

大陸周辺における気団変質の研究計画* (第2次案 1970年9月)

GARP 国内委員会**

この計画案は、GARP 国内委員会（学術会議地球物理学研究連絡委員会内に設置されている大気科学小委員会）が ICSU/WMO 合同 GARP 立案会議に提案した「大陸周辺における気団変質の特別観測」の基本方針を与えるために作製されたものである。

上記の GARP 立案会議***は1970年3月16日から20日にかけてベルギーのブラッセルで開かれた（日本からは山本義一委員長出席）。その主目的は、JOC（合同 GARP 組織委員会）で立案された1973年あるいは1974年度の大西洋における Tropical Experiment と 1975/76年度の First GARP Global Experiment (FGGE) の実施について政府間レベルで討論し、実施計画を作製する事であったが、さらに会議の参加国から（日本からの上記観測計画を含めて）GARP の sub-programme として次の四つが提案された。

- a) 大気の準2年周期の原因を追求するために、ある子午面に沿ってロケット観測を行ない、大気の垂直構造を解明する。
- b) 極地域のエネルギーの出入りの定量的データを得るための polar experiment.
- c) モンスーン地域の特別観測。
- d) 大陸周辺における気団変質の特別観測。

立案会議は、かかる観測的研究が大気大循環の理解に重要である事を認め、JOC がこれらを吟味して、GARP 全体計画のなかでの優先順位を示すよう勧告した。

上述の経過に対処するため、GARP 国内委員会は1970年6月20日の第31回会合において、作業委員会をつくり、日本からの提案（d）の肉付けを行なう事となった。GARP 計画の目的が、「大気大循環の機構を明らかにし、長期予報の物理的・数学的基礎を發展させる」事であることをふまえて、作業委員会のメンバーも主として大循環や数値予報に関係をもつ研究者により構成し、この研究観測の GARP における位置づけ、要請される観測及びそれと並行して行なわなければならない理論的基礎的研究についての討論が数回にわたり行なわれ、8月上旬第1次案が作製された。第1次案は、8月中旬に開かれた WMO/CAS の会議（清水逸郎気象庁高層課長出席）に提出され、その議事録に採択された。さらにこれに修正を加え、9月中旬に出来たのがここにのせられている第2次案である（§ 5, § 7 が第1次案にはない）。この英文は JOC 及びその委員に9月下旬に送付された。JOC の委員長である Bolin 氏から、個人としてこの計画案に賛同を示し、出来るだけの支持を惜しまないむねの私信が、岸保勘三郎氏あてにとどいている事を付記しておく。

以上が計画案作製までの経過であるが、構成メンバーからくる偏りや盲点が多くあると考えられるので、今後不備な点を修正してゆく事になっている。日本における GARP 計画及びその一環である特別研究観測を成功させるためには、各分野の研究者の意欲ある参加が必要であり、計画案もそれを助長するものでなければならない。GARP に興味を持つ研究者から、下記第2次案についての批判や comments が、どしどし寄せられる事を希望し、それにより満足のとより良い案になる事を期待している。

