

夏季大学講義内容①

雲と天気図

札幌管区気象台 足立 崇

1. じょう乱と天気図

大気中のじょう乱には、様々なスケールのものがあります。冬将軍のシベリア高気圧、夏を象徴する太平洋高気圧などは数千kmの大きさを持ち、1ヶ月以上にわたって季節風や暑夏をもたらします。一方、小規模なものでは、夏の夕立を降らす雷雲などは数kmから10km程度の大きさで、昼に現れたかと思うと夜にはもう消えてしまうように数時間程度の寿命であることが普通です。

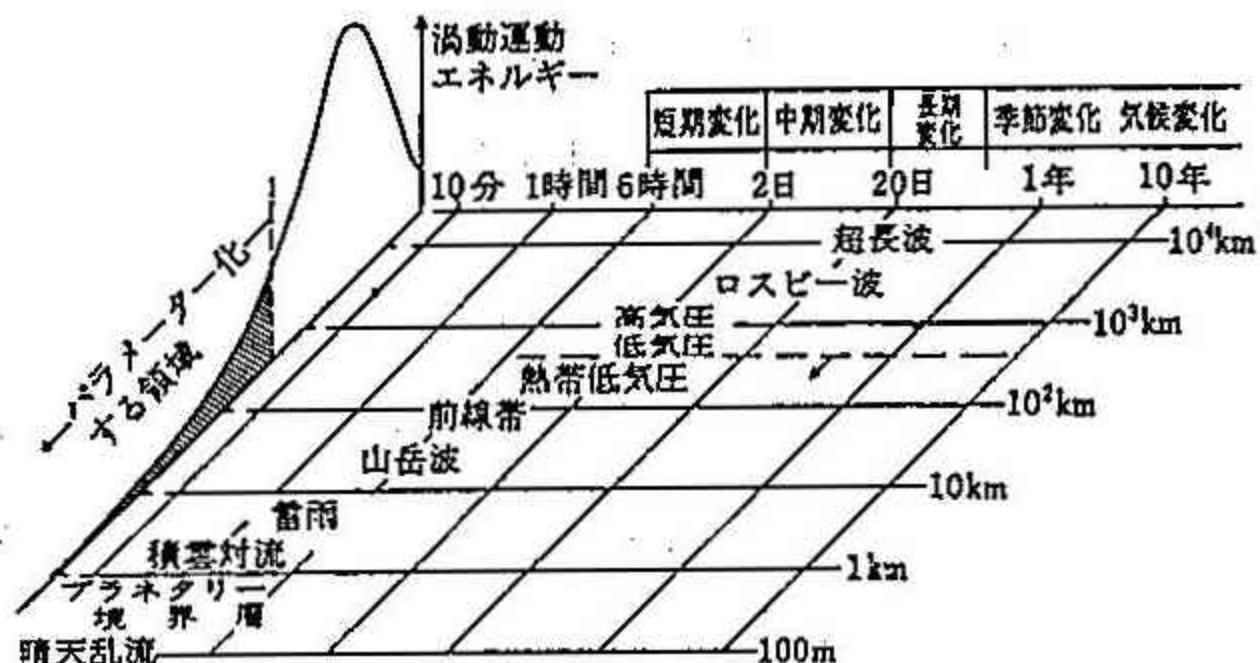
このように、じょう乱の規模とその寿命にはほぼ1対1の対応があります。この様子を第1図に示しました。

このうち、通常私達が見ている天気図に現れる低気圧や高気圧は、約千kmの大きさを持ち、数日程度の寿命を持っている中間的なじょう乱です。このような、天気図の基礎となっているのは50～100km程度の間隔で配置されている各国の気象官署の地上観測網や船舶による観測です。また、雨・風や気温など特定の気象要素についてはアメダスという更に細かい約20km間隔の観測網によって高・低気圧の内部の構造も明らかにされます。

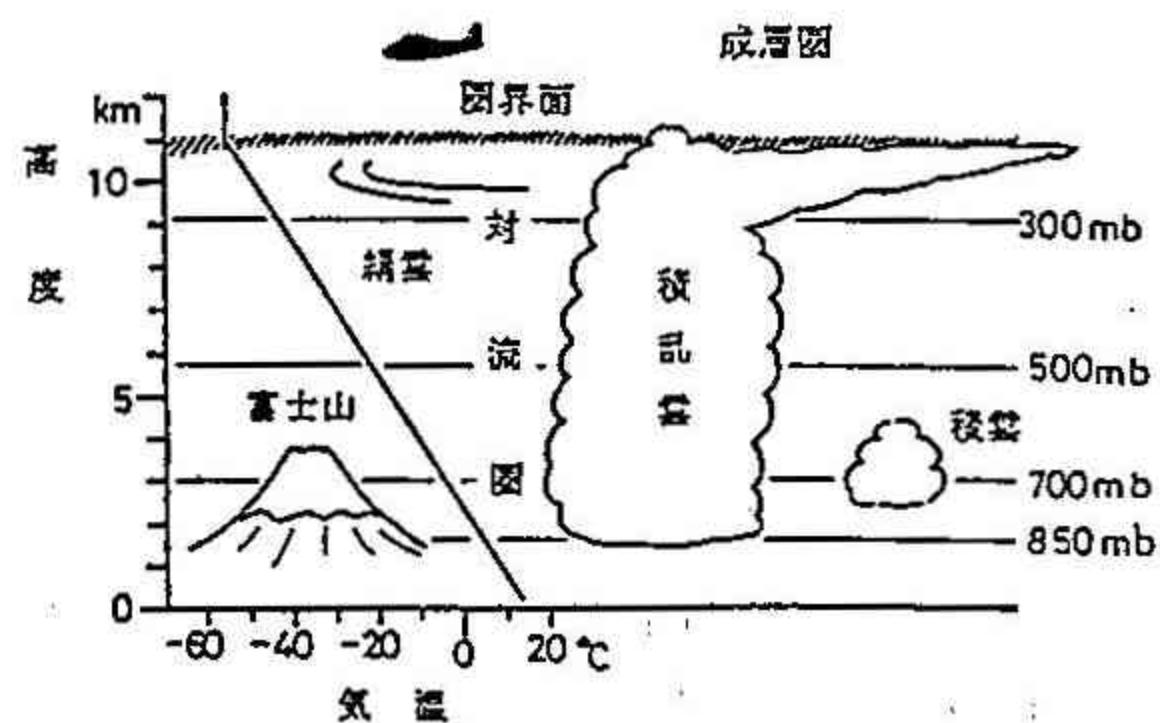
次にじょう乱の高さはどの位でしょうか？

第2図に大気の断面を示しました。天気の変化に関わる雲や降水現象が見られるのは、地上から約10km程の高さにある界面までのいわゆる対流圏と呼ばれている領域に限られます。従って高・低気圧などの及ぶ高さも高い場合でも10km前後ということになります。つまり、高気圧や低気圧は非常に薄っぺらなお皿のようなものと思えば良いでしょう。

このように薄い鉛直構造ではあっても後で述べるように複雑なしかし特徴のある構造をしています。こ



第1図 じょう乱のスケール
(「気象学ハンドブック」より引用)



第2図 米国標準大気による対流圏の高度
-気圧の関係
(左端実線は気温の高度分布)

うした構造は、通常の地上観測網のみでは調べることは出来ません。このため、気象官署ではラジオゾンデと呼ばれる風船を1日2回上げて上空の気象状態を観測しています。これを高層観測といい、ほぼ300km間隔で配置されています。これを利用した天気図を高層天気図といい、一般の目に触れる機会は少ないので高・低気圧の3次元的な構造を把握し将来を予測するのに重要な役割を担っています。

これから、このような天気図を用いて低気圧の立体的な構造を見ながら、その中で、どのような所に雲が何故できるのか考えて行くこととしましょう。

2. 水蒸気と雲

天気図と雲の関係を見る前に、雲とはなにかを考えておきましょう。

雲はいうまでもなく大気中の水蒸気が凝結または昇華によって微小な水滴や氷の粒（これを氷晶といいます）となり、空中に漂っている現象です。これが更に成長すると雨や雪などの降水となります。水蒸気を冷やせば水滴や氷となることは誰もが知っていますが、大気中では一体何によって冷やされるのでしょうか？

地表の影響を受けない大気中では（これを自由大気といいます）冷たい海で冷やされるとか冷氣と混じり合うなどの外部から強制的に冷やす効果的な作用はありません。そこで重要なのがいわゆる断熱膨張による冷却効果（*1）となります。この作用によれば雲が生ずるために上昇流が不可欠の条件となります。これについては項を改めて述べることにします。

* 1 断熱膨張と冷却作用

ある空気塊の持っているエネルギーの変化量は、熱の形で与えられるエネルギーと仕事を受けることによるエネルギーの和で表わされます。

すなわち、

内部エネルギーの増加量 (dI)

$$= \text{加熱} (dQ) + \text{加わった仕事} (dW)$$

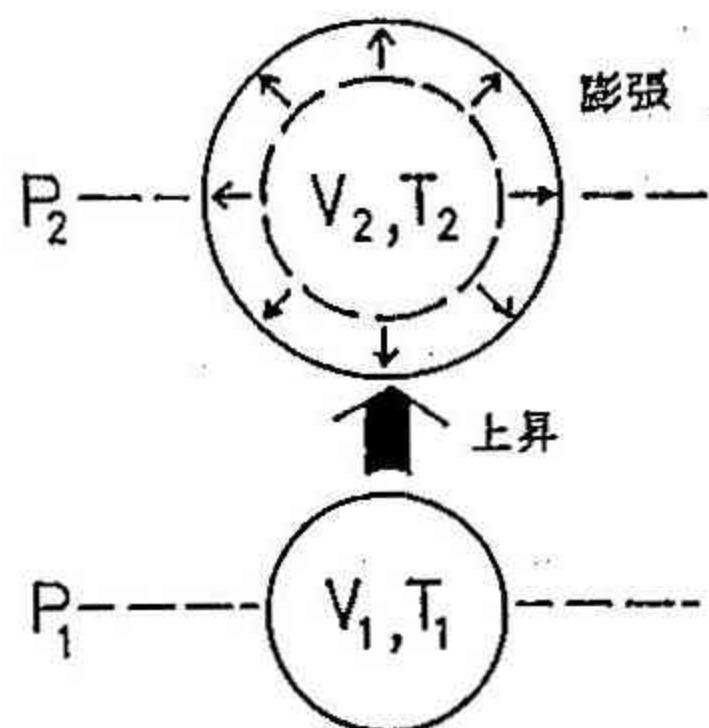
という図式になります。（これを熱力学の第一法則といいます。）

仕事は体積変化に依存し、 $dW = -pdV$ と表わされます。これは、圧力 p を受けて体積が dV だけ減少したと考えます。

もし、仕事が加わらなければ、エネルギーの変化量は加熱量に比例しますから $dI = C_v dT$ と書き、ここで dT は温度変化であって、 C_v は比例定数ですが、特にこれを定積比熱といいます。これは体積一定の下で（仕事が働かない時）熱を与えた時にどれほど温度が変化するのかを意味します。この結果、熱力学の第一法則は

$$C_v dT = dQ - pdV$$

と、書き表わすことができます。



付図 体積 V_1 の気塊が気圧 P_1 から P_2 まで上昇し、体積 V_2 になる。このとき気温は $T_1 \rightarrow T_2$ と変化し、その大きさは $T_1 > T_2$ となる。

このとき、外部から加熱・冷却がないとしましょう。(つまり、 $dQ = 0$ ；これを断熱といいます。) そうすると、 $CvdT = -pdV$ となり、この意味するところは、気温の変化と体積の変化が逆向きに働くということです。つまり、膨張すれば気温は下がり、圧縮すれば気温は上がるという理屈です。

以上の作用を、断熱膨張による冷却、あるいは断熱圧縮による加熱といいます。

もう一つは充分な湿度があることが条件となります。第3図に示されるように、空気中に含みうる水蒸気量は気温が下がるにつれて少なくなります。このことは、単に冷やすから凝結するだけではなく、冷やすことで、より早く飽和(湿度 100 %)の状態を実現することができる事を示します。同様に予め湿度が充分高ければそれだけ早く飽和となるわけです。

また、氷晶の場合はどうでしょうか？

再び第3図を見てください。気温が冰点下の時は飽和の曲線が水に対する飽和と氷に対する飽和の2本があることに気付くでしょう。つまり、氷に対しては飽和だが水に対しては未飽和となる点があります。このことは、水滴と氷晶とが混在するとき水滴が蒸発し氷晶は昇華によって成長することになります。これは、水飽和と氷飽和の曲線の隔たりが大きい-15度付近で最も盛んであることが判ります。従って、雲の下層でこのくらいの気温であると降雪も盛んになります。このように、上空における気温の状態は雲や降水の状態を推し測る重要な条件となります。

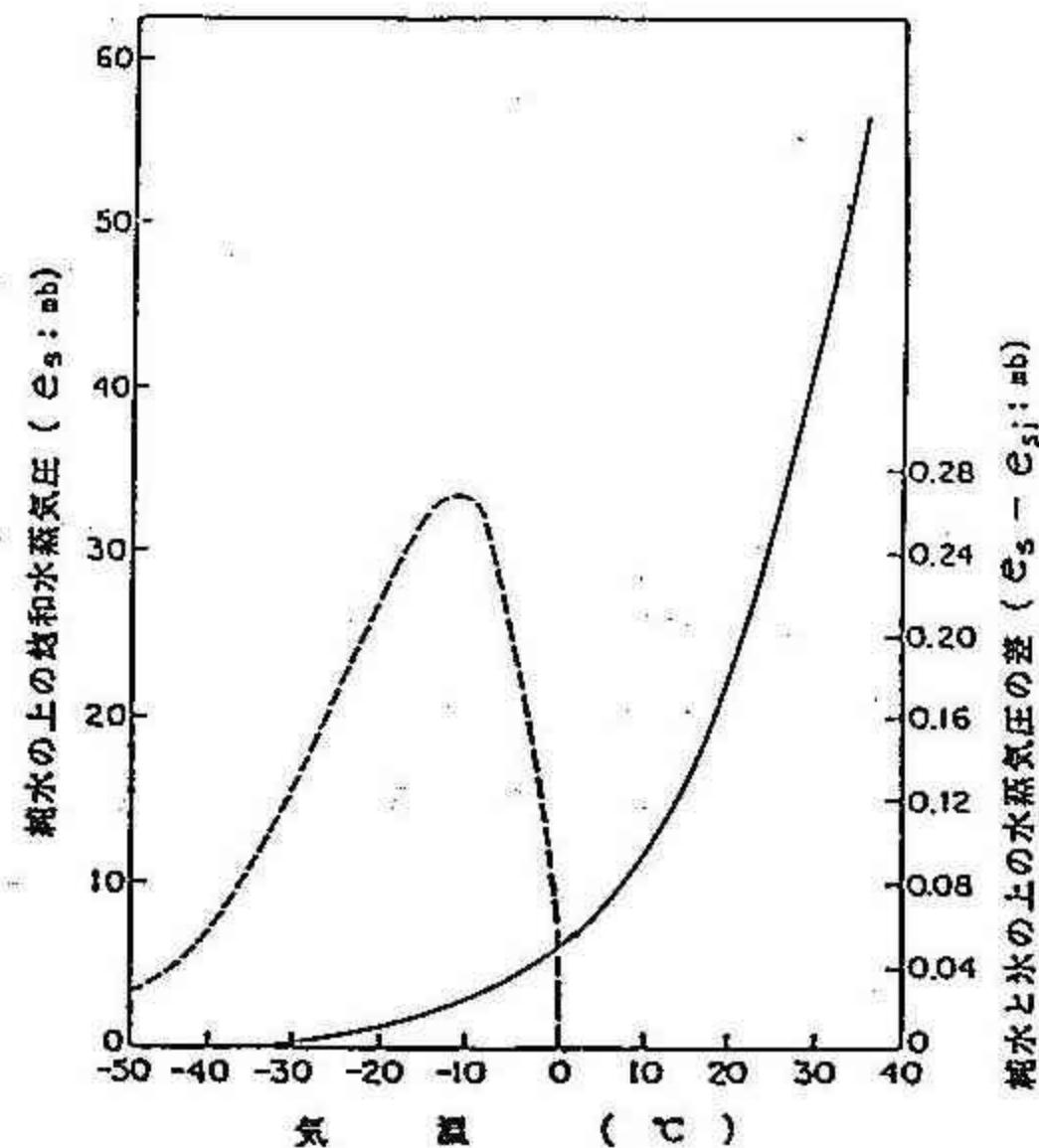
以上の基礎知識の下で、これから天気図と雲の分布について概観していきましょう。

3. 低気圧の立体構造

雲の分布を見ることは取りも直さず上昇流の位置を知ることにあります。低気圧は中心の気圧が低く地上では周りから風が吹き込むことになりますから、その中心では上昇流の存在が期待されます。しかし、細かく見るとそれは決して一様な分布とはなっていません。特に温帯低気圧と、台風のような熱帯低気圧とはその上昇流の分布は全く異なっています。

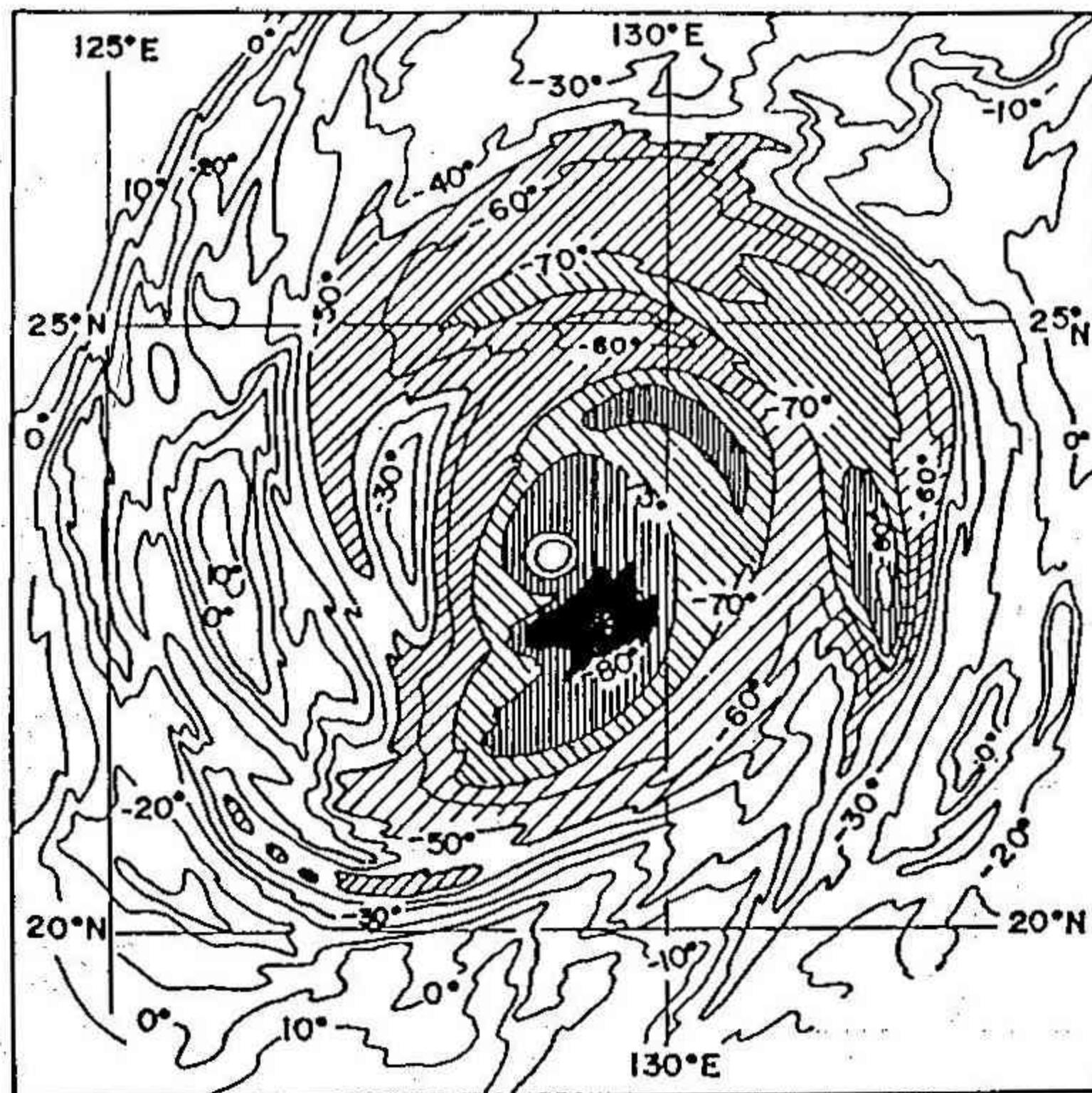
(1) 热帯低気圧

この特徴は一言でいえば、前線を持たないことにあります。従って、第4図に見られるように雲の分



第3図 飽和水蒸気圧(e_s)と気温の関係(実線)及び、氷面上の飽和水蒸気圧(e_{si})との差(破線)

— J. Wallace and P. Hobbs (1977)
から引用 —



第4図 台風の雲分布（値は雲頂高度での気温に対応する）
台風7916号の例（村松：1982より引用）

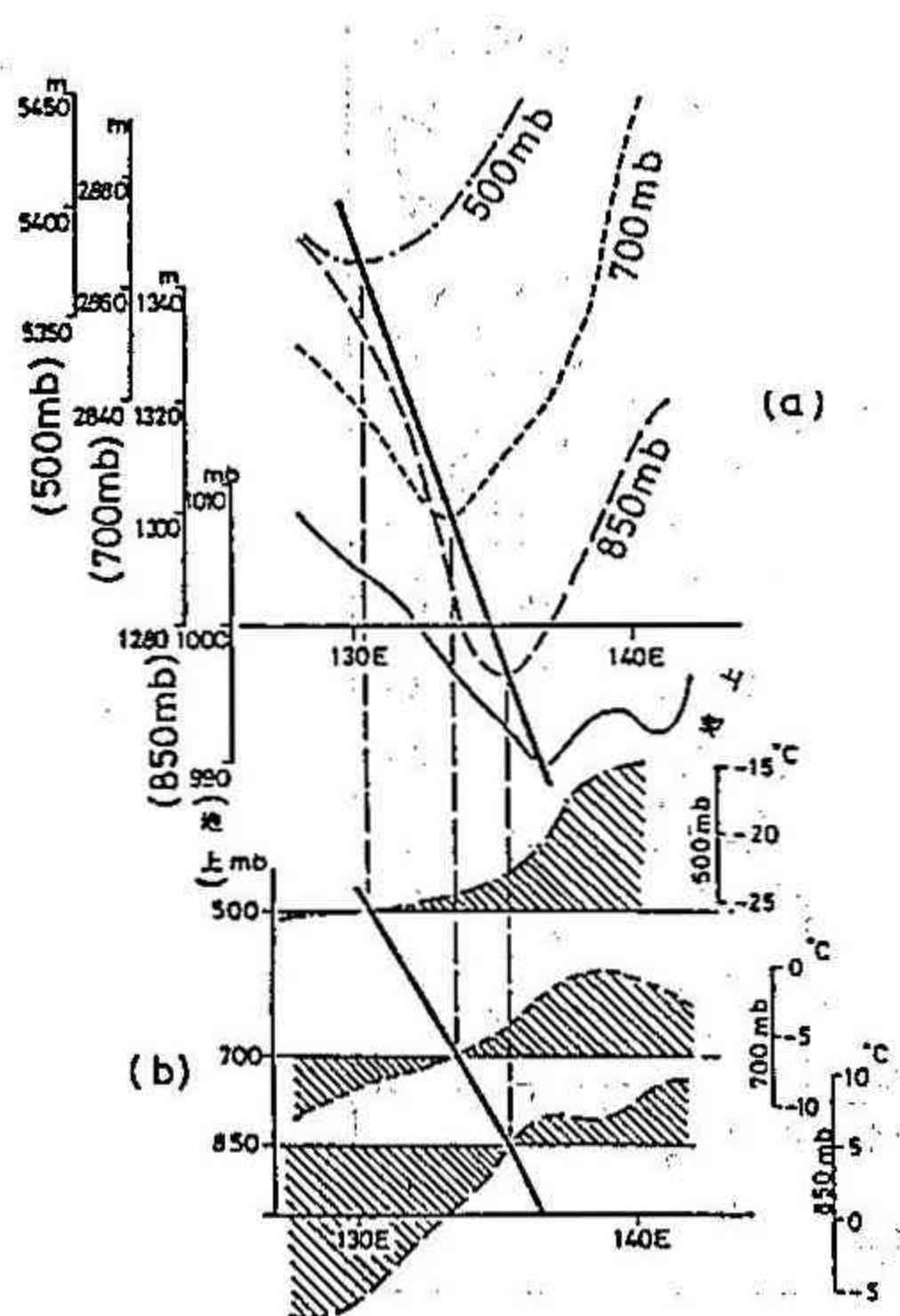
布は中心の周りにはほぼ対称の渦巻き状の分布となります。そして、この場合雲の分布を定めるものは、局地的な力学的および熱的不安定が主な要因となります。熱帯低気圧は気温分布も中心の周りに対称であり、特に低気圧の中心が上空へ行っても傾かないというところにその構造の本質があります。

