

## 2. 雲のできるまで

北海道大学 低温科学研究所 藤 吉 康 志

### 1. はじめに

雲は、最も身近な大気現象のひとつです。雲は地球上の水循環、エネルギー循環、物質循環、そして生命活動に大きな役割を果たしていますが、最近、地球温暖化に関連して「雲の研究」の重要性が見直されています。その理由は、現今モデルでは雲の取り扱いが極めて不十分で、気象・気候モデルでもっとも不確定性が大きい要素のひとつだからです。例えば、世界中の気象研究機関で行われた温暖化予測実験において、2100年の気温が最大で5°Cも違う結果が公表されました（第3次地球温暖化に関する政府間パネル（IPCC）報告書）。その最大の理由がモデルの中で作られた雲の違いにあり、将来の温度変化に大きな違いが出た2つのモデルで、背の低い雲（下層雲）の雲量変化が場所によって正負全く逆になっています。

今回の講演では、科学やコンピューターが進んだ現在でも、なぜ未だに「雲を掴む」ことができないのか、その理由と、最新の「雲を掴む」試みを紹介します。

### 2. 雲の形と分類

世界各地の気象台では、世界気象機関（WMO）が定めた標準分類に従って雲の観測が業務的に行われています。雲の名前は、アマチュア気象学者の Luke Howard によって、1802年12月にロンドンで開催された研究会で提案され、以降約200年にわたって踏襲されています。すなわち、下層、中層、上層という雲の出現高度による分類と、対流性か層状性、そして降水の有無がそれらの基準です。表1は、気象庁発行の分類表で、雲形（あるいは雲級）は10類で区別

表1 雲の分類表（気象庁、1989）

層	名称	英 名	略語	よく現れる高さと説明
上層	巻雲	cirrus	Ci	極地方 3~8 km
	巻積雲	cirrocumulus	Cc	温帯地方 5~13km
	巻層雲	cirrostratus	Cs	熱帯地方 6~18km
中層	高積雲	altocumulus	Ac	極地方 2~4 km 温帯地方 2~7km 熱帯地方 2~8 km
	高層雲	altostratus	As	普通中層にみられるが、上層まで広がっていることが多い。
	乱層雲	nimbostratus	Ns	普通中層にみられるが、上層及び下層まで広がっていることが多い。
下層	層積雲	stratocumulus	Sc	極地方 地面付近~2 km 温帯地方 地面付近~2km 熱帯地方 地面付近~2km
	層雲	stratus	St	
	積雲	cumulus	Cu	Cu, Cb: 雲底は普通下層にあるが、雲頂は中、上層まで発達していることが多い。
	積乱雲	cumulonimbus	Cb	

されており、各類はさらにいくつかの種と変種に分類されています。しかしながら、これまで無数に出されたどの教科書や解説書も、「何故雲が3層構造を示しているのか」「高層雲や高積雲といった雲がどうして或

る高度範囲に形成されるのか」といった単純な疑問について明確な答えをえてはいません。これらの疑問は、後で述べるように、新たな観測装置の導入によって、次第に解明されつつあります。

ところで、秦の時代（222 B.C. ~ 206 A.D.）から既にあったという「雲という文字の形」はどのようにしてできてきたのでしょうか？図1は、雲という文字の成立過程を示したもの（岡、1969）。この字の意味するところは、中国漢代に編纂された漢字の最古の字典「説文解字」では、「雲は山川の氣であって、雨、云にしたがい、雲の回転の形を象る」とあり、諸橋轍次の「大漢和辞典」では、「回転して上昇する形にたどる。更に雲は雨をともなう故に雨の字を加えて雲を作る」と書かれています。すなわち、暖かい気塊が単にまっすぐに昇って雲を作るのはなく、「雲の形が気流によって旋回するようすを觀察してできた象形文字」（岡、1969）ということになります。

雲という文字の大凡の成立過程が分かったところで、それでは、世界最古の「雲の形の記録」（雲文）というのはどのようなものでしょうか？Gezelman(1989)によれば、紀元前6200年前のトルコの古代都市Catal Huyukに、噴煙と火山雷が描かれていたそうです。気象に関連した積雲や雨足は、紀元前3000年頃にエジプトのヒエログリフに使われていたことが分かっていますが、面白いことに、エジプトの絵画には雲は完璧に排除されているそうです。それは、太陽神信仰のためと思われますが、出現する時にはいつも雷と雲を伴う神ヤハウェを信仰するイスラエルの民との抗争や、雨雲をもたらす「龍神信仰」と太陽神である天照大神の弟須佐之男命との戦いにも共通したものを感じます。

他にも文献を調べましたが、どうやら図2に示したような雲形が一番古そうです（渡辺素舟、1971）。すなわち、エスキモーの雲形は半円形であり、これに点を描いて朝、昼、晩を示唆したり（A）、北アメリカ東岸に住んでいたオジブワ人は半円形を重ねて雲を表現し（B）、北アメリカ西岸に住むモーキ一人は、（B）に稲光を示すジグザグと雨を示す線を加えています（C）。同じく渡辺によれば、紀元前1027年西周の中期以降の簋（き）や鼎（てい）などの銅器に、山形唐草様の雲形が鋳出されていて、雲形のモチーフは、図3に示したような山形の曲線であると述べています。これは、ちょうど積雲の雲頂部の形に似ていて、我々に馴染みのある大風呂敷の唐草模様のルーツが実は積雲だったことが分かります。同じ雲を眺めても、図1のような文字と図4のような雲文とに分かれたのは、科学者と芸術家の感性の違いかも知れません。

さらに、雲文は天象ということで、中国では図4のような天上人の乗り物や天界の動物のモチーフとして転用されていきました（岡、1969）。このようなデザイン化が盛んに行われたのは、神仙世界に傾倒した後漢時代（西暦25~220年）で、日本には遣隋使や遣唐使によって、飛鳥時代以降、仏教文化と共に輸

