

夏季のチベット高原上空に形成される氷雲の特徴

當房豊¹, 岩坂泰信¹, 張代洲², 石廣玉³

¹〒920-1192 金沢市角間町 金沢大学フロンティアサイエンス機構;

²〒862-8502 熊本市月出 熊本県立大学環境共生学部;

³〒100029 中華人民共和国北京市 中国科学院大気物理研究所

Y. Tobo, Y. Iwasaka, D. Zhang, and G. Shi

Characteristics of cirrus ice clouds over the Tibetan Plateau in summer

1. はじめに

北半球の夏季にあたる6～8月にかけて、チベット高原上空に上部対流圏～下部成層圏には「南アジア高気圧(あるいはチベット高気圧)」と呼ばれる総観規模のモンスーン高気圧がしばしば形成される。南アジア高気圧の形成時、その下層では極めて強い上昇流が卓越する。この時に発生する上昇流は、水蒸気を多く含む湿った空気を、上部対流圏さらには下部成層圏にもたらしめているのではないかと考えられている。その一方で、チベット高原上空の上部対流圏では、氷の結晶によって構成される雲が、極めて高い頻度で発生することが報告されている [Li et al., 2005; Fu et al., 2006]。このような氷雲が形成されると、湿った空気塊中の水蒸気を凍結させて除去する作用(脱水作用)が働くことから、氷雲の形成は対流圏-成層圏間での水循環に対して少なからず影響を与えうることが示唆される。しかしながら、これまでのところチベット高原上空の氷雲に関しては、人工衛星観測に基づいた知見しか得られておらず、雲の高度分布や物理的な特性などについての詳細はまだほとんど分かっていない。本研究では、1999年8～9月にチベット自治区のラサ市(29.7° N, 91.1° E, 3650 m a. s. l.)にて実施された気球観測の結果をもとに、チベット高原上空に形成される氷雲の特徴について議論する。

2. 観測方法

雲・エアロゾル粒子の観測は、気球搭載型の光散乱式粒子計測器を用いておこなった。この装置では、波長780あるいは810 nmのレーザー光を粒子に照射し、その前方散乱光を検出することにより、5つの粒子径別(直径0.3, 0.5, 0.8, 1.2, 3.6 μm以上)に数濃度を計測している。通常、上部対流圏に存在するエアロゾル粒子の大部分は、直径1.0 μm以下の大きさをもつ。その一方で、雲粒子は数十ミクロン以上の大きさをもつことから、本研究では高度約10 km以上の高度で観測される3.6 μm以上の粒子は、雲粒子(通常、気温235 K以下の場合、その大部分は氷晶により構成される)であると判断した。計測対象となる粒子を含んだサンプル空気の吸引は、毎分3 lの流量でおこなっている。計測時に生じる計数誤差は、10, 1, 0.1, 0.01 個/cm³の粒子数濃度に対して、±1, ±3, ±10, ±32%である。また、雲・エアロゾル粒子以外にも、気温・気圧をラジオゾンデにより計測している。これらのデータは、自由気球の上昇中に

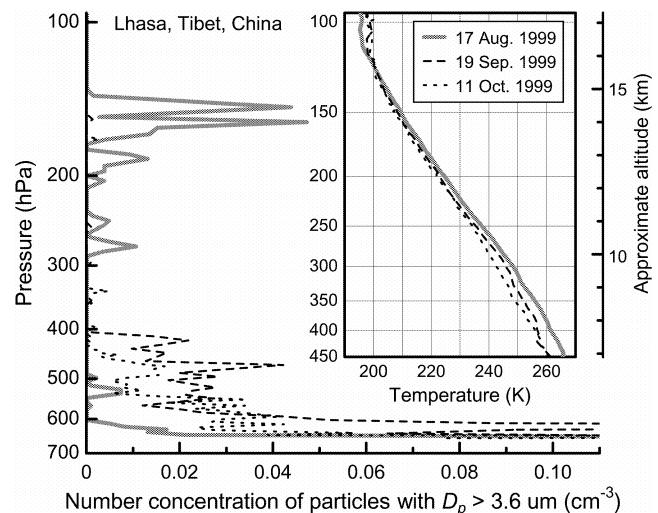


Fig. 1. 1999年8月17日, 9月19日, 10月11日にラサ上空にて計測された直径3.6 μm以上の粒子の数濃度の鉛直分布 [Tobo et al., 2007].

計測されたもので、地上（約 650 hPa あるいは 3650 m）から気球が破裂されるまでの高度（約 10 hPa あるいは 32 km）の間にて計測されたものである。

3. 結果・考察

Fig. 1 は、気球観測により得られた直径 $3.6 \mu\text{m}$ 以上の粒子数濃度および気温の鉛直分布を示したものである。8月17日の結果をみると、高度 300~130 hPa の高度域にいくつかの粒子数濃度のピークがあらわれている。特に 150 hPa 付近において強いピークがみられる。これらは、氷雲粒子を検出した結果もたらされたものであると考えられる。（150 hPa 気圧面はこれまでの人工衛星観測により氷雲が最もよく観測されている高度とも一致している。）その一方で、9月19日、10月11日の気球観測では、上部対流圏の高度において、このようなピークは検出されなかった。

氷雲は対流活動が活発なところでよく観測される。例えば、熱帯付近で発達した積乱雲の頂上に形成される氷雲（かなとこ雲）などがそうである。8月17日の観測時、チベット高原上空の上部対流圏～下部成層圏には高気圧が発生していたことから、観測地点のラサ上空において活発な対流活動がおきていたことがわかる。したがって、計測された氷雲は、この対流活動にともなって発生したものと考えられる。（チベット高原上空の氷雲は、Fig. 1 に示した観測例からもわかるように、必ずしも積乱雲をともなわない。）

氷雲の粒子数濃度に着目した場合、チベット高原上空の上部対流圏において最も顕著なピークが検出されたのは 150 hPa 付近で約 $0.05 \text{ 個}/\text{cm}^3$ であった。熱帯の対流圏界面付近に形成される氷雲が、通常 $1\sim 100 \text{ 個}/\text{cm}^3$ であることを考えると、チベット高原上空で観測された氷雲の濃度は、極めて少ない事がわかる。我々の研究グループでは、このような氷雲を構成する粒子数濃度に大きな差を生じさせる要因として、氷粒子の核形成プロセスの違いによるものと考えている。（この形成プロセスの違いに関する詳細な議論は、*Tobo et al.* [2007] を参照していただきたい。）

引用文献

- Fu, R., Y. Hu, J. S. Wright, J. H. Jiang, R. E. Dickinson, M. Chen, M. Filipiak, W. G. Read, J. W. Waters, and D. L. Wu (2006), Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, *103*, 5664-5669.
- Li, Q., et al. (2005), Convective outflow of South Asian Pollution: A global CTM simulation compared with EOS MLS observations, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L14826, doi:10.1029/2005GL022762.
- Tobo, Y., D. Zhang, Y. Iwasaka, and G. Shi (2007), On the mixture of aerosols and ice clouds over the Tibetan Plateau: Results of a balloon flight in the summer of 1999, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L23801, doi:10.1029/2007GL031132.