

エアロゾルに起因する都市域における局所的降雨の発生メカニズムの解明と 雲物理実験に基礎を置く降雨予測シミュレーション手法の開発

研究代表者 研 究 員 山田 正 (中央大学理工学部土木工学科)
共同研究者 研 究 員 櫻山 和男 (中央大学理工学部土木工学科)
共同研究者 研 究 員 平野 廣和 (中央大学総合政策学部)
共同研究者 客員研究員 播磨屋敏生 (北海道大学大学院理工学研究科)
共同研究者 客員研究員 福山 力 (国立環境研究所技術開発推進部)

1 はじめに

山地で発生する地形性降雨や都市域での対流性降雨の中でも、突発性の集中豪雨はときに局地災害をもたらす。突発性の集中豪雨の事前予測は防災に直結する重要な要素であり、このような突発性の豪雨を詳細かつ正確に予測を行う降雨モデルの開発が切望されてきた。

その要望に応え従来開発されてきた降雨モデルは大分するとバルク式、Bin 法の二通りの手法の降雨シミュレーションが開発されてきた。バルク式の降雨モデルには水蒸気、雲水、雨水の混合比のみを変数とした温かい雨を考慮した Kessler(1969) の降雨モデルがある。さらに、新たに雲氷、雪の混合比を加え、冷たい雨の発生機構を考慮した Rutledge and Hobbs(1983) の降雨モデルや、雲氷、雪、霰の混合比を加えた Lin et al. (1983), Schultz(1995) の降雨モデルが考案された。

しかし、これら混合比のみをパラメーターとするモデルでは混合比によって一義的に平均粒径が決定してしまい、混合比の大小は雲粒、雨滴の粒径の大小に直結する。実大気において混合比が大きいから粒径が大きいという関係は必ずしも成立しているわけではない。この点を克服するモデルとして、混合比及び数濃度をパラメーターとした 2 変数降雨モデルが Ziegler(1985), Murakami(1990)(1994), Ferrier(1994), Meyer et al. (1997) によって考案された。Murakami et al. は雨、雪、霰の粒径分布は逆指数関数に従い、雲水、雲氷は平均粒径と分散で表現する粒径分布で与える降雨モデルを提案した。

一方、Bin 法はバルク式と違い、降水粒子の半径もしくは質量に関して連続的な粒径分布を持つ降雨粒子を粒径で複数に区分し、各粒径の成長速度を考慮する計算法である。Berry(1967), Berry and Richardt(1974) は質量に関して指数関数的に区分し、区分点の数濃度を代表させ、代表点間はラグランジェの多項式で補間し水滴の併合成長方程式を解いた。Bleck(1970), Danielson et al. (1972) は上記の併合成長式に質量を乗じ、水滴数濃度の併合方

程式の計算を行った。Bleck や Danielson の提案した手法は、Berry の計算法より質量保存の点で優れている。Soong and Ogura(1973) はバルク式モデルにおいて水蒸気の凝結、雲水の蒸発を表す手法として水蒸気量、雲水量、温位の保存則より求める湿潤飽和調整法を提案した。Kongan and Martin(1994) は湿潤飽和調整法と Bin 法を比較し、湿潤飽和調整法は Bin 法に比べ雲底高度が低く、雲粒数濃度が 200(Count/cm³) 以下の場合、湿潤飽和調整法の値を調整する必要があることを示した。

以上に述べたようにこれまで多くの降雨モデルが開発されてきたが、雲の微物理観測と数値計算の比較を行った例は多くない。その理由として観測した雲の構造は不確定要素が多く、必ずしも再現計算された雲の構造と類似しないことが挙げられる。

また、従来行われてきた雲の微物理課程の研究は実験室で行う規模の再現実験や数値シミュレーションによる模擬再現に留まっていた。このような従来の雲生成の微物理過程の研究では、温暖化による大気中の気温分布の変化や NO_x, SO_x 等を含む吸湿性エアロゾルが雲生成に与える影響の定量的評価を行うことができなかった。その為、人工的にコントロールされた条件で雲を生成、観測し、数値シミュレーションの再現性の検討を行うこと、地球大気や吸湿性エアロゾルが降雨に及ぼす影響の定量的な把握する目的のためには実スケールの雲物理実験を行う必要があった。

