

積雲対流による物質の鉛直輸送に関する研究

安永 数明*・木田 秀次*

*京都大学 大学院 理学研究科

要 旨

PEM-Tropics A と PEM-Tropics B の観測から得られた CH_3I と相対湿度のデータを用いて、熱帯海洋性の積雲対流によって境界層内の空気が運ばれやすい高度を統計的に調べた。またある高度での運ばれやすさと、そこでの温度成層との関係も調べた。500-600hpa は、両期間を通じて他の高度よりも境界層内の空気が直接輸送されやすい高度となっていた。これは、R.H.Johnson,1996 で言われている安定層が頻繁に現れる層と一致している。400-500hpa の層において、境界層内の空気が直接輸送されやすくなっていたのは、PEM-Tropics B の期間中であった。600-700hpa の層では逆に A の期間中の方に、境界層内の空気が直接輸送されやすくなっていた。それに対応して、高度 400-500hpa では B の期間の方が A の期間よりも安定な成層をしており、高度 600-700hpa では逆に A の期間の方が B の期間よりも安定な成層をしていた。

キーワード：積雲対流，物質輸送，物質循環

1. Introduction

積雲対流は、熱、水蒸気、化学トレーサなどの鉛直輸送に重要な役割を果たしている。熱帯域では、傾圧性が小さいために有効位置エネルギーが小さく、積雲対流システムによる潜熱が循環の主要なエネルギー源となっている、また熱帯域での海面気温の高い領域は、ハドレ循環の上昇部分にあたる。そのため、そこでの積雲対流による輸送過程を調べることは、特に重要である。

熱帯海洋域での積雲は、CAPE が小さいため鉛直速度が中緯度に比べて小さく、エントレインメントが大きくなり、積雲の成長ではちょっとした環境場の安定度の影響を受けやすい。Johnson (1995) は、TOGA-COARE の集中観測期間のゾンデデータから観測領域で特徴的な温度構造を見つけた。それに

よると、熱帯海洋上では、高度 15-18km の圏界面、2-3km の貿易風帯逆転層に加えて、中層（0℃付近、500hpa）に安定層が良く観測され、600-800hpa がその上下の層に比べ安定度の低い層とないことが多い。Johnson (1999) では、同時期のレーダ観測のエコトープ頻度分布において、安定層が良く観測される高度付近に頻度の極大を持っており、熱帯海洋上では、積雲対流は主に shallow cumulus, congestus, cumulonimbus の3つに分類できることを示した。Zuidema(1998) は、600-800hpa の不安定な層のところで雲の頻度が極小となっていることを Johnson(1995,1999) と同じ集中観測のゾンデデータから明らかにした。

安定な成層があると、雲頂高度だけでなく、そこでのデトレインメントが促進されることは、良く知られている。Richards (1961) は、安定な層をサーマ

ルが通過するとき、どの程度物質をその層に落とすかという水槽実験を行った。その結果は、安定度が増すのに比例して落とす物質質量が増加するというものであった。Bretherton and Smolarkiewicz (1989) は、2次元の雲解像モデルを用いて、安定層が存在する環境場で雲が発達したときの重力波応答とデトレインメントに関する研究を行った。それによると水槽実験と同じく実際の雲でも安定度の強い領域で、デトレインメントが促進される。Taylor and Baker (1991) は野外観測で積雲からのデトレインメントを観測し、Bretherton and Smolarkiewicz (1989) と矛盾しない結果を得た。Zuidema(1998) は、熱帯海洋上では比較的頻繁に安定層が観測される 5km, 2-3km の近くに、デトレインメントの極大があるということを Raymond-Blyth (1992) の雲概念モデルを用いて氷過程を無視して計算し示した。しかしその結果は、積雲対流が持つ凝結物量に強く依存しており、実際にデトレインメントが大きくなっているかについては、良く分かっていない。

