

菅平における冷気湖の形成過程

工藤泰子*・田中 博*・鳥谷 均*・黄 水鎮*

I はじめに

晴れた静穏な夜間、地表面付近の空気は放射冷却によって冷やされる。このとき、地形に傾斜がある場合には、冷却された空気は密度が大きいため、下方に向かって流れ、低地にたまる(吉野, 1961)。盆地のような地形では、冷気の流出と冷気湖の形成は密接な関係を持っていると考えられるが、その関係は未だ明確には示されていない。昭和54年度農業気象学会全国大会シンポジウムにおいて、「霜害と夜間の気流」というテーマで討論が行なわれたが、この中で、斜面を流下してきた冷気流は、一部は冷気湖上面に乗り、一部は冷気湖内に流入するという事実が内外の文献から認められている(Yoshino, 1975; 吉野, 1980)。しかし、冷気流と冷気湖の形成とは、いっさい関係がなく、冷気湖は放射冷却のみによって形成されるという説がある(農業気象学会シンポジウム報告, 1979)。冷気流・冷気湖の定義は、研究者によって必ずしも一致しないが、本稿では、冷気流とは、放射冷却によって冷却された空気が密度が大となった結果、斜面を流下する気流とする。また、冷気湖とは、盆地底および斜面下部をおおう強い逆転層として定義する。

菅平における冷気流・冷気湖に関する研究は、古くから行なわれており、盆地斜面では夜間数回にわたって間欠的な冷気の流出が見られ、盆地底には明瞭な冷気湖が形成されることが知られている(吉野, 1957, 1961)。また、中村(1976)は、気温と風速の

変化が負の相関を示す場合を冷気流と定義し、冷気流の風向は、斜面の最大傾斜の方向を中心とした 45° の範囲内に含まれること、冷気流出中の斜面の気温分布は一様に変化せず、局地的温暖域が出現することなどを明らかにしている。さらに、斜面を冷気の発現域と流出域に分けて考え、それぞれにおける冷気流の性質を特徴づけた(中村, 1978)。その後、発現域との関連において、放射冷却による接地逆転の形成が最も進行するのは斜面下部であることを確かめた(中村, 1980)。冷気流については、以上のような詳細な研究が発表されているが、冷気湖の形成過程および冷気流との関係については、詳しい報告が出されていない。そこで、これらを明らかにするために今回の観測を行なった。

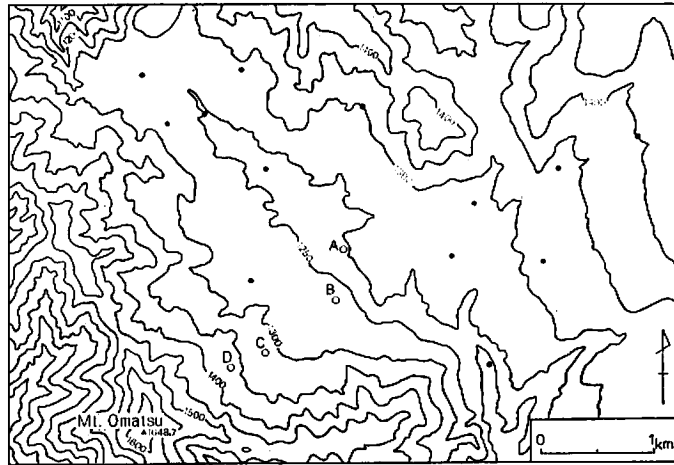
II 観 測

観測地域とした長野県菅平盆地は、北西から南東にのびる長軸と、北東から南西にのびる短軸を持つ楕円状の盆地である。盆地内は斜面上方まで、樹木が伐採され、耕地として利用されている面積が大きく、その他テニスコート、ラグビー場、スキーのゲレンデ等が多く、地表の状態は凸凹が少ない。

観測は1981年5月8日、日没前後から行なった。このとき、移動性高気圧が本州を通過し、菅平は高気圧の圏内にあったため、よく晴れた静穏な気象状況に恵まれた。

冷気湖の形成過程および冷気流との関係を明らかにするという目的で、盆地内の気温分布とその時間変化、大松山北東向斜面上での鉛直気温分布とその

* 筑波大学・院



第1図 観測地域

黒点および白点：バイメタル式自記温度計，白点：係留気球観測地点（Bを除く）
および光電式風向・風速計設置点（Aを除く）。

時間変化を観測した。観測点の配置は第1図に示す。盆地内の気温分布を知るために、盆地内17地点に設置したバイメタル式自記温度計により、気温変化を連続的に測定した。また、冷気湖の鉛直構造を把握するために、大松山斜面上の2点と盆地底1点でサーミスター温度計による係留気球観測を行なった。

