

## ハロー現象を伴う雲のレーザ・レーダ観測\*

今 須 良 一\*\*・岩 坂 泰 信\*\*\*

## 要 旨

ハロー現象を伴う雲のレーザ・レーダ観測を行った。積算後方散乱係数の値は  $3 \times 10^{-3} \sim 4 \times 10^{-2}$  (/strad) 程度の範囲内にあった。雲の幾何学的厚さは  $22^\circ$  ハローと  $46^\circ$  ハローを伴う場合とでは、前者の方が倍以上大きい。偏光解消度の測定からは、 $22^\circ$  ハローについては20~50%の値を示す場合と70%以上の高い値を示す場合があった。 $46^\circ$  ハローについては20~100%と、ばらつきながらも全体として高い値が得られた。これらの値の違いについて氷粒子の結晶形との対応を検討した。さらに、いくつかのハロー現象が同時に見られる時など、雲が多層構造をしている場合のあることを示した。

## 1. はじめに

雲がどのような結晶の氷粒子から構成されているかを知ることは、その雲の生成する時の微物理過程を考える上で重要である。また、粒径分布や結晶の向いている方向の違いなどは、雲の放射への影響を議論する上で大事な要素である。

太陽や月にかかる、いわゆる量として知られるハロー現象は、雲中の氷粒子の情報を伝えるものとして、古くから多くの研究者によって観察されてきた。

ハロー現象を理論的に説明するためには、雲中の氷粒子の関与する多くの光学的な過程を考えなければならない。Wendling *et al.* (1979), Cai and Liou (1982), Takano and Jayaweera (1985), Takano and Liou (1989 a, b), Rockwitz (1989) らは、光の反射、屈折、回折などの効果を考慮した幾何光学的な計算に基づいて、六角柱、あるいは、六角板の氷粒子による光の散乱特性を求め、ハロー現象との関係を論じている。また、Hastings (1920), Fraser (1979), Tape (1979), Hallett

(1987) らは、ハロー現象を引き起こす氷結晶の粒径や大気中での姿勢などについても論じている。最近では、モンテカルロ法を用いた計算により、ハロー現象を再現し、その強度を調べることも行われている (Greenler *et al.*, 1972, 1977, 1979; Mallmann and Greenler, 1979; Pattloch and Tränkle, 1984; Tränkle and Greenler, 1987)。

しかし、これまでの研究においては、実際のハロー現象を観察する時、その空間的な広がりや光の強度を定量的に測定した例は少ない。さらに、雲中の氷粒子の結晶形や粒径、それらの空間分布などを、ハローの観察と同時に観測した例はほとんどない。それは、ハローを起こすような雲は、巻雲のように高高度に現われるものが多く、観測が難しいこと合わせて、ハロー現象自体が短時間しか持続しないことによる。その点においては、ハロー現象を起こす雲の観測にリモートセンシング技術を用いることは、大変有効と考えられる。

本研究はこのようなハロー現象を伴う雲を、レーザ・レーダを用いて観測し、後方散乱係数や偏光解消度などの光学的な量から、ハロー現象の起こる条件やこれまで理論的に指摘されてきた氷粒子の結晶形などについて、観測データを基にして検討を行う。

以降の文中において、ハローと言う場合は視半  $22^\circ$  径および  $46^\circ$  に見られる円弧状のハローを指し、ハロー現象と言う場合は幻日や弧なども含めた光学現象全体を称

\* Laser radar observations of the clouds with Halo phenomena.

\*\* Ryoichi Imasu, 通産省工業技術院・公害資源研究所.

\*\*\* Yasunobu Iwasaka, 名古屋大学太陽地球環境研究所.

—1989年10月26日受領—

—1990年7月23日受理—

するものとする。

## 2. 観 測

### 2.1 観測装置, 解析方法

観測は名古屋大学水圏科学研究所 (35.2°N, 137.0°E) に設置されたレーザ・レーダにより行った。レーザ光の波長: 0.6943 ( $\mu\text{m}$ ), 繰返し: 0.5 (pps), 受信望遠鏡視野: 1.5 (mrad), 受信: アナログ方式である。以下に示す後方散乱係数, および, 偏光解消度の一つのプロファイルは50秒間の平均値であり, 一回の観測について4ないし12プロファイルずつ表示してある。

レーザ・レーダ観測における偏光解消度は後方散乱偏光解消度であり, 以後, 単に偏光解消度と略す。その定義は直線偏光した送信光に対して垂直な成分と平行な成分との受信光強度の比である。測定は受信光を50%ずつ2つの光路に分け, 送信光の偏光面に対して平行, および垂直な方向に偏光フィルターを入れて2系統同時に行った。