積雲対流は、境界層内の空気を鉛直に輸送していることを考えると、デトレインメントが大きくなるような高度では、積雲対流が境界層内の空気を直接的にそこに落とす確率が高いはずであり、逆に不安定な成層をしている高度では、積雲対流が境界層内の空気を直接的にそこに落とす確率は、低くなるはずである。すなわち熱帯海洋域においては、積雲対流は境界層の空気を 5km や 2km に運びやすく、2-4km には運びにくいと想像できる。本研究では、その推測に基づいて、特定の高度に境界層内の空気塊が積雲対流によって直接的に輸送されたかどうかを、Pacific Exploratory Mission-Tropics B(PEM-Tropics B, 次節参照) 期間中に観測した地表起源の 2 物質(水蒸気、ヨウ化メチル)を用いて推定した。この研究が新しいところは、Johnson(1995) のいう熱帯海洋上の温度構造が物質の循環にも大きな影響を持っていることを実際の観測から示したことである。

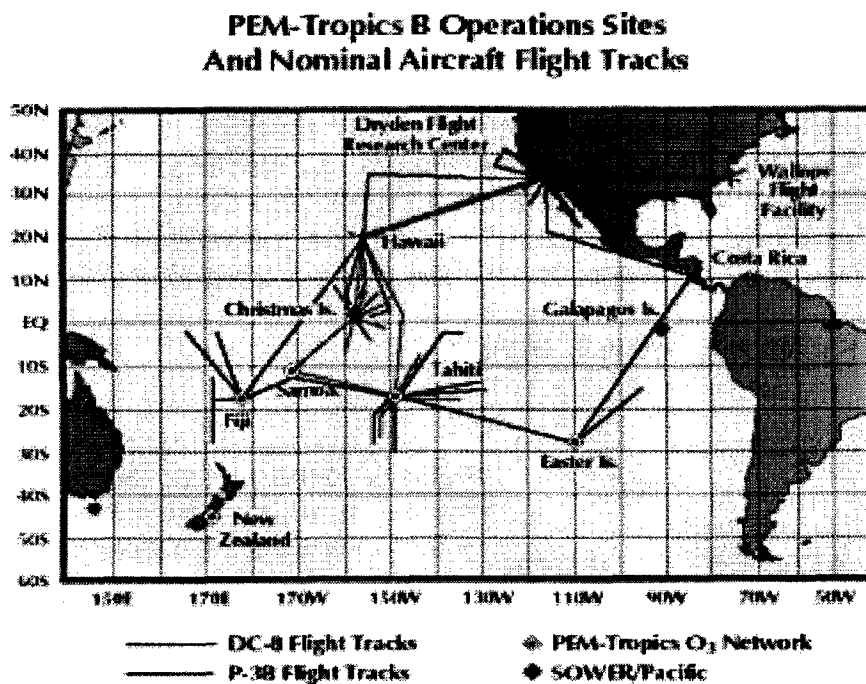


Figure 1 PEM-Tropics B nominal aircraft flight track.

2. Data

使用したデータは、1996 年 8 月－9 月に行われた Pacific Exploratory Mission-Tropics A(PEM-Tropics A) と、1999 年 3 月－4 月に行われた Pacific Exploratory Mission-Tropics B(PEM-Tropics B) である (Hoell et al.1999, Raper et al.2001, James et al.2001)。両観測とも DC8,P3B の 2 台の飛行機を使って、オゾンをはじめ沢山の種類の化学物質を観測している。観測領域は PEM-Tropics A : $70^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ}\text{W} \sim 110^{\circ}\text{E}$, PEM-Tropics B : $38^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{S}$, $148^{\circ}\text{W} \sim 76^{\circ}\text{E}$ であり、両観測とも特に熱帯域で集中的にデータを集めている。fig 1 は、PEM-Tropics B 期間中に行われた飛行機観測の航路図である。PEM-Tropics A においても時期は違うが、この図とほぼ同じ領域を飛行機で飛んでいる。

ITCZ(Intertropical Convergence Zone), SPCZ(South Pacific Convergence Zone) は、ともに積雲活動が活発な領域であり、物質の鉛直輸送に関して重要な領域である。fig 2 は、SSM/I から見積もられた降雨量である。これから分かるように PEM-Tropics B 期間中 ITCZ は、 5°N , 5°S 付近の 2 つのバンドになっており、SPCZ は、ニューギニアからタヒチへと 150°W 付近まで広がっている。DC8,P3B の 2 台の飛行機とともに、沢山の対流雲の周りを飛んで観測を行っている。一方 PEM-Tropics A 期間中 ITCZ は 10°N に存在しており、南半球熱帯海洋上は SPCZ の一部を除いて降雨量が殆んどない。この期間、SPCZ 領域の観測フライトを除いて DC8,P3B の 2 台の飛行機とともに、深い対流の近辺を飛んでいない。PEM-Tropics A, B 両期間中の気象状況は、Fuelberg et al.(1999), Fuelberg et al.(1999)(2001) にそれぞれ詳しく述べられている。

