

## C-1 東アジアにおける酸性・酸化性物質の動態解明に関する研究

### (2) 航空機、船舶等を用いる酸性・酸化性物質の動態解明のための国際共同観測

#### ② 船舶等を用いた海上大気混合層の観測

研究代表者 船舶技術研究所 長田 修

研究機関 運輸省 船舶技術研究所  
装備部 荷役輸送研究室 山岸 進、土屋正之  
汚染防止研究室 山之内博

平成5-7年度合計予算額 23,611千円  
(平成7年度予算額 7,321千円)

〔要旨〕東アジア地域の大气汚染物質の長距離輸送において海上大気境界層は非常に大きな役割を果たすが、観測データは少ない。このため船舶搭載型ライダーとラジオゾンデを用いて日本近海の大気境界層の観測を行った。洋上では大気安定度は中立の場合が多く、境界層高度は0.6~1.5kmであり、また多層に分布した安定層がしばしば出現した。一方、冬季日本海の観測では、活発なブルーム状の対流が観測され、雲の厚さは1.5~2.6kmに達する事が分かった。

〔キーワード〕 大気混合層、船舶搭載ライダー、ゾンデ観測

#### 1. 序

国境を越えて長距離輸送された大気汚染物質による環境破壊が国際的な問題となっており、東アジア地域でもこれらについての評価が重要な課題となってきた。この地域では汚染物質が海上を輸送されるため、欧米のモデルをそのまま導入することはできず、独自のモデルを用意する必要がある。しかし、海上で多数の観測点を展開し、大気状態を立体的に観測することが難しいためもあり、汚染物質の移流拡散に関するデータは陸上に比べて極めて少ない。そこで、航海訓練所の協力を得て、広域観測を行うに有効なライダーを船舶に搭載して大気混合層の観測<sup>1)</sup>を行い、観測資料を収集した。

#### 2. 研究の方法

大気混合層の理論的解析が進んでいるものの<sup>2, 3, 4)</sup>、海上では観測例も少なくモデルの検証は十分行われていない。このため、日本近海での大気境界層の特性を知ることと大陸からの汚染物質の影響が顕著に現れるとされる季節風時の状態を知るために、次の観測を実施した。

- ① 船舶搭載ライダーを使った観測手法の開発と太平洋上での基礎観測。
- ② 南西諸島での観測。
- ③ 冬季日本海での特異な対流状態の観測。

2. 1. 1 南鳥島付近の観測概要 陸の影響の少ない大洋上でのデータを収集するために、航海訓練所に便宜供与を受けて練習船青雲丸 (5,000t) にミーライダーを搭載し、1993年11月26日～12月5日、東京湾～南鳥島で船上観測を実施した(図1)。この際、船体動揺角度を、GPS を利用した角度計(トリプル)で、ライダー計測とタイミングを合わせて視角を記録し、必要な補正に用いた。この装置は、0.5sec 毎に、位置及び方位、横揺れ、縦揺れ角度を出力するもので、鉛直位置精度には問題が残るものの角度測定は十分な精度で効率良く行うことができた。また、温度、湿度、風速、風向、露点温度は約 10km 上空までの鉛直分布を上昇速度 300M/min の自由気球(ハイラ)を放って随時計測した。

1993年12月1日の天気図を図2に示す。2つの高気圧が西から東に移動しており、本州には前線を伴った低気圧があった。本船は太平洋上にあり、12ノットで西に向かって進み、移動性高気圧の勢力範囲に入っていた。

### 2. 1. 2 南西諸島付近の観測概要

酸性雨に関連した観測と同期するように、観測は屋久島を含む南西諸島を対象にして、1994年11月30日から12月7日の間で、東京湾～沖縄～神戸航路途中で観測した(図1)。前回同様、ミーライダーを練習船青雲丸(5,000t)に搭載し、ゾンデ観測も行った。12月6日から7日にかけて東北地方を低気圧が通り抜けた後、南西諸島付近は移動性高気圧に覆われ、晴れており、穏やかな天気であった(図1)。

2. 1. 3 冬季隠岐観測：1995年12月3日から7日まで、島根県隠岐酸性雨観測所構内においてライダーとゾンデによる観測を行った。12月3日は発達した低気圧が日本の東海上を進み、日本海で発生した低気圧が発達しながら北東に進んでいた。4日(図2)になると冬型の気圧配置となったが、日本海には低気圧が残り、天気は曇り時々雨か雪で、雷も伴っていた。3日から5日の間は強い西よりの風が吹いていた。この間測定局で大陸からと推定されるSO<sub>2</sub>のピークが観測されており、冬季大陸から汚染物質が輸送される気象状況の一つの典型的な例と考えられる。衛星画像には朝鮮半島からすじ雲が隠岐付近にまで達していたことが示されていた。(図3)