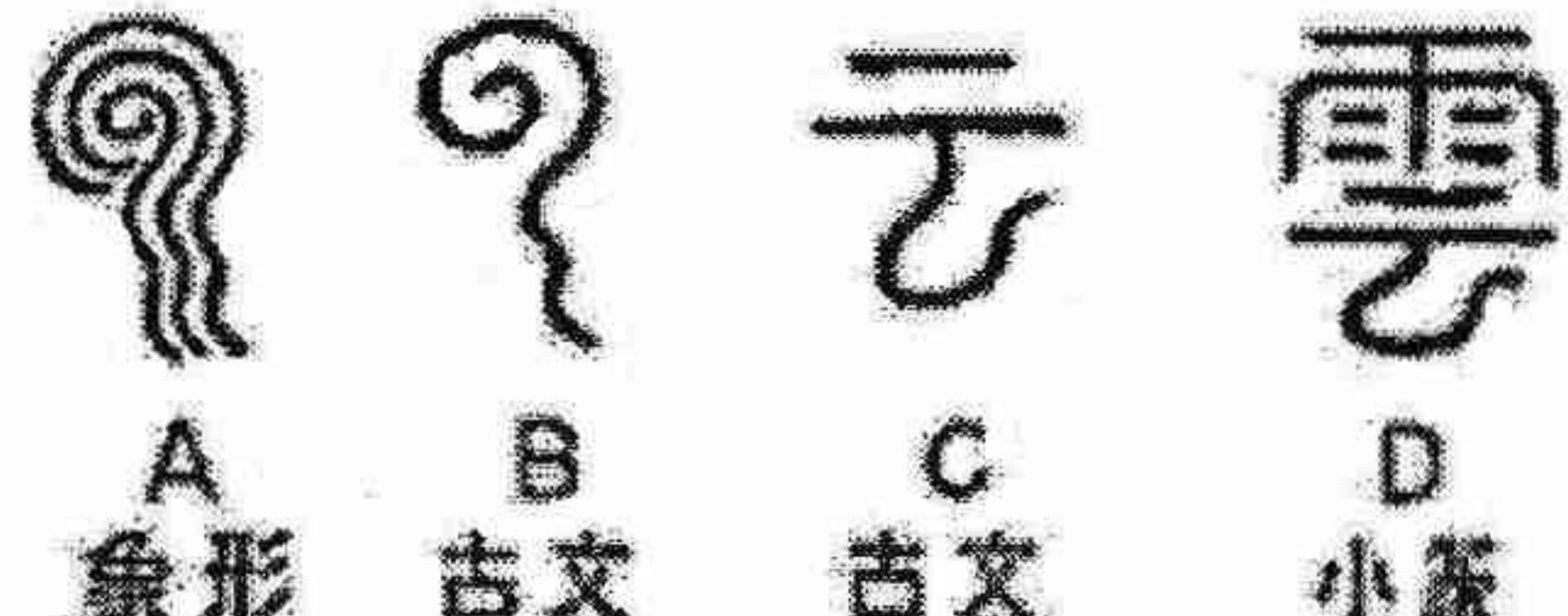


図1 雲の文字の変遷（岡、1969）

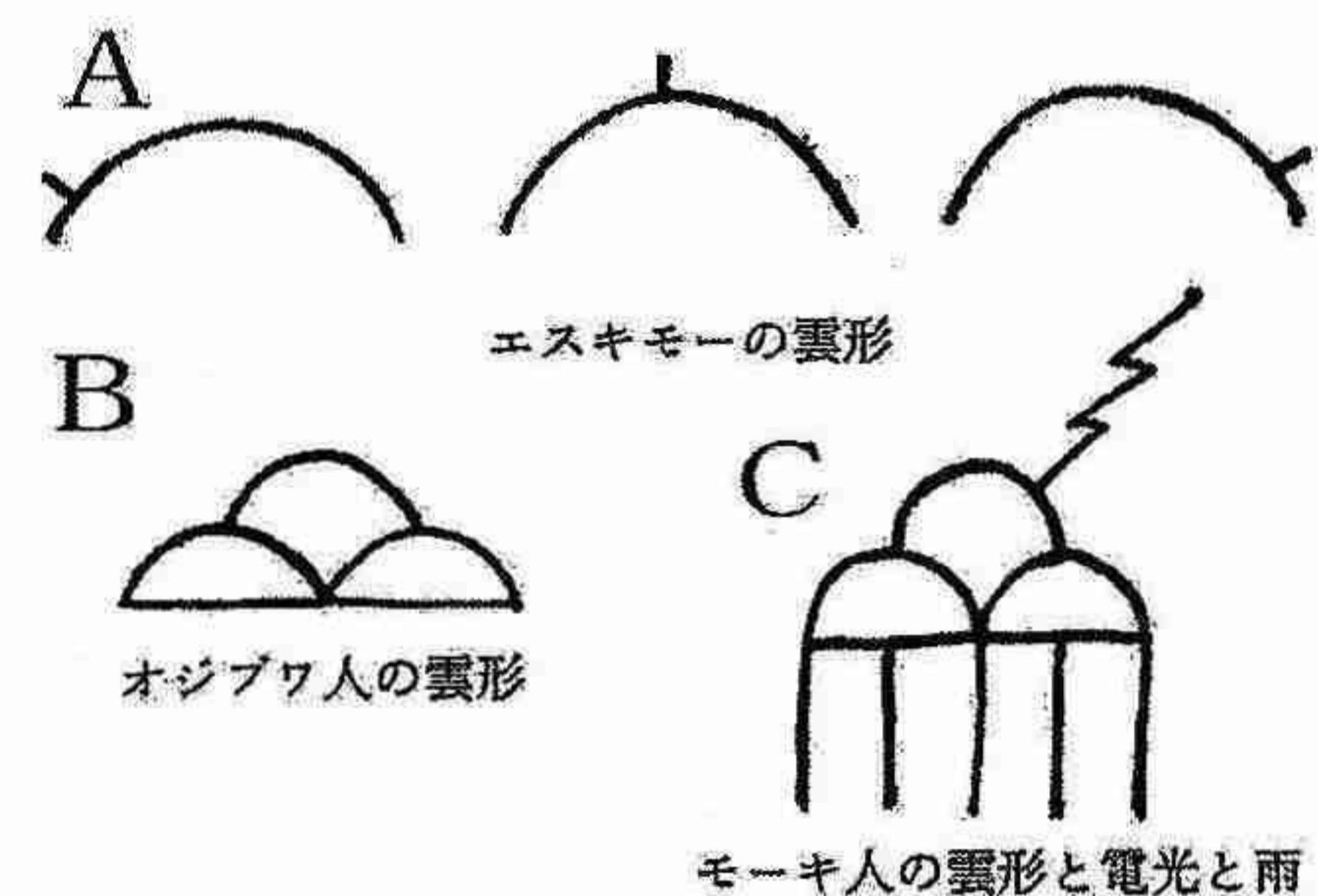


図2 古代人が描いた雲形（渡辺、1971）

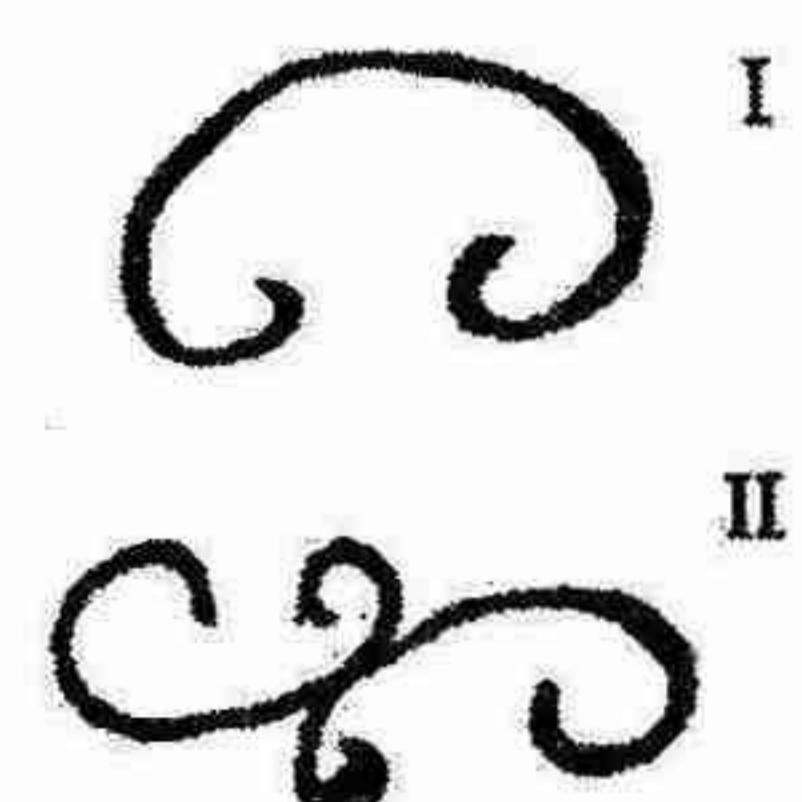


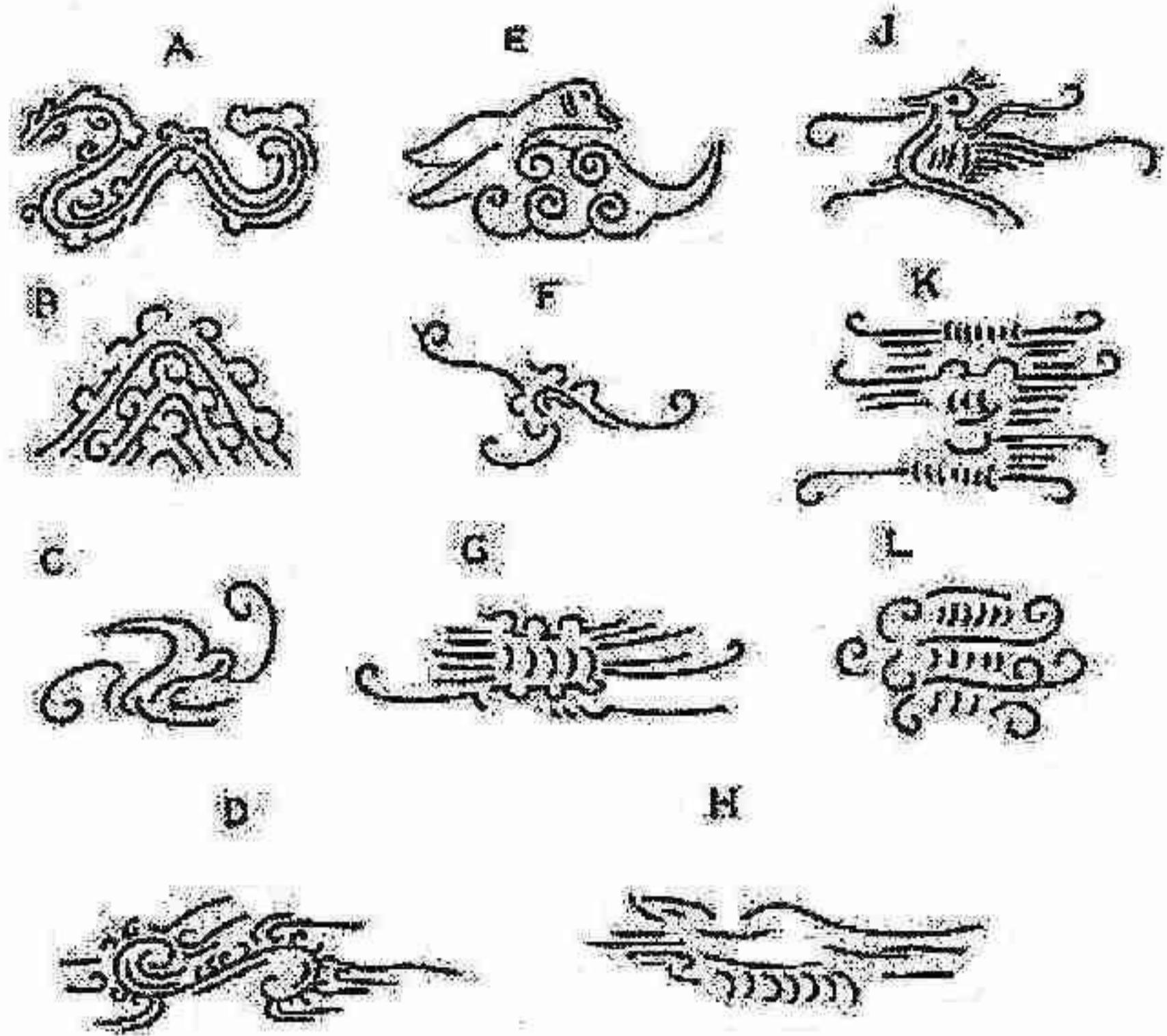
図3 中国の戦国後期の雲形のモチーフ（渡辺、1971）

入されたようです。従って、雲のデザインは普通の家の家紋には用いられず、寺紋で使われることが多く（京都の東寺、興正寺など）、神社・仏閣の建築にも使われています（雲合掌鰐、雲斗、雲肘木、雲鰐など）。また、雲という文字には、巡るという意味がありますので、輪廻転生という思想からも、雲と信仰とは結びつきやすかったのでは無いでしょうか。一方、ヨーロッパで雲のタイプを意識して書き分けるようになったのは西暦1425年～1675年の間と言われています（Gezelman, 1989）。またキリスト教の宗教画に描かれた雲はほとんどが力強い積乱雲（雷雲）か積雲（いわゆる対流雲）で、天女の羽衣を連想させる巻雲を好んで描いた中国・日本とは好対照です。

### 3. エアロゾル（大気中の塵）と雲

大気中にはエアロゾルと呼ばれる直径数 $\mu\text{m}$ 以下の小さな微粒子、いわゆる塵が数多く存在しています。エアロゾルは、太陽光を反射または吸収しますが、重要なことは、可視光の波長領域である $0.4\sim0.7\mu\text{m}$ を含む $0.1\sim1\mu\text{m}$ の大きさの範囲に、エアロゾルの全質量のかなりの部分が含まれていることです。