

熱帯循環における積雲対流*

浅井 富雄**

1. はしがき

「熱帯を訪れる人にとって最も印象的な光景は、昼は青空にくっきりと浮かび夜は月光に映える積雲である。……積雲は大気という王国の美の女王である。」と熱帯気象学者 H. Riehl が彼の著“Tropical Meteorology”の一節で述べたのは1954年のことである。気象衛星というすぐれた観測手段を利用し得るようになった今日、一望のもとにおさめることの出来る美しい渦巻の台風や長く伸びた赤道収束帯と共に依然として積雲は熱帯地方で演ぜられる大気運動劇の主役の地位を失っていない。第2次大戦後急速に発展した気象学が今後更に一段飛躍するためには、この南国の女王にも登場願わねばならない。今日その時点に到達したといえよう。

周知のように地球大気系は平均してほぼ緯度35°を境にして低緯度帯で太陽からエネルギーを正味獲得し、高緯度帯で同量を失っている。この高低緯度間のアンバランスが大気や海洋の運動をひきおこし、その運動がエネルギーの収支の帳じりをあわせている。熱帯はいわば大気という熱機関のボイラーに相当している。ところで、太陽から放射されるエネルギーの大部分は地球表面にひとまず吸収され、その後表面に接する下層大気に還元される。これが上層へ輸送され更に高緯度地方へ運ばれ、そこでの冷却を防いでいる。このエネルギー輸送のまわり道に種々のエネルギー変換過程が介在して大気中の現象を著しく複雑にしている。

このエネルギーの輸送や変換の過程にはいろいろの性質をもった運動が関与しているが、大まかにいって中高緯度帯では1000kmオーダーのスケールをもつ高低気圧系が熱の北向き輸送に重要な役割を果し、一方低緯度帯でははるかにスケールの小さな積雲対流系の熱の上向き輸送に果す役割が重要になる。

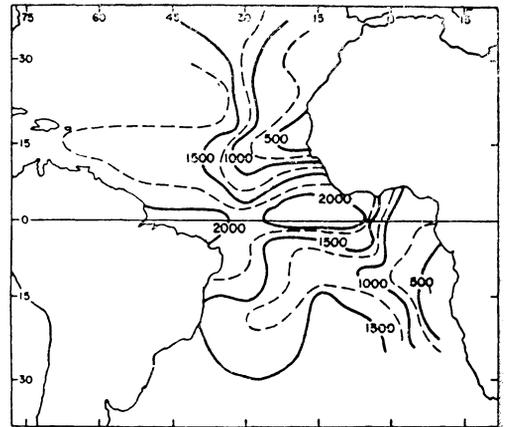
ここでは熱帯循環における積雲対流の役割に注目し、主に以下の点について概観する。即ち (1) 貿易風帯湿潤層と積雲、(2) 熱帯収束帯における積雲対流、(3) 熱

帯擾乱における積雲対流。

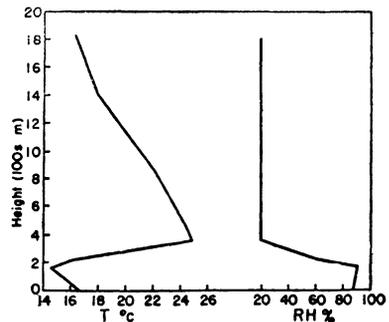
2. 貿易風帯の湿潤層

地球表面の約半分を占める熱帯は又その80%近くを海におおわれている。従って熱帯では太陽から与えられるエネルギーはその大部分を海に吸収され、海面から大気下層に主に水蒸気の形で還元される。そこでまず下層大気の実態を、主としてエネルギー輸送の見地から見てみよう。

1920年代中頃、ドイツの観測船 Meteor により行われた大西洋の観測は我々に熱帯海洋上の気象について多く



(a)



(b)

第1図 (a) 大西洋における貿易風逆転下面の高度(単位m), (b) アフリカ西岸(22°S, 8°E)における気温と湿度の垂直分布(1926年7月28日, Meteor 観測)

* Cumulus convection in tropical circulation

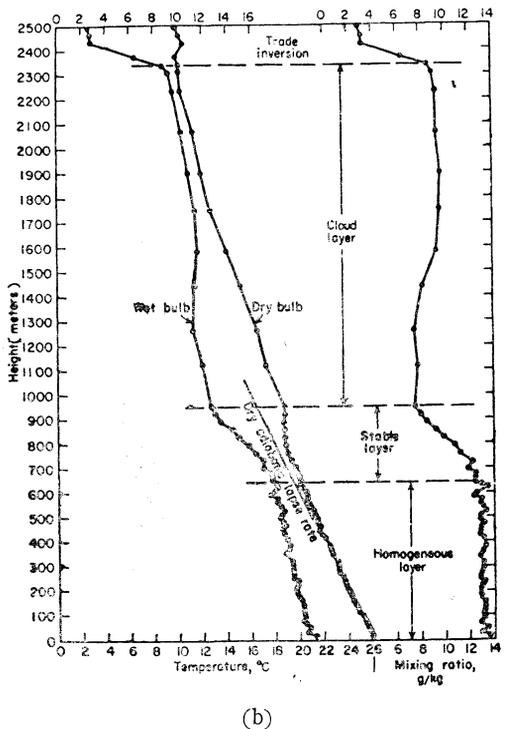
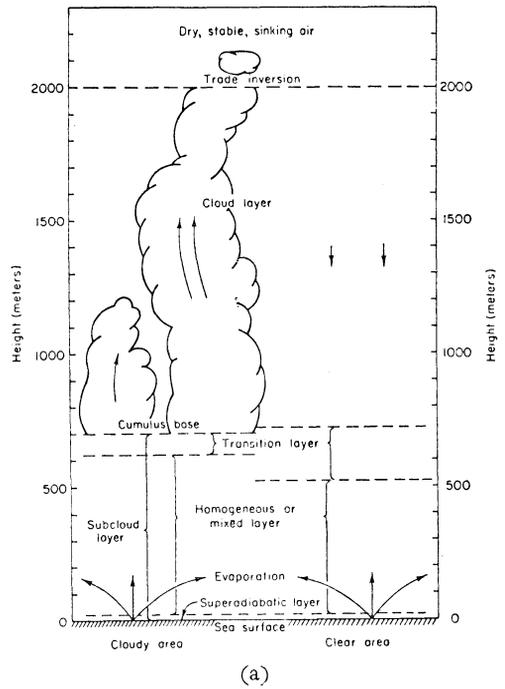
** T. Asai, 気象研究所

