

筑波研究学園都市の低温と接地逆転層の発達

Extremely Low Air Temperature and Development of Inversion Layer in the Tsukuba Region

吉野正敏*

Masatoshi M. YOSHIINO

I はじめに

筑波研究学園都市の冬の寒さは、予想以上に厳しい。館野における月平均最低気温は、1月には -4.4°C 、2月には -3.4°C で、関東平野部における気象官署の中では最も低温な宇都宮のそれぞれ -4.7°C 、 -3.7°C に次ぐ。茨城県の中では北部の山の中の大子 -6.0°C と -5.2°C で、これに比較すればやや暖かいとは言え、水戸が -3.0°C と -2.4°C であることを思えば、筑波研究学園都市がいかに冷え込むところであるかがわかるであろう。

冬の晴れた風のおだやかな夜明けごろ、非常に低温になることは、河村斌(1955)が指摘した。その後、吉野ら(1976a, b; 1977)、高橋(1976)などの研究がある。これらを取りまとめて、吉野(1978, 1980)は、次のように、この地域が関東平野のなかでも異常に低温になる部分であることを明らかにした。

すなわち、1月の月平均の最低気温分布図を見ると、 -14°C の地域は館野付近と、松戸付近を中心とする大宮台地の上と、宇都宮西方の狭い部分だけである。逆に -11°C より高いところは前橋付近から熊谷・館林にかけた利根川沿いの地域である。このような局地性を明らかにした。

そこで、今回は、これらの低温をもたらす逆転層の発達について、2~3関連した現象を考察してみたい。

II 筑波山の斜面の温暖帯と逆転層

筑波山麓の平野部に、強い逆転層が形成されることは、山麓の海拔200m以下の方が、200~400mのところより日最低気温は低温なことで知られていた(茨城県・水戸測候所, 1955, 1957; 郡司, 1958; 吉野, 1961)。1953年7月から1956年12月まで臨時観測所を16地点設け、最高気温と最低気温を毎日観測した。例えば、海拔35m, 70m, 230m, 240m, 970m, の地点を比較すると、 0°C 以下の日数は、海拔230mと240mの地点が最も少なく、海拔35m, 970mの地点の約半分である。気温分布でみると、海拔100~400mの部分の日最低気温は特に高い。これより高度の低いところも、高いところも低温である。この斜面の高温の部分に「斜面の温暖帯」(thermal belt)と呼ぶ。

日最低気温の、特に低温な1月と2月についての月平均値でみると、第1表にみる通り、中腹(筑波山神社のある集落内の地点、海拔240m)で最も高温で、次いで柿岡盆地側のやはりほぼ同じ高度230mの湯袋である。特に前者は月平均では 0°C 以下にならない場合が半分で、これは房総半島南端部に相当する暖かさである。これに比較して山麓の海拔35mは月平均で $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 低温である。

次に、1965年11月15-16日、17-18日の2夜の観測結果から、筑波山南斜面における斜面の温暖帯の形成経過について記述する。この観測は当時

* 筑波大学水理実験センター

(1982年5月8日受理)

