

熱帯対流圏の大規模擾乱*

和田 美 鈴**

はしがき

通常熱帯擾乱と呼ばれるもののうち、熱帯成層圏の擾乱については、すでに柳井・丸山(1969, 天気, 16, No. 6), 台風については山岬(1970, 天気, 17, No. 5)によって、それぞれ解説されているので、本報では熱帯対流圏の擾乱を取扱った。

1. 観測事実

非常に観測網の不備な熱帯洋上での複雑な対流圏擾乱に関しては不明な部分が多い。以下偏東風波動と ITCZ に区別したが、偏東風波動も決して種類の波動現象ではなく、いろいろな型の波動が共存していると考えられている。又、偏東風波動と ITCZ が異なる気象現象なのか否かについても、現在のところ定説は見あたらない。したがって、この分類は全く便宜的なものである。

1.1 偏東風波動(4, 5日周期の波動)

観測点のきわめて少ない熱帯洋上のうちでは、比較的密な観測網をもつ太平洋西部及び大西洋西部の data により、かなり古くから、断片的にはあるが、熱帯擾乱の総観解析が数多く行われていた。

これらのうち最も重要であると思われるものは、カリブ海諸島の data に基づいた Riehl (1954) の easterly wave model と、マーシャル諸島の data に基づく Palmer (1952) の equatorial wave model である。Riehl の云う easterly wave は、その水平スケールが約 2,000km で、3乃至5日程度の周期をもつ西進波である。この波の構造については、波の振巾が最大となるのは 700~500mb 層で、トラフの東側で温度が低く、したがってトラフ軸は上方に向かって東に傾く。又、トラフの東側で一般に天気が悪く、上昇域となっている。

Riehl (1948), Hubert (1949) は、こうした波動が西太平洋の北部でも観測されることを報告している。こうした結果によると、この波の振巾が最も大きくなるのは緯度 $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ である。

Palmer (1952) の equatorial wave は、その水平スケールや位相速度に関しては Riehl の easterly wave と大体一致している。最も大きな相異は、赤道上でその振巾が最大となる点である。

のちに, Yanai (1961), Yanai and Nitta (1967), Yanai (1968) 等により、偏東風波動から台風あるいはハリケーンに変化していく過程についての詳細な一連の解析が行われている。これ等の結果から、擾乱が偏東風波動と認めうる初期の段階においては、下部対流圏で波動の中心付近の温度は低く、いわゆる cold core 型で、上昇域はトラフ軸の東側に存在し、その強さは約 4 cm/sec で、西側には下降域が存在する。又、対流圏下層では垂直流と仮温度は負の相関をもっている事実を報告している。

しかしこれ等は case study を主としたものであり、断片的知識にとどまった。その後熱帯気象に関心が高まるにつれ、更に詳細且つ総合的な解析が要請されるようになって来た。

1960年代後半に入り、Yanai-Maruyama (1966), Wallace and Kousky (1968 a, b) 等により、熱帯成層圏擾乱の解析に大きな成果をもたらしたスペクトル解析を対流圏擾乱にも適用することにより data の不備をある程度おぎない、総合的立場から熱帯対流圏の擾乱を解明しようとする試みが数多く提出されている。以下に紹介する研究は主として、Yanai を中心とする東京大学グループと Wallace を中心とするワシントン大学グループで行われたものである。

Yanai et al. (1968) は 1962 年の data を用い熱帯対流圏に 4, 5 日の周期をもち西進する波動が存在す

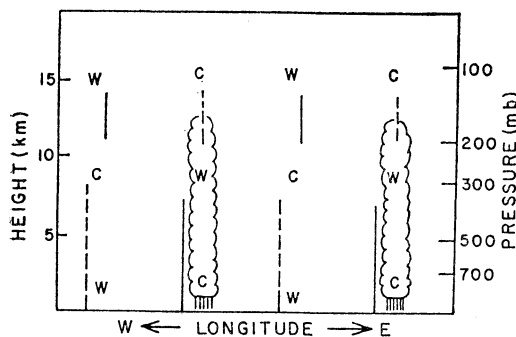
* Large Scale Disturbances of Tropical Troposphere

** M. Wada, 気象研究所台風研究部
—1974年4月23日受理—

第1表 1962, 1963, 1964年のマーシャル諸島とカントン島での4, 5日周期の波動の比較 (Wallace (1971) による)

	Marshall Islands			Canton Island		
	1962	1963	1964	1962*	1963	1964
v amplitude (m sec ⁻¹)						
lower troposphere	~2	~2	2-3	1-2	~2	...
upper troposphere	5-6	...	5-6	~3
lower stratosphere	1-2	...	~2	~3
Wavelength (km)						
lower troposphere	5500	3000	3700	9000
upper troposphere	4400
lower stratosphere	>10,000	...	9000	>10,000
Eastward tilt (cycles)						
sfc-500 mb	0.25	0	0.2	0.5	0	0.5
sfc-200 mb	0.7	0.7	...	0.7

* Also includes Christmas Island and limited data from Neuru.



第4図 カロリン諸島の data による対流圏の擾乱の模式的構造 (Chang et al. (1970) による)

様下部対流圏においてトラフ軸は大きく傾いている。又、マーシャル-カロリン諸島のものは、Wallace and Chang の解析結果と同じく軸はほとんど傾かず、水平スケールは約4,000km である。又この波動は上部対流圏まで広がっている (第4図参照)。

更に Yanai-Murakami (1970) は1962年の赤道付近の data のみを用い、下部対流圏に存在する4, 5日周期の波動の波長を見積っているが、8,000~10,000km と云う。

以上のように熱帯対流圏の波動はきわめて複雑で、多くの解析結果にはいくつかの食い違う点があり、現在のところすっかりした結論は得られていないが、暫定的には以下のような傾向が認められる。

比較的高緯度 (5°~10°) のマーシャル-カロリン諸島では、波長が3,000~4,000km の波が卓越し、そのトラフ軸はほとんど傾かない。一方赤道に近いクリスマス島

やカントン島では、波長8,000~10,000km の波が卓越し、そのトラフ軸は対流圏下層で大きく東へ傾く。前者はいわゆる偏東風波動、後者を Yanai-Maruyama 波と考えることもできるかも知れない。参考として Wallace (1971) が両者を比較した表を掲載する。しかしここでいわゆる偏東風波動と云う言葉を使ったが、それでは古くからあった Richl の easterly wave, Palmer の equatorial wave は果して、異なる性質をもつ型の波なのか、又は一つの型の波の発達過程や季節や地域の差であるのかと云う疑問がのこる。最近 Nitta (1972) は、1956年及び1958年の data を用い、熱帯擾乱の解析を行っている。その結果の内、4, 5日周期に関する部分のみを取上げると、Yanai-Maruyama 波以外に、1956年には波長約5,000km, 周期5日、1958年には2,500km で6日の波を検出し、前者は発散ロスビー波、後者を Wallace-Chang (1969), Chang et al. (1970) のマーシャル諸島の波とよく似た性質をもつことを指摘している。こうしたことを考えると、偏東風波動と呼ばれる5,000km 以下の波長の波にもいくつかの型があると考えられることも出来よう。

