

Tom Bradbury

A Look at Temperature Inversion

Sailplane & Gliding Dec. 1989/Jan. 1990

トム・ブラッバリー

3. 逆転層を見直す

3. 逆転層を見直す	3-0
1 「気温の低減率」とは	3-1
2 逆転層が重要とされる理由	3-1
3 逆転層はいかにして形成されるか	3-1
4 時間の経過とともに変化する逆転層	3-2
5 多層に及ぶ逆転の発生	3-4
6 気象予報が持つ問題点	3-4
7 航空機による局地的な観測 (LOCAL SOUNDING)	3-5
8 「温度取り」飛行が役に立つ場合とは	3-5
9 温度観測の結果を有効に利用するには	3-6
9-1 ブルーサーマルのトップの高さを予測するには	3-7
9-2 雲底高度を求めるには	3-7
10 図表を構成する線	3-8
11 雲ができるか、はたまたブルーか?	3-9
12 ヘイズの層が濃くなるか、あるいは積雲の小片 (パフ) ができるか	3-9
13 逆転層の高さの変化と露点温度の関係	3-10
14 逆転層にできる「谷間」と「ほらあな」	3-10
15 逆転層の中およびその上にできるウェーブ	3-11
16 波状雲	3-12

1 「気温の低減率」とは

高度とともに気温が変化することを「気温の低減率」と呼んでいる。普通、航空機に取りつけてある高度計は、実は 1,000ft 当たり摂氏 2 度の一定の割合で気温が低下してゆくという仮定で調整されている。

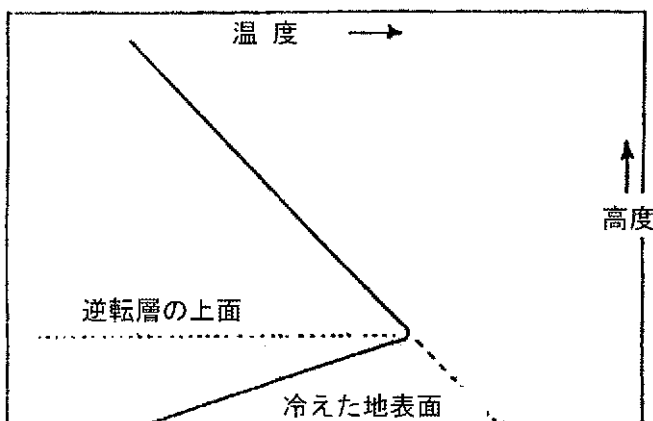
ところが、現実には高度が上がるにつれ、逆に気温が上がってゆくという空気の層がほぼ日常的に現れる。これは全体の傾向からすれば「逆」のできごとであって、そのためにこの層は「逆転層」と呼ばれる。

2 逆転層が重要とされる理由

逆転層は 4 つの重要なはたらきを持つ

- 1) サーマルの上ってゆく上限をきめる、いわば「ふた」の役割をはたし、無制限にサーマルが昇って行くことを防ぐ。その結果、サーマルによるソアリングのできる高度をあるところで規定することになる。
- 2) 逆転層によってその上下の空気の流れが分離され、そのために逆転層を通過すると風速の急激な変化に出会うことがある。
- 3) ウェーブ（山岳によるものまたは移動してゆくものを問わず）が発生するための重要な条件のひとつが、この逆転層の存在である。
- 4) ヘイズ（煙霧）ミスト（もや）あるいは霧などの現象は、この逆転層によって、その下に押え込まれる。

図-1 冷たい地表面による逆転層の形成

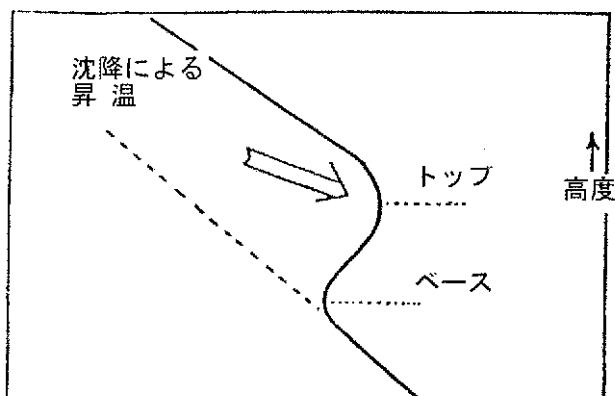


3 逆転層はいかにして形成されるか

次の 4 つの条件が、逆転層形成のおもな要素である

- 1) 下層の空気が冷たい地表面と接して、そのために冷却される。これはたとえば冷たい海水面あるいは夜間の放射冷却によって冷やされた地面の上を、比較的暖かい気団が移動してゆく場合等である（図-1）。