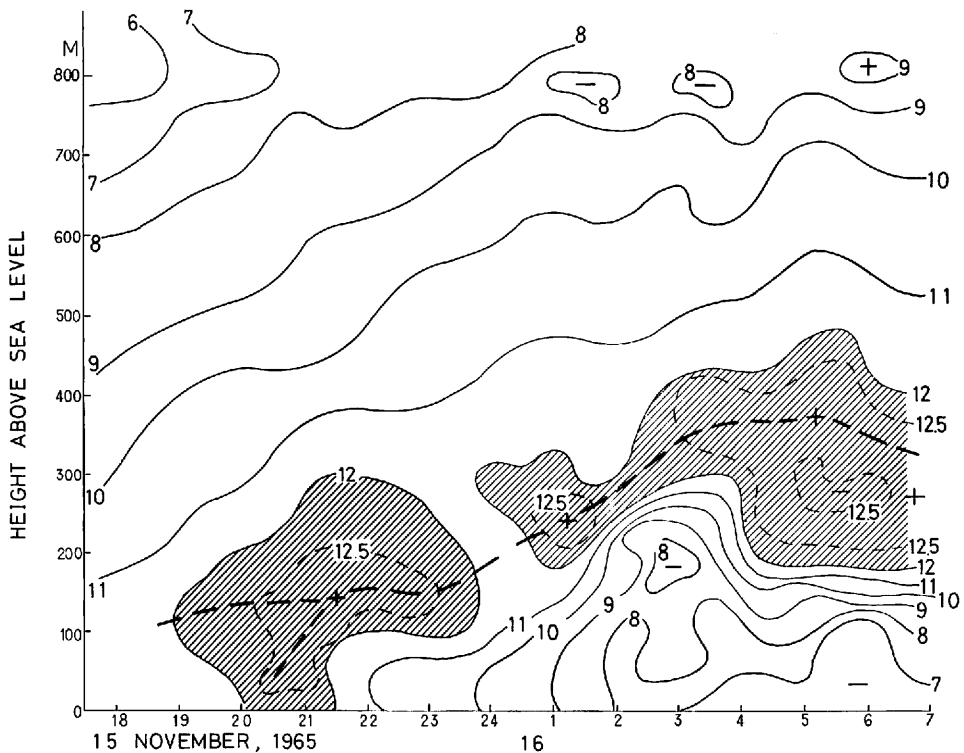
第1表 筑波山の斜面数地点における日最低気温の月平均値

地名	山頂	中腹	白井	湯袋	小幡
海拔高度	970	240	35	230	35m
1954年1月	-3.4	0.5	-1.8	-0.7	-2.3
1954 2	-2.3	0.7	-1.7	-0.1	-2.7
1955 1	-4.5	-0.7	-4.0	-1.3	-4.6
1955 2	-2.6	1.2	-2.1	0.6	-2.0
1956 1	-3.8	-0.1	-3.1	-0.8	-2.7
1956 2	-5.0	-1.0	-3.4	-1.6	-2.6
平均	-3.8	0.1	-2.7	-0.7	-2.8

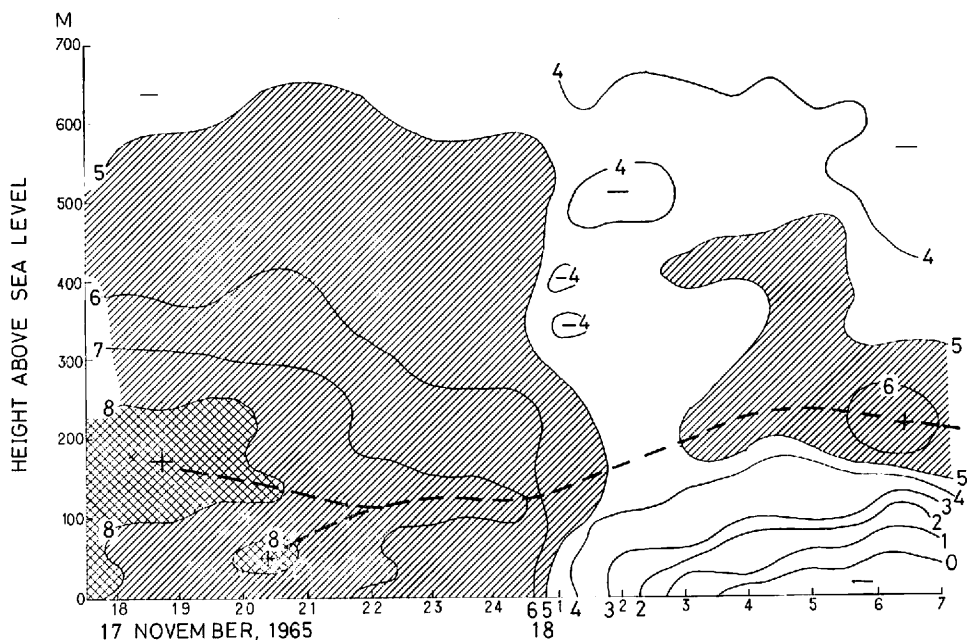
〔茨城県・水戸測候所, 1957〕の資料により吉野作表

の東京教育大学理学部地理学科の野外観測実習の一部として行われたものである。西斜面・南斜面・東斜面で観測したが、ここで紹介する南斜面では、アスマン通風乾湿温度計を持って徒歩で移動

観測を8班が行った。第1図と第2図は、18時から翌朝7時まで、全部で292の観測値をもとに、アイソブレスを画いたものである。気圧配置は次の通りであった。11月15日は日本を掩う1026mbの移動性高気圧に掩われて快晴、21時には中心は関東地方の東方海上に移動したがまだ晴で風は弱かった。850mb面でも南西の弱い風であった。16日朝9時には弱い低気圧(中心示度 1000mb)が北海道の上に来たが、関東地方までその影響は及んでいなかった。11月17日21時には中心が黄海にある次の移動性高気圧(中心示度 1032mb)が本州を掩い、また快晴の天気となり、風も弱かった。18日朝9時の天気図によると、移動性高気圧の中心は2つになり、ひとつは本州中部地方の上において1031mbを示していた。このように今回ここに示す2夜はいつでも移動性高気圧に掩われた典型的な晴れた風のおだやかな夜であった。



第1図 1965年11月15日18時より16日7時までの筑波山南斜面における気温のアイソブレス。太い破線は斜面上で最も高温なところを結んだ線。斜線域は12℃以上の顕著な温暖帯を示す。



第2図 1965年11月17日18時より18日7時までの筑波山南斜面における気温のアイソプレス。太い破線は斜面上で最も高温なところを結んだ線。斜線域は5℃以上、クロス線域は8℃以上。