* Studies of Air-mass Transformations over the Sea Adjacent to Continents

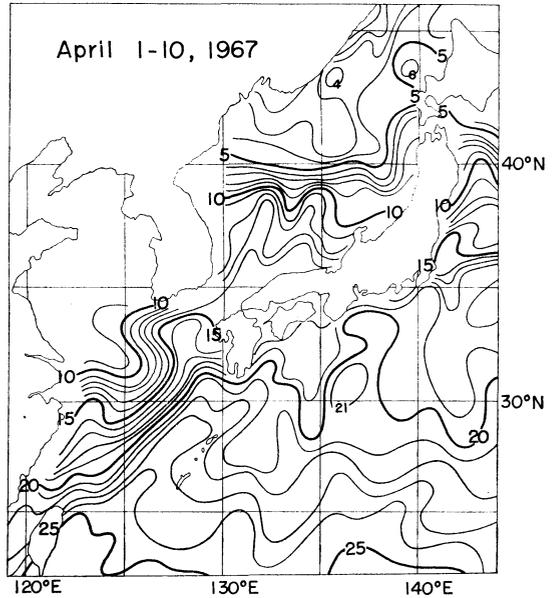
** Japan National Committee for GARP

*** 小倉義光: GARP 立案会議報告, 天気, 17, (1970), 389-391.

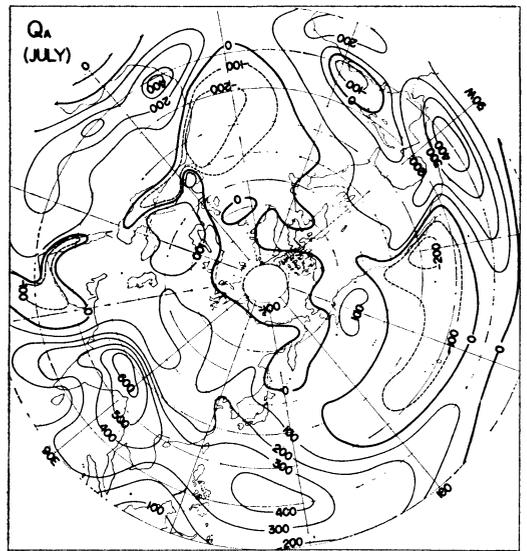
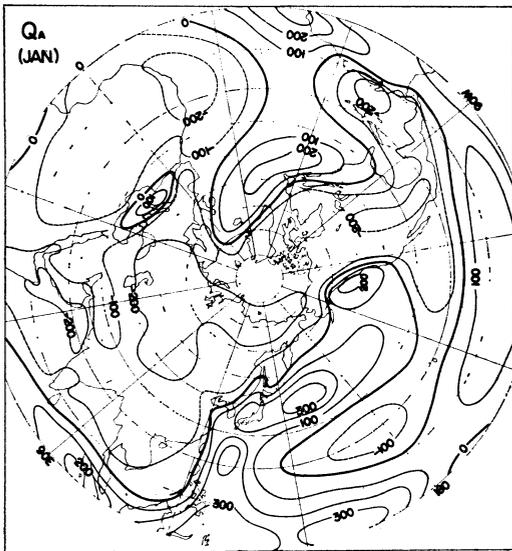
1. まえがき

北半球の大陸東海岸沖には一般に強い暖流が流れ、水温の水平傾度もまた非常に強い（特に東支那海や日本海では $5^{\circ}\text{C}/100\text{km}$ にも達する。第1図）。冬季には、乾冷な気団が大陸からこの暖流上に流出し、多量の顕熱と潜熱が海洋から補給され、強い気団変質を生ずる。熱収支量の南北分布に2次的な熱源が中緯度に現われる主な原因は、上述の強い熱的な海空相互作用による（第2図）。一方、2月から4月にかけて、この領域では、 1000km のスケールの小低気圧の発生がしばしばおこり、時には、それは強い低気圧にまで発達する。それは前線上の波動として発生する場合もあるし、また高気圧圏内に単独の小低気圧として出現する時もある。この領域での2月から3月にかけての特別観測を通じて、海洋から大気へのエネルギーの輸送の定量化、接地層からエクマン層を通じて、熱エネルギーおよび運動量が自由大気にどのように輸送され、さらに、それがどのように中間規模や大規模の運動と関連をもつかを知ることは非常に重要である。そして、このようなエネルギー輸送の過程において、積雲対流が果たす役割を明らかにすることは興味がある。熱帯において、積雲活動に関連してエクマン層の重要性、組織化された積雲のアンサンブルである cloud cluster の役割が興味を引き Tropical Experiment の主対象となっているが、果して中緯度の気団変質や小低気圧の発生に対して同様なことがいえるかどうか明白でなく、解決する必要がある。また、中緯度の積雲対流活動

のパラメタリゼーションにおいて真鍋と Smagorinsky (1967) により用いられた convective adjustment の方式と Charney and Eliassen (1964) や大山 (1969) により提唱された CISK、あるいは他の方式を考えねばならぬかを知ることは、大気大循環モデルの改良や中高緯度



第1図 南西諸島周辺の春季の表面海水温の分布の一例。1967年4月1日-10日の旬日平均（気象庁）。



第2図 北半球対流圏における冷熱源のノルマル分布。1月と7月。単位は $\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 。

の数値予報の改善のため是非必要である。Tropical Experiment が低緯度のエネルギーの流れの形態を知り、その中での積雲対流の役割を解明することを目的とするのに対し、この気団変質の特別観測は、中緯度でのエネルギー流の機構と積雲対流の役割の解明に焦点をおくもので、普遍的に重要な意味をもっている。

