

レーザ・レーダ（ライダ）の気象への応用*

内 藤 恵 吉**

はじめに

大気中にはほとんどいたるところに微粒子が浮遊しているので、この微粒子の分布を光のレーダで観測し、大気の微細構造を知ろうという試みは第二次大戦後行われてきた。しかし、通常の光では夜間しか背景雑光との区別がつかないので、あまり実用的とならなかった。昼間でも使用できるものは、レーザの巨大パルス技術が開発され、これがレーダに應用されてから現われた。

レーザ・レーダは現在ライダ (LIDAR) と呼ばれているが、これは Light Detection and Ranging から生れたもので、必ずしもレーザを意味してはいない。しかし、レーザが利用されるようになって、はじめて一般化した言葉である。

本文では、ライダの概略といままで行なわれてきたライダによる気象観測について述べ、また考えられている新しい方式のライダについても多少ふれる。

1. ライダの概略

1.1 レーザの利点と現在のライダ

レーザは単光色であるのでこの波長を中心とする非常に狭い帯域幅の光学フィルタを用いれば、大部分の外來光はカットされる。その上、巨大パルスを作る技術が開発されたので、きわめて高出力のもの、すなわち、非常に輝度の高いパルスが送られる。そこでレーザ散乱波は容易に他の雑光と区別できる。

また、レーザ波はコヒーレントであるので、普通の光の場合よりも指向性を鋭くすることができる。これは角度分解能の向上に役立つ。

巨大パルスの技術はパルス幅を数 10nsec (1 nsec = 10^{-9} sec) にまで短くできるから、距離分解能も良くなる。

以上の利点によって、レーザがライダに應用されたのである。現在最も多く用いられているのは、ルビーのクロム・イオンのレーザを利用するいわゆるルビー・ライダである。これは現在では最も大きい出力が安定に得られるからであって、200MW 以上のものも容易に入手できる段階にある。極超短波のレーダでは大部分 1/1000 以下の出力であることから考えても、いかに大出力であるか想像できよう。

通常用いられるルビーレーザの波長は 0.6943μ の赤色であって、受光の光電子増倍管の感度もこれに対して十分高いものがあり、ライダ構成に適している。

しかし、パルスの繰返しが遅く、このような大出力に対しては早くても 5 秒に 1 パルスの程度である。そこで受光のエコー表示は横軸に距離、縦軸に (対応する距離からの) エコー強度を示す、いわゆる A スコープあるいはそれを多少変形したものがあるに過ぎない。

ライダの例として気象研究所に設置されたもののパラメタを示すと、第 1 表の通りである。装置の詳細についてはここでは省略するが、ルビー・ライダのきわめて良い文献として Northend ら¹⁾ のものが挙げられる。

1.2 ライダ方程式

大気中に浮遊している微粒子群にレーザ・パルスが照射され、散乱されたレーザ波の一部は、受光学系を通して光電子増倍管の光電面に入射する。そのパワを P_r とすると、次式が成立する。

$$P_r = \left(\frac{P_t}{A_b} \right) \cdot \left(\frac{1}{2} A_b c \sigma \right) \cdot \beta(r) \cdot \frac{1}{4\pi} \cdot \left(\frac{A_r}{r^2} \right) \cdot t_t$$

* Application of Laser Radar (Lidar) to Meteorology

** K. Naito 気象研究所
—1970年12月2日受理—

第1表 気象研究所ライダ諸元

送 光 側		受 光 側	
レーザ物質	ルビー棒（発振および増幅）	光 学 系	カセグレン反射鏡(450mmφ)
波 長	0.6943μ	視 野	5 mrad, 可変
ピークパワ	100MW	受光光学フィルタ	20 Å以下
パルス長	30nsec	波 長	
光 学 系	レンズ (150mmφ)	検 出 器	光電子増倍管 (RCA 7265)
ビーム角	1 mrad	表 示 方 式	A スコープ
発 射 率	1 分間に12, 6, 1, 2 および手動		
Qスイッチ*	回転プリズム		

* 巨大パルス発振をおこす方式

$$t_r \cdot F \times \exp\left(-2 \int_0^r \sigma dr\right) \quad (1)$$

ここで P_r はライダから r の距離にある散乱領域からのエコー強度, P_t は送光パルスのパワ, A_b は r 点での送光ビームの断面積, c は光速, δ はパルス幅, $\beta(r)$ は r における単位体積あたりの散乱係数, A_r は受光光学系の実効面積, t_t , t_r はそれぞれ送光, 受光光学系の能率, F は送光パルスが理想的な形状でないために用いられる係数である. また, σ は消散（あるいは減衰）の係数である.

上式右辺の第1の因子は r 点での単位面積あたりのパワで, 第2因子は散乱領域の体積である. そこで第3の因子までが r 点における全散乱パワであって, 等方性散乱の形式を便宜的に用いてある. 次に 4π で割ることにより, 後方散乱の単位立体角当りの量になる. (A_r/r^2) は受光面の散乱領域に対する立体角である. 最後の項は, レーザ波が空間の往復によって受ける減衰を示す.

上式で A_b は消えてライダの式は次のようになる.

$$P_r = \frac{P_t c \delta A_r t_t t_r F}{8 \pi} \cdot \frac{\beta(r)}{r} \exp\left(-2 \int_0^r \sigma dr\right) \quad (2)$$

上の説明からわかるように, 上式は一重散乱に基づくもので, 多重散乱を考慮した実用的な表式はまだ提出されていない.

また上式で注意すべき点は β であって, $\beta/4\pi$ を β と記す研究者も少なくない. ここでは気象用極超短波で用いられる考えに従った.

ライダの機能を示すには, (2) 式に現われる装置の常数を考慮するのであるが, これだけでは不十分で信号対雑音の考慮が加わらねばならない. このとき天空背景光やその他の問題が入り, (1) 式から (2) 式に移るとき消えた A_b や, 受光光学フィルタの波長幅, パル

第2表 空気分子の β の値 (Elterman による) 波長 = 0.6943μ

高度 (km)	0	5.5	9.0	20	30
気圧 (mb)	1013	500	300	55	12
$\beta(\text{m}^{-1})$	6.5×10^{-6}	3.7×10^{-6}	2.5×10^{-6}	4.8×10^{-7}	9.8×10^{-8}

ス幅などが重大となるが, 詳細は文献にゆづる.

なお上式はライダ設置場所のすぐ近くでは成立しない. これは送光光学系と受光光学系が別々であるので, ある距離から先でない, 送光パルスが受光の視野内に入っていないためである. この距離は送受光学系の配置によって決まるが, 通常数10mから数100mのオーダーである. 極超短波レーダでは完全な送受切り替え装置が開発されているので, 送受共通であり, このような不便はない.

1.3 後方散乱係数

後方散乱係数 β はレーザ波長, 散乱粒子の大きさ, 誘電率, 数密度の関数である. 空気分子のレーレー (Rayleigh) 散乱に対しては比較的详细に計算されている. 第2表は Elterman^{2), 3)} が標準大気に対して計算したもので, 高層とくに高度20km以上に対して基準値として用いられることが多い. 波長はルビーレーザの0.6943μを用いている.