このために、エアロゾルは大気の視程、地表に到達する太陽光の量などに重要な影響を与えています。すなわち、エアロゾルが多いと散乱光が増えるため空全体が白く見え、少ないと濃い青に見えます。それならば、過去に描かれた絵の空の色を調べることによって、描かれた時代の大気汚染度が分かるのではないかと Neuberger (1970) は考えました。彼は、1400年から1967年に描かれた、ヨーロッパ各地の美術館の絵の中で、白い空と濃い青空が描かれた絵の枚数の比と、その期間の平均視程とを比較しました。図5はその結果を示したものですが、両者は実に良い相関を示しています。従って、氷河末端を描いた絵から気候復元を行うのと同様に、絵画を使うことによって大気汚染の進行状況を調べることが可能であると同時に、大気環境が芸術にまで影響を与えていることが分かります。

このように、エアロゾルはそれ自体で太陽光に対して大きな影響を与えており、エアロゾルの（放射に対する）直接効果と呼ばれています。一方、エアロゾルの中で、雲粒の生成に関係するものは雲凝結核と呼ばれています。ここで雲粒とは、雲を構成する数 $\mu\text{m}$ から数 $10\mu\text{m}$ の半径をもつ微小水滴のことです。空気塊が上昇すると、断熱膨張によって気温が下がるため相対湿度が増加し、やがて気塊中に含まれる吸湿性の塵（雲凝結核）が凝結成長を開始しま



A 舊城子古墳壁画  
B 朝鮮高句麗古墳大塚前天井（平南龍岡韓安城洞）  
C 漢代雲文  
D 平南三墓里第二古墳壁画  
E 漢代画像石  
F 楽浪漆画（王肝墓鏡蓋ノ雲文）  
G 韓安縣舞踊塚玄室（六朝時代）  
H 同上  
J 朝鮮平城洞大塚前室西面  
K 韓安縣角抵塚玄室壁画（高句麗古墳）  
L 百濟山景文簿

