

南極昭和基地で観測された風と気圧の 短周期で大きい振幅の変動

岩井 邦中*・阿部 豊雄**

要 旨

1992年5月22日と6月11日に昭和基地で顕著な風向・風速と気圧の短周期変動が記録された。周期は4分から10分であった。気圧と風速は逆位相であり、気圧の最大両振幅は1.5 hPa 以上、風速の最大変動幅は約 20 ms^{-1} に及んだ。気温と露点温度は阿部 (1979) の報告とは異なり、ほとんど変動が無かった。この変動を浅水波近似の内部波による流体の軌道運動と一般流の相互作用によるものとして解析した。その結果、内部波の伝播方向は一般流 (北東の風) に相対的に西南西から東北東ないしは南西から北東に $4\sim 5 \text{ ms}^{-1}$ で伝播していた。波長は $4\sim 6 \text{ km}$ 、対地伝播速度は $8.2\sim 12.8 \text{ ms}^{-1}$ で伝播方向は上の逆であった。すなわち、内部波の波源は昭和基地からみて、大陸側にあり、一般流とは相対的に逆方向に伝播しているが、全体として、強い一般流に流されて風下側に伝播していることになる。

1. はじめに

風向、風速の急変動は航空機の離着陸時には特に事故につながる危険性があるため、それらを知ることは大変重要である。草野・庄山 (1969) は羽田空港で周期が約10分の風、気圧、雲底高度等の変動を観測した。さらに、横浜等、南関東の多くの観測点のデータを解析して、内部重力波の波長や伝播速度を求め、高層観測を基にして、内部重力波の一つの構造モデルを提唱した。一方、村松 (1971) は稚内で周期約1時間の風、気圧等の変動を観測し、その原因として、利尻島の風下に発生したカルマン渦列の通過によると推論した。

昭和基地における風の周期的な急変動は阿部 (1979) によって報告されている。彼は変動の原因として、内部重力波あるいは基地の風上にある岩島によるカルマン渦の可能性を指摘するにとどめているが、後者については岩島のさらに風上に当たる、とつき岬においても、同じ時刻に風の周期的変動が記録されていることから、否定的見解を述べている。

地上風や気圧の周期的変動を観測し、これを重力波と見なしたのは Gossard and Munk (1954) が初めて

ではないかと荒川 (1973) は述べている。その後、地上気圧や風速の変動を記録して、内部重力波の研究は数多くなされている (例えば Einaudi and Finnigan, 1981; Monserrat and Thorpe, 1992; Rees and Mobbs, 1988)。さらに、比較的最近、内部波をソリトンとして考察している論文も多く現れている (Christie *et al.*, 1978; 辻村, 1993)。

本論文の目的は1992年5月22日と6月11日に昭和基地で観測された大きい振幅をもった気圧と風向・風速の周期的変動を紹介することである。

2. 観測地点と観測データ

第1図に昭和基地周辺の地形図を示す。昭和基地は南極大陸から約 4 km 隔てた東オングル島にある。主風向は北東の風である。主風向の風上側には海拔約 40 m の岩島がある。昭和基地では現在、各気象要素はアナログ記録の他、毎分のデータがデジタル値として収録されている。従って、1分毎の読み取りはアナログ記録だけであった阿部 (1979) の時とは違い、時間的な読み取り誤差を含まない数値データによる調査解析が可能である。

* 信州大学教育学部、 ** 高層気象台。

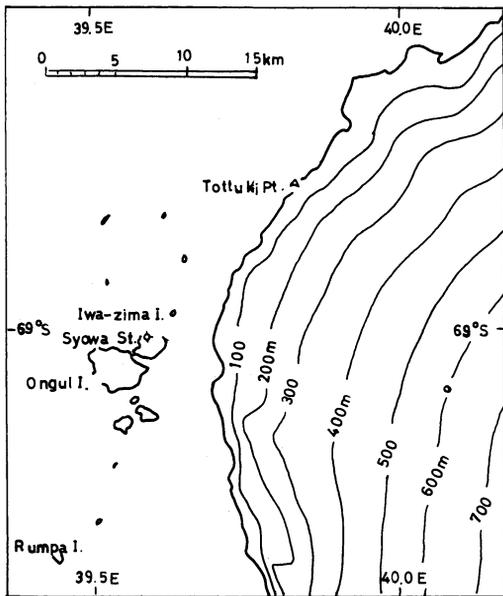
—1995年12月18日受領—

—1996年9月30日受理—

3. 観測事例

3.1 5月22日の例

1992年5月22日10:00 LST 頃より約1時間半にわたり顕著な風向・風速, 気圧の周期変動が観測された. この時の前後の気温, 気圧, 風速を第2図に示す. 5月21日は午前中風が弱く, 降雪があったが, 午後から晴れた. 気圧はほとんど変化がなかった. 現象のあった5月22日の午前中に気圧は数 hPa 降下し, 風速が 10 ms^{-1} を越えるようになった. 午後には気圧は少し上昇したものの, 夜半から気圧は急降下し, 23日は風速 30 ms^{-1} を越える激しいブリザードとなった. これ



第1図 昭和基地周辺の地形図(原図は阿部, 1979).

らの変化から, 低気圧の接近の前に前線が昭和基地の近くを通過したものと考えられる.

