

大気大循環と日本の天気*

荒川 正一**

1. はしがき

日本は、気象的にみて世界でも珍しい地域であるといわれる。たとえば、梅雨は中国南部にはあっても日本以外のどの国にも見られないし、台風の強さも北米のハリケーンやインドのサイクローンよりも強力であるといわれる。

また、温帯低気圧の多発地帯にあたり、それらの低気圧がもたらす嵐は強力なものである。帆船時代ヨーロッパの船が容易に日本に到達できなかったのもうなずけるというものである。日本はまた、中緯度における最多雨地帯である。これは、季節風によって夏のみならず冬にも雨期があるためである。夏の雨期は太平洋側に、冬の雨期が日本海側にあるため、日本は到るところで雨が多い。日本が文明国の中では珍しい森林国となっているのは、この雨の多さを反映しているといわれる。夏暑く冬寒いのも日本の気候の特徴である。

日本の気候がこのような著しい特徴をもつことの理由として、(1) 日本が中緯度にあつてユーラシア大陸の東岸に位置すること (2) ヒマラヤ山脈・チベット高原の風下に位置すること (3) 南洋を黒潮が通っていることなどがあげられる。

本講では、まずこのような地理的条件が日本の気候にどのように影響しているかを述べようと思う。

本講の後半では、日本の季節変化と四季の天気について述べる。日本列島は南北に長く伸びていて、列島の北は寒帯、南は熱帯に属すといわれる。したがって、日本の四季の天気の違いはそれほど単純なものではないが、その中からいくつかの四季の天気に特徴的なものを抜きだして述べてみたいと思う。表題を、「……日本の気候」としないで「……日本の天気」としたのはこのような事情による。

2. 東岸気候

よく知られているように、グローバルにみた地球気候は、太陽からの放射を受け自身も天空へ放射を出しながら運動している一種の熱機関である。放射のみによる熱収支をグローバルに考えるとき、ほぼ 35° lat より低緯度では受熱量の方が大きく、 35° lat より高緯度では放熱量の方が大きい。高緯度の不足熱量は大気と海洋の大循環によって低緯度から補給されて、1年を通すとほぼ平衡を保っている。

ある緯度圏を通しての熱の輸送の仕方には3通りある。一つは海洋による輸送であり、他は大気による輸送で、それは顕熱の輸送と潜熱の輸送に分けられる。顕熱の輸送は高温部から低温部へ熱を運ぶ通常のものであり、潜熱の輸送は水蒸気の輸送であつて凝結によって熱となる類のものである。第1図によると、顕熱と潜熱を合わせた大気中の熱輸送は 40° lat 当たりに最大値をもって北向きに運ばれている（以後断わらない限り北半球を例とする）。海洋による熱輸送も合わせたトータルの熱の北向き輸送は、ほぼ 35° N に最大値をもち、結局、放射収支による過不足を補っている。

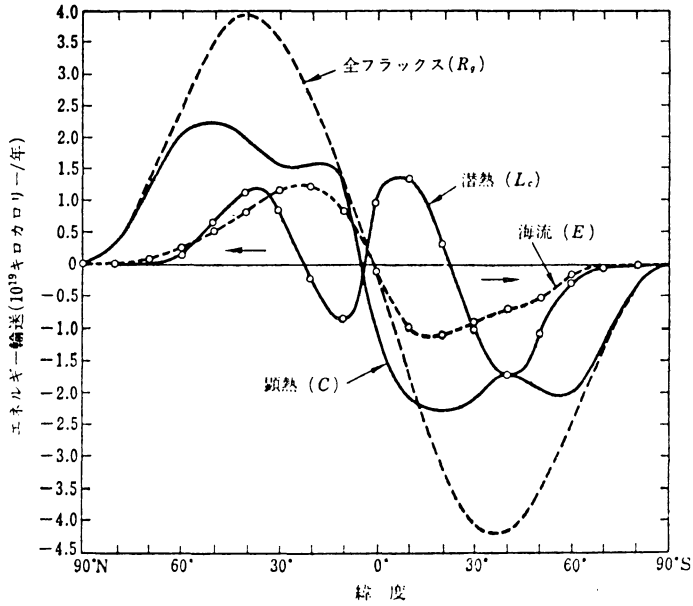
第1図に示した熱輸送は緯度圏上どこでも一行にわたるわけではなく、これから述べるように大陸東岸では特に強く運ばれている。それを言う前に、熱の北向き輸送ということについて述べておこう。場所を固定してみただけの場合、そこでは日々風向が変化して、南北成分だけでいえば北風が吹いたり南風が吹いたりするだろう。その結果熱が北か南へ運ばれるのだが、1年を通して北へ運ばれる顕熱の平均の流れ $\overline{[Q]}_s$ は、ある単位を用いて表わせば次のように書かれる。

