

微風時の風の特性*

(1 報)

千葉 修** 安達 隆史***

要旨

接地気層では、平均風速が 1 m/s 以下のような風の非常に弱い時、つまり微風時には、比較的風が強い時 (2 m/s 以上) と比べて、風向・風速の変化が極めて大きく、非定常性の高い風のふるまいが出現する。その微風時の風の構造・特性を知るため、平均風速の鉛直分布のパターン分類を行った。その結果、次のようにモデル化してパターン分類することができた。

- ① 対数型
- ② 線型 (直線型)
- ③ 1つの kink (こぶ) をもつ型
- ④ S字型 (2つの kink をもつ型)
- ⑤ 折れ曲がりをもつ型

そしてこれらのパターンの特徴や生成原因、出現条件についても検討した。

1. 序論

風が弱い時の拡散現象や乱流構造は、非常に複雑であり測定も難しいので従来あまりこの方面の研究が進んでおらず、有名な Pasquill (1961, 1974) も夜間、風速が 2 m/s 未満での拡散の実用的取り扱い方法を発見していない。そして、Sagendorf・Dickson (1974) はアメリカのアイダホ州で風速が 2 m/s 以下で、大気が安定状態でのエアトレーサ拡散実験結果を解析して煙が水平に 360 度にわたって広がることを報告している。このような現象は、これまでに得られている接地境界層理論では十分に説明できないと思われる。

ところで、実測データの収集の努力は日本でも始まっており、風速が 1 m/s 以下の微風に注目した風の観測の公表された報告としては、安達・大田 (1976, 1977 a, 1979) が茨城県筑波学園都市の館野高層気象台構内における超音波風速計による微風データを解析し、微風のパ

ターン分類と変動量の特性を発表している。さらに、同じデータを用いて川上・花房 (1976) は微風時の風向変動幅が sampling duration (観測時間) によって影響されることを研究し、筑紫・大田 (1976) は微風時の風速のスカラー平均とベクトル平均の比較を行った。その後の館野における一連の微風構造の研究として、花房・筑紫 (1977), 安達・千葉 (1977, 1978), 安達 (1979) がある。

館野以外の場所としては、高知において千葉・安達 (1976, 1977 a, b) が弱風観測を行い、千葉 (1979) は風が弱い時の風速鉛直分布のパターンを研究している。

また、微風観測とエアトレーサ拡散実験をもとにした微風時大気拡散モデルの研究報告としては、安達・大田 (1977 b), 安達 (1978) と Adachi・Ohta (1978) がある。

これらの報告は、速報であるために説明が不充分であったり、データ数が不足している点もあると思われるが、これまでにわかった微風の特性は総じてみれば以下のようなになるであろう。すなわち、弱風時又は微風時の地上付近の風の構造や拡散現象は、非常に複雑であり、そのような時の風の測定に適していると思われる超音波

* Wind characteristics at very low wind speed.

** Osamu Chiba, 高知大学理学部.

*** Takashi Adachi, (財) 日本気象協会研究所.

——1979年12月17日受領——

——1980年2月27日受理——

風速温度計(S.A.T.)で観測した乱流変動量の統計量, 例えば各風速成分の乱れの強さや, 各風向成分の標準偏差などにしても, 平均風速が1~1.5m/s前後で大きく異なる様相を示し(安達・千葉, 1977; 千葉・安達, 1976, 1977 a), そして変動量の分布状態を示す確率密度分布に関しても, 風速が弱まるにつれ, 正規分布から大きくずれるものとずれないものが混在する(千葉・安達, 1977 b)というような多種多様性を示す。

このような微風時の乱れを非定常性を強く受けた大気の物理現象とみなし, 統計的に処理する際に座標軸の設定をかえるとか, あるいは観測時間をかえてみるというアプローチの仕方があるが, ここでは, それ以前の段階として, 微風時の接地気層に出現する現象に的を絞る, 主に風速が1m/s以下の時に注目して空気の流れを示す流跡線図に似た風ベクトルのプログレッシブダイアグラムのパターン分類と平均風速の鉛直分布のパターン分類を行い, その特徴について述べてみた。さらにパターンの生成原因をさぐるために, S.A.T. で観測した乱流変動量との相互の関連性を調べた。

2. 微風時の風の構造

2.1. 風ベクトルのプログレッシブダイアグラムのパターン分類

微風時の風のふるまいの大きな特徴の1つとして, 風向の微妙な変化があげられる。例えば, 10分の観測時間の間にも, 細かく30秒毎に風向の変化を調べると, それは必ずしも10分の(ベクトルの)平均風向に沿って変化しているのではなく, 非常に不規則に変動し, 複雑な変化が現実にもみられる。こういう場合, 角度のみの平均をとるスカラーの平均風向や風速と角度の両方の変化を考慮したベクトルの平均風向, あるいは最多風向といったものが考えられるが, いずれにしても主風向あるいは平均流方向をどの方向に決定するかが難しくなる。