最近の Yanai (1971), Wallace (1971) 等の総合報告では、この “There are at least two different wave type” の可否を明確化する必要性が強調されている。

尚以上は4, 5日周期の波のみをとり上げたが、Wallace and Chang (1969), Yanai and Murakami (1970), Nitta (1972) 等は10~15日, Madden and Julial (1971) は40~50日の長周期波動の熱帯大気中で存在を報告していることを付記しておく。

1.2 Interpical Convergence Zone (赤道収束帯)

かなり古くから、主に気候学的な意味で ITCZ の存

在は知られていた。Palmer (1951) によれば、初期の ITCZ の研究は大体、1) climatological school, 2) air-mass school, 3) perturbation school の3つの流れがある。1) では ITCZ はかなり長期間の変動しない固定したものと考えられていた。2) では中緯度の前線同様、2つの air-mass の境界と見なされていた。3) は平均流中を伝播する波動現象にその興味の中心を置いていた。前節で述べた Riehl や Palmer の研究が含まれる。しかし全て、ITCZ を、北東貿易風と赤道を越えて吹き込む南西流の集まるところと云った、はなはだ漠然としたものであった。

ITCZ の存在が明確にされ、その形態や変動の様相が熱帯気象学の一つの中心的課題となったのは、気象衛星の送る雲写真によってである。

衛星写真を見ると通常赤道からやや距ったところに、東西に走る cloud band が存在している。Kornfield and Hanson (1968) は ATS-1 の data に基づき、太平洋域の1月及び半月平均の雲の合成写真を合成した。この結果は2つの cloud band (double ITCZ) が北半球と南半球のそれぞれ緯度 $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$ に存在していることを示している。この double ITCZ の様相は、4~5月頃最も明確になることを報告している。又雲列の中はきわめて細く、緯度 2° 程度である。この雲列の位置は季節により変動するが、大体 $120^{\circ}W$ 以西では擾乱の影響が強くその平均的な位置がはっきりしないが、以東では、2月に最も赤道に近すぎ、季節が進むにつれ、北上する様相が観測されている。この cloud band は、赤道上を横ぎることはほとんどなく、緯度 $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$ でその強度をかえると云われている。又南半球の cloud band は、北半球のそれに比して、あまり明確なものではなく、しばしば消失している。しかし衛星写真の研究が進むにつれ南半球の cloud band の性質は北半球のものとその性質がかなり異なっている事実が報告され、現在ではいわゆる double ITCZ の存在は疑問視されている。

この ITCZ は決して一本の cloud band ではなく、特に太平洋西部では、しばしば孤立した雲塊 (cloud cluster) に分離している。東部では比較的安定している。

Frank (1969) は cloud band のやや北側で、いわゆる逆V字型の cloud cluster が西進する事実をのべている。最近の衛星写真の解析から Chang (1970), Reed and Recher (1971) は ITCZ を含む地域で組織化された cloud cluster が西進する事実を報告している。また

Murakami and Ho (1972) は1968年10月から1969年9月までの一年間にわたる衛星写真のスペクトル解析から緯度 $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$ に3.3~5.0日, 7.1~10.0日, 16.7~25.0日の周期で西進する、波長がそれぞれ4,400km, 6,700km, 6,800km 程度の波の存在を検出している。Murakami (1971, 1972) は ITCZ での降雨量のスペクトル解析から中間規模(約1,000km)の擾乱を検出している。

こうした衛星写真の解析から見出される擾乱と、前節で取上げた主として風のスペクトル解析から得られた結果がどのように対応しているのか、残念ながら現在のところ不明である。又、ITCZ 付近の平均的な風系や雲の様相と、擾乱とがどのような相互作用をなしているかについても将来の研究にまたねばならない。

2. 偏東風波動に関する理論的研究

2.1 で述べた偏東風波動はどのようなメカニズムで、発達し維持されているのであろうか?

発達のメカニズムに関するこれまでの理論的な研究には、3つの立場がある。

その第一は、擾乱の運動エネルギー源を、平均場の運動エネルギーに求める順圧不安定の立場に立つものである。

第二は、擾乱のエネルギー源を積雲対流による熱放出の結果作られる擾乱の有効位置エネルギーとする Thermal Forcing 仮説である。

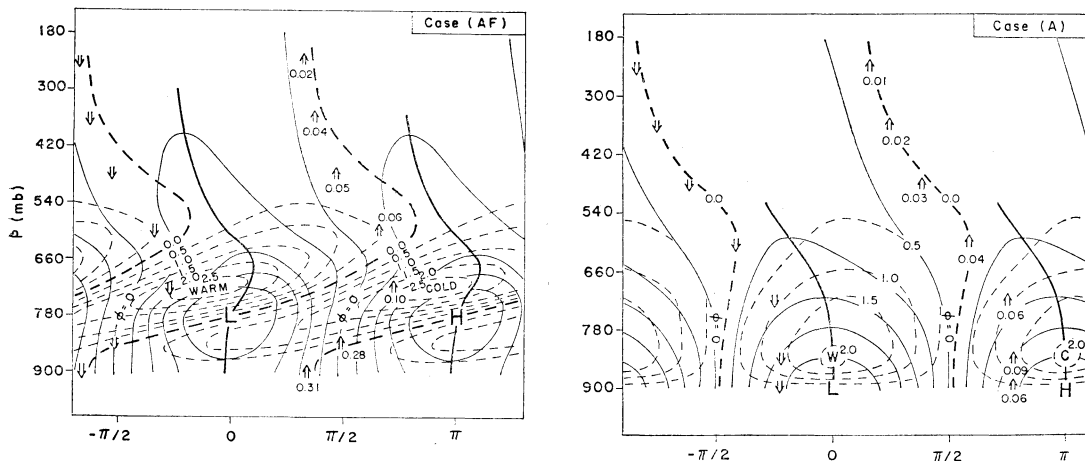
第三は、中緯度の擾乱のエネルギーの熱帯への伝播とする Lateral Forcing 仮説である。

この章では、このような様々な立場からの偏東風波動に関する研究の概略を述べることにする。

2.1 順圧不安定仮説

この仮説は上記の3つの仮説のうち、最も古くから考えられていたものである。すでに Palmer (1951) はこの仮説の可能性を指摘している。

Riehl (1954), Yanai (1961, 1968) 等の偏東風波動に関する数多くの解析が、中心部での温度が低い、いわゆる cold-core 型の擾乱である事を示している。又この冷域は一般に天気が悪く上昇流の存在を暗示している。一方赤道から幾分距ったいわゆる ITC-zone には強い平均流のシアが存在している。こうした事実に基づき、擾乱の運動エネルギーは平均流の運動エネルギーから変換されたもの、すなわち順圧不安定波であると云う可能性が考えられたのである。最近においても Wallace and Chang (1969) は擾乱のトラフ軸の南北方向の傾きは、一般流の水平シアの傾きと反対方向で、一般流から



