

第4回 MONEX 研究会の報告*

日本学術会議国際協力事業特別委員会
WCRP 分科会**・MONEX 研究連絡会***

1. はしがき

1981年9月7～8日の2日間にわたり、東京大学海洋研究所で MONEX 研究会が開催された。我が国における MONEX 参加研究者やモンスーンに関心のある研究者が1978年以来実施している研究会で、今年は第4年度で最終年度にあたる。岸保勘三郎 MONEX 研究連絡会会長の挨拶の後、浅井富雄幹事が1980年12月以降の経過を報告した。引き続いて17篇の研究報告がなされた。それらの概要は以下にとりまとめられている。

2. 経過報告

我が国の MONEX 特別観測資料は1980年末にその整理を終え、1981年3月にその最終版が MONEX/FGGE Data Report (331頁)として出版された。1981年4月学術会議の GARP 分科会は解消し、新しく WCRP 分科会が発足したが、GARP 関係の仕事は新しい分科会に引きつがれることになった。我が国の国際共同事業としての MONEX は本年度で終了するので、研究は今後も続けられるであろうが、本年度中にこれまでの成果をとりまとめることになっている。浅井幹事が編集を担当する。

国際的には、1981年1月 Tallahassee で International Conference on Early Results of FGGE and Large Scale Aspects of the Monsoon Experiments が開催され、日本からは新田 勲氏が出席した。各国から百数十名が参加し、約100編の論文が発表された。その要旨集は Condensed Papers and Meeting Report として出版

された。本年10月26～30日、インドネシアの Denpasar で International Conference on Scientific Results on MONEX、ひきつづいて11月2～6日に MONEX Review Meeting が開催されることになっている。提出論文数は150編、我が国からも8名が参加する見込みである。

3. 研究報告

(1) 新田 勲 (東大理): 夏のモンスーン時におけるチベット高原上の熱源の決定

夏季モンスーン実験計画期間中の1979年6月28日から7月5日までの高層データを用いて、チベット高原上の熱源の計算を行なった。チベット高原を取り囲む $5 \times 10^6 \text{ km}^2$ の面積を持つ領域における平均の水平発散、上昇流、熱源を計算した。

対流圏下層に約 $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の収束、上層に約 $4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の発散があり、 3 mb hour^{-1} の上昇流が存在する。450 mb 付近に最大 $5^\circ \text{C day}^{-1}$ の値を持つ加熱率がある。地上から100 mb まで積分した全体の加熱率は $450 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ となり、この値はこれまで主に地上観測データをもとに得られていた加熱率に比べ約 $100 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 大きい。

次にインド大陸上でも熱収支の計算を行ない、チベット高原上の結果と比較した。チベット高原上で上昇流があったのに対し、インド大陸上では弱い下降流が存在している。また熱源の値は小さく、この時期インド大陸上では積雲活動が弱まっていたことを示唆している。

同様な計算を海拔3000 mを越えるチベット高原東部の小さな5角形領域で行なった。300 mb より下層に収束、上層に発散があり、強い上昇流が存在する。上昇流に大きな振巾の日変化があり、00 GMT (~06 LMT) よりも12 GMT (~18 LMT) の時に強い上昇流が現わ

* A report of the Fourth Study Conference on MONEX in Japan. Tokyo, 7-8 September 1981.

** Japanese National Committee for WCRP.

*** Japanese National Committee for MONEX.

れる。

(2) 村上勝人 (気研台風) : 冬および夏の MONEX 期間中における大規模積雲活動の日変化

静止衛星 GMS により観測された赤外放射資料を用いて、大規模積雲活動の日変化を冬季 (1978年12月~1979年1月) と夏季 (1979年7~8月) について解析した。積雲活動の大規模な様相を知るために、まず観測された赤外放射資料を緯度・経度各1度毎のメッシュについて編集し、各メッシュについて積雲群の強度示数を定義した。日変化の振巾および位相はこの強度示数を用いて解析され、振巾分布については夏と冬で明瞭な差異が見られることが明らかとなった。即ち冬期においては主要な振巾はインドネシア諸島からニューギニアにかけての所謂 "maritime continent" およびオーストラリア北端部にあらわれるのに対し、夏期においてはチベット高原の南部に特に強い振巾が見られるのが特徴である。

