

(II - 37) 鉱山の長大の立坑を用いた雲の実スケール実験とその数値シミュレーション

中央大学 大学院 学生員 松浦 正典
中央大学 理工学部 学生員 杉山 知
中央大学 理工学部 正会員 山田 正
中央大学 理工学部 正会員 日比野忠史

1. はじめに

著者らは文献1)に示すように北海道上砂川町にある廃坑となった鉱山の長大立坑($l=710\text{m}$, $\phi=5.5\text{m}$)において雲の実スケール実験を行い、雲の発生を確認し、立坑内での温度・湿度・気圧の鉛直分布及び風速の半径方向分布等の基礎データを定量的に得ることができた。本研究ではこの実スケール実験の結果を雪及び氷晶を考慮した冷たい雨のモデルであるHobbsモデルの入力データとして用い、鉛直一次元でのモデルにおけるパラメータの改善を行った。

2. モデル概要

Hobbsモデルにおける従属変数は、水蒸気混合比 qv 、雲水混合比 qc 、雲氷混合比 qi 、雪の混合比 qs 、雨の混合比 qr 、温度 T である。このうち qv , qc , qi は上昇気流によって領域内を上昇移流し、 qs , qr は落下速度を持ち上昇気流との相対速度を持って落下し降雪強度・降雨強度として表現される。図1に本モデルにおける雲物理過程を示す。図中の矢印は発生項が作用する方向を示す。以下に支配的なパラメータであるPCOND(水蒸気の凝結による雲水の発生)についてその現象とパラメタリゼーションの方法の説明を加える。CONDENSATION AND EVAPORATION OF CLOUD WATER (PCOND):

$$PCOND = \rho(q_v - q_{sw}) \left[\Delta t \left(1 + \frac{L_v^2 q_{sw}}{c_p R_w T^2} \right) \right]^{-1}$$

水蒸気から雲水への凝結。 $q_v > q_{sw}$ の時は水蒸気は凝結して雲水となり、 $q_v < q_{sw}$ の時は雲水は蒸発して水蒸気になる。雲水の発生源となる現象である。ここで q_{sw} :飽和混合比、 Δt :現象の時定数、 R_w :水蒸気の気体定数、 L_v :水蒸気の凝結の潜熱、 C_p :定圧比熱

3. 計算条件

計算条件としては9月12日午前の観測結果を用いた。1) 温度分布:立坑内の50m毎の実測値を温度分布として与える。2) 湿度分布:立坑下端での流入大気の相対湿度として立坑下端での相対湿度の値を用いる。3) 気圧分布:立坑内の実測値より、立坑上端と立坑下端との気圧の差から直線分布で与える。4) 風速分布: $W=1.3\text{m/s}$ の一様風速として与える。5) 初期条件:各50m毎高度において温度観測値を与える。その温度に対する立坑下端の相対湿度の水蒸気量を各高度別に与える。その他は、 $q_c, q_i, q_s, q_r = 0.0$ 。6) 下端境界: q_v ;常に下端から相対湿度(RH1)の水蒸気量を上昇風とともに与え続ける。 $q_c, q_i, q_s, q_r; \frac{\partial q}{\partial z} = 0.0$, T ;初期値で固定。7) 上端境界: $q_v, q_c, q_i; \frac{\partial q}{\partial z} = 0.0, q_s, q_r$; フラックス= 0.0 , T ;初期値で固定。

4. 計算結果と考察

4-1.) 9月12日の観測結果を用いた計算；図2に観測結果

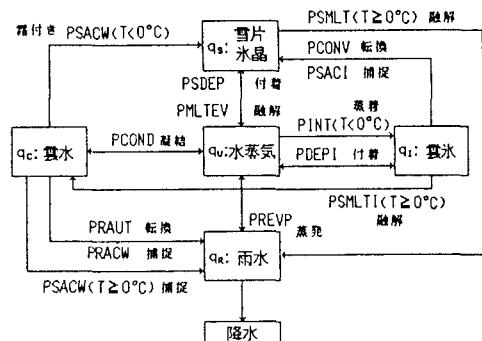


図1 微物理過程の模式図 (Hobbs)

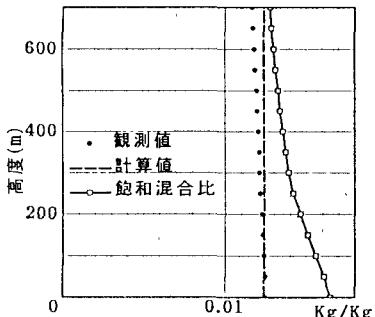


図2 立坑内の水蒸気混合比の高度分布

計算時間=12000S TG=23.0°C
 w=1.3m/s $\Delta Z=50\text{m}$, $\Delta t=1.0\text{s}$
 RH=75.7%, RH1=75.7%
 観測値は92°9'12"のデータを用いる

