

ることを諒解されたい。

(文 献)

1. Alpert, L. 1955 : Bull. Am. Met. **36**, 64~68
2. Cunningham, R. M. 1951 : Bull. Am. Met. **32**, 9, 334—343.
3. Bowen, E. G. 1950 : Aust. Jour. Sci. Res. **A3**, 193.
4. Bowen, E. G. 1951 : Jour. Atmos. Terr. Phys. **1**, 125—140.

5. Smith, E. J. 1951 : Q. J. R. M. S. **77**, p. 33.
6. Styles, R. S. & F. W. Campbell 1953 : Aust. Jour. Phys. **6**, 1. 73—83.
7. Day, G. A. 1953 : Aust. Jour. Phys. **6**, 2. 229—239.
8. Warner, J. & T. D. Newnham, 1952 : Q. J. R. M. S. **78**, 335. 46—52.
9. Battan, L. J. 1953 : J. M. **10**, 5, 311—324.

暖 かい 雨 (II)

駒 林 誠*

戦後、飛行機、レーダーによって暖かい雨の存在が数多く確認された。観測にかかるものは、雲の形、エコーの拡る様子、大気中の凝結核の大きさ、個数、雨滴の粒度分布及び降水の化学成分である。雲水量は測定が蓄積されて来たが、雲中の上昇流及び乱流は詳しく知られていない。これらの観測諸事実を矛盾無く総合する降雨機構論が要求されるが、現在迄の所、主に雨滴の初期の成長に問題が集中していたので、まずそれについて述べ、次に海塩核説の立場から降雨機構にふれようと思う。

I. 雲粒の成長

雨滴の初期の成長の問題は半径 10μ 程度の雲粒の中から半径 $20\sim 30\mu$ 以上の水滴が形成されるに際してどの過程が大きな働きをなすかを決定するにある。半径 R の水滴1個に着目すると、その成長の方程式は

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{4}{3} \pi R^3 \cdot \rho_w \right) = 4\pi DR(\rho_\infty - \rho_R) + \int_0^R \varphi(R, r) V(R, r) m(r) dr \quad (1)$$

ρ_w : 水の密度, D : 水蒸気の拡散係数, ρ_∞ : 周囲の蒸気密度, ρ_R : 水滴上の蒸気密度, $\varphi(R, r)$: 水滴 R, r の衝突断面積, $V(R, r)$: 両水滴の相対速度, $m(r)dr$ は半径 $r, r+dr$ の間にある他の水滴の総質量の空間密度

となる。右辺第1項は凝結による質量増加, 第2項は雲粒を併合する効果を示す。この方程式は併合される雲粒の半径が R に比して小さく, しかも空間内に均質に分布している場合に成立する。そうでない場合には水滴全体の粒度分布の遷移を表わす式と凝結の項のみ含む成長の方程式との連立となるが, まず(1)だけで議論をすすめる。

R の 10μ から $20\sim 30\mu$ への変化を(1)の右辺第1項で行

* 東京大学地球物理学教室

わせるのが Ludlam (1951), Woodcock (1952) の海塩核説で, 測定される食塩核の大きさが Woodcock によって, 以前に比し質量にして上限が 10^4 倍に飛躍したことに由来する。たとえば Howell (1949) は凝結の計算に最大の食塩核として $1.8 \times 10^{-12} \text{gr}$ を採用したが, Woodcock (1953) は洋上, 雲底の高さで 10^{-8}gr が常に存在することを認めている。

右辺第2項の水滴の相対速度 $V(R, r)$ を静止気体中の重力落下のみの場合より大きくして, 第1項が小さくても成長を速からしめんとするのが East and Marshall (1954) の乱流説で, 雲中の乱流が実測されていないから直接の証拠を持つには至っていないが, Battan (1953) のレーダー観測から大陸内部に暖かい雨の存在すること, エコーの拡り方から水滴が雲中広い範囲にわたって上下同時に成長している事実により支持を得ている。しかし海塩核上に初期の水滴が凝結で成長する場合でもエコーがこの様に拡り得ると思われるので, これに関しては後に述べる。

