

日本の山岳気象

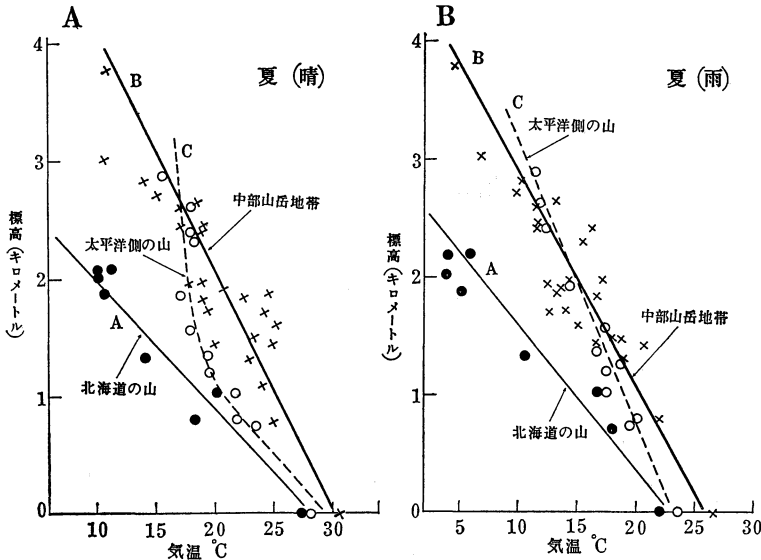
飯田 睦 治 郎*

1. はしがき

高層や高山での気象資料、山岳気象の調査研究は、大気物理の解明そして天気予報を進展させるための必要性から生れたもので、高層気象の観測方法が進歩していなかった時代、我が国では明治13年(1880年)8月に行われた、僅か3日間の富士山頂の気象観測に端を発した。そして第2次世界大戦直前、戦時中には山岳観測所の数も28ヶ所におよんだ。しかし、戦争前の山岳観測所の目的は、本来の気象学の発展、山岳気象の調査研究とは大きく異って、戦争を目的とした航空機の開発的研究、そして航空機の保安にあった。いってみれば、航空機のための高山気象の観測であり、調査研究だったのである。それ故、ラジオゾンデなどの観測が充実し、また航空機が発達した戦後には山岳気象観測の必要性が薄れ、大部分の山岳観測所が1947年をもって廃棄され、現在では富士山、伊吹山、剣山、阿蘇山、雲仙岳の5官署のみとなった。したがって、最近多くの貴重な研究成果をあげてきている山越え気流の問題は別として、気象学が大きく発展した今日でも、山岳気象を1つの科学としてとらえ、系統的にそして直接それを調査研究の対称としたものは、ただ、阿部正直氏による風洞実験と富士山を主体とした山雲の機構解明があるぐらいである。そして基礎的な資料として富士山の気象と数ヶ所の山岳気象観測所(今にして思えば、山岳気象の調査研究には不向きな箇所が多く、あまり役立てられていない)の観測年数の少ない資料があるぐらいで、その他は戦後急激に増え、しばしば遭難事故をおこす登山者のために、山の気象の解明が叫ばれ、その必要性がおこったため、1956年頃に発足した山の気象研究会や山岳団体、登山者個人によるほそぼそした観測が単発的に試みられ、それに基づいた解

析的研究調査(気象学が今日のように発展していなかったため、その解析結果の解釈に独善的なものがあったり、理解できない点が多くある)が散在しているだけである。それも山岳気象を専門的な観点から系統的に調査研究されたものはほとんどなく、登山者の啓蒙、教育そして解説といった面が多い。それ故、山の気象について振り返ってみると、古くて数少ない資料をもとに作られた、多分に不確定性をもった事象ばかりで、本当に明らかにされたものはないといっても過言ではないのではなからうか。例えば、旧来より我が国の山の気象は、ヒマラヤ山域は別として、他国の山岳と違って極めて複雑となっているといわれている。確かに、広大なアジア大陸の周辺にあって、周囲を海洋に囲まれた僅か359,320 km²(本州、北海道、九州、四国)の島の上に2,000m, 3,000mの山々が重畳しているのであるから当然のことである。では、どの程度の複雑さを持っているものなのかということになると、それに対する調査研究体制が前述したごとくであったため、鮮明に答える者は皆無に等しい。ただ概念的に、山岳の気象は山という地形の影響を受けるため、山頂の気象要素でも自由大気のと必ずしも同じでなく、時々大きく違うことがある。といったぐらいの知識しか持っていないというのが実状であろう。例えば、或る温度をもち、湿度をもった大気が高い山が重畳している山岳地帯に流れたとき、それぞれの山岳の中腹や山麓などでどのような現象が現れ、またそれが周囲の気候に、そして大気の流れに、将来どのようにきいてくるかということになると皆目見当がつかない。それ故、小さくは、各河川の流量の予想にしても、雨量ロボットから送られてくる資料から推算したものと大きく異なるといったことがしばしば起こってきているし、各山岳の積雪量の問題にしても同じで、その重要性は認められていても、各山岳の積雪量の予測となると全

