# 雲科学入門

荒木健太郎 (気象庁 気象研究所)

#### 1. はじめに

雲は空を見上げればほとんどいつも出会うことの できる、身近な大自然である.天気は雲によって左 右され、私たちは雲とともに生きているといっても 過言ではない.雲は大気光象を通して空を彩り、私 たちに感動を与えてくれるが、時として気象災害を もたらす原因となることもある.

本講義では、まず雲の基礎的事項から科学的な楽 しみ方,雲による大気光象等の仕組みを解説する(予 稿では省略;荒木,2014,2017,2018).その上で、 気象災害をもたらす雲の実態について紹介したい.

## 2. 雲の基礎的事項

雲は、空に浮かんで見えている小さな水滴(雲粒) や氷の粒(氷晶)が無数に集まったものである.雲 の発生には水蒸気を含む空気が冷やされることが必 要で、放射冷却や上昇流による断熱冷却を通して雲 は生まれる.このとき、大気中の微粒子(エアロゾ ル)が核として働き、雲粒や氷晶が形成される.雲 内でこれらの粒子は凝結・昇華により大きくなり、 雨や雪の粒子となって雲粒捕捉や衝突・併合など 様々なプロセスを経て地上へと落下する(図1).



図1 雲·降水の微物理過程の概念図. 荒木 (2018) より.

雲の分類は十種雲形が一般的だが,さらにこれを 細かく分類した種・変種・副変種もある(荒木,2017). また,雲粒だけの水雲,氷晶だけの氷雲,これらが 混在する混相雲のように雲を構成する粒子によって 分類されることもある(水野,2000).地上に降水 をもたらす雲の名前には「乱」がついており,積乱 雲と乱層雲である.積乱雲は雷活動や氷晶による雲 上部の繊維状の構造で特徴づけられ,局地的に発生 し強い上昇流を伴う対流雲である.一方,乱層雲は 温暖前線面などの比較的小さい上昇流域で発生し, 広く降水をもたらすという特徴を持つ層状雲である.

ここで、対流雲の発達について熱力学的な観点か ら述べておく(図2).水蒸気を含む空気塊が何らか の持ち上げメカニズムで上昇すると、断熱冷却で温 度が下がり雲底高度に対応する持ち上げ凝結高度に 達する. さらに上昇し, 周囲の気温よりも持ち上げ られた空気塊の温度が高くなる高度(自由対流高度) を超えると空気塊は自発的に上昇(加速)するよう になり,対流雲が発達する(対流の起爆; Convective Initiation). 上昇した先で周囲の気温よりも空気塊 の温度が低くなる高さが平衡高度であり、ここが雲 の発達限界の高さである. 大気中層に乾燥空気が流 入すると基本的に対流は抑制されるため、中層が湿 潤な場合も対流は発達しやすい.また,自由対流高 度から平衡高度まで上昇する空気塊に加わる浮力エ ネルギーを対流有効位置エネルギー (CAPE) と呼 び、CAPE が大きいほど雲内の上昇流が強まる、大 気下層に多量の水蒸気が流入して自由対流高度が下 がったり、上空に寒気が流入すると CAPE の値が大 きくなり大気はより不安定となって、対流雲の上昇 流は強まる.ただし、大気の状態が不安定なら必ず 積乱雲が発達するというわけではなく, 大気下層の 空気を持ち上げるメカニズムが重要である.



図2 湿潤空気の持ち上げと雲. 荒木(2014) より.

### 3. 積乱雲による局地的大雨

夏季には積乱雲が発達し、局地的大雨をもたらす ことがある.単一の上昇流(対流セル)を持つ積乱 雲の寿命は 30 分~1 時間程度で、地上に数十 mm 程度の降水をもたらす.しかし,鉛直方向に風のず れ(鉛直シア)がある場合には,複数の対流セルか らなるマルチセルとなる.マルチセルは寿命が数時 間に及ぶこともあり,突風や降雹の要因となる.

