

1991年1月奄美大島における下層雲と境界層の 観測結果について（第2報）

堀口光章・光田 寧

要 旨

比較的暖かい海上への寒気の吹き出しによる対流混合層と下層雲を1991年1月に奄美大島より観測した。寒気の吹き出しに伴い海面から大気への熱フラックスが増加して対流混合層が発達し、また雲底高度が上昇し下層雲量が減少した。雲底下の境界層において比較的一様な鉛直流である場合には雲量が多く層状の雲になり、上昇・下降流域がよりはっきりと分かれている場合では雲量が少なく積雲状となるという傾向が観測された。

キーワード：寒気の吹き出し、対流混合層、下層雲、層積雲、雲底下層

1. はじめに

下層雲の中でも層積雲はしばしば広い領域、特に海洋上で形成され、長期間にわたり維持されることがある。そのため、大気の放射過程を通して気候への影響も大きい。従って、層積雲のような海上の下層雲の形成・維持過程を詳細に調べることは重要な研究課題である。代表的な状況として、寒冷な大気が暖かい海洋上に流出した時に海面からの熱の供給により層積雲が形成される。この場合海面から雲まで熱の輸送、すなわち対流活動のつながりがあるはずである。しかし、その対流の構造や強さなどが地表付近から雲層まで高度方向にどのように変化し、雲の大きさや雲量などの雲の状況と結び付いているのかなど、現象についての統合的な把握には未だ不十分な所がある。

下層雲の形成・維持過程の問題に関連して、雲の状況と雲底下の大気境界層の構造を調べることを目的として、冬季に寒気が中国大陸から比較的暖かい東シナ海上に吹き出して対流混合層が発達し、その上部に雲が形成される状況を1991年1月に南西諸島海域中の奄美大島において観測した。この観測は、

日本における気候変動国際協同研究計画（WCRP）の中で、研究課題「雲の分布とその気候への影響（北西太平洋域“雲・放射”研究計画、WENPEX）」の特別観測計画として行われた「南西諸島海域観測計画」の一部をなすものである。観測結果の一部は既に報告しており（堀口ら、1992）、ここではその後より詳細に、また新たな内容について解析し検討した結果を加えたまとめを述べる。

なお、同様な状況については1974、1975年に行われた気団変質実験計画（AMTEX）においても観測されているが、今回はシーロメータとドップラーソーダにより雲の状況と雲底下の大気境界層の構造について、その時間変化を詳しく観測することが出来ている。

2. 観測の概要

観測期間は1991年1月11日から28日まで、また観測場所は奄美大島北岸の赤崎（はあさき）に位置する鹿児島県立奄美少年自然の家（海拔高度約150m、観測結果は地上からの高度）である（Fig. 1）。

観測に使用した測器は、ドップラーソーダ、シー

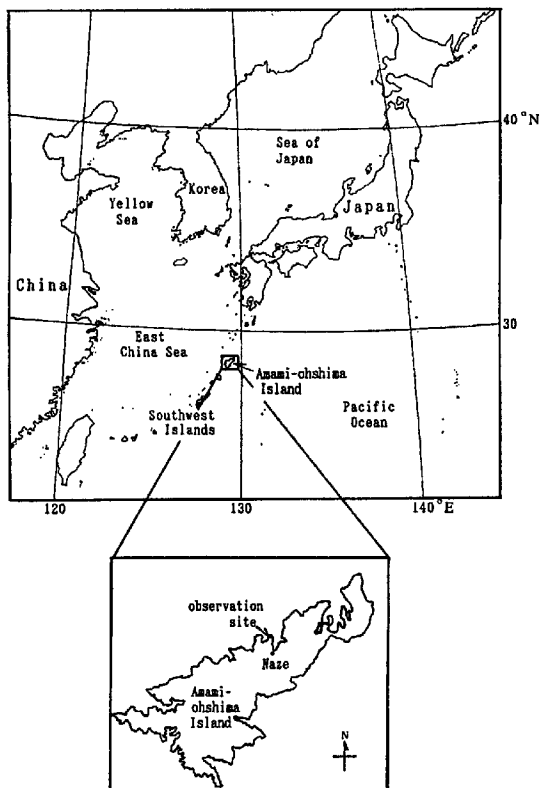


Fig. 1 Map around the Southwest Islands and the location of the observation site in Amami-ohshima Island.

ロメータ、低層ゾンデ、赤外放射温度計、及び地上気象要素測定装置である。これらの測器のうちドップラーソーダは、中国環境科学研究院が開発したトリプルモノスタティック方式のドップラーソーダHK-11を使用して、地上50mから696mまで、高度間隔34mで水平風速、風向、鉛直風速、及びそれらの標準偏差を測定した。観測時の平均時間は、比較的強い風の中でもなるべく高い所まで十分な精度で測定出来るように10分と長めに取った。後で示すように400m程度の高度まではほぼ常に信頼出来るデータが得られている。なお、ここでの風速の標準偏差（後では分散として用いている）は、この平均時間10分中の18秒ごとの風速測定値のばらつきから求めているものである。

シーロメータは約10秒間で平均した雲底高度を30秒ごとに出力する。また、低層ゾンデは温湿度測定型である。さらに、真上に向けた赤外放射温度計により雲底温度の連続測定、地上気象要素測定装置により地上での風速、風向、気温、相対湿度、日射量、及び気圧の測定を行った。

3. 観測結果

3.1 気象状況

今回の研究では観測期間のうち、1月24日から28日にかけての期間、特に25日から27日の3日間に注目して解析を行った。この期間の始めに南西諸島付近を低気圧が通過し、その後に冬型の気圧配置となった (Fig. 2)。奄美大島の名瀬上空850hPaでの風