* Mutsujiro Iida, 海洋気象情報。



第1図

くお上げの状態なのである。といってしまうと、甚だ情けない次第だが、問題はこれからである。昨今では地域気象観測システム (AMeDAS) が軌道にのり、雨の観測点は 17 km 間隔で全国に1,300地点、その他の気象要素、風、気温、日照時間を加えた 840 の観測地点が全国に展開して、毎時の観測値が即刻に集められるようになった。おそらく、今後これらの充実した貴重な資料を用いた調査研究がなされ、山の気象の本当の姿が浮彫になるであろうし、またそれがなされることが期待される。以上のようなわけで、本講座では古い資料のもとに明らかにされた山の気象に、多くの山岳団や登山者の協力で集めた最新の資料を加えて、少しでも斬新なものになるよう心がけた。山の気象の本当の姿が浮彫になるまでのつなぎとして役立てば幸いである。

2. 山の気温

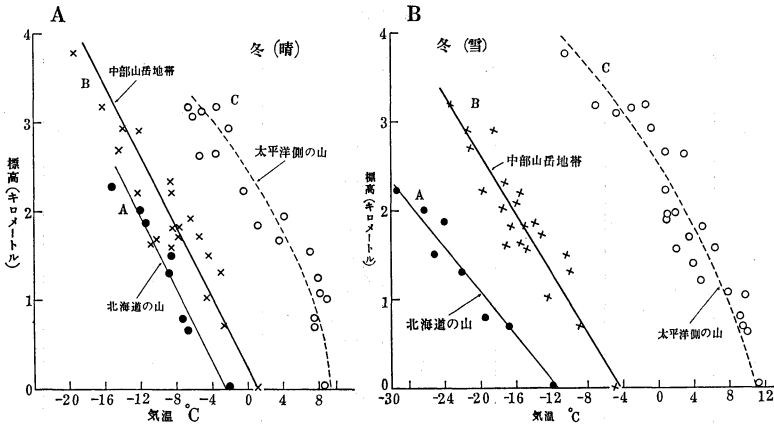
2.1. 気温減率

山に登り、高度が高くなるにつれて気温は下がる。富士山の観測値によると、標高が増すにしたがって気温が低くなってゆく割合 (気温減率) は平均的に見ると 100 m につき 0.5~0.6°C である。この気温減率はそこの地形によっても、地域によっても、また季節によっても、自由大気中のそれとは大いに異なっている。一般に、富士山のような孤立峰では大きく、広大な高原が山麓に広がっているような山岳では比較的小さい。その

他、天気、時刻によっても、また山頂に雪があって山麓に雪がないというような、その時の状況によっても大変違ってくるものである。例えば、時刻についてみると、日の出ごろには小さいが、午後5時ごろになると最も大きくなる。それは平地の気温が午後3時頃に最高となり、その後ゆっくり下がるのに対して、山頂付近の気温は正午以後になると急激に下り坂となるから、平地の気温と山頂の気温との差は時間がたつにしたがって、段々と大きくなるためなのである。

第1図および第2図はそれぞれ各山岳の山頂で観測された月平均気温の値を使って、季節別 (冬と夏だけに限った)、天候別 (晴天と雨又は雪の時に限った) に気温減率をみたものである。

夏季の場合 (第1図(A), (B)) から、その特徴を示すと、北海道あたりの山岳では晴雨に拘らず 1,000 m につき 8~9°C、奥羽地方や中部山岳地帯北部の山岳では晴雨に拘らず 1,000 m につきほぼ 5°C であるのに、中部山岳地帯南部 (富士山を除く) の山岳や四国・九州の山岳になると、雨天のときは 1,000 m につき 4°C と、中部山岳地帯北部の山岳の減率に近い値となるが、晴天時には大きく違ってくる。すなわち、第1図 (A) 中の C の曲線に示されるように、標高の低いところでは 1,000 m につき 8°C と大きな気温減率を示すが、標高 1,000 m を越えると、減率は極端に小さくなり 1,000 m につき 1~3°C となってしまうことである。これは、夏季に



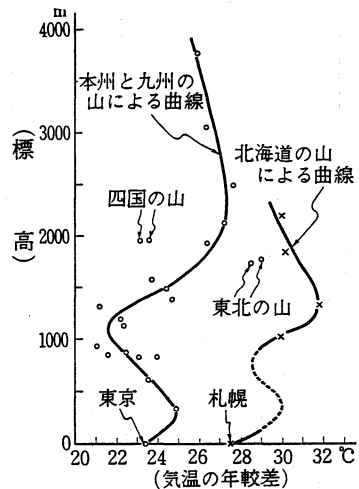
第2図

は太平洋高気圧（小笠原気団）におおわれ、南方洋上から湿潤な空気が直接吹きつけてくるためと考えられるが、このことは今まで全く知られなかったことなので、更に多くの資料を待って、再検討する必要がある。

次に冬季の場合（第2図（A）、（B））であるが、北海道の山岳では雪の降っている時は、1,000 mにつき8°Cと大きく、晴天時には小さく、5°C程度になっており、奥羽地方や中部山岳地帯北部の山岳では、晴天時は4~5°C程度であるのに、雪の日は5~6°Cとやや減率が増す傾向がある。これに対して、中部山岳地帯南部の山岳や太平洋側にある山岳になると、雨・雪の日は3~8°C、晴天の日は2~7°Cと標高が高くなるにつれて、いずれも減率が大きくなることが特徴としてあげられる。また、富士山頂の気温は晴天時には、中部山岳地帯北部の山岳の気温減率にのるが、雪の日の値は中部山岳地帯南部の山岳の減率とほぼ同じになることがあげられる。これは太平洋側の山岳に雪をもたらす南岸低気圧の影響によるものと考えられる。