そこで、山田、日比野、藤吉、播磨屋ら (1995) は坑山内の立坑 (上砂川立坑全長 730(m)、釜石立坑全長 425(m)) を用いた実スケールの雲物理実験施設を考案し、雲の生成過程の解明する実験研究を行った。この実スケール実験により凝結核の化学的性質により不飽和大気中においても雲水の生成されることを確認した。さらに、雲内外における気温、湿度、気圧の変化を捉え、水蒸気が凝結し雲水へと相変換する際の潜熱の放出、水蒸気量の減少や雲底より高度が上がるに従い大粒径の雲粒の数濃度が増加しているこ

とを確認する等、従来の室内実験や数値シミュレーションによる雲生成の再現実験では得られなかった多くの成果を挙げてきた。

さらに山田、斎藤 (1996) は、Rutledge and Hobbs の降雨モデル中の水蒸気から雲水への転換項に凝結核の効果を考慮したバルク式降雨モデルを構築した。実験結果との比較検討の結果、同モデルの妥当性を明らかとした。同モデルにおいて水蒸気の雲水への転換項は凝結核のもつ化学的性質を Rault の法則で、粒子の持つ曲率を Kelvin の式で考慮している。同モデルによって凝結核の化学的性質、粒子数濃度、粒径が雲水発生量に及ぼす影響を明らかにした。山田、松浦 (1999) は単一粒径の凝結核のみを考慮していた降雨モデルを複数の粒径を考慮し、大気中の粒径分布を詳細に表現することでより自然大気に近い条件で計算することのできる降雨モデルへと改良した。凝結核に粒径分布を与えたことで、凝結成長の速い粒径の特定し、粒径分布による発生雲水量の定量評価を行った。さらに山田、萬矢 (1998) は雲粒が複数の粒径を持つことで発生する雲粒同士の衝突併合成長を考慮した降雨モデルへと改良を加えた。この降雨モデルは雲物理実験の実測結果と比較検討され、各高度の気温変動を表現することが可能であることが確認され、その妥当性が明らかとなった。

本研究は雲物理過程を更に詳細に捉えるため、雲物理実験を行い、雲生成に関する実測データを提供するものである。この度の実験ではこれまで同実験で得られた知見をふまえ噴霧溶液による雲水の生成に関する効果を調べると共に、新たに3段階の上昇風速を与えた雲物理実験を行い凝結核と上昇風速が雲水発生量に及ぼす影響を検討した。

2 実験方法

2.1 雲物理実験施設の概要

著者らは1992年に北海道上砂川坑山内の立坑(全長730m)を利用した雲物理実験施設を考案して以来、上砂川坑山、岩手県の釜石坑山で実スケールの雲物理実験を行い雲発生メカニズムの解明を行ってきた。本研究は釜石坑山内の立坑(全長425.5m)において実験を行い、粒子の数濃度、成分、上昇風速が雲生成に与える影響を調べた。

図1は釜石立坑実験施設の概略図である。上端には大型ファンを2基設置し、その起動条件によって立坑内に上昇風を発生させる。この上昇風によって立坑内の空気が下端より上端に輸送され、その過程で水蒸気がエアロゾルに付着し雲粒を生成する。立坑内で雲が生成され易い条件を作るため、下端から溶液噴霧器により立坑内に流入する空気中のエアロゾル数濃度を人工的に増加させた。噴霧器が