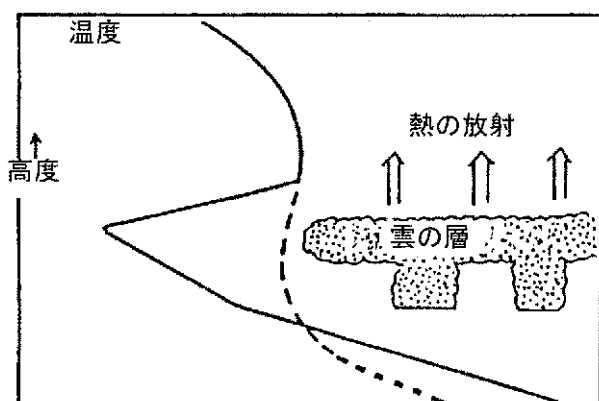
図-2 沈降によって逆転層が形成される



分では上昇しないことになる。結果として、上層と下層の間に温度差ができ、ある高度（通常は地面から離れたところ）において気温の逆転が生ずる。

3) 前線面がやってきて、上空にある温度の高い湿度を含む空気と下層の冷たい空気とを分離する場合にできるもの。こういった形のものは、通常約 1 : 100 のスロープ面になっている。

図-3 本来安定していた層が、Scの上面からの熱により顕著な逆転に変化



4) 雲の上面からの熱の放射による逆転

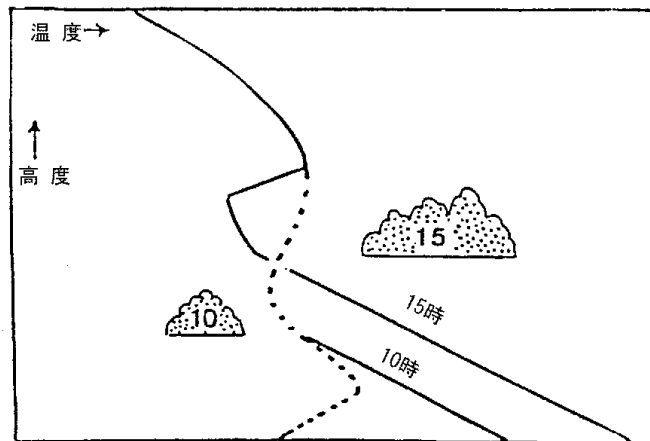
雲の上面から逃げてゆく熱の量は相当なものである。この作用で、一面に広がった層積雲による冷却が起こり、もともと存在していた安定層が非常にシャープな形の逆転層に変化することがある（その層積雲は、もともとの積雲が「拡散」をおこして形成された場合が多い）。

4 時間の経過とともに変化する逆転層

a) 日射の影響によるもの

日の出とともに、太陽エネルギーによって地面温度が上昇し始め、その熱は地表面と接している空気を暖めてゆく。そうして気温低減率が $3^{\circ}\text{C}/1,000\text{ft}$ をこえると対流現象が起こり、この熱を上空へ上空へと分配してゆく。初めのうちは、ごく微細な上昇気流（これを"プリューム"という）が無数に発生して空気をかきまぜるが、のちにこれらは相互に間隔を持った完全なサーマルへと発達し、「コラム」あるいは「バブル」の形で温まった空気を上空へと運ぶ。そして、昇ってゆくサーマルが、より温度の高い部分すなわち逆転層の底面より上に達すると、そこで浮力を失って上昇がとまる。

図-4 10時から15時
にかけて逆転層が徐々に
高くなってゆく様子



しかし、上昇して逆転層にブチ当たる空気の塊には相当な慣性があるため、そのまま数百フィートも止まらずに昇りつめることがある。この現象により、逆転面にデコボコが生まれ、空気層間の混合を誘発する。逆転層の上から温度の高い空気が移動してきて、本来温度の低かった下層の空気と混合する。

この結果として、夏の晴れた日も、午後になると接地逆転が完全に解消し、なおかつ上空の逆転層の高度も、1,000ft から 2,000ft ほど高くなってゆく。(図-4)