2.2. 気温の日変化と年較差

気温の日変化は、地形によってかなり異なってくる。標高が同じであっても孤立峰、台地、樹林地、そして高原などではそれぞれその趣を異にするし、更に同じ山でも渓谷、山腹、山頂、山の北側、南側など日射を受ける方向や周囲の状況によって大きく違ってくるので、山地での気温の日変化は誠に複雑となっている。それに加えて、この日変化は晴天の時と曇・雨天の時とはかなり様子が違ってくる。第1表は富士山の斜面における気温の日変化を冬、夏、そして晴天、曇天に分け、日較差によって示したものである。



第3図 日本の山における気温の年較差と標高との関係。

冬の晴天時には、1,000 m以下の標高のところでは日較差が大変大きくなっている。すなわち、山麓では1日の気温変動が大きい。そしてこの状況は晴天時にはっきり現われるが、曇天時（冬）には日変化が小さくなる。夏の晴天時には標高が高いところも低いところでも大して変わらないが、曇天時には1,000 m以上の標高になると雲に包まれることが多いため、急に日変化が小さくなる。なお、第1表中には穂高岳、槍が岳周辺における各地点での値を参考までに付記した。登山者による観測値であるため多少のばらつきがあるが、おおよその傾向を見ることができる。

第3図は気温の年較差と標高との関係を示したもので

第1表

	冬		夏			冬		夏	
	晴天	曇天	晴天	曇天		晴天	雪	晴天	雨
山頂 (3,776m)	4.8°C	5.0	5.6	3.8	穂高岳 (3,190m)	6.5	2.4	8.7	4.0
七合八勺 (3,240m)			7.4	3.8	槍ヶ岳 (3,179m)	6.0	2.6	9.2	3.8
五合五勺 (2,780m)	5.4	2.5	7.4	2.6	北穂高 (3,100m)	7.2	2.3	11.3	4.5
太郎坊 (1,300m)	9.0	8.1	5.1	3.5	常念岳 (2,857m)	7.5	2.8	10.8	4.3
御殿場 (468m)	12.0	5.4	6.1	6.5	蝶ヶ岳 (2,664m)	7.1	2.6	11.6	4.7
三島 (22m)	16.0	5.4	7.3	7.9	潤沢 (2,230m)	7.8	3.4	12.7	4.1
					槍沢小屋 (2,030m)	6.7	4.1	11.9	3.7
					横尾小屋 (1,610m)	8.3	4.5	12.2	5.2
					徳沢 (1,550m)	8.5	4.1	12.0	5.5

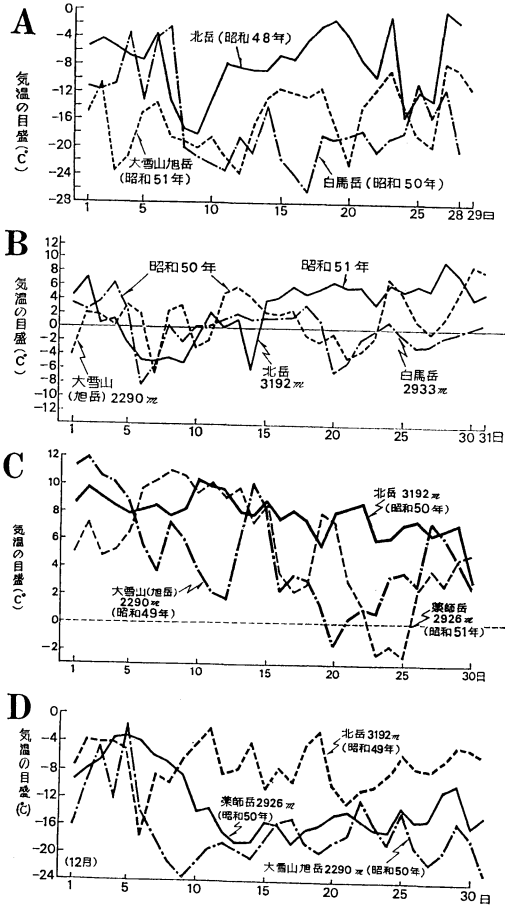
ある。北海道の山岳から九州の霧島山にいたる山々の観測資料をもとに作られたものである。気温の日変化と違って、その状況が複雑になっている。本州の山々と北海道の山々とは大きな開きがあることが特徴としてあげられよう。すなわち、本州と北海道の同じ標高の山の年較差を比較してみると、本州の山々では23~24°C ぐらいであるのに対して、北海道の山々では31~32°C とその差が8°Cもある。そして、東北の山々での年較差の値は丁度その中間にあり、四国の山々での値は本州の山々より小さいということである。この事実は気温の年較差が緯度に関係が深いことを示しているもので、緯度の高い地域にある山岳ほど年較差が大きく、南の山岳では小さいことを表わしているものと考えられる。

2.3. 気温の日々の変化

山岳における日々の気温変化を明らかにしたものとすると、富士山は別として、全くない。ただ、今までに公表されたものといえば、日本気象協会が自転車振興会の補助金を得て、昭和43年からおこなってきている夏期(7~8月のみ)の山に限られたものしかない。したがって、他の季節についてのものはほとんど未知の状態である。それ故、ここでは各山岳団体や大学の登山部、ワングル、そして登山者個人の協力によって集められた資料をもとに、いくつかの山岳について、日々の気温の変化傾向を見てゆくことにする。(富士山についてのもの