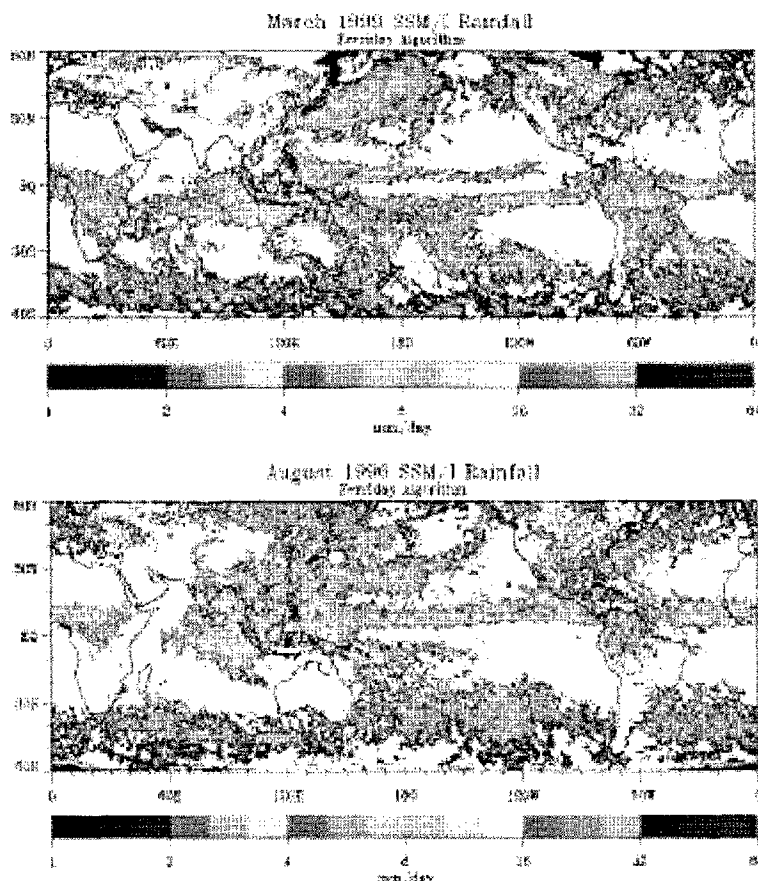


Figure 2 The rainfall for March 1999(upper) and April 1999(lower) derived from SSM/I with Ferriday global rainfall algorithm. The figures are provided by NOAA (<http://www.etl.noaa.gov/satres/index.shtml>)

3. Methyl Iodide as a Tracer of Marine Convection

ヨウ化メチルは, Lovelock et al., 1973 によって自然大気中での存在が確認された。発生源としては, 植物プランクトンや海藻による生物的な生成, 海水中に容存する有機物質とヨウ素の光化学過程による生成などが指摘されている。また, バイオマスバーニングによる放出も無視できない程度存在する。

消滅過程はほとんど光解離のみで, 熱帯大気では寿命は4日程度である。また水には殆んど溶けない。熱帯海洋上の境界層内で比較的一様な分布をしており, 寿命がはっきりと決まっており, 検出精度が良いことから, 海洋積雲対流からの外出流の目印として利用される (Cohan et al., 1999)。

fig 3 は, PEM-Tropics A, B 両期間の解析領域でのヨウ化メチル濃度分布である。PEM-Tropics B 観測期間中の方が, PEM-Tropics A の観測期間中より上空で CH_3I 濃度が若干大きいのは, PEM-Tropics B 観測期間は, 対流活発期にあたるため PEM-Tropics A よりも多くの境界層内の空気が上空に輸送されたためと考えられる。