—1967年3月10日受理—

の知見を与えた。中でも大西洋上の逆転層 (trade-wind inversion) とその高度分布は、後に行われた太平洋上での観測結果 (Riehl et al, 1951) ととも共通し、熱帯における下層大気的基本的性質を示すものと考えられる。第1図 (a) 及び (b) は夫々大西洋上における trade-wind inversion の下面の高度分布と inversion の特徴を示す気温、湿度の垂直分布の一例である (Ficker, 1936)。(b) に示されたものはアフリカ西岸の冷水塊上のもので、逆転層の低い事や気温の逆転の強い事が特に著しい例である。trade-wind inversion は湿潤な下の気層を乾燥した上層から確然と分離し、その下面は赤道の方へ又西の方へ行くにつれ次第に高くなっている。貿易風帯の気流を考慮に入れば風下に向って逆転層の底が高くなっていると見ることが出来、逆転の強さも、その底の低い所で著しく、高くなると共に弱まっている。古来亜熱帯高気圧からの緩慢な下降気流によって trade-wind inversion は形成されるものと定性的に説明されているが、海面からの顕熱や潜熱の補給と貿易風帯の運動との間の拮抗点として貿易風逆転を定量的に説明し得るに至っていない。ともあれ逆転層下は海面から補給された水蒸気の貯蔵層となっていることを示している。この湿潤層が熱帯循環における火薬庫の役割を果すことになる。

ところで海洋と大気間のエネルギー交換や補給されたエネルギーを上方へ輸送する物理的考察への端緒を開いたのは1944年以来、1946、1953年と3次に互り Woods Hole 海洋研究所が中心となって行ったカリブ海域での観測である。Wyman, Woodcock 等は1946年4月、Puerto Rico 付近 (19°N 66°W) の海洋上で貿易風帯の積雲やその雲底下の気層を調べるため船による海洋・海上気象観測に加えるに飛行機観測も行った (Bunker et al., 1949)。飛行機は直径約 3 km の螺旋を描きながら 60m/min の緩慢な上昇率で乾球及び湿球温度を測定し、貿易風帯の気温や水蒸気の垂直分布を得た。1953年には smoke flare による風向の測定や飛行機による雲の写真観測も加えられた。

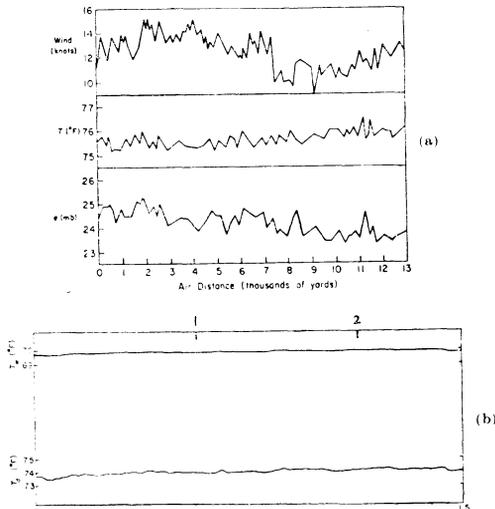
第2図 (a), (b) は夫々貿易風帯湿潤層の模型 (Roll, 1965) と 1946年4月27日西大西洋上 (19°30'N 66°W) での乾球及び湿球温度、混合比等の垂直分布である。これは貿易風の比較的強い時の逆転層下の湿潤層の典型的な成層状態を示している。逆転層下は一見して積雲 (貿易風積雲と呼ぶ) の存在する cloud layer とその下の subcloud layer に大別される。subcloud layer では気温の垂直分布は乾燥断熱減率に近く、従って温位はほぼ



第2図 (a) 貿易風帯湿潤層の模型, (b) 西大西洋上 (19°30'N, 66°W) での気温、水蒸気の垂直分布 (1946年4月27日、カリブ海観測)

一定となり、又混合比も殆んど一様で非常によく攪拌されている層であることがわかる。従ってこの層は homogeneous layer 又は mixed layer とも呼ばれている。subcloud layer を更に詳細に見れば、最下層では僅かに superadiabatic, 上半層では僅かながら subadiabatic な気温減率を示し、cloud layer との間にかなり安定で混合比の急減する transitional (stable) layer が見出される。第2図 (b) は clear area での観測例であって、そこでは常に transitional layer が存在するが、cloudy area の観測ではそのうち約半数それを見出すことが出来ない。従ってこの transitional layer の存在を補償的下降流の結果と見る向きもある。一方 cloud layer は凝結高度から逆転層下面までを占め、気温分布は湿潤断熱減率より大きく条件付不安定な成層状態である。雲の内外でその差は余りない。この事実が entrainment の概念を積雲対流理論に導入させるのに一役買ったのである。