関東における最も典型的な局地的大雨は、山岳域 で発生する.太平洋高気圧に覆われて晴れて気温が 上がった日には、午後になると内陸にヒートロー(熱 的低気圧)が発生し、そこに向かって大規模な海風 が流入する.この海風により高度約1.5km以下で午 後にかけて水蒸気量が増加し、地上昇温も加わり大 気の状態が不安定化する(図3).さらに、海風が山 岳斜面を滑昇することで積乱雲が発生し、17時頃に 降水はピークを迎えることがわかっている.



荒木ほか(2017)より作成.

一方,関東の平野部でも積乱雲が突然発達するこ とがある.ここで対流の起爆をもたらす下層空気の 持ち上げメカニズムのひとつが,駿河湾や東京湾か らの海風,茨城県沖からの北東風などの収束,東京 湾沿いの海風前線などの局地前線である.これらが 組み合わさった前線同士の交差点(トリプルポイン ト)で対流起爆が起こることもある(図4).



図 4 2009 年 8 月 9 日 12 時の地上気温と相対湿度分布. 破線は局地前線. Araki et al. (2015)より作成.

さらには、山岳域などで発生した既存の積乱雲か らのガストフロントで対流の起爆が起こることもあ り、ガストフロント同士や他の局地前線と重なるこ とでより対流の起爆が起こりやすくなる.これらの メカニズムで発生する積乱雲による局地的大雨は、 大気下層の局地前線や既存の積乱雲が上手く表現で きなければ数値予測が難しい. 高密度な地上気象観 測データをデータ同化することで予測が上手くいく 場合もあり (Araki et al., 2015),実態解明やデータ 同化研究が進められている.

## 4. 強い竜巻をもたらすスーパーセル

大気の状態が非常に不安定で,かつ鉛直シアの大きい環境では,積乱雲はスーパーセルとなる場合がある.スーパーセルは強い竜巻をもたらす典型的な 雲であり,長寿命で移動速度も大きい.また,雲内部の大気中層~下層にメソサイクロンと呼ばれる直 径数 km の強い上昇流を伴う低気圧性回転渦を伴っ ており,メソサイクロンに対応するフックエコーが 観測されるのも特徴である.



図 5 2012 年 5 月 6 日つくば竜巻のスーパーセル. 〇は メソサイクロンの位置. Araki et al. (2014)より.

2012 年 5 月 6 日茨城県つくば市の竜巻被害も典型的なスーパーセルによりもたらされた. この事例では竜巻が発生する約1時間半前からつくばで大気の状態が急激に不安定化し,大気下層の鉛直シアが局地的に大きくなっていた(Araki et al. 2014).スーパーセル内のメソサイクロンが竜巻発生に関係すると考えられているが,必ずしもメソサイクロンが存在すれば竜巻が発生するわけではない.大気の状態が不安定でも鉛直シアが一時的にしか増大しない環境で発達したスーパーセルでは,突風被害が確認されないこともある(荒木ほか,2015).スーパーセルの物理過程は未解明な点も多く,レーダー観測や数値実験による実態解明の研究が進められている.

#### 5. 線状降水帯による豪雨

令和2年7月豪雨により九州を中心に顕著な大雨 が発生し、甚大な被害がもたらされた.線状降水帯 は日本で集中豪雨をもたらす典型的な降水の形態と いわれている(加藤,2017;Kato,2020).気象庁 では線状降水帯を「次々と発生する発達した積乱雲 が列をなした、組織化した積乱雲群によって、数時 間にわたってほぼ同じ場所を通過または停滞するこ とで作り出される、線状に伸びる長さ50~300km 程度,幅20~50km程度の強い降水をともなう雨域」 としているが、定性的な説明では個々人により線状 降水帯の認識に違いが生じることもある.近年では 線状降水帯の客観抽出の手法が提案されてきている が(Hirockawa et al.,2020),発生メカニズムに未 解明な点も多いことから、線状降水帯の定義につい ては様々な議論が行われているのが現状である.

令和2年7月豪雨について上記の手法に準ずる条件で線状降水帯を客観抽出したところ、特に顕著な 大雨となった7月3~8日にかけて9個の線状降水 帯が九州で抽出され、総降水量に対する線状降水帯 による降水量の割合(寄与率)が70%を超えたとこ ろもあった(気象庁,2020).