第5図 Easterly Jet 中での順圧不安定波の垂直構造 (左: Jet 軸上, 右: Jet 軸の北側でのもの) (Yamasaki and Wada (1972) による)

ら擾乱への運動エネルギーの変換が起こっていると云う事実を報告している。

かつて Charney (1963) は凝結熱の効果が存在しない時には熱帯の大規模運動は、中緯度のそれより水平的 (非発散) で上下の coupling が弱いことを、スケールアナリシスで示したことがある。こうしたところから順圧不安定説に基づく研究は、まず非発散の水平次2元モデルを用いて行われた。こうした一連の研究として Nitta-Yanai (1969), Lipps (1970), Yamasaki and Wada (1972) が挙げられる。

これ等の研究の結果、最も生長率の大きな波長は、平均流の水平シアアの強度により変化するが、実際の熱帯大気中で観測されるようなシアアのもとでは、2,000~6,000km 程度で、前章で述べた解析結果とよく一致している。Nitta-Yanai (1969), Lipps (1970) は平均場として、Yanai (1961) が実測風から計算したプロフィールを用いているが、発達波のトラフ軸は南西から北東に傾き観測事実と一致している。Yamasaki and Wada (1971 a) は東西帯状流中の順圧不安定波の正温度度の最大の位置を議論している。これは後に述べる発散モデルに発展させた場合に上昇域を決定する上で大きな役割を果たす。

以上は水平2次元モデルを用いたものであるが、最近こうした順圧不安定波が地表摩擦や、平均流の垂直シアアにより、どのような影響を受けるかを議論するため、発散モデルへの発展が行われている。

Williams *et al.* (1971) は地表摩擦の効果を議論して

いる。Yamasaki-Wada (1972 b) は地表摩擦と実際によく観測されるような平均流の垂直シアアの存在する場合の、順圧不安定波の垂直構造を準地衝風モデルを用いて議論した。又 Wada (投稿予定) は、同様な条件のもとでの順圧不安定波の詳細な3次元的構造を primitive model を用いて議論している。これらの結果によると、順圧不安定波の構造は、その振巾が最も大きくなるのは対流圏中層であり、冷域はトラフの東側に存在する。したがってトラフは上方に向かって東に傾く。又上昇流が最も強くなるのは、対流圏下層ではトラフの東側で、冷たい空気が上昇する閉接循環系である。水平的には、トラフ軸は平均流のシアアの方向と逆となる (第5図参照)。こうした結果はかなり観測事実と一致している。

近年気象衛星写真の解析が盛んになるにつれ、前章で取上げた Frank (1969, 1970) は西進する逆V型の cloud cluster は夏季には easterly jet の存在するアフリカ大陸までさかのぼることが出来ることを報告している。又次章に述べる Bates (1970, 1971) の ITCZ の発達を議論した研究においても、ITCZ 付近の擾乱は発達初期にはそのエネルギーを平均流の運動エネルギーから得ているが、発達するにつれ、積雲対流の熱放出により作られた有効位置エネルギーから変換されると云う結果を提出している。

これらのことを考えると、この順圧不安定は、少なくとも、対流活動がそれほど強くない擾乱の初期の段階ではその発達にかなり重要な役割を果たしているのではないかと思われる。

第2表 モード (ES), モード (E), モード (HB) の発達状態およびその構造 (Yamasaki (1970) による)

		baroclinic unstable wave greatly modified by heat	$m=0$ type unstable Rossby wave		$m=1$ type unstable Rossby wave
		ES	E		HB
		lowest meridional mode	unstable ($m=0, n=0$)	unstable ($m=0, n=1$)	unstable ($m=1, n=1$)
favourable condition for growth	heat release	in the upper (and lower) troposphere	in the upper and lower troposphere		in the upper troposphere
		higher latitudes of the tropics	lower latitudes of the tropics		
	vertical shear of the easterlies	indispensable			vertical shear acts to suppress the growth
		strong vertical shear particularly at higher latitudes of the tropics	moderate intensities of vertical shear		
surface friction	indispensable for weaker vertical shear	indispensable		indispensable for weak heating	
preferred scale		2000-4000 km	2000-6000 km	2000-5000 km	3000-10000 km
		It increases with increasing vertical shear of the easterlies			
period (days)		3~5 for $A=10$	5→3.5 as $A=2$ →10	7→4.5 as $A=2$ →10	6~12
phase velocity		with steering current	without steering current		
latitudes of maximum amplitude	v	15~25	at the equator	15~20	10
	u	two extrema, not near the equator	15~20	at the equator	at the equator
	ω	15~25	5~10	8~12	8~15
	ϕ	15~25	15~20	15~20	10~15
upward motion is located to the east of trough		by the effect of vertical shear ($\partial U/\partial p < 0$)			by the β -effect
location of maximum upward motion relative to low pressure center		to the east	to the south		to the east?
cold region in the lower troposphere		around trough only at very low altitudes	to the east of the trough only at low altitudes		to the west of the ridge
eastward tilt with height of the trough		only in the lower and middle troposphere			large tilt throughout the troposphere

2.2 Thermal Forcing 仮説 (第2種条件付不安定 CISK)

古くから多くの観測事実は、低緯度の大規模擾乱は組織化された積雲対流群を伴っている事実を報告している。又衛星写真の解析でも、こうした傾向が認められる (Fujita *et al.*, 1968)。こうした事実を考えると、積雲対流が偏東風波動の発達や維持に重要な役割を果している可能性が大いに考えられる。

理論的立場から、偏東風波動を積雲対流の熱放出により不安定化する波動現象 (いわゆる CISK) として説明

しようとした研究の最初のものとして Yamasaki (1969) が挙げられる。Yamasaki (1969) は Ooyama (1964, 1969) により台風モデルで用いられたと同様のパラメトリゼーションにより積雲対流の効果を取り入れ、条件付不安定大気中で不安定化する波動の特性を調べている。即ち積雲対流による熱放出 Q は、摩擦層上端の上昇流 ω^* に比例すると仮定している。