(2) 温帯低気圧

中緯度に現れる低気圧は、いわゆる温帯低気圧でありその構造を定める本質的な要素は、低気圧の内部に異なる気団を持ちその境界として前線を伴うというところにあります。

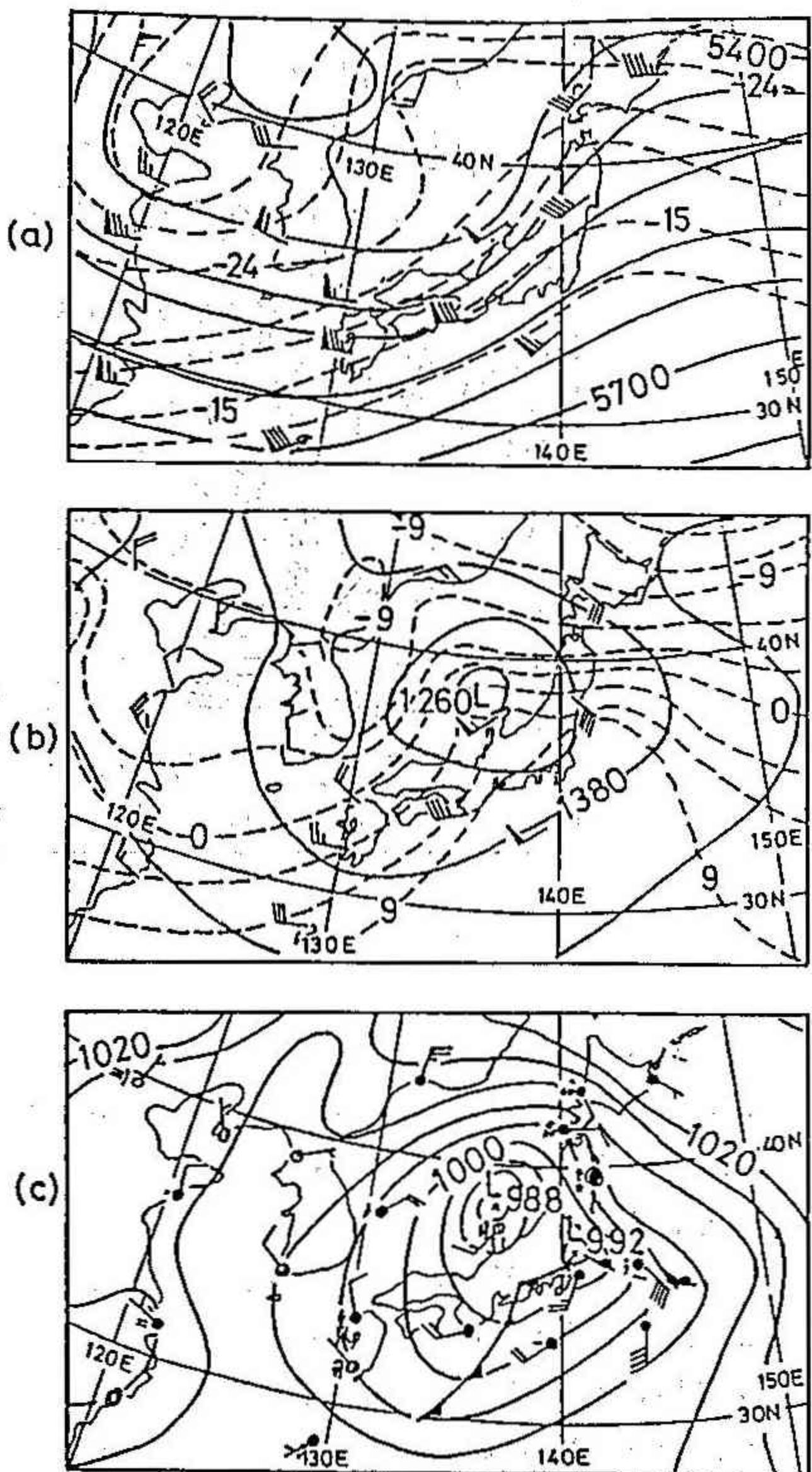
第5図は低気圧付近で切った各等圧面高度と気温の東西断面を示しています。これから判るように、低気圧の構造は決して各層毎に独立なものではなく、上下にその構造が伸び、互いに密接な関係のあることが判ります。例えば、等圧面高度の最低の所（気圧の谷）を結ぶと、その線は上空へ行くほど西に傾いていることが判ります。そして、気温の分布も気圧の谷の前後を比較すると下層ほど顕著ですが、気圧の谷の前面（偏西風帶では谷は東進しますから前面というのは東側に当たります。）が後面に比べて高温であるという状況は上層にまで及んでいます。このような状況は、熱帯低気圧と温帯低気圧の発生・発達を司さどるメカニズムに関わる重要な事実なのです。

これを高層天気図で見ると、第6図のようになります。全体として、上層ほど閉じた等高線が少なく、



第5図 低気圧近傍の(a)等圧面高度(b)気温の東西断面 斜めの二重線は気圧の谷(低気圧)の位置 1985年2月9日21時の例(北緯37度に沿った断面)

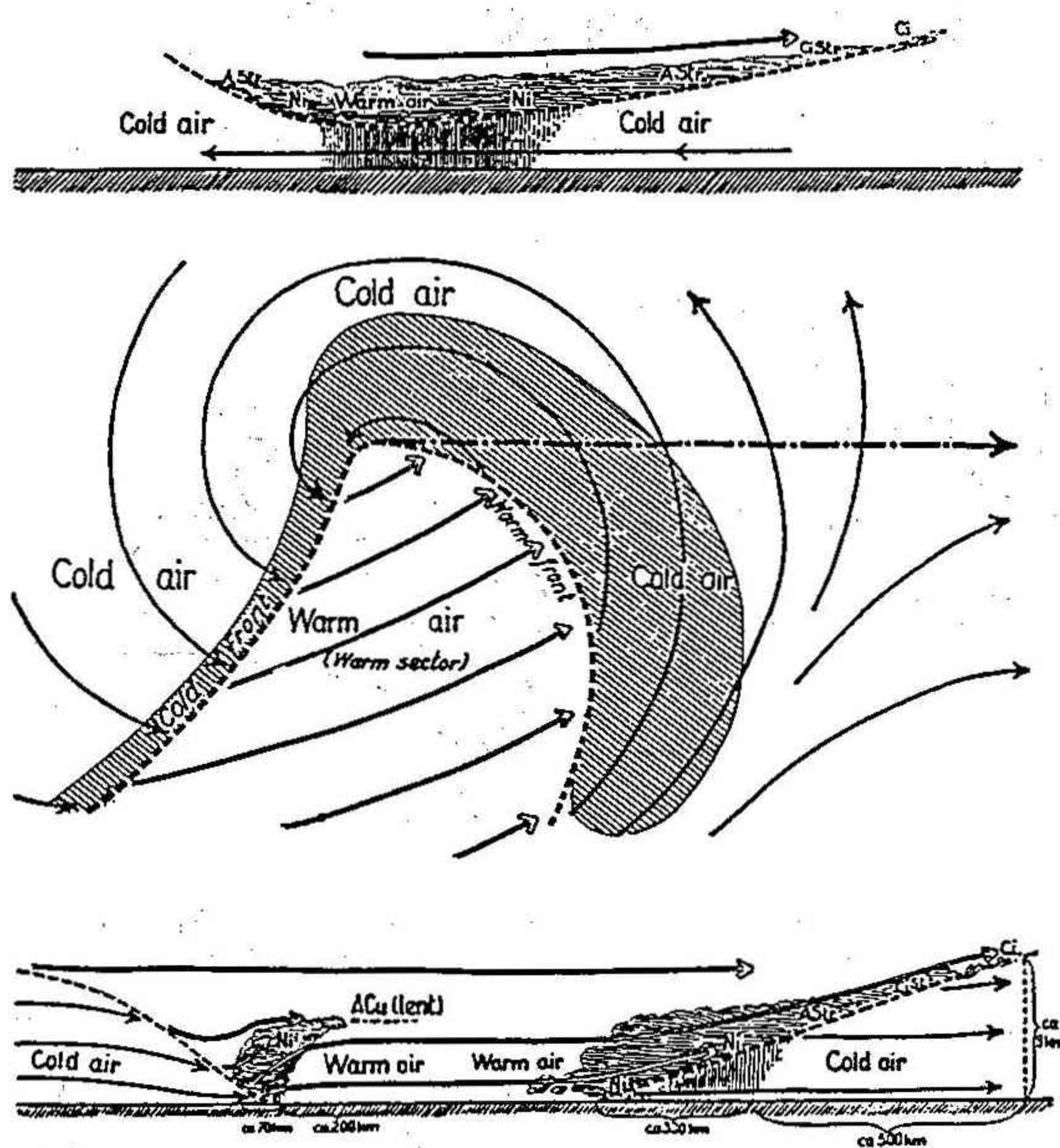
風も西風の成分が強いことが判ります。これは、本来渦巻きである低気圧が丁度大きな川の流れに流される小さな渦のように、強い偏西風によって流されるからだということが出来ます。つまり、偏西風が弱い地上付近では渦がはっきり現れます、上層の強い偏西風の中では東西方向に伸ばされて波動状になるという理屈です。また、第6図では、気圧の谷の前面の高温域が下層程顕著であることも判るでしょう。



第6図 低気圧の鉛直構造(1985年2月9日21時の例)(a)500mb (b)850mb (c)地上
実線は等高線(等圧線)、破線は等温線
(3°C毎)

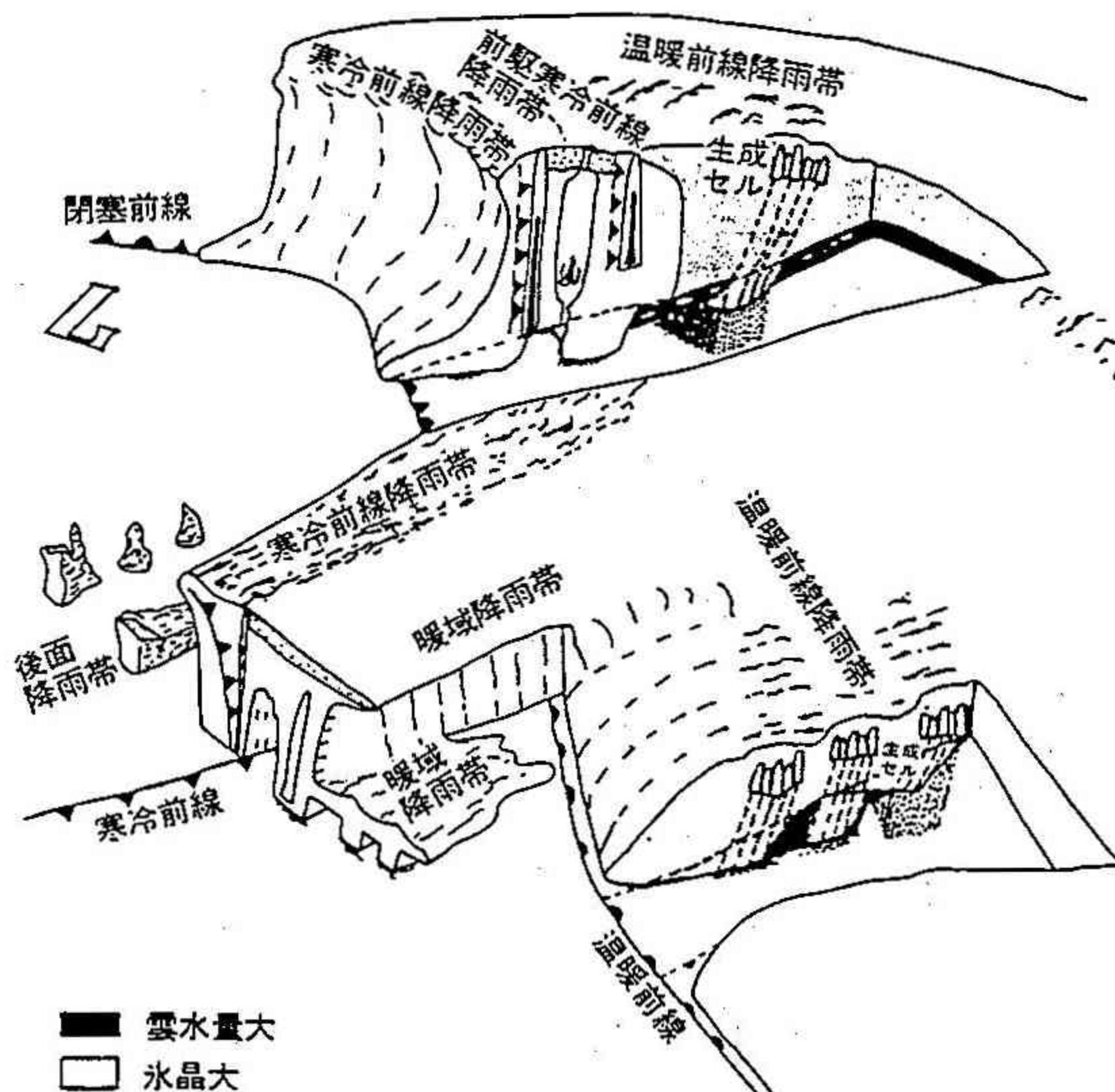
4. 低気圧の上昇流と雲

温帯低気圧については、前線構造を持つという特徴から、その近傍において丁度山を滑昇する気流が雲を作るように前線に相対的な気流が上昇流を形成することが期待されます。このような観点でまとめられた前線の近傍での雲の分布が第7図に示されたビヤークネスのモデルです。これは半世紀にわたって総観



第7図 理想化された低気圧、中央の図の鎖線の矢印線は低気圧の進行方向。
他の矢印線は流線を示す。上部と下部の断面はそれぞれ、低気圧中心
の北方及び南方における進行方向に沿った断面で雲系を示す。Ci: 絹
雲、CiStr: 絹層雲、Astr: 高層雲、ACu(lent): レンズ豆状の高積
雲、Ni: 亂層雲、数字の前のCaは計算値。(J. ビヤクネスとゾルベルク、
1921) (「天気図の歴史」(斎藤)より引用)

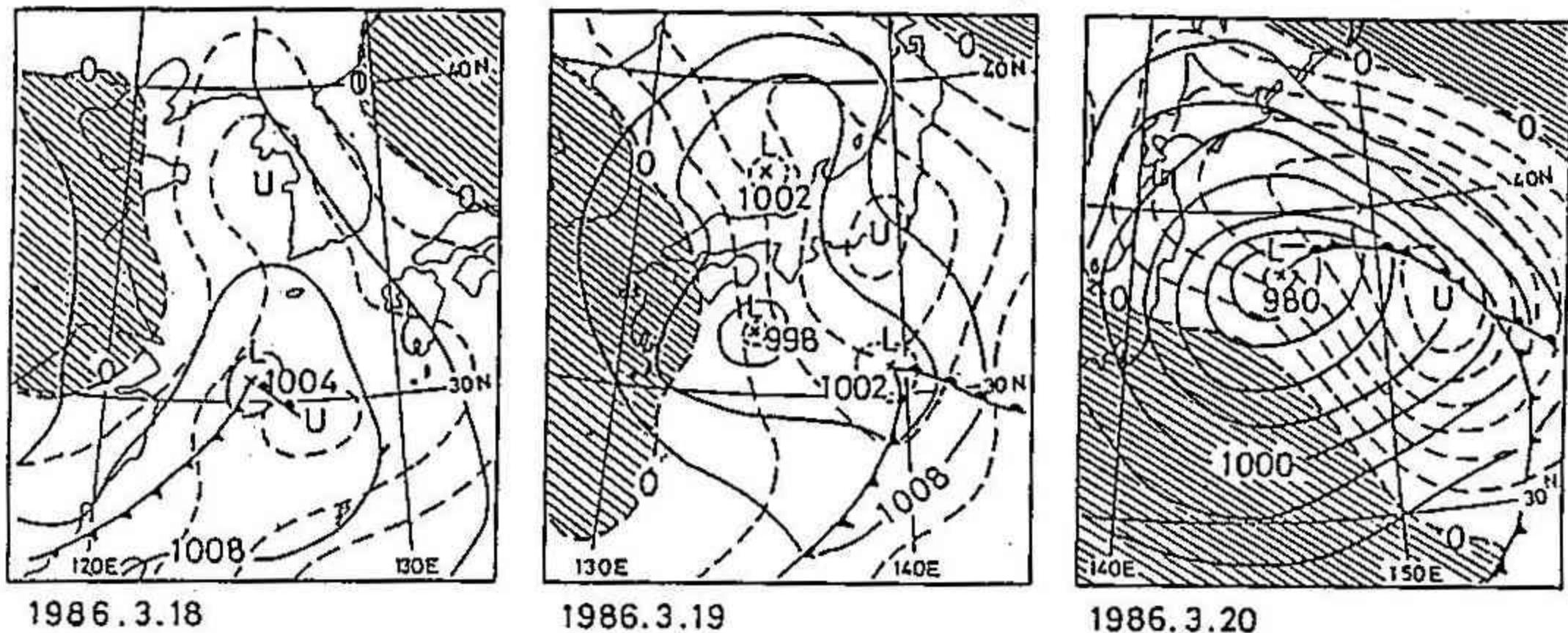
気象学の基礎を成すものとして知られてきました。そして気象衛星の出現により、まさにその通りの雲分布を目で見ることが出来、改めてその卓見に驚かされたものでした。しかし、子細に見ると彼のモデルでは説明出来ない雲の構造をしていることが判り、最近再び低気圧の雲の構造について議論が起こっています。その例を第8図に示します。これによれば、特に暖域(温暖前線と寒冷前線に挟まれた領域)に組織的な雲のバンドがあることがわかります。



第8図 ワシントン大学の気象グループによる温帯低気圧の立体構造の概念図 (Hobbs, 1978)。(大気科学講座2より引用)

所で、天気図から雲の分布を見る時、前に述べたようにある程度以上の規模のじょう乱を見ることになります。つまり、低気圧の内部構造を見るようなことには通常の天気図は向いていないといえます。それでは、そのような天気図において上昇流はどのように表現されるでしょうか？ 第9図にその例を示しました。これは、低気圧のそれぞれの発達段階に対応した上昇流の現れ方を示したものです。この上昇流は700 mb面(約3000 mの高さ)での低気圧の規模に対応するものです。気象衛星による雲解析図に見られる雲域とは第10図にみられるように良い対応があります。第9図では上昇流は低気圧の発達とともに次第に強まっていきますが、それと同時に低気圧中心から見ると次第に上昇流の分布が東の方に偏っていくことが判ります。これは、上空の気圧の谷の前面に上昇流があり、はじめ気圧の谷の前方に地上の低気圧が位置していますが、低気圧の発達とともに気圧の谷の鉛直軸が立ち、最も発達した段階で上空の気圧の谷の真下に地上の低気圧が来るという構造の変化に関わっています。

また、下層への暖気の流入が上昇流の別の要因でもありますが、この点から低気圧の発達を考えると次のようにいうことが出来ます。低気圧が発達中の段階では、前線で区切られた南側の暖域は低気圧の中心に達しています。最盛期に達して前線が閉塞すると暖域は低気圧の中心から外れ、中心付近での上昇流は



第9図 低気圧と700 mb面の上昇流

実線：等圧線（1008 mb以下のみ）

破線：上昇流（Uは上昇流の中心、陰影部は下降流域）

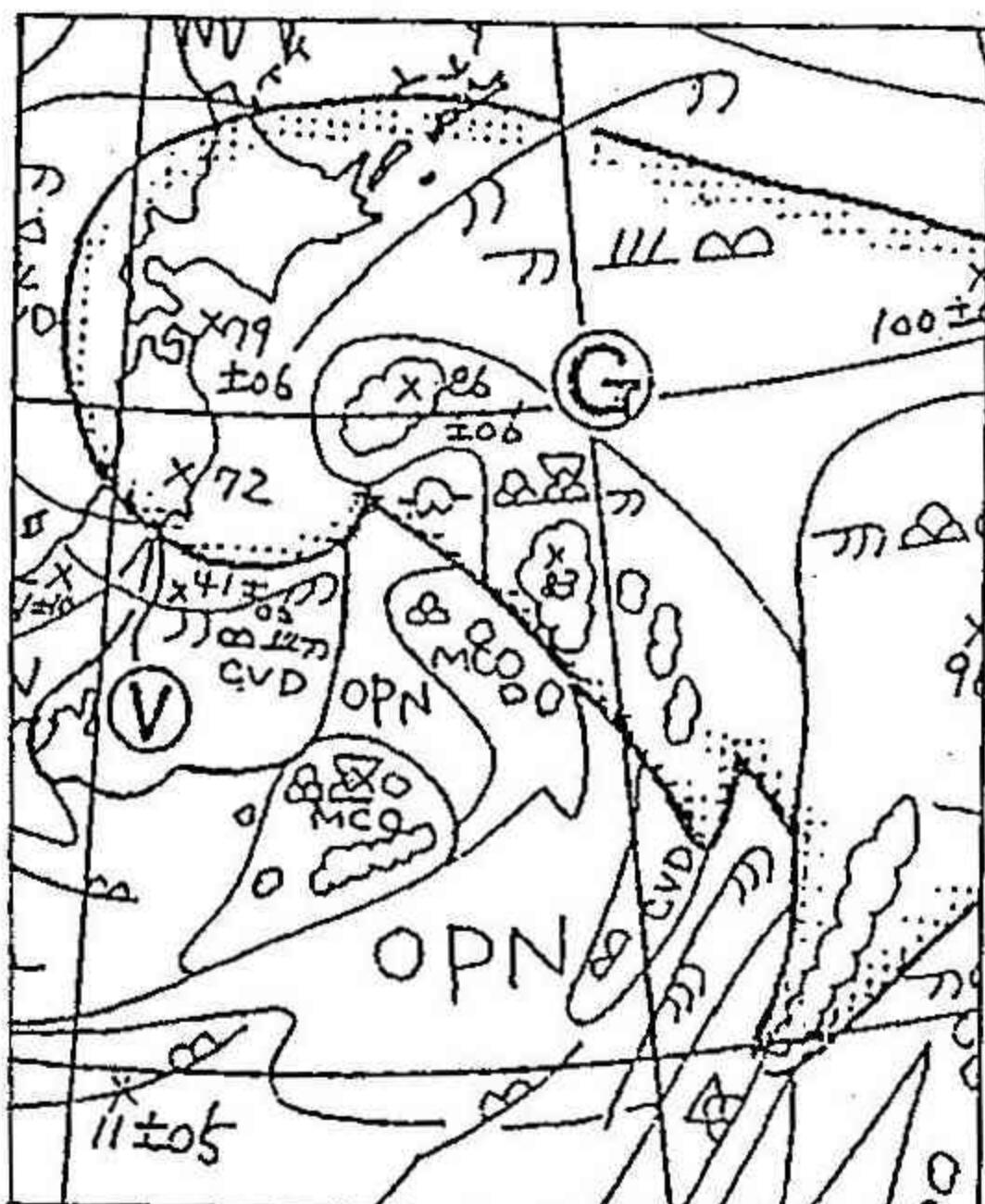
1986年3月18～20日の例（何れも09時現在）

衰退に向かいいます。この様子は第9図に見られるように、最盛期に達すると低気圧の中心付近まで雲のない領域が巻き込まれて行くことからも判ります。これは、寒気が入って上昇流が抑えられていくことを示しています。

5. 小規模な上昇流による雲

降水を伴う雲でも必ず前線や低気圧に付随するとは限りません。真夏の太平洋高気圧に覆われている時でも、日中極端に気温が上がったりすると、夕方に積乱雲が発達し雷が鳴ったりします。このような雲は高々半径が10kmから20km程度の小規模なもので、勿論今考えている天気図に現れるはずもありません。しかし、このような雲が発生する条件は知られていますので、そのような条件を天気図から読み取ることは可能です。それでは、その条件は何かを考えて見ましょう。

低気圧のように、気圧の傾きによって中心に気流を収束させ上昇流をもたらすのとは異なり、小



第10図 気象衛星「ひまわり」の画像をもとにした雲解析図（1986年3月20日09時：気象衛星センター作画）

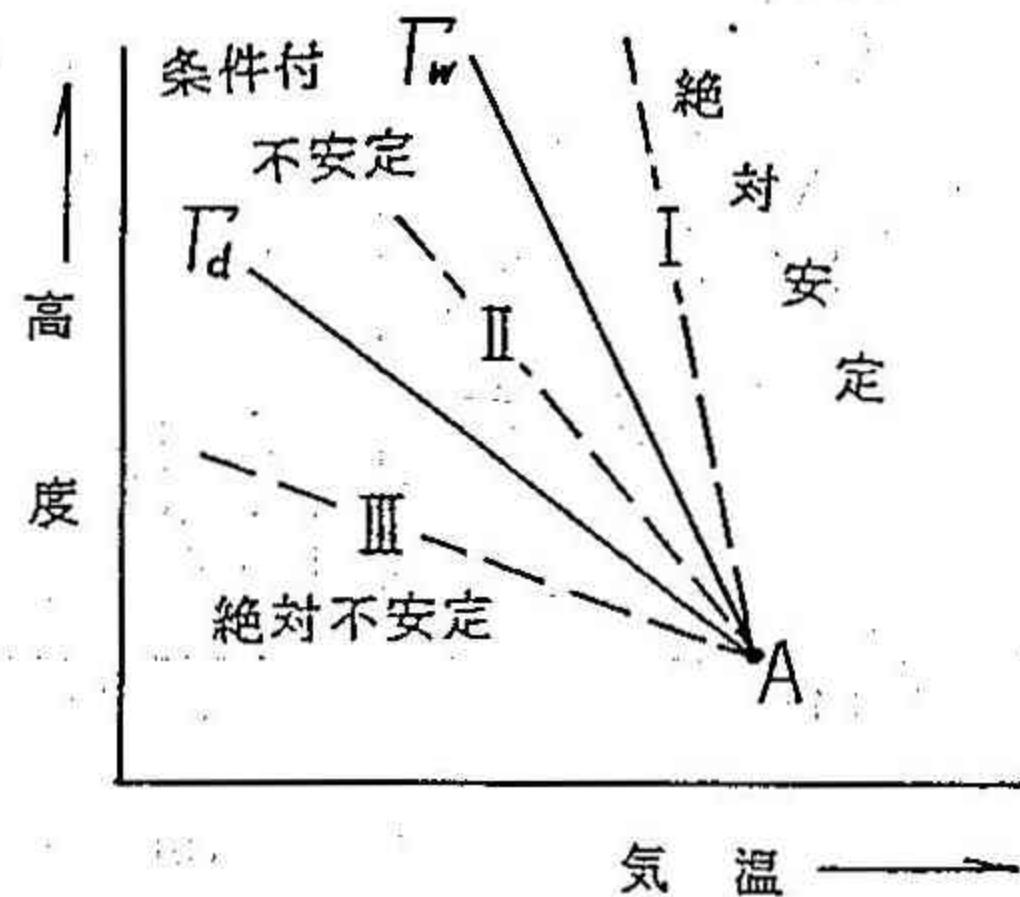
模な時は気圧の変化は殆どありませんから収束させるための別の要因が必要です。そのため、直接上昇流をもたらすような局所的な不安定さが求められます。