後方散乱係数は Fernald (1984) の解析法を用いて, 圏界面直下で散乱比 = 1 (エアロゾル, 雲がない状態) という境界条件のもとで求めた。この時用いた散乱パラメータ (消散係数/後方散乱係数) は Platt and Dilly (1981) の平均的な観測値に近い20を用いた。しかし, 雲直下において散乱比 < 1 となるなど, 明らかに散乱パラメータが大き過ぎる時は10~20程度の値を用いた。この方法では, 雲を含まない大気からの散乱光の強さと雲からの散乱光の強さが2桁以上違う一方で, 受信系のA/D変換器の分解能が12ビットであるため, 最終結果である後方散乱係数, および, 積算後方散乱係数において数10%の誤差を伴うこととなる (偏光解消度はこの影響を受けない)。気温, 風速については, 浜松におけるラジオゾンデ観測のデータを用いた。

本装置は鉛直方向を向いた固定式であるため, 真上の雲しか観測できないが, 観測した雲は比較的一様であり, ハローの現われていた部分と観測部分とは同質のものと考えられる。また, 時間-高度断面図については, 測定時間が2分弱と短いことから, 雲の水平構造を表しているものと考えて差し支えない。

### 2.2 写真について

写真は観測期間中に撮影されたものである。同時刻にレーザ・レーダ観測データがあるのは写真3のケースだけであるが, しばしば観察されるハロー現象の一例として示しておく。

写真1は1988年7月12日の日没直前の撮影。22°のハローの上部に上端接弧, さらに, そこから太陽に向かう太陽柱が見られる。22°ハロー上の左端には, わずかながら幻日も見えている。観察を始めてから, 空全体が暗くなってハローが見えなくなるまでの約20分間のあいだ, 上端接弧も太陽柱もともによく観察できたが, その間に, 肉眼で見た濃さの違った雲が通過しており, ハロー現象を起こしていた雲が極めて一様なものであったとは言えないようである。

写真2は1988年9月2日の撮影である。巻積雲から, すだれのように垂れ下がった雲に現われた視半径22°のハローである。雲が西から近づいてくるにつれ, その雲はどんどん下方に伸びてきていた。その落下の様子から, かなり大きな氷粒子であったと考えられる。

写真3は1989年3月5日の日没前の撮影である。22°のハロー, 上端接弧, 46°のハロー, さらに, その上部にも上端接弧 (Galle's arc) が見られる (この同じ位置には天頂環 (Bravais' arc) も現れるが, 天頂環は地平線に対して水平に現れるのに対し上端接弧は曲線として現れることから, やはり, 上端接弧であるといえる (McDowell, 1979; Evans and Tricker, 1972))。撮影の直前には22°ハロー上にははっきりとした幻日が現れていた。

## 3. 観測結果

観測を行った日付, ハローの見え方, その時の太陽高度を第1表にあげる。雲頂高度や雲層の数など, 様子の異なった雲が現れた場合には, 1日の間に複数回観測を行った。

### 3.1 後方散乱係数-高度, 気温

第1図に, 観測された後方散乱係数の高度プロファイルを示す。この値は空気分子の後方散乱係数は含まず, 雲のみによる値である。aは視半径22°, bは46°のハローの現れた雲についての結果である。それぞれ, 9ケース, および, 4ケースの重ね合わせとして描いてある (以下同様)。ただし, 22°, 46°のハローが同時に見えた場合はbに入れてある。観測された雲の高度領域は22°ハローの雲の場合およそ6~10 km であるのに対し, 46°ハローの場合は4.5~12 km と, 2倍近く広い。また, 一つの雲層の厚さは22°の場合2~4 km であるのに対して, 46°についてはほとんどが1 km 程度である。

同様のデータを気温の関数としてプロットしたのが第2図a, bである。22°ハローの雲は-20~-50°Cの間にあるのに対し, 46°ハローの場合は-10~-65°Cと,