対流圏の下層大気については, 散乱粒子すなわちエロゾルの大きさ分布, 数など非常に複雑であるので, β として確定的な値は得られない. 一般に, レーザ波長と同程度あるいはそれ以上の大きさのエロゾルが多いので, 散乱はいわゆるミー (Mie) 散乱になる. そこで一個一個の粒子の散乱断面積は, 大きさとともに振動的に変ずるものである. しかし, 大きさは種々あり, またレ

第3表 下層大気における β , σ , 視程 (Collis による)

	β (m^{-1})	σ (km^{-1})	視程 (km)
ヘーズまたはスモッグ	$10^{-4} \sim 10^{-3}$	$0.39 \sim 5.9$	$10 \sim 1$
霧	$10^{-3} \sim 10^{-1}$	$1.95 \sim 195$	$2 \sim 0.02$

ーザ波長も単色とはいいながら多少の幅を持っているから、全体として平均すれば散乱断面積は粒子の幾何学的断面積に比例すると考えられよう。定性的な議論は通常この考えに基づいている。

第3表は、エアロゾル粒子が完全な球形であるとして、波長 0.6943μ が入射したときのミー散乱計算値である。大きさの分布としては Junge などの代表的なものを用いたものであるが、オーダーを見積るための近似的のものである。値は Collis³⁾ のものがあるが、稲場⁴⁾ の求めたものもあまり離れていない。観測によると、濃いスモッグのときは散乱がさらに大きいと考えられることがある。しかし、観測による推定も、レーザ出力を含めて装置のパラメタがあまり正確な値ではないこと、伝搬における減衰が精度よく補正できないことの二点のため、とくに正確ということとはできない。

消散（あるいは減衰）係数 σ と散乱係数 β は、消散の主原因が散乱にあることを考えても、一定の関係を持つはずである。しかし、後に述べるように、この問題は非常に複雑であって、第3表の σ 値はミー散乱理論と観測に基づく近似的な推定である。表の視程はいわゆる Meteorological Range であって、レーザ波が伝搬している中に2%値にまで減衰する距離として求められている。

Barrett と Oded Ben-Dov⁵⁾ は種々の仮定のもとに計算を行ない、諸量間の関係式を導いた。その一つを変形して考えると、 β と V (視程, km) の間に次の式をうる。

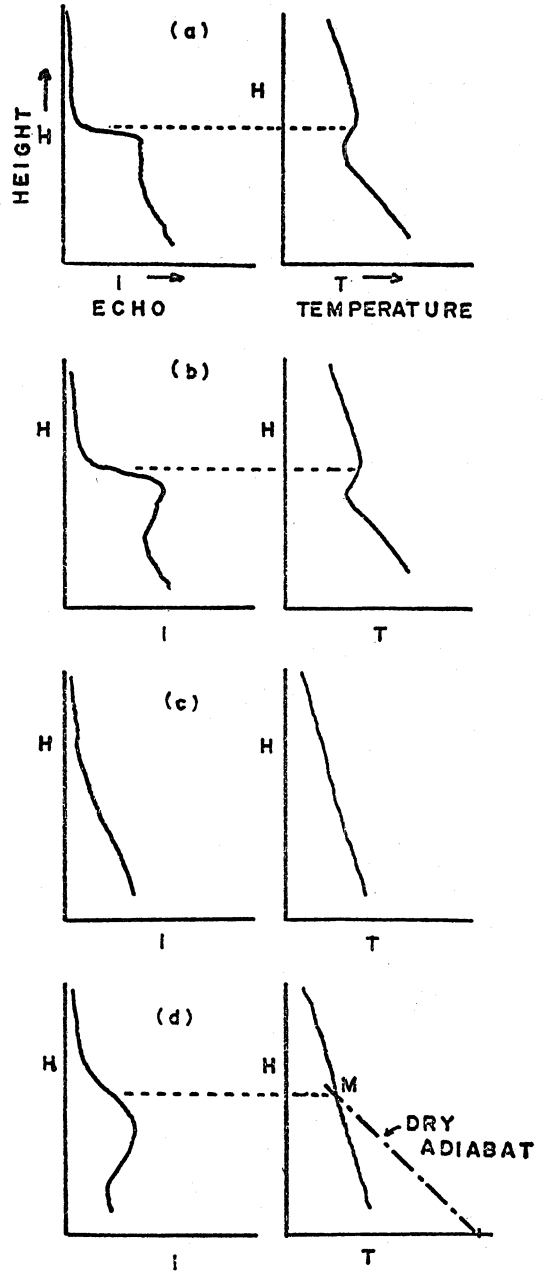
$$\beta (\text{m}^{-1}) = \frac{1.5 \times 10^{-3}}{V} \quad (3)$$

これと第3表の値はオーダーとしては合っている。このとき、

$$\sigma (\text{km}^{-1}) = 2.6 \times 10^3 \beta \quad (4)$$

となる (β の単位は m^{-1})。

なお、大気の屈折率の不連続、乱れは極超短波に対して十分な反射、散乱を起しうるが、レーザ波のように光の波長に対しては無視される。これは、少なくとも使用波長のオーダーの距離で大きな屈折率変化がなければ、検知



第1図 エコー垂直分布の型と温度垂直分布

しうるほどの後方散乱が生じないからである。後方散乱でなく、通過してきた光を受ける前方散乱の場合には位相の乱れが大きく作用して、「かげろう」となる。

2. ライダによる気象観測

ここでは現在までに行なわれたライダによる気象観測

のうち、代表的なものについて述べる。

2.1 ライダ・エコー垂直分布と逆転層、混合層

対流圏においてライダ観測がなされて以来、ライダ・エコーの平均垂直分布は大気不安定度を示すものと考えられた。とくに、第1図の(a)、(b)に示されるようなエコーの急減は、温度逆転層に対応すると考えられ、ラジオゾンデ観測との比較により確かめられた^{5),7),8),9)}。ここで、図のエコーは受光パワーに距離の2乗をかけたもので、ライダ方程式からこのような規格化の必要性は明らかである。

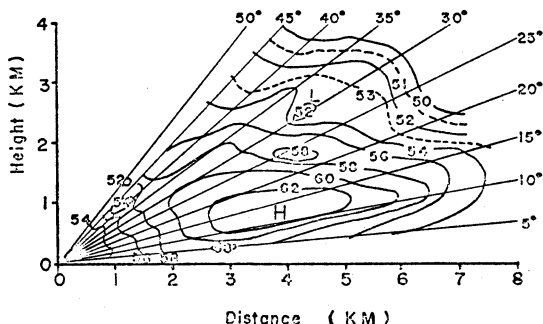
さて、図の(a)……(d)は高度200m付近から2000m付近までの大気で、晴れた風の弱い(高所でもに10m/s達しないような)日中の平均分布を模型的に分類したものである。

(d)は(b)に似ているが、ゾンデによる温度分布には対応する逆転層がなく、この説明として、ルーチンのゾンデ観測はあまり精度が良くないこと、温度観測の場所と時刻がライダ観測と一致していないことの二点が挙げられ、精密な温度観測が必要であるといわれていた。この(d)の型は午後後半によく観測されるものであって、我々の調べた範囲では、エコーの強い部分すなわちエーロゾル濃度の大きな層の上限は、温度分布と地上の最高気温を通る乾燥断熱線との交わりMと対応している。このMはいわゆる最大混合層の上限であって、東京と館野といった異なる場所、またかなり離れた時刻のゾンデ観測を基にした最大混合層であっても、十分(d)のような分布を説明しうる⁷⁾。こまかい変動はさておき、平滑化された分布を考える限り、昔からいわれてきた簡単な混合層の考えで間に合うのである。ただし、ここでは地上より高度200m付近までの状況は省いてあることに注意する。

この混合層は、地上付近よりの上方輸送が乾燥断熱線に沿う対流上昇によって作られるというものであるが、このような単純な対流輸送だけを基にして、分類(a)……(d)の説明を試みる。

(a)は、普通、逆転のある午前中に現われる。とくに、逆転層が低いときに多い。接地気層において乱流や産業活動などにより、地表より持ち上げられた微粒子は、盛んな対流活動により上方へ輸送される。次第に地表気温が高くなるにつれて、断熱線は逆転層と交わるようになるが、ある程度逆転の強さが大であると、上方輸送は逆転でおさえられてしまう。そこで(a)の型が生じてくる。

15.36, OCT. 9, 1967 at M.R.I., Tokyo



第2図 浮遊微粒子群のエコー強度(近似的に濃度)の垂直断面図、午後の例。Hは強度は強い所、Lは弱い所を示し、数字はdB単位の相対値。

(b)は、あまり低くない逆転のあるとき、朝を過ぎたからよく現われる。(a)と異なる点は、エーロゾルの濃い上限からある程度低くなった所に濃度の薄い部分が生じていることである。逆転層付近まで微粒子が輸送されるのは(a)と同じであるが、接地気層に朝まで貯蔵されていた微粒子群が、対流によりほとんど上方に運ばれる。しかもその上限が高いため、中間が薄められてしまうと考えられる。このような状況は航空機によりよく経験されるもので、朝は飛行場の有視界離陸は不可能であるが、一、二時間すると地上の水平視界は良好になる。しかし、離陸して高度数100mになると再び悪視界となり、それを越えると突然ヘーズ層の外に出る。このときは、視程数100kmにも達することが多い。