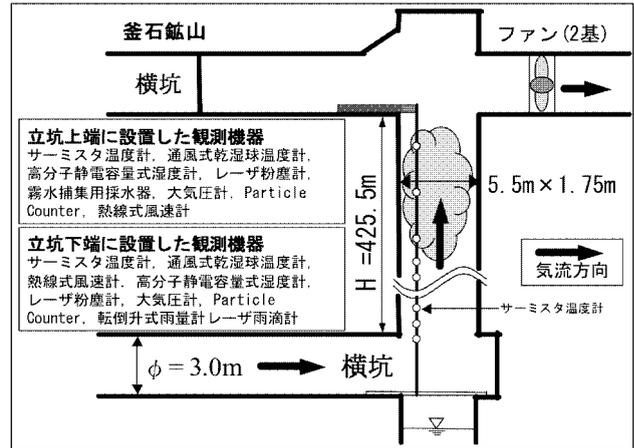


図1 立坑雲物理実験施設概略図

立坑内を湿った空気とエアロゾルが上昇し雲が作られる。上端に設置した大型ファンにより、3通りの上昇風速を発生させ、下端に設置した溶液噴霧器により立坑内に流入するエアロゾル数濃度をコントロールしている。

表1 噴霧溶液一覧

2000年度実施

Case	溶質	溶液濃度	噴霧速度	上昇風速
back ground	-	-	-	1.6, 2.0[m/s]
Case1	NaCl	10 [g/L]	1.93 [kg/hr]	1.6, 2.0[m/s]
Case2	NaCl	200 [g/L]	1.59 [kg/hr]	1.6, 2.0[m/s]
Case3	(NH ₄) ₂ SO ₄	200 [g/L]	1.93 [kg/hr]	1.4, 2.0[m/s]
Case4	(NH ₄) ₂ SO ₄	200 [g/L]	0.49 [kg/hr]	1.4, 2.0[m/s]
Case5	LiCl	10 [g/L]	0.16 [kg/hr]	1.6[m/s]
Case6	LiCl	200 [g/L]	0.24 [kg/hr]	1.6[m/s]
Case7	NaHSO ₃	0.1 [g/L]	1.99 [kg/hr]	2.0[m/s]
Case8	NaHSO ₃	1 [g/L]	1.87 [kg/hr]	2.0[m/s]
Case9	NaHSO ₃	10 [g/L]	1.92 [kg/hr]	2.0[m/s]

2001年度実施

Case	溶質	溶液濃度	噴霧速度	上昇風速
back ground	-	-	-	1.4[m/s]
Case10	(NH ₄) ₂ SO ₄	10 [g/L]	1.33 [kg/hr]	1.4, 1.8, 2.4[m/s]
Case11	NaCl	10 [g/L]	1.07 [kg/hr]	1.4, 1.8, 2.4[m/s]
Case12	NaHSO ₃	0.1 [g/L]	1.08 [kg/hr]	2.4[m/s]
Case13	LiCl	10 [g/L]	0.85 [kg/hr]	1.4, 1.8, 2.4[m/s]
Case14	NaHSO ₃	1 [g/L]	0.96 [kg/hr]	2.4[m/s]

ら坑内に散布する粒子の化学成分を代えることでNO_x, SO_x等の種々の化学成分が雲生成に与える影響を調べることができる。

計測は立坑上端、下端それぞれに以下に記す観測機材を設置し定点観測を行った。立坑上端及び下端の両端にパーティクルカウンター kc-01c(リオン製)、レーザー粉塵計(柴田科学製)、サーミスタ式温度計、湿度計(佐藤工業製)、大気圧計(ヴァイサラ製)、熱線式風速計(芝浦電気製)を設置した。下端に転倒升式雨量計設置し、立坑内で発生する降雨の計測を行った。上端には更に実験で発生した雲水を採水する霧水サンプラーを設置した。上端から15個のサー