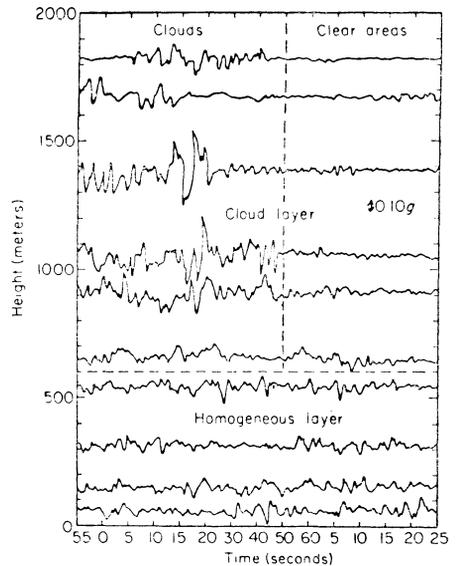
扱て、海面から空気中へ熱や水蒸気が輸送されるためには通常海面温度が海面近くの空気の温度より高くなければならない。第3図は第2次カリブ海観測 (1946) の際船上で測定された風速、気温、水蒸気圧等の変動記録の一例である。(a) は水温が気温より約 0.6°C 高い時のもの、(b) は水温が気温より約 3.5°C 低い時のもの



第3図 Woods Hole 海洋研観測船上で得られた風、気温、水蒸気圧等の変動記録の一例、(a) 海面水温が気温より約 0.6°C 高い場合 (19°30'N, 66°W, 1946年4月23日)、(b) は海面水温が気温より約3.5°C 低い場合 (1946年3月、パナマ運河附近の東太平洋) の乾・湿球温度。横軸は距離 (風速×時間)

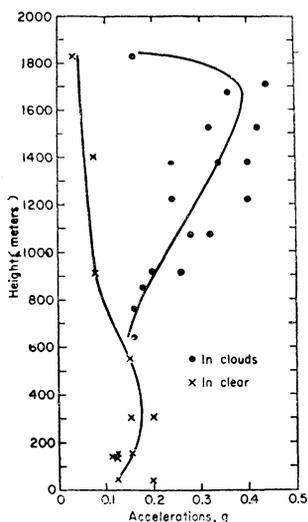
で、各々の場合の代表的な例である。海面温度が気温を超える時変動は著しく増大すること、50~300m のスケールをもつ変動が卓越し気温と水蒸気圧との間に正相関、風速とそれらとの間に負相関のあることを示している。然し鉛直流の同時観測がなされなかったので量的に鉛直輸送量を評価することは出来なかった。然し気温と水蒸気の変動量の大きさを比較すれば潜熱輸送が顕熱のそれに比して圧倒的に大きくなるだろうことが推定される。ここで 1~10km のかなり大きなスケールの変動の認められることも付け加えておかねばならない。その後時期や場所は異なるが、やはり貿易風帯で Bunker(1960) は飛行機により気温、水蒸気の外に鉛直流も同時に測定し、下層 150m の大気中では、鉛直流と気温や水蒸気との間に正相関、風速との間に負相関のあること、50~300m のスケールの eddy が主に輸送に寄与している事等を示した。尤もその際用いられた測器は 0.2sec. の response time 従ってほぼ 10m の解像 (飛行機速度 50 m/sec, 水蒸気については 1 sec, 従って 50m) が限度であるからそれ以下のスケールの eddy については不明である。

ところで、150m より高くなると鉛直気流と水蒸気の相関は下層と同じく正であるが、気温とは負相関となる。第2図 (b) に示されたように homogeneous layer の上半部では僅かながら安定な成層をなしていることから考え、下層で buoyant eddy が発生したとしても上



第4図 各高度の飛行中に得られた加速度計記録の一例 (1946年4月、カリブ海観測)

昇と共に浮力を失い overshoot したものが見出されるであろう。又第4図は逆転層下の各高度の飛行に際して得られた鉛直加速度計の記録である。鉛直気流への reduction が施されていないが, subcloud layer においては雲の下であるか否かによる空気の乱れの差異は認められない。同じく各飛行高度で記録された最大の鉛直加速度を示したのが第5図で, turbulence の強度の高度分布の一つの指標と見てもよいであろう。clear area では300m 附近で turbulence は最大となり, その上では高さと共に減ずる。一方積雲に伴う turbulence は600~700m から始まっている。



第5図 飛行中各高度で経験された最大加速度 (1946年4月, カリブ海観測)

上述の事実は homogeneous layer で卓越する eddy が上昇しつつ発達して cloud layer の積雲に生長するという単純な過程を否定している。換言すれば, 積雲の根を homogeneous layer に求め難いということを意味する。然しながら, この結論を決定づけるには資料は余りにも断片的で信頼度も高くない。現象のごく限られた一側面しか見ていない危険性がある。homogeneous layer は積雲の発生に如何なる役割を果しているのか? この極めて基礎的な質問にも我々は未だ答えられない。

