

## 普及講座

## 豪 雨\*

二 宮 洸 三\*\*

## 1. はしがき

豪雨が災害をもたらすことはまれではない。そのため程度の差こそあれ、大勢の人が豪雨に関心を持っておられるに違いない。まして、気象学に興味を持たれる人なら、さらに程度の高い関心を示されるであろう；たとえば、豪雨の実体はなにか？ 豪雨はどのように発生するか？ 日本の豪雨の限界は？ 豪雨は予知できるか？ 等々。現在のわれわれの知識はまだ不十分ではあるけれども、それでもなお、もし豪雨についての正確な総合報告を何人かの専門家が共同して書けば、数百頁の書物となるだろう。言い換えれば、ごく限られた誌面で、その全体を解説するのは不可能である。したがって、この「基礎講座」では細部の説明は避け（他の報告物を読んでいただくことにして）、大づかみに豪雨の気象学の全体像を描くことにしたい。基礎講座の性格上、術語や数式の使用を避けたので、正確さを欠いたり、あるいは、かえってわかりにくくなった箇所もあるが、これらも、後にかかげる他の報告で補っていただきたい。

## 2. 豪雨の特徴

まず最初に、雨量について説明をしておこう。雨量はある時間内に降った雨が流出したり、地面にしみこんだりすることなく、そのままその場所にたまった（仮想的な）状態での水深で表現される。したがって、原理的には、雨量計の面積にはよらないはずであるが、測定を標準化するために雨量計のサイズの規格を定めているのである。雨量はすでに述べたように、ある時間内について定義されるものであるから、その単位は mm/hour, mm/day とか mm/year とかの単位で表現される。すなわち、時間に無関係にただ  $\times \times \text{mm}$  という量ではあり得ない。よく、台風により、降水量  $\times \times \text{mm}$  という表現

をとるが、それは、雨の始まりから、終わった時までの“時間内に”それだけの雨が降ったという意味である。

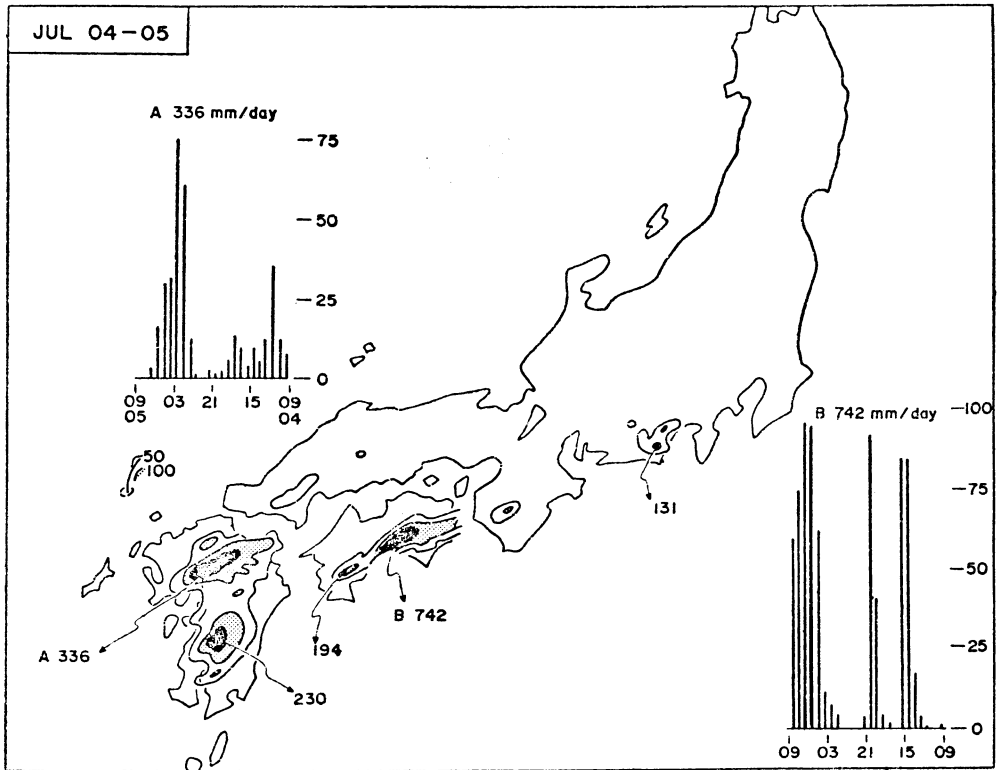
さて、どれだけの雨量以上が豪雨であるのか？あるいは、大雨と豪雨はどう違うかはしばしば質問される問題である。筆者の知るかぎり、純気象学的意味での豪雨や大雨の定義はない。これはむしろ、気象報（大雨注意報、警報）などの規準として防災業務の立場から決められたものであって、この解説ではこれに触れないこととする。ごく常識的に言って、ある地点の平均年降水量の  $1/20 \sim 1/10$  以上の雨が1日に降ると、災害が起きはじめると言われており、この程度が大雨の一応の目安であろう。“大風”はただ単に強い風を意味するに対し、“台風”や“竜巻”は、ある種の気象擾乱の概念であると様々に、“大雨”は原因を問わずに大量の降水を意味し、“豪雨”は気象擾乱としての概念と考えるのが筆者の立場であるが、これはあくまでも個人的見解である。（なお、気象庁では“大雨警報”を発表するが、“豪雨警報”という言葉は使わない。）

日本列島の大雨は、主として台風、低気圧、前線あるいは雷雨などに関連して発生するけれども、低気圧や前線そのものが豪雨に対応しているわけではない。“豪雨”には、それ自体の特徴がいくつかある。第1図は1972年7月4日～5日豪雨の雨量分布と、最大日雨量の記録された地点での時間雨量の推移を示したものである。この図の特徴はつぎのようにまとめられる；(1)豪雨は小領域（数十～百 km 四方）に集中している (2)豪雨は短時間（1～3時間）に集中している (3)短時間に集中した豪雨が数時間おきに繰り返している。

このような降雨の特徴は、このケースのみについてではなく、他の多くの場合にも共通して認められている。このように豪雨は、時間的には短時間内に、空間的には狭い面積に集中する大雨であるので、“集中豪雨”と呼ばれることもある。これはもともと、新聞記事に使われた

\* Heavy rainfall in Japan.

\*\* K. Ninomiya. 気象研究所予報研究部



第1図 1972年7月4日～5日の日雨量分布図と、四国および九州の最大雨量の観測された地点の時間雨量の時間的变化。

言葉であるが、集中性をうまく表現しているのので、いつのまにか、準気象用語として定着してしまった。いっばう、千 km 四方に及ぶ大領域での大雨、あるいは、数日間も連続的に続く大雨は、まだ観測されたことがない。すなわち、集中していない豪雨はなく、この意味から言えば、豪雨すなわち集中豪雨なのである。暖候季の豪雨はしばしば低気圧の近傍で発生するけれども、第5節で述べるように、低気圧の理論の枠組のなかで得られる上昇流では豪雨は説明できないことを注意しておこう。

さて、さらに詳細に、たとえば早巻しの雨量計で豪雨を観測すると、もっと短周期な降水の時間変化が認められる。すなわち、10分間程度に集中した鋭いピークが何回か繰り返されて、大きな1時間雨量のもたらされることがわかる。これは第5節で述べる積雲対流（積乱雲や積雲）の集まりが豪雨を引き起こしていると解釈してよい。

対流性（積雲対流）の強い降雨という点、雷雨が考えられる。豪雨の場合も、雷鳴・電光が観測されることが

少なくない。しかし、雷雨と豪雨が決定的に異なるのは、雷雨は気層の不安定の解消過程でのごく短時間の強雨で一過性なのに対し、豪雨は数十 km 四方内の領域に1～3時間にわたって、繰り返して集中する対流性降雨であることである（ただし、豪雨といっても、その豪雨域が比較的広い場合も比較的狭い場合もある）。

要約すれば、豪雨は、数十 km 四方の面積に、かつ1～3時間の期間に集中する激しい対流性の強雨である。この点において、広範囲・長時間に及ぶが、雨量は多くはない低気圧性の降水とも性格を異にする。また、短時間に終了する一過性の雷雨とも異なる。このような性格の擾乱は「中規模擾乱」と呼ばれる。豪雨は中規模擾乱によって組織された積雲対流の群だと言ってよい。

### 3. 日本の豪雨と世界の豪雨

つぎに、気候学的に日本の豪雨と世界の豪雨を比較してみたい。世界の多雨地帯（平均年降水量 2,000mm以上）は、熱帯湿潤気候区（熱帯収束帯に相当）およびその南北に位置する熱帯乾湿気候区（熱帯で乾季と雨季の

