

実スケール雲物理実験における 時空間変化する粒子数濃度と雲水量の関係

VARIATION OF CLOUD DROPLET NUMBER AND VOLUME
IN TIME AND SPACE USING PROTOTYPE PHYSICAL EXPERIMENTS

笹尾将登¹・土屋修一²・山田正³

Masato SASAO, Shuichi TUCHIYA and Tadashi YAMADA

¹学生員 工(学) 中央大学大学院 理工学研究科 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

²学生員 工(修) 中央大学大学院 理工学研究科 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

³フェロー会員 工博 中央大学教授 理工学部 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

We have been working at the large scale shaft in Hokkaido/Iwate to simulate the quasi-real scale cloud formation process using the cloud experiment facilities with various atmosphere conditions. We recorded the cloud formation process, phase change from the water vapor to the cloud particles under partial saturation, lapse rate of temperature and the change in the lapse rate of temperature in the cloud form the experiment since 1992, in total 16times. We obtained many outcomes from the experiments which would be never available from the small scale experiments and the real field observations. This study shows the time and scale variation between the particle concentration and the total water in the cloud.

Key Words : cloud microphysics, aerosol, re-creation experiment, water content of cloud ,
ascending velocity, Kamisunagawa mine, Kamaishi mine

1. はじめに

近年における都市部での集中豪雨及びそれに伴う河川氾濫、少降雨による干ばつや渇水などといった災害は、地上の生物の生産活動を、ときには生命をも脅かす深刻な問題として挙げられる。河川の下流域に集中する都市域の気象現象の解明には、都市境界層における大気汚染物質(エアロゾル)の赤外線吸収や産業活動による排熱等が及ぼす影響を明確に捉えることが要求されている。これらの要因を考慮した災害予測の中でも、降雨予測は人為的に精度向上が可能であり、更なる迅速さと正確さが求められる。降雨現象の中で解明が望まれている雲の微物理構造は、降雨形成速度や降水効率を支配し、降水のタイミングや位置、強度に大きな影響を及ぼすので、時空間的に小さなスケールの予測に重要になってくる。したがって都市部での集中豪雨を物理的・数理的に予測す

るモデルを構築するためには雲や降雨の物理的、化学的な発生機構を解明することが必要不可欠である。

しかし、従来行われてきた雲の微物理過程に関する実験的研究の多くは室内における比較的小さな装置を用いた実験であり、実大気においてガスやエアロゾルが雲や降雨の生成に与える影響は充分には明かされていないのが現状である。降水の微物理過程の研究は、野外での大気観測の技術的な困難さや現象の一過性等の問題が存在するため、再現性に富んだ実験施設による検証が期待されている。そこで著者らは、鉱山の立坑を利用して雲物理実験を行うことを目的として、1990年に雲物理現象研究会を設立した。その後雲物理実験施設が整備され、各種の雲物理実験を行うことが可能になった。著者らは鉱山内の立坑を利用し、雲及び降雨形成に関する世界でも類を見ない実スケール雲物理実験を行っている¹⁾²⁾³⁾⁴⁾。この雲物理実験は、気温、絶対湿度が一年を通して安定していることから、自然現象に近い再現性のある実験、