$$\overline{[Q]}_s = \overline{[v]}_s \cdot \overline{[T]}_s + \overline{[v'T']}_s \quad (1)$$

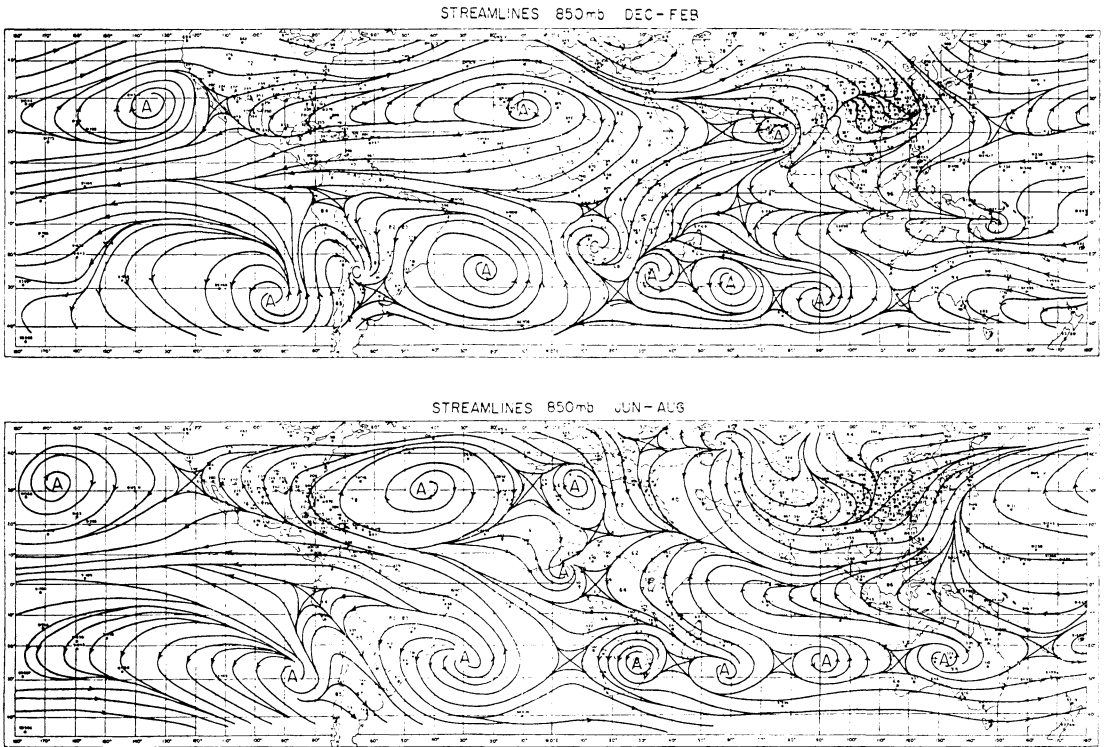
ただし、 v は南風成分、 T は気温、 $[v]_s$ と $[T]_s$ はそれぞれ v と T の季節平均であり、 v' と T' はそれからの偏差値である。バーは年のトータルの意味である。ここでは四つの季節の和である。(1)式の右辺第1

* Lecture on general circulation and climate and weather of Japan.