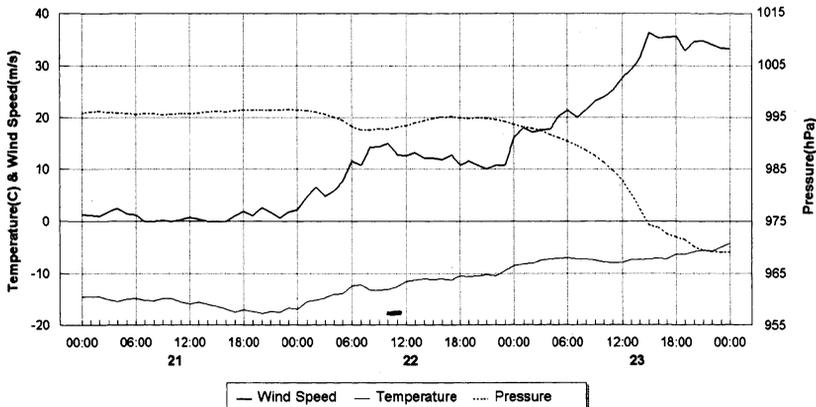
第3図に09:30 LST から12:10 LST の間の瞬間風速, 瞬間風向, 現地気圧の時系列図を示す. 風向は0が北の風であり, 5は北から時計周りで50度の方向(ほぼ北東)からの風向を表す. 10時頃から11時半頃まで, 気圧の変動を伴い, 周期約10分で風向・風速が変動している. 最大の気圧変動幅(両振幅)は 1.6 hPa であり, 風速は 6 ms^{-1} から 23 ms^{-1} の間で変動している. 変動成分を強調するために, 気圧と風速の値から, 各々11分で移動平均した値を差し引いた偏差で表したものを第4図に示す.

変動の特徴は

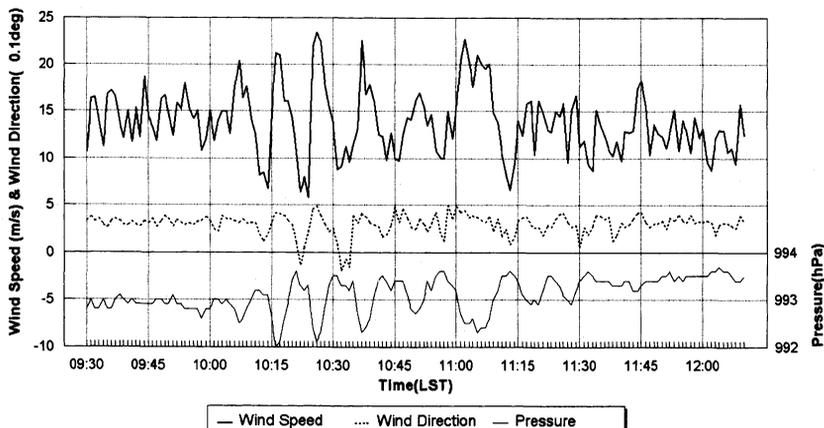
- 1) 風速と気圧は逆位相であり, 気圧の変動幅と風速の変動幅はほぼ比例している. 相関図は示していないが, 10:00から11:30 LST までの1分毎の気圧と風速の変動部分の相関係数は -0.81 であった.
- 2) 風速が大きいときは風向は北東に近く, 風速が小さいときは北から, わずかに西風成分をもつ.
- 3) 風速変動の大きい10:10~10:50 LST 間において, 風速が減少から増加に変わる極小部分にわずかに増加・減少する小さな極大があり, 気圧の極大部分にはこの現象に対応した小さな極小が見られる.
- 4) ここには示さないが, 気温や露点温度には周期的変動はほとんど見られなかった.

3.2 6月11日の例

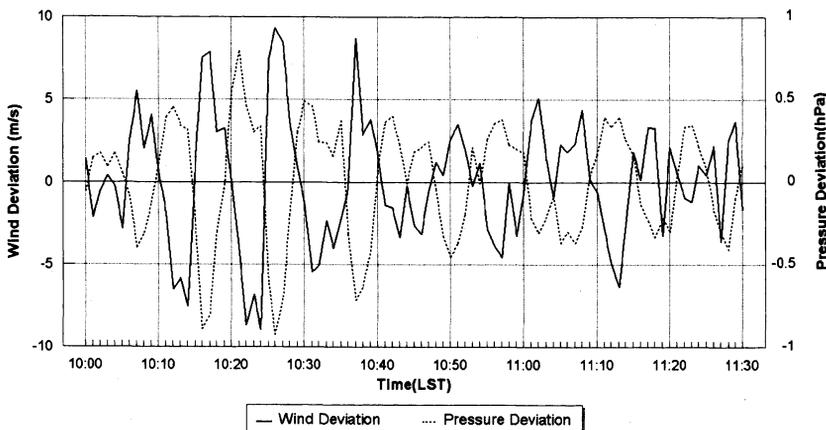
6月11日の13:00 LST 頃から19:00 LST 過ぎまで断続的に気圧の周期的変動をともなった風向・風速



第2図 1992年5月21~23日の気温, 気圧, 風速の時系列図. 風, 気圧の周期的変動があった時間は図の下部の太実線で示す.



第3図 1992年5月22日09:30~12:10 LST の1分間隔の瞬間風速, 瞬間風向, 現地気圧の時系列. 風向は北が0. 5は北より50度の方角(ほぼ北東)を意味している.



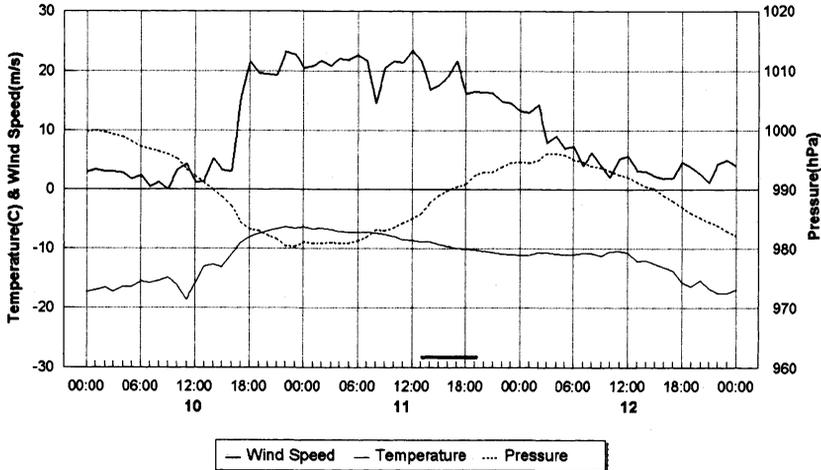
第4図 5月22日10:00~11:30 LST の現地気圧および瞬間風速からそれぞれ11分で移動平均した値を差し引いた気圧と風速の偏差の時系列図.

