運動量輸送を導入することによって meso-scale の擾乱を生じさせる物理過程を説明しようとする試みがなされているが、(Matsumoto and Ninomiya, 1969)、さらに進んだ研究が必要である。その次元的な構造やエネルギーバランスはまだ十分には説明されていない。低高度における 10^{-4}sec^{-4} 程度の質量の収束が、対流活動を高めることに対してある種の閾値 (threshold) を与えるかどうかという問題は、まだ未回答のまま残っている。これらのすべての問題は、以下のようなものに帰することができるように思われる。すなわち、どのような物理過程によって個々の積雲が雲のグループや meso-scale の擾乱を形成するように組織化されるかということである。

3.4 Medium-scale の擾乱

冬の終りから春にかけての期間に東シナ海と日本南方洋上の黒潮海域では、孤立した弱い低気圧が、しばしば形成される。その発達の初期の状態の典型的なスケールは、大体 1,000 km 程度であり、中緯度での synoptic scale 低気圧に比較して小さい。時々、これらの弱い低気圧は風の力において台風匹敵する程強烈な低気圧に、早くかつ深く発達するので、一般に行なわれている数値予報モデルではほとんど予測ができない。

medium-scale の擾乱の他の例としては、長く伸びた前線 (extended front) に伴うもの、あるいは cyclone family に派生的に生じるものとがある。日本近海での最も典型的な例は、6月から7月初旬梅雨期に東西に伸びた停滞前線に沿って生じるものである。これらの medium-scale の擾乱の特徴は、大きさが小さいこと以外にこれらが上部対流圏の trough に直接に伴って現われるのではなく、その運動エネルギーが対流圏の下部に

集中しているということである。これは、これらの擾乱の発生を説明するのに伝統的な地衡風傾圧不安定理論では不十分であることを示している。多くの場合 low level jet が (850mb 付近の高さで) 観測されており、下部対流圏の空気は湿潤で、熱的成層は安定ではなく、豪雨が生じている。上部の trough が近づくと、これらの擾乱はしばしばこの trough と相互作用するようで、十分に発達した温帯低気圧になる。

上に述べたように、medium-scale の擾乱の発生は大部分は海上で生じるが、観測データの不足のためにその発生を引き起こす物理過程はほとんど理解されていない。

従来の傾圧不安定理論によれば、摂動に伴うリチャードソン数とロスビー数は、それぞれ 10^2 , 10^{-1} の程度であると仮定されている。最近の理論はロスビー数が 1 程度で、リチャードソン数が小さい摂動を扱えるところまで発展してきた。 (Eliassen 1960, Olanski 1968). 流れの鉛直方向のシアが全く前線の不連続に集中しているとするとこれらの研究とは異なって、最近では longitudinal Rossby number (K), latitudinal Rossby number (λ) とリチャードソン数 (Ri) の函数としての一様な鉛直方向のシアを持った流れにおける摂動の growth rate について計算がなされている。Gambo (1970) は、地衡風静力学平衡を仮定し、Stone (1970) は、非地衡風静力学平衡を、Tokioka (1970 a) は非地衡風非静力学平衡を仮定している。後の 2 人は、Eady model を用いている。

例えば Stone の解析結果によれば、最も大きい growth rate は、もし $Ri > 0.950$ ならば従来の傾圧不安定 ($\lambda = 0$) の場合に生じ $0.25 < Ri < 0.950$ ならば symmetric instability ($K = 0$) の時に、さらに $0 < Ri < 0.25$ ならば Kelvin-Helmholtz instability に伴って生じる。従来の傾圧不安定は、そのエネルギーを available potential energy に求め symmetric instability は摂動のない zonal flow の運動エネルギーから得ている (Stone 1966).

Gambo (1970) と Tokioka (1970 b) は、medium-scale の擾乱は傾圧不安定と symmetric instability によって生じると提案している。限られた観測データの解析によれば、medium-scale の擾乱へのエネルギーの源はその発達の段階によって異なるということも示唆されている (Matsumoto et al unpublished).