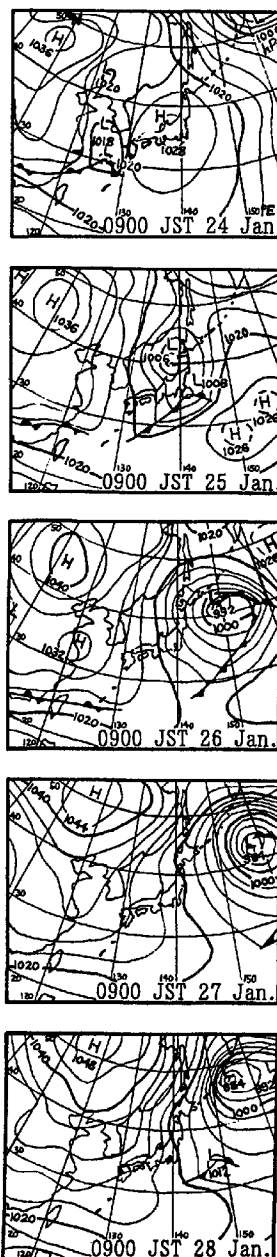


Fig. 2 Surface weather charts at 0900 JST from 24 to 28 January 1991.

速は24日から28日を通して見ると次第に弱まっていく傾向があるが、25日午後から26日午後にかけては強まっている。風向は25日まで西寄りであるのが26日以降は北西ないしは北の風向に変わっている

(Fig. 3a)。同じく850hPaでの気温を見ると (Fig. 3b)，24日から27日にかけて次第に低下している。低気圧通過後に寒気の吹き出しが25日午後から26日にかけて起こり、27日にかけて寒気の流出が持続したという状況が考えられる。

地上（奄美大島北岸の赤崎）での気温については Fig. 3cに示すように陸地（島）の影響と考えられる日変化も見られるが、850hPa同様に24日午後から26日にかけては次第に低下する傾向が見られる。また、地上での相対湿度も24日午後から27日にかけて低下していく傾向がある (Fig. 3d)。気温が低下しているので、これは比湿の低下傾向をも示している。

地上天気は25日から27日にかけて曇ないしは雲の

多い晴であったが、25日から26日午前中にかけて弱い降雨が時々あった。目視による雲量は25日には多くほぼ雲量10であり、26日から27日にかけては比較的少ないという傾向があった。この期間、層積雲ないしは積雲よりなる下層雲と、その上に中層雲と思われる雲も見られた。

3.2 対流混合層

大陸から吹き出した寒気における下層大気は、暖かい海上で熱の供給を受け不安定となり、次第に対流混合層が発達する。東シナ海上をこのようにして変質を受けて、大気は南西諸島付近に達する。しかし、今回は一点での観測であり、従って対流混合層の空間分布を調べることは出来ていない。

対流混合により乾燥あるいは湿潤断熱変化に対して保存する量である温位（雲底下層）あるいは相当温位（雲層）の高度変化は小さくなり、また対流混合層内では海面からの水蒸気の供給により水蒸気量

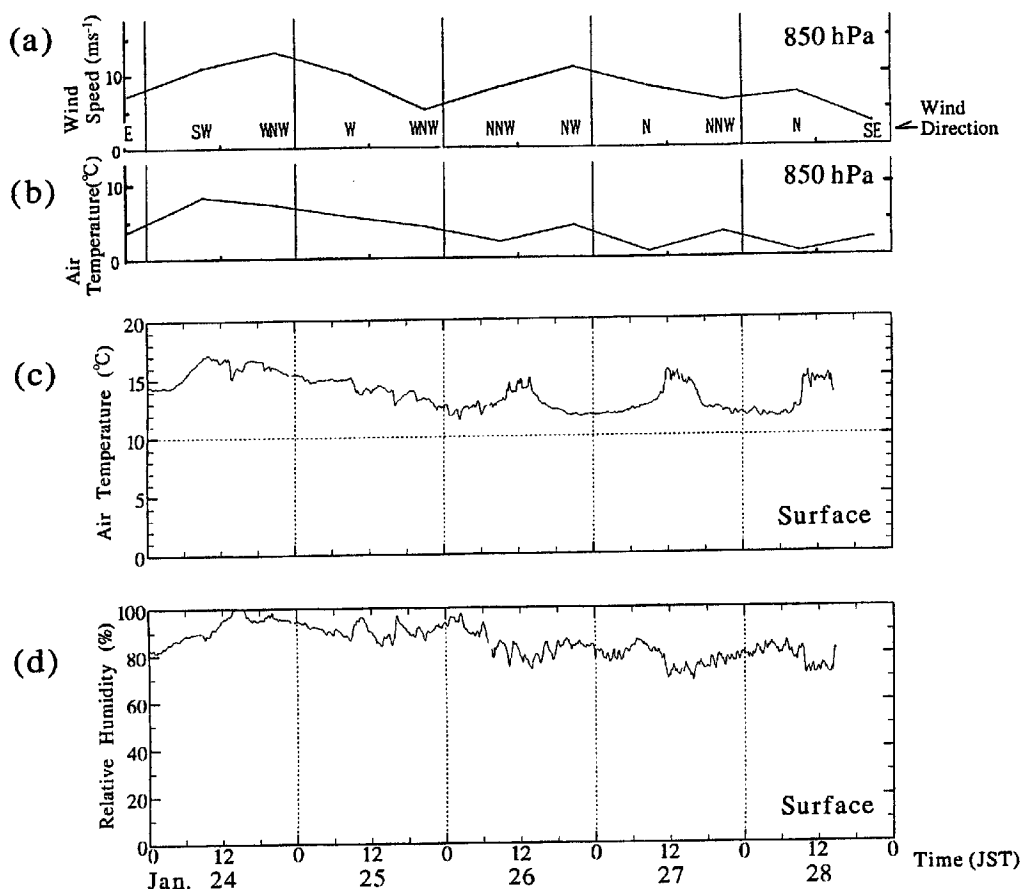


Fig. 3 Time series of (a) wind speed, wind direction and (b) air temperature at the 850 hPa level over the Naze Aerological Observatory in Amami-ohshima Island. Time series of (c) surface air temperature and (d) relative humidity at the observation site in Amami-ohshima Island are also shown.