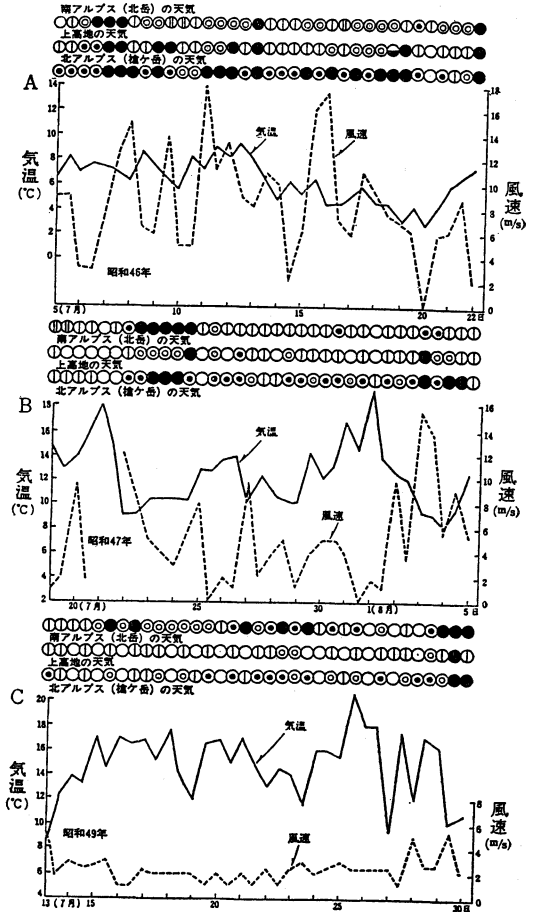
は、文献最初に掲げたものを参照されたい)。しかし、資料も少なく、また資料そのものの信頼度となると、いささか不安な点があるので、確定したことは言えないし、年によって大きく異なることがあるので、ここに掲げるものは参考までに止めてほしい。

第4図(A),(B),(C),(D)は各季節を代表して、2月、5月、9月、12月について各山岳の気温変化を示したものである。これらと日々の気圧配置との関係について、詳しくは日々の天気図と対応させて見て戴くこととし、特徴の1つをあげておく。すなわち、春・秋のひとときを除いて、太平洋側にある山岳の気温と日本海側や北海道の山々のそれとは大きく違っていることである。太平洋側の山岳の気温は特別なことがない限り、日本海側や北海道の山々の気温より常に6~10°Cも高目である。そしてその傾向が現れるのが9月下旬頃からである(ここでは省略したが他の年においても見ることが出来る)。それ故、その結果が前述した気温減率の違いとなって現れているものと考えられる。また、一般に3,000m級の山岳の気温は9月後半になるとしばしば0°C以下に下がるといわれているが、それは北アルプスあたりの山岳のことであって、南アルプスや中央アルプスなど(富士山は除く)で、0°C以下の気温が出現するのは、1ヶ月程度遅れることが多いことが特徴としてあげられよう。次に夏期における山岳の日々の気温変化を



第4図 (A) 2月の各山岳の気温変化。
 (B) 5月の各山岳の気温変化。
 (C) 9月の各山岳の気温変化。
 (D) 12月の各山岳の気温変化。

示したものが第5図(A), (B), (C)である。代表的な山岳である槍ヶ岳についてのもので、昭和46, 47, 49年における気温と風の変化、そして上高地、南アルプス(北岳)の天気変化を見たものである。いずれも梅雨明けから17日間にわたったものである。今まで、信じられ、いわれてきたことと大きく異なる点は、梅雨明け直後の天気である。一般に、山の天気は梅雨明けから10日間ぐらいいは、1年中で最も安定して、気温も高く天気が良いといわれてきていた。しかし、それは平地の気象状態から推測されたもので、3,000 m級の山岳になると、必ずしも安定した天気が続くとは限らないのである。例えば、第5図(C)中の北アルプスの天気変化に見られるように、変化する気温も高く、連日風も弱くて、安定し

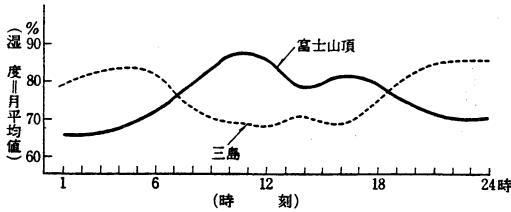


第5図 梅雨明け後の北アルプスの天気、気温、風速の変化。

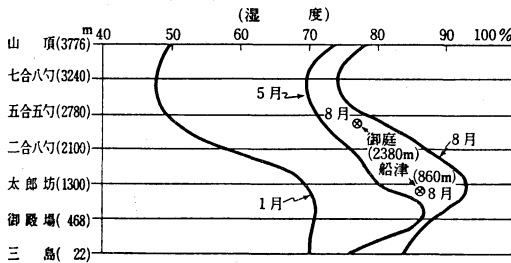
た天気が続くことがあるが、それはまれで、普通には第5図(B)のように気温の変動も風速の変化も大きく、時折、悪天になるといったことが多いのである。そして時には、平地で梅雨が明けたというのに、第5図(A)に見られるように、変動する気温は低く風速も強くて大きく変化し、連日のように濃霧や雨天となり、梅雨が明けたのかどうか、あやしまれるといったことも珍しくないのである。それ故、過去にいわれてきた、夏の山の天候や気温変化は1年中で最も安定するとした概念は捨てるべきものと考えられる。