雲粒が空間中に at random に存在すると衝突併合は stochastic な問題となって(1)式が使用できぬことは先に述べたが, Telford (1955) はその場合を取扱い粒度分布の遷移を表わす式として Schumann (1940) の式を単純化して計算を行い, 雲粒の中には恵まれて回数多く衝突併合をする結果, 他よりずっと速く成長する少数の水滴の存在すべきことを指摘した。仮りに(1)式に引き直して考えると, 恵まれた水滴は $\int_0^R m(r)dr$ の極めて大きな空間を掃いたことであって, 雲水量 1gr/m^3 の中を落下する 10^6 個の水滴の中には 10 個の割で $10\sim 100 \text{gr/m}^3$ の極端に雲水量の集中した空間を掃く水滴があることに相当する。(1)の第2項は φ, V, m の積で効くから, 各値の見積りの大小は等しく成長速度の計算に影響するが, 中でも φ

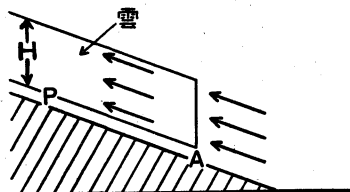
は $R=10\sim 20\mu$ では衝突不能、 possible の境目あたりにあるらしいので重大である。Telford は $\phi=\pi R^2 E$ ($E=1$) として、適当な雲の中に数分にして半径 20μ 以上の水滴が生ずることを示したが E の値によってはこの所要時間が $10\sim 100$ 倍に伸びることが考えられる。巨大な海塩核が無い場合の雨滴形成を論ずるためには、半径 20μ 以下の雲粒相互の捕捉率を正確に知ることが依然として最も重要な問題である。

II. 海塩核説から見た降雨機構の問題

次に観測された化学成分を手がかりにして降雨機構を考えて見る。Turner (1955) は雨滴を大きさ別の7群にまとめてそれぞれの Na^+ の濃度を測定した。雲底で観測したところ、Bergeron型の雨では各群互いに等しい濃度を示すが、暖かい雨ではある半径に濃度の極小が現われた (第2図)。一方 Woodcock and Blanchard (1955) は雨水の塩濃度、雨滴粒度分布を測定し、大きい方から N 番目の雨滴は大きい方から同じく N 番目の海塩核の上に生じたものとして雨水の塩濃度を算出すると実測と大体合のところが報告している。

雨滴と海塩核との関係が知られないと地上で得られた化学成分から雲中のメカニズムを推定することが出来ない。雨滴の大きさは雲中を掃く距離で定まり、直接には海塩核の大小で決まらない。Bowen (1950) の雲のモデルのように雲底を上向きに吹き抜ける上昇流が存在する場合には小さい核程高く昇った後落下するので反って大きくなる。従って大きい水滴は最も大きい核から順に生ずると見る Woodcock and Blanchard の考えは、雲の厚さが薄くてしかも雲底を吹き抜ける上昇流が無い場合のものと思われる。Turner (1955) は Bowen の雲のモデルを採用すると雨滴の塩濃度は半径の大きい程著しく淡くなる筈で、観測ではこれに反してある半径に濃度の極小が現われたのは、巨大な海塩核の上に生じた初期の大きな雲粒同志が何らかの理由で選択的に併合することにより、大きな雨滴では反って塩濃度が高くなるのだろうと想像している。この考えは Telford, Thorndike and Bowen (1955) の $R=150\mu$ 同志の水滴で $E=12.6$ なる室内実験と考え合わせると興味がある。

しかし雲のモデルを Bowen のものと変えたと選択併



第1図 滑昇型の雲のモデル

雲はA点上空から左側に存在し、海塩核は右方から雲の各高度に流入する。
雲厚H, Pは雲底の観測点

合を考えなくても雨滴の塩濃度として1つの極小をもつ曲線が得られるのでそれについて述べる。上昇流は定常的に一様に滑昇しており (第1図)、空気は地点Aの上空で各高度同時に凝結を開始して左斜め上方へ運ばれているとすると、雲底Pで観測した場合降水に関する諸量は次の如くなる。

単位時間の降水量

$$\frac{4}{3} \pi \alpha R_0^4 e^{-\frac{4T}{b}} \int_{\nu_1}^{\nu_2} f(\nu) e^{-\frac{4a}{b\nu} d\nu} \quad (2)$$

雨滴 flux の粒度分布 (半径 dR の中について)

$$\frac{4}{EM} \frac{a}{(T - \text{bln} \frac{R}{R_0})^2} f\left(\frac{a}{T - \text{bln} \frac{R}{R_0}}\right) \cdot dR \quad (3)$$

$$\text{雨水の塩濃度} = \frac{3e^{-\frac{3T}{b}} \int_{\nu_1}^{\nu_2} \nu f(\nu) e^{-\frac{a}{b\nu} d\nu}}{4\pi R_0^3 \int_{\nu_1}^{\nu_2} f(\nu) e^{-\frac{4a}{b\nu} d\nu}} \quad (4)$$