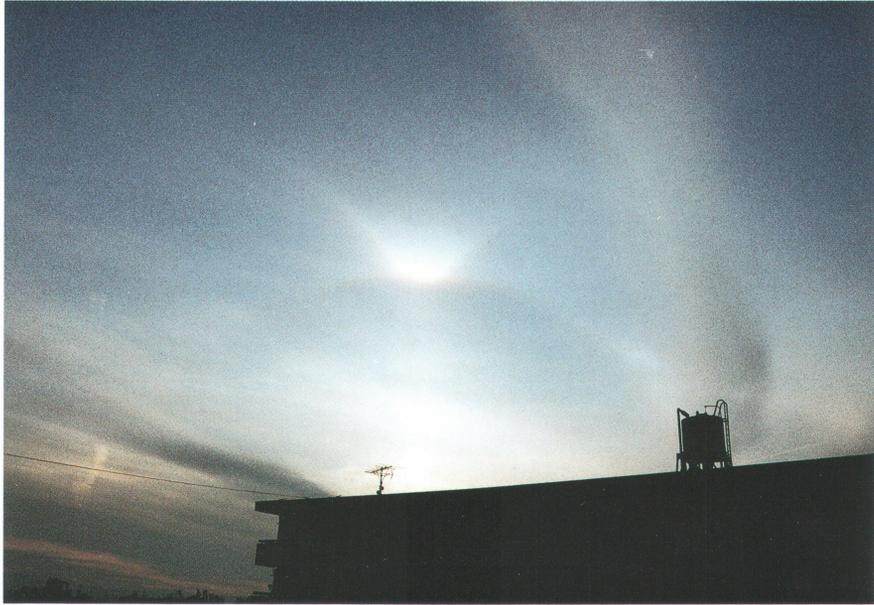


写真1

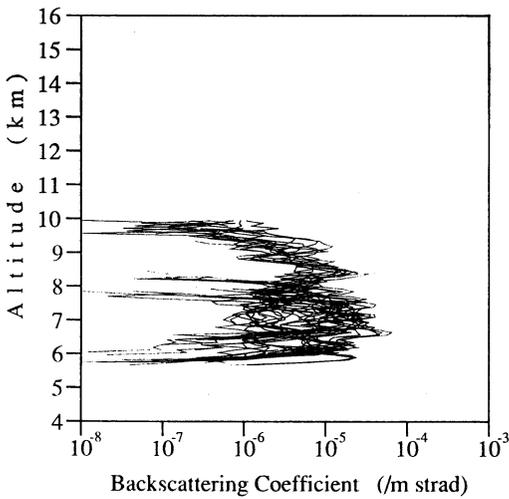


写真2

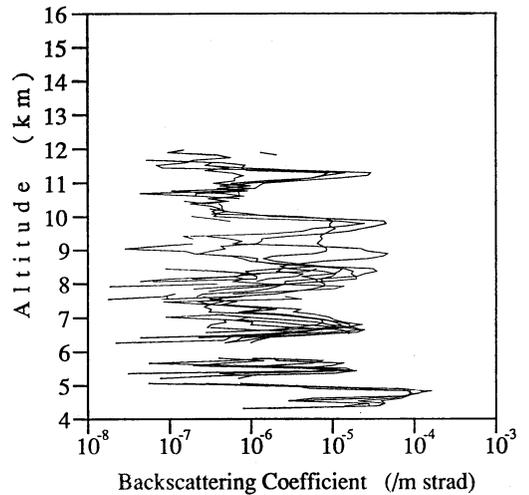
写真3

第1表

| 年月日         | ハロー現象                     | 太陽高度    |
|-------------|---------------------------|---------|
| 1988年 7月12日 | 22°, 上端接弧, 太陽柱, 幻日 (写真1)  | 2°      |
| 1988年 9月2日  | 22° (写真2)                 | 11°     |
| 1988年 11月4日 | 22°                       | 20°     |
| 1988年 1月6日  | 22°, 幻日                   | 12°     |
| 1988年 1月25日 | 22° (薄い), 幼日              | 36°~23° |
| 1989年 1月31日 | 22° +46°, 幻日 (薄い), 46° のみ | 23°~22° |
| 1989年 2月4日  | 22° (薄い)                  | 31°     |
| 1989年 3月2日  | 22° のみ, 46° のみ            | 19°~14° |
| 1989年 3月5日  | 22° +46°, 上端接弧, 幻日 (写真3)  | 17°     |



(a)



(b)

第1図 後方散乱係数の高度プロファイル. (a)は視半径22°, (b)は46°のハローの現れた雲についての結果. 22°, 46°両方のハローが現れた場合は(b)に入れてある.

広い範囲にある.

3.2 積算後方散乱係数

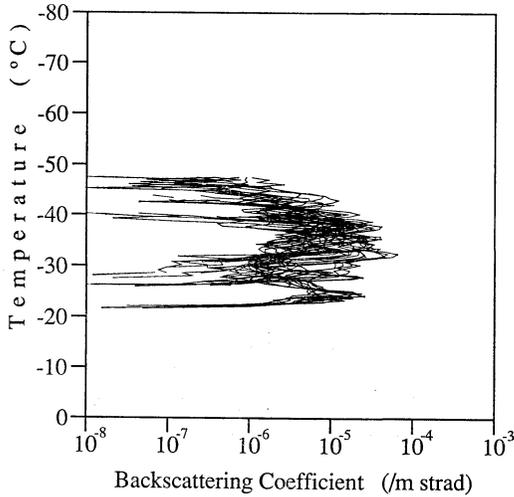
後方散乱係数を鉛直方向に積分した値である積算後方散乱係数を, 雲頂高度の関数として第3図に示した. ○は22°, ●は46°はハローを伴う雲を表わしている. すべてのケースについて雲頂高度は違い, それぞれについて4個ないし12個の点で示してある. 22°, 46°いずれのハローを伴う場合も  $3 \times 10^{-3} \sim 4 \times 10^{-2}$  (/strad) 程度の値に集中している. 雲頂高度による顕著な違いは見られない.