図4 壁画や遺物に残された雲文（岡、1969）

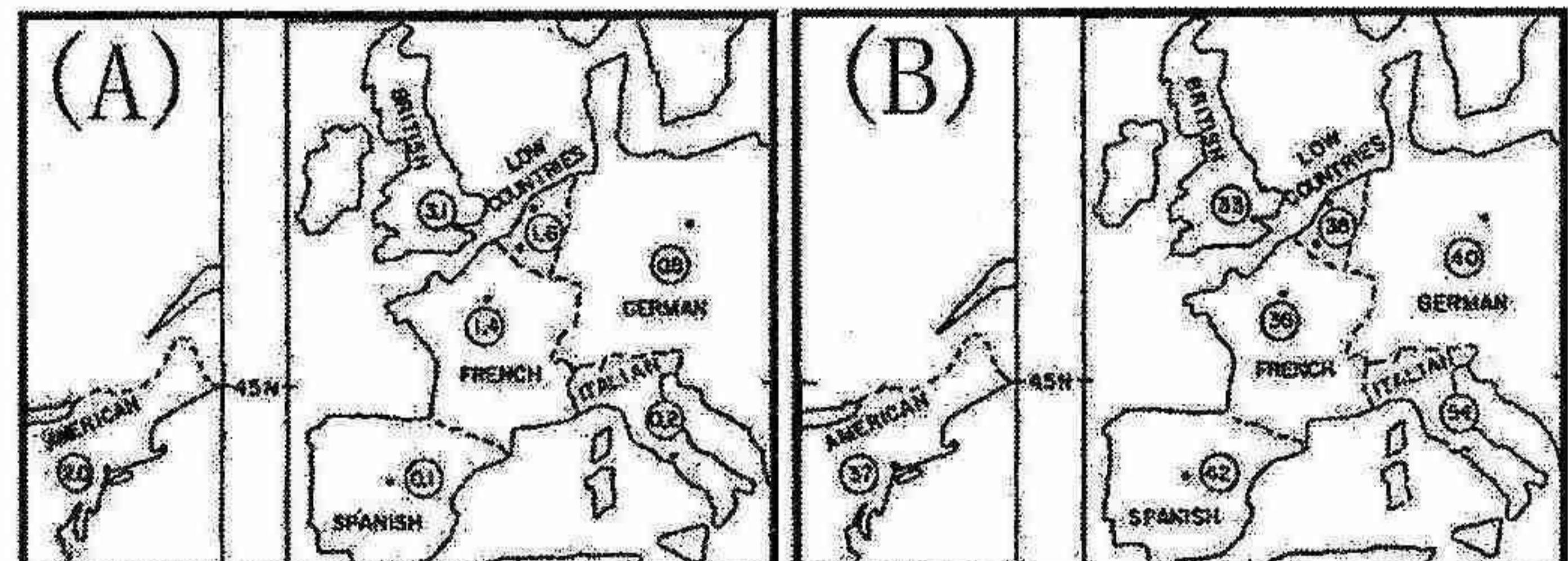


図5 白い空と濃い青空が描かれた絵の枚数の比（A）と、その期間の平均視程（B）（Neuberger, 1970）

す。成長初期は凝結水量が少ないので、高濃度の溶液滴となり、同じ大きさの純水液滴に比べて平衡水蒸気圧が低いため（ラウール効果と呼ばれます）、相対湿度が100%以下でも成長が可能です。成長がさらに進んで溶液滴の濃度が薄くなると、今度は曲率効果（ケルビン効果と呼ばれます）がラウール効果を上回ることによって平衡水蒸気圧が高くなるため、相対湿度が100%以上の過飽和状態でしか凝結成長を続けることができなくなります。上昇する気塊中の水蒸気圧が十分に高い場合には凝結成長がさらに進みますが、溶液滴の半径が大きくなると曲率効果が弱まり、平衡水蒸気圧も低くなります。すなわち、凝結成長中の溶液滴の過飽和度は、或る大きさで極大を示すことになります（注：過飽和度とは、溶液滴の平衡水蒸気圧と無限の水平面上での平衡水蒸気圧との比から1を引いた値）。過飽和度が極大となる液滴の半径は臨界半径（約数 $\mu$ m）と呼ばれ、その時の過飽和度は臨界過飽和度と呼ばれます。雲内では、雲底から数10m入った高度付近で過飽和度が最大となり、その高度以上（だいたい数10m）では過飽和度が急激に低下します。雲底付近の最大過飽和度は最大達成過飽和度と呼ばれ、その値は、凝結核の粒径分布と化学組成、および空気塊の上昇速度によって決まります。従って、臨界過飽和度が最大達成過飽和度以下の溶液滴しか大きな雲粒に成長できないことになります。

と、理論上では簡単に雲粒ができてしまいます。しかしこれを実際に観測するとなると、雲は途端に掴み所が無くなってしまします。その最大の理由は非再現性、すなわち、雲が時々刻々変化するため、全く同じ雲を繰り返し見ることができないという点にあります。そこで私たちは、鉱山の換気用として作られた長大立坑を利用した準実スケールの雲科学実験を、岩手県釜石市の釜石鉱山の地下で行っています。このプロジェクトは、孫悟空（マジックモンキー）が自在に雲を操って魔物を退治したことによつて、マジックモンキープロジェクトと命名されました。図6は、地下の立坑の概要を示したもので、地下の横穴（C）から流入した空気は、坑頂（a）に取り付けられたファンによって吸い上げられ、幅5.5m、奥行き2.8m、高さ430mの立坑内を毎秒約1mの速さで上昇し、この上昇流内で雲が発生します。この実験の最大の関心事は、雲底近くに存在する過飽和層の検出でした。通常、最大達成過飽和度は1%以下と小さく、過飽和層の厚さも数10m程度ですので、航空機などによる実際の雲を対象とした観測では検出不可能です。

この層は、相対湿度が100%を越えていますので、通常の湿度計では測定できません。そこで、他の方法でこの層を検出することを考えます。図7は、雲凝結核の粒径分布と空気の上昇速度を与えて計算した、上昇する空気塊の気温と過飽和度の鉛直分布です。図から分かるように、雲底から過飽和度が最大になる25mまでの気温は、雲内にも拘わらず乾燥断熱減率に従い、過飽和度がほぼ一定となった50mよりも上空では湿潤断熱減率に一致しています。その中間の25m～50mの極めて薄い層内では、気温減率は湿潤断熱減率よりもかなり緩やかです。この薄い層こそが上記の過飽和層に対応します。この層内では、0.1 $\mu$ m前後の小さい雲凝結核が短時間に急速に凝結成長するため、大量の凝結熱が放出されたために、気温の高度変化が小さくなっています。従って、感度の良い温度計を用いて気温の鉛直分布を測定することで、雲凝結核から雲粒が生まれていく過飽和層の検出が可能です。図8は、その