2. 大気中の擾乱のスケールの分類

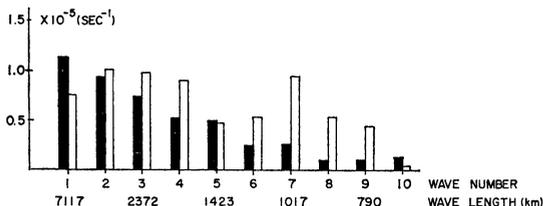
大気中で観測される擾乱は水平スケールによって次のように分類することができる。

A. Large Scale の擾乱

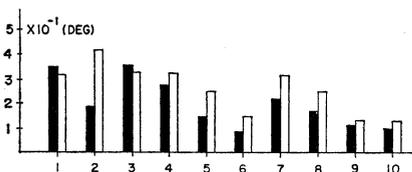
3000km またはそれ以上の波長をもち、われわれが中緯度大気中でもっともよく観測する擾乱である。この擾乱に対しては、一般に地衡風バランスと静力学平衡の関係がよい精度で成立し、擾乱の構造や発達 の機構は、従来の傾圧不安定の理論によって、説明づけることができる。

B. Medium Scale の擾乱

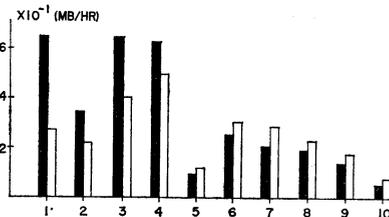
このスケールの現象は 1,000km 近傍の波長をもち、大気の中層以下にバロクリニックな擾乱と類似の主要な構造をもち cyclone-family、時には孤立した低気圧として観測される擾乱である。スケール解析によると静力学平衡は成立するものと仮定できるが、擾乱の性質をより正確に記述するためには地衡風バランスの制限をとり除くことが望ましい。この種の擾乱は、特定の large



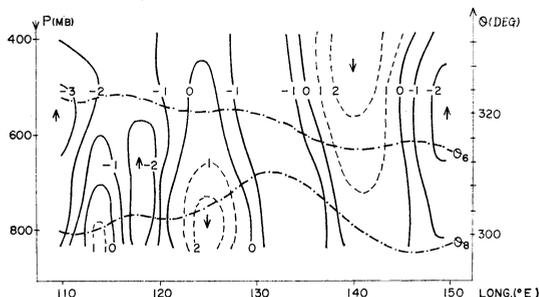
第3図 30°N, 100°E~180°E での相対うず度のスペクトル分析。黒棒は 500mb, 白棒は 850mb に対応する。



第4図 30°N, 100°E~180°E での飽差 (T-Td) のスペクトル分析。黒棒は 500mb, 白棒は 850mb に対応する。



第5図 30°N, 100°E~180°E での ω のスペクトル分析。黒棒は 600mb, 白棒は 800mb に対応する。横軸は波数。

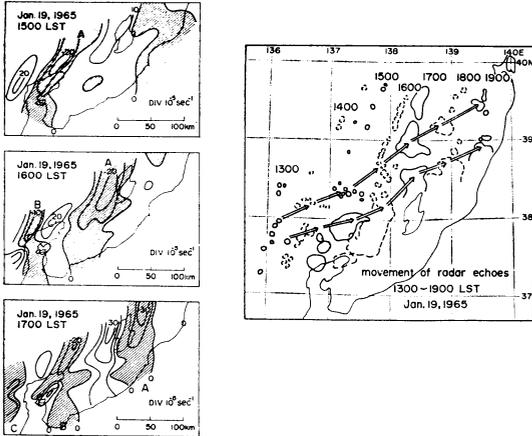


第6図 30°N にそ、 ω と温位の断面図。実線は上昇域、破線は下降域を示し、単位は 10^{-1} mb/hr である。鎖線は特定の等圧面上での温位を示す。

scale の状況の下で発生するとともに、一方では多くの場合、豪雨をともなうことが観測されており、より小さなスケールの現象にも関連していることが暗示される。ひとつの実例として、1968年5月6日12Zの東経100度から東経180度までの、それぞれ500mb, 850mbの渦度(第3図)、と飽差(第4図)、および600mbと800mbの上昇気流(第5図)の北緯30度圏に沿う波数解析の結果を示す。以上すべて吉田(1970)により求められたものである。これらの図によって相対的に短い波長の擾乱(1,000km近傍)は下層において卓越し、上昇気流や水蒸気については中層以上にpenetrateしていることがわかる。なおこのときの30度圏に沿っての上昇気流と温位の分布は(第6図)大まかにみて、この種の擾乱が有効ポテンシャル・エネルギーからの補給によって維持されていることが理解される。