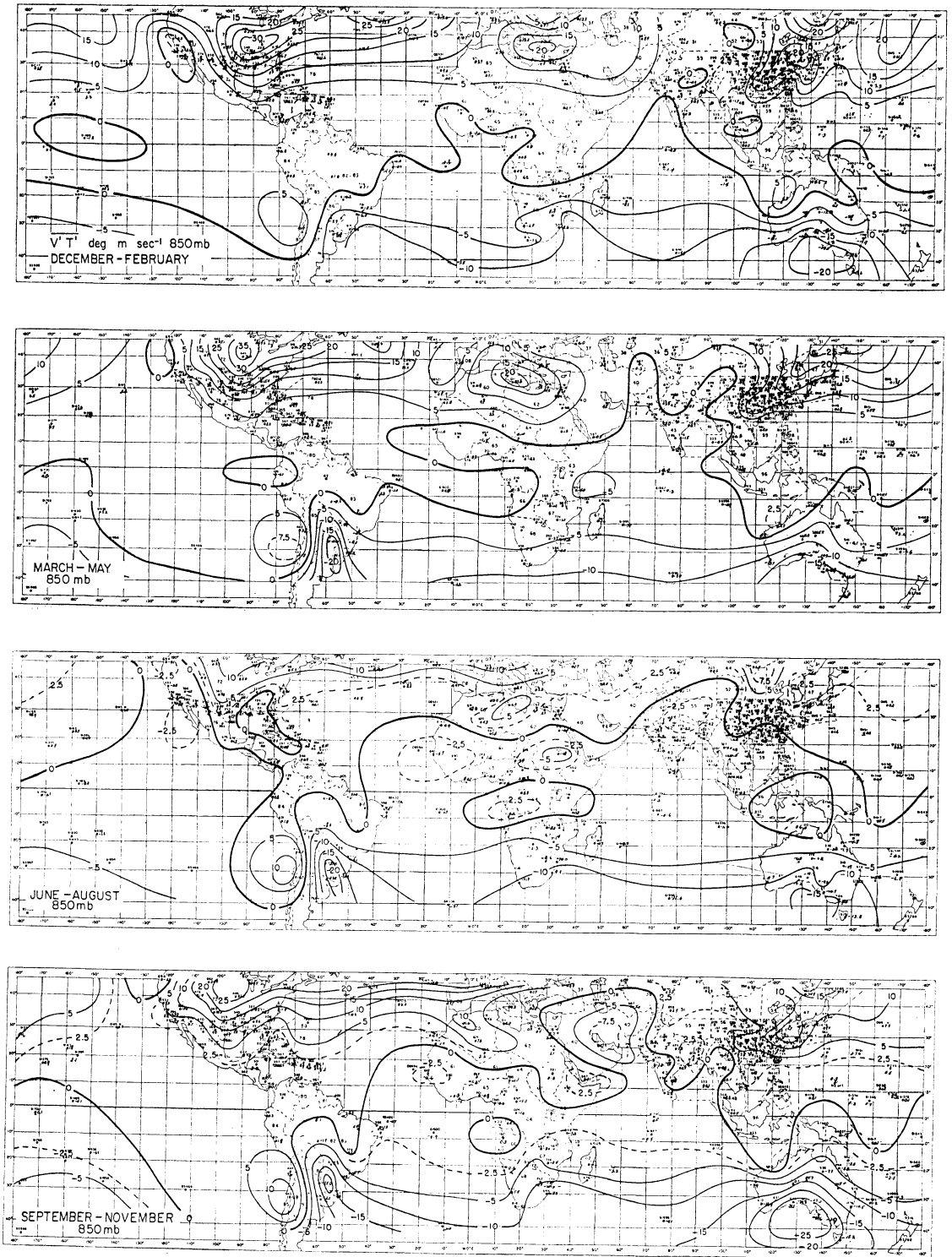
** S. Arakawa, 気象大学校。



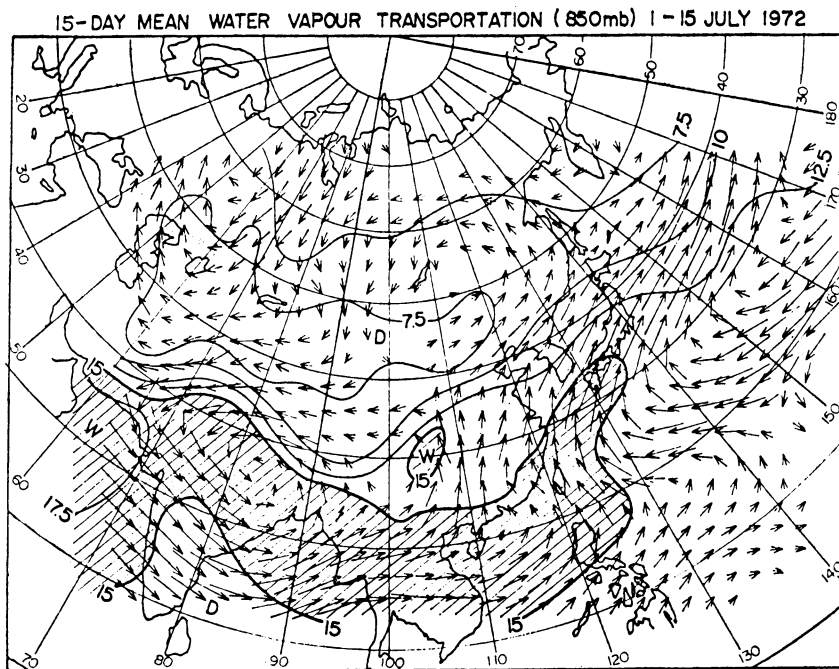
第1図 極方向への熱輸送の年平均主要分布。単位は 10^{19} Kcal/yr (Batten: Weather).



第2図 850 mb 平均流線図。上: 12~2月, 下: 6~8月 (Newell *et al.*).



第3図 日々のじょう乱による顕熱の北向き輸送の季節平均分布 (Newell *et al.*).



第4図 梅雨期における潜熱のフラックス・ベクトル, 850 mb (朝食).

項は季節風のような準定常場による熱輸送の年合計である。夏期南風が吹き、冬期北風が吹くような極東域では当然正（すなわち北向き）となる。また、右辺第2項は日々の天気変化をもたらすような移動性じょう乱（高気圧や低気圧）によるもので、これも暖かい南風、冷たい北風が吹けば正となる。

第2図は、夏と冬における 850 mb の低中緯度の流線図である。よく知られているように、北半球の対流圏下層の循環は海陸の分布に大きく支配されている。夏の南風、冬の北風が最も卓越しているのは、いわゆるモンスーン地帯と呼ばれるアジアと極東地域である。この地域では季節風によって最も多くの顕熱が北へ運ばれていることがうかがえよう。すなわち、(1) 式第1項への寄与の最大のところといえよう。この地域を除いて、南北流がはっきり交替しているところは他に無い。アメリカ東岸では夏冬南風であるし、太平洋と大西洋の東部では夏北風で冬南風のところさえある。

第3図は、850 mb 面の四つの各季節における $[v'T']$ の分布である。北半球でいうと、北米大陸（東部）、極東域でとくに強い北向きの熱輸送域が存在し、地中海地域に第3の正輸送域がある。これら三つの正輸送域はいずれも夏を除く各季節に存在し、かつ中緯度地帯に位置