2. 2. 1 装置の概要：ライダーは、レーザ部、操作部、制御信号処理部(パソコン)から成り、現場で前処理を行い画像表示できるもので、表1にその仕様をしめす。<sup>1)</sup> 装置全体を可搬形コンテナに収納し、TVモニターで安全監視を行う。観測は太陽光の強い昼間にも行えるように、ゲイト操作と背景光除去により信号のS/N改善を図った。即ち、システムの感度を上げるに際して、一定時間PMT高圧をカット(-300V)してPMTのテイリングの影響を除くとともに、レーザエコー信号を取り終った直後のバックグラウンド光を各ショット毎に取り込んで、信号とほぼ同一条件で背景光レベルを決めた。

## 2. 2. 2 ライダー信号解析

信号強度：ライダーの受信パワー $P(R)$ はライダー方程式(1)式で表すことができる。

$$f(R) = P(R) - P_b = C \cdot P_o \cdot \beta(R) \cdot T(R)^2 R^{-2} \quad (1)$$

ここで、 $R$  は距離、 $C$  は定数、 $P_o$  は入射パワー、 $\beta(R)$  は体積後方散乱係数、 $P_b$  は背景光パワーで、 $T(R)$  は大気透過率である。 $T(R)$  は消散係数  $\alpha(R)$  で表すと(2)式となる。

$$T(R) = \exp\{-\int_0^R \alpha dr\} \quad (2)$$

境界層を考える時、 $\alpha(r)$  はほとんどエアロゾル濃度に依存する量である。図4は消散係数の信号減衰に及ぼす影響を示したものである。光学距離が小さい場合減衰は少ないので、 $f(R)$  をもってエアロゾル濃度とした。

信号強度変化率：境界層の上端を判定するには、次式で定義する信号強度変化率を指標に用いた。

$$\text{変化率 (Diff)} = \frac{f(r-\Delta r/2) - f(r+\Delta r/2)}{f(r) \Delta r} \quad (3)$$

ここで、 $\Delta r$  は距離分解能を示す。

## 3. 観測結果と考察

3. 1 ゾンデ観測との比較： ライダーにより鉛直上方を観測した際の距離補正した信号強度とゾンデによる温度、湿度、風向、風速の鉛直分布を比較してその対応を調べた。図5 aは沖縄中城湾停泊中に測定した、信号強度とその高さ方向の変化率(Diff.)を示す。信号強度は1400m付近から急に小さくなっており、これより下方はエアロゾルの多い境界層であり上はエアロゾルの少ない自由流と考えられる。図5 bには、同時に観測したゾンデによる温度と気圧をもとに計算した温位とその高さ方向の変化率を示す。温位は1400mにある温度逆転までほぼ一様である。この分布は海面から境界層上端まで混合が良く行われていることを示している。両者の変化率のピーク高度は良く一致している。この点は露点温度及び相対湿度の急変高度とも対応していた。多くの場合両者は一致するので、変化率(Diff)の最大値を以て境界層上端と判定した。

3. 2 エントレインメント： 自由流に接した境界層の上端部分ではシェア流と下方からの対流により混合が行われている。このエントレインメント領域の厚さは交換の度合いを示している。<sup>3)</sup> この部分は不規則な変動をしており、連続観測結果を統計処理してその代表値を定めねばならない。ライダーは連続観測に適しており<sup>5)</sup>、この一データから求めた境界層上端の各ショット毎の測定高度の時系列を図6に示す。高度変動は

正規分布を示しており、確率の積分値が 4%、50%、98% の位置は各々  $h_0=1337\text{m}$ 、 $h_1=1424\text{m}$ 、 $h_2=1544\text{m}$  である。従って、エントレインメントの厚さ  $\Delta h=207\text{m}$ 、下端に対する比率は  $\Delta h/h_2=0.155$  である。

3. 3 乱れのスペクトル分布：海面から上昇した様々なスケールの湿潤気体セルが上昇するに従って周囲から冷やされてできた微少な水滴群が発生する。ライダーで観測された信号は、これらを主体とするエアロゾルからの散乱を示しており、スペクトルは観測船上空を通過する乱れの周波数に相当すると考えられる。図7は、停泊時に鉛直上方を 568.2secに亘って観測し、層内の異なる4つの高度の後方散乱信号強度の時系列データのパワースペクトルを示す。各スペクトルの減衰はほぼ一様でコルモゴロフ  $n^{-5/3}$  則に合っていることが分かる。これにより、層内の混合が一様に進んでいることが示され、乱れのスケールが求められる。