ある空気塊が, 積雲対流により直接観測高度に運ばれたかどうかを判断するために, ヨウ化メチルと相対湿度を用いて, 次のような解析を行った。

1. 観測データを高度に関して 100hpa ずつ分ける。
2. 各高度の CH_3I 高濃度側 4 分点より高濃度の観測点での相対湿度の平均値を求める。
3. 同高度の相対湿度の全観測を母集団とみなし, 上で求めた相対湿度の平均値が, 各高度で母集団からどの程度偏っているかを統計的に評価する。

雲に直接入って観測したデータとを除くために, (相対湿度) > 90% の観測データは除外した。またバイオマスバーニングによる影響を除外するために, CH_3I が高濃度であっても $C_2H_2 > 80pptv$ のデータは除外した。また相対湿度の各高度の母集団は, 正規分布を仮定した。

境界層起源の空気が, 積雲から流出した直後には, 高濃度の CH_3I とほぼ 100% に近い相対湿度を持つはずで, そこからその空気塊が速やかに上下方向に移動した場合どのような特性を持つか, CH_3I と相対湿度の観点から考える。下降した時は, 高濃度の

CH_3I は保ったままであるが, 相対湿度が温度に依存することから相対湿度がどんどん低下するはずである。そのような空気塊を, ここでは間接的に観測高度に運ばれた, と定義する。流出高度にとどまった時は, 高濃度 CH_3I と高い相対湿度は, 同程度に保たれるはずである。そのような空気塊を, ここでは直接的に観測高度に運ばれた, と定義する。流出高度から速やかに上昇した時は, 高濃度 CH_3I と 100% に近い相対湿度, もしくは凝結過程が再び起こるはずで, このような場合は, まだ対流による輸送が終了していないと考えて, ここでは除外している。以上のように, まず第一に高濃度 CH_3I を指標にすることで, 積雲によって比較的最近運ばれた境界層起源の空気を選び出すことができ, さらに相対湿度を組み合わせて, 観測された層に直接積雲によって運ばれたかどうかの判断が可能になる。また各高度で CH_3I 高濃度が観測されたときの相対湿度を直接比較しないで, 高度別平均からの偏りで評価したのは, 各高度によってバックグラウンドの相対湿度や風速が違い, そのため水平方向の混合の強さと, それによる相対湿度低下の程度が違うであろう, という理由からである。

この解析では, 緯度: -12 度~8 度, 経度: 150 度~260 度の範囲の観測データを使用した。fig 4 は, 900hpa 以下の高度で観測された CH_3I 濃度の緯度分布図である。図より今回の解析範囲において両観測期間中, 境界層内の CH_3I 濃度のばらつきがあまり大きくないことが分かる。

4. Results

Table は, PEM-Tropics A, B の観測期間中に CH_3I 高濃度の相対湿度が, 全観測平均値からどの程度偏っていたかを示したものである。前述した通り各高度の相対湿度全観測は, 正規分布を仮定している。表の右端は, サンプルの平均より大きな平均値をとる場合の確率を表わしている。すなわちこの確率値が小さければ小さいほど, サンプル平均が周りに比べてより大きな相対湿度になっているということになる。また, 全体の相対湿度平均 (母平均), CH_3I 高濃度時の相対湿度平均 (サンプル平均), 高濃度と判別する指標とした CH_3I 濃度, その高度での CH_3I 観測数もいっしょに載せた。

Table において, PEM-Tropics A と B の両観測期間中共に 500-600hpa で確率的に最低値をとっている。これは, この高度で高濃度の CH_3I を観

測した際には、周囲に比べて非常に高い相対湿度を持っていたことを意味している。すなわちこれは、積雲対流によってその高度に直接的に輸送された境界層内の空気が、ほかの高度に比べて多いことを反映していると思われる。またこの高度は、Johnson(1995)で述べられている、安定層が頻繁に見られる高度に一致しているところが非常に興味深い。

また Table において、PEM-Tropics A と B の観測期間中で確率が 4 桁以上違う高度が 3 つある (400-500hpa, 600-700hpa, 800-900hpa)。400-500hpa, 800-900hpa では、PEM-Tropics B の期間中の方が PEM-Tropics A よりも CH_3I が高濃度の場合の相対湿度平均の母平均からの偏りが大きい。600-700hpa では、PEM-Tropics A の期間中の方が PEM-Tropics B よりも CH_3I が高濃度の場合の相対湿度平均の母平均からの偏りが大きい。これは 400-500hpa, 800-900hpa では、積雲対流によってその層に直接運ばれる境界層内の空気が、PEM-Tropics B の時期の方が多く、逆に 600-700hpa では、PEM-Tropics A の時期の方が多かったことを意味する。

