

## 雨と砂山崩し一雨の降り方に潜む法則性

木村 龍治\*

### 1. はじめに

「物事には表と裏がある。いざ行かん、ウラガワンダーランドへ！」とは、NHK 某番組の決まり文句である。ところで、気象にも表と裏がある。私たちが、日常、接している気象は、気象の表側である。その裏側は、時計の文字盤の裏側にある複雑な構造と同じように、私たちの目に触れることはない。例えば、地上天気図に描かれる高低気圧の分布は、気象の表側である。その裏側には、温度風平衡にある流れ (= 偏西風) の不安定性という問題がある。気象の研究は、気象の裏側へ踏み込む作業といってもよいだろう。

雨の場合はどうか。私たちが日常体験する雨は、雨の表側である。天気予報の時間に報道される雨も、雨の表側である。降水粒子の形成に関わる雲の微物理過程も、メソ降水系の形成も、雨の表側といつてよい。それでは、雨の裏側とは何か。そこに読者を案内するのが本稿の趣旨である。いざ行かん、雨のウラガワンダーランドへ！

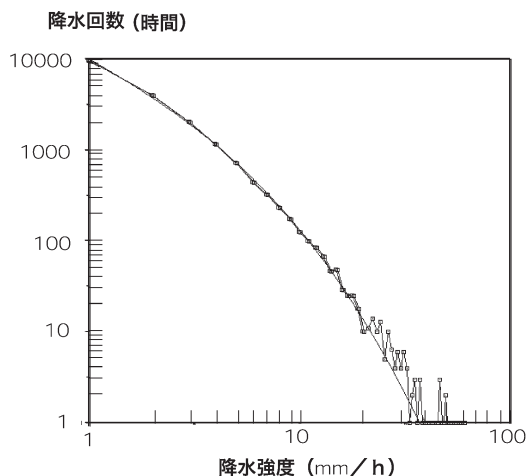
### 2. 法則性との出会い

佐藤克彦さんは、定年後、放送大学に入学し、卒業研究で、降水の統計解析を行った (佐藤 2012)。定年以前、統計を使う仕事をされていたので、統計解析は自家薬籠中のものなのである。佐藤さんが卒業研究に使用したのは、2000年～2009年の10年間のアメダスデータであるが、卒業後もこの研究を発展させ、34年間 (1976～2009) の1時間降水量のアメダスデータの解析に拡張した。アメダスデータを使った降水の統計解析は、Fujibe *et al.* (2005), Iwasaki and Sunaga

(2009) などがあるが、佐藤さんの卒業研究は、専門的な研究というよりは、降水の基本的な性質を調べることが目的である。

全国9都市の降水を解析したが、ここでは、東京の降水に着目する。298071個 (34年間) の降水データのうち、1 mm 以上を記録した降水データは19358個 (= 19358時間) である。東京の場合、過去34年間の6.5%で1 mm 以上の雨または雪が降ったことを示している。

第1図は、1時間降水量 (降水強度) で区別した34年間の降水回数である。降水強度の弱い雨 (正確には降水であるが、ここでは、雨で降水を代表する) ほど、降水回数は多い。降水強度の増加と共に、降水回数は減少する。その変化の様子は、実になめらかで、降水強度と降水回数に単純な法則性があることを



第1図 東京における1時間降水量 (横軸) の降水回数 (降水時間) (縦軸)。曲線は内挿曲線。1976年から2009年までの34年間の合計。

\* Ryuji KIMURA, 元放送大学。

mfrk@jcom.home.ne.jp

© 2018 日本気象学会

予感させる。

降水強度が20 mm/h を越えると、グラフのガタガタが目立つようになる。これは降水回数が少なくなるからである。強度20 mm/h の雨が降るのは、34年間に10回程度で、1年に1度降るか降らないかの回数しかない。

このグラフは、降水強度も降水回数も、対数日盛で示してある。グラフはなめらかな曲線を描くが、直線ではない。もしも直線であれば、降水強度と降水回数の関係は簡単な数式（べき関数）で表される。直線でないのは、1時間降水量の数に着目した点に問題があると考えた。

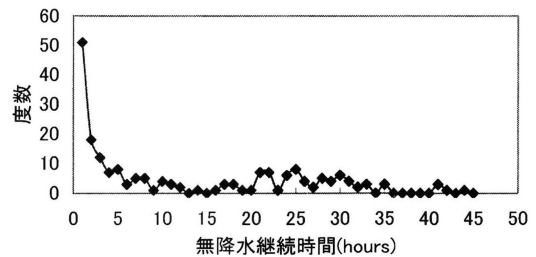
1時間という単位を生物の1個の細胞に対応させてみよう。単細胞生物の世界であれば、1時間のデータの個数の統計を取ることは、生物の個体数の統計に対応するだろう。しかし、多細胞生物の世界であれば、生物の種類に関係なく、全生物の細胞の数を数えるのは乱暴すぎるだろう。雨は、1時間単位でバラバラに降ってくるわけでない。数分、数時間、数日などの塊になって降ってくる。雨は、低気圧、台風、雷雲、メソ降水系などの大気擾乱に伴って降るわけだから、大気擾乱の性質に伴って、固有の時間スケールをもっている。いわば、多細胞生物に対応する。そこで、一連の雨の塊を「一降りの雨」と呼ぶことにしよう。生物に例えれば、観測点を通過する生物の1個体当たりのデータに着目する、という発想である。

### 3. 「一降りの雨」の定義

気象庁の「気象観測統計指針」では、同じような発想で、「一雨」を定義している。それによれば、アメダスデータで0.0 mmは無降水と仮定し、24時間以上、無降水が継続すれば、その前後の雨を「一雨」と定義する。