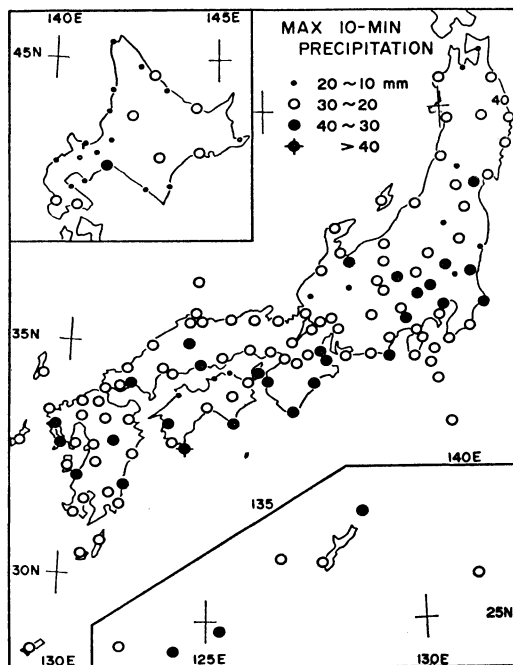
第1表 世界と日本の降水量の極値

10分間雨量	49 mm 足摺岬 (高知) 1946年 9月13日	126 mm (8分間雨量) Füssen (西ドイツ) 1920年 5月25日
30分間雨量	88 mm 足摺岬 (高知)* 1944年10月17日	203 mm (20分間雨量) Curter-de-Arges (ルーマニヤ) 1889年 7月 7日
1時間雨量	167 mm 福井 (徳島) 1952年 3月22日	305 mm (42分降水量) Holt (ミズリー州, U.S.A.) 1947年 6月22日
3時間雨量	377 mm 西郷 (長崎) 1957年 7月26日22時~27日01時	550 mm (2時間45分降水量) D'Hanis (テキサス州, U.S.A.) 1935年 5月31日
日雨量	1,109 mm 西郷 (長崎) 1957年 7月25日	1,870 mm Cilaos (レユニオン島…インド洋) 1952年 3月15日~16日
月雨量	3,514 mm 大合ヶ原 (奈良) 1938年 8月	9,300 mm Cherrapunji (インド) 1861年 7月
年雨量	8,214 mm 大合ヶ原 (奈良) 1920年 1月~12月	26,461 mm Cherrapunji (インド) 1860年 8月~1861年 7月

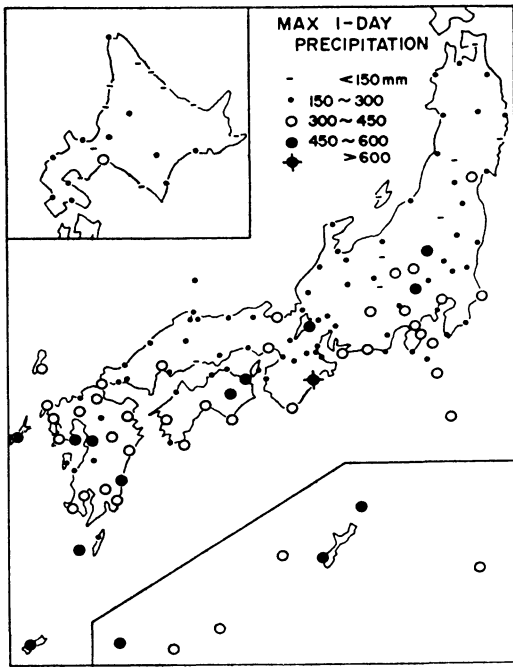
\* 高知県内の記録で、日本全国の最大値かどうかは不明

交替する地域)にはほぼ一致する。たとえば、カウアイ島 (ハワイ)、カメルーン山 (アフリカ)、チェラプンジ (インド)などは、平均年降水量が10,000 mmにも達することで有名である。これに次ぐ多雨地域は亜熱帯湿潤気候区 (大陸東岸に位置する)であって、北海道・東北地方を除く日本列島もここに属する。日本列島のかなりの部分で平均年降水量が2,000 mmを越すが、これはこの気候帯の降水量としては大きな値である。

つぎに、いろいろな時間 (期間) についての降水量の極値 (現在まで記録された最大値) を第1表に示そう。平均年降水量がさほど多くないわりに、日本の1時間、3時間、1日雨量の極値が世界の記録に接近していることは興味深い。全球的に見ると、長時間 (1日~1年) 雨量の極値は、熱帯湿潤気候区に現われ、また、ごく短時間 (1分~20分) 雨量の極値は、温帯に現われている。いっぽう、1時間~1日雨量の極値は亜熱帯に現われていることが観察される。これは、熱帯では豪雨をもたらすに好都合な気象条件が長時間持続するからであり、温帯では激しい対流の原因となる垂直不安定が寒気団・暖気団の干渉で引き起こされるからである。また、亜熱帯湿潤気候区では、低気圧・前線活動も盛んであるうえ、熱帯海洋性気団の侵入も同時に起こりうるので、温帯と熱帯の中間的な性格の降雨が現われる。なお、亜



第2図 日本の気象台・測候所における10分間雨量の極値分布。



第3図 日本の気象台・測候所における1日雨量の極値分布。

熱帯湿潤気候区であっても、日本列島と米国中南部との様相はかなり異なる。日本では、熱帯海洋気団の影響が強く、米国中南部の気候は大陸性である。したがって、前者では豪雨が、後者では雷雨が特徴的である。

つぎに、日本の豪雨の極値分布に触れよう。第2図は10分間雨量の極値分布であり、第3図は1日雨量の極値分布である。10分間雨量の極値は、高温多湿な南西日本で $\sim 40 \text{ mm}/10 \text{ min}$ に達するが、北部日本でも $30\sim 20 \text{ mm}/10 \text{ min}$ とかなり大きく、その差異は意外に小さい。また、いわゆる“日本の豪雨地帯”（紀伊半島・四国南部・九州南西部など）でも、とび離れて大きな10分間雨量極値は出現していないことにも注目したい。これは第4節、第5節で説明するように、10分間雨量はほぼ1回の積雲対流によって放出される降水量に対応し、したがって、その上限は空気中に含まれる水蒸気量で決められる。そして、豪雨発生時の日本列島上の水蒸気量は、南でも北でもさほど大きな差がないので、10分雨量極値の地理的分布もあまり差異を示さないのであろう。40 mm/10 min や 200 mm/1 hour の極値があるのに、5000 mm/day の極値がないのはなぜであろうか？ これは、40 mm/10 min や 200 mm/1 hour のような降水がある

第2表 気温と気圧の関数として与えられる水蒸気の飽和混合比の値 (g/kg)

	-20°C	0°C	10°C	20°C	30°C
300mb	2.6	13.0			
500mb	1.6	7.8	16		
700mb	1.1	5.6	12	22	
850mb	0.9	4.6	9	18	33
1,000mb	0.8	3.9	8	15	28

とその地域上空の水蒸気が消費され尽くし、改めて周囲から湿った気団が補給されないかぎり、つぎの降雨が起きないからである。すなわち、短時間雨量の極値はその時点に存在する水蒸気量で規定されるのに対し、長時間雨量の極値は、湿潤気団の補給能力と気団の上昇運動が持続する条件によって規定される。事実、第3図にかかげた日雨量の極値分布には著しい局地性が見られ、“日本の大雨地帯”に大きな極値が見られる。つまり、南方から湿った気流が長時間吹きよせ、かつ地形性上昇の働く日本列島の南斜面で大きな日雨量が現われるのである。

また、大雨に関する現象別に見ると、日本の豪雨のほとんどすべてが、台風かあるいは梅雨前線帯の現象に関連して発生している。10分間雨量の極値の過半は、梅雨前線に関連しているのに対し、1日雨量の極値の過半は台風の影響下に発現している。

#### 4. 大気中の水蒸気と凝結

豪雨の降水の特徴については、前節で詳しく説明したが、つぎに、その降水がどのようにしてもたらされるかを説明しよう。この節では、とくに豪雨に限定せず、ごく一般的に降水を考えることにする。気塊が上昇すると、気温が下がり、水蒸気が凝結して雲ができ、降水のもたらされることは、常識であるが、ここでは、もう少し定量的に考察したい。

空気に含まれる水蒸気の量を表現するために、“混合比”が使われる。これは、空気1kgに含まれる水蒸気の重量をg(グラム)で表わしたものであって、 $q$ と記すのが慣用である。ある気温・気圧のもとで空気のみ得る最大の混合比を“飽和混合比”( $q_s$ と記す)という。一般の市民になじみ深い“湿度”は $q/q_s \times 100(\%)$ であって、これは空気のしめり具合を示す比である。さて、 $q_s$ は、気温と気圧の関数であるが、やや複雑な式であるので、数表で示そう。第2表は、気温と気圧に対して $q_s$ の値を示している。たとえば、気圧1,000 mb、気温20°Cに対する $q_s$ は約15g/kgである。空気の密度は、この

第3表 1,000 mb から出発した飽和気塊の上昇にともなう気温の変化の例

300 mb (約 9,600 m)	-19.5	-43.2
500 mb (約 5,800 m)	2.2	-14.0
700 mb (約 3,100 m)	14.5	2.0
850 mb (約 1,500 m)	21.0	10.1
1,000 mb (ほぼ地上)	26.5°C	16.5

第4表 厚さ 1,000 mb~900 mb の飽和単位気柱 (1 cm<sup>2</sup> の底面積) が上昇した時に凝結する水蒸気量 (g)

300 mb	1.97	1.17
500 mb	1.33	0.94
700 mb	0.73	0.55
850 mb	0.35	0.27
1,000 mb	0	0
1,000 mb の気温	26.5°C	16.5

とき約 0.0012 g/cm<sup>3</sup> すなわち 1.2 kg/m<sup>3</sup> であるから、空気が飽和していれば、1 m<sup>3</sup> の空気に含まれる水蒸気量は約18 g である。平均的には気温は高さとともに約 0.65°C/100 m の割合で低下しているから、混合比も通常、高さとともに急に減少する。高層観測で気圧・気温・湿度の高度分布がわかるので、われわれは混合比の高度分布を計算できる。