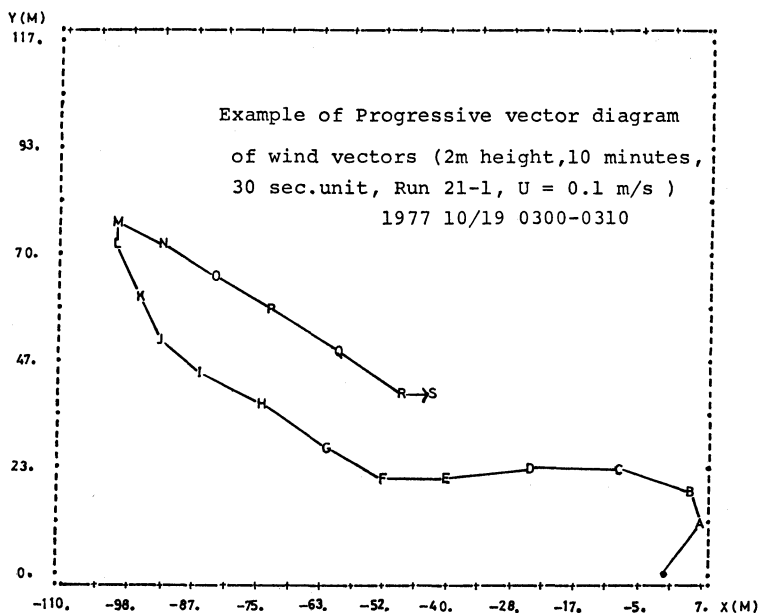
平均流の向きと関連して, 接地層での代表的な速度のスケールである摩擦速度 u_* の表現の仕方にも問題が現われてくる。つまり, 接地気層で微風時にはよくシアーストレスの横方向の成分 $-\overline{v'w'}$ が縦方向の成分 $-\overline{u'w'}$ と大きさが匹敵する場合もあって, シアーストレスベクトルの方向が場の非一様性(Adachi, 1974)と, そして非定常性のためにも平均流方向と一致しなくなる。さらに, $\overline{u'w'} > 0$ なることもたびたびあり, その時に, u_* を乱流場の水平一様性を仮定して, 従来良く使われているように $u_* = (-\overline{u'w'})^{1/2}$ と表わすべきか, あるいはスト

レスの方向を考慮して, $(-\overline{u'w'})$ と $(-\overline{v'w'})$ のベクトル合成の形, すなわち $u_* = \{(-\overline{u'w'})^2 + (-\overline{v'w'})^2\}^{1/2}$ として考えなければならないのかといった問題がおきる。

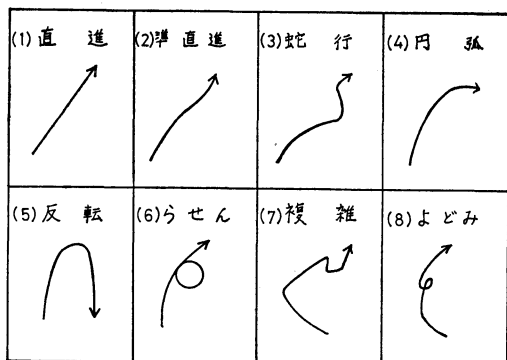
時々刻々の風の流れを調べる手段として, 風がベクトル量であることを考慮したプログレッシブダイアグラムというのがあるが, これは一地点でオイラー的に観測した風ベクトルを, 東西南北にとった直交座標の成分に分け, こきざみに風速成分を合成して出来るベクトルを連続的につぎ足し, 座標を距離に直したもので, そうすると流跡線図に似た図が出来あがる。これが風ベクトルのプログレッシブダイアグラムである。その例を第1図に示す。安達・大田(1976, 1977 a)は, 茨城県館野での超音波風速計による観測で得たデータを整理し, 第2図に示すように風ベクトルのプログレッシブダイアグラムを流跡線モデルを設定することを目的に次の8つのパターンに分けた。すなわち, ①直進 ②準直進 ③蛇行 ④円弧 ⑤反転 ⑥らせん ⑦複雑 ⑧よどみである。パターン別にその出現率を調べた結果, 10m 高度で平均風速 U が $U < 1.5$ m/s の場合に, 直進+準直進+蛇行が計46%, 円弧+反転が計50%, その他4%で, さらに①~⑦のパターンの各々について「よどみ」があるかどうか調べたところ, 「よどみ」型が全体を通じて12%であった。平均風速 U が 2 m/s $\leq U < 3$ m/s では, ほとんど直進に近くよどみ型はなかった。

簡単に言えば, 風速が2m/s以上ではほぼ直進するといった単純なパターンになるが, 風速が弱くなるにつれて単純でないパターンが現われる確率が高くなり, 特に風速が0.5m/s未満では単純なパターンとそうでないパターンがほぼ半々に現われるということである。しかし, パターンの出現率の明確な指標を見出すことは今後の課題である。

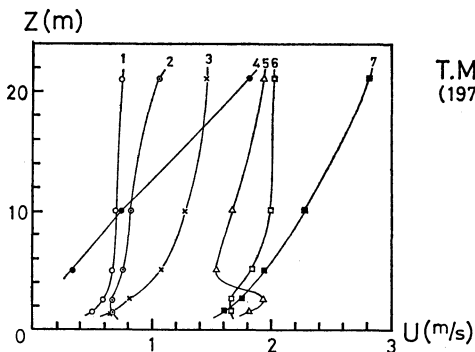
ところで, 館野の実験場は, 周囲の所々に15m程度の林が存在し, その地表面粗度定数 z_0 は45cm位(安達・千葉, 1978)であり, 必ずしも水平一様性の条件が満たされている場所ではない。そのため, 種々のプログレッシブダイアグラムのパターンがみられるのは場の非一様性のためによるのではないかと判断するわけにはいかない。というのは, 比較的地表面状態が良好な高知($z_0 = 3.5$ cm)での弱風観測データの解析からも, 特徴ある微風時のパターンが見られるし(千葉・安達, 1977 b), さらにアメリカのアイダホ州での平らな平原で実施された拡散実験の報告からもわかるように, 風が360°にわたって変化しており, その原因として場の非定常性をも考



第1図 微風時の風ベクトルのプログレッシブダイアグラムの例 (Adachi・Ohta, 1978 より引用).



第2図 風ベクトルのプログレッシブダイアグラムのパターン.