C. 中規模擾乱(メソスケール)

ここでは、中規模擾乱を水平スケールが数10軒から300kmである擾乱と定義する。南西諸島域における中規模擾乱についてのわれわれの知識は十分ではないが、日本附近における解析的事実をもって(松本・二宮・秋



第7図 地表でのメソ・スケールの収束場とその移動（左図）とレーダにより観測されたメソ・スケールの積雲対流域の移動（右図）。左図の陰影部は収束域を示す。

山, 1967) 補うなら, おおむね下記の現象論的記述は可能である。

(a) このスケールの現象は, 発達した積雲対流のグループとして, レーダ観測から明瞭に認められる。

(b) 降水の時間変動あるいは水平分布からも, このスケールの存在が認められる。

(c) この積雲対流の群あるいは, 中規模降水域は下層の大きな収束 ($10^{-4} \sim 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$) にもなわれている (第7図)。

(d) しかしながら, これにともなう気圧変動は小さく (たかだか 2 mb), 偏差値の解析を行なわないかぎり, A または B の場にマスクされて解析しがたい。この様に現象的にはこの種の擾乱の存在は認められるが, 「三次元的構造が明確でなく, したがって, エネルギー的な構造が不明であり, また, その安定度の理論 (発達メカニズム) にも関係した意味でスケールの物理的裏づけがなされていない。」など, 理論的な理解は不十分である。

D. 積雲対流 (1 km~10km)

このスケールの現象は観測的にも理論的にも, かなり明確である。そのスケールは, いわゆる晴天積雲の数百 100m のものから, 積乱雲の 10km におよぶ。C のスケールに関してのべたように, 積雲対流はしばしばメソスケールの群に, organize されていることは (クラスターと呼ばれる場合もある), 重要な事実である。

3. 各スケールの擾乱の間の相互作用

(1) スケール A とスケール B

スケール A はバロクリニックな擾乱として今まで取扱われてきた。しかし, スケール B, もしくはそれ以下のスケール C および D を無視して扱うことは, 単に数学的な truncation の問題としてではなく, 物理過程の問題として, 改めて考えられるようになってきた。1970年5月 Oslo で開催された数値実験の研究会議でも, 100—1,000km のスケールの擾乱をくみ入れたシノプチック・スケールの予報実験はこれからの重要な研究課題として, 勧告が行なわれている。真鍋 (1970), 都田 (1970) および笠原 (1970) の最近の大循環の数値シミュレーションでは, 格子間隔 ΔS を 500km から 100km の大きさに縮小すると, 単にシノプチック・スケールの擾乱の予報の改良がなされるだけでなく, 超長波 (planetary wave) も改善されることを示している。大陸と海洋との温度差により, スケール B の擾乱が卓越するであろうと考えられるアジア大陸周辺では, このような考慮は特に大切なことのように思われる。現在行なわれている気象庁の数値予報 (36時間予報) では $\Delta S = 300\text{km}$ を用いているが, スケール B の擾乱をくみ入れるには, 格子間隔が大きすぎると思われる。問題は ΔS を小さくすることによって, 機械的に予報の改善が行なわれるだろうか? ということである。

(2) B, C および D の相互作用

積雲対流の他スケールに対する作用は, 顕熱と水蒸気の垂直輸送, 凝結熱の配分, および運動量の垂直輸送などを通じて行なわれる (松本・二宮, 1969)。他方, B または C のスケールの擾乱にともなう水蒸気の収束が, 積雲対流の発達を規定することは, 理論的にも知られている。(Asai and Kasahara, 1967) また積雲群がメソ・スケールの群に組織化されていることも観測的事実である。しかしながら, これらの3種類のスケールの現象間の相互作用の過程のどの部分が, 最も本質的に重要であるかは明らかでない。

(3) 上述したように, B, C および D の間の相互作用は, 現象的には明らかなように思われる。しかしながら, ある目的のためには A (または B) と C の相互作用を直接的に結びつけることが必要でもある。たとえば大規模モデルにおける Convective adjustment あるいは台風モデルの CISK の方法などは, A あるいは B の現象と D の相互作用を直接的に結びつけた試みであり, 現在, 成功をみせている。しかしこれらの結果は, 相互作用