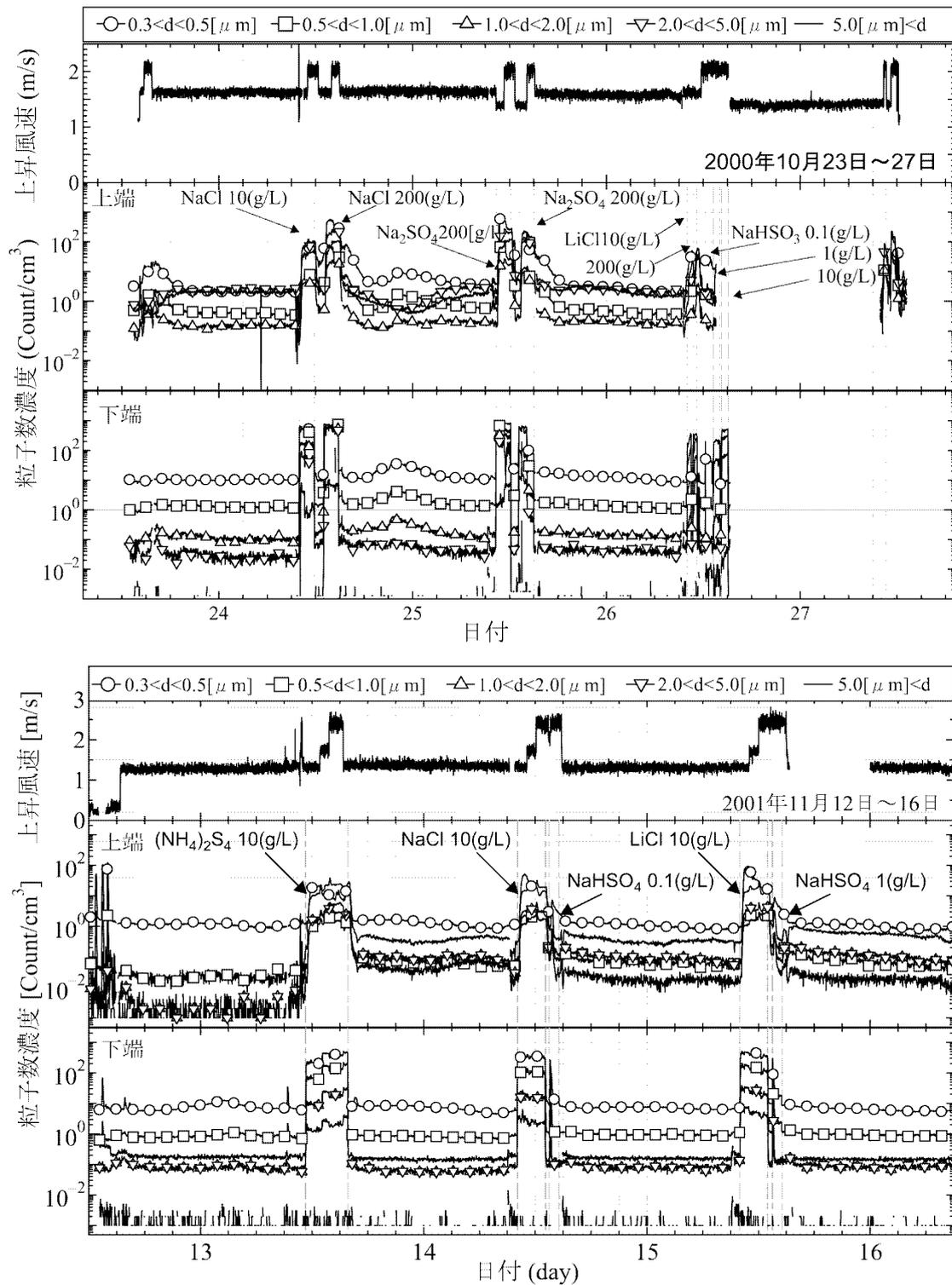


図2 立坑上端下端の粒子数濃度と上昇風速の時系列

2000年、2001年の実験ともに上昇風速を溶液噴霧時間帯に増加させた実験を行った。back ground と比べ溶液を噴霧した際、立坑内に流入する空気中のエアロゾル数濃度は約100倍に増加している。溶液噴霧を開始後、約15分で上端のエアロゾル数濃度は定常状態となる。さらに溶液噴霧中に上昇風速を増加させた際も定常となるまでに約15分を要した。溶液噴霧を行った全てのCaseにおいてこの傾向が見られた。back ground も含め全ての時間帯で立坑下端から上端に空気が輸送される過程で空気中に含まれる粒子の粒径別の粒子数濃度は変化している。