図 6 (a) 7 月 4 日 3 時と (b) 6 日 14 時における局地解 析による 950hPa の水蒸気フラックス量 (g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, カ ラー),水平風 (ベクトル),海面気圧 (hPa,等値線) と解析雨量 (mm h<sup>-1</sup>,陰影).

個別の事例を確認すると、7月4日未明~朝に熊

本県・鹿児島県で線状降水帯が形成され、総雨量が 650mm を超える大雨となった(R2-1).線状降水帯 は九州~東日本太平洋側に停滞する梅雨前線の 100 ~200km 南で発生し, 風上側で次々と積乱雲が発生 して組織化するバックビルディング型の形成過程を 持つ積乱雲群から構成されていた(図 6a). また, 上空の気圧の谷の影響で前線上に発生した低気圧が 九州北部に進んでおり、この低気圧接近時に東シナ 海からの非常に湿った空気と太平洋高気圧縁辺流に 沿う湿った空気の流入が強まっていた.7月6日昼 頃からは複数の線状降水帯が九州北部に形成され, 総雨量が 550mm を超える大雨となった (R2-2). このとき線状降水帯は対馬海峡から東北南部に停滞 する梅雨前線の100~200km南で発生した(図6b). 太平洋高気圧の張り出しによって西~東日本では気 圧傾度が大きくなり、九州北部中心に東シナ海から の非常に湿った空気と太平洋高気圧縁辺流に沿った 湿った空気の流入が強まっていた.

表1 令和2年7月豪雨と過去の線状降水帯による九州の 豪雨の比較.降水量と雲頂温度は図6b実線枠内のそれ ぞれ解析雨量とひまわり8号による.そのほかは破線枠 内の値で気象庁局地客観解析による.

		令和2年7月豪雨			亚成20年7日
		熊本県・鹿児島県 での大雨	九州北部での大雨	平成30年7月豪雨	九州北部豪雨
	線状降水帯の期間	2020年7月3日21時 ~4日10時	2020年7月6日13時 ~7日8時	2018年7月6日13時 ~7日0時	2017年7月5日12時 ~5日22時
	最大1時間降水量 期間積算の最大降水量	140 mm h <sup>-1</sup> 683 mm	110 mm h <sup>-1</sup> 590 mm	90 mm h <sup>-1</sup> 303 mm	180 mm h <sup>-1</sup> 957 mm
	可降水量	77.4 mm	73.2 mm	77.3 mm	64.0 mm
	950hPaの 水蒸気混合比	19.3 g kg <sup>-1</sup>	19.5 g kg <sup>-1</sup>	19.3 g kg <sup>-1</sup>	18.9 g kg <sup>-1</sup>
	950hPaの 水蒸気フラックス量	$582.1 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$537.8 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	443.7 g m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	$281.2 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
	500hPaの気温	-2.8 °C	-4.0 °C	-3.3 °C	-6.0 °C
	CAPE (950hPa)	1677.9 J kg <sup>-1</sup>	1794.6 J kg <sup>-1</sup>	1192.7 J kg <sup>-1</sup>	2184.2 J/kg <sup>-1</sup>
	雲頂温度	-78 3 °C	-71.2 °C	-72.5 °C	-69.0 °C

九州の大雨の環境場等の特徴を調べるため,平成 30年7月豪雨(H30)と平成29年7月九州北部豪 雨(H29)と比較した(表1). R2-1,-2では可降水 量や950 hPaの水蒸気混合比はH30と同程度だっ たが,950 hPaの水蒸気流入量はH30やH29を大 きく上回っていた.また特にR2-1では中層,H30 では上中層の気温が平年よりも高く,これに対応し て水蒸気混合比も大きくなっており,水平風速は H30・H29では15~20ms<sup>-1</sup>だったのに対して R2-1,-2では950~500hPaで約30ms<sup>-1</sup>と風の強い 環境だった(図略). CAPE は上中層の寒気の影響 の大きかったH29より小さいものの,H30よりは 大きく,雲頂温度は特にR2-1では他と比べて低く 雷活動も活発であり,線状降水帯を形成する対流雲 が発達していたといえる. これらのことから、今回の豪雨では梅雨前線が停 滞して大きな場として水蒸気流入が継続するなか、 特に熊本県・鹿児島県の大雨では下層から 500hPa までが湿潤であり、低気圧接近や太平洋高気圧の張 り出しによる気圧傾度増大が東シナ海~九州での下 層水蒸気流入量の顕著な増大をもたらし、線状降水 帯の発生環境場を整えていたと考えられる.