$$Q = -C_p \pi S \eta(P) \omega^*$$

ここで $\eta(P)$ は熱放出の強さを決定する無次元パラメ

ター, π はエクスター函数, S は大気 の 静的安定度, C_p は定圧比熱である. 彼は積雲対流の熱放出以外に東風帯状流の垂直シアー及び β -効果を考慮することによって, 台風モード以外に3つの不安定波(モード ES, モード E, モード HB)が存在することを, 準地衝風2次元モデルを用いて示した. Ooyama (1969) も同様な研究を行っている. 更に Yamasaki (1971 b) は3次元プリミティブモデルへ発展させ, それぞれのモードの特性及び3元的構造を議論している. 彼の結果のうち, 対流圏の波動に関する部分の概略を第2表に示す. m は波の垂直モードで, n は南北モードである. ES は熱放出により変形された傾圧不安定波, E 及び HB は, それぞれ非発散及び発散ロスビー波が熱放出及び垂直シアーで不安定化した波である. いずれも波長 2,000~6,000km 程度であるが, モード ES が steering level をもつ西進波であるのに反し, モード E 及び HB は一般流より速く西進する. 又, モード ES, E は両者共その発達には, 地表摩擦, 熱放出及び垂直シアーが必要である. 前者はシアーが強い程発達しやすいのに反し, 後者はある程度のシアーで最も発達しやすく, それ以上強くなるとかえって発達がおさえられる. 構造を見るといずれのモードの上昇域も低気圧の東側に存在するが, モード E ではその最大が中心の南側の critical latitude (次章参照) に存在する. 又モード ES ではその振巾の最大となるのが緯度15~25° であるのに反し, モード E 及び HB では赤道付近である. 彼はモード ES を Riehl の easterly wave, モード E 及び $n=1$ のモード HB を Palmer, Chang *et al.* の赤道付近の波に対応させている.

Hayashi (1970, 1971 a, b) は, Yamasaki (1969) で示された HB モードの内 $m=1$, $n=0$ (混合ロスビー重力波) の特性を3次元プリミティブモデルを用いて議論し, 熱帯成層圏の Yanai-Maruyama 波ときわめてよく似た性質をもっていることを示している.

Murakami (1972) は, 同様な議論をバランスモデルを用いて行っている.

上に述べた不安定論以外に, 偏東風波動を熱放出による強制波動として説明しようとする試みもなされている. Holton (1971), Murakami (1972) 等は南太平洋上でよく観測される西進する cloud cluster に対応するような, 東西方向に移動する熱分布を与え, これに共鳴して生ずる擾乱の性質を議論している.

Holton (1971) は波長約 4,000km の5日周期の波を
1974年8月

議論している. 興味深い点は, その擾乱の構造が, 一般流の垂直シアーにより著しく変化する点である. 特に下部対流圏で westerly shear の場合, 降雨は地表のトラフの東側で起こり, easterly shear では西で起こる.

Murakami (1972) は, Holton よりややスケールの大きな波長 7,000km で20日周期の西進波を議論している.

しかしこうした強制波動としての取扱いでは, 波の波長や位相速度をあらかじめ与えねばならない. したがって, 最も発達しやすい波の波長や位相速度を決定することは出来ない.

一方 Manabe-Smagorinsky (1967), Manabe *et al.*

(1974) 等の大循環モデルにおいても, 熱帯擾乱のエネルギー源は, 積雲対流の熱放出により作られる有効位置エネルギーである. 最近 Hayashi (1974) は, GFDL 大循環モデルに現われる熱帯擾乱の詳細なスペクトル解析を行っている. 彼は4つの型の擾乱(混合ロスビー重力波, ケルビン波, 赤道ロスビー波, easterly wave) の存在を確認し, そのいずれものについても, 潜熱による有効位置エネルギーがそのエネルギー源であることを明確にしている.

こうしたことを考えると, 偏東風波動の発達のメカニズムとして, 本節で述べた Thermal Forcing 仮説が最も重要であると云えそうである.

この立場からの研究で将来に残された最も重要な問題は, 積雲対流のパラメタリゼーションの問題であろう. この問題に関しては, §4 で再び取上げることとする.

2.3 Lateral Forcing 仮説

Charney (1963) のスケールアナリシスで示された, もし積雲対流の効果を考慮しない時には, 熱帯大気の運動は中緯度より水平的であると云うことを考えると, 2.1 節で述べた順圧不安定仮説以外にも一つの可能性が考えられる. 熱帯擾乱のエネルギー源を, 中緯度の擾乱のエネルギー伝播にもとめる考え方である.

Mak (1969) はこの考え方にもとづき, 2層の dry model を用い, 緯度 $\pm 30^\circ$ に, 実測値から求めた Stochastic Forcing を与え, 熱帯にどのような波動が誘起されるかを調べた. 彼の結果によれば, 5日周期で約 10,000km の波が生ずることが判る. 熱帯におけるこのような波動擾乱は, 境界での気圧による仕事から, その運動エネルギーを得, それは一部は摩擦により消失し, 一部は一般流の運動エネルギーに, また一部は擾乱の有効位置エネルギーに変換されて行く. 彼はこの波を

Yanai-Maruyama に対応させている。

Charney (1969) は WKB 法を用い、中緯度擾乱の熱帯への伝播を定性的に議論している。彼の結果によれば、東進する擾乱は東風域へは伝播出来ないこととなる。

Bennett and Young (1971) は擾乱の伝播に及ぼす熱帯の一般場の水平シアの効果を調べている。その結果を要約すると、通常中緯度で観測されるような東進波は、熱帯へ伝播出来ない。又波の位相速度が一般流の速度とある緯度で等しくなるような波は、その緯度すなわち steering latitude (原論文では critical latitude となっている。次章で述べる critical latitude と混乱せぬために、仮りにこう呼ぶ) で波のエネルギーが吸収される。一般流より速く西進する波のみが熱帯へ伝播出来ること云うことになる。

更に、Murakami (1973) は従来の研究が2層モデルを用いていた点を改め、多層(10層)プリミティブモデルにより、種々の垂直スケールをもつ擾乱を与え、初期値問題としこれに共鳴して生ずる波動を調べている。初期擾乱を中緯度の境界上に与えた場合、大きな垂直スケールをもつものは赤道付近まで浸透するが、小さなものは赤道地域には影響を及ぼさない。又水平シアの効果も議論している。

最近 Murakami (1974) は非線型モデルにより、steering latitude (原論文では critical latitude) での波のエネルギーの吸収を議論している。その結果、彼は非線型効果により、波はこの緯度で完全に吸収されず、多量のエネルギーが低緯度へ伝播出来ることを指摘している。

以上に述べた3つの可能性の内、どれが最も重要であるか云う疑問に答える最も直接的な手段は、熱帯擾乱のエネルギーサイクルを解析することであろう。しかし現在の観測網を考えると、これはきわめてむづかしいと云わざるを得ない。

3. ITCZ に関する理論的研究

Manabe, Smagorinsky and Stricker (1965), Manabe and Smagorinsky (1967), Manabe, Holloway and Stone (1970) 等、一連の積雲対流の効果を convective adjustment を用いてとり入れた大気大循環の moist model に於いて、低緯度に強い hadley cell が実現されている。その upward branch は現実大気中の ITCZ にかなりよく似た様相を示している。また、最近の Manabe *et al.* (1974) では太陽放射や海面温度の季節

変化が取り入れられているが、このモデルにおいては、熱帯の rain belt の位置の季節変化が実現されている。同時に大陸上と海洋上での rain belt の相異も議論されている。