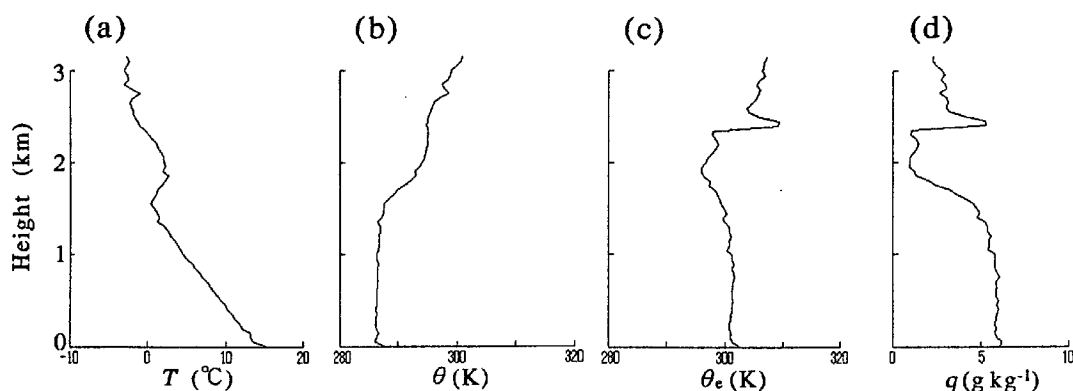


Fig. 4 Examples of the vertical profiles for (a) air temperature (T), (b) potential temperature (θ), (c) equivalent potential temperature (θ_e) and (d) specific humidity (q) measured by the low-level sonde. This sonde was released at 1400 JST on 26 January 1991.

が多く対流混合層より上では水蒸気量が比較的少ない場合が多いと考えられる。従って、Fig. 4にその例を示す低層ゾンデ観測による気温、温位、相当温位、及び比湿の高度分布から対流混合層のおおよその厚さを決めることが出来、25日から27日にかけてのその層の上端の高度をFig. 5に▼印で示す。25日には高度1.2~1.4km程度で26日も同様であるが、27日には高度1.5km以上に達している。この対流混合層の上では低層ゾンデ観測を行った殆どの場合で安定な成層をしており、特に26日の14時以降においては逆転層となっている。また、26日以降は対流混合層上で大気はかなり乾燥しており、対流混合層内で

比湿が 5gkg^{-1} 程度であるのがその上では 1gkg^{-1} 程度まで減少しているのが観測されている。

暖かい海面から供給される熱により対流活動が起こり、それにより対流混合層が発達するが、その発達の程度にはさまざまな要素が影響している。観測地点までの海上における吹走時間など他の要素があまり大きく変わらないとすれば、海面からの熱フラックスの大きさが対流混合層の厚さを決める主要因となる。1991年1月下旬における奄美大島周辺での平均海面水温は $21\sim 22^\circ\text{C}$ であり（長崎海洋気象台海洋課, 1993），Fig. 3cに示す奄美大島での地上気温とはかなり大きな温度差がある。従って海面よ

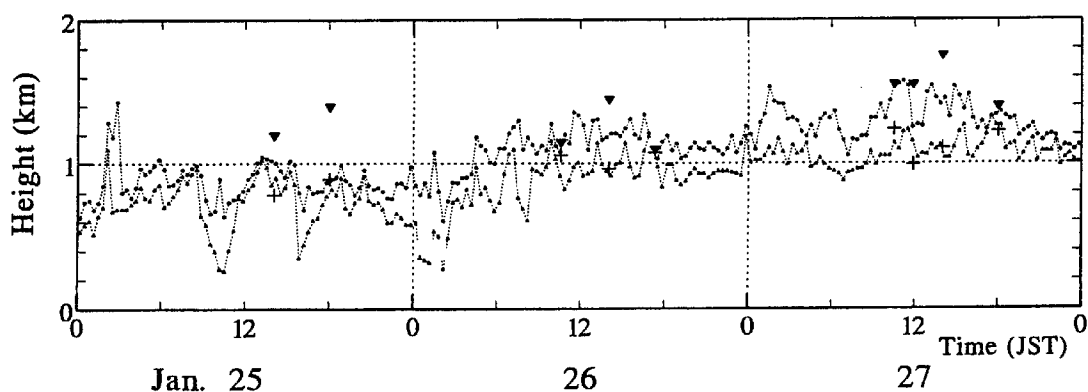


Fig. 5 Top levels of the convective mixed layer (▼), average levels of cloud base every 20 min. (·), minimum values of measured cloud base every 20 min. (▲) and lifting condensation levels (+).

