

講 座

洪水特論 II

雨 (2)

大道寺 重 雄*

第2章 雨の成因, 雨量予報

§ 1. 雨の成因については 1784 年に英國のハットンが雨は温度と水蒸気の包含量とを異にする空気と空氣が混合することによつて生ずるものであるという説を發表したのが始めである。その後 1841 年に米國のエネビーが雨は水蒸気で飽和した空氣が上昇して断熱的膨脹をするために冷却し、その中の水蒸氣が凝結して水滴ができて、これが雨になるという今日廣く認められている説の基となる説を發表した。

水蒸氣の凝結論が発展するにつれて、水蒸氣の凝結には核が必要なことがわかり、この方面の研究も進んできた。初めて蒸氣凝結の心核の問題を提出したのは 1876 年フランスのクウリエーで、飽和水蒸氣もその中に細塵がないと、絶対に凝結しないと大見栄をきつた。1880 年スコットランドのエイトケンが細塵中でも吸濕性のものが凝結の心核として有効であること、従つて海水のしびきによる塩末が空氣中に浮いていて、これが水蒸氣の心核になるとした。電氣現象を取入れたのは 1905 年フランスのランジュバンが大イオン (ランジュバンイオン) が水蒸氣凝結の心核になることを明らかにした。

このようにして水蒸氣が凝結して水粒になることについて各方面から研究されて來たが、これは雨の成因の研究のほんの序ノ口であることが高山で雪の水粒を測定したときにわかつた。即ち、雪の水粒は $5 \sim 10 \times 10^{-3} \text{mm}$ であるのに雨滴は $0.5 \sim 5 \text{mm}$ もある。また 0.2mm 以下の水滴は雪中を 150m 落下すれば蒸発し去つてしまうので凝結だけでは雨粒にならないことがわかり、どうして雨粒ができるのかという問題が雨の成因の根本問題になつた。

雨粒の増大について原因としてとり上げられたものは次のようなものである。

電荷 雪の水粒の一つが正電を帯び、他の一つが負電を帯びていると引合つて 2 ケの水粒が結合して一つの大粒になる。

温度の差 隣合つて存在している雲粒と雲粒との温度が異つていて、高温の雲粒の飽和水蒸氣張力は低温の雲粒のそれより大きいので高温の水滴が蒸発して低温の水滴の上に凝結するから、低温の水滴が大きくなつて雨粒になる。

乱流と渦動 雲中に乱流や渦動があると水滴と水滴とが衝突して結合し雨滴の大ききになる。

直接の凝結 雲の頂上を成している水粒は輻射によつて冷却するので、この水滴の上へ更に水蒸氣が凝結するので大滴になる。

異なる相 雲は水滴と氷晶から出來ているとして氷晶が落ちて來ると水滴は蒸發して氷晶の上に水蒸氣が昇華して増大し、これが雲層を放れて落下すると地面に達する以前に融解して水滴になるのが雨とする。

過飽和 雲中には初めから水滴に大小があつてはない。雲の上部では過飽和をなしているところがある。過飽和が一定の度を越すと水蒸氣が一時に凝結して大粒の水滴になり雲中から落ちる。

以上のように色々な説明の方法があるが、末だ完全な説はない。

§ 2. 雨が多量に降るためには次の 3 つの條件が必要である。即ち (1) 水の大量が放出されること。(2) 雲粒には大小があり、相隣りする雲粒が著しく相對運動をすること。(3) 雲層が厚くて一粒の水滴もその落下の途中に他の多くの水滴と遭遇すること等である。そして、これらの 3 つの條件は上昇氣流によつて解決される。即ち、水蒸氣を含んだ空氣が上昇して行く温度が引続き下がるから多量の水分が放出される。上昇氣流の速さには遅速があるし、また上昇氣流中の場所々々で過飽和の度が異なり、凝結の心核の種類も違ふので、ある所では他の所よりも凝結が急速に行われることもあるから、雲中に粒の大きいのと小さいのとができる。上昇氣流は雲の降下を支えるから雲の有効の厚さを増し、水粒が増大する時間を與えるからである。

§ 3. ここでは雨量の予報論を照介しよう。雨の強さ i は次の式で求められる。

$$i = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_0} \sigma \frac{dp}{g} + \int_0^{p_0} \left(u \frac{\partial \sigma}{\partial x} + v \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right) \frac{dp}{g} - \int_0^{p_0} \rho w \frac{\partial \sigma}{\partial p} dp$$

但し、 p_0 は地上氣圧、 g は重力の加速度、 ρ は空氣の密度、 σ は混合比。この式の第 1 項は可降水量の時間的变化、第 2 項は水蒸氣の移流、第 3 項は上昇氣流によるもの。これらの各項を日本の冬および夏の降水がある場合に計算すると次のように第 3 項が絶對的に大きくなる。特に夏季の場合は上昇氣流だけをとつても有用には充分である。

種 別	季節別	
	冬	夏
可降水量の変化	3mm/day	6mm/day
水蒸氣の移流	4 "	9 "
上昇氣流	17 "	35 "

上昇氣流の速度を w 、地上の空氣の密度および水蒸氣の混合比を夫々 ρ_0 , σ_0 、高さ z に於けるものを ρ_z , σ_z とすれば、單位間に雨となつて降つてくる雨量 M

