

凍霜害発生時における安定層の破壊と地形パラメータに関する研究

松岡延浩
(農業気象学研究室)

Study on the relations between destruction of stable layers and topographical parameters

Nobuhiro MATSUOKA
(Laboratory of Agricultural Meteorology)

目 次

第 1 章 序 論	246
第 1 節 はじめに	246
第 2 節 北海道の凍霜害について	246
第 3 節 凍霜害と地形に関する既往の研究	248
第 4 節 研究の目的	250
第 2 章 観測方法および観測期間中の気象状況・凍霜害発生状況	250
第 1 節 観測地点と観測の概要	250
第 2 節 観測期間中の気象状況・凍霜害発生状況	252
第 3 章 早来と千歳の夜間における気象要素の比較	254
第 1 節 はじめに	254
第 2 節 解析方法	254
第 3 節 早来と千歳の夜間気温および風速, 下向き放射量の 4 時間平均値の比較	254
第 4 節 放射冷却が著しい夜間の早来と千歳の気温の比較	255
第 5 節 気温差が発生したときの石狩・勇払平野の気象条件	257
第 6 節 上空の風と地表風の関係	258
第 7 節 早来・千歳の気温差の原因	259
第 4 章 晴天夜間における安定層の熱収支解析	259
第 1 節 はじめに	259
第 2 節 解析方法	259
第 3 節 早来および千歳における上空から気柱に輸送される顕熱量	260
第 4 節 上空から安定層内に輸送される熱量と上空の風の関係	262
第 5 節 小型盆地における凍霜害の発生原因	263
第 5 章 上空の風による安定層の破壊速度と地形パラメータの関係	264
第 1 節 はじめに	264
第 2 節 解析方法	264
第 3 節 山頂で測定した風および地表風の相互関係	264
第 4 節 早来・千歳の風速増加の時間の遅れ安定層の破壊	267
第 5 節 上空の風と地表風から得られた地形パラメータ	268

* 本論文は北海道大学審査学位論文である。

第 6 章 北海道内のアメダス観測地点の地形パラメータとしての風速比 (WSR) と冷却量の関係	268
第 1 節 はじめに	268
第 2 節 解析方法	269
第 3 節 北海道内のアメダス観測地点の風速比	270
第 4 節 北海道内のアメダス観測地点の気温降水量と WSR の関係	272
第 5 節 結 語	272
第 7 章 まとめ	273
謝 辞	274
Summary	274
引用文献	277

第 1 章 序 論

第 1 節 はじめに

我が国は気象変化が著しく、気象災害が多い国として知られている。また、地形が急峻であることや環太平洋造山帯にあるため、年間を通じて国内のどこかで様々な災害が発生している。我が国の農業気象災害額は毎年農業総生産額 (13 兆 1768 億円, 1986 年) の 1~6% に達し、平均でおよそ 3% に及ぶ。その様な農業気象災害の内の一つである凍霜害も、その被害面積は全国で年間 4 万 ha を越える。1971 年から 1980 年の 10 年間に天災融資法の対象になった凍霜害の被害額は全農業気象災害額の 2.5% に及び、この額は風水害、冷害、干害に次いで多いものであった。最近では、1985 年 6 月 14 日の夜から 15 日の早朝にかけて北海道全域にわたって晩霜害が発生し、その被害面積は 66,974 ha に及んだ。これは、晩霜害としては大正 11 年以来の最大のものである。

凍霜害の中にはこのような晩霜害ばかりではなく、秋冷とともに発生する初霜害や、休眠中の植物に発生する凍害も含まれる。しかし、全国的にみると霜害の主なもの晩霜害で、4 月中旬から 5 月中旬にかけて発生が多い。一方、秋の訪れが早い年は、北日本では 9 月や 10 月の初霜害も多く、収穫期の稲、大豆などが被害を受ける。近年では 1986 年 9 月 27 日の朝に十勝支庁管内で被害が発生している。

凍霜害の地域性をみると、東北地方南部、関東地方北部、東山地方、近畿地方内陸、中国地方の一部と九州地方北部で多く発生している。1960 年代までは、霜害が最も多い地方は東北地方南部、関東地方北部、東山地方で

あったが、近年は西日本に霜害が多くなった。この原因は西日本の山間部で凍霜害を受けやすい茶や果樹の栽培が増加したことによるとみられる。一方、寒冷地である北海道や東北地方北部で霜害の発生率は比較的低く、特に他の地方と比較して晩霜害の発生が少ない。これは、移動性高気圧が現われやすい 4・5 月頃は樹木の萌芽や農作物の伸長がみられないためである。しかし、6 月に入って晩霜害がみられることもあり、主として豆類などの畑作物が被害を受けている。

このように凍霜害は地域性があるのみでなく、同じ地域内でも著しい局地性があることが大きな特徴である。すなわち、狭い地域の中に限っても地形の起伏や河川・湖沼の有無あるいは植生状態の違いなどによって、凍霜害が発生しやすい区域と発生しにくい区域が混在する。一般に山間部内の平地では凍霜害が発生しやすく、また河川・湖沼の近くでは凍霜害が発生しにくいことがよく知られている。このように凍霜害の危険性の局地的分布は比較的法則性があるため、地形の特徴によって定性的に凍霜害の危険性はある程度推定できる。このような観点から、過去にも狭い地区の凍霜害と地形に関する研究は多数なされているが、その多くは定性的なものであり、客観的に地形を定量化するに至ったものはほとんどない。そのため、狭い区域に対する凍霜害の予報が適切に行われず、また防御が十分でない場合が多い。凍霜害の危険性に対して地形を定量的に把握し、狭い地域における予報技術や防御対策を体系化していくことが大切である。本論文は、このような観点に立って、細かい地形まで考慮した凍霜害の予報技術や防御技術を開発するための基礎である凍霜害発生機構と小型盆地を含む地形の関係を定量的に研究したものである。

表 1-1 北海道における凍霜害の旬別発生頻度

month	Apr.			May			Jun.			Jul.			Aug.			Sep.			Oct.			Total
decade	F	M	L	F	M	L	F	M	L	F	M	L	F	M	L	F	M	L	F	M	L	
year																						
1891-1920	-	-	-	-	-	-	-	4	2	3	-	-	-	1	-	-	2	-	-	-	-	12
1921-1950	-	-	-	-	-	1	4	2	2	-	1	-	-	-	-	2	2	-	-	-	-	15
1951-1980	-	-	-	3	4	4	2	4	4	3	-	-	-	1	-	-	7	6	-	-	-	38
total	-	-	-	3	4	5	6	10	8	6	1	-	1	1	-	4	9	8	-	-	-	65

注：F, M, Lは順に上旬，中旬，下旬を表す。

(札幌管区気象台，1981) °°

第2節 北海道の凍霜害について

北海道では凍霜害の発生頻度は比較的少ないが，過去には大規模なものも記録されている。表 1-1 に 1891 年から 1980 年までの間に北海道で発生した霜害件数を 30 年ごとに区切って旬別にまとめたものを示した。この表から，本道の凍霜害は，6 月中旬に最も起こりやすく，次いで，9 月下旬であることがわかる。また，盛夏の 7・8 月でも発生する可能性はあるため，晩霜害か初霜害か区別しにくい場合もあるが，少なくとも 7 月までの晩霜害の件数は全体の 2/3 を占めている。1950 年までは 5 月に霜害が発生することは稀であり，10 月になってからの凍霜害は記録されていない。この資料によれば，1951 年以降は 5 月上旬から凍霜害が発生し，10 月にも発生するようになるなど，凍霜害の発生件数が増加する傾向がみられる。この原因としては，農業技術の進歩によって農耕開始日が早まり，終了期が遅くなったことが考えられる。すなわち，1920 年以前の開拓期には，大麦，小麦，そば，大豆，小豆，あわ，その他蔬菜類などの一般作物を在来農法によって栽培していたが，それらは低温では発芽が遅く成長停止の早い暖地品種であったため，収量は少ないが凍霜害を受けることが少なかったと考えられる。1920 年以降は，第 2 期北海道拓殖計画などにより畑作が根釧原野な北海道の高緯度地方にも拡大したため，凍霜害の発生時期が拡大した。また，1950 年代になると気温の温暖化とともに冷害回避のための栽培法や耐冷性品種が開発され，5 月上旬に圃場に作付けされる作物が増加したため，凍霜害の発生を招く機会も多くなったものとみられる。

北海道において，9 月から 10 月にかけて初霜害を受けやすい作物は，水稻の他に豆類，飼料用とうもろこしといった畑作物である。特に水稻は冷夏で生育が遅れた場合，凍霜害を受けると登熟が停止するので，収量の減少や品質の低下に見舞われる。したがって，この時期には，燻煙などの防霜対策が講じられる。これに対し，5 月から 6 月の晩霜害を受けやすいものは，豆類，とうもろこしといった畑作物で，水稻は草丈が小さく，湛水中である

ため被害は少ない。

気候的にみた場合，凍霜害発生頻度は，初霜・終霜の起日によってある程度推定できると考えられる。降霜が観測されなくても凍霜害が発生する場合もあり，凍霜害の発生機構と降霜とは直接関係しているとはいえないが，初・終霜日は気象官署で長年記録されているので，凍霜害が発生する低温の参考資料となる。気象官署の記録から得られた初・終霜日の平年値の起日を図 1-1 に示した。初霜日に関してみると，まず大雪山系を中心とした上川・網走・十勝の各支庁管内の内陸の山沿い地方，及び釧路支庁管内の内陸部で 9 月下旬に観測され，その後急速に平野部に広がり，10 月中旬までには全道で観測されるようになる。終霜日はこれとは逆に，渡島・日高の海岸地方が 4 月中旬と最も早く，道北から道東にかけての山間部で最も遅い。しかし，各年の初霜日や終霜日にはばらつきがみられる。標準偏差（日数）の等値線を図 1-2 に示す。これによると，一般に標準偏差は，初霜

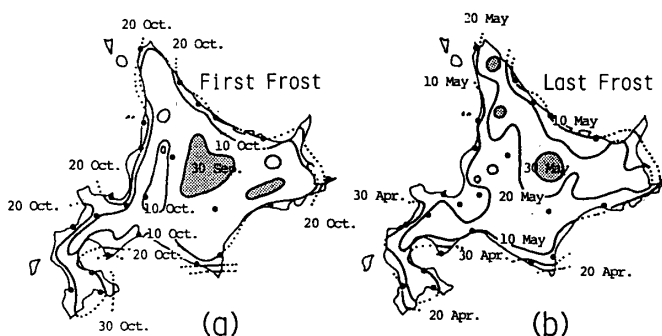


図 1-1 北海道の初霜日(a)と終霜日(b)の分布
図中のハッチの部分は初霜の最も早い地域(a)，晩霜の最も遅い地域(b)を示す。

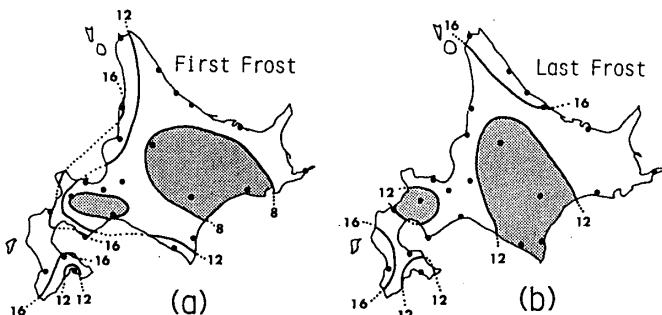


図 1-2 北海道の初霜日(a)と終霜日(b)の標準偏差の分布
図中のハッチの部分は標準偏差の最も小さい地域を示す。

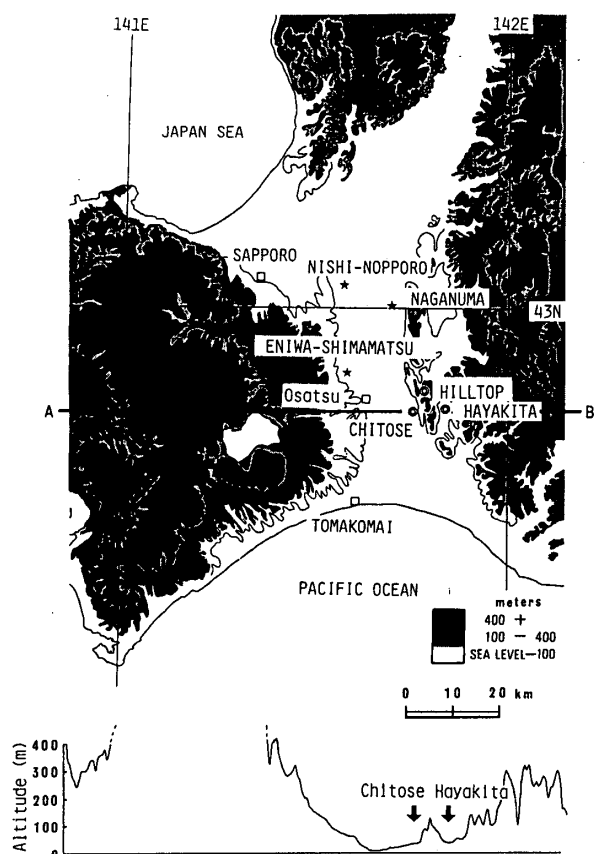


図 2-1 石狩・勇払平野の地形と観測地点の位置
 ◎：観測地点の位置，★：アメダス観測地点の位置

日より終霜日の方が大きく、内陸より海岸地方の方が大きい。初霜日の標準偏差については、オホーツク海側より日本海側の方が大きく、終霜日の標準偏差は日本海側よりオホーツク海側で大きいことがデータからわかる。

石狩平野から勇払平野にかけての地域は図 2-1 に示したように、日本海岸から太平洋岸まで標高が 50 m 以下の低平地になっている。さらにその東西両側が 1000 m 以上の山地で挟まれているため、南北方向の風が卓越している。その結果、局地的に特色ある気象が観測される(堀口ら, 1982, 1983)^{15,16)}。この地域における初霜日及び終霜日を表 1-2 に示す。この表からわかるように、この低平地の初霜日には、最も早い早来の 9 月 30 日から最も遅い厚田、小樽の 10 月 22 日まで、22 日の差があり、終霜日においても、最も遅い新篠津、大滝の 5 月 25 日から最も早い小樽の 4 月 22 日まで、34 日の差がみられる。この中で、山間部にある大滝を除くと、無霜期間が最も短いのは早来で、わずか 137 日である。この値は、太平洋沿岸からの距離や海拔高度がほぼ等しい島松の値に比べて 2 週間以上短い。この早来を中心とする初霜の早い原因調査から研究を始めた。

表 1-2 石狩、胆振、後志地方の初霜日、無霜期間

Station	First frost	Last frost	Frostless period
Aoyama-Chuo	7 Oct.	16 May	143
Atsuta	22 Oct.	30 Apr.	174
Bibai	14 Oct.	9 May	157
Kita	15 Oct.	8 May	161
Shinshinotsu	14 Oct.	25 May	141
Iwamizawa	14 Oct.	1 May	165
Otaru	22 Oct.	22 Apr.	182
Nomporo	14 Oct.	6 May	160
Sapporo	12 Oct.	24 Apr.	170
Kakuta	11 Oct.	8 May	155
Yubari	15 Oct.	26 Apr.	171
Koganeyu	5 Oct.	14 May	143
Shimamatsu	7 Oct.	6 May	153
Hayakita	30 Sep.	15 May	137
Shikotsu-Kohan	16 Oct.	29 Apr.	169
Atsuma	3 Oct.	17 May	138
Hama-Atsuma	8 Oct.	17 May	158
Ohtaki	2 Oct.	25 May	129
Tomakomai	6 Oct.	26 Apr.	162
Mukawa	3 Oct.	12 May	143
Shiraoi	10 Oct.	10 May	151
Noboribetsu	12 Oct.	12 May	152

(農林省・気象庁, 1978)²³⁾

第3節 凍霜害と地形に関する既往の研究

凍霜害の局地性については、古くからよく知られていたが、その原因が周囲の地形形状に関係するということ以外は、よく解明されていなかった。地形形状については、“周囲を山で囲まれている場合、凍霜害に見舞われやすい”，あるいは、“丘陵地の上では凍霜害が少ない”といった定性的な研究は数多くみられる。

我が国でも日本気候学(小出, 1897)²⁹⁾に、すでにそのことが記されており、「周辺の斜面で冷却された空気が溜まるため溪谷で凍霜害が発生しやすい」とされている。盆地や谷と平地の冷却機構の相違についての研究は海外では古くから行われていたが、GEIGER (1961)¹¹⁾によってそのメカニズムが総括された。これによれば、放射冷却によって、斜面付近に形成された冷気は周囲の温暖な空気に比べ比重が大きいため、より低い土地へ流入する。そのときに温暖な空気と冷気流の境界面に循環流を生じ、冷気湖が谷底にのみ形成され、斜面には台地上部や盆地底部と比較して暖かい“斜面温暖帯”が形成される。この研究以降、接地気層の冷却の研究は、主に冷気の移流・堆積と放射冷却による安定層形成という 2 つの観点から行われた。

斜面で発生する冷気流の研究では、古典的な JEFFREYS (1922)²⁶⁾、PRANDTL (1942)⁶⁴⁾、FLEAGLE (1950a)⁸⁾などの流体力学的な理論モデルがある。我が国で実際に観測されたものとしては、今岡(1964, 1966 a, b)^{18,19,20)}の伯方島で地上 250 m までの冷気層の温度勾配、風速勾配の

観測と、冷気層と降霜分布の観測がある。これによると、観測された冷気流は、PRANDTL (1942)⁶⁴⁾の方法による計算値に近いものとなったが、冷気流は斜面を降下中にさらに冷却されることを示した。冷気の流出と霜道の形成について、吉野 (1968) は長野県菅平において冷気の流出時刻と逆転層の観測を行っている。また、中村 (1976, 1978, 1980)^{58,59,60)}が菅平で行った観測によると山麓の緩傾斜面上に冷気流の発現域と流出域があること、冷気流には間欠的な流出を示す気温と風速の周期変動が存在することを報告している。YOSHINO (1975)⁹¹⁾は、斜面の冷気流の循環系について、冷気湖の上には下降気流とその補償流である上昇気流があり、この下降気流の一部は斜面に沿って冷気湖の中に入って冷気源となっていることを報告している。

さらに、吉野 (1979)⁸⁰⁾は、冷たい空気が斜面上の地面から離れたところを流れ、気流は地形のわずかでも低いところへ重力に従って流下すること、水平的に同高度の空気より温度が低いものが流れて、流れてくる以前より接地層の一定高度の気温は低下とすることを報告している。この一定高度とは冷気流の厚さの中央付近で測定したものである。また、冷気湖については、盆地の底部において冷気の移流がなくても放射冷却によって形成され、斜面を下ってきた冷気流は冷気湖の上に乗るとしている。したがって、冷気の移流・堆積は作物にとって有害であるとした。逆に、三原 (1979)⁵²⁾は、冷気流の温度は地上の植物体より数度高いため、植物にとって温風であり、凍霜害の原因にはならないとし、斜面の途中に垣根を作り冷気流を作物体に当てない方法は、防霜法として有効かどうか問題となった (日本農業気象学会, 1979)⁶²⁾。しかし、冷気流自体が有害であるか否かは、冷気流の温度によって決定されるものであるため、どちらが正しいかということは単純に結論はできない。佐橋 (1979)⁶⁶⁾は、斜面上部で地表から冷却された接地気層が斜面下方へ流下する途中で、さらに低温となるか暖められるかについては農業立地学的観点から重要であるとしている。元田 (1979)⁵⁶⁾は、冷気発生の主因は、地表近くにおける放射収支によることは疑いないが、地表面のみの放射収支によるものか、接地層の大気中に含まれる水蒸気等からの放射が接地層の冷却に大きく効くものであるかは、さらに詳細な観測と考察が必要であるとした。

その他、斜面降下風の理論的研究としては、坂本ら (1973)⁶⁶⁾や KONDO (1986)³⁰⁾が、斜面の熱収支を考慮した数値解析を試みている。

夜間冷却や安定層の形成の研究は数多い。吉野 (1954)⁷⁷⁾は長野県菅平における気温の日変化と斜面に沿う気温の減率を報告している。さらに、吉野 (1968)⁷⁹⁾は日本

における夜間の接地逆転層について、季節毎の比較を行っている。また日下部 (1959)⁴²⁾は福岡における晩霜期の平均気温と日最低気温を報告している。石川 (1975)²¹⁾、ISHIKAWA (1977)²²⁾、石川ら (1971, 1979)^{23,24)}は北海道大学附属苫小牧地方演習林の谷と丘の上の夜間冷却の比較を行い、さらに同雨龍地方演習林において、大型の盆地の冷却について、理論的研究を行っている。また、MAGONO et al. (1982)⁴³⁾は雨龍地方演習林において、日没時の斜面降下風と夜間放射冷却の観測を行っている。これらによると、盆地では冷気の移流によって上空の大気が低温になりやすいことが示されている。田中 (1982, 1983, 1985)^{73,74,75)}は谷と台地の冷却の相違を示し、台地は夜間に気温の上昇がみられることがあること、冷気の間欠移流は谷の冷却に影響を及ぼさない事を示した。