それでは、この局所的な不安定とは何でしょうか？

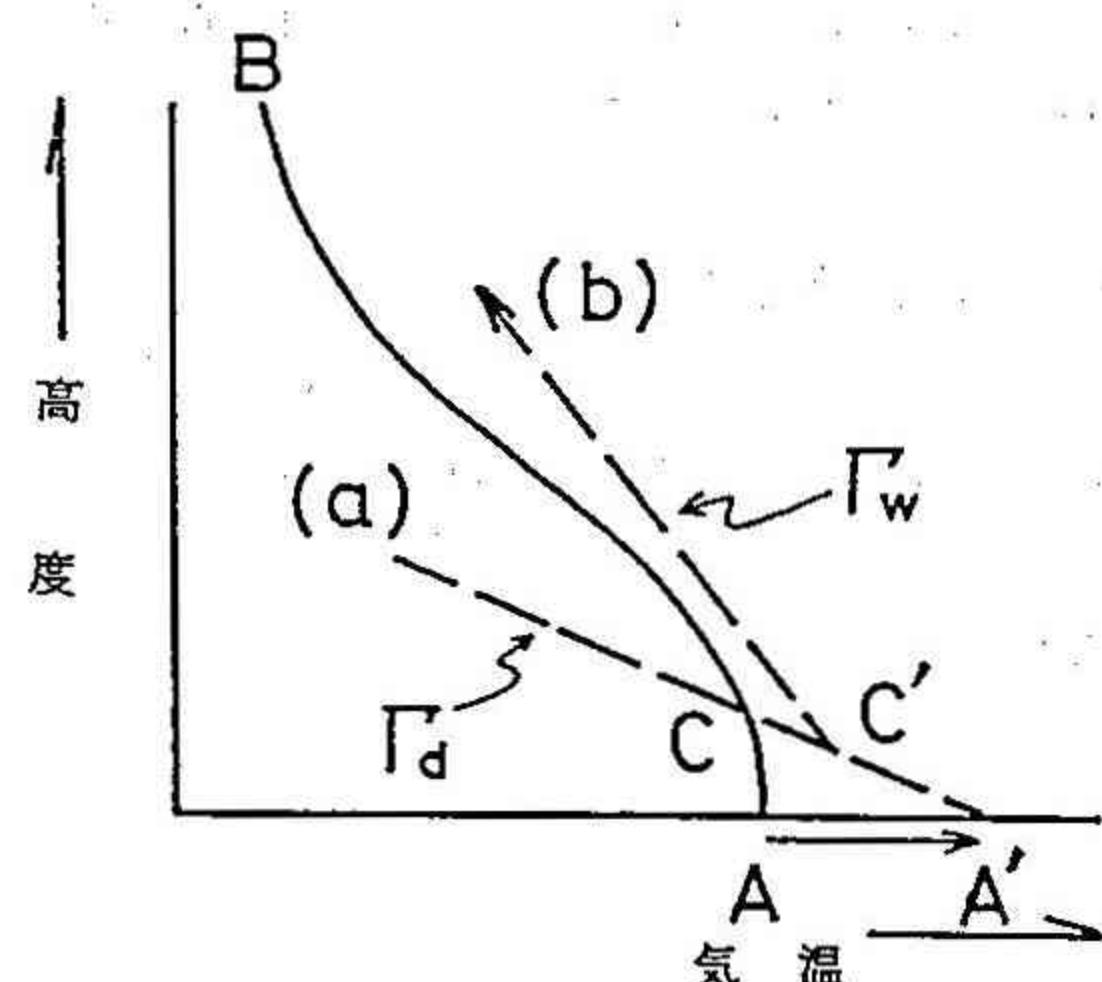
第11図に周囲の大気の気温分布に対する上昇気塊の安定性を示しました。 Γ_w で示される曲線は湿潤断熱線といい、飽和した空気が上昇するときの気温の変化を表しています。それは、100 mにつき約0.5 °C下がる割合となっています。 Γ_d は乾燥断熱線といい、水蒸気を含まない上昇気塊の気温変化を示し、100 mにつき約1 °C下がります。今、周囲の大気の気温分布がⅠで示された状態であるとすると、上昇する気塊は飽和していくても乾燥していくと周囲の大気より気温が低くなりますが、下降させる力が働きます。従ってこの状態を絶対安定であるといいます。一方、Ⅲの場合にはこれと逆に上昇する気塊は周囲より気温が高くなり益々上昇する方向に力を受けています。これを絶対不安定といいます。Ⅱのように、 Γ_w と Γ_d の間の気温分布である時は、上昇する気塊は凝結を起こすまでは安定で強制的に上昇させねばなりませんが、凝結を起こした後は、再び周囲の気温と同じになるまでは強制力が必要ですが、その後は不安定となり自発的に上昇が可能となります。この意味で、これを条件付き不安定といいます。

さて、具体的に局地的な加熱があったとき、積乱雲が発達するような状況を第12図にモデル的に示しました。これによれば、気温が局地的にA→A'に昇温すると図から判るように自発的な雲の発達を促します。

以上により、たとえ小規模の上昇流であっても気温の鉛直分布を知ることにより、その発生の可能性を判断することが出来ることが判りました。私達は天気図を単に高・低気圧の動向を知ること



第11図 周囲の気温分布(Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ)に対するA点にある気塊の上昇運動の安定性
 Γ_d : 乾燥断熱減率 Γ_w : 湿潤断熱減率



第12図 大気の状態がA~Bであるとき、地上気温がA'まで上昇すると
(a) 凝結がなければC点まで上昇して終る
(b) C'点で飽和したとすると、以後ずっと上昇し続ける。

ばかりでなく、その中からあらゆる情報を引き出すことで日々の天気に対する理解を深めることができるのです。

6. おわりに

一般の方の利用できるラジオ天気図だけでは、ここに述べたような情報を必ずしも充分には把握出来ません。しかし、この記述を逆に用いて、テレビや新聞に載る気象衛星からの雲写真と天気図を重ねることで、その場所の大気の状態や低気圧の発達の程度などをかなり適確に理解することが出来るでしょう。

次に、天気図の実習を通して、これらの事柄をより、具体的に見ていくこととしましょう。

〔参考文献〕

比較的手に入り易く、専門外の方に理解し易いものを選びました。

小倉 義光 (1968) : NHKブックス「大気の科学」

日本放送出版協会、221 p.

日本気象学会教育と普及委員会編 (1980) :

「教養の気象学」朝倉書店、224 p.

丸山 健人 (1986) : 「高層天気図を描く」

新草出版、236 p.

矢花 和一 (1986~) : 「高層天気図の話」

雑誌「気象」連載中 日本気象協会



夏季大学講義内容②

メソ気象学入門

北海道大学理学部 上田 博

1. はじめに

わずか10km程度離れた隣町で、天気が大きく異なることがある。これは、普通の天気図では表現できない、水平距離数10km程度の気象擾乱があることに因る。この規模の気象現象は、メソスケールの気象現象と呼ばれ、集中豪雨・豪雪の機構を理解する上で重要であるばかりでなく、生活様式の近代化・多様化に伴い特に注目されるようになった。そこで、メソスケールの気象現象を扱う、メソ気象学とはどのようなものか、その概要を見ることにする。

“メソ”とは、中間のと言った意味だが、ここではまだ、普通の天気図には表現しづらい程度に小さいが、人間が走り回って見るには大きすぎる広がりをもつ気象現象をメソスケールの気象現象と言っているに過ぎない。このスケールの現象はどの様な擾乱であるのか、気象学的にはどの様な意味があるのかを以下に考えてみることにする。

メソスケールの気象現象を理解する糸口を得るために、まず最初に、冬の札幌市における地上気温、風向・風速の自記記録を参加者自身で具体的に解析し、メソスケールの気象擾乱の特徴にふれてみる。次に、水平スケール数km～数100kmの種々のメソスケールの現象の例を比較する。さらに、これらの現象を監視・検出・予測する方法を検討する。最後に、気象現象のスケールについての考察を行う。

2. 雪雲からの下降流

冬の季節風の時期に、札幌市周辺では、急に雪が降り出し、同時に強い風が吹くことがある。まず最初に、このような現象が起きたときの地上気象データの自記記録を調べてみる。

図1は札幌市に展開されている気温と風向・風速の測定点を示す。KA地点は札幌管区気象台であり、SN～HTは札幌市衛生局の観測点である。SN地点を除くと、観測点はほぼ北西から南東に並んでいる。これらの観測点の6時から16時までの、気温の自記記録を並べて図2に示した。縦軸の温度目盛りは-5°Cを基準にして一日目盛り1°Cで表示してある。各観測点では、6時頃にはほぼ-5°Cであったので、SN、TE、………、HT地点の各時刻の温度を読みとることができる。図2では、SN地点以外で、11時頃と14時頃に、顕著な気温の降下(2~3°C)が見られる。温度降下

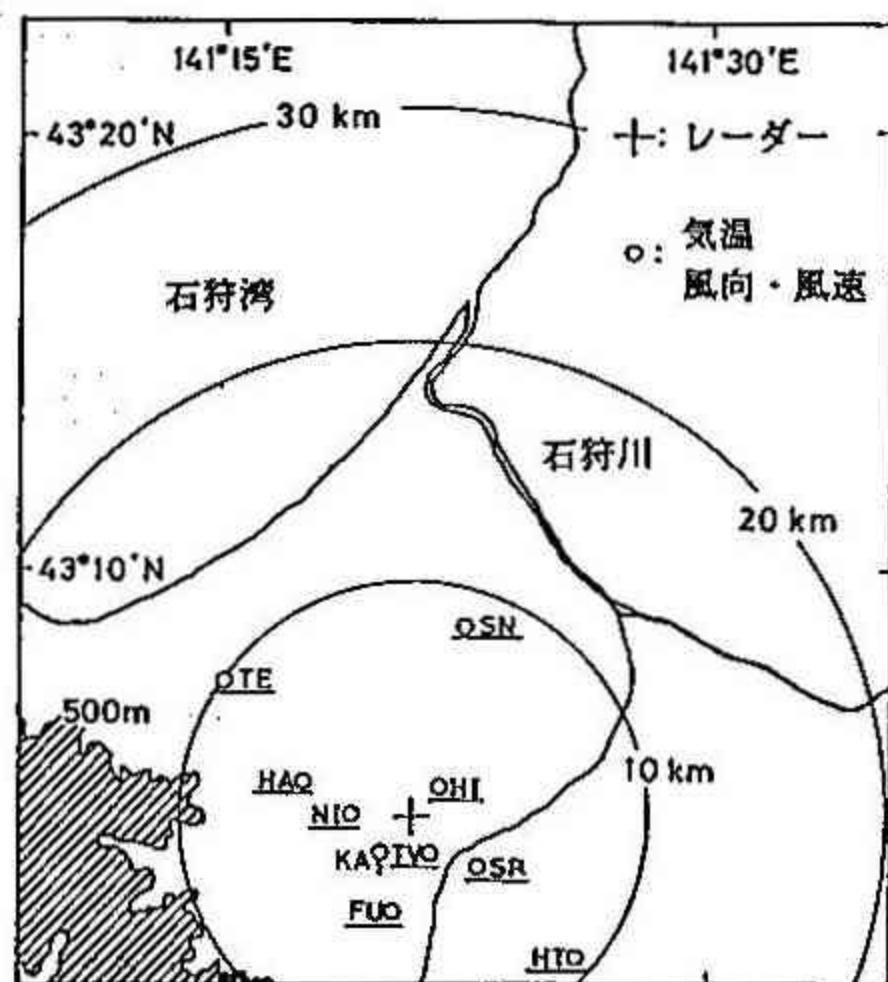


図1 札幌市内の風向・風速の測定地点。
+印は北海道大学構内のレーダー設置点。

夏季大学講義内容②

メソ気象学入門

北海道大学理学部 上田 博

1. はじめに

わずか10km程度離れた隣町で、天気が大きく異なることがある。これは、普通の天気図では表現できない、水平距離数10km程度の気象擾乱があることに因る。この規模の気象現象は、メソスケールの気象現象と呼ばれ、集中豪雨・豪雪の機構を理解する上で重要であるばかりでなく、生活様式の近代化・多様化に伴い特に注目されるようになった。そこで、メソスケールの気象現象を扱う、メソ気象学とはどのようなものか、その概要を見ることにする。

“メソ”とは、中間のと言った意味だが、ここではまだ、普通の天気図には表現しづらい程度に小さいが、人間が走り回って見るには大きすぎる広がりをもつ気象現象をメソスケールの気象現象と言っているに過ぎない。このスケールの現象はどの様な擾乱であるのか、気象学的にはどの様な意味があるのかを以下に考えてみることにする。

メソスケールの気象現象を理解する糸口を得るために、まず最初に、冬の札幌市における地上気温、風向・風速の自記記録を参加者自身で具体的に解析し、メソスケールの気象擾乱の特徴にふれてみる。次に、水平スケール数km～数100kmの種々のメソスケールの現象の例を比較する。さらに、これらの現象を監視・検出・予測する方法を検討する。最後に、気象現象のスケールについての考察を行う。

2. 雪雲からの下降流

冬の季節風の時期に、札幌市周辺では、急に雪が降り出し、同時に強い風が吹くことがある。まず最初に、このような現象が起きたときの地上気象データの自記記録を調べてみる。

図1は札幌市に展開されている気温と風向・風速の測定点を示す。KA地点は札幌管区気象台であり、SN～HTは札幌市衛生局の観測点である。SN地点を除くと、観測点はほぼ北西から南東に並んでいる。これらの観測点の6時から16時までの、気温の自記記録を並べて図2に示した。縦軸の温度目盛りは-5°Cを基準にして一日目盛り1°Cで表示してある。各観測点では、6時頃にはほぼ-5°Cであったので、SN、TE、………、HT地点の各時刻の温度を読みとることができる。図2では、SN地点以外で、11時頃と14時頃に、顕著な気温の降下(2~3°C)が見られる。温度降下

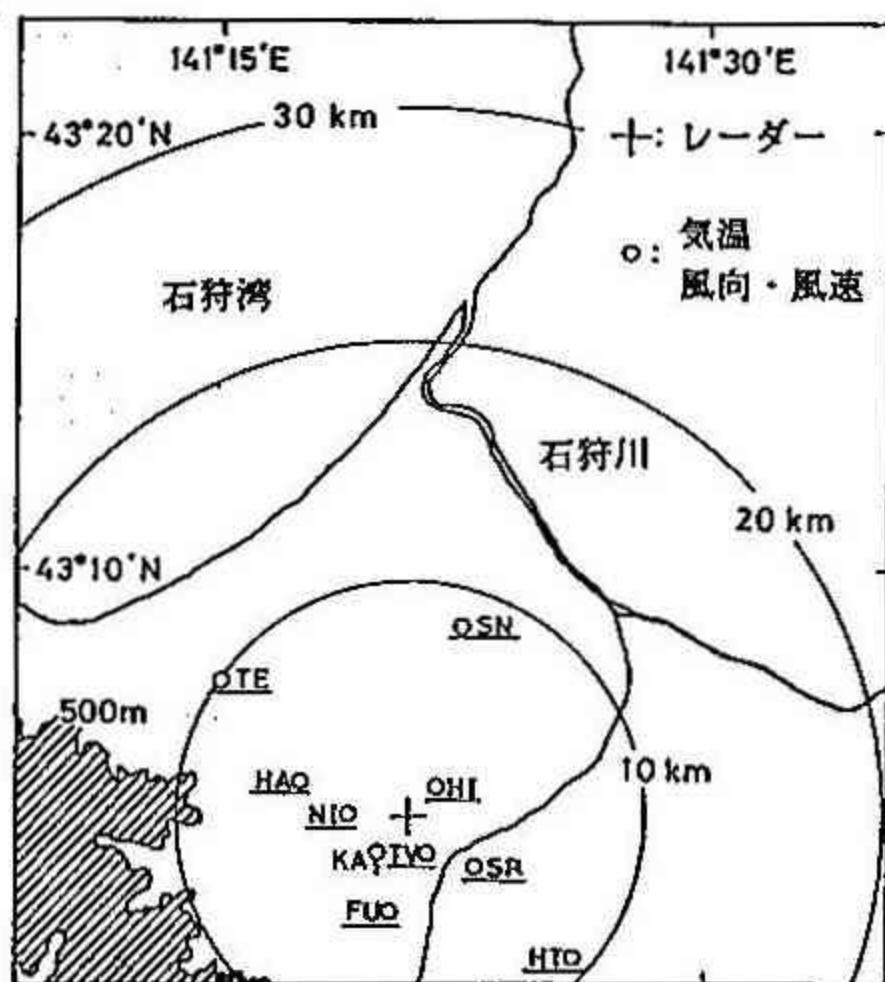


図1 札幌市内の風向・風速の測定地点。
+印は北海道大学構内のレーダー設置点。

の時刻のずれから、気温の降下が北西から南東に移動していることがわかる。

図3に11時前後と14時前後の、気温の低下域（実線で -0.5°C 間隔で表示）とレーダーエコー（影の部分）とを重ねて示した。エコーが地上観測点（○印）にかかると、気温が低下していることがわかる。

この原因を調べるために、1987年2月1日に行われた、レーダーエコー（反射強度）と雪雲の写真観測の結果を示す。写真1に、1987年2月1日12時57分の雪雲の写真を示した。明瞭な境界を持つ雪足が雲底から地上まで達して

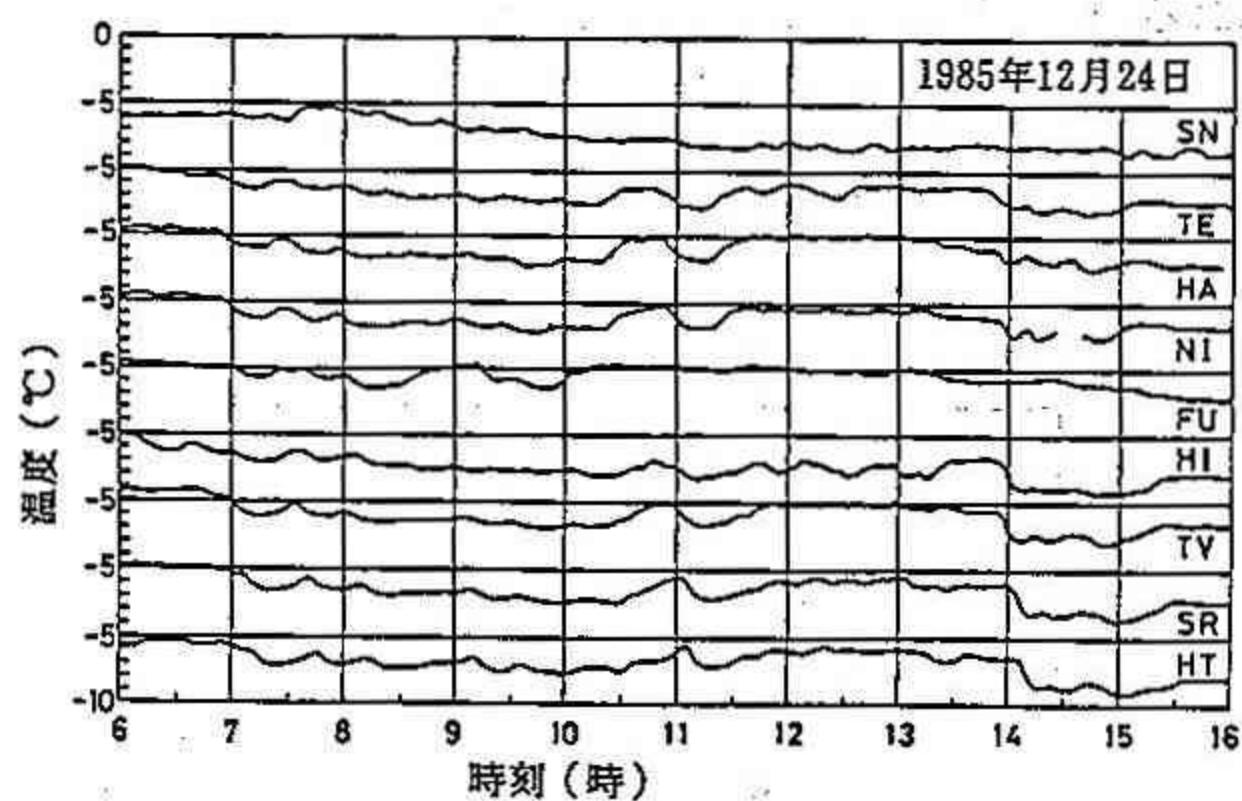


図2 1985年12月24日 6時から16時までの札幌市衛生局の各測定点の気温の変化

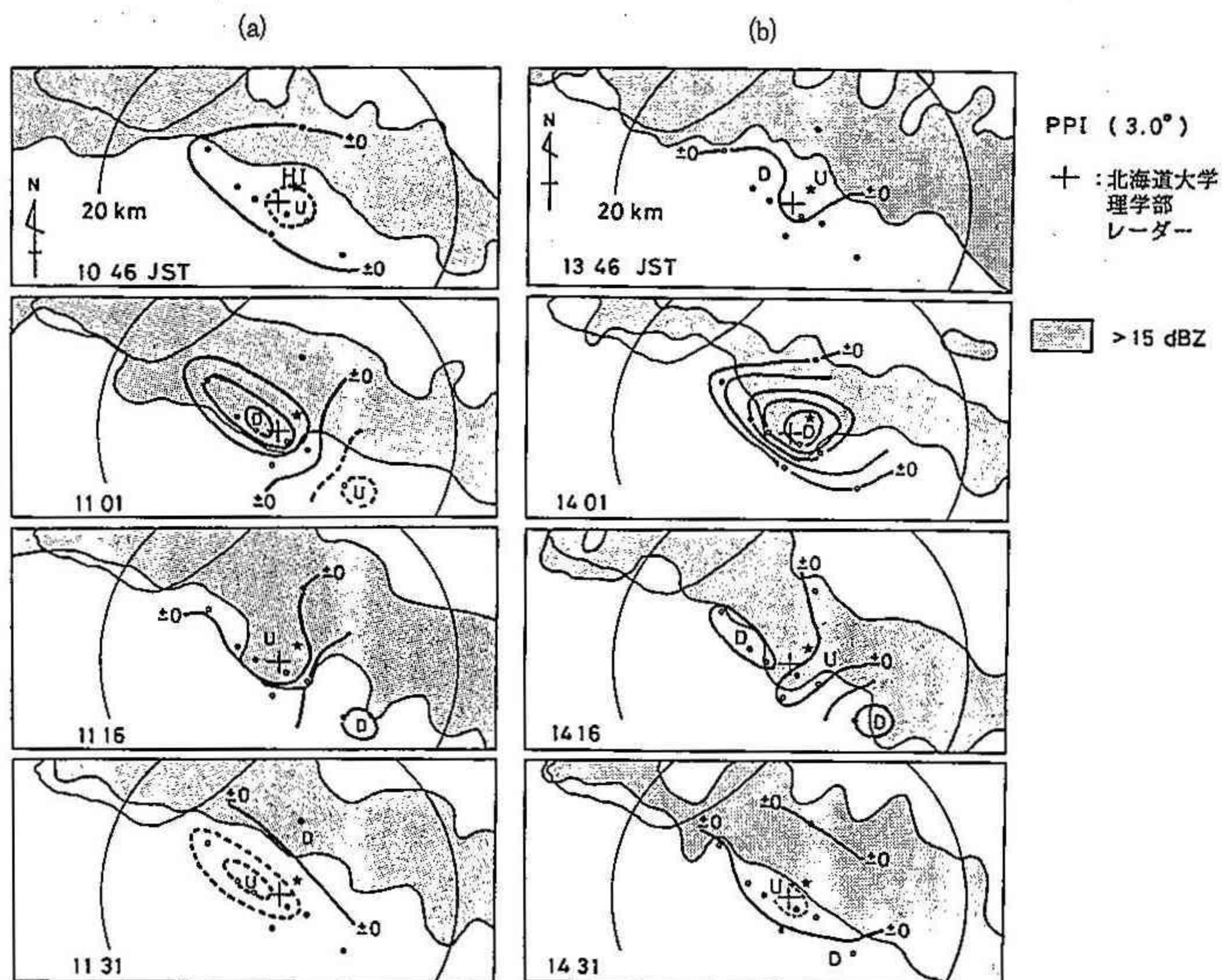


図3 1985年12月24日の、(a)10時46分から11時31分まで、(b)13時46分から14時31分までのレーダーエコーと10分間の気温の変化域。気温変化の等値線は 0.5°C で、降下域を実線で、上昇域は点線で示した。星印は測定点HIを示す。

いる。1分間隔の写真から、この雪足は約1分間で雲底（地上高度約600m）から地上に到達したことがわかるので、雪足の下降速度は約10m/sであることがわかった。この下降流は周りの温度より低いと考えられるので、地上では気温の低下として観測されると考えられる。