3. 山の湿度

残念ながら、山の湿度という点、古い山岳観測所の資料と現在存続している2~3の山岳観測所の資料に頼る



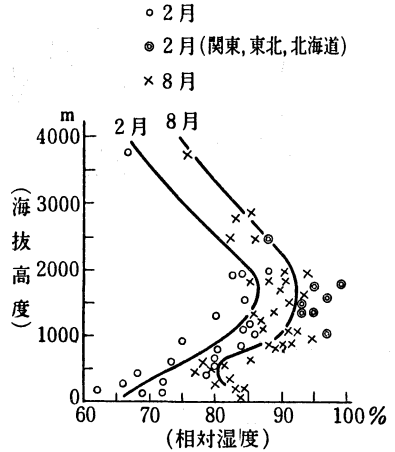
第6図 山頂と平地(三島)における湿度の1日中の変化。



第7図 高度とともに変化する湿度分布の模様とその季節変化。

しかない。山岳地帯は雲や霧に包まれない限り平野部より常に乾燥している。特に快晴で上層に巻雲などがある場合には非常に乾燥してくる。しかし、雲に包まれたりすると、平野部と違って極端に湿潤となり、過飽和になることもしばしばである。その日変化は第6図に示すように、日の出と共に増加し始める。気温も上昇するのであるから、同量の水蒸気であれば湿度が少なくなるわけであるが、山頂では平地と違って、太陽が高くなるにつれ、日射の影響によって発生した雲が流れてきたり、下層から這い上ってくる空気も湿ってきているために、山頂の空気は更に湿潤なものとなる。そして、正午頃に最も湿潤な空気となる。夜間には雲や霧の流れがなくなることが多いため、むしろ乾燥する傾向があり、このような状態は標高の高い山岳ほど顕著に現れるものである。なお、第6図に比較のため、平野部として三島における湿度の変化を記入した。

平地でも、日中は水面や地面その他からの蒸発があるため、湿度も多少増加してくるが、その量は割合少ない、しかし、山岳では、雲の発生により湿度の増加は急に多くなる。日射によって発生した下層雲が多くなった場合を見てみると、平地の湿度も幾分多くなるが、90~100%にまでなることはほとんどない。むしろ場合によっては相当乾燥していることさえある。だが、その雲に包まれている山々では、ほとんど100%に近い湿度とな



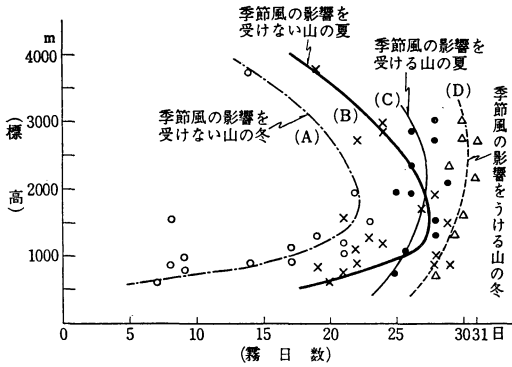
第8図 わが国の山岳における相対湿度と海拔高度との関係。

っている。それ故、下層雲がひんぱんに発生したり、往来する700~800mから1,500m前後の山々では、平地に比較すると、平均的にみてもかなり湿度が高くなるのは当然である。しかし雲のない場合は非常に乾燥している。殊に下層雲を突き抜けての3,000m級の山や富士山頂では、非常に乾燥していることのほうが多い。

第7図は富士山麓において、高度と共に変わる湿度分布の状態と、その季節変化を見たものである。1年を通して、標高の低い三島や御殿場、太郎坊では駿河湾からの温暖で湿潤な空気の影響によって比較的湿度は高い。しかし、標高1,300mを越すと順次湿度が低くなる。但し、山頂はしばしば雲が流れるために幾分湿度は高くなっている。冬期の状態を見ると、大体1,300m以下では湿度がほとんど変わらず、それ以上の高度になると急激に低下し、中腹の7~8合目で著しく低い値となる。

夏には標高1,300mぐらいて最も湿潤となる。その他、特徴的なことをあげるなら、裏富士側に当たる河口湖や中腹の御庭では、それぞれ表富士側の同じ標高での湿度に比べると、かなり低い値となっていることである。殊に河口湖は御殿場より標高はるかに高く、また湖の周辺にあるにもかかわらず低い値を示している。これは裏富士地区が表富士側に比べて、海洋性気候の影響が少なく、乾燥していることを表われているものである。