の変動が見られた. この前後の気温, 気圧, 風速を第5図に示す. 10日は風速 20 ms^{-1} を越えるブリザードになっており, 11日の午後もブリザードであったが11日正午から12時間に気圧は約 10 hPa 上昇し, 12日03:00 LST には風速は 10 ms^{-1} 以下になった. このことから, 11日の午後から低気圧は昭和基地の近くから遠ざかったか, あるいは弱まったものと考えられる.

第6図a, b, cに各々13:00~15:30, 15:30~18:00, 18:00~20:05 LSTの風向・風速と気圧を示す. 但し気圧は13:00から20:00 LSTにかけて, 全体として約 6 hPa 上昇している. トレンドを除くために, 先に述べたように, 瞬間気圧から11分の移動平均値を差し引いた偏差で示している. 13:00~14:00 LSTにかけて, 周期約4分の変動が見られる. 14:30

から15:20 LSTにかけては気圧の変動は余り見られないが15:20から17:15 LSTにかけて13時頃からの変動周期に比べて少し周期の長い7~8分の変動が見られる. これは全体として見ると波束のように見える. さらに18:40から19:15 LSTにかけて6~7分の周期で変動が見られる.

この中で気圧と風速の変動が最も大きかった16時頃の気圧と風速の変動を第7図に示す. 第4図で示した, ものと同様に風速と気圧の変動は逆位相になっており, 風速の変動幅と気圧の変動幅はほぼ比例している. また, 風速が大きいつきは風向は東よりであり, 風速が小さいときは北よりになっている. 6月11日の場合も, 気温, 露点温度に周期的変動はほとんど見られなかった.



第5図 1992年6月10~12日の気温、気圧、風速の時系列図。風と気圧の周期的変動があった時間は図の下部の横太実線で示す。

4. 考察

4.1 カルマン渦列か内部重力波か？

先ず気圧の変動を伴った風の変動が昭和基地の風上(北東)に位置する岩島によるカルマン渦列の通過によるものかどうかを検討する。昭和基地が2列のカルマン渦列の間にあるとき、渦列の左右の外側にあるときについて風速・風向の周期を考える。村松(1971)によると観測点がカルマン渦列の2つの軸の間にあるときには風向変化の周期は風速変化の周期の半分になるはずであるが、実際の観測はそうになっていない。また、観測点が渦列の外側にあるとすると、風速の極大時と極小時の風向はほぼ一致するはずであり、風向の時間変化は風速が極大と極小のときの風向から時計回りあるいは反時計回りになるはずである。しかし、第2図に示したように風速が極大と極小のときの風向は一致していないし、風向変化もそうになっていない。

さらに、村松によると、カルマン渦の安定周期 τ は次の式で表される。

$$\tau = dS^{-1}u^{-1} \quad (1)$$

ここで d は島の代表的大きさ、 S はストローハル数、 u は平均風速である。ストローハル数はカルマン渦の場合、レイノルズ数が 4×10^3 から 2×10^5 の範囲で、ほぼ一定の0.2であることが知られている。(1)式に $d=500$ m, $S=0.2$, $u=15 \text{ ms}^{-1}$ を代入すると τ は3分弱になり、4~10分の周期とは合わない。いずれにしても上記の気圧の変動を伴った風速・風向の変化はカルマン渦

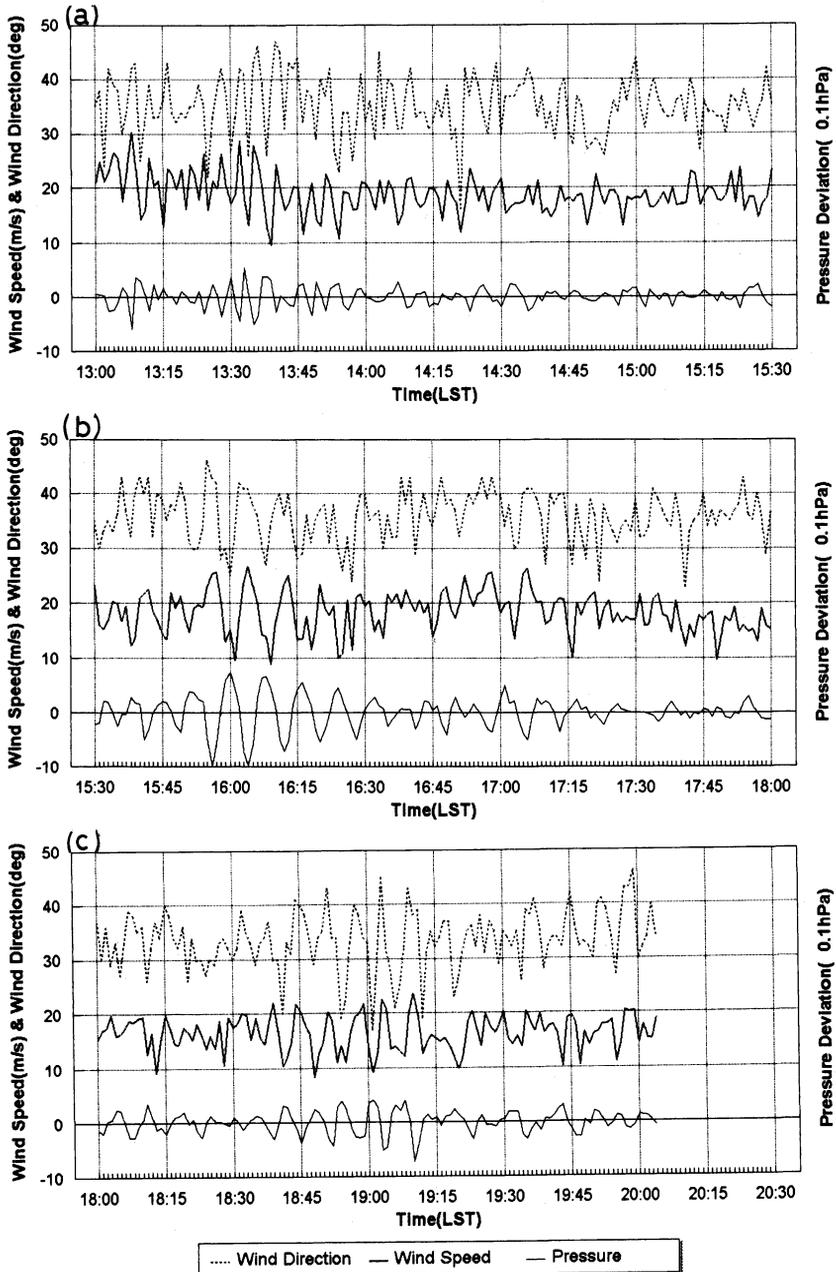
列の通過によるものではないと言っていいであろう。従って、これまでの観測や解説(例えば Gossard and Munk, 1954; 荒川, 1973; 田中, 1975)からこれらの変動は内部重力波によると考えて良いであろう。但し、これから論ずる内部重力波は逆転層に沿って伝わる界面波としての内部重力波である。Holton (1992)によると、海洋中の温度躍層での密度不連続層に沿って、水平方向に伝わる内部重力波を鉛直方向にも伝わる内部重力波と区別して単に内部波と呼んでいる。