地上気圧は約1,000 mb であり、これは底面積 1 cm<sup>2</sup> の空気柱を考えた場合、この空気柱の重さは約 1 kg であることを意味する。この空気柱に含まれる水蒸気量は、冬季で 1 g、夏季で数 g に達する。たとえば、5 g であれば、この水蒸気を水に換算すれば 50 mm の高さの水柱があることになる。この空気柱に含まれる水蒸気量が、5 g 程度を越すと、大雨が発生する確率の高いことが経験的に知られている。

つぎに、上昇する気塊を考察しよう。上空に行くにしたがって気圧は減少しているので(約3,000 mで700 mb, 約5,800 mで500 mb), 気塊は上昇しつつ膨張する。この膨張のため、気体はエネルギーを消費し、それに相当するだけ、温度が下がる。空気が未飽和ならば、この温度の減少は100 mにつき約 1°C である。この温度の減少のため、気塊は飽和に達し、凝結が始まる。水蒸気 1 g が凝結すると 600 cal の熱を放出するので、この発熱は、気塊の上昇に伴う冷却の一部分を相殺することになる。したがって、飽和した気塊の上昇に伴う気温の減少は、1°C/100 m よりゆるやかとなる。地上からスタートした飽和気塊の持つ気温を第3表に示そう。さきの議論で  $q_s$  の値はわかっているから(第2表), 気塊の上昇にしたがって 1 kg の気塊から凝結してくる水の量も計算される。地上から 900 mb (約 900 m) の高さに達する底面積 1 cm<sup>2</sup> の飽和した気柱(その重量は約 100 g) が上昇した時に凝結する水の量を表したのが、第4表である。

上記の表からわかるように、気塊の上昇する速さがわかれば、ただちに凝結量(これは、それが地上に落下す

れば降水量となる)が計算できる。すなわち、混合比と上昇速度の高度分布がわかれば、降水量が計算される。

### 5. 大気の上昇運動

一見して大気の運動は自由であるように思われるが、実は、その運動はいくつかの物理的法則の束縛下であり、その枠組のなかで許容されるもののみが出現する。大気の運動に関する観測的研究やそれから抽出された理論は、大気の上昇運動にもいくつかのメカニズムとそれに対応する特有の性質のあることを明らかにして来た。この短かい解説でそれらを正確に紹介することはできないが、降雨に関係する上昇流の概念として、(1)低気圧に伴う上昇流と(2)積雲の上昇流のあらましを説明する(地形性上昇は第6節で説明する)。

#### (1) 低気圧に伴う上昇流

低気圧は地上天気図の上では閉じた等圧線とそのまわりの反時計まわりの流れによって認識されるが、上空(たとえば 500 mb 天気図)では「気圧の谷」の形態を示すのが普通である。全球的に見ると高緯度の寒冷な気団と、低緯度の高温な気団との境界である「前線帯」が、地球を取り巻いているが、これに沿って低気圧(気圧の谷)が数千 km の間隔で位置し、それが 1 日約 1,000 km の速さで東進していることが多い。このため中緯度では数日周期で低気圧が通過し、それに伴う天候の変化があらわれる。中緯度の低気圧(温帯性低気圧)は、対流圏中層の気圧の谷と関連した現象であり、気圧の谷は大気の準水平的運動の波動現象であることが解明されている。多くの場合、気圧の谷の東側に地上の低気圧が位置し、この波動に伴う上昇流が見られる。また、地面近くの気層(0~1 km)では、摩擦力のため、風は反時計まわりに吹きながら中心に吹き込む。周囲から吹き込む空気は水平的にははげ口がなく、上向きの流れとなる。このような状況で低気圧の中心近傍では上昇流がある。そのひろがり、数百~千 km 四方に及ぶので、こ

れを「大規模な上昇流」とも言う。この上昇流の強さは、平均的には数 cm/sec、つまり 100 m/1 hour の程度であるので、前節の考察から 1 時間に 1~2 mm の降水をもたらすにすぎないこともわかる。事実、普通、低気圧に伴う降雨は広範囲に及ぶが、その量は 30~50 mm/day を超えることはない。もし、局地的にこれを越える降雨があれば、それは「低気圧波動」のメカニズム以外のメカニズムが働いたと考えるのが自然である。

## (2) 積雲の上昇流

飽和していない気塊は 100 m 上昇するごとに約 1°C 気温を減ずるし、飽和した気塊なら、上昇に伴う気温の減じ方は 1°C よりも少ない(第 4 節参照)。この減じ方の割合を  $l_m$  (°C/100 m) と記そう(実際には ~0.5°C/100 m くらいである)。以下簡単なために飽和している気層を考える。この気層内の気温の減少の割合は  $l_e$  (°C/100 m) であるとする。この気層の最下層の構成する気塊を 100 m 持ち上げると、その気温は  $(T-l_m)$  となる。いっぽう、100 m の高さの気温は  $(T-l_e)$  である。もし、 $(T-l_m) > (T-l_e)$  であれば、気塊の密度が小さく、したがって浮力を受け、上向きに加速されて上昇する。これは気層が不安定な場合である。逆に、 $(T-l_m) < (T-l_e)$  なら、気塊は周囲より低温で、密度が大きく、下向きに加速されて、元にもどってしまう。これが気層の安定な場合である。

これが積雲の上昇流(対流の上昇流)の機構である。この機構だけでは、しかし、積雲の大きさを説明することはできない。上昇する気塊は周囲の空気を取り込みながら上昇するが、小さな気塊は、このため浮力の効果を薄められるので、あまり小さな気塊は上昇が止まってしまふ。あまり大きな気塊はその上昇に伴って水平運動を引き起こし、それにエネルギーを使うので能率が悪い。このため、大気中の積雲(積乱雲)の大きさは、ほぼ 1~10 km に限定されると考えてよい。

不安定の条件下では、たとえば、ごくわずかの地形性上昇があれば、それが引金となって積雲の上昇が始まる。著しく不安定な場合には、数 m/sec の上昇流が起き、雹を降らせたり大雷雨となる。同時に、この上昇流は不安定を解消してしまう(ちょうど、重心が上にあった船が転覆して復元しないように)。したがって、それに伴う降水は激しいが、気柱内の水蒸気を 1 回で使い切って短時間で降水が終わってしまう。

豪雨の場合のように、積雲の上昇流の何回か繰り返す場合は、ではどう考えるのであろうか? それは、この

不安定の解消に打ち勝って、他の機構が気層の状態を不安定化しているからである。周囲から、不安定な気塊が集まって来ること、下層に暖気の流入すること、上層に寒気の流入することなどが、この不安定化の主な原因である。

この節では、低気圧に伴う上昇流と積雲の上昇流のおおよそを説明した。これらは、大気中の上昇運動のメカニズムとしては主要なものであるけれども、それだけでは、豪雨の特徴は説明できない。低気圧に伴う上昇流(大規模の上昇流)は広範囲で長時間にわたる 30~50 mm/day 程度の降雨を良く説明できるが、豪雨の集中性はうまく説明できない。積雲規模の雷雨のような一過性の短時間の強雨をよく説明できるが、気層の不安定を維持する他のメカニズムなしには、豪雨のひろがりや継続を説明することはできない。すなわち、中規模擾乱としての豪雨には、これ以外のなにかの上昇流の機構を考えねばならない。

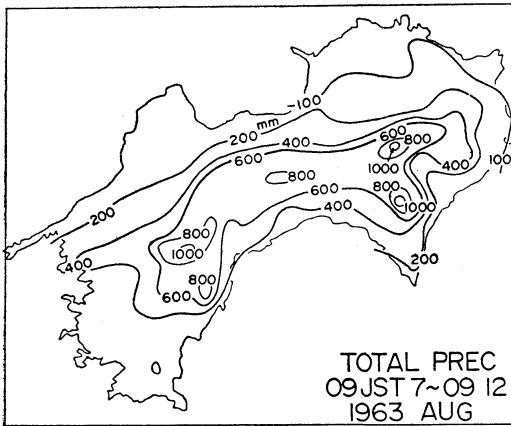
## 6. 地形と豪雨

水平距離  $L$  に対し高さが  $H$  である斜面、つまり傾斜  $H/L$  の山地に風速  $V$  の風が吹き当たれば、幾何学的な考察から明らかに気流は  $W = V \times H/L$  の上昇速度をもって山腹を昇る。これが地形性上昇の概念である。これだけの説明だと、 $H=10$  cm、 $L=10$  cm の石塊の作る上昇流は、 $H=1$  km、 $L=10$  km の山脈の作る上昇流より、大きなことになるが、これは明らかに不合理である。上の関係式は山腹における上昇流の大きさを規定しているが、それが高さとともにどう変化するかについて何も説明していないのである。

地形でつくられる上昇流がどの高さまで及ぶかは、他の理論の力を借りねばならない。この講座の性質上、その詳細な説明は省略して結論のみを要約すれば、地形性上昇の上空への及びかたは、大気の状態(風速や気温の垂直分布)にもよるが、基本的には大きな地形による上昇ほど高く達し、小さな地形による上昇流は高さとともにすみやかに減衰する。したがって、石塊による上昇流は、山地のそれに対して無視してよいのである。

上記した理論に従えば、地形、大気の状態、そして地上風の分布が知られば、上昇流が計算で求められるし、第 4 節で記したように降水量も計算される。この方法はすでに以前から実用として用いられ、たとえば、台風の接近に伴う強風が山脈の風上側に引き起こす大雨の予報などに良好な結果を与えている。