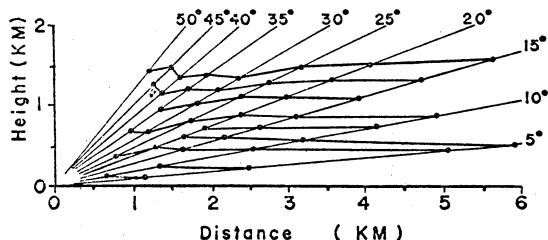
(c)は、著しい逆転層のないとき午前中の分布で、平滑化したものである。対流により上方輸送が行なわれ、地表気温の上昇とともに高所へおよんでいく。このときの状況については後にまた述べる。

(d)は、(c)と同様の気温分布で、午後の例である。先に述べたように、このような気温分布でも上方輸送の高度は限界があるので、上部に微粒子停滞の層ができる。

第2図は、レーザ・パルスの発射高度角を少しずつ変えて、一垂直面内の微粒子分布を求めたものである。単位としては相対的なdB値を用いて、エコー強度すなわち近似的な微粒子濃度の等値線を描いてある。このときは(d)と同様の状況で逆転層はなく、目には見えなくても微粒子雲が浮んでいる。

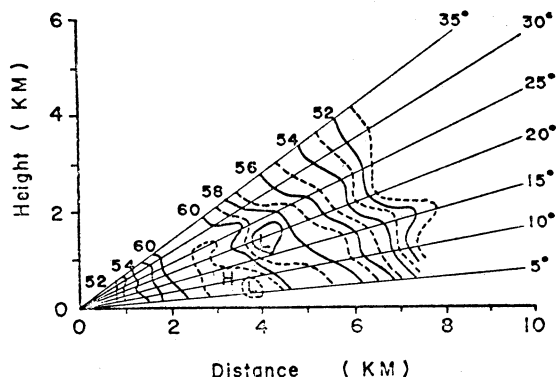
以上とくに逆転層、混合層におけるライダエコーの垂

15.36. Oct. 9. 1967, at M.R.I., Tokyo



第3図 ライダ・エコーの急変部の分布。黒丸がAスコープ上の鋭い山または谷の位置。スコープ上の形から対応すると考えられるものを実線で結んである。第2図と同時刻のもの。

10.35. Oct. 19. 1967, at M.R.I., Tokyo



第4図 第2図と同じ、ただし午前の例。

直分布について述べたが、エーロゾル、なかでも大気汚染の微粒子分布に関する限り、混合層の考えは逆転層の役割を含んでしまう。

いままで平滑化を行なったエコー分布について考えたが、かなりこまかい変動の山や谷も分布内には存在する。(a), (b), (d) のような場合には、こまかい山や谷が水平的に広がっており、それがなん層にも重なっている。この様子を示したのが第3図であって、きわめて安定な成層下にあることが判る。これは極超短波の見通し外伝搬に対しても大きな役割を演ずると思われる。

2.2 対流に関するエコー

第1図の(c)は先に述べたように対流のあるときのものである。このようなときに、エコー分布に平滑化を行ない、垂直断面内で等値線を描くと、第4図のようなものがえられる。この観測は晴れた、風の弱い午前中の

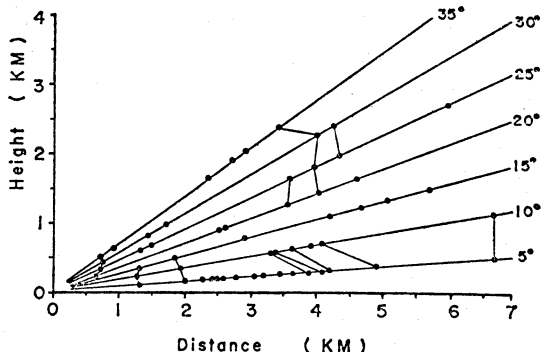
ものである。図の中央部Hと印してある部分は、対流上昇に伴って下方から微粒子群が輸送されている状況を示すと考えられる。

対流を気泡型とプリューム (plume) 型とに分けるならば、この例は後者の型といえよう。その水平的な径は短くても数100mはあるので、水平断面はかなり大きい。また、このときのパイバル観測によると平均的な水平風速は5m/s前後で、プリュームの傾きから考えても上昇速度は水平風速と同じオーダーと考ええられる。これらから、プリュームの周囲からのエントレーンメントはあまり大でなく、プリュームの上昇について断熱過程は悪くない近似と考えられ、先に述べた乾燥断熱線に沿うての対流上昇は、近似的に許されるように思える。

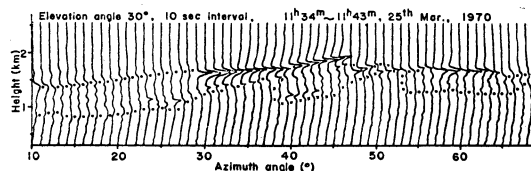
この観測のエコー分布で、微小な変動点の山と谷を黒丸でプロットし、エコー分布の形から明らかに対応すると考えられるものを太線で結んだのが第5図である。これは先に示したような水平成層を表わさず、対流プリュームの側面の筋と思われるものを示している。

いままで述べたような、こまかい対流の状況を多少広い範囲で簡単に観測し、かつ解析するため、「並列Aスコープ群表示」と仮りに名づける次のようなことを試み

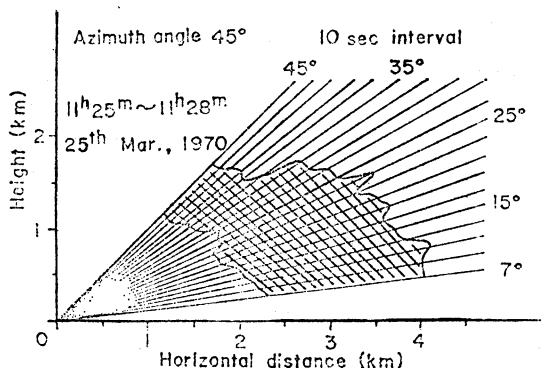
10.35. Oct. 19. 1967, at M.R.I., Tokyo



第5図 第3図と同じ、ただし午前の例で、第3図と同時刻のもの。



第6図 対流時におけるライダ方位角走査（高度角一定）の並列Aスコープ群表示。微細変動のうち同じグループと考えられるものを丸印、×印で囲んである。



第7図 第6図の観測時、方位45°における垂直走査。垂直断面図。

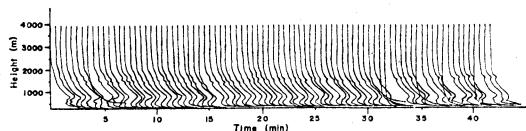
た¹⁰⁾。すなわち、ライダ・パルス発射の高度角を一定にし、方位角をたとえば1度ずつ変じて行く。これによってえられるAスコープ群を、第6図のように縦に並べる。Aスコープの微細な変動のうち、グループとしてまとめられるものを丸印などで囲みである。このようなパターンが得られたとき、走査内の一方位（ここでは45度）で垂直面走査の結果は第7図で示すものであった。これは明らかに第4図に述べたと同じブリューム型の対流上昇を示している。すなわち、並列Aスコープ群表示でまとめたそれぞれのグループは、ブリューム型の対流を高度角一定にして斜めに輪切りにしたものと考ええられる。たとえ垂直面走査の証拠がなくても、まとめたそれぞれのグループを、水平方向に広く続いた成層と考えることは非常に困難である。図示したものは正午前の観測であるが、午前9時頃、午後2時頃の観測もほぼ同じ方向に、あまり変らぬ位置に対流上昇が認められている。そして、午後2時頃のものは多少弱まっており、午後4時頃の観測にはこの種のパターンは消滅していた。