一般に、わが国では冬に湿度が低く、夏に高い傾向があるが、山岳地帯ではどのようになっているかを見たものが第8図である。東北、北海道の1,000~2,500mの山

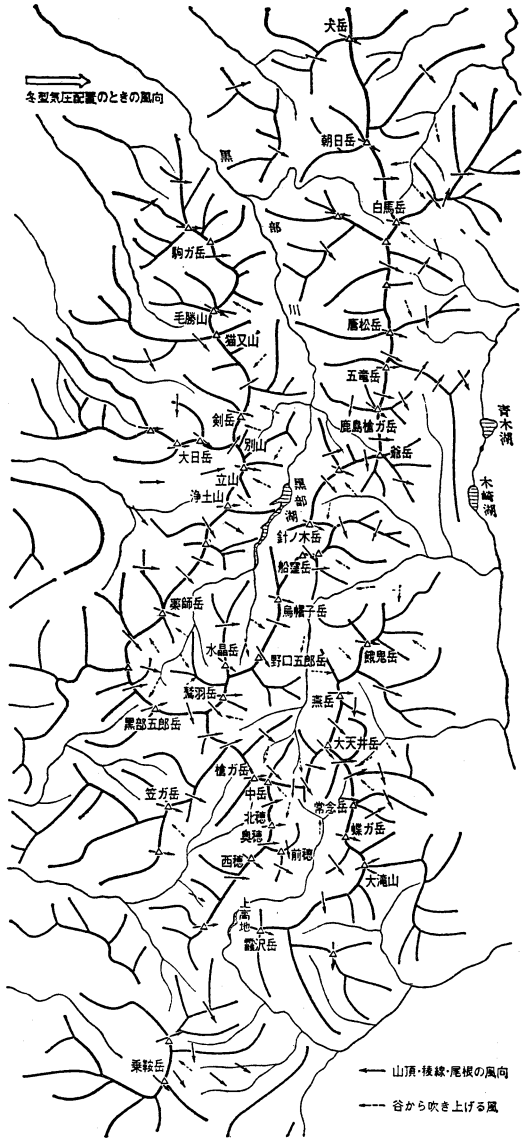


第9図 霧日数と標高との関係(冬と夏)。

岳や上越国境の 2,000 m 前後の山々では北西季節風の影響が大きくなる冬に湿潤となる。中部山岳地帯でも季節風の影響を直接受ける白山や剣・立山・白馬、妙高山などは冬に一番湿潤となる。すなわち、冬の北西季節風の影響が強く現れる山岳では、夏より冬の方が高い。したがって、太平洋側にある中央アルプス、南アルプスや富士山などは冬の季節風の影響をあまり受けないため、夏の方が湿潤となっている。第7図の8月の状態をみると、冬2月の曲線より全体的に湿度が多くなっており、800~2,000 m の高度で最も湿度が高く、400~500 m の標高のところでは比較的乾燥していることがわかる。

なお、この山の湿度に大きく関係してくる山の霧についてふれておく。第9図は北海道から九州までの山岳における霧日数を冬と夏について調べたものである。特徴を拾ってみると、まず第1にあげられることは、冬期には季節風の影響を直接受ける脊梁入脈にある山岳では、標高の高い低いにかかわらず、霧に包まれる日数が多く、見られるように、1か月のうちほとんど毎日のように霧がかかっているのに対し、太平洋側の山岳では曲線Aが示すように、霧のかかる日数はぐんと少なくなる。そして、太平洋側の山岳では冬より夏の方が霧日数が多くなるのに対して、脊梁山脈の山々では、冬の方が霧に包まれる日が多いことがわかる。このことは第8図の状態と一致し、密接な関係をもっていることがわかる。

更に特徴をあげると、太平洋側の山々では標高が増すと共に霧日数が急にふえ、冬には 2,000 m の高度の山々で霧に包まれる日が多いことである。しかし脊梁山脈の 1,000 m を越える山岳では、冬・夏とも標高と霧日数とはあまり関係ないように思われる。



第10図 冬型気圧配置のときの北アルプス山城の風の状況図。

4. 山岳地帯の風

山岳地帯に吹く風は地形の影響を受けてかなり複雑なものになっていることは想像されることであるが、一般に沢筋では、その沢にそって風が吹き、尾根筋では、その尾根に直角に吹くことが最も多く、そしてその方向から来る風が一番強いといわれている。まずは一例としてその状況から見てゆくことにする。第10図がそれである。図は冬期に西寄りの季節風が吹いているときの、北

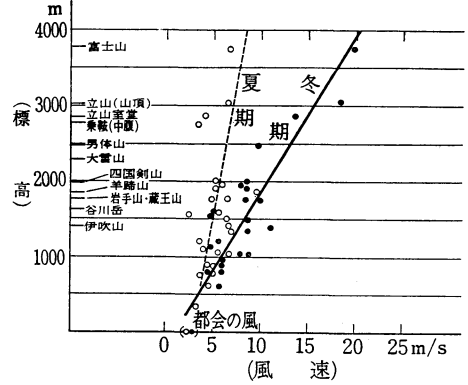
第2表 わが国の山岳における1月と8月の風速階級別日数(吉野氏による)。

山 岳	月	10 m/s	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
		以 上	以 上	以 上	以 上	以 上	以 上	以 上	以 上	以 上	以 上	以 上
富士山	1	248	247	239	208	135	60	18	16	0	0	0
	8	182	98	64	39	14	10	5	2	2	1	1
伊吹山	1	242	188	80	22	5	1	0	0	0	0	0
	8	189	94	44	23	10	6	1	0	0	0	0
阿蘇山	1	119	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	8	69	16	2	1	0	0	0	0	0	0	0
筑波山	1	220	87	7	0	0	0	0	0	0	0	0
	8	143	34	8	3	1	0	0	0	0	0	0
雲仙岳	1	179	56	8	0	0	0	0	0	0	0	0
	8	91	35	16	9	2	0	0	0	0	0	0

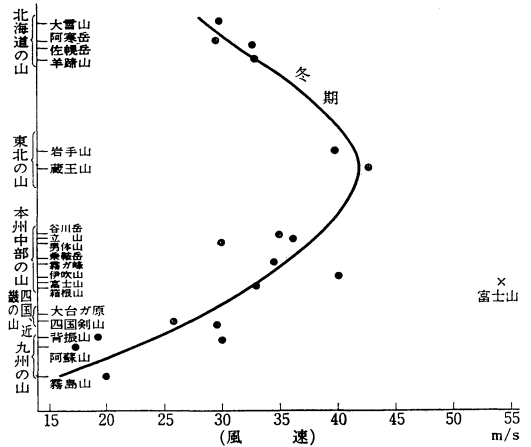
アルプス全域での風向の状態を見たものである。多くの山岳団体や山小屋、登山者個人による樹木や体感などを利用した観測を総合して作図されたものである(風速については信頼性が薄いので作図からは割愛した)。今後の観測により訂正される部分も多くあろうが、参考までに掲げる。