T.Maki (1974)

第3図 微風時の風速鉛直分布 (Maki, 1974)

えなければならぬ。

2.2. 微風時の平均風速鉛直分布のパターン分類

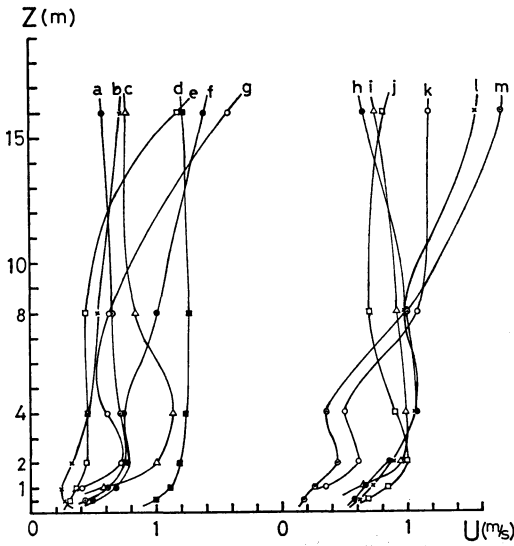
微風時の平均風速の鉛直分布は、風の強い時のそれと比べて多種多様な型(パターン)をとることが観測の方面から知られている。第3図は、Maki (1974) の南極昭和基地で得た風が弱い時の平均風速鉛直分布を示し、第4図は Clarke *et al.* (1971) の Wangara 実験の時観測されたもの、第5図は Sagendorf・Dickson(1974) のアメリカ・アイダホ州での弱風・逆転時の拡散実験の際得たものである。そして最近のものとして、Kondo

et al. (1975) の宮城県北部の北浦で得たものを第6図に参考のためあげておく。これらはいずれも風杯型風速計を用いて、風速の鉛直分布を測定している。各研究者のデータを比較するために詳細なことは第1表に、それから風速分布データの概要は第2表に整理した。各々の研究での、観測時間や地表面状態のちがいによる風速分布への影響は、2.3 節で述べられる。

風が弱くなるという気象条件というのは、概して大気が安定な時に多いが、それ以外にも朝方の強い自由対流が発達する時にも、風が弱くなる傾向がみられる。

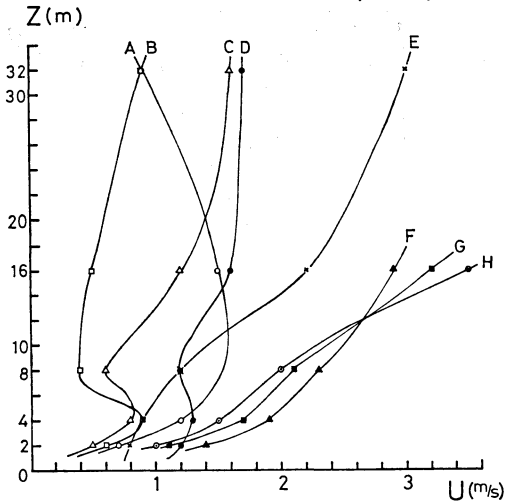
風速鉛直分布のパターンは第7図に示すように、(1)

Wangara Experiment (1971)

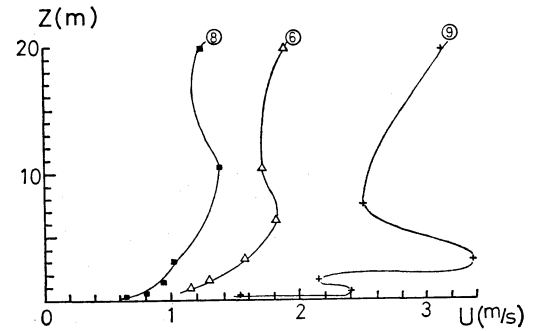
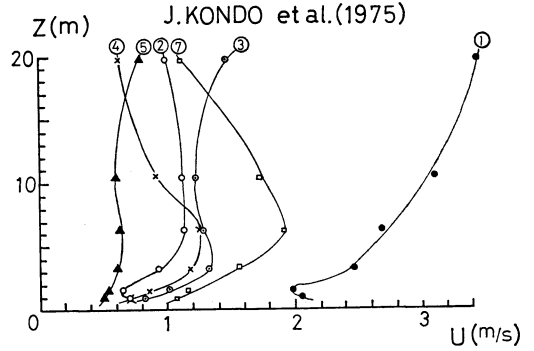


第 4 図 微風時の風速鉛直分布 (Clarke *et al.*, 1971).

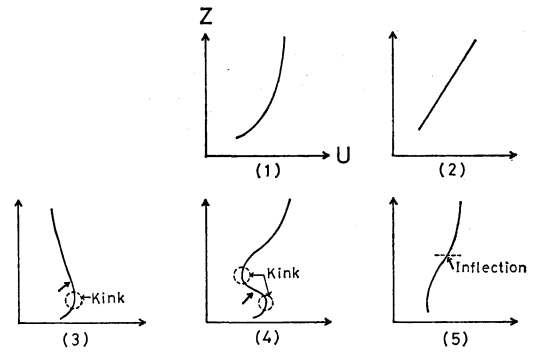
J.F. Sagendorf & C.R. Dickson (1974)



第 5 図 微風時の風速鉛直分布 (Sagendorf & Dickson, 1974).



第 6 図 微風時の風速鉛直分布 (Kondo *et al.*, 1975).



第 7 図 風速鉛直分布のパターン.

(4) のパターンに属するものが他に比べて多い。

2.3. 微風時の平均風速鉛直分布が種々のパターンをもつ原因

各々のパターンの特徴について先ず述べよう。(1) の型は、いわゆる中立大気での風速の対数分布である。真に中立な大気の状態というのは、Yasuda (1978) の表現を引用するなら、“安定な温度成層と不安定な温度成層

対数型 (2) 線型 (直線型) (3) 1つの kink (こぶ) をもつ型 (4) S字型 (2つの kink をもつ型) (5) 折れ曲がりをもつ型 と分けられる。第 3 表は、各研究者の観測した風速鉛直分布 (第 3, 4, 5, 6 図) を各パターン別に分けて、まとめたものである。(3),

第 1 表 平均風速鉛直分布に関する各研究者の観測条件.