この観測では、ブリュームの短径は300m位、長径は長いものは700m位であった。ブリューム間の間隔は、側面から側面で500mのオーダーであった。また上限の高度は1700m～1900mで、ヘリコプターによる温度観測によると、逆転層は存在しなかったが、ほぼその高度に安定的な小さい温度減率の層が認められていた。

このように並列Aスコープ群表示を使えば、容易に対流も視覚化できると思われる。

2.3 波動状構造の観測

同じく並列Aスコープ群表示を用いるのであるが、こんどは高度角、方位角を一定に固定して、一定時間（たとえば10秒）おきに観測する。このようにして得られた



第8図 並列Aスコープ群表示による大気波動構造の検出、ライダ射出方向を一定にして10秒おきに観測したもの（1967年11月21日15h44m～16h28m、晴）。

ものが第8図である¹¹⁾。図から高度1500m付近と800m付近に波動状構造が認められる。前者は周期15～20分、振動は150m位の明らかなものであるが、後者はそれほど明かではない。ゾンデ資料から推定すると、1500m付近に温度の安定成層が存在している。観測時刻は午後4時前後（11月21日）で、対流活動は止んでいる。

かなり上層の波動構造も、絹層雲、高層雲などの雲を観測して求めた例がある¹²⁾。高さ3000m程度のシラネバダ（米国カリフォルニア）上空の山岳波や、そのローターなどの乱気流を観測することが目的であった。ここはSierra-wavesとして知られている所であるが、数週間の観測中わずか三回しか波動およびそのローターが観測されなかった（多少の装置故障もあったが）。しかし、肉眼では見えない雲までも探知されて、高さは3500mから11000mまでの範囲、水平方向は35kmにわたって観測可能であった。角度分解能が不足したため、十分な精度で波動構造の波長は測定できなかったが、滑らかな層流が破れている場所、またその移動が探知された。今までこの種の観測は航空機、グライダー、気球追跡あるいは雲の写真撮影で行なわれてきたが、ライダーも大いに役立つ可能性が見出されたのである。

2.4 斜め上方視程の観測

斜め上方に対する視程観測の問題は気象における古典的問題の一つであるが、近年SSTの飛行場着陸に関連してとくに重要視されている。最近ライダをこの目的に利用する可能性が検討されてきた^{13), 14)}。

一般に考えられているのは、Aスコープのエコー対距離の関係をライダ方程式に入れ、この式を操作して消散係数 σ を距離の関数として計算しようとするものである。これには二点の大きな困難がある¹⁴⁾。

まずライダ方程式で未知のものは σ だけでなく、散乱係数 β も未知である。そこで σ と β の間の関係式が得られなければ、 σ をライダ方程式だけから求めることはできない。いまエロゾルの種類、大きさ分布がわかれば実験的にまたはある程度数値計算で、両者の関係を

決定することができる。しかし、エーロゾルの特性は原理的には時間的、場所的に変動するものである。水分が浮遊微粒子を覆っているか、どうかによっても全く異なった $\sigma \sim \beta$ 関係を与える。このように、有効な $\sigma \sim \beta$ の関係式は果してあるかどうか問題である。

次に $\sigma \sim \beta$ 関係が得られたとしても、 σ を求める基本式は誤差の集積が大となり易いものであって、とくに悪視程下(σ の大なる場合)にはそれが顕著であることが証明される¹⁴⁾。

そこでこの方式は少なくとも現段階では実用になりそうもない。

他に代るべき方法として提案されているものは、定高度法と仮りに名づけられたもの、およびその変形されたものである¹⁴⁾。これは解決すべきものは悪視程下のせいぜい高度数までの σ の推定であることに注目する。たとえば、高度 500m 位までの一定高度の β を考えると、悪視程下ではその変化は比較的小さく、多くて 2 dB の程度である。そこである一定高度の平均散乱係数を考えることにより、 $\sigma \sim \beta$ 関係が不明であっても、その高度までの平均 σ が求められることが示されている。しかし、この方法の実際の確かめは、比較の基準となる測定が容易でないため、まだ十分には実行されていない。

2.5 雲の観測

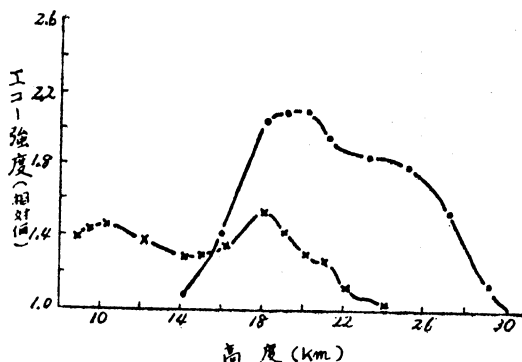
いうまでもなく、どんな雲も探知でき、いく層も重なっている層状の雲も直ちに知りうる。非常に濃い雲では、減衰のため雲底だけしか見えないが、夜昼、降雨を通して観測できる³⁾。この降雨を通して雲を分離観測できることは、ミリ波を使ってもレーダでは不可能である。これは、極超短波レーダでは雨粒子からの散乱が雲粒子群からのそれより圧倒的に大であるから、雲底から離れた空間も雨粒子の存在のため一様にエコーを生ずるからである。

シーロメタとの比較は、経済性も考慮しなくてはならぬから、困難である。ただ、シーロメタでは三角測量のため、たとえば、100m という基線が必要であるが、ライダーでは不必要であり、またシーロメタはほとんど雲底だけの観測であるが、ライダーは雲の多重構造なども測定できるという点がある。

肉眼では見えない生成時あるいは消滅時の雲も観測できるから、雲物理上役立つこともあると思われるが、いままでは論文が見当らない。

2.6 気流の観測

後述する PPI 表示可能のライダーが実用となれば、浮



第9図 高度10~30kmにおけるエーロゾル分布の観測例

遊微粒子群の雲を追跡して容易に気流が求まる。しかし、Aスコープだけの通常のライダーを用いても、観測が行なわれている。Collis³⁾は湾の風を調べるためスモーク・プフ (smoke puff) を用いた。高さ 100m 前後に放出されたプフを、30秒に1発毎のルビーライダーで追跡したのであるが、プフは海風に乘って陸に上陸し、次第に上昇傾向をたどることが観測されている。風速はほぼ 6 m/s で、追跡距離は 1800m であった。

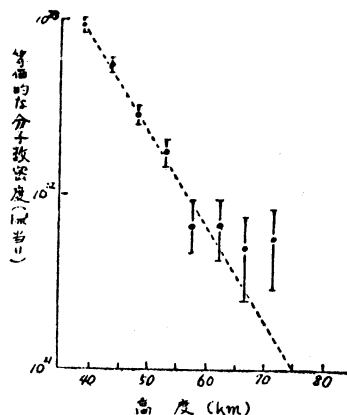
また、飛行機により空中から撒布された煙状の農業をライダー観測して、谷間における気流も観測している¹⁴⁾。

2.7 超高層の観測^{16)~20)}

高度 10km~100km 位をライダーでは超高層といっている。超高層からのエコーは非常に弱くなるので、いままでのものと多少装置が異なる。光電子増倍管の電流は連続的でなくなり、いわゆる光量子計数の方式で受光強度を測ることになる。また、大気下層の濃いエーロゾル層によりレーザに付随する蛍光が多重散乱されて、それを超高層よりのレーザーエコーと間違える可能性もある。そこで蛍光を遮えざるシャッターも必要になる。

さて、高度 30km 位まではルビーの 0.6943μ に対しミ-散乱をするエーロゾルが多く、その観測の二例が第9図に示してある。各高度において標準大気のものであるので、エコー強度はそれに対する比として表わされている。

この図に現われている特徴は多くの観測に共通的である。高度10m付近に現われている山は圏界面に対応し、これは高度が 20km 付近になることもある。付近の山はきわめて顕著なもので、多くの観測に共通する。この山のある高さはかなり安定している場合と、一晚のうちに