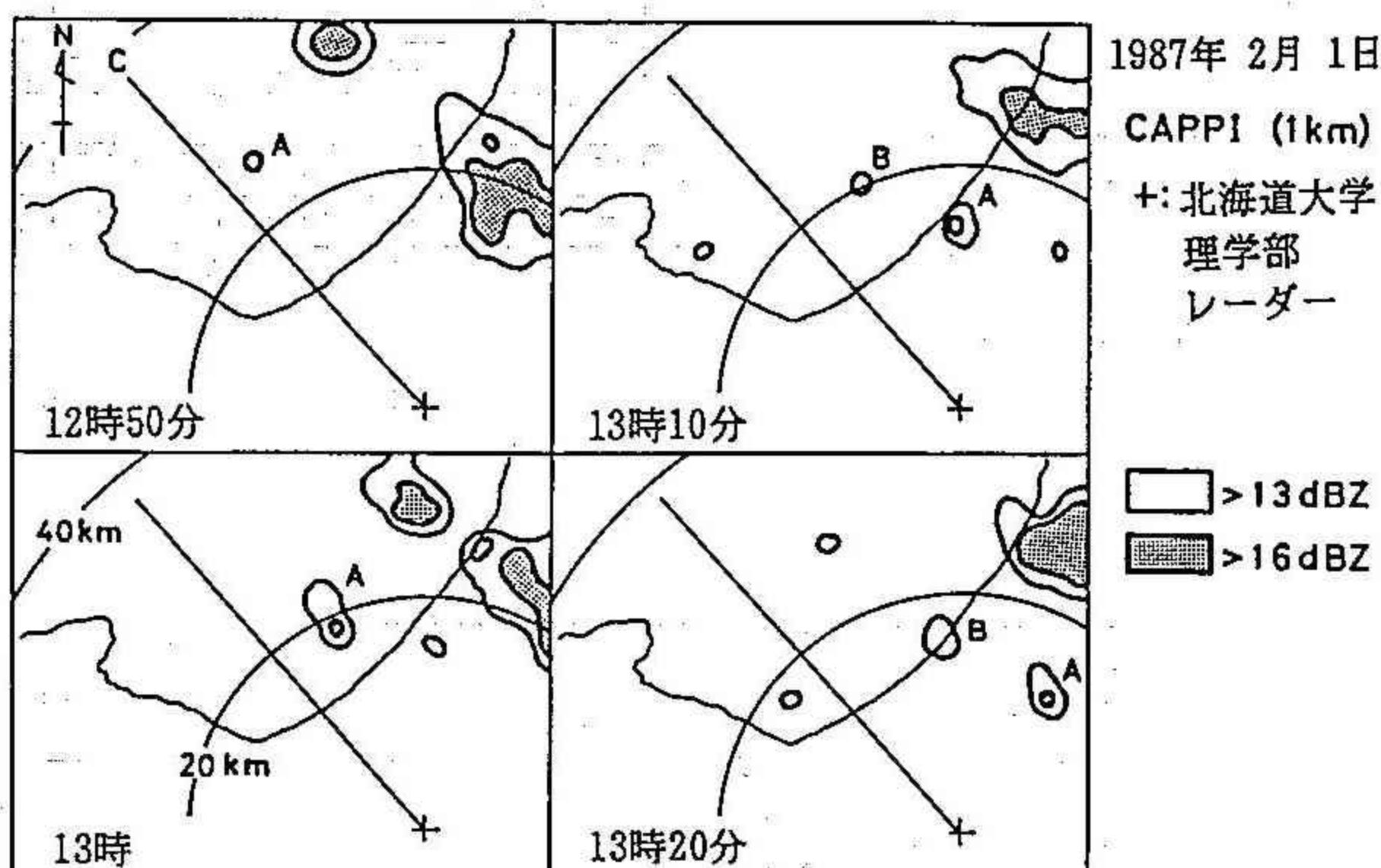


図4 1987年2月1日、12時50分から13時20分までのレーダーエコー。エコーAは写真1の中央の雪足に対応する。Cの方向は写真1の中央の煙突に対応する。



写真1. 1987年2月1日12時57分の雪足。レーダー観測地点から北西方向を撮影した。

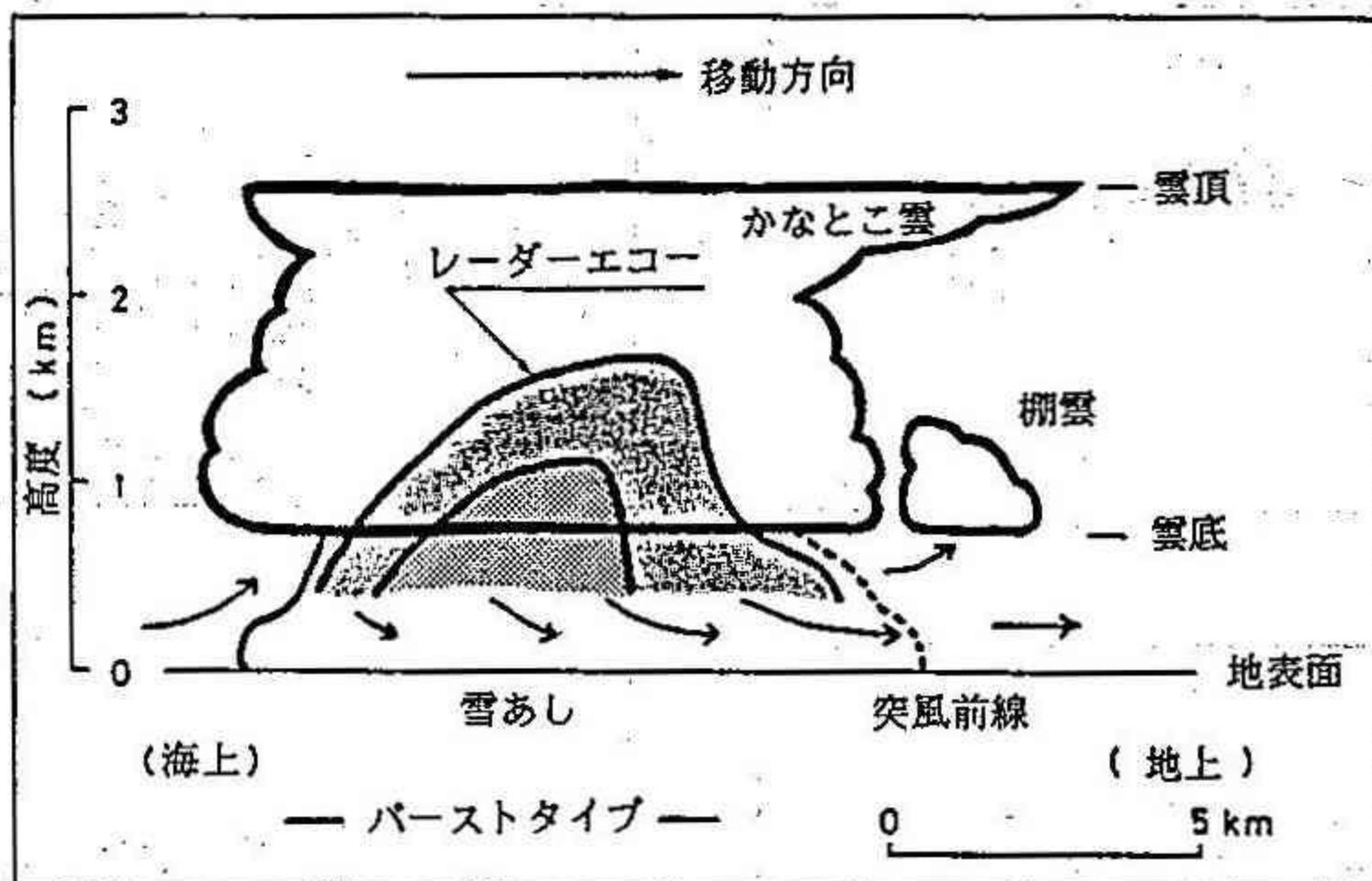


図5 下降流をともなう降雪雲通過時の模式図

これに対応するレーダーエコーを図4に示した。13時のAのエコーが写真1に対応する。このときのエコーは北西から南東に移動していた。この例と他の数例の結果をまとめた、雪雲からの下降流の概念図を図5に示した。地上高度わずか3km以内に発達した冬の積乱雲からの強い下降流があり、地上で風の急変がみられるのが特徴である。ここまで図は城岡(1988)の修士論文からの引用である。

以上述べてきたことから、同じ札幌市でも、下降流をもたらす雪雲が通過するところでは、強い風、降雪、気温の低下がみられるが、それから離れたところでは晴れていって、地区ごとに天気が大きく異なる場合があることがわかる。

3. メソスケールの気象擾乱

前章で述べた、冬の積乱雲からの下降流といった現象は、研究例は少ないが、冬の日本海側では各地で起きていると考えられる。また、この現象は吹雪、地吹雪とも大きな関係があると考えられる。

一方、夏期の積乱雲については、アメリカ合衆国を中心に多くの研究がなされている。特に、気象用ドップラーレーダーを用いた観測により、積乱雲内の三次元的な気流を調べ、その構造が明らかにされつつある。図6に、積乱雲のレーダーエコー(反射強度)と気流の鉛直断面図の例を示した。この図から、2km間隔の平行な4枚の鉛直断面図を比較することにより、上昇流、下降流の三次元的分布がわかる。図6のような解析図を元に、図7のような気流系の概念モデルが示されている。下層から上層まで続く上昇域と、中層から下層にはいる下降流域が顕著である。下降流の先端部は強い雨の領域になっている。このように、積乱雲内の三次元的気流が測定されるようになり、その構造が明らかになりつつある。

積乱雲の広がり、収束域、下降流域、突風前線の位置、竜巻の発生危険域の三次元的構造がわかってきて、図8のような雷雲の概念モデルが確かめられつつある。図には、下降流域が地上で強い水平風になり、

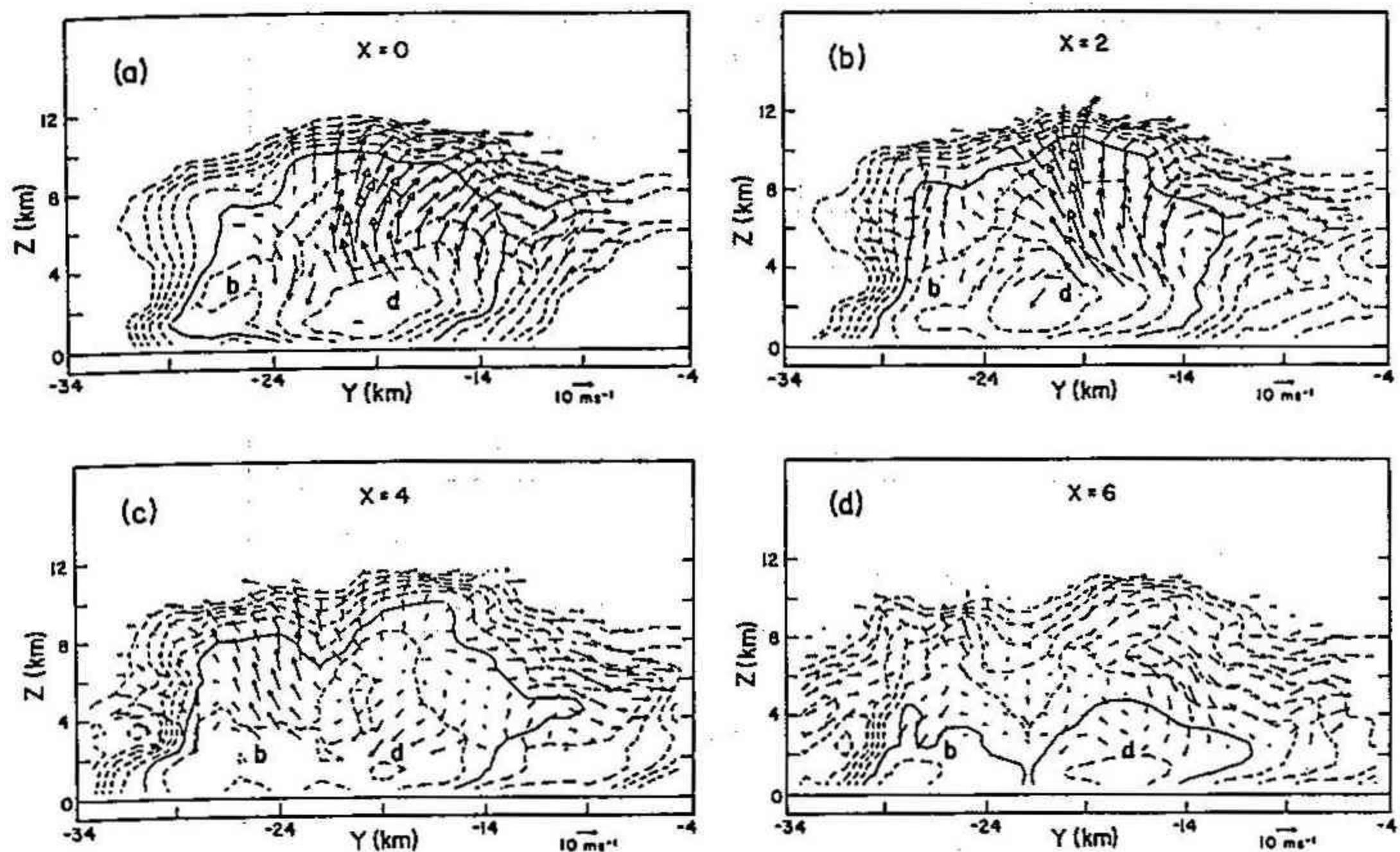


図6 積乱雲の鉛直断面図。破線はエコー強度の等値線。実線はエコー強度40 dBZを示す。矢印は積乱雲の動きに相対的な風ベクトルを示す。(Knupp and Kotton、1982)

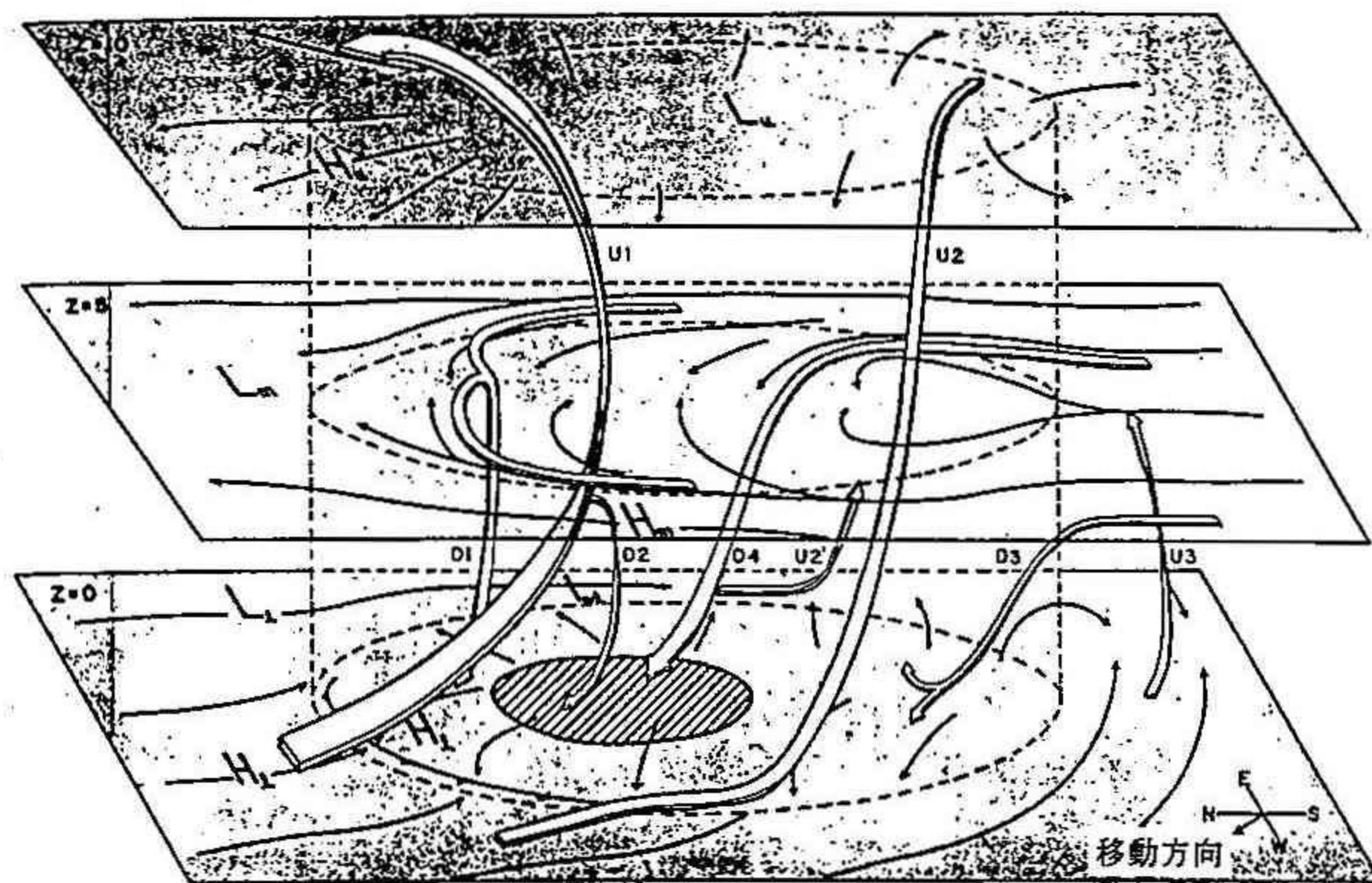


図7 図6の積乱雲の概念モデル。(Knupp and Kotton、1982)

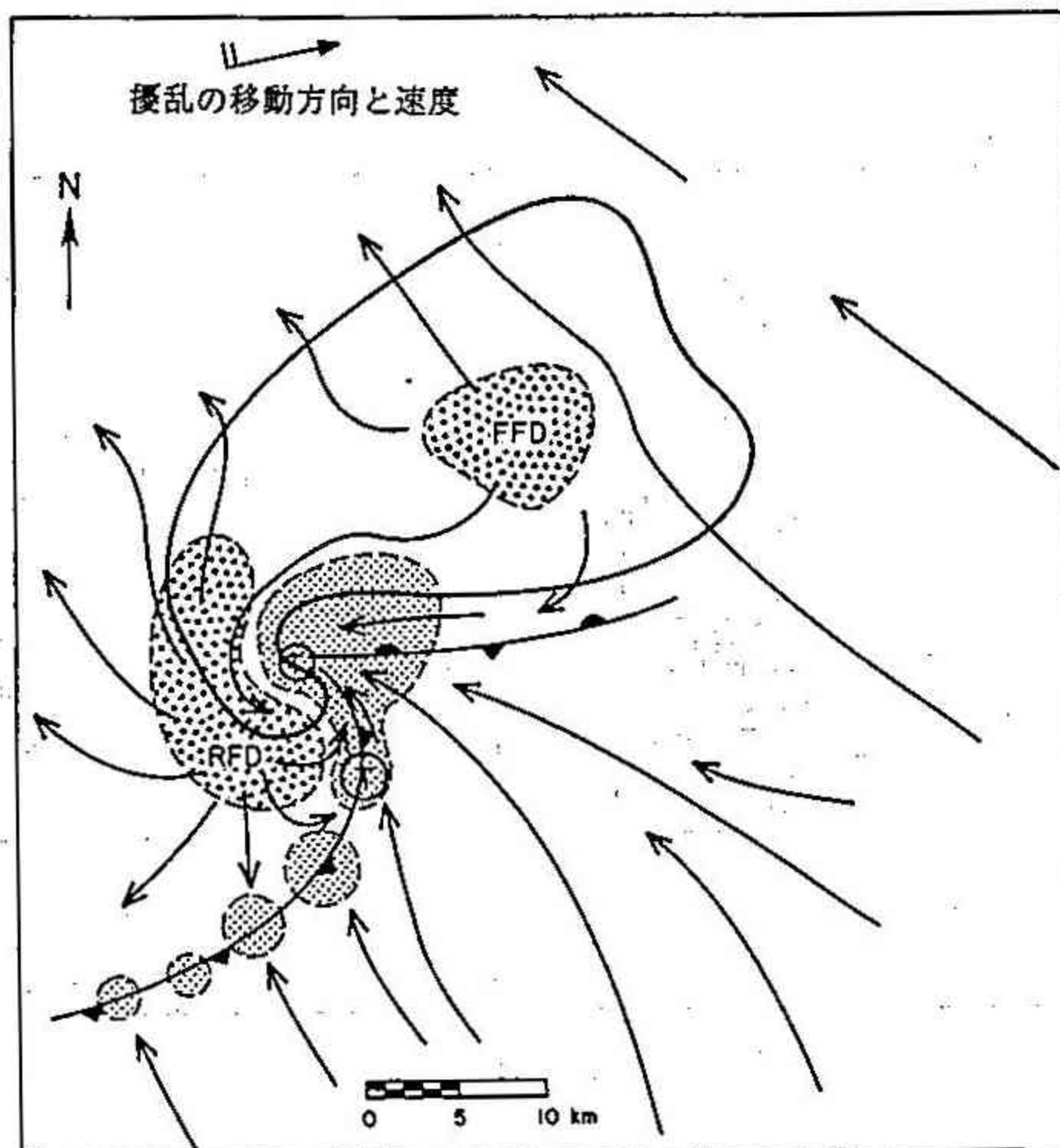


図8 雷雲の概念モデルの平面図。(Lemon and Doswell, 1979)

地上の南東風と衝突するところに突風前線ができ、そこに竜巻の発生可能性の高いところができる。低気圧性の渦の中心も竜巻の発生可能性の高いところである。

ここまででは、直径数10kmの個々の積乱雲についてみてきたが、個々の積乱雲が作る突風前線の相互作用によって次の積乱雲を作ることがある。この様子については16mmの映画で示す。また、これらの個々の積乱雲がいくつか集まって一つの塊を作り、さらにそれらが集まって、天気図にててくる低気圧や前線を形成している。これらの関係については、4章で個々の現象の監視・検出・予測方法を見た上で、5章で考えることにする。

4. 監視・検出・予測

水平スケール数10kmの気象擾乱を監視するには、気象レーダーが有効である。テレビには、気象台のレーダーエコーが映されることがあり、今後、デジタル化されたレーダーエコーの画像が映し出される機会が多くなると考えられる。

降雨域や降雪域の分布が面的にわかると、降雨や降雪の予測も可能である。たとえば、遊馬ら(1984)によって、札幌市のレーダーを用いた、降雪の短時間予測方法の検討もなされている(図9)。図の横線がレーダーエコーの予測域で、縦線がその時刻に観測されたレーダーエコーである。短い時間ならよく予

測できることが示されている。

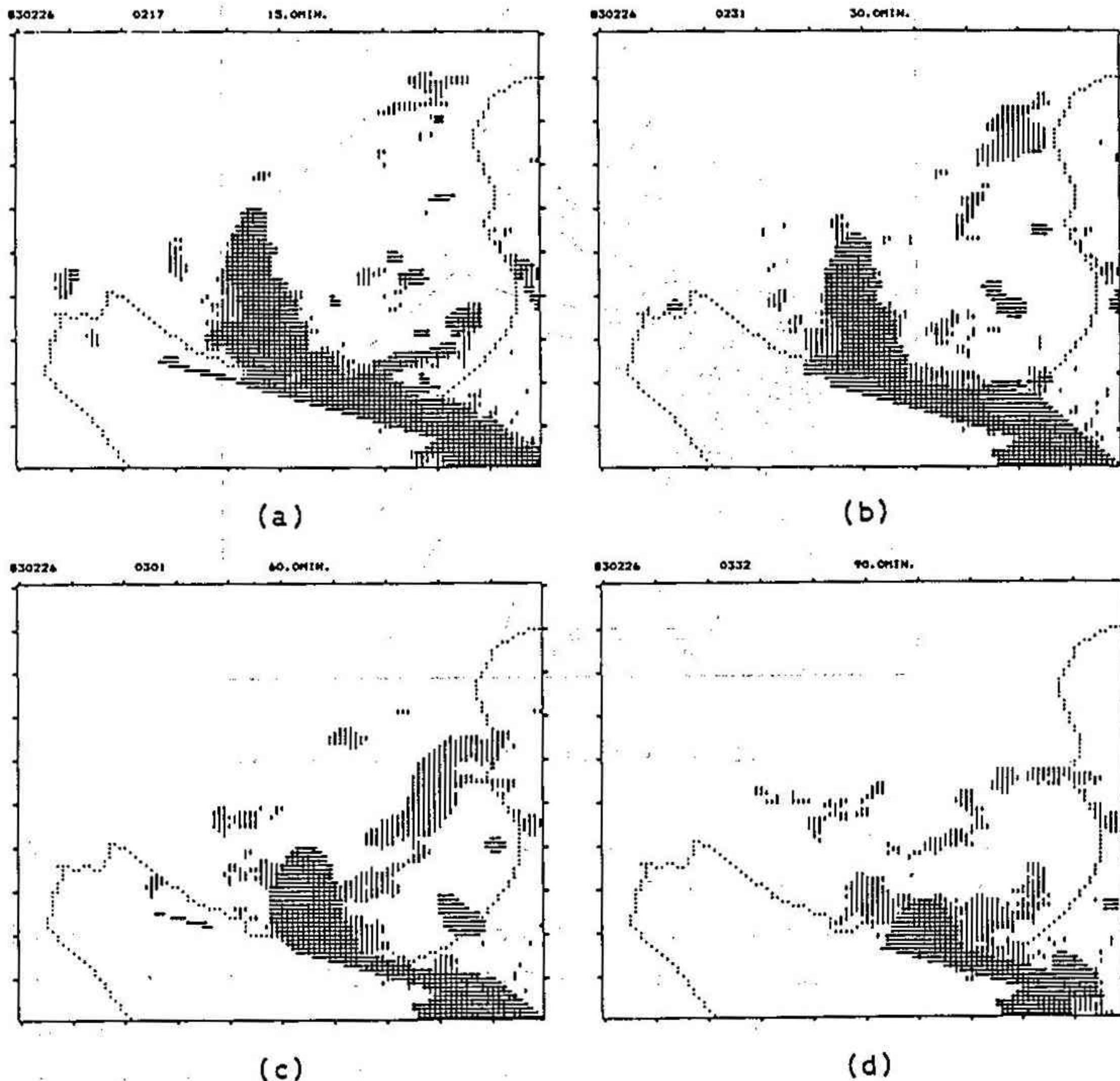


図9 札幌市に侵入する降雪エコーの予測例。1983年2月26日1時47分のエコーを、(a)15分、(b)30分、(c)60分、(d)90分先まで予測した。(遊馬ら、1984)