3. 4 海上大気安定度： 海上大気境界層の発達には境界層内の乱れ強さに関係する。ここでは Monin-Obukhov 長によって評価した(表2)。南鳥島、南西諸島の観測では、風速が速く、温度差が小さいため全て中立状態であった。測定した条件のほとんどが安定度中立(D)に入るため、摩擦速度の評価には中立時の係数を用いた。

3. 5 混合層厚さ： 混合層厚さは境界層特性を記述する重要なパラメータの一つで、理論的な解析が多数行われており<sup>2, 3, 4)</sup>、層内の混合が進んでいる場合については、相似則をもとに解いた次の形が代表値として受け入れられている。

$$h_r \sim c u_* / f \quad (4)$$

$h_r$  は混合層厚さ、 $u_*$  は摩擦速度、 $f$  はコリオリの係数で、 $c$  は定数であり、大気安定度が中立の場合、理論的な解析及び測定値から導かれた結果で、 $c=0.3-0.15$  ぐらいが普通である。表3、表4 は本観測で南鳥島、南西諸島で得られた海上実測値を理論値と比較した結果で、 $c$  値にはかなりのばらつきがみられる。汚染物質の輸送を考える場合、温度逆転層が重要な因子となるので、熱的な要因が主要な役割を果たすのでこの高さを混合層の上端とした。これはライダー観測結果とも良い対応を示す。しかし、なかには逆転層や風速、風向の変化が明確でない場合、雲の状態によっては温度逆転が雲の下部にない場合等実際の観測においてこの高さを決めることは困難な場合もあり、更に気塊のヒストリ、日変化、対流、水平方向の変化等によって影響を受けると考えられるのでより詳細に検討する必要がある。

3. 6 プルーム：図8は12月4日のライダー観測で、鉛直上方の観測を15分連続して行った結果を示す。図9は同時に観測したゾンデ記録である。水温は15℃で気温は6℃であり、海面近くの大気は不安定状態であった。ゾンデデータには高度約500mで強い温度逆転が記録されており、相対湿度もこの高度を境に上方で一旦低下し、高度が

上がるにつれて相対湿度が上昇していた。後方散乱強度分布に示されているプルームのパターンが高度約 500m以下に現れている。これは海面からの蒸気が気塊として組織化しながら上昇し、冷たい気流に会った時生じたエアロゾル濃度変化を表しているものである。この組織化されたプルームの横幅と到達高度を図 10 に示した。境界層内のエネルギー輸送に関連した気塊のスケールに対応していると考えられる。

3. 7 雲の厚さ：相対湿度はプルーム上端を過ぎると一旦低下し、次第にまた高度とともに上昇しており、上部では雲を形成していた。レーザ光は雲の中では大きく減衰され、雲より上方のライダー信号は著しく弱くなる。ゾンデの相対湿度と比較すると、湿度の低下し始める点がライダーで観測されている上端であり、雲の上端のエントレインメント部分は観測されないこととなる。雲の切れ間からのライダー観測データとゾンデの湿度データから求めた雲の厚さは1500-2600mに達していた。図 11 に観測された境界層上部に続く雲底高度と上端高度を示す。活発な対流がありほぼ一体の厚い層をなしていると考えられる。

#### 4. まとめ

船舶搭載型ライダーを用いて、南鳥島、南西諸島及び隠岐において海上境界層の観測を行い次のことが明らかになった。

\* ライダー観測は変化の速い大気境界層全域と、その時間的变化を観測できる有効な手段である。

\* 南鳥島及び南西諸島における観測では、気温と水温の差が小さく、大気安定度は中立の場合が多く、境界層高度は 0.6~1.5km であり、多層に分布する場合はしばしば観測された。混合層内のエアロゾル濃度変化の周波数減衰特性は、中立時は高度によらずほぼ一様であり、 $-5/3$ 乗則に合うことが示された。

\* 隠岐における観測では、大陸からの寒気の吹き出しのある時、強い対流現象が観測された。海面近くでは組織化したプルームが見られ、境界層上部に発達した雲の厚さは1500-2600mに達していた。このような状態で西よりの風が続いた時、 $SO_2$ のピークが観測され、冬季大陸から汚染物資が輸送される気象状況の一つの典型例と考えられる。

ライダーとゾンデを用いた観測は有効であり、海洋大気境界層の代表的資料を得ることができたと考えられる。しかし、前線や雲を含む過程は複雑であり、そこにおける汚染物質の挙動を明らかにするためには更に観測資料を蓄積し、輸送モデルの精密化を図ることが必要と考えられる。

