

気象学「普及講座」の発足にあたって

かねてから、「天気と楽みに読める解説を」という会員からの強い要望があった。また、「会員層を広げるためにやさしい講座を設けて欲しい」という希望もあった。今回、日本気象学会の中に“教育と普及委員会”が設置されたので、委員会の仕事の一つとして、これに応じて「普及講座」を連載することにした。

内容は、諸分野の新しい知見や基礎になる考え方、気象業務や技術の現場や学校教育に直接役立つ知識など、パラエティに富んだ講座を企画している。また、来年度からの夏季大学講座のテキストの一部としても使いたいという欲張った期待もある。

表現はやさしく、内容は高度に、読みやすく面白い講座を、というむつかしい注文であるが、会員のご協力でぜひ実現したい。多分に試行錯誤的な面もあるので、この講座についてのご意見・ご感想・ご注文などを、下記宛に気軽にお寄せいただければ幸いです。

記

郵便番号100 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内日本気象学会 教育と普及委員会

(担当理事 河村 武)

普及講座

551.510.522

大気境界層の気象*

島 貫 陸**

1. はじめに

我々が生活している地面の近くの気温は、天気の良い日には、昼間に高く夜間に低く、1日周期ではほぼ規則的に変化している。しかし、数千mの上空では、1日周期の気温変化は見られない。気温の1日周期の変化すなわち日変化は、地面が昼間日射を受けて加熱されることによって起こるので、日変化の見られる高さの範囲は、地面の影響の大きな大気の層であると言える。

また、地表面の近くでは、そこにあるいろいろな物体のために空気の運動は抵抗を受け、風は上空よりも弱くなる傾向がある。上空では、風速は気圧傾度(2本の等圧線の気圧差をその距離で割った量)に比例し密度に反比例する。地表面近くでは地面の抵抗のためにその関係は成り立たない。そのような高さの範囲は、やはり地表

面の影響の大きな大気の層であると言える。

温度や風速が地表面の影響を顕著に受ける大気の層を大気境界層と呼ぶ。陸上では、大気境界層は、日中数百mに達し、夜間はその5分の1か10分の1にまで薄くなる。海上では、海水の温度の日変化が小さいため、風速についてのみ大気境界層の性質が現われるが、陸上のように厚くはならず昼と夜の違いもほとんどない。このように、陸上と海上では、大気境界層の性質はかなり違う。地球の表面の70%が海であるので海上の大気は重要であるが、大気境界層の性質は陸上において特に顕著であり親しみも深いので、陸上の大気境界層に重点を置いて見て行くことにする。以下の説明で、地面という言葉は陸地面を指し、地表面という言葉は陸および海を合わせた地球表面を指すことにする。

大気境界層では、(1)我々が生活し、(2)気温は日変化を示し、(3)空気の運動に対して地面の抵抗が働き、(4)窒素、酸素および稀ガス(ヘリウム、ネオン、アルゴンな

* Physics of the planetary boundary layer.

** A. Shimanuki, 東京学芸大学地学教室

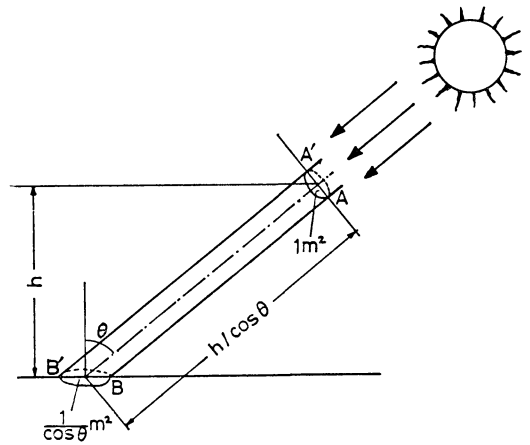
ど) 以外の大気中のほとんどの物質が地表面との間でやりとりされ、(5) 気象観測の大部分がこの層内で行なわれている。

(1) は、大気境界層の科学が環境科学の中で重要な位置を占めることを示している。身近な対象であることから、小学校理科の気象教材の大部分は大気境界層の現象である。(2) は、地面が大気のエネルギーの供給源であることを示している。海面から大気に供給される水蒸気も大気的重要なエネルギー源であることはあとで説明しよう。このように、地表面は大気のエネルギーの供給源として重要であり、大気境界層の性質は大気へのエネルギーの供給のしくみを解明する上でも重要である。(3) は、大気の運動エネルギーが大気境界層内で失われる(摩擦によって熱に変わる)ことを示している。大気の運動エネルギーは、大気境界層内で供給された熱エネルギーが変化したものであり、それは再びこの層内で熱にもどる。大気の動きの大まかなようすをとらえるには、大気全層の中心位置である高さ 5 km の所(気圧が地上の半分の 500 mb になる高さ、すなわち、それよりも上にある空気の質量と下にある空気の質量が等しい高さ)に注目すると平均的な動きを見ることができてよいが、大気の運動を支配するものを求めるには、運動エネルギーのゆりかごであり墓場である大気境界層に注目しなければならない。(4) は、大気汚染が大気境界層で最も起こりやすいことを示している。二酸化炭素が、大気と海水、生物、地物との間で絶えずやりとりされ、その量が調節されていることは、人間活動と大気全体との関係を考える上で極めて重要である。(5) は、大気境界層内で得た知識から大気全体を推察することがしばしば行なわれていることを示している。その推察を少しでも正しいものにするためには、大気境界層の性質をよく理解することが必要である。