さて、第1図をみると、逆転層は19時には100 m以下に形成されており、22時にはすでに顕著な逆転層が形成されて、150mと最下部との間には2℃の差がある。11℃の等温線に着目すると明らかであるが、次第に下層の逆転層が厚くなってゆくとともに、12℃以上の高温層（斜面の温暖帯）は高度が高くなる。最も高温な部分は、破線で示す通り、19時ころは100mであったが、次第に高くなり、21～23時は150mくらい、1～2時には250m、3～4時には350mに達した。12℃以上の部分を顕著な斜面の温暖帯とみれば、従来指摘されている（Yoshino, 1975）通り、この場合もやはり海拔200mから400mの範囲となる。5～6時ころ逆転層内の最下層は最も低温となり、この朝は7℃以下、最低の海拔35m地点では6.3℃であった。それに対し斜面の温暖帯の中の最も高温な約300m地点は12.9℃で高度差約360mの間に6.6℃の差があった。かなりいちじるしい逆転層と言えよう。

次に第2図をみると、この夜は、全般的に第1図

の場合より低温であるが、逆転層は第1図の場合と同じく19時には明瞭に形成されており、150mの最暖地点と、35m付近とではすでに1℃の差が認められた。しかし、この夜の特徴は、0時30分ころから斜面の温暖帯がいったん不明瞭になったことである。逆転層は1時ころからまた強化され、2時にはかなり明らかになり、明け方の6時30分には35m地点では-0.8℃にまで下がった。一方、温暖帯を5℃以上のところとして注目すると、3時ころには明瞭になり、6時ころには温暖帯の中の最も高温な220～230mの高度の地点で、6.5℃にまで達した。最低の地点との高度差約290mの間に7.3℃の差で、16日の朝より以上に強い逆転であった。

第1図と第2図に共通しておもしろいことは、16日は0時前後、18日は2時前後のそれぞれ約1時間、温暖帯の気温が低下している事実である。そして、その後の1時間くらいの間に、4～5℃の強い逆転が200m以下の高度に形成されていることである。斜面の温暖帯が夜中に一時低温になる

現象はこれまで指摘されておらず、興味ある事実と思われる。

第1図にみるように23時に高度300m、24時に200mで低温下している事実、第2図にみるように18日は1時ころ340m、400mに4°C以下の低温が現われ、500mには1時30分～2時ころに4°C以下が現われ、斜面の温暖帯は1時30分～2時30分ころに低温下している。また図は省略したが、11月15～16日の西斜面における観測結果では16日0時～1時ころに300～400mの高度で9°C以下の低温が現われ、斜面の温暖帯は0時30分～1時ころに低温下し、山麓150m以下の高度の逆転層は1時以降に強化された。斜面の温暖帯がこのように一時低温になる理由は、おそらく、斜面上部に形成された冷気が冷気流となって斜面温暖帯をやぶって山麓に流下するためではないかと考えられるが、詳細は今後の研究にまきたい。

次に、斜面の温暖帯の高度の変化であるが、他の地域における研究では、逆転層は日没から夜半にかけて次第に高くなり、ある高度まで達すると、明け方に向かって低下することが指摘されている(間野, 1953; 当舎, 1953)。佐藤(1978)は筑波山南斜面の温暖帯においてもこのような時間変化が認められることを指摘した。第1図、第2図においても、この傾向が明瞭で、4～5時に最高となり、その後、日の出前までは、逆転は強化するが、最も温暖な地点の高度は低下する。山麓の最下部では最低気温は6時前後に現われる。

III 異常低温出現日の接地層の状態

すでに指摘した通り、筑波研究学園都市では冬の日最低気温は関東平野内では特に低温になる地域である(河村斌, 1955; 吉野, 1978, 1980)。過去の最低気温の記録は-17°Cで、関東地方では大子における-18°Cに次ぐ。真壁は-16°C、上尾は-14°C、東北地方の盛岡が-21°Cで、これらに比較すると、研究学園都市の異常低温の程度がわかるであろう。

筑波大学における観測記録では、1975年1月19日には-13.2°C、同月31日には-13.0°Cを記録

した。同じ日、札幌ではそれぞれ-14.7°Cと-10.4°Cであったから、このときの低温がいかに特徴あるかわかるであろう。1975年1月8～31日の22日間の日最低気温の平均では筑波大学(農場)が-6.4°C、札幌が-7.2°Cであるから、その差はわずかに0.8°Cで、筑波研究学園都市は札幌よりやや暖かいに過ぎない。ちなみに同じ22日間の平均値では宇都宮が-4.3°C、水戸が-2.6°Cであった(吉野ほか, 1974)。

さて、水理実験センターの気象観測塔における観測値の30分平均値がプリントアウトされるようになった。このうちから、地上1.6mにおける日最低気温(ただし30分平均)が-8°Cより低温になった日をぬきだした。結果として次の5日であった。カッコ内は30分平均気温の日最低値である。すなわち、