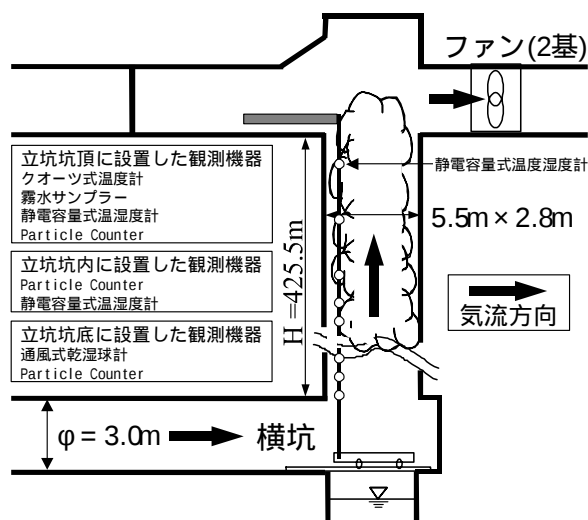


図-1 実験施設概要

自然現象と素過程を結びつける実験として、雲の微物理過程の解明とモデルとの比較検討を目的としている。本雲物理実験は1992年から2005年までに計16回の実験を行っている。これまでの実験でエアロゾル粒子の存在により水蒸気は不飽和状態においても凝結し雲粒子へ相変化するを明らかにした。また、ビデオカメラによる雲形成過程の撮影、単一組成の雲核の大気中に比べ複数組成の雲核が存在する大気中において雲水の生成量が増加すること、噴霧溶液の分子量による雲水量発生量の違い、上昇流内での気温の高度変化並びに気温減率の理論的变化を世界で初めて実験的に検証する等、雲及び降雨の生成過程について多くの成果を上げている¹⁾²⁾³⁾⁴⁾。本研究では雲物理過程・降水形成過程に重要な要因の中でも、非平衡状態の本実験施設において制御可能なエアロゾルの噴霧数濃度、上昇風速を変化させ、それに伴い水蒸気が雲粒に相変化する際の時空間変化する雲粒の粒子数濃度、気温を計測し、溶液噴霧数濃度と雲粒数濃度並びに粒子を球と仮定して雲粒数濃度から算出した雲水体積濃度、及び坑頂における霧水捕集用採水器（以下霧水サンプラー）で採取した雲水量の関係から、雲生成過程の実規模実験的検討を行う。

2. 雲物理実験施設と観測方法

雲物理実験施設は廃坑になった鉱山内の面積約15m²、高さ約430mの立坑を用いた。実験施設の概要図を図-1に示す。立坑の下部（以降坑底）から溶液を噴霧し、一方で上部（以降坑頂）から大型ファンで坑内に上昇風速を発生・変化させることにより、人工的に雲を生成し、各高度の粒子数濃度、気温、坑頂において粒子数濃度、雲水量を計測している。本論文において解析対象とした2003～2005年度の実験条件を表-1, 2, 3に示す。基本的に上昇風速は各噴霧数濃度に対して3段階の変化を与え、

表 - 1 2003年 実験条件

EVENT No	溶液噴霧数濃度[$/\text{cm}^3$]	上昇風速[m/s]
1	back ground	0.8
2		1.0
3		1.5
4	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 30 [$/\text{cm}^3$]	0.8
5		1.0
6		1.5
7	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 90 [$/\text{cm}^3$]	0.8
8		1.0
9		1.5
10	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 200 [$/\text{cm}^3$]	0.8
11		1.0
12		1.5
13	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 600 [$/\text{cm}^3$]	0.8
14		1.0
15		1.5
16	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 1200 [$/\text{cm}^3$]	0.8
17		1.0
18		1.5
19	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 2400 [$/\text{cm}^3$]	0.8
20		1.0
21		1.5
22	NaCl 2400 [$/\text{cm}^3$]	0.8
23		1.5
24		0.8
25	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 3600 [$/\text{cm}^3$]	1.0
26		1.5

表 - 2 2004年 実験条件

EVENT No	溶液噴霧数濃度[$/\text{cm}^3$]	上昇風速[m/s]
1	back ground	0.5
2		0.7
3		1.1
4	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 1200 [$/\text{cm}^3$]	0.5
5		0.7
6		1.1
7	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 2400 [$/\text{cm}^3$]	0.5
8		0.7
9		1.1
10	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 3000 [$/\text{cm}^3$]	0.5
11		0.7
12		1.1
13	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 4200 [$/\text{cm}^3$]	0.5
14		0.7
15		1.1
16	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 2400 [$/\text{cm}^3$]	0.5
17		0.7
18		1.1

表 - 3 2005年 実験条件

EVENT No	溶液噴霧数濃度[$/\text{cm}^3$]	上昇風速[m/s]
1	back ground	0.3
2		0.5
3		0.6
4	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 90 [$/\text{cm}^3$]	0.3
5		0.5
6		0.6
7	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 200 [$/\text{cm}^3$]	0.3
8		0.5
9		0.6
10'	NaCl 90 [$/\text{cm}^3$]	0.2
10		0.3
11		0.5
12	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 90 [$/\text{cm}^3$]	0.6
13'		0.2
13		0.3
14	NaCl 90 [$/\text{cm}^3$]	0.5
15		0.6