台風が本邦南岸に接近する場合、強い南風が山地の南

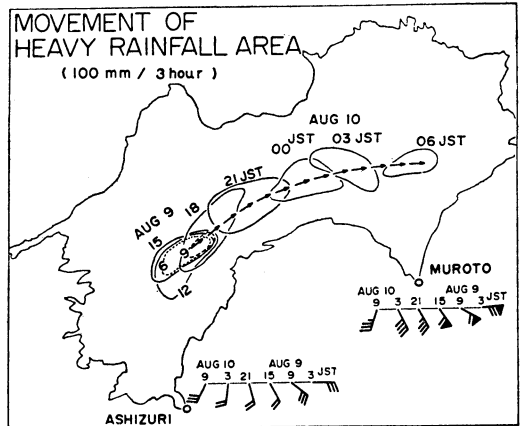


第4図 1963年の台風9号によって8月7日～12日にかけて、四国にもたらされた雨量の分布。

斜面（太平洋岸斜面）に大雨をもたらすが、とくに台風  
の速が遅い場合、あるいはその暴風圏の広い場合では、その大雨の継続時間も長時間にわたる。第3節でみた日本列島の太平洋側の大きな日雨量の極値の多くは、このような状況下で発生しているのである。もちろん、地形性の大雨は台風のみで起きるわけではなく、温帯性低気圧などの気流によっても起きることは言うまでもない。

以上一般論のみを記したので、つぎに実例を示しておこう。第4図は1963年8月7日～12日の期間に台風6309号によって四国地方にもたらされた総降水量の分布である（この大部分は、8日午後～10日午前にかけてもたらされている）。一見してわかるように、太平洋に向けて円弧状に開いた四国脊梁山脈の南縁に沿って、大きな降水量が出現している。第5図は、この大雨期間についての100 mm/3 hour 以上の大雨域の移動を示したものである。また、この図には、室戸岬、足摺岬の地上風の時間変化もあわせて示してある。台風の移動に伴って四国南岸の風向は東→南東→南→南西と変化し、これに応じて大雨域は土佐湾に開いた脊梁山脈の南縁に沿って西から東に向かって移動している（風向の変化によって、風が直角に山地にあたる場所が変わるのである）。地形性降雨の実例は数多く報告されているが、この図はおそらくはその最もわかりやすい事例の一つであろう。

上記の説明では、地形性降雨は山脈による空気を持ち上げによって起こっていることになり、その降水は時間的に見て一様であるような印象を与える。しかし、実際



第5図 1963年の台風9号による大雨域（100 mm/3 hour 以上）の移動と、室戸岬、足摺岬における地上風の時間的変化。

の降水は場合によっては細かな変動を示すことも多い。これは、単に様な空気の持ち上げそのものが降水をもたらすからではなく、地形性上昇が引金となって、積雲性の降水が発生したり、あるいは、すでに海上から発生して移動してきた積雲の降水が山地で強化されるためだと説明されている。このような地形性降雨は、たとえば、紀伊半島南東岸の尾鷲や大台ヶ原などに非常に大きな降水をもたらすと考えられている。

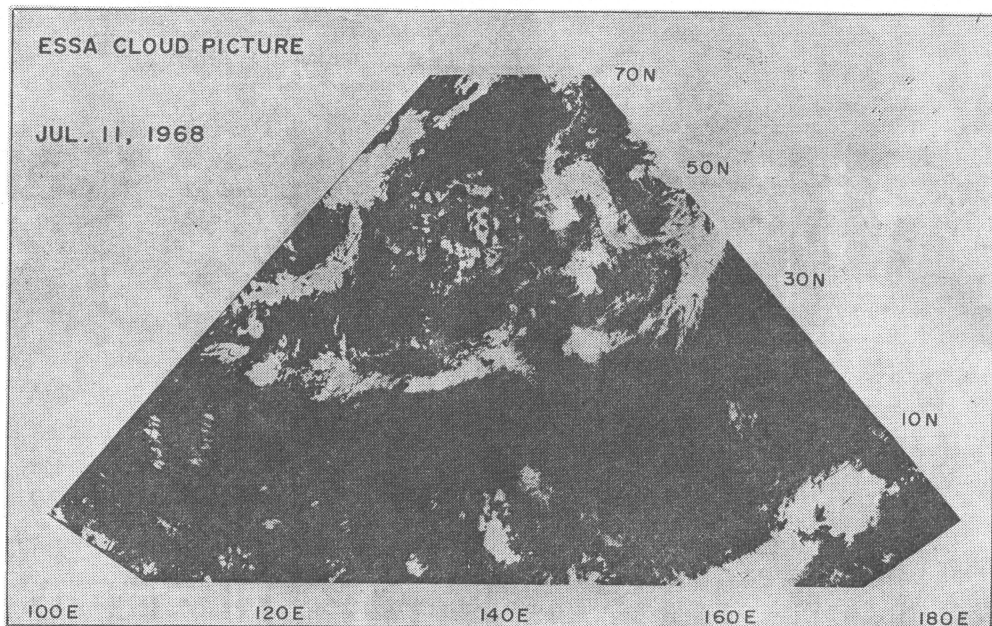
この節の説明では、主として台風による地形性降雨を扱ってきた。誤解を避けるため説明を加えるが、台風の雨のすべてが地形性降雨ではない。台風は巨大な渦巻であり、それ自身構造的な上昇流をもっており、それによる降水も少なくない。気象レーダの観測でよく知られているように、台風の中心から“スパイラル・バンド”という渦まきがたの降雨帯がかなり外側にまでひろがっており、そこで対流性の降水がある。陸地で見られる台風の降水は、この台風本来の降水と地形性降水が重なりあって生ずるものである。

### 7. 梅雨前線帯の豪雨

この節では、梅雨前線帯とそこにおける豪雨を概観しよう。梅雨前線帯の豪雨は日本の豪雨の一つの典型であり（もう一つの代表的な台風に伴う地形性豪雨は第6節に述べてある）、この節はこの解説のなかでは重要な部分を占める。

#### 梅雨前線帯と気団

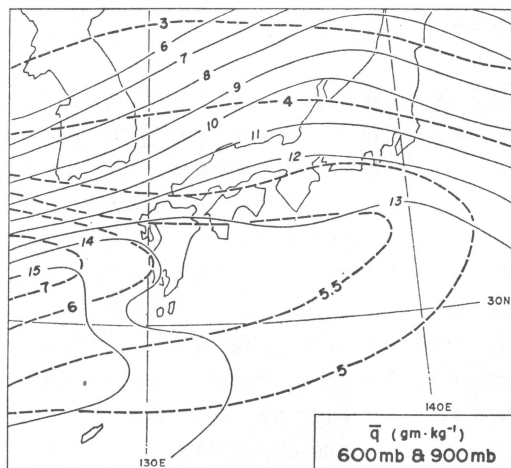
第6図は気象衛星雲写真である。中国南部から日本列



第6図 1968年7月11日の気象衛星による雲写真。梅雨前線を注意して観察してほしい（秋山孝子氏論文より引用）。

島沿いに太平洋に伸びる雲の帯（白く見える）が梅雨前線帯である。この図から、梅雨前線が単にオホーツク海高気圧の南縁に存在する局所的前線ではないことがわかる。また、梅雨季から冷陰な細雨の続く天候を連想する事もあるが、それは冷湿な北東気流系の領域下においてのみ認められる特徴で、けっして梅雨前線帯全体の特徴ではないことも注意しておこう。梅雨前線の南方に広大な雲量の少ない（写真で黒く見える）海域がひろがるが、これは太平洋高気圧（小笠原高気圧）の領域である。

気団論的に見ると、梅雨前線の北側には中緯度の気団が、南側には熱帯およびモンスーン気団が位置しているが、前線帯における南北方向の気温の傾度（水平距離についての気温の変化の割合）は少ない（とくに西日本や東シナ海域では）。これに対して、水蒸気混合比の南北傾度は著しく大きい。この混合比の大きな傾度は、主として南からの湿潤な気流の侵入によっている。したがって、梅雨前線帯は熱帯またはモンスーン気団の北縁に沿って存在する亜熱帯性的の前線と考えた方がわかりやすい。なお、この両気団の北限は 850 mb 天気図（高さ約 1,500 m の天気図）上の 15~18°C の等温線、および 10~12 g/kg の等混合比線とほぼ一致すると考えてよ



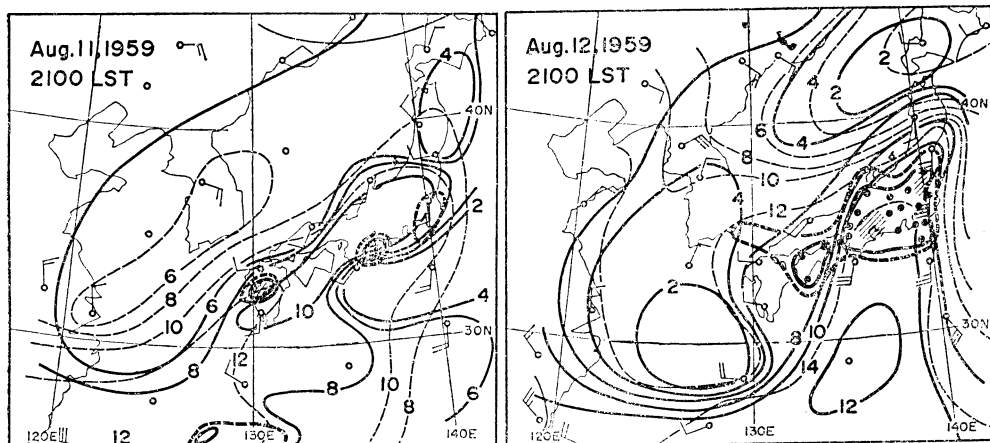
第7図 1969年7月3日~10日の 600 mb および900 mb の混合比分布（松本誠一・吉住禎夫氏の論文より引用）。

い。気候学的に見れば、6月から7月にかけてこの前線帯が徐々に北上し、日本列島上に位置した時に大雨が起こる。

第7図は1969年7月3日~10日についての 900 mb お

「天気」24. 11.