この図で見る限りでは、後立山連峰ではかなり気流が乱れている、恐らく立山連峰や薬師岳の山塊などによって乱された気流や黒部の谷から吹き上げてくる風などのためと考えられるが、はっきりしたことは今のところ不明である。また、山の風は尾根に直角に吹くといわれているが、必ずしもそのようになっていないところも見受けられる。今後、より良き充実した観測と統計結果が待たれるところである。新しい風の観測資料も以上のようなわけで、風についても古い観測資料から得られた結果に頼るしかない。

山の風にも日変化もあれば年変化もあり、夏と冬とでは非常に状況が違っている。冬山の風は、連日のように強風が吹き荒れたり、突然に静かな日が訪れるといった具合のことが多いものである。しかし、極端に強い風はあまり吹かないものである。これに対して、夏から秋にかけては、毎日のように吹く風は弱い。しかし時折やってくる台風では極端に強い風となるし、また、前線がもたらす強風も極端に強いことがある。第2表は吉野正敏氏によって調べられたものであるが、この状況をよく示している。表によると、富士山では50 m/s以上、伊吹山では25 m/s以上、阿蘇山、筑波山、雲仙岳では20 m/s以上の日数はいずれも8月が1月より多い。つま



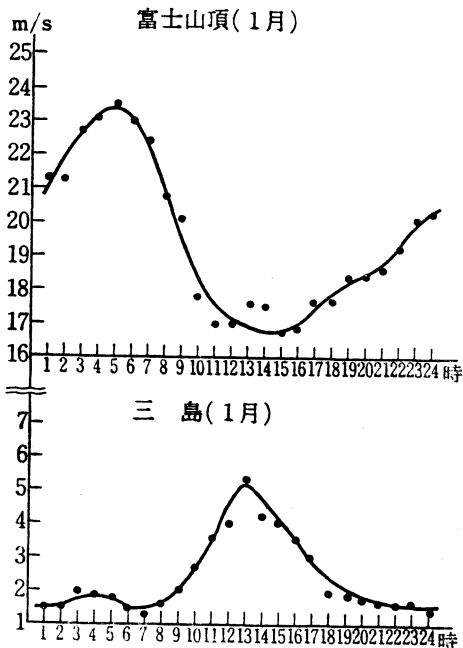
第11図 高度と風速の割合(冬・夏)。



第12図 各山岳の最大風速の緯度変化。

り、夏から秋にかけては冬より極端に強い風が吹く割合が多いということである。しかし、10 m/s以上の暴風日数は、いずれの山でも8月より1月の方がきわめて多い。すなわち、冬山の風は極端に強くなるということはないかわりに、強風が連日のように吹くという結果なのである。

では次に、夏と冬とではどのくらいの差があるか、標高と共に風速がどのように変るかを見てゆくことにする。第11図がそれである。北海道から九州までの山岳気象観測所による月平均風速の値を用いて図示したものである。台風による強風は別として、夏には全体として風は弱く、標高と共に強くなってゆく割合もゆっくりで、富士山の高さでも平地の風の2倍くらいである。これに対して、冬は高さと共に風速は急激にふえて、1,000 mの標高では地上の大体2倍、2,000 mでは3倍、そして

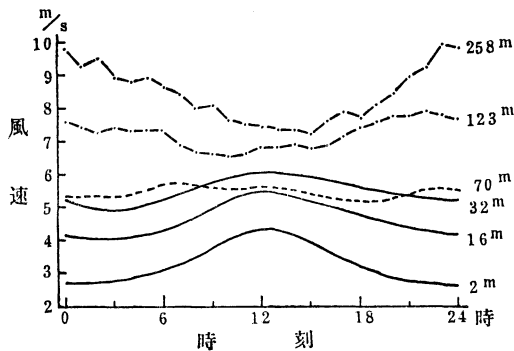


第13図 山頂と平地の風速の日変化(冬期)

北アルプスの 3,000 m 級の山頂では5倍ぐらいの強さとなる。それ故、冬と夏の風速の差は 2,000 m 以下では大体 2~4 m 程度であるが、この高度以上になると、標高が増すにつれ、冬と夏の風速差は急に大きくなる。

次に地域差を見たものが第12図である。冬期における、北海道から九州の山々までの風速の状態を示したものである。各山々の月最大風速の平均値を北から順に表わしたものである。特徴を拾ってみると、比較的標高が低いにもかかわらず、東北地方の山々の風速が他の山系に比べて最強となっていることである。その強さは、九州あたりの山々と比較すると2倍の強さであり、大雪山や中部山岳地帯の 3,000 m 級の山頂の風の強さよりおよそ 10 m/s 以上も強い。現在までに観測された冬期の風速の最大値は蔵王山頂の 42.6 m/s であるが、これは富士山頂の値 (54.1 m/s) に次ぐものである。

次に山頂や稜線における風の日変化をみたものが第13図である。富士山頂と山麓の三島について調べたものである。平地での風は早朝より次第に強まり、正午近くに最も強く、それ以後は次第に弱まるのに対して、山頂や稜線の風は平地とは全く反対で、日の出と共に急速に弱まるようになり、正午頃には最も弱く、その後日没と共に強くなって、日の出直前に最強となるのである。もとより、対流によって生じた、上空と下層間の運動量の