2. 大気のエネルギー供給源としての地表

2-1. 日射

大気のエネルギー源はもちろん太陽にある。しかし、空気の温度の上昇は大気中に入って来る太陽エネルギー(日射)を直接吸収して起こるのではない。日射の大部分は一度地面や海水に吸収され、熱せられた地表面から大気に熱の形でエネルギーが手渡される。大気が得た熱の一部は、その後運動エネルギーに形を変えるが、いずれは赤外放射のエネルギーとして地球の外に出て行く。このようなエネルギーの経路が示すように、大気がエネルギーをもらうのは、大部分は地表面からであり、太陽



第1図 地表面が受ける日射

からじかにではない。太陽は大気のエネルギーの根源すなわち 1 次的エネルギー源であるが、それに対して地表面は大気の 2 次的エネルギー源であると言える。

まず、地表面が太陽から受け取るエネルギーの量について考えよう。日射すなわち太陽からの放射が地表面の熱になるまでの過程を 3 つの段階に分けて考えよう。

(1) 大気の上端に入射する日射量は、入射光に直角な単位面積の平面に入射する熱量で表わすと $2.0 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ である。これは太陽定数と呼ばれ、毎分カロリーの代わりにワットを用いると 1.4 kW/m^2 となる。 1 m^2 の範囲に入射する日射のエネルギーが 1.4 kW であるということで、太陽エネルギーを完全に電力として利用できれば、 1 m^2 に入射する日射のエネルギーによってテレビを 10 台くらいつけることができる。しかし、太陽定数は入射光に直角な平面(第1図 A-A' 面)についての量であり、光が斜めに差し込む場合は、第1図の B-B' の面積は A-A' の面積よりも大きいので、地表面の単位面積についてのエネルギーは太陽の高度が低くなるほど少なくなる(太陽の天頂角を θ とすると、 $1.4 \cos \theta \text{ kW/m}^2$)。

(2) 日射が地表面に到達するのを妨げる最大の要因は雲である。雲がある時に地表面に到達するエネルギーは雲量と雲の厚さによって大きく変化する。日射が地表面に達するまでには、このほかに大気の構成物質(窒素・酸素などの気体分子や水滴・塵埃など)による吸収や散乱を受ける。雲が無い時、大気による日射の吸収・散乱は、通過空気量(第1図で、大気の厚さが h ならば AB の長さで、太陽の高度が低いほど大)によるので、吸収

第1表 日射の反射率

平坦な草地	0.2~0.4
岩	0.1
乾いた砂地	0.2
乾いた黒土	0.1
雪	0.4~0.8
水面 (太陽の天頂角 60°)	0.1
〃 (〃 90°)	1.0

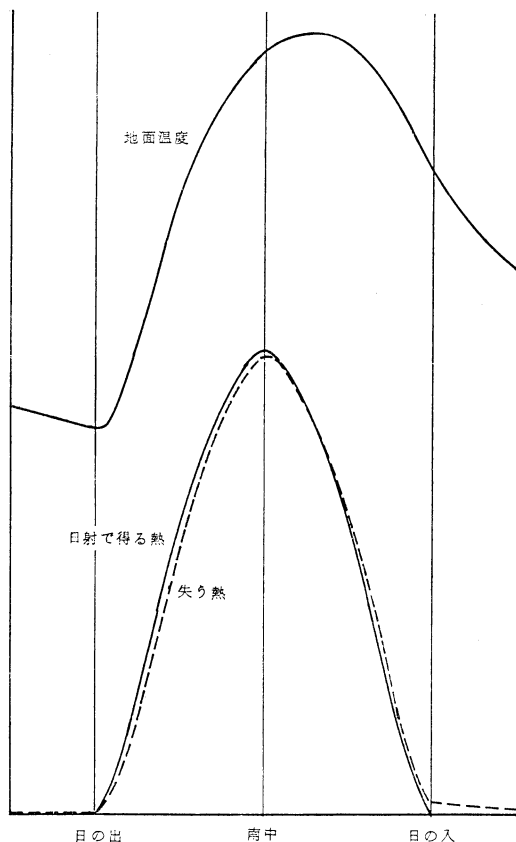
・散乱による直達日射量の減少は一定でなく、20%程度のことも40%程度のこともある。しかし、散乱はそこで光のエネルギーが失われるのではなく、単に光の方向が変わるだけなので、散乱光の中の多くは結局青空からの光として地表面に達する。地表面の熱源として日射を考える場合には、青空からの散乱光も含めた全天日射量を考えればよい。雲が無い時、全到達エネルギーの吸収・散乱による減少率は直達日射量の減少率より小さく、約1割程度である。

(3) 地表面に達した全天日射量のうち一部分は地表面で反射され、地表面の加熱には役立たない。日射の反射率のおよその値を第1表に示してあるが、雪面の反射は特に大きい。以上のことから、地表面が得るエネルギーの量は、太陽の高度(緯度、季節、時刻によって変わる)、雲量、水蒸気や塵埃などの量、地表面の状態などによって変わることがわかる。地球全体で平均すると、地球大気に入って来る日射量の約半分が地表面に吸収されるが、その吸収され方は場所と時刻によって非常に異なる。その違いが気象現象を複雑にしている一つの原因である。

2-2. 地面温度の日変化

快晴の日に地面が受け取る日射のエネルギーは、第2図(下の実線)のように日の出の時刻の0から次第に増加し、太陽の南中時刻(地方時の12時)に最大となり、以後は減少して日の入の時刻に再び0になる。しかし、地面の温度の変化は日射のカーブとは異なり、第2図(上)のように午後1時頃最高となり日の出の頃最低になる。地面温度のこのような変化を説明するには、地面から逃げるエネルギーについても考えなければならない。