したがって、雲がない晴れの日であって、高気圧ないしはしっかりとした気圧の尾根などの高圧部によって覆われているような状況では、ソアリングの条件は、時間が経過するとともにじょじょに良くなってゆき、だいたい 15 時から 17 時頃にかけてその最良を迎える(訳注: このことは獲得高度をサーマルでねらう場合に大変重要である)。

b) 上空のより広い範囲で起こる鉛直方向の空気の動きによるもの

高気圧あるいは気圧の尾根が形成されている地域においては、広範囲にわたって空気が下降し、そのために逆転層ができるが、これは時間の経過とともにだんだんとその高度が下がってゆく。

逆に気圧の谷もしくは低気圧が接近してくると、空気の上昇が起こり、そのために今度は逆転層の高度が上って次いで解消に向かう。

このような逆転層の動きは、いってみれば巨大なトランポリンであるかのような。高気圧の下で空気の重さによってゆっくりと押し下げられ、上空からの空気の重みがなくなればゆっくりではあるがはねかえってくる。「上がっている」場所では対流のとどく高さが上り、ソアリングの条件が(一時的にせよ)良くなる。「下がっている」ところでは、サーマルは低い層のなかにとじこめられ、場合によっては完全に制圧されてしまう。

C) 暖かな日中、海から冷たい風が吹き込んできて、それまで陸地によって温められた空気の下からカットし、その一帯に逆転層を形成する。これは午後「海風」が内陸に向かつて移動した後には普通に起こるが、遠方の低気圧等のためにできる、いわゆるオンショアの気圧傾度によっても同じような状態が起こる。

d) 雷雲やシャワー等の起こっている区域の外側で、空気が下降風となって吹き降りてくると、そのところに一時的かつ限られた大きさの逆転層が形成される。山岳地帯の高所において積雲のひととき大きなものが発達すると、平野の部分にそれまであった小さな積雲が一掃されてしまうことがよくある。山岳のない地方においても、ある一地点で巨大な積雲が一団となって発達すると、日中平野部一面に発生した小積雲がそれによって制圧されてしまう傾向がある。

この現象は、熱帯の海上の高空を飛んでいるときにも観察できる。ある水域では比較的小さな積雲が発生しているが、そのどれも高く発達してはいない。と、そこへ小さな擾乱が起こり、それに誘発されて積乱雲の発達がはじまる。巨大な雲が成長するにつれ、そのまわりの小さな積雲はまばらになり、ついには雷雲間に出来る広い沈下の域で衰弱し消滅してしまう。

5 多層に及ぶ逆転の発生

接地逆転のほか、上空にも逆転層ができる日が多い。夏の朝から日のまぶしい時など、接地逆転はすみやかに解消し滞空できるようにはなっても、サーマルの強さがいまひとつ弱いというような場面がある。それは、まだ気温が第2の逆転層を突き抜けるまでには上がっていないという時間帯である。従って、気温が願調に上がればこの状況も急速に解消するはずである（訳注：いつもそうなるとは限らないので念の為）。

6 気象予報が持つ問題点

上層気温の最新値を入手することは、滑空気象の予報という見地からはたしかに重要である。しかし、この数字を元にして逆転層の高さを示す大まかな図表を作成することはそれなりに出来るかもしれないが、まずもって正確なものを得られることはない。

その理由は、第一に観測する地点の間隔は 300km が標準であることと、データを得るための「気球ゾンデ」が上げられる時刻が、GMT の 1100 時および 2300 時（訳注：日本では 0900 時と 2100 時）の一日たった 2 回でしかないからである。当日午前 11 時の観測ではソアリングの条件を予報するには遅すぎるので、やむなく前日の 2300 時の観測データを使用することになる。これでは観測の時刻とじっさいにソアリングをする時間に半日もの差があることになるわけで、この間にどんな変化が起こるか知れず、あまり役に立つとは言えまい。

7 航空機による局地的な観測 (LOCAL SOUNDING)

その日の気象条件を予報するためには、早朝に高度-温度の観測を行うのがよい。ロケットの発射場あるいは砲撃の演習を行う場所では、独自にそういった観測を実施するところもあるが、目的からしてこれらは非公開のものであって、ラジオ等で放送されるはずもなく、事実上データの入手は困難である。従って、曳航機などの動力を持つものにより、自前で温度の分布を観測することとなる。

最近は安くて便利な機材が出回っている。デジタルの温度計で、センサーが3m くらいの長さの電線の先端についているものがある。このセンサー部をエンジンの熱および日射の影響のない部分に装着することによって、およそ0.5度の精度が得られる。ソアリングの目的としてならばこれで充分である。ただし、指示の遅れは問題となる。温度計の種類によっても異なるが、中には反応の時間が非常に遅いものがある。そのようなものを使用する場合には、まずゆっくりと上昇し、そして上昇のときと降下の場合それぞれの温度を計測するようにする。この2種類の読みを比較してみれば、計測器の遅れによってデータが損なわれている部分がわかるはずである。