この定義は、1時間単位のアメダスデータの統計には向かない。一雨の間隔を24時間以上とすると、1時間雨が降って、23時間後に、再び、雨が降った場合、2つの雨を結合して一雨と考えることになる。これはおかしい。そこで、本研究では、気象庁の定義は採用せず、途中に無降水データを含まない一連のデータを「一降りの雨」と定義した。

しかし、この定義でも問題が生じる。アメダスデータ0.0 mmは、1mm未満の降水の場合を含むからである。アメダスデータ0.0 mmは、無降水の場合もあるし、1mm未満の雨が降っている場合もある。正確

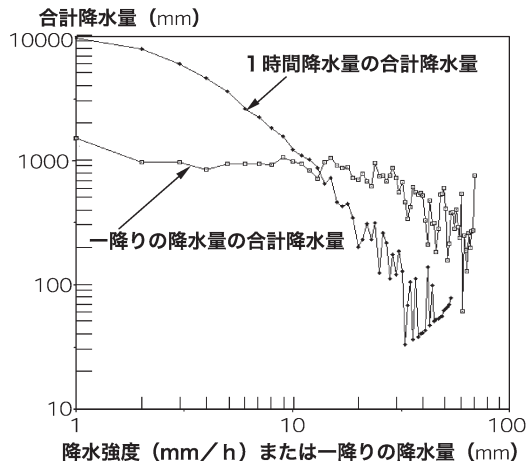


第2図 1 mm以上の降水のあるデータに挟まれた0.0 mmのデータの継続時間の度数。2009年の東京。

に、無降水データを途中に含まない一連の雨を求めるためには、途中に0.0 mmのデータが含まれる場合、それが、無降水でないことを知る必要があるが、それは無理である。そこで、次善の策として、確率を考える。高い確率で降水が予想される0.0 mmデータは降水アリと見なし、そうでなければ、降水ナシと判断する。

それでは、どのような基準で確率が求まるのか。1 mm以上の雨のデータに挟まれた0.0 mmデータの持続時間が短ければ、降水アリの確率が高く、持続時間が長くなるほど、降水アリの確率が低くなる、と考える。このことを念頭において、1 mm以上の降水のあるデータに挟まれた0.0 mmのデータの継続時間ごとの度数を調べた。第2図は、2009年の東京のデータについて、無降水継続時間が45時間までの結果である。もっと長い継続時間もあるが、度数はほとんどゼロなので、ここでは示さない。

この図をみると、1 mm以上の降水のあるデータに挟まれた0.0 mmのデータの個数が1個（＝1時間）の場合が圧倒的に多い。その次が2個、その次が3個で、5個（＝5時間）以上は、ほとんど10個以下になってしまう。5時間以上持続した0.0 mmは、無降水と考えてよいだろう。継続時間が1時間～4時間は、降水アリのこともあるし、降水ナシのこともある。降水アリの確率は1時間が最も多いと考えるのが妥当であろう。そこで、1 mm以上の降水のあるデータに挟まれた0.0 mmのデータの数が1個の場合は降水アリとして扱い、2個以上であれば、降水ナシと判断して、前後の雨を別の「一降りの雨」として扱うことにした。この定義は誤差を含む。しかし、他の定義よりも誤差が小さいことが期待できる。以下の統計は、すべて、この定義の下での結果である。



第3図 一降りの降水量の合計降水量。比較のために、1時間降水量の合計降水量も示した。1976年から2009年までの34年間の合計。

#### 4. 法則性の探求

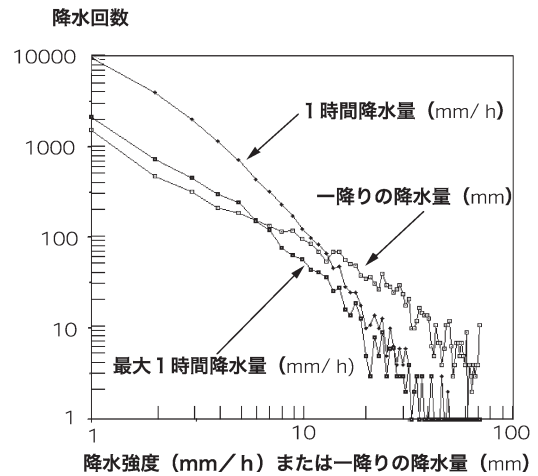
「一降りの雨」の降水量（以下、「一降りの降水量」と書く）を扱う場合、1時間降水量に比べて、現象を支配するパラメータが増える。すなわち、①一降りの雨の持続時間、②一降りの降水量の総降水量、③一降りの降水量のなかの最大1時間降水量、などのいろいろな物理量が新たに導入される。

一降りの降水量 ( $M$ ) に、その降水量の発生回数 ( $f$ ) をかけたものは、その降水量の合計降水量 ( $S$ ) である。第3図は、 $S$  が  $M$  にどのように依存するか調べた結果である。比較のために、1時間降水量の合計降水量の、降水強度依存性についても示した。

1時間降水量については、降水強度が増加するに従って合計降水量も減少するが、一降りの降水量の場合は、(一降りの降水量が) 2 mm から10 mm の範囲で、ほとんど一定である。それは、 $f$  が  $M$  の $-1$ 乗に比例することを意味する。第4図は、 $f$  と  $M$  の関係を示したものである。確かに、両対数のグラフでは、 $f$  と  $M$  の間にかなりの直線性が成り立っている。この図には、比較のために、一降りの雨の最大1時間降水量 (mm/h) の降水回数も示した。こちらも1時間降水量の発生数よりも直線性はよいが、直線の傾きが5 mm/h程度を境に変化しているように見える。