4.2 内部波としての変動

a) 5月22日の例

第8図に周期変動が最も顕著であった10:22 LSTから10:32 LSTまでの風をベクトル的に表したものを示す。

Gossard and Munk (1954), Gossard *et al.* (1970)によると、内部波が波頭列に直角方向に伝播している平面波とすると図中のA, Bで示す方向が一般流に相対的な、内部波の伝播方向となる。図では一般流の向きが時間的に少し変動していることになるが、A, Bはほぼ平行になっている。伝播の向きは気圧が最大の際の内部波による空気粒子の軌道運動の向きと一致することから、大きな矢印で示すように西南西から東北東になる。一般流に相対的な波の位相速度 \vec{c} は Gossard and Munk (1954)による、インピーダンスの関係より次の式で与えられる。この式の導出については荒川(1973)を参照のこと。なお、この式は擾乱の振幅が小さいという近似で導出されているが、Gossard and Richter (1970)によると、有限振幅の場合



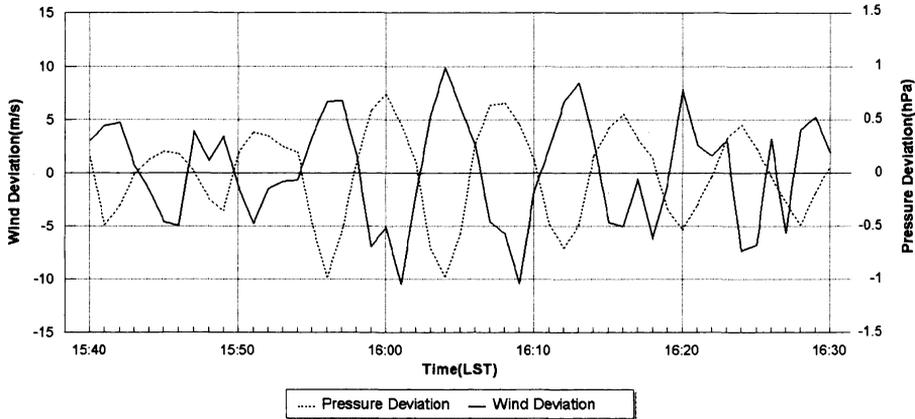
第6図 1992年6月11日 (a)13:00~15:30, (b)15:30~18:00, (c)18:00~20:05 LST の瞬間風速, 瞬間風向, 気圧の時系列. 気圧は13:00から20:00の間に約6 hPa 上昇しているので, トレンドをのぞくために, 11分で移動平均した値との偏差で示している.

にも, ほぼ成り立つことが示されている.

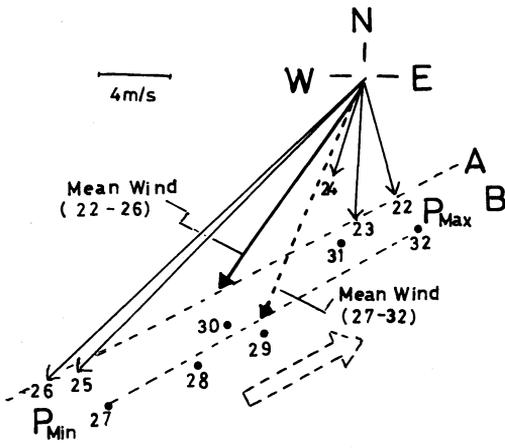
$$\vec{c}_1 = p v^{-1} \rho^{-1} \vec{v}_1 \quad (2)$$

ここで p と v はそれぞれ気圧と風速の擾乱の振幅で

あり, ρ は平均密度, \vec{v}_1 は波数ベクトル方向の単位ベクトルである. 擾乱の風ベクトルは $\vec{v} = v \vec{v}_1$ となる. p に観測値, ρ に計算値および第5図から v にそれぞれ, 次の値, $p = 60 \text{ Pa}$, $v = 10.8 \text{ ms}^{-1}$, $\rho = 1.33 \text{ kgm}^{-3}$ を