雲生成量の変化を観測した。2003年の実験は、洋上大気レベルから汚染大気レベルの範囲において噴霧数濃度を変化させることにより、溶液噴霧数濃度による雲生成量

表 - 4 観測機材

	2003年設置高度	2004年設置高度	2005年設置高度
Particle Counter kc-01 ($0.3 < d < 10 \mu\text{m}$ の粒子を観測)	坑底, 18m, 32m, 53m, 74m, 坑頂	30m, 45m, 60m, 75m, 90m, 200m, 300m, 400m, 坑頂	5m, 15m, 26m, 36m, 46m, 56m, 67m, 77m, 410m, 坑頂
Particle Counter kc-20 ($10 < d < 200 \mu\text{m}$ の粒子を観測)	-	400m, 坑頂	-
サーミスタ温湿度計	坑底, 20m, 40m, 60m, 80m, 坑頂	坑底から200mまでの 計38地点 300mから坑頂までの 計13地点	坑底から90m地点ま での計25地点 130mから坑頂ま での計31地点
霧水捕集用採水器	坑頂	坑頂	坑頂

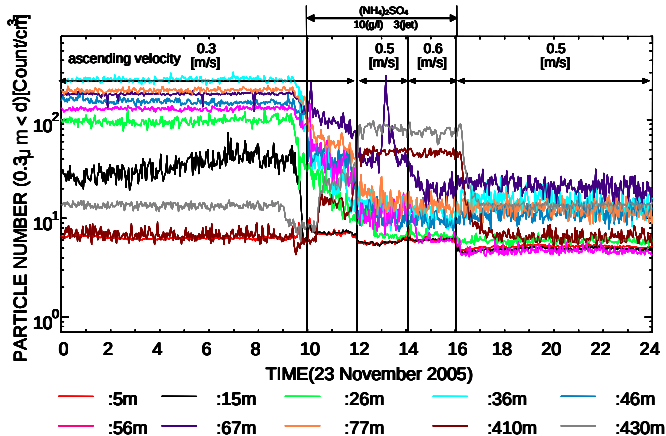


図 - 2 高度別の粒子数濃度の時系列(2005年)

変化を明らかにすることを目的とした。2004年は2003年より溶液噴霧数濃度を高濃度にし、粒子数濃度が過大な大気における雲の発生・成長の解明を目的とした。また2005年は過去2年間に比べ弱い上昇流条件で層雲内の雲生成機構を想定した実験を行った³⁾⁴⁾。噴霧する粒子の化学組成は、主に雲核として陸上起源で代表的なエアロゾルである硫酸アンモニウム ($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) を噴霧した。噴霧粒子の粒形分布は直径50nm以上で70~80nmにピークを持つ。上昇風速・溶液噴霧量を変えることによって異なる大気の状態を想定して観測を行った。表-4は本論文において解析対象とした2003~2005年の実験において用いた観測機材を示す。2003~2005年の実験では立坑内の坑底から100mまでの高度の間の6~8地点に光学式粒子数濃度測定器 (OPC:optical particle counter) を設置し0.3 μm 以上の粒子の数濃度を観測した。また2005年の実験においては高度15mと36mの2地点において0.01~1.0 μm の微粒子を凝集式粒子数濃度測定器 (CPC: condensation particle counter) で観測した。また、表中のbackgroundとは溶液を噴霧せずに上昇風速を変化させて実験を行ったことを示している。

3. 観測結果

(1) 溶液噴霧前後の各高度における粒子数濃度変化

各高度で計測した0.3 μm 以上の粒子数濃度の時系列を図-2に示す。坑底からの溶液噴霧は午前10時から開始された。溶液噴霧の開始に伴い、5m地点から77m地点の計8地点において0.3 μm 以上の粒子数濃度は減少し、410m地点及び坑頂 (430m地点) における粒子数濃度は増加