用の過程におけるCの役割の小さなことを示すものか、あるいは、Cの役割を直接表現することなしに成功したとみるべきかは、さらに考察を必要とするであろう。

4. 問題点

(1) スケールAとスケールB

スケールAを俗にいう傾圧大気の *longe wave* という立場から考えれば、その特性は

$$R_i R_o \sim 1$$

で表現される。ここに R_i , R_o は、それぞれリチャードソン数および熱的ロスビー数である。スケールBについては、どのように考えるべきであろうか。ここでは便宜的に二つの考えをのべてみたい。

(a) 傾圧波としてのスケールBの擾乱

この考えは、岸保(1970)によれば次のようにいえる。

$$R_i \sim 1, R_o \leq 1$$

即ち、リチャードソン数が自由大気中の $R_i \approx 50 \sim 100$ にくらべ、1桁小さくなって、 $R_i \sim 1$ である事が特徴である。*long wave* の $R_i R_o \sim 1$ の条件はスケールBにも成り立っており、その意味では、傾圧大気の特長……有効位置エネルギー→運動エネルギー……を保持している。ここで注目したいことは、 $R_i \sim 1$ ということである。湿潤モデルでは

$$R_i = g \frac{\partial}{\partial z} \ln \theta_e / \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2$$

(\bar{u} : 一般流, θ_e : 相当温位)

であり、 $R_i \sim 1$ ということは、大気下層の現象として理解するのが、妥当であろう。岸保の理論を拡張した時岡(1970)の結果によれば、スケールBでは R_i , R_o だけがパラメーターでなく、 $S = g \frac{\partial}{\partial z} \ln \theta_e$, $A = \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$, R_{ox} および R_{oy} がパラメーターとなっている。ここで、 R_{oz} および R_{oy} は x および y 方向の熱的ロスビー数である。傾圧不安定の増巾率が一番大きくなる波長 L_c は、 S を固定したとき R_i の減少と共に L_c は増大し、また、 A を固定したとき R_i の減少と共に L_c は減少するという特性をもっている。以上のように、傾圧波としてスケールBを考える立場に対し、次の立場もある。

(b) shearing instability としてのスケールBの擾乱

この問題に関しては、1930年代までは Solberg, Hoiland などによって代表され、数多くの研究が行なわれたが、現在の新しい立場で、もう一度問題点を再整理する必要があらう。

以上のような考えを進める上で、スケールCもしく

は、Dスケールによる運動量、顕熱の上下輸送のことをなんらかの形でとりいれることは、新しい理論的展望を切り開く上で、大切な問題となってくるであろう。

(2) スケールCとDの相互作用に関する問題点

(a) まず積雲グループの特性を明らかにするため、Cに対応する領域内の積雲のスペクトラムを明らかにし、積雲のスケールに対応する上昇域の面積 δ , 上昇速度 w および、雲の内外の温度差 ΔT などを調べ、それらの代表的数値から、面積平均した顕熱の対流輸送 $\overline{w'T'} = \delta_a w_a \Delta T_a$ を求め得るか否かを明らかにする必要がある。

(b) また、この積雲グループの特性、または、対流輸送量をコントロールするであろう収束、あるいは水蒸気の収束の垂直分布をメソ・スケールの領域 (100km × 100km) について観測する必要がある。南西太平洋の clond cluster について Williams (1970) が収束場の数値解析を行ない、CISK モデルを支持するよう見える収束の垂直分布を得ている。

(3) スケールCの擾乱に関する問題点

(a) この擾乱の発生、消滅の過程はシノプチックにさえも十分に記述されていない。特にスケールBの擾乱との関連が極めて不明瞭である。

(b) その三次元的構造が、解析されておらず、したがってそのエネルギー・サイクルの過程がわかっていない。

(c) この擾乱の発達に関してのスケールDの役割が不明である。

5. 境界層の問題

planetary boundary layer を大気エネルギー循環の立場から見ると、その役割は基本的に重要である。すなわち、大気中への熱エネルギーの供給は主として大気-地球表面間の交換過程を通じてなされ、また大気の運動エネルギーの消費の過半数は境界層中での摩擦によって行なわれる。そのため、大規模な運動を記述するための数値モデルにも、当然、境界層のエネルギー輸送の効果を導入することが要求される。これに答えるため、境界層を通じての運動量と熱の垂直輸送過程の解明とシノプチック・スケールでの観測可能量により、それらを表現し得る方式を見出すことが望まれる。

planetary boundary layer は一般に地表から 50~100 m までの接地層 (surface boundary layer) とその上のエクマン層 (Ekman layer) にわかたれる。このように分けて議論することにより、問題をより明らかにし得