大松山は標高1,648.7mで、観測を行なった斜面はスキーのゲレンデおよび耕地として利用されており、なだらかである。観測点の高度は、盆地底(A)が1,250m、斜面上(C,D)はそれぞれ1,320m、1,370mであった。この3地点において、通風装置つきサーミスターをつけた係留気球を上昇・下降させ、各高度の気温を測定することを3回行なった。測定高度は地上から10mまでは1mごと、10mから50mまでは2mごと、50mから100mまでは5mごととし、可能であれば、100m以上の高度でも測定した。さらに、冷気の流出を把握するために、斜面下部(B: 1,260m)およびC、Dには光電式風向・風速計を設置し、連続記録を取った。

III 盆地内の地上気温の変化

盆地内の空気は、日没前後から急速に冷却され、

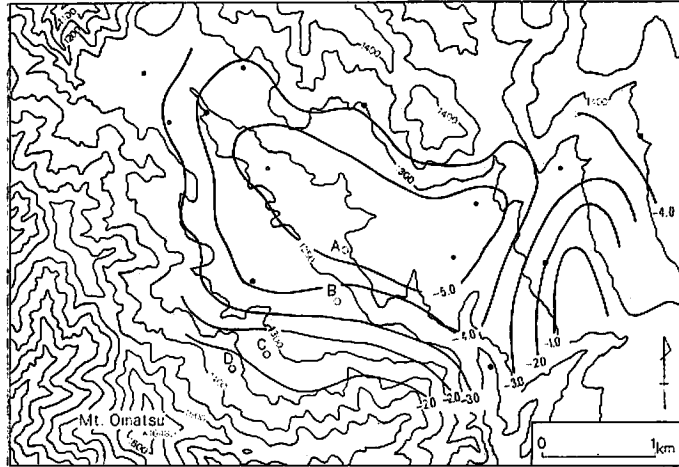
盆地底には閉じた低温域が形成されるようになる。

第2図は1時間当たりの気温変化の分布を示している。正の値は気温上昇、負の値は気温低下を表わす。

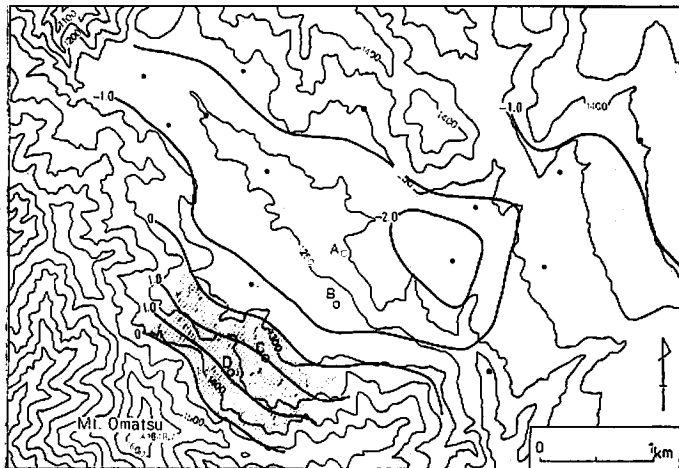
日没直後は、盆地底が最もよく冷却され、1時間で5℃も気温が低下する。冷却の度合は、高度とともに弱くなるが、この時間帯では、盆地内全域で気温は低下している(第2図-a)。2時間後、盆地底では気温変化は小さいが、依然として冷却は続いている。

一方、斜面中部には等高線に沿ったかたちで昇温帯が見られる(第2図-b)。さらに2時間後、盆地底の冷却は非常に弱くなる。昇温帯は盆地斜面のほぼ全域に広がるが、第2図-bで昇温帯に含まれていたC点が最も冷却の強い領域に転じているのが、注目される(第2図-c)。