時期による輸送量の違いの原因を明らかにするために、各高度での、それぞれの期間中の温度減率を計算した (Table) ただし計算の際には、 CH_3I が高濃度の時のデータではなく、観測機が上昇中もしくは降下中の時のデータを用いた。また温度減率の、観測時期間の比較を行うためにウエルチ検定を行った。その統計量を右から 2 行めに載せてある。PEM-Tropics A の方が、B に比べて統計的に小さいとき (安定な時) 負値、統計的に大きいとき (安定な時) 正值をとる。検定での 5% 棄却域の値を右はしに載せた。

400-500hpa では PEM-Tropics B の期間の方が、A よりも有意に安定な成層をしており、600-700hpa では PEM-Tropics A の期間の方が、B よりも有意に安定な成層をしていることが分かる。800-900hpa については、統計的には有意でないものの 450hpa と同様の傾向がみられる。この 3 つの高度で、安定な成層をしている観測時に CH_3I が高濃度時の相

対湿度の偏りが大きくなっており、積雲対流による境界層内の空気の鉛直輸送は、安定度の影響を強く受けていることが分かる。

5. Discussions

section 2 で述べたように、この解析では積雲対流からの流出指標として、各時期、各高度での全 CH_3I 観測の 4 分点を使った。当然のことながら、各高度でサンプルされる空気の 4 分の 1 以上が必ず積雲対流から流出したものであるという保証はない。しかし Table に載せたように、PEM-Tropics A の 300hpa 以上の高度を除いて 0.11 pptv を下回ることではない。この 0.11 pptv という値は Cohan et al., 1999 が warm pool 上空を観測したときに、対流起源の空気の指標として使用していた値であることを考えると、ここで 4 分点を使用したことによる、対流とは関係ない空気の混入の影響はあまり大きくないと思われる。

section 3 で 積雲からの境界層起源の空気の流出を温度成層に原因を求めたが、逆に温度成層の原因が CH_3I を運んだ積雲からのデトレインメントにあると考えることもできる。しかし CH_3I 高濃度の観測点と温度減率を計算した地点は、必ずしも近接しているわけではない。このことから安定な温度成層の原因を CH_3I を運んだ積雲に求めよりは、その成層は別な要因で存在して、それに影響を受けて、積雲からの境界層起源の空気の流出が起こったと考える方が自然に思われる。

PEM-Tropics A, B のデータに対しての統計的な解析を行ったわけであるが、個々の観測データに関しては、独立性が保証されているわけではない。fig 5 は、 CH_3I 高濃度の観測点を地図上に描いたもので数字は高度を表わしている。これから分かる通り、 CH_3I 高濃度の観測点は、1 つのフライトのある領域に局在しているわけではない。すなわち今回の解析は、完全な独立なデータによる本当の意味での統計的な解析ではないものの、ここでの結果は十分意味のあるものと考えられる。