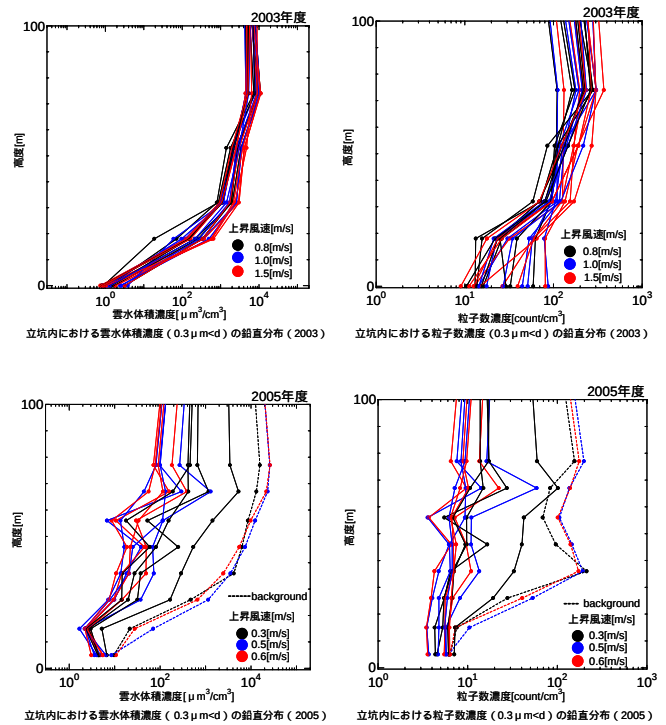


図 - 3 雲水体積濃度(左)、粒子数濃度 (右)の鉛直分布 (上段2003年実験、下段2005年実験)

した。また、上昇風速の増加に伴い、5m地点から77m地点での粒子数濃度は減少し、坑頂付近においては増加していることがわかる。また、噴霧終了時間である16:00以降の粒子数濃度は、坑頂付近で噴霧開始前の粒子数濃度に戻っている一方、5mから77m地点においては噴霧前に比べ約1/10に減少している。溶液噴霧により過多になったエアロゾル粒子が水蒸気を奪い合い成長が抑制され、0.3 μm 以下のセンサーでは感知できない粒径の粒子数が増大し、0.3 μm 以上の粒径の粒子数が減少しているため、総粒子数が減少しているように表されていると考えられる。

(2) 立坑内における粒子数濃度 (粒径0.3 μm 以上) と雲水体積濃度の鉛直分布

図-3は2003年 (上段) と2005年 (下段) の実験において観測した粒径0.3 μm 以上の粒子数濃度 (右) と、粒子数濃度から算出した雲水体積濃度 (左) の鉛直分布を示す。2003年の粒子数濃度増加の高度に着目すると、粒子数濃度は20~60mにおいて数十count/cm³から数百count/cm³に顕著に増加しているが、雲水体積濃度については5mから増加している。粒子数濃度の増加は、小粒径が0.3 μm に凝結成長するためである。2005年の実験における粒子数濃度及び雲水体積濃度の鉛直分布について、どちらも60m付近において粒子数濃度の減少が見られる。2003年の実験からは見られない現象であることから、この付近に2004年の実験から落石対策で設置された鉄製で比熱の低い防護ネットが雲水凝結時の潜熱によって暖められ、周囲の雲粒の蒸発を促していると考えられる。