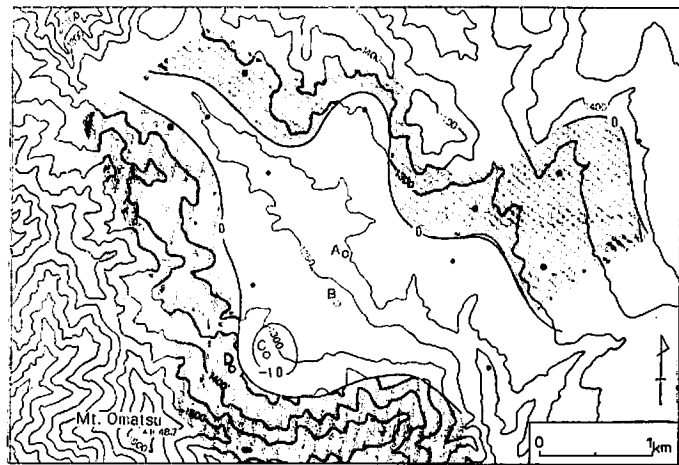
気温の時間変化を大松山北東向斜面に沿った4地点で比較すると、第2図に示された冷却・昇温の変化の様子がよくわかる(第3図)。盆地底(A)および斜面下部(B)では、冷却の状態が続き、気温はなめらかに低下する。冷却速度は日没後に大きく、特に盆地底では日没後5時間の間に、気温は約10℃低下している。



(a) 18h-19h 8, May, 1981

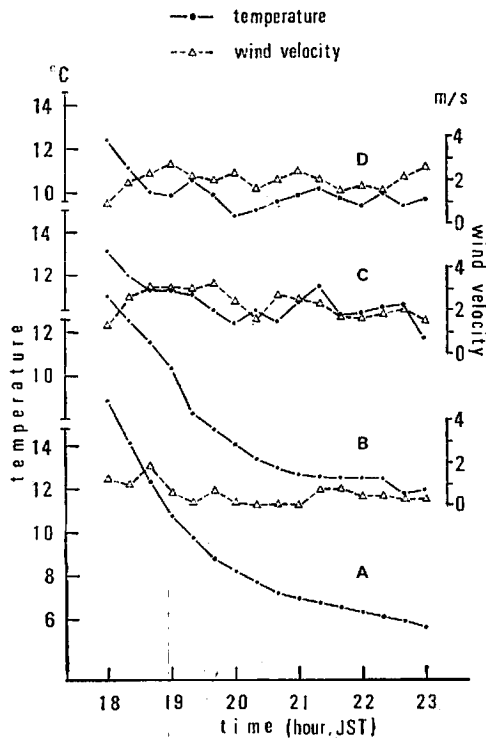


(b) 20h-21h 8, May, 1981



(c) 22h-23h 8, May, 1981

第2図 気温変化の水平分布



第3図 大松山斜面上および盆地底における気温風速の変化

これに対し、斜面中部 (C, D) における気温変化は一様ではなく、上昇・下降をくり返すため、結果として気温はあまり下がらない。このような気温の上昇・下降は、それぞれ冷気の流出・蓄積に対応するのではないかと考えられる。また、観測が行なわれた時間帯で、斜面における風向はほとんど南西～西で、斜面上方から盆地底へ向かう風が卓越していた。風速は斜面下部で弱く(1 m/s 以下)、斜面中部ではそれに比べて強く(1~3 m/s)、変動も大きい。

IV 冷気湖の鉛直構造とその時間変化

盆地内の下層大気の鉛直気温分布を知るために、サーミスターを用いた係留気球観測を A, C, D の3地点で行なった。観測の時間帯は、各地点とも同じで、19時15分から19時43分 (RUN 1)、20時10分から20時32分 (RUN 2)、21時05分から21時25分

(RUN 3) である。それぞれの RUN における各地点での鉛直気温分布を第4図に示す。

RUN 1, RUN 2 において、C, D の鉛直気温分布は、地上約10m までの接地層を除いて、A のものと連続的に変化していることから、これが盆地内の鉛直気温分布を表わしていると考えてよいだろう。C, D の接地層には強い逆転層が形成されており、その厚さは約10m で、時間が経過しても厚くならない。このことは、冷気が斜面の傾斜に沿って流下してしまうために、冷却が上層まで及ばないことを示すと考えられる。一方、盆地底の上空には、斜面上のように強くはないが、厚い逆転層が形成され、時間の経過とともに逆転強度を増している。