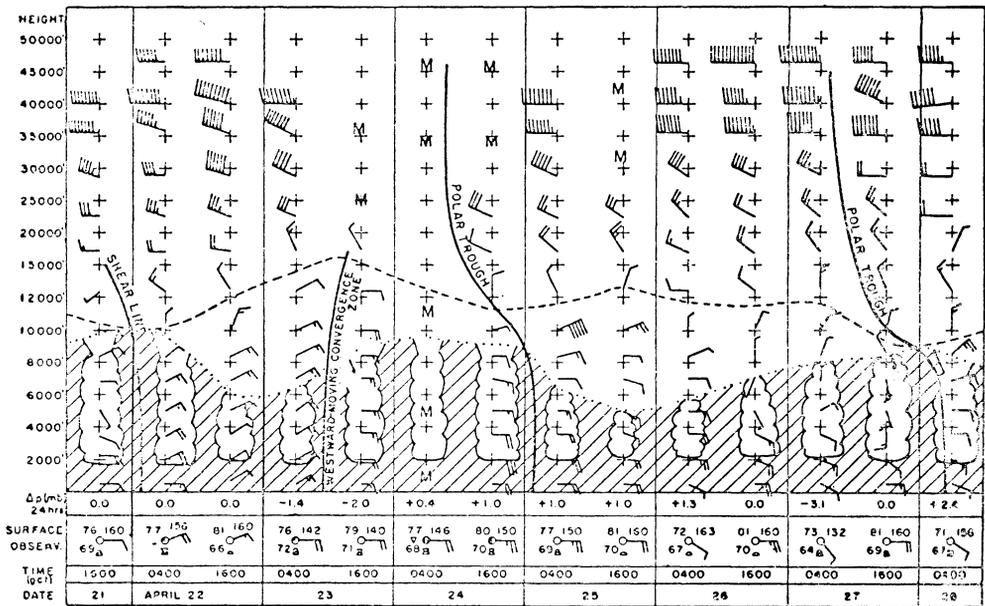
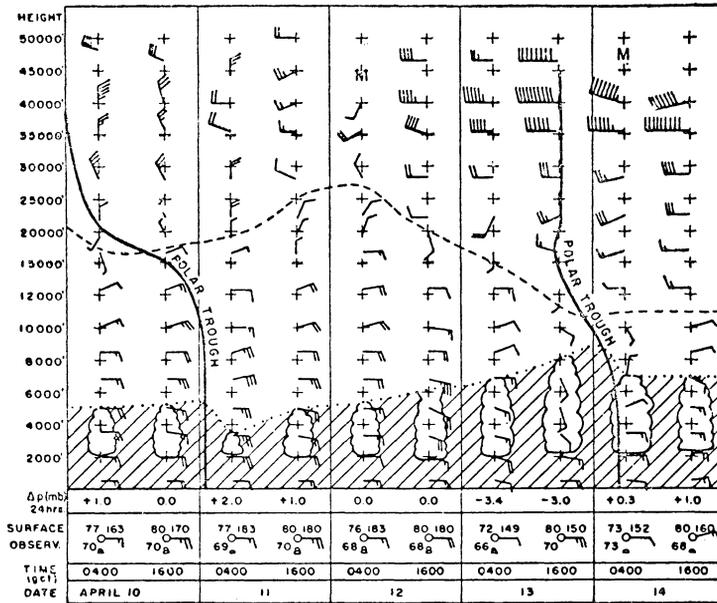
3. 貿易風積雲

前節では homogeneous layer の buoyant element から積雲への直接的なつながりを否定し, homogeneous layer と積雲の関係の単純でないことを示した。それにもかかわらず, ここでは両者の間に密接な関係のあることについて述べなければならぬ。

逆転層下の貿易風帯は地球上で最も定常的な地域であるが, 勿論貿易風の強さや性状は絶えず変動し, それは特に亜熱帯高気圧の動向と関連している。亜熱帯の ridge と赤道の trough の気圧差の大小に応じて貿易風は強まったり弱まったりする。丁度偏西風帯におけると同様, high (zonal) index と low index の交替が行われている。第6図 (a), (b) は夫々 Woods Hole 海洋研究所を中心とした第2次, 第3次カリブ海観測期間中, Anegada 島 (18°50'N, 64°20'W) で得られた高層観測の time section である (Malkus, 1958)。 (a) は1946年4月10日~28日のもので貿易風の強い期間 (surface wind 平均 9.1 m/sec., 90°), (b) は1953年3月18日~4月7日のもので貿易風の弱い期間 (平均 5.7 m/sec., 106°) に対応する。斜線部は湿潤層で, その頂の点線は逆転層の下面であり, 破線は偏西風の base を示している。両者の著しい相違は貿易風積雲の発達の場合に見出された。強い貿易風下では弱い場合に比して雲層が厚く雲量も多い。一方弱い貿易風下では homogeneous layer が比較的薄くなりそこでの混合比の均質性はややくずれる。即ち弱風下における混合比の鉛直傾度は強風下のそれの3~4倍になる。この事実は turbulence の弱まりを示し, 蒸発の抑制, subcloud layer を通しての水蒸気の輸送の減少を物語っている。南寄りの弱い風は下層の turbulence を弱める原因となっているようである。このように貿易風積雲の発達は subcloud layer の運動や構造, 従って又大気・海洋間のエネルギー交換と密接に関係している。

第5図でも示されたように, homogeneous layer の中程から上では turbulence は次第に減衰する。従って cloud layer やその上での輸送過程には貿易風積雲や synoptic-scale の擾乱が主要な役割を果すことになるであろう。そこで貿易風帯における積雲群の輸送能力如何? という問題が生じ, そのため積雲の規模や分布を知ることが必要になる。

Malkus (1962) は貿易風積雲を飛行機で横断した際得られた観測結果 (第7図はその一例) を用いて水蒸気輸送能を評価した。第7図は活潑な貿易風積雲の垂直断面である。数 m/sec. に達する updraft は雲中でも僅かな部分に限られ, 大部分は下降域によって占められている。しかもこの活潑な段階は目視出来る雲の一生の僅かな部分に過ぎない。今或る水平面を通しての上向き水蒸気輸送量 (単位面積・時間あたり) を F (g/sec) とすれば



(a)