夜間冷却の数値的研究は、BRUNT (1932)⁴⁾、JAEGER (1945)²⁵⁾、KNIGHTING (1950)²⁸⁾、GROEN (1947)¹²⁾、FLEAGLE (1950 b)⁹⁾等による、一次元の熱伝導方程式を解くことによって始った。近年作成されたモデルは、冷却に際しての熱輸送の仮定によって、以下の3種類に分類することができる。第1は、ANFOSSI et al. (1976)³⁸⁾や KLOPPEL et al. (1978)²⁷⁾にみられるように、安定層の形成は長波放射による気層の冷却のみで生ずるというモデルである。第2は、DELAGE (1974)⁷⁾、WYNGAARD (1975)⁷⁵⁾、ZEMAN (1979)⁸²⁾、SOUTHERLAND (1980)⁷¹⁾が作成したもので、長波放射によって地表面が冷却される結果、乱流輸送のみの作用で安定層が形成されるというモデルである。第3は、KONDO (1971)³¹⁾、YAMADA (1979)⁷⁶⁾、NIEUSTADT (1980)⁶¹⁾、GARRATT and BROST (1982)¹⁰⁾などによるもので、長波放射による気層の冷却と乱流輸送の両方を考慮したモデルである。NAKAMURA and MAGONO (1982)⁵⁷⁾は、この第3のタイプの1次元モデルを用いて北海道の最低気温分布の数値計算モデルを作成した。しかし、山の斜面で発生する冷気の移流・堆積を考慮していないため、盆地や谷などの山間部では妥当な結果が得られなかったとしている。MAKI and HARIMAYA (1988)⁴⁶⁾も、冷気の移流・堆積による冷却量は全冷却量に対して一定という仮定を行って、盆地底部地表面の温度低下の数値解析を行い、下向き放射量の減少が盆地底部の冷却を強めることを示した。この様に周囲の地形が凍霜害の発生過程にどのように影響を与えているかが定量的に研究され始めたのは近年のことである。以上の研究は特定の場所について、気象学的モデルを用いて、夜間冷却に局地性が発生する原因を調べたものである。

一方、吉野 (1959)⁷⁸⁾、正務・米久保 (1954)⁴⁹⁾、正務 (1974)⁴⁸⁾、近藤・佐藤 (1984)⁴⁰⁾などによって特定地域の様々な

地形に対する最低気温予想モデルが作られた。しかし、これらは経験的で他の地域への応用には困難を伴うものが多い。

近藤 (1982, 1983 a, b)^{34,35,36)}、近藤・森 (1983)³⁸⁾、近藤ら (1984)³⁹⁾、森ら (1983)⁵⁴⁾、森・近藤 (1984)⁵⁵⁾ は、一般的な地形の定量化を目的として理論的研究を行った。これらによると、盆地底部では、安定層の破壊の遅れによって低温が持続することを示しており、盆地底部で発生する低温は上空の大気の冷却による下向き放射量の減少が原因であるとしている。この理論に基づき近藤・佐藤 (1984)⁴⁰⁾ はアメダスデータを用いて実際の地形に対応した定量化を試みたが、計算が複雑であり、農地の気象条件の改善などを目的とした微気象の記述には不適當であると考えられる。

現段階では、冷気流や安定層形成に関する研究によって、母子里、菅平の様な周囲の山との標高差が 500 m 以上あるスケールの大型の盆地での冷却の機構は解明されつつあるが、本研究の観測地点早来町安平地区の様に比高が低い小型の盆地状の地形や谷などが低温になる原因は未だに明らかになっていない。その結果、小型の盆地や谷などの小地形を評価する実用的な地形パラメータについても研究されていない。したがって、局地性の強い凍霜防御の研究には、これらのことが明らかにされる必要がある。

第4節 研究の目的

前述のように、盆地や谷あるいは深さが数m程度の窪地で低温が発生する原因は、冷気が集りやすく、その結果地表付近では下向き放射量が減少して放射冷却が促進されるためとされている。この理論では冷気流の発生源となる長大な斜面を持つ大型の盆地における低温発生は容易に説明できるが、小型の盆地、谷あるいは霜穴といわれる窪地に発生する低温を説明できない。そのため、従来の理論では狭い区域に対する凍霜害の予報が適切に行えず、防御が不十分である。この様な意味から、凍霜害の危険性に対して地形を定量的に把握し、予報技術や防御対策の体系化が重要となる。

本研究の目的は、微地形まで考慮した凍霜害の予報技術や防御技術開発の基礎となる、凍霜害の発生機構と小型の盆地を含む地形との関係を定量化することである。まず、地形形状の相違による夜間冷却の違いを明らかにするため、石狩・勇払平野南東部にある盆地地形の早来町安平と、平坦地の千歳市駒里で夜間の気象観測を実施し、気象要素の比較を行った。さらに、この両観測地点の安定層の破壊過程を比較することによって得られた知

見から、周囲の地形の効果を地表風速と地衡風速の比というパラメータを用いて定量化し、その値と夜間の冷却量の比較を行った。

さらにその結果から、小型の盆地では冷気流の発生を防ぐ防霜林の様な施設は、安定層の破壊を遅延させるため凍霜害防御には逆効果であり、送風法や燃焼法といった安定層の破壊による防御法が有利であることを示唆した。

第2章 観測方法および観測期間中の気象状況・凍霜害発生状況

第1節 観測地点と観測の概要

北海道の石狩平野から勇払平野にかけての地域は、図 2-1 に示すように日本海岸から太平洋岸まで標高 50 m 以下の低平地であり、その東西両側は 1000 m 以上山地で挟まれている。この地域の地形気象として、地上では南北方向の風が卓越し、平野内では特徴ある局地気象が観察される (堀口ら, 1982, 1983)^{15,16)}。この平野の南東部にある早来町安平地区は、馬追丘陵と夕張山地の末端部の間にある小盆地状の地形で、初霜害を受けやすい所として知られている。安平地区より凍霜害が少ないといわれる付近の同町早来地区における平均初霜日でさえ 9 月 30 日で、平野内の島松の 10 月 7 日に比べ 7 日早い (農林省・気象庁, 1978)⁶³⁾。この早来町安平地区は夏期に比較的高温 (8 月の平均日最高気温は 25.7°C で、平野部の長都より 0.3°C 高い) であることも原因で、水田面積が多い地域である。また、春の晩霜害は比較的少ないが、特に冷夏などで稲の生育が遅延した場合などには、初霜害が発生するところである。

本研究は、早来町の中で特に霜害を受けやすいといわれる安平地区を早来の観測点とした (以後、この観測点を「早来」と呼ぶ)。また、その対照地区として、石狩・勇払平野にあり、安平と標高が等しく (標高 33.5 m)、かつ太平洋岸からの距離もほぼ等しい千歳市駒里地区が選ばれた (以後、この観測点を「千歳」と呼ぶ)。海岸からの距離を等しくしたのは、当初、早来において凍霜害が発生しやすい主因が、石狩・勇払平野で特徴的な海洋性冷気流が、太平洋から流入することによって予想したためである。

以上に述べた 2 観測点の位置は、図 2-1 に示してある。また、観測地点の周囲の状況と測定器の設置状況を、写真 2-1 (早来) と写真 2-2 (千歳) に示す。この両地点の主風向方向の風上側、及び風下側約 300 m には、障害物

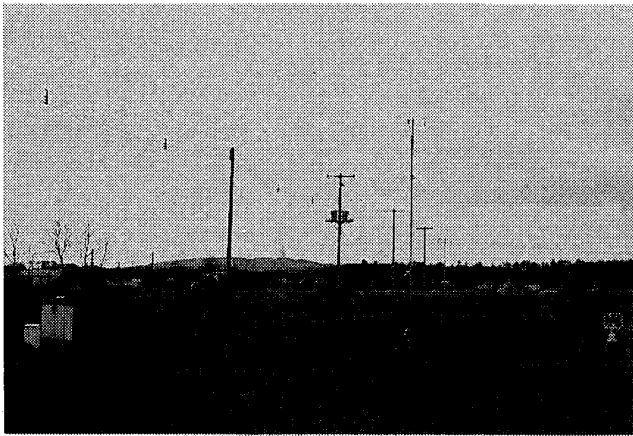


写真 2-1 早来山の観測状況

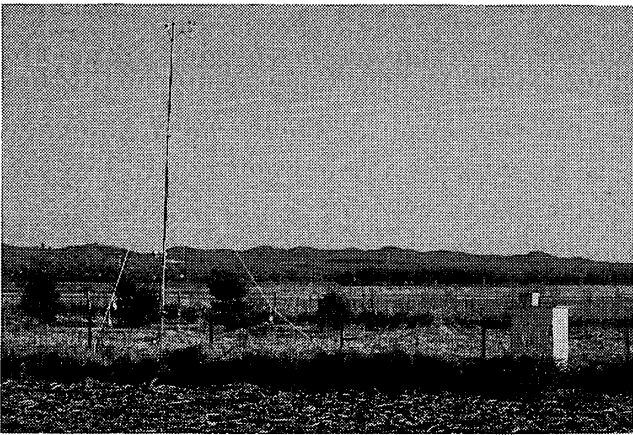


写真 2-2 千歳山の観測状況

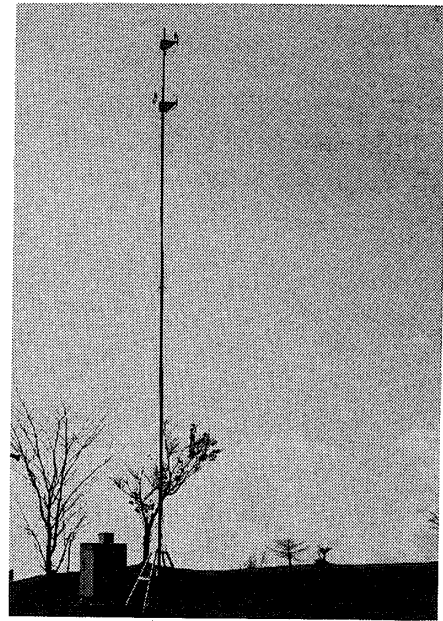


写真 2-3 山頂の観測状況

が、その観測結果から、より標高の高い地点における風速及び気温が必要となったので、1984 年の観測から馬追丘陵上の山頂に観測点をもう 1 点設けた。その観測点の写真を写真 2-3 に示す。この観測点は、早来と千歳のどちらの観測点からも等距離にあり標高は 103.5 m である。この地点は、馬追丘陵の山の頂にあるため、以後「山頂」と呼ぶ。また、比較的独立した山の頂部にあるため、観測された風速は上空の一般風を代表すると考えられる。

は何もなく、また観測中の周囲の状態は、草丈約 50 cm の草原であった。

1983 年の観測では早来・千歳の 2 地点のみであった

観測は、1983 年から 1987 年まで 5 ケ年間の春と秋に、それぞれ約 1 か月間行われた。測定期間および測定項目を表 2-1 に示す。また、表 2-1 以外に計 23 回、小型気球を用いて上空 100 m までの気温の鉛直分布を測定した。

表 2-1 測定期間と測定項目

Observation Periods	Observation items						
	Dry bulb Temp.	Wet Bulb Temp.	Solar Radiation	Net Radiation	Downward Radiation	Wind Speed	Wind Direction
25 May., 1983 - 14 Jun., 1983	+	+	+	-	+	+	+
4 Oct., 1983 - 26 Oct., 1983	+	+	+	+	+	+	-
20 Apr., 1984 - 13 Jul., 1984	+	+	-	-	+	+	+
5 Oct., 1984 - 14 Nov., 1984	+	+	-	+	+	+	+
29 Sep., 1985 - 7 Nov., 1985	+	+	+	-	+	+	+
14 May, 1986 - 23 Jun., 1986	+	+	+	-	+	+	+
27 Sep., 1986 - 20 Nov., 1986	+	+	+	-	+	+	+
19 May, 1987 - 23 Jun., 1987	+	+	+	-	+	+	+
28 Sep., 1987 - 6 Nov., 1987	+	+	+	-	+	+	+

＋は測定したこと、－は測定しなかったことを示す。

以下に測定器についても簡単に記す。

a) 乾球温度および湿球温度

各期間とも 3 高度において、乾・湿球温度を測定したが、それぞれの年毎に測定高度が若干異なるため、その値を表 2-2 に示す。また、ここで用いたセンサーは熱電対で、電動ファンによって、風速約 3 m/sec で通風された。しかし、1984 年 4 月 20 日から 5 月 30 日の観測では、地上 1.5 m の乾球温度のみを通風式白金抵抗温度計（千野製作所製）を用いて測定した。

山頂の気温は、地上 10.5 m で通風した熱電対温度計を用いて測定した。早来・千歳の観測点の標高は 33.5 m で、山頂の標高が 103.5 m であるため、早来、千歳の観測点と山頂の比高は 70 m となっており、センサーの位置の比高は約 79 m である。

b) 作物体温量

作物体温は 1986 年 10 月 4 日から 5 日にかけて松下電器製 ER-1057 型放射温度計で測定し、放射率補正は 1 とした。

c) 日射量

1983 年のみ、地上 1.0 m の位置に、ネオ日射計（英弘精機製）を取りつけて、早来と千歳両地点において測定した。

表 2-2 早来と千歳の温度計と風速計の設置高度

Year	Thermometer			Anemometer	
	4.0m	1.5m	0.5m	4.0m	1.5m
1983	4.0m	1.5m	0.5m	4.0m	1.5m
1984	6.0	1.5	0.5	6.0	1.5
1985	6.0	2.0	0.5	6.0	1.0
1986	6.0	2.0	0.5	6.0	1.0
1987	6.0	2.0	0.5	6.0	1.0

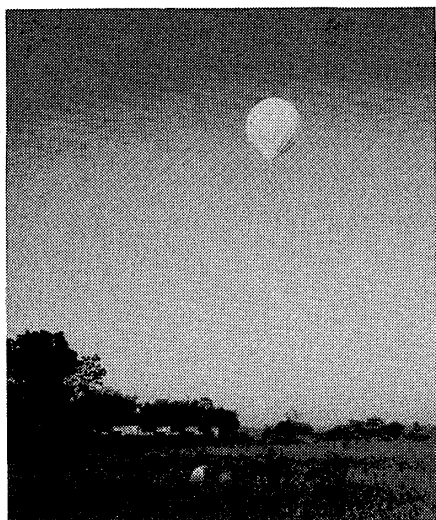


写真 2-4 気球による気温の測定状況

d) 純放射量

1983 年と 1984 年の秋期のみ、地上 1.0 m の位置に、ポリエチレン被覆の風防型純放射計（英弘精機製）を用いて、早来と千歳で測定を行った。

e) 下向き放射量

1984 年の早春の観測期を除き全測定期間で、早来、千歳および山頂の 3 地点で、測定を行った。測定器は前述の純放射計を用い、さらに、そのセンサー下面に内面を黒体に近い状態にしたカップ型のアダプターを取りつけ、それらの出力から計算して求めた。下向き放射量は純放射計の出力を $R_n(W/m^2)$ 、アダプター内面の温度を $T(^{\circ}C)$ とした場合、以下の式で求められる。

$$R_d = R_n + \sigma \times (T + 273.15)^4$$

f) 風速・風向

早来と千歳の風速は、傾度法によって顕熱輸送量を算出するため、1983 年と 1984 年は乾・湿球温度と同じ高さ（6 m と 1.5 m）で、3 杯式光電式風速計を用いて測定した。1985 年以降は、顕熱輸送量の算出方法を変更したため、風速計の設置高度を 10 m と 1 m とした。それぞれの観測期間中の測定高度を表 2-2 に示す。山頂の風速の測定高度は 10.5 m である。また、風速計の出力は、積算計で積算値を求め平均風速を計算した。風向は 1983 年の秋を除き全測定期間で測定した。

g) 気球による上空の気温の観測

小型気球に、サーミスター（宝工業製）を取りつけ、上空 100 m までの温度の鉛直分布を測定した。測定は気球を上下させて、10 m 間隔で行ったが、気球の仰角を測定して後から補正を行って正確な測定高度を計算した。測定状況を写真 2-4 に示す。

第 2 節 観測期間中の気象状況・凍霜害発生状況

(1) 観測期間中の気象状況

観測期間中の早来と千歳付近の晴天夜間数と両地点で

表 2-3 観測期間中の晴天夜間と気温差の発生した夜間数

Observation period	Total night	Clear night	night with large temp. diff.
25 May - 14 Jun., 1983	21	9	2
4 Oct. - 26 Oct., 1983	23	8	5
20 Apr. - 13 Jul., 1984	55	17	3
5 Oct. - 14 Nov., 1984	41	19	15
29 Sep. - 7 Nov., 1985	40	15	10
14 May - 23 Jun., 1986	41	10	2
27 Sep. - 20 Nov., 1986	55	20	6
19 May - 23 Jun., 1987	36	8	3
28 Sep. - 6 Nov., 1987	40	15	8
Mean	Spring	153	44
	Autumn	199	77

気温差が発生した夜間数を表 2-3 に示す。ここで晴天夜間とは千歳航空測候所における午後 6 時から翌日の午前 6 時までの平均雲量が 5 以下の夜間とした。また、気温差が発生した夜間とは、午後 6 時から翌日の午前 6 時までの間に一時的にでも両地点の気温差が 3°C 以上となった夜間と定義した。

1983 年の春の観測期間(5 月 25 日から 6 月 14 日)は、一般に晴天に恵まれ、晴天夜間が 9 夜間であった。苫小牧付近の気象概況は、5 月末は天候に恵まれたが、6 月になるとオホーツク海高気圧の勢力が強くなり曇天の日が多くなり、気温もかなり平均より低く経過した。秋の観測期間(10 月 4 日から 10 月 26 日)は、晴天夜間が 8 夜間であった。気象概況は、10 月初と月末に冬型の気圧配置となり道内各地で平年より 1 週間から 20 日早く雪が降り気温もかなり平年より低かった。

1984 年の春の観測期間(4 月 20 日から 6 月 13 日)は、晴天夜間は 17 夜間あった。気象概況は 5 月末は晴天に恵まれ、6 月は霧が多かったものの気温は平年より高く各地で最高気温の極値が更新された。秋の観測期間中(10 月 5 日から 10 月 14 日)は、移動性高気圧が周期的に通過したため比較的天候に恵まれ、晴天夜間は 46 夜間あった。気象概況は、10 月は平年並みであったが、11 月中旬から強い冬型の気圧配置になり気温がかなり低めになった。

1985 年の秋の観測期間(9 月 29 日から 11 月 7 日)は、晴天夜間は 15 夜間で、前半に晴天日が集中し 10 月中旬までに 11 夜間であった。気象概況は、10 月中旬から寒気の南下と頻繁な低気圧の通過で気温は低く、曇天の日が多かった。

1986 年の春の観測期間(5 月 14 日から 6 月 23 日)は、天候が悪く晴天夜間は 10 夜間であった。気象概況は、5 月中旬以降は上空に寒気が流入したため低温となった。秋の観測期間(9 月 27 日から 11 月 20 日)は、晴天夜間は 20 夜間であった。気象概況は、9 月から 10 月中旬までは移動性高気圧の影響で晴れた日が多く気温もかなり高めであったが、10 月下旬から強い寒気が南下し、気温が低くなった。

1987 年の春の観測期間(5 月 19 日から 6 月 23 日)は、一般に天候が悪く晴天夜間は 8 夜間と少なかった。気象概況は、5 月上旬と下旬に寒気の南下がみられ、気温が低下した日があった。秋の観測期間(9 月 28 日から 11 月 6 日)は、晴天夜間は 15 夜間あった。気象概況は、ほぼ平年並みであったが、10 月上旬は寒暖の差が激しかった。

晴天夜間の発生割合を比較すると、5 年間の平均で春は 28 %、秋は 39 %となり秋の方が発生しやすかった。

このような晴天夜間に早来と千歳の気温差が発生した夜間数についても表 2-3 に示す。早来地区では、同地区のみに凍霜害が発生するのは秋に多いといわれているが、今回の観測でも気温差が発生する夜間の全観測期間中の発生割合は春、秋それぞれ 7 %、22 %と有意な差がみられた。また、全晴天夜間に対する発生頻度は春、秋それぞれ 23 %と 57 %と差がみられた。

(2) 早来における水稻の凍霜害発生状況

石狩・勇払平野内で 1983 年から 1987 年までの観測期間中に、水稻の霜害が発生したのは、遅延型冷害の 1983 年と 1986 年であった。この両年のうち、早来において水稻が本田にある期間に気温が 0°C 以下に低下したのは、1983 年、1986 年それぞれ 15 回と 7 回であった。1983 年は冷害の被害が著しく、降霜期になっても青立ち状態を呈して、収穫を目的とした刈り取りは行われなかったため霜害とは言い難いが、1986 年は 6 月下旬から 7 月上旬にかけての低温のため、水稻の生育が 1 から 2 週間遅れたため収穫前に降霜がみられた。中晩生種の「栄光」や「ユウカラ」では籾数過剰と過繁茂などで 10 月に入ってから登熟が鈍り、成熟期直前に 10 月 11 日の強い霜で登熟を停止したことが報告されている(北農会編集部, 1987)¹⁴⁾。

図 2-2 に早来町安平において観測した 1986 年 10 月 4 日から 5 日の夜間の気温と作物体温の関係を示す。この年の稲の収穫は 10 月 10 日前後に行われ、10 月 4 日から 5 日にはほとんど収穫は行われていなかった。作物体温の測定は放射温度計、気温の測定は白金抵抗温度計(地