観測に協力戴いた航海訓練所、島根県衛生公害課に謝意を表します。

#### 参考文献

(1) 山岸、山之内、土屋、第 17 回レーザセンシングシンポジウム(1995.10)

- (2) S. S. Zilitinkevich Boundary Layer Meteor. 3, 141(1972)
- (3) Deardorff, J. W., and Peterson, E. W. 1980, J. Atmos. Sci. 37, 1405
- (4) Garratt, J. R., The atmospheric boundary layer, Cambridge Univ. Press
- (5) S. H. Melfi, D. Spinhirne, S-H. Chou, J. Climate and Applied Meteorology, 24, 806 (1985)
- (6) A. G. M. Driedonk and P. G. Duynkerke, Boundary Layer Meteor. 46, 275(1989)

#### 研究成果の発表状況

- (1) 山岸進、山之内博、土屋正之、ライダーによる海上大気混合層の観測、第65回船舶技術研究所研究発表会, 1994. 5
- (2) S. Yamagishi, H. Yamanouchi, M. Tsuchiya, T. Kawakami: Dispersion model in the marine atmospheric boundary layer, Int. Symp. Marine Engineering, '95, Yokohama, 1995. 7
- (3) 山岸進、山之内博、土屋正之、ライダーによる海上大気境界層の観測、第17回レーザーセンシングシンポジウム、1995. 10
- (4) S. Yamagishi, H. Yamanouchi, M. Tsuchiya: Ship-board lidar sensing of the mixed layer over the sea, 18th Int. Laser Radar Conf. Berlin, 1996. 7

表1 レーザレーダ主要性能

送信	レーザ出力	532nm 最大750mJ/pulse
	レーザ繰返し	10pps
	ビーム拡がり	0.3mrad
	走査範囲	AZ:90~135°、EL:-10~35°
	走査分解能	0.01°
	走査速度	0.04~2.56° /sec
受信	光学的系	300mmφ、F/4
	受信視野	0.6~6.5mrad
信号処理	アナログ方式	
	距離分解能	1.5/7.5m
	分解能	8/12bit

表2 大気安定度階級

**Monin-Obukhov Stability Length**

**Classification of Stability**

$$L_v = \frac{u_*^2 \theta}{\theta_* k g} = \frac{C_{uN} u^2}{k g} \frac{\theta}{C_{tN}^{1/2} (\theta_v - \theta_{vs})}$$

- κ von Karman constant (0.4)
- g Gravity acceleration (9.8m/s<sup>2</sup>)
- u<sub>\*</sub> Viscous velocity (m/s)
- u Velocity (m/s)
- θ<sub>\*</sub> Viscous temperature (K)
- θ Average potential temperature (K)
- θ<sub>vs</sub> Virtual surface potential temperature (K)
- θ<sub>v</sub> Virtual potential temperature (K)
- C<sub>uN</sub> Momentum resistance (neutral)
- C<sub>tN</sub> Stanton number=1.3x10<sup>3</sup> (neutral)

<i>L<sub>v</sub></i> (m) Length	Stability Class
Very unstable	(A)
-10 ≤ <i>L<sub>v</sub></i> < -5	B
-25 ≤ <i>L<sub>v</sub></i> < -10	C
<i>L<sub>v</sub></i>   > 25	D
10 < <i>L<sub>v</sub></i> ≤ 25	E
5 < <i>L<sub>v</sub></i> ≤ 10	F
Extremely stable	(G)

表3 南鳥島の混合層観測データ

No.	Mon. Day,Time	$\theta_v(^{\circ}C)$	$\theta_w(^{\circ}C)$	u(m/s)	Lv(m)	c	Cloud
1	11262000	15.0	16.0	13	-547	0.118	nct
2	11270800	13.2	16.9	5	-53.4	0.344	nct
3	11271100	16.8	16.0	4	179	0.173	ct
4	11281000	20.7	21.7	22	-1798	0.114	ct
5	12011100	26.0	27.2	25	-2018	0.110	ct
6	12011500	25.2	26.0	23	-2491	0.103	ct
7	12020700	25.0	25.1	12	-4585	0.161	ct
8	12021100	25.5	24.6	11	421	0.107	nct