第8図 1959年8月11日～12日の豪雨時の湿舌と乾燥域。700 mb の混合比(実線)、850 mb の混合比と700 mb の風を図示してある。黒丸印は20 mm/12 hour 以上の雨域を示す。

よび600 mb の混合比分布図である。大気下層(900 mb, 高さ約1 km)では梅雨前線帯の南側では混合比が大きく、しかも広く一様な(13 g/kg 以上の湿潤域のひろがり)を観察してほしい)分布を示している。つまり、前線帯の南側の下層では大量の水蒸気が準備されているのである。

湿舌

いっぽう、600 mb 面では大きな混合比(5.5 g/kg の等混合比線に注意してほしい)は細長く突出した舌状の分布を示している。このような7日間の平均値で見ても、湿潤域の舌状の分布が見られたのであるが、ある時刻の天気図の上ではさらに狭く集中した湿潤域の現われることは珍しくない。このような舌状に伸びた大きな混合比の部分「湿舌」と称する。

第8図は、実例としてかかげた1959年8月11日および12日の700 mb および850 mb 面の混合比分布である。この例でも850 mb面の湿潤域は広く、他方、700 mb面では湿舌が明瞭である。豪雨の発生する場合、その近傍に湿舌の認められることが多い。このため、湿舌の有無を豪雨予報の際、一つの指標として重要視することもある。

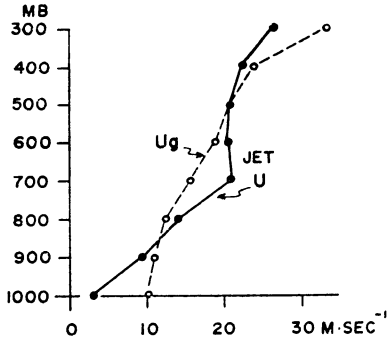
湿舌の中では、水蒸気の流束(フラックス、 $qv$ )は大きい。だからといってそれは豪雨の水蒸気の源であるとは限らない。対流性の降雨は下層の気塊が上昇することが必要であり、これはまた、下層で水蒸気の収束( $\partial(qu)/\partial x + \partial(qv)/\partial y$ )が必要であることを意味している。これに対し、湿舌の高さでは水蒸気の流束は大きくとも、その収束は一般に小さく、豪雨の水蒸気の源としての役割はない。

つぎに、湿舌の成因に触れよう。梅雨前線帯の南方の下層は湿潤であるから、上昇流が起これば、下層の水蒸気は上層に運び上げられ(その水蒸気のある部分は降水となるが)、その結果として上層の混合比が増加し、それが上層風で流され、湿潤な気流系を形成する。いっぽう、豪雨域(上昇域)の隣りでは、補償的に下降流が現われて乾燥域(第8図右図参照)が出現し、このため湿潤域の存在がきわだって認められるのである。

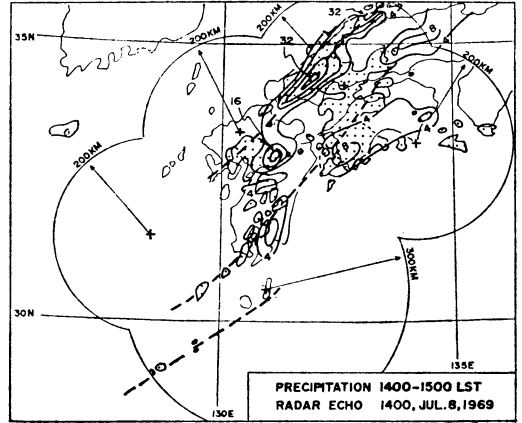
このように、豪雨と湿舌の出現は同時的現象であり、湿舌が豪雨を引き起こしているのではない。このような知識が、すでに約10年前から得られているにもかかわらず、いまだに湿舌が豪雨の原因であるかのように説明する不勉強の気象解説者の居ることは残念である。

下層ジェット

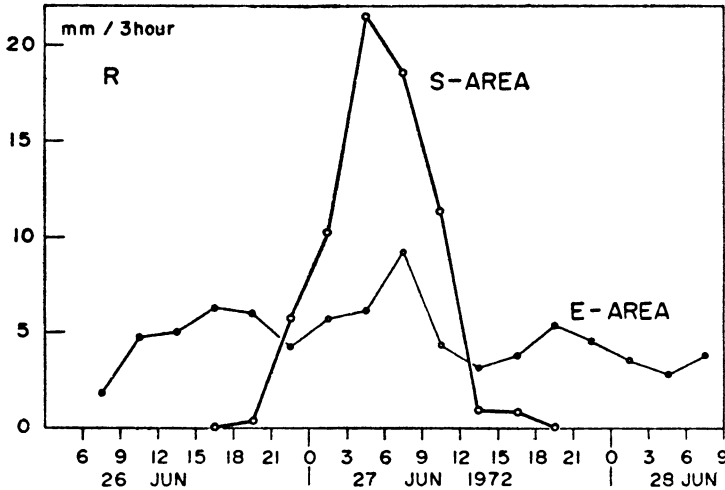
場合によっては、豪雨域の近くの比較的下層(1 km～3 km)に強風が吹くことがある。一般に中緯度(偏西風帯)では、風速は高さとともに増大する。風速と気圧傾度力は“地衡風”(コリオリ力と気圧傾度力のバランスしている状態の風)的であり、その高さとともに風速の増加する割合は“温度風”的(地衡風の垂直方向の増加率と同じ意味をもつ)であって、気温の南北傾度に比例するため、前線帯の上空10 kmの付近では非常に西風が強く、これをジェット流と称する。冬季日本列島南岸の上空では100 m/secにも達するジェット流の観測されることもある。これになぞらえて、下層の強風を下層ジェットと称する。全般的に、地上風も弱く気圧傾度も気温傾度も弱い梅雨期であるのに、1～3 km くらいの低い高度で20～30 m/secの強風の吹くことは特徴的なこ



第9図 下層ジェットの風速分布と地衡風速との比較。



第10図 1969年7月8日の大規模低気圧の暖域内のエコー分布と(14時), 降水分布(14時~15時)。



第11図 1972年6月26日~27日の低気圧の前方(E一領域)と暖域(S一領域)内の3時間雨量(面積平均の)の時間的变化(E一, S一領域とも低気圧とともに移動させて考えてある)。

とである。

いくつかの報告物によって、下層ジェットの風速と降水量とは高い相関関係を持つこと、豪雨は一般に下層ジェットの中心のすぐ北側で発生する確率の高いことなどが明らかにされている。

つぎに、下層ジェットの成因について考えよう。ごく一般的に言って、大雨の降りやすい低気圧の前方では、地衡風の強い意味でも風速の強いことは事実であるが、下層ジェットの風速は第9図に示したように地衡風速よりは

るかに大きい。この事実は、発達した積雲対流によって厚い大気層内で運動量(風速)の上下混合が行なわれ、下層の風速が増大したことを示していると思像される。ある研究によって、豪雨の最盛時に約6時間のおくれをもって下層ジェットの風速が最大に達することが示されているし、さらに、運動方程式の解析からも、運動量が下向きに運ばれていることも確かめられている。これらの事実は、下層ジェットも、湿舌と同様に豪雨と同時的に発達することを物語っている。

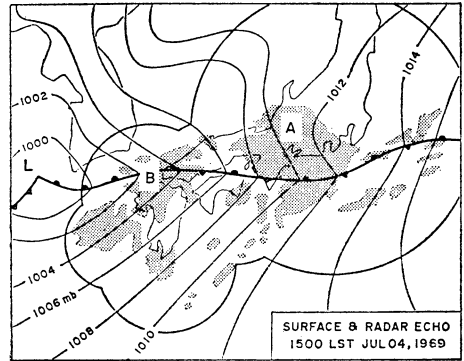
梅雨前線帯の低気圧近傍の豪雨

前線帯では、波長数千kmの上層の気圧の谷が東進し、それに伴って低気圧の発達することはすでに述べた(第5節参照)。梅雨前線においても、波長3,000~5,000km, 周期3~5日の低気圧波動が通過する。このような低気圧が通過する場合、その近傍でとくに暖域で一豪雨の発生することが少なくない。降雨は暖域や中心付近に広く、平等に分布するわけではなく、局所的に集中するのが特徴である。第10図は、一例としてかかげた1969年7月8日の低気圧の暖域におけるレーダーエコー分布と降水量分布を示したもので、何本かのライン状エコーが強雨をもたらしている事が認められる。このような何本かのライン状エコーの現われるケースはしばしば観測されるが、いっぽう、単一のライン状エコーで豪雨のもたらされる場合も少なくない。いずれの場合でも、降雨がライン状に一樣であるわけではなく、中規模のエコー群がいくつかライン状に連なっていることが観察される。