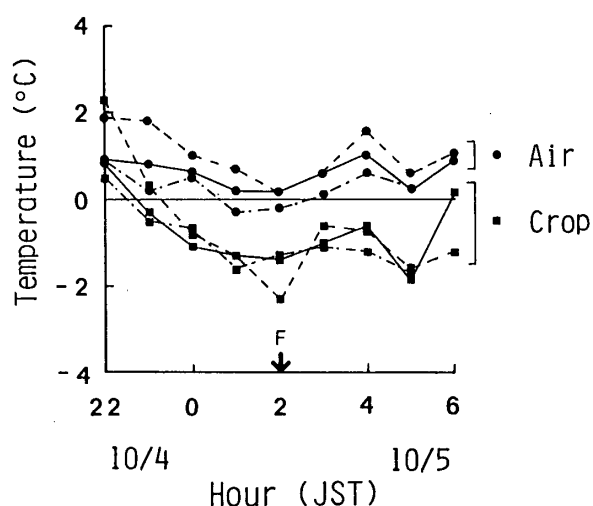


図 2-2 晴天夜間の稲の作物体温と気温の変化
1985 年 10 月 4 日から 5 日の夜間に早来で観測された。図中の F は稲体の凍結開始時刻を示す。



写真 2-5 稲穂の降霜状態

上 1.5 m の高さ) を用い、同一の沢内にある 3 地点の水田で 1 時間おきに移動観測を行った。風速を常時観測した「早来」観測地点も同じ沢内にある。また、10 月 4 日から 5 日には燻煙は行われず、また風速は終夜ほぼ 0.5 m/sec 以下で、典型的な晴夜微風の放射冷却の発生しやすい条件であった。

図 2-2 に示すように、午前 2 時の作物体温は -1.6°C 程度で、この頃に穂の表面の水滴は凍結したものと考えられる(写真 2-5)。しかし今回の観測では、米粒自体の凍結に関しては確認できなかった。

観測を行った 3 地点とも同様な気温及び作物体温変化を示し、気温と作物体温の差はどの時刻、地点を取ってもほぼ 2°C 程度(平均 2.1°C) であった。したがって、水稻の凍霜害が問題となるのは気温が 2°C を下回る場合と考えることができる。

第 3 章 早来と千歳の夜間における気象要素の比較

第 1 節 はじめに

序論にも記したごとく、従来、比較的大型の円錐形をした盆地では冷気が移流・堆積することにより下向き放射量が減少し、盆地底部では冷却が促進されるといわれてきた。(MAKI and HARIMAYA, 1988)⁴⁶⁾。しかし、早来地区は馬追丘陵によって平野部と切り離された小型で不完全な盆地形状をしている。従来の理論では、このような複雑地形における凍霜害発生の原因を十分に説明することはできない。本章では、早来地区と、そこから 12 km 離れた千歳の夜間気象要因を比較することによって、小型盆地に代表されるような複雑地形での低温発生の原因

を明らかにすることを試みた。

第 2 節 解析方法

解析は、早来と千歳の 4 時間平均気温と風速の比較から行った。4 時間平均値は、1 夜間を 16 時～20 時、20 時～24 時、0 時～4 時、4 時～8 時の 4 時間帯に区分し、それぞれの気象要素について計算した。これによって、観測期間中の気温差の発生傾向と発生日時を調べるためである。次いで、放射冷却の著しい夜間について、気温差の発生した夜間と発生しなかった夜間に分け、両地点の気温経過、風速経過の比較を行った。また、上空の気温の鉛直分布の比較を行った。

さらに、晴天夜間の石狩・勇払平野内の気象条件を明確にするために、早来と千歳の実測値以外に、西野幌、恵庭島松、および長沼のアメダス観測地点の気温、風向、風速データを利用した。これらの観測地点の位置を図 2-1 に示す。これらの観測地点はいずれも平野部にあり凍霜害の発生は少ない。これらのデータの他に、札幌管区気象台で 3, 9, 15, 21 時にラジオゾンデで測定される 900 mb 等圧面(高度約 1000 m)の高層風を上空の風とし、その風向、風速と気温差発生の関係を調べた。

第 3 節 早来と千歳の夜間気温および風速、下向き放射量の 4 時間平均値の比較

1984 年秋の早来と千歳の 4 時間平均気温の比較を図 3-1 a に示す。早来と千歳の 4 時間平均気温はほぼ 1 対 1 の直線上にあってあまり大きな差異はないが、低温になるほど直線からの偏差が大きくなる。他の観測期間も同様な傾向を示した。しかし、春の観測と秋の観測でその偏差の型が若干異なり、春は比較的偏差が小さく、早来が千歳より 5°C 以上も低温になるのはまれである。秋は偏差が大きく、 5°C を越えることがしばしば観測された。

また、早来と千歳の日最低気温の平均値を計算し比較したところ、どの観測期間においても早来の方が千歳より低かった。しかし、その差は 0.3 から 0.6°C で統計的処理をすると両者の差に有意性はなかった。

両地点で気温差が生じる原因として風速の違いが考えられるため、観測期間全体について風速の 4 時間平均値を比較した。1984 年の秋の例を図 3-1 b に示す。これによると、早来の風速が千歳より小さい傾向があり、この傾向は 1983 年から 1987 年のどの観測期間についても見られた。しかし、後で詳述する様に早来の風速が千歳の風速より 4 時間平均値で 3 m/sec 近く小さいことがあり、この時間帯に両地点の気温差も大きくなっている。

また、下向き放射量は有意な差がみられなかった。このことから風速差と気温差は密接な関係を持っていると考えられる。そして、早来と千歳の風速の小さいことは、早来と千歳は距離が僅か 12 km 程しか離れていないことから、早来が千歳に比べて周囲を山に囲まれていることが原因と考えられる。

第4節 放射冷却が著しい夜間の早来と千歳の気温の比較

両地点で 5°C 以上の気温差が発生した日は、1983 年秋に 3 日間、1984 年春に 2 日間、秋に 9 日間の計 14 日間であった。その代表的な例 (1984 年 11 月 10 日から 11 日) を図 3-2 に示す。気温差が発生した夜間の特徴を調べると、日没後から 0 時頃までは風が弱く、晴天で放射冷却が進み、安定層が形成されていると思われる状態で経過する。しかし、0 時頃から千歳では風速が強まり、同時に気温も上昇するが、早来では風速が弱いまま経過し気温の上昇はない。千歳の風速が強くなり始めた時刻の天

候は、晴天のままである場合が 8 例、曇りになった場合が 6 例あった。また、気温差の発生時間帯を調べると、20 時過ぎに限られており、とりわけ 20:00~24:00, 0:00~4:00 の発生頻度が高く、必ずしも最低気温が発生しやすい日の出直前とは限らない。また、春にはほとんど起こらず、秋に多く出現する傾向がある。

図 3-2 a に示した 1984 年 11 月 10 日から 11 日の気温経過について詳細に調べてみると、22 時頃までは晴天で放射冷却による気温低下が著しかったが、23 時以降は雲が出て来たために放射冷却は停止した。そして、0 時頃から両地点とも気温が上昇し始めるが、特に千歳で著しく、早来と千歳の最大気温差は 6°C に及んだ。2 時頃には千歳の気温は比較のために山頂で測定していた気温 (2.9°C) とほぼ等しくなっており、千歳では放射冷却によって形成された安定層が破壊されて、中立 (流体素片が鉛直方向に変位したとき、浮力を受けず加速も減速し

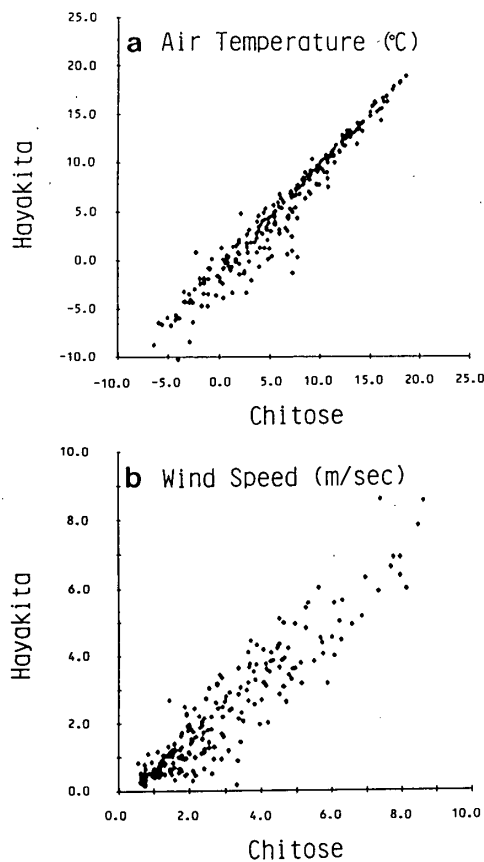


図 3-1 1984 年秋の観測期間中の早来と千歳における気温 (a) と風速 (b) の 4 時間平均値の比較

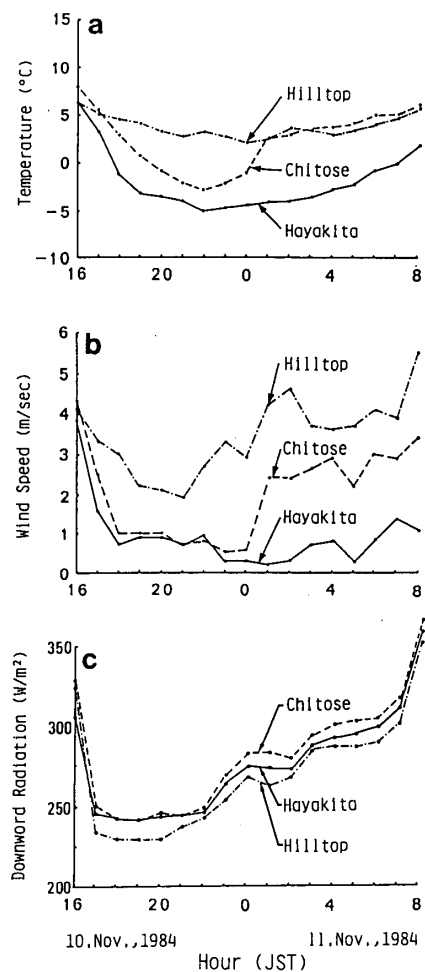


図 3-2 早来、千歳、山頂における 1984 年 11 月 10 日から 11 日の夜間の気温 (a)、風速 (b)、下向き放射量 (c) の変化

ないような成層状態)に近い状態になったことがわかる。この夜間の最低気温は早来と千歳でそれぞれ -4.5°C 、 -3.8°C で、その出現時刻は両地点とも22時頃であった。

早来と千歳と山頂の風速の経過を図3-2bに示した。日没後から21時頃までは山頂の風速は弱かったが、22時頃からまず山頂の風速が強くなり、0時頃から千歳でも風速が強くなった。しかし、早来では日の出時刻である6時頃まで風速は 1 m/sec 以下で、目立った上昇はみられなかった。

1984年11月10日夜間から11日早朝までの温位のイソプレットを図3-3に示す。この夜間は早来では22時頃まで冷却が進んでいるが、この時刻には千歳では上空で温位の上昇がみられた。千歳の地上と高度80mの温位差は上昇直前まで 8°C あったが、地上に気温差が発生した0時頃には 4°C と小さくなっていた。早来でも0時以降は、温位の上昇がみられるが依然として上空まで安定層が存在していた。

1984年11月10日から11日の下向き放射量の経時変化を図3-2cに示す。MAKI and HARIMAYA (1988)⁴⁶⁾の赤井川盆地の10月から11月を仮定した数値解析によると、冷却が進んだ場合の盆地底部と平地で観測される下向き放射量は、平地の方が 30 から 40 W/m^2 多くなると

している。早来でいわゆる盆地冷却が発生しているとすると、千歳で気温が上昇しなくてもこの程度の差異が現れると考えられるが、この夜間は気温が上昇したので千歳の下向き放射量は早来より 40 W/m^2 以上大きくなると考えられる。しかし、今回の観測中に発生した下向き放射量の差異は最大で 12.3 W/m^2 で、そのような大きな差異はみられなかった。以上から、早来と千歳における夜間の気温経過の相異は、放射の差によるものではなく、主として風速の差に起因していると考えることができる。

一方、放射冷却が著しかったと考えられる日で、気温経過にほとんど差がみられない場合の、1984年11月9日夜間から10日早朝の地上 1.5 m の気温経過を図3-4に示す。この夜間は、日没から22時までは雲が見られ気温の低下が著しくなかったが、22時以後快晴となり気温は急速に低下し、両地歩とも明け方近くに最低気温が現われた。山頂の気温の低下は比較的緩やかで明け方ごろまで続き、放射冷却によって形成された安定層が、地表付近では明け方まで破壊されなかったことがわかる。この夜間の早来と千歳の4時間平均気温差の最大は、0時

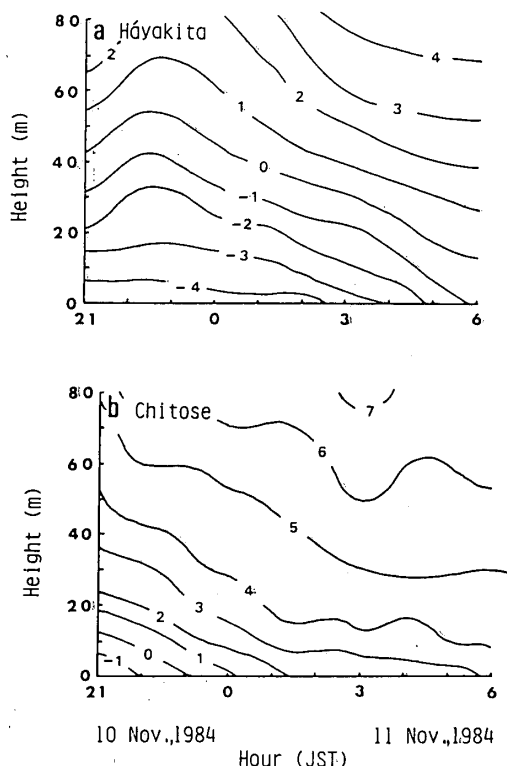


図3-3 1984年11月10日から11日の夜間の早来(a)、千歳(b)の温位のイソプレット

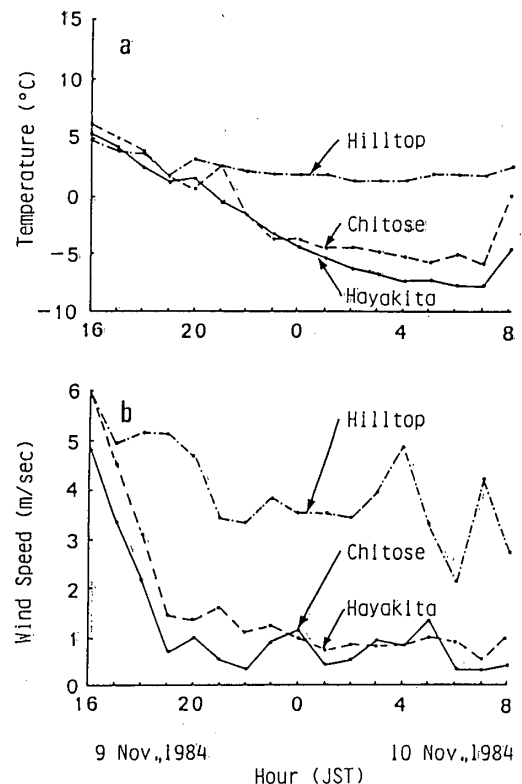


図3-4 早来、千歳、山頂における1984年11月9日から10日の夜間の気温(a)、風速(b)の変化

から4時に観測された 1.2°C で、最低気温差は 1.8°C であった。

この夜間の温位のイソプレットを図3-5に示す。観測開始後から1時頃までは両地点とも上空まで冷却は進んでいるが、1時以後冷却は停止し千歳では3時から4時にかけて上空から温位の上昇がみられる。これは放射冷却によって形成された安定層が上空の大気との混合によって昇温したためであると考えられる。しかしその影響は千歳の方が大きい、両地点とも地表にまでは及んでいない。

以上述べたように、早来と千歳で晴天夜間の気温経過を比較した場合、気温差が発生する場合と発生しない場合とがある。前述の、夜半に風速の増大とともに気温の上昇がみられる現象は、田中ら(1983)⁷³⁾によっても発表されている。田中ら(1983)⁷³⁾によると、北海道大学附属苫小牧地方演習林内の谷と台地の夜間冷却を観測し、台地においては24時前後に風速が増大し、1時頃に気温の上昇が起きたとしている。早来と千歳でみられた気温差も、この現象と同様に上空との乱流混合の差異によって生じたと考えられる。

第5節 気温差が発生したときの石狩・勇払平野の気象条件

観測を行なった1983年と1984年の秋について早来と千歳の観測地点以外に、平野部の3地点のアメダス観測地点(西野幌・恵庭島松・長沼)についても気温を調べた。これらの5地点について、①晴天夜間、②晴天夜間でしかも夜間(午後7時から午前6時まで)の平均風速が 1 m/sec 未満の時、③早来と千歳で 5°C 以上の気温差が発生した時、の気温を比較した。ただし、晴天夜間は千歳航空測候所における午後7時から翌朝午前6時まで1時間毎に測定した雲量の平均が2未満である夜間と定義した。表3-1に午後7時から午前0時までの平均気温

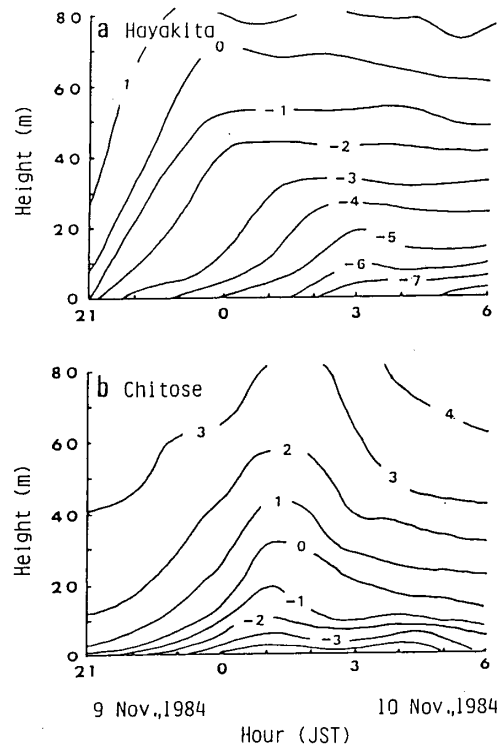


図3-5 1984年11月9日から10日の夜間の早来(a)、千歳(b)の温位のイソプレット

と、午前1時から午前6時の平均気温を求め、その温度差(以後、気温降下量と呼ぶ)を示した。

上の条件を満たす微風の晴天夜間の気温降下量の平均値は3地点ともに 3.0°C から 3.2°C の間に収まっている。したがって、晴天夜間で微風の場合、この平野中央部のアメダス観測地点の平均気温降下量は 3°C 程度と思われる。

早来と千歳の間で気温差が観測された12夜間は、西野幌・恵庭島松・長沼の3地点のアメダス観測地点の平均気温降下量の平均は、 -0.8 から -1.5°C と負の値である。したがって、この夜間は午前1時から午前6時まで

表3-1 観測期間中の気温降下量

Condition	Temperature difference ($^{\circ}\text{C}$)					
	Numbers of time	Hayakita	Chitose	Nishi-Nopporo	Eniwa-Shimamatsu	Naganuma
Clear nights	10	2.1	0.8	0.9	0.8	1.3
Clear and calm nights	*	3.0	3.1	3.0	3.1	3.2
Nights for over 5°C temperature difference between Hayakita and Chitose	12	-0.3	-2.7	-1.5	-1.4	-0.8
9 Oct., 1984	-	2.3	-1.5	2.5	1.1	0.1

気温降下量は19時～24時の平均気温と1時～6時の平均気温差として計算した。*:晴天で微風の夜間数は、早来、千歳、西野幌、恵庭島松、長沼で、それぞれ7、4、5、3、5であった。

の平均気温が上昇したことを示している。しかし、12夜間のうち3地点ともすべて負になったものが8夜間、1地点または2地点が負になったものが2夜間で、3地点とも正のものは1984年10月9日の1夜間のみであった。この10月9日について、各アメダス観測地点の値をみると、西野幌で観測された 2.5°C の気温降下量が最大で、恵庭島松・長沼それぞれ 1.1°C 、 0.1°C で、晴天夜間で微風の条件ともとで現われる気温降下量の 3.0°C から 3.2°C に比べかなり小さい値となった。以上の結果から、早来と千歳の気温に差がみられるときは、平野内全体で午後7時から午前0時までの気温に比して午前1時から午前6時までの平均気温が上昇するか、降下しても降下量が小さい場合であることがわかる。

また、このような現象が見られた場合、気温降下量と同様に風速について風速降下量を調べると、風速の増加も観測された。早来と千歳で気温差が発生した夜間12例のうち、風速降下量が正となったものは1984年11月13日が1例あるのみで、その1例も、風速降下量は 0.2 m/sec であった。したがって、晴天条件下では、風速の上昇によって気温上昇が引き起こされると考えて差し支えないと思われる。また千歳の観測地点でみられた夜間の気温の上昇は、千歳特有のものでなく、西野幌・恵庭島松・長沼など、平野部で一般的にみられる現象である。したがって、観測地点周辺が一樣平坦な場所である場合は夜間に気温の上昇が起こりやすいことが明らかになった。