パワーのある（従ってガスも食う）曳航機などを使うよりも、ファルケとか RF-4 といった馬力の小さな機体で観測の方が、時間は余計にかかるかもしれないが、経費的には安くて済む。それに、温度の誤差自体も、低速で上昇率が少ないほうがより小さくなる。（それに、複座機であれば練習生を乗せることで訓練も兼ねることができる）そして、早朝であれば無線は混雑していないので、上空から直接温度のデータを無線で送って、その機体が着陸する前に図表をつくりあげることも可能である。

ファルケを使う場合には時間がかかるということをお忘れなく（原注）。特に日中になってもう一回計測を行おうとすると、もうその時にはティーンエイジャーが電話でもするみたいにしゃべりまくる「パイロット」達で無線が占拠されているだろうからである。

8 「温度取り」飛行が役に立つ場合とは

イングランドにおいて、次のような場合には、わざわざ自分等で気温を観測する手間をかける必要はないといえる。すなわち：

- 上空の風速が 20kt を上回る場合
- 前夜の観潮で、すでに低減率が良好であって、翌朝サーマルが早くから発生して、しかも雲ができると予想される場合

いっぽう「気温の観測」を自前でやる価値がある場合とは：

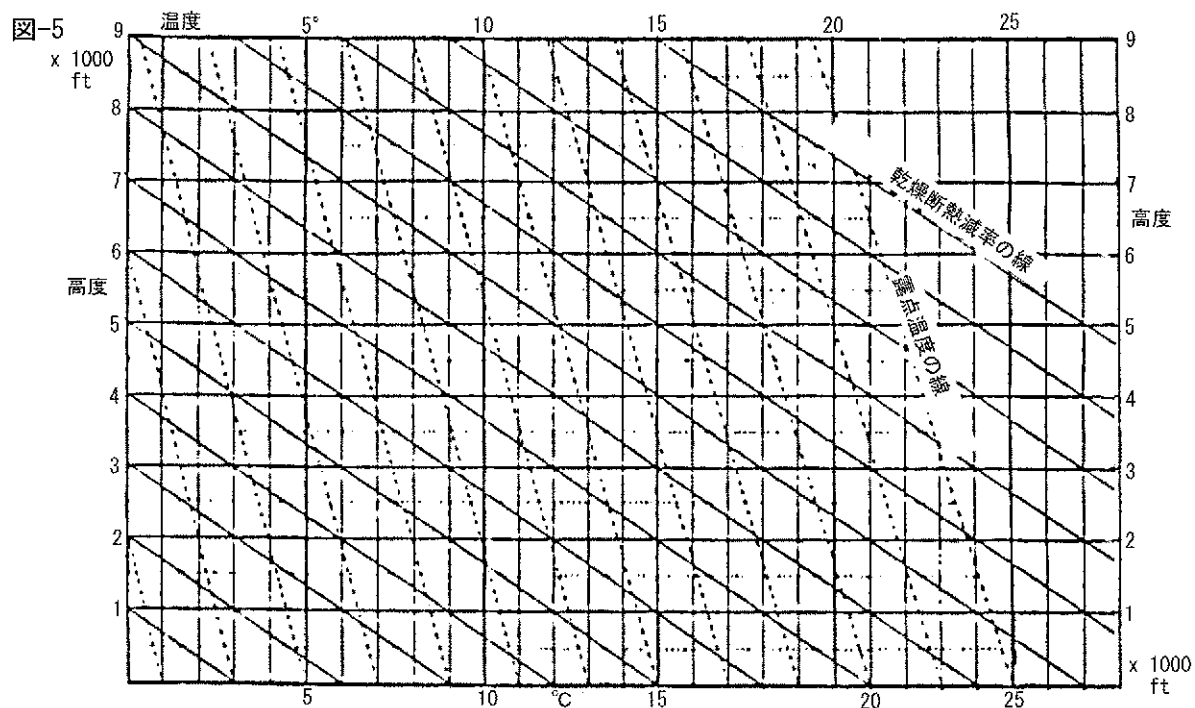
-高気圧の下で、特に静穏で安定している場合であって、
-逆転層の高さの違い 1,000ft によって、300km のタスクが出せるか、あるいはたかだか 150km くらいをはいずり回るか、そのいずれかが左右されるようなむずかしい局面。