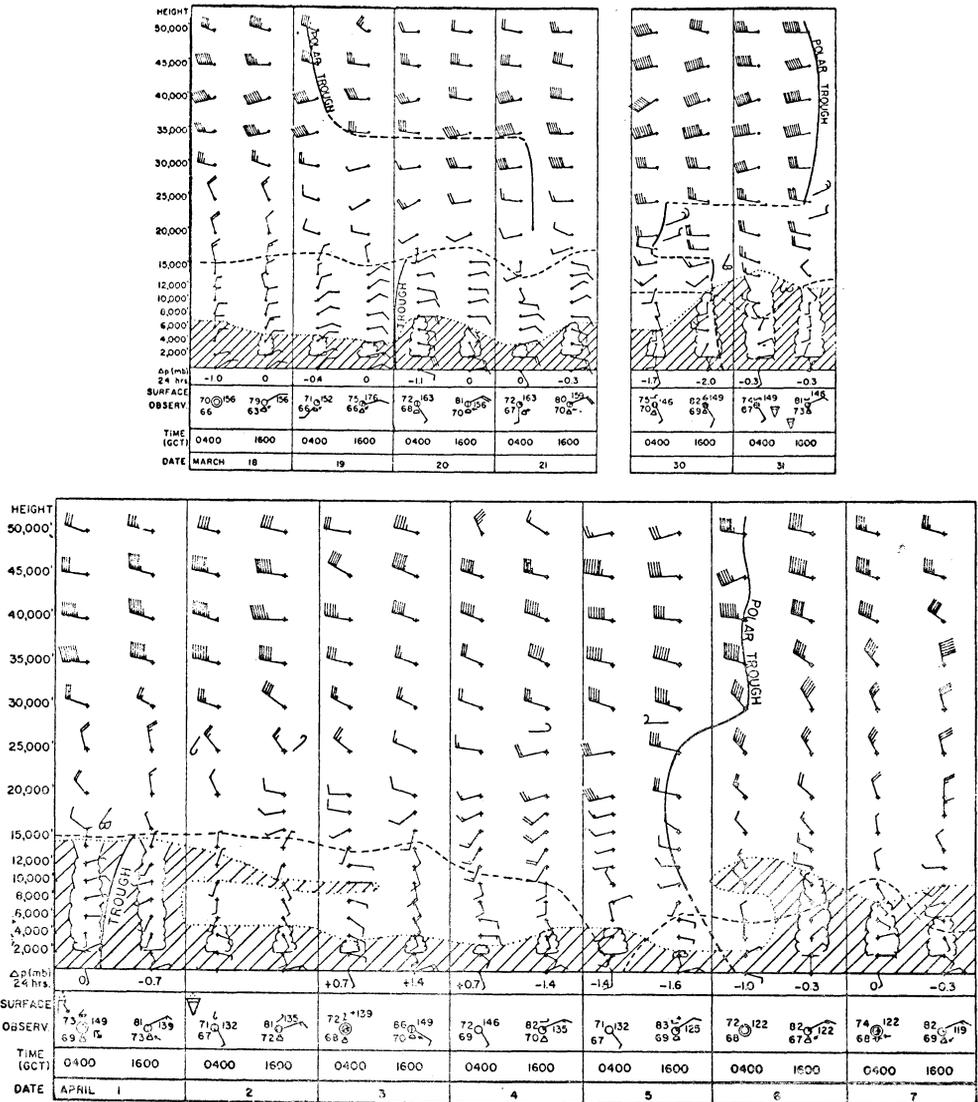
$$F = \rho(w_a q_s A_a + w_c q_s A_c + w_d q A_d) \quad (1)$$

$$\text{ここで } A_a + A_c + A_d = 1 \quad (2)$$

$$w_a A_a + w_c A_c + w_d A_d = 0 \quad (3)$$

添字 a, c, d は夫々上昇部、雲中の下降部、雲外の下降部に関する量を示し、 w は上昇速度、 q は混合比、 q_s は飽和混合比、 A は水平断面積、 ρ は空気密度である。但し雲水量、全域の平均上昇速度、雲内外の密度差は無

視される。今1400m (850mb) の高度をとり、 $\rho = 1.1 \times 10^{-3} \text{g/cm}^3$ 、 $q_s = 13.6 \text{g/kg}$ (気温 16°C)、 $q = 8 \text{g/kg}$ 、雲量 $A_a + A_c = 0.35$ としよう。Colón (1960) の計算にもとづけば、 $10^\circ \sim 20^\circ\text{N}$ の貿易風帯海洋上で cloud layer の下部を通して運ばれるべき全水蒸気量は $1.5 \times 10^{12} \text{g/sec}$ となる。この輸送量に達するためには $w_d = -1.2 \text{cm/sec}$ とならねばならず、更に活潑な上昇域 $A_a = 0.02$ 、



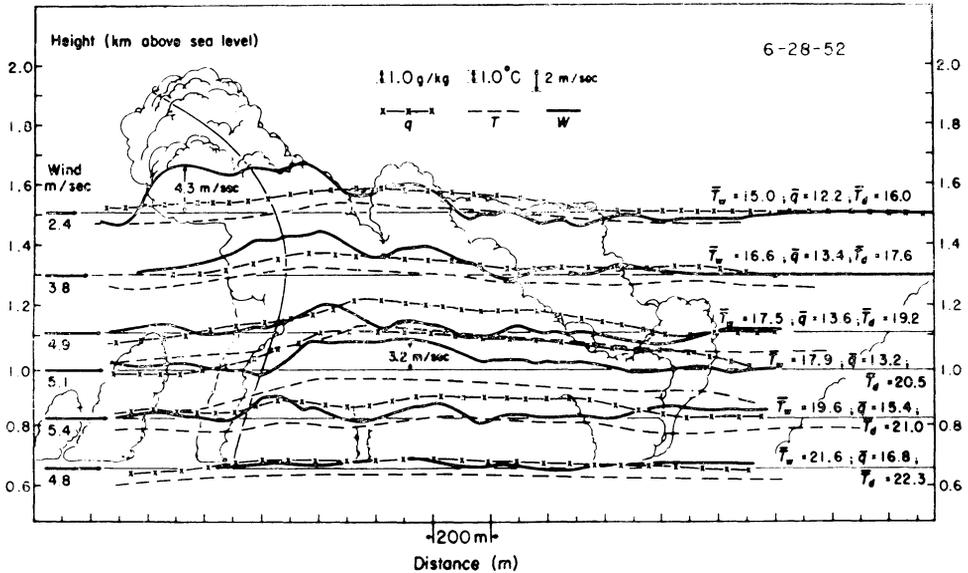
(b)

第6図 垂直断面の time section (カリブ海観測)。湿潤層は斜線で、偏西風下面是破線で示される。短い矢羽は5ノット、長い矢羽は10ノット、地上風は風力階級で表す。(a) 1946年4月10日~28日, (b) 1953年3月18日~4月7日。