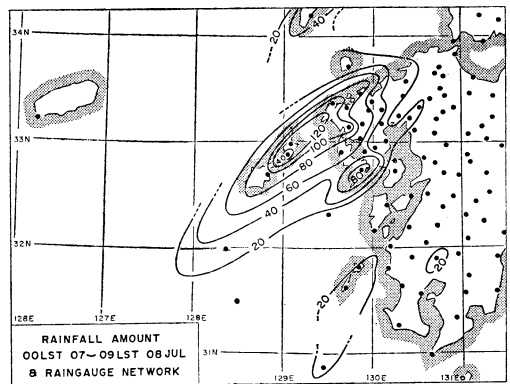
さて、低気圧が通過する際、その通過にしたがって豪雨域も通過して行くのであろうか? 第11図は、1972年6月27日に日本列島を通過した低気圧の前面(E一領域)と暖域(S一領域)における面積平均降水量の時間変化を示したものである(E, S一領域とも低気圧とともに移動させてある)。E一領域の降雨量は、約1日間(九州から、本州東方海上に抜けるまで)殆ど変わらずほぼ一様に降り続けているのに対し、S一領域の降雨量は27日3~9時という限定された短時間に集中していることは注目し値する。このケースでは、豪雨発生に適する条件が暖域に流れ込む気流の性質によって支配されたのである。この図は、豪雨の発生に適した条件は低気圧のライフヒストリーのごく一時期にしか起きていないことを示しており、豪雨域の動向を見きわめることは、低気圧の動向を見きわめることとは質的に異なることをも示している。

梅雨前線帯の小低気圧

ふつう、低気圧は上層の(偏西風の)谷と結びついて発達しており、その波長は3,000~5,000kmであることはすでに述べた。実際の梅雨前線帯では、これよりもずっと小さな低気圧の発生することがある。第6図(前出)の気象衛星写真で見ると、日本列島上で約1,000kmの間隔をおいて、濃い雲域があることがわかるが、これは、上記した小低気圧に伴うものである。このような小低気圧を“中間規模の低気圧”と称して、通常の大規模な低気圧と区別している。なぜこのような小低気圧が梅雨前線帯で見られるのかは、完全に解明されてはいな



第12図 1969年7月4日15時の地上天気図とレーダーエコー分布。東シナ海の大規模低気圧のはるか東に、はっきりしたエコー(A)系がある。これは前線帯の小低気圧に伴うエコーである。

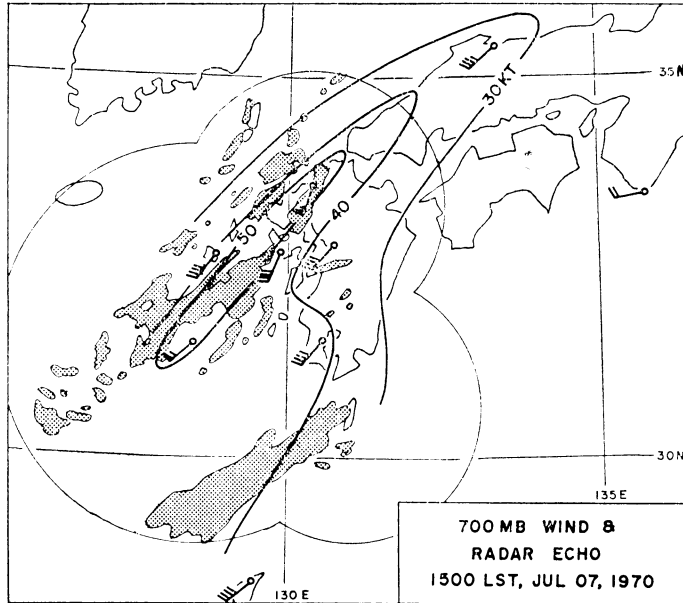


第13図 1970年7月7日の降雨量分布。“レイン・バンド”の特徴が見られる。

いが、中立に近い成層(温度分布が安定と不安定のあいだの状態)の大気中では、短かい波長の波動が発達することが理論的研究から明らかにされている。

小低気圧は対流圏下層の現象なので、中層の気圧の谷を伴っていない。したがって、500 mbの流れが带状(流線が波動を示さず、東西にはぼまっすぐな状況)の場合にも発生するし、通常低気圧からかなり離れた位置でも発生することもある。気圧から見れば、周囲より数mbしか変わらない小低気圧であるけれども、時には、その中心部でかなりの降水をもたらすことがある。たとえば、第6図に示した場合では、3つの小低気圧が次々に九州を通過し、ほぼ1日ごとに大雨をもたらしたし、第12図に示した例では、大きな低気圧の約1,000kmも東方で小低気圧がかなりの大雨を降らせている。

大きなレインバンド



第14図 1970年7月7日のレインバンドに伴うエコー分布と、700 mb の強風（下層ジェット）。

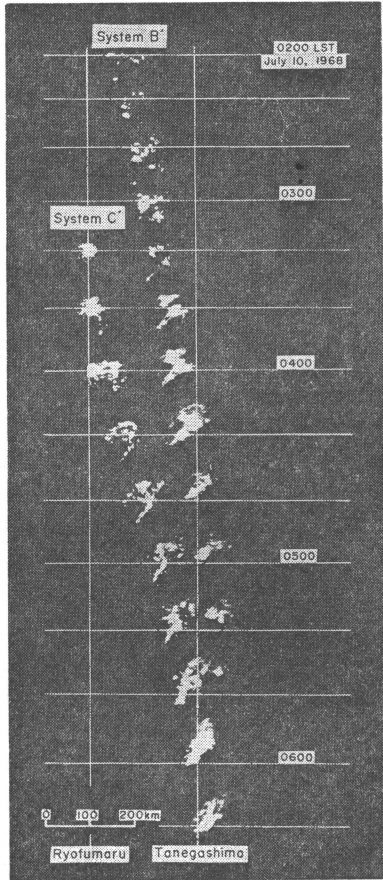
大雨が細長い領域に集中することはしばしば経験される。たとえば、第1図の雨量分布でも四国の降雨分布にもそれが見られるし、第10図の低気圧中心付近の降雨分布もその一例である。このような帯状の大雨（およびそれをもたらした、帯状に連なる積雲対流の組織）を、“レインバンド”と称することがある。この言葉はかなりあいまいで、第10図のような比較的小さなものを指す場合もあるが、もっと大きな現象を指す場合もある。梅雨前線それ自体も、非常に大きなレインバンドであるとも言えるだろう。ここでは前線よりは小さな現象のみを説明の対象とした。

第13図は、レインバンドによってもたらされた降水量分布の一例であり、細長く伸びた降雨域の特徴が観察される。第14図はこの時のレーダエコーの分布図と、700 mb 面の風速分布を一緒に示したものである。大雨域上空にエコーがあるけれども、それがいくつかの中規模的なまとまりを見せていることに注目してほしい。このような特徴は他の例についても認められている（程度の差はあるけれども）。言わば“中規模のエコーの群れ”がいくつか連なって一つのレインバンドを構成していると見てもよい。つぎに注目したいのは、このレインバンドが下層ジェットを伴っていることである（下層ジェット

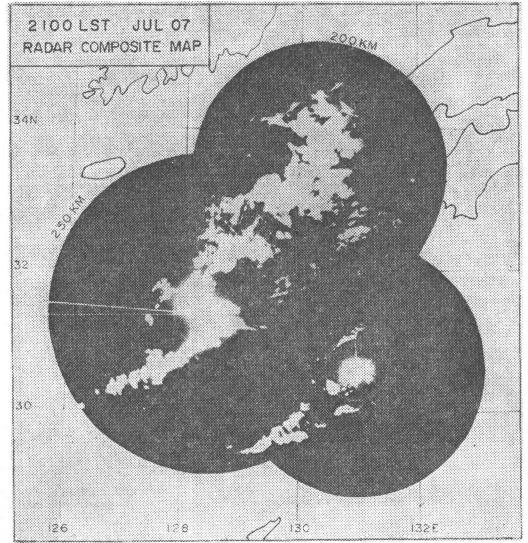
が、すべてレインバンドを伴っているわけではないが）。多くの観測例では下層ジェットのすぐ北側にエコーと降水が集中しているが、これは、下層ジェットのまわりに引き起こされる垂直循環と関連していると考えられている。レインバンドの振舞や機構を理解することは豪雨の研究上大切なことであるが、現在なお未知なことも少なくない。

#### 中規模擾乱

この節では、いままで梅雨前線の豪雨に関連する比較的大きな現象について言及してきた。これらの比較的大きな擾乱の近傍で発生した豪雨も詳しく調べると、直接的には、数十 km 四方の領域に集中した激しい積雲対流の集まりによってもたらされていることがわかる。この観点に立てば、豪雨は中規模擾乱によるものである。第15図および第16図はこのような中規模擾乱に伴うエコーのレーダ写真である。このエコーの形状が、小さいながらあたかも低気圧の雲分布や台風を思わせるような、渦状や“まが玉”状を示していることは興味深い。では、このような擾乱は天気図上で認められるのだろうか？ 通常の天気図解析（大きな低気圧や前線を対象としている）では、中規模擾乱は検出されない。これを検出するには、稠密な観測網によって得られたデータを、特別な



第15図 1968年7月10日の低気圧中心近くに観測された中規模擾乱に伴うレーダエコー（秋山孝子・松本誠一氏論文より引用）。



第14図 第14図のレインバンドを構成する中規模擾乱のエコー。

ねに、海面や地面から補給されている。1年間を平均し、かつ全地球表面について平均すれば、年間降水量は約1,000 mm であり、これは平均蒸発量に等しい。

いっぽう、ある特定の領域のかつ特定の期間を限定すれば、降水量と蒸発量は等しくはない。なぜなら、この領域の外と内での水蒸気の入出があるし、その大気中の水蒸気の増減もあるからである。このような水蒸気の入出、増減と降水のバランスの解析を行なうことを、水蒸気の収支解析と称する。この収支解析もまた豪雨についての大切な知識を与えてくれるのであるが、ここでは数式を使わず、その概念を説明したい。