#### 5. 砂山崩し

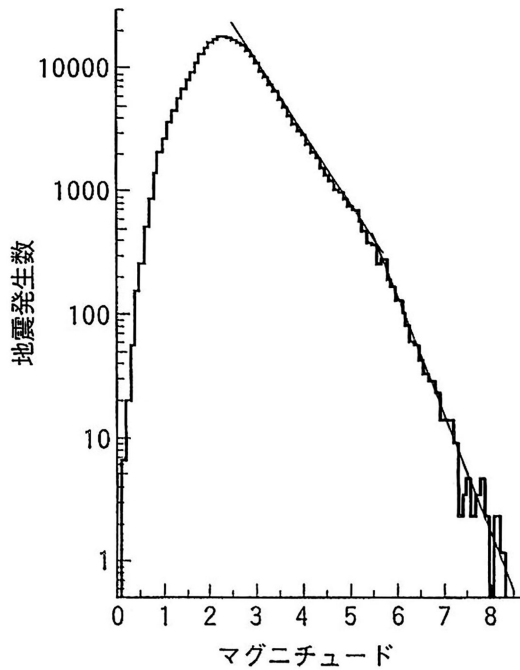
私は、この解析で、初めて降水の法則性を知った



第4図 一降りの降水量の降水回数。比較のために1時間降水量の降水回数（第1図と同じ）と、一降りの降水量の中の最大1時間降水量 (mm/h) の降水回数も示した。1976年から2009年までの34年間の合計。

が、実は、この事実は、かなり以前から知られていた。Peters *et al.* (2002) は、ドップラーレーダーの解析から、降水イベントの回数と総降水量の間にベキ法則が成り立つことを報告している。この論文の総降水量とは、文字通り、降水システムがもたらす総降水量である。それに対して、アメダスデータで導入した「一降りの降水量」とは、アメダス観測点を通過する降水システムのもたらす降水量である。これは、明らかに、降水システムの総降水量とは異なる。それにも関わらずアメダスデータで定義した「一降りの降水量」と（その降水量の）回数との間にベキ法則が成り立つ（第4図）のは不思議であるが、ここでは、その類似性には立ち入らない。イベントの発生回数とそのイベントでもたらされた量（ここでは総降水量や一降りの降水量）の間にベキ法則が成り立つことに着目する。

一般に、2つの物理量  $f$ 、 $M$  の間に、 $f = aM^b$  の関係が成り立つとき、「ベキ法則 (power law)」が成り立つという。地球科学でもっとも有名なベキ法則は、地震の発生回数とマグニチュードの関係であろう（第5図）。横軸はマグニチュードを等間隔で目盛っているが、マグニチュードは地震で解放されるエネルギーの対数なので、解放されるエネルギーと発生回数との間にベキ法則（グーテンベルク・リヒター則）が成り立



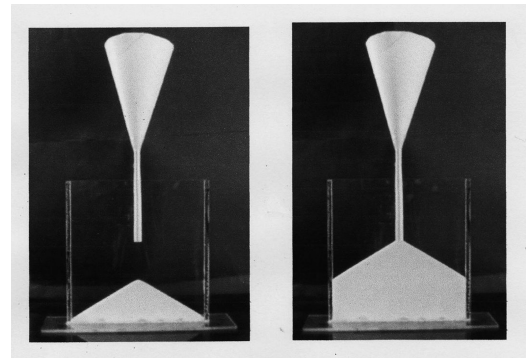
第5図 地震のマグニチュードと発生回数との関係。1949年～1998年に日本周辺で検知された299319個の地震のマグニチュード(横軸)と、マグニチュード0.1間隔の中の発生回数(縦軸)との間の関係。マグニチュード2以下の発生回数が左下がりになっているのは、地震計の感度限界を示す(上出 2002)。

つのである。

地震の場合、地殻に蓄積された歪み応力が限界に達したとき、部分的な岩石破壊が生じて、歪みが緩和される。その緩和のされ方がベキ法則に従うと考えられている。

Bak *et al.* (1987, 1988) は、この性質を一般化し、ベキ法則は自然現象に広く見られる現象であると考えた。すなわち、自然界には、常に状態を不安定化する要因が存在し、安定状態が限界に達したときに不安定を緩和する現象が発生する。その発生頻度はベキ法則に従うという説を唱えた。その結果、多くの自然現象は、安定と不安定の境界で実現することになる。彼らは、そのような性質を「自己組織化臨界系(SOC: Self-Organized Criticality)」と呼んだ。内在する不安定とその緩和過程が、自分の構造を決めるという意味である。

なぜ、自然界にベキ法則が多いかというと、ベキ法



第6図 奥行き3mm、幅14cmの容器の中心部に砂(直径0.3mmのガラスビーズ)を少量ずつ落下したときにできる砂山の形(左図)。一定の斜面を保ったまま成長する。頂上がストローに接触したとき、成長は止まる(右図)。

則が、カオスやフラクタルなどの複雑系が示す基本的な性質(自己相似性)と深く関係しているからである。その関係については、Gribbin (2005) の分かりやすい解説がある。また、降水とフラクタルの関係については、川上・吉田(1988)の研究がある。

Bak *et al.* (1987, 1988) は、SOCを示す典型例として、砂山崩しに着目した。平らな床に砂粒を少量ずつ落下させると、円錐形になって積もる。第6図は、奥行きが3mmほどの薄い容器に砂(直径0.3mmの球形ガラスビーズ)をストローの供給口から落としたときにできる形である。この場合は2次元の斜面ができる。砂を持続的に落とすと、傾斜角度を一定に保ったまま、砂山は成長していく。砂山の山頂がストローの下端に接触すると、砂の供給が止まり、同時に、砂山の成長も止まる(このとき、ストローの内部には砂が残っている)。