第7図 第4図と同様、但し6月11日16:00 LST 前後の風速と気圧の偏差。



第8図 5月22日の10:22~10:32 LST の1分毎の風のベクトル図。ベクトルの先端は風下方向である。先端に示す数字は時刻から10時をとった分を示す。10:27~10:32 LST までは煩雑さをさけるため、点と数字しか書いていない。破線で示す矢印は一般流に相対的な内部波の伝播方向である。

代入すると、 $|\vec{c}_1|$ は 4.2 ms^{-1} となる。対地位相速度 \vec{c} は $\vec{c} = \vec{c}_1 + (\vec{v}_1 \cdot \vec{U}) \vec{v}_1$ で表される。ここで \vec{U} は一般流の風速ベクトルである。第5図より $\vec{v}_1 \cdot \vec{U}$ を 12.4 ms^{-1} とすると $(\vec{v}_1 \cdot \vec{U}) \vec{v}_1$ と \vec{c}_1 は向きが逆であるので、 \vec{c} は 8.2 ms^{-1} すなわち 29.5 kmh^{-1} で東北東から西南西の方向に伝播していることになる。波長 L は $L = |\vec{c}| T$ で表される。ここで T は固定点即ち観測点における周期である。 T に $6 \times 10^2 \text{ s}$ を入れると波長は 4.9 km になる。

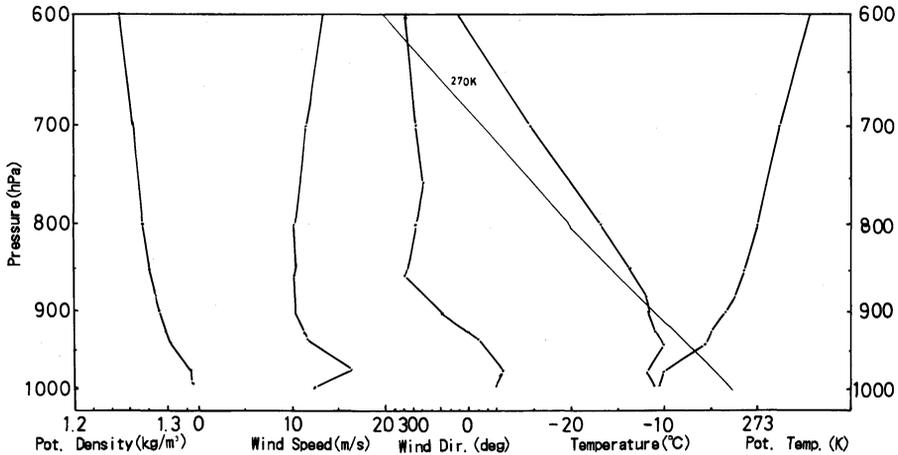
(2) 式は、気圧変動と擾乱の風速変動の振幅が比例

することを示しており、3.1節で示した変動の特徴の1)はこの式で説明できる。2)については内部波に伴う空気粒子の軌道運動と一般流による相互作用として説明できる。3)についてはよく分からないが恐らく、約10分の基本振動の周期に小さい振幅の第1高調波が重なっているものと思われる。4)については4.3で述べる。

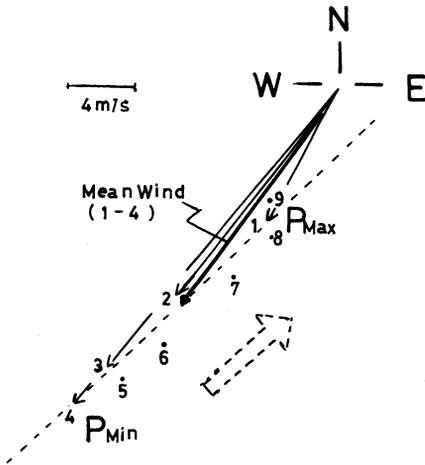
第9図に気圧変動があった時間帯から数時間後の14:30 LSTの上層の気温、風向・風速、温位、ポテンシャル密度を示す。976.1 hPa (高さ160 m) と940.9 hPa (高さ440 m) の間に逆転層がある。この厚さは280 mである。風は逆転層の下部で風速 16 ms^{-1} と少し大きい値になっているがそれ以外の高さでは約 10 ms^{-1} で一定になっている。ポテンシャル密度で表現すると密度が成層していることが直感的に理解できる(木村, 1983)し、逆転層の所で密度勾配が大きくなっているのが分かる。これまでの多くの観測で内部重力波の伝播には大気の下層に安定成層が必要であるということと合っている。もっとも、高層観測が実施された時間帯には気圧と風の周期変動は終わっていたことから、大気下層に安定層が存在していても、内部重力波が観測されるとは限らない。内部波が存在するためには、大気が安定成層をしている他に波を励起させる機構がなくてははいけないことは当然である。

b) 6月11日の例

第10図に変動が最も顕著であった16:01~16:09 LSTの風をベクトル表示したものを示す。第6図と同様に計算すると、一般流に相対的な水平面内の伝播速度は 4.9 ms^{-1} で南西から北東の方向に向いている。一般流とほぼ反対方向から伝播していることになるが、



第9図 5月22日14:30 LSTの高層の状態図. 右よりそれぞれ, 温位, 気温, 風向, 風速, ポテンシャル密度. 斜めの細線は270 Kの乾燥断熱線である.



第10図 第8図と同様. 但し, 6月11日16:01~16:09 LSTの風ベクトル.

地面に対しては北東から南西に伝播している. 第11図に6月11日の高層の状態図を示す. 現象が丁度弱まっている14:30 LSTのものであるが, 915 hPa (580 m) と 882 hPa (875 m) に逆転層がある. この層は風速が 30 ms^{-1} を越えている. 825 hPa より上層では風は 10 ms^{-1} でほぼ一定である. 従って下層では風の鉛直シアが非常に大きい.

第1表に6月11日の他の時間帯と5月22日の内部波の周期, 伝播速度等を示す. 一般流に相対的な伝播速度はいずれも 4 ms^{-1} の大きさである.