第6節 上空の風と地表風の関係

一般に地表風は上空の風向、風速と大気安定度の影響を受ける(近藤, 1982b)³⁹⁾。したがって、上空の風速が夜半から大きくなった場合、または上空の風が変化し平野内の地表風速が大きくなるような風向になった場合、地表風速が大きくなり気温が上昇すると考えられる。そこで、上空の風と地表風の関係について調べた。上空の風として、札幌管区気象台の900 mbの高層風を利用した。

晴天夜間が微風である条件は、上空の風が弱い場合に対応することが推測される。そのため1978年から1984年までの10月について平野内のアメダス観測地点の地表風速と上空の風速の比(地表風速/上空の風速:%)を上空の風向別に計算してみた。図3-6によると、平野中央部の長沼は、上空の風向がおおよそ南、または北寄りである場合は、西、または東寄りの風向に比較して地表風が大きくなる傾向がみられた。これは、平野の東側及び西側にある山地の影響によるものと考えられる。1978年から1984年までの10月の晴天夜間で上空の風が西風

の場合、上空の平均風速 6.4 m/sec に対応する地表風速は、西野幌・恵庭島松・長沼の順に 0.8 m/sec 、 1.3 m/sec 、 1.2 m/sec である。一方、上空の風が南風の場合はそれぞれ 1.2 m/sec 、 2.6 m/sec 、 2.1 m/sec で、上空の風が西風の場合に比較して地表風速は約 1 m/sec 程度大きくなっている。このことから、上空の風向が南北方向で夜半に風速が大きくなった場合や、上空の風向が西から南に変化した場合、地表風の風速が夜半に大きくなるといえる。

観測期間中の1983年と1984年の早来と千歳で観測した地表風速と札幌の上空の風速の関係を調べた。その結果を図3-7に示す。早来と千歳の観測データが1983年と1984年のみしかないため、風向が北から東にかけてのデータが存在せず確定的なことは言えないが、早来では上空の風速が比較的大きくても、その風向にかかわらず静穏である場合が多かった。すなわち、上空の風向が南寄りである場合でも風速比が小さく、地表風を発生させや

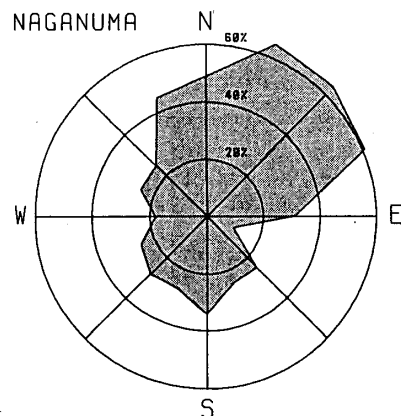


図3-6 長沼における上空の風向と風速比(地表風速/上空の風速)の関係

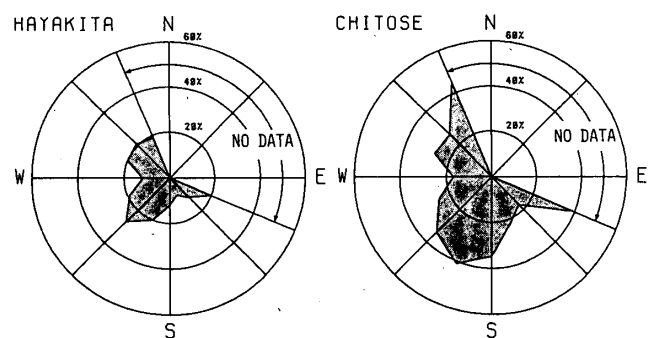


図3-7 早来と千歳における上空の風向と風速比の関係

すい特定の上空の風向がないと思われる。千歳では上空の風向が南寄り、地表風が強まり、西寄りで弱くなる傾向がみられたが、これは上に示した平野内のアメダス観測地点と同じ傾向である。

早来と千歳において気温に差がみられた12例について、21時と3時の上空の風向、風速の関係を調べた。12例のうち夜間中晴天であった8例は、①上空の風向は変化しないが、21時の上空の風が弱く、3時に増大して千歳のみ地表風が強くなった場合、②21時の上空の風が強い場合でも西風で地表風は弱く、3時に風向が南に変わって千歳のみ地表風速が強くなった場合に分類された。すなわち、これら2つの場合何れもが始め早来も平野中央部も地表風が発生しない条件から、後に平野中央部のみ地表風が発生する条件になった場合であった。夜間中晴天ではなかったが気温差が発生した4例のうち3例は日没後晴天であったものが曇天になったもので、これらは放射冷却が停止したために上空の風が弱い風でも安定層が破壊されて、地表風が強まったと考えられる。

第7節 早来と千歳の気温差の原因

早来は周囲が低い山に囲まれた盆地地形で、平野部に比べ低温が持続するので凍霜害が発生しやすい。この発生原因として、まず、放射冷却のため周囲の斜面で形成された冷気が盆地底部に移流・堆積して発生することや、田中ら(1983)⁷³⁾が明らかにした夜半の風速の地点別差異などが関与すると考えられる。しかし、早来と千歳両地点の日最低気温を比較した場合、その差は0.3から0.6°Cで有意性はみられず、冷気の移流・堆積によって下向き放射量が減少し低温が発生するいわゆる盆地冷却の影響は小さいと考えられた。

したがって、早来と千歳に温度差が発生するのは、晴天夜間で放射冷却が著しい時、20時から4時に千歳のみ風速が強くなって上空との乱流混合が起こると考えられる。このことから、夜半の風速の地点別差異が関与していると思われる。この様な場合の早来と千歳の上空の温位の鉛直分布(図3-3)をみると、平野中央部の千歳では安定層が破壊されやすく、より早く上空の大気の影響が地表に現われる。しかし、早来では山地に囲まれて安定層が破壊されにくく地表付近までは昇温しにくい。すなわち、両地点で放射冷却によって形成された安定層の破壊速度に差が生ずる原因は、夜間に発生する上空の風による安定層の機械的な混合作用の差にあると考えられる(近藤, 1982a)³²⁾。そして、地形形状の相違がこの差に影響を与えていると思われる。

植物の凍霜害は、一般に0°C以下の低温の持続時間が

長いほど生じやすいため(酒井, 1982)⁶⁷⁾、早来と千歳のように平均日最低気温に有意な差がみられなくても、低温に長くさらされている方が凍霜害を受けやすい。したがって、早来のような小型の盆地地形では安定層の継続時間が凍霜害発生に関係し、上空の風による安定層の破壊の方が日の出以降の気温上昇による安定層の破壊よりも問題となるので、安定層の継続しやすさと地形形状の関係の定量的説明が必要である。

第4章 晴天夜間における安定層の熱収支解析

第1節 はじめに

前章において、盆地と平地では安定層の破壊の状態が異なることを述べた。盆地における冷気の移流・堆積が全冷却量に及ぼす影響を実測した例としては真木ら(1984)⁴⁵⁾による赤井川盆地の観測例があり、これでは盆地内の大気全冷却量に占める冷気の移流・堆積の影響は80%程度という結果を得ている。しかし、前章で述べたように、晴天夜間に気温差が発生する場合、上空80mまでの温位の鉛直分布を比較すると(図3-3)、盆地である早来では平地である千歳に比べて安定層の破壊が遅く、そのため朝まで低温が持続することがわかった。これはスケールの大きな盆地でみられるような、周囲の斜面からの冷気の移流・堆積によって、下向き放射量が減少し盆地底部の冷却が助長される(近藤, 1932a: 真木・播磨屋, 1984)^{32,44)}いわゆる「盆地冷却」の影響よりも、上空の風による安定層の破壊作用、すなわち上空から安定層内に輸送される顕熱量が少ないことが小型の盆地で発生する低温に影響することを示唆するものである。本章では早来と千歳において地表から高さ80m気柱を仮定し、その気柱の熱収支を調べ、早来のような小型の盆地における低温の発生に影響を及ぼす熱的要因を明らかにすることを試みた。解析は、気柱の加熱・冷却は、放射・顕熱・熱の移流あるいは上空からの熱輸送の3つの熱収支項の影響であるとし、それらの熱収支項の経時変化および平均値を比較し、地形形状の相違による安定層の破壊に影響を及ぼす熱的要因の違いを明らかにした。

第2節 解析方法

馬追丘陵を挟んで12km程離れた、早来と千歳両地点において1984年11月8日、9日、10日、1985年10月28日、31日、11月3日の全6夜間に小型の気球を用いて

上空 100 m までの気温の鉛直分布を測定した。さらに、両地点及び馬追丘陵にある山の頂において気温、風速、下向き放射量を測定した。これらの測定法は第2章に示した方法である。その測定結果を利用して、図 4-1 に示すような高さ 80 m、底面積 1 m² の大気柱を仮定してその気柱の熱収支を計算した。安定層が形成させるような夜間では、地表付近の潜熱輸送量の全冷却量に及ぼす影響が、他の熱収支項に比較して小さいと仮定できる(真木・播磨屋, 1984)⁴⁴⁾。したがって、この気柱の熱量変化 (ΔQ) は図 4-1 に示すごとく、大気自体の放射による加熱・冷却 (Q_R)、地表との顕熱交換による加熱・冷却 (Q_S)、移流あるいは上空からの熱輸送による加熱・冷却 (Q_X) によってのみ生ずると仮定できる。一般にこの様はボックスモデルでは、上空から輸送される顕熱量はないものと仮定して、 Q_X は水平方向からの移流項として扱われる。しかし、前章で述べたように安定層が上空から破壊されると考えた場合は、上空から輸送される熱量も考慮する方が妥当と考えられる。したがって、熱収支式は次式として表わされる。

$$\Delta Q = Q_R + Q_S + Q_X \quad (4-1)$$

ΔQ は、気球による気温の鉛直分布の時間変化から次式を用いて求められる。

$$\Delta Q = \rho \times C_p \times \int_0^h \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz \quad (4-2)$$

ここで、 ρ は空気密度、 C_p は空気の定圧比熱、 θ は温度、 t は時間、 z は高さ、 h は仮定した気柱の厚さ(ここでは 80 m)である。 Q_R は、気柱から放射によって失われる熱量であるから、次式となる。

$$\begin{aligned} Q_R &= \int d(L \downarrow(z) - L \uparrow(z)) \\ &= \{L \downarrow(0) - L \downarrow(h)\} + \{L \uparrow(h) - L \uparrow(0)\} \end{aligned} \quad (4-3)$$

但し、 $L \downarrow(z)$ 、 $L \uparrow(z)$ はそれぞれ高さ z における下向き、上向き放射量である。括弧内の h 、0 は気柱の最上端と最下端を表わす。光学的厚さ τ の平行大気的一端から $I(0)$ の放射が入射したとすると、その大気のもう一端から射出される放射 $I(\tau)$ は、次式で表わされる。

$$\begin{aligned} I(\tau) &= I(0) \times \exp\{\tau\} \\ &+ \int_0^\tau J(t) \times \exp\{t-\tau\} dt \end{aligned} \quad (4-4)$$

ここで、 $J(t)$ は放射源関数、 t は τ を表わす補助変数である。晴天夜間を対象とした場合、右辺第1項の $\exp\{\tau\}$ は便宜的に 1 と仮定することができるので (SASAMORI, 1968)⁶⁵⁾、

$$I(\tau) \cong I(0) + \int_0^\tau J(t) \times \exp\{t-\tau\} dt \quad (4-5)$$

したがって、入射放射と射出放射量の差 ΔI は、次式で示

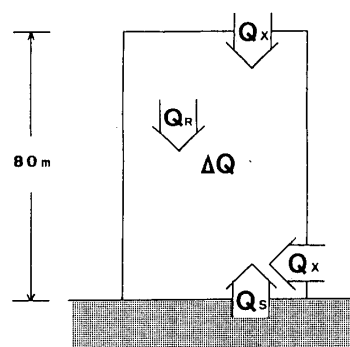


図 4-1 気柱の熱収支の概念図

ΔQ は気柱の熱量変化、 Q_R は放射による加熱・冷却量、 Q_S は地表との顕熱交換による加熱・冷却量、 Q_X は移流あるいは上空からの熱輸送による加熱・冷却量を示す。

すことができる。

$$\Delta I = \int_0^\tau J(t) \times \exp\{t-\tau\} dt \quad (4-6)$$

この式から、晴天夜間には下向き放射の発散と上向き放射の発散は等しいとすることができるから、(4-3)式は、

$$Q_R = \{L \downarrow(0) - L \downarrow(h)\} \times 2 \quad (4-7)$$

として計算することができる。

Q_S は、傾度法の一様である ZILITINKEVICH and CHARIKOV (1968)³²⁾ の方法によって計算される地表の顕熱輸送量から求めた。また、ここで用いた普遍関数は (4-8) 式の BUSINGER et al. (1971)⁵⁾ による安定状態のものである。

$$\phi_m(\zeta) = 1.14(1 + 4.1\zeta) \quad (4-8)$$

上空から気柱に輸送される熱量 Q_X は、 ΔQ 、 Q_R 、 Q_S の値を (4-1) 式に代入し、その残差から計算した。ここで、 Q_R 、 Q_S 、 Q_X の符号は気柱に向かう方向を正とした。

第3節 早来および千歳における上空から気柱に輸送される顕熱量

晴天夜間における各熱収支項の比較を行った。両地点で気温差が発生しなかった 1984 年 11 月 9 日の夜間の早来と千歳両地点の気温、と各熱収支項の経時変化、及び山頂の風速変化を図 4-2 に示す。早来では 23 時頃まで移流あるいは上からの顕熱輸送量を示す Q_X の値が負となっている。千歳でも 22 時から 0 時までは Q_X は負であり、両地点の傾向はほぼ同じであった。

両地点で気温差が発生した 1984 年 11 月 10 日の夜間について同様の経時変化を図 4-3 に示す。この夜間は地上で気温差が発生し始めたのは 23 時頃であった。観測を

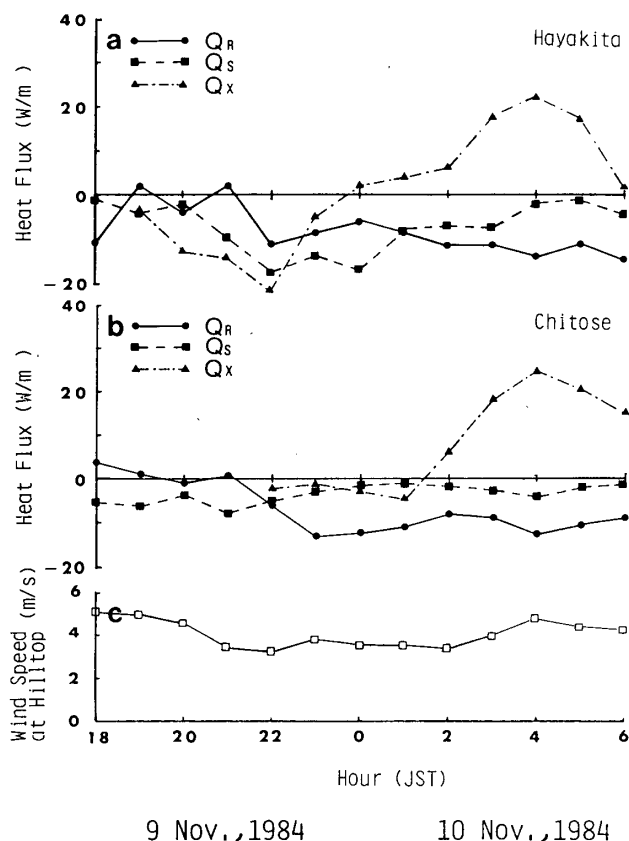


図4-2 1984年11月9日から10日の夜間の早来(a)と千歳(b)の気柱の熱収支と山頂の風速変化
 Q_R , Q_S , Q_X はそれぞれ放射, 顕熱, 移流・上空からの熱輸送を示す。気柱に入る向きを正とした。この夜間は気温差は発生しなかった。

開始した22時頃は Q_X が負で、早来では冷気の移流による熱の損失があるに対し、千歳ではその値は正となり、冷気の移流による損失より大きな熱輸送が上空からあると考えられる。その後も2時を除き千歳の方が Q_X が大きかった。

21時から6時までの各熱収支項の日別の平均値を表4-1に示す。気球による観測を行った日のうちで、晴天であったのは1984年11月8日, 10日, 1985年10月31日, 11月3日の4夜間で、そのうち、早来と千歳の両観測点間に気温差が発生したのは1984年11月8日, 10日, 1985年11月3日の3夜間であった。晴天夜間においては前述の4夜間とも早来の Q_X の値が千歳より小さな値となった。気温差が発生した夜間はその差がおおよそ 10 W/m^2 で、その結果両地点の差も顕著であった。しかし気温差が発生しなかった場合、その差は 2 W/m^2 であった。

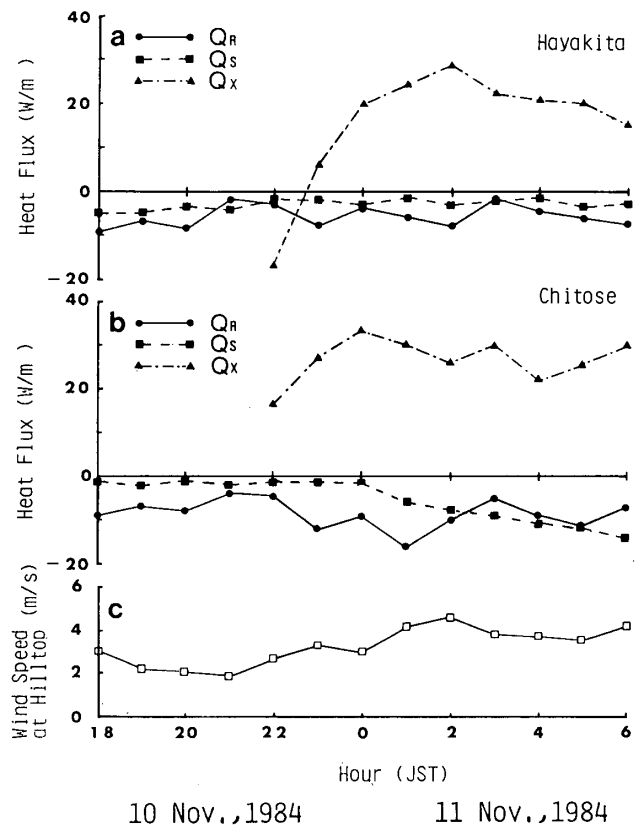


図4-3 1984年11月10日から11日の夜間の早来(a)と千歳(b)の気柱の熱収支と山頂の風速変化
 Q_R , Q_S , Q_X はそれぞれ放射, 顕熱, 移流・上空からの熱輸送を示す。気柱に入る向きを正とした。この夜間は気温差が発生した。

表4-1 早来と千歳の夜間の気柱の熱収支の平均値

Date	Hayakita (W/m^2)			Chitose (W/m^2)			Temp. Diff. ($^{\circ}\text{C}$)
	Q_R	Q_S	Q_X	Q_R	Q_S	Q_X	
8 Nov., 1984*	-11.0	-2.2	21.0	-12.3	-15.1	29.3	6.5
9 Nov., 1984	-9.6	-8.5	6.8	-9.0	-1.6	8.3	0.4
10 Nov., 1984*	-4.9	-1.6	14.5	-9.5	-6.5	25.2	5.5
28 Oct., 1985	-1.4	-3.5	-2.2	-5.0	-4.6	1.7	1.3
31 Oct., 1985	-8.0	-7.1	5.2	-10.3	-6.1	7.6	0.9
3 Nov., 1985*	-4.0	-2.7	9.8	-8.3	-11.0	15.4	8.5

観測日の*は気温差が発生した夜間を示す。

観測を行った6夜間のうち、1985年10月28日の早来で行った観測例を除き Q_X の平均値は全て正となったが、これは日没から日の出まで平均して考えると、図4-2や図4-3で示した日没直後にみられる冷気の移流・堆積以上に上空から安定層内に顕熱が輸送されることを意味するものである。1985年10月28日の早来でみられる例外は、(4-5)式で用いた仮定が曇天のために成立たなかったため Q_X を過小に評価したためと考えられる。以

上の事から、晴天夜間に早来と千歳で気温差が発生する原因は、従来考えられていた冷気の移流堆積よりも、上空からの気柱への熱輸送の差が原因であることが明らかになった。

第4節 上空から安定層内に輸送される熱量と上空の風の関係

前節で述べた安定層内へ上空から輸送される顕熱量と地形の関係を理論的に示すため、安定層の破壊を図4-4に示すような単純なモデルで考える。今、大気は温位が等しければ密度も等しい流体であると仮定する。初期条件として、図4-4aのような温位分布であった大気が、時間が t だけたつと逆転層が上部から破壊されて図4-4bのような温位分布になったとする。すなわち、ここで地表面からの顕熱の供与や、大気の放射による加熱がなく、上空の風の機械的混合作用によって破線の部分が互いに交換されたと仮定する。この場合は、上空の風によるエントレインメント（機械的混合による周囲の気体の取込み）によって生ずる場合を考える。時刻0においては、

$$\rho = \rho_0 - \gamma \times Z \quad (4-9)$$

$$\theta = \theta_0 + \beta \times Z \quad (4-10)$$

とする。ここで ρ は空気の密度、 θ は温位、 Z は高さで、添字の0は地表面での値を示す。また、 γ は密度の勾配、 β は安定層内の温位の勾配である。 γ と β の関係は、次式で示される。

$$\gamma = -\frac{\partial \rho}{\partial z} = -\beta \frac{\partial \rho}{\partial \theta} = \frac{\rho \beta}{\theta} = \frac{\rho}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (4-11)$$