Lv: Monin Obukhov Length,  $c : h = c \cdot u_* / |f|$

Cloud condition ; ct:cloud top, nct: non-cloud top, c-c: separated cloud

Observed 1993.12, Minami-torishima oki-Tokyo

表4 南西諸島の混合層観測データ

No.	Mon. Day,Time	$\theta_v(^{\circ}C)$	$\theta_w(^{\circ}C)$	u(m/s)	Lv(m)	c	Cloud
1	12020900	20.8	19	5.1	116	0.396	ct
2	12021100	19.4	20.1	4.1	-219	0.260	ct
3	12021400	19.8	21.8	13.4	-293	0.124	ct
4	12021700	19.6	22.2	10.8	-140	0.169	ct
5	12030700	20.6	22.0	9.3	-188	0.122	ct
6	12031000	21.2	24.0	9.3	-94	0.128	nct
7	12031200	20.2	21.5	8.2	-154	0.195	ct
8	12032000	20.0	22.6	10.8	-140	0.181	nct-c
9	12051800	19.6	20.6	8.7	-228	0.452	nct
10	12052100	18.8	20.8	7.7	-331	0.251	nct
11	12061000	20.6	23.9	7.2	-166	0.250	c-c
12	12070530	18.6	21.2	4.6	-82	0.316	ct
13	12071000	20.5	24.5	5.1	-52	0.319	c-c