(1) 地表面からは常に放射が出ているが、それは波長数 μm (1マイクロメートル(μm)は100万分の1メートル)から数十 μm の範囲の赤外線で、波長10 μm 付近でエネルギーは最大である。いわゆる光と呼ばれる可視光線は波長0.4~0.7 μm の放射である。地表面からの放



第2図 地面温度と熱の出入り

射はこのような短い波長の成分を含まないため眼に見えないが、可視光線と同様に熱エネルギーを輸送する。絶対温度(=摂氏温度+273)が T である物体の表面の単位面積から、単位時間当たり σT^4 のエネルギーが放出される。ここで、 σ はシュテファン・ボルツマン定数と呼ばれ、 $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$ の値である。かりに、 $T=300\text{K}$ (27°C)とすると、 $\sigma T^4=0.46 \text{ kW/m}^2$ になり、太陽定数の約3分の1になる(大気中の水蒸気や二酸化炭素も赤外放射を出し、その中には地面に向かう放射もあるので、地面から上に行く正味の赤外放射の量はこれよりかなり小さい)。地表面から出た放射はそのまま宇宙空間に出て行くのではなく、大気によって吸収されたり再び四方に放射を出したりしながら、全体の傾向としては次第に上層に伝えられて行く。

(2) 空気の動きに伴って運ばれて行く熱は、温度の高い所から低い所へ伝えられるので、日中は熱せられた地面から上方に、夜間は昼間暖められた大気から冷却した

地面に熱が伝えられる。この際、下が高温で上が低温の時の方が空気の上下方向の動きが活発で熱の輸送は行なわれやすく、逆に上が高温の時は上下方向の動きは静かで熱の輸送は少ない。

(3) 地面から逃げるエネルギーとしては、地中を下方に伝わるものも考えなければならない。地中の熱伝導は土壌の熱伝導率で決まるが、熱伝導率は地質によっても含水量によっても変化する。地下50 cm くらいでは温度の日変化はほとんど無く、日中地面から下に運ばれる熱とはほぼ等量の熱が夜間下から上に運ばれる。

今、地面のところの薄い土の層(たとえば厚さ1 cm)を考え、その土の層に出入りするエネルギー(熱)の量と土の層の温度の変化との関係を考えてみよう。日射以外の熱は、各種のものを合計すると常に地面から出て行く傾向となるが、その量は地面温度が高いほど多く、また、地面温度の上昇速度が大きいほど多い。土の層に吸収される日射のエネルギーが、その層から出て行く熱より多い時に土の層の温度は上昇し、それ以外の時は温度は下がる。日の入から日の出までの夜間は日射が無いので、地面は熱を失い温度は下降し続ける。第2図(下の破線)に示してあるように、日の出のあとは失う熱量も増加するが、午前中は地面の温度が上昇し続けることからわかるように、日の出から正午までは日射の方が失う熱量より多い。すなわち、正午には日射の方が失う熱より多く、日の入の後は日射が無いので逆になる。その間の変化は連続的であるから、正午から日の入までの間のどこかの時刻において両者は等しくなる。第2図(下)の2本の曲線が交差する時刻がそれで、その時全体としての熱の出入りは無くなる。熱の出入りが無いと温度は変化しない。その前は熱が入る方が多いので温度は上昇し、その後は熱が出る方が多いので温度は下降する。その境目で温度が変化しない状態というのは温度が最高になったことを示す。すなわち、第2図(下)で午後1時頃2本の線が交差している時、第2図(上)のように地面の温度は最高になる。日の出の直後にあるもう一つの交点が最低温度の時刻を示す。1日の合計では、日射で得る熱量と失う熱量とはほぼ同じ大きさで、第2図(下)で実線の下面積と破線の下面積はほぼ等しい。

日の出の時刻は季節によって変わるが、春分・秋分には、地面温度は最低(午前6時)から最高(午後1時)まで7時間で増加するのに対して、最高から最低までは17時間かかる。冬はこの差はもっと大きい。地面の温度は速く上昇してゆっくり下降する。以上は気象条件の安

定した晴れた日の話であって、個々の日の温度変化は必ずしもこうはならないが、何日もの測定値を時刻別に平均すると似たような傾向になる。

2-3. 水蒸気が運ぶエネルギー

水が蒸発する時には気化熱を周囲から奪い、水蒸気が凝結する時には凝結熱としてその熱を放出する。これらの熱をまとめて潜熱と呼ぶ。水の蒸発または凝結の潜熱は 0°C で 597 cal/g 、 25°C で 583 cal/g である(常温での値は 100°C での値 540 cal/g よりいくらか大きい)。地表面で水が蒸発すると、そこで潜熱を奪い、上空で凝結するとそこで周囲の空気に潜熱を与える。したがって、蒸発した場所から凝結した場所へ、水蒸気によって熱が運ばれる。水蒸気は凝結してはじめて熱を生ずるが、水蒸気の移動は潜在的な熱の移動である。潜熱に対して普通の熱のことを顕熱と呼ぶことがある。

海面から上方に運ばれる熱としては、顕熱より潜熱の方が多。そのことは世界中の雨量と日射量とから確かめることができる。1年間の雨量の世界中の平均値は約 $1,000\text{ mm}$ であるが、この水は地表面から1年間に蒸発した水蒸気からできたものである。海水に吸収された日射のエネルギーがすべて蒸発の潜熱として使われるならば、1年間に大気にどれだけの水蒸気が供給されるだろうか。これは、太陽定数 $2.0\text{ cal/cm}^2\cdot\text{min}$ のうち半分が海水に吸収されるものとし、海の面積が地表の70%として、地球の半径を $R\text{ cm}$ 、気化熱を 590 cal/g とし、 $1\text{年} = 526,000\text{分}$ の関係を用いると、

$$\begin{aligned} \pi R^2 \times 0.7 \times 1.0 \times 526,000 / 590 \\ = 620 \pi R^2 \text{ g/year} \end{aligned}$$