このような時には非常に有効であると言える。

9 温度観測の結果を有効に利用するには

プロの気象関係者が通常使う図表は「テヒグラム(Tephigram)」といって、高さの表示として高度のかわりに気圧を用いている。そのため、温度の低減率の線や飽和水蒸気の線などが複雑に入り交じっていて、素人がそのまま使うにはちょっと込み入り過ぎている。

そこで、ブルーのサーマルが何時頃にどの位の高度に達するかということだけ分かれば良いのであれば、観測の結果を、図-5 に示すような簡単な高度と温度の図表にプロットしてゆけばよい。



この図表の基本的な構成要素は、気温（底辺）と高度（タテの線）であって、これに以下の 2 本の線が加わる。

a) 1,000ft ごとに 3°C ずつ気温が低下することを示す「乾燥断熱減率」の線。これはブルーのサーマルが上昇してゆく場合に、その割合で温度が下がってゆくことを意味するものであり、高度によらずその率は一定である。

b) 2 番目の線は、高度が上がるにつれて飽和水蒸気量が変わってゆくことを示す線である。上の図の中では「露点温度の線」と説明してあるが、これは露点温度も当然ながら高度によって変化する。

るためである。しかし、この「露点温度の線」は「乾燥断熱減率」の線よりも複雑であって、簡単には描くことができない。しかし、これを $0.57^{\circ}\text{C}/1000\text{ft}$ と平均化すれば、平均的な夏のイングランドの条件に大体あてはめることができる。グラフを良く見れば、この線 1 本ごとに微妙な違いがあることが分かるだろう。

乾湿球式の温度計と計算器ないし図表があれば、乾球と湿球の読みから露点温度を求めることも出来る。そうでない場合は「VOLMET」を聞けば、最寄りの場所の露点温度が分かるはずである（訳注：日本では AEIS に電話しても、近くの气象台等に問い合わせても良い）。

9-1 ブルーサーマルのトップの高さを予測するには

天気予報でその日の最高気温を聞いておき、それを作成した図表の下線（気温の線）にマークする。その点から乾燥断熱減率のラインに沿って平行に線を引き、それが状態曲線と交差するところの高度を読む。そこがその日のブルーサーマルの到達する高度のおおよその数値である。

9-2 雲底高度を求めるには

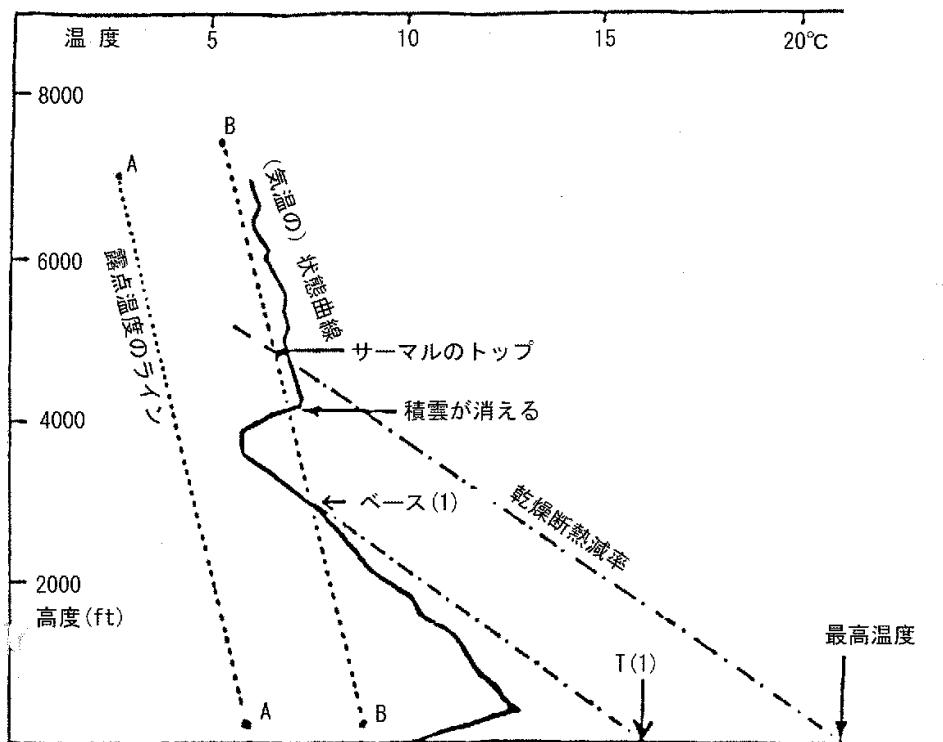
図表の下線（気温の線）の上にその時の露点温度をマークし、露点温度の線に平行にたどって行き、それが最高気温からの乾燥断熱減率の線と交差する点の高さが、いわゆる「凝結高度」であって、実際の雲底の高度に非常に近くなるはずである。