る。

(1) 接地層

接地層では、フラックス一定の仮定と Monin-Obukhov の相似則がよい近似で適用し得ることと膨大な観測の存在とにより、その構造や乱流交換の特性の主要部分は既に解明されているように見える。ところで、数値モデルに接地層での運動量や熱の交換過程を導入するためには、細かい垂直構造を無視した、いわゆる Bulk method を用いざるを得ない。この方式は、海面の温度、海面近くの空気の温度、湿度および風速で表現されるが、その中に含まれる輸送係数が正確に与えられなければならない。その決定に関して次のごとき問題がある。

(i) 局所的に求められた輸送係数を広域の計算にそのまま適用できるかどうか。

(ii) 適用できるとすれば、今までに得られている非常にばらついた測定値のどれを用いるのが妥当であるか。

(iii) 安定度による効果を含めた表現式はどうか。この場合、安定度はシノプチック・スケールで観測される量で表現されねばならない。

(iv) 風速及び波の効果はどうか。

1 期間の特別観測から、以上のすべてを解決することは不可能に近いし、またあえてこの期間に限る必要がない問題がある。本計画期間に於ては、一つか二つの問題に焦点をしばるのが有効であろう。

なお、境界層での熱交換において、放射過程の効果は正当な検証なしに無視されている。その役割を理論的あるいは観測により再検討することが必要である。

(2) エクマン層

この層での垂直交換の実体は殆んどわかっていない。理論的な試みは種々なされているが、それを実証するにたえる観測がない。観測の困難性がこの分野の研究の進歩を阻止していることは明らかである。接地層で有効であった相似則の適用や外部因子（地表の粗度係数、地表ロスビー数および安定度）によってエクマン層の構造を普遍的に記述しようとする努力があるが、熱的構造やその垂直輸送にまで適用し得る段階に至っていない。

現象的にみて、上部エクマン層から自由大気への熱輸送は主に積雲対流活動によりなされる。下部エクマン層では、しばしば、熱の counter gradient の流れが観測される。また飛行機観測による温度変動の記録によれば、平均のまわりの変動は対称でなく、高温側への狭い

が大きい偏倚が認められる。上述のことは、エクマン層中の交換過程（特に熱）の取扱いには、三次元乱流過程のほかに対流効果（hot bubble による overshooting）を含めるべきことを示唆しているようにみえる。

上述の観点から、エクマン層に関しては、垂直輸送量とその垂直分布が得られる観測が特に必要である。かかる観測資料の集積は、エクマン層の熱輸送のパラメタリゼーションを可能にさせ、また理論的發展の基盤を与えることとなる。また、気団変質の際、雲列が出現するのが通常である。一方、理論的研究から、ロール雲とエクマン層の不安定度の間に密接な関係があることが示されている（例えば、Faller (1965), Lilly(1966)）。この不安定はレイノルズ数で規正されるが、この値は、上述のごとき観測から垂直ろず交換係数が得られれば求め得る。すなわち、かかる観測により、スケール C の発生についての一つの情報が与えられる可能性がある。

6. 必要な基礎的研究

以上のべたことから、本観測に先立ち次のごとき基礎的研究を行ない、観測の焦点を明確にする必要があり、またそのための観測手法を開発することは当然必要である。

(1) medium スケール B の構造を現存する資料を用いて、より明らかにする必要がある。そのためには、時系列の Co-spectrum analysis の手法は有望である。

(2) 気団変質の卓越する領域で格子間隔を短かくし、既存の積雲対流のパラメタリゼーションを用いた数値予報を行ない、その結果により、現在スケール B をうまく予報できないのは、単に、格子間隔の大小による機械的なものであるか、物理的過程の不足によるのかを明白にする。