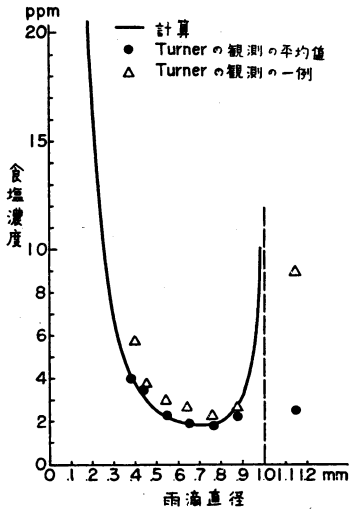
$$\text{雨滴1個の塩濃度} = \frac{3}{4\pi R^3} \frac{a}{T - \text{bln} \frac{R}{R_0}} \quad (5)$$

但し $\nu_1 = \frac{a}{T}$, $\nu_2 = \frac{a}{T - \text{bln}(\frac{EM}{4R_0} H + 1)}$

H: 雲の厚さ, M: 雲水量, R_0 : 凝結よりも衝突による成長の方が卓越し始める半径, E: 捕捉率, T: 空気が凝結開始から観測点上空まで運れるに要する時間。 α, a は E, M によらない定数。 $b = \frac{4}{EM\alpha} \int f(\nu) d\nu$: 質量 ν と $\nu+d\nu$ の間にある海塩核の凝結開始前の個数密度、

雨滴の塩濃度(5)は他の量と違って海塩核の粒度分布に関係なく定まり、ある半径で極小値をとる。 $M=1\text{gr}/\text{m}^3$, $E=1$, $R_0=25\mu$, $T=1500\text{sec}$ ととると第2図の曲線となって Turner の観測と割合によく合っている。またこの場合レーダーエコーをとれば雲頂近傍を除いて上下同時に現れる筈である。海塩核と雨滴との対応関係は上昇流の形によって決定され、従って雨滴粒度分布、エコー、塩濃度なども上昇流の形によって異なることは注意すべきである。実際の上昇流は Bowen のモデルの如く雲底を吹き抜ける場合とこの滑昇型の重なったものであろう。降雨機構を論ずる場合に雲のモデルを如何に選ぶかは慎重を要する問題である。

次に海塩核によって 100% r.h に達する前に成長する水滴の大きさと個数を見る。一様な上昇流を $50\text{cm}/\text{sec}$ とすると 850mb 附近では 80% r.h から 1000秒で 100%に



第2図 雨滴の大きさと塩濃度

ハワイにおけるTurnerの観測値(雲底で測定)及び第1図のモデルに基づく計算値とがあげてある。タテ軸 p. p. m = mg/l

第1表 海塩核の大きさと凝結した水滴の大きさとの関係(計算)

| 核の質量 ν (NaCl) | 80% r. h の平衡半径 | 99% r. h の平衡半径 | 80%から突然 100%に入 れて1000秒経過 | 80%から一様 に上げて1000 秒後に100% |
|----------------------|-------------------|-------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| | R 80 | R 99 | R 100 | R 80→100 |
| 10 ⁻¹² gr | 0.88 μ | 2.39 μ | 12.2 μ | — |
| 10 ⁻¹¹ | 1.89 | 5.15 | 19.1 | — |
| 10 ⁻¹⁰ | 4.08 | 11.1 | 30.3 | 13.9 μ |
| 10 ⁻⁹ | 8.80 | 23.9 | 48.0 | 24.6 |
| 10 ⁻⁸ | 18.9 | 51.5 | 79.1 | 43.9 |

| R ₈₀ →100 | No. /m ₃ |
|----------------------|---------------------|
| 15μ以上 | 5600 |
| 20μ以上 | 1800 |
| 25μ以上 | 480 |
| 30μ以上 | 100 |
| 35μ以上 | 27 |
| 40μ以上 | 5 |
| 45μ以上 | ナシ |

第2表

大気中の海塩核による水滴の数
50cm/secの上昇に乗って100% r. hに達した瞬間における海塩核上の水滴、核としてはWoodcockの雲底の高さにおける平均分布をとった(海面風力4)

達する。80% r. hで平衡にある食塩核は1000秒かかって100%に達した瞬間に、第1表の右端にかかげた大きさとなる。個数は第2表に示した。核の粒度分布としてはWoodcock (1953) が海面風力4の場合にハワイ洋上雲底の高さで得た平均を使った。これを見ると100%に達