$w_c = -10\text{cm/sec}$ とすれば $w_a = 2\text{m/sec}$ とならねばならない。これらは決して過大な値ではないから、貿易風積雲は充分な輸送能力を持つであろうことがわかる。

ところで貿易風積雲の観測はその後の積雲対流理論を画的的に発展させたことは既にふれた通りである。雲中の観測結果は湿潤な buoyant air parcel の断熱上昇運動から期待されるものと次の点で矛盾した。(i) 気温減率は湿潤断熱のそれより急で寧ろ周囲の気温減率に近い、

(ii) 雲水量は非常に少く期待されるものの数分の1、
 (iii) 上昇速度が小さく又雲頂も低い。これらの事実を説明するために上昇気塊と周囲の空気との混合が行われねばならないとして Stommel (1947) は entrainment の概念を導入した。その後多くの人々によっていくつかの積雲モデルが提出されているが、いずれも静止大気中における単一の buoyant element についての物理的構造や混合の機巧に関するものである。これらのモデルに



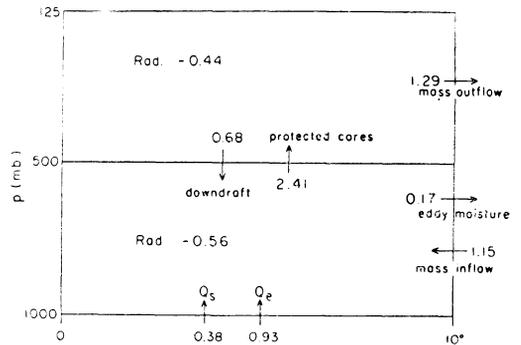
第7図 飛行機観測にもとづく貿易風積雲の垂直断面図 (1952年6月28日, 西大西洋貿易風帯)

よれば混合の影響は buoyant element の水平スケールに逆比例して効くので、水平断面の大きい積雲程より発達し易く、従って又背の高い積雲に生長し得るという妥当な結果が得られる。然しながら或る領域における輸送量を算出するに必要な積雲の規模や population は得られない。著者 (1966) は、混合の機巧と同時に周囲の下降流の影響も考慮に入れた積雲対流モデルを導出した。これについては別に報告されるので省略する。積雲対流の理論的研究の前途には micro-scale, macro-scale の影響という難問が両側に立ちふさがっている。

4. 熱帯収束帯における積雲対流の役割

海面から補給された水蒸気は貿易風帯の湿潤層に貯えられ、貿易風によって赤道附近へ送り込まれ、ここで収束した湿潤な空気は上昇し潜熱を解放し、その一部は放射冷却を償い残りは高緯度へ送り出される。熱帯収束帯は Hadley cell の赤道側上昇域に対応し降水量もここに集中している。この収束帯はいわば熱帯循環の動力源である。

Riehl と Malkus (1958) は equatorial trough から北側へ緯度にして 10° の幅をもつベルトについてのエネルギー収支を計算した。第8図は 500mb 面で大気を二分し、上層下層それぞれの領域でエネルギーの出入りを示している (単位は 10^{15} cal/sec)。但し 125mb 面や equatorial trough を通しての出入りはないものとする。北側境界を通して下層での輸入、上層での輸出は主

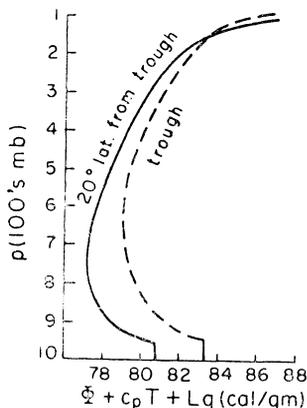


第8図 熱帯収束帯における熱収支 (単位は 10^{15} cal/sec)

に平均子午循環によって行われる。下層では平均子午循環による輸入量 1.15 のうち72%が潜熱 Lq (L : 凝結潜熱, q : 混合比) として、残り28%が顕熱とポテンシャルエネルギー $C_p T + \phi$ (温位に比例する量, T : 気温, ϕ : ゼオポテンシャル, C_p : 空気の定圧比熱) として運び込まれ、一方上層では下層で運び込まれた量より多い 1.29が大部分 (98%) 顕熱とポテンシャルエネルギーの形で運び出される。第8図に示された如く海面からの顕熱補給 Q_s は相対的に僅かで、放射冷却をくいとめ得るにも至らず、海面からの蒸発 Q_e や北側の境界を横切って運び込まれた水蒸気の凝結による潜熱の解放に頼らねばならない。

扱て、平均子午循環によって熱が上方へ輸送されるも

のとすれば、500mb 面を通して運ばれる量は 1.06 となり上層の冷却をくいとするのに必要な量 1.73 にはとても達しない。このままでは 1日に約 2°C の冷却をひき起こす。このことは第 9 図に示された大気の成層状態に由来している。第 9 図は $C_p T + \phi + Lq$ (相当温位に比例



第 9 図 $C_p T + \phi + Lq$ の垂直分布。破線は equatorial trough, 実線は trough から北 20° におけるもの。

する量)の鉛直分布で, trough zone といえども 600mb 附近に最小値が存在し, 500mb 附近から上へ増大している(即ち絶対安定)。従って上層の冷却を補償するためには counter gradient flux をもたらず機巧の導入が必要になる。これが Riehl, Malkus をして所謂“hot tower hypothesis”を提唱せしめた所以である。つまり下層の空気を周囲と混合することなく持ち上げ得る一種の“煙突”を大気中に想定し, それは収束帯内の熱帯擾乱に伴なわれる大きな積乱雲の集中域で実現するものと考えた。Priestley や Swinbank (1947) は接地気層における counter gradient の熱輸送に buoyant mechanism を導入したが, Riehl や Malkus は自由大気中における熱輸送に巨大積乱雲を通してその mechanism を適用しようとしている。