り大気へ大きな顕熱フラックスがあり、また、観測されている気温の低下は海面と大気との温度差を大きくして顕熱フラックスの増加をもたらしたと考えられる。さらに、下層大気の乾燥化も観測されており、海面からの蒸発量すなわち潜熱フラックスもこの付近では増加したと考えられる。従って、奄美大島上空で観測された対流混合層の発達はこちらの熱フラックスの増加により説明出来ると考えられる。但し、対流混合層の厚さの増加がはっきりと観測されるのは27日になってからであり、26日については明らかでない。低層ゾンデによる測定の実数が少ないという問題もあるが、対流混合層の発達の程度がさまざまな要素により影響され単純には定められないためと考えられる。

顕熱・潜熱フラックスについては、気象庁による定時の気象観測資料などを使用した見積りがKato et al. (1996) によってなされている。それによれば奄美大島周辺の海域で25日の9時に顕熱フラックス約 40Wm^{-2} 、潜熱フラックス約 160Wm^{-2} であったものが26日の9時にはそれぞれ約 90Wm^{-2} 、約 280Wm^{-2} へと2倍程度増加しており、これは奄美大島での気温・湿度から考えた傾向とも合っている。熱フラックスの大きさは風速にも影響され、その増加については25日午後から26日午後にかけて名瀬上空850hPaで観測された風速の増加も影響したと考えられる。また、この見積りでは27日の9時では顕熱フラックス約 90Wm^{-2} 、潜熱フラックス約 250Wm^{-2} となり26日より潜熱の方が少し減少するが、25日よりはまだかなり大きな値を維持している。

3.3 下層雲

対流混合層が凝結高度以上に発達するとその上部に下層雲が形成される。25日から27日にかけてシーロメータにより観測された下層雲の雲底高度を30秒ごとの測定値から20分ごとに平均してFig. 5に・印で示す。25日の雲底高度は0.6~1.1km程度を上下しているが、26日から27日にかけて次第に上昇していく傾向がある。同じくFig. 5には持ち上げ凝結高度を+印で示す。持ち上げ凝結高度を求める時には本来地表付近での気塊を考えるが、ここでは陸地（島）の影響を出来るだけ除くように地上から少し上の高度100mでの低層ゾンデ観測による気温・湿度を用いて、その気塊を断熱的に上昇させた時の凝結高度を求めた。その持ち上げ凝結高度と低層ゾンデ観測に対応する時間の20分間平均の雲底高度とを比べると、その差は平均して191mであり、ほぼ常に持ち上げ凝結高度の方が低い。凝結が生じてもしーロメータにより測定される程度の雲になるのはその少し上であ

るが、少し大き過ぎる差であると考えられる。そこで、20分間ごとに測定された雲底高度についての最低値を求めると (Fig. 5, ▲印)、持ち上げ凝結高度との差は平均して94mと小さくなる。雲が上空をほぼ一様に覆うのではなく個々の雲の塊が比較的はっきりとしている状況では、雲の下面のみでなく場合によっては側面を捉えることで雲底高度が大きく測定されることがあり、シーロメータによる観測での雲底高度の最低値は雲層の最下部の高度を示すと考えられる。従って、持ち上げ凝結高度と雲層の最下部の高度が良く合っていることになり、観測の結果は雲層下で乾燥断熱線に沿う温位一定の気温高度分布に近いこと、すなわち良く大気が鉛直混合されていることを示している。

25日から27日にかけての雲底高度の上昇は上記のことから持ち上げ凝結高度の上昇を意味している。おおよそ同じ期間に地上での気温は低下し、また相対湿度も低下（従って比湿も低下）している。気温が低下すると持ち上げ凝結高度は下降するが、比湿が低下するとその高度は上昇する。この場合には、下層大気の気温の低下よりも乾燥化の方がより影響が大きくて持ち上げ凝結高度が上昇し、雲底高度も上昇したと考えられる。なお、下層雲の雲頂高度は今回の低層ゾンデとシーロメータによる観測では明確に定めることは出来なかった。

雲の様相に関して、例えば個々の雲の塊の平均的な大きさを調べることも重要である。これについては、赤外放射温度計による雲底温度の測定を行っているが定量的に扱うのは困難であり、また、シーロメータによる測定は30秒ごとで実際の雲の大きさと比べて充分な測定間隔ではない。そこで、今回の観測では個々の雲の大きさの変化についての検討は出来なかった。しかし、シーロメータによる測定で、ある時間中に下層雲が観測される時間の割合は、下層雲量に相当する値を示すと考えられる。そこで、シーロメータによる測定から、1時間ごとに2kmより低い雲底高度の雲が観測された割合 (R_c) を求めて、その時間変化をFig. 6に示す。

下層雲量に相当すると考えられる R_c の値は25日より26日の6時までほぼ1.0であり、すなわち下層雲がほぼ常に上空を覆っていて層状の雲と考えられる。しかしその後 R_c の値は小さくなって0.3~0.8程度で変化が激しくなっており積雲状の雲と考えられる。27日にも同様であるが、5時から11時までと18時以降では比較的雲量が多い。

下層雲の状況の変化についてまとめると、25日には雲底高度の低い層状の雲が上空を覆っていたのが26日と27日では雲底高度が高くなり、また雲量が少

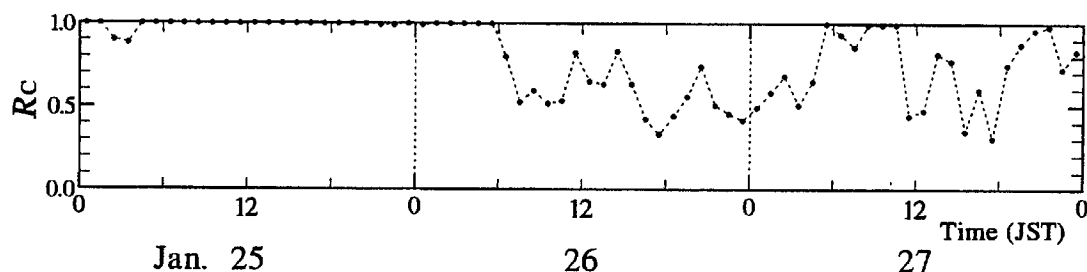


Fig. 6 Ratio of the time when low-level clouds are measured to the whole period (R_c) every 1 hour.