した瞬間すでにかかなり大きな水滴がある。従って大きな海塩核が存在すれば乱流の有無にかかわらずそれらは雨滴に成長するだろう。大気中には乱流による併合促進も起っているだろうから、初期の雨滴は海塩核の上に生じ広い雨域が大規模な湿舌に伴って存在する場合には大きな核が消費された後、乱流による海塩核無しの雨滴形成が卓越することもあり得るだろう。但しこの時期には気塊は500mb面あたりに達して、Bergeron過程が圧倒的に有力な活動を開始することが多いと思われる。すると問題は我国や大陸にどの程度海塩核が存在するかになる。凝結現象以外に海塩核の数を減らす作用は無いから、我国のような島国でさえ内陸に入ると塩分が著しく減るらしいのは、雨や雲がすでに形成されている気象状況のもとにおいてのみそうなるのではないから、又晴天の地上観測では海岸の直接のしぶきが重なるからではなかろうか。雨が形成される直前に上空の核は海洋上空の核と余り異ならないように思われるが、直接の測定又は内陸のairmassがすでに凝結域を通ったかどうかを追跡することが必要である。

次に初期の雲粒分布として第2表の分布に、普通の凝結核上の水滴(すべて20μ以内)を重ね、粒度分布の時間的变化をSchumannの式に従って数値計算する。

$$\frac{\partial n(v)}{\partial t} = -n(v) \sum_{\mu=0}^{\infty} \phi(u, v) n(u) + \frac{1}{2} \sum_{\mu=0}^{\infty} \phi(u, v-u) n(u) n(v-u) \quad (6)$$

$\phi(u, v) = \pi \{R(u) + R(v)\}^2 E(u, v) |v(u) - V(v)|$
 $n(v)$ は各 Δv の体積中における雲粒の個数密度、 $R(v)$ $V(v)$ は体積 v なる水滴の半径及び重力落下速度、 E はLangmuirの捕捉率、すると初期の数10分の間は(6)の右辺は二項共殆んど完全に半径20μ以上及び以下の水滴相互の衝突の項のみで定まり、20μ以上同志の衝突は事実上無視せざるを得ない。したがって海塩核による成長を議論するには半径20μ以上と以下との水滴間の捕捉率を正確に決定することが重要となる。但し造雨現象が進行して20μ以上の水滴の個数が増加した段階ではそれら相互の衝突も重要となるだろう。

終りに降雨機構の計算をなす場合に、わが国では海塩核の個数、上昇流、雲水量、雲のモデルをどのように選んだら、現在の所、最も標準的であるかについて皆様のご意見を伺いたいと思います。

参考文献

Battan, L. J., 1953 : J. Met. **10**, 311—324.
 Bowen, E. G., 1950 : Austral. J. sci. Res A, **3**, 193—213.
 East, T. W. R. and J. S. Marshall, 1954 : Quart. J. R. Met. Soc. **80**, 26—47.
 Howell, W. E. 1949 : J. Met. **6**, 134—149.
 Ludlam, F. H., 1951 : Quart. J. R. Met. Soc. **77**, 402—417.

- Schumann, T. E. W., 1940 : Quart. J. R. Met. Soc. **66**, 195—207.
 Telford, J. W., 1955 : J. Met, **12**, 436—444.
 Telford, J. W., N. S. Thorndike and E. G. Bowen, 1955 : Quart. J. R. Met. Soc. **81**, 241—250.
 Turner, J. S., 1955 : Quart. J. R. Met. Soc. **81** 418—429.
 Woodcock, A. H., 1952 : J. Met, **9**, 200—212.
 Woodcock, A. H., 1953, J. Met, **10**, 362—371.
 Woodcock, A. H. and D. C. Blanchard, 1955 : Tellus, **7**, 437—448.