第10図 高度40km以上における大気密度観測例

数kmも変動するような場合もある。さらに、24km付近にも比較的平坦な二次的な山が存在することも、しばしば観測されている。高度30km以下のこのようなエロゾル層の存在は、南半球のオーストラリアにおいても確認されており、全世界的のものと思われる。しかし、その成因、変動についてはまだ不明である。

高度30km以上についてはレーザ散乱であって、レーザ波が入射すると、大気単位体積当りに散乱する強さは、分子の数密度すなわち大気密度に比例することになる。

第10図は観測の散乱強度から大気1m³に存在する分子数を求めたもので、縦の実線は標準偏差を示す。等価的と書いたのは、散乱はすべて大気分子によるとして求めたからである。

図において点線は標準大気モデルを用い、理論的に計算したものであるが、実測は高度60km以上でかなり散乱強度が点線よりも大となっている。このような強い散乱はグループの研究者だけでなく、数グループによって観測されている。

これに対し、この領域に流星塵が集積しているためという解釈がある。ロケットによる夜光雲粒子の直接測定に基づいて散乱強度を計算してみると、観測される強度と大体一致しているともいわれている。しかしながら、いっぽう、このような説明に対して、現在の測定技術の段階ではこれらの解釈を下しうるほど観測値は信頼できるものでない、という反論も強い。

とにかく、分子の数密度から大気密度（に比例するもの）が判り、適当な条件のもとに温度分布が推定される。これは30km以上のことであるが、それより低い所

ではN₂のラマン散乱（後述）を利用することが提案されている。すなわち、ラマン散乱強度測定によりN₂密度が求まり、温度が推定される。

また、共鳴散乱方式（後述）を用いようという考えもある。そこに存在する分子あるいはイオンを対象にしてもよいが、ロケットにより共鳴散乱に都合のよい微粒子を播いて、それを観測する。高度50km以上にこの方法を適用して、風の観測をしようというのである。

3. 大気汚染へのライダ利用

3.1 大気汚染層の観測

都市および工業地帯における浮遊媒塵の立体分布に対して、先に述べた逆転層、混合層の観測は非常に重要である。また、臨海工業地帯においては海風陸風の反転状況を知ることが大切である。広域的には汚染雲の移動も知る必要がある。このようなものの観測に、ライダがきわめて有効であることはいままでもない。現在一般に用いられているルビー・ライダでもこの目的に役立つが、PPI, RHI 可能のライダが十分実用化されれば、研究面だけでなく現業的な監視などに便利である。これについてはまた後に述べる。

3.2 有害ガスの検出

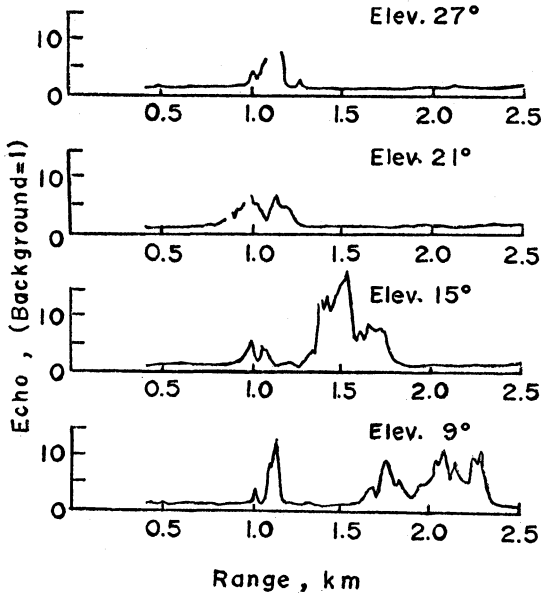
亜硫酸ガス、窒素酸化物、一酸化炭素など有害ガスの遠隔探知、種類の同定が要望されているが、これは後に述べるレーザ・ラマン散乱、共鳴散乱、吸収帯利用のいづれかによって可能となる。

3.3 高煙突よりの排煙流観測

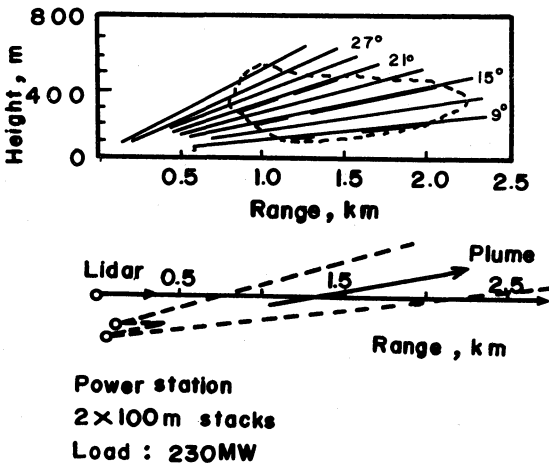
最近の工業地帯では、高さ200m前後にも達する高煙突が多く出現してきた。これは公害防止のため必要とされたのであるが、この種の高さで排煙流の上昇高、煙流拡散などの問題はまだ十分解明されていない。現在までの考えの多くは高煙突出現以前に作られたものであるから、まずデータを収集しなければならない。そのためライダによる煙流観測が行なわれつつある。

3.3.1 ライダ垂直走査による煙流決定

煙流観測にはライダの方位を煙流に向け、その垂直面内で高度角を少しずつ変えてパルス発射を行なう。この垂直走査を終えたら、また他の方位で垂直走査を続けるという操作を行なわねばならない。この垂直走査の例が第11図に示してある⁶⁾。縦軸のエコー強度は、煙流周囲のエロゾルからのエコー強度を1とした相対値で示してある。一番上の高度角27°の場合、距離1.1~1.2km付近でエコーが切れているが、これはエコー強度が非常に強い所である。オシロスコープ上でスポットの上方へ



第11図 高煙突排煙流のエコー、一定方位で高度角を変じたとときの観測例 (P.M. Hamilton⁶⁾による)



第12図 ライダ・エコーからの煙流垂直断面構成例
下図はそのときのライダ、煙突、煙流の水平面配置 (P.M. Hemilton⁶⁾による)

の振れが非常に大きいため、スポットの動きがきわめて速く、写真撮影に十分な輝度がなかったのである。下の図にも同様の箇所が見える。

このように煙流からのエコーは一般に非常にきわっており、周囲の汚染層からのものよりはるかに大である。

第12図の上の図は先の垂直走査例を基にして構成した煙流垂直断面である⁶⁾。周囲の背景エコー強度の2倍以上の煙流エコーを点線で囲み、煙流部としてある。図の下のもは、このときのライダ走査方位と煙流の配置を、水平面に投影したものである。100m近く離れた100m 高の煙突が2本あり、二つの煙流の分離はなされていない。