レーダーエコーだけではなく、風の測定ができる気象用ドップラーレーダーを用いると、通常の気象レーダーで見るエコー強度だけではわからない現象も検出することができる。その一例として、図10に、竜巻のドップラーレーダー観測結果を示した。正の数字はその地点でレーダーから遠ざかる風の成分を示し、負の数字はレーダーに近づく風の成分を示す。レーダーから51km、方位角292°～293°に、点刻でしめされるように、竜巻の渦があることがわかる。また、図11にメソサイクロンの例について、ドップラーレーダーのデータを用いて、その中心位置(M)と、突風前線の位置を検出した例を示した。これは、ちょうど

図8に示した雷雲の概念図とよい対応を示している。擾乱の位置を自動的に検出できると短時間予測も可能である。

このように、レーダーによる反射強度や、ドップラーレーダーによる風の測定によって、メソスケールの気象擾乱の監視・検出・予測方法の開発が急速に進められつつある。日本においても、研究目的の気象用ドップラーレーダーが10台近くになろうとしているので、今後のメソスケールの気象学の発展が期待されている。ここでは述べなかったが、もちろん気象衛星は、メソスケールの現象の監視・検出・予測にとって有用である。このことについては、16mm映画で紹介する。

5. スケール区分

ここまで、水平スケール数10kmの気象擾乱を見て、これをメソスケールの気象擾乱であると述べてきたが、実際にはどの様にスケール分けされているのだろうか。

最近Fujita(1982)は、惑星の周囲の長さを基準にして、2桁ずつ区切って5段階に分けることを提案している。その例を図12に示した。地球の場合は、1周40,000kmであるので、メソスケールは4km~400kmの範囲と言うことになる。この範囲には、竜巻、ダウンバースト、突風前線、積乱雲とその集合、及びメソサイクロン(メソ低気圧)などが含まれる。

また、Orlanski(1975)は、水平スケールに対応する時間スケールや力学的パラメーターを2km~2,000kmとし、一桁ずつ区切って、20~2,000kmをメソ α (アルファ)、20~200kmをメソ β (ベータ)、2~20kmをメソ γ (ガンマ)と呼ぶ事を提案している。普通、このスケール区分がよく使われている。この分類ではメソ α スケールに台風や温帯性低気圧などの普通の天

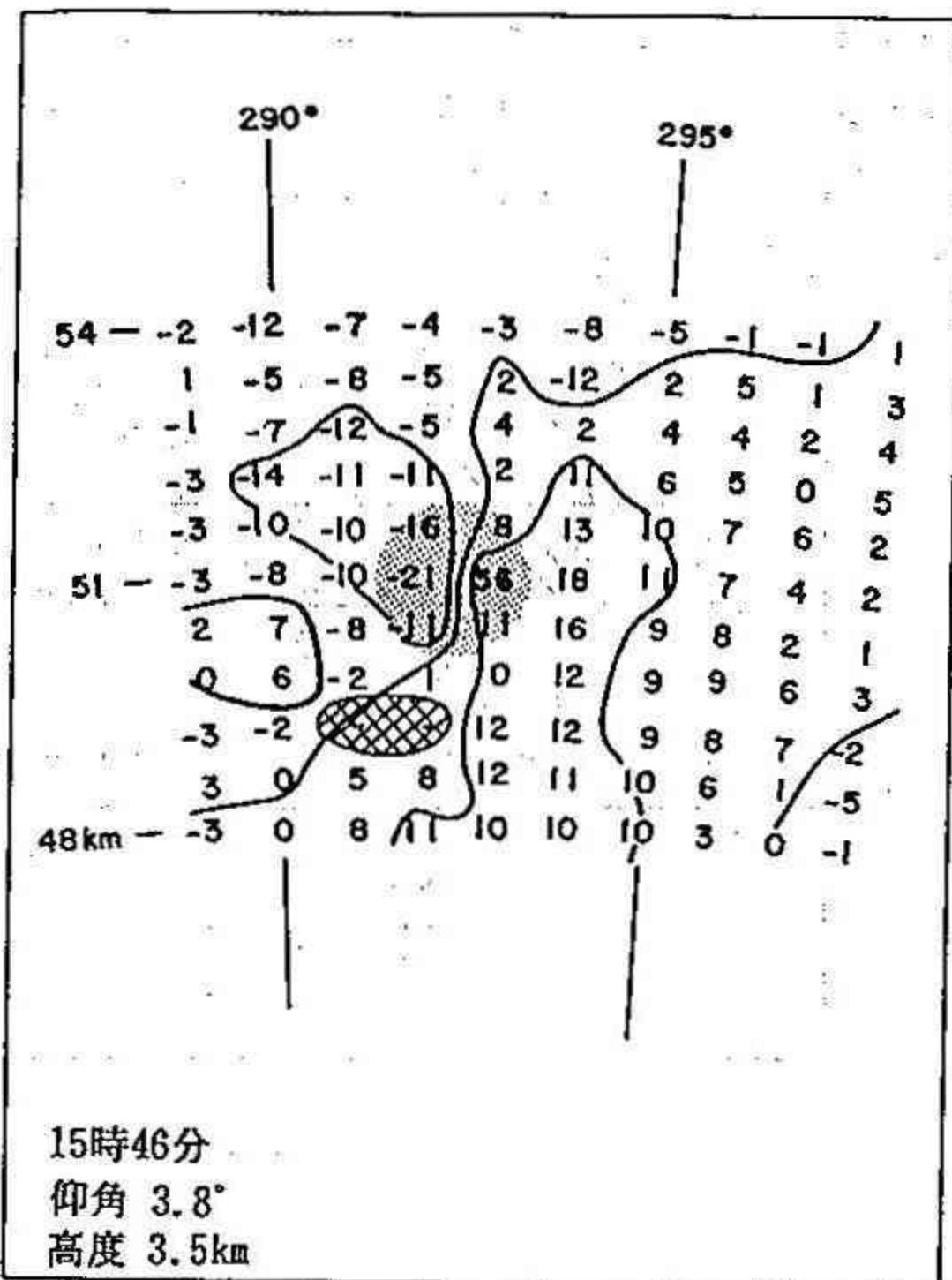


図10 ドップラーレーダーで検出されたメソサイクロンの中心(M)と突風前線の位置。
(Uyeda and Zrnic', 1986)

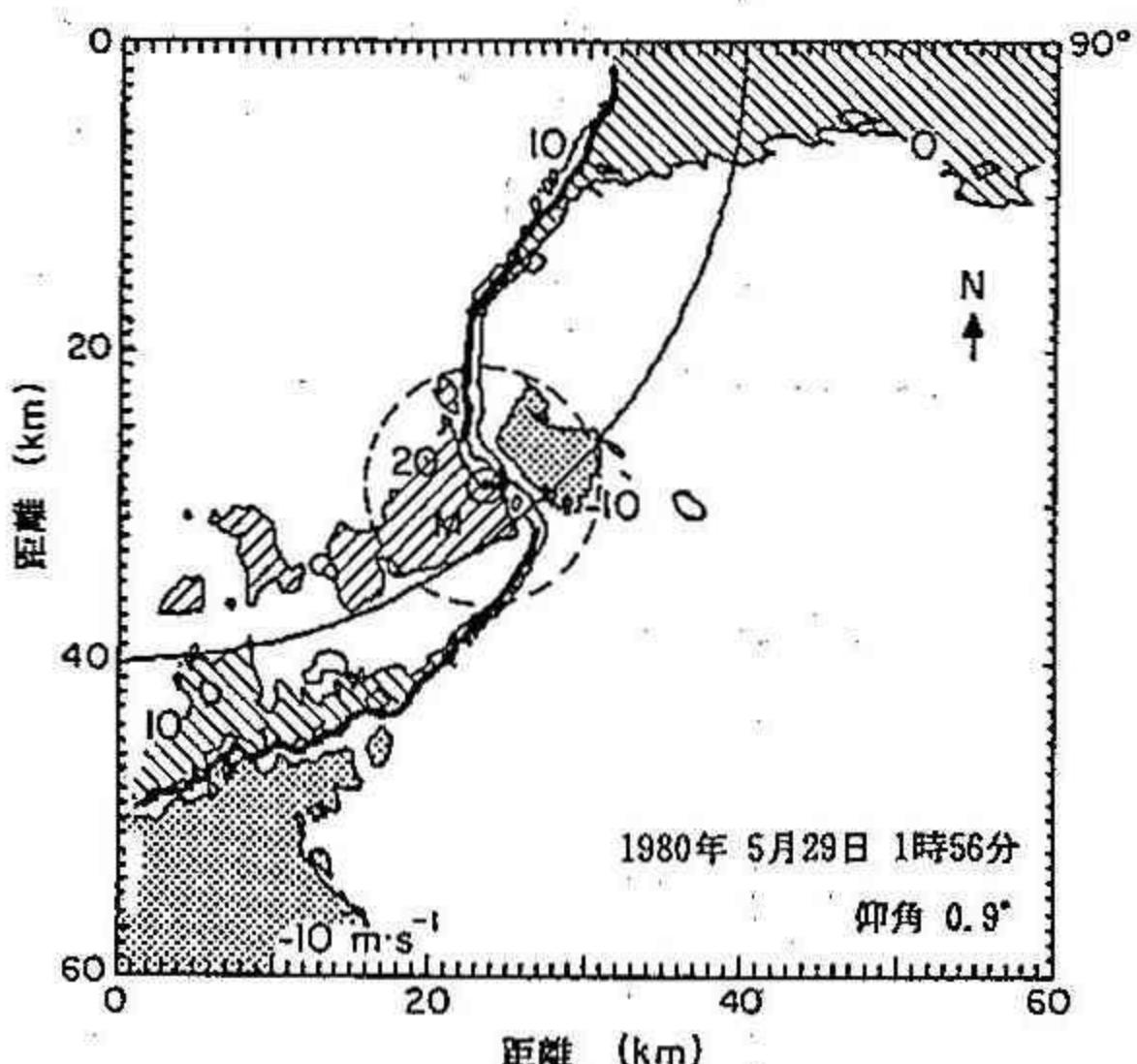


図11 竜巻周辺のレーダーに向かう風の成分。点刻部が竜巻の位置。(Brown et al., 1978)

気図に現われる現象が含まれる。この分類によって、水平スケール 100 m～1,000km、時間スケール 0.2 時間から 200 時間の現象の、時空間的広がりと地上高度 10km までの高さ方向の広がりを立体的に示すと図 13 のようになる。図の右奥の 10km まで達する太い柱として低気圧が表現され、左手前に 100 m までの柱として熱泡や乱流が表わされる。地上高度 100 m、1,000 m、10,000 m 付近には波型で内部重力波が示され

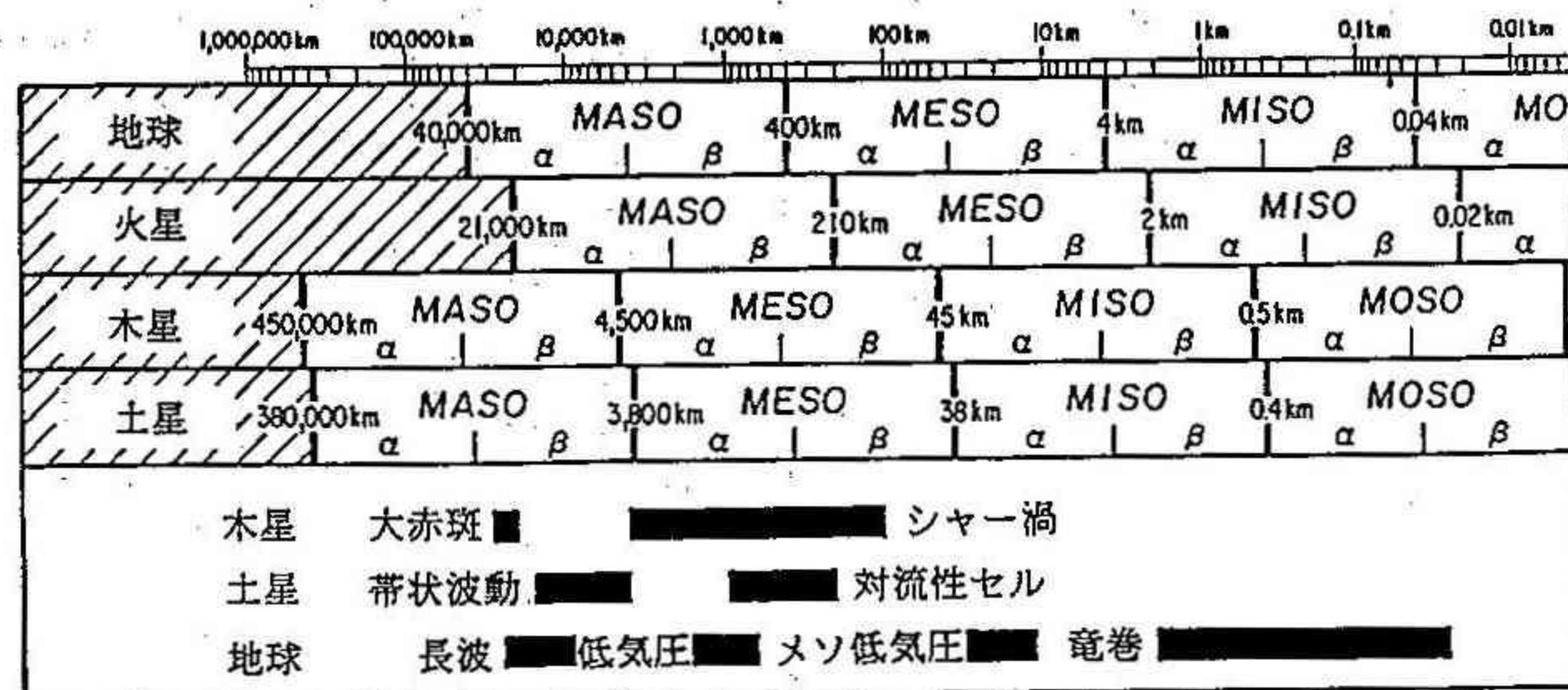


図12 惑星の周囲の長さを基準にした大気のスケール区分。(Fujita, 1982)

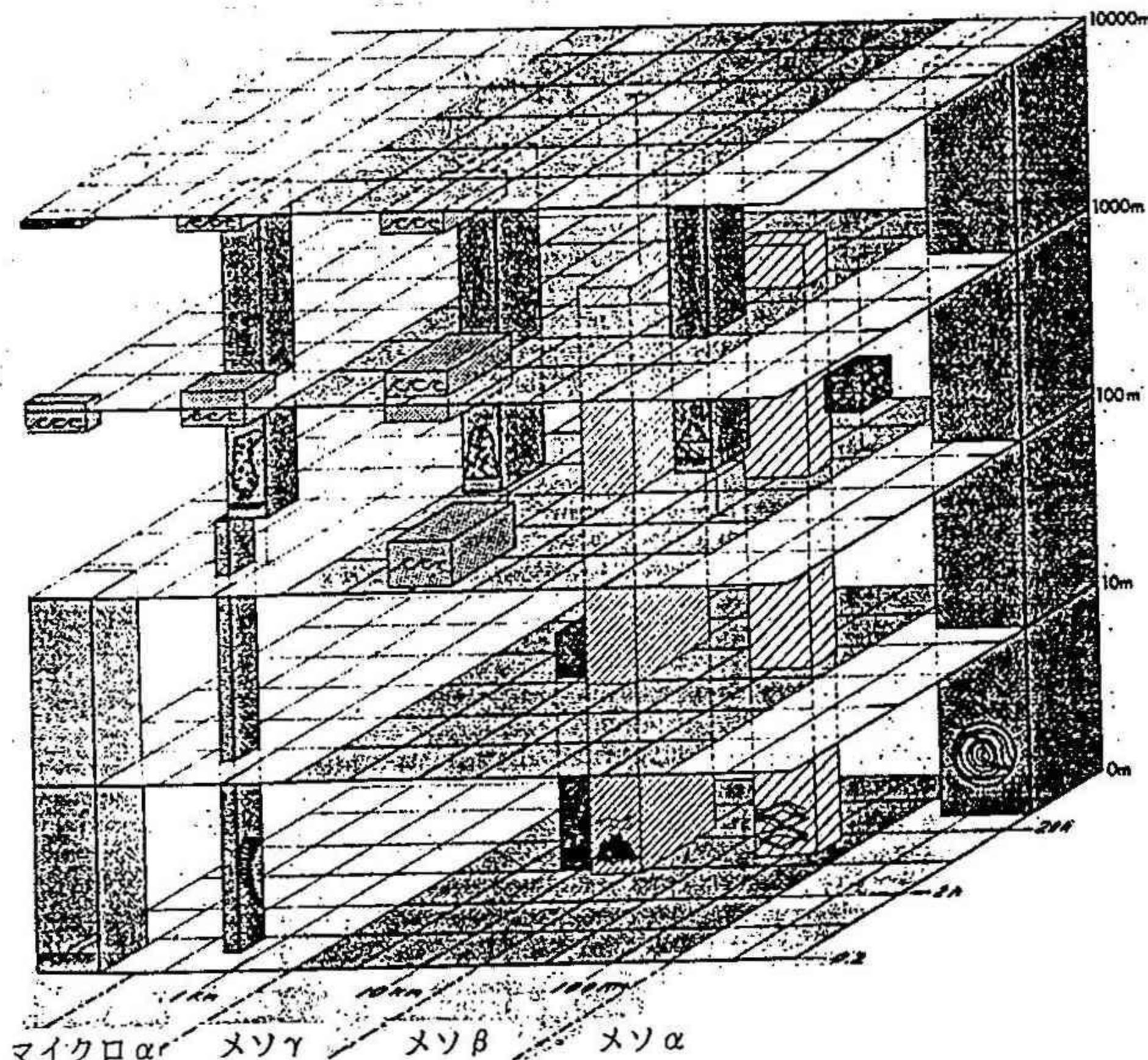


図13 気象現象のスケール区分。(Orlansky, 1975)

ている。メソ α スケールには、継続時間の短い細長い柱として竜巻が示され、その上に積乱雲が示される。大気中の各種の現象が一まとめに示されているが、水平方向には広がっているのに対して、地上高度では10kmにおさえられており、図では気象現象が細長い柱として示されるのが特徴である。

これらの各種の現象の個々の構造とともに、小さなスケールの現象がどのようにまとまってより大きなスケールの現象になって行くのかが気象学の研究課題となっている。特にメソスケールの現象では、個々の積乱雲の構造と、この集合形態が、低気圧や台風とどのようにつながっているのかということが現在盛んに研究されている。これらの研究によって集中豪雨・豪雪の仕組みが解きあかされるものと期待される。

6. おわりに

メソスケールの現象の理解には、積乱雲を作る元になるエネルギーはなにか、また、どのように擾乱が形成されるのかといった力学的问题を扱う必要があるが、それらについては別の機会にゆずることにする。関連する参考図書は、テキストの最後に掲載されているものから選んでいただきたい。

夏季大学に参加された皆さん、テレビや新聞の天気予報を見る場合に、予報にはあまり表わされない、メソスケールの気象現象を考えながら、予報と実際の天気を比べてみると、新たな疑問や気象学的発見ができるのではないかでしょうか。



夏季大学講義内容③

風と太陽

札幌管区気象台 花房龍男

1. はしがき

イソップ物語に〔北風と太陽〕の話がある。旅人のマントをぬがすのに北風と太陽がそれぞれの特質を生かして競争し、最後には太陽が勝つ物語である。この物語では北風が悪者になっているが、気象の世界ではどちらも必要である。それぞれの特質を上手に利用する事が重要な問題である。ここでは風の問題を中心に人間が社会生活を営んでいる境界層のお話をしたいと思う。

2. 風はどうして吹くのかしら？

風を見たひといるかしら

あなたも私もみはしない

けれど木立が揺れるとき

風は通りすぎてゆく

—クリスチーナ

ロセッティー

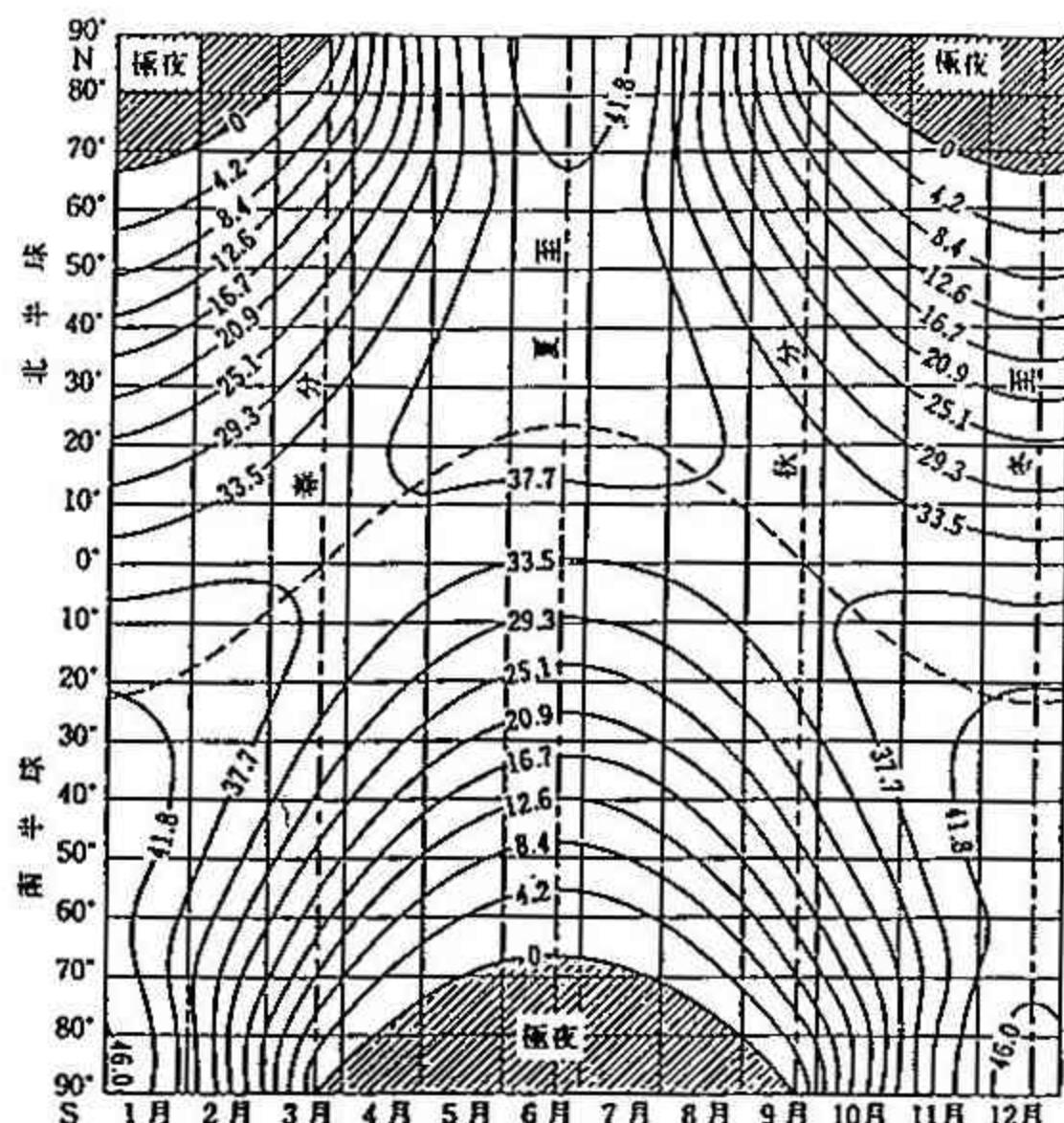
古いイギリスの女流詩人が繊細な感覚で歌った

"Who has seen the wind?" で始まるこの歌は可憐な旋律とともに広く一般の人々に親しまれている。しかし、同じ風でも台風や竜巻等のように人々から恐れられているものもある。ではこのような風はどうして起こるのでしょうか？

地球から約15000万km離れたところにある太陽はまさに地球の環境を支配する王様であると同時に風の原因となっている。太陽は恒星の一つで太陽系の中心であり、半径は 6×10^8 m、質量は 1.99×10^{30} kgで、放射するエネルギーの全量は 3.8×10^{26} J/sで地表に達する量の基準は太陽定数(I_0)は $2.00 \text{ cal} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ とされている。

大気上端の水平面には、ある傾斜角で太陽光線が入ってくるので、 θ を天頂と太陽のなす角度とすると、水平な単位面積に入射する太陽エネルギー(S_0)は次式で示される。

$$S_0 = I_0 \cos \theta \quad (1)$$



第1図 大気が無いとした場合の水平面日射の
1日量の分布図(List, 1966より転載)
等値線の単位は MJ m^{-2}

第1図は大気上端における水平面日射の1日量の分布を示したものである。

地球の半径を a とすれば、太陽からみた地球の投影面積は πa^2 であるので地球に入射する太陽エネルギーは $\pi a^2 I_0$ となり、地表面と雲と大気の全てを含んだ地球全体の反射係数（アルベード）を A とすれば、地球に入射する正味太陽エネルギーは $\pi a^2 (1 - A)$