1979年1月14日 (-8.3°C)

1980年1月8日 (-9.0°C)

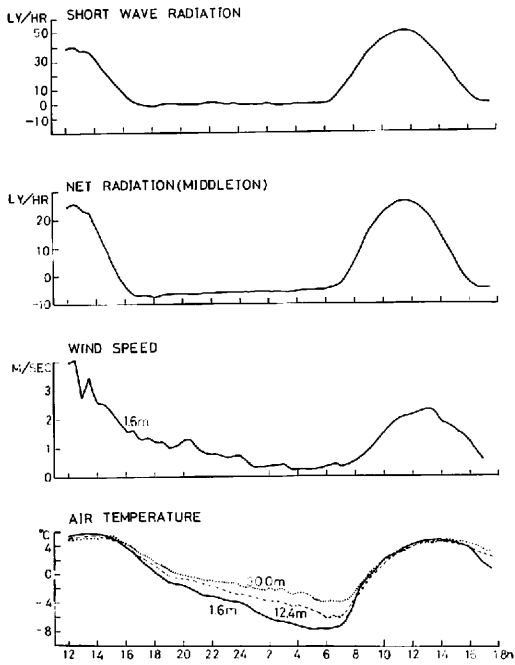
1980年2月7日 (-8.1°C)

1980年2月8日 (-8.9°C)

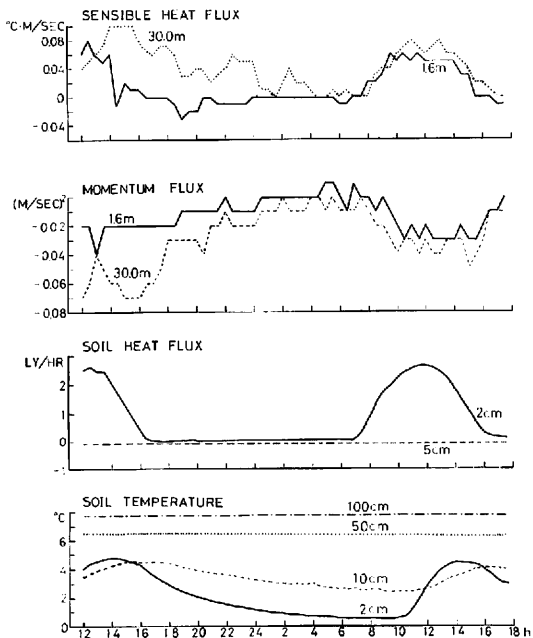
1980年2月17日 (-8.3°C)

の5日である。そうして、次の要素について30分ごとの平均値を求めた。すなわち、短波放射量、正味放射量(ミドルトンによる)、風速(1.6m)、気温(1.6, 12.4, 30.0m)、顕熱フラックス(1.6, 12.4, 30.0m)、運動量フラックス(1.6, 30.0m)、地中熱流量(2, 5cm)、地温(2, 10, 50, 100cm)である。計算したそれぞれの値の日変化は、第3図と第4図に示す通りである。

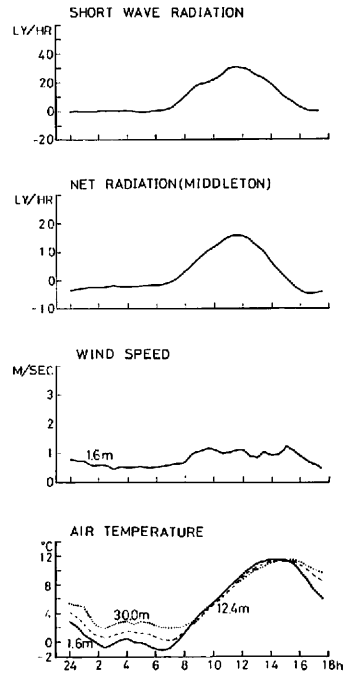
短波放射量、正味放射量、風速、気温、とも美しい日変化を示している。気温の日変化をみると、16時ころには逆転し始め、翌朝8時ころまで逆転している。1.6mと12.4mの気温差は3～5時ころ最も大、1.6mと30.0mとの気温差もやはり3～5時ころ最も大である。地中熱流量(2cm)はほぼこれらと同じ日変化型を示しているが、地温の2cmは約3.5時間のおくれで10時ころから上昇し始めている。いちじるしい冬季低温が出現するときの正味放射量と地中温度に関する以前の調査結果(吉野・仲谷, 1981)と、ほぼ同じ特徴を