研究者名	観測場所	観測時間	粗度	安定度	測定器
R.H. Clarke <i>et al.</i> (1971)	オーストラリア Hay	20分	約1.2 mm	安定	Cassella Sheppard-type anemometer 始動風速 0.15m/s
T. Maki (1974)	南極基地	約10分	0.1 mm	安定	三杯式風速計
J.F. Sagen- dorf C.R. Dickson (1974)	アメリカ Idaho	1時間	flat plain	安定	軽量風杯風速計
J. Kondo <i>et al.</i> (1975)	宮城県北部 北浦	5~487分	0.93 cm	安定	牧野製三杯風速計 始動風速 0.2m/s

第 2 表 風速分布データの概要.

図番号	風速分布記号	観測日	観測時間(分)	温度勾配 $\Delta T/\Delta z$
3	1	9/25/70	1540-1550(10)	0.076 °C/m
	2	11/10/70	0953-1010(17)	0.066
	3	6/13/70	1047-1103(16)	0.046
	4	6/15/70	1600-1613(13)	0.071
	5	10/22/70	2053-2103(10)	0.066
	6	9/ 5/70	1050-1103(13)	1.01
	7	9/16/70	1532-1544(12)	0.91
5	A	2/ 7/74	0642-0742(60)	0.18
	B	2/12/74	0630-0730(60)	0.08
	C	2/21/74	0630-0730(60)	0.0067
	D	2/ 9/74	0646-0746(60)	-0.011
	E	2/ 8/74	0630-0730(60)	0.21
	F	4/30/74	0146-0246(60)	0.07
	G	4/17/74	0458-0547(49)	0.089
	H	5/22/74	0345-0445(60)	0.102
6	①	12/20/74	2347-0007(20)	
	②	12/23/74	0416-0426(10)	
	③	12/23/74	0531-0605(34)	
	④	12/23/74	2126-2146(20)	
	⑤	12/24/74	1540-1600(20)	
	⑥	12/24/74	1748-0155(487)	
	⑦	12/27/74	2016-2021 (5)	0.114
	⑧	5/ 1/75	0024-0054(30)	0.124
	⑨	4/17/75	1139-1245(66)	

* 第 4 図の Wangara data は Clarke *et al.* (1971) を参照のこと.

第 3 表 パターン別に分類した集計.

パターン名	図番号…風速分布記号	計(百分率%)
(1) 対数型	第 3 図…1, 3, 7 第 5 図…F 第 6 図…①	5 (13.5)
(2) 直線型	第 3 図…4 第 5 図…G, H	3 (8.1)
(3) 1つの kink をもつ型	第 4 図…a, c, d, h, i 第 5 図…A 第 6 図…④, ⑦	8 (21.6)
(4) S 字型	第 3 図…2, 5, 6 第 4 図…b, f, g, j, k, l, m 第 5 図…B, C, D 第 6 図…②, ③, ⑥, ⑧, ⑨	18 (48.7)
(5) 折れ曲がりをもつ型	第 4 図…e 第 5 図…E 第 6 図…⑤	3 (8.1)

の間の非定常な移り変わりの間の一瞬、又はそれらの条件下におけるいくつかの観測結果の平均作業の結果として、温度勾配 $d\bar{\theta}/dz$ 、あるいは鉛直方向の heat flux $\bar{\theta}'w'$ が零であるような「中立状態」とみなすことができ、そういう状態は、heat flux の時間変化(日変化)を調べた Kansas 実験 (Wyngaard, 1973) からわかるように、日の出そして日没前後に期待されるものである。事実、その時に (1) のパターンが見られることがある。一方、日中空で比較的風が強い場合に、乱流混合によって温度勾配 $\partial\bar{\theta}/\partial z$ が零に近づいて中立に近い状態になる。この時対数分布が予想されるが、この研究では弱風 ($U \leq 3.0$ m/s) のことに限る。(2) の型は、強い安定成層のもとでの線型分布を示す (Hicks, 1976 参照)。相似理論の観点から、安定度が強まると共に負の浮力が乱れを抑制するようになるため、地表面からの高さ z よりもモニン・オブコフの安定度長さ L の方が適切な長さのスケールとなり、風速勾配 $\partial U/\partial z$ は $\partial U/\partial z \propto u_*^*/L$ という形で示される。この関係は平均風速 U の高さ z に対する線型分布を示す。

ところで、(3)~(5)のパターンについては未だその構造、特徴について調べられていないように思われる。(3)~(5)の風速分布のパターンが kink をもち、そして折れ曲がりをもつ原因として6通りほど考えられ、それへの対処の仕方も一緒に述べる。

□原因 (1) : 風杯型風速計が精度良く追従していないことに因る。

風杯風速計で平均風速を測定する際に主として3つの誤差が考えられる (Kondo *et al.*, 1971). 第1番目は風杯の慣性によるもの, 第2に風杯は鉛直方向の風速成分の影響を受けやすいこと, 第3に風向変動により平均流に沿ったものと異なる全体の風を測定するという誤差が知られている. 特に微風時には, 風があっても風杯が重いために回転しなくなる事がある.

●メカカルな部分を含まないということで微風の測定に適している超音波風速計で測定し, 平均風速鉛直分布が求めれば, 理想的であるが, 風杯より微風に対し敏感で応答の速い熱線風速計を用いて風速分布を測定してもよい.

□原因 (2) : 風上側の地形の影響, つまり流れの場の非一様性に因る.

●風が吹走する範囲の地表面の状態が一様であるかどうかも考慮していかなければならない.

□原因 (3) : 観測時間を変えることによって風速分布の型は異なる, つまり非定常性の影響に因る.

●原因 (1) で述べたように, 風があっても風杯が回転しない時間があった場合には, 観測時間の長短にかかわらず, 同じにみることができる.

□原因 (4) : 地表面付近での momentum flux の高度分布の影響に因る.

接地気層は厳密な意味では, momentum flux が一定の気層ではない. つまり高度変化する. 文字・水間 (1976) が指摘しているように, 風が弱い時に, 負のストレス ($\overline{u'w'} > 0$) が観測されることがあり, どの高さで $\overline{u'w'} > 0$ が起こるか調べる必要がある. もし, ある高さで $\overline{u'w'} > 0$ であれば, 風速勾配 $\partial U/\partial z$ は, $\partial U/\partial z < 0$ であることを意味し, 風速鉛直分布のパターンに目を転じると第7図の(3), (4)のパターンの矢印で示す部分がそれに相応する.