ミスタ温度計を結わえた釣り糸を上端より垂らし、立坑内の気温の鉛直分布を計測した。本実験では上端に2基の大

型ファンを設置し、その起動条件により3通りの上昇風を与え、エアロゾル及び上昇風速が雲水生成量に与える影響

の解明を行った。

2.2 実験項目

表 1 は実験で噴霧した溶液の溶質、濃度、噴霧速度と噴霧時間帯の上昇風速の一覧である。溶液の噴霧による立坑内のエアロゾル数濃度の増加を行わずとも立坑内で自然発生した粒子は常時立坑内にあり、立坑内で自然発生した粒子を back ground とした。back ground の粒子数濃度は溶液噴霧を行う前の実験初日に測定したものである。2000 年度の back ground と Case1 ~ 4 では 2 段階の上昇風速を与えた。2001 年度の Case10, 11, 13 では 3 段階の上昇風速を与えた実験を行い溶液噴霧中に上昇風速を増加させ、雲形成に上昇風速が及ぼす影響に関して調べた。その他の Case においては 1 通りの上昇風速のみを与え、エアロゾルが発生雲水量に及ぼす影響を調べた。

3 実験結果

3.1 溶液噴霧によるエアロゾル数濃度の変化

図 2 は 2000 年度、2001 年度実験に計測した立坑上端、下端の粒子数濃度及び立坑内の上昇風速の時系列である。図中の粒子は粒径別に 0.3 ~ 0.5(μm)、0.5 ~ 1.0(μm)、1.0 ~ 2.0(μm)、2.0 ~ 5.0(μm)、5.0(μm) 以上の 5 つに区分している。2000 年度、2001 年度の実験は共に最初に噴霧を行った後、立坑上端における 0.5(μm) 以上の粒子数濃度が溶液噴霧前に比べ増加している。これは一度立坑内で溶液を噴霧した後、溶液粒子が坑内に残るためだと考えられる。そこで立坑内で自然発生する粒子数濃度である back ground は最初の噴霧を行うまでの計測値とする。back ground と比べ溶液を噴霧した際、下端で観測した立坑内に流入する空気中の粒子数濃度は粒径によって増加率は異なるが約 20 倍から 100 倍に増加している。溶液噴霧を開始後、約 15 分で上端のエアロゾル数濃度は定常状態となる。さらに溶液噴霧中に上昇風速を増加させた際も定常となるまでに約 15 分を要した。back ground も含め全ての時間帯において同じ傾向が見られた。

3.2 上昇風速の増加による粒径分布の変化

粒子数濃度の変化は輸送過程で水蒸気が凝結し、粒子が雲粒に成長するために生じるが、その変化を粒径分布で調べた。図 3.a) は 2001 年度の back ground の粒径分布図で、上昇風速によって線種を代えて記載している。下端では粒径が大きい程粒子数濃度が減少する右下がりの粒径分布となった。上端で計測されたエアロゾルは 1.0(μm) 以上 2.0(μm) 以下の粒子が極小値を持ち、2.0 ~ 5.0(μm) が極大値を持つ粒径分布となった。これは立坑を上昇する過程でエアロゾルに水蒸気が凝結し、雲粒子が成長しているた

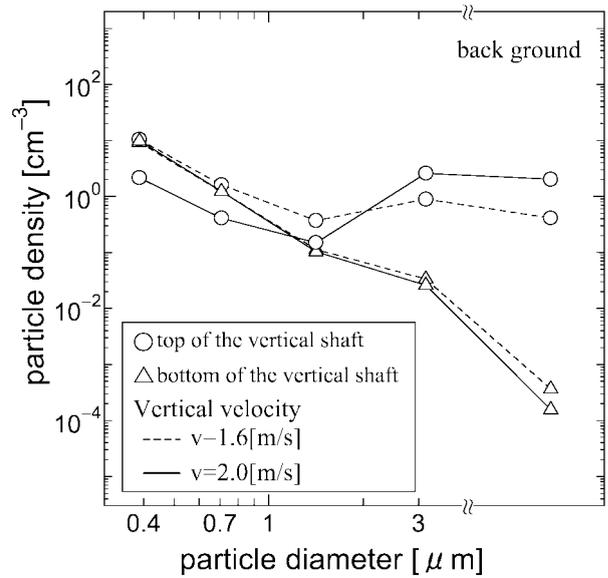


図 3 a) back ground の粒径分布

下端では右下がりの分布をとった。上端では 1.0~2.0(μm)の粒子が極小値を持ち、2.0~5.0(μm)で極大値を持つ粒径分布となった。上昇風速が大きいほど 1.0(μm)以下の数濃度は減少し、2.0(μm)以上の数濃度が増加している。