Lv: Monin Obukhov Length,  $c : h = c \cdot u_* / |f|$

Cloud condition ; ct:cloud top, nct: non-cloud top, c-c: separated cloud

Observed 1994.12, Nansei-shoto



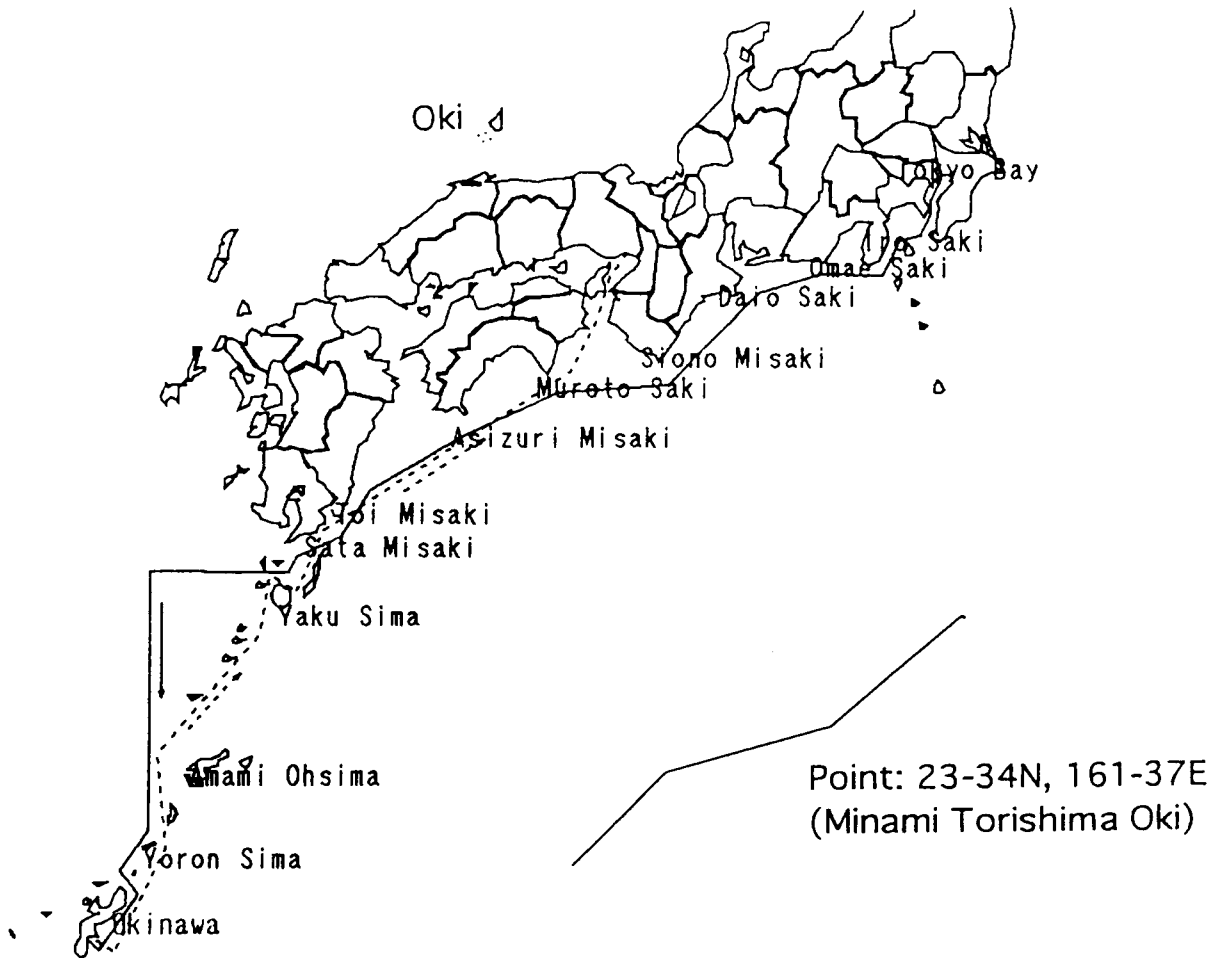


図1 ライダー観測場所  
 1993年11月26日-12月5日南鳥島沖  
 1994年11月30日-12月7日南西諸島  
 1995年12月2日-12月7日隠岐



1993. 12. 1  
 (南鳥島)

1994. 12. 7  
 (南西諸島)

1995. 12. 4  
 (隠岐)

図2 天気概況

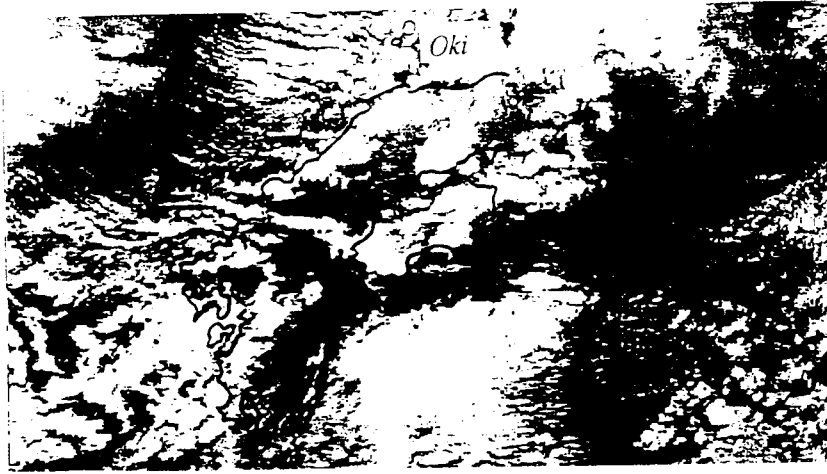


図3 衛星画像 (Dec. 5, 1995, NOAA, Ch4, JAIDAS Tohoku Uni.)

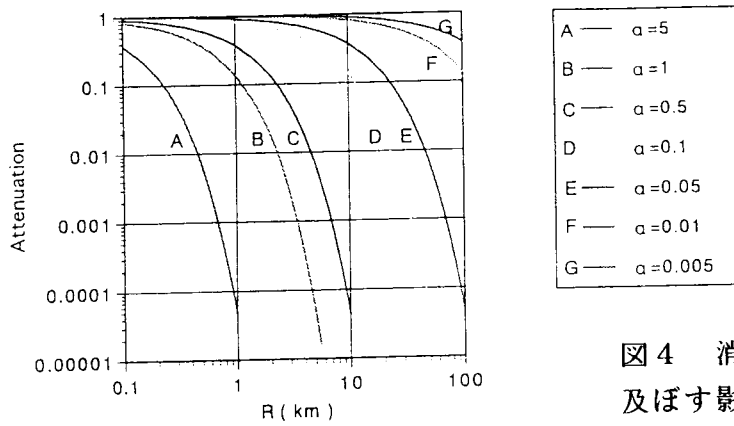


図4 消散係数の信号強度に及ぼす影響

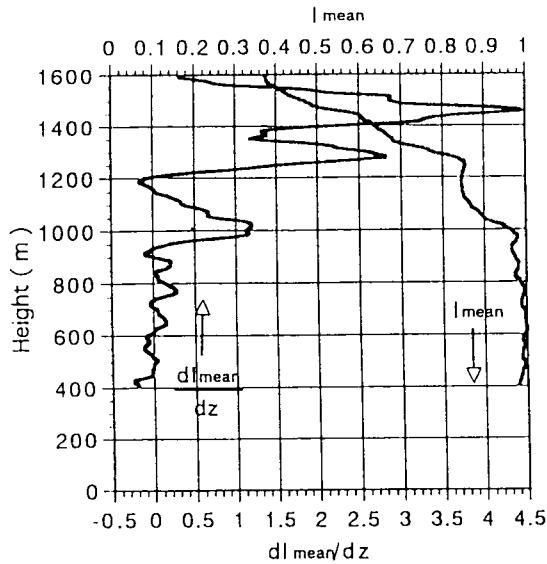


図5 a ライダー信号強度と変化率  
(r05\_1, Dec. 12, 1994, 18:00, Okinawa)