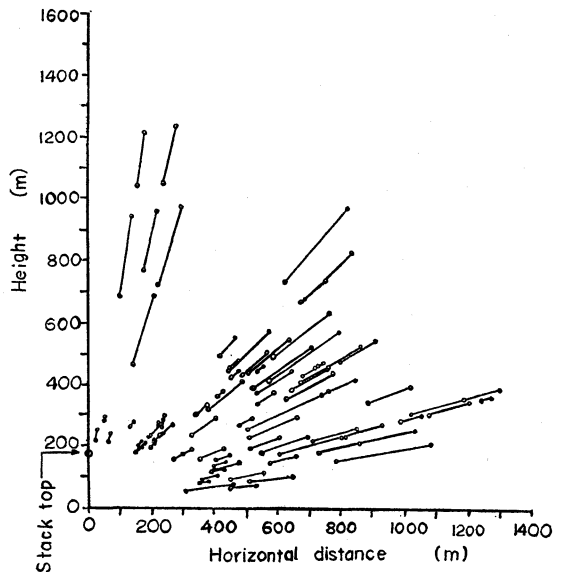
3.3.2 有効煙突高に対する観測

これには煙流をかなり長い範囲にわたって追跡しなければならぬが、わが国のように地形が複雑でしかも大煙突が並んでいるという条件では、良い観測は困難である。

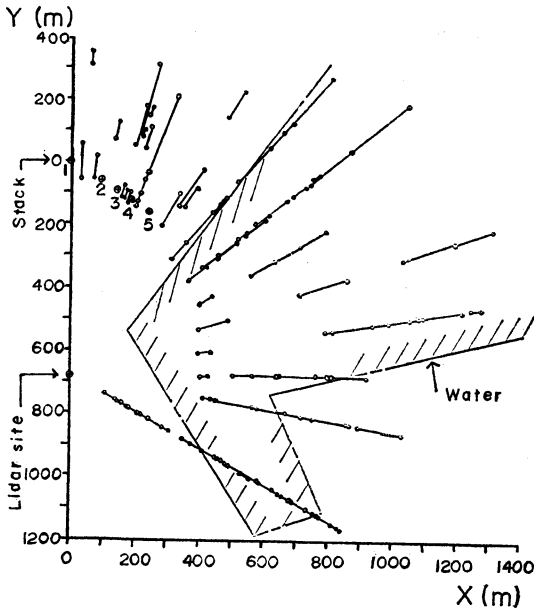
煙突が1本ときでも、煙流が早い周期、短い波長の波動運動をしている場合は、ルビーライダのパルス繰返し早くないため、十分に追跡できない。

煙突が数本近接しているとき、それぞれの煙流を分離することは一般に容易ではない。しかし、パルス繰返し間隔を15~20秒の程度とし、走査の高度変化を比較的細かく行なうこと、先に述べた並列Aスコップ群表示を用いて個々の特徴を追跡すること、以上を試みて、いままでの例ではすべて分離識別できた。これに関して臨海の埋立地における観測例を述べる²¹⁾。

第13、14図は二つの煙流と強い背景エーロゾルからのエコーを、垂直面と水平面に投影したものである。二つ



第13図 2煙流と濃い背景エーロゾルが混合しているときのエコー（垂直面投影）。



第14図 第13図に同じ、ただし水平面投影。1～5の数字は存在した煙突で、1は高さ180mの集合煙突、3は150mの単一煙突、この2本だけが働いていた。

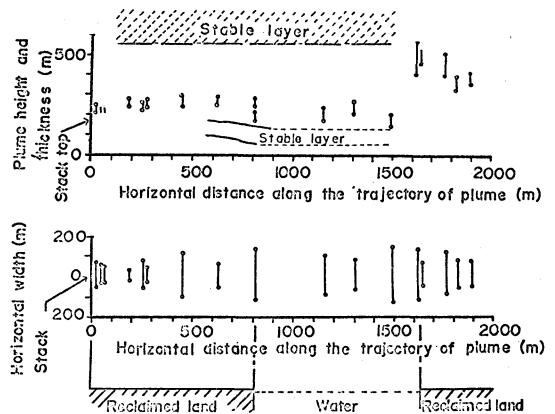
の点を結ぶ線が強いエコーの箇所である。もちろん、空間を連続的に走査したのではない。煙突が孤立して存在するときは、このような垂直、水平面において煙流が明確に現われる。しかし、この図のようにエコーが混合しているときは煙流追跡が不可能といわれていた。この場合でも上に述べた方法でやると分離識別される。

第15, 16図はそうにして分離されたもので、第15図は高さ180mの集合煙突に対するもの、第16図はその右方200m離れた高さ150mの単一煙突に対するものである。水平面図からも推測されるように、煙流はかなり湾曲し、かつそれぞれの煙流の軌跡は異なっている。そこで、分離した図の横軸はそれぞれの軌跡に沿っての距離を取ってある。この観測は2月半ばの午後3時半ごろ行なわれ、スモッグのある状態であった。ヘリコプタによる気温観測によると、地上100m前後に多少安定ぎみの層があり、また600m付近より1300mくらいまで安定層が存在した。ライダ観測によっても、図に示すような二つのエーロゾル滞留層が、対応する高さに存在している。

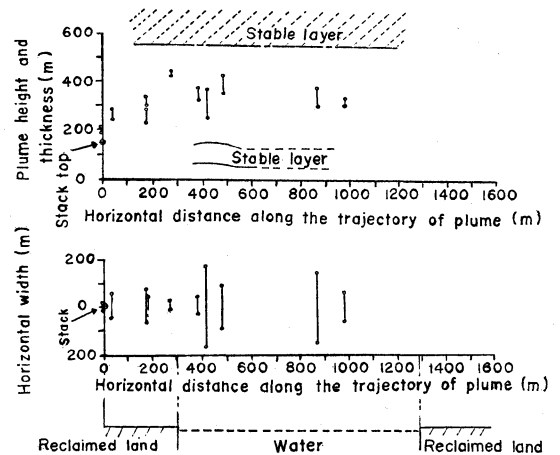
なお、図の下部に書かれているように埋立地があり、その中間には水路がある。ライダによると、下の安定層は左の埋立地上から水路上にくると、多少下がり気味であつたが、観測を低高度角まで細かく行なわなかったの

で、あまり確かではない。あまり上昇しなかった第15図の煙流は水路上ではとくに低くなり、安定層の傾向と一致しているようである。一方、この煙流より100m以上上昇した方の煙流には、水路上で下がる傾向は見当らない。水路上エコーのない空白部があるが、これは煙流がなかったのではなく、観測回数の都合などで観測が行なわれなかったためである。

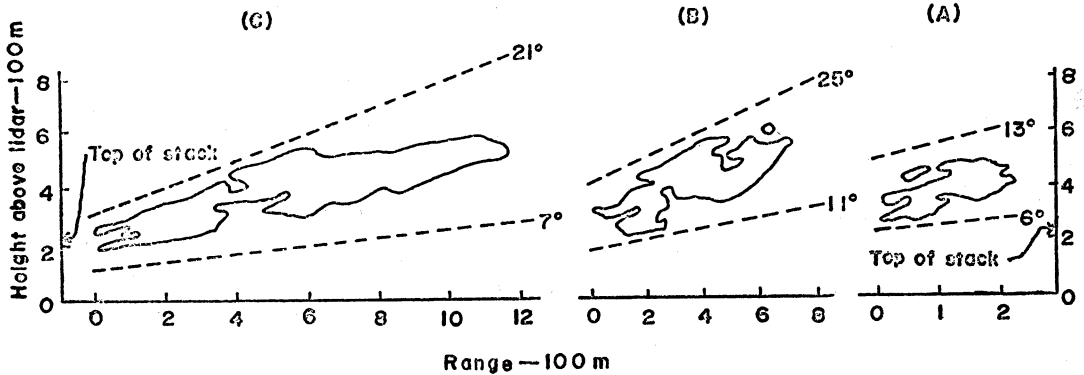
第15図の煙流が水路から再び埋立地上陸すると突然急上昇をして、上の安定層下部にまで達している。この埋立地はそのまま市街地に続くが、高い建物はない。さらに4kmほど離れた所に、高さ40m、径600mほどの丘がある。風速は小さく、4m/s前後であった。この状態



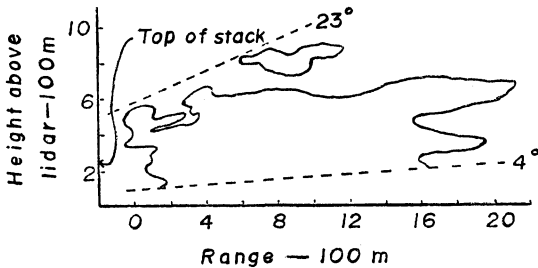
第15図 第13, 14図のとき分離された一つの煙流の高さ、厚み、水平幅(180m高の集合煙突よりのもの)。