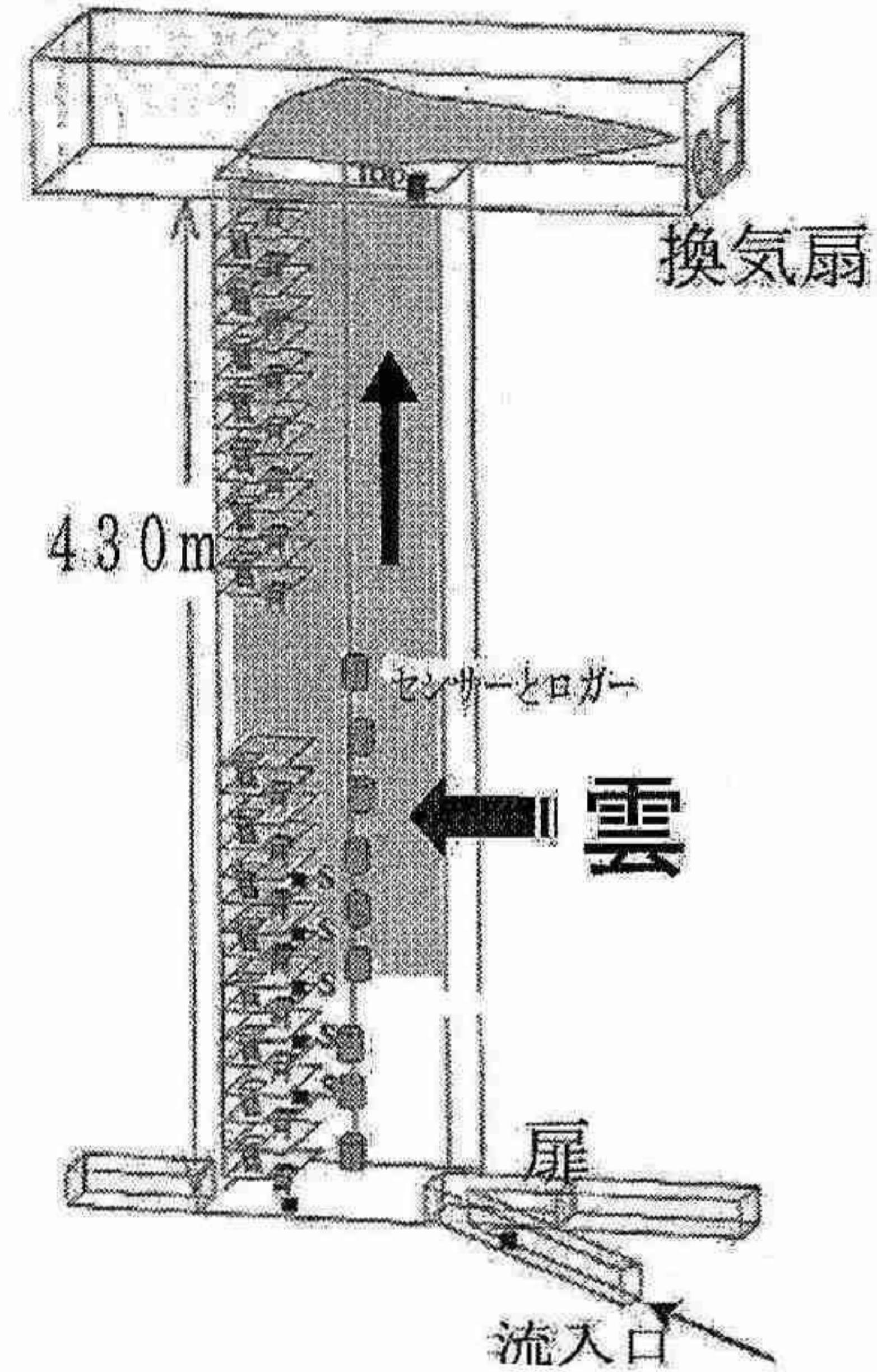


図6 準実スケールの人工雲物理実験装置の概略図

測定結果の一例です。多少ばらつきがありますが、高さ 30 m~50 m の範囲で気温の減率が小さい層が見られ

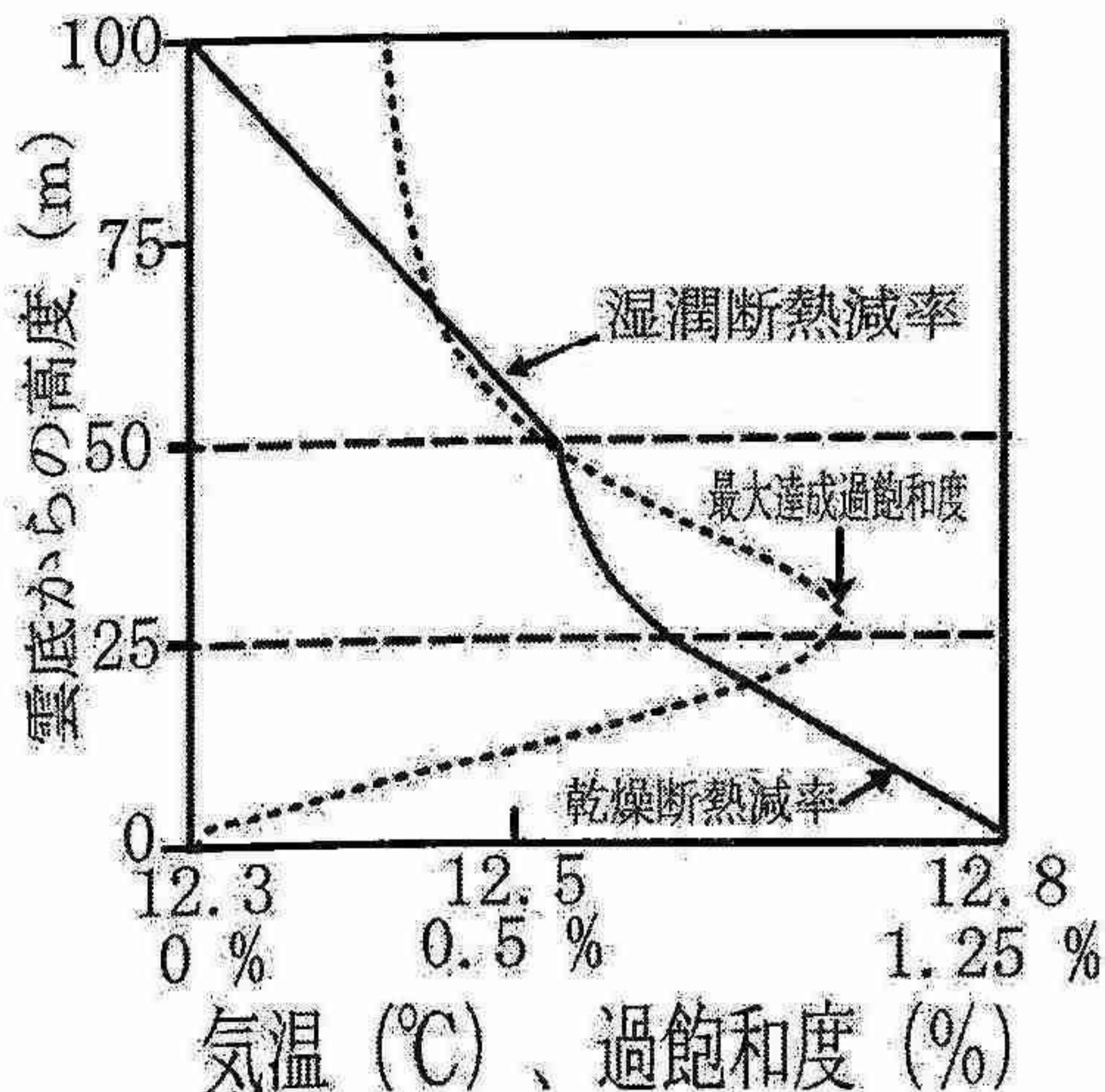


図 7 理論的に求めた雲底付近の気温と過飽和度の高度変化。

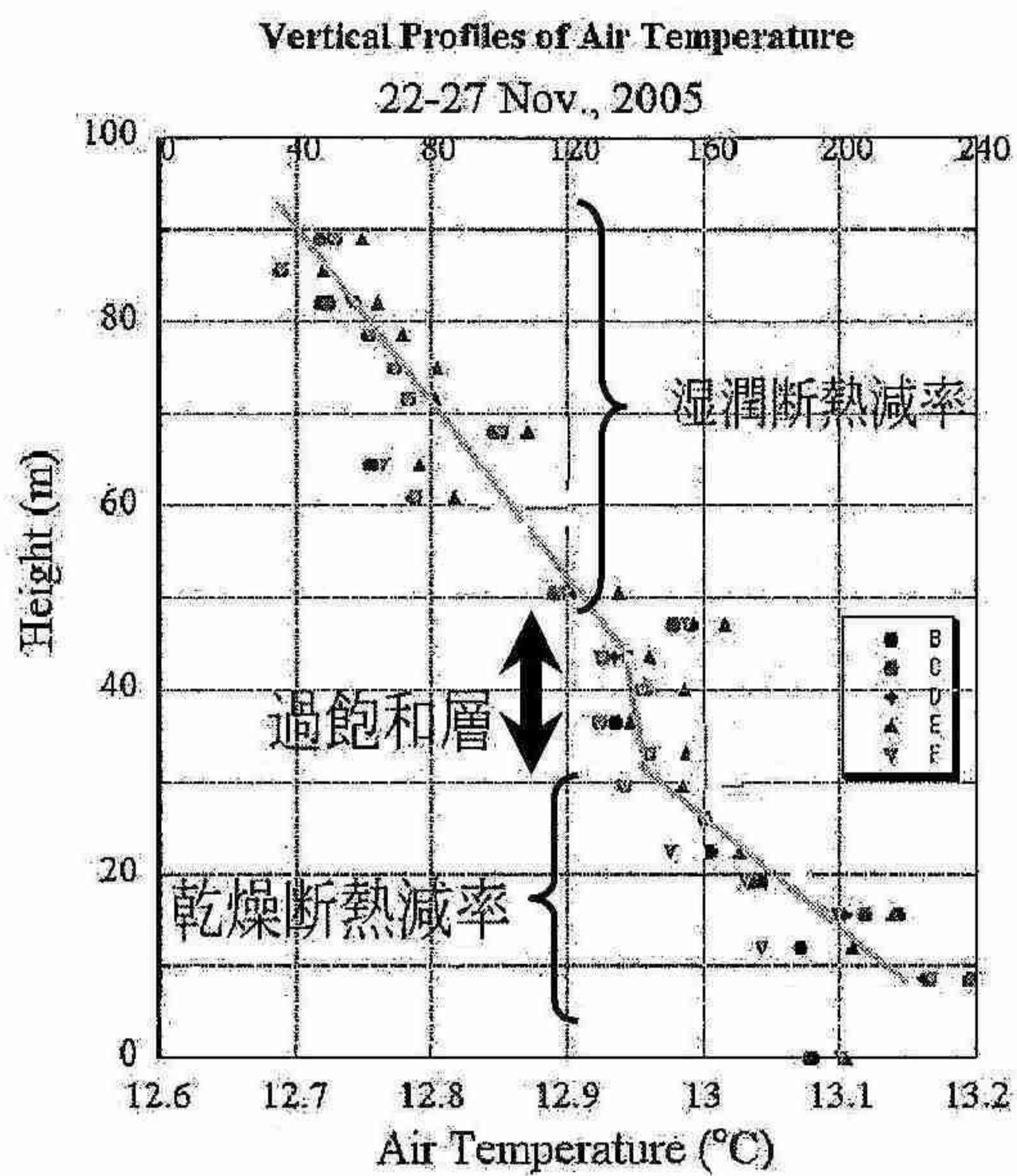


図 8 準実スケールの雲物理実験装置で実測された雲底付近の気温の高度変化。

ます。また、この層で実際に雲粒が大量に発生していたことも、雲水を採集することで確かめられています。ここで注意していただきたいのは、横軸の目盛りです。30 m と 50 m の気温差は 0.05 °C 以下です。言い換えれば、0.05 °C 以下に環境温度の変化を抑えることが可能な地下の立坑実験であったからこそ、ようやく、一部ですが「雲を掴むこと」ができたと言えます。

雲凝結核として代表的なものは、海塩粒子や硫酸塩粒子がありますが、近年は、有機物を含んだエアロゾルの雲凝結核としての重要性が指摘されています（例えば、河村、2006）。図 9 は、全球大気大循環モデルを用いて計算した、雲の雲頂部に存在する雲粒の粒径の水平分布を示したもので上段は有機エアロゾルを含んだ大気、下段は無機エアロゾルのみを含んだ大気の計算例です。図から明らかなように、有機エアロゾルを含んだ方が、地球上のあらゆる場所で雲粒の大きさがかなり小さくなっています。このことは、人間を含んだ生態系によって放出される有機物も、雲の性質を変え