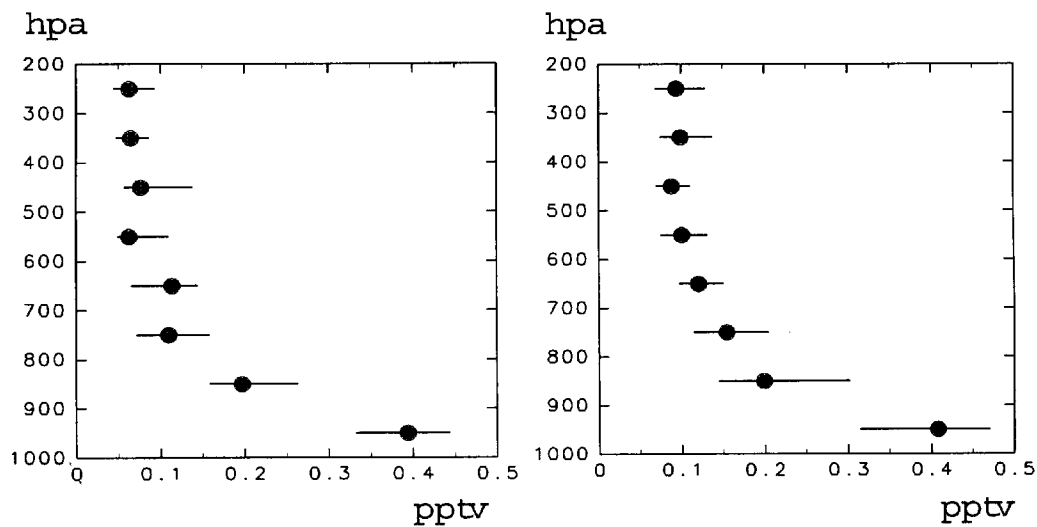


Figure 3 Vertical profiles of mixing ratios of CH_3I during PEM-Tropics A (left) and PEM-Tropics B (right). Circles represent median values and lines represent interquartile ranges.

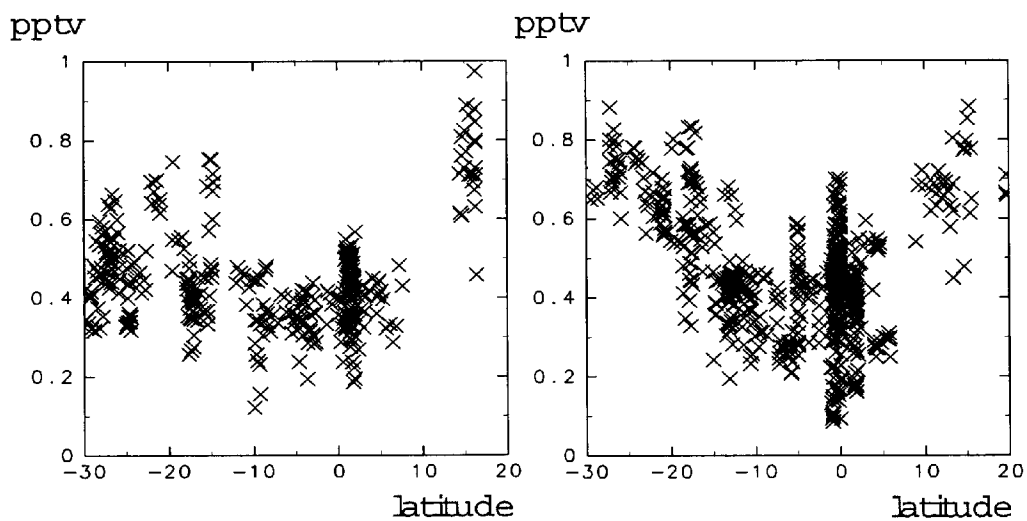


Figure 4 Latitudinal distributions of mixing ratio below 900 hpa during PEM-Tropics A (left) and PEM-Tropics B (right)

Table 1 Means and standard deviations of relative humidity mesured during PEM-Tropics A and B.

PEM-Tropics A						
Height hpa	Mean(all) %	Mean(high CH_3I) %	high CH_3I pptv	Obs	Statistic	Probability
200-300	29.1±25.8	32.3	0.093	28	0.66	3.E-01
300-400	23.6±16.0	35.8	0.086	25	3.83	6.E-05
400-500	35.1±34.6	63.8	0.138	12	2.87	2.E-03
500-600	23.1±25.3	54.2	0.110	23	5.90	2.E-09
600-700	43.5±27.7	71.4	0.144	20	4.51	3.E-06
700-800	45.3±25.7	64.0	0.158	13	2.63	4.E-03
800-900	73.3±18.3	80.6	0.263	18	1.70	4.E-02
900-1000	84.1±8.1	84.9	0.443	39	0.62	3.E-01
PEM-Tropics B						
Height hpa	Mean(all) %	Mean(high CH_3I) %	high CH_3I pptv	Obs	Statistic	Probability
200-300	43.8±26.9	47.5	0.129	34	0.81	2.E-01
300-400	37.1±25.1	48.9	0.137	40	2.97	1.E-03
400-500	38.8±20.7	55.6	0.110	43	5.30	6.E-08
500-600	43.3±22.8	61.5	0.131	68	6.58	2.E-11
600-700	51.3±18.6	57.2	0.150	43	2.09	2.E-02
700-800	56.4±17.0	66.2	0.204	38	3.55	2.E-04
800-900	72.4±13.0	80.9	0.302	46	4.43	5.E-06
900-1000	85.1±8.3	84.9	0.47	66	-0.19	6.E-01