斜面が一定の角度に保たれる理由は、砂の供給によって傾斜が急になると、小さな地滑りが生じて、傾斜が緩和されるからである。地滑りによって斜面が安定化し、常に、一定の角度が維持される。地滑りの面積は、小さくも大きくも、その発生回数 $f$ と地滑りの面積 $M$ の間に $f = aM^b$ で表される関係が成り立つ(Held *et al.* 1990; Yoshioka 2003)。

砂山崩しが教訓的な点は、きわめてローカルな緩和現象の集積で、砂山の全体的な形が維持されることである。もしも、砂山が地球規模で、人間が砂山の中腹に住んでいるとすれば、ときどき発生する斜面崩壊を

《自然災害》と考えるであろう。まさか、ローカルな《自然災害》が、砂山全体の構造を維持しているとは思わないだろう。

## 6. 自己組織化臨界面 (SOC) としての降水

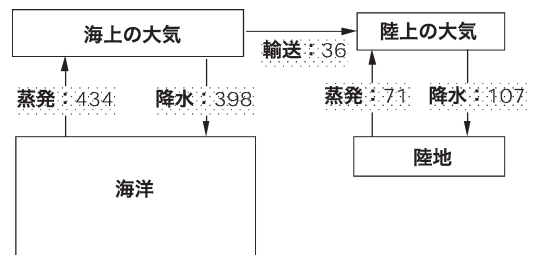
降水イベントが SOC の一例であることは、多くの論文で指摘されている (例えば, Peters and Neelin 2006; Deluca *et al.* 2015)。砂山を大気圏全体と考えてみよう。砂粒の供給は、地表面から大気への水蒸気の供給に対応する。

液体の水 (主に海水) を気化させるためには、エネルギーが必要である。地球が吸収する太陽放射エネルギーの一部が地表面の水を気化することに使われる。Oerlemans (1982) の見積もりによれば、1年間に地球に吸収される太陽エネルギー  $3.8 \times 10^{24} \text{J/年}$  のうち、 $1.3 \times 10^{24} \text{J/年}$  が水の気化に使われる。気化した水は水蒸気として大気中に注入される。一方、供給された水蒸気量と同じ質量の水が大気から排除されている。その排除の様式が降水現象に他ならない。このため、1年間の降水量は1年間の蒸発量にバランスするように決まっている。Oerlemans (1982) の見積もりによれば、その量は、 $5.1 \times 10^{14} \text{m}^3/\text{年}$  である。グローバル平均の雨量に直せば、約  $1000 \text{mm/年}$  である。なお、同様の議論は、中島・中村 (2016) のコラム10にもある。

地球上の降水量は、地域によって大きな偏りがある。それ故、降水は地域的な現象のように見える。もし、地域的な現象であれば、グローバルな蒸発量と関係しているとは考えにくい。実は、グローバルな蒸発量によって降水の総量が決められているのである。このことは、微細な地滑りの集積で、砂山全体の構造が維持されることに対応している。

まず、太陽放射量によって、地球全体の年間の蒸発量 (=降水量) が決まり、その量が、各地域に分配される。東京への分配量が、1年間に東京に降る雨量 (約  $1500 \text{mm/年}$ ) なのである。弱い雨が水蒸気バランスの主役である。降水強度の大きな対流性降雨は、単位時間の雨量は大きいても、降る面積がせまく、まれにしか降らないので、水蒸気バランスにおける寄与は小さい。

砂山崩しの場合、砂の落ちる量に応じて地滑りが起こる。地滑りの量に応じて砂の落ちる量が決まるわけではない。いわば、砂の落ちる量が入力で、地滑りが出力といえるであろう。一方、降水の場合には、蒸



第7図 地表と大気をめぐる水の循環。海洋と陸地を分けて示した。単位は  $10^{12} \text{m}^3/\text{年}$ 。数字は、武田ほか (1992) より引用。

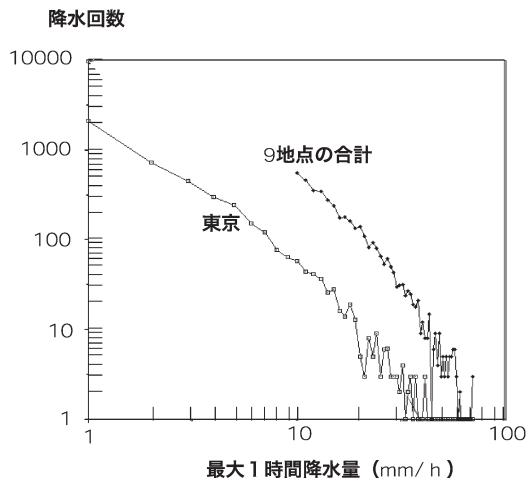
発が入力で降水が出力といえるか?