(3) 観測結果を理解し、シミュレートするために、気団変質に焦点を置く、力学モデルを準備する必要がある。

(4) 大陸東海岸沖を対象として、レーダー資料を解析して、スケール C の擾乱の形態をより明らかにする。

(5) スケール C と D との相互作用の観測のための基礎的指針を与えるための積雲グループを対象とした、数値実験を行なう必要がある。

(6) 気団変質の観測計画に寄与し、さらにその観測結果を活用するために、大循環の数値モデルを用意する必要がある。

(7) 境界層に関連して次のことが望まれる。

(a) エクマン層中の熱および運動量の垂直輸送の新

らしい観点からの理論的研究の推進、およびそれらを繋留気球や航空機を用いて測定する安定な方式の開発。

(b) 海空相互作用の観測のために要求される既存の技術の改良が先ず望ましいが、更に新しい観測技術の開発が必要である。

(c) (3) で要請された力学モデルによる数値実験を通じて、輸送係数の変化の影響度を検討する事は有用である。この研究は輸送係数の評価に要求される精度を明らかにし、観測手法の指針を与え得る。

(d) 接地層の垂直交換の議論において、放射伝達過程はほとんどの場合無視されている。この当否を constant flux の仮定との関連において再検討する研究を推進する必要がある。

7. 必要な研究観測

この報告で把握した問題点の解明のためには、前章でのべた基礎的研究とともに総合的な研究観測の実施が必要である。研究観測の焦点は、今後の諸研究の発展により、当然変化するであろうし、また明確にされてゆくであろうが、現時点において下記のごとき総合的観測が必要である。

(1) スケールAに関して

スケールAそれ自身については、ルーチン観測網の資料で十分であろう。しかし、スケールAと他の擾乱の相互作用が重要問題であるから、以下の項でのべるより短かいスケールに関する観測も、スケールAの問題と独立であってはならないことを強調したい。

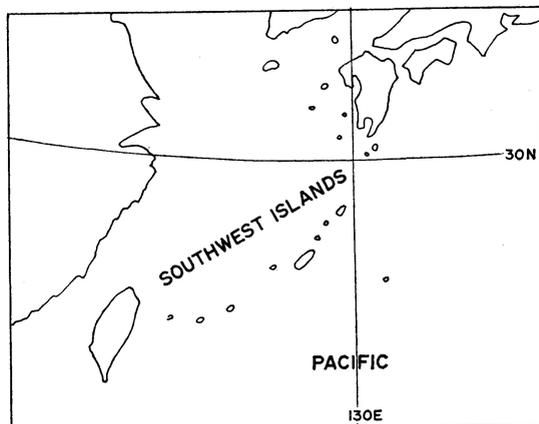
(2) スケールBに対して

数値シミュレーションの結果および力学モデルに含まれる物理的仮定の妥当性を検証するため、あるいはその実際の気象現象の物理過程をより明確に理解するためにも、この擾乱を分解するに足る、少なくとも300~200km、6~3時間間隔の高層観測が必要である。さらにより密な地上観測網（船舶および島嶼）の展開が不可欠である。

観測実施区域は、海面からの熱補給を問題にしていることから、広い海域にわたっての補給量の分布を求め得る観測が必要である。なお、積雲対流との相互作用の観点から、レーダー、気象衛星（雲および放射）、航空機（ドロップゾンデ、放射温度計）などの観測が必要である。

(3) スケールCに関して

スケールCを分解するためには、100~50kmの間隔、



第8図 研究観測が計画されている南西諸島の配置

3時間以下の時間間隔の観測が必要である。さらに20km程度の地上観測点の展開が望ましい。特に問題とされるのは、スケールCの現象が連続的にスケールDと関連している点である。したがって、メソ・スケール領域の水蒸気フラックスの水平収束と、その領域内部の積雲の諸要素を同時に観測する必要があり、そのため航空機、レーダー、ドプラ・レーダーによる雲の分布、雲のsize distribution、上昇流の測定が必要である。さらに(5)でのべる境界層中における熱の輸送過程に焦点をおいた観測が同時に行なわれることが必要である。

(4) スケールDに関して

スケールDの現象、すなわち個々の積雲対流を対象とする時、その物理的 factor、たとえば上昇流、上昇域の比率、excess temperature, excess mixing ratio の観測が基本的であるが、これらによって得られる対流輸送の特性を、他のスケール（A、BおよびC）および海面からの補給量をパラメーターとして補足することが必要である。