3.3 雲の空間的変動

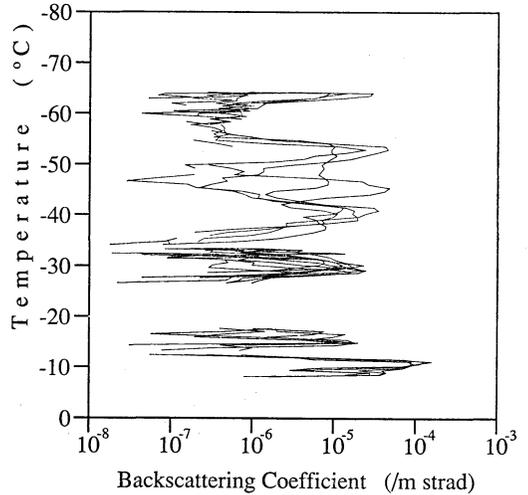
後方散乱強度(相対値), および, 偏光解消度の値の時間—高度断面図の例として, 1989年2月4日の観測例をそれぞれ第4図a, bに示す. 測定時間は100秒間であり, 雲層の上端, 下端での風速はそれぞれ52, 28(m/s)であるので, 横軸は, 雲の水平スケールとして5.2km, 2.8kmに対応する.

3.4 偏光解消度—高度, 気温

第5図, 第6図には, 偏光解消度の値をそれぞれ, 高度, および, 気温の関数として示す. aは22°ハロー, bは46°ハローについてのものである. 22°ハローにつ

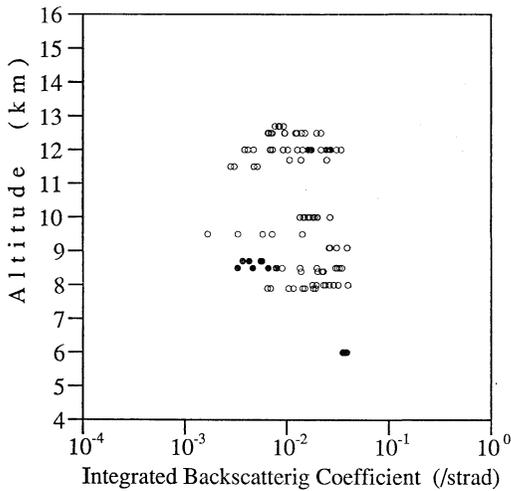


(a)



(b)

第2図 後方散乱係数と気温との関係。(a)は視半径22°, (b)は46°のハローの現れた雲についての結果。



第3図 積算後方散乱係数と雲頂高度との関係。○は22°, ●は46°ハローを伴う雲を表す。

いて見ると、20~50%と、70~100%のところに値が集中している。前者の場合は、ほぼ観測された温度領域全体に渡って分布している。また、後者の場合は3ケースのプロファイルの重ね合わせであるが、その温度範囲は-35~-43°Cである。一方、46°ハローについての偏光解消度は、20%程度から100%近くまで広い範囲にバ