特に ITCZ に注目し、その発達機構を力学的に論じたものとして Charney (1964) がある。Charney は ITCZ を、熱帯の波動擾乱と同じように、第2種の条件付不安定 (CISK) により発達する line-symmetric な擾乱と考えた。彼は積雲対流による熱放出を台風モデルで用いたものと同様に、境界層での地衝風過度に比例 (エクマンパンピング) させて与えた。通常成層安定度は高緯度程安定である。又、エクマンパンピングの効果は高緯度ほど大きい。この相反する効果のかね合いで、緯度 10° 前後に200~300m巾の上昇域をもつ擾乱が発生することを示した。又、彼はこれが熱帯の hadley cell を維持する上で重要なエネルギー源であることを指摘している。

更に Bates (1970) は、この charney の考え方を基礎として数値実験を試みている。彼は3次元バランスモデルにより、熱帯大気中でしばしば観測されるようなスケール (2,000km 前後) の擾乱と平均的な帯状流の場が相互作用を及ぼしつつ、赤道からある程度距ったところに強い帯状流の水平シアを伴う上昇域が形成されていく様子を実現させている。また、その上昇域中を約 2,000km の波長をもつ擾乱が約 5~10m/sec で西進すると云う結果を得ている。この伝播性の擾乱はその発達の初期には平均流の水平シアによる順圧不安定により発達するが、発達するにつれ積雲対流の熱放出の結果生ずる有効位置エネルギーがそのエネルギー源となり、逆に一般流の運動を維持する傾向があることを指摘している。

以上の研究は熱の効果エクマンパンピングに比例させている。すなわち暗に熱帯に於けるエクマン層の存在を仮定したものである。しかしこの仮定はどの程度妥当なものであろうか? 例えば、Estoque (1971) はクリスマス島 (2°N) では、Ekman layer は存在しないと報告している。又、Janota (1971) は、マーシャル諸島及び BOMEX で得られたラインアイランドの data を解析し ITCZ の北側と南側では境界層の構造が著しく異なることを指摘している。熱帯の planetary boundary layer に関する詳細な取扱いが必要となって来た。

低緯度の境界層の性質について、Holton *et al.* (1971), Yamasaki (1971a), Hayashi (1971c) 等により、一つ

の重要な問題が提起された。いわゆる critical latitude の問題である。彼等は断熱プリミティブモデルを用いコリオリパラメーターが波の振動数 ω と等しくなる緯度で、($f = \pm\omega$) 運動方程式の解は特異点を持ち、この緯度で、摩擦収束が極大となる性質を明らかにした。これらの結果によれば、4, 5日の振動数をもつ波に関しては、critical latitude は $6 \sim 7^\circ$ に位置し、ここできわめて強い、摩擦収束による上昇流が存在することがわかる。

Chang (1973) は、多層プリミティブモデルにより低緯度境界層の数値実験を行っている。彼は境界層の上端では風は地衝風的で、熱効果は境界層内での空気の収束に比例していると言う条位を上端における非正常な境界条件として用いることにより不完全ながら、積雲対流の効果を取入れている。この結果、非対称擾乱(気圧が赤道に関して非対称)が存在すれば、critical latitude から $1^\circ \sim 3^\circ$ 北側に、強い帯状の上昇流の集中した領域が現れることを示し、この critical latitude が ITCZ の発達維持に重要な役割を果している可能性を指摘している。

4. 最近の parameterization の研究

2.2 で述べた結果を見ると積雲対流による熱放出の効果が熱帯擾乱の性質や発生発達のメカニズムを説明する上できわめて重要なことは明らかであろう。しかしそこで取上げた研究で問題となるのはその積雲対流の parameterization の妥当性である。例えば Yamasaki (1969, 1971) の結果を見れば熱放出の強さの垂直分布を表す parameter $\eta(p)$ をどのように与えるかで発達する擾乱の性質が大きく変る。しかし現在のところこの $\eta(p)$ や Holton (1971), Murakami (1972) 等の用いた熱分布等がどの程度現実の大気中に存在する積雲対流の効果を近似しているのかほとんどわかっていない。この parameterization の問題は、今後の熱帯擾乱の研究で最も重要な課題であろう。近頃、より現実的な parameterization を目的とする研究が Arakawa (1969), Ooyama (1971), Arakawa and Schbert (1973), 又積雲対流の統計的性質を実際の data から解析しようとする研究が Yanai *et al.* (1973), Nitta (1973) 等により行なわれている。

以下に Arakawa (1969), Ooyama (1971), Arakawa and Schbert (1973) 等が提案している parameterization の方法について、その概略を述べたい。

彼等はまず自由大気中に一つの水平面を考え、この中で積雲対流の統計的定常性を仮定している。この水平面の広さはいくつかの積雲対流群を含むには十分である

が、大規模場を考える時には 1 grid point として扱う程度のものである。この水平面を通り抜ける mass flux $\rho \bar{w}$ は、雲中でのそれ (M_c) と雲の周囲 (environment) のそれ (M_E) の和として表される。以下、雲中の量には suffix c , environment の量には E をつけることとする。

$$\rho \bar{w} = M_c + M_E \quad (4.1)$$

この水平面で積雲対流の占める面積比 σ は $\sigma \ll 1$ で、environment での熱 S_E^* , 混合比 q_E , 水平風速 V_E 等はいずれも一様で、その面積全体についての平均値(以下大規模場の量と呼ぶ) \bar{S} , q , \bar{V} にそれぞれ等しいと仮定する。この仮定から大規模場の熱, 混合比, 水平風速等の時間変化はそれぞれ次式で表される。

$$\rho \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = D(S_c - \bar{S}) - L\varepsilon - M_E \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} - \rho \bar{V} \cdot \nabla \bar{S} + \theta_R + S_S \quad (4.2)$$

$$\rho \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = D(q_c - \bar{q}) + \varepsilon - M_E \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \rho \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} + S_q \quad (4.3)$$

$$\rho \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = D(V_c - \bar{V}) - M_E \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} - \rho \bar{V} \cdot \nabla \bar{V} - \rho f \mathbf{k} \times \rho \nabla P - \mathbf{F} \quad (4.4)**$$

ここで D は雲から周囲に detrain される mass を表す。(4.2), (4.3), (4.4) の右辺第一項は detrain される mass により environment に放出される熱, 水蒸気, 運動量の効果を表す。(4.2), (4.3) の第2項は雲から detrain された雲水の environment での蒸発に伴う冷却と湿潤化を表す。又、第3項については一般に $\frac{\partial \bar{S}}{\partial z} > 0$

(静的安定)で $\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} < 0$ であるから、もし environment

で下降流ならば断熱昇温と乾燥化が起こる。上昇流ならば断熱冷却と湿潤化で起こる。(4.4) の第2項は environment の垂直流による運動量の移流である。 θ_R は太陽射射, S_S, S_q はそれぞれ海面からの熱, 水蒸気の供

* $S = c_p T + gz$, $S_V = c_p T^* + gz - c_p T_l$ T^* は仮温度, l は雲水量の混合比, S は static energy, S_V は virtual static energy と呼ばれている。

** 式の導入は主に Arakawa and Schbert (1973) によるものを用いた。

給, F は摩擦, 他は通常の意味である.