その交点が状態曲線の右に出ていれば、積雲がたぶんできることになり、左側に引っ込んでしまっていると、雲は出来ないであろうと予測できる。

そして、積雲のトップの高さを求めるとなると、以上に加えて「湿潤断熱減率」の線が必要となる。この線は上昇する雲の中で空気がいかにして冷却されて行くかをあらわすもので、何本かの曲線で構成される。もしもそこまでやらなければならないとすれば、前述の「テヒグラム」を持ち出した方がむしろ良いだろうが、大方の人間は、この図を目にしただけで嫌気がさすものである。高度計の指示値を気圧に置き換えることなどとても面倒くさくて、クラブで使うにはとにかくたいへんで複雑すぎる。従って、私達の程度では、込み入った曲線など必要ではなく、図-5 のようなシンプルな図表でたくさんなのである。

10 図表を構成する線

図-6 高度-温度の図表からサーマルのトップと雲底の高度を推定する



上の図-6 は、ニンフスフィールド滑空場で 6 月 24 日の早朝にモーターグライダー RF-4 で観測した状態曲線の図表である。計測した各高度における気温をプロットしたものが黒く太い曲線であり、図表全体は図-5 の表を単純にした（必要な線だけを残した）ものである。A-A の露点温度の線は状態曲線の左側にあるが、これは、空気が乾いていて雲は発生しないことを示している。

露点温度の線 B-B は状態曲線と 3,500ft のあたりで交差しているので、この場合には積雲の発生が期待できる。B-B の線は、午前中により湿度の高い気団がやって来た結果によるものである。この交点から、乾燥断熱減率（長短点線）に従って線を右下に伸ばして行くと、温度の軸にぶつかるので、その交点を T1 とする。これは、気温がこの点を過ぎると、積雲が初めてできるということを意味する。

凝結高度は「ベース (1)」とマークした点であって、さらに上方の B-B の線が状態曲線の左側になっているところを「積雲が消える」としてあるが、地上の気温が上がって行って、積雲の雲底がこの高さに達すると、雲がふたたび消えることが予想される。

この日の予想最高気温を「最高温度」として温度の軸にマークしてあるが、その点から左上に乾燥断熱減率に従って伸ばした長短の点線が状態曲線と交差する点が、最高気温に達した時刻のリフトのどく最高高度を示している。ここで注意したいのは、B-B の線と状態曲線との間隔がせばまっているということで、上昇して行くサーマルがその慣性により凝結する高度まで達すると、そこで積雲のパフが点々とできあがることも想像できる。

11 雲ができるか、はたまたブルーか？

積雲ができてサーマルの目印となるかどうか、それともブルーか？夏になると、この点で予想に苦慮する人が多い。気温と露点温度をそれぞれプロットしてゆくと、逆転面の高度より少しだけ上で両者が交差することがあり、そうすると Cu が形成されるかどうか微妙となるからである。

真夏の、雲ができていない日には、強い日射によって強力なサーマルができ、それにより昼近くから午後半ばにかけて、逆転層の高度が 1,000ft から場合によって 2,000ft くらいも持ち上げられ、誰も予想していない場所に雲ができ始めることがある。しかし、高気圧の中心に近いところでは、ほんの例外を除いて、そうなるのはごく稀である（逆転層が雲のできる高度まで持ち上げられるということなど）。

12 ヘイズの層が濃くなるか、あるいは積雲の小片（パフ）ができるか

地上から立ち昇サーマルには湿度が余分に含まれており、この水分とヘイズの粒が合わさった、いまひとつはっきりとしない（雲とは違う）もやのかたまりのようなものが、逆転層のすこしだけ上の部分に集まるのが見られる。これは、例のポラロイドのサングラスをかけるとよりはっきりと見えるというヤツで、名人たちの中にはこのヘイズのキャップを目印として、ブルーサーマルの列に沿ってドルフィンをしながら飛んで行く者もいるという。

サーマルの中でも特に強いものは、逆転層の気温の高くなりつつある中をなおも数百フィートほど余力で上昇するものがあり、そういう場合に小さな雲がポップとでき上がることで目印になることがある。