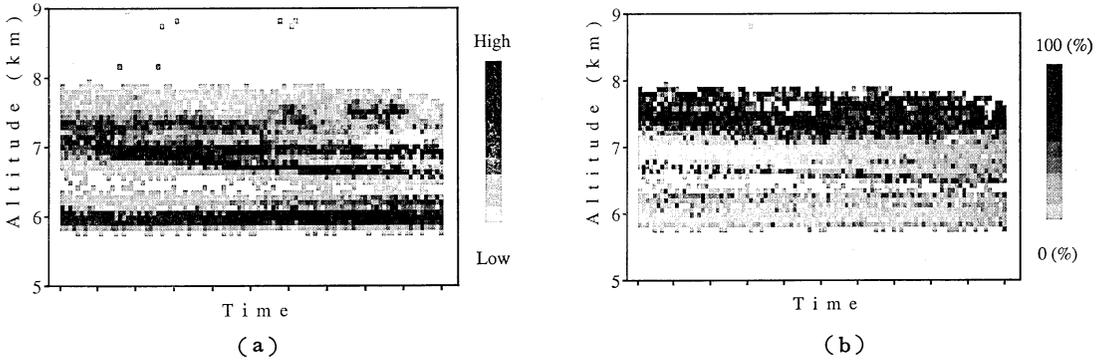
ラつくが、全体としては高い値である。

#### 4. 議 論

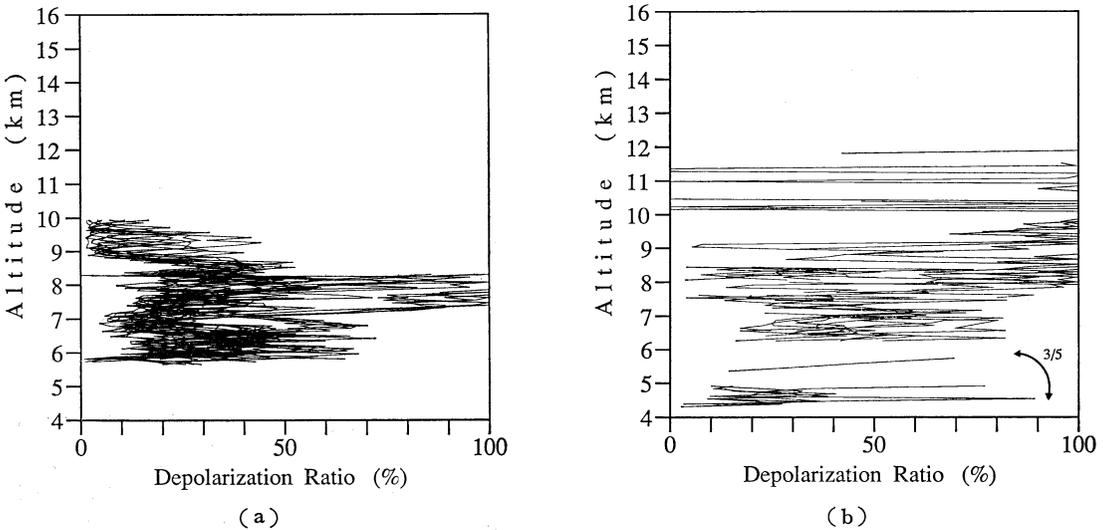
##### 4.1 雲の光学的厚さについて

ハロー現象が肉眼で見える、見えないという違いは、雲の光学的な厚さや一様性に依存する。あまり厚い雲の場合には、ハローの光が雲内で多量に散乱され観測者まで有効に届かない。逆に、雲が光学的に薄すぎるとハローの光が背景光に比べて弱くなり、見えなくなる。第3図に示したように積算後方散乱係数の値が $3 \times 10^{-3} \sim 4 \times 10^{-2}$  (/strad)程度の範囲にまとまっているが、この値は散乱パラメータとして、例えば解析時に用いた値20を用いて光の透過率に直すと94~45(%)となる。肉眼でハローを認めることが出来るには、この程度の光学的厚さの雲が適当なようである。

Takano and Liou (1989 b), Pattloch and Tränkle (1984)などの理論的な計算によると、雲の光学的厚さがあまり厚くない場合、22°ハローと46°ハローでは前者の方が後者よりも光強度が数倍以上強いという結果が得られている。このことから、22°ハローのみが見えていて、46°ハローが見えない場合の説明として、雲の光学的厚さが大事な要因であることは確かである。しかし、第3図に示した観測結果においては、同程度の積算後方散乱係数であっても46°ハローが見える場合と見え



第4図 (a) 後方散乱強度 (相対値), (b) 偏光解消度についての時間—高度断面図. 1989年2月4日のデータである. 測定時間は100秒間. 層の上端, 及び, 下端での風速はそれぞれ52, 28 (m/s) であるので, 水平スケールとして 5.2 km, 2.8 km に対応する.



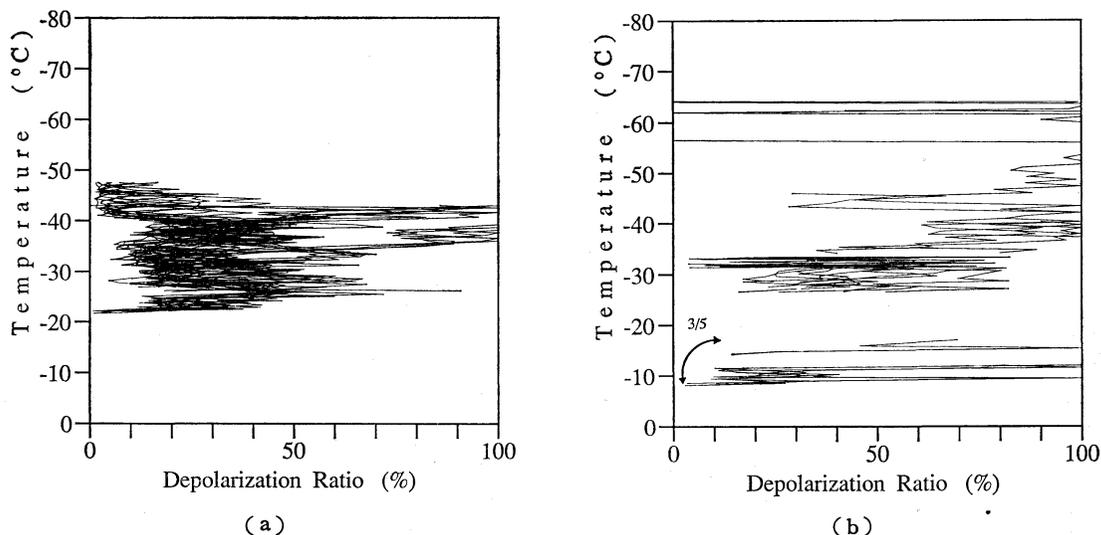
第5図 偏光解消度の高度プロファイル. (a) は視半径 22°, (b) は 46° のハローの現れた雲についての結果. 22°, 46° 両方のハローが現れた場合は (b) に入れてある.

ない場合があることがわかる. 従って, 46° ハローが見えるか見えないかという違いは, 光学的厚さのみで決まっているとは言えないようである. さらに, 雲の幾何学的厚さが倍以上違うことから, 雲の生成の機構そのものに違いがある可能性も考えられる.