I_0 となる（第2図）。一方、

地球の平均的な温度を T_e とすれば、地球自身は四方八方へ単位面積当たり σT_e^4 の黒体放射^{*}のエネルギーを放出しているので地球が放出する全エネルギーは $4\pi a^2 \sigma T_e^4$ となる。平均的に平衡状態にあると考えると入射エネルギーと放出エネルギーは等しくなければならないから次式が成立する。

$$\sigma T_e^4 = (1 - A) / 4 \cdot I_0 \quad (2)$$

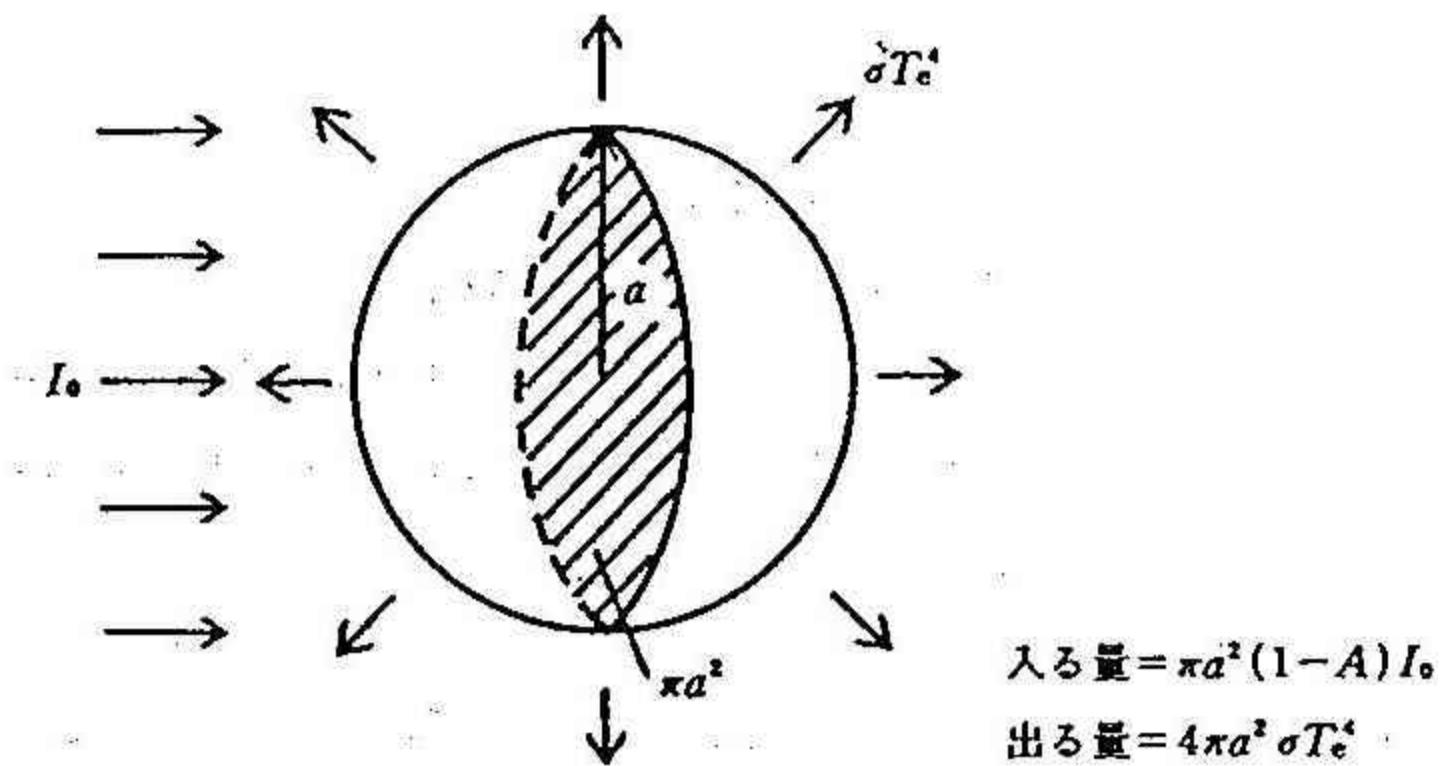
ここで、 σ はステファン・ボルツマン定数で $5.670 \times 10^{-3} \text{ W m}^{-2}$ である。

人工衛星の観測によれば $A = 0.3$ であるので地球の平均的な温度（有効温度）は 254.5 K ($= -18.7^\circ\text{C}$) となる。

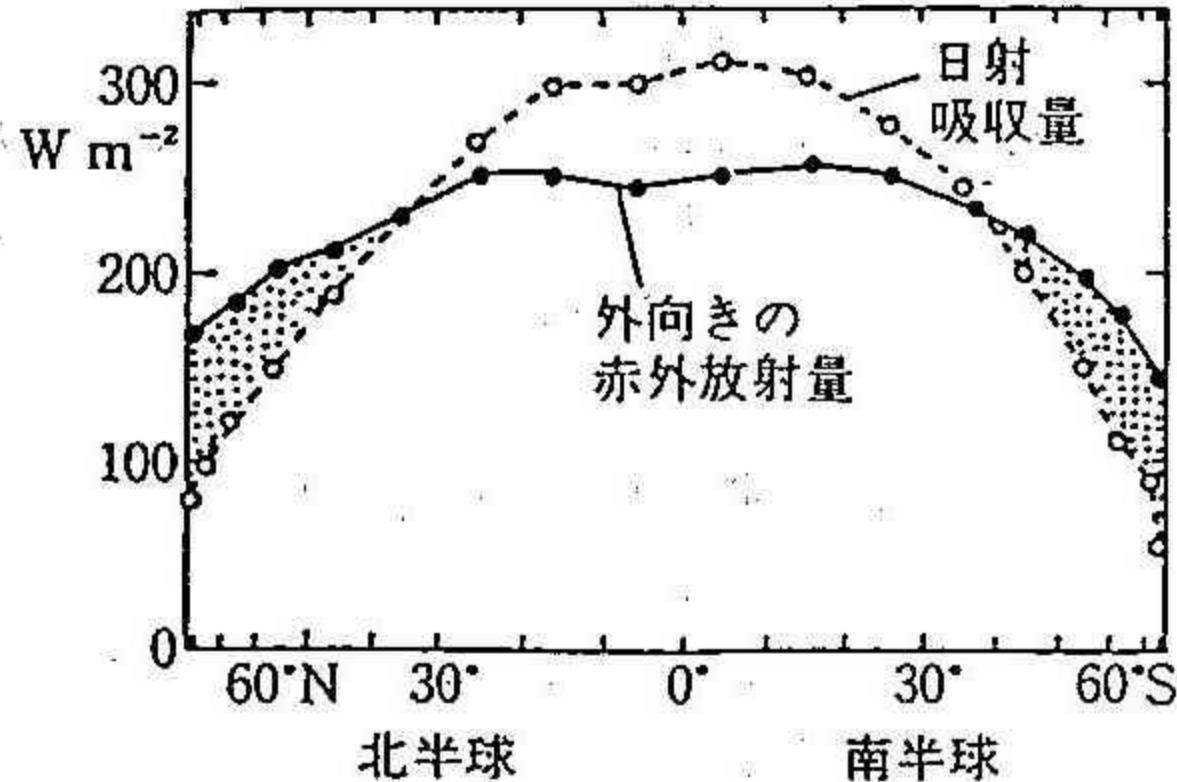
しかし、実際の地表付近の温度は大気中に含まれる微量気体の水蒸気、二酸化炭素、オゾンなどによっておこされる温室効果によってこの温度より高温である。

地表面温度を T_s 、大気温度を T とし、入射エネルギーと放出エネルギーが平衡状態にあるとすると、

大気の熱収支式は



第2図 地球・大気層に入射する太陽エネルギー I_0 と地球・大気層が放出する赤外放射 σT_e^4 のつりあい



第3図 地球大気の上端における放射熱收支の年平均値の緯度分布、破線は吸収する日射量、実線は宇宙空間へ放出する赤外放射量

* 理想的な物体である黒体の出す放射を言う。黒体とは全ての放射を完全に吸収する理想的な物体を指す。

$$2\epsilon\sigma T^4 + (1 - \epsilon)\sigma Ts^4 = \sigma Ts^4 \quad (3)$$

(放出エネルギー) (入射エネルギー)

地表面の熱収支式は

$$(1 - A)/4 \cdot I_0 + \epsilon\sigma T^4 = \sigma Ts^4 \quad (4)$$

(入射エネルギー) (放出エネルギー)

ここで、 ϵ は赤外放射に対する大気の黒体度である。

地球の大気上端に入射する太陽エネルギーと出ていく赤外放射は平均として釣合った状態になっているが、緯度別にみると入ってくる射吸収量は低緯度が高緯度よりはるかに多い。緯度30-40を境にして低緯度ではエネルギーが余り、高緯度では不足している(第3図)。そのような差をなくして平均化させようという自然の動きが風という現象になって現れるわけである。すなわち、気温の差が気圧の差となり、風が吹くことになる。風は暖かい空気と冷たい空気が隣合った時、冷たく重たい空気の方が暖かく軽い空気の下へ潜り込み、暖かい空気は上を流れる。この空気の流れが風である。

4. 地球上の風の分布

地球上では様々なスケールを持った風が重なりあって吹いている。地球規模でめぐる風系のモデルを最初に打ち出したのはハレーすい星の発見で知られるハレーであろう。海面上の風の粗い分布を第4図に示す。スケール毎に分類すると次のような。

(1) 大規模な風系

a. 貿易風：中緯度高圧帯から赤道低圧帯に吹き込

む東よりの風

b. 偏西風：亜熱帯高気圧の北側の北緯30-60度で

卓越する西よりの風で、特に上層において著しい。日本付近で天気が西から東に移って行くのはこの偏西風の影響による。

c. ジェット気流：偏西風中にある、幅数百km、厚さ数百mの特に風速の強い部分、日本付近では冬季に百数十m/secを越す場合も少なくない。

d. 極東風：北緯60度以北の極地方に吹く東よりの風。高さが数km以下であるため、対流圈の中層以下では現れることは少ない。

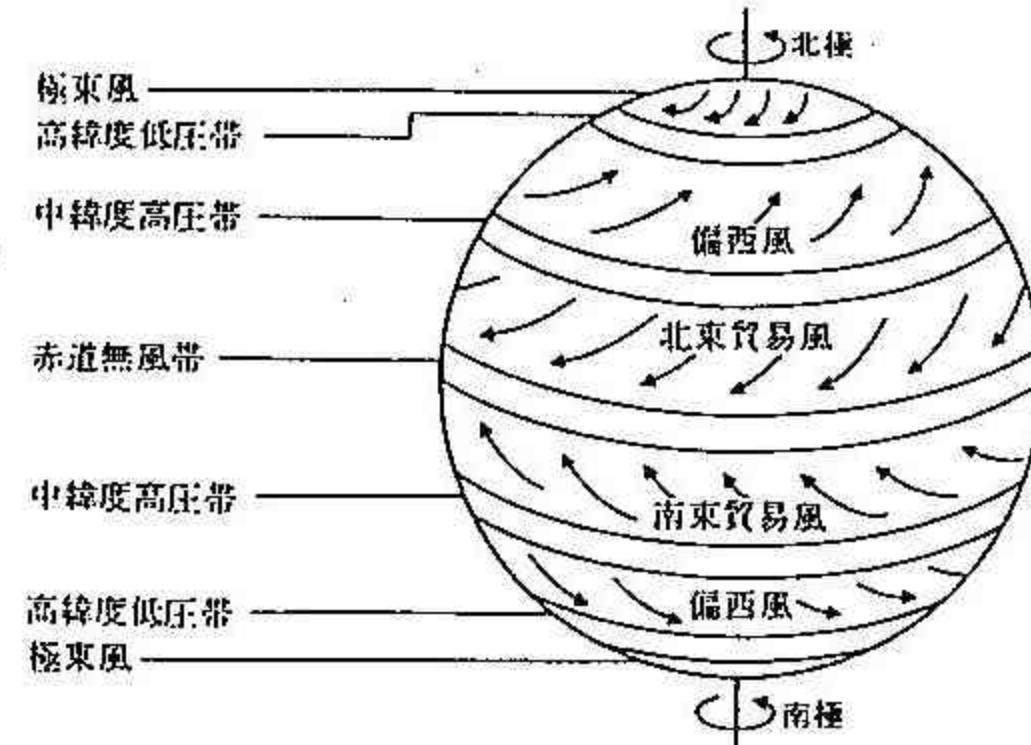
(2) 中規模な風系

a. 季節風：夏、冬の季節を吹き分けてくる風。極東アジアにおいて最も卓越する。

b. 高気圧、低気圧、台風など：日々の天気図において親しまれている気圧系に伴われた風系である。

(3) 小規模な風系(第5、6図)

a. 海陸風：海陸の気温差によって、日中は海洋から内陸に向かって吹く風が海風、夜間に内陸から

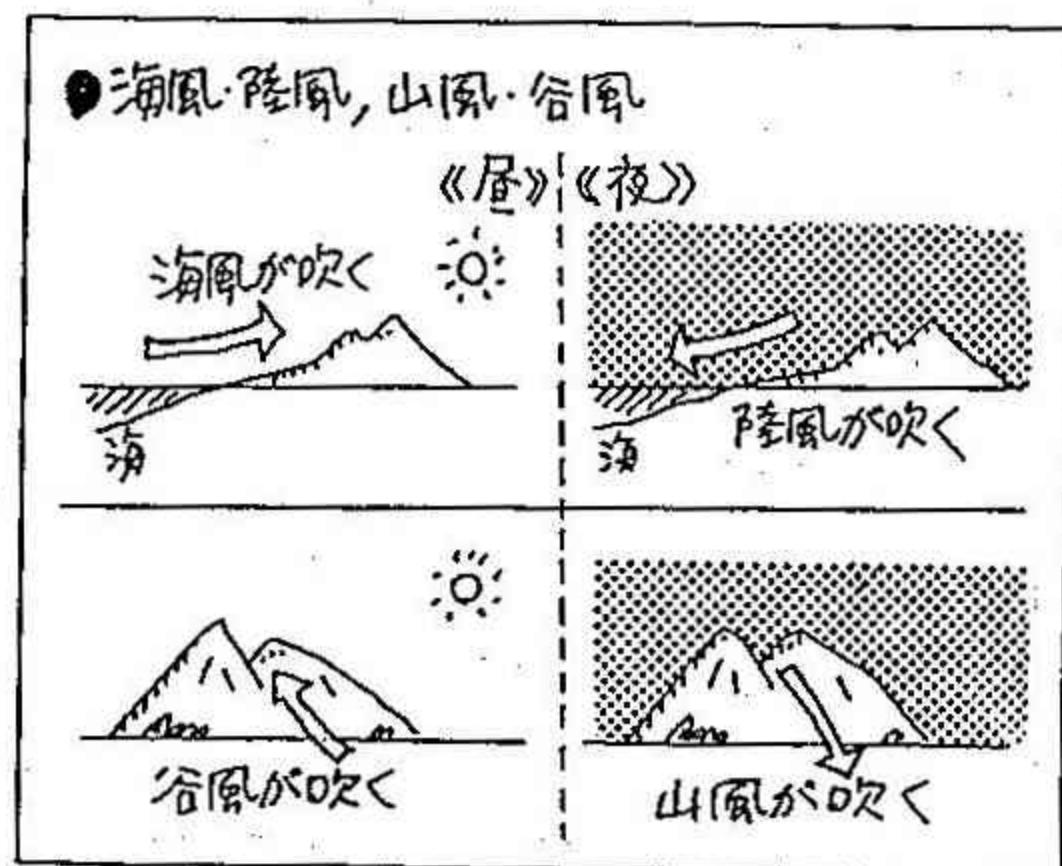


第4図 海面上の風の粗い分布

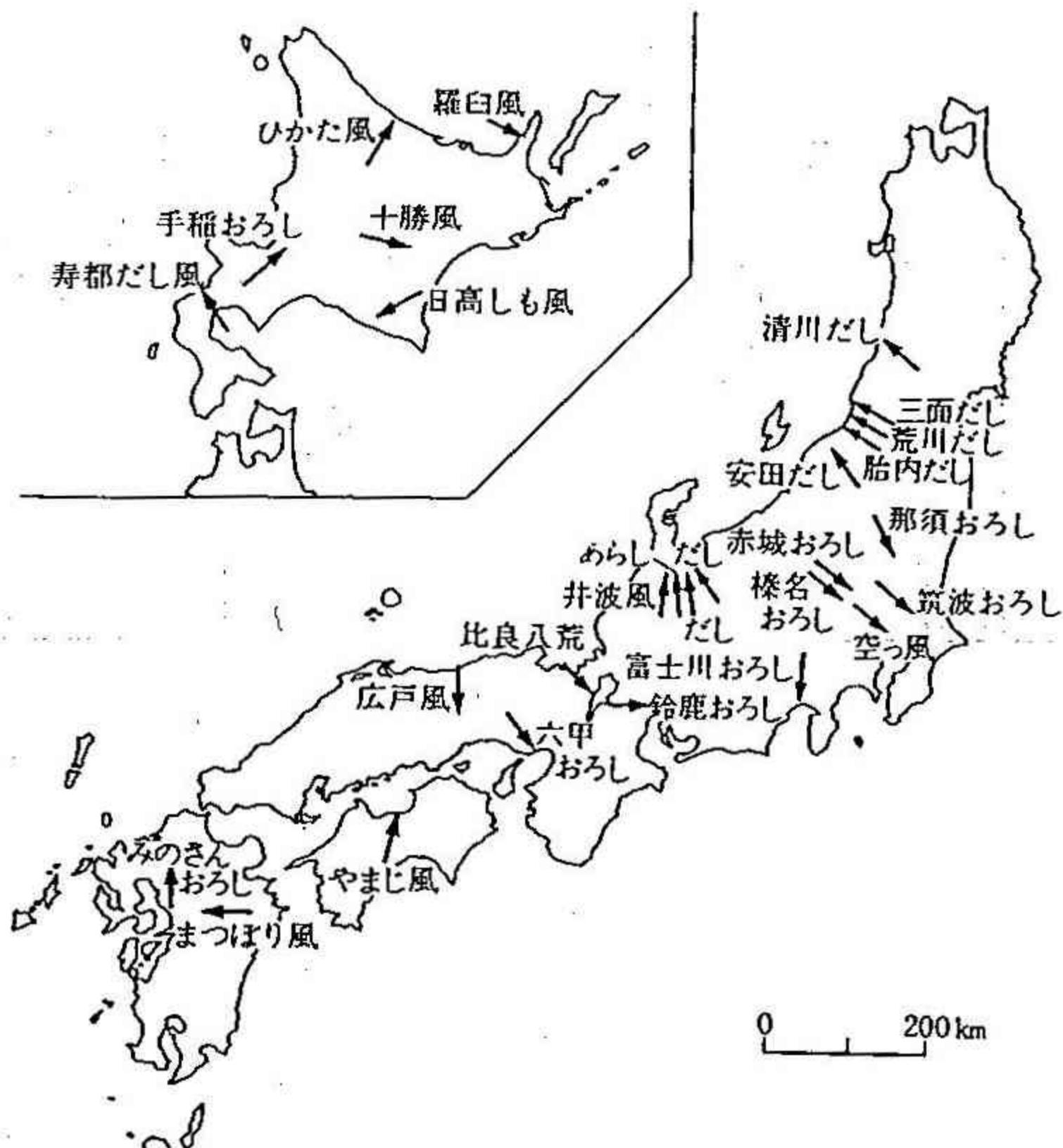
海洋へ吹き出していく風が陸風である。

- b. 山谷風：日中平野部から谷間に吹き込んで行くのが谷風、また、夜間に谷間から平野部に吹き出してくれるのが山風である。
- c. 局地風：〔おろし〕〔フェーン〕〔だし〕などの名で呼ばれるその土地固有の風で、気圧配置と局地的な地形や熱的要因と関連している。
- d. 竜巻：雷雲や前線の影響で、小規模ではあるが強く渦巻く風である。

世界の主な局地風を第1表に示す。



第5図 海陸風と山谷風



第1表 世界の主な局地風

局地風名	風の性質	局地風名	風の性質
アウスツル アプロホロス イムバット ウィスパー ウィリーウィリ ウィリワウ エチアン エレファンタ カウス	ドナウ川の下流を吹く乾燥した西風 ブラジル南東海岸を吹くスコール性の風 北アフリカ沿岸の巻きを和らげる海風 ラインの峡谷でせばめられ強まる風 モール島やオーストラリア西部で吹く強風 アリューシャン列島から突然吹きおりる強風 エーゲ海で夏の午後に吹く北よりの涼風 インドのマラベール海岸の南または南東の強風 ペルシア湾に冬に吹く南東風で暑天・温暖な天候をもたらす	バギオ バスター パパガヨ ハブーブ バムベロ バヤモ バラット バリ バリン バルダック バルチ ハルマッタン ビウガ ビズ ビラソン ビント・グニール フェーン ブフト ブラン ブリザード ブリック・フィルダー ¹ ブルガ ヘルム ブレバ ベロット	フィリピンの熱帯低気圧による暴風 ニュージーランド・オーストラリアの南の強風 コスタリカ北西岸のパパガヨ湾に吹きこむ北よりの強風 ナイル川上流の砂あらし アルゼンチン・ウルグアイでの西または南西の寒風 キューバ南部の雷に伴われた強風 セレベス島北東岸で吹く北西の強風 ジャワ海東の強風 ベネズエラ東部の西よりの風 エーゲ海北部でのユゴスラビアのバルダ川を吹きおりてくる寒風 トリ沿岸の陸風。この反対の海風はビラソン アフリカ大陸の貿易風で風壓を伴う シベリア南部の北東暴風 南フランスとスイスに吹く北または北東の乾燥した強風 チリ太平洋岸での西よりの海風 アイスランドで吹きおろす寒風 アルプスの谷を吹きぬけていく南よりの温暖な下降風 ブhoot Buran Blizzard Brick-Filder. Purga Helm Breva Belot
カラブラン ガレコ ガレナ ギブリ	アビダス周辺の砂塵を伴う東よりの風 スペインの北よりの寒風 ビスケー湾に吹きおろす風 トリポリ(リビア)で吹く北アフリカの砂漠からの乾燥した熱風	ピラソン ビント・グニール フェーン ブフト ブラン ブリザード ブリック・フィルダー ¹ ブルガ ヘルム ブレバ ベロット	Virazon Wind-Gnyr Foehn Bhoot Buran Blizzard Brick-Filder. Purga Helm Breva Belot
クリアドル クリベツ クワムシン ゲンディング コラ コラダ サンタ・アナ シースク シャルキ ジョーク ジョン シロッコ	スペイン北部の西よりの強風 ドナウ川下流域から吹く北東の暴風雲 エジプトの膨大な砂を運ぶ砂漠の風 ジャワの乾燥風 フィリピンの強風 カリフィルニア湾に吹く北よりの強風 南カリフィルニア沿岸のフェーン型の乾熱風 アメリカ、ロッキー山脈の東側に吹くフェーン ベルシア湾の南東風 アルプス南部を吹く北よりの乾燥した暖風 南フランスのジラ山脈を吹く山風 地中海を吹きわたる南よりの風。はじめからいてはいるが地中海を通る間に湿润となる	ピラソン ビント・グニール フェーン ブフト ブラン ブリザード ブリック・フィルダー ¹ ブルガ ヘルム ブレバ ベロット	Virazon Wind-Gnyr Foehn Bhoot Buran Blizzard Brick-Filder. Purga Helm Breva Belot
シンムーン ススクホウエジ スノ	地中海の中部または南部のシロッコ型の乾熱風 トルコ人はサミエルという ヨーロッパ・ソビエトの大平原の乾燥風 スカンジナビアの谷を吹きおりてくる強風でフジヨルドではとくに強くなる	ブフト ブラン ブリザード ブリック・フィルダー ¹ ブルガ ヘルム ブレバ ベロット	Bhoot Buran Blizzard Brick-Filder. Purga Helm Breva Belot
スハイリ スホベイ スマトラ	ペルシア湾の南東強風で暑天・雨天をもたらす 中央アジアの東または南東の乾燥した熱風 マラカ海峡を越えて南西方向から進んでくる 暴雨を作った強いスコール	ボホロック ボラ ボラク ボラスコ ボルナン マエストロ マラン ミストラル モンタグネル リベキオ レステ レバンテ レベシエ レボリ	Bohorok Bora Polake Borasco Borunian Maestro Marin Mistral Montagnere Libeccio Leste Levanter Leveche Reffoli Lombardo
セジュアン ゼフィル ソラノ ゾンダ タケ チャリホ チャムシン チュラダ チリ テワンテベサー	南フランスで日中に吹く西の微風 地中海の西よりの微風 スペイン南部のほこりっぽい東風 アルゼンチン西部の強い西風で、春に多く乾燥したほこりっぽい熱風 アラスカのジュノー付近での東または北東の強風 インドで春に南西モンスーンに先がけて吹く南の強風 アデン湾北の乾燥した熱風 マライ方面のはげしい雨を伴う強風 地中海中部・南部での北アフリカおよびアラビア砂漠からの熱風 メキシコ南岸で中央高原からテワンテベク湾に吹きおりてくる寒冷な強風	ボホロック ボラ ボラク ボラスコ ボルナン マエストロ マラン ミストラル モンタグネル リベキオ レステ レバンテ レベシエ レボリ	Bohorok Bora Polake Borasco Borunian Maestro Marin Mistral Montagnere Libeccio Leste Levanter Leveche Reffoli Lombardo
ドクター トロモントナ	熱帶地方で吹く冷たい海風 冬の地中海を吹く北もしくは北東の寒風	ロンバルト	アドリア海のボラに伴われた寒風 アルプスのイタリア側の斜面を吹きのぼった風がフランス側に吹きおりてくる一種のフェーン