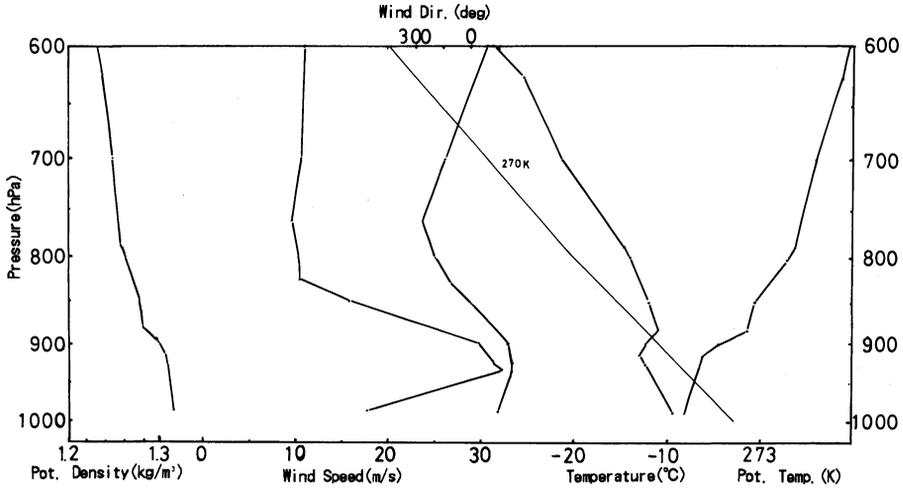
4.3 内部波のモデル

空気塊が鉛直方向の振動成分をもつ内部重力波とす

ると, 一般に, 気温や露点温度も検出できるくらい変動するはずであるが, 前節で述べた様に, 気温と露点温度にほとんど変動が見られなかった. このことは上下に振動する空気塊が地上にほとんど影響を及ぼしていないことを意味していると考えられる. ここでは, 第12図に示す様に逆転層の所で, 密度の不連続がある界面に波動が起きている概念図を考える. 逆転層の下面の高さは5月22日の場合160 mであり, 6月11日の場合は580 mであった. 界面より上の層(逆転層)の厚さは簡単のために無限大と仮定する. 前節で述べた波長4.9 km, 6.1 kmに比べると, 下層の深さは十分小さいので, 浅水波(長波)近似が出来る. Holton (1992)によると, 浅水波近似の界面波の位相速度は次の式で与えられる.

$$c = \sqrt{\frac{g(\rho - \rho')h}{\rho}} \quad (3)$$

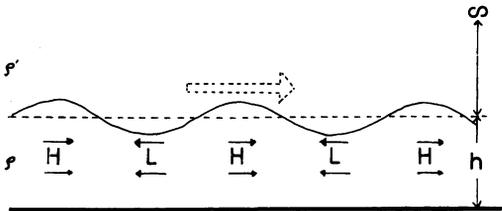
ここで ρ と h は下層の密度と深さ, ρ' は上層の密度である. g は重力の加速度である. ここで下層と上層の密度として, 第9図, 10図に示したポテンシャル密度をそれぞれ 1.32 gm^{-3} , 1.30 gm^{-3} , 1.30 gm^{-3} , 1.28 gm^{-3} とすると, 位相速度はそれぞれ, 4.9 ms^{-1} , 9.4 ms^{-1} となる. 5月22日の場合は 4.2 ms^{-1} でかなりよく合うが, 6月11日の場合 4.9 ms^{-1} であったので約2倍も違って(3)式のような単純な式では簡単に説明できない. 浅水波近似の場合, 流体の軌道運動は深さに依らずほぼ水平運動をすることが知られており, 特に底では水平になることが知られている. 内部波に



第11図 第9図と同様。但し、6月11日14:30 LSTの高層の状態図

第1表 5月22日と6月11日の内部波の周期, 伝播方向, 伝播速度等

日時	相対的位相速度	伝播の向き(度)	対地伝播速度	波長
5/22 1022-1032	4.2 m/s	240-60	30 km/h	4.9 km
6/11 1325-1334	4.3 m/s	244-64	46 km/h	3.9 km
1601-1610	4.9 m/s	217-47	46 km/h	6.1 km
1855-1901	4.3 m/s	228-48	37 km/h	3.7 km



第12図 浅水波近似の内部波のモデル図。破線の矢印は内部波の伝播方向であり、実線の矢印は流体粒子の軌道運動の向きである。HとLは高圧部と低圧部。Holton (1992) に加筆修正。

より境界面は上下に大きく振動しても、大気の下では流体粒子はほとんど水平に運動するため、温度に変動がなかったと考えられる。しかし、内部波の振幅が不明であることや風の影響を取り入れていないことで、実際の風速変動や、気圧の変動を定量的に説明できない。Crook (1988) は、2層モデルの数値実験で下層に内部重力波がトラップされるための条件として、波の伝播方向とは反対の一般流が必要であること、および逆転層が存在する事により、そこでの反射により地上での波の振幅を増大させることを示した。今回の二つ