(5) 境界層について

繋留気球、航空機あるいは新しい方式でもって、特にエクマン層の垂直うず輸送に焦点をおいた観測が必要である。この際、もちろん、その連続性のため、海面からの補給量を正確に知る必要があり、このため種々の既存の方式を用いて接地層の観測を行なう事が要求される。すなわち境界層を通じてのエネルギー輸送の実体を総合的に把握する事を目的とした観測が望まれる。かかる観測は(3)のスケールCとの関連において行なわれるのが最も有効であろう。

(6) 気象衛星資料

きたるべき Global Experiment において気象衛星の利用はかくべからざる役割を果たすこととなろう。本計画期間中にわれわれは可能なかぎりの気象衛星資料入手し、解析の手法を発展し、この観測の効果を増加せしむると同時に引きつづく GARP 計画における気象衛星活用の足がかりをつくらなければならない。

(7) 観測期間について

観測の期間は、各種擾乱の最も発達し、気団の変質も大きい冬期から春期が最適である。スケール B, C の現象は large scale の運動場によって支配される。large scale A の時間スケールは約1週間と考えられるので、少なくとも4週間についての観測が必要である。したがって約3カ月間の観測予定期間を設定し、そのうちの約4週間について総合観測を実施する必要がある。なお、スケール B に対応する観測網は比較的広く展開し、そのうちの適当な小区域を設定しスケール C に重点をおいた観測を行なうのが有効である。

8. まとめ

上記の結論は GARP 国内委員会内につくられた作業委員会*の討論をもとにして作製されたものである。その結論を実現するためには、第6章でのべたごとき基礎的研究を背景に、できうる限り、内外の研究者との協力のもとに、綿密な観測計画がつけられるべきである。上記の総合観測計画として、1974年の始めの約3カ月間にわたり、南西諸島(第8図)を中心に実施することが望ましいと、GARP 国内委員会は考える。1973年には熱帯大西洋で Tropical Experiment の実施が計画されているが、2次的熱源の生成に重要な役割を果たす、中緯度の大陸周辺の海洋上における気団変質の観測は、Tropical Experiment の観測結果と補強しあって、きたるべき Global Experiment 計画に対し、多大の貢献をなすものと考ええる。

引用文献

Asai, T. and A. Kasahara, 1970: A theoretical study of the compensating downward motions

* (気象研究所) 片山 昭, 二宮洗三, 相原正彦, 菊池幸雄
(気象庁) 窪田正八, 吉田泰治, 岡村 存
(東京大学) 岸保勘三郎, 時岡達志
(京都大学) 浅井富雄

associated with cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 487-496.

Charney, J. and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-79.

Faller, A. J., 1965: Large eddies in the atmospheric boundary layer and their possible role in the formation of cloud rows. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 176-184.

Gambo, T., 1970: The characteristic feature of medium scale disturbances in the atmosphere I. *J. Met. Soc. Japan*, **48**, No. 3.

———, 1970: The characteristic feature of medium scale disturbances in the atmosphere II. *J. Met. Soc. Japan*, **48**, No. 4.

Katayama, A., 1964: The heat balance of the troposphere over the northern hemisphere. 111pp. (Ph. D. thesis).

Lilly, D.K., 1966: On the instability of Ekman boundary flow. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 481-494.

Manabe, S. and J. Smagorinsky, 1967: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 4, 155-169.

Manabe, S., J. Smagorinsky, J. L. Holloway and H. M. Stone, 1970: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle III. *Mon. Weath. Rev.*, **98**, 3, 175-213.

Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field. *J. Met. Soc. Japan*, **45**, 292-305.

Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1969: On the role of convective momentum exchange in the mesoscale gravity wave. *J. Met. Soc. Japan*, **47**, 75-85.

Ooyama, K., 1963: A dynamical model for the study of tropical cyclone development. Paper presented at 3rd Tech. Conf. on Hurricane and Trop. Meteor. Mexico City, 1963.

Tokioka, T., 1970: Non-geostrophic and non-hydrostatic stability of a baroclinic fluid. to be published in *J. Met. Soc. Japan*, **48**, 6.

Williams, K.T., 1970: A statistical analysis of satellite-observed trade wind cloud clusters in the western north Pacific. *Atmos. Sci. Paper No. 161*, Colorado State Univ., 80pp.

Yoshida, T., 1970: Unpublished