この密度分布が、上空の風の影響で、高さ D の気層が等密度になったとする。 γ を一定とすると、その間のポテンシャルエネルギーの変化は次式で示される（近藤，1982b）³³⁾。

（ポテンシャルエネルギー変化量）

$$= \frac{1}{12} \times \gamma \times g \times D^3 \quad (4-12)$$

ポテンシャルエネルギーの変化を生じたのは、地表面摩擦によって生じた乱流混合と考えられる。 t 時間に地表面がなした仕事は、

$$(\text{仕事量}) = (\text{力}) \times (\text{速度}) \times (\text{時間}) \quad (4-13)$$

として表わせる。いま力として摩擦応力 τ_0 、速度として風速を U とすると、(4-13)式は、

$$(\text{仕事量}) = \tau_0 \times U \times t \quad (4-14)$$

と書き直せる。エントレインメント発生時においては、安定層の上にある混合層においては、大気は中立と考えられるから、摩擦速度を U_* とし、対数分布が接地層の上端まで成立つとすれば、高さ Z の風速 U は、

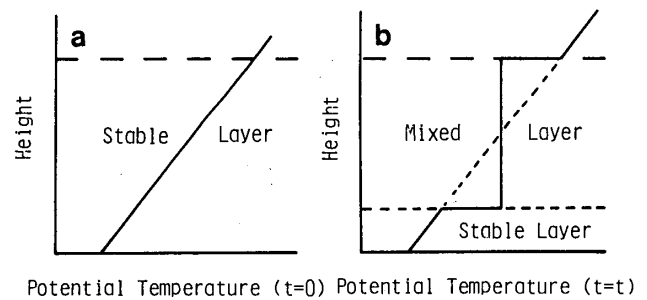


図4-4 安定層破壊の概念図

(a)は破壊前、(b)は破壊後を示す。

$$U = \frac{U_*}{\kappa} \times \ln \frac{Z}{Z_0} \quad (4-15)$$

ここで、 κ はKarman定数、 Z_0 は粗度である。また、 $\tau_0 = \rho \times U_*^2$ (4-16)

の関係があるから、(4-14)式は、

$$\begin{aligned} (\text{仕事量}) &= \rho \times U_*^2 \times U \times t \\ &= \rho \times \kappa^2 \times U_*^3 \times \ln \frac{Z}{Z_0} \times \tau \end{aligned} \quad (4-17)$$

(4-17)式に示されるポテンシャルエネルギーの変化は、風のなした仕事で生じたとすると、(4-12)式と(4-17)式から、

$$\frac{1}{12} \times \gamma \times g \times D^3 = \rho \times \kappa^2 \times U_*^3 \times \ln \frac{Z}{Z_0} \times t \quad (4-18)$$

定常状態を考えて、上式の両辺を t で微分し、整理すると、

$$\frac{dD}{dt} = \frac{\rho \kappa^2}{\gamma g D^2} \times U_*^3 \times \ln \frac{Z}{Z_0} \quad (4-19)$$

すなわち、これが安定層の破壊速度となる。したがって、安定層の破壊速度は、安定層の厚さ、粗度、上空の風速によって決定されると考えられる。したがって、夜間の安定層の破壊が上空の風による顕熱輸送によって生ずると考えた場合、上空から安定層内に輸送された顕熱(Q_x)は(4-19)式で示される安定層の破壊速度に比例する量と考えられるから、以下の式で表わすことができる。

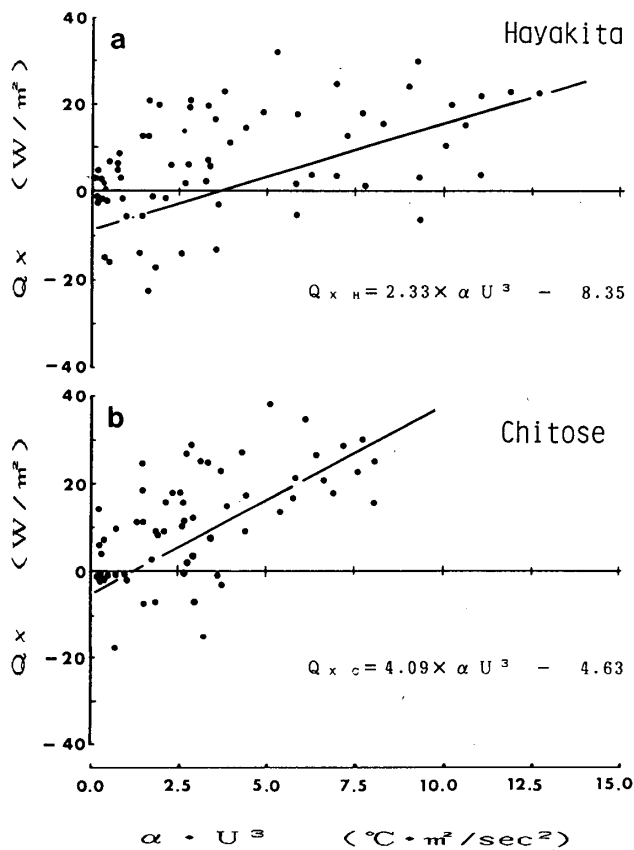
$$Q_x = A \times \alpha \times U^3 \quad (4-20)$$

ここで、 A は比例定数、 α は安定層の温度勾配の逆数である。

気球による観測を行った夜間について Q_x と $\alpha \times U^3$ の関係を調べ、その結果を図4-5に示す。ただし、ここで U の値として山頂で測定した地上10.5mの風速を用いた。両地点とも $\alpha \times U^3$ が増加すると、上空から安定層内に輸送される顕熱量 Q_x も増加する傾向がみられる。

その結果、次の回帰式が得られた。

$$Q_{xH} = 2.33 \times \alpha U^3 - 8.35 \quad (4-21)$$


 図 4-5 早来と千歳における Q_x と $\alpha \times U^3$ の関係

$$Q_{xc} = 4.09 \times \alpha U^3 - 4.68 \quad (4-22)$$

但し、 Q_{xH} は、早来において観測された上空から安定層内に輸送された熱量、 Q_{xc} は千歳において観測された上空から安定層内に輸送された熱量である。この2式の相関係数はどちらも、5%で有意であった。上空の風速が 0 m/sec になると、理論的には Q_x が 0 W/m² になると考えられるが、回帰式 (4-21)、(4-22) 式において、この条件を満たさない。この原因は Q_x を全てエントレインメントによって上空から安定層内に輸送される熱量と仮定したため、上空に風がなければ実際には冷気の移流・堆積が生じているのであるから負の値になる。したがって、この2式の定数項は両地点における冷気の移流・堆積による冷却値と考えれば、無風時には盆地である早来の方が平地の千歳よりも冷気の移流・堆積による冷却が大きくなると解釈することができ、矛盾はない。また、MAKI et al. (1986)⁴⁷⁾ によれば、上空 500 m の風速が 1 m/sec の晴天夜間における周囲の斜面からの冷気の移流・堆積による冷却量が全冷却量に占める割合は、盆地で 80%、谷で 50% としているが、早来と千歳で気温差が現れなかった上空の風が弱い（札幌上空 900 mb 等圧面の風速が 10 m/sec 以下）晴天夜間では、表 4-1 から

わかるように、両地点とも冷気の移流・堆積の割合は 10% 以下となった。したがって、早来の様な小型の盆地地形では冷気の移流堆積よりも、むしろ上空の大気から安定層内に輸送される熱量の方が大きな値を示し、重要な要因である。

第 5 節 小型盆地における凍霜害の発生原因

前述の様に、 Q_x には冷気の移流・堆積も含まれていると考えられるため、これら直線の傾き自体が上空から安定層に輸送される熱量と上空の風速の関係を表しているわけではない。しかし、冷気の移流・堆積による冷却量は全冷却量に対して一定と仮定すれば (MAKI and HARIMAYA, 1988)⁴⁷⁾、ここで得られた直線の傾きは (4-20) 式の A と考えて差し支えない。(4-21)、(4-22) 式の早来と千歳の係数を比較すると、早来は千歳の 57% に過ぎない。上空の風や初期の安定層の厚さが同じであると仮定すれば、係数 A は (4-18) 式の $\ln(Z/Z_0)$ に比例する量であるから、係数 A は地表の状態を表わす量といえる。したがって、千歳より早来の方が粗度が大きいといえる。平地、盆地の「大規模な地形を考えた粗度」をそれぞれ 0.01 m、0.4 m (近藤・山沢, 1983)⁴¹⁾ とし、Z は早来あるいは千歳と山頂の風速計の比高である 80 m とする。(4-21)、(4-22) 式の早来と千歳の係数 A (順に A_{0H} 、 A_{0C}) の比を計算すると、

$$\frac{A_{0H}}{A_{0C}} = \frac{\ln(90/0.4)}{\ln(90/0.01)} = 0.59 \quad (4-23)$$

となり、実測値から得られた値とほぼ等しくなった。したがって、(4-20) 式の A をパラメータとして盆地と平地の冷却量の違いを説明できる。ここで用いたパラメータの算出方法は、非常に複雑であるためより簡単な算出方法は次章で述べるが、地形形状と冷却量の関係を示すパラメータとして、上空から安定層内に輸送される熱量を考慮することが重要であることが明らかである。

従来、盆地や谷はそのスケールの如何にかかわらず周囲の斜面からの冷気の移流・堆積によって低温が発生しやすいという仮定の下で研究が行われてきた。また、森ら (1983)⁵⁴⁾、真木ら (1984)⁴⁵⁾ 等によって、晴天夜間、周囲を高い山に囲まれている盆地や谷状の地形では周囲の山地斜面において生成された冷気の移流・堆積によって下向き放射が減少し、平地より低温となることが報告されている。

早来の様な小型の盆地においても、従来からいわれてきたような冷気の移流・堆積は観測されたが、その全冷却量に占める割合は、盆地や谷などよりむしろ平地に近く、下向き放射の減少も起らず、最低気温も平野部と顕

著な差がみられない。また、早来で現れる冷気の移流・堆積の影響以上に、千歳で観測される上空から安定層内に輸送される熱量が、気温差に大きな影響を持つ。したがって、小型の盆地地形でも凍霜害が発生しやすいといわれている原因は、平野部より冷却が進みやすいということではなく、低温が持続しやすく気温の上昇が起こりにくいこと、すなわち放射冷却によって形成された安定層が破壊されにくいことにあると考えられる。前章でも述べたように、植物の凍霜害は一般に 0°C 以下の低温の持続時間が長いほど生じやすい。早来と千歳のように平均日最低気温に有意な差がみられなくても、早来の様に作物が低温に長くさらされている方が凍霜害が発生しやすい。

従来、凍霜害の発生機構を調べるため、盆地や谷はそのスケールの如何にかかわらず、周囲の斜面からの冷気の移流・堆積によって低温が発生しやすいという仮定の下で、低温になりやすさの研究のみが注目されてきた。しかし、本研究で盆地や谷の低温は、上空の風がエントレインメントによって行う安定層への顕熱輸送、すなわち暖まりやすさにも注目すべきであることが判明した。

今まで、安定層が形成されていてそれが破壊される場合について考えた。これは上空の大気から輸送される熱量が、安定層が放射や顕熱輸送で失われる熱、あるいは冷気の移流・堆積による冷却よりも大きい場合である。上空の大気から輸送される熱量が小さい場合には破壊は起こらず、安定層の厚さは増していく。また、日没時に上空から輸送される熱量が冷却量より大きければ、安定層は形成されない。夜間の最低気温は、以上に述べた様々な条件の組合せによって決まるものであるから、上空から安定層内に輸送される熱量と地形形状の關係に着目して研究を行うことが、夜間冷却量の推定、すなわち地域における凍霜害の発生しやすいさの評価を可能にすると思われる。したがって、次章では、エントレインメントによって安定層内に輸送される熱量と地形パラメータの關係を明らかにする。

第5章 上空の風による安定層の破壊速度と地形パラメータの關係

第1節 はじめに

第4章で述べたように、早来と千歳における安定層の破壊の違いは、上空の風向あるいは風速と密接に關係しており、それは両地点周辺の地形の影響であることが考えられた。上空の風の影響によって安定層の破壊が生じ

たとえられるとき、風速の経時変化及び気温のイソプレットをみると、安定層の破壊が地表にまで及んだときに、地表風速が増加し、さらに、地表付近の気温の上昇が観測される。すなわち、安定層の破壊は上空の風のエントレインメントによる安定層への顕熱の輸送によって発生すると考えられる。したがって小型の盆地と平野部の気温差発生機構を明らかにするためには、上空の風速と地表風速の關係を把握することが重要である。

上空の風と地表風の關係についての研究は比較的少なく、地上の風速を対象にしたものとしては、わが国では近藤・山沢(1983)⁴¹⁾や森(1985)⁵³⁾の研究がある。これらの研究では、上空の風は地衡風を仮定して、高層風観測あるいは何点かの地上気圧から推定を行っている。しかし、限定した地域の気象を対象とした場合、高層風や地上気圧のデータが少ないため、上空の風と地表風の關係を解析するためには量的に不十分であると思われる。したがって、本章では上空の風として早来、千歳両地点からほぼ等距離にある山頂で観測した風速を用いて、その値と地表風速の關係を調べた。

第2節 解析方法

本章の解析に用いた観測期間は1984年10月5日から11月16日、1985年9月26日から11月6日、1986年5月14日から6月23日及び9月27日から11月20日の4期間で、合計179夜間のデータを用いた。

観測地点は前章と同様、早来、千歳、および両地点から等距離にある山頂の3地点であった。

上空の風と山頂で測定した風の關係を調べ、さらに山頂で測定した風と地表風の關係を解析した。第3章で述べたように、安定層の破壊は上空の風に影響される。しかし、今回上空の風の代わりに山頂で測定した風を使用したので、高層風と山頂で測定した風の關係について考察した。すなわち、高層風は、気象官署で測風ゾンデによって1日4回、3時、9時、15時、21時に測定されているが、局地気象を対象とした場合、このデータの間隔では解析に不十分である。したがって、馬追丘陵上にある標高103.5 mの山頂で測定した風を解析に使用したが、この風速と高層風速が関連性があるかどうかを調べた。比較に使用した高層風速は、900 mb等圧面の風速である。

高層風観測は瞬時値であるため、解析したデータは変動をなくすために、隣接データとのベクトル移動平均で平滑化したものを使用した。また、温度風などの影響を除去するために、次の3条件を満たすデータのみを解析に使用した(近藤・山沢, 1983)⁴¹⁾。

- i) 地上風速 (U_T): $U_T > 2 \text{ m/sec}$
- ii) 900 mb と 800 mb 面の風速 (V_{900} , V_{800}): $V_{900} \geq 2 \text{ m/sec}$ および $V_{800} \geq 2 \text{ m/sec}$
- iii) 風速の鉛直シア: $|V_{900} - V_{800}| \leq 6 \text{ m/sec}$

近藤・山沢 (1983)⁴¹⁾ は i) の地表及び上空の風の最低値を夜間はそれぞれ 5 m/sec, 13 m/sec としている。しかし、最低値を 2 m/sec としても、今回の観測では高層風と山頂で測定した風の関係の線形性に変化はないと考えられた。雲量は、千歳航空測候所で毎正時観測しているデータを使用した。

次に晴天夜間の山頂と地表風速の経時変化の相互相関関数を計算し、山頂で測定した風速および安定層の温位勾配との関係を調べた。

第3節 山頂で測定した風および地表風の相互関係

高層風は気象官署で測風ゾンデによって1日4回測定されているのみで、この測定間隔では地表風速との関係を調べるのに不十分である。独立した山頂で測定された風速は上空の風速を代表するといわれる (近藤, 1982a)³²⁾ ので、山頂で測定した風と高層風速の関連性を調べた。比較に使用した高層風速は、900 mb 等圧面の風速である。図5-1に高層風と山頂で測定した風の関係を示す。回帰式は (5-1) 式で示された。

$$U_T = 0.18 \times V_{900} + 2.16 \quad (5-1)$$

相関係数は 0.66 と 1% で有意である。このことが示すように、高層風と山頂で測定した風はほぼ直線の関係にあることがわかる。また、RMS (Root Mean Square) が 0.99 m/sec であるので、この回帰式から高層風がわか

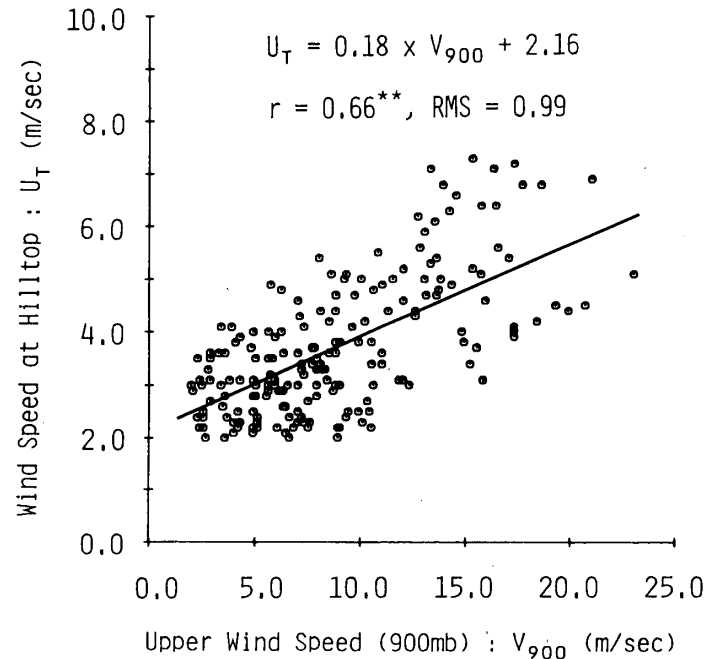


図5-1 札幌の高層風速 (900 mb) と山頂で測定した風速の関係

ここで相関係数の ** は 1% で有意を示す。

れば、山頂で測定した風をこの程度の誤差で、推定することが可能であると考えられる。しかし、山頂が安定層の内部に含まれた場合のデータも、(5-1) 式に含まれているため、中立な気層の場合、この式の回帰係数は、0.18 より大きな値となり、相関係数はよくなると考えられる。本研究では、山頂と地表の間の 80 m の気層の破壊について考慮しているので、山頂が安定層の上にある場合について解析をした。

高層風を代表すると考えられる山頂で測定した風と早

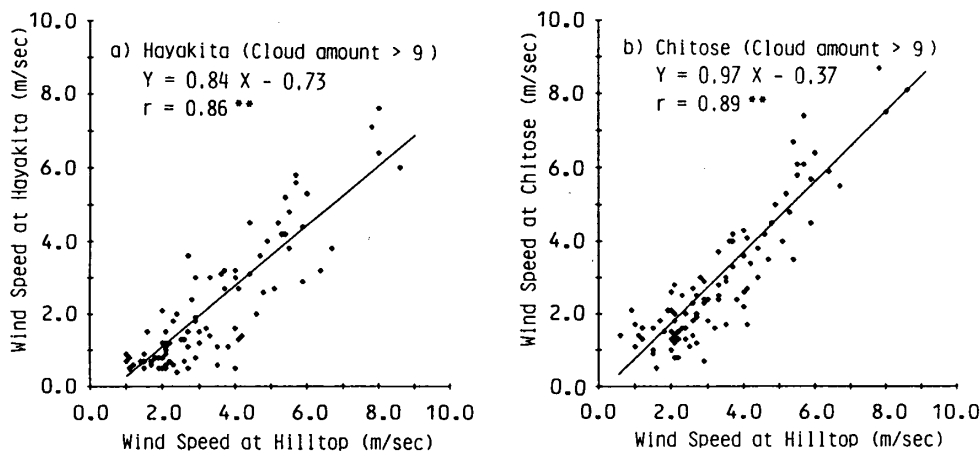


図5-2 山頂で測定した風速と早来(a)および千歳(b)の風速の関係

千歳航空測候所の夜間の平均雲量が9以上の場合である。

相関係数の ** は 1% で有意を示す。

来と千歳で測定した地表風の関係について調べた。図5-2に千歳航空測候所の4時間平均雲量が9以上の夜間について、山頂で測定した風速と早来及び千歳の地表風速の4時間平均値の比較を示した。

平均雲量が9以上の場合は、極端な安定層が発達せず、地表付近の気層はほぼ中立と仮定できるため、地上80mまで対数分布が成り立つと考えられる(近藤, 1982a)³²⁾。この時の山頂で測定した風速と地表風速の関係は(5-2)式で表された。

$$U_H = 0.84 \times U_T - 0.73 \quad r = 0.86 \quad (5-2a)$$

$$U_C = 0.97 \times U_T - 0.37 \quad r = 0.89 \quad (5-2b)$$

ここで、 U_H 、 U_C 、 U_T は、それぞれ、早来、千歳、山頂で測定した風速である。両方とも相関係数は1%で有意であった。(5-2)式の回帰直線の傾き(回帰係数)をみると、早来より千歳の方が大きく、千歳の風速のほうが山頂で測定した風速に近い値を示す。