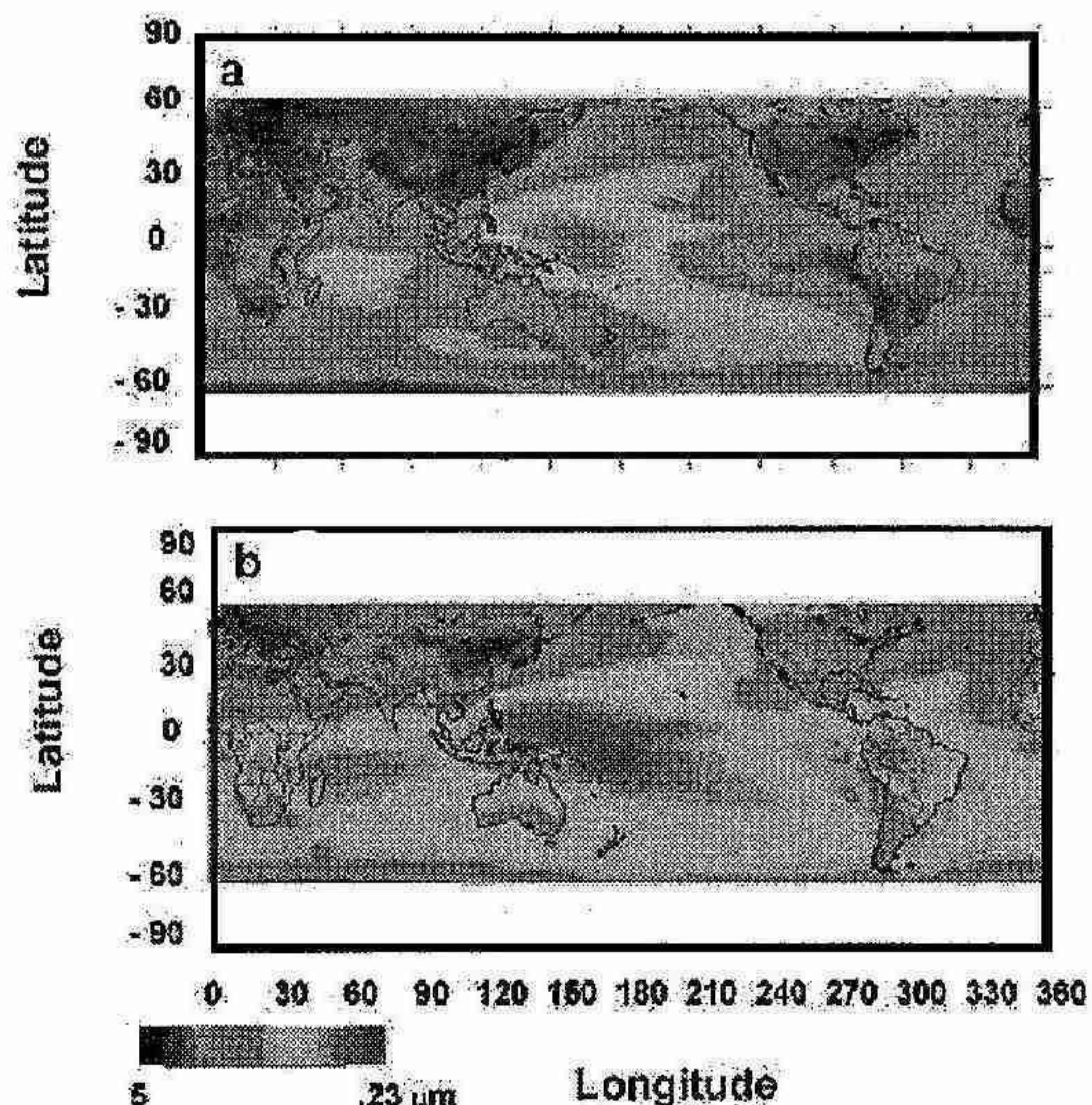


図 9 モデルで計算した、雲の雲頂部に存在する雲粒の粒径の全球分布。上段は有機エアロゾルを含んだ大気、下段は無機エアロゾルのみを含んだ大気の計算例。

る少なからぬ可能性を有していることを示しています。逆に、雲は生態系の成長に重要な放射場を支配しますので、生態系と雲との相互作用は、有機エアロゾルを介して行われるとも言われています (Barth et al., 2005)。

話は少し逸れますが、背景全体に靄（もや）を配したヨーロッパで最初の作品が、レオナルド・ダ・ビンチのモナリザであると言われています (Gezelman, 1989)。風景を意識して描き分けたのは、今から 1000 年ほど前の 11 世紀北宋の文人画家・宋迪が画題として選んだ瀟湘八景が最初と言われています(青木、2002)。瀟湘とは中国・湖南省の瀟江と湘江の二河が合流して洞庭湖に注ぐ一帯のことですが、八景による風景評価はその後周辺諸国へと広まりました。日本では室町時代にこの瀟湘八景が多くの文人に採り上げられ、日本各地で八景選びが行われ、現代でも数多くの八景が存在します (近江八景、東京八景、金沢八景、函館八景などなど)。八景とは、夜雨、晴嵐（朝もや）、落雁、夕照、晚鐘、秋月、暮雪、帰帆のことですが、夜雨と晴嵐、夕照、暮雪以外は気象とは直接関連がありません。ところが横山大観は、生涯のあいだに三度にわたって描いた瀟湘八景のなかで、遠浦“帰”帆を敢えて遠浦“雲”帆として描いています。彼は、「生成流転」を描くなど、水循環にも少なからぬ关心を持っていたので、八景に物足りなさを感じたのかも知れません。

#### 4. 雲の層構造

地球表面がどれだけ雲で覆われているか（平均雲量）によって、地球表面が吸収する太陽（短波）放射エネルギーと地球大気系から宇宙に向かって放射される赤外（長波）放射エネルギーが変化します。もちろん、雲量が多いほど長波放射エネルギーが増加し、吸収される短波放射エネルギーが減少します。また、雲の長波（赤外）放射エネルギーは、雲の表面温度に依存するため、雲が存在する高度が高いほど雲の単位面積当たりから放射されるエネルギーも少なくなります。従って、雲量が多いほど、かつ背の低い雲ほど地球を冷やす方向に働き、一方、雲量が少ないほど、かつ背の高い雲ほど地球を暖める方向に働きます。1983 年から開始された国際衛星雲気候計画（International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP）によれば、現在の地球全体の平均雲量は約 63%のことです。仮に、同じ高度に存在する雲によって地球表面の 63% が覆われているとすると、雲頂高度が約 6km のときに短波放射と長波放射が平衡に達します。すなわち、今後何らかの理由で高度 6km 以下の雲の雲量が増えるようであれば、雲は地球の気温を下げる効果を持ち、高度 6km 以上の雲の雲量が増えるようであれば、逆に気温を上げる効果を持つことになります。

そこで重要なのが、雲の鉛直分布に関する情報です。図 10 は、世界中の気象観測所で放球されたゾンデの湿度データから求めた、20 年間（1976 年～1995 年）にわたる雲の鉛直構造の平均値を示したもの（Wang et al., 1997）。ここで、雲は相対湿度が約 85% 以上の層として定義されています。図を見ると、雲が一層で出現する割合はほぼ 1/2、二層重なって出現する割合は全体の約 1/3、三層重なって出現する割合は約 1/6 で