なく積雲状になったということになる。

3.4 雲底下の大気境界層

雲底下の気流の状況についてはドップラーソーダにより観測しているが、性能上の問題から雲底の高さまで達するような測定は出来ていない。また、25日から27日の3日間を通じて風向はおおよそ340~40度で北寄りであり、開けた海側からの風を観測していた。しかしその観測値は地形の影響を受けている可能性があるため結果の解釈には注意を要し、特に影響の大きいと考えられる鉛直風速値そのものは用いなかった。

25日から27日にかけてのドップラーソーダによる観測から水平風速の高度分布の状況を示したのがFig. 7である。ここでは平均時間10分のデータをさらに3時間ごとに平均した約400mまでの高度分布を示している。なお、周囲への騒音を考慮して深夜の観測は25日から26日にかけての他は行っていない。Fig. 7を見ると、3日間を通じて水平風速は高度約80mから上空でおおよそ 10ms^{-1} 程度であり高度変化は小さく、これは鉛直混合が大きかったことによる結果と考えられる。3日間を通して見ると、25日より26日の方が全体的にやや風速が強くなっているが、27日の午後にはまた少し風速が弱くなっている。また、26日の13時以降19時までの時間帯では水平風速の鉛直シアアが大きくなっている。

次いで、ドップラーソーダによる測定で得られた鉛直風速の分散の高度分布を調べる。ここでの鉛直風速の分散は2章で述べたように平均時間10分中の18秒ごとの風速測定値のばらつきから求めているものであり、そのような時間スケールでの対流活動の強さを示すと考えられる。Fig. 8は平均時間10分での分散をFig. 7と同様にさらに3時間ごとに平均し

た約400mまでの高度分布である。

Fig. 8に示す鉛直風速の分散の高度分布についてのおおよその傾向として、25日に比べて26日には特に高度200m程度以上で大きな分散の値となっている。27日には26日よりやや小さな値になっているが、25日より図に示す高度の上方で大きな値になっている。鉛直風速の分散が小さくて比較的一様な鉛直流である場合と比べて、鉛直風速の分散が大きい時はおそらくは対流の上昇・下降流域がよりはっきりと分かれている場合に対応しているものと考えられる。この3日間のうち、26日の13時以降で特に大きな値となりそれが継続しているのが見られるが、これは水平風速の鉛直シアアが大きい時間帯に対応している。

水平風速の鉛直シアアについて定量的に調べるために、ここで次の式(1)で表されるパラメータ S_v を定義する。

$$S_v = (U_2 - U_1) / U_1 \quad (1)$$

ここで、 U_1 は高度152mでの水平風速、 U_2 は高度322mでの水平風速とする。この S_v は高度152mでの風速に対する高度322mでの風速の増加率であり、ドップラーソーダで観測している高度範囲内の比較的下方と上方の間での水平風速の鉛直シアアを示している。

このようにして定義したパラメータ S_v と、シアアを考えるのと同じ高度152mから322m間で平均した鉛直風速の分散との関係を25日から27日のそれぞれの日について調べたのがFig. 9である。ここでは3日間の同時刻の10時から20時までの10分間平均のデータについて調べたが、26日については上記のように13時頃に水平風速の鉛直シアアや鉛直風速の分散について変化が見られる。10分間平均のデータでは13