## 6. 台風による豪雨

日本では台風による風水害が度々起こる.特に 2019年は令和元年東日本台風(台風第19号)の影響で東日本から東北地方を中心に広範囲で記録的な 大雨となり,甚大な水害が発生した(気象庁,2019).

本事例で台風は非常に強い勢力で日本の南海上を 北上し,10月12日19時前に強い勢力で伊豆半島 に上陸後,東日本から東北を北東進した.関東の降 水は11日昼頃からすでに始まり,台風接近前の12 日午前中から大雨となった.地上気象観測やメソ解 析では12日9時には関東にも台風に伴う暖湿気先 端部分で地上~大気下層の前線を解析できた(図7). この前線は台風中心付近から北にのび,台風ととも に北上した.これは台風の温帯低気圧化の過程で見 られる前線形成によると考えられる.この前線に多 量の下層水蒸気流入のあった地域と大雨域とは概ね 対応しており,前線の暖域側(南側)の山岳域など でも大雨が発生していた.この前線は12日午後に は東北にかかっていた総観スケールの前線と一体化 して強化し,東日本から東北にかけて停滞した.

この豪雨について数値シミュレーションを行った ところ、ほぼ実況と同じ進路の台風が再現され、現 実的な雨量分布が再現された(図 8a, b; Araki, 2020).一方、標高を 0m としたシミュレーション でも台風進路北側にあたる地域で大雨が再現されて おり、これは主に台風北側にのびた前線の影響と考 えられる.関東や東北南部の山岳の南東〜東斜面な どで地形の影響により降水量がかなり多くなってお り、降水量の 60~80%が地形の影響によるものだっ た地域もあった.各実験でそれぞれ大雨が再現され た地域で雨がどのように成長していたかを調べたと ころ、雪や霰の融解による生成以外には山岳斜面や 前線面の上昇流域において雲水の捕捉による雨の生 成が支配的だった(図略).

これらより、本事例の大雨の要因としては、多量 の水蒸気流入に加えて台風北側の前線の形成・強化、 地形の影響が重要といえる.この豪雨で降水が強化 されたメカニズムとして,地形性上昇流だけでなく 前線面での上昇流で形成された水雲にも台風自身に 伴う雲からの雨が落下することで,雲水を捕捉して 雨が成長する Seeder-Feeder メカニズム (Houze, 2012;荒木, 2017) が働いていたと考えられる.



図 7 気象庁メソ客観解析による 10 月 12 日 9 時の高度 530mの水蒸気フラックス量(g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, カラー)と風 (矢印). 灰色線は海面気圧(hPa),黒線は地形に沿っ た高度 60mの水平相当温位勾配(K (10km)<sup>-1</sup>).





#### 7. 冬季に豪雪をもたらす雲

冬季日本海上では様々な降雪システムが発生し, 豪雪をもたらすことがある.冬型の気圧配置が強い ときなどには日本海上で発達した積乱雲による筋状 雲が形成され,山雪型の豪雪がしばしば起こる.ま た,朝鮮半島の付け根の長白山脈を迂回する流れが 日本海上で収束した日本海寒帯気団収束帯(JPCZ) では特に積乱雲が発達しやすく(Murakami, 2019), JPCZ が停滞することで北陸から山陰にかけての平 野部でも里雪型の豪雪がもたらされる.2018 年 2 月上旬にもポーラーローと呼ばれる寒気団内の低気 圧の南側で JPCZ が維持され,福井県を中心に豪雪 がもたらされた(図 9).



図 9 2018 年 2 月 7 日 9 時の気象庁全球客観解析による 950hPa の水平発散(カラー)と風(ベクトル),海面 気圧(等値線). Araki (2019a)より.