□原因 (5) : 強い安定成層が形成されている時に, いわゆるエクマンスパイラルが10mオーダーの高さまで降りてくると予想されるが (近藤他, 1976), 接地層とエクマン層では, 風速分布が異なるので, その両層が重なり合う所でゆがむことに因る.

●非常に軽い矢羽根をもつ風向計によって微風時の風向の高度分布を測定し, エクマンスパイラルの影響がどの程度の高さまで及ぶかを調べる.

□原因 (6) : 不安定層の上に安定層がある場合 (現実

に夜間の非常に強い安定成層が存在する時 (Kondo *et al.*, 1978), みられる), その両層の間に境界面の運動形態の1つとしての波動が存在していることに因る.

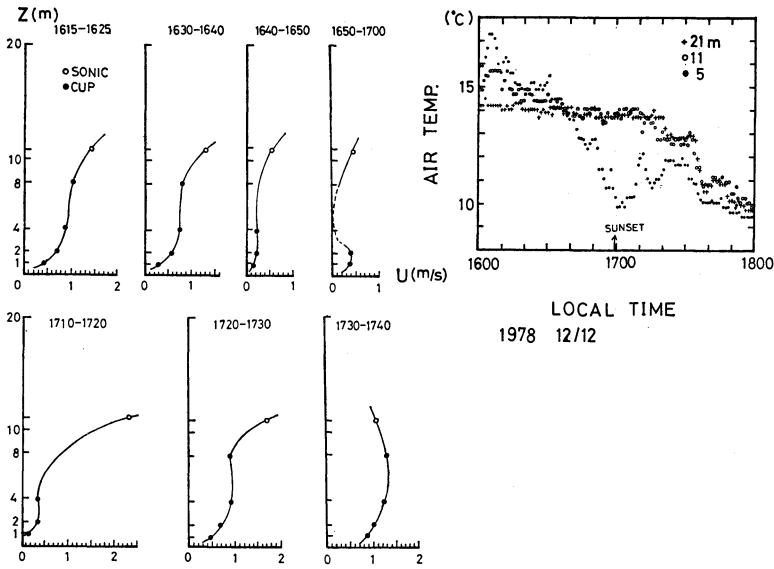
この場合には, 風速分布は折れ曲がる型をもつと予測される. ここで, 折れ曲がる所と kink の凸頂とをはっきり区別するために, 折れ曲がる所では, $\partial^2 U/\partial z^2 = 0$ であり, kink の凸頂では $\partial U/\partial z = 0$ の点であると考えた方がよい.

原因 (5) と (6) の大きな違いは, 前者は上空から, そして後者は下方からの影響を主に受けることにある.

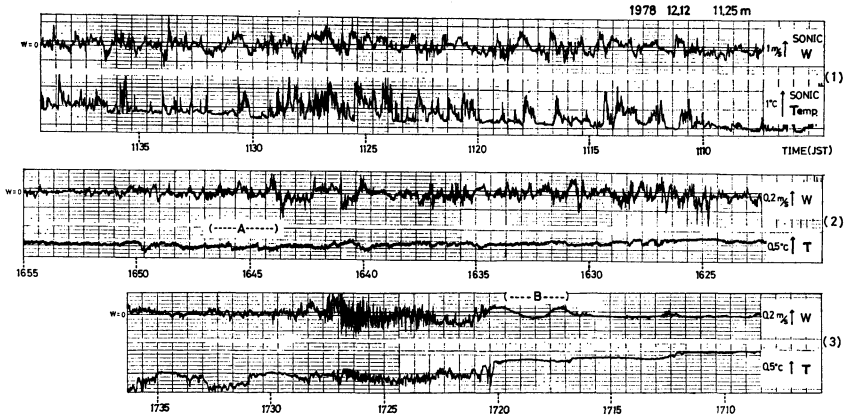
2.4. 高知での微風時の乱流観測

高知市郊外の高知大学農学部付属農場にある, 約20mの高さの微細気象用観測塔で, 1978年12月7日から13日にかけて, 平均風速, 平均気温の高度分布及び超音波風速温度計 (S.A.T.) による乱流変動量の観測を行った. 観測塔の周りは, 主に水田と放牧場に囲まれ, その地表面の空気力学的粗度長 z_0 は, 約3.5cmである (千葉・安達, 1977 a). 観測高度は, 平均風速については1.0 m, 2.0 m, 4.0 m, 7.86 m で, 牧野測器製の風杯風速計 (始動風速, 0.2 m/s 以上) を使用し, 平均気温については熱電対温度計 (精度 $\pm 0.15^\circ\text{C}$ 以内) によって2.85m, 5.5 m, 7.86 m, 11.25 m, 20.88 m, で測定した. なお, 11.25m 高度に取り付けた S.A.T. で風速変動3成分と温度変動成分を求めた. 平均風速の高度分布に kink あるいは折れ曲がりのみられたのは, 12月12日の夕方16時15分から17時40分にかけての時間帯であった. 第8図には, その間の平均風速と平均気温の時間変化を示してある.

風杯によって得られた風速分布は, 前に述べたような理由から, 風杯の誤差による影響と本当の分布が混在した見掛けの分布を示すものであるが, 個々の10分毎の平均分布に微風時の特徴あるパターンがみられた. 気温変化に注目すると, 16時40分から17時にかけて5m高度の気温が急激に下降し, 不安定層がこわれて, 安定層が形成されている. 気温が下降した理由は, 次のように考えられる. この日の日没が17時頃であったことに注意して地表面付近の熱収支を考えると, 地面から上方に向けて常に長波長放射がある一方, 日が傾くにつれ, 日射の影響が次第に弱くなり, そのために地面が冷え, 5m高度以下の気層の温度もそれに伴い下降してゆく. そして, 5mより高い所の気層はまだその影響は強くなく, ほぼ等温状態が維持されていると考えられる. 一旦, 下降し



第8図 微風時の平均風速鉛直分布と気温の時間変化.