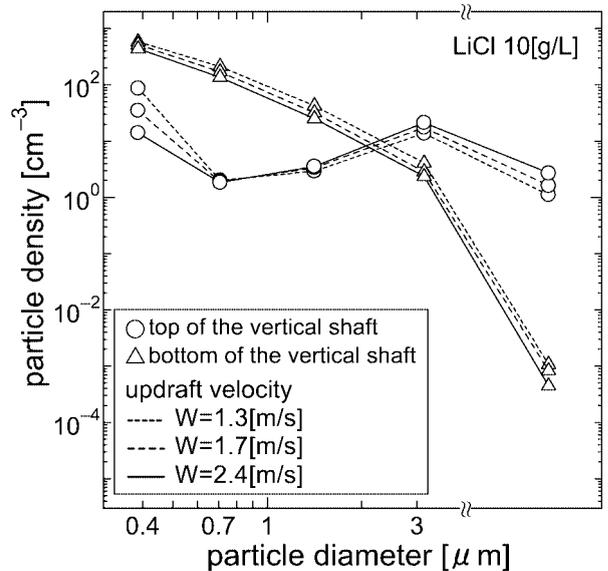


図 3 b) Case13 の粒径分布

溶液噴霧を行ったことで全粒径の数濃度は増加したが back ground と同様に上昇風速の増加で、1.0(μm)以下の数濃度の減少、2.0(μm)以上の数濃度の増加がみられた。

めだと考えられる。上昇風速が大きいほど 1.0(μm) 以下の数濃度は減少し、2.0(μm) 以上の数濃度が増加している。図 3.b) は Case13 の粒径分布である。溶液を噴霧したことで上端、下端共に全粒子数濃度は back ground の約 100 倍に増加している。back ground 同様、下端の粒径分布は右下がりの粒径分布となったのに対し、2.0 ~ 5.0(μm) の粒径の粒子数濃度で極大値を持つ粒径分布が上端で計測さ

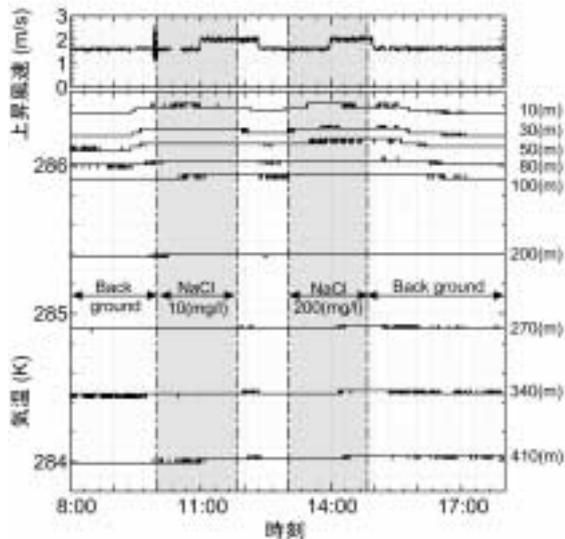


図4 高度毎の気温及び上昇風速の時系列

back ground, 溶液噴霧を行っているとき共に気温の変動は0.1(K)にも満たない。back groundの気温は常時一定であるが、溶液噴霧を行った際これより気温が上昇している。