している。これらの場所は、後述のように温帯低気圧の通り路に当たり、低気圧の通過とともに暖かい南風、冷たい北風が吹くことによって熱が北へ運ばれているのである。

以上の議論は対流圏全層に対してほぼ成り立つのであるが、ここでは、天気現象に関係深い下部対流圏のみで論じた。

潜熱の輸送に関しては、暖かいを湿ったに、冷たいを乾燥したに置き換えるとはほぼ同様な議論ができる。黒潮は湿った南風をもたらすのに大事な役割を果たしていると考えられる。

第4図は、ある年の梅雨期における 850 mb 面上の潜熱の輸送をベクトルの的に表わした図である。日本を取り巻く極東域で大量の潜熱の北向き輸送が行われている。

結局、日本を取り囲む極東域は、準定常的な季節風によっても、移動性じょう乱（高低気圧）によっても、南から北へ熱を運ぶ太いパイプとなっている。暑い湿った夏と寒い乾燥した冬、低気圧の多発地帯で特徴づけられる極東域の気候（東岸気候）の別の姿ともいえよう。

これに対して大陸西岸に位置するヨーロッパ各地では、日本に比べて涼しい爽やかな夏、暖かい湿った冬を経験する。この地方の熱輸送パイプは、極東に比べて細

第1表 日本とヨーロッパの気温の比較

地名	緯度	1月 (°C)	7(8)月 (°C)	較差 (°C)	年平均 (°C)
札幌	43°03'	-5.1	(21.7)	26.8	7.8
東京	35°41'	4.1	(26.7)	22.6	15.0
鹿児島	31°34'	6.7	(27.3)	20.6	17.0
ロンドン	51°28'	4.2	17.6	13.4	10.5
パリ	48°56'	3.1	19.0	15.9	10.9
ローマ	41°52'	8.1	24.5	16.4	16.1

() は8月の値

第2表 日本とヨーロッパの雨量

地名	年間雨量 (mm)
札幌	1,141
東京	1,503
尾鷲	4,158
鹿児島	2,433
ロンドン	594
パリ	585
ローマ	653

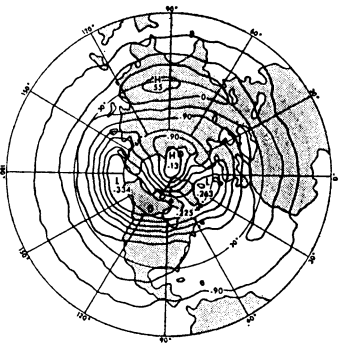
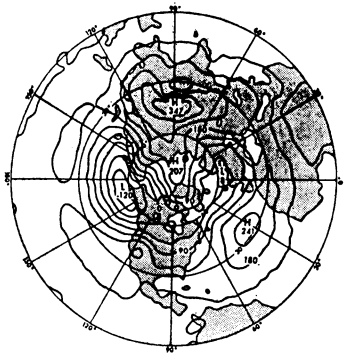
い。

第1表、第2表は、日本とヨーロッパ各地の気温と雨量の比較表である。夏暑く冬寒いという日本の特徴がよくでているし、同緯度におけるヨーロッパと日本の年平均気温を比べると、日本の方が6~8°C低い。月平均気温の最高値は、ヨーロッパ（のみならず世界各地）では7月にみられるが、日本では8月に現われる。日本では7月は梅雨のため日照りが少ないことに因るらしい。その証拠に、沖縄では7月に最高値をとる。年間雨量はヨーロッパの主要都市で600mm前後になるのに、日本の主要都市ではその2~3倍となっている。尾鷲は日本一の多雨地であるが、そこでは4,000mmを越えている。