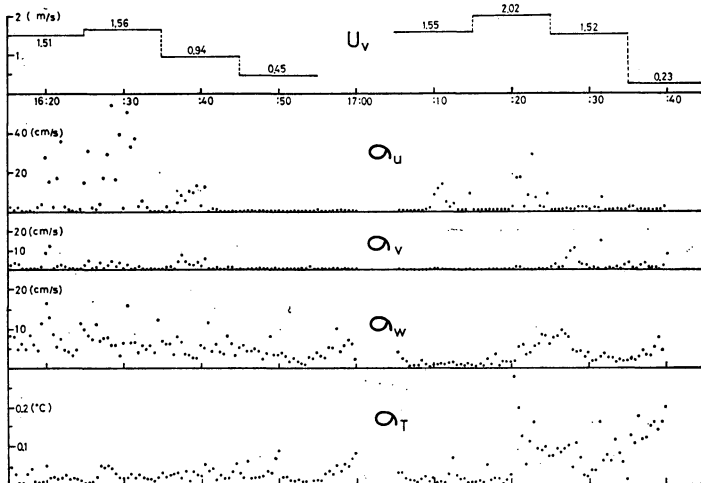
第9図 風速鉛直成分 w と温度成分 T の変動記録 (但し, 1700-1705のデータは欠測).

た5 m高度の気温は日没後, 逆に上昇しはじめる. 当日の天気が晴天で高気圧がはりだしているのを考慮すると雲とかの影響でなく, 地域的に熱塊が流れこむような移流の効果によって気温が上昇したものか, あるいは上空で風速が強くなって上空から heat flux ($w'T'$) が下りてきたことによるのかどうか (第11図から, $\overline{w'T'}$ の上下方向の交換がみられるが), 判断の難しいところである.

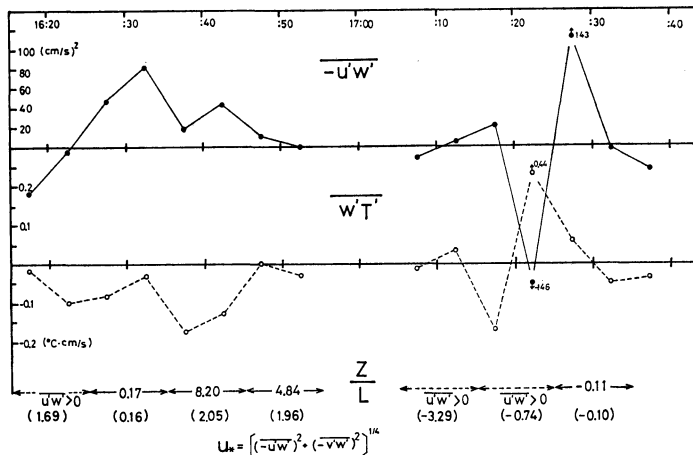
この16時40分から17時20分の時間帯の風速の鉛直成分 w と温度成分 T の変化が第9図の(2)と(3)の変

動記録に, そして乱流統計量の様子は第10図に示している. なお, 参考のために載せた第9図の(1)の変動記録は, 12月12日の11時頃から11時40分頃までのものであり, T と w が顕著に対流によって対応し, 上方に活発に変動振幅している. (2)の T の変動記録の(…A…)の個所 [16時45分頃] には鋸歯型の変化が, (3)の w の変動記録の(…B…)の個所 [17時15分—17時20分] には周期2分位の波型 (wave) が見い出される.

Brunt-Väisälä 振動数 N を求めてみると,



第10図 乱流統計量の時間変化.



第11図 乱流フラックスと大気安定度 z/L の時間変化.

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \sqrt{\frac{9.8}{286.5} \frac{2.0}{16}} = 0.065 (Hz)$$

で、周期 $T = 2\pi/N = 1.6$ 分である。

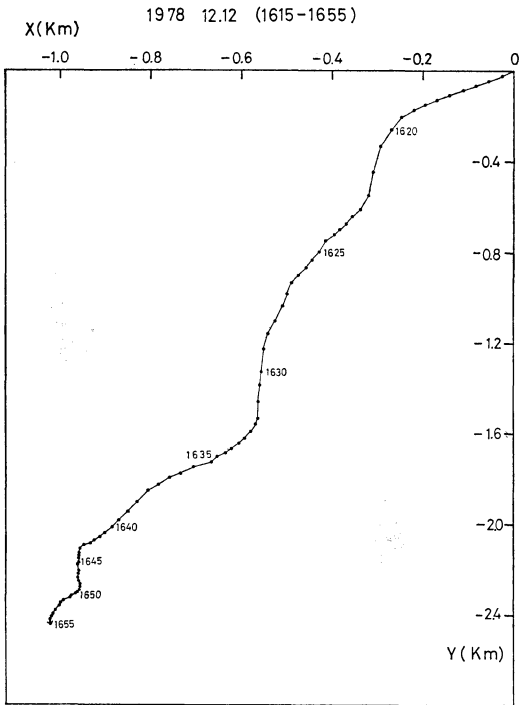
このことから、この波形が重力波によるものかどうか断定するわけにはいかないが、いずれにしてもこれらの現象は波動の存在を示唆しているものと思われる。

第10図に目を移すと、上列から10分毎のベクトルの平均風速 U_v 、以下順次に30秒毎の風速の平均流方向、横方向、鉛直方向成分と温度成分の各々の標準偏差 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 、そして σ_T の時間変化が示されている。各々の標準偏差の評価時間が30秒であることから、ハイパスフ