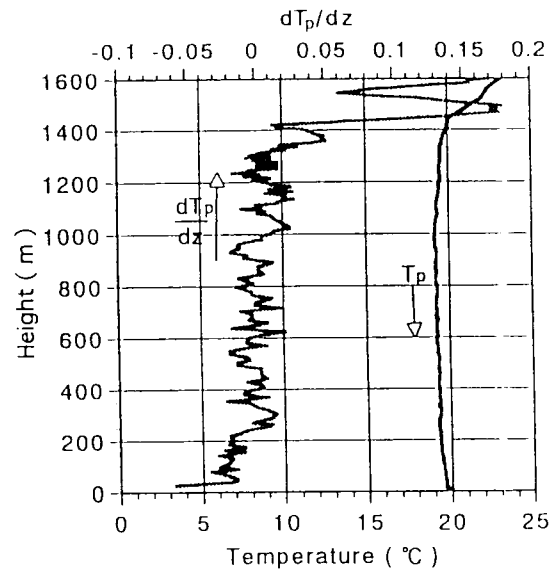


図5 b 温位と変化率  
(Dec. 12, 1994, 18:00, Okinawa)

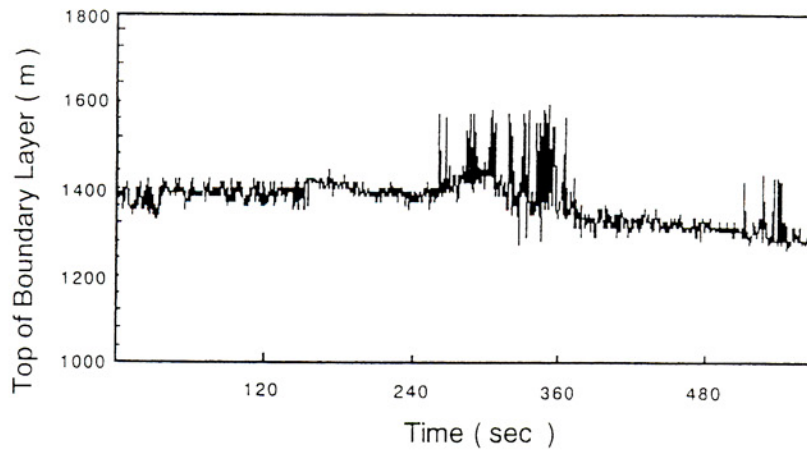


図6 混合層高度の変動  
(r07\_f, Dec. 6, 1994, 6:06, Yakushima)