3.5 異なったスケールの循環の間の相互作用

前の節においては、表現の都合上異なったスケールの

気象現象は分離して記述されていたが、実際には異なったスケールの大気の循環 (小規模の乱流、個々の対流セル, meso-scale の擾乱, medium-scale の擾乱, synoptic-scale の循環) の間には強い相互作用があることが次のようなことで示されている。

(a) surface flux は対流セルに系統化され、大気境界層を通じての物理量の鉛直方向の輸送は、乱流輸送の形のみならず、移動するプルームあるいは対流セルの形でも生じている。

(b) 対流セルは、バンド構造や meso-scale の擾乱に系統化される。meso-scale の擾乱に伴う収束場が対流セルを維持しているようである。

(c) 論文としてはあまり発表されていないが、降水強度の連続記録とレーダー写真によれば、meso-scale の擾乱は medium-scale の擾乱に伴って存在する。

(d) synoptic-scale の空気の流れは、medium-scale の擾乱が生じるのに都合のよい気象状態を作り出す。一度これらが形成されそして発達すると、これらは synoptic scale の循環を大きく変化させたりあるいは、それ自身が synoptic-scale の循環になる。数値モデルにおいて格子間隔を減少させることによって予報の精度が上がることを示している。最近の結果を見ると medium scale の擾乱を正しく表現し数値モデルに組み入れることが、synoptic scale の循環を予報する場合の精度を増大させるのは必要であることがわかる。

(e) 対流セルが系統化されているといえないにもかかわらず、それらに伴う熱、水蒸気の鉛直輸送は、medium scale や synoptic-scale の循環の変化に非常に重要な意味を持つ。

4. 観測システム

気団変質の観測に必要な詳細な観測システムについては、観測の場所と時期が決定されてから決められるべきである。以下にのべることは可能な観測システムのアウトラインを示したものであるが、問題となる運動のスケールによって差が生じることは当然である。しかし、以下のシステムは同時に実施されねばならないということ強調する必要がある。上に述べたように異なったスケールの運動は、お互いに強く相互作用をしており、観測の科学的目的はあらゆるスケールの同時観測によってのみ達成されることが出来る。

4.1 大気境界層中の surface-flux と flux divergence

境界層内での flux とその大規模運動に関連した変数との関係を理解することは、flux を正確に測定すること

が困難であるということによって非常に防げられている。flux を測るために次のような多くの方法がある。

(a) 共分散法あるいは渦相関法 (測器として熱線風速計, hot film 超音波風速温度計, evapotron, fluxtron その他応答の速い流速計などを用いる)。

(b) 積分法あるいは budget 法

(c) 空気力学的プロフィール法

(d) 地衡風からのずれを用いる方法

(e) dual beam の放射計などを用いる方法

これらのどの方法にも困難さや限界がつきまとう (詳しくは Report of Working Group on Planetary Boundary Layer, U.S. Committee for GARP, National Academy of Sciences-National Research Council, 1969 を参照*)。測器のためのプラットフォームには、塔、観測船、ブイ、けい留気球、飛行機などがある。外洋では Surface flux の測定には stabilized buoy が、プロフィールと flux の測定にけい留気球が用いられている。flux を測定する機器を搭載した飛行機が最も有効な方法である。

さらに、波のスペクトル、表面水温や少なくとも海洋上部での海況を測定する努力が成されねばならない。

4.2 Meso-scale の擾乱と雲のグループの観測システム

meso-scale の擾乱と雲のグループに対する観測システムは、GARP Tropical Experiment に提案されたものと同じものでよい。レーダを備えた2~3の固定高層観測点は連続観測するために必要である。人工衛星や地上観測網によって、重要な meso-scale の現象がうまく精密観測できる位置にあることが判ったときに、風、温度、気圧、湿度を測定する装置を装備した飛行機が飛べるようにすべきである。高々度飛行中の飛行機からのドロップゾンデ観測も、また有用な情報を提供する。

観測すべき雲のグループの統計的性質は、雲の大きさの分布、雲頂高度、雲の間隔、上昇および下降流、excess temperature、雲の中の雲水量などである。最も重要なデータは、うまく統制がとれたレーダ群 (ドップラーレーダーを含む) によって、また空中あるいは地上からの写真測定、測器を搭載した飛行機や人工衛星によって収集されたものである。降雨強度もまた測定されなくてはならない。

4.3 medium-scale に対する観測システム

medium-scale の擾乱の発生と発達には多くの場合海洋上において生じる。また、medium-scale の擾乱の力学を

理解することは、観測データの不足のために妨げられている。擾乱を見出すためには、高層観測の空間および時間間隔をそれぞれ200~300km と3~6時間ぐらいにしなければならない。この観測システムのためのプラットフォームは島や船や飛行機である。