第7図は、グローバルな水の循環を海洋と陸地に分けて示したものである。陸地の場合、明らかに、降水が入力で蒸発が出力である。砂漠からの蒸発が少ないのは、砂漠が乾燥しているからである。雨が降った後は、蒸発が増加する。地球が全て陸地であるとすると、降水と砂山崩しのアナロジーは成立しない。しかし、海洋上では、入力と出力は逆転する。海面に降水があろうがなかろうが、海面からの蒸発に影響はないだろう。海洋上では、蒸発が入力で降水が出力といえそうである。海洋から陸地に輸送される水蒸気量は、陸地の降水量に比べて小さいが、それは、陸地から蒸発した水蒸気が降水として陸地に落ちることを意味しない。少なくとも、日本列島のような島国では、陸地から蒸発した水蒸気のほとんどは海洋上に運ばれ、海洋上からやってきた水蒸気が凝結して雨になると考えてよいだろう。それ故、日本列島上であっても、蒸発が入力と考えてよいであろう。すなわち、降水を SOC の一例と考えて悪くないように思える。

## 7. 地雨と対流性降雨

第1図では、発生回数の少ない部分のグラフがガタガタしている。データ数が少ないと、ゆらぎが目立つようになるのである。ゆらぎが大きいということは、統計の信頼性が小さくなることを意味する。このような解析は、データ数が多いほど信頼性が大きくなる。

多数の地域のデータを足すことによって、データ数を増やすことができる。対流性降雨は降雨面積が小さいので、異なる地域のデータは独立事象と考えられるから、異なる地点を合計しても、対流性降雨の一般的な性質を示すと期待できる。第8図は、一降りの降水量の中の最大1時間降水量 (mm/h) の降水回数であ



第8図 10 mm/h以上の降水量の雨の降水回数。横軸は、一降りの降水量の中の最大1時間降水量 (mm/h)。9地点 (札幌, 新潟, 仙台, 東京, 名古屋, 松江, 広島, 鹿児島, 石垣島) の合計。比較のために東京の降水回数 (第4図) を再掲した。1976年から2009年までの34年間の合計。

る。降水強度が10 mm/hを越えるデータは、対流性降雨によるものと考えてよいだろう。そこで、10 mm/h以上のデータに対して、解析を行った9地点のデータを積算した。比較のために、東京の降水回数 (第4図) も再掲した。

10 mm/h以上のデータもベキ法則に従っている。しかし、東京の5 mm/h以下のグラフの傾きと異なっているように見える。これは、弱い雨と強い雨で、降水のメカニズムが異なっていることを示唆する。

武田 (2005) は、尾鷲市で、雨粒の直径の48時間連続観測を行ったところ、積乱雲から降る雨とそれより低い雲から降る雨の2種類の雨が混ざっていることを指摘している。

雨に2種類があることは感覚的に分かる。地雨と対流性降雨である。地雨は、しとしと長時間持続して降る。対流性降雨は、短時間、ざーと降る。その違いは、雨粒の粒径の違いによる。しとしと降る雨の雨粒の最大粒径は約1 mm、ざーと降る雨の最大粒径は約6 mmである。1 mmの粒径の雨粒の落下速度は約3 m/s、6 mmの粒径の雨粒の落下速度は約9 m/sである。

雨粒は、上昇気流の中で成長する。もしも、落下速

度のほうが上昇気流の風速より大きければ、上昇気流の中に留まることはできない。すなわち、上昇気流の風速と同じ落下速度まで成長するのが、成長の限界である。それ故、雨粒の落下速度は、その雨粒が成長した上昇気流の大きさを表すと思ってよいだろう。このように考えると、地雨の雨粒は約3 m/sの上昇気流の中で成長し、対流性降雨の上昇気流は約9 m/sと推測される。

もちろん、これは (上昇気流と雨粒の落下速度は、別の物理量であるから) かなり荒っぽい上昇気流の目安である。雨粒もさまざまな大きさのものが混じっており、落下速度は決まっていない。上昇気流も、場所や時間によって激しく変動している。しかし、地雨の粒径が約1 mmに留まるのは、対流性降雨に比べて、上昇気流が弱い点に原因があると考えられる。なぜなら、ある程度上昇気流が大きくなると、大気は静学的に不安定になって、潜熱の解放による浮力が上昇気流の原因になるからである。地雨でも潜熱は解放されるが、その量が小さく、大気は静学的な安定状態を保っていると考えられる。

因みに、温暖前線面に沿った上昇気流の大きさを推測してみよう。温暖前線面の傾きは、0.01程度である (100 km離れた高度差が1 km程度。小倉 (1999) の図4.20参照)。10 m/sの風速であれば、温暖前線面に沿った上昇気流の大きさは0.1 m/s程度である。3 m/sよりははるかに小さい。

一方、積乱雲に伴う上昇気流は、小倉 (1999) によれば、1~30 m/sの程度と、かなり幅のある表現になっている。

地雨と対流性降雨の上昇気流の風速の違いは、上昇気流自身の性質の違いの反映である。すなわち、地雨は、前線面に沿った上昇気流とか、山の斜面に沿った上昇気流とか、大気循環に伴う上昇気流が雨を作る原因になっている。それに対して、対流性降雨における上昇気流は、凝結に伴う潜熱が上昇気流を生み出す自励的な現象といえるだろう。上昇気流を生み出す原因の違いが、ベキ法則のベキの違いの原因である、と考えることができる。

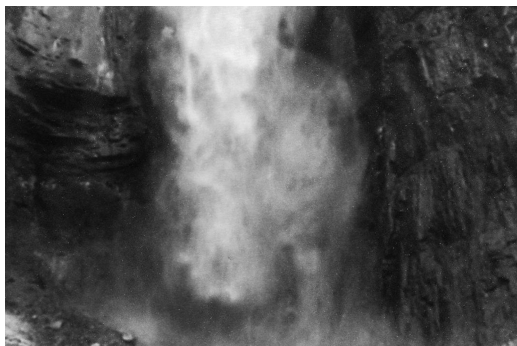
## 8. バケツの例え

「バケツをひっくり返したような雨」という表現がある。空に浮かんだバケツの水が落ちてくるというイメージである。この比喩はあまり適切ではない。降水の比喩として、水がいっぱいに入ったバケツ (=水蒸