この式で注意しなければならないのは

$$M_E \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}, M_E \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}$$

の意味である. 上述のように, M_E は $\rho \bar{w} - M_c$ に等しいから, 雲中で上昇流が強ければ, environment でのその補償下降流も強くなる. 積雲対流による大規模場の昇温とは, 雲中の潜熱が直接 environment をあたためるのではなく, まず潜熱は雲中の上昇流を強め, それにより補償下降流が強まる結果生ずる断熱昇温の結果であると云う点である. この補償下降流による昇温を積雲対流のもつ大規模場の加熱作用の最も主要なものと考えたと, 従来の CISK モデルで用いられた $\eta(p)$ はその高度での cloud mass flux M_c と cloud base でのそれ M_B との比 $\eta(p) = M_c/M_B$ と表せる.

(4.2)~(4.4) を用い実際に大規模場の変化を予想するためには, 大規模場の量以外に雲中の量 (S_c, q_c, V_c) 及び D, M_c を知らねばならない. このためには雲のモデルを導入しなければならない.

Ooyama (1971) は雲の element として一次元の bubble モデルを考えている. 彼はいろいろの半径の bubble を考えることで, いろいろな型の雲の共存を考えている. bubble は cloud base から出発し, environment の空気を entrain しながら浮力を失う高度まで上昇する. この到達高度で bubble のもっている熱, 水蒸気, 雲水等は大規模場へ与えられる. これを Terminal detrainment と呼ぶ. bubble の entrainment rate をその半径に逆比例すると仮定すると, cloud base での半径が大きいもの程高くまで到達出来ることになる. $M_c(z), D(z)$ 等は高度 z でのこうした bubble による mass flux 及びそこで terminal detrainment する bubble から出る mass の総和である. したがって $M_c(z), D(z)$ は cloud base での bubble の size distribution がきまれば決定出来る. 又 S_c, q_c も, cloud base での値を適当に決めれば, 各半径の bubble についてのその高度分布が容易に決定出来る. 問題は cloud base での bubble の size distribution (単位時間中に単位面積に発生する bubble の個数を半径の関数として表したものを) をどうとればよいのか, と云うことである. これはきわめてむづかしい問題である. Ooyama (1971) は size distribution 函数 (原論文では dispatcher function) をある函数形で表現している. しかしこの函数形をどうとるか云うことは将来の問題として残され

た. この意味で彼の parameterization は close していない. Rosenthal (1973) はこの Ooyama の方法を台風モデルに取り入れている.

最近 Arakawa and Schbert (1973) はこの cloud base (彼等は mixed layer の top (z_B) を cloud base と仮定している) での mass flux $M_c(z_B)$ (以下 M_B とする) まで大規模場の変化と関係づけて決定すると云う画期的な parameterization を提案している. まず彼は cloud element として cumulus tower を考えている. 雲の種類を分類するのに entrainment rate (λ) を用いている. すべての雲は mixed layer top にその origin をもつが, λ が小さい程高くまで到達し得る. したがって terminal detrainment を起こす高度の異なる, いかえれば背の長さの異なるいくつかの雲を考えた. いま λ と $\lambda + d\lambda$ の間にある雲による mass flux を $m(z, \lambda)d\lambda$ とすると $M_c(z), D(z)$ は次のようになる.

$$M_c(z) = \int_0^{\lambda_D(z)} m(z, \lambda)d\lambda \quad (4.5)$$

$$D(z) = -m(z, \lambda_D(z)) \frac{d\lambda_D(z)}{dz} \quad (4.6)$$

ここで $\lambda_D(z)$ は高度 z_D 以上に到達しうる雲の λ の最大値である. ここで entrainment rate λ を高度によらないと仮定すると, 以下の式で $m_B(\lambda)$ がわかれば $m(z, \lambda)$ したがって $M_c(z), D(z)$ は決定できる.

$$\begin{aligned} m(z, \lambda) &= m(z_B, \lambda)\eta(z, \lambda) = m_B(\lambda)\eta(z, \lambda) \\ \eta(z, \lambda) &= e^{\lambda(z-z_B)} \quad z_B < z \leq z_D(\lambda) \\ &= 0 \quad z > z_D(\lambda) \end{aligned} \quad (4.7)$$

ここで $z_D(\lambda)$ は entrainment rate λ の雲の到達する高度 (terminal detrainment の起こる高度) である. この $m_B(\lambda)$ をどのように大規模場の量と関係づけるかがこの研究の最も重要な目的である. Arakawa and Schbert は $m_B(\lambda)$ を決定するのに次のような仮定を用いた. まず cloud work function $A(\lambda)$ という量を次式のように定義する.

$$\begin{aligned} A(\lambda) &= \int_{z_B}^{z_D(\lambda)} \frac{g}{C_p T(z)} \eta(z, \lambda) (S_{vc}(z, \lambda) \\ &\quad - \bar{S}_v(z)) dz \end{aligned} \quad (4.8)$$

ここで $S_{vc}(z, \lambda)$ は entrainment rate λ をもつ雲の中での moist static energy* (foot note 参照) で, その垂直分布は z_B での温度や混合比を適当に決めれば, 大規模場の \bar{S}, \bar{q} 等から各 λ ごとに容易に決定出来る量であ

る。この $A(\lambda)$ という量は cloud base から cloud top ($z_b(\lambda)$) までの全層についての浮力 (荷重 $\eta(z, \lambda)$ をかけた) の積分値である。 λ と云う雲が出来るための必要条件は $A(\lambda) > 0$ となることである。したがって $A(\lambda)$ は moist convective instability の一般化された criterion と考えることが出来よう。 $A(\lambda)$ は大規模場の運動により又雲の効果により時間変化する。前者は一般に $A(\lambda)$ を増加させる効果 (不安定化作用) である。又、後者は一般に $A(\lambda)$ を減少させる効果 (安定化作用) である。大規模場の運動による不安定化作用のうち最も重要なものは、自由大気中での大規模場の上昇流による environment での冷却化と、 mixed layer top での大規模場の上昇流による mixed layer の厚さの増加による $A(\lambda)$ の増加である。又雲の効果としては、(1) 異なる種類の雲 (λ') の補償下降流による environment での昇温に伴う $A(\lambda)$ の減少 (安定化作用)、(2) 自分よりも背の低い雲 ($\lambda' > \lambda$) から detrain された雲水の environment での蒸発から生ずる冷却化と湿潤化による $A(\lambda)$ の増大 (不安定化作用) と、(3) あらゆる種類の雲の補償下降流により、 mixed layer top がおし下げられ、 mixed layer が浅くなることによる $A(\lambda)$ の減少である (安定化作用)。ここで雲同志の相互作用は、異なる entrainment rate (λ') をもつ雲は、大規模場を通して λ の雲に影響を与えるという形で取入れられている。Ooyama (1971) では bubble 同志の相互作用は全く無視されているが、Arakawa and Schubert (1973) では間接的に考慮されているといえよう。