第3図に示したデータはすべて太陽の回りのハローについてであり, 月の回りのハローの場合には, 背景光が少ないことから, より薄い雲でもハローが見えるものと思われる.

#### 4.2 雲層内の構造について

ハロー現象が見えるためには, 氷粒子の結晶形, 粒径分布, 結晶の向いている方向などの揃った粒子の量がある程度以上なければならないが, そのような粒子が雲内にどのように分布しているかも興味深い. 本研究において観測された雲については, 第4図 a, b の例のように, 後方散乱係数や偏光解消度が水平方向に同程度の値を持つ層が何層かに積み重なった形で存在していることが多かった. 粒子の性質もこの層単位ごとで特徴を持っているものと考えられる. 特に, 写真3のように, 異なるタ



第6図 偏光解消度と気温との関係。(a)は視半径 $22^\circ$ 、(b)は $46^\circ$ のハローの現れた雲についての結果。

イブの結晶粒子によって起こるとされるハロー現象がいくつか同時に見られた場合にも、上記のような層構造が見られた (Fraser (1979), Takano and Liou (1989 a, b) によれば、 $22^\circ$ ハロー上の上端接弧は長軸を水平にした六角柱結晶内での屈折、幻日は基底面を水平にした六角板結晶による屈折、また、太陽柱は結晶の水平な面からの反射によって起こる)。太陽光がこのような多層の雲を貫いてくる間に異なったハロー現象を起こしたものと推測される。

#### 4.3 ハローを起こす氷粒子の結晶形と偏光解消度の解釈について

氷晶の代表的な形である六角板結晶と六角柱結晶は、大気中をそれぞれ、半径方向、および、長軸方向を水平に保ちながら落下する。しかし、ブラウン運動やその他の乱れ、さらに、レイノルズ数が大きい場合には結晶がゆらゆら揺れながら落下する運動により、結晶の方向がランダムになる。一般に、このランダムな方向を持った結晶の $60^\circ$ および $90^\circ$ の角をなす面を通る光の屈折によって、 $22^\circ$ および $46^\circ$ ハローが引き起こされているとされている (例えば Greenler, 1980; Tricker, 1979)。Pattloch and Tränkle (1984) はモンテカルロ法による計算により、粒子の結晶形が六角板から六角柱に変わるに従い、 $46^\circ$ ハロー強度は急速に弱くなり、 $22^\circ$ ハロー強度は逆に強くなるという結果を得ている。同様の結果

は Takano and Liou (1989 b) による計算にも示されている。一方、Fraser はブラウン運動によるランダム化の確率計算から、 $46^\circ$ ハローは六角板結晶よりも六角柱結晶によって起こりやすいとしている (ただし、粒子直径は $12\sim 40\ \mu\text{m}$ 程度)。しかし、実際のハローがどのような氷結晶によって起きているかという点について、観測結果を基にした議論はこれまでほとんどない。ここでは観測された偏光解消度の値を、氷粒子の結晶形や向いている方向に対応させて考えることを検討する。

まず、ランダムな方向を向いた1つの氷結晶がどのような偏光解消度を示すかであるが、Cai and Liou (1982) による計算では厚さ/半径( $\mu\text{m}$ )が $8/10$ の六角板結晶については25%、 $300/60$ の六角柱結晶については60%という値を得ている。同様の粒子について Takano and Jayaweera (1985) は、それぞれ38.6%、57.7%という計算結果である、Sassen (1974, 1977), Sassen and Liou (1979) による室内実験でも、これらとほぼ同程度の値である。Sassen (1977) の実験では中空の六角柱結晶は完全な六角柱結晶と同様な高い値を示すことも確かめられている。これらの結果から、ランダムな方向を向いた六角柱結晶 (中空も含めて) は六角板結晶よりも、概して2倍程度高い偏光解消度を示すと言えそうである。次に、粒子が特定の方向を向いている場合であるが、六角柱結晶が長軸を水平に保った状態では28%の値になると

いう計算が Liou and Lahorc (1974) によって為されている。六角板結晶が半径方向を水平に保つ状態では基底面からの鏡面反射が卓越することがら0%となる。以上のような計算、および、実験値は結晶の厚さ/半径の値に大きく依存する。さらに光の波長や雲中の粒径分布によっても異なるものであり、これらについて明確な対応関係はまだ得られていない。

上記の結果を踏まえ、観測された偏光解消度の値を六角板結晶か六角柱結晶かという視点で検討してみる。まず、第5図a、第6図aに示した22°ハローの偏光解消度の値のうち、20~50%付近にまとまっている部分については、その値から主に六角板結晶が、また、高度7.4~8.2 km (気温 -35~-43°C) の70~100%の部分は中空または完全な六角柱結晶が卓越していたとする解釈が考えられる。次に、同図bの46°ハローについては20~100%と、ばらつきながらも全体として大きな値を示していることから、完全な六角柱結晶の卓越が考えられる(中空の六角柱結晶は46°ハローを起こす90°の角をなす面がない)。