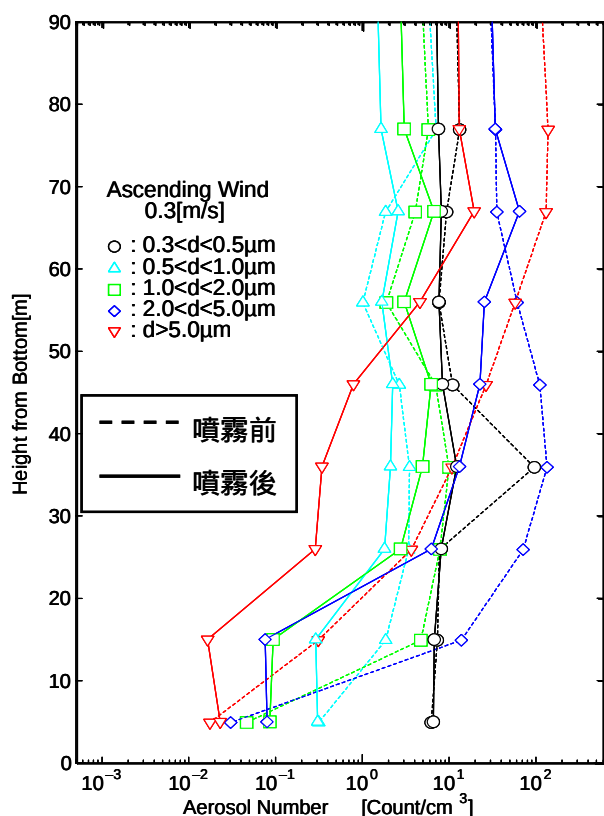


図 - 4 溶液噴霧前後の各粒径の粒子数濃度の鉛直分布

(3) 溶液噴霧時における粒径別粒子数濃度の鉛直分布

立坑内で観測した溶液噴霧前後における粒径別粒子数濃度の鉛直分布を図-4に示す。溶液噴霧前(点線)においては、観測したすべての地点で高度が高くなるに伴う粒子数濃度の増加がみられる。溶液噴霧前と溶液噴霧後(実線)を比較すると、凝結高度付近と考えられる56m以下における $2.0\mu\text{m}$ 以上の粒子数濃度は減少しており、特に5m, 15m地点で各粒径における粒子数濃度の減少が顕著にみられる。56m地点以上における粒子数濃度の変化は、 $5.0\mu\text{m}$ 以上の粒子数濃度の減少に比べ $5.0\mu\text{m}$ 以下の粒子数濃度の減少は少ない。特に $2.0\mu\text{m}$ 以上の粒径において、粒子数濃度の減少は顕著であることから、凝結高度が噴霧前と比べ上昇したと考えられる。

(4) 高度40m以下の地点における上昇風速・溶液噴霧数濃度と粒子数濃度の関係

上昇風速・溶液噴霧数濃度($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$)と高度40m以下における粒子数濃度の関係を図-5に示す。溶液噴霧後において、 $1.0\mu\text{m}$ 以上の粒子数濃度は高度40m以下の4地点において上昇風速に関わらず減少しているのに対し、坑頂付近においては増加していることがわかる。小粒径の雲粒やエアロゾルが低高度から上昇流場において断熱過程を経て $1.0\mu\text{m}$ 以上の粒子に凝結成長したと考えられる。