こうした安定化作用と不安定化作用の両者により、あらゆる λ についての $A(\lambda)$ の時間変化は cancel すると仮定する。

$$\frac{dA}{dt} = 0 \quad (4.9)$$

この仮定 (quasi-equilibrium assumption) を満足するように雲は出来ているとして $m_B(\lambda)$ を決定している。

この equilibrium assumption は大規模場の運動の time scale が雲の adjustment time scale より十分に大きいことを前提としている。この方法による $m_B(\lambda)$ の決定は、数学的には積分方程式を解くことに帰着しかなり複雑なものであるが、この parameterization を熱帯擾乱に適用することはきわめて興味深いと思われる。

Yanai *et al.* (1973) は cloud model として上記の Arakawa and Schubert と同じものを用い、マーシャル諸島での実測値から (4.2)、(4.3) の

$$Q_1 \left(= \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \overline{\nabla S \mathbf{V}} + \frac{\partial \bar{S} \bar{\omega}}{\partial p} \right),$$

及び

$$Q_2 \left(= L \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla q \mathbf{V}} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \right)$$

を決め、この area (約 $62 \times 10^4 \text{ km}^2$) での雲の統計的性質を論じている。その結果によると大規模場の収束による上昇流に $\rho \bar{\omega}$ 比し、cloud mass flux ($M_c(z)$) は大きく、したがって積雲対流の environment には補償下降流が存在する。大規模の昇温の最も大きな要因はこの補償流による断熱昇温である。又積雲から detrain する雲水の蒸発による冷却も特に下層では重要である。補償下降流により生ずる乾燥化に抗する最も大きな要素は、雲 (特に背の低い雲から) から detrain される水蒸気及び雲水である。

先に述べた Arakawa の quasi-equilibrium assumption の妥当性や更に現実的な parameterization を目指すには、こうした解析の積み重ねが是非とも必要となるであろう。

本章で取上げた一連の研究から、parameterization に関しての新しい時代がおとずれた感がふかい。これは熱帯気象学のみならず気象学全体にとって重要な関心事であろう。

あとがき

対流圏の熱帯擾乱は現象的に見て不明確な部分が多い。この現象を明確にするため各方面からなされている研究の、比較的最近の動向をお伝えする事を目的とした。不十分な部分や不明確な箇所は筆者の不勉強を深くお詫びする。

文 献

- Arakawa, A., 1969: Parameterization of cumulus convection. Proc. WMO/IUGG Symp. Numerical Prediction, Tokyo, Japan Meteor. Agency, IV-8, 1-6.
- , and W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. J. Atmos. Sci., **31** (in press).
- Bates, J.R., 1970: Dynamics of disturbances on the Intertropical Convergence Zone. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **96**, 677-701.
- , 1972: Tropical disturbances and the general circulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **98**,

- 1-16.
- Bennett, J.R., and J.A. Young, 1971: The influence of latitudinal wind shear upon large-scale wave propagation into the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 202-214.
- Chang, C.P., 1970: Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 133-138.
- , 1973a: A dynamical model of the inter-tropical convergence zone, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 190-212.
- , V.F. Morris and J.M. Wallace, 1970: A statistical study of easterly waves in the western Pacific: July-December 1964, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 195-201.
- Charney, J.G., 1963: A note on large-scale motions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 607-609.
- , 1969: A further note on large-scale motions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 182-185.
- Charney, J.G. 1968: The Intertropical Convergence Zone and the Hadley circulation of the atmosphere, Proceedings of the WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction, Tokyo, Nov-Dec. 1968. Published by Japanese Meteorological Agency, Mar. 1969.
- Estoque, M.A. 1968: Vertical mixing due to penetrative convection *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1046-1051.
- Frank, N.L. 1969: The inverted-V cloud pattern an easterly wave? *Mon Weath. Rev.*, **97**, 130-140.
- , 1970: Atlantic tropical systems of 1969, *Ibid.* **98**, 307-314.
- Fujita, T., K. Watanabe and T. Izawa, 1969: Formation and structure of equatorial anticyclone caused by large-scale cross equatorial flows determined by ATS-1 photographs, SMRP Research Paper No. 78.
- Hayashi, Y., 1970: A theory of large-scale equatorial waves generated by condensation heat and accelerating the zonal wind. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 140-160.
- , 1971a: Instability of large-scale equatorial waves with a frequency-dependent CISK parameter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 59-62.
- , 1971b: Instability of large-scale equatorial waves under the radiation condition. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 315-318.
- , 1971c: Frictional convergence due to large-scale equatorial waves in a finite-depth Ekman layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 450-457.
- , 1974: Spectral analysis of tropical disturbances appearing in a GFDL general circulation model *J. Atmos. Sci.*, **31**, 180-218.
- Holton, J.M. 1971: A diagnostic model for equatorial wave disturbances: The role of vertical shear of the mean zonal wind. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 55-64.
- , J.M. Wallace and J.A. Young, 1971: On boundary layer dynamics and the ITCZ. *J. Atmos. Sci.* **28**, 275-280.
- Hubert, L.F., 1949: On the formation of typhoon, *J. Meteor.*, **5**, 247-264.
- Janota, P., 1971: An empirical study of the planetary boundary layer in the vicinity of the Intertropical Convergence Zone. Ph. D. thesis, M.I.T., 279 pp.
- Kornfield, J. and Hanson, K. 1968: On the double structure of cloud distribution in the equatorial Pacific, University of Wisconsin, Madison, Dept of Meteorology, Studies in Atmospheric Energetics based on Aero-space probings, Annual Report 1967, issued May 1968, pp. 43-51.
- Lipps, F.B., 1970: Barotropic stability and tropical disturbances, *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 127-131.
- Madden, and P.R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillations in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Mak, M.K., 1969: Laterally driven stochastic motions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 41-64.
- Manabe, S., J. Smagorinsky and R.F. Strickler. 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 769-798.
- , and —, 1967: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle II. Analysis of the tropical atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 155-169.
- , J.L. Holloway, Jr. and H.M. Stone, 1970b: Tropical circulation in a time integration of a global model of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 580-613.
- , D.G. Hahn, and J.L. Holloway, Jr. 1974: The seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 43-83.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- Murakami, M., 1971: On the disturbances appearing in precipitation near the ITC zone in the tropical Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**,