を用いた水蒸気混合比の高度分布を示す。高度0mは立坑下端、高度700mは立坑上端を意味する。この図より計算値は計算領域下端から上端の各高度別に求まる飽和混合比を越えておらず、水蒸気混合比は高さ方向に一様分布していることがわかる。この時は、断熱過程が維持されPCONDは起こらず雲水は発生していない。雨滴も生成されず、カラム全体は不飽和状態となっている。しかし観測結果では高度300m以上において雲の発生を確認しており、降雨現象も起きていることから発生項PCONDにおいて、飽和混合比 q_{sw} を疑似的な飽和混合比 $q_{sw} \cdot 0.9$ として用いて再計算を行った。図3はこの時の計算結果を示したものであり、観測から求められる水蒸気混合比と計算値はよく一致している様子がわかる。よって本雲物理施設に関する限りは $q_{sw} \cdot 0.9$ とした方がっていることがわかる。下端から250m付近までは断熱過程が維持され水蒸気混合比は一様分布となるが、疑似的な飽和混合比の値と接してからは上層にいくにつれて減少していくことがわかる。さらに、図4より高度300m付近から上層では雲が発生していることがわかる。これは観測結果による雲底の高度とも一致している。このことは飽和混合比の値を越えた水蒸気量が凝結によって雲水へと変化したことを表しており観測結果ともよく一致している。即ち過飽和でなくとも雲が発生することを証明している。

4-2.) 温度を計算した場合；図5に観測結果を用いて温度を計算した時の温度の高度分布を示している。350m地点に温度減率の変曲点が在る事がわかる。0m～350m区間での温度減率は $10.0^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$ 、350m～700m区間では温度減率は $4.8^{\circ}\text{C}/1000\text{m}$ となり、水蒸気の凝結による潜熱の放出が再現され乾燥断熱減率・湿潤断熱減率を表現しているといえる。

4-3.) 可能最大降雨強度：最後に本研究では河川の計画上重要な可能最大降雨強度を求めた。図6は上記のモデルを用いて鉛直カラム5000m、初期条件、境界条件における相対湿度を100%とした時の、上昇風速・地上温度の2つをパラメータとして降雨強度を計算した結果を示す。この図より地上温度が高いほど、また上昇気流が強いほど地上降雨強度が強い事がわかる。これにより可能最大地上降雨強度の予測が可能になる。

- 参考文献 1) 山田正・播磨屋敏生・藤吉康志・稻毛正昭
・深和岳人：長大立坑を利用した準実スケールでの雲物理実験、第20回関東支部技術研究発表会概要集投稿中、1992.
2) Steven A.R. and Hobbs, P.V. J. of Atmos. Sci., vol. 40, pp. 1185-1206, 1983. 3) Kessler E. Meteorological Monographs, vol. 10, No. 32, 1969.

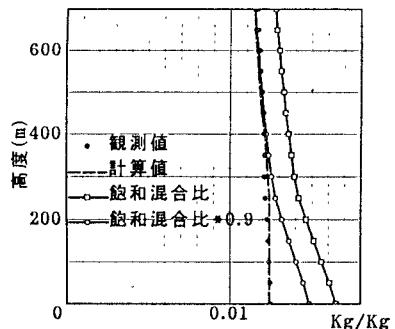
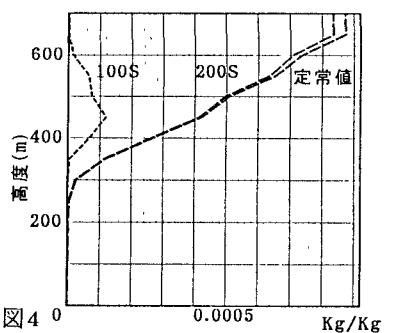
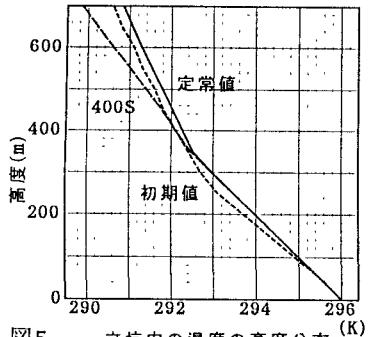


図3 立坑内の水蒸気混合比の高度分布



立坑内の雲水混合比の高度分布の時間変化



立坑内の温度の高度分布

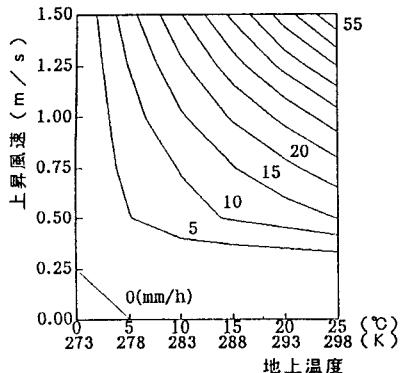


図6 各地上温度と上昇気流における可能最大地上降雨強度