気の飽和状態)から、水がこぼれる現象であると考えられるのはよいが、実際の降水に対応する現象では、バケツはひっくりかえらない。その代わりに水面が波たつと考えたい。その結果、水の一部がバケツから溢れる。この現象が地雨に対応する。波の大きさによって、溢れる水の量は変化する。その変化の法則がベキ法則に従っている。水面の波は、大気循環による上昇気流に対応する。いわば、外乱である。外乱に対応して、降水が生じる。それに対して、バケツが不規則に傾いて、水が溢れる状態が対流性降雨に対応する。この場合は、外乱がなくても、水は溢れる。自励的に降水が生じるわけである。バケツの傾き方がベキ法則に従っている。このように考えると、同じ雨でも、地雨と対流性降雨は、性質がかなり違うことが分かるだろう。

蛇足ながら、もしも、バケツが上空でひっくり返った場合、どのような雨になるのか想像してみよう。これと似た状態が実現している場所がある。南米ギアナ高地のエンジェルの滝である。落差が約1 kmある。落下を始めたときは、まさに、ひっくり返したバケツの水と同じである。しかし、落下の途中で水は粉々に砕け、雨のようになる。それでは、滝の真下では、豪雨が降っているかと思うと、まったく降っていない。滝の真下に立てば、文字どおり、滝は雲散霧消し、霧を含んだ冷たい風が吹き下ろすだけである。そのため、エンジェルの滝には滝壺がない(第9図)。

自然の雨の場合、雲粒が集められて雨粒ができる。雲粒の直径は $10\ \mu\text{m}$ 程度で、1 Lの体積の中に100万粒程度ある。それが、雨粒になると、直径1 mm程度で、1 Lの体積の中に1粒程度である(武田 2005)。100万個の雲粒を集めて、雨粒1個ができる勘定であ



第9図 エンジェルの滝の最下端(テレビのドキュメンタリ番組より。ユーチューブに動画がある)。

る。エンジェルの滝の場合、その逆の現象が起こっている。塊になった水が落下すると、落下の途中で、こまごまに砕け、地面に到達するときは、雨粒に比べて圧倒的に数の多い霧粒になっているのである。一方、自然の雨は、霧を伴うということがない。霧粒(=雲粒)よりも粒径の大きな雨粒のみが落下している。その違いは、恐らく、岩の有無が関係しているであろう。

## 9. 降水強度の限界

降水は、過剰に大気中に供給された水蒸気の緩和現象であるが、大気には、もうひとつの緩和過程が存在する。雨粒ではなく、雲粒を作る緩和過程である。雲粒は落下してくることはないが、大気から水蒸気が排除される現象であることに変わりがない。それでは、雲粒による水蒸気の緩和と雨粒による緩和と、どこが違うのであろうか。

まぎらわしいのは、雨はかならず雲から降ってくるから、雲と雨を別の現象とは考えにくいことである。しかし、雨を降らさない雲は存在する。そこで、非降水雲と降水雲を比較してみよう。

非降水雲にしても、降水雲にしても、水蒸気を過剰に含む空気塊が上昇して、過剰な水蒸気が凝結核の上に凝結する現象であることには変わりがない。凝結する前は過飽和状態であるが、凝結することによって大気中の水蒸気圧が下がり飽和状態になる。この状態が、砂山の傾斜の臨界角度に対応する。飽和状態+雲粒は、それ以上、空気塊が上昇しないと、熱力学的な平衡状態になる。もちろん、雲粒も落下するが、落下速度が極端に小さい(直径 $10\ \mu\text{m}$ の雲粒で、 $0.3\ \text{mm/s}$ )ので、落下しないのと同じである。

非降水雲は、平衡状態であるが、空気塊が下降すれば雲粒は気化する。また、周囲に乾いた空気があれば、飽和した水蒸気は拡散して、未飽和になり、雲は消える。そのため、蒸発量とのバランスに寄与しない。一方、降水雲では、凝結が起こっても過飽和の状態が持続し、空気から分離して地表面に落下する降水粒子が形成される。過飽和の状態を保つためには、空気塊が上昇を続けることが必要である。

積乱雲のモデルとして、高度1 km(雲底)から対流圏上部に伸びる単位断面積( $1\ \text{m}^2$ )の煙突を考える。煙突の下から水蒸気を含んだ空気塊が煙突の中に入り、煙突内部を上昇して、対流圏上部で煙突の外に出る。出るときの温度は低いので、空気と共に流出す

る水蒸気は無視し、流入した水蒸気がすべて降水として落下すると考える。

雲底高度の温度を17°Cとすれば、飽和混合比は約15 g/kgである。1 kgの空気は、約1 m<sup>3</sup>であるから、単位面積当たり、高さ1 mの空気柱に対応する。その中に含まれる水蒸気が全て雨になって落ちてくると、1.5×10<sup>-2</sup> mmになる。100 mmの雨にするには、その6.7×10<sup>3</sup>倍の空気塊が必要である。それを全部積み重ねると、6.7×10<sup>3</sup> mになる。1時間で、この高さの空気柱を煙突の中に流入させるためには、6.7×10<sup>3</sup>/3600秒=1.86 m/sの上昇速度が必要である。

実際の積乱雲内部の上昇気流は9 m/s程度(=粒径6 mmの雨粒の落下速度)である<sup>†</sup>。もしも、定常的な積乱雲が発生したとすれば、9÷1.86=4.84、すなわち、484 mm/hの豪雨が降ってしかるべきである。

桑原(1982)は、日本で起こりうる最大短時間雨量について検討した。その結果によれば、最大360 mm/hの雨量が可能であると予測している。また、日本ではないが、1947年6月22日に米国ミズリー州で42分間に305 mmの降雨があったことを報告している。