Table 2 Means and standard deviations of lapse rates mesured during PEM-Tropics A and B

Height hpa	Lapse Rate(K/Km)		Statistic	棄却域 (5%)
	PEM-Tropics A	PEM-Tropics B		
200-300	8.61±2.48	8.14±1.49	0.715	1.746
300-400	8.02±1.87	7.61±1.48	1.282	1.671
400-500	6.86±1.82	6.36±1.64	1.817	1.671
500-600	6.02±1.95	6.34±1.74	-1.127	1.671
600-700	5.57±1.88	6.16±1.64	-2.086	1.671
700-800	5.12±2.14	5.13±1.70	-1.44E-02	1.671
800-900	4.76±2.24	4.45±1.67	0.824	1.684
900-1000	6.20±2.12	5.31±1.97	2.07	1.684

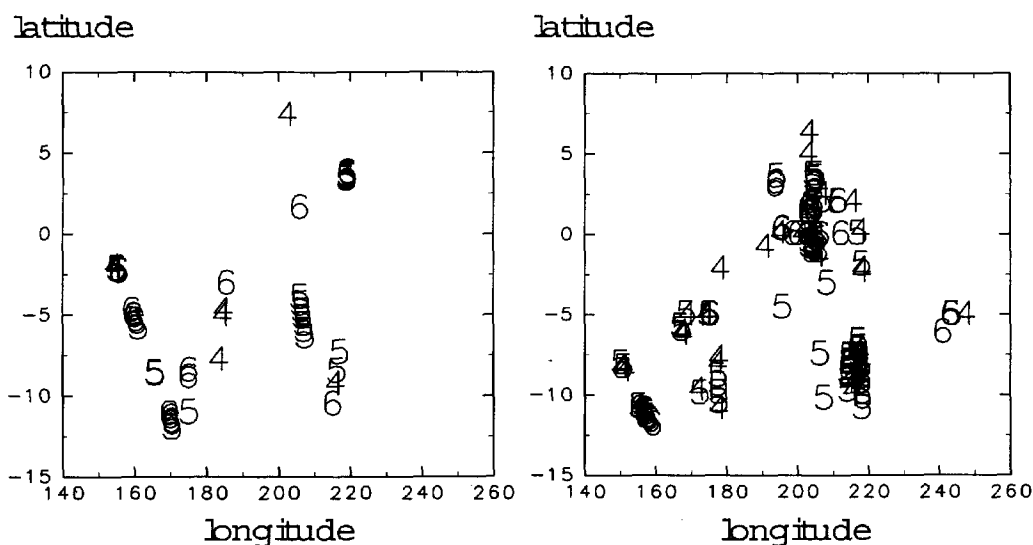


Figure 5 Locations of aircrafts when high CH_3I concentrations were observed in PEM-Tropics A (Left) and PEM-Tropics B (right). Numbers represent altitudes: 4:400-500hpa, 5:500-600hpa, 6:600-700hpa.

6. Conclusions

PEM-Tropics A と PEM-Tropics B の観測から得られた CH_3I と相対湿度のデータを用いて、熱帯海洋性の積雲対流によって境界層内の空気が運ばれやすい高度を統計的に調べた。その結果、孤立した積雲だけでなく、帯海洋上の様々な形態をしている積雲対流による境界層内の空気の輸送にも、温度成層状態は大きな影響力を持っていることが分かった。本研究のような、実際の観測データを用いた統計的な解析はこれまでになく、これが始めてとなる。

500-600hpa は、しばしば安定層が見られることに対応して、PEM-Tropics A, B の両観測期間ともに積雲対流が境界層内の空気を直接輸送しやすい高度になっていた。しかしそこで見られる安定層は、そう強いものでないことからこういった特徴は、あまり大きな鉛直速度を持たない熱帯海洋性対流に特別なものである可能性がある。

また圏界面は、500-600hpa よりずっと強い安定層であることを考えると、今回データが存在してなくて解析を行っていない 100-200hpa も同様に境界層内の空気を直接輸送しやすい高度になっているはずである。このことは、ハドレーセルがこれまで考えられてきたような 1 セルではなく、500 hpa 付近までと圏界面までの 2 セル状になっていることを示唆するものと思われる。