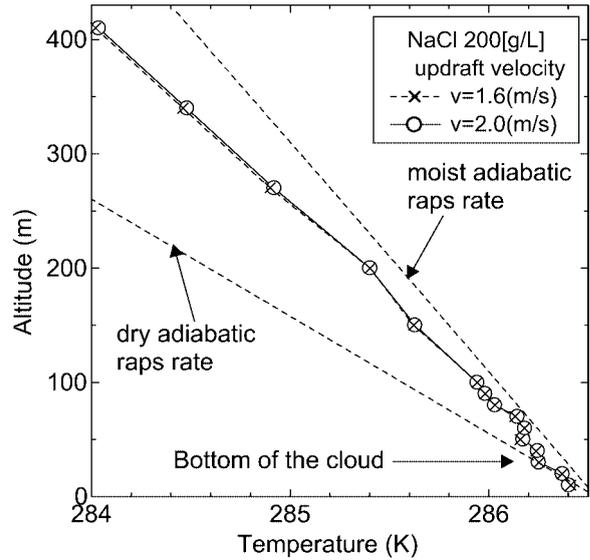


図5 立坑内で観測された気温の鉛直分布

例としてCase1を挙げた。上昇風速 $w=1.6(m/s)$, $2.0(m/s)$ 共に乾燥断熱減率よりも気温減率が小さくなった高度約30(m)付近を雲底が雲底となる。

れた。この粒径分布の変化はその他、上昇風速に変化を与えた実験全てのCaseで同様の結果が見られた。

3.3 気温の変化

図4はCase1, 2における高度毎の気温の時系列である。

図に高度は10, 30, 50, 80, 100, 200, 270, 340, 410(m)の観測結果を記した。back groundと比べ、溶液噴霧を行っているCase1, 2の気温は共に0.1(K)以下であるが上昇している。

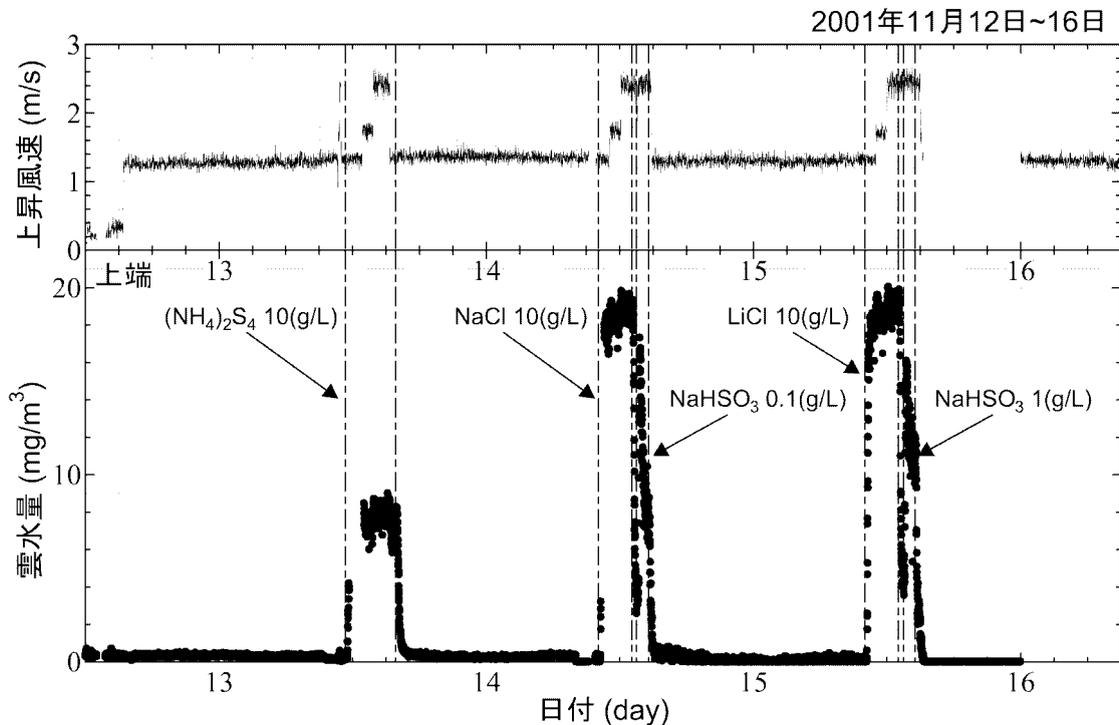


図6 2001年度実験で計測した立坑上端の雲水量と上昇風速の時系列

2001年度の実験で計測した立坑内の上昇風速と上端で計測した雲水量の時系列である。噴霧溶液によって観測される雲水量が異なる。上端で観測したエアロゾル濃度の時系列図と同様、溶液噴霧後、上昇風速増加後約15分で雲水量の値は定常となる。