平均雲量が9.0以上の夜間について、早来の風速と千歳の風速の比の平均値(R)を計算すると、 $R=82\%$ となる。周辺の地形などを考慮した複雑多様な地物からなる地表面についても、対数法則が上空まで成り立つと考えられる(近藤・山沢, 1983)⁴¹⁾。いま、早来と千歳について山頂の高さまで地上80mの風速はほぼ等しいとするならば、風速の対数分布の式 $U = U_* / x \times \ln(Z/Z_0)$ に風速の測定値である $Z=6m$ を代入して解くと、両地点の地表面粗度(Z_{0H} 、 Z_{0C})は、(5-3)式で表される。

$$Z_{0H} = \exp\left(\frac{F \times \ln 6 - \ln 80}{F - 1}\right) \quad (5-3)$$

ここに、

$$F = \frac{\ln 80 - Z_{0C}}{(R/100) \times (\ln 6 - Z_{0C})}$$

一方、近藤・山沢(1983)⁴¹⁾の方法によって、札幌上空900mb高層風を用いて算出した早来、千歳の粗度 Z_{0H} 、 Z_{0C} は、それぞれ0.43m、0.09mであった。この千歳の粗度 Z_{0C} の値0.09mを(5-3)式に代入して、早来の粗度 Z_{0H} を計算した場合、0.42mが得られ、近藤、山沢(1983)⁴¹⁾の値とほぼ等しくなった。早来の粗度0.43mは、近藤・山沢(1983)⁴¹⁾に示された一般的な平坦地の値0.01mに比べてかなり大きい値である。早来の観測地点の周囲に、粗度を大きくする森林などの障害物がないことを考慮すると、この大きな粗度は早来周囲の丘陵などの地形形状の影響によるものと考えられる。したがって、地上の風速と地上80mの風速の関係から得られた粗度は、安定層破壊のための、地形パラメータの一つであるといえる。しかし、ここでは粗度といているのは、山頂で測定した風速に対する地表風速の比(回帰直線の傾き)から求めたものである。したがって、言換えればこの風速の比自体がその地点の地形を表わすパラメータであるともいえる。

この風速の比に対する安定度の影響をみるため、晴天夜間と考えられる平均雲量が2以下の夜間について、4時間平均の山頂で測定した風速と早来、千歳の地表風速の関係を図5-3に示す。

図5-3の中に示した破線は、図5-2に示した中立と考えられる平均雲量9以上の場合の回帰直線である。早来、千歳ともに、ほとんどの点がこの直線の下側に分布している。これは、安定層が形成された場合は地表の風速が小さくなることを示すが、早来と千歳ではその分布の状態が異なっている。図5-3によると、早来では山頂で測定した風速が3m/sec以下では山頂で測定した風速が

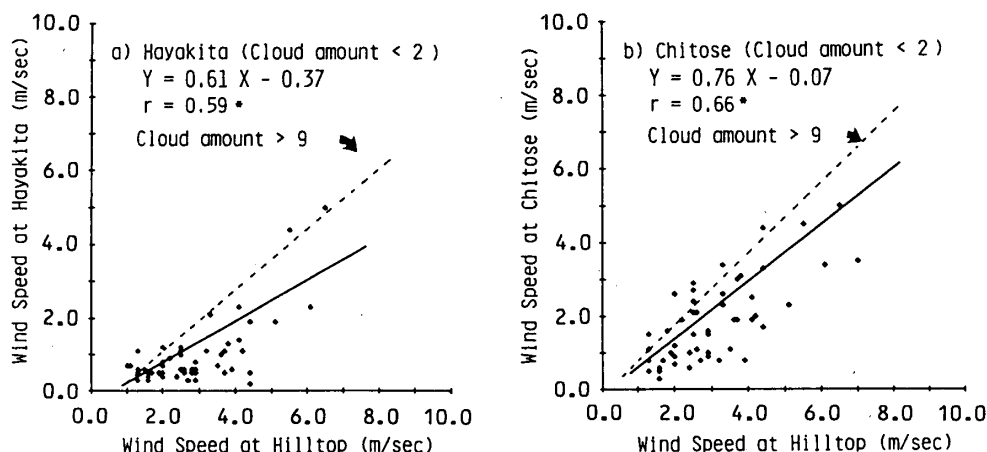


図5-3 山頂で測定した風速と早来(a)および千歳(b)の風速の関係
 千歳航空測候所の夜間の平均雲量が2以下の場合である。
 図中の破線は図5-2の回帰直線である。相関係数の*は5%で有意を示す。

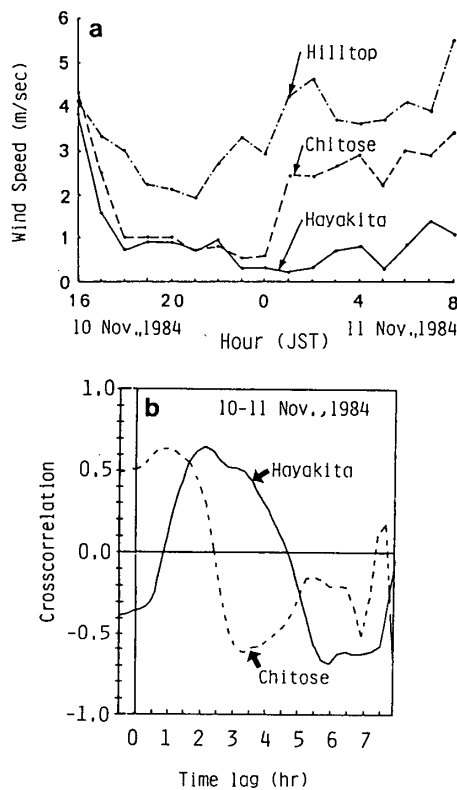


図5-4 1984年11月10日から11日の夜間の風速変化(a)と早来と山頂(実線)および千歳と山頂(破線)の相互相関関数(b)

増加してもその影響がほとんど地表風速には現われていないが、千歳では山頂で測定した風速の増加に比例して、地表風速が増加している。実際には、千歳でも早来と同様に山頂で測定した風速の増加の影響を受けない領域があるものと思われるが、この傾向が早来ほど顕著に現われなかったものと考えられる。

晴天夜間の山頂で測定した風速 U_T と早来、千歳の風速 U_H 、 U_C の回帰式は(5-4)式で表わされた。

$$U_H = 0.61 \times U_T - 0.37 \quad r = 0.59 \quad (5-4a)$$

$$U_C = 0.76 \times U_T - 0.07 \quad r = 0.66 \quad (5-4b)$$

両式とも相関係数は5%で有意であべた。早来、千歳ともに傾きは中立時の(5-2)式の回帰係数に比較して小さくなっているが、早来より千歳の方が大きいという傾向は(5-2)式と同様である。この傾き、すなわち風速の

表5-1 早来と山頂および千歳と山頂で測定した風速の平均位相差

Observation point	Time lag(hr)
Hayakita	2.2
Chitose	0.9

比は、安定度の影響を受けると考えられるが、早来と千歳の風速の比を取ると、0.73となり、中立状態の場合の早来と千歳の風速の比 $R=0.82$ に比べ小さい値となった。この事は、安定状態になったときの風速の弱まり方が早来の方が大きいことを示す。

第4節 早来・千歳の風速増加の時間の遅れと安定層の破壊

第3章で述べた様に、放射冷却が著しい夜間で、山頂で風速の増加がみられた場合、早来、千歳の風速の増加時刻に差異が生じた(図5-4a)。

この両地点の風速増加の時間的な遅れを定量化するために、増加時刻に差が生じた14夜間について山頂で測定した風速の経時変化と早来、千歳の経時変化の相互相関関数を求めた(DAVIS, 1973)⁶⁾。この内2夜間は、早来のデータを欠測しているため、千歳のデータのみを用いた。1984年11月10日～11日の夜間の解析例を図5-4bに示す。また、表5-1に、早来、千歳の風速増加の山頂からの遅れの12夜間の平均値を示す。この値は、山頂で測定した高さから地表まで安定層が破壊されるのに要する平均的な時間と考えられる。

晴天夜間の安定層の破壊は、上空の風によるエントレインメントによって起こると仮定した場合、エントレインメントによって安定層内に輸送された顕熱量 H は(5-5)式で表される(近藤, 1982b)³³⁾。

$$H = \frac{3c_p m \beta}{2\gamma g D} \times \rho \times \left(\frac{\sigma_w}{1.25} \right)^3 \quad (5-5)$$

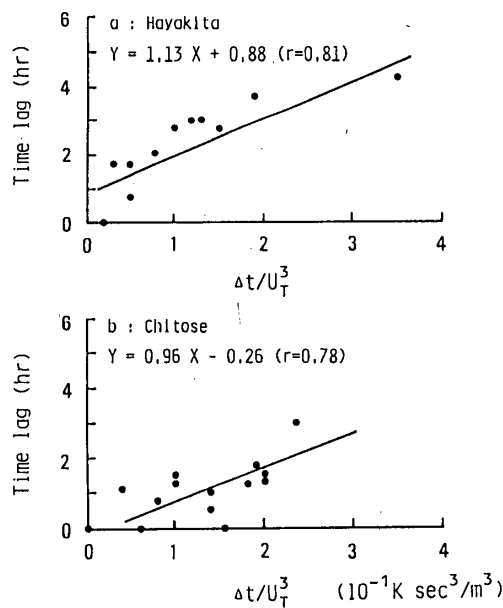
但し、 c_p ：空気の定圧比熱、 σ ：空気の密度、 m 及び β ：比例定数、 γ ：温位勾配、 g ：重力加速度、 D ：エントレインメントの起こる厚さ、 σ_w ：鉛直方向の風速の乱れである。早来、千歳は12kmしか離れていないため、 c_p 、 ρ 、 g 、 m は同じ値で場所によらない定数と考えることができる。また、 β 、 D は場所によって異なる定数で、 γ 、 σ_w は、その時の気象条件によって決まる変数と考えられる。上空の風が定常状態とすると、ある場所における顕熱量 H は、比例定数 A を用いて、(5-6)式の様になる。

$$H = A \times \frac{\sigma_w^3}{\gamma} \quad (5-6)$$

但し、 A は場所によって決まる値で、

$$A = \frac{0.768 \times \beta c_p \rho^2 m}{g D}$$

ここで、 γ として、地上と山頂の気温差 Δt を用い、 σ_w は、上空の風速に比例すると仮定し(近藤, 1986b)³³⁾、山頂で測定した風速 U_T を用いると、顕熱量 (H) は(5-7)式で表される。


 図5-5 位相差(L)と $\Delta t/U_T^3$ の関係

$$H = A' \times \frac{U_T^3}{\Delta t} \quad (5-7)$$

風速増加の時間の遅れは、山頂から地表まで安定層が破壊されるのに要する時間であるから、 H の逆数に比例すると考えられ、風速増加の時間の遅れ(L)は、比例定数 B を用いて、(5-8)式の様に表わされる。

$$L = B \times \frac{\Delta t}{U_T^3} \quad (5-8)$$

但し、 B は場所によって異なる比例定数であると仮定でき、平坦地に比べ盆地状の地形ほど大きくなることが予想される。山頂で風速の増加がみられた晴天夜間14夜間の風速増加の時間の遅れ(L)と、 $\Delta t/U_T^3$ の関係を、図5-5に示す。それぞれの回帰直線は(5-9)式で表された。

$$L_H = 1.13 \times \frac{\Delta t}{U_T^3} + 0.88 \quad (r=0.81) \quad (5-9a)$$

$$L_C = 0.96 \times \frac{\Delta t}{U_T^3} - 0.26 \quad (r=0.78) \quad (5-9b)$$

(5-9a, b) 2式の相関係数は5%で有意であった。(5-9)式によると、早来⁴⁰⁾の回帰係数は、千歳の回帰係数より大きく、(5-8)式の B は場所により異なる定数とした仮定は妥当であると考えられる。したがって、地点ごとにこの様な回帰式を決定し、回帰係数を計算すれば、安定層の温度勾配及び上空の風速から安定層の破壊速度、すなわち上空から安定層に輸送される熱量が推定でき、その結果平野部と盆地などの複雑地形でどの程度気温差が発生するかが予想可能となる。つまり、この回帰係数(B)は、第3節に述べた粗度と同様に安定層破壊に関係した地形パラメータといえる。また、(5-8)式の係数 B と(4

-20) 式の係数 A は反比例する量であると考えられるので、係数 B も係数 A と同様に地形を考慮した粗度と一意的に対応する量であることがわかる。

第5節 上空の風と地表風から得られた地形パラメータ

本章では上空から安定層に輸送される熱量に影響すると考えられる地形パラメータを、上空の風と地表風の関係から算出することを試みた。中立な場合の早来と千歳の風速の比(R)から周囲の地物を考慮した粗度(近藤・山沢, 1983)⁴¹⁾を計算した。千歳は一般的な平坦地の粗度を示し、早来は千歳より大きい値となり、この粗度によって上空から安定層内に輸送される熱量に対する地形的特徴が示されることが判明した。

また、上空の風が南向きのときに発生する風によって、早来と千歳の安定層が破壊される(松岡ら, 1987)⁵⁰⁾。このとき、山頂と地表の風速の遅れ時間と、山頂で測定した風速および安定層の温度勾配から計算される値の回帰係数も、安定層内へ輸送される熱量に関係する地形形状を示すパラメータであることが明らかになった。この両者の関係はほぼ直線的な関係となるので、この地形パラメータが決定されれば、地上観測から推定した上空の風速と安定層の温度勾配から安定層の破壊速度も算出できると思われる。

しかし、任意の地点に対し上述の2つのパラメータを計算することは実際には困難である。(5-3)式は R と粗度の関係が一意的な関係であるということであるから、山頂で測定した風あるいは上空の風を基準として計算した R 、すなわち山頂で測定した風あるいは上空の風(地衡風)に対する地表風速の比もまたそれ自体地形を表わすパラメータになりうると思うことができる。この比を用いた方が、アメダス観測地点のデータを利用して簡単に評価が行え、さらに近藤・山沢(1983)⁴¹⁾による粗度との比較も行える。したがって、この風速比に着目して次章で冷却量との関係を比較する。

第6章 北海道内のアメダス観測地点の地形パラメータとしての風速比(WSR)と冷却量の関係

第1節 はじめに

前章では、上空の風に対する地表風の関係を示す地形パラメータとして、地表風速と上空の風速の比(風速比)を用いることができることを示した。風速比を地形パラ

メータとして、地形と放射冷却によって起こされる気温降下量の関係を定量化できれば、従来の方法に比べて簡単に霜害危険地帯と地形との関係が理解できると思われる。盆地などのように山で風上側を遮蔽された場所においては地表風速が小さく冷却が著しいことから、本章では地形と冷却の関係を示すパラメータとして風速比に注目して研究した。

上空の風速から海上風速を推定するための風速比の研究には、AAGAARD (1969)¹⁾、HSUEH and ROMEA (1983)¹⁷⁾などの研究報告がある。また、地上風速推定のための風速比の研究報告には、森(1985)⁵³⁾などの研究がある。これらの研究では海上あるいは地表風速の推定を目的として、風速比と大気安定度や地上風速との関係が論じられている。陸上の風速比の研究を行った森(1985)⁵³⁾は、風速比が地形、日射量、及び大気安定度の影響を受けることを示している。

松岡ら(1987, 1988)^{50, 51)}は、風速比は周囲の地形の影響を受け、盆地や谷などの周囲を山で囲まれた地形ほどその値が小さくなり、また、大気が安定状態のときの方がその値が小さいことを明らかにした。以上のことから、夜間に地上付近において形成された安定層の破壊に着目した場合も、風速比は地形を表わすパラメータとすることができると考えられる。本章では風速比が夜間の気温低下に関する地形パラメータになるか否かを確認するため、風速比と夜間の気温降下量との関係を北海道を対象に調べた。

第2節 解析方法

本研究では北海道内のアメダス観測地点 162 地点を対象に風速比と気温降下量の関係を調べた。夜間に形成された安定層の破壊に影響を及ぼす上空の風は、接地層の上端付近を吹く風であると考えられるので、本来ならばこの上空の風向・風速は高層気象観測値から求める必要がある。しかし、北海道内で高層気象観測を行っている気象官署は稚内・札幌・根室の3地点のみであり、解析のためには測定地点が少ない。したがって、本研究では接地層上端付近を吹く風として、付近の気圧場から求めた地衡風を使用した。気圧場 P を用いた地衡風速 (U) の東向き成分、北向き成分である U_x , U_y (m/sec) は (6-1) 式で表わされる。

$$U_x = \frac{1}{2\rho\omega \sin \phi} \times \frac{\partial P}{\partial Y} \quad (6-1a)$$

$$U_y = -\frac{1}{2\rho\omega \sin \phi} \times \frac{\partial P}{\partial X} \quad (6-1a)$$

ここで、 ρ : 空気の密度 (kg/m^3)、 ω : 地球の自転角速度 (rad/sec)、 ϕ : 緯度 (rad) である。地上の気圧地 (P) は、地形性低圧部などによる気圧場の変動などを取り除くため、下記の (6-2) 式 (森, 1985)⁵³⁾ で表わされる 2 次回帰曲面を用いて地上の気圧地を推定した。すなわち、北海道内の 22 地点と青森県の 4 地点の計 26 地点の気象官署の気圧と地図座標 (X , Y) から (6-2) 式の係数 $a \sim f$ を決定し、この式から北海道の気圧場を求めた。

$$P = aX^2 + bY^2 + cXY + dX + eY + f \quad (6-2)$$

この方法で、1982 年から 1986 年までのアメダス観測地点上空の地衡風を 1 日 4 回 (3 時, 9 時, 15 時, 21 時) について求めた。地表風速は、地衡風に対応する日時のアメダスの観測値を用いた。

風速比は地表風速 (u) とそのときの地衡風速 (U) から (6-3) 式によって求めた。

$$(\text{風速比}) = \frac{u}{U} \times 100 \quad (6-3)$$

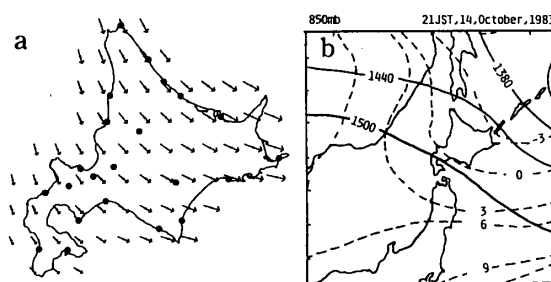


図 6-1 1983 年 10 月 14 日の北海道上空の地衡風 (a) と 850 mb 天気図 (b)

図 a の黒点は気象官署の位置を示す。図 b の実線は等圧面高度 (m)、破線は温度 $^{\circ}\text{C}$ を示す。

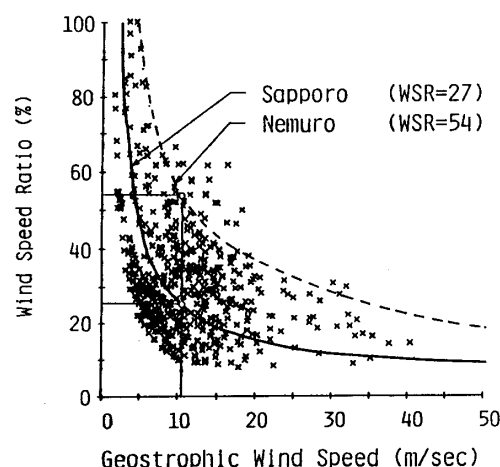


図 6-2 札幌・根室の風速比と地衡風の関係
図中の $\times$ は、札幌のデータである。

北海道内のアメダス観測地点 162 地点について、地衡風向別 (16 方位) に算出した風速比と地衡風速の関係を調べ、両者の回帰式を求めた。この回帰式から晴天夜間の平均地衡風速である 10.1 m/sec の時の風速比を求め、地形パラメータとしての風速比 (WSR) とした。

さらに、この 10.1 m/sec の時の風速比 (WSR) と、各アメダス観測地点の気温降下量の関係を比較した。アメダス観測地点の気温降下量は、北海道全域が快晴で、かつ静穏であった 12 夜間の、日没に一番近い測定から日の出に一番近い測定までの間の、単位時間当りの平均気温降下量として算出した。

第3節 北海道内のアメダス観測地点の風速比

図 6-1 に一例として (6-2) 式で推定した 1983 年 10 月 14 日 21 時の北海道上空の地衡風と、同時刻の 850 mb 天気図を示す。稚内、札幌、根室の地衡風の計算値は (順に 9.5, 9.7, 9.6 m/sec)、高層風の実測値 (順に 10, 9, 10 m/sec) とほぼ等しい値になった。図 6-1 b の天気図によるとこの日は北海道上空では等圧線が北西から南東に伸びており、地上気圧を用いて計算した地衡風向が妥当であることを示している。他の計算例でも良い一致がみられたので (6-2) 式で推定した地衡風を用いて風速比を計算した。

図 6-2 に、地衡風向が北向きの場合の、札幌の風速比と地衡風速の関係を示す。図 6-2 から、地衡風速と風速比の関係は反比例の関係であることがわかる。北海道内のアメダス観測地点の上空については、どの地衡風の風

向についても地衡風と反比例的な関係がみられた。したがって、風速比と地衡風速 (U) の関係は (6-4) 式のように表わすことができる。北海道内のアメダス観測地点 162 地点 (i) の 16 の地衡風向 (j) について、(6-4) 式の係数 $a_{i,j}$ を最小二乗法を用いて求めた。

$$(\text{風速比})_{i,j} = \frac{a_{i,j}}{U_{i,j}} + b_{i,j} \quad (6-4)$$

図 6-2 に根室の回帰曲線も示す。この図に示されるように地点毎に風速比と地衡風速の関係が異なるので、1982 年から 1984 年の晴天夜間のアメダス観測地点上空の平均地衡風速 10.1 m/sec を用いて、(6-4) 式に $U=10.1$ m/sec を代入し、その時のアメダス観測地点の風速比を地形パラメータとしての風速比 (以後 WSR と表示) とした。その計算結果から得られた地衡風が西風および南風の場合の WSR の分布を図 6-3 に示す。図 6-3 には、参考のため標高分布も示す。