4.4 Synoptic-scale に対する観測システム

現存する、また計画あるいは準備中の地上及び高層観測点よりなる WWW 地域観測網は、日本近海の synoptic-scale の擾乱を明らかにするのに十分である。

5. 日本近海での観測に対する勧告

以上の節において計画された気団変質の観測が、日本海々上あるいは南西諸島付近の黒潮上 (図1) で First GARP Global Experiment に先だって行なわれることを勧告する。この2つの領域のどちらをえらぶかということは、次のような領域の相対的なメリットを考へて、決定されねばならない。

5.1 日本海々上での観測

日本海は、次のような理由から気団変質の研究に最も適した場所である。

(a) ここは、海面において最も強い熱と水蒸気の交

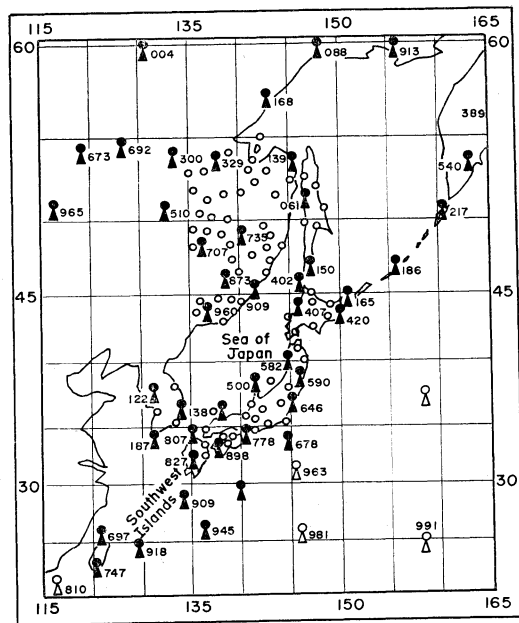


FIG.1

LEGEND

- ▲ made radiowind and radiosonde observations
- △ planned
- made surface observations

* 訳者注：この報告も近く本誌に紹介の予定

換が生じる領域である。

(b) 下からの加熱によって生じる対流セルの発生とそれに続く発達に関する観測データが得られるはずである。大陸性極気団が暖かい海面を通過する時に、winter monsoon inversion が発達するのが観測できるはずである。

(c) 観測の実行の可能性から見れば、日本海の大きさ(大体 800km×1000km)は普通的手段による観測に適當である。十分な数の高層観測点が、日本海の周辺に現存する。

(d) 日本海は、いくつかの狭い海峡によってほとんど閉じられているので、海面における強い熱の交換に伴う日本海自身の heat budget の解析が可能である。

一方、欠点としては、厳しい天候(強い風、低温、海面が荒れること、船上のすべてのものに着氷すること)が、ブイやけい留気球において行なう flux の観測を實際上不可能にしている。この悪天候は、新鮮な寒気が大陸から吹き出してくる時に、特に厳しいが、この期間こそわれわれが最も興味を持っている時である。測器を搭載した飛行機が flux 観測に対しての唯一のプラットフォームになるであろう。

他に考慮すべき事柄として、5年間の特別観測が日本の気象庁(J.M.A.)によって1963-1967年に行なわれているということがある。この計画の主要な目的は、豪雨のメカニズムの解明にあった。良く統制された地上気象観測、レーダーおよび高層観測がなされ、膨大なデータが利用できるよになっている。この報告で参照した多くの文献は、実際この計画から生まれたものである。しかし、この計画の限界は、観測領域が多くの場合、日本列島の近くの海域に限られ、一隻の船が参加したに過ぎないことである。1台の飛行機が、限られたスケールでドロップゾンデ観測と雲の写真の撮るためにだけ用いられた。

5.2 黒潮領域

南西諸島に沿った黒潮領域は、もう一つの気象学的に興味のある領域である。この領域における海面でのエネルギーの交換は、日本海程強くはない。冬の季節風に沿って風下側での逆転や対流セルの発達もない。それにもかかわらず、暖流上では大気と海洋の相互作用は強い。気象条件も厳しくはない。

この領域では medium-scale の擾乱が、しばしば発達する。それ故、種々の異なったスケールの大気の循環の間の相互作用(3.5節)に関する実りある研究がこの領域で行なえる可能性が大きい。いくつかの高層あるいは