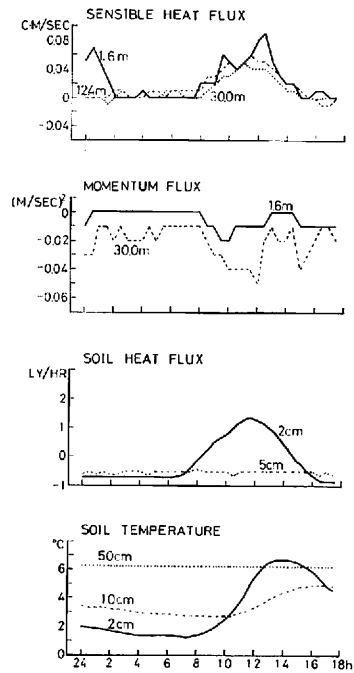
第3図 -8°C以下の最低気温が現われる日の前日12時から当日18時までの全天短波放射, 正味放射量, 風速, 気温の変化。典型的な5日の平均。



第4図 図3と同じ日の顕熱フラックス, 運動量フラックス, 地中熱流量, 地温の変化。



第5図 冬の温かい半月(1979年1月6~10日)平均の全天短波放射, 正味放射量, 風速, 気温の日変化。



第6図 第5図と同じ半月の顕熱フラックス, 運動量フラックス, 地中熱流量, 地温の日変化。

示している。

第4図で顕熱フラックスは1.6mでは気温と同じような日変化をするが日中の極大は12時ころに出現し、30mでは14時ころとなる。運動量フラックスは負(上から下へ運ばれる)で、風速が1.6mの高度で1m/sec以下のときはほとんど0に近いが、日の出後、風速が次第に強くなり2m/secになると1.6mで0.02~0.03、30mで-0.04~-0.05となる。

地中熱流量は5cmの深さではほとんど0であるが、地温は10cmの深さで約2°Cの日変化が認められるのは、平均化か測定に関係があるものと思われる。

さて、以上は、異常な低温が出現した朝の前日12時から当日の18時までの日変化を示したものであるが、冬の一般的な半旬の平均値とはどのように異なるかを次に示す。第5図と第6図は、1979年1月6日~10日の5日間の平均値から、第3図と第4図とそれぞれ同じ要素についての日変化を示めたものである。この半旬の平均では朝6時30分の気温は-1.1°Cで、先きの異常低温の場合よりかなり高い。16時ころから1.6mと12.4mまたは30mの間の気温逆転は同じくみられ、翌朝8時ころまで明らかであるが2時から6時ころまで特に発達することはない。短波放射量、正味放射量、風速、地中熱流量ともに日中の最高値は小さくなる。ただ、2cmの深さの地温のみ9時ころから上昇し、14時ころにはかなり高くなる。

地表面における正味放射(R_n)、顕熱フラックス(I_D)、潜熱フラックス(LE)、地中熱流量(G)の値から、 $(H+LE)/(R_n-G)$ を求めると、1月には1より大となり、放射冷却が弱まり(R_n-G)が大きくなる2・3・4月には1より小さくなる(鳥谷, 1981; 吉野・鳥谷, 1981)。したがって、今回ぬきだしたような異常低温の日は特に $(H+LE)/(R_n-G)$ は小さくなる。

また、 R_n を100として G 、 H 、 LE のパーセントを求めると、1月の晴天率が高いとき、 H が非常に大きくなる傾向が認められている(鳥谷, 1981)。今回求めた異常低温出現日の場合と、比

較的温かい半旬とを比較しても同じことが認められる。

第2表は、上にあげた異常低温出現日5日の平均値と、やはり上にあげた1979年1月6~10日のやや温暖であった半旬の平均値とで、熱収支各項の状態を比較したものである。

日最低気温は、1.6mの高度でそれぞれ-8°C以下の日を選んだのだから、この異常低温日の各最低気温を平均すれば-8.5°Cとなる。しかし、この第2表は各々の日の30分ごとの値を平均した値であるから、最低値は-7.8°C(6時00分)となる。以下、どの項についても各々の日の30分ごとの平均値に基いている。

さて、この第2表から、短波放射の日積算値では1.8倍、正味放射量の夜半0時の値では1.6倍、夜中の負の値の期間の合計値では1.9倍、同じく正の値の期間の合計値では同じく1.9倍と、いずれも2倍に近い大きい値を示している。このような大きい放射冷却の結果気温逆転率(1.6mと12.4mの間)も1.8倍、同じく(1.6mと30.0m)は1.4倍となり、地表面近くほど強い逆転が現われるものと考えられる。

顕熱フラックス、運動量フラックス、地中熱流量は、いずれも異常低温日が高い値を示しているが、これが熱収支全体にどれだけ量的に関係しているかを考察するのが今後の問題である。

中川(1978)は館野における21時から翌朝3時までの6時間の気温降下量は、正味放射量が負で大きくなるほど、大きいことを示した。すなわち、正味放射量($ly/6hr$)が10~14で-2.9°C/6hr、15~19で-3.3°C/6hr、20~24で-3.7°C/6hr、25~29で-4.2°C/6hr、30~34で-4.5°C/6hrである。さらに大きくなると例は少なくなるが、40~44 $ly/6hr$ の正味放射量で-4.7°C/6hrという記録もある。今後、正味放射量ばかりでなく、第2表に示すような熱収支の各項と気温降下との関係の検討が必要である。また、接地層内の気温の状態には放射フラックスの発散が関係している(川島他, 1982)。土壌水分量は地温に関係し、さらに気温に影響するのでその過程の解明も重要