梅雨末期の状況を考えると、日本列島西南部では、底面積  $1\text{ cm}^2$  の気柱（その重さは約  $1\text{ kg}$  であるが）はその中に約  $5\sim 6\text{ g}$  の水蒸気を含むが、その大部分はその下層に含まれている。積雲対流は下層の空気が上昇して降雨をもたらすので、その1回の運動で  $1\text{ cm}^2$  当たり  $5\text{ g}$  ( $50\text{ mm}$  の水深) の降水が起こる。積雲対流の最も激しい場合には10分間で上昇が終了するので、最大  $50\text{ mm}/10\text{ min}$  の降水があり得るが、これは第5節で見た日本列島の極値とよく一致する。

空気の水平的な運動がなければ、大気中の水蒸気は、その場所（考える気柱の底面）の海面・地面から補給されなければならない。夏期の日本近傍の蒸発量は、たかだか  $5\text{ mm}/\text{day}$  の程度である。したがって、1回の対

方法で解析しなくてはならない。このような解析を“中規模解析”と呼ぶが、これによると、大きな収束を伴ってごく弱い低気圧の検出されることもあるが、ここではその説明は省略する。

豪雨は直接的には中規模擾乱に関係することを強調したが、これは単一の中規模擾乱が大雨の全体を引き起こすという意味ではない。他のより大きな擾乱によって積雲対流や中規模擾乱の発達に都合のよい状態が作られ、かつ維持され、そこで、いくつかの中規模擾乱が繰り返して発達し（第1図の降雨の時間変化を参照）、全体として、大量の降水がもたらされるのである。

### 8. 豪雨の水蒸気の源

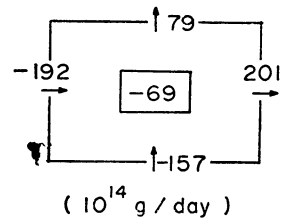
第4節で述べた如く、豪雨の源は大気中の水蒸気にある。そして、水蒸気は降水として失われる一方では、つ

流運動によって失われた水蒸気量が回復するためには、10日間を要する。逆に言えば、1日数百mmの降雨があれば、それは、水平運動によって水蒸気が収束していることを示している。今、豪雨域の代表的な広さを(100km)<sup>2</sup>としよう。この底面積をもつ気柱の水蒸気を10分間で消費すれば50mm/10minの降雨のあることは、すでに述べた。もし、これが1時間に6回繰り返されれば300mm/1hourの雨量となるが、このためには6本の気柱がこの領域(気柱1本分の面積)に集まって、そこで上昇しなくてはならない。別の表現をとれば、6×(100km)<sup>2</sup>の底面積が1×(100km)<sup>2</sup>に縮小しなければならない。この縮小の割合は、 $[5 \times (100 \text{ km}^2) / 6 \times (100 \text{ km}^2)] / 1 \text{ hour} = 2 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ である。この数値、代表的スケールが100km(面積(100km)<sup>2</sup>)、収束が $10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ はまさに中規模擾乱の特徴的なものである(気塊の底面積Sが $\Delta t$ 時間内に $\Delta S$ 変化した時、 $(\Delta S/S)/\Delta t$ が収束となる)。

さて、300mm/1hourの豪雨があるからといって、7200mm/dayの豪雨が日本であり得るであろうか？ もしあるとすれば、144本の気柱が、1日の間に収束して来なくてはならない。つまり、(1200km)<sup>2</sup>の底面積が(100km)<sup>2</sup>の領域に縮まらねばならない。このひろがりには中規模擾乱の支配できる領域ではなく、したがってこのような収束もなく、したがって7200mm/dayの豪雨もないのである。300mm/1hourの豪雨が1~2時間も続けば、一つの中規模擾乱の集め得る範囲の水蒸気は消費し尽され、降雨はひとまず終わり、つぎの擾乱の発生は数時間後となる。またいっぽう、(1000km)<sup>2</sup>の大領域を支配するのは大規模擾乱であるが、その収束は $10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ の程度であるので、その降水はたかだか10mm/hourの程度にすぎない。

以上は、代表的な数値から見た考察であるが、以下、実際の現象について説明したい。

第17図は、1969年7月上旬について、日本列島上の領域(長方形にちかい)の西、北、東、および南の境界から出入した水蒸気量を図示したものである。西側から流入する水蒸気量は、たしかに大量ではあるが、それはそのまま東側から流出していて、豪雨の水源として役立っていない。この図の期間は、第7図のそれと同一であるが、東西にのびる湿舌が、第17図に見るように豪雨の水源としての役割を果たしていないことも明白であろう。第17図が示すように、水蒸気の輸入超過(それが豪雨の水蒸気の源となる)を引き起こしているのは、南側



第17図 西・中部日本の領域についての1969年7月3日~10日の水蒸気収支。この領域に出入する西風、および南風による水蒸気量を数字( $10^{14} \text{ g/day}$ )と矢印で示す。領域からの流出は正号で、流入は負号で示す。全体で合計すると負号(-69)となるのは、“輸入超過”であって、それは降水となったことを意味する。

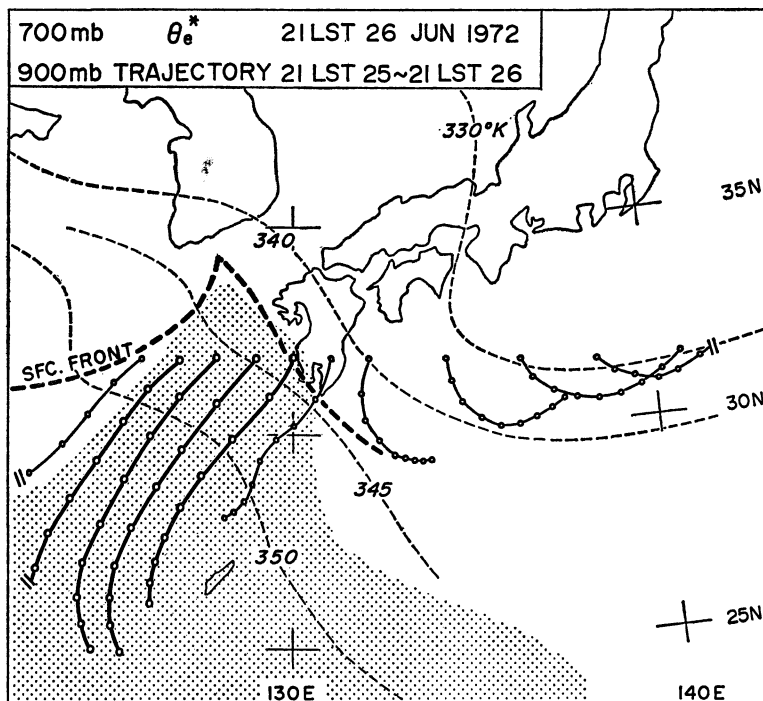
面からの流入である。しかも、この南側面からの流入は大部分850mb面以下の気層で起きている(図は省略)のである。第7図で見たように、太平洋上の気団の下層はきわめて湿潤である。これは広く高温の洋上で、長期間にわたって蒸発によって水蒸気を海洋から補給されたためである。しかもこの海域は太平洋高気圧の影響下において、その下降流のために降水の起こることがない。このようにして、日本列島のすぐ南で、巨大な水蒸気のガスタンクが用意されているのである。かつては、豪雨の水蒸気の源を遠く西方に求める説もあったが、それは否定されるべき考えである。

さて、この巨大な水蒸気のタンクから、どのようにして水蒸気が日本列島に運びこまれるのであろうか？ 第18図は1972年6月27日の豪雨時に対し、前24時間の気塊の軌跡を追跡したものである。太い径路は、豪雨をもたらすに足る水蒸気と、成層の不安定とをあわせ持つ気塊の軌跡を示している。このような気塊が、太平洋高気圧の西縁を回って、日本列島に到達していることは極めて重要な事実であろう。

このように、水蒸気収支の観点に立つと、太平洋高気圧(あるいは熱帯海洋性気団)と豪雨の関係はまことに重要なことが理解されるであろう。

### 9. 豪雨の監視と予報

以上述べたように、豪雨の実態は未知の部分も多いもののかなり詳しく調べられつつある。では豪雨の予測は可能であろうか？ もし豪雨の発生がうまく予報された



第18図 1972年6月26日21時の900mb面の前24時間の気塊のトラジェクトリー。  
 (3時間毎の位置を白丸で示してある)太線は、出発点で、相当温位  $\theta_e$   $345^\circ\text{K}$  以上の気塊のトラジェクトリーを示す。破線は、700mb面の飽和相当温位  $\theta_e^*$  の等値線を示す。点域は、900mb面で、 $\theta_e$   $345^\circ\text{K}$  以上の気塊の到達する領域を示す。

ら、豪雨災害による被害——とくに人命に関する——は大いに軽減されるだろう。これに対する答は、なかばイエスであり、なかばノウである。これについて、以下若干の説明を加えたい(おことわりするまでもなく、ここで述べるのは一研究者の個人的見解であり、他の人は他の見解をお持ちであろう)。