しかし、観測された70~100%という値は誤差を考えた場合、理論および実験による六角柱結晶についての値よりも大きな値である。Takano and Jayaweera (1985)によれば、結晶の向く方向がランダムではなく、C軸と入射光が52°~59°の角度をなす時には、偏光解消度は100%を越えることが示されている。しかし、実際の大气中で氷粒子がこのような特定の方向を向いているとは考え難い。他の粒子形の検討なども必要であろう。

46°ハローを伴う雲中で六角柱結晶が卓越するとする解釈は本節の始めに記した Fraser (1979) の説と対応することになる。しかし、写真2に示したような速い速度で落下している氷粒子(多分、数百 $\mu\text{m}$ 以上の大きさ)によってもハローが起きており、Fraser (1979) のブラウン運動のみによる議論がそのまま当てはまる訳ではなさそうである。Fraser自身が指摘しているように、砲弾集合や六角柱結晶の集合体なども考慮した議論が必要であろう。

また、46°ハローの場合、2月4日のケース以外では幻日も現れていることから、半径方向を水平にした六角板結晶も含まれていたはずであり、それらを含む層では偏光解消度が低くなることが予想される。偏光解消度の値が全体にバラつく結果となったのは、そのためであったと考えることもできよう。特に、3月5日のケースについては、最も多くの種類のハロー現象が見られてお

り、雲層の気温も-8~-20°Cと、飽和度のわずかな違いによって、さまざまなタイプの結晶が現われる温度にあった(Magono and Lee, 1966; Kobayashi, 1961)。いずれにしても、偏光解消度が気温の低下に伴って直線的に増加するという Uchino *et al.* (1988) の観測結果とは異なっているようである。

以上のように、観測された偏光解消度の値の違いを氷粒子の結晶形の違いとして解釈する可能性について考えた。しかし、実際の雲粒子のサンプリングでも、砲弾集合や六角柱の集合など、複雑な形の粒子が存在していることが示されており(Heymsfield and Knollenberg, 1972; Heymsfield and Platt, 1984)、レーザ・レーダによる偏光解消度測定の有効性を高めるためには、これらの結晶も含めて、より多くの結晶形と偏光解消度との対応関係を確立していく研究が求められる。さらに、消散係数/後方散乱係数の比の値などにも、結晶形の違いが反映されることが Sassen (1978)、Platt and Dille (1981) などにより示されており、これらの値の同時観測も有効と考えられる。しかし、粒子の同定には、やはり雲粒子ゾンデなどによる直接観測が最も有効であり、ハロー現象出現時における観測が期待される。

## 5. 終わりに

レーザ・レーダ観測の結果より、22°ハローと、46°ハローを伴う雲とでは、雲層の幾何学的厚さ、雲の温度領域などに違いがある一方で、積算後方散乱係数にはあまり違いのないことなどを示した。また、偏光解消度の値にも大きな違いがあり、それらが六角板、六角柱、中空の六角柱といった、結晶形の違いに対応している可能性について触れた。さらに、いくつかのハロー現象が同時に見られる時など、雲が多層構造をしている場合のことも示した。

最近では実験室内で人工ハローをつくり、結晶形や粒径との対応を調べる研究も行われており注目される(Furukawa and Hallett, 1988)。しかし、弧などの複雑なハロー現象は、まだ再現できていないようであり、やはり実際の大气中での現象の観察が重要である。いずれにしても、ハロー現象を捉えるには、根気の良い、注意深い観察が大切である。

巻雲など上層雲の放射特性や上層大气中の水収支などには、まだ不明な点が多い。これらの問題を解決するためには、氷の結晶形、温度、過飽和度、氷晶核などの雲物理的な因子の把握が不可欠であり、ハロー現象の観察