第2表 熱収支各項の異常低温出現日5日の平均と冬の温暖な半旬の平均の比較

	異常低温出現日5日**の平均	温暖な半旬***の平均
日最低気温 (1.6m)	- 7.8°C	- 1.1°C
同 上 (12.4m)	- 6.0	0.4
同 上 (30.0m)	- 3.8	2.0
短波放射 極大値	50.45 ly/hr	30.76 ly/hr
同 上 日積算値*	614.61	328.23
正味放射量 0時の値	- 5.72 ly/hr	- 3.13 ly/hr
同 上 極大値	26.55	16.08
同 上 日積算値	{ - 91.95 + 283.17	{ - 48.87 + 147.35
風速 (1.6m) 極大値	2.42 m/sec	1.18 m/sec
気温逆転率		
1.6~12.4m極大値	26.8 °C/100m	15.3 °C/100m
1.6~30.0m極大値	15.5	11.4
顕熱フラックス		
1.6m日積算値	0.71 °C・m/sec	0.59 °C・m/sec
30.0m日積算値	0.79	0.41
運動量フラックス		
1.6m日積算値	- 0.37 m ² /sec ²	- 0.11 m ² /sec ²
30.0m日積算値	- 0.80	- 0.73
地中熱流量 (2cm) 極大値	2.69 ly/hr	1.36 ly/hr
同 上 日積算値	32.95	{ +10.89 - 14.71
地温 (2cm) 最低値	0.46 °C	1.32 °C
同 上 最高値	4.48	6.75
地温 (10cm) 最低値	2.38	2.70
同 上 最高値	4.07	4.93
地温 (50cm) 最低値	6.31	6.20
同 上 最高値	6.42	6.22

- 注：1) 値は30分平均または積算値。
 2) 日積算値は当日の0時から17時30分までの合計値。
 3) * のみ日中の正の期間の合計値。
 4) **1979・1・14, 1980・1・8, 2・7, 2・8, 2・17の5日。
 5) *** 1979年1月6—10日。

である。

IV 逆転層に関する1~2の特徴

館野における接地逆転率の季節変化は次の通りである(吉野, 1968)。すなわち, 0°C における地上と1000mb面高度における気温の月平均値の差から求めた接地逆転率は, 11月~2月の間は館野はわが国で最も大きい逆転率を示めし, 1951~1955年の平均値で $1.3\sim 1.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ である。これは, 館野が関東平野の中でも特に逆転層が発達する地域に位置しており, 風の弱い晴れた天候が卓越する気候区に属しているからである。

館野における日中の混合層の季節変化についての研究結果(蒲生, 1981)によると10月から1月までは, 朝の8時には混合層の厚さは100~150mで, 2~4月や9月が300~420mであるのに比較して約3分の1の厚さである。また, 7月は約500m, 5・6・8月は550~620mくらいになっている。

宇治川水理実験所の気象観測鉄塔による観測結果(田中ほか, 1977)によると, 2mと25mの間の層では冬(12・1・2月)には21時から6時での平均値で $4.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ から $5.1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の逆転率を示している。次いで秋(9・10・11月)が冬とほぼ同じくらいで $4.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ から $5.3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ くらいを示している。夏は小さく, $1.6\sim 2.2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の逆転率である。25mと50mの間について求めた逆転率は最も大きい冬でも $1\sim 1.3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ である。やはり, 表日本気候区に属する地点では秋と冬において接地逆転層が発達することがわかる。

以上の事実から, 筑波研究学園都市における逆転層の発達には特に11月から2月までにいちじるしく, しかも, この発達は, わが国の中では特筆すべき程度であると言って差しつかえなからう。

次に逆転層と風速との関係を考えてみたい。逆転層はシノプティックスケールの風がない場合, すなわち無風のとき発達し, 風が強くなると消滅する。川口のタワーにおける観測結果は, 筑波地域についてもあてはまると思われるが, 早朝から

日中にかけての接地逆転層の解消時のある調査(山本・横山, 1981)によると, 早朝の6~8時ころの状態では, 地上45mの風速が $3\sim 5.9\text{m/s}$ のときと, $0\sim 2.9\text{m/s}$ の2つの場合を比較すると, 乱流熱フラックス $[\partial(q/C_p\rho)/\partial z]$ により冷却している層, 温位 $[\partial\theta/\partial z]$ が下がっている層は, 前者の場合の方が厚く, 250mから300m以上に達している。これに対し, 後者の場合は200mから300mまでで, ややうすい。したがって, まったく風がない場合より, 弱い風が少しある場合の方が, 逆転層高度は少し高くなることが推定され, さらに強風になれば, 逆転層は解消することになるのではなからうか。