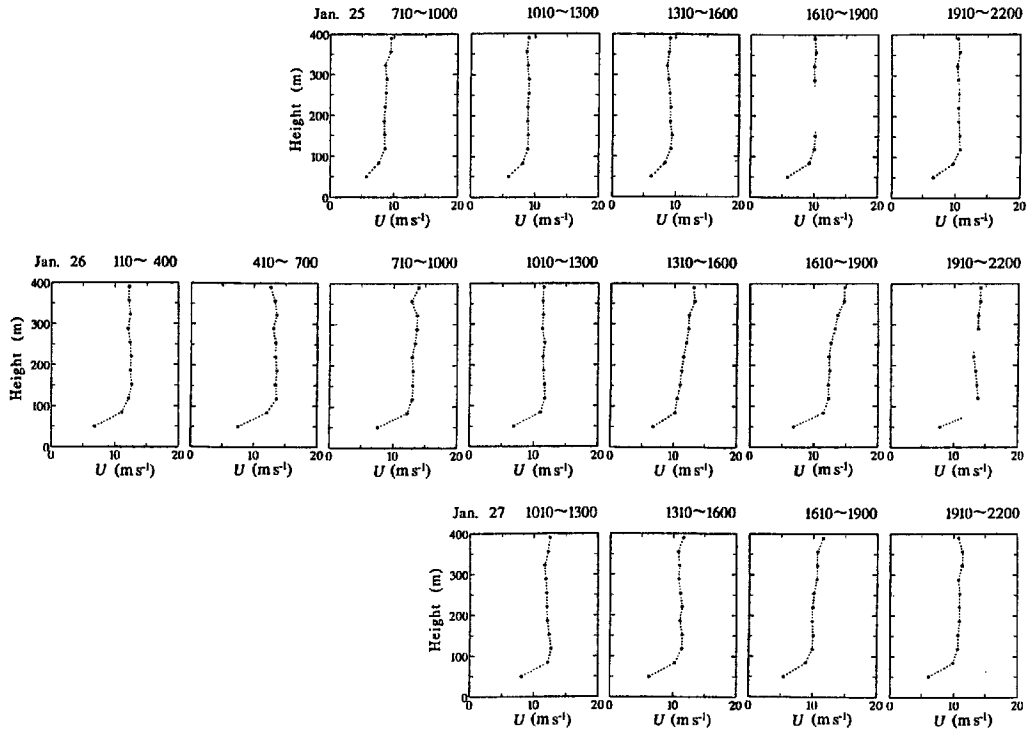


Fig. 7 Vertical profiles of horizontal wind speed (U) averaged for 3 hours during 3 days (from 25 to 27 January), which were observed by the Doppler sodar.

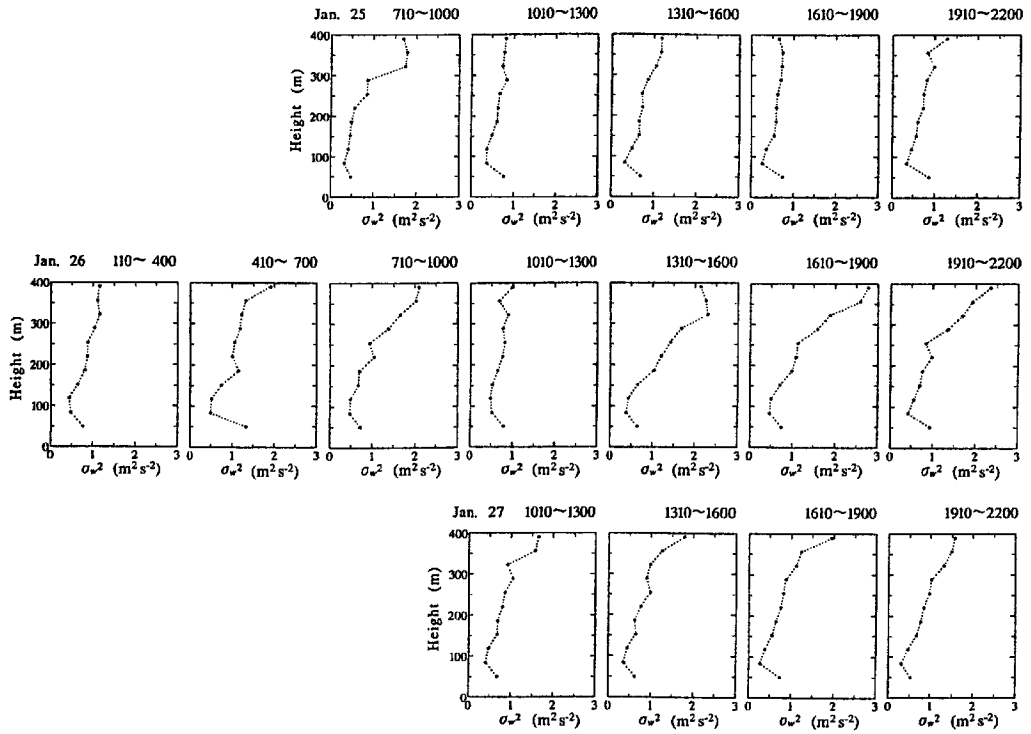


Fig. 8 Vertical profiles of vertical velocity variance (σ_w^2) averaged for 3 hours during 3 days (from 25 to 27 January), which were observed by the Doppler sodar.

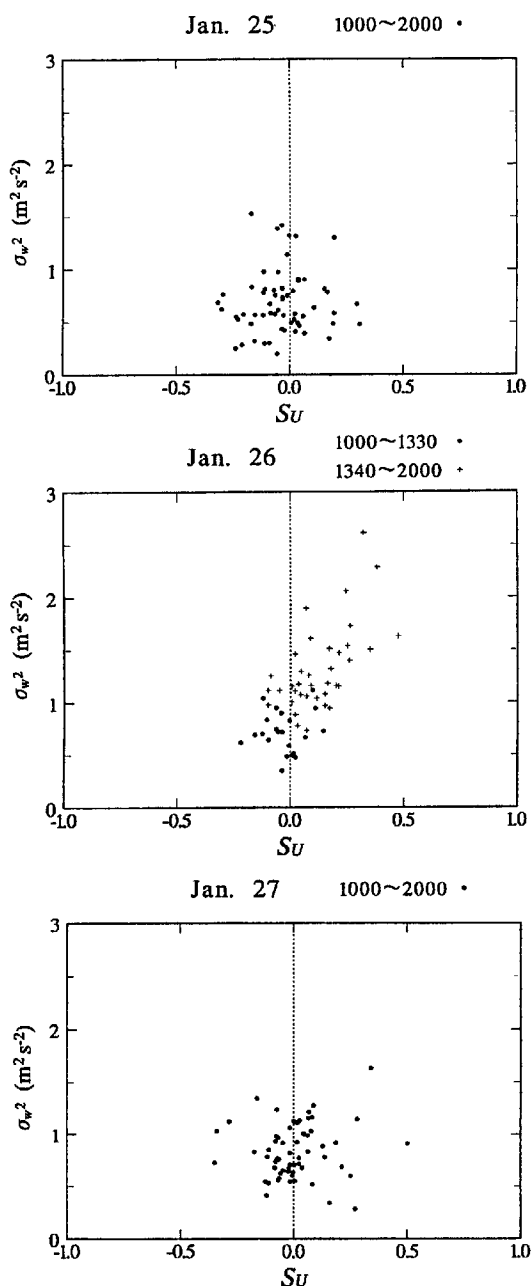


Fig. 9 Comparison of the rate of increase for horizontal wind speed (S_u) from 152 to 322 m in height and the vertical velocity variance (σ_w^2) averaged between same levels.