日変化の位相については、強度示数の時間変化を各メッシュでのローカルタイムに基づいて編成し、解析した。その結果、積雲活動の日変化は夏・冬を通して陸上部と海洋部での対照をみせることが分った。大陸上および大規模な島の上では積雲活動は午後遅く、ローカルタイムで15時から18時にかけて最大となるが、海洋上ではこれとは逆に早朝6時から9時にかけて最大の活動度を示す。

(3) 安成哲三 (京大東南アジア研究センター) : 南西モンスーンの長周期変動に対する南半球循環の影響

夏季南西モンスーンにともなう雲量変動には、インド周辺を中心に30~40日程度の長周期変動が卓越していること (Yasunari, 1979, 1980), そしてこの周期性は他の気象要素 (高度, 風, 気温等) にもはっきりと認められ、モンスーン循環系全体の変動として現われていること (Yasunari, 1981) はすでに報告した。また、この変動は南半球循環の変動とリンクしている可能性も指摘したが、資料の制約上じゅう分な解析には至っていない。

今回は、MONEX '79 の Quick Look Data を用いて、より詳しい解析を試みる。主として地上気圧について、南北両半球にまたがる緯度-時間断面を調べ、モンスーンの大きな active/break サイクルと、南半球循環、とくにマダガスカル高気圧の強弱との関連を吟味する。

(4) 吉野正敏・田中 実 (筑波大地球科学) : アジア、オーストラリア地域における冬と夏のモンスーンの変動

アジア・オーストラリア地域において、冬と夏におけるモンスーンの変動の総観的な研究を進めている。これまでに1961年から1979年までの資料が解析され、主として850 mb 面及び150 mb 面を中心としてモンスーンの変動を解析した。これまでの結果によると、冬季モンスーンは Walker Circulation によって変動していることが分かった。冬季モンスーンはこの循環が強く、ペルー沖の水温が低い年に強くなっている。

夏のモンスーンの変動は、北半球の中緯度偏西風や台風などの強い影響を受けていることがわかった。ユーラシア大陸で偏西風が東西流となり、台風が沖縄付近でゆっくりと北上するとモンスーンが活発となる。しかしカスピ海付近でブロッキング高気圧が出現するとモンスーンは弱くなる。また毎年のモンスーンの持続性についても観測されている30日から40日のモンスーンの変動との関係を中心として研究を進めている。

MONEX 年の冬と夏のモンスーンを最近 (1961年から1978年) のモンスーンと比較した。冬のモンスーンは弱く、5°S 付近に1本の ITCZ が観測された。この弱いモンスーンは1978年に最も弱まった Walker circulation の一部であり、これが MONEX 年の冬も弱かった。またシベリアからの寒気の吹き出しは弱く、日本は暖冬であった。

夏のモンスーン (6~9月) も7月を除き弱かった。インドのガンジス川付近と中部タイでは干バツが観測されアジアの多くの地域でも降水量は平年より少なかった。

(5) 吉野正敏 (筑波大地球科学) : モンスーン循環の年々変動とそれが東アジアの気候異常に及ぼす影響

モンスーン循環の年々変動が東アジアの気候異常にどのように影響するかについて、次の通りの研究を行った。使用したデータは、1951~1970年の毎年である。(i) ケッペンの気候を中国100地点、朝鮮半島8地点、日本および南方海上16地点について求め、その分布図を作った。その結果、非常に湿潤な年 (例えば1954年, 1957年) と乾燥した年 (例えば1965年) のように明らかな差がある。(ii) ソーンスウェイトの水収支の計算法を毎

年毎月の値に適用し、中国を含む東アジア51地点について水不足量(d)を求めた。その結果、分布はI, II, IIIの3つの型に大別される。しかも40~60°N, 90~170°Eの5日平均帯状指数の平均を求めると、I型のときは-23.6m, II型のとき+25.2m, III型のとき+9.3mで、明らかな差がある。(iii)6月+7月の降水量偏差, 1月+2月の気温偏差の分布と, 500mb面の高度偏差図の型はそれぞれ, 乾燥年と湿潤年, 温暖年と寒冷年でははっきりした対応が認められた。