これまでの日本の1時間降水量の記録は、「昭和57年7月豪雨」の際、長崎県の長与町で観測された187 mm/hである。アメダスデータによる1時間降水量の記録は、1999年10月27日に千葉県香取で、また1982年7月23日に長崎県の長浦岳で記録した153.0 mm/hである。最近では、「平成29年7月九州北部豪雨」の際、福岡県朝倉で129.5 mm/hの豪雨を記録した。これでも、定常的な積乱雲のもたらす豪雨よりは、はるかに少ない。

<sup>†</sup> 雲底より上部に煙突が存在したと仮定すると、煙突内部の上昇気流の速度  $w$  は、「煙突効果の公式」によって推定できる。すなわち、煙突の外側の気温を  $T_{out}$ 、煙突の内側の気温を  $T_{in}$  とすれば、上昇気流  $w$  は、

$$w = C\sqrt{2gh(T_{in} - T_{out})/T_{out}}$$

で与えられる。ここで、 $g$  は重力加速度、 $h$  は煙突の高さである。 $C$  は流量係数と呼ばれる定数で、 $C=0.1$ 、 $h=5$  km とすると、積乱雲に対応する煙突になる。この式は、降水強度と上昇気流の関係を表している。この式については、付録を参照していただきたい。

## 10. おわりに

地球環境は、巨大な蒸留装置である。太陽エネルギーを熱源として、常に、海水から蒸留水を生成している。真水のことを英語で fresh water というが、直訳すれば、「新鮮な水」であろう。文字通り、大気環境は、新鮮な水を陸地に供給して、陸上生物の命を支えている。

私事で恐縮であるが、私の生存には1日に100 L程度の真水が必要である。健康な成人であれば、1日の尿量(約1 L)にバランスする水を摂取すればよい。私の場合、持病の腎臓病が悪化し、10年前に腎臓が尿を作る機能を停止してしまった。本来ならば、生きていられる身分ではないが、人工透析という起死回生の手段が導入されて、10年間、生存を続けている。人工透析は、腎臓の機能を可視化してみせてくれる。すなわち、人工的な手段で、①口から摂取した水と同量の水を血液から絞り出して体外に排出する、②食物を消化したときに生成される老廃物を血液から濾過して体外に排出する。自然の腎臓の場合は、尿と共に老廃物を排出するが、人工透析では、血液を水にさらして老廃物を濾過する。そのための水が、1日相当にすれば、100 L程度必要なのである。透析生活を続けていると、生きていくということは、真水が自分の体を通り過ぎていく現象であることを実感する。

本稿では、一見気まぐれに見える降水現象に法則性があることを述べた。その法則性は、自然の蒸留装置の「仕様書」のようなものである。雨が仕様書に従って降っているということは、雨の降り方が、昔も今も、変わらないことを意味する。自然法則の特徴は、その普遍性にある。気まぐれに法則を変更することはない。

最近、「いままでに経験したことがないような〇〇」、「観測史上初めての〇〇」という表現を新聞で見かけることがある。あたかも、自然の蒸留装置の具合が悪くなったことを匂わせるが、もしも、雨の降り方がベキ法則に従っているのであれば、自然側に原因があるとは考えにくい。地球環境という蒸留装置における真水の生成は、大きなゆらぎを内在している。短い期間だけみると、ゆらぎが目立つが、十分長い期間の統計を取ると、雨量強度の大きな降水の発生回数といえども、ベキ法則に従っている。「いままでに経験したこともない」のも、「観測史上初めて」も、自然側の事情というよりは、人間側の事情と考えるべきであろう。



## 謝 辞

本稿は、佐藤克彦氏（放送大学）との共同研究を土台にしています。膨大なデータを計算していただいた佐藤克彦氏に感謝します。藤部文昭氏（首都大学東京）には投稿以前の原稿を見ていただき、貴重なコメントをいただきました。編集担当の萩野谷成徳氏は原稿を丁寧にチェックされ、筆者の計算間違いなどを指摘していただきました。「気象庁観測統計指針」は藤部文昭氏、桑原（1982）は萩野谷氏、Gribbin（2005）は野口尚史氏（京都大学）、Oerlemans（1982）は田中 浩氏（名古屋大学）にご教授いただきました。記して、感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- Bak, P., C. Tang and K. Wiesenfeld, 1987: Self-organized criticality: An explanation of the  $1/f$  noise. *Phys. Rev. Lett.*, **59**, 381-384.
- Bak, P. C. Tang and K. Wiesenfeld, 1988: Self-organized criticality. *Phys. Rev.*, **A38**, 364-374.
- Deluca, A., N. R. Moloney and A. Corral, 2015: Data-driven prediction of thresholded time series of rainfall and self-organized criticality models. *Phys. Rev.*, **E91**, 052808, doi: 10.1103/PhysRevE.91.052808.
- Fujibe, F., N. Yamazaki, M. Katsuyama and K. Kobayashi, 2005: The increasing trend of intense precipitation in Japan based on four-hourly data for a hundred years. *SOLA*, **1**, 41-44.
- Gribbin, J., 2005: Deep simplicity: Bringing Order to Chaos and Complexity. Penguin Books, 251pp.
- Held, G. A., D. H. Solina, H. Solina, D. T. Keane, W. J. Haag, P. M. Horn and G. Grinstein, 1990: Experimental study of critical-mass fluctuations in an evolving sandpile. *Phys. Rev. Lett.*, **65**, 1120-1123.
- Iwasaki, H. and Y. Sunaga, 2009: Study of recent variation in weak rainfall over Japan using 31-year AMeDAS dataset. *SOLA*, **5**, 157-159.
- 上出洋介, 2002: 予報か, 基礎研究か. *科学*, **72**, 826-835.
- 川上紳一, 吉田英太郎, 1988: 降水量の時間変化の統計的性質とフラクタル. *天気*, **35**, 693-700.
- 桑原英夫, 1982: 日本で起りうる最大短時間雨量について. *天気*, **29**, 711-719.
- 中島 孝, 中村健治, 2016: 大気と雨の衛星観測. 朝倉書店, 165pp.
- Oerlemans, J., 1982: Response of the Antarctic Ice Sheet to a climatic warming: A model study. *Int. J. Climatol.*, **2**, 1-11.
- 小倉義光, 1999: 一般気象学 [第2版]. 東京大学出版会, 308pp.
- Peters, O. and J. D. Neelin, 2006: Critical phenomena in atmospheric precipitation. *Nature Phys.*, **2**, 393-396.
- Peters, O., C. Hertlein and K. Christensen, 2002: A complexity view of rainfall. *Phys. Rev. Lett.*, **88**, 018701-1, doi:10.1103/PhysRevLett.88.018701.
- 佐藤克彦, 2012: 降水継続時間と降水量の関係について. 放送大学 2011年度卒業研究 (自然と環境コース).
- 武田喬男, 2005: 雨の科学. 成山堂書店, 185pp.
- 武田喬男, 上田 豊, 安田延壽, 藤吉康志, 1992: 水の気象学. 東京大学出版会, 185pp.
- Yoshioka, N., 2003: A sandpile experiment and its implications for self-organized criticality and characteristic earthquake. *Earth Planets Space*, **55**, 283-289.