時40分以降のデータで変化が現れているので、Fig. 9ではこの時刻以降のデータをそれ以前のデータとは分けて示している。この図を見ると、25日と27日ではばらつきが大きく特別な関係は見られないが、

26日の13時40分以降では上記のように水平風速の鉛直シアも鉛直風速の分散も大きくなり、その両者の間に関連性、すなわち水平風速の鉛直シアが大きい時には鉛直風速の分散も大きいという関係が見られる。

ここで、シーロメータにより観測した対流混合層上部の下層雲の状況と対応させてドップラーソーダによる雲底下の境界層での気流の状況についての観測結果を検討する。

ドップラーソーダによる鉛直風速の分散は25日に比べて26日と27日では特に高度200m程度以上で大きな値となっているが、その時には上記のように雲底高度が高くなり、また雲量は少なく積雲状になっている。鉛直風速の分散については3日間のうち26日の13時以降で特に大きな値となり、この時水平風速の鉛直シアも大きくなっているが、同じ時間帯の雲の状況については16時から19時の間に雲量が0.4程度とかなり少なくなっている。

雲の状況と雲底下の境界層での気流の状況は、対流混合層内の現象として相互に関連しているが、その対応は単純ではないと考えられる。特に今回の観測ではドップラーソーダの性能上の問題により雲底まで達するような気流の測定は出来ず、ここまで示したように400m程度の高度までしか信頼出来るデータは得られていない。そこで、得られたデータを単純に関連付けて議論することは出来ないが、上記のように雲の状況と雲底下の境界層の状況とはある程度関連して変化していると考えられる。特に雲量の変化について見てみると、鉛直風速の分散が小さくて比較的一様な鉛直流である場合には層状の雲が上空を覆っているが、鉛直風速の分散が大きくて対流の上昇・下降流域がよりはっきりと分かれている場合には雲量は少なく積雲状であるという傾向がうかがえる。

雲量が少ない時の上昇・下降流域がはっきりと分かれた組織化された対流が雲底下層のどこまで及んでいるのかについては、鉛直風速の分散の高度分布の形がどのように変化しているかを調べることにより推測出来ると考えられる。そこで、Fig. 8に示す鉛直風速の分散の高度分布より、上方で特に値の大きい26日16時からの時間帯での高度分布を全体的に値の小さい25日16時からの時間帯での高度分布と比べることにする。雲量については25日16時からの時間帯では $R_c=1.0$ 、26日16時からの時間帯では $R_c=0.4$ という違いがある。鉛直風速の分散については、高度50mでの最下層ではほぼ同じ値であり、その上では差が現れるが高度150mで約1.3倍26日の方が大きい程度である。しかしそれより上方では差が大きく

なって高度200mでは1.8倍程度になり、上方へ向かってさらにその差が顕著になっている。明確にその下限の高度を定めることは出来ないが、雲量が少ない時の上昇・下降流域がはっきりと分かれた組織化された対流は高度200m程度より上で見られると考えられる。

4. 考察

今回の観測は、大陸から吹き出した寒冷な大気が暖かい海上で変質を受けて空間変化している中のある一地点で行ったものであるが、雲の状況の空間変化を調べた研究もなされて来ている。例えばAgee and Lomax (1978) は気団変質実験計画 (AMTEX) 時の人工衛星画像と高層データから、開細胞型 (open cell) の中規模細胞状対流 (MCC) は対流混合層の厚さについての等値線パターンの谷にあたる所、閉細胞型 (closed cell) は山にあたる所に位置する傾向があることを示している。今回の観測では下層雲のみでなく観測期間の多くにおいてその上に中層雲も存在し、衛星画像を用いた雲の分布についての解析は行えなかった。今後衛星画像を使用出来るような場合について同様な観測が出来れば今回得られたような結果について空間変化をも考えた議論が出来ると思われる。

今回の観測のうち26日の13時40分以降については、水平風速の鉛直シアーが大きい時には鉛直風速の分散も大きいという関係が見られる。これについては、水平風速の鉛直シアーが大きい時に形成されることが理論や実験により示されているロール状対流により比較的大きなスケールで対流が組織化されることで鉛直風速の変動も大きくなり、また雲量など形成される雲の状況もそれに伴って変化したという可能性が考えられる。しかし上記のように雲の様相を衛星画像などにより把握出来ているわけではなく、また、それ以外の時間帯との状況の違いをもたらしただけの原因は明らかでない。今回得られた観測結果の解釈についてはさらに検討を進める必要がある。

25日午後から26日にかけて寒気の吹き出しが起こり海面から大気への熱フラックスが増加し、27日にかけて寒気の流出が持続したという状況が下層雲とその雲底下の境界層の様相の変化に関係していると考えられるが、現象のさらに詳しい把握とその機構の解明は今後の課題である。

1987年カリフォルニア沖の層積雲について行われたFirst ISCCP Regional Experiment (FIRE) においては、雲底高度と雲層の厚さについて日射による加熱がもたらしたと考えられる明瞭な日変化がシー