となる。いっぽう、平均 $1,000\text{ mm}$ の雨の総量は

$$4 \pi R^2 \times 100 = 400 \pi R^2 \text{ g/year}$$

である。

この両者の比がほぼ3:2であるということは、海に吸収される日射のエネルギーの3分の2が水蒸気の蒸発のために使われ、3分の1が空気の動きに伴う熱の移動や赤外放射によって失われていることを示している。赤外放射を除いて比較すると、蒸発によるエネルギー消費は対流などの熱輸送による消費の2倍以上であることがわかる。この比率についてもっと正確な値を出すためには、赤外放射について正確に見積もる必要があるし、陸上からの蒸発も考慮しなければならないが、海から大気に与えられるエネルギーの大部分が水蒸気の潜熱であることは確かである。

台風が海上にある時は発達しやすいのは、台風の域内

で蒸発が盛んに行なわれ、上空で凝結するため、そこで多量の熱が発生し、それが運動エネルギーになるためである。

3. 大気の乱れ

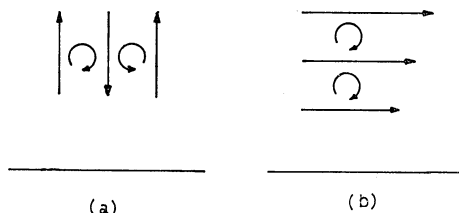
3-1. 対流と乱流

地表面が熱せられると、それに接した空気は温度が上がり軽くなって上昇しようとする。その結果生ずる空気の動きが対流であり、大気の運動の源泉である。寒気団が来ると、地表面の加熱が少なくても対流は起こるので、海上にも対流はある。実際には大気の運動はほとんど水平方向である（風はほぼ水平に吹く）が、垂直方向の運動から先に考えよう。

今、半径100 m の円形の地域を考え、その地域内の高さ1 m のところで 10 cm/sec の上昇気流があるとしよう。上昇した分の空気がそれよりも低い所で周囲から入り込まないと真空ができる。空気の密度を従来通りに維持するためには、その円形の地域内の高さ1 m の所を上方に通過する空気（1秒間に $\pi \times 100^2 \times 0.1 \text{ m}^3$ ）と1 m 以下の所で周囲から入り込む空気（風速を V とすると1秒間に $2\pi \times 100 \times 1 \times V \text{ m}^3$ ）とは等しくなければならない。この両者を等しいとおくと、周囲から入り込む風速 V は 5 m/sec となる。半径を200 m にして同じように計算すると、その時の風速は10 m/sec になり、半径が大きくなるほど大きな風速を必要とする。10 m/sec の風というのは割合強い風であり、火災の場合を別とすると、地表面の加熱によって起こる普通の対流でこのような強い風は吹かない。このようなことから、地面に近い所では対流は数百 m 以下の大きさの単位（細胞という）が集まってできていると考えられる。

対流の細胞がいくつもできると、第3図（a）のように上昇気流の所と下降気流の所ができ、図に示したような渦が派生する。水平方向の平均的な風は地上の物体の抵抗のために下の方が風速が小さく、第3図（b）のような渦が派生する。山や森あるいは大きな建物などがあると、そのそばでは速度の速い所と遅い所ができ、そこにも渦が作られる。このように、いろいろの原因で作られた渦が集まると、互いに影響し合ってそれらの渦はたくさん小さな渦に変化していく。大きな渦も次から次へと作られていくので、大気境界層内にはこのようにしてできた大小さまざまな渦が充滿している。

地上では風は一定の吹き方をしない。強く吹いたかと思ふと急に風が止んでみたり、逆の方向から吹いて来たりする。その傾向は都会では特に強く感じられる。これ



第3図 平均的な風と渦

は大気の渦のために、このようになっていることを大気の流れが乱れているといい、そのような乱れた流れのことを乱流という。瞬間最大風速は10分間平均風速の約1.5倍もあるが、これは大気が乱れている結果である。たこを上げるには大気が乱れていることはあまり具合がよくない。広い空地がたこ上げに適しているのは乱れが少ないからである。乱れは地面に近い所で強く、また、地面が熱せられて対流が激しい時に強い。

不規則に変化する風速の瞬間瞬間の値を完全に記述できたとしても、それがどのような性質を持っているかを言うことは難しい。乱流の性質は風速などを適当な方法で統計することによってはじめて明らかにされる。この場合の統計というのは平均などを求めるだけでなく、相関やスペクトルと呼ばれる渦の大きさの手掛りになる量などを求め、それらの渦の相互関係を見出そうとするものである。

小学校の校庭で大勢の子供に吹流しを持たせると、それぞれが異なる動きをする。そのことから校庭の空気が乱れていることはわかるが、どのように乱れているかを言うことは極めて難しい。不規則な現象は統計をとらないと役に立つ結果は得られない。統計をとるには統計の技術を心得ていなければならないことはもとより、個々のものの数量的な記録ができてはじめて統計が可能になる。目で見て得た印象だけでは統計の対象にならない。風の乱れは教材としてはかなり高度なものである。

渦が互に干渉し合って、次第に小さくなっていくと、煙突の煙の動きからわかるような細かい変動になってくる。たばこの煙の不規則な動きは最も小さな渦を見せてくれる。約1 cm くらいの細かい渦になると、それはやがて空気の粘性のために消滅してしまう。粘性というのは近くの空気と同じように動こうとする性質のことで、粘り気のある液体はさらさらした液体よりも粘性は大きい。渦が消滅するとき、その運動エネルギーは熱のエネルギーに変わる。渦は地面の近くに多いので、渦のエネ