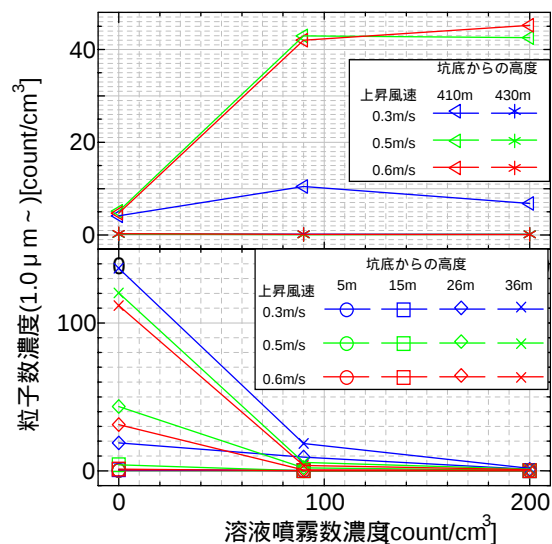


図 - 5 溶液噴霧数濃度と粒子数濃度の関係

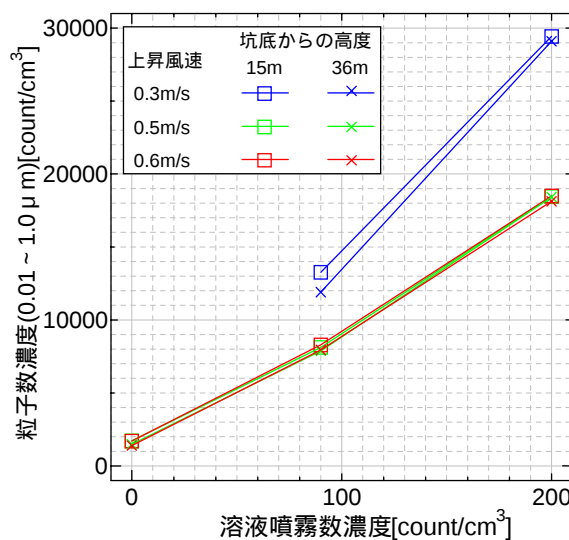


図 - 6 溶液噴霧数濃度と $0.01 \sim 1.0\mu\text{m}$ の粒子数濃度

(5) 高度40m以下における粒径が $1.0\mu\text{m}$ 以下の粒子数濃度の変化

坑底から15m, 36mの2地点で観測した $0.01 \sim 1.0\mu\text{m}$ の粒子数濃度と坑底での溶液噴霧濃度の関係を図-6に示す。溶液噴霧後において、 $0.01 \sim 1\mu\text{m}$ の粒子数濃度は噴霧量の増加に伴い線形的に増加している。噴霧したエアロゾルが坑底から上昇して各高度に達したものと考えられる。上昇風速増加に伴い粒子数濃度が低下しているが、これは上昇風速増加に伴い、大気質量フラックスが増加し、粒子数濃度が減少したものと考えられる。

(6) 坑頂付近の粒子数濃度変化

高度400mにおける雲粒の粒径分布について述べる。粒径 $0.3\mu\text{m}$ 以上の粒子数濃度及び各粒径の粒子数濃度の時系列を図-7に示す。溶液噴霧により $0.3\mu\text{m}$ 以上の粒子数濃度が増加していることがわかる。また、上昇流が大

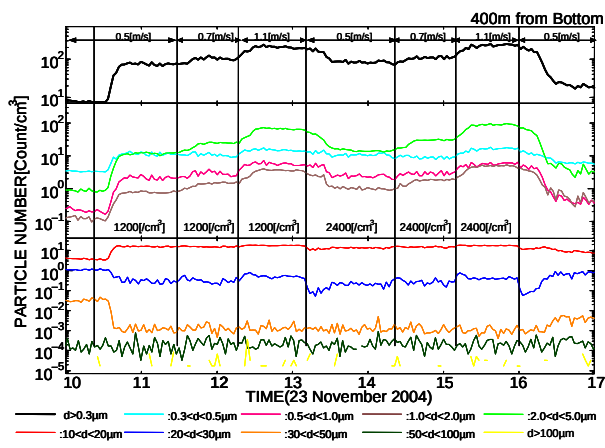


図 - 7 400m地点における粒子数濃度

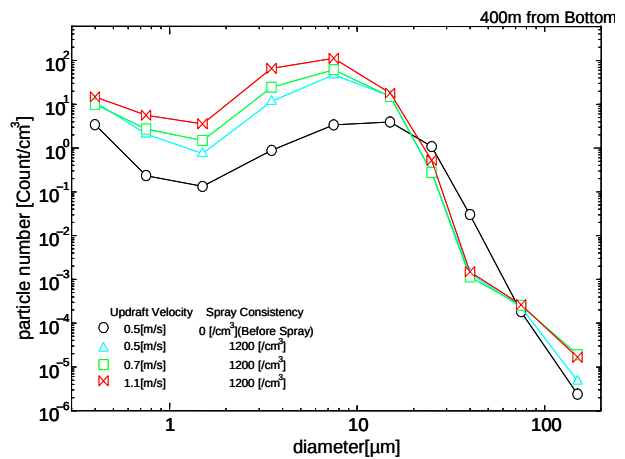


図 - 8 粒子数濃度粒径分布 (2004年, 400m)