第14図 風の日変化。

交換からおこるこの現象は、なにも山岳地帯だけに見られるものではなく、地形の影響をあまり強く受けない自由大気中でも常に見られることは言及するまでもないことだが、その観測結果を示したものが第14図である。参考までに掲げたものであるが、高度 32 m 以下では正午頃に風が一番強くなり、反対に 123 m 以上では一番弱くなっており、位相逆転高度は 70 m ぐらいのところにあつて、風の日変化が非常に小さくなっている。なお、この位相逆転高度は夏には 100 m ぐらい、冬には 50 m ぐらいといわれている。では山岳地帯では位相逆転高度はどのぐらいの高度にあるかということになるが、現在のところ、地形の影響を受けてかなり複雑となっているとしかいいようがない。観測回数も少なく、地域によって観測結果にかなりの相違があるためである。したがって、確定したことはいえないが、あえて述べるなら、夏の山岳地帯では 150~200 m、冬には 100~130 m 程度のところに存在するものとみてよいようである。

なお、山体に当る風、山越え気流の問題にふれるべきであるが、「気象研究ノート」第125号「海陸風と山越え気流」に詳しく記載されているので、ここでは省略した。

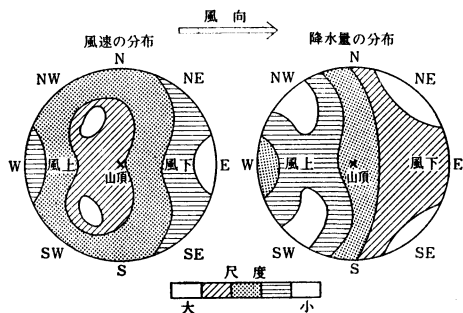
5. 山岳地帯の雨

日本列島の脊梁山脈のような大規模な山岳地帯では、その風上側では雨や雪が降り易く、風下側では晴天・乾燥となることはよく知られている事実である。だが、地形が複雑となっている山岳地帯内部域でどのような降り方をし、どのような現象が現れているかということになると、現象そのものも、その機構を明らかにしたものはなに1つない。

一般に、高い山岳の雨量は風上にあたる中腹が一番多いものとされ、普通そこの所を多雨帯といっている。実

第3表 男体山の斜面における雨量分布.

標高	観測地点	雨量
2,480m	山頂(対面石西)	1,253 mm
2,484	山頂(対面石上)	1,141
2,480	山頂(対面石東)	1,349
2,453	太郎神社(山頂の一角)	1,455
2,273	8~9合の間	1,644
2,133	7~8合の間	1,538
1,798	中腹(5合目)	1,692
1,495	2~3合の間	1,706
1,296	二荒神社裏	1,835
1,270	中宮祠	1,628
1,270	菖蒲浜(山麓)	1,434



第15図 1,000m以下の孤立峰における風速の分布と降水量の分布との関係(ガイガ氏による).

際に 3,000 m 級の山岳では 2,000 m ぐらいの中腹に、2,000 m 級の山岳では 1,500 m ぐらいの所が多雨帯となる傾向が多いようである。実際に、中部山岳地帯に入ると、強雨に会うのは大概 1,000~2,000 m ぐらいの中腹であって、山頂や稜線では、雨の降り方そのものは強風による横なぐりの雨であるが、豪雨や強雨となることはない。第3表は男体山の年間雨量を調べたものであるが、示されるように雨量の最も多い高度は1,300~1,500 m の山腹である。これに対して、山の規模が小さくなるにしたがい、この傾向が不明になってくる。標高が1,000 m 以下の山では必ずしも風上側で降水量が多いとは限らない。第15図は標高 1000 m 以下の山塊で行った観測結果をモデル的に、風速と降水量の分布を示したものであるが、これによると風は風上側両側面で強くなっているが、降水量の分布はこれと反対に、風上側両側面では少なく、風下側山麓の両側で多くなっている。なお、この観測結果には、強風のところでは雨量計に雨が入りづらいのではという疑問があるが、一応参考までに掲げたものである。しかし、実際に、山岳地帯で経験される雨の降り方は、風上側に強く多量に降る場合も、また風下側に多い場合もあり、周囲の山岳に豪雨が降っているというのに、こちらでは小雨程度といったことも珍しくない。しかし、現象的に共通していることは、2,000 m 級以上の山岳では前述したごとく強雨域は中腹以下で

あることである。それにも拘わらず、山岳地帯で屢々出会う雨量ロボットの多くは、山頂付近や稜線近くに設置されている。偏見かもしれないが、多くの疑問が残るところである。

あとがき

山の気象に関係した個々の解析結果をまとめ章を続けるべきだったと思うが、本講座の趣旨に沿わなくなると判断されるので、以上の内容に止めることとした。多くの人の意に反した内容となったと思う。振り返ってみると、山の気象の特性といっても、明確になった(その見方は人によって差があるかと思う)ものといえば、極めて少ないと言わざるを得ない。系統的な調査研究・解析が待たれる次第である。なお、特に文献には掲げないが、登山者のための月刊紙「山と溪谷」「岳人」には、久米、宮内、藤原、山本(三)、大井、飯田等のおこなった、山の気象の解析および解説が多数掲載されている。また、山の気象研究会ニュース No. 1~65 にも多数の解析例がある。

文献

- 東京大学公開講座 No. 32, 山, (1981).
 中央気象台, 1949: 富士山頂の気象 (1).
 ———, 1959: 富士山頂の気象 (2)~(7).
 ———, 1951: 山岳気象報告.
 山の気象研究会, 1961: 山の気象, 恒星社.
 山本三郎, 1965: 登山者のための気象学.