また、RUN 3 で、C地点上空の気層全体にわたって2°C 程度の昇温が見られ、この時間帯が地上でC付近に昇温帯が、出現したときと一致することから、このときに冷気の流出が起こったと推測される。流出した冷気は、その密度がつりあうように盆地内の気層に流れこむのだろう。

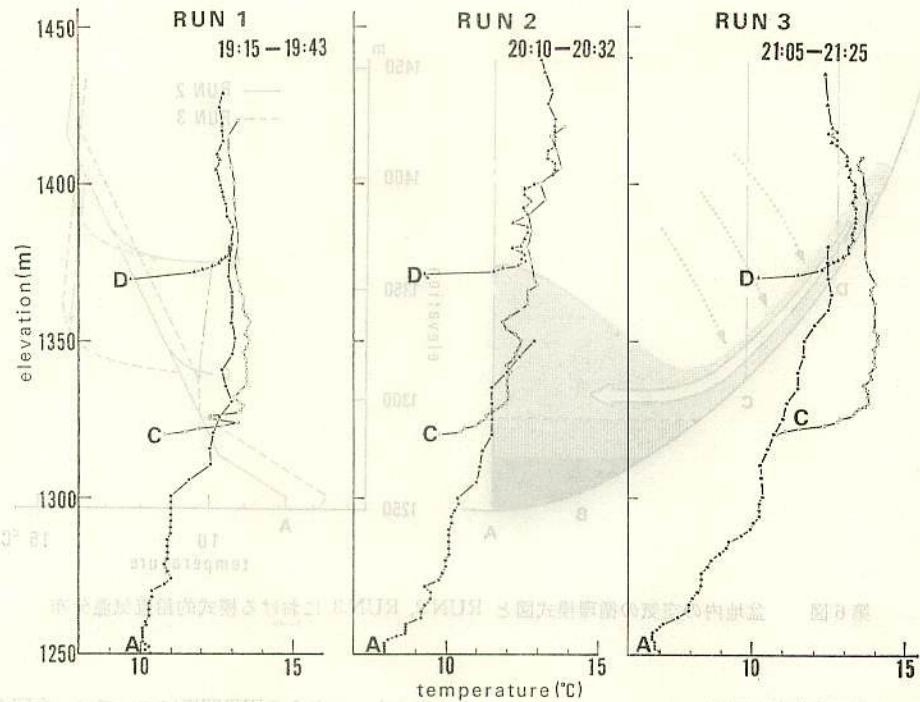
第4図より、RUN 2 における斜面上の冷気が流出したとすれば、これらが流入すると考えられる高度は、1,300m 付近の等温層である。また、この等温層を境として、上層で約3.7°C/100m、下層で約9.0°C/100m と、逆転強度が異なっている。

第5図は、係留気球観測に基づいた大松山斜面上空の気温分布断面図である。冷気の流出があったと考えられる RUN 2 から RUN 3 にかけて、盆地底上空では逆転強度および逆転層高度が著しく増す。逆転層の上面は、盆地中央部上空で盛り上がるようなかたちをなし、斜面上空は、同高度の盆地内の気層より高温となった。

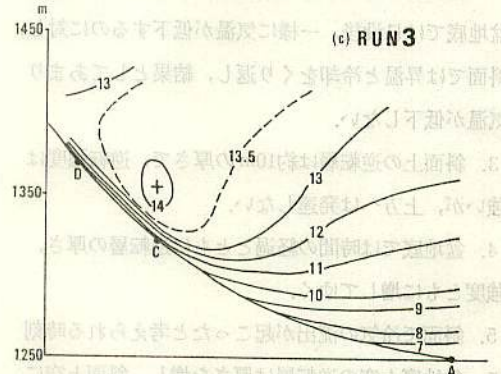
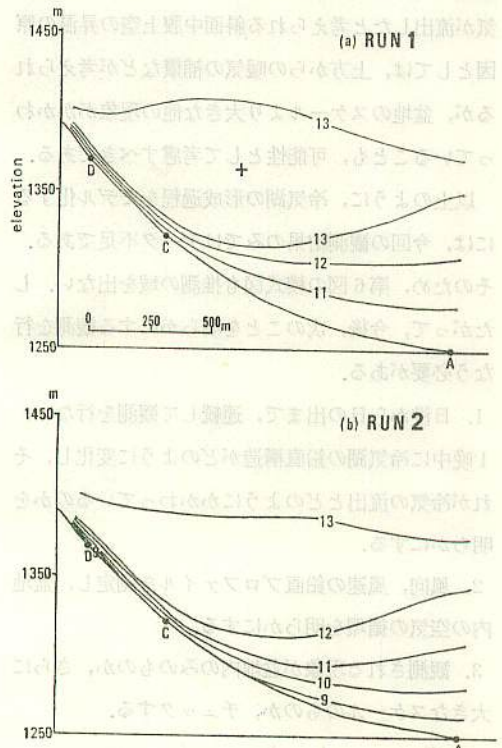
V あとがき