ルギーが熱になるのも主に地面の近くで起こる。地面が加熱されたために生じた対流がもとになって大気の運動が生じたが、それが再び熱に戻ったわけである。このような機構が無いと、大気の運動エネルギーは増加の一途をたどり、暴風が吹きまくるようになる。日射のエネルギーから運動エネルギーになる量と、運動エネルギーが小さい渦を通して熱になる量とが釣り合って、現在のよような大気の状態が維持されている。

大気の乱れは大気中に含まれる物質などを周囲に拡散させるので、地表面から熱や水蒸気を上空に運ぶ効果がある。海からの水蒸気の供給は大気の大規模な運動を支配する。水蒸気供給の初期の段階において、大気の運動のなれの果てとも言える空気の乱れが関与していることは、大小さまざまないろいろの性質の運動が複雑にからみ合って大気の運動ができていていることを示していて興味深い。

3-2. 気層の安定度

地面が熱せられると対流が起こるが、対流の強さは地面の加熱の程度によって異なる。冬の日対流よりも夏の日対流の方が強く、火災の時に起こるものはさらに激しい。地面の温度が気温より低いと対流が起こらないが、地面の温度と気温との差が大きいか小さいかで、空気の上下方向の運動には違いが生ずる。下の方が低温の時には、その温度差が大きいほど、ほかの原因でできた上下方向の運動を抑制する効果が強くなる。

以上のことは、地面と空気の温度差についてばかりでなく、上下に重なり合った2つの気層の温度差について一般に言えることである。重なった2つの気層において、下の気層が高温の時上下方向の運動は活発となり、上の気層が高温の時上下方向の運動は静められる。上下方向の運動が強められたり弱められたりする程度は、気層の温度差が大きいほど顕著である。

しかし、温度差が無い時にこの効果が無くなるのではない。飽和していない空気を急激に上昇させると、上空の方が気圧が低い膨張して、100 m 上昇する毎に約1°C 温度が下がる。下降させると100 m につき約1°C 温度が上がる。飽和した空気の場合にはこの温度変化はもっと小さくなるが、大気境界層内では飽和していることは少ないので、100 m 上下させると1°C 温度が変化すると考えてよい。そこで、100 m 上がる毎に1°C ずつ温度が低くなっている大気では上下の空気を逆転させても状態は全く変わらず、上下方向の運動は強められも弱められもしない。その時気層は中立であるという。高さ

による温度の減り方がこれ以上の時、上下方向の運動は強められ、その時気層は不安定であるという。温度の減り方がこれ以下の時、すなわち、上の方が低温ではあるが100 m につき1°C まで下がっていない時、あるいは、上の方が高温の時、上下方向の運動は抑えられ、この時気層は安定であるという。上の方が低温であるのが普通の状態なので、逆に上の方が高温の気層を逆転層と呼ぶ。安定、不安定の程度を表わす量を安定度という。

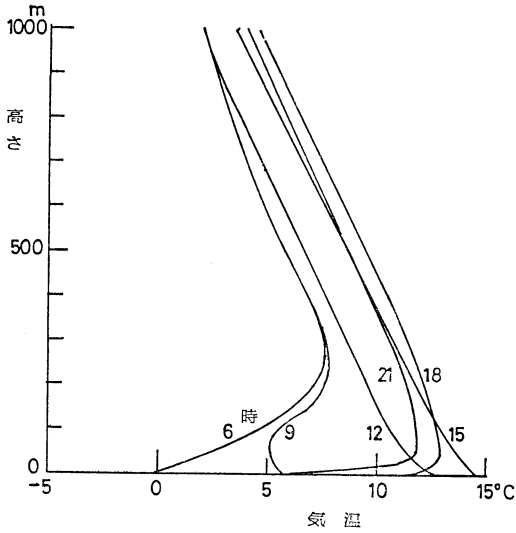
煙突の煙は平均的な風によって下流へ流されるが、風下に行くほど煙の範囲が広がって薄まっていくのは、大気の乱れによって拡散されるためである。気層が安定の時は乱れが弱く、拡散が行なわれにくいので、一度生じた大気汚染はなかなか解消しない。工場からの排煙によってどのような大気汚染が起こるかを正確に予測するには、平均的な風の予測とともに、大小さまざまな渦がどのように存在しどのように変化していくかを予測しなければならない。しかし、大気中の渦は浜の真砂ほどにも多く、確率的な扱いしかできない。その間の事情は天気予報がどこまで正確にできるかということも似ている。

3-3. 気温の日変化

夜間、地面は赤外放射を出して冷却する。晴れた夜には、大気中からの放射で地表に達するもの、地下から伝わる熱、空気の動きに伴って運ばれる熱などは、全部合わせても地表から放射で失われる熱に及ばない。晴れた夜は、地面が冷却しそれに接する空気もその結果として温度が下がるので、日の出の時刻には地表近くの気温は逆転層になっている。気温が0°C 以上でも霜が降りることがあるのはそのためである。

日の出のあとは地面の温度は上昇し、第4図のように気温は下の方から徐々に上がって行く。下層は気温が上ほど低い不安定層となり、乱れが多いので熱の伝わり方も速い。その上には夜作られた逆転層(安定層)がしばらく残っている。下の不安定層は対流混合層とも呼ばれ、日の出のあと急激に厚さを増し、午後はゆるやかに夕方まで増大し、1,000 m 以上に達する。

地面が最高温度に達した午後1時頃は、地面から上向きに運ばれる熱も多い。その熱は引き続いて空気の温度を上昇させるので、地面の温度は下がりはじめても、地上1 m で2時頃、地上数十 m で3時頃まで気温は上昇し続ける。