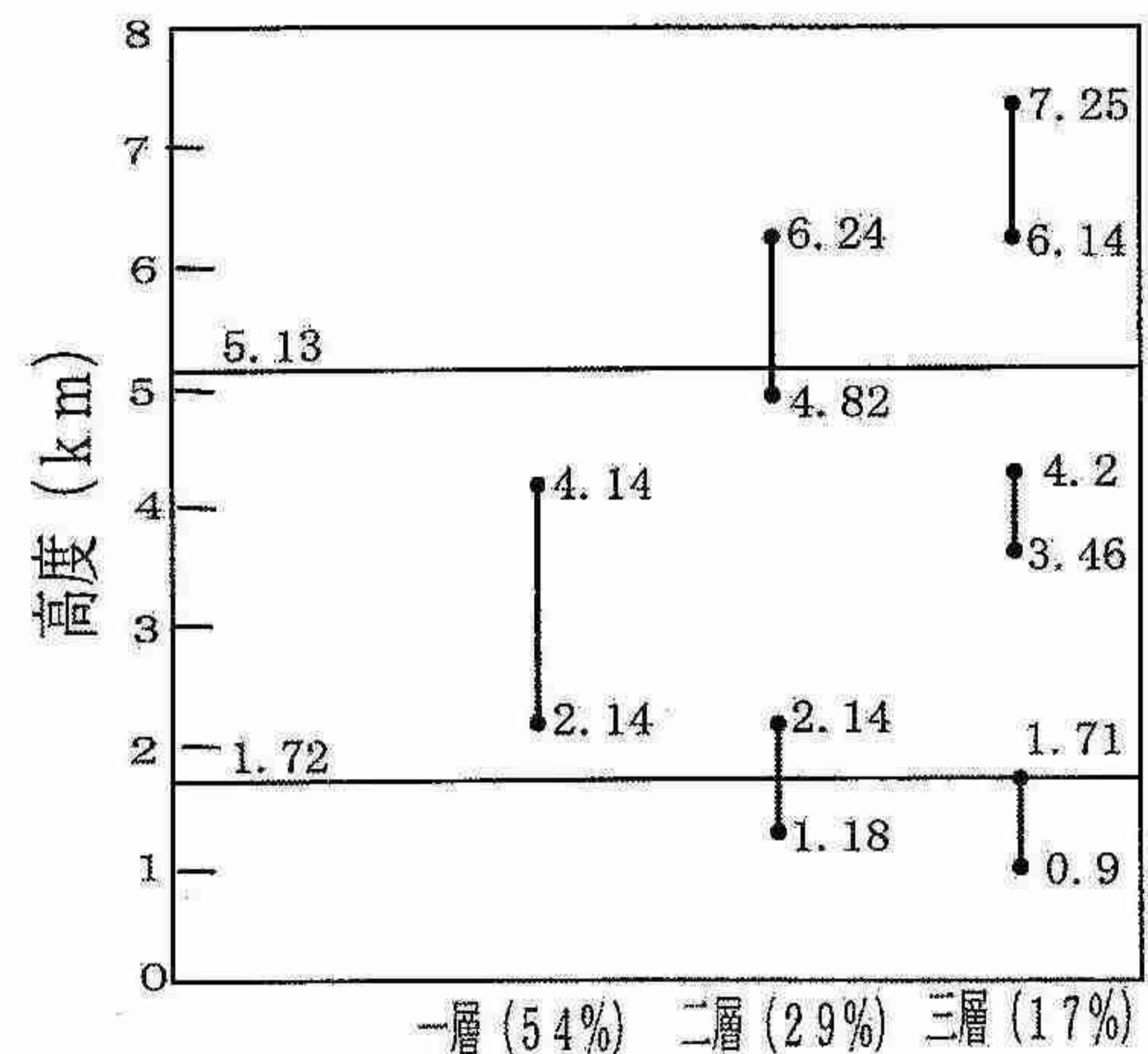


図 10 20 年間にわたる世界各地の気象観測所のゾンデの湿度データから求めた、雲の鉛直層分布 (Wang et al., 1997)。

す。また、二層構造に比べて三層構造の方が上層雲はより高く、逆に下層雲はより低い高度に存在する傾向が見られます。ただし、ゾンデデータでは、雲のそれぞれの雲量が分からること、雲の定義（相対湿度の値）に任意性があること、観測点が陸上に多いこと、観測時間間隔が12時間と粗いことなどから、数値モデルなどの検証データとしてはまだまだ不十分です。

そこで、雲の鉛直分布・多層構造を明らかにするために、近年急速に利用され始めたのが、波長数mmの電波で雲を探知するレーダー、通称雲レーダーです。気象庁や建設省では、強い雨を定量的に探知することが災害を未然に防ぐうえで重要であるため、いわゆるセンチ波レーダーを用いて観測を行っています。レーダーの感度は波長に逆比例するため、ミリ波レーダーの方がより弱い雨を探知できますが、雨による電波の減衰も大きく、強い雨や遠方の雨を捉えることはできません。その代わり、雲のような小さな水滴でも探知でき、アンテナが小さくとも高い空間分解能が得られることから、雲の微細構造を捉えるのに最適です。このように、ミリ波レーダーは、従来のレーダーでは捉えることのできなかった雲の多層構造を観測するのに大変有力な装置であり、かつ小型軽量であることから、アメリカを初めとして、ヨーロッパや我が国でも、ミリ波レーダーを搭載した衛星打ち上げ計画が10年越しに検討され、ようやく2006年4月28日にNASAのCloudSATが打ち上げされました。図11は、この衛星に搭載された雲レーダーで観測された雲の鉛直構造です。10km以上にまで達した大きな雲と、高度5km付近に存在するやや小さい雲が明瞭に捉えられています。

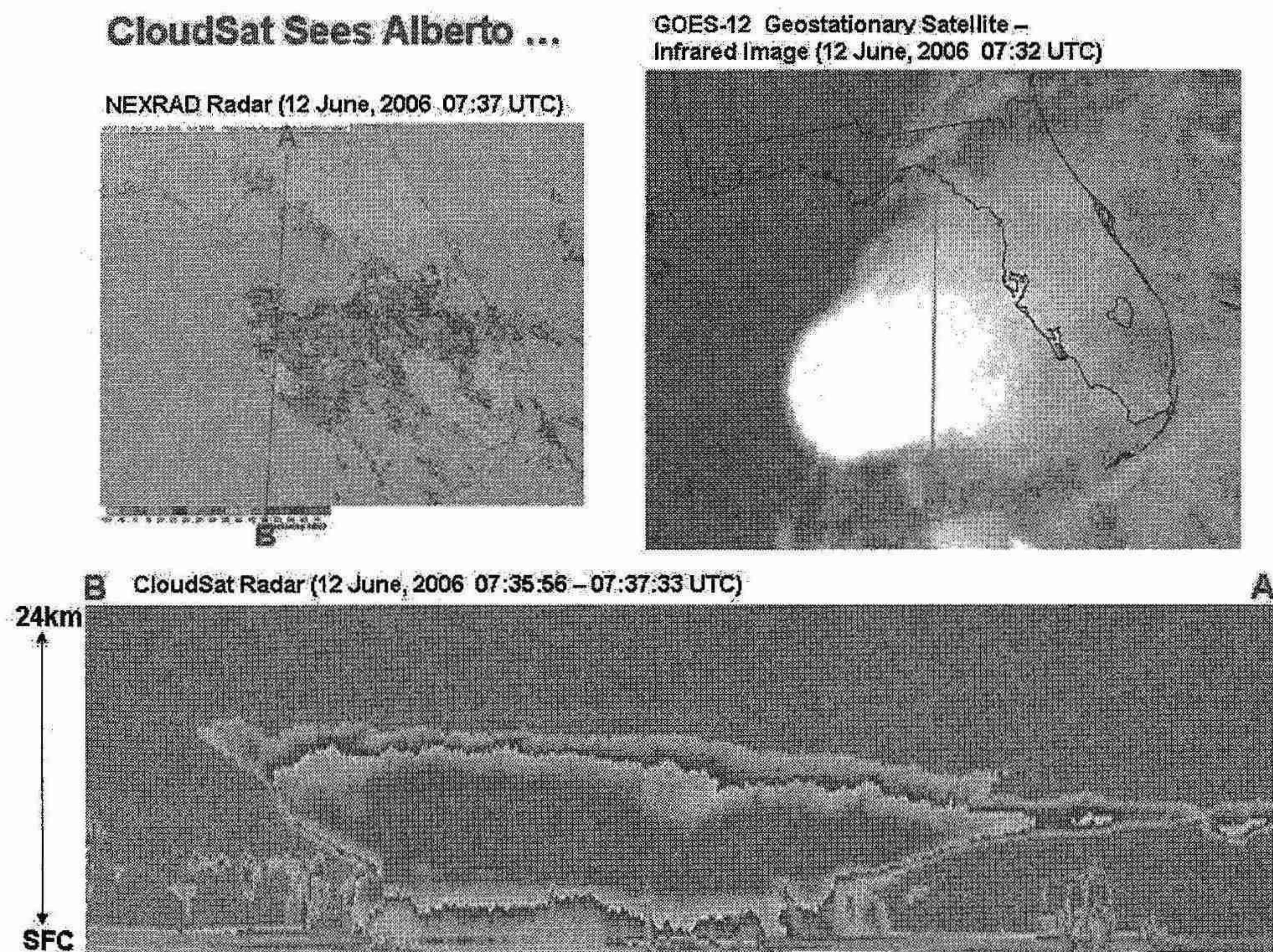


図11 2006年4月28日に打ち上げられたNASAのCloudSATに搭載された雲レーダーで観測された雲の鉛直構造（下段）。<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA08538>