(大百科事典)
小学館

5. 風船爆弾

中緯度では高緯度側が低温、低緯度側が高温で南北の温度差が大きい。このため中緯度の冬の対流圏では偏西風は高さとともに強くなり、ジェットストリームという強風帯が現れる。このような流れの存在は日本の館野高層気象台で戦前に発見されていた模様であるが、実際の発見は次のように記されている。

太平洋戦争が終わりに近づいた頃、アメリカ空軍の戦略爆撃機B29は、南方の基地を発進して日本本土の爆撃を繰り返していた。B29は、日本の零戦もなかなか到達できない高度10kmを飛行する。その最高速度は時速570km(160 m s^{-1})にも達するものであるが、そのパイロット達は、東方海上から日本上空に差しかかると、しばしば非常に強い西風に遭遇して飛行の妨げられるのを経験した。そのため以後は逆にそ

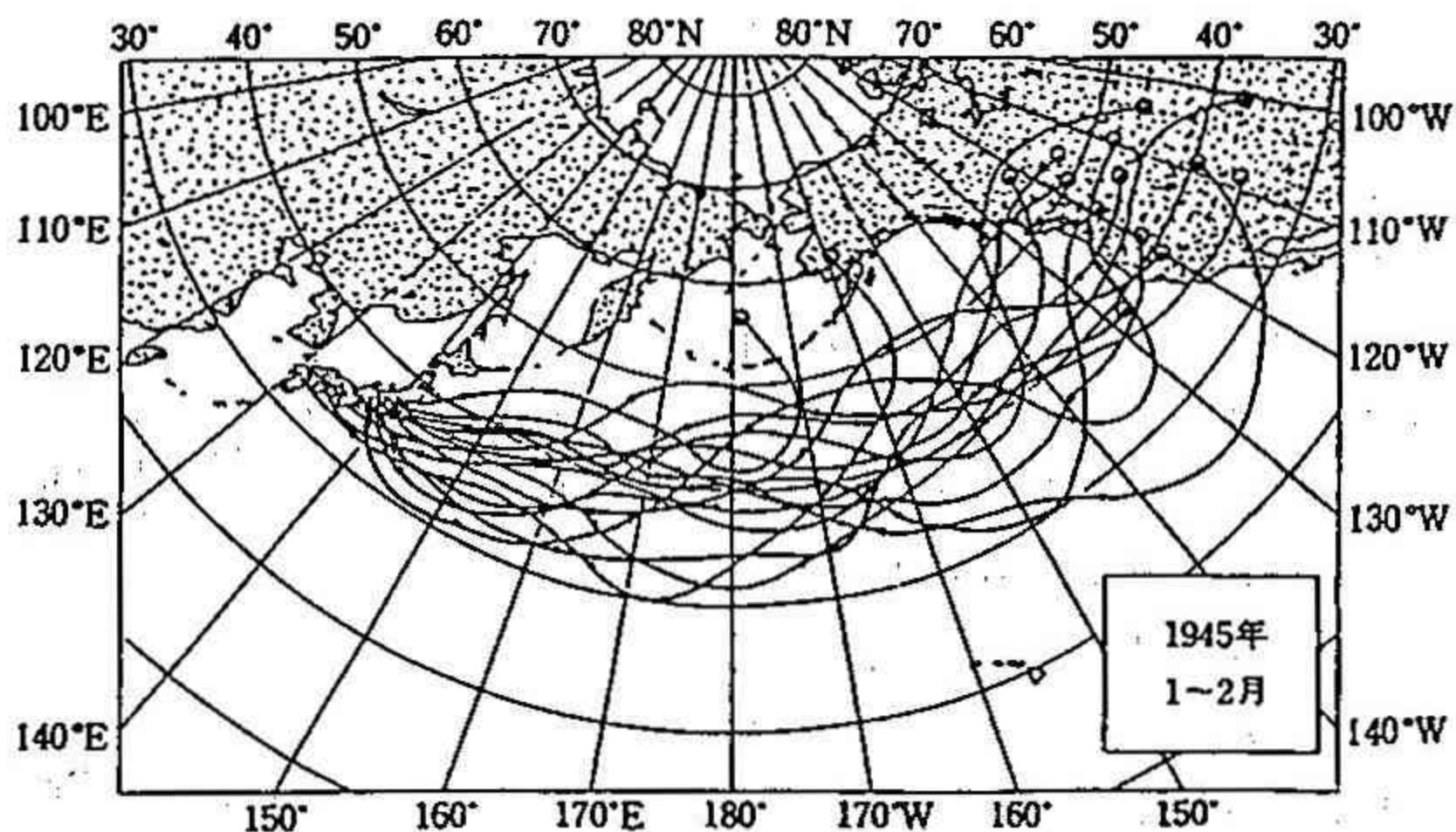
の風を利用すべく、富士山を目標にいったん西側から日本上空に入り、風を利用して東京を目指した。一方、日本軍は、気球に爆弾をつけて飛ばし、太平洋を越えてアメリカ本土を攻撃するプランをたて、実際にそれを試みている。9000個のうち、10—15%がアメリカに到達したといわれているが、実効はあまりなかった模様である。(第7図)

平和な現代では航空機の東京—福岡の時刻表にジェット気流の存在が認められる。

東京 10:00 → 福岡 11:45

東京 11:00 ← 福岡 10:00

東行きの方が20分も速いことがわかる。



第7図 風船爆弾の推定航跡 (W. C. Jacobs , 1947より転載)

6. 大気境界層における風の性質

地球上の表面は、海、山、川、森、林や建物等が不均一に分布しているため、空気が地表面に沿って流れる場合、このような凸凹によって乱され、いわゆる乱流が発生する。このようにして発生する亂れを機械的な乱れ (Mechanical turbulence) と言う。

また地表面は日射によって加熱されたり、放射冷却によって冷やされたりする。従って、地表面に接している空気は暖められて上昇したり、冷やされて下降したりするために乱れが発生する。このような乱れを熱的乱流 (Thermal turbulence) と言う。このような風と温度の変動を測定した例を第8図に示す。温度変動と風の鉛直成分の変動の間に正の相関がみられ、また水平成分に比較して鉛直成分の変動は短周期である。

大気境界層中における風速の高度分布は近似的に〔対数分布〕か〔べき法則〕で表わされると言われている。一般的な形は次式で示される。

$$U = u_* / k \cdot \log(z / z_0) \quad (5)$$

(対数分布)

$$U = U_{10} (z / 10)^p = U_{10} (z / 10)^{1/n} \quad (6)$$

(べき法則)

u^* : 摩擦速度、 k : カルマン定数、
 z_0 : 粗度定数

風速分布は地表面の粗さ (z_0) と大気の安定度によって変化する。地表面が粗くなるほど、また大気の安定度が不安定になるほど風速分布は立っていく。さらに、べき指数 p の値は粗度が大きくなるほど小さくなり、大気が不安定になるとまた小さくなる。(第9図) 大気の状態が中立の場合の p の値と z_0 の値を第2表および第3表に示す。

次節で述べる超音波風速計で測定された渦の形を第10図に示す。大気が不安定の場合には渦が縦長に、安定になると平坦になっていることが分かる。

7. 風を測る

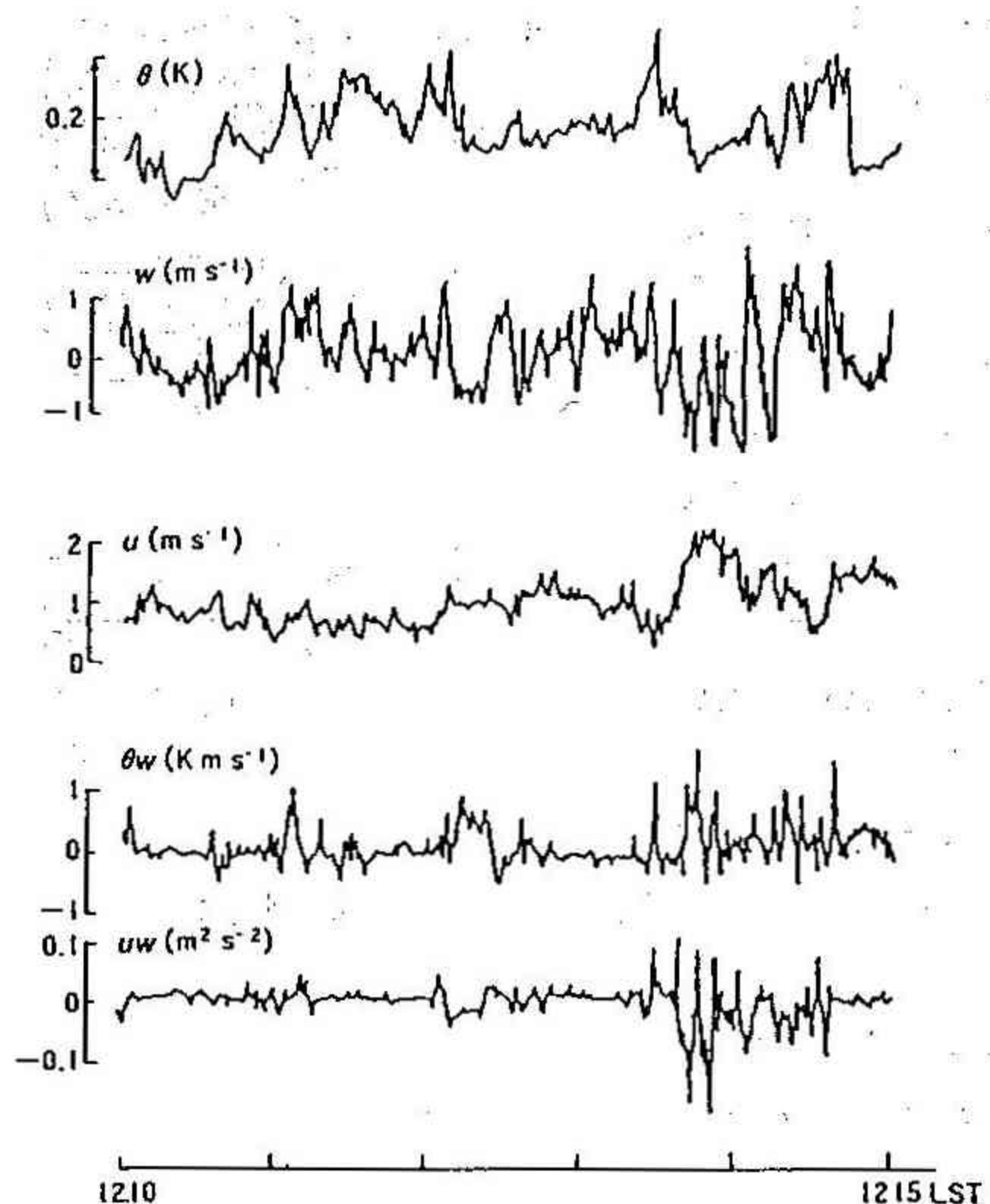
複雑な動きをする風を正確に測定することは簡単なようで難しい問題である。原因は風が時間的にも空間的にも大きく変化するので測定した値の代表性が問題となり、測定する測器の応答性、観測時間、データの平均化時間によって値が大きく変化する可能性があるからである。そこで、気象庁では次のようにして風の資料の均一化を行っている。

[平均風向風速は一定時間内の風向風速で、地上気象観測においては観測時前10分間の平均値をその時刻の値とする。風向は真北を基準に全周を時計回りに16または36に分割し16方位又は36方位で表す。風速が 0.2 m/sec 以下の場合を静穏(calm)といい、風向は(00)とする。]

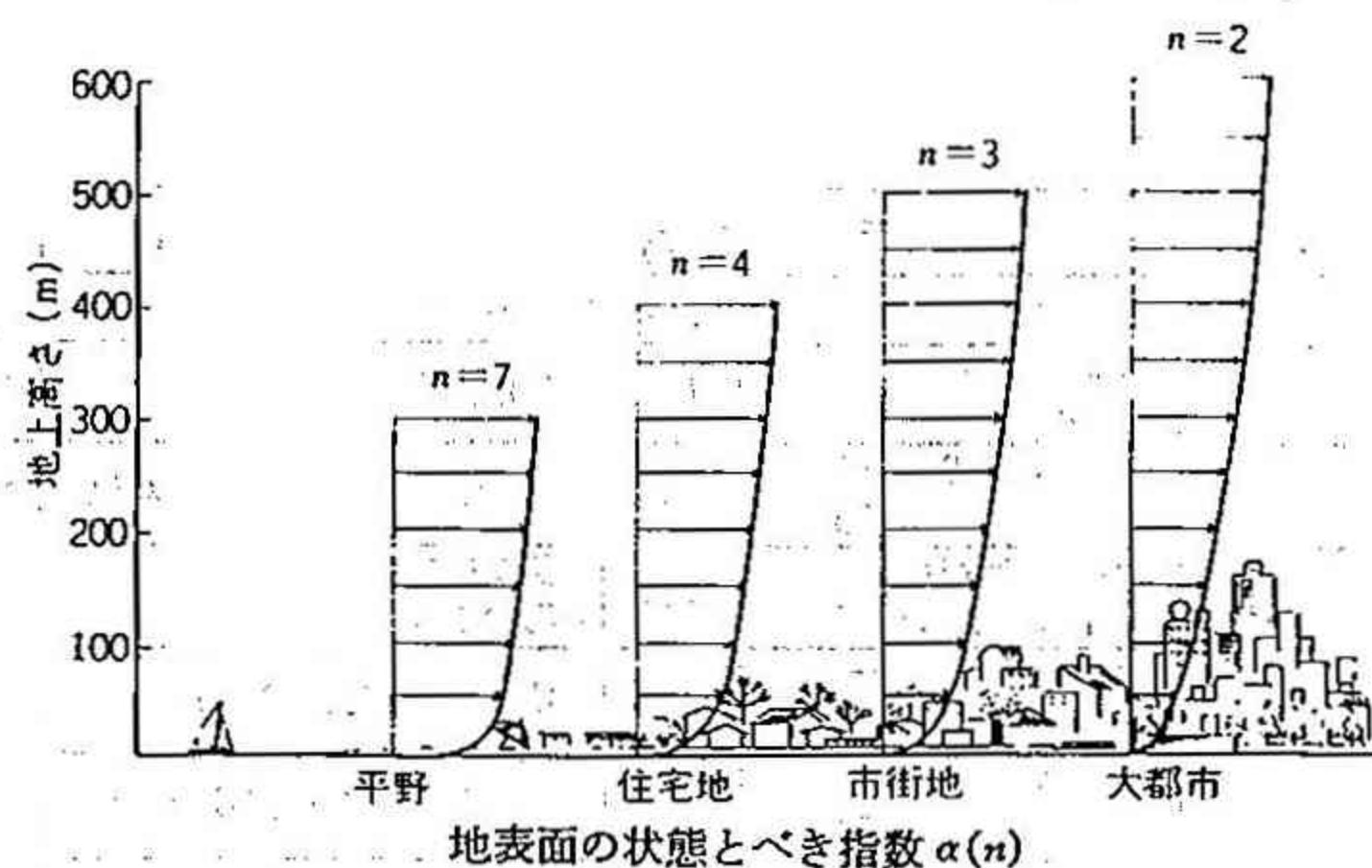
風の測器は、平らな開けた場所を選んで、独立した塔または支柱を建て、地上 10 m の高さに設置することを標準とする。開けた場所とは、風の測器と障害物との距離が、障害物の高さの少なくとも10倍はあるところ、理想的には20倍以上をいう。]しかし、現実には測器の設置高度についてみても、上記の条件を必ずしも満足していない場合がかなり存在している(第11図)。

風速計については、古くは小さなカップが4個ついたロビンソン型風速計が使用されていたが、3杯になり、現在では同時に風向も測定可能なプロペラ型風向風速計がよく利用されている(第12図)。

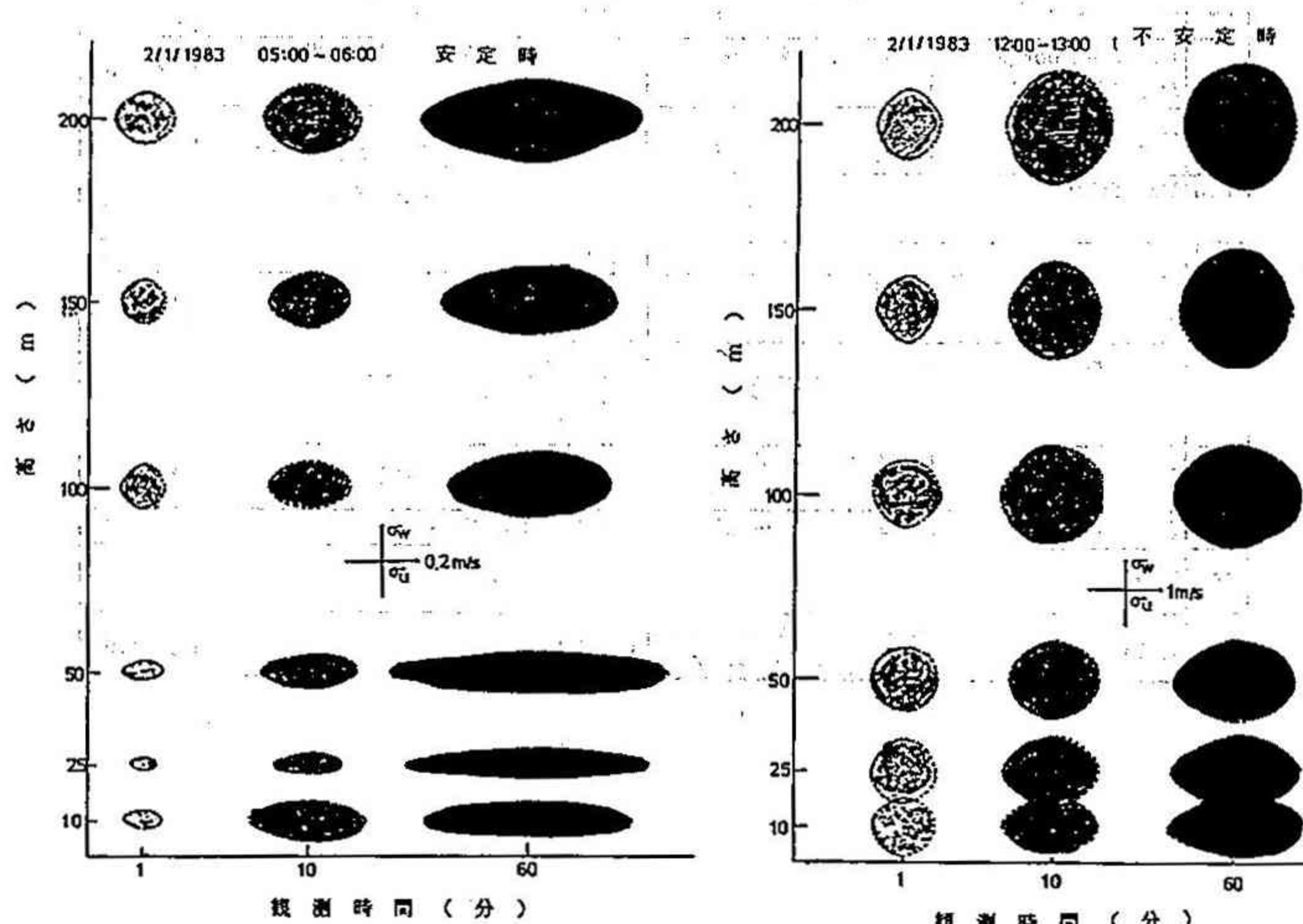
又、風の微細構造を知るために音波を使用した超音波風向風速計が使用されているが、原理は音のドップラー効果を利用したものである。