以上の結果から, 東アジアにおける異常気候の分布からみた東アジアの夏と冬の季節風の年々変動は, 500mb面の高度の90~170°Eの偏差でとらえることができると言えよう。

(6) 山元 龍三郎・岩嶋 樹也(京大理): 北半球夏季大気大循環における対流圏・成層圏カップリングに関する研究

夏季大気大循環の対流圏・成層圏カップリングについて研究するために, NMCの5°×5°格子点データを利用して幾つかの解析を試みてきた。定常波の鉛直・水平構造, それによる, エネルギーflowやEliassen-Palm fluxについて幾つかの特徴を示す結果が得られた。他の季節に対する結果及び, 年々・季節一季節間の変動についても検討する。また, 非定常波について, 広田(1975)が上部成層圏・中間圏で見出した約2週間周期の変動が見出せるか否かについても検討を行なう。

(7) 守田 治(九大): 回転流体実験による傾圧不安定波と定在渦の相互作用について

傾圧不安定波と, 地形にもとづく定在渦との相互作用の過程を, 室内実験により調べた。即ち, 水路巾9.5cm, 流体層の深さ10cmの回転水槽中に, 直径5.0cmの円柱形障害物を置き, 容器の内外壁間に水平温度差をつける。

サーミスタ温度計(直径1.5mm)を動径方向に3点配置し, これを上下に走査して温度場を求める。この測定を障害物の真上, 障害物の風上30°(方位角にして), 風下30°で行った。

これまで得られた結果は次の様に要約される。1) 波の振幅は, 障害物の風上側に較べ風下側で2~3割方大きくなっている。2) 平均温度場について言えば, 風下側において温度勾配が緩やかになっている。このこと

は1)と矛盾しない。

更に現在, サーミスタ温度計を方位角方向に11点設置して, 温度場の測定を行っている。これにより各成分波の時間変化が促えられ, 波と渦の相互作用の過程がより明らかになると期待される。

(8) 黄 榮輝・岸保勘三郎(東大理): 地形及び定常冷熱源によってひきおされる北半球モデル大気への応答

準地衡風, 線型, 定常モデルを用いて地形及び定常冷熱源に対する冬の北半球モデル大気への応答を吟味する。

緯度一高度面の定常波の計算値(振幅, 位相)を東西波数1, 2, 3に対して求め, 観測値と比較する。

一般的に言って, 冬の緯度圏に関しては超長波に対し2つのwave guideがある。即ちひとつはDickinson(1968), Matsuno(1970)によって論じられた極域wave guide, もうひとつは中緯度の下層大気から亜熱帯の成層圏下部に向かうwave guideである。本文では後者のwave guideが, 亜熱帯の高度12km位のところに第2の高度変動の最大値をつくることに重要な役割を果すことを論じる。観測によれば, 前述の第2の高度変動の最大値の振幅と位置は, 東西波数1に対しては, 高度12km位置は北緯20度, 東西波数2に対しては, 高度12km位置は北緯20~25度である。

ヒマラヤ山脈および定常冷熱源に対する冬のモデル大気への応答を, 上述のwave guideの立場から議論し, 高度変動の計算値は観測値とよく一致することを示す。また中緯度の下層大気から亜熱帯の成層圏下部へのエネルギーの流れを示すために, 結果を運動量, 顕熱フラックスの形で示す。

(9) 中村 一(東大理): 孤立した大規模山岳の定常及び移動性擾乱に対する力学的効果の数値実験

孤立した大規模山岳を含んだ半球傾圧数値モデルを積分し, 定常性・移動性擾乱の振舞を調べた。モデルには外力として, 冬の帯状平均から求めた, 極に関して軸対称な温度分布の初期値に戻すようなNewton冷却が含まれている。山岳は東西に長いGaussian型の高さ分布をした楕円型の山で, 最高点は5000mである。