寒候季の逆転強度(地上29.5mと1.6mの気温差)を風速が 2.5m/sec (29.5mにおいて)以下の弱いときとみると, 21時に最大となる。これは, 夜半以降は逆転層が厚くなるのでかえって, 地上30mくらいの層内における温度差は小さくなるためではなからうか。風速が 2.5m/sec 以上の場合には逆転強度の最大は5時ごろに現われる(寄崎, 1981; 吉野・寄崎, 1981)。

最後に逆転層の発達と筑波研究学園都市の都市化との関係を述べたい。筑波研究学園都市では, 都市化の影響によって, 住宅が密集した地域では夜間の気温が周辺の地域に比較して高くなる。1975年から1977年までの詳しい調査結果(吉野ほか, 1976a, b, 1980; 田宮ほか, 1978, 1979; 野元ほか, 1978, 甲斐; 1978)によると, その差は明らかである。すなわち, 上記の期間についてみると, 逆転層が発達する晴夜には竹園住宅では約 1°C , 周辺の農村地域より高い。

1976年11月から1977年7月までの別の連続観測
第3表 竹園住宅・並木住宅と館野との日最低気温差

期 間	竹園一館野	並木一館野
1976・11~1977・2	0.3	- 0.2°C
1977・3~1977・5	0.2	0.5
1977・6~1977・7	0.5	0.1
全 期 間 平 均	0.4	0.1

(「日本住宅公園研究学園都市開発局, 1977」の資料により吉野作表)

の結果は第3表に示す通りである。竹園住宅内は周囲に住宅がない館野に比較して日最低気温は 0.4°C 高い。これは、晴夜のみではなく、すべての日の平均であるから、上述の晴夜だけの平均の 1°C よりはやや小さい値となる。しかしながら、 $0.2\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ も月平均で高温なことは注目に値しよう。並木住宅は、1976年11月から翌年2月にかけてはまだ十分に完成しておらず、まだ居住地域としての性格が形成されていなかったため住宅地域内が逆に低温であった。しかし、3月以後は住宅地域内が高温になっている。

以上の事実から、団地内の地表面付近は夜間やや高温になっていることがわかる。これは逆転層の形成に影響を与えることは確実であるが、しかし、まだ特定の日について大きく見積って 1.5°C くらいであろうから、接地層のごく地面付近に影響を与えるだけで、外国の例(Landsberg, 1979, 1981)を参照しても、上空にはその影響は及んでいないと思われる。

V ま と め

筑波研究学園都市の低温と接地逆転層の発達について展望した。結果は次の通りである。

(1) 冬、筑波山の斜面上の海拔 $200\sim 400\text{m}$ の高度に日最低気温が高い温暖帯がある。

(2) この温暖帯の高度は日没直後は $100\sim 150\text{m}$ で、その下は逆転層であって、19時ごろには明瞭に形成されている。

(3) 温暖帯の高度(逆転層の上限)は夜半に向けて次第に高度を高める。0~2時ころに温暖帯の温度が1時ややさがり、その後ふたたび逆転層が強化され温暖帯も明らかになる。3~4時ころ温暖帯の位置は最も高くなる。

(4) 夜明け前、逆転層内の最下層は最低気温を示す。温暖帯の最も温暖な地点の高度は低下してくる。このような逆転層の発達が筑波研究学園都市などにおける平野部の異常低温をもたらす。

(5) 異常に低温になる日の熱収支項をみると、短波放射、正味放射いずれも $1.8\sim 1.9$ 倍も大きい値を示す。

(6) 顕熱フラックスの寄与が異常低温出現日には大きいと考えられ、さらに熱収支各項の天気別の詳しい研究が必要である。

(7) 逆転層は11月から2月まで特に発達する。一般には、晩秋から冬、高度は春秋より低い。

(8) 逆転率は筑波研究学園都市では非常に大きい。特に接地層の最下部では大きい値となっている。明け方における極大値では $1.6\sim 12.4\text{m}$ の層で、 $26.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の率になることすらある。

(9) 都市化の影響で団地内は、晴夜には約 1°C 高温になっている。しかし、その影響は大気のごく下層に限られるので、上述の強い逆転層を弱める効果はまだないようである。