第8図 水平および鉛直方向の風速変動と気温変動の記録



第9図 風速の高度分布と地上の様子

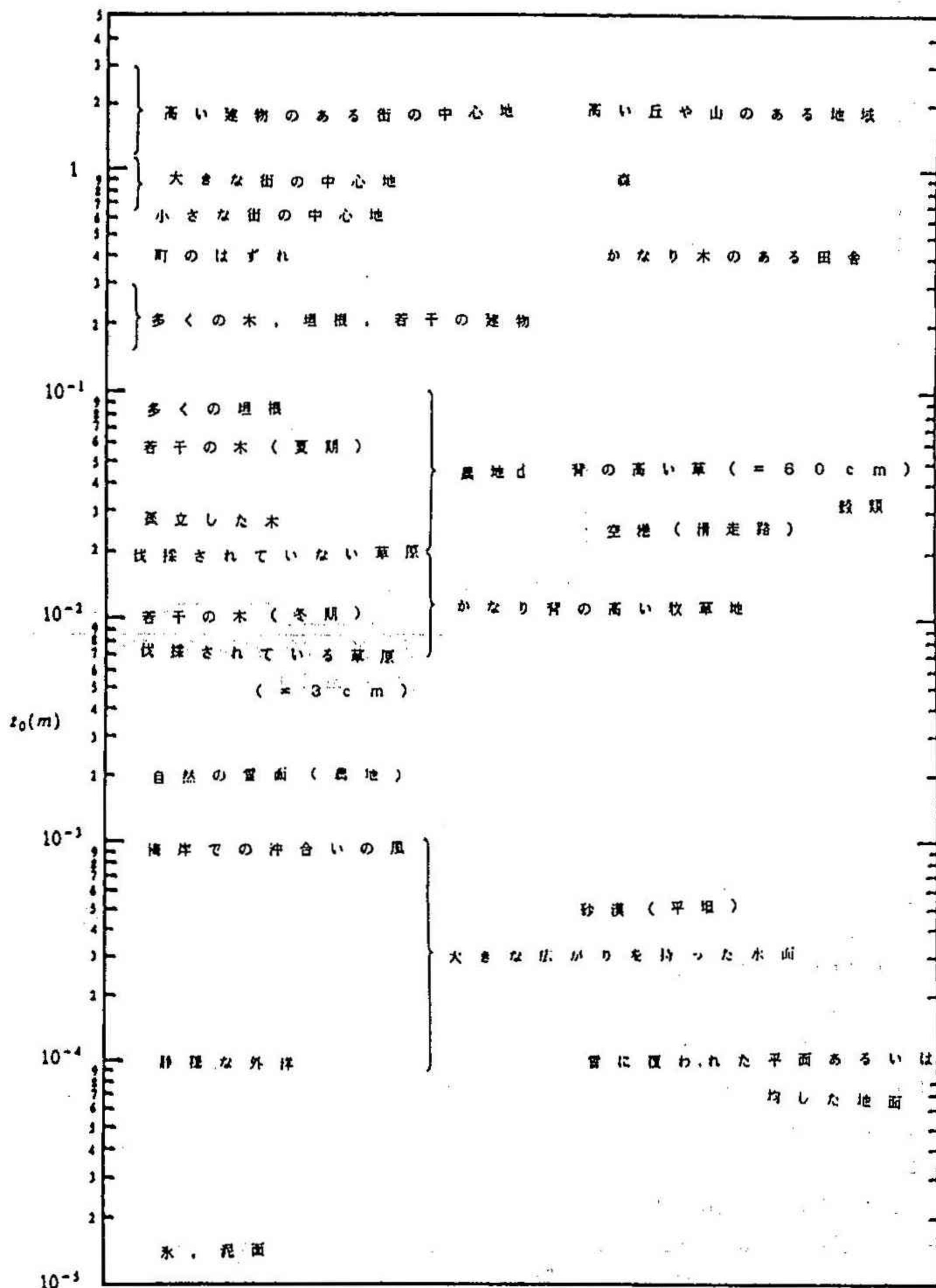


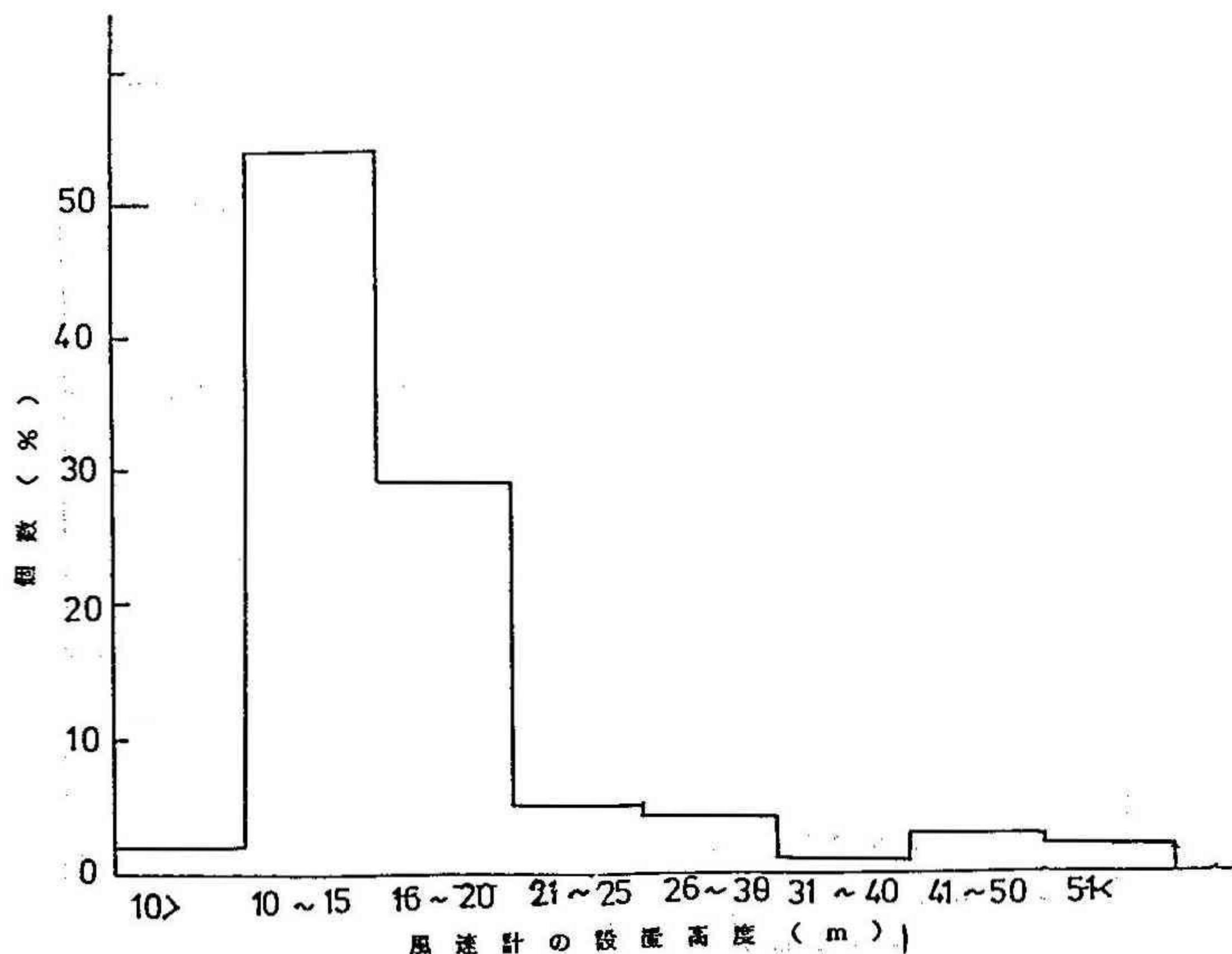
第10図 超音波風速計で測定された渦の形

第2表 風速鉛直分布を $U = U_{10} (z/10)^P$ で表した場合のべき指数 P の値と地表状態

	研究者	場 所	測定高 (ft)	地 表 条 件	P
1	Goptrey	カスビ海	166	内海の岸辺近く	1/10.5
2	Juul	Masned sund デンマーク	182	平らな海岸	1/ 8.3
3	Screase	サリスベリー平原 英 国	43	垣根や樹木のない開けた草原	1/ 7.7
4	Wing	Ballybunion アイルランド	492	平坦な樹木のない草原 (海岸より 1/2 哩)	1/ 7.4
5	Sherlock	アンアーバー 米 国	250	開けたやや起伏のある農地	1/ 7
6	Taylor	サリスベリー平原 英 国	—	垣根や樹木のない開けた草原	1/ 7
7a	Ciblett	カーティントン 英 国	150	孤立樹のある平らな農地	1/ 7.8
7b	Frost	カーティントン 英 国	350	"	1/ 5.9
7c	Frost	カーティントン 英 国	1000	"	1/ 6.7
8	Deacon	セイブル オーストラリア	503	いくらか樹木のあるやや起伏のある放牧地	1/ 6.25
9	Heywood	リーフィールド 英 国	313	低い石壁と垣根で分割された平地	1/ 5.9
10	龟井	日本	—	凸凹のある海岸	1/ 5
11	Wax	Orkney島	118	海に臨む港から 1/3 哩離れた草のある丘	1/ 4.6
12	Huss および Portman	Akron 米 国	352	多くの灌木や小さい灌木のあるゆるい起伏の田園	1/ 4.55
13	Franckenborgh および Rudloff	クライツボルン ドイツ	230	開けた多くの樹や垣根のある牧場	1/ 4.35
14a	Smith	アーバートン 米 国	410	一様な生育不良な高さの 30 m の「かし」や「まつ」の平地	1/ 4
14b	Panofsky	"	410		1/ 3.3
14c	米国気象局	"	410		1/ 2.9
15	塙谷	国分寺 東京	145	林や畑のある住宅地	1/ 4.0
16	龟井	日本	—	3つの日本の町	1/ 3
17	東京官区気象台	東京タワー 東京	659	市街地	1/ 4.0
18	Dines	ファンボロー 英 国	1,650	森林のある農場	1/ 2.8
19	Jensen	コペンハーゲン	242	大都市中心	1/ 2.3
20	Taylor	エッフェル塔 パリ	900	"	1/ 2
21	Rathbun	エンパイヤーステートビル ニューヨーク	1,263	"	1/ 1.6

第3表 粗 度 の 値





第11図 気象官署の風向風速計の設置高度分布

送受波器を一定の間隔(L)を置いて設置し、その方向成分の風速を U とする。風向と順方向の場合の音の到達時間を t_1 とし、逆の場合を t_2 とすると、

$$t_1 = L / (C + U), \quad t_2 = L / (C - U) \quad (7)$$

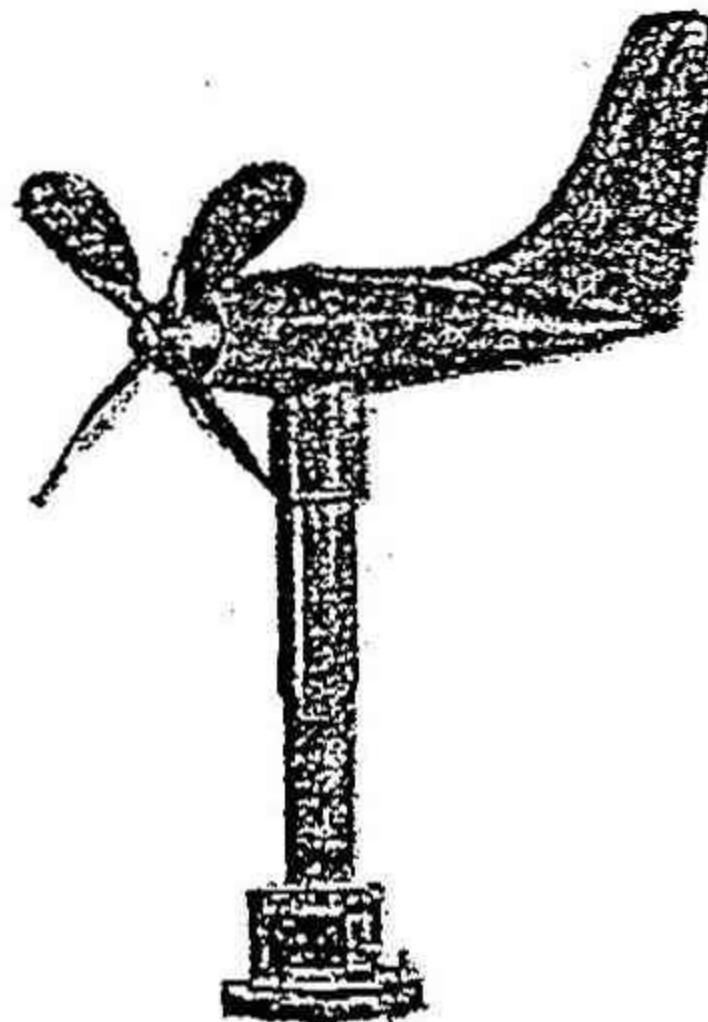
従って、風速 U は次式で求められる。

$$U = 1 / 2L \{ (t_2 - t_1) / t_1 t_2 \} \quad (8)$$

第13図に超音波風速計の感部を示す。

また同じ感部で温度の変動も測定が出来るので、超音波風速温度計(Sonic Anemometer Thermometer = SAT)と言われている。

風速計がない時に風速の大体の目安をたてるためにビューフォート風力階級表がある(第4表)。さらに煙の拡散状態から大気の安定度を知ることもできる(第14図)。



第12図 プロペラ型風向風速計の感部

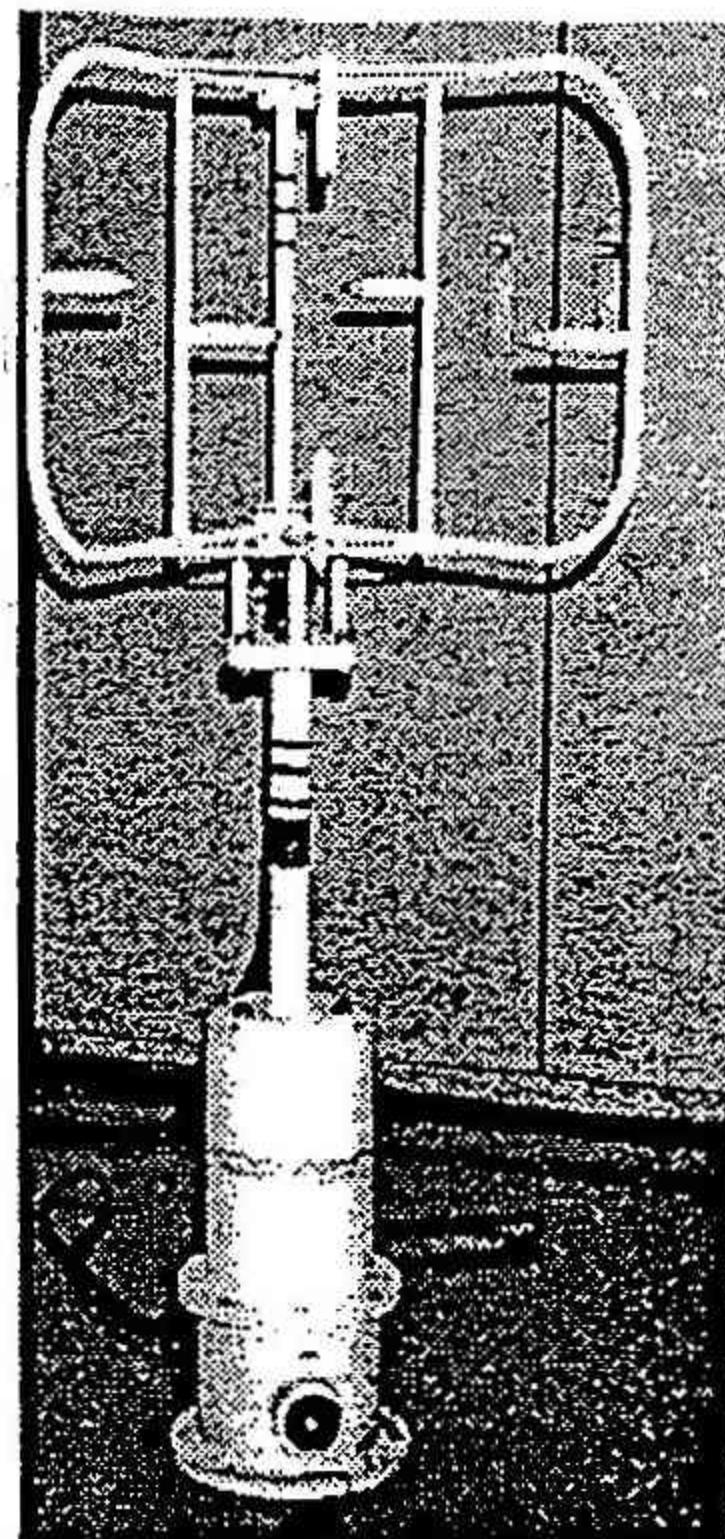
8. 風を作る

風は局所的に大きく変化するので、高層ビルや吊り橋等を建設する場合に、設計段階から風の影響を充分に考慮する必要がある。実物が無い場合に決定する必要があるのでしばしば風洞実験が利用されている。風洞は人工的に風を発生させ、測定部に建物や地形の模型を設置して、煙や熱線風速計などを利用して風の性質を調べるものである。エッフェル塔を設計したエッフェルが考案したものはエッフェル型風洞と呼ばれて、現在でもその改良型が広く使用されている。古くは風洞は風のみであったので気象学的にはあまり活用されなかつたが、現在では温度や湿度も変化できる境界層風洞もでき気象学の分野でもよく利用されるようになってきた。第15図に気象研究所の大型気象風洞装置の外観を示し、第5表にその仕様をまとめてある。

風洞実験の利点は次のようなものがあげられる。

- (1) 野外で取り扱いにくい現象が取り扱い易くなる。
- (2) 現象に関するパラメーターを適宜変えて、多くの実験が簡単にできる。
- (3) 現象の物理的理理解が促進される。

しかし、実際の風の性質が完全に風洞気流中に再現される



第15図 超音波風速計の感部

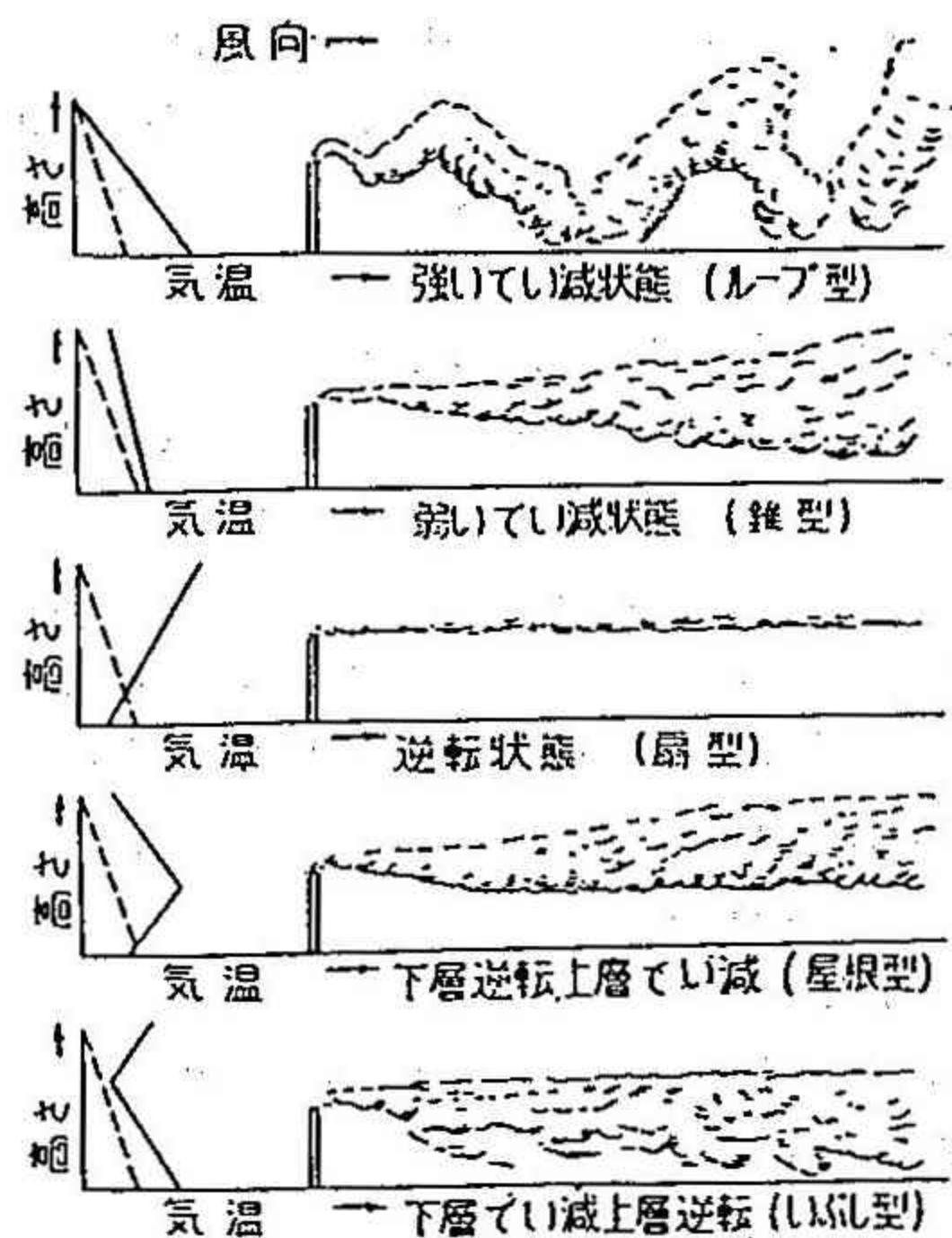
第4表 ピューフォート風力階級表

番号	名 称	地上10mの風速		陸上状況	海上状況	ラジオによる海上予報用語	波の高さ(m)	
		ノット/時	メートル/秒				平均	最大
0	平 晴	< 1	0.0~0.2	静穏。煙がまっすぐ上昇	鏡のようになめらか			
1	至軽風	1~3	0.3~1.5	煙がなびく	うろこのようなさざなみができる。泡はない	海上はまだやかです	0.1	0.1
2	軽 風	4~6	1.6~3.3	顔に風を感じる。木の葉がゆれる	一面にさざなみがあらわれる。波頭はまだ碎けず		0.2	0.3
3	微 風	7~10	3.4~5.4	木の葉や細い枝がたえず動く。旗がはためく	波頭がさけはじめる。ガラスだまのような泡ができる。白波がみえはじめる	海上はまだおだやかなほうです	0.6	1.0
4	和 風	11~16	5.5~7.9	砂ほこりがたち、紙片が舞う。小枝が動く	波頭が現れ、波の幅が長くなり、海面のなかば以上に白波があふれる	海上は多少波があります	1.0	1.5
5	疾 風	17~21	8.0~10.7	葉の茂った樹木がゆれ泡	波頭がつらなりはっきりしたうねりをつくり、海面全体に白波があふれる。しぶきもできはじめる	海上は風波があります。小型の漁船は注意を要します	2.0	2.5
6	強 風	22~27	10.8~13.8	大枝が動く。電線が鳴りかさの使用困難となる	やや大きな波の山があらわれはじめる。碎けて白く泡だった波頭ができ、しぶきがとぶ	海上は風波がやや高く(雨の場合=しげもようです)注意を要します	3.0	4.0
7	暴 風	28~33	13.9~17.1	樹木全体がゆれる。風に向かうと歩きにくい	海が荒れだす。大波がたち波頭は碎けて白い泡が海面をおおい、風の方向に長く流れる	海上は風波が高くなります(雨の場合=しげます)	4.0	5.5
8	疾強風	34~40	17.2~20.7	小枝が折れ、風に向かうと歩けない	波頭がそびえたら、うねりものびてくる。碎けた白い泡は細いしまをつくって風下に尾を引き、しぶきは渦巻となって波頭から分離する	海上は風波がひじょうに高くなります(雨の場合=ひじょうにしげます)警戒を要します	5.5	7.5
9	大 住 風	41~47	20.8~24.4	煙突が倒れ、瓦が落ちらる	波頭がさかまきはじめ、海面は泡のしまにおねむれる。海がうなり水けむりがたちはじめる		7.0	10.0
10	全住風	48~55	24.5~28.4	樹木が根こそぎになる。人家に大損害者が起こる	波頭がさかまき、大きな泡が白いこいしまをつくる。海面はまくらになり、水けむりで視程が悪い。うなりは強くなり、にぶい打撃音が聞こえる	海上は暴風雨で大しげとなります十分な警戒を要します	9.0	12.5
11	暴 風	56~63	28.5~32.6	めったに起こらないような広い範囲の大損害者が起こる	見上げるような大波となり、海面は風の方向に長くのびた白泡の群れにわおわれる。波頭はしぶきとなって吹きとばされ水けむりにみたされる		11.5	16.0
12		64~71	32.7~36.7			海上は猛烈な暴風雨で大しげとなります		
13		72~80	36.8~41.4					
14		81~89	41.5~46.0					
15		90~99	46.1~51.1					
16		100~108	51.2~55.8					
17		109~118	55.9~60.9					

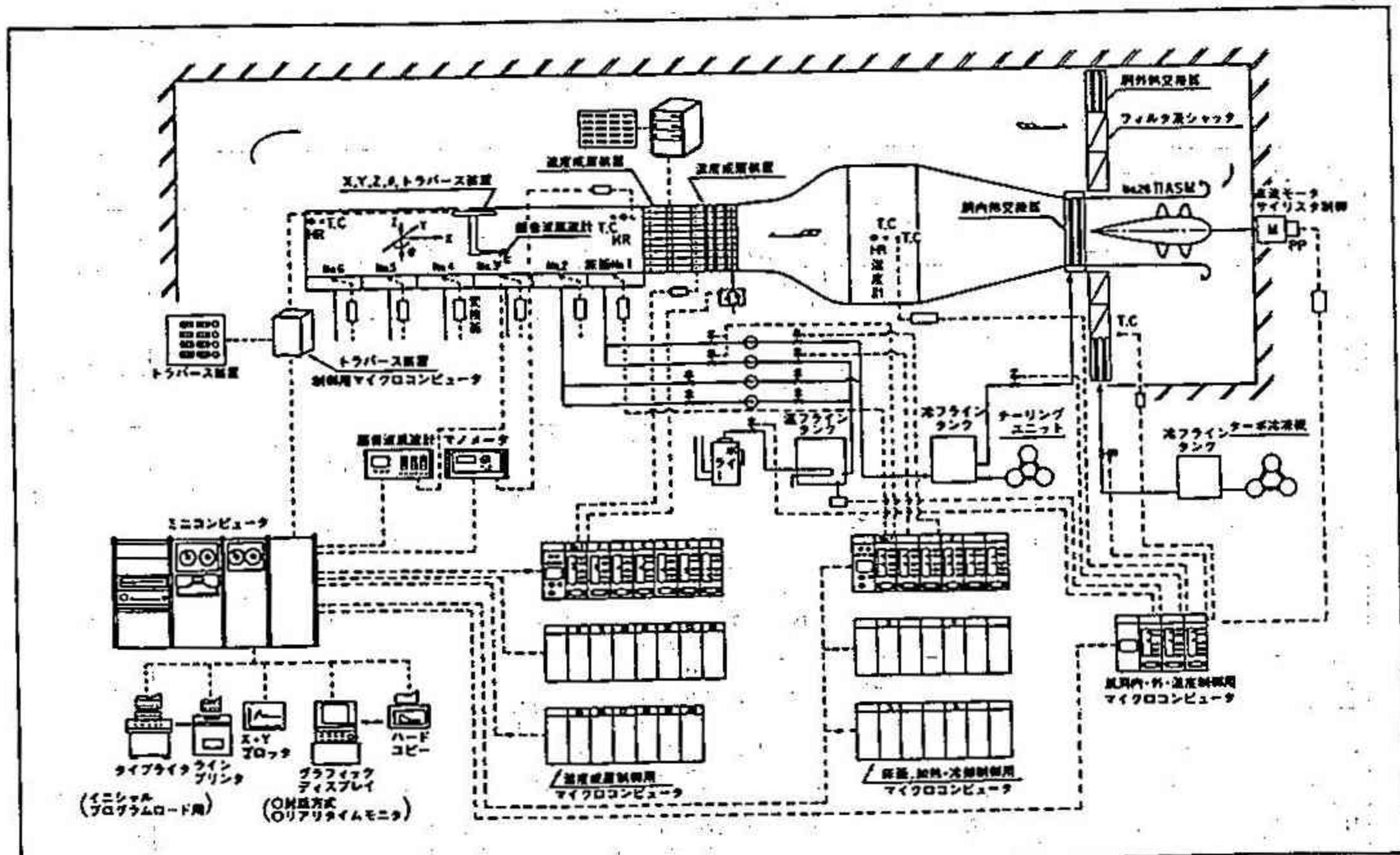
わけではないので、いわゆる〔相似則〕が問題として残る。

9. あとがき

私達の住む日本はそれぞれ特徴のある四季があるだけに、接する風の様相も変化に富んでおり、私達の暮らしは風と切っても切れない関係にある。また、その暮らしへの影響のしかたは文明が進み、生活様式が変わるにつれて変化していかなければならぬ。風の特徴を充分に理解してより良い生活をしたいものだ。



第14図 煙の拡散



第15図 大型気象風洞装置の概要

第5表 大型気象風洞装置の仕様

風洞形式	水平単回路の室内回流式
測定洞寸法	W:3m×H:2m×L:18m
風速測定範囲	0.3~20m/s, (1~40m/s:ノズル交換) ±1%以内
平均風速分布	測定部前縁から2mにおいて断面中央部81% (10m 72%) (15m 64%)
乱れの強度	0.5%以下 (上に同じ)
(温度成層装置)	測定部風速が5m/s以下のとき全断面で室温+15°Cとし、温度勾配については上限30°C、下限0°Cの直線分布が可能
温度可変範囲	20段
床面温度可変範囲	室温が5°C~25°Cの時、室温+25°C、室温-5°Cが可能
(速度成層装置)	
風速可変範囲	0.5~10m/s
風速成層段数	20段
風速成層比	4以下
(駆動電動機)	
形 式	保護・他力通風形安定巻線付他動直流電動機
出 力	300kW
回 転 数	580 rpm
御 御 方 式	サイリスタレオナード方式
(送風機)	
形 式	No.28II ASM型後置静翼型2段軸流送風機
最 大 風 量	120m³/s
回 転 数	8.7~580r.p.m
口 径	2,800mm

参考書

- 齐藤 錬一 1974 : 気象の教室、東京堂出版、1,300円
 塩谷 正雄 1979 : 強風の性質、開発社、2,500円
 高橋浩一郎 1979 : 新お天気百話、朝日新聞社、1,300円
 広田 勇 1983 : 地球をめぐる風、中公新書687、440円
 関口 武 1985 : 風の事典、原書房、12,000円
 日本気象学会 1985 : 気象学における流体力学、第152号、21,000円
 ライアル ワトソン 1985 : 風の博物誌、河出書房新社、3,200円
 伊藤 学 1986 : 風のはなしI・II、技報堂出版、各1,300円
 饒村 曜 1986 : 台風物語、日本気象協会、1,500円
 近藤 純正 1987 : 身近な気象の科学、東京大学出版会、2,200円
 光田 寧 1988 : 気象のはなしI・II、技報堂出版、各1,400円