定常性擾乱は観測や理論(主に線形論)と比べて概して弱かった。1つには孤立峰の水平スケールが現実の地形にくらべて小さいことが理由である。他の点は西風ジ

ェットが山岳の北側を迂回したために、山の付近で強い上昇流、下降流が出来なかったためであると考えられる。線形論では、基本流は帯状一様流で山岳を迂回することなく、直接山を登ると仮定しているの、鉛直流が大きく、それに伴う渦管の伸縮が大きくなる可能性がある。ジェットが山岳を迂回した時に、 β 平面上でどのような過程で定常性擾乱が作られるのか、研究する必要があると思われる。

移動性擾乱が山岳を通過する時、大きな変形を受けることが示された。主な点は

- (1) 風上側で擾乱の進行速度が減速する。
- (2) 山の上で擾乱の強さが減少する(山岳上の境界層のためと考えられる)。
- (3) 山岳の北と南に擾乱が分裂することがよく起こる。
- (4) 北の分岐は山の北斜面に沿って急速で移動し、下流に流れていく。
- (5) 南の分岐は非常にゆっくり移動し、時には向きを変えたりして、やがて消滅する。
- (6) 擾乱の下部(700 mb 以下)は上部より特に速く移動する。時には上部のトラフの軸が山の風上側にまだあるのに、山の風下の地上に低気圧が発生することがある。

これらの現象は観測事実(Murakami, 1981)とも非常に良く一致しており、今後、定量的な議論を進めることによって、上記の現象のメカニズムが説明出来るものと期待している。

(10) 木田秀次・千葉 長(気研予報)、桜井 徹(気象庁通報): 夏季モンスーンに対するヒマラヤの熱的影響についての数値実験

アジアの夏季モンスーンに対するヒマラヤの熱的役割を調べるために、2層モデルを用いて制御実験を行った。一般にヒマラヤ山系の熱的影響としては、山地による直接的大気加熱と雲対流の誘導による潜熱解放の間接的大気加熱とに大別できる。今回の制御実験では前者の影響力を評価することを目的とした。そのために数値モデルに於て、ヒマラヤ領域に限り境界層を通じて生じる大気加熱の項を除去した。そのような仮定をした制御実験とそうでない標準実験との計算結果を比べてところ、ノイズ・レベルなどから判断しても全体的に両者の差異は明確ではない。その1つの原因として、標準実験に於けるヒマラヤでの大気加熱率が実測などから期待されるも

のより小さくなっている可能性がある。

(11) 杉 正人・金光正郎(気象庁電計): Upper Cold Low の数値シミュレーション

1979年7月19~24日にかけて北西太平洋対流圏上層にみられた cold low について、いくつかの数値モデルを用いた予報実験を行なった。

初めに、7月20日00Zをイニシャルとする予報を、200 mb のパロトロピックモデルおよび4層北半球プリミティブモデルによって行なった。その結果、両モデルとも cold low の循環の維持および西進を予報できたが、西進速度は実況の半分程度であった。

次に格子間隔を1/3にして、6層の狭域モデルを用いて、より詳細な衛星風データに基づくマニュアル解析を用いた予報を試みたが、格子を細かくしたことによる効果は認められず、反対に水平境界の影響が強く現われ、よい結果は得られなかった。

最後に、最適内挿法を用いた下部成層圏を含む13層の客観解析に基づく予報実験を行なった。解析の結果、7月20日00Zから12Zにかけて cold low はいったん弱まり、7月21日00Zに急速に発達し、その後はほぼ同じ強さを維持していることがわかった。そこで、今度は7月21日00Zをイニシャルとする予報を、200 mb パロトロピックモデルおよび8層北半球プリミティブモデルによって行なった。その結果、プリミティブモデルでは西進速度はかなり実況に近かった。循環の強さの予報は、パロトロピックモデルの方がよかった。

(12) 中村 晃三・浅井 冨雄(東大・海洋研): 積雲対流と貿易風との間の相互作用に関する数値的研究

貿易風帯を想定し、積雲対流と大規模な流れの双方を explicit に扱う数値モデルによって、両者の間の相互作用、とくに対流の加熱作用が気圧場の変化を通じて大規模な流れを加速する効果について調べた。