前述の積雲モデルから知られる如く, 積雲の水平断面が大きくなる程周囲との混合の効き方が小さくなり, 丁度中心部は protect されたようになる。従って浮力の消耗が防がれより高くまで突き抜けることが出来, 下層の大きな熱エネルギーを高くまで吸い上げることになる。

第 8 図において子午循環から要請された 500mb 面での上向きの mass flux は 11.2×10^{13} g/sec であるから海面近くの $C_p T + \phi + Lq$ (83.4 cal/g) をもって上へ輸送するとすれば 1.50 となる(但しここではすべて base

を 70 cal/g として計算している)。これは熱平衡のため要請されるものより尚 15% 不足している。然し熱収支に関係する他の量の評価の精度を考えればこれ以上の精しい議論に立ち入ることは無理であろう。積乱雲には普通下降流を伴うという観測事実を考慮して, 上述の平均上昇流 11.2×10^{13} g/sec を 60% 増し (18.0×10^{13} g/sec), その増加分を補償し得る下降流を考えて辻褄を合わせたのが第 8 図の 500mb 面を横切る flux である。

上述の議論において 18×10^{13} g/sec の 500mb 面を通る上向きの undilute mass flux が要請されたが, もしこれが 5m/sec の上昇流を持つ protected tower からなるとすれば, それは約 4×10^{14} cm², 即ち収束帯を 10° 幅のベルトとしてその 0.1% の面積を占めることになる。tower の直径を 5km とすれば約 2000 個存在すればよいことになる。Riehl 等は更に話をすすめてこの undilute adraft tower は降雨域の約 10% を, 降雨域は synoptic disturbance によつて占められる領域の約 10% を, 又その disturbance は収束帯全域の約 10% を占めるという興味ある序列を考えている。

このような仮説をテストすべく, 飛行機による雲の写真観測をハリケーン域内 (Malkus et al. 1961) や熱帯海洋上 (Malkus et al. 1960) で行った。ハリケーン域内で圏界面に達する大きな cloud tower の占める面積比は案外小さく数%に過ぎない事や積雲の大きさや分布が synoptic-scale の擾乱によつて強くコントロールされているらしい事等興味ある事実が集積されつつある。著者ら (1966) が導出した積雲モデルに基づく数値実験によれば, 熱帯地方の積雲対流の発達に有利な条件下では, 最も効率よく熱を上へ輸送するのに hot tower の占める面積比は約 10% になり得ることを示した。今後開発の期待される高い解像力を持った気象衛星による雲の写真観測や放射観測は熱帯気象のこの種研究に重要な役割を果すであろう。

熱帯地方で最も変動の激しい熱帯収束帯は, 上述の気候学的エネルギー収支の議論では単にその一断面をうかがい得るのみであることはいうまでもない。変動の機構を解明するには今後収束帯における擾乱の定量的解析と, 積雲対流と擾乱との相互作用についての理論的研究を併行して進めねばならない。

5. 熱帯擾乱と積雲対流

貿易風帯は極めて定常的な地域として知られているが, 貿易風逆転の上では絶えず変動が繰り返されている。なかでも台風はその花形であることはいうまでもな

い。温帯性低気圧は大きな南北温度傾度を伴う前線帯のもつポテンシャルエネルギーによって育てられるが、熱帯擾乱は水平温度傾度の殆んどない同一の熱帯気団内で形成される。従ってそれが発達するには異なるスケールの運動からエネルギーを引き出すか、凝結潜熱放出によって自ら温度傾度をつくり出すかしなければならぬ。偏東風波動や台風の構造及び発生・発達の力学的機構については本誌別項に紹介されるので、ここでは偏東風波と積雲対流相互の関係について一言ふれるにとどめよう。

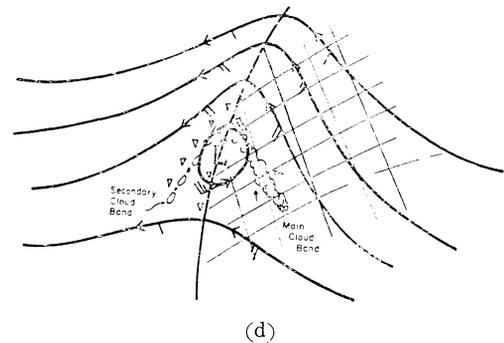
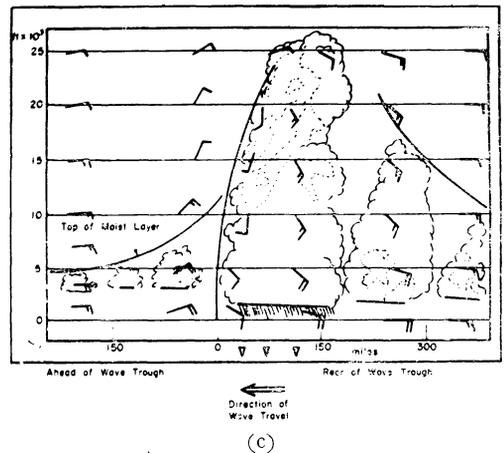
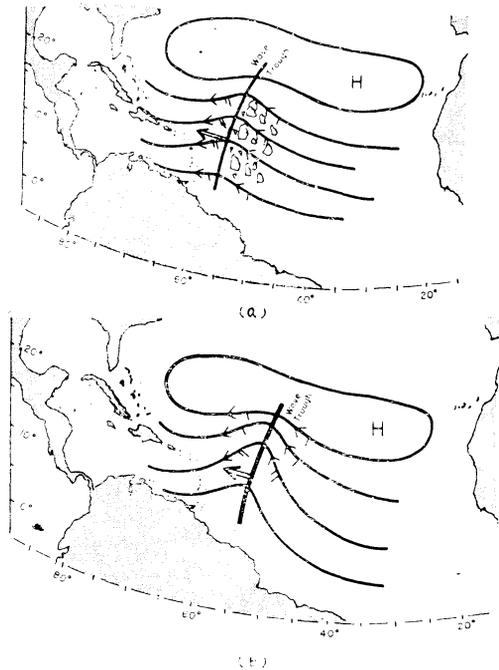
第3節において貿易風積雲の発達は subcloud layer における水蒸気輸送に強く影響されることを述べた。然しながら同じく第6図でもう一つの特徴を見逃がしてはならない。それは (b) の一般に貧弱な貿易風積雲のなかで、きわだって発達した積雲群が easterly trough に伴われていることである。この事実は1940年代偏東風波が見出されて以来既に経験的によく知られ、最近の飛行機や気象衛星による雲の写真観測等によって確かめられている。これらの観測事実を考慮に入れて偏東風波動と積雲対流活動の関連を一つの模型図にまとめたのが第10図 (a)~(d) である。(a), (b) は夫々中程度の偏東風波の地上及び対流圏中層の流線図で、trough の後面即ち東側に積雲群と降水域が示されている。(c) はその東西垂直断面で、積雲の規模の相違が模図的に表現されてい