第16図 第15図に同じ、ただし150m高の単一煙突よりのもの。



第17図 高煙源からの煙流垂直断面を三箇所で観測したもの (朝)。ただし、煙流軸を斜めに切った (W.B. Johnson, Jr.²²) による。



第18図 煙源から約 4.5km 離れた煙流垂直断面 (斜め)、「いぶし」形になった例 (W.B. Johnson, Jr.²²) による。

で煙流の急上昇を地形の影響とすることは困難であり、よい説明はまだ考えられていない。

煙流の垂直および水平幅は、煙突から100~200m離れた内に十分広がり、それ以後は距離とともに顕著に増大するという傾向は、われわれの観測範囲内では見当らなかった。これは、他の場所でも同じ季節の観測に経験したことである。冬季以外、あるいは大気安定性が異なっていると思われる場合、遠距離において広がることは考えられる。

第15, 16図の二つの煙流の軌道が異なっており、高度も100m以上差があることは先に述べた。ライダ観測の約30分前に、気球放球による風観測が行なわれたが、煙流の存在した層内では、150mの高度差に対し、風向20°以上の差があった。すなわち、風向の高度変化によって二煙流の軌道差が説明される。

二煙流の高度差については、全く解釈に苦しむものであった。すなわち、低い150mの単一煙突の方が180mの集合煙突よりの煙流より高く上昇しているからであ

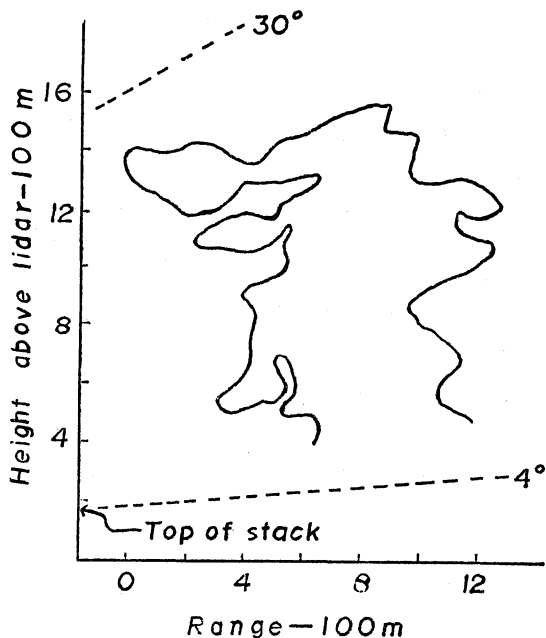
る。集合煙突の煙流はトランシット観測のため、約10分間着色され、単一煙突は白色に近かったので、ヘリコプタによる目視および写真撮影により、この奇妙な高低差は確かめられている。われわれの観測の多くは集合煙突のほうの上昇が高かつたけれども、上のような特異な例も存在したのである。

3.3.3 煙流断面の変化

第17, 18, 19図は、米国ペンシルバニア州西部において、高さ244m煙突に対してライダ観測を行なったものである²²。実線で囲まれた内部が煙流断面であって、煙流エコーの急な立ち上り点を境界としている。ライダ高度角は点線で示してある範囲を1度おきに変じ、垂直走査観測が行なわれている。

第17図の(A), (B), (C)はそれぞれ煙突から約1.2, 2.7, 4.1km離れた地点の垂直断面である。ここで注意すべきは、断面が煙流軌跡に直角に切られたものでなく、ライダ位置の関係でかなり斜めに切っていることである。報告から推定すると、(A)での水平幅は約100m (B)では約500m, (C)では約750mの程度と思われる。また、煙流はしだいに湾曲した軌跡をなしており、しかも、(A), (B), (C)いずれも中央部付近にくぼみを生じ、二股に分かれて煙流が進んでいる。とくに、この形状が煙源から1kmくらい離れた所から4km以上離れた所まで保持されていることが注意されている。なお、形状のこの種の特徴が長く続することは一般的のことで、特異な例でないことも述べられている。

この煙流の二股化は、気温のてい減率の比較的小さい安定層でよく観測されているようである (朝)。図の場合には、二股に分かれた左右の部分の進行軌跡が少しづつ異なることが示されている。その角度差は10°程度で



第19図 煙源から約 2.5km 離れた煙流垂直断面，上方拡散の例(W.B. Johnson, Jr.²²⁾による)。

あって、左右の部分の高度差は 50~100m である。われわれも、風速が弱いとき、風速風向が高さとともに大きく変じている例をしばしば経験している。これから考えると、高度差のある左右部分の分離、二股化は容易に理解される。そこで、図のような煙流の水平方向の広がり、風のシャによるものと考えられる。

第18図も一連の観測のもので、水平の幅は前と同じく縮小されるべきであり、約1000mと推定される。ここで注目すべきは、煙流の上方拡散が押えられて、下方には地上までも拡散している「いぶし」型であることである。これがライダ観測で明らかに示されることは、ライダが工業地帯の監視用として大いに役立つ例証である。なお、これは5月の午前10時45分前後に観測され、午前10時のゾンデ観測によると、大気下層は非常に安定な成層をなしていた。

第19図は他の日の観測で、上方拡散の例である。観測時間は午前11時45分から15分間くらいであって、煙突の高さから1500mもの高所まで広がっている。このときの高度1000mまでのゾンデ観測によると、ほぼ乾燥断熱減率の温度分布をなしていた。

3.3.4 濃度分布

ここで述べる濃度分布は短い時間内、たとえば15分間

程度の内に観測された煙粒子群の濃度分布である。したがって、気流に蛇行があるときの長時間の平均濃度とは異なるものである。

先にも述べたように、ライダ観測による煙流断面の輪郭は、ほとんどの場合はかなりはっきりしている。これは煙突から数 km 離れてもそうであって、ガウス分布的ではない。

第17図のような場合、輪郭から内部に入るほど一般に濃度は大となり、中心部が最大濃度である。そして dB 値で表わした濃度は内部では非常にゆるいこう配で、平坦に近い。

第18, 19図のような場合にはかなり様相が異なっている。輪郭から内部に入るほど高濃度というのではなく、断面の上部に高濃度が分布している。局地的な極大の濃度は、下部にもかなり存在している。そこで、空間的の平滑化を試みても、簡単な分布則を適用することは困難である。

断面の上部に高濃度部が分布することに対し、大きな浮力を受けている粒子がそこに集積するという考えもある。または、煙流に存在する亜硫酸ガスなどの吸湿性のもの存在により、上部の比較的高湿部に微小水滴を生成したとも考えられる^{6), 22)}。

4. 新方式のライダ

現在一般に使用されているライダはルビーレーザを用いたもので、容易に大出力がだせるから、今後も多く利用されると思われる。

しかし、大出力の場合パルスの繰返しを早くすることができないので、A スコープ表示あるいはそれを多少変形したものである。また、現在までのライダ利用法は極超短波レーダの延長であって、レーザ波であるための特異な利用、すなわち量子的効果を利用するものはなかった。

しかし、最近のレーザ技術の進歩はきわめて急速であって、以下に述べるような開発が進められている。

4.1 PPI 可能のライダ

イットリウム、アルミニウム、ガーネットの結晶であるヤグ (YAG, それぞれの頭文字をつけたもの) が、比較的高出力のレーザ・パルスを早い繰返しで発振し、最近実用的となった。これを用いれば、極超短波レーダのように、スコープ上地図のような表示の PPI ができるわけである。

これはネオジミウム Nd のレーザで、波長は 1.06μ である。この赤外の領域になると、光電子増倍管の感度が

きわめて悪くなる。そこで、 1.06μ の第二高調波 0.53μ に変換すれば、光電管の感度の最も良い部分になるから、たとえ第二高調波への変換効率が多少悪くとも、総合的なシステムの能率は非常に向上する。

変換装置 SHG（第二高調波発生装置）の開発も急速で、現在では変換効率 100% に近いというもので現われている。もっともライダとしての使用に対して、寿命の点が不明であるが、これも近い将来明らかにされ、永い使用に耐えるものが製作されるであろう。

パルスの繰返しについても、ヤグの場合毎秒 50 回ぐらいいはシステムとして実用的となっている。これを用いれば PPI は可能である。

このように現在の技術の段階で、実用的な PPI ライダは製作されるのであって、検知能力としては数メガワットのルビーライダと同等のものが容易に期待される。そこで少なくとも大気汚染用としては、十分現業的に使用しうると考えられる。