凝結による加熱量をみるために、凝結した水の扱いについて2つのケースを調べ、凝結水を瞬間的に系外へ出す方法では、かなり大きな風速が維持され、この時、加熱作用に伴って生成される加速効果は、海面での摩擦力による減速効果を上回り、この風は自動的な風(Riehl, 1979)と考えることができる。

前述の数値実験に含まれていなかった放射過程は1~2°K/day 程度の冷却効果を及ぼすので、この過程をモ

デルに入れ、この場合でも十分大きな気圧傾度力が形成されるかを調べた。その結果、放射過程を入れなかった場合と比べて風速は弱まるが、やはり自立的と見做し得る結果が得られた。

(13) 石原正仁 (気研台風) : レーダーによる中・小規模対流活動の解析

啓風丸の定点におけるレーダー観測をもとに、西太平洋熱帯海洋上の積雲スケール ($<10^2 \text{ km}^2$) からメソスケール ($<10^5 \text{ km}^2$) までの対流活動の統計的解析を行った。1979年5月12~21日(前期)と6月1~10日(後期)の20日間の03Zと11Zの3次元PPIスキャン画像をscanning densitometerを使って、 $3.3 \times 3.3 \text{ km}^2$ の格子内のエコーの有無という形で定量化し、約2000個のエコーの面積と高さを求めた。

全期間の統計では、出現頻度84%の積雲スケールエコーの面積占有率が21%であるのに比べ、メソスケールエコー ($10^3 \sim 10^5 \text{ km}^2$) の出現頻度は1.6%、面積占有率は47%であった。この事実は熱帯におけるメソスケールの対流活動の貢献度の高さを示唆している。しかし、GATE (1974年) の解析結果とくらべると、今観測の方がメソスケールエコーの出現頻度、面積占有率はともに小さかった。GMSの画像によると、今観測中に啓風丸が遭遇したクラウドクラスターはわずか1, 2個であったが、このことがその原因と思われる。

平均エコー頂は3.3 kmでshallow convectionが卓越していた。面積及びエコー頂の頻度分布は、ともにほぼ対数正規型をとることがわかった。前期のエコーの出現数のスペクトルを求めると、各スケール共通に4日周期に極大が現われた。03Zと11ZのDスケールエコーの出現数比は1.3:1.0であった。これは熱帯海洋上の小規模対流活動には日変化が存在する可能性のあることを示している。

(14) 安田延壽 (東北大理) : 赤道付近、西太平洋上の大気境界層の厚さ

日本のモンスーン実験の一部として、気温と湿度の鉛直分布がラジオゾンデを用い、1979年5月9日から5月21日、5月31日から6月10日の2つの観測期間を通じて、北緯2°, 東経130°の定点において観測船啓風丸上で行われた。大気境界層の厚さを調べるために、温位の鉛直分布が解析された。

接地気層の気温は平均として約28°Cであったが、擾

乱が近くを通ると2~3°C急に下った。急激な気温降下のもと、気温は徐々に増加した。接地気層の温度成層は通常、少し不安定であったが、200~300m以上の温位の鉛直分布は常に安定状態の形をなしていた。温位の鉛直勾配が顕著に変化する高度を、鉛直分布の時系列に見ることが出来る。このたびの研究では、その高度を大気境界層の上端と定義する。時々、そのように定義される大気境界層高度が2 km以下の1つの温位分布に2つみられる。このような高度の時系列を注意深くみると、それは時間とともに徐々に高くなるようである。2つの観測期間を通じて、大気境界層の厚さが時間とともに大きくなる鉛直分布の時系列は6つ見出された。境界層の厚さの平均は750 mである。大気境界層の厚さは、全体としてみると時間とともに線的に増し、平均の増加率は286 m/dayである。このような大気境界層は平均として約2日の周期で現われ、発達する。