ロメータなどにより観測されている (Betts, 1990)。今回の観測では地上気温について陸地 (島) の影響と思われる日変化が観測されているが、雲底高度などについて明瞭な日変化は見られなかった。今回のように海面と大気との温度差が大きく海面からの熱フラックスがかなり大きい状況では、雲層での日射による加熱がもたらす雲の状況に対する影響は相対的に小さく、また陸地 (島) による影響も小さかったものと考えられる。

5. まとめ

下層雲の形成・維持の問題に注目し、雲の状況と雲底下の大気境界層の構造を調べることを目的として、冬季に寒気が中国大陸から比較的暖かい東シナ海上に吹き出して対流混合層が発達しその上部に雲が形成される場合を対象として、1991年1月に奄美大島で観測を行った。

今回の研究では観測期間のうち、1月24日から28日にかけての期間、特に25日から27日の3日間に注目して解析を行った。25日午後から26日にかけて寒気の吹き出しが起こり海面から大気への熱フラックスが増加し、27日にかけてそれが持続した。27日にはより発達した対流混合層が観測され、これは熱フラックスの増加によるものと推測される。

シーロメータにより測定された雲底高度の最低値は雲層の最下部の高度を示すと考えられ、持ち上げ凝結高度と良く合っており、観測の結果は雲層下で良く大気が鉛直混合されていることを示している。シーロメータによる観測では25日から27日にかけて雲底高度が上昇し、これは上記のことから持ち上げ凝結高度の上昇を意味している。25日から27日にかけて観測された下層大気の気温の低下よりも乾燥化の方がより影響が大きくて持ち上げ凝結高度が上昇し、雲底高度も上昇したと考えられる。また、シーロメータによる測定で、ある時間中に下層雲が観測される時間の割合は下層雲量に相当すると考えた。その結果、25日には下層雲がほぼ一様に上空を覆っていて層状の雲であったのが26日と27日では雲量が少なく積雲状となるのが観測された。

ドップラーソーダによる雲底下での大気境界層における気流についての観測結果を見ると、25日より26日と27日で全体的にやや水平風速が強くなっており、また、26日の13時以降19時までの時間帯では水平風速の鉛直シアーが大きくなっている。鉛直風速の分散については25日に比べて26日と27日で、測定高度の上方において大きな値となっている。鉛直風速の分散が小さくて比較的一様な鉛直流である場合

と比べて、鉛直風速の分散が大きい時はおそらくは対流の上昇・下降流域がよりはっきりと分かれている場合に対応しているものと考えられる。

26日の午後には水平風速の鉛直シアが大きい時には鉛直風速の分散も大きいという関係が見られる。水平風速の鉛直シアの増大と、鉛直風速の変動を大きくするような比較的大きなスケールでの対流の組織化との関係が示唆される。

下層雲と雲底下の境界層での気流の状況についての観測結果をまとめると、比較的一様な鉛直流である場合には層状の雲が上空を覆っているが、対流の上昇・下降流域がよりはっきりと分かれている場合では雲量は少なく積雲状であるという傾向がうかがえる。

今回観測を行った対流混合層の上部に雲が形成される場合についての、雲と大気境界層の両方を含む混合層全体にわたる状況については、今後衛星や航空機など他の手段も含めた総合的な観測や数値モデルによる研究を行ってより詳細に調べて行かなければならない。

謝 辞

今回の奄美大島での観測にあたり施設の利用について便宜を図っていただき、またさまざまな面で御援助をいただいた深浦卓二所長を始め鹿児島県立奄美少年自然の家の方々に感謝の意を表します。また、ドップラーソーダによる観測を実施し、低層

ゾンデとパイロットバルーンによる観測について御援助をいただいた中国環境科学研究院の范 錫安氏と杜 漸氏、観測全般にわたり御協力をいただいた京都大学大学院理学研究科学生（現：日本原子力研究所）の永井晴康氏に感謝致します。

参考文献

- 長崎海洋気象台海洋課 (1993) : 東シナ海旬別平均海面水温図 (1991年), 海象と気象, 第29巻, 付録A-14.
- 堀口光章・永井晴康・光田 寧 (1992) : 1991年1月奄美大島における下層雲と境界層の観測結果について, 京都大学防災研究所年報, 第35号B-1, pp. 175-181.
- Agee, E.M. and Lomax, F.E. (1978): Structure of the mixed layer and inversion layer associated with patterns of mesoscale cellular convection during AMTEX 75, *Jour. Atmos. Sci.*, Vol.35, pp.2281-2301.
- Betts, A.K. (1990): Diurnal variation of California coastal stratocumulus from two days of boundary layer soundings, *Tellus*, Vol.42A, pp.302-304.
- Kato, K., Koshida, T. and Takeda, T. (1996): On the unstable stratification associated with cloud top entrainment instability over the East China Sea during cold-air outbreak situations, *Jour. Meteor. Soc. Japan*, Vol.74, pp.655-671.

Observational Results for Low-level Clouds and Boundary Layer on Amami Island in January 1991 (II)

Mitsuaki HORIGUCHI and Yasushi MITSUTA

Synopsis

The convective mixed layer and low-level clouds developed by cold-air outbreak over warmer ocean were observed at Amami-ohshima Island in January 1991. After the cold-air outbreak, heat flux from the sea surface to the atmosphere became large and the mixed layer developed. Moreover, the height of cloud base increased and the low-level cloud cover became small. The observation indicated the following general tendency. In case of relatively homogeneous vertical air motion in the sub-cloud boundary layer, the cloud cover is large and its appearance is stratiform. On the other hand, in case of distinct spacial separation of upward and downward vertical air motion, the cloud cover is small and its appearance is cumuliform.

Keywords: cold-air outbreak, convective mixed layer, low-level cloud, stratocumulus, sub-cloud layer