今日、天気予報の基礎となっているのは低気圧や上層の波動などの大規模擾乱に関する知識である。数値予報(大気の振舞を記述する物理法則を現わす方程式系を電子計算機で積分して行なう予報)も、大規模擾乱の振舞を記述する方程式系によっている(積雲対流の大規模場に対する効果のある部分は取り入れられている)。したがって、もし完全に予報が行なわれたとしても、それは大規模擾乱の動向に関するものであって、中規模擾乱である豪雨そのものが、予報されるわけではない。いっぽう、前にも繰り返し述べたように、大規模擾乱の動向を通して適当な大気条件が出現した時に豪雨が発生すること

がわかっている。したがって、豪雨発生に必要な条件が事前に正確に知られているならば、大規模擾乱の予報によって、その条件が現われるかどうかを判定すれば豪雨の発生が予知できることとなる。問題となるのは、この条件がいくつかの因子に関して複雑であることと、大規模場の予測も完全ではないことであって、したがってその取扱いは多分に統計的なものとなり、その答えも確率的なものにならざるを得ない。このように、大規模場の予測を通して、間接的に豪雨発生の潜在的可能性を予測しようということは現在すでに可能である。この意味において、今日、豪雨の予報は可能である。ただ注意しておきたいのは、これはかなり広い領域、かなり長い時間帯について、そこで豪雨が発生する確率を予測することであって、「××町で、××時に、×××mmの降雨がある」などというたぐいの予測ではない(正確に言えば、あらゆる種類の子測はすべて確率的なものであり、豪雨予報に限ったことではない)。以上述べた事柄

は、1日～2日前に行なわれ得る予測のことである。

つぎに、もっと短時間の予測を考えてみよう。これは、あるいは実況監視といった方がよいかも知れない。具体的に言えば、日本全国をおおう、自動化された雨量観測網とレーダ観測網（レーダ観測でエコー強度を雨量に換算して、雨量分布を得ることが可能であり、すでに実用化されつつある）で、降雨の実況は常時監視することは可能である（豪雨の発生から、洪水、崖くずれの発生までに、若干の時間があるので、実況監視・実況通報のみでも、防災的予報としては大きな価値のあることをここで強調しておく）。問題は、このような実況値から、数時間後の予知ができるか否かである。この場合、現在まだ、大規模擾乱に関する数値予報のような力学的手段をわれわれはまだ持っていないので、予知は数学的な外挿方式によらざるを得ない。この方法に関する研究報告によれば、かなり成功する場合もあるし、不満足な場合もあるようである。かなり継続する大雨の場合には、多分この方法は有効なのであろうが、ある種の豪雨では、その時間変化が急速であるので、外挿方式では限界がある場合もあると筆者は考える。

今後、いろいろな予測技術が多くの人々の努力によって開発されて行くだろうが、人間の行なう予測には、元来、完全なものはあり得ない。必要なことは、それぞれの予測精度の限界をよく理解した上で（あるいは、よく理解していただいた上で）、それを有効に利用することであろう。

## 10. あとがき

この解説では、日本列島で起きる豪雨について、できるだけわかりやすい説明を行なった。そのために、説明が気象学的には厳密さを欠いたり、不十分になったところも少なくない。より正確な知識を求められる人は、最後に付した文献をお読みいただきたいし、さらにそこに引用してある論文にまでさかのぼっていただきたい。文献のAに、解説書、Bに解説およびやや専門的な総合報告、およびCに豪雨とは限らずそれに関連する分野の教科書的報告をかかげた。

ここで述べた豪雨に関する知識の少なからぬ部分は、気象研究所が1968年から1972年にかけて実施した梅雨末期豪雨の研究観測のデータに基づく研究によって得られたものである。とくに、松本誠一・吉住禎夫・秋山孝子氏の研究成果を多く引用させていただいた。ここに厚くお礼を申し上げる。

## 文 献

### A. 豪雨の解説書

二宮洸三, 1975: 集中豪雨の話, 出光書店, 205頁。  
 斎藤鍊一, 奥田節夫, 斎藤亮平, 1973: 集中豪雨(新しい災害と防災), 日本放送出版協会, 285頁。

### B. 解説・総合報告

- 浅井富雄, 1974: 豪雨と積雲対流, 気象庁技術報告, 86, 150-162。  
 河村 武, 1967: 気候学的にみた豪雨と地形, 天気, 14, 335-338。  
 門脇俊一郎, 1967: レーダから見た集中豪雨, 天気, 14, 332-335。  
 駒林 誠, 中村和郎, 1976: 日本の気候, 科学, 46, 211-222。  
 倉嶋 厚, 1973: 災害要因としての日本の雨, 気象研究ノート, 117, 143-152。  
 牧野義久, 立平良三, 1977: 短時間雨量予報の試み, 気象庁電子計算室報告, 23, 78-88。  
 松本誠一, 1970: 集中豪雨, 測候時報, 37, 171-179。  
 ———, 1974: 下層ジェットの構造と力学, 気象庁技術報告, 86, 122-135。  
 ———, 1974: メソスケールじょう乱の構造と力学, 気象庁技術報告, 86, 136-149。  
 中島暢太郎, 1974: メソ気象現象の解析例, 気象研究ノート, 120, 17-41。  
 中山 嵩, 1976: ファイン・メッシュ・プリミティブ・モデルと大雨予想, 天気, 23, 297-305。  
 二宮洸三, 1967: 中規模現象としての豪雨, 天気, 14, 321~329。  
 ———, 1971: 積雲対流と中規模擾乱, 気象研究ノート, 109, 109-119。  
 ———, 1974: 梅雨前線帯の豪雨と中間規模および中規模擾乱, 気象研究ノート, 120, 17-41。  
 ———, 1974: 梅雨前線帯豪雨の水収支解析, 気象庁技術報告, 86, 53-66。  
 ———, 1974: 梅雨前線帯豪雨の総観モデル, 気象庁技術報告, 86, 188-205。  
 ———, 1976: 梅雨前線帯の豪雨, 天気, 23, 283-296。  
 ———, 1977: 大きなスケールでみた地形と豪雨, 天気, 24, 27-37。  
 二宮洸三, 秋山孝子, 1974: 極東域における梅雨前線, 気象庁技術報告, 86, 19-35。  
 ———, ———, 1974: 梅雨前線帯におけるレーダエコー, 気象庁技術報告, 86, 163-187。  
 小花隆司, 1977: 東海地方の強雨と地形, 天気, 24, 37-43。  
 大滝俊夫, 1977: 統計的方法, 気象庁電子計算室報告, 23, 36-59。  
 清水教高, 1973: 日本の豪雨の分布について, 気象研究ノート, 117, 183-187。



- 武田喬男, 1974: 集中豪雨の降水特性と微物理学的過程, 気象研究ノート, 120, 81-95.
- , 1977: 雲物理学的にみた地形の効果, 天気, 24, 43-53.
- 武田喬男, 二宮洸三, 1977: 日本の豪雨・豪雪, 科学, 47, 138-148.
- 立平良三, 1974: レーダ観測と解析, 気象研究ノート, 120, 1-16.
- 吉住禎夫, 1974: 大雨を伴う梅雨前線帯の構造, 気象庁技術報告, 86, 36-52.

——, 1974: 梅雨前線帯の中間規模擾乱, 気象庁技術報告, 86, 67-83.

### C. 関連した分野の書物, 報告

- 川畑幸夫, 1961: 水文気象学, 地人書館, 268頁.
- 水越允治, 1969: 大雨の気候学, 現代気候学論説, (東京堂 262頁), 227-242.
- 小倉義光, 1966: 最近の気象力学, 気象研究ノート, 17, 1-61.
- 斎藤直輔, 1957: 雨量予報序論, 105頁, 気象協会.



福地 章著

## 海洋気象講座

成山堂書店, 1975, 328頁, A 5 版, 3,500円

最初に, 本書の「海洋気象」という標題から, 海洋上における気象, あるいは海洋の影響を受けた特徴的な気象についての著書であると期待したが, 内容は航海者のための気象と海洋の基礎知識の解説書であった。

気象に関しては, 15章129項目が225頁にわたって解説されており, 海洋に関しては, 5章28項目が65頁にわたって書かれている。気象学と海洋学の初等的教科書で, かつ航海士の国家試験用参考書ともなるように企画されたせいか, 項目の取り上げ方が全く標準的, 古典的で新鮮さを感じさせない。

初学者を対象として, 説明はきわめて平易で, 気象観測, 気象通報など実務者が直ちに利用できる事項を網羅してなかなか便利な本である。2,3の点で正確さを

欠く説明が見受けられるが, 解説の平明を意図した著者の考えから止むを得ないことであろう。また, なるべく多くの項目を取り上げようとしたために, 個々の項目の説明が簡略すぎて相互の関連性が曖昧になってしまった。

内容について感じたことを列記してみよう。まず, レーダ, 人工衛星など最近の技術が気象観測に果たしている役割と, これから得られる新しい情報について触れていない。テレビ放送, その他で一般に利用されていることを考えると, 当然取り上げるべき項目であろう。さらに, 気象に及ぼす海洋の影響, あるいは海洋に及ぼす気象の効果が解説されていないのは残念である。

航海の実務者を対象に考えると, 地表風の説明をもう少しいねいにすべきであろう。大気安定度が風に及ぼす効果とか, 下層大気中の風の構造の特徴などがここでは取り上げられていないし, 最適航海のことも触れて欲しい項目の一つである。波とうねりの項では, 最近の20年間に著しく進歩した波浪の研究をふまえて, 風波の性質や, 理論的波浪予報法についても述べて欲しかった。外洋波浪の現況図と予報図が実際にファックス放送され, 一般の利用に供されているからである。

(磯崎一郎)