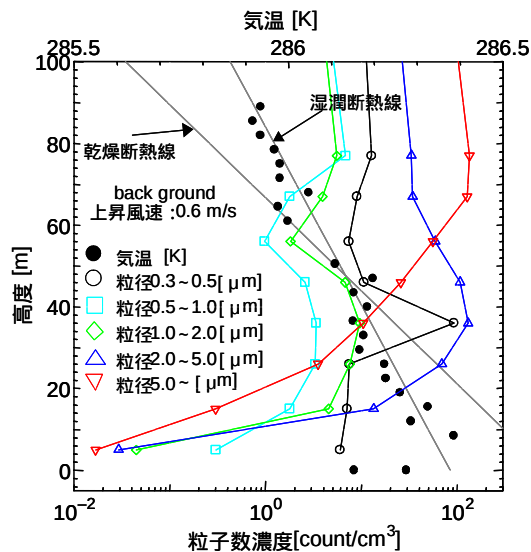


図 - 9 立坑内の気温と粒子数濃度の鉛直分布

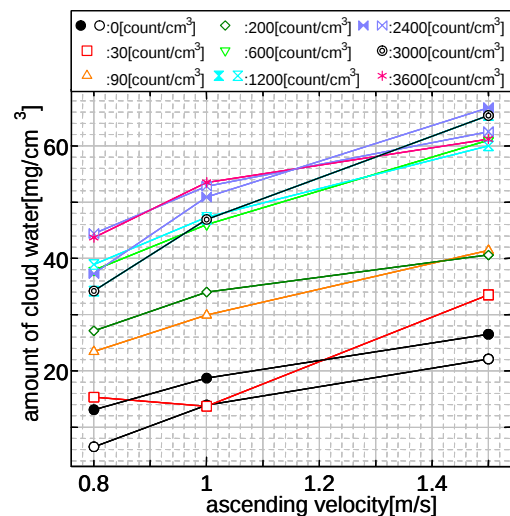


図 - 10 上昇風速と雲水量の関係

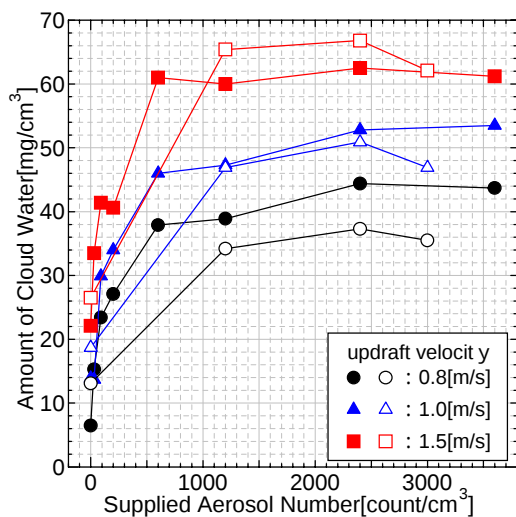


図 - 11 雲水量と溶液噴霧数濃度の関係

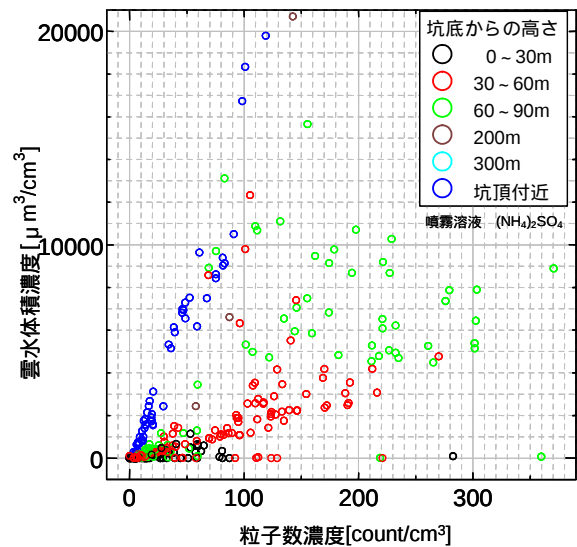


図 - 12 粒子数濃度と雲水体积濃度の関係

きくなるのに従い粒子数が増加していることがわかる。各粒径の粒子数濃度について見ると、噴霧開始前後で粒径 $20\mu\text{m} < d < 50\mu\text{m}$ の粒子数濃度は減少し、 $20\mu\text{m}$ 以下の粒子数濃度が増加していることがわかる。上昇風速の変化に対して $0.3\mu\text{m} < d < 0.5\mu\text{m}$ 及び $20\mu\text{m}$ 以上の粒子は粒子数

濃度に変化が見られない。供給前後の粒径分布を図-8に示す。エアロゾル供給前後で粒径分布のピークが小粒径側に移動している。エアロゾル供給により小粒径の粒子が増加し、大粒径の粒子が減少することがわかる。これ

はTwomey⁵⁾ (1977) が指摘する凝結核数の増加が雲粒数の増加を引き起こし、雲粒の粒径を小さくさせる効果を検証している。凝結核過多により雲粒の成長に必要な水蒸気が足りなくなってしまうためであると考えられる。