今回の観測結果から、以下のことが明らかになった。

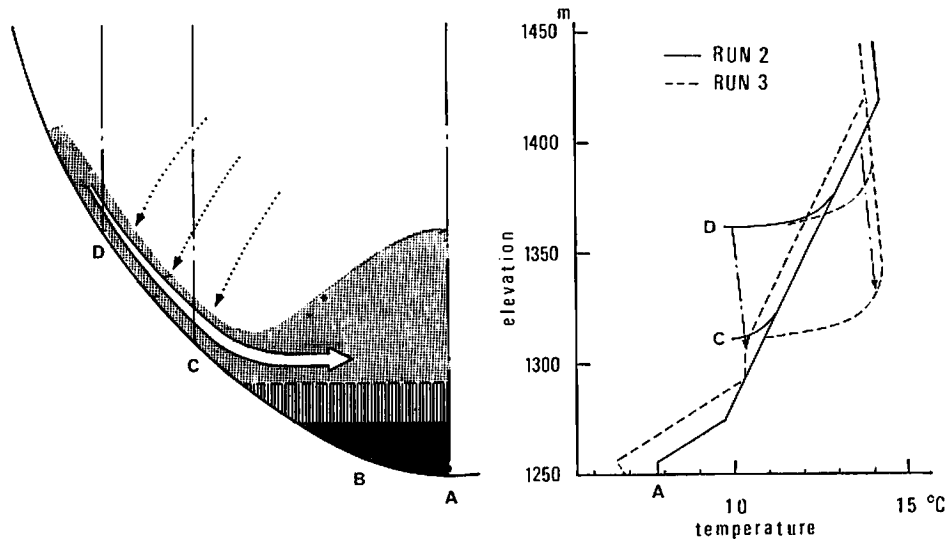
1. 日没数時間後、大松山斜面中腹に、等高線に沿



第4図 係留気球観測による鉛直気温分布



第5図 大松山斜面上空の気温分布断面
RUN は第4図に対応する。



第6図 盆地内の空気の循環模式図と RUN 2, RUN 3 における模式的鉛直気温分布

ってベルト状の昇温帯が出現した。

2. 斜面と盆地底では気温変化のパターンが異なる。盆地底では日没後、一様に気温が低下するのに対し、斜面では昇温と冷却をくり返し、結果としてあまり気温が低下しない。

3. 斜面上の逆転層は約10mの厚さで、逆転強度は強いが、上方へは発達しない。

4. 盆地底では時間の経過とともに逆転層の厚さ、強度ともに増してゆく。

5. 斜面で冷気の流出が起こったと考えられる時刻に、盆地底上空の逆転層は厚さを増し、斜面上空には数10mの昇温層が現われる。

以上をもとにして、盆地内の様子を模式的に示したのが第6図である。図中のハッチをほどこした部分は逆転層を示しており、盆地底上空において、下層は強い逆転層、中層は等温な層、上層は弱い逆転層である。斜面上で冷却された空気は、密度が大きくなるため、重力に従って流下し、盆地内の密度のつりあう気層に流入すると考えられる。このとき、盆地底上空では逆転層上面が盛り上がるように見える。

しかし、これらの因果関係については、今回の観測結果のみからは言及することはできない。また、冷気が流出したと考えられる斜面中腹上空の昇温の原因としては、上方からの暖気の補償などが考えられるが、盆地のスケールより大きな他の現象がかかわっていることも、可能性として考慮すべきである。

以上のように、冷気湖の形成過程をモデル化するには、今回の観測結果のみではデータ不足である。そのため、第6図の模式図も推測の域を出ない。したがって、今後、次のことを明らかにする観測を行なう必要がある。