ところが、午前中には、そういった雲から 1~2 マイルも離れていただけで、たとえ目ざとくそれを見つけてその場所へ急行しても、リフトはすでに消えてなくなっていることが多い。しかしながら午後になると、そういった雲も多少なりとも頼りにすることができるようになり、逆に雲が消えてもなおしばらくの間リフトが残っていることさえある。

この理由として考えられるのは、午前中のサーマルはやっと上昇する分だけ地面により暖められているだけで、引き続いて昇ってくる分はほとんどないということである。

いっぽう午後になると地面も十分に暖められ、「続きの分」も豊富になり、先頭のサーマルに引き続いて残りも波動的に昇って行くと考えられる。これがおそらく初めの雲が消えるように見えても、その後にサーマルが残っているという現象の説明になるだろう。

ほんの残りカスのような小さな積雲も、夕方に近くなると長く残るようになり、そこを目指して飛

んで行き、リフトを捕まえられる確率も高くなる。

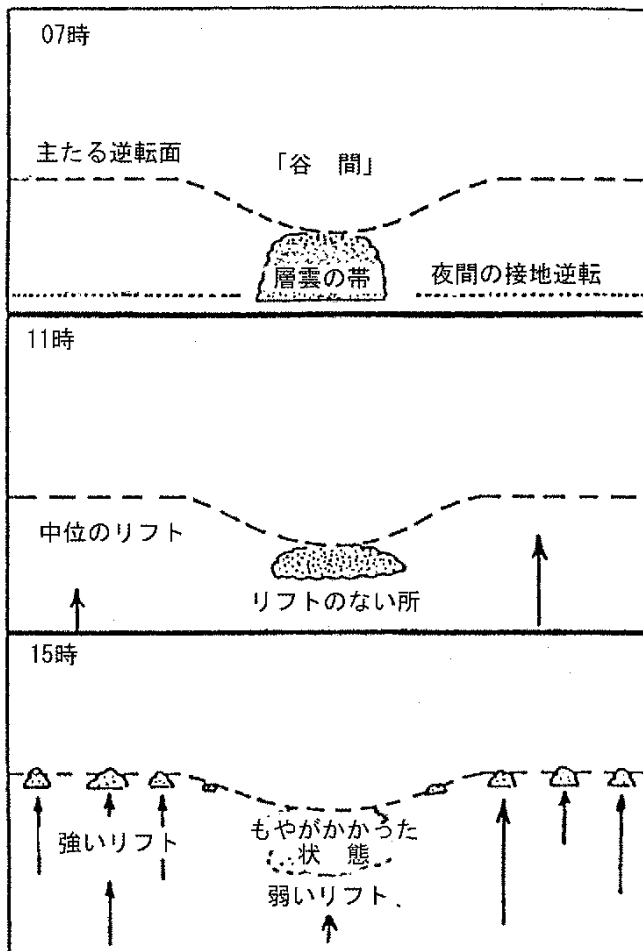
13 逆転層の高さの変化と露点温度の関係

高気圧の支配する天気は、たしかに気象学的に見れば単純かもしれないが、予報官たちでさえも、逆転層がどのようにして空間的、時間的に上下動するかということについては、確かなことはほとんど誰も知らない。

逆転層の高さが広い範囲にわたって一定であるというのは、滅多に起こることではない。たかだか50km のレッグを飛んだだけで大きな変化に出会うかも知れない。実際、露点温度のほんの1~2度の変化が積雲の発生の有無を左右し、逆転層の1,000ft くらいの上下が、ソアリングを非常に楽にできる日と、はいずり回って終わる退屈な日の分かれ目になることが起こる。

14 逆転層にできる「谷間」と「ほらあな」

図-7 逆転面にできる「谷間」とその変化



夜間、海霧あるいは非常に低い層雲が内陸に向かって意外と深く侵入することがある。これを航空機による気温観測の結果で見ると、その侵入した部分だけ逆転層が低くなり、ちょうどあさく「谷」のようになっている場合がある。

午前中に空気は全体的に暖められてゆくので（夏の間は）、通常そういった層雲も内陸の方から徐々に「燃えて」消えて行く。ところが、霧あるいは層雲に覆われていたところの部分では、そういった「水分」を蒸発させるために相当量の熱が消費されるので、それだけウォームアップも遅れることになり、その結果として逆転面の「谷」の部分も完全には「埋められない」。そして、その「谷間」のところを横断しようとすると、通常サーマルは弱まり、層雲がもとあった場所にヘイズの厚い層ができていくことなどもある。