はこれらに関しても有用な情報を提供するものであると  
 言えるだろう。

### 参考文献

- Cai, Q. and Liou, K.N., 1982: Polarized light scattering by hexagonal ice crystals: theory, *Appl. Opt.*, **21**, 3569-3580.
- Evans, W.F.J. and Tricker, R.A.R., 1972: Unusual arcs in the Saskatoon halo display, *Weather*, **27**, 234-238.
- Fernald, F.G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, *Appl. Opt.*, **23**, 652-653.
- Fraser, A.B., 1979: What size of ice crystals causes the halos?, *J. Opt. Soc. Am.*, **69**, 1112-1118.
- 古川義純, Hallet, J. 1988: 昭和63年度日本雪氷学会全国大会予稿集, p. 3
- Greenler, R.G. and Mallman, A.J., 1972: Circumscribed halos, *Science*, **176**, 128-131.
- , Mallman, A.J., Mueller, J.R. and Romito, R., 1977: Form and origin of the Parry arcs, *Science*, **195**, 360-367.
- , Mueller, J.R., Hahn, W. and Mallman, A.J., 1979: The 46° halo and its arcs, *Science*, **206**, 643-649.
- , 1980: Rainbows, halos, and glories, Cambridge University Press.
- Hallett, J., 1987: Faceted snow crystals, *J. Opt. Soc. Am.*, **A 4**, 581-588.
- Hastings, C., 1920: A general theory of ice halos, *Mon. Weath. Rev.*, 322-330 (June 1920).
- Heymsfield, A.J. and Knollenberg, R.G., 1972: Properties of cirrus generating cells. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1358-1366.
- , and Platt, C.M.R., 1984: A parameterization of particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 846-855.
- Kobayashi, T., 1961: The growth of snow crystals at low supersaturations. *Phil. Mag.*, **6**, 1363-1370.
- Liou, K.N. and Lahore, H., 1974: Laser sensing of cloud composition: A Backscattered depolarization technique, *J. Appl. Meteor.*, **13**, 257-263.
- Magono, C. and Lee, C.W., 1966: Meteorological classification of natural snow crystals, *J. Fac. Science, Hokkaido Univ. Ser. VII*, No. 2, 321-355.
- Mallmann, A.J. and Greenler, R.G., 1979: Origins of anthelic arcs, the anthelic pillar, and the anthelion, *J. Opt. Soc. Am.*, **69**, 1107-1112.
- McDowell, R.S., 1979: Frequency analysis of the circumzenithal arc: Evidence for the oscillation of ice-crystal plates in the upper atmosphere, *J. Opt. Soc. Am.*, **69**, 1119-1122.
- Pattloch, F. and Tränkle, E., 1984: Monte Carlo simulation and analysis of halo phenomena. *J. Opt. Soc. Am.*, **A 1**, 520-527.
- Platt, C.M.R. and Dillely, A.C., 1981: Remote sounding of high clouds. IV: Observed temperature variations in cirrus optical properties. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1069-1082.
- Rockwitz, K.D., 1989: Scattering properties of horizontally oriented ice crystal columns in cirrus clouds. Part 1, *Appl. Opt.*, **28**, 4103-4110.
- Sassen, K., 1974: Depolarization of laser light backscattered by artificial clouds, *J. Appl. Meteor.*, **13**, 932-933.
- , 1977: ice crystal habit discrimination with the optical backscatter depolarization technique, *J. Appl. Meteor.*, **16**, 425-431.
- , 1978: Backscattering cross sections for hydrometeors: Measurements at 6328 Å, *Appl. Opt.*, **17**, 804-806.
- , and Liou, K.N., 1979: Scattering of polarized laser light by water droplet, mixed-phase and ice crystal clouds. Part II: Angular depolarizing and multiple-scattering behavior, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 852-861.
- Takano, Y. and Jayaweera, K., 1985: Scattering phase matrix for hexagonal ice crystals computed from ray optics, *Appl. Opt.*, **24**, 3254-3263.
- and Liou, K.N., 1989 a: Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part I: Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3-19.
- , and Liou, K.N., 1989 b: Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part II: Theory and computation of multiple scattering in an anisotropic medium, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 20-36.
- Tape, W., 1979: Geometry of halo formation, *J. Opt. Soc. Am.*, **69**, 1122-1132.
- Tränkle, E. and Greenler, R.G., 1987: Multiple-scattering effects in halo phenomena, *J. Opt. Soc. Am.*, **A 4**, 591-599.
- Tricker, R.A.R., 1979: Ice crystal halos, *Optical Society of America*.
- Uchino, O., Tabata, I., Kai, K. and Okada, Y., 1988: Polarization properties of middle and

high level clouds, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 607-616.  
Wendling, P., Wendling, R., and Weickmann,

H.K., 1979: Scattering of solar radiation by hexagonal ice crystals. Appl. Opt., 18, 2663-2671.



### 「防災科学技術研究所」の設立について

平成2年度予算成立に伴い、科学技術庁の国立防災科学技術センター（略称、防災センター）は防災科学技術研究所（略称、防災科研）へと改組された。本改組のいきさつ、目的を簡単に紹介する。

地球温暖化に代表される地球環境問題は人間生活に広範な分野で大きな影響を与える重要問題であると認識されており、関係省庁、大学等において精力的に取り組まれている。この問題は長期的には災害の形で人類に影響を及ぼすものであるから、従前から、自然災害の未然防止、被害の軽減等を目的に現象の解明などの研究を行ってきた防災センターでも地球科学技術の研究を強力に推進することとなり、組織が改変された。

上記の意図は、組織の新名称からは読み取り難いが、研究部のいささか長い名（表参照）及び防災科研の英語名、National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention から読み取って頂けるであろう。

研究者の大幅な増員は残念ながらなされなかったが、研究活動としては、本誌「研究機関めぐり」で紹介されたこと（真木, 1989, 天気, 36, 320-322）に加えて、新たに地球温暖化に伴う海面上昇及び降水量変化とその影響評価の研究並びに衛星データ解析手法のデータベースに関する研究が、新研究所の特別研究として実施されている。

近い将来、地球環境問題の分野でもしかるべき成果を上げたいと、関係者一同研究に励んでいるところである。各位のご指導、ご鞭撻をこの場を借りてお願い申し上げます。  
(米谷恒春)

組織機構