レーダー観測点が日本列島や南西諸島に沿って現存している。いくつかの一時的な高層観測点やレーダーと高層観測装置を装備した船舶とドロップゾンデによる観測を補足することによって、medium scale の擾乱の観測に十分密なネットワークが展開できるようになる。meso-scale の擾乱に対するネットワークはこのような medium scale のネットワークの中にはめ込まれる。

また、ここは Japan National Committee が、観測を行なうことを考えている領域である(Preliminary Report on Study of Air-Mass Transformation over the Seas Adjacent to Continents, Japan National Committee for GARP, Japan Science Council, September, 1970)。さらにつけ加えると、特別観測計画がこの領域の北部において冬ではないが、7月初旬の梅雨期に行なわれている。このプログラムは、Japanese National Committee for GARP と Japan Meteorological Agency によって立案され、いくつかの日本の大学と国立研究機関が参加している。そしていくつかの preliminary report が、発表されている(例えば、preliminary Report of the Hakuho-Maru Cruise KH-69-3, edited by Ogura and Takeda, Ocean Res. Inst. Univ. of Tokyo. 1969)。

synoptic scale の擾乱の典型的な時間スケールは、大まかに言って一週間である。観測の期間はそれ故、日本海海上における観測においては、1月あるいは2月の少なくとも4週間、黒潮領域の場合は、1月から5月の少なくとも4週間が必要である。

文 献

- Angell, J.K., D.H. Pack and C.R. Dickson, 1968: A Lagrangian study of helical circulation in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 707-717.
- Asai, T., 1955: A numerical study of the air-mass transformation over the Japan, Sea in winter. *J. Met. Soc. Japan*, **43**, 1-15.
- Asai, T., 1970: Stability of a plane parallel flow with variable vertical shear and unstable stratification. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 128-139.
- Blackadar, A.K., 1967: External parameters of the wind flow in the barotropic boundary layer of the atmosphere. *Rep. of Stockholm Study Conference, June-July 1967, Appendix IV*.
- Chandra, K., 1938: Instability of fluids heated from below. *Proc. Roy. Soc., A*, **164**, 231-241.
- Deardorff, J.W., 1955: Gravitational instability between horizontal plates with shear. *Phys. Fluids*, **8**, 1027-1030.

- Eliassen, E., 1960: On the initial development of frontal waves. *Pub. Det. Danske Meteor. Inst.*, No. 13, 107pp.
- Faller, A. J., 1963: An experimental study of the instability of the laminar Ekman boundary layer. *J. Fluid Mech.*, **15**, 560-576.
- Faller, A. J. and R. E. Kaylor, 1966: A numerical study of the instability of the laminar Ekman boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 466-480.
- Gambo, K., 1970: The characteristic feature of medium scale disturbances in the atmosphere (II). *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 315-330.
- Ingersoll, A. P., 1966: Convective instabilities in plane Couette flow. *Phys. Fluids*, **9**, 682-689.
- Kimura, R., H. Tsu and A. Yagihashi, 1970: Convective patterns in a plane Couette flow. *J. Meteor. Soc. Japan* (submitted for publication.)
- Kuettner, J., 1959: The band structure of the atmosphere. *Tellus*, **11**, 267-294.
- Kuo, H. L., 1963: Perturbations of plane Couette flow in stratified fluid and origin of cloud streets. *Phys. Fluids*, **6**, 195-211.
- Lilly, D. K., 1966: On the stability of Ekman boundary flow. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 481-494.
- Lilly, D. K., 1968: Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **94**, 292-309.
- Malkus, J. S., 1958: On the structure of the trade wind moist layer. *Pap. Phys. Oceanog. Met., M.I.T. and Woods Hole Oceanog. Inst.*, **13**, 47pp.
- Matsumoto, S., 1967: Budget analysis on the sea effect snow observed along the Japan Sea coastal area. *J. Met. Soc. Japan*, **45**, 53-63.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1965: An aerophotographic observation of convective clouds in the vicinity of a cloud dome center. *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 218-230.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1966a: Some aspects of the cloud formation and its relation to the heat and moisture supply from the Japan Sea surface under a weak winter monsoon situation. *J. Met. Soc. Japan*, **44**, 60-75.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1966 b: Some aspects of an inversion layer over the Japan Sea under a winter monsoon situation as revealed by dropsonde and areal photographic observation. *Pap. Met. Geophys.*, **17**, 51-64.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967: Cumulus activities in relation to the meso scale convergence field. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 292-305.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1969: On the role of cumulus momentum exchange in the mesoscale gravity wave. *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 75-85.
- Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season -- with special emphasis on the relation among the supply from sea surface, the convective transfer and the heavy snowfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 343-372.
- Orlanski, I., 1968: Instability of frontal waves. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 178-200.
- Staley, D. O., 1965: Radiative cooling in the vicinity of inversions and the tropopause. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **91**, 282-301.
- Stone, P. H., 1966: On the non-geostrophic baroclinic stability. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 300-400.
- Stone, P. H., 1970: On non-geostrophic baroclinic stability: Part II. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 721-726.
- Tokioka, T., 1970a: Non-geostrophic and non-hydrostatic stability of a baroclinic fluid. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 503-520.
- Tokioka, T., 1970b: Non-geostrophic and non-hydrostatic instability of baroclinic fluid and medium scale disturbances on the fronts. *J. Meteor. Soc. Japan* (submitted for publication).
- Tsuchiya, K. and T. Fujita, 1967: A satellite meteorological study of evaporated and cloud formation over the Western Pacific under the influence of the winter monsoon. *J. Met. Soc. Japan*, **45**, 232-250.