第4図 気温の日変化の例

4. 平均風速

4-1. 気圧傾度力と転向力

大気のすべての運動のエネルギーは太陽から与えられたものであり、その大部分は地表面から潜熱または顕熱の形で、対流によって供給される。対流の基本は垂直運動である。しかし、運動エネルギーが最初対流の形で作られたとしても、現実に見られる大気の動きはほとんど水平方向である。それは大気が扁平なため、上下方向の風に対しては地表面が障害になりやすいことによる。地球の周囲の長さは 40,000 km であるのに、大気層の厚さは、95%の空気が含まれる層について言うと、わずか 20km に過ぎない。大気は厚さに比べて幅が 1,000 倍以上もある。

実際の風は不規則に変動するが、たとえば、10分間平均の風速や風向を求めると、それはその前の10分間の値とそれほど違った値にはならない。すなわち、平均の風には意味があり、風は 100% 乱れているわけではない。平均的な風はほぼ水平方向に吹き、気圧との関係において説明することができる。

隣り合った2つの場所の気圧が異なっていると、その2つの場所の空気の相互間に力が働き、それが原因となって空気が動く。すなわち風が吹く。また、空気が動いてその場所の空気に過不足が生ずると、それが気圧の変化となる。気圧とはそこよりも上にある空気による荷重である。このように気圧と風との間には相互に密接な関

係がある。

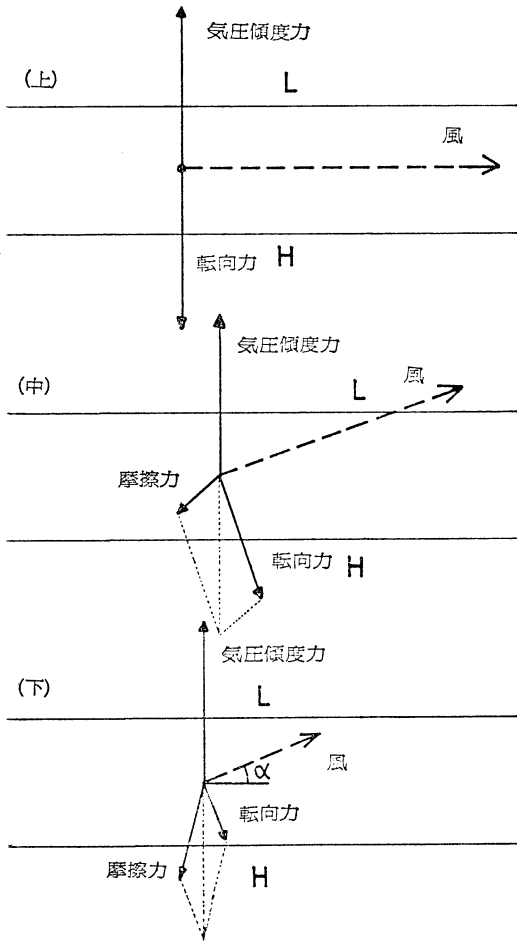
同じ高さの隣り合った2点で気圧が異なると、気圧の高い方から低い方へ向かう力がその空気に対して働く。この力を気圧傾度力という。物体に力が働けば力の方向へ動くと考えるのが常識的であるが、大気の動きはそう簡単ではない。空気が一定の速度で動いている場合（加速度が無い時）には、その空気に対して働いているすべての力は釣り合っていないからではない。その時には気圧傾度力と釣り合う力が何か必要である。

大気に働く力の一つとして転向力（コリオリの力ともいう）がある。転向力というのは地球が自転していることによる見かけの力である。遠心力も見かけの力の一種である。一定の速度で直進する電車の中の人には重力以外には力が働いていないが、電車が向きを変えるときには別の力が働く。その力は電車の中に立っている人に対しては足の裏でカーブの内側に引っ張る力として働くが、人間にとってはそのとき車内が世界であり、車体と一緒に動くのは当然という感じがあり、その結果逆に足以外の所が逆向きに引っ張られるように感じる。これが遠心力である。

地球は自転しているので、地球上の物体は地軸のまわりを円を描いて動いており、それにはやはり遠心力が働く。地球表面に対して静止している物体に働く自転のための遠心力は、地球の引力と合わせて重力として扱われる。しかし、地球表面に対して運動している物体、たとえば、動いている空気は地球の自転の動きと空気の動きとを合わせた運動をするので、全体の遠心力は静止物体に対するものと等しくはない。また、空気の動きは、一般に地軸のまわりの円運動ではなく、たとえば、北半球で北向きの水平運動は地軸に近づく。そのため遠心力とは別の種類の見かけの力も加わる。地球上で動いている空気に働くこれらの見かけの力から、すでに重力に含めて考えている静止物体に対する遠心力を差し引いたものが転向力と呼ばれるものである。転向力は空気が動いている時（風がある時）にのみ生じ、風速に比例した力で、北半球では風の吹く方向と直角に右側に向かう力となる。水平方向の風速を V 、緯度を φ とすると、転向力は $V \sin \varphi$ に比例する。

4-2. 大気境界層の平均風速

地球上に風が吹いていれば、その空気には転向力が働いている。空気が一定の速度で動いている場合、転向力に対して釣り合う力が必要であるが、それは気圧傾度力と摩擦力である。上空では摩擦力は小さく、転向力と気



第5図 大気境界層の力の釣合い

圧傾度力が釣り合っている。第5図(上)のように転向力は風の右側に向かうから気圧傾度力が風の左側に向かうとき力は釣り合う。そのとき、等圧線は平行な実線で示したように風向と平行になり、高圧部(H)は風の右手、低圧部(L)は風の左手にある。言い換えると、上空の風は低圧部を左に見て等圧線に平行に吹く。