大気境界層の上の大気では、温位の鉛直勾配はかなり大きく、その平均値は5 K/kmである。また、それは以下のように時間とともにゆっくり大きくなる。

$$\frac{d\theta}{dz} = 0.028 t + 2.77$$

ここで、 θ は温位 (K)、 z は高度 (m)、 t は大気境界層の厚さがその発達直線を外挿して零になると推定される時刻からの経過時間 (hours) である。大気境界層の上端の下では、温位の鉛直勾配は大気境界層の上の層の値より一般に小さく、その時間変化は次式で表わされる。

$$\frac{d\theta}{dz} = -0.058 t + 3.2 \quad (t < 44.7 \text{ に対して})$$

$$\frac{d\theta}{dz} = 0.056 t - 1.9 \quad (t \geq 44.7 \text{ に対して})$$

大気境界層内では、発達の初めは、温位の鉛直勾配は時間とともに減少し、中立状態に近づく。外挿して推定した発生時刻から約2日後、鉛直勾配は増加し、大気境界層の上の大気の鉛直勾配に次第に近づく。

(15) 文字信貴 (京大・防災研), 吉門 洋 (公資研), 水間満郎 (京大・原子炉) : 熱帯海域低層大気の風速分布

白鳳丸の船上において行った低層ゾンデ及びパイボール観測に基づく熱帯海洋上の大気境界層内の風速分布について述べる。測定方法は両方ともパルーンの方角角、仰角を船上で測定し、その時間変化から風向風速の高度

分布を求めるものである。高度は低層ゾンデの場合は搭載した気圧計によって、パイボールは上昇速度を仮定して求めた。船の動揺に対する補正は両者とも船内に固定した傾斜計、方位計を用いて行った。

1979年5月9日から21日までの定点における観測期間中2 km以下の低層の大気はほぼ3種類の状況を示した。すなわち、最初の頃の擾乱が大きく東風が卓越した期間、中ほどの無風期間、そして後の北風成分が卓越した期間である。風速の分布はそれぞれの期間の特徴を持つ分布を示す。擾乱の大きい時は下層まで上層と同じ東風成分が卓越し、静穏期間には低層の風はいろいろな方向に吹いていた。現在までの解析によって、 hodograph は各種の状況によって異なった回転を示す事、風速分布は混合層の上層でしかも2 km以下でピークを有する場合が多い事、積雲が多いなど対流活動が盛んな時は鉛直変化が激しい事などがわかったが、温度場との関係などを調べる事によってさらに詳細な解析を行う。

(16) 藤谷徳之助(気研物理): 熱帯海洋上における乱流輸送過程の研究

熱帯海洋上の接水境界層における乱流輸送過程を明らかにするために、白鳳丸船上において乱流輸送量の直接測定を行った。前回の報告において明らかにしたように、船体の動揺に対する補正計算はほぼうまくいっているものと考えられる。今回はこの補正方法を用いて得られた約40 RUNのデータについて解析を行い、輸送量

などを求めた。得られた輸送量の値とバルクパラメータを比較して、運動量、顕熱および水蒸気に対する輸送係数を求めた。

得られた値は、 $C_D=0.6 \times 10^{-3}$ 、 $C_H=1.6 \times 10^{-3}$ 、 $C_E=0.7 \times 10^{-3}$ である。風速、気温および比湿の変動の標準偏差をスケールパラメータ(U_* 、 T_* 、 q_*)で無次元化したものについては、不安定成層時には、Monin-Obukhovの相似則から期待されるように、 Z/L の関数として表現できることが判った。

(17) 塚本 修・光田 寧(京大・防災研)、藤谷徳之助(気研物理): 熱帯海洋上の接地気層における乱流特性

白鳳丸の前部マストにおける熱帯海洋上での乱流観測の結果からスペクトル密度法(NIFTI)によって乱流輸送量を推定した。それによれば、観測期間中の平均的な顕熱輸送量は約 11 W/m^2 、潜熱輸送量は約 80 W/m^2 (蒸発量に換算すれば約 3 mm/day)でBowen比は0.14であった。またスコール等の擾乱の通過に伴って乱れの様子が大きく異なることが見出された。つまり擾乱の通過に伴う風速の増加とともに気温、比湿の絶対値は減少し、変動は両者共かなり大きくなることを見出された。それに伴って乱流輸送量も大きくなることがわかった。また変動の振巾の増加は比湿においては全周波数成分でほぼ同程度に増加しているが、温度については低周波成分の変動の増加の寄与がかなり大きくなっている。