図 6-3 に示すように、地衡風が西風である場合、日本海沿岸の西向きの海岸沿いで大きな値となり、山地の風下側の内陸部では比較的小きな値となっている。南風の場合は十勝の太平洋に面した地域に例外があるものの、太平洋岸の海岸部などのように、南向きに開けた地形では比較的大きな値となっている。また、石狩平野中央部の様な海岸から離れた地域であっても、地衡風が西風の場合は、風上側に山地があるため WSR は小さい値を示し、南風の場合は山地等がないため、大きな値を示している。これらの点は松岡ら (1987)⁵⁰⁾ が石狩・勇払平野において 900 mb の高層風速が南北方向の時に地表風が強まると指摘したことと一致している。

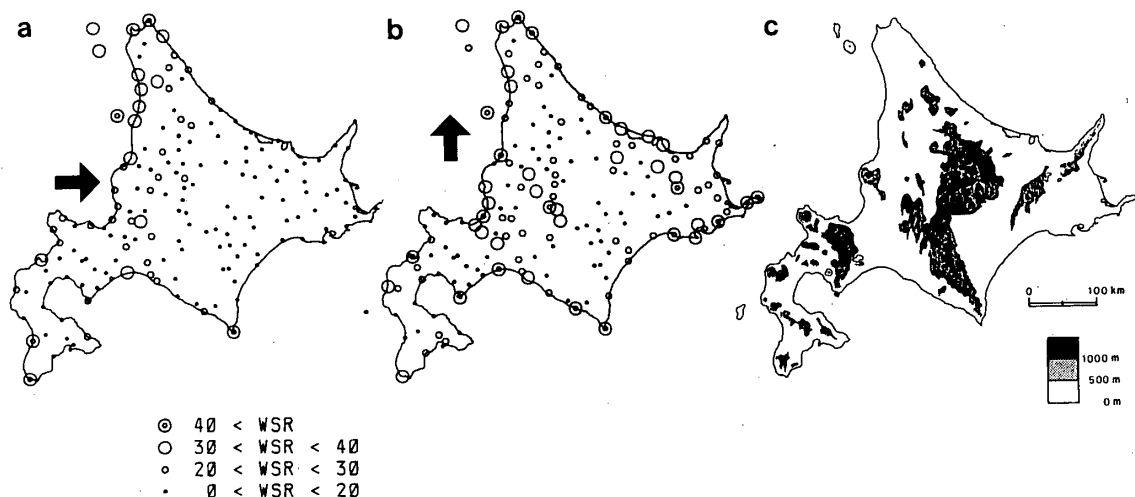


図 6-3 北海道の WSR の分布と地形

WSR は地衡風が 10.1 m/sec の場合の風速比である。図中の矢印は地衡風向を表わす。

(a : 西風, b : 南風)

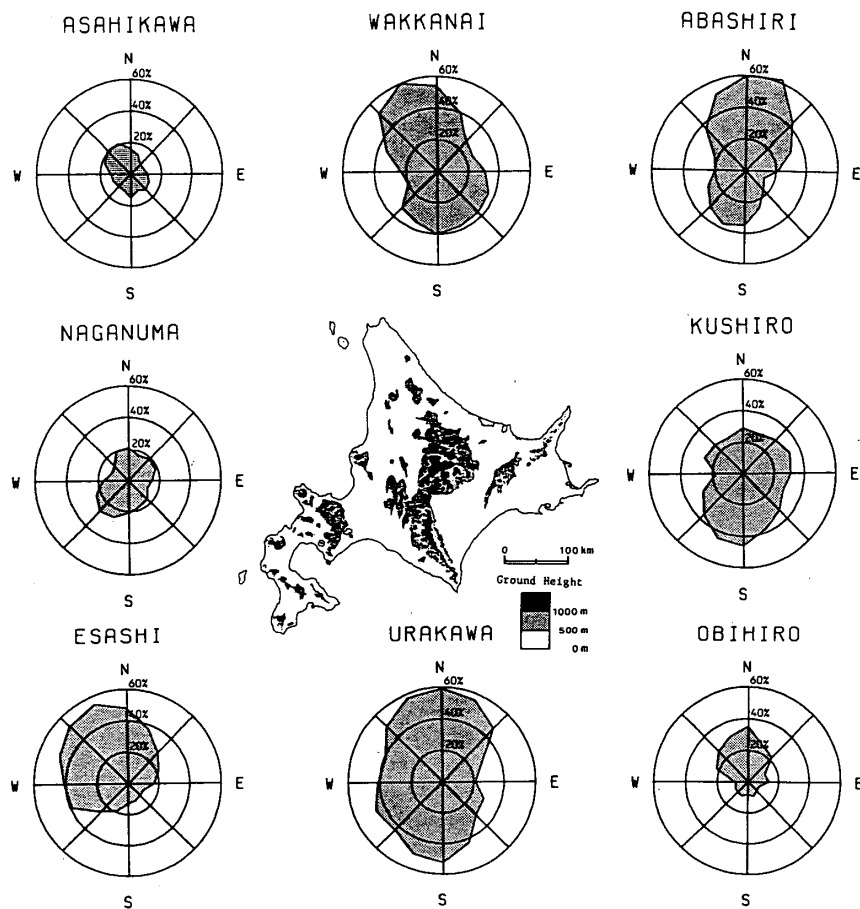


図 6-4 北海道における WSR と地衡風向の関係
中央の図は、北海道の概略の標高を示す。

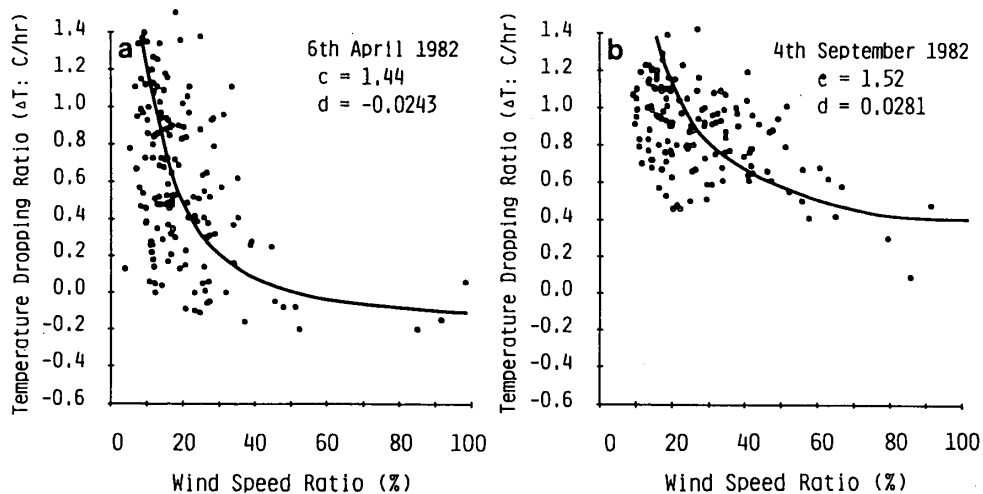


図 6-5 1982 年 4 月 6 日(a)と 9 月 4 日(b)の北海道における気温
降下量(ΔT)と WSR
図中の実線は回帰曲線を表わし、 c 、 d 、は回帰式 $\Delta T = c/$
 $WSR + d$ の係数を示す。

表6-1 北海道全体が晴天夜間のときの c , d , 地衡風速の関係

Date	c	d	U (m/s)
6 Apr., 1982	1.44	-0.248	13.2
22 Apr., 1982	1.33	-0.133	17.5
4 Jul., 1982	1.20	0.201	14.0
4 Sep., 1982	1.41	0.428	3.9
10 Oct., 1982	1.13	-0.135	13.1
29 Mar., 1983	1.14	-0.343	13.7
30 Mar., 1983	1.81	-0.161	8.8
31 Mar., 1983	1.22	-0.140	16.9
12 Aug., 1983	1.82	-0.204	2.7
2 Apr., 1984	1.65	0.470	1.7
15 Apr., 1984	1.24	-0.223	9.8
8 Oct., 1984	1.50	-0.157	7.1

北海道の主な地点について、WSR を調べた例を図6-4に示す。内陸部の長沼や旭川、帯広などでは、地衡風の風向に関係なく沿岸の地点より全体に WSR が小さな値となっている。海岸部の稚内、網走、江差、釧路、浦河の5地点では、地衡風向がその地点が面している海の方と一致したとき WSR は大きな値となっている。以上のことから、この方法で算出した WSR は、以前は考慮されなかった上空の風向、風速も考慮した地形パラメータと考えることができる。

第4節 北海道内のアメダス観測地点の気温降下量と WSR の関係

前節で計算した北海道内のアメダス観測地点の WSR と気温降下量の関係について調べた。気温降下量は先にも記したように、日没時と日の出時の気温差を時間で割ったものである。図6-5に WSR と気温降下量 (ΔT) の関係を示す。この図に示すように、WSR が小さい地点では気温降下量が大きく、WSR が大きい地点では降下量が 0°C に近づく傾向がある。しかし、異なる晴天夜間を比較した場合は、図6-5aと図6-5bを比較すると明らかに、同じ WSR でも気温降下量に差異がみられる。例えば図6-5aの場合(1982年4月6日)は、WSR が40~60%の地点で気温降下量がほぼ 0°C であるが、図6-5bの場合は同じ範囲の WSR に対し気温降下量は $0.5\sim 4.0^{\circ}\text{C}$ の範囲にある。これは、WSR 以外に地点毎に冷却の差異を生じる要因があるためと考えられる。

晴天夜間には、冷却量と WSR の関係に図6-5の様な反比例的な関係があることがわかったので、それぞれの日 (K) について、冷却量 (ΔT_K) と WSR の関係を、

$$\Delta T_K = \frac{c_K}{\text{WSR}} + d_K \quad (6-5)$$

で表すこととし、最小二乗法で係数 c_K , d_K の値を決定し

た。12夜間について、この c , d , および平均地衡風速の値を算出し、それを表6-1に示す。係数 c は図6-5に示した WSR と気温降下量の間を表わす双曲線の曲り方を示す係数なので、その値が小さくなると WSR と気温降下量の間が L 字型になることを意味する。すなわち、晴天夜間であれば係数 c の値が小さいと、WSR が極端に小さい深い盆地の様な地形だけが冷却し、早来のような小型の盆地は平野部と冷却量の差は小さくなることを意味する。また、係数 c の値が大きくなると、WSR と気温降下量の間は右下がりの直線に近づき、小型の盆地と平野部で気温降下量の差が大きくなることを意味する。

一般に地点間の気温降下量の差異は、この表から地衡風速 (U) の影響が大きいことがうかがえる。地衡風速と係数 c の相関係数は -0.71 であるから、統計的には地衡風速は係数 c の変動に対し50%程度寄与しているといえる。標本数が12であるため統計的に有意とはいえないが、地衡風速の増加とともに係数 c は減少することを意味する。したがって、終夜上空の風向・風速に変化がなければ、地衡風速が大きいと係数 c の値は小さくなり、小型の盆地と平野部の冷却量の差は小さくなる。また、地衡風速が小さいと、地点間の差は大きくなると考えられる。係数 d については、季節や上空の風と相関関係はみられなかった。

第5節 結 語

複雑な地形の多い我が国では凍霜害の分布が局地的であるため、予報が大変困難である。その原因として、地形の温度環境に及ぼす影響を客観的に評価することが難しいことがあげられる。明け方に小型の盆地地形でも低温になりやすいのは、冷気の移流・堆積のためではなく、放射冷却によって形成された安定層が平野に比べ上空の風によって破壊されにくいという観点から、本章では地形パラメータとして風速比 (WSR) を用いる可能性を考察した。解析したデータが少ないため、気象要素のみから(6-5)式の係数 c , d を全ての日について普遍的に推定する方法を確立することはできなかったが、ある特定の一夜間について考えるならば、この風のみから計算した WSR と気温降下量は一定の関係を示すことがわかった。WSR には、長期間の地表風向と風速のデータが記録されている地点においては他のデータがなくても求められ、従来のモデルに比べ比較的簡単な計算でその地点の気温降下量が推定できるという特長がある。また、従来の定性的な方法で決定された地形パラメータと異なり、周辺の気圧場から計算できる地衡風を組込んでいたため、総観気象的な立場も考慮してミクロスケールの冷却

現象を取扱うことができる。一晚中晴天である夜間ならば、気温降下量は日没時の気温と最低気温の差であるから、日没時の気温と推定した気温降下量から最低気温の予測も可能である。

次に WSR と凍霜害の防御法の関係を考察した。従来、盆地や谷は、その大きさにかかわらず、冷気の移流・堆積によって平野より低温になりやすいと考えられ、恒久的な凍霜害対策として冷気の移流・堆積を防止するために防霜林や防霜堤が周囲の斜面に造られた。しかし、第3章、第4章で述べたように小型の盆地地形では冷気の移流・堆積の影響が小さい。したがって、これらの施設を造ると粗度が大きくなり、放射冷却によって形成された安定層の破壊が遅れて作物の凍霜害を助長すると考えられる。

一般に、WSR が小さい地点では上空の風による安定層の破壊は期待できないので、積極的に安定層を破壊する送風法や燃焼法などの防御法が有効と考えられる。WSR が大きい地点では上空の風によって安定層は破壊されるので送風法や燃焼法の効果は低く、直接作物を暖める散水法などの防御法が有効である。これらの防御法選定の基準となる WSR の閾値を決定することが今後の課題である。

第7章 まとめ

本研究の目的は、凍霜害に局地性が現れる原因を明らかにし、凍霜害の予報のための地形の定量化を行うことであった。初霜害が発生しやすい小型の盆地地形である早来地区と平野部にある千歳地区での観測値を使用してこの事の解明を試みた。

凍霜害発生期の晴天夜間の気象条件を把握するため、凍霜害が多い早来と凍霜害の少ない千歳でいくつかの気象要素の比較を行った。最低気温は早来、千歳両地点間で有意な差は認められなかった。また、日射量、純放射量、下向き放射量にも、有意な差はなかった。しかし、気温の経時変化を見ると、早来では朝まで低温が継続するのに対して、千歳では夜間に風速の増加とともに、気温の上昇が認められ、この様な場合に、盆地と平野部で気温差が大きくなることがあることがわかった。また、両地点の地上 80 m までの気温の鉛直分布を比較した場合、両地点の気温差が大きい夜間は、千歳では放射冷却によって形成された安定層が上空から地表まで破壊されているのに対し、早来では上空のみでこの安定層の破壊がみられることが判明した。

また、この現象を大気の熱収支という立場から考えた。高さ 80 m の大気柱を仮定し、その気柱の熱量変化(ΔQ)は、大気自体からの放射(Q_R)、気柱から地表へ向かう熱輸送(Q_s)、移流あるいは上空からの熱輸送(Q_x)の3つの熱収支項から成立つと仮定できる。この仮定のもとに千歳で気温の上昇が見られた夜間について、各熱収支項を比較したところ、千歳では移流あるいは上空の大気からの熱輸送(Q_x)の値が、他の2項に比べて支配的になることがわかった。しかし、気温差が発生した場合、 Q_x に占める移流による熱輸送の割合は全体の20%程度と考えられるので、この場合、凍霜害予想を困難にしている低温の局地性の研究には、安定層内へ上空から輸送される熱量の違いを考慮する必要があることが明らかとなった。

従来、盆地の冷却は斜面で形成された冷気の移流・堆積によって下向き放射量が減少し、盆地底部は放射冷却が促進されるため低温になりやすいといわれてきた。しかし、この現象はスケールの大きい盆地では重要な要因であって、早来の様なスケールの小さい盆地において凍霜害が発生する原因は、上空の大気から安定層内に輸送される熱量が少なく、形成された安定層が壊れにくいことにあることがわかった。したがって、熱的要因でみるならば盆地や谷などの複雑地形で、そのスケールにかかわらず低温が発生するのは、冷気の移流・堆積による低温になりやすさばかりではなく、上空から安定層内に輸送される熱量による暖まりやすさも影響を持っている。したがって、比高が低い小型の盆地地形などの冷却量を推定するためには、従来考えられてきた冷気の移流・堆積に影響を及ぼす地形パラメータばかりではなく、上空から安定層内に輸送される熱量に影響を及ぼす地形パラメータも考慮する必要がある。

上空から安定層内に輸送される熱量について解析した結果、上空の風速が何等かの原因で大きくなった場合ばかりでなく、上空の風向が変化しても地点毎の冷却に影響を及ぼすことがわかった。したがって、地表付近の冷却と地形の関係を考えるときは上空の風向、風速を考慮することも重要である。すなわち、地形パラメータは上空の風の影響も考慮したものでなければならない。

安定層の破壊は上空の風のエントレインメントによって生じると考えた場合、上空から安定層内への熱輸送(Q_x)は温度勾配 β と上空の風速 U の3乗に比例することが理論的に導かれた。定常状態において、安定層の破壊に要する時間(L)と上空から安定層内に輸送される熱量(Q_x)は反比例すると考えられるため、 Q_x は安定層の温度勾配(Δt)と上空の風速(U)の3乗の比に比例すると考えられる。この関係から早来、千歳の回帰係数 B

の値を計算をすると、それぞれ 1.13, 0.96 を得た。これは、早来の方が千歳に比べ安定層の破壊に要する時間が 17% 程度余計にかかることを意味している。他の地点についても同様にこの B の値を決めておけば、安定層の温度勾配及び上空の風速からどの程度低温が持続するかが予想できる。

しかし、 B の値を決定するには大規模な実験を要するため、このパラメータ B を実用化することは難しい。ところで、 B は理論上周囲の地形を考慮した粗度と、放射による冷却の強さによって決まる量である。しかし、ある特定の夜間について考えてみると、放射による冷却の強さはほぼ一定と仮定できるので、 B は周囲の地形を考慮した粗度のみによって決めることができる。ここで、接地層上端まで風速の対数分布が成立つと仮定すると、データ収集が比較的容易な地表風と上空の風の風速比も粗度に関係する量なので、 B ととも一意的に対応する。すなわち、風速比も B 同様エントレインメントによる安定層破壊の度合いを示す地形パラメータになりうるということが出来る。

北海道内のアメダス観測地点について、地衡風向別に 16 方向に対し地衡風速が 10.1 m/sec のときの風速比 (以下 WSR と表示) を求めた。その結果、ある地点の WSR は山や丘のある方向で小さい傾になり、開けた海岸の方向で大きな値となった。また、沿岸部にある観測地点は内陸部の観測地点より全般的に大きな値となった。すなわち、盆地や谷などの遮蔽された地形ではその値は小さくなり、開けた地形では大きな値になるといえる。したがって、WSR は地形パラメータとして適当であると考えられる。

晴天夜間についてみれば、早来のような小型の盆地地形と平野部の気温差は、上空の風速が大きいと小さくなり、上空の風速が小さいと大きくなる傾向がある。したがって、晴天夜間の WSR と気温降下量の関係は双曲線で表わされる。このことから、WSR を導入することによって、凍霜害時の冷却の予想がより正確に行うことができることが推察された。現在の小型盆地などの複雑地形に対する最低気温の予報精度はあまり高くないが、WSR

と現在でも比較的長期予報精度の高い気圧配置や上空大気の気温、湿度を結びつけることによって、計算は比較的単純で精度のよい凍霜害予報のための最低気温推定モデルを作ることができると思われる。

WSR は、実際に上空の風と地表風のデータがないと計算できないので、将来気象情報がない未知の地点でも利用できるようにするためには、WSR を実際の地形データのみから決定できるようにする必要がある。その方法としては、国土数値情報の標高データやそれらの値から計算された盆地度、陸度などの様々な地形パラメータと風速比の関係を調べ、風速比を地形パラメータから推定するモデルを作成する。2 つのモデルを組合せることによって、農業生産に大きな影響を及ぼす凍霜害危険度を、比較的簡単に国土数値情報の 1 メッシュの規模で推定するモデルを作成することができると考えられる。さらに実際の凍霜害発生とこの推定モデルの整合性を検討することも将来の課題である。

また、本研究結果から、小型の盆地では冷気流の発生を防ぐとされる防霜林や防霜堤は、却って安定層の破壊を遅延させるため逆効果であり、送風法や燃焼法などの安定層の破壊による防御法が有利であることが示唆された。

謝 辞

本研究を行うにあたり、常に御指導、御協力を賜りました北海道大学教授堀口郁夫博士に深く感謝致します。また、懇切な御指導をいただきました北海道大学教授前田隆博士、北海道大学教授梅田安治博士に謝意を表わします。さらに、有益な御教示を賜りました北海道大学農学部農業物理学教室堂腰純前教授、青木正敏助教授、干場信司前助手、谷宏助手の皆様、観測を行うにあたり協力して下さった北海道大学農学部農業物理学教室の皆様、さらに実験施設設置にあたり御協力下さった早来町安平および千歳市駒里の皆様に紙面を借りて深く感謝致します。

Study on the relations between destruction of stable layers and topographical parameters

Summary

Local meteorological phenomena have not been clarified and systematized yet although they have influence on many industries and our lives. Regional low temperatures which cause frost damage

is influenced by regional topographies. However, frost damage is also one of these phenomena, so even today forecasting and protecting the damage remains a very difficult task. Therefore, the purpose of this thesis is to show the quantitative relationship between the frost damage and topography.