大気境界層では地面の影響で摩擦力が働くので、3つの力の釣り合いとなる。第5図(中)、(下)が示すように、通常、大気境界層の風は上空より弱く、北半球では上空の風よりも左側に向かって吹く。転向力は風速に比例するので、上中下の3つの図で、転向力と風速の矢印の長さは比例して書かれている。気圧傾度力は大気境界層内でも上空と同じ値になっているものとする。(中)

および(下)の図では摩擦力が加わってはじめて力のバランスがとれていることがわかる。普通、物体の運動に対する摩擦力は運動の方向と逆方向に働く。動いているものを止めるには後ろから引っ張ればよい。しかし、大気境界層内での摩擦力は風向の逆方向ではない。考えている所の風に比べるとその下の風は弱いので、下の風によっては後ろ向きに引っ張られる。上の風はその風より強いので、それによっては前から引っ張られる。第5図からもわかるように風向がねじれているので、この2つの力の合計は斜めの方向を向く。

地表面に近い所の風は上空の風よりも左手に吹くが、ずれる角度(第5図(下)の α)は、地表面の性質や気層の安定度によって変わり、中立の時の標準的な値は陸上で $20\sim 30^\circ$ 、海上で $10\sim 15^\circ$ である。地表面近くの風は等圧線を横切ってこの角度で低圧部に吹き込む。気層が安定の時にはこの角はもっと大きく、不安定の際は小さくなる。

以上は高さが変わっても気圧傾度力は一定であるとし、また、風は一定の速度で一定の方向に吹く場合、すなわち、力が完全に釣り合っている場合を考えた。しかし、これらの条件はむしろ満たされていないことが多い。その時には、地面近くの風は上空よりも $10\sim 30^\circ$ 左に向いて吹くとは限らない。この数字はむしろ多くの場合の平均的な値と考えた方がよい。

気圧傾度力が高さと共に変化するの、温度が水平方向に変化する場合で、それによって起こる風を温度風という。たとえば、A点とB点の2つの地点で、地表と地上1,000mの高さについて考えよう。地上の気圧を $P(0)$ 、1,000mの気圧を $P(1,000)$ とすると、 $P(0)-P(1,000)$ は地表から1,000mまでの空気の質量に比例するので、温度が高い地点では空気が膨張しているためこの値は小さい。A点の量には添字Aを、B点の量には添字Bをつけて表わすと、AがBより高温ならば、

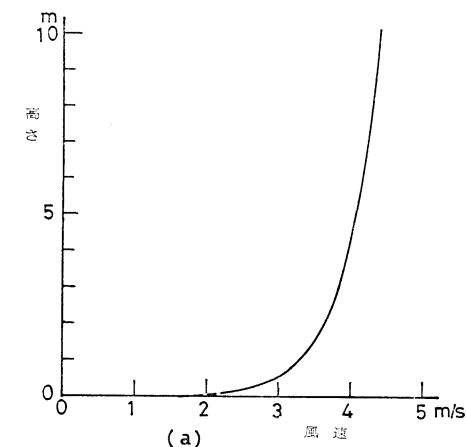
$$P_A(0) - P_A(1,000) < P_B(0) - P_B(1,000)$$

すなわち、

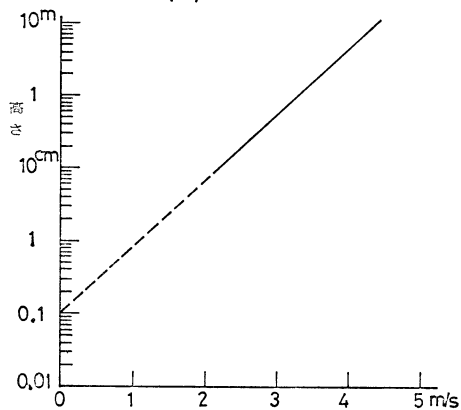
$$P_A(0) - P_B(0) < P_A(1,000) - P_B(1,000)$$

となり、1,000mの気圧差と地表の気圧差とは等しくない。このように水平方向に温度が変化していれば、上と下で気圧の差は異なり、気圧傾度力も変わってくる。気圧傾度力が高さによって変化すると、風速も第5図とは違った変化をする。

つぎに、力が釣り合っていない場合の例として、海陸風がある。これは海岸の近く数十kmの範囲で大気境界



(a)



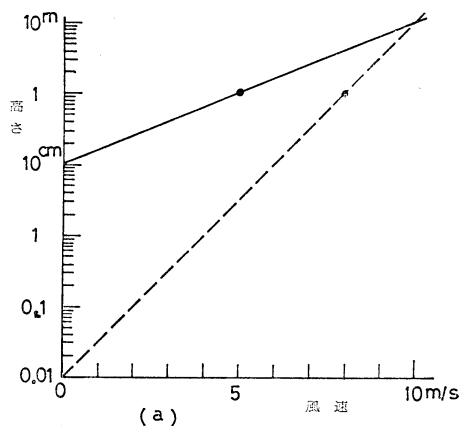
(b)