4.2 ラマン散乱利用

ラマン (Raman) 散乱はレーレー、ミー散乱と異なり、入射レーザー波長と異なった波長の散乱を行なうものである。分子は固有の分子振動を持っているが、その光学定数もその振動成分を持っている。そこで分子にレーザー波が入射すると、波動がその振動分により変調され、二次放射としてレーザー振動数と同じ振動数のもののほかに一定数だけ低い振動数のもの、あるいは高い振動数のものが現われる。この後の二者をラマン散乱という。

この散乱を観測すると、レーザー波長よりのずれにより、いかなる分子があって散乱を生じたかが判る。強度から分子密度も推定される。そこで、ただ一つのレーザー波たとえばルビーのレーザー波だけで種々の分子の散乱検出が可能となる。このように非常に便利ではあるが、レーレー散乱よりも一般に非常に散乱強度が小さい。しかし、大気汚染の有害ガスの遠隔検出に、これを利用したライダを開発しようという試みがある^{23), 24)}。また、これにより N_2 の垂直分布を観測して温度分布を知ろうという試みもある。

4.3 共鳴散乱利用

分子やイオンはある特定振動数の入射波があると、それを共鳴的に吸収して高いエネルギー準位に移る。これはただちに低い準位に遷移するが、そのとき再放射を行なう。これを共鳴散乱というが、ラマン散乱はもちろんレーレー散乱よりも強度が大であるから、検出は容易で

ある。

ここで問題は、共鳴吸収が生ずる波長のレーザー発振をどうして得るかである。このためには、種々のラマン物質を選んでそれによる波長移動、温度変化によるレーザー波長移動およびこれらの第二高調波を作るなどが考えられている。また最近、ローダミン 6 G などの染料利用のレーザーが、濃度変化により波長が変わることを利用することも、有力な方法として実用化されようとしている²⁵⁾。

この散乱利用は、先にも述べたように、大気汚染の有害ガス遠隔検出に用いられようとしている。また超高層観測にも応用が考えられていることも先に述べた²⁰⁾。

4.4 吸収帯利用

たとえば水蒸気の狭い吸収帯の内と外の二波長のレーザー波を用いて、大気中ある場所からの散乱強度を測定したとする。両波長はきわめて接近したものであるから、その場所のミー散乱粒子群の散乱能率は両者に対して等しく、両者のエコー強度差は、送光強度を等しくすると、途中の伝搬路における水蒸気の吸収のみによる。すなわち、伝搬路中の水蒸気量が求められる。対象とする場所を伝搬方向に連続的に変え、距離とともに変わる水蒸気の積算量、あるいはその勾配をとって、水蒸気密度の分布が求められることになる。

問題は共鳴散乱と同じであって、要求される波長のレーザー波をいかにして得るかである。

この方式は水蒸気に限らず、いかなるガスにも適用され、大気汚染の有害ガス検出にも大いに役立つと思われる。

おわりに

以上いろいろと述べたが、ライダの気象への応用はまだ初期の段階にあり、応用の範囲はますます広がると考えられる。その一つとして、まだ具体化されていないが、気象用のドップラ・ライダの出現も遠くないと思われる。レーザーおよび関連技術の進歩は非常なものであるから、絶えずその方への注意を怠らず、気象用ライダへの利用に努めるならば、新分野の開拓も大いに期待されよう。

引用文献

- 1) Northend, C.A., R.C. Honey and W.E. Evans, 1966: Laser Radar, (Lidar) for Meteorological Observations. Rev. Scient. Instrum., **37**, 393-404.
- 2) Elterman, L., 1964: Environmental Research Papers. Air Force Cambridge Res. Lab., AF CRL-64-740.
- 3) Collis, R.T.H. 1966: Lidar: a new atmos-

- pheric probe, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., **92**, 220-230.
- 4) 稲場文男等, 1968: A スコープ方式レーザレーダによる大気伝搬特性の測定とエコー波形の解析, 電通誌, 51-8, 425-431.
 - 5) Barrett, E.W., and Oded Ben-Dov, 1967: Application of the lidar to air pollution measurements. J. Appl. Meteorol., **6**, 500-515.
 - 6) Hamilton, P.M. 1966: The use of lidar in air pollution studies. Int. J. Air Wat. Pollut. **10**, 427-434.
 - 7) Naito, K., I. Tobata, & Y. Yokota 1968: The vertical distribution of aerosol in the lower atmosphere observed by lidar. Pap. in Meteor. and Geophys., **19**, 615-625.
 - 8) Vizee, W. and J. Oblanas 1969: Lidar-Observed Haze Layers Associated with Thermal Structure in the Lower Atmosphere. J. Appl. Meteor., **8**, 369-375.
 - 9) Ashwell, G.E. and J.A. Lane 1969: Simultaneous Lidar and Refractometer Soundings of Layer Structure in the Troposphere. Nature, **222**, 464-466.
 - 10) 内藤, 田端, 横田, 1970: ライダーによる大気下層の微細構造観測. 気象学会秋季大会予稿, 217.
 - 11) 同上, 1970: 低層における大気波動のライダー探知. 気象学会春季大会予稿, 149.
 - 12) Collis, R.T.H., F.G. Fernald and J.E. Alder 1968: Lidar Observations of Sierra-Wave Conditions. J. Appl Meteor., **7**, 227-233.
 - 13) Vizee, W., E.E. Uthe & R.T.H. Collis 1969: Lidar Observations of Airfield Approach Conditions: An Exploratory Study, J. Appl. Meteor., **8**, 274-273.
 - 14) 内藤, 田端, 横田, 1969: ライダーによる視程 (光減衰) の観測について, 電通学会アンテナ・伝搬研資, AP 69-12.
 - 15) Collis, R.T.H. 1968: Lidar observations of atmospheric motion in forest valleys. Bull. Amer. Meteor. Soc., **49**, 918-922.
 - 16) Clemesha, B.R., G.S. Kent and R.W. R.W. H. Wright 1967: Optical radar evidence for atmospheric dust layers around 85km altitude. Nature, **214**, 261-262.
 - 17) Fiocco, G., and L.D. Smullin 1963: Detection of scattering layers in the upper atmosphere (60-140km) by optical radar. Nature, **199**, 1275-1276.
 - 18) Fiocco, G., and G. Grams, 1964: Observations of the aerosol layer at 25km by optical radar. J. Atmos. Sci., **21**, 323-324.
 - 19) Goyer, G.G., and R.D. Watson 1968: Laser techniques for observing the upper atmosphere. Bull. Amer. Meteor. Soc., **49**, 890-895.
 - 20) Hirono, M. 1964: On the observations of the upper atmospheric constituents by laser beams. J. Radio Res. Lab., **11**, 251-221.
 - 21) 内藤他, 1970: 煙流に関するライダーおよびヘリコプター観測, 気象学会秋季大会予稿, 231.
 - 22) Johnson, W.B. Jr. 1969: Lidar Observation of the Diffusion and Rise of Stack Plumes. J. Appl. Meteor., **19**, 176-180.
 - 23) 小林, 稲場, 内藤, 五十嵐, 1969: Laser-Raman Radar—レーザ・レーダの新しい動作方式とその大気汚染測定への応用, 昭和44年度電通学会全国大会予稿, 652.
 - 24) Inaba, H., H., and K. Kobayashi 1969: Laser-Raman Radar for Chemical Analysis of Polluted Air. Nature, **224**, 170-172.
 - 25) 小林, 有賀, 稲場, 1970: 可変周波数レーザを用いる共鳴散乱レーザレーダのシステム解析. 電通学会量子エレクトロニクス研資 QE 70-26.

学生会員の申請について

在学中の会員で定款第9条の会費の割引を受けたい者は, 4月30日までに在学証明書を付して理事長に申請して下さい。申請がないときは特典が認められません。

なお, 昨年手続きをした会員も, 改めて申請して下さい。