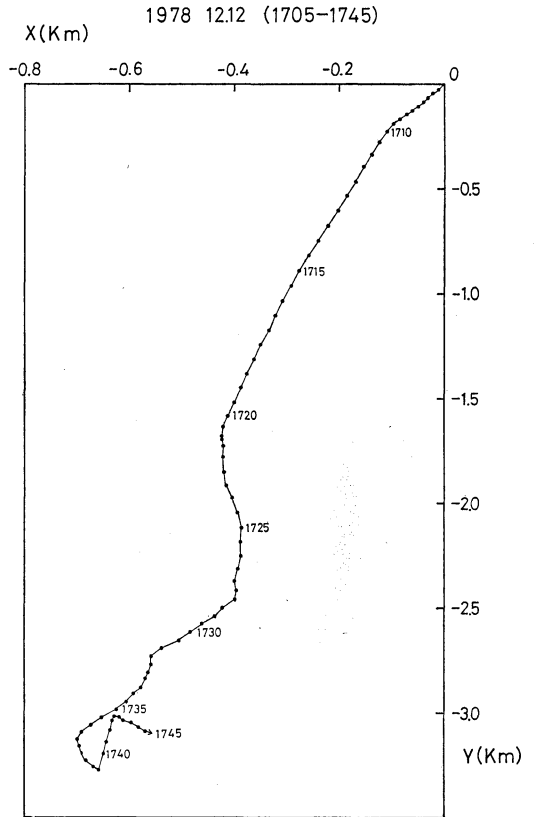
ィルターをかけたことと同じで30秒以上の周期の緩慢な変化はカットされてしまう。

16時40分頃からは風速も弱まり、 σ_u 、 σ_v のふるまいからもわかるように、殆んど乱れが無くなっている。一方、 σ_w 、 σ_T には間欠的な乱れが対応している。

第11図は、16時20分から17時40分にかけての乱流 flux と大気安定度を示す z/L の時間変化を同時に示す。これらの乱流 flux は、夕方の非定常性の強い場合のデータであるから、評価時間を短くした方が、より落ち着いた値をとると思われるので、5分毎に評価した。heat flux $w'T'$ は、日没前から負になり大気が安定になって



第12図 風ベクトルのプログレッシブダイアグラム (12月12日16時15分-16時55分).



第13図 風ベクトルのプログレッシブダイアグラム (12月12日17時05分-17時45分).

いる。但し、安定度を算出する時、ストレス $\overline{u'w'}$ が $\overline{u'w'} > 0$ の場合、摩擦速度 u_* を $u_* = (-\overline{u'w'})^{\frac{1}{2}}$ として求めては、 u_* が虚になるため、 $u_* = \{(-\overline{u'w'})^2 + (-\overline{v'w'})^2\}^{\frac{1}{4}}$ として求め、その観測時間と観測場所に関係した局所的な L を出したのち z/L を算出した。() 内の数値で表わしたものがそれにあたる。

Caughey・Kaimal (1977) によると、ミネソタ実験で日没の約1時間前に対流境界層がこわれて負の heat flux が観測されたことを報告しているが、高知での観測の場合にも同様に対流境界層がこわれて安定成層になり、とくに平均風速分布に kink や折れ曲がりがあり、そして乱流変動量に鋸歯型や波状の変化など特徴ある現象がみられた。

第12図は12月12日の16時15分から16時55分にかけて、そして第13図は同じ日の17時05分から17時45分の風ベクトルのプログレッシブダイアグラムを示す。座標軸の X 軸は東西方向、Y 軸は南北方向を示し30秒平均の風速成分を合成して連続的につなぎ、そのうえ座標を距離に直してある。これらの場合には、いずれも南西の風が卓越

して吹いていることがわかる。この観測で、特に注目している16時40分から17時30分にかけての風ベクトルのプログレッシブダイアグラムのパターンは、直進、準直進、蛇行が殆んどであり、大きな風向の変化はみられない。このことから同じ時間帯の乱流変動量及び乱流統計量にみられた特徴は、風向の変化に大きく依存していないものと推測される。なお、第13図の17時35分から45分にかけては著しく風向が変化しており、“複雑”のパターンに属するものがみられた。

3. 結語

平均風速が極めて弱い微風時の多くの野外観測のデータを基にして、風ベクトルのプログレッシブダイアグラムは8つのパターンに、そして平均風速鉛直分布は5つのパターンに分類することができた。そして、それらのパターンの特徴について述べるとともに、特に平均風速分布が種々のパターンをもつ生成原因について言及し

た。原因としては6つほどあげられたが、基本的な原因として風杯風速計の精度の問題があり、微風測定に充分適格な測器による観測が必要である。その点、微風測定に相当と思われる S.A.T. による乱流変動量の観測から、二、三の特徴ある風速分布のパターンの生成原因に波動の存在が関係していることが示唆された。なお、微風時の温度分布や、それらと風速分布や乱流変動量との関連は今後充分に解明されるべき問題であろう。

謝辞

この研究に有益なコメントを下さり、そのうえ本原稿をひと通り読んで下さった東北大学理学部の近藤純正教授に感謝致します。なお、館野の微風観測および微風時大気拡散実験については、すでに試験研究の委託者である科学技術庁および日本原子力研究所より公表許可をいただいで講演発表済あるいは論文等に掲載済のもののみを引用させていただきました。改めて両機関に御礼申し上げます。