また、太平洋側でも冬型の気圧配置時に山を越え た風が収束し、積乱雲が発達して雷を伴う降雪が起 こることがある.関東における積乱雲の降雪事例で は、夏季と同じく大気の状態が不安定化していたも のの、水蒸気量はむしろ減り、上空の寒気の影響が 顕著だったという報告がある(Araki, 2019b).

一方,首都圏での豪雪は,南岸低気圧に伴っても たらされる.2014年2月には関東甲信地方の広域で 大雪となり,交通障害などの甚大な雪氷被害が発生 した.このときの降雪雲は基本的に低気圧北側の層 状性であり,雲の分類としては乱層雲である.低気 圧接近時には関東平野で下層の冷たい北東風が強化 される Cold-Air Damming や,メソスケールの沿岸 前線などが発生することがあり,低温な沿岸前線北 側では降雪に適した環境となる(荒木・中井,2019).

南岸低気圧による大雪時には山岳域では表層雪崩 が発生することがあり,2017年3月27日には栃木 県那須岳で短時間の大雪により雪崩災害が発生した. この大雪は関東付近を通過する閉塞段階の南岸低気 圧に伴う雲によりもたらされており,過去にも同様 な気象条件のもとで短時間大雪が発生していた(荒 木,2018b).水平解像度250mの数値シミュレーシ ョンの結果,那須岳の北東斜面で降雪が集中してい た(図10).このとき,低気圧接近に伴い大気下層 で水蒸気供給量が増加し,山岳風上斜面で発生した 地形性上昇流により過冷却の水雲が形成されていた (図 11).そこに上空の低気圧に伴う雲から雪が降 り,過冷却の水雲内で雲粒捕捉成長によって雪が成 長することにより,Seeder-Feederメカニズムを通 して下層の雲で降雪が強化され,山岳風上斜面で局 地的に短時間大雪がもたらされたと考えられる.

しかしながら,南岸低気圧による首都圏の豪雪で も雲・降水過程には未知があり,降雪結晶観測(荒 木,2018c)などによる実態解明が進められている.



図 10 2017 年 3 月 26 日 21 時~27 日 15 時の雪による積 算降水量分布 (カラー, mm). 等値線は標高 (太線は 500m 毎, 細線は 100m 毎). 荒木 (2018b) より作成.



図 11 Seeder-Feeder メカニズムの概念図.

## 8. エアロゾル・雲・降水の相互作用

エアロゾルが雲を介して気候変動に影響を与える ことはよく知られており、エアロゾル・雲の相互作 用の理解が地球温暖化などの長期予測にとって重要 であるということは疑問の余地がない.一方、エア ロゾルがこの相互作用を介して様々な雲システム毎 に異なる影響を及ぼし、地上降水量への影響も異な るということも近年の研究では指摘されてきている (荒木・佐藤, 2018).特に雲凝結核の多い状況では、 雲粒の発生数の違いからエアロゾルが少ないときと 比べて雲内に水蒸気が長時間供給され、対流雲内の 上昇流域で潜熱が放出されることに加え,高い高度 での雲粒の凍結による氷晶発生に伴う潜熱放出で上 昇流が強化されることで,対流も強化されて対流雲 に伴う降水が強まると指摘されている(図 12).こ のような氷相を含む対流雲の活性化(Convective Invigoration)は気象場(CAPE,鉛直シアなど)によ って大きく変化するといわれているが,否定的な研 究も多くある.また,氷晶核が降水に及ぼす影響は 線状降水帯による豪雨や大雪の予測にも大きく影響 すると指摘されているが(Araki and Murakami, 2015; Araki, 2017),今後の観測や数値実験による研究の発 展が望まれる.



図 12 エアロゾルの少ない大気(上)と多い大気(下) での対流雲の発達の概念図. Rosenfeld et al. (2008)を もとに作成(荒木, 2014). 荒木・佐藤(2018)より.

#### 9. おわりに

雲は身近な大自然であると同時に、未知なる部分 も非常に多く、研究すべきことが山積している.本 講義で紹介した雲の仕組みを頭の片隅に入れて、 日々の空に浮かぶ雲を少しでも科学的に捉えて楽し んでいただければ本望である.