1. 日没から日の出まで、連続して観測を行ない、1晩中に冷気湖の鉛直構造がどのように変化し、それが冷気の流出とどのようにかかわっているのかを明らかにする。
2. 風向、風速の鉛直プロファイルを測定し、盆地内の空気の循環を明らかにする。
3. 観測される現象が盆地内のみのものか、さらに大きなスケールのものか、チェックする。

本研究は筑波大学大学院地球科学研究科の気候学・気象学野外実験として実施された観測の結果をまとめたものである。直接御指導いただいた吉野正敏、河村 武、西沢利栄各教授、林 陽生助手、田中 実技官ならびに観測に参加された地球科学研究科1年の方々に深謝の意を表す。観測には文部省科学研究費補助金自然災害特別研究「冷気の流れによる農林植物災害とその対策の研究」(代表者、吉村不二男高知大学農学部教授、課題番号00502024)の研究分担者吉野正敏の研究費を使用した。ここに謝意を表す。なお、本研究は、1982年度春季学術大会で発表した内容を修正・加筆したものである。

(投稿 1982年2月6日)

(受理 1982年7月3日)

文 献

中村圭三(1976): 夜間の緩斜面上の冷気流と気温分

布について、地理評, 49, 380~387.

中村圭三(1978): 菅平の大松山の斜面上における冷気流の発源地と流出域。地理評, 51, 793~803.

中村圭三(1980): 大松山の斜面上における放射冷却と接地逆転。地理評, 53, 758~768.

農業気象学会シンポジウム報告(1979): 昭和54年度全国大会シンポジウム「霜害と夜間の気流」要旨。農業気象, 35, 103~111.

吉野正敏(1957): 菅平高原の気候と小気候。東京教育大学地理学研究報告, I, 159~188.

吉野正敏(1961): 『小気候』地人書館, 274ページ.

吉野正敏(1980): 局地気候的にみた冷気流。災害の研究, (11), 124~135.

Yoshino, M. M.(1975): *Climate in a small area.* Univ. Tokyo Press, Tokyo, 549p.

FORMATION OF COLD AIR LAKE IN SUGADAIRA BASIN

Taiko KUDOH*, Hiroshi TANAKA*, Hitoshi TORITANI* and Soojin HWANG*

On a clear and calm night, a cold air lake is formed in such a basin as Sugadaira, mainly by radiative cooling. In order to identify the formation process of a cold air lake, we made observations from the evening of 8, May, 1981, at the Sugadaira basin in Nagano Prefecture. We used seventeen sets of the self recording bimetal thermometers to observe the distribution of temperature in the basin. Vertical temperature distributions were observed by utilizing the captive balloons with thermistor thermometers. These balloons were moved up to 100 meters height above the ground three times in this night at three points, two of these were located on the northeast slope of Mt. Omatsu and the other one was located at the bottom of the basin. Wind directions and velocities were also recorded on the same slope (Fig. 1).

By these observations, we could see the horizontal and vertical temperature distributions of the cold air lake and their changes with time. The characteristic process of the cold air lake formation was as follows: After sunset, surface air temperature began to fall rapidly, especially at the bottom of the basin. But a zone of rising temperature appeared on the slope of Mt. Omatsu around 9 p.m. in the night(Fig. 2). And the change in temperature which were observed on the slope and the bottom of the basin showed very different patterns with each other. At the bottom of the basin, temperature has gradually fallen. On the other hand, temperature on the slope showed repeated rise and fall. Thus, the air on the slope was not so cooled as it is at the bottom of the basin(Fig. 3). In Fig. 4, it was shown that air temperature above the slope was rising during RUN 2 and RUN 3. It is suggested that the draining down of the cold surface layer air mass has occurred during these observations. At this time, the temperature in the cold air lake

Geographical Review of Japan 55-12 849~856 1982 * Graduate Student, University of Tsukuba.

became cooler and the depth has increased (Fig. 5).

In order to explain these phenomena, we present a hypothesis for the process of the cold air lake formation. Because of the radiative cooling in the night, surface layer was cooled and its density became greater than its surroundings. Accordingly, the cool air mass was draining down on the slope and entered into some part of the cold air lake where the density balanced. As the result of this process, the cold air lake developed upward gradually. After the cold air mass on the slope had drained down, the warmer air from the aloft replaced these cold air mass. Therefore, the temperature at the slope increased temporally.