Chapter 3 shows the meteorological observations which were made at Hayakita (located in the south-east of the Ishikari-Yuhutsu plain in Hokkaido) in order to research regional difference of frost damage. Hayakita has crops that are the most easily damaged by frost in the Ishikari-Yuhutsu plain. In particular paddy rice plants are damaged by the first frost if their growth is retarded by a cool summer. The first frost in Hayakita occurs one week earlier than other parts of the plain. To research this problem, Chitose, (which has different topography from Hayakita) was selected as a control area, and some meteorological factors such as air temperature, wind speed, solar radiation, net radiation and downward radiation were compared between Hayakita and Chitose. These two areas are at the same altitude and have similar surface features. Hayakita is surrounded by hills while Chitose is in the center of the plain and is located 12 kilometers away from Hayakita.

The daily minimum air temperatures and 4-hour mean values of the meteorological factors for the spring and fall of 1983 and 1984 were compared between Hayakita and Chitose. Also the variations of these factors on clear nights were compared.

Daily minimum air temperatures in both season were not significantly different between Hayakita and Chitose. This means that the advection and accumulation of air mass cooled on surrounding slopes are not significant as causes of the frost damage in Hayakita.

The 4-hour mean value of wind speed at Chitose was always greater than that at Hayakita. However, there were no significant differences for the other factors, such as solar radiation, net radiation and downward radiation between Hayakita and Chitose. The air temperature in Hayakita was often lower than that in Chitose, especially in the lower range of temperatures. This occurred more often in fall than in spring. Sometimes the temperature difference between the two regions reached approximately 5°C in fall, accompanied with a large difference of wind speed.

This large difference of air temperature tended to be observed from 20:00 to 4:00 of clear nights. It was caused by temperatures in Chitose that is often rapidly increased by raising wind speed during that time, but both temperature and wind speed in Hayakita remained low and unchanged. When comparing temperature profiles to 80 meters above ground level of both regions, it was noted that the stable layer formed by radiative cooling, was destroyed from upper portion to near ground surface of Chitose, while, on the other hand, only the upper portion of the layer was destroyed at Hayakita. However, both stable layers remained during the nights when no temperature difference occurred between the regions. Therefore, it can be assumed that temperature differences are due to the difference in the destruction speed of the stable layer.

The phenomena mentioned above, often appeared in the center of the plain when upper wind (geostrophic wind) speed and /or direction changed. The upper wind data were obtained from radiosonde data at the 900 mb isobaric surface above Sapporo. The changes of wind were classified by the following two patterns: i) upper wind speed very small at first, and becoming stronger later, and ii) upper wind direction changing from a direction in which WSR (Wind Speed Ratio: the ratio of surface wind speed to upper wind speed for one direction) is small to one in which WSR is greater. Greater WSR means greater wind speed at ground level for given upper wind speed and so, WSR is influenced by surrounding topography. Therefore, the WSR values at the center of the plain, lying between the high mountains of the east and west, were large for the north-south direction and small for the east-west direction. On the other hand, WSR values were

relatively small for all directions in Hayakita. Thus wind speed in Hayakita was always smaller than that in the center of the plain.

It can thus be concluded that low temperatures continue for a long period of time at Hayakita because of the surrounding hills and that frost damage occurs more easily at Hayakita than that in the center of the plain. It can be also concluded that the difference of temperature between Hayakita and Chitose is caused by the difference in the destruction ratio of the stable layers of Hayakita and Chitose.

Chapter 4 deals with the cause of the difference in the destruction. To study this phenomena from heat budget, I supposed ideal column of air mass. The time change for the air temperature of this column is caused by the following three heat transfers: radiative heat transfer from the air (Q_R), sensible heat transfer between column and surface (Q_S), and advection and accumulation of cold air or heat transfer from upper air (Q_X). My observations show that Q_X has the most effect on the temperature difference. Since Q_X is closely related to the upper wind speed, the upper wind plays important role in maintaining stable layers in Hayakita.

In Chapter 5, I have looked into the relationship between upper wind speed and surface wind speed. Wind speeds were measured at Hilltop as well as at Hayakita and Chitose. The wind speed at Hilltop was compared with the upper wind speed at the 900mb isobaric surface above Sapporo (V_{900}). The analysis revealed the following.

- i) Wind speed at Hilltop (U_T) is greater than 2m/sec.
- ii) Wind speeds at 900mb and 800mb isobaric surface above Sapporo (V_{900} and V_{850} respectively) are greater than 2m/sec.
- iii) Vertical shear ($|V_{900} - V_{850}|$) is less than 6m/sec.

The regression equation between the wind speed at Hilltop and at the 900mb isobaric surface is given in eq. (5-1). The correlation coefficient (r) is significant to 1% level. Thus it can be assumed that the wind speed at Hilltop represents the upper wind speed at the 900mb isobaric surface.

The relationship between the wind speed at Hilltop (U_T) and those at Hayakita and Chitose (U_H and U_C respectively) were investigated on cloudy nights. It was considered that this type of situation, which was judged on the basis of 4-hour mean cloud amount being over 9.0 at the Chitose airport, has nearly neutral conditions aerodynamically. Eq. (5-2) shows relations between U_H and U_T , and U_C and U_T . The gradient of the regression line for Chitose is greater than that for Hayakita. From the relation between U_H and U_C , eq. (5-3) was obtained using an hypothesis of logarithmic law of wind speed profile. The roughness parameters at Hayakita and Chitose were calculated to be 0.43m and 0.09m respectively, using the methods employed by Kondo and Yamzawa (1983). If this value at Chitose is substituted for Z in eq. (5-3), the roughness parameter at Hayakita (Z_{0H}) is calculated to be 0.42m which is nearly equal to the 0.43m value mentioned above. Thus, roughness parameter (Z_0) shown by eq. (5-3) can express topographical feature.

On the clear nights which have below 2.0 of mean cloud amount, the relationship between wind speed at Hilltop, and wind speed at Hayakita and Chitose were shown by eq. (5-4). These nights have stable conditions aerodynamically. The gradients of the regression equations are smaller than those under the neutral conditions, but the tendency for the gradient at Chitose to be greater than that at Hayakita, remains in eq. (5-4).

The relationship between the time taken to destroy stable layers by entrainment and the topographical feature, was investigated on nights when there were increases in wind speed at Hilltop. The crosscorrelation between the sequence of wind speed at Hayakita (or Chitose), and that at Hilltop was calculated for this analysis. Under steady state conditions, the time taken to destroy stable layers (L) is represented as eq. (5-8). By inputting observed values into eq. (5-8), the

regression equations are given in eq. (5-9). The regression constant at Hayakita ($B=1.13$) is larger than that at Chitose ($B=0.96$). The hypothesis that B is a unique constant for each location is justified. Thus, if regression equations such as eq. (5-9) are determined, we can predict the duration of low temperature periods using potential temperature gradient in the stable layer and upper wind speed.

In Chapter 6, I have checked into the relationship between the topographical parameter and temperature dropping rate at night. As mentioned previously, even in a small basin, low temperature is observed on the calm nights in comparison with the temperature observed in a plain because there are only minor effects of upper (geostrophic) wind (Matsuoka et al. 1987, 1988).

However there have been no papers to date that considered the effects of upper wind speed for the forecast of frost. In this paper, Wind Speed Ratio (WSR : surface wind speed/geostrophic wind speed in %) was considered as a useful parameter that evaluates the effects of topography on frost damage.

WSR for AMeDAS stations in Hokkaido were calculated for 16 classes classified by geostrophic wind direction. WSR calculated for directions towards the mountains or hills around the station have small values, and WSR calculated for directions towards the sea have large values. Also, WSR values calculated from the stations which were near the sea, were larger than those calculated from inland station.

Therefore I have concluded that the values of WSR for enclosed places such as a basin or valley is low and the values of WSR for open plains is high. Thus, WSR is suitable as a topographical parameter.

I have concluded that there is a relationship between WSR and the temperature dropping rate. This relationship for clear nights is shown in Fig.6-5 as a series of hyperbolic curves. The constant c in eq. (6-4) seems to be affected by geostrophic wind speed. The correlation between upper wind speed (geostrophic wind speed) and constant c was statistically significant and the wind speed contributed to the constant c by 50% as dependent variable. On clear nights, difference of temperature between small basin and open places will become larger in the case of a weak upper wind speed, and smaller in the case of a stronger wind speed.

Thus, I have concluded that forecasting frost damage can be accomplished more precisely by introducing WSR. Accumulated data of upper wind speed and surface wind speed is necessary to determine the value of WSR by my method. Since it is inconvenient to put this parameter to practical use for places where there are no wind speed data, new methods to determine WSR from topographical features will have to be developed next. Perhaps by using "mesh data" such as Numerical Terrestrial Data, more precise forecasts of frost damage could be made easily for very small areas.

引用文献

- 1) AAGAARD, K.(1969) : Relationship between geostrophic and surface winds at weather ship M : J. Geophys. Res., 74, 3440-3442.
- 2) 会田 勝(1982) : 大気と放射過程. 東京堂出版, 東京, 280 pp.
- 3) ANFOSSI, D., P. BACCI and A. LONGHETTO (1976) : Forecasting of vertical temperature profiles in the atmosphere during nocturnal radiation inversions from air temperature trend at screen height. : Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102, 173-180.
- 4) BRUNT, D. (1932) : Notes on radiation in the atmosphere. I : Quart. J. Roy. Meteor. Soc. : 58, 389-420.
- 5) BUSINGER, J.F., J.C. WYNGAARD, Y. IZUMI and E.F. BRADLEY (1971) : Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. : J. Atmos. Sci., 28, 181-189.
- 6) DAVIS, J.C. (1973) : Statistics and Data Analysis in Geology. John Wiley & Sons, New York, 550 pp.
- 7) DELAGE, Y. (1974) : Numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer. : Quart. J. Roy.

- Meteor. Soc., 100, 351-364.
- 8) FREAGLE, R.G. (1950a) : A Theory of Air Drainage. : J. Meteor., 7, 227-232.
 - 9) FREAGLE, R.G. (1950b) : Radiation theory of local temperature difference. : J. Meteor., 7, 114-120.
 - 10) GARRATT, J.R. and P.A. BROST (1981) : Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer. : J. Atmos. Sci. 38, 2730-2746.
 - 11) GEIGER, R. (1965) : Climate near the ground. Harvard Univ. Press, Cambridge, pp. 611
 - 12) GROEN, P. (1947) : Note on the theory of nocturnal radiational cooling of earth's surface. : J. Meteor., 4, 63-66.
 - 13) 北海道(1986) : 昭和60年6月14日から15日にかけての霜害の実態と農作物生育追跡調査結果 : 改良普及員資料, 15.
 - 14) 北農会編集部(1987) : 昭和61年主要作物作況 : 北農, 54(2), 3-19.
 - 15) 堀口郁夫, 松村伸二, 谷 宏(1982) : 海洋性冷気流の農業地帯への影響—勇払・石狩平野の風向と気象の特徴— : 農業気象, 38, 287-293.
 - 16) 堀口郁夫, 松村伸二, 谷 宏(1983) : 海洋性冷気流の農業地帯への影響—(2)冷害時(1980年)における勇払・石狩平野の気象の特徴— : 農業気象, 38, 389-394.
 - 17) HSUEH, Y. and D. ROMEA (1983) : A comparison of observed and geostrophically calculated wintertime surface winds over the East China Sea : J. Geophys. Res., 88, 9588-9594.
 - 18) 今岡円七(1964) : 斜面下降風と一般風の関係について : 農業気象, 20, 113-118.
 - 19) 今岡円七(1966a) : 斜面下降風に関する農業気象的研究 I : 九州大学農学部学芸雑誌, 22, 4, 331-373.
 - 20) 今岡円七(1966b) : 斜面下降風に関する農業気象的研究 II : 九州大学農学部学芸雑誌, 22, 4, 375-409.
 - 21) 石川信敬(1975) : 積雪期における盆地冷却の観測 : 低温科学, A, 33, 125-133.
 - 22) ISHIKAWA, N. (1977) : Studies of Radiative cooling at Land Basins in Snowy Season. : Contribution from the Institute of Low Temperature Science, A, 27, 46 p.
 - 23) 石川信敬, 石田 完(1971) : 冬期における盆地冷却の観測 : 低温科学, A, 29, 11-123.
 - 24) 石川信敬, 小島賢治(1979) : 母子里における盆地風について : 低温科学, A, 38, 113-119.
 - 25) JAEGER, J.C. (1945) : Notes on the effect of wind on nocturnal cooling. : Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 71, 388-390.
 - 26) JEFFREYS, H. (1922) : On the Dynamics of the wind. : Quart. J.R. Meteor. Soc., 48, 29-47.
 - 27) KLOPPPEL, M., G. STILKE and C. WAMSER (1978) : Experimental investigations into variations and comparisons with results of simple boundary-layer model. : Bound. Layer. Meteor., 15, 135-146.
 - 28) KNIGHTING, E. (1950) : A note on Nocturnal cooling. : Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 76, 173-181.
 - 29) 小出房吉(1897) : 日本気候学, 内田老鶴圃, 東京, pp. 333.
 - 30) KONDO, H.(1986) : A numerical experiment about the cooling in a basin. : J. Meteor Soc. Japan, 64, 563-574.
 - 31) KONDO, J. (1971) : Effect of radiative heat transfer on profiles of wind, temperature and water vapour in the atmospheric boundary layer. : J. Meteor. Soc. Japan, 49, 75-94.
 - 32) 近藤純正(1982a) : 複雑地形における夜間冷却—研究の指針— : 天気, 29, 935-949.
 - 33) 近藤純正(1982b) : 大気境界層の科学, 東京堂出版, 東京, 219 pp.
 - 34) 近藤純正(1983) : 植物の葉面温度の予知式, 作物被害の要因としての接地層内の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究 : 文部省科学研究費, 自然災害特別研究成果 No. A-60-4, 458-463.
 - 35) 近藤純正(1984a) : 複雑多様な地表面の熱収支—研究の指針— : 天気, 31, 573-581.
 - 36) 近藤純正(1984b) : 地形と地表面の性質が夜間の斜面風, 山風, 盆地大気の冷却に及ぼす効果(1) : 天気, 31, 625-627.
 - 37) 近藤純正, 森 洋介(1982) : アメダス(地域気象観測所)データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式(1) : 天気, 29, 1211-1233.
 - 38) 近藤純正, 森 洋介(1983) : アメダス(地域気象観測所)データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式(2) : 天気, 30, 111-118.
 - 39) 近藤純正, 森 洋介, 安田延寿, 佐藤 威, 萩野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敬子, 庄司邦彦(1983) : 盆地内に形成される夜間の安定気層(冷気湖) : 天気, 30, 327-334.
 - 40) 近藤純正, 佐藤 威(1984) : 地形と地表面の性質が夜間の斜面風, 山風, 盆地大気の冷却に及ぼす効果(2) : 天気, 31, 747-749.
 - 41) 近藤純正, 山沢弘実(1983) : 局地風速と現実複雑地表面の粗度 : 天気, 30, 553-561.
 - 42) 日下部正雄(1959) : 晩霜期の気温(福岡をサンプルとした調査) : 農業気象, 14, 105-107.
 - 43) MAGONO, C., C. NAKAMURA and Y. YOSHIDA (1982) : Nocturnal cooling of the Moshiri basin, Hokkaido in midwinter. : J. Meteor Soc. Japan, 60 (5) 1106-1116.
 - 44) 真木雑之, 播磨屋敏生(1984) : 北海道地方における夜間冷却量の空間分布 : 北海道大学地球物理学研究報告, 43,

- 1-16.
- 45) 真木雅之, 播磨屋敏生, 菊地勝弘, 谷口 恭, 堀江成人 (1984): 盆地における夜間冷却過程: 北海道大学地球物理学研究報告, 43, 17-30.
- 46) MAKI, M. and HARIMAYA, T. (1988): The effect of Advection and accumulation of downslope cold air on nocturnal cooling in basins. : J. Meteor. Soc. Japan, 66, 581-597.
- 47) MAKI, M. HARIMAYA, T. and KIKUCKI, K. (1986): Heat budget studies on nocturnal cooling in a basin. : J. Meteor. Soc. Japan, 64, 627-714.
- 48) 正務 章(1974): 岐阜県地方における日最低気温の地理的分布の推定法: 研究時報, 26, 375-382.
- 49) 正務 章, 米久保義勝(1954): 松本地方における晩霜予報の技術的調査: 研究時報, 422-430.
- 50) 松岡延浩, 堀口郁夫, 谷 宏(1982): 夜間の安定層の破壊に及ぼす地形の影響(1) 早来と千歳の夜間の気温低下と地形: 農業気象, 42, 359-366.
- 51) 松岡延浩, 堀口郁夫, 谷 宏(1988): 夜間の安定層の破壊に及ぼす地形の影響(2) 早来と千歳の夜間の気温低下と地形: 農業気象, 43, 269-274.
- 52) 三原義秋(1979): いわゆる冷気流の温風効果について: 昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨, 92-98.
- 53) 森 征洋(1985): 地衡風と地表風の対応について—多度津・岡山の場合—天気, 32, 523-529.
- 54) 森 洋介, 近藤純正, 庄司邦彦, 佐藤 威, 安田延寿, 萩野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敦子, 高平 進, 阿部愛美(1983): 山地の夜間冷却と熱収支: 天気, 30, 259-267.
- 55) 森 洋介, 近藤純正(1984): 冷気の堆積・流出を考慮した山地の夜間放射冷却: 天気, 31, 45-25.
- 56) 元田雄四郎(1979): 冷気発生の機構といわゆる冷気流: 昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨, 92-98.
- 57) NAKAMURA, C. and C. MAGONO (1982): The extremely low temperature in Hokkaido, Japan during 1976-77 winter and its numerical simulation. : J. Meteor. Soc. Japan, 60, 956-966.
- 58) 中村圭三(1976): 夜間の暖かい斜面上の冷気流と気温分布について, 地理学評論, 49, 6, 380-387.
- 59) 中村圭三(1978): 菅平の大松山の斜面上における冷気流の発現域と流出域: 地理学評論, 51, 11, 793-808.
- 60) 中村圭三(1980): 根子岳の斜面上における冷気流の流下距離と風速との関係について: 道都大学紀要, 3, 69-78.
- 61) NIEUWSTADT, F.T.M. (1980): A rate equation for the inversion height in a nocturnal boundary layer. : J. Appl. Meteor., 19, 1445-1447.
- 62) 日本農業気象学会(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.
- 63) 農林省, 気象庁(1978): 農業気象10年報, 723 pp.
- 64) PRANDTL, L. (1942): Further durch die Strömungslehre. Vieweg und Sohn, Braunschweig, 382pp.
- 65) SASAMORI, T. (1968): The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments. : J. Appl. Meteor., 7, 721-729.
- 66) 佐橋 謙(1979): 冷気流の実態と理論的取扱: 昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨, 81-86.
- 67) 酒井 昭(1982): 植物の耐凍性と寒冷適応—冬の生理. 生態学, 学会出版センター, 東京, pp. 469.
- 68) 酒井 一(1960): 地上風と傾度風との関係について: 研究時報, 6, 557-558.
- 69) 坂本雄三, 石田 完(1973): 熱収支を考慮した斜面降下風の非定常モデル: 低温科学, A, 31, 87-105.
- 70) 札幌管区気象台(1981): 北海道の霜害・雹害. 165 pp.
- 71) SUTHERLAND, R.A. (1980): A short-range objective nocturnal temperature forecasting model. : J. Appl. Meteor., 19, 247-255.
- 72) 田中夕美子, 石城謙吉, 藤原滉一郎, 小林大二(1982): 台地と谷すじの夜間冷却について(1)—谷および谷横斜面の冷却過程: 農業気象, 39, 213-217.
- 73) 田中夕美子, 藤原滉一郎, 小林大二(1983): 台地と谷すじの夜間冷却について(2)—地形による冷却過程の差異: 農業気象, 39, 213-217.
- 74) 田中夕美子, 小林大二(1985): 台地と谷すじの夜間冷却について(3)—広域の冷却分布: 農業気象, 41, 107-113.
- 75) WYNGAARD, J.C. (1975): Modeling the planetary boundary layer. Extension to the stable case. : Bound. Layer Meteor., 9, 441-460.
- 76) YAMADA, T. (1979): Prediction of the nocturnal surface inversion height. : J. Appl. Meteor., 18, 526-531.
- 77) 吉野正敏(1954): 根子岳斜面(長野県菅平・十の原)における最高最低気温(1): 農業気象, 9, 139-143.
- 78) 吉野正敏(1959): 霜の危険度を地形図によって小気候学的に推定する—方法: 農業気象, 15, 83-87.
- 79) 吉野正敏(1968): 日本における接地逆転層: 農業気象, 23, 186-188.
- 80) 吉野正敏(1979): 局地気候的にみた冷気流: 昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨, 71-81.
- 81) YOSHINO, M. (1975): Climate in a Small Area. University of Tokyo Press, Tokyo, pp. 549.
- 82) ZEMAN, O. (1979): Parameterization of the dynamics of stable boundary layers and nocturnal jets. : J. Atmos. Sci., 36, 792-804.
- 83) ZILITINKEVICH, S.S. and D.V. CHARIKOV, (1968): On the computations of the vertical turbulent heat and moisture fluxes from data of profile measurement: Izvesiya ANSSSR, Ser fiz. Atmosf. i. okeana, 4, 915-929.