討 論

孫野 (北大) : 先程のスライドの水平の明るい線はブライトバンドですか。

藤原美幸 (気象研) : ブライトバンドです。

高橋喜彦 (気象研) : 大きい水滴は衝突回数が少ないと言われたが衝突のメカニズムとして何を考えていますか。

駒林 (東大) : 重力落下による速度差だけです。乱流は入れませんでした。

高橋 : どうして衝突が少ないのですか。

駒林 : 大きい水滴は空間密度が甚しく小さいからです。第2表の個数を使うと $R=30\mu$ あたりの相互の衝突はたとえ $E=100$ としても事実上起らないことになります。

高橋 : 戦時中 drizzle を観測した時、半径 50μ 位のものが多かったが、乱流を仮定してやると観測とよく一致しました。だから半径 50μ あたりでも重力落下のみで扱ってはいけないうちも知れませんか。

駒林 : 乱流はどう言う形で計算にお入れになったんですか。drizzle の観測は雲底ですか地上ですか。

高橋 : 地上で観測しました。不自然でない大きさの乱流をえらび、普通に計算してやることで観測結果を説明することが出来ました。つまり自然には乱流が働いていると言うことです。

大喜多 (北海道学芸大) : 黒嶽の観測で雲底に 20μ 以上の雲粒が 10 個/cc 位はいると考えられた。海塩核の数は Bowen の値や荻原さんとの観測を使うと 20μ 以上の水滴をつくるものが 100 個/ m^3 位になります。内陸の気塊には dust がかなり多いのですが、海塩核の数が減るから乱流も相当に効いていると見なければならぬと思います。

駒林 : もし海塩核が本当に少ければそれも考えられます。わが国では海塩核がどの位あると考えてよいのでしょうか。今年の2月に伊豆半島の西岸で東大の研究室が測定した結果によると、海岸の値が Woodcock の上空の値の 100 倍になりました。そこで垂直拡散係数を $8m^2/sec$ にとって上空の値を算出すると、粒度分布

は同じ高さの Woodcock の観測値と重なります。我國の海岸ではハワイと同じ位存在するような気がしますが。でも化学の方達によると内陸にはいるにつれて、ひどく減るようですね。

高橋 : Turner が雨滴の塩濃度の大きさを別測定を行った時、雲や上昇流の状態はどうなっていたのですか。

駒林 : ハワイ島の山岳に生じた地形性の雨のようです。斜面の勾配は $40km$ 行って $4000m$ 上がる程度ですから滑昇型の上昇流が卓越するのではないかと思われま

す。

高橋 : 観測結果は雨全体についてのものですか。
駒林 : 個々の雨につき、雲の下、雲底、雲中の3地点で出来るだけ短い時間に sample を採ったそうです。でも分析に必要な分量がたまるまでには数時間以上を要したようです。彼は3地点につき、別々に平均濃度分布と個別の一例をあげておられます。

高橋 : あなたの計算は雨全体についてですか。

駒林 : いいえ、ある地点で、ある時刻に観測したらこうなっている筈だと言う計算です。但し定常パターンを扱ったから気塊の凝結経過時間と位置とは簡単な関係をもっていますので、どちらか一つを指定すれば決まります。第2図では凝結開始後 1500 秒の計算例をあげました。

高橋 : 計算の食塩濃度の分布曲線が Turner の観測と合うのは面白いですね。

駒林 : 計算では捕捉される雲粒は NaCl を含まないとしたんですが、もし含んでも定数項がついて曲線全体がもち上るだけで、極小をもつ性質は変らない筈です。

高橋 : それはそうでしょうね。塩濃度からつづくのはよい手ですね。

駒林 : 雲底から下での汚染の影響をさければ、非常に有力な手がかりだと思います。

大竹 (東北大) : 銚子上空で飛行機によって海塩核を採集しました。この時個数は割合多いようでした。飛行機から見ると $0^\circ C$ に達していないらしい雲が存在したのですが、同じ時海岸に雨が少し観測されております。これは海塩核説にとって都合のよい例のように思われます。warm rain が降るにはどの位の雲厚があればよいのですか。

駒林 : Ludlam の論文では $1.5\sim 2.0km$ あればよいと言っています。informal な話によると Ludlam は数百 m の雲から降るのを見たそうです。

孫野 : 雨滴の塩濃度に極小が現われることは、定性的に言うとうとう言うことですか。

駒林 : 大きい雨滴は核が大きい割に充分うすまらないうちに雲底を抜けるので濃度が高い。小さい雨滴は雲中を掃いた距離が小さいので矢張りうすまっておらず、濃度は高くなります。この中間に核の大きさの割には

よく成長した大きさの雨滴があって、そこで極小値をとることになります。

磯野 (座長) : cloud physics では今迄主としてスケールの小さい現象を議論しております。一方数値予報の方はスケールの大きな現象を扱っていて降雨のメカニズムにはうとかったと思います。両者の結び付きが今後の重要な問題であると考えられます。cloudphysicsの研究者も数値予報の方法に関心を持たなければならぬと思いますが、これに対する御意見はいかがですか。