#### 参考文献

- 荒木健太郎, 2014: 雲の中では何が起こっているのか. ベ レ出版, 343pp.
- 荒木健太郎, 2017: 雲を愛する技術. 光文社新書, 344pp.
- 荒木健太郎, 2018a: 世界でいちばん素敵な雲の教室. 三才 ブックス, 160pp.
- 荒木健太郎, 2018b: 低気圧に伴う那須大雪時の表層雪崩 発生に関わる降雪特性. 雪氷, 80, 131-147. 荒木健太郎, 2018c: シチズンサイエンスによる超高密度
- 荒木健太郎, 2018c: シチズンサイエンスによる超高密度 雪結晶観測「#関東雪結晶 プロジェクト」. *雪氷*, 80, 115-129.
- 荒木健太郎, 中井専人, 2019: 南岸低気圧による大雪 Ⅱ: マルチスケールの要因. *気象研究ノート*, 240, 日本気象 学会, 291pp.

- 荒木健太郎,益子渉,加藤輝之,南雲信宏,2015:2015 年 8 月 12 日につくば市で観測されたメソサイクロンに伴う Wall Cloud. 天気,62,953-957.
- 荒木健太郎,村上正隆,加藤輝之,田尻拓也,2017:地上マ イクロ波放射計を用いた夏季中部山地における対流雲 の発生環境場の解析. 天気,64,19-36.
- 荒木健太郎, 佐藤陽祐, 2018: エアロゾル・雲・降水相互作 用の数値シミュレーション. エアロゾル研究, 33, 152-161.
- Araki, K., 2017: Effect of cloud microphysics scheme and ice nuclei on forecasts for the September 2015 heavy rainfall event in Kanto and Tohoku regions. CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, 47, 4.03-4.04.
- Araki, K., 2019a: Numerical simulation of potential impact of aerosols on heavy snowfall events associated with Japan-sea Polar-airmass Convergence Zone. CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, 49, 4.03-4.04.
- Araki, K., 2019b: Application of 1DVAR technique using ground-based microwave radiometer data to estimating thermodynamic environments in winter convective clouds. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, 49, 1.03-1.04.
- Araki, K., 2020: Numerical simulation of heavy rainfall event associated with typhoon Hagibis (2019) with different horizontal resolutions. CAS/JSC WGNE Research Activities in Earth System Modelling, 50, 3.03-3.04.
- Araki, K., H. Seko, T. Kawabata, and K. Saito, 2015: The impact of 3-dimensional data assimilation using dense surface observations on a local heavy rainfall event. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, 45, 1.07-1.08.
- Araki, K., H. Ishimoto, M. Murakami, and T. Tajiri, 2014: Temporal variation of close-proximity soundings within a tornadic supercell environment. SOLA, 10, 57-61.
- Araki, K., and M. Murakami, 2015: Numerical simulation of heavy snowfall and the potential role of ice nuclei in cloud formation and precipitation development. CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, 45, 4.03-4.04.
- Hirockawa, Y., T. Kato, H. Tsuguti, and N. Seino, 2020: Identification and classification of heavy rainfall areas and their characteristic features in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, in press.
- Houze, R.A., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, 50, RG1001.
- 加藤輝之,2017: 図解説 中小規模気象学, 気象庁,316pp.
- Kato, T., 2020: Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named "Senjo-Kousuitai", causing localized heavy rainfall in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 98, 485-509.
- 気象庁, 2019: 令和元年台風第19号に伴う大雨の要因について.

http://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yohokaisetu/T1919/ mechanism.pdf

- 気象庁, 2020: 「令和2年7月豪雨」の特徴と関連する大 気の流れについて(速報). http://www.jma.go.jp/jma/press/2007/31a/press\_r02gou2020 0731.html
- 水野量,2000: 雲と雨の気象学. 朝倉書店,196pp.
- Murakami, M., 2019: Inner structures of snow clouds over the Sea of Japan observed by instrumented aircraft: a review. J. *Meteor: Soc. Japan*, 97, 5-38.
- Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O'Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, and M. O. Andreae, 2008: Flood or drought: how do aerosols affect precipitation?, *Science*, 321, 1309–1313.