文献

- Adachi, T., 1974: Characteristics of wind and temperature fluctuations above the sloping surface at Syowa Station in Antarctica, *J. Met. Soc. Japan*, 52, 82-85.
- 安達隆史, 1978: 安定状態における微風時の拡散モデル, 日本気象学会秋季大会講演, No. 151.
- _____, 1979: 夜間微風時の乱流特性, 日本気象学会春季大会講演, No. 148.
- _____, 大田正次, 1976: 微風のパターン分類と変動量の特徴, 日本気象学会秋季大会講演, No. 156.
- _____, _____, 1977 a: 微風構造の研究, 大気汚染濃度予測ならびに雨量予測手法のシステム化の開発研究報告書, 日本気象協会, pp. 45-52.
- _____, _____, 1977 b: パスキル安定度階級がGの時の拡散幅, 日本気象学会秋季大会講演, No. 121.
- Adachi, T. and S. Ohta, 1978: Atmospheric diffusion under very low wind speed, very stable condition, Presentation of 4th Japan/ US joint meeting on air pollution related meteorology, Dec. 11-15, 1978, U.S. Environmental Protection Agency, Washington, D.C., USA.
- 安達隆史, 大田正次, 1979: 地上付近の風の構造(館野における夜間弱風の構造), 大気汚染濃度予測ならびに雨量予測手法のシステム化の開発研究報告書, (財)日本気象協会, pp. 44-57.
- 安達隆史, 千葉 修, 1977: 微風時の風速変動量の特徴, 日本気象学会秋季大会講演, No. 157.
- _____, _____, 1978: 微風時の乱流変動量の特徴, 日本気象学会春季大会講演, No. 107.
- Caughey, S.J. and J.C. Kaimal, 1977: Vertical heat flux in the convective boundary layer, *Q.J.R.Met. Soc.*, 103, 811-815.
- Clarke, R.H. A.J. Dyer, R.R. Brook, D.G. Reid, and A.J. Troup, 1971: The Wangara Experiment: Boundary Layer Data, C.S.I.R.O. Division of Met. Phys. Tech. paper, No. 19.
- 千葉 修, 1979: 風が弱い時の平均風速垂直分布のパターン分類とその特徴, 日本気象学会春季大会講演, No. 147.
- _____, 安達隆史, 1976: 微風構造の研究(III), 高知での弱風観測, 日本気象学会秋季大会講演, No. 158.
- _____, _____, 1977 a: 風が弱い時の拡散の気象パラメータの研究(I), 大気汚染学会誌, 11, [5], 388-399.
- _____, _____, 1977 b: 風が弱い時の拡散の気象パラメータの研究(II), 大気汚染学会誌, 12, [1], 38-46.
- 筑紫文夫, 大田正次, 1976: 風速のスカラー平均とベクトル平均, 日本気象学会秋季大会講演, No. 159.
- 花房龍男, 筑紫文夫, 1977: 微風のスケール, 日本気象学会秋季大会講演, No. 156.
- Hicks, B.B., 1976: Wind profile relationship from the "Wangara" experiment, *Q.J.R. Met. Soc.*, 102, 535-551.
- 川上美代子, 花房龍男, 1976: 風向変動巾の sampling duration について, 日本気象学会秋季大会講演, No. 157.
- Kondo, J., G. Naito and Y. Fuginawa, 1971: Response of Cup Anemometer in Turbulence, *J. Met. Soc. Japan*, 49, 63-74.
- _____, *et al.*, 1975: private proposition.
- 近藤純正, 金近治, 安田延寿, 1976: 夜間冷却における放射と乱流の役割, 日本気象学会春季大会講演, No. 123.
- _____, O. Kanechika and N. Yasuda, 1978: Heat and momentum transfers under strong stability in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 1012-1021.
- Maki, T., 1974: Characteristics of atmospheric turbulence in stable stratification at Syowa Station in Antarctica, *J. Met. Soc. Japan*, 52, 32-41.
- 文字信貴, 水間満郎, 1976: 風・温度・湿度及び乱流輸送量の測定, 気象研究ノート, 130, 19-52.
- Pasquill, F., 1961: The estimation of dispersion windborne material, *Met. May.*, 90, 33-49.
- _____, 1974: Atmospheric diffusion, 2nd ed., John Willy & Sons.
- Sagendorf, J.F. and C.R. Dickson, 1974: Diffusion

under low windspeed inversion conditions, NOAA Tech. memo., ERL ARL-52.

Wyngaard, J.C., 1971: On surface layer turbulence, Workshop on Micrometeorology, Ame, Met. Soc., p. 142.

Yasuda, N., 1978: High-order equations of turbulence and characteristics of turbulence based on their simple solutions in the atmospheric boundary layer near the Ground, Papers in Met. and Geophy., 29, No. 3, 109-123.

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
財団設立20周年記念講演会	昭和55年 6月24日	東レ科学振興会	日本工業倶楽部
第24回山の気象シンポジウム	昭和55年 6月28日		気象庁第1会議室
第17回理工学における同位元素研究発表会	昭和55年 6月30日 ～7月2日		国立教育会館
第14回夏季大学「新しい気象学」—台風特集—	昭和55年 7月28日～31日	日本気象学会	日本教育会館
関西支部第2回夏季大学「新しい気象学」—台風をめぐって—	昭和55年 7月30日～ 8月1日	日本気象学会関西支部	大阪市立労働会館
第17回自然災害科学総合シンポジウム	昭和55年10月20日～21日		名古屋大学農学部
昭和55年日本気象学会秋季大会	昭和55年10月29日～31日	日本気象学会	京都教育文化センター
第6回リモートセンシングシンポジウム	昭和55年11月18日～19日	計測自動制御学会	国立教育会館
第18回粉体に関する討論会	昭和55年11月27日～29日	日本化学会ほか	豊橋技術科学大学

(342頁よりつづく)

なお、新田理事を準備委員会委員に委嘱するとともに2月18日第2回準備委員会を開くことを申し合わせた。

3. 科学技術データの流通利用に関する教育訓練コース会告掲載について、掲載することを了承。
4. その他
 - (1) 郵便料金に関する要望書の件 他学・協会と同一歩調をとることを了承。
 - (2) 山本賞受賞候補者の推薦について 浅井理事から、中村 一会員（東京大学理学部）を山本賞受賞候

補者として選考した経過が説明された。同会員は、「気象集誌」第56巻第5号に「大気大循環に及ぼす山岳の力学効果」の論文を発表したが、非常に労力の要する仕事を緻密にやっけてのけたこと、年齢も若いし、将来に対する期待が持たれることで推薦した。なお、学会賞、藤原賞について推薦あり次第、山本賞と共に全理事の書面審査を受け、「天気」にも掲載することを了承した。

承認事項 柏原志朗ほか18名の新入会員を承認。