謝辞

ここで使用致しましたデータは、NASA Global Tropospheric Experiment (URL http://www-gte.larc.nasa.gov/gte_hmpg.htm) からいただきました。この場をお借りして深謝します。

参考文献

- Bretherton, C.S., and P.K. Smolarkiewicz, Gravity Waves, Compensating Subsidence and Detrainment around Cumulus Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 46, 740-759, 1989
- Cohan, D.S., M.G. Schultz, J. Jacob, B.G. Heikes, and D.R. Blake, Convective injection and photochemical decay of peroxides in the tropical upper troposphere: Methyl iodide as a tracer of marine convection, *J. Geophys. Res.*, 104, 5717-5724, 1999
- Cotton, W.R., G.D. Alexander, R. Hertenstein, R.L. Walko, R.L. McAnelly, and M. Nicholls, Cloud venting - A review and some new global

- annual estimates, *Earth-Sci. Rev.*,39,169-206,1995
- Fuelberg,H.E., R.E.Newell, D.J.Westberg, J.C.Maloney, J.R.Hannan, B.D.Martin, M.A.Avery, and Y.Zhu, Ameteorological overview of the second Pacific Exploratory Mission in the Tropics
- Hoell,J.M., D.D.Davis, D.J.Jacob, M.O.Rodgers, R.E.Newell, H.E.Fueberg, R.J.McNeal, J.L.Raper, and R.J.Bendura, Pacific Exploratory Mission in the tropical Pacific: PEM-Tropics A, August-September 1996, *J. Geophys. Res.*,104,5567-5583,1999
- Johnson,R.H., P.E.Ciesielski, and K.A.Hart, Tropical Inversions near the 0°C Level, *J. Atmos. Sci.*,53,1838-1855,1996
- James L.R., M.M.Kleb, D.J.Jacob, D.D.Davis, R.E.Newell, H.E.Fuelberg, R.J.Bendura, J.M.Hoell, and R.J.McNeal, Pacific Exploratory Mission in the Tropical Pacific: PEM-Tropics B, March-April 1999
- Johnson,R.H., T.M.Rickenbach, S.A.Rutledge, P.E.Ciesielski, and W.H.Schubert, Trimodal Characteristics of Tropical Convection, *J. Climate*,12,2397-2418,1999
- Lovelock,J.E., R.J.Maggs, and R.J.Wade, Halogenated Hydrocarbons in and over the Atlantic, *Nature*,241,194-196,1973
- Raper,J.L., M.M.Kleb, D.J.Jacob, D.D.Davis, R.E.Newell, H.E.Fuelgerg, R.J.Bendura, J.M.Hoell, and R.J.McNeal, Pacific Exploratory Mission in the Tropical Pacific: PEM-Tropics B, March-April 1999, *J. Geophys. Res.*,106,32401-32425,2001
- Taylor,G.R., and M.B.Baker, Entrainment and detrainment in cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*,48,112-121,1991
- Zuidema,P., The 600-800-mb Minimum in Tropical Cloudiness Observed during TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*,55,2220-2228,1998

Cumulus Cloud Transport of Tracers

Kazuaki YASUNAGA*, Hideji KIDA*

*Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The altitude of the convective injection in the tropical upper troposphere is statistically investigated using observations from the NASA Pacific Exploratory Mission-Tropics A (PEM-Tropics A) and Mission-Tropics B (PEM-Tropics B). The altitude is inferred by high CH_3I concentrations and relative humidity. The relation between the injection and the stability is also investigated.

Cumulus clouds in the tropics transport the air from boundary layer to 500-600hpa more preferably than other altitudes. It coincides with the height where the stable layer is frequently seen. More air from boundary layer is transported by Cumulus to 400-500hpa during PEM-Tropics B than PEM-Tropics A. Conversely more to 600-700hpa during PEM-Tropics A than PEM-Tropics B. It is consistent with the facts that 400-500hpa are more stable during PEM-Tropics B than PEM-Tropics A and that 600-700hpa are more stable during PEM-Tropics A than PEM-Tropics B.

Keywords : cumulus convection, tracer transport, tracer circulation