る。湿潤層は trough に近づくと共に厚くなりそのすぐ東側で逆転層は消滅している。更に偏東風波の発達したのが (d) である。偏東風波動はその後面 (東側) に上昇運動従って下層収束を伴い、これが湿潤層を厚くし、対流活動を活潑化するものと考えられている。然し通常これら偏東風波の10%程度が storm 系に発達する。

そこで今後の問題はこれを定量的に論ずることである。著者の積雲モデルによる数値実験では、大規模運動場の上昇流が 10cm/sec、従って下層での収束量が 10^{-4} sec^{-1} のあたりに積雲対流群の活動を維持し得る臨界値があるという結果を得ている。この値は通常数 100km のスケールの擾乱に伴なわれるものであってここに大規模運動と積雲対流活動とを結びつける一つの鍵があるかもしれない。

6. むすび

熱帯気象の研究にとっての隘路は観測網の不備にある



第10図 偏東風波動の模型図 (Malkus 1958). 夫々地上 (a) 及び 15000ft (b) の流線図。東西垂直断面図 (c)、発達した偏東風波動 (d)。斜線部は雨域を示す。

ことは今更いうまでもない。最近の気象学の進歩、特に大気大循環の研究のめざましい発展は、もはや熱帯地方を空白にしたまま放置出来ない段階に達している。然しながら中高緯度地方と同様、数 100km 間隔の解測網を低緯度へ展開したとしても、スケールの小さな対流現象の重要性が増す低緯度地方では subgrid スケールの現象を如何に処理するかの見通しがなければ折角の観測も充分活かせないであろう。尤もこのことは程度の差はあれ中高緯度地方でも同様である。このように全くスケールの異なった現象間の相互作用については殆んど手がつけられておらず（大循環や台風の数值実験では試みられつつある）、しかも現在最も要求されている研究課題の一つであろう。

参考文献

- Asai, T., 1966: On the characteristics of cellular cumulus convection. NCAR Manuscript No. 260.
- Asai, T. and A. Kasahara, A theoretical study of the compensating down-ward motions associated with cumulus clouds. NCAR Manuscript No. 109.
- Bunker, A.F., B. Haurwitz, J.S. Malkus, and H. Stommel, 1949: Vertical distribution of temperature and humidity over the Caribbean Sea. Pap. Phys. Ocean. and Met., Mass. Inst. of Tech. and Woods Hole Ocean. Inst., 11, 1-82.
- Bunker, A.F., 1960: Heat and water vapor fluxes in air blowing southward over the western North Atlantic Ocean. J. Met., 17, 52-63.
- Colón, J., 1960: On the heat balance of the troposphere and water body of the Caribbean Sea. National Hurricane Res. Project, Report No. 41. U.S. Dept. of Commerce, Washington, D.C., 65pp.
- Ficker, H. von, 1936: Die Passat-Inversion. Veröffentlich. Met. Inst., Univ. Berlin, 1, Hft. 33pp.
- Malkus, J.S., 1954: Some results of a trade cumulus cloud investigation. J. Met., 11, 220-237.
- Malkus, J.S., 1958: On the structure of the trade wind moist layer. Pap. Phys. Ocean and Met., Mass. Inst. of Tech. and Woods Hole Ocean. Inst., 13, 1-47.
- Malkus, J.S., 1958: Tropical weather disturbances—Why do so few become hurricanes? Weather, 13, 75-89.
- Malkus, J.S., 1960: Recent developments in studies of penetrative convection and an application to hurricane cumulonimbus towers. Cumulus Dynamics, 65-84.
- Malkus, J.S. and C. Ronne, 1960: Cloud distributions over the tropical oceans in relation to large-scale flow patterns. Geophysical Monograph No. 5, Physics of Precipitation. 45-60.
- Malkus, J.S., C. Ronne and M. Chaffee, 1961: Cloud patterns in hurricane Daisy. Tellus, 13, 8-30.
- Malkus, J.S., 1962: Large-scale interactions. "The Sea", 1, 88-294.
- Malkus, J.S. and H. Riehl, 1964: Cloud structure and distributions over the tropical pacific Ocean. Tellus, 16, 275-287.
- Riehl, H., T.C. Yeh, J.S. Malkus and N.E. LaSeur, 1951: The north-east trade of the Pacific Ocean. Q.J. Roy. Met. Soc., 77, 598-626.
- Riehl, H., 1954: Tropical Meteorology. McGraw-Hill, New York. 392pp.
- Riehl, H. and J.S. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. Geophysica, 6, 503-538.
- Roll, H.U., 1965: Physics of the Marine Atmosphere. Acad. Press., 426pp.
- Stommel, H., 1947: Entrainment of air into a cumulus cloud. J. Met., 4, 91-94.
- Woodcock, A.H. and J. Wyman, 1947: Convective motion in air over the sea. Ann. N.Y. Acad. Sci., 48, 749-776.