* 中央氣象台技官 資源調査会専門委員

は

$$M = (\rho_0 \sigma_0 - \rho_z \sigma_z) w$$

w は z の函数であるから

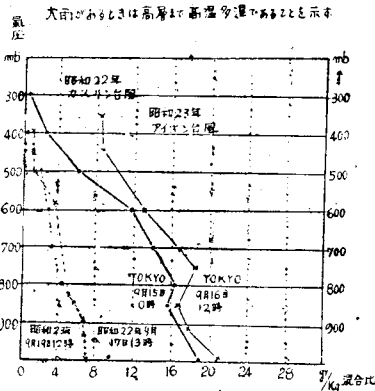
$$M = \int \frac{\partial \rho \sigma}{\partial z} w(z) dz \quad \text{又は} \quad M = \int \frac{\partial \rho \sigma}{\partial p} w(p) dp$$

対流が担当の高さまで及ぶとすると ρ_z, σ_z は ρ_0, σ_0 に比べて無視できるから $M = \rho_0 \sigma_0 w$ 又は

$$M = \alpha \rho_0 \sigma_0 w$$

即ち、降水量は暖気中の水蒸気の混合比に比例し、上昇気流の速度に比例する。

図-2 混合比の垂直分布



厚さ δ の気層が傾角 α の斜面を上昇していく場合は気流の速度を V とすると雨量 M は

$$M = \frac{\partial \rho \sigma}{\partial z} \delta V \tan \alpha \div \delta w \frac{\partial \rho \delta}{\partial z}$$

即ち、降雨の強さは上昇速度と気層の厚さに比例する。

高さ H 、傾斜角 α の台地に一樣に風が U の速度で吹きつけるとすると、この台地の中腹あたりが最も雨が強いところになる。そのときの雨の強さ i は

$$i = 1.7 \frac{d(\rho \sigma)}{dz} U H \sin \alpha$$

大気中では上昇気流は断熱変化で冷えるとする、気温が定まれば $\frac{d(\rho \sigma)}{dz}$ は一定とみてよいからこれを K とおくと $i = 1.7 K V H \sin \alpha$

K は次のような値をとる。

気温	30	25	20	10	0°C
K	0.46	0.37	0.31	0.20	0.11

気温 25°C で空気は飽和しており、風速は 15m/s 山の高さの平均を 1500m 傾斜を $1/40$ とすると

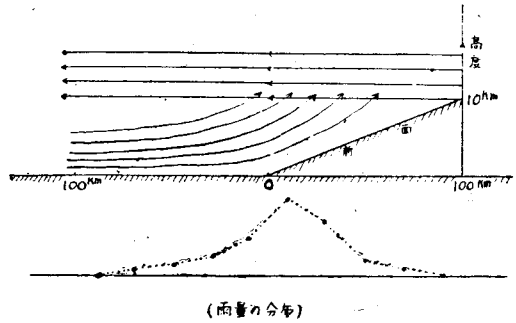
$$i = 1.7 \times 0.37 \times 15 \times 1500 \times \frac{1}{40} = 354 \text{ mm/day}$$

となる。カスリン台風の時の秩父の山と、このときの風速は大体前述の仮定に似ている。実測は 400~500 mm/day だから計算と略々合う。

以上の説では最強雨は山岳の中腹に限られるので、これでは3月から6、7月頃に起る近畿平野（淀川沿ひ）および廣島地方の多雨地域や関東地方の平野に起る多雨地域の説明ができない。これは斜面に沿って吹上がる空気が山脈を乗り越えて無限の方向に水平流とし

て流れるとしないで、前面に高い壁を考へ、斜面に沿って吹上った空気がこの壁によつて強制収縮をすると考え、前述の問題が解決できるようである。しかもこの方法では壁の位置を任意のところに置くことができるから多雨地帯はどこにでも求めることができる。この高い壁は非常に背の高い高気圧で代表させる。この考えの模形を描いたのが図-3である。

図-3 昭和22年9月15日18時前後の豪雨模構



§ 4. 東京の降水日数には 40 日前後の週期が顯著にあらわれている。東北地方の総降水量には 3, 9, 29年の週期が検出された。関東地方に於ける台風による洪水は 3, 5, 9, 11年の週期が検出された。長いものとしては志田博士がかつて、世界特にアジアには 100年と 700年のものがあることを“科学知識”の上で述べられた。

§ 5. 1924年8月に沖縄附近を一週間もうろついた台風があつた（沖縄台風）。この台風によつて、台風の色々な性質が研究され日本の台風研究の基礎を作ることが出来た。

この台風で求めた雨の実験式とその後の著名な台風で求めた実験式を示そう。

中心からの距離	100	200	300	400	500	600	700km
雨量	4.3	2.0	1.2	0.9	0.6	0.5	0.4mm/h

$$M = \frac{4.6}{\gamma} - 0.3 \text{ mm/h} \quad (\gamma \text{ は中心からの距離})$$

この式は中心から 50km 以内は適用できない。

最低気圧と雨量との間には次の関係がある。

$$M = 10.4(1010 - P_{\min}) \text{ mm}$$

例えば $P_{\min} = 960 \text{ mb}$ のときは 520mm になる。

雨域と最低気圧との間には次の関係がある。

$$R\gamma = 6(1010 - P_{\min}) \text{ km}$$

例えば $P_{\min} = 960 \text{ mb}$ のときは雨域は 300km になる。

雨量分布については次の関係がある。

$$M_d = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{\gamma}{\gamma_0}\right)^3}$$

M_d は1日の雨量 (mm), γ は中心からの距離, M_0 は台風の中心の雨量。

中心示度と雨域との間には次の関係がある。

$$\gamma = 0.20 \times (1010 - p_0) \text{ km}$$