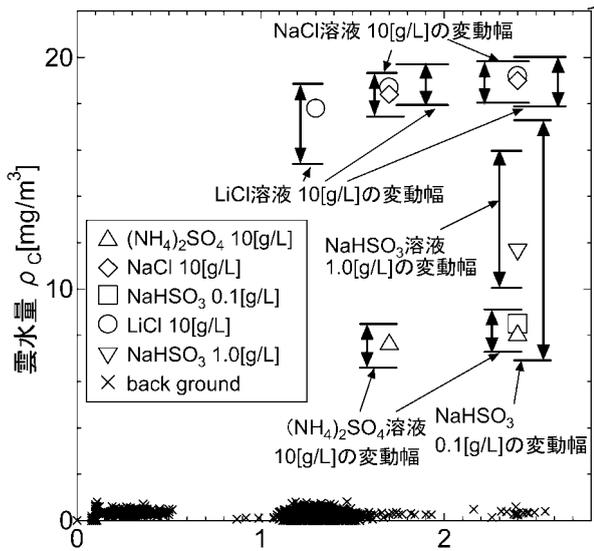


図7 上昇風速と雲水量の相関関係

back ground では上昇風速に関わらずほとんど雲水量は計測されなかったが、溶液噴霧を行ったとき上端で雲水の発生が確認され、上昇風速が大きいほど生成雲水量が多いことがCase10, 11, 13の結果より明らかとなった。

図5はCase2における立坑内の気温の鉛直分布である。上昇風速 $w=1.6(\text{m/s})$, $2.0(\text{m/s})$ の条件は共に、乾燥断熱減率よりも気温減率が小さくなった高度約30(m)付近が雲底高度である。高度30(m)以上においては水蒸気が凝結する状態である為、気温は湿潤断熱減率にしたがって減少している。上昇風速 $2.0(\text{m/s})$, $1.6(\text{m/s})$ の条件では雲底付近の高度30(m)以上において、最大で0.02(K)の温度差が生じている。気温減率が減少する原因として水蒸気が凝結する際に潜熱が多量に大気中に放出されるためであると考えられる。

3.4 上昇風速と雲水生成量の関係

図6は2001年度の実験で計測した立坑内の上昇風速と上端で計測した雲水量の時系列である。雲水量の時間変化は上端で観測したエアロゾル数濃度の時間変化同様、溶液噴霧後、上昇風速増加後約15分で雲水量の値は定常となる。発生した雲水量はLiCl, NaCl, $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ の順に溶質の分子量が小さいものほど大きい結果となった。

図7は2001年の実験で計測した上昇風速と雲水量の相関図である。back ground では上昇風速に関わらずほとんど雲水量は計測されなかった。溶液噴霧を行ったとき上端で雲水の発生が確認された。雲水が発生した際に、上昇風速が大きいとき程生成雲水量が多いことがCase10, 11, 13の結果より明らかとなった。

4 まとめ

本研究は粒子数濃度、気温、雲水量に上昇風速が及ぼす

影響を実験し調べてきた。上昇風速の増加によって雲底高度より約390(m)上方に位置する上端の粒子の粒径分布は $2.0(\mu\text{m})$ 以上の粒径を持つ粒子数濃度は増加し、 $1.0(\mu\text{m})$ 以下の粒子数濃度は減少する結果となった。この結果は上昇風速が増加することで粒子に凝結する水蒸気量が増加したためと考えられる。気温の鉛直分布より得た温度差は、上昇風速が大きいときほど大気中に潜熱が多量に放出される為上昇風速が $2.0(\text{m/s})$ のとき雲底高度以上において高い気温を計測したのだと考えられる。さらに、上昇風速の増加により雲水量も増加することも確認できた。これらの結果より上昇風速が増大すると水蒸気の凝結が促進されることが言える。