3. ヒマラヤの影響

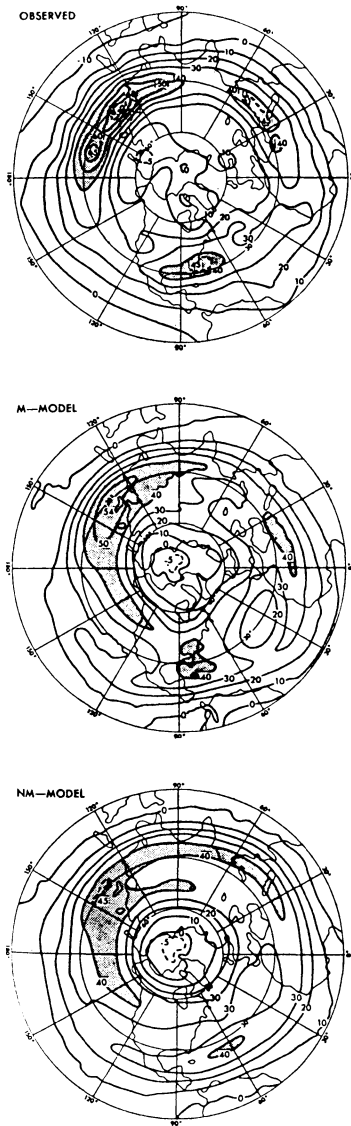
日本および極東域の気候のもう一つの決定要因として、ヒマラヤがある（チベット高原と言った方が適切かもしれないが、慣習に従ってここでは単にヒマラヤと言う）。

ヒマラヤが極東の大循環にどのように影響するかをみるには、ヒマラヤを取り去ったときの循環と比べてみるのがよい。これを可能にしたのが数値実験である。いろいろ



第5図 冬の北半球の地上気圧分布（真鍋ら）。上：観測，中：Mモデル，下：NMモデル。

るな研究者がこの数値実験に取り組んでいるが、ここでは、米国 NOAA 付属の GFDL（地球流体力学実験所）の真鍋・Terpstra の研究を引用しよう。真鍋らは「大気大循環に及ぼす山岳の影響」に関して大変わかりやすい結果を導いている。また、本誌第25巻9号所載の中村一の解説にも詳しく紹介されているので興味ある方はその方も御覧いただきたい。



第6図 200 mb 面の東西風成分の分布 (真鍋ら).
上: 観測, 中: Mモデル, 下: NMモデル.

3.1. シベリア高気圧

真鍋らの実験では、1月の条件を与えて山ありモデル(Mモデル)と山なしモデル(NMモデル)の循環を求めている。第5図には、両者の地上気圧配置を実測値と一緒に配列した。ユーラシア大陸東部に発達するシベリア高気圧に着目すると、NMモデルではそれは 30°N 付近に中心をもつ。しかしMモデルでは 45°N 付近とな

って、これは実測値と良く一致する。高気圧の強さもMモデルの方がNMモデルよりも強く、この方も実測値と一致する。この理由として二つのことが考えられる。(1)冬の放射冷却によって貯えられた寒気の南方への流出をヒマラヤが妨げること(2)偏西風がヒマラヤを越える際山の北方を迂回して通るため、ヒマラヤとその北部に高圧部が形成されるなどである。偏西風がヒマラヤを迂回する様子については、中村の解説に詳しい。なお、冬期ヒマラヤの蔭(約 140°E)には対流圏全層に準定常的トラフが存在するが、これもMモデルでは実際と同程度の強さで作られた。

3.2. ジェット・ストリーム

極東域の上空で西風が強いということは、第2次大戦中すでに米軍によっても日本軍によっても知られていたらしい。その後、高層観測網の発達に伴って中緯度のほぼ200 mbの高さに強い西風帯のあることが確かめられ、それはジェット・ストリームと名づけられた。ジェット・ストリームは極東域で特に強く(最大65 m/s)、北米東部で2番目に強い(45 m/s)(第6図上)。真鍋らの数値実験によれば、これら特に強いジェット・ストリームはヒマラヤとロッキー山脈に因るといふ。NMモデルでは余り強い風は得られないが、Mモデルだと実測に近い風速と広がり得られた(第6図中、下)。

