

南極の接地逆転層とカタバ風

小林 俊一*

1. はじめに

昭和60年6月に、新潟大学積雪地域災害研究センターに赴任して19年を経た。平成16年3月に退官するにあたり、新潟応用地質研究会で何か話をするようにとのことですので、皆さんの私の知らざる側面の話を見せていただきます。昭和40年から北海道大学低温科学研究所で行った研究の中で、第14次隊と第21次隊の2回の南極越冬で得られた標題のような成果について越冬余話（講演の中で）も含めて紹介させていただきます。

2. 南極は何故寒いのか

地球上の大気は通常上空にいくにしたがって温度が減少する。乾燥している大気は理論的に100m上がるごとに1℃温度が減少する。湿った大気だと温度減少に相当する水蒸気の昇華凝結（水滴又は氷からなる雲ができる）による潜熱放出によって大気への加熱があるために温度減少率は乾燥大気に比べて小さい。南極氷床はほとんどが氷点下の低温地域であるため大気に含まれる絶対水分量は少ないので乾燥大気に近い。地球上の大気層のうち地表面に最も近い大気の層を「大気境界層（atmospheric boundary layer）」と呼ぶ。大気境界層は地表面の影響を地形や熱を通して直接受ける。南極は広大な氷の大陸（氷床）であり、かつ表面は比較的滑らかであるので摩擦に関する粗度（roughness）は小さい。従って、南極氷床（Antarctic ice sheet）上の大気では地表面の熱的影響の方がはるかに大きい。地表面の温度は、表面を通してのいろいろな形態の熱エネルギーの出入りの差し引き勘定、すなわち熱収支（heat balance）によって決まる。これら熱収支のうち、極地方の低温の主な原因は放射収支（radiation balance）である。即ち、太陽から地球に入射する短波長の日射の強さは、同じ面積の地表面でも入射角度によって違う。高緯度地方ではいつも斜めから日射を受けるのでその強度は弱い。一方、大気が宇宙へ放出する赤外線（長波長）放射はほとんど太陽高度に依存しない。その強さは温度のみに関係する。従って、極地方では長波長放射による熱損失が大きい。加えて、雪水面は太陽エネルギーの八割以上を反射する性質をもち、また、雪氷は赤外線に関しては黒体に近いので熱を吸収しやすく放出しやすいので、太陽高度の低い冬の期間には特に長波長放射でどんどん冷え込む性質が大きい（放射冷却）。

3. 南極の風

卓越した南極氷床の放射冷却の結果、雪水面に接する大気も冷却される。その結果、地表面より上空に温度が一番高い現象が現れる（図1）。これを接地逆転層（surface inversion layer）と呼ぶ。即ち、地表面に接した冷気層が形成される。一般に地表面温度が低いほど

*新潟大学積雪地域災害研究センター

接地逆転の強さ（接地逆転層上部の温度と地表面温度の差）が大きい。図1から、接地逆転の強さは夏に弱く、冬に強くなる。地形が平坦な場合に、外部からの擾乱が無い時は、接地逆転層（冷氣層）は長時間静止又は安定して存在できる。即ち、接地逆転層の中では風速が弱く、風の乱れも非常に小さい。ときどき脈動的な乱れが現れることがある。それに対して地形が斜面の場合には、冷氣層は上空層より密度が大きいので重力の作用を受けて斜面に沿ってずり落ちてしまう。このような地形によって引き起こされる空気の流れを局地風と呼び、その中で斜面を下る風を「斜面下降風 (katabatic wind) またはカタバ風」と呼ぶ。ちなみに、カタバ風の名称はギリシャ語のkata (downward), batos (moving beyond) から由来している。

図2は南極みずほ基地で観測されたカタバ風の風速と風向の高度分布を示している（国立極地研究所、1988）。逆転層のすぐ下に風速の最大が現れているのが特徴である。場合によってはカタバ風のすぐ上空には全く逆の風向の風系となることがある。この風系は、

カタバ風が南極大陸周縁から発散する風であるので、これを補償する風が必要であることと関連する。直接的には南極氷床上に沈降する流れが補償流であるがその直接観測はまだ十分行われていないのが現状である。また、南極大陸のカタバ風は地球上で最大規模の局地風であるといえる。南極のカタバ風のスケールは1000km以上にも及ぶの高緯度での現象のため地球の自転の影響、即ちコリオリの力を受けて斜面の最大傾斜の方向からずれて流れる（図3）。コリオリの力は北半球では流れを右へずらすように、南半球では左へずらすように働く。図3の風系は強いカタバ風によって雪面が削剥されてできサスツルギーと呼ばれる模様や低気圧によるブリザードと呼ばれる吹雪による吹き溜まり（堆雪丘）の方位を調査旅行時に測定して得られたものである。これら二つの風系は20から30度ぐらい斜