の観測では両方とも一般風と相対的に反対方向に波が伝播していたことおよび逆転層が存在していたことと関係があると考えられる。

4.4 波源について

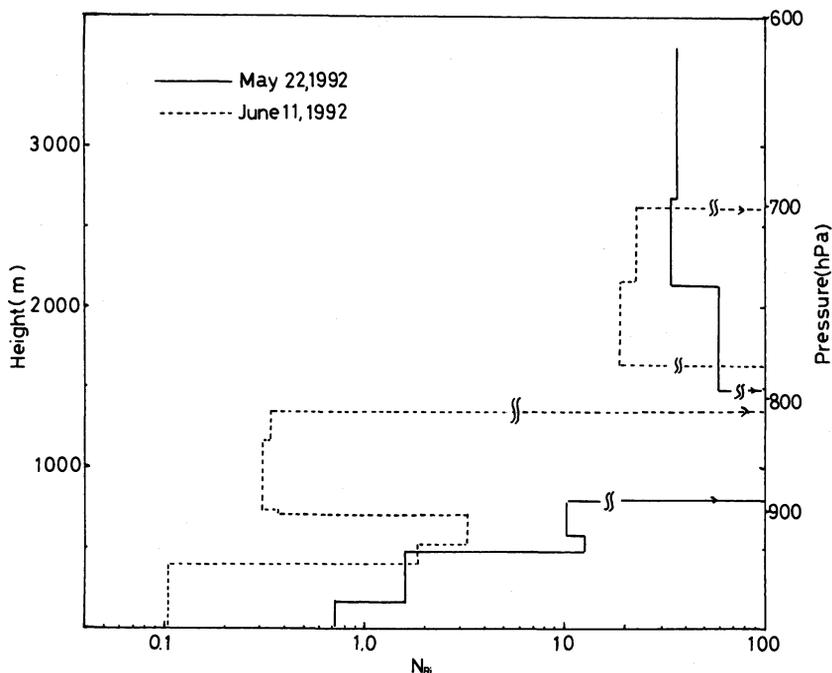
内部重力波の波源については、1) 風の鉛直シアによる不安定性によるもの、2) 山岳等の地形性のも、3) 対流から発生するもの、4) ジェット気流から発生するもの、5) 前線から発生するもの等が挙げられている。

第13図に5月22日と6月11日の高さ方向のリチャードソン数 N_{Ri} を示す。 N_{Ri} は次の式で表される量である。

$$N_{Ri} = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \tag{4}$$

ここで θ は温位であり、 g は重力の加速度、 u は風速である。

6月11日の場合、930 hPa 以下の層でリチャードソン数が0.25より小さく、シア不安定を起こす可能性が十分にある。810~880 hPa の層でもリチャードソン



第13図 5月22日と6月11日の上層のリチャードソン数。実線は5月22日、破線は6月11日。縦線の長さはその層の厚さを示す。

数が小さい。5月22日の場合も下層にリチャードソン数が小さい層があるが、臨界値である0.25よりは大きい。

6月11日の例では下層に鉛直シアーが大きくリチャードソン数の小さい層があることから、シアー不安定により、内部波が発達すると考えられる。一方5月22日の例でも下層でリチャードソン数の小さい所があり波源のところでは0.25より小さい可能性が考えられる。

そのほか波源の候補として、カタバ風が大陸斜面上の安定層でハイドロリックジャンプを起こし（例えば Adachi, 1980）、逆転層に内部波を送り出しているモデルも考えられる。しかし、カタバ風がハイドロリックジャンプを起こして大雪煙をあげているときに必ずしも昭和基地で気圧や風の変動が観測されているとは限らない（阿部, 1979）。

更に3.1で述べたように、前線の通過と関係があるかも知れない。Gedzelman and Rilling (1978) は大気下層に安定層が存在するとき、前線面が上空を通過すると、大きな振幅の内部重力波が観測されたことを報告している。5月22日の例は低気圧から伸びる前線から内部重力波が発生している可能性も考えられる。しか

し、波源については不明な点が多く、今後の更なる観測を待ちたい。

4.5 これまでの観測との比較

地上における内部重力波の観測は微気圧計によるものが多い (Einaudi and Finnigan, 1981; Gedzelman and Rilling, 1978)。それらの結果では内部重力波による短周期の気圧振動の両振幅はせいぜい数十 Pa であり、1 hPa を越えることはない。Monserrat and Thorpe (1992) は 2~3 hPa の大きい振幅の気圧変動を観測しているが、10分程度の短い周期の変動では 1 hPa 以下であった。風速の観測はないので、その変動についてはわからない。一方、Rees and Mobbs (1988) は南極ウェッデル海の棚氷上にあるイギリスのハレー基地で3点に風速計を設置して、内部重力波を検出した。風速の変動幅は数 ms^{-1} であったが気圧の変動は不明である。この内部重力波の位相速度は 4~5 ms^{-1} で本観測で示した一般流に相対的な位相速度と偶然かもしれないがほぼ一致している。草野・庄山 (1969) は気圧の両振幅の最大が 1.5 hPa、風速の変動が最大 9 ms^{-1} の内部重力波を観測しており、本観測と比べると、気圧変動では同程度であるが、風速変動は半分位である。Gossard and Munk (1954) によると気圧の

最大変動幅は0.86 hPa で風速は 6.4 ms^{-1} であった。他のいくつかの観測例で気圧の変動幅は $0.14 \sim 0.4 \text{ hPa}$ であり、風速の変動幅は $1 \sim 3 \text{ ms}^{-1}$ であった。

特徴的な雲を伴っているため非常に激しい擾乱とみられ、最近では内部重力波ソリトンではないかと言われるオーストラリア北部のカーペンタリア湾に生じるモーニング・グローリ (辻村, 1993) の気圧変動幅は 1 hPa を越えることもあるが、風速の変動幅は数 ms^{-1} であった (Smith *et al.*, 1982)。もっとも、モーニング・グローリが通過したときの風速は 25 mph (約 12 ms^{-1}) に達している例もある (Neal *et al.*, 1977)。

以上述べた様に、内部重力波による風速変動は約 10 ms^{-1} が最大であったが、昭和基地では 20 ms^{-1} 近くに及んでいる。阿部 (1979) の報告では風速の最大両振幅は 33.5 ms^{-1} を記録している。この様に、昭和基地での内部重力波による風速の擾乱は世界でも類をみない程激しい。基地の周辺は氷山群があるが、比較的平らな海水面であるので、地表面摩擦が小さいことが風速の大きな変動を維持する原因の一つであろう。

5. まとめ

1992年5月22日と6月11日に昭和基地で気圧と風の短周期変動が観測された。はじめにこの変動が基地の風上にある岩島によるカルマン渦列の通過によるものかどうか議論した。その結果はカルマン渦の通過によるものではなく、内部波によるものと結論した。