丸山 (気象研) そのためにはまだ観測が足りないと思います。雨が降らない状態から降る状態にかけての雲中の要素の連続的な様子が全然わかっておりません。

藤原美幸 : 飛行機観測がどうしても必要じゃないですか。それにルーチン観測も要りますね。特に日本では air mass が絶えず変るからルーチン観測をしなければ駄目でしょう。

磯野 : もっと協同した観測を行う必要がありますね。

丸山 : 現象のモデルを立てるにしても、とにかく観測が足りませんね。

磯野 : 気象台は広い観測網を持っているから、それを活用したら面白い観測が出来るのではありませんか。

伊東 (気象研)、**高橋** : それは仲々むずかしいことでしょうね。

真鍋 (東大) : 雨量予報を行うには雨が何時から始まるかが問題となります。湿度 100%になる迄の時間は数値予報で出すことが出来ますが、そこから降雨開始迄の時間がわかりません。水滴の成長速度及び含水量に関する知識の不足からです。そのようなものの研究を進めていただけるとよいと思います。

なお、降水量予報は、湿潤断熱的に計算し、その場合の上昇流は事実に基づいた仮定から算出するのですが、その結果は相当良好です。一次近似的には large scale の上昇流で乾燥断熱的に上昇させることによって割合よく合った値を得ることができます。

駒林 : 問題は液態含水量の移動流を上昇パターンから出すことですね。吸い込みも重要ですから上昇流は空間的分布が正確にあたえられなければなりません。

高橋 : 上昇流から降水量を出す方法として乾燥断熱法がよく合うと言うことは充分あり得ることですね。

藤原滋水 (気象庁) : 湿潤断熱法を使っても、上昇流の強さを算定する時に、その分だけ補正しておけばよいのです。

それから駒林さんの使った上昇流 50 cm/sec の意味がよくわからないのですが、どう言う現象を考えているのですか。

駒林 : 数値予報の常用のメッシュにはかからない程度の小さなスケールの現象です。物理気象では積雲型の数 m/sec を考えることが多かったのですが、大規模な trough に伴う降水現象の研究を始めるために、大規模な上昇流数 cm/sec との間として 50 cm/sec をえらびました。この位の値は Bannon などから考えてもそう不自然ではないと思いますが。

真鍋 : 雲厚、降雨量の時間、空間分布を考えて湿潤断熱法で上昇流を推定すると、その位の値は不思議ではないでしょう。

座長 : ではこの辺で次の講演に移りたいと思います。

[尚、次号には『雪の成長について』(花島政人氏)掲載の予定です。](文筆責任者: 山中義昭 (東大))

書評

山の気象はどう変るか 大井正一著

恒星社, 1956年初版, A 5版 114頁, 150円

大井さんが中央気象台山岳部機関紙「溪流」の毎号にせせと原稿を書き、自分で写真を100枚以上焼きつけ、一貼りこんだ努力が実ってこの本の一部となった。傍から見ているわれわれにとっても何かほっとした気持である。

大井さんは永いこと山岳雑誌にも気象のことを書き、世間ではもう相当名が通っているようである。私自身の経験からすると、山岳雑誌の編集者は、妙に高慢で偏屈で、原稿は掲載してやるのだぞというつもりらしく、稿料が安い上に払いが遅い。大井さんはそんなことにちっともこだわらない。この辛棒も本書にまともまっている。

通読して感じる文体のほのほのとした懐かしさ、何かに似ているなど思ったとたんに、谷内六郎の画集を連想した。これはけっして皮肉でない。

解説的な文章と、それを裏づけする紀行文がおもしろ

い接続を形成している。春夏秋冬の山岳気象の体験と写真がみごとに豊かに盛り上がったところは充実した内容である。私も初めは大井さんの山歩きがハイキング程度に終るかと思っていたが、倦まずたゆまず克明に歩きまわり、危険な冬山まで出かけて、もう山岳気象の権威である。

大井さんの写真術も上達して、最近の作品はすばらしい。しかし、本書には初期の努力作も入っていて、気取らぬところがほほえましい。

もし何か註文をつけるとなると、この映画のナラタージュ法(映画の場面に回想をオーヴァラップする方式)にも比すべき書き振りを改めて、トピック式かスローガン式にした方がよい。

また表紙も白黒の葬儀色は蔭気でいけない。カラーにしたら倍は売れるだろう。

(佐貫亦男)

なお、大井氏の同著書については、有住氏からも書評が寄せられていたが、同趣旨のものなので割愛した。