- 184-189.
- , 1972: Intermediate-scale disturbances appearing in the ITC zone in the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 454-464.
- , 1973: Response of the tropical atmosphere to the initial forcing on the equator and the middle latitude boundary. *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 252-262.
- , 1974: Influence of Mid-latitude planetary wave on the tropics under the existence of critical latitude. *J. Meteor. Soc. Japan* (inpress)
- Murakami, T., 1972a: Balance model in a conditionally unstable tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 463-487.
- , 1972b: Equatorial tropospheric waves induced by diabatic heat sources. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 827-836.
- , and F.P. Ho, 1972: Spectrum analysis of cloudiness over the northern Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 285-300.
- Nitta, Tsuyoshi, 1970: Statistical study of tropospheric wave disturbances in the tropical Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 47-60.
- , 1972b: Structure of wave disturbances over the Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 85-103.
- , and M. Yanai, 1969: A note on the barotropic instability of the tropical easterly current. *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 127-130.
- Nitta, T. (1973): Observational determination of cloud mass flux distribution function. Paper presented at Special Planning Conference on Tropical Meteorology (University of California, Los Angeles, Calif.) January 1973.
- Ooyama, K., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geofis. Intern.*, **4**, 187-198.
- , 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3-40.
- , 1971: A theory on parameterization of cumulus convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, Special Issue, 744-756.
- Palmer, C.E., 1951: Tropical meteorology. Compendium of Meteorology, Boston, Amer. Meteor. Soc. 859-880.
- , 1952: Review of tropical meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **78**, 126-163.
- Reed, and E.E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1117-1133.
- Riehl, 1948b: On the formation of typhoons. *J. Meteor.*, **5**, 247-264.
- , 1954: Tropical Meteorology. New York, McGraw-Hill, 392.
- Rosenthal, S.L., 1973: Hurricane modeling experiments with a new parameterization for cumulus convection. NOAA technical memorandum ERL WMPO-4.
- Wallace, J.M., 1969: Some recent developments in the study of tropical wave disturbances. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **50**, 792-799.
- , 1971: Spectral studies of tropospheric wave disturbances in the tropical western Pacific. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 557-612.
- , and V.E. Kousky, 1968a: Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 900-907.
- , and —, 1968b: On the relation between Kelvin waves and the quasi-biennial oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 496-502.
- , and C.P. Chang, 1969: Spectrum analysis of large-scale wave disturbances in the tropical lower troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1010-1025.
- Williams, R.T., T.K. Schminke and R.L. Newman, 1971: Effect of surface friction on the structure of barotropically unstable tropical disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 778-785.
- Yamasaki, M., 1969: Large disturbances in a conditionally unstable atmosphere in low latitudes. *Pap Meteor. Geophys.*, **20**, 289-336.
- , 1971a: Frictional convergence in Rossby waves in low latitudes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, Special Issue, 691-698.
- , 1971b: A further study of wave disturbances in the conditionally unstable model tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 391-415.
- , and M. Wada, 1972a: Barotropic instability of an easterly zonal current. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 391-415.
- , and —, 1972b: Vertical structure of the barotropic unstable wave in a tropical easterly current. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 271-284.
- Yanai, M., 1961a: A detailed analysis of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **39**, 187-214.
- , 1968: Evolution of a tropical disturbance in the Caribbean Sea region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 86-109.
- , 1971: A review of recent studies of tropical meteorology relevant to the planning of GATE. Experimental Design Proposal by the Interim Scientific and Management Group (ISMG), Vol. 2, Annex 1. (Available from Dept. of Meteorology, UCLA.)
- , and T. Maruyama, 1966: Stratospheric

- wave disturbances propagating over the equatorial Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 291-294.
- , and T. Nitta, 1967: Computation of vertical motion and vorticity budget in a Caribbean easterly wave. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 444-466.
- , —, T. Nitta and Y. Hayashi, 1968: Power spectra of large-scale disturbances over the tropical Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, 308-323.
- , and Y. Hayashi, 1969: Large-scale equatorial waves penetrating from the upper troposphere into the lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 167-182.
- , and M. Murakami, 1970a: A further study of tropical wave disturbances by the use of spectrum analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 186-197.
- , S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627.



地球の物理—現代の地球観—

日本物理学会編, 1974, 丸善, 348 pp. ¥3,000

今から十数年前, 私が学部学生であった頃の地球物理学学科では, 坪井・日高・本多・正野・永田各教授といった錚々たる碩学の講義が並び, 文字どおり地球物理学を学ぶという雰囲気^{はくわい}に満ちみちていた。然るにその後は地球物理学各分野の急速な進歩に伴う領域の細分化・専門化が著しく, 学部や大学院のカリキュラムも変貌し, 同じ地球物理学教室内のスタッフ同志の間でさえ, 隣りは何をする人ぞといった傾向が見られるようになってしまった。他分野からの情報は僅かに限られた個人的な会話とか, 通俗科学雑誌, 時には新聞・テレビといった貧弱な伝達手段のみによってかろうじて得られる程度である。気象学という狭い枠の中でさえ, 学会発表の場に見られるように, テーマの枝わかればかりが目立ち, ともしれば木を見て森を見ずの専門バカを作る風潮がなくな

ない。しかしながら, 気象学を含めて地球物理学とは, 結局のところ地球というひとつの惑星のさまざまな側面を物理学の立場からながめてゆくことであり, どの部分を調べるにせよそこには常に共通の見方が存在していることを忘れてはなるまい。その意味で, ここに紹介するのは地球物理学とは何であるかをもう一度想い起こさせてくれる良書と言えよう。

本書は1972年7月に日本物理学会の主催で“現代の地球観”の名のもとに行われた講習会の内容を基礎にして, 各専門領域の第一線の研究者が最近の地球科学の発展ぶりを他分野の人々に理解出来るよう考慮してまとめたものである。第1章, 坪井忠二先生の“地球序説”は当時の東大地球物理学教室の雰囲気^{はくわい}を彷彿とさせる好エッセイで, 以下の各章は, 2. 宇宙・月・地球, 3. 大気と水圏, 4. 地球の内部, 5. 地球の磁気, 6. 実験室内の地球, 7. 海洋底の物理, 8. 弧状列島, 9. プレートテクトニクスと火山観, 10. 新しい地震観, 11. 地震の予知, と続く。最新的话题を多く集めているにも拘らず, それらがいずれも先鋭的な専門化に走らず,むしろ地球科学としての共通の問題意識を明確に打ち出し総合化の方向を旨としている点は注目し値しよう。我々に最も馴染みのあるはずの第3章“大気と水圏”についてみても, 従来の常識的な気象学の教科書には殆ど見られない“惑星としての地球”の見地から書かれた, 熱機関としての大循環論, 相変化に着目した物理気象, 大気組成と生物の進化等々, 執筆者駒林誠氏ならではのユニークな話題が知的好奇心を大いにゆきさぶる。

このような高度の啓蒙書が物理学会によって企画出版されたことについては, 改めてそのキャパシティの大きさに感心するとともに, 翻ってこれまでの地球物理学関係者相互間の交流不足を反省せねばなるまい。

巻末の文献リストや地球物理定数表の付録等に教科書としての配慮も行き届いており, 学部・大学院の学生にはもちろんのこと, 講義を聴くことから遠ざかっている世代の方々にもひろくおすすめする。

(廣田 勇)