それらの結果をまとめると次の通りである。

- 1) 内部波の伝播は一般流に相対的に西南西あるいは南西から東北東あるいは北東方向に伝播している。その位相速度は約 $4 \sim 5 \text{ ms}^{-1}$ である。しかし、地面に対しては上と逆方向の大陸方向から $8 \text{ ms}^{-1} \sim 13 \text{ ms}^{-1}$ (約 $30 \sim 46 \text{ kmh}^{-1}$) で伝播した。波長は $4 \sim 6 \text{ km}$ であった。
- 2) 5月22日の現象と6月11日の現象の波源は風の鉛直シアによる不安定波によるものであろう。しかし、大陸斜面による地形の影響やカタバ風による励起、前線からの発生も考えられ、波源については不明な点が多い。
- 3) 5月22日と6月11日の現象とも下層に 280 m から 300 m の厚さの逆転層が存在していた。
- 4) 阿部 (1979) の報告も含め、このような周期変動は平均風速が 15 ms^{-1} 程度になるシノプティックスケールの擾乱がある時に起きている。

これまで述べた考察は内部波による擾乱が一般流の

風向や風速の変動を引き起こすという Gossard and Munk (1954) の理論を基にしている。一般流に対して、摂動項が小さいという線形近似を仮定しているが、実際の変動は一般流が 15 ms^{-1} に対して、擾乱の大きさは約 10 ms^{-1} であって、線形近似ができるものかどうか問題が残る。さらに、内部波の通過による気圧の変動により、水平気圧傾度が変わり、一般流に影響が及ぶ非線形相互作用も考えなくてははいけないだろう。内部波として位相速度や波長についてもっと厳密に議論するためには、観測点を少なくとも、3点とる必要がある。内部波の伝播、発達には下層に安定層が存在することが重要であると言われている。昭和基地での観測 (例えば Maki, 1974) では一般的に下層は安定である。しかし、いつも上記の擾乱が観測されるわけではない。これまでに報告された昭和基地での風と気圧の周期的な変動は18次の阿部 (1979) によるものと33次での本報告だけである。注意を払えばもっと観測されているものと思われる。今後の南極観測のプロジェクトの1つとすることを希望する。

謝 辞

データは気象庁観測部南極観測事務室より提供して頂いた。室長の金戸進氏および、第33次日本南極地域観測隊の気象隊員に感謝いたします。さらに2名のレフェリーには多くの丁寧なコメントを頂き、論文の改良に寄与されました。深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 阿部豊雄, 1979: 南極昭和基地で観測された風の周期的急変動, 天気, **26**, 688-692.
- Adachi, T., 1980: Spectra of vertical wind component and temperature fluctuations of Katabatic winds observed at Syowa Station in case of great snow smokes on the antarctic coastal slope, J. Meteor. Soc. Japan, **58**, 436-442.
- 荒川正一, 1973: 対流圏の重力波. 天気, **20**, 571-583.
- Christie, D. R., K. J. Muirhead and A. L. Hales, 1978: On solitary waves in the atmosphere, J. Atmos. Sci., **35**, 805-825.
- Crook, N. A., 1988: Trapping of low-level internal gravity waves, J. Atmos. Sci., **45**, 1533-1541.
- Einaudi, F. and J. J. Finnigan, 1981: The interaction between an internal gravity waves and the planetary boundary layer. Part I: The linear analysis, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **107**, 793-806.

- Gedzelman, S. D. and R. A. Rilling, 1978 : Short-period atmospheric gravity waves : A case study of their dynamic and synoptic features, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 196-210.
- Gossard, E. and W. Munk, 1954 : On gravity waves in the atmosphere, *J. Meteor.*, **11**, 259-269.
- Gossard, E. and J. H. Richter, 1970 : The shape of internal waves of finite amplitude from high-resolution radar sounding of the lower atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 971-973.
- Gossard, E., J. H. Richter and D. Atlas, 1970 : Internal waves in the atmosphere from high-resolution radar measurement, *J. Geophys. Res.*, **75**, 3523-3536.
- Holton, J. R., 1992 : *An Introduction to Dynamic Meteorology* (3rd ed.), Academic Press, 507 pp.
- 木村龍治, 1983 : 地球流体力学入門—大気と海洋の流れのしくみ, 東京堂出版, 89.
- 草野和夫, 庄山卓爾, 1969 : 風と気圧の短周期変動, *研究時報*, **21**, 85-98.
- Maki, T., 1974 : Turbulence characteristics and micrometeorological structure of atmospheric surface layer in stable stratification in Antarctica, *Mem. Natl. Inst. Polar Res.* B2.
- Monserat, S. and J. Thorpe, 1992 : Gravity-wave observations using an array of microbarographs in the Balearic Islands, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 259-282.
- 村松照男, 1971 : 稚内地方における地上風の周期変化について, *天気*, **18**, 307-313.
- Neal, A. B., I. J. Butterworth and K. M. Murphy, 1977 : The morning glory, *Weather*, **32**, 176-183.
- Rees, J. M. and S. D. Mobbs, 1988 : Studies of internal gravity waves at Halley Base, Antarctica using wind observations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 939-966.
- Smith, R. K., N. Crook and G. Roff, 1982 : The morning glory : an extraordinary atmospheric undular bore, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 937-956.
- 田中 浩, 1975 : 内部重力波の理論, *気象研究ノート*, 第126号, 1-45.
- 辻村 豊, 1993 : 気象とソリトン・モドン—気象現象中の孤立波 (上), *気象研究ノート*, 第178号, 1~99.

Short-Period and Large Amplitude Oscillations of Wind and Pressure Observed at Syowa Station, Antarctica

Kunimoto Iwai* and Toyoo Abe **

* (*Corresponding author*) Faculty of Education, Shinshu University, Nagano 380, Japan

** *Aerological Observatory.*

(Received 18 December 1995; Accepted 30 September 1996)