(7) 立坑内の気温と粒子数濃度の関係

2005年の実験により観測したback ground時における坑底から100mの気温と粒子数濃度の鉛直分布を図-9に示す。気温減率の目安として乾燥断熱減率 (1.0 (°C/100m)) と湿潤断熱減率 (0.5 (°C/100m)) を図中に示している。立坑内の気温減率は、坑底から30m付近まで乾燥断熱減率に従い変化し、30~60mにおいては気温の高度変化はみられずほぼ一定の値を示している。坑底から60m以上においては湿潤断熱減率に近い減率で気温変化している。坑底から30~60m付近において5.0 μ m以上の粒径が増加すると共に気温減率の変化が見られることから、水蒸気の凝結時に発生する潜熱により気温減率が変化したと考えられ、凝結高度が坑底から30~60m付近にあることがわかる。

(8) 上昇風速と雲水量の関係

上昇風速と坑頂において霧水サンプラーで採取した雲水量の関係について図-10に示す。噴霧溶液数濃度の増加に伴い、雲水量が増加している。雲水量は上昇風速に対してほぼ線形関係にあり、上昇風速が強くなるほど雲水量も増加することがわかる。これより立坑の外から水蒸気が十分に供給されることにより雲粒の成長を促進することがわかり、(6)の考察に対する裏づけが示された。

(9) 雲水量と噴霧数濃度の関係

坑底での溶液噴霧量と坑頂で採取した雲水量との関係を図-11に示す。上昇風速と坑底での溶液噴霧数濃度を变化させて実験を行ったところ、坑底における溶液噴霧数濃度が500count/cm³以上になると坑頂で採取される雲水量が一定になることがわかる。また上昇風速が強くなると雲水量は増加するが、雲水量が一定となるエアロゾル供給量の閾値は、風速によらず一定であることがわかる。

(10) 粒子数濃度と雲水体积濃度の関係

坑内で測定した粒子数濃度と粒子数濃度から算出した雲水体积濃度の関係を図-12に示す。粒子数濃度と雲水体积濃度は、全高度共に各高度のイベントにおける平均値を用い、雲粒は球形と仮定した。低高度においては粒子数濃度が高く体積濃度が低いことから、雲粒が成長途上により小粒径であることを示している。高度60~90mでは体積濃度のばらつきが大きいことから、雲底付近で凝結・併合過程などの物理現象が活発に起きて、高度上昇に伴う粒径の成長が速いことがわかる。高高度では粒

子数濃度が低く体積濃度が高いことから雲粒が大粒径に成長していくことを示している。高度による粒径分布の特徴が表された。

4. まとめ

本研究より得られた知見を以下に示す。

(1) 立坑内に溶液を噴霧すると、低高度において小粒径の粒子数濃度が増加することから、雲核となる微粒子が増加し、水蒸気フラックスが一定な場における雲粒成長の抑制を観測した。

(2) 坑頂付近における粒子数濃度変化において、粒径が20 μ m以上の雲粒が減少していることから、本実験での雲粒成長の限界がこの粒径付近に存在すると考えられる。

(3) 上昇風速増加に伴い雲水量が線形増加する。

(4) 噴霧数濃度が500count/cm³以上になると坑頂で採取される雲水量が一定になる。上昇風速増加に伴い雲水量も増加するが、雲水量が一定となる溶液噴霧数濃度の閾値は、風速によらず一定である。

(5) 粒子数濃度から算出した雲水体积濃度において、高度に伴い雲水が増加し、低・高高度においては、粒子数濃度と雲水体积濃度の関係は線形関係である。

謝辞： 本研究の遂行にあたり平成17年度文部省科学研究費基盤研究(B) (代表：山田 正 (中央大学) 課題番号：17360238) 並びに平成15, 18年度中央大学共同研究プロジェクトの補助を得ている。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 山田正ら:実スケールの雲物理実験と降雨モデルによる雲物理過程の考察,土木学会論文集 No.509, -30pp.1-13,1995.2
- 2) 山田正ら:大気中のエアロゾルが降雨現象に及ぼす影響に関する研究,土木学会論文集, No.614, -46pp.1-20,1999.2
- 3) 笹尾将登,土屋修一,山田正:上昇風速及びエアロゾルが雲粒の成長に与える影響,第60回土木学会年次講演会, -002,2005.9
- 4) 土屋修一, 笹尾将登, 山田正:実スケール雲物理実験によるエアロゾル数濃度と雲水発生量の関係,第61回土木学会年次講演会, 2-051,2006.9
- 5) Twomey,S.1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. J. Atmos. Sci., 34, 1149-1152.

(2006.9.30 受付)