この衛星の寿命は1年程度と短いですが、その後の2012年には、ヨーロッパ宇宙機関 (Europe Space Agency: ESA) と、我が国の宇宙航空研究開発機構 (Japan Aerospace Exploration Agency: JAXA) とが共同して、雲レーダーとライダーとを搭載して、雲とエアロゾルの全球の鉛直分布を測定することができるEarthCAREと呼ばれる衛星の打ち上げが予定されています。

## 5. 風を観て、雲も掴む観測 - 終わりに代えて

雲を作るには水蒸気と種（雲凝結核）が必要ですが、同時に、地面近傍の水・熱・物質を更に上空まで輸送する、高さ数 km までの大気の流れの測定も重要です。上記の雲レーダーや通常の気象レーダーでは、散乱体として雲粒や雨粒などの比較的大きな粒子 ( $100 \mu\text{m}$  以上) を利用して気流の測定を行っているため、雲や雨の無い領域での大気の流れは測定できません。そこで私の研究室では、3次元走査型のコヒーレントドップラーライダー(Coherent Doppler Lidar, 以下 CDL と記す)を用いて、大気中に浮遊する微粒子（エアロゾル、昆虫、霧粒、雲粒、氷晶など）からの散乱を利用して、風の測定を行っています。CDL を用いることで、地上から対流圏の中層（およそ 5km）までの、通常ではとらえることのできない波や乱流構造を3次元的に観測し、乱流、エアロゾル、雲の発生までをシームレスに研究することが可能となりました。

観測を開始して先ず驚いたことは、高層建築物が予想以上に広い範囲で、周囲（特に風下）の気流を乱していることでした。例えば、JR 札幌タワーなどの高いビルの風下数 km にわたって、周囲に比べて風が弱まっていることが明らかとなりました（藤吉他、2005）。容易に想像できるように、このような高層建築物が引き起こす風の乱れは、都市の汚染物質や熱の鉛直および水平方向の輸送効率を大きく変化させ、ヒートアイランドの形成にも密接に関わってきます。更に、海陸風や局地前線、水平ロール渦、プリュームなどの大気境界層内で形成される組織化された流れの構造、花火や煙の拡散過程までもとらえられています。

図 12 は、CDL の観測事例です。  
半径 4km の半円形の中に、エアロゾルで可視化された乱流混合層内に存在するプリューム、その上端に形成された積雲、更にその上空に層雲が 2 層存在しています。これまでの観測によれば、乱流混合層の上には、エアロゾルの濃い層が何層も重なっていることが分かっています。そして、この層内でのいわゆる層雲が形成されています。このような大気の多層構造は、CDL を用いて初めて目に見える形で示されました。その構造が地層に似ていることから、ようやく気層の研究が始まり、その結果としての、雲の多層構造の解明が本格的に開始されつつあるところです。

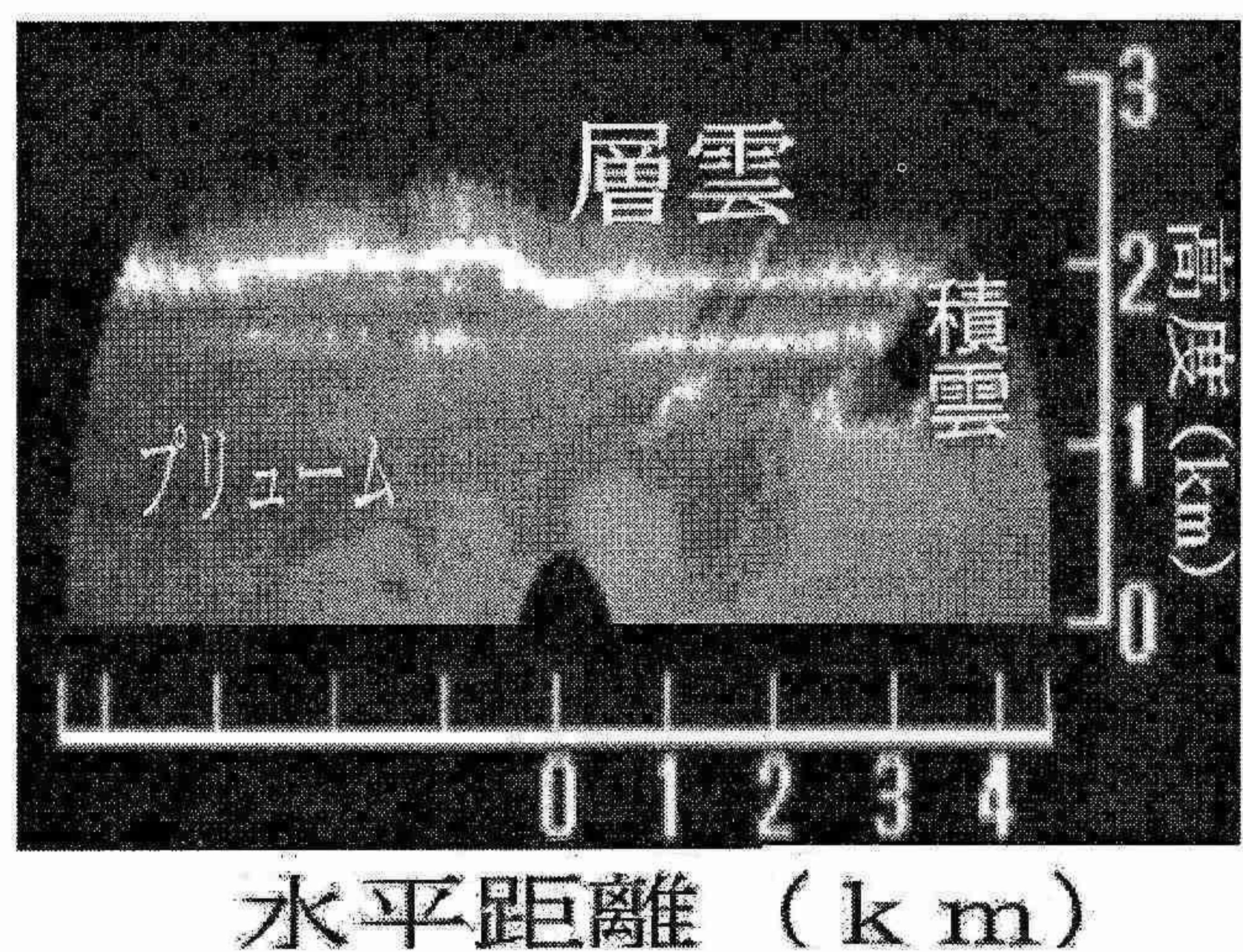


図 12 三次元走査型ドップラーライダーによってとらえられた、プリューム、積雲および層雲（2層）。

### 参考文献

- 青木陽二、2002：風景研究の楽しみ、国立環境研ニュース、6月号
- Barth, M, et al., 2005: Coupling between land ecosystems and the atmospheric hydrologic cycle through biogenic aerosol pathways. Bull. American Meteor. Soc., 86, 1738-1742.
- 藤吉康志、山下和也、藤原忠誠、2005:3次元走査型コヒーレントドップラーライダーによる大気境界層の流れの可視化、天気, 52, 665-666.
- Gezelman, S. D., 1989: Cloud classification before Luke Howard, Bull. American Meteor. Soc., 70, 381-395.
- 河村公隆、2006：大気中に存在する有機エアロゾルの組成分布と変質、地球化学、40、65-82.
- 気象庁、1989：雲の観測（地上気象観測法別冊）
- Kuba, N. and Y. Fujiyoshi, 2006: Development of a cloud microphysical model and parameterizations to describe the effect of CCN on warm cloud, Atmos. Chem. Phys. (印刷中)
- Neuberger, H., 1970: Climate in art. Weather, 25, 46-56.
- 岡 順次、1969：古典美術に現れた雲、科学史研究II、8、194-202.
- Wang, J., B. Rossow, and J. Curry, 1997: Cloud vertical structure from rawinsonde observation and its effect on atmospheric circulation in a GCM. Presented for Joint CloudSat/Atmos-B study meeting, Hawaii, 17-19 July, 1997.
- 渡辺素舟、1971：東洋文様史、集美堂、pp731.