## 付録: 「煙突効果の公式」による積乱雲の上昇気流とそれに伴う降水量の推定

工場の煙突内部の上昇気流を推定する場合, 空気を非圧縮流体として扱う. 煙突の底から空気が入り, 温度が  $\Delta T$  だけ上昇して, その浮力で煙突内部を上昇する. 上昇の原動力は, 空気の流入口における外側と内側の気圧差である. 定常状態を考え, 気圧は煙突の内外で静力学平衡にあることを仮定する.

鉛直上向きに座標軸を  $z$ , 上昇気流の速度を  $w$  とする. 上昇気流に対する運動方程式は,

$$w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (\text{A1})$$

である. 煙突の外の圧力を  $p_{\text{out}}$  とすれば,

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{\text{out}}}{\partial z} - g = 0 \quad (\text{A2})$$

が成り立つ. 故に, 煙突の内側では,  $p_{\text{in}}$  を煙突内部の気圧として,

$$w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial (p_{\text{in}} - p_{\text{out}})}{\partial z} \quad (\text{A3})$$

が成り立つ. 一方, 煙突の内外で, それぞれ静力学平衡が成り立つから, 煙突底部の圧力は,

$$\begin{aligned} \text{煙突の外側で, } p_{\text{out}} &= \rho_{\text{out}} g h + p_0 \\ \text{煙突の内側で, } p_{\text{in}} &= \rho_{\text{in}} g h + p_0 \end{aligned} \quad (\text{A4})$$

が成り立つ. ここで,  $\rho_{\text{in}}$ ,  $\rho_{\text{out}}$  は, それぞれ, 煙突内外の密度,  $p_0$  は, 煙突の出口での大気圧である.

また, 状態方程式から, 気圧一定のときの密度の変化と温度の変化に対して,

$$\begin{aligned} p &= \rho RT \rightarrow \ln p = \ln \rho + \ln R + \ln T \\ &\rightarrow 0 = \Delta \rho / \rho + \Delta T / T \end{aligned} \quad (\text{A5})$$

の関係を得る。(A3) ~ (A5) より、( $C = 1$  の場合の) 煙突効果の公式：

$$w = C \sqrt{2gh(T_{\text{in}} - T_{\text{out}}) / T_{\text{out}}} \quad (\text{A6})$$

を得る。実際の煙突では、煙突内部の粘性抵抗などにより、エネルギーの散逸が起こり、 $C$  が 1 以下になる。普通の煙突では、 $C = 0.65$  程度といわれる。

積乱雲にこの公式を適用する場合、煙突内部の昇温は、潜熱の解放によって生じる。その程度は、雲底から流入する空気の混合比による。潜熱の解放による単位体積の空気塊の昇温量  $\Delta T$  は、

$$\rho C_p \Delta T = \rho L \sigma \quad (\text{A7})$$

で与えられる。ここで、 $C_p$  ( $= 1004 \text{ J} / (\text{K} \cdot \text{kg})$ ) は空気の定圧比熱、 $L$  は凝結熱 ( $= 2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$ )、 $\sigma$

は混合比 ( $\text{kg/kg}$ ) である。

混合比が  $15 \times 10^{-3}$  である場合、

$$\Delta T = L \sigma / C_p = 2.5 \times 10^6 \times 15 \times 10^{-3} / 1004 = 37.35 \text{ K}$$

である。この昇温は煙突の最上部の昇温である。昇温が高さに比例して生じるとすれば、煙突内部の平均的な昇温は、この半分の  $18.67 \text{ K}$  と考えるのがよいだろう。

$C = 0.1$ 、 $h = 5 \text{ km}$  の場合、雲底の気温が  $290 \text{ K}$  として、(A6) より、

$$w^2 = 0.01 \times 2 \times 9.8 \times 5 \times 10^3 \times 18.67 / 290 = 63.1$$

$$\rightarrow w = 7.94 \text{ m/s}$$

を得る。1 時間当たりの降水量は、

$$(7.94 / 1.86) \times 100 = 427 \text{ mm/h}$$

である。