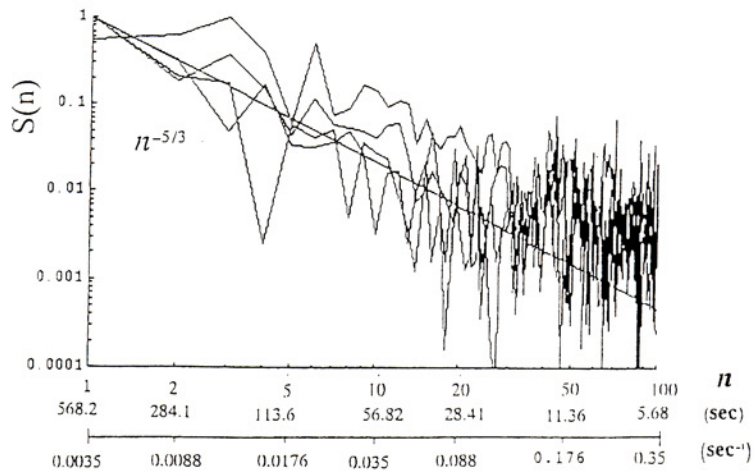


図7 ライダー信号の周波数特性

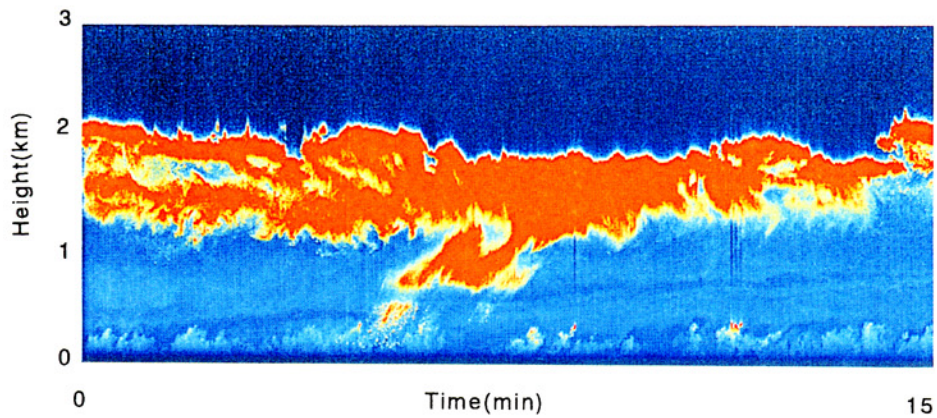


図8 ライダー観測による混合層の内部構造

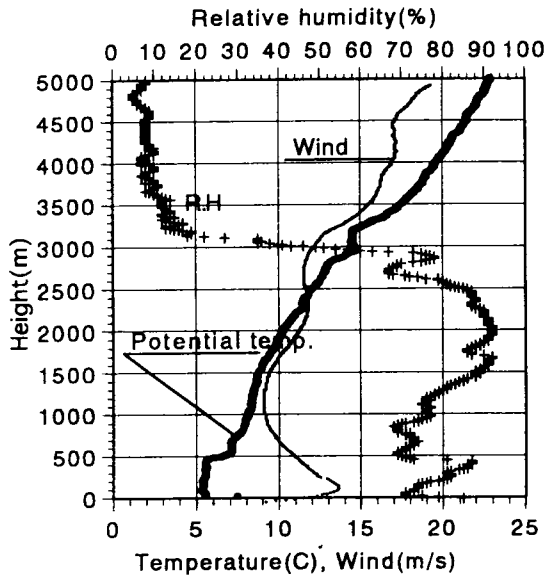


図9 温位、風速と  
相対湿度の鉛直分布  
(Sonde, Dec. 4, 1995, 10:29, 0ki)

図10 プルームの到達高度と幅  
(r4\_11, Dec. 4, 1995, 10:21, 0ki)

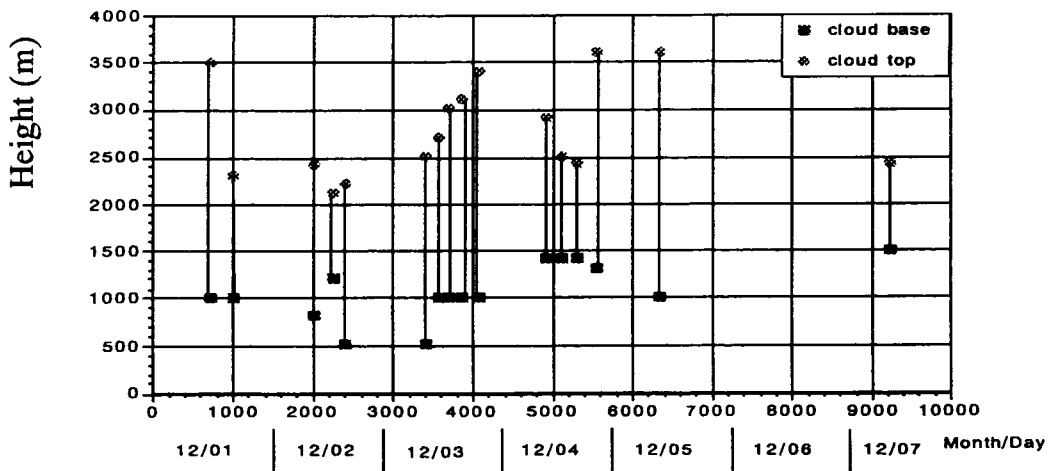
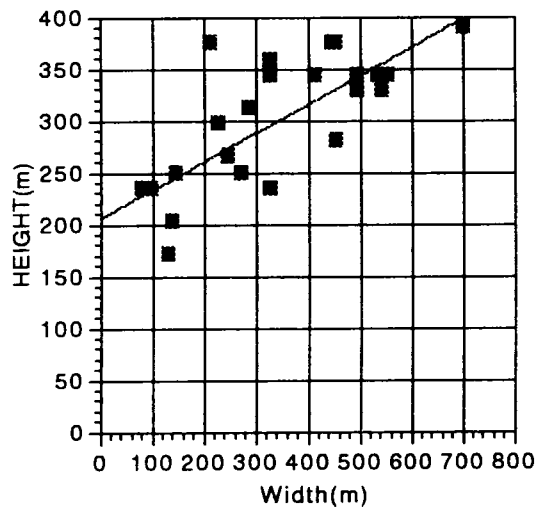


図11 雲層の厚さ  
(Dec. 1-7, 1995, 0ki)