これは、とくにその日のタスクを設定する

場合に十分に考慮しなければならない問題となる。たとえば「グループ A」の機体に対しては、たまたまこの「逆転層の谷間」に入ったタスクを出した結果、最初の旋回点（TP）の近くで不時着する機体が続出する一方で、その「谷」のちょうど外側を別のタスクで飛んだ「グループ B」の人達は、みな成功を収めるというようなことも起こる。



同じような現象が、静穏な日に厚い霧がある範囲を覆っていた場合、その部分がちょうど「ほらあな」ようになって同様な状態となり、サーマル発生の時間が遅く、発生後も決して良くはないという形となって起こることがある。

上の図-7 は、そのような低い層雲の帯の上でできた逆転面の「谷間」をあらわしている。

図-8 は、低い積雲がリバプール湾の方から侵入し拡散して行く状況のスケッチである。

図中の斜線部分が7月16日朝7時の状態である。

この「舌」はその後も侵入を続け、日射による消散が始まるまでにほぼ英国海峡あたりまで到達した。同じような現象が、北海から北東の風によって移流する低い層雲によってもたらされることがあり、そうするとイングランド南西部コッツウォルド付近の条件さえも弱めてしまう。

日射による消散は通常「舌」の両側面および先端から逆の方角に広まって行くので、細長い、条件の悪い部分がどうしても残りがちになってしまう。

15 逆転層の中およびその上にできるウェーブ

山岳ウェーブの中でも上質なものは、山岳の頂上から余り高くないところに顕著な逆転が存在するとき発生する。そのほかの種類のウェーブも、逆転面の高度付近に出現するものが多い。ウェーブの中でも変わったものは、遠方で起こった擾乱により発生するもので、ちょうど池に石を投げ込んだとき、波ができてそれが段々に伝わって行くような感じの「波」であり、それはそれで面白いかも知れないが「つかの間のできごと」に終わってしまう性質のものである。

一方で、逆転層の上下でウインドシアが顕著な場合には、それによっていろいろなタイプのウェーブができる。これらは、ちょっと気を利かせれば充分に利用できるはずである。

逆転層によるウェーブが発生するのは、逆転層の上の風速がその下よりも強くなっている場合であり、積雲ができ上がると逆転面が波を打ったように上下にうねり、上空の風が強い場合には、アクティブなサーマルの真上あるいはその少し風上側にウェーブの波動ができる。そして、この現象は

いつも雲によってその所在が分かるというわけではない。

16 波状雲

低層の逆転面によって発生するウェーブと、それよりももっと高いところで行ける「波状雲」の構造が似ているということはほぼ確かである。

「波状雲」とは非常に短い波長の波であって、風向に直角に行ける。これは山岳が原因で発生するものではなく、上下の層の風速差によって発生するもので、ゆっくりと動く下層の上を強い風が吹き渡って行く場合にできる。

この「波状雲」は気流とともに移動し、その層の湿度が高ければ、高層雲に波形のパターンを残す。この波のパターンはあくまでも上下の風速差（ウインドシア）によるので、必ずしもその層の風向と直角に行けることにはならない。

また、大きな高積雲がある場合、波打ちの方向がいくつにも重なっていることがよくある。前線が接近してくるときに、上層雲のなかに波状雲ができることもあるが、これも長続きしないのが普通である。

いままでのところ、そういった波状雲ないしは波動を利用して飛んだという話は聞いたことがない。おそらくリフトが使えるほどには強くはないのであろう。しかしながら、波状雲が時たま大きく立ち上がり、ちょうど波が浜辺にうち寄せる時のように崩れるという現象がみられるときがある。

この「崩れ」が起こったとき、その層はしばらくの間非常に荒れた状態が続く。高高度を飛行するジェット旅客機などが遭遇する乱気流のほとんどは、この「波状雲」が立ち上がって崩れたときに起こるものである。

逆転層の近くまで上昇して、非常に荒れたサーマルに出会うことが良くあるが、それと同じような原因によるものであろう。

本翻訳版につきましては、1990 年 10 月 26 日付けで、英国 BGA より「非商業ベースでの複製ならびに配布」の承認を得ております。

「本文献より引用をされる場合には、出典を明らかにしていただきたい」というのが、著作者の要望です。

内容に関してのお問い合わせは、大石 直昭 まで：

naoakiyy@ytv.home.ne.jp