JOC 議長 B.Bolin 教授より日本 GARP委員会委員長

山本義一教授宛の手紙全文

(1971年2月15日付)

日本の GARP への参加計画が、最近行なわれた第 5 回 JOC 会議において討議されましたので、そのあらましについてお知らせ致します。日本の GARP 委員会によって立案された気団変質の研究計画は、われわれにとって非常に興味あるものでした。JOC はここに提案されたような実験が GARP の重要な sub-programm となるものであると考えて歓迎します。JOC はこのような GARP の sub-programm が実行されるよう勧告しますが、日本海の方が黒潮上の南西諸島附近よりは、このような実験を行なうのにはよりよい場所ではないかということをご提案します。南西諸島領域の方が実験を行なう上においてよりたやすく観測網の整備ができることは確かですが、日本海海上でも生じる気団変質ははっきりしており、heating function を容易に表現することができるということもあるので、JOC としてはここで行なわれた実験は他のどのような場所で行なわれたものよりは、その結果の一般化が容易であると考えます。JOC はまた他の国からの実験への参加を招待するという日本 GARP 委員会の計画に興味を持って注目しています。またこのことは十分に努力に値することであると思われまます。要するに、JOC は GARP の sub-programm として気団変質の研究を行なおうとする日本側の提案を是認し、

この計画を実行するための詳細案が提出されることを興味を持って期待しています。

JOC はまた COSPAR working Group 6 からの日本に昼夜の雲の像を得ることができ、同時に FGGE のための資料収集に利用できる静止衛星を完成させる計画のあることがのべられている報告を非常に興味を持って聞きました。われわれは1976年がその衛星を打ち上げる時期に予定されていると理解しました。JOC はそのような計画の促進を強く激励したいと思います。なぜなら、アジアの経度での静止衛星は FGGE において要求されている衛星による全地球的観測網を完成させることになるからです。静止衛星観測網の完成は GARP 報告第 3 号あるいは、ブリュッセルでの1970年4月の GARP 国際計画会議 (International Planning Conference on GARP) において議論されたように、JOC が現在 1976 年中に開始するよう勧告している FGGE の遂行の時期を決定する重要な要素の一つであります。

日本が GARP の要求に合致させようと努力していると好意的に受け取られているのを耳にしたのは非常に喜ばしいことです。そして、JOC があなたがたの計画について知った時と同じ感激を世界中の同僚がこの計画について知った時に感じることは間違いありません。

シンポジウム「日本の AMTEX (GARP) 計画」

日 時 9月3日(金) 13時

場 所 気 象 庁

座 長 曲田 光夫 相原 正彦

話題提供者

1. 境界層過程の役割
2. 積雲の観測
3. 積雲対流について
4. 中規模擾乱に関する問題点
5. 放射の観測計画

竹田 厚	光田 寧
武田 喬男	藤原 美幸
浅井 富雄	
二宮 悦三	新田 尚
嘉納 宗靖	田中 正之