第6図 対数法則に従う風速分布

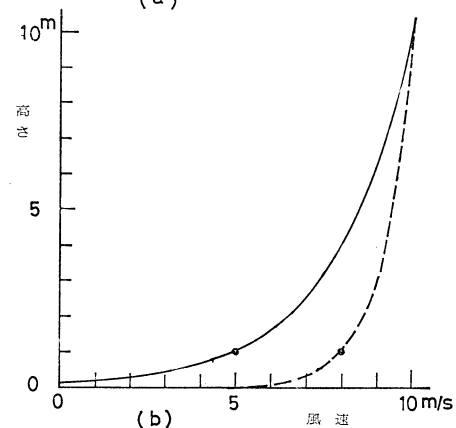
層内に吹く風で、昼は陸上の気温が海上の気温より高く、夜は逆になるために起こるものである。昼は海から陸の方へ、夜は逆向きに吹く風で、海風の方が風速は大きい。2~3 m/sec 程度の風なので、気圧傾度が大きい時はそれによる風に隠れてしまう。気温の変化によって起こることは温度風に似ているが、海陸風は気圧の時間変化が速いため力が釣り合う時間的余裕がない時に起こる風で、気圧が上昇した所から気圧が下降した所へ向けて風が吹き込む。時間的に変化する1日周期の風であることが特徴である。

4-3. 接地気層の平均風速

第5図からわかるように、地表面の近くでは風速が弱くなり、転向力は気圧傾度力と比べてかなり小さくなる。その時は摩擦力は転向力と同じ程度かそれ以上の大きさになっている。このような範囲の大気層を接地気層という。接地気層の厚さは、定義があまり明確でない



(a)



(b)

第7図 粗度の違いによる風速分布の違い

ので正確には言えないが、およそ50mと言われている。

接地気層の風速は、中立の時には第6図のように、高さが一定の比率で増加する時に風速は一定の量だけ増加する。第6図の例では、高さが10倍になる毎に風速は1.1 m/sec ずつ増している。このような風速の変化を風速の対数法則と呼ぶ。第6図の(a)と(b)は同じ関係を示しているが、このような場合には、(b)のように図の縦軸を計算尺の目盛と同じ対数目盛を用いて書くと、風速と高さとの関係は直線になって見やすくなる。地面のごく近くでは風速の測定は難しく、第6図の実線の範囲ぐらいしか実測値は得られない。しかし、第6図(b)の直線を破線のように延長すると風速が0になる高さを読み取ることができる(図では0.1 cm)。この高さは、風速が地表面のごく近くまで対数法則に従うと仮定した時に決まる値で、実際にその高さの所に何かがあるというのではない。しかし、この高さは地表面の粗さを表現するのに具合のよい量で、粗度と呼ばれればしば

用いられる。粗度の値は、滑らかな土や氷の上では約 0.001 cm、芝の上で 0.1 cm、草地では草が密になると大きくなり、草の高さの10分の1から5分の1くらいの値をとる。東京の中心部のような大都会では、粗度は 1 m くらいである。海面や湖水面の粗度は、波が静かな時には氷面の値と同じ 0.001 cm くらいで、波の荒い時には 0.1 cm くらいになる。草地の粗度も、風が強いと草がなびいて小さくなる。風によって表面の形が変化しない場合には、粗度は風速に無関係である。

粗度の値によって風速分布がどう違うかについては、第 7 図から理解できよう。実線は粗度 10 cm、破線は粗度 0.01 cm で、高さを (a) では対数目盛で、(b) では普通の目盛で表わしているが、(a) と (b) は同じ関係を示している。高さ 10 cm の風速が等しくても、高さ 1 m の所の人間が感じる風速は、粗度が 10 cm くらいの町の中と、粗度が 0.01 cm の砂浜とでは 5 : 8 くらいに違う。粗度が小さい滑らかな表面の上では風速は低い

所で急激に変化し、粗度が大きい荒い表面の上では風速は数十 m の高さまでの範囲で高さと共に徐々に増加する。これは、粗度が小さいことはそれだけ地面の抵抗が小さいことであるから、当然の結果である。粗度がわかっているならば、一つの高度で風速が測定されれば、第 6 図 (b) のような直線を引くことによって接地気層内のいろいろな高さの風速が推定できる。気層が中立でない時には対数法則はごく低い所でしか成り立たない。

風速の高さによる違いが第 3 図に示したように渦の向きを左右するが、逆に、渦が大気の摩擦を引き起こすので、渦の量が風速の高さによる変化を決める。すなわち、風速分布と乱れとは鶏と卵のように相互に原因結果の関係になっている。大気中の現象の因果関係はこのように相互的あるいは同時的な関係になっているものが多い。そこが大気の科学の難しい所でもあり深遠なる所でもある。

日本気象学会誌 気象集誌

第 II 輯 第 55 卷 第 4 号 1977 年 8 月

古川武彦：山越気流の数値実験 2. 方程式系及び下部境界条件に対する線型及び非線型取扱いの比較	325-340
D.L. Mitchell and E.M. Agee：レイリー数、プラントル数及び渦拡散の異方性の関数としての大気対流モードの理論的研究	341-363
和田美鈴：Arakawa-Schubert パラメタリゼーションにより生ずる台風スケールの擾乱の性質	364-391
大河内康正・宮原三郎・沢田龍吉：Rayleigh 型対流への非一様加熱の影響 (第 1 部 実験)	392-396
大河内康正・瓜生道也・沢田龍吉：Rayleigh 型対流への非一様加熱の影響 (第 2 部 数値計算)	397-408
瓜生道也・松尾紉道：回転水槽中に現われる「小振幅波動」に関する予備実験	409-414
林 良一：Maximum Entropy Method による時空間パワー・スペクトル解析法	415-420
M.J. McFarland and Y.K. Sasaki：シビア・ストーム周辺の温度および水蒸気移流場の変分解析	421-430
二宮洗三：黒潮海域での著しい沈降をともなう寒気の気団変質の熱収支	431-441
村上勝人：北インド内陸部における Monsoon Low の構造	442-448
石島 英：海上における convective プラネタリー境界層についての相似関数 C 及び D	449-456
岩坂泰信：2 波長方式ライダーを用いた成層圏エアロゾルの粒径分布の決定	457-463
正 誤 表	464