文 献

- 蒲生 稔(1981): 混合層の季節変化. 公害, 16(1), 42-51.
- 郡司 助(1958): 筑波山麓における気温の逆転について. 産業気象調査報告, 21, 89-61.
- 茨城県・水戸測候所(1954, 1956, 1957): 筑波山麓における果樹の適応性調査(第1報) 1-17; 昭和29年度科学技術研究報告1, 1-31, 同上(第3報), 昭和31年度報告および総合報告1-69.
- 石橋利通他(1964): 館野における係留気球観測について. 研究時報, 17, 595-602.
- 甲斐啓子(1978): 筑波研究学園都市における地域平均の気温. 市川・吉野編「筑波研究学園都市の開発にともなう気候・水文環境の変化」, 40-45.
- 河村 斌(1955): 館野付近の冬季夜間最低気温. 研究時報, 7, (5), 309-322.
- 川島茂人・丸山利輔・三野徹(1982): 大気-土壌系モデルとシミュレーション(I). 農業気象, 38(1), 37-44.
- 小林 守(1979): 熱映像による筑波山の温暖帯の測定. 筑波の環境研究, (4), 180-185.
- Landsberg, H. E. (1979): Atmospheric changes in a growing community (The Columbia, Maryland experience). Urban Ecology, 4, 53-81.
- Landsberg, H. E. (1981): The urban climate. Academic Press, New York, 275p.
- 仲谷 宏(1981): 筑波大学水理実験センターにおける冬季の日最低気温について. 筑波大学自然学類

- 地球科学専攻卒業論文, 1—56.
- 間野 浩 (1953) : 盆地地形における夜間の気温の急昇について. 研究時報, 5, 525—545.
- 中川清隆 (1978) : 館野における夜間の気温降下について. 市川・吉野編「筑波研究学園都市の開発にともなう気候・水文環境の変化」, 62—66。
- 日本住宅公団研究学園都市開発局 (1977) : 研究学園都市地域内における施設建築物の屋内気候調査, 1—151.
- 佐藤正弘 (1978) : 筑波山南斜面に沿う気候分布の日変化およびその季節変化について. 市川・吉野編「筑波学園都市の開発にともなう熱収支・水収支の変化」, 67—76.
- 鈴木彌幸 (1977) : 館野の接地逆転. 研究時報, 29, 113—116.
- 鈴木彌幸他 (1979) : 夜間にできた逆転層の日の出後の変化. 研究時報, 31, 141—149.
- 高橋浩一郎 (1976) : 筑波学園都市付近のいちじるしい明方の低温. 災害科学研究会気象部会, 10p.
- 田宮兵衛他 (1978) : 筑波研究学園都市の気温分布観測—1976年7月・1977年1月— 筑波の環境研究, (3), 150—156.
- 田宮兵衛他 (1979) : 筑波研究学園都市の気温分布観測—主として1978年1月— 筑波の環境研究, (4), 174—179.
- 田中正昭・中島暢太郎・多河英雄 (1977) : 宇治川水理実験所気象観測鉄塔による観測と解析 (2). 京大防災研究所年報, 20B, 571—583.
- 鳥谷 均 (1981) : 寒候期における地表面の熱収支に関する観測結果. 筑波大学自然学類地球科学専攻卒業論文, 1—66.
- 当舎万寿夫 (1953) : 気温の逆転層の生成と消滅. 研究時報, 5, 649—654.
- 山本 晋・横山長之 (1981) : 早朝から日中にかけての接地安定層解消・混合層形成過程について. 公害, 16(1), 1—20.
- 寄崎哲弘 (1981) : 冬季, 水理実験センター気象観測塔で観測された接地逆転の特性. 筑波大学自然学類地球科学専攻卒業論文, 1—68.
- 吉野正敏 (1961) : 「小気候」地人書館, 274p.
- 吉野正敏 (1968) : 日本における夜間の接地逆転. 農業気象, 23, 186—188.
- 吉野正敏・甲斐啓子 (1974) : 筑波研究学園都市における小気候. 「筑波研究学園都市付近の地球科学的研究」地球科学系学内プロジェクト研究報告 (1), 31—46.
- Yoshino, M. M. (1975) : Climate in a small area. Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 549p.
- 吉野正敏・高橋浩一郎・甲斐啓子・小林 守・林 陽生 (1976 a) : 筑波研究学園都市の気温, 気候学・気象学研究報告, (1), 1—38.
- 吉野正敏・高橋浩一郎・甲斐啓子・小林 守・林 陽生 (1976 b) : 筑波研究学園都市の気温分布. 筑波の環境研究, (1), 27—43.
- 吉野正敏 (1978) : 気候環境. 市川・吉野編「筑波学園都市の開発にともなう熱収支・水収支の変化」, 26—33.
- 吉野正敏 (1980) : 筑波研究学園都市の気候環境とそれに及ぼす都市化の影響. 筑波の環境研究, 5c, 21—30.
- 吉野正敏・鳥谷均 (1981) : 寒候期における地表面の熱収支に関する観測結果について. 筑波大水理実験センター報告, (5), 60.
- 吉野正敏・仲谷宏 (1981) : 水理実験センターにおける冬季の日最低気温について. 筑波大水理実験センター報告, (5), 61.
- 吉野正敏・寄崎哲弘 (1981) : 冬季, 水理実験センター気象観測塔で観測された接地逆転の特性. 筑波大水理実験センター報告, (5), 62.