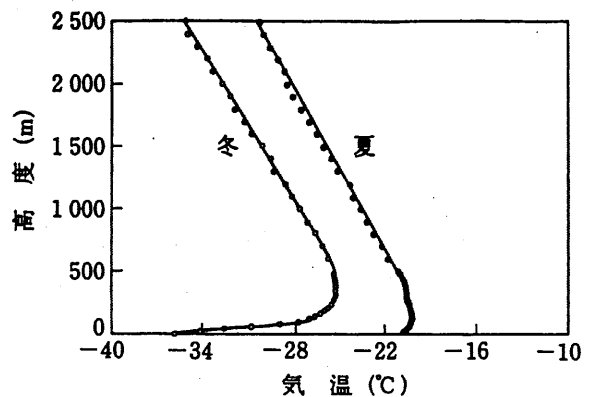


図1 南極みずほ基地における夏と冬の気温の高度分布（国立極地研究所、1988）

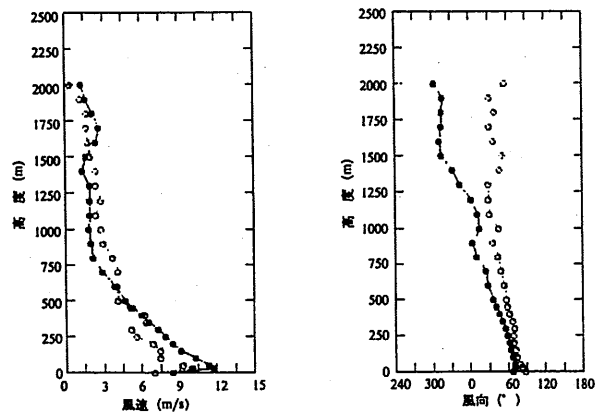


図2 南極みずほ基地における平均風速と風向の高度分布（国立極地研究所、1988）
図中の●は冬（4月～9月）、○は夏（10月～3月）

交している。南極氷床の質量収支を考察する時、カタバ風地帯の降雪量が重要な気候値となるが強い地吹雪を伴うため、降雪を分離して観測するのは困難で十分な値が得られていない。これまでの少ない観測例から、みずほ基地での年間降水量は100mmから300mmの砂漠なみの降水量であることが知られている (Kobayashi, 1984)。

4. おわりに

第14次の南極越冬中の雪嵐 (ブリザード) の研究と北海道における地吹雪の研究で博士論文を書くことができた。第21次隊として出発する年に学位記と日本雪氷学会の平田賞を受賞した。

嬉しい事が重なったので、私の上司の石田完教授は南極で死ぬなよと真剣に心配してくれた。第21次隊では30mの境界層気象観測塔 (口絵写真) を使って、それまで年中強い地吹雪地帯のみずほ高原での降雪量の測定が困難で評価できなかったものを、初めて評価することに成功した。この成果に対して平成2年度の日本雪氷学会学術賞を受賞した (小林, 1991)。このように私の研究の前半は南極によって育てられたとって過言ではありません。新潟に来てからは雪氷災害研究にテーマを大きく変えることになりましたが、その話は大学での最終講義に残しておきたいと思います。

参考文献：

国立極地研究所編 (1988)：南極の科学 3 気象。古今書院、334pp。

Kobayashi, S. (1985)：Annual precipitation estimated by blowing snow observation at Mizuho Station, East Antarctica, 1980. Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 39, 117-122.

小林俊一 (1991)：吹雪時における降雪量の一推定法。日本雪氷学会誌「雪氷」、53巻1号、53-59。

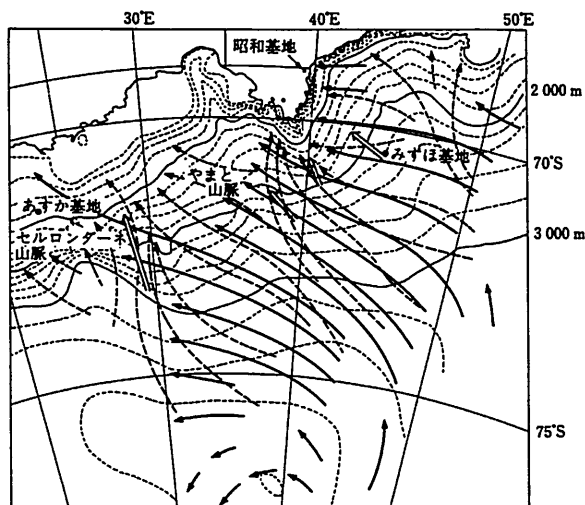


図3 南極みずほ高原のサスツルギーから推定された卓越風向 (太線)。場所によっては⇒で示したような第2の卓越風系がある。破線の矢印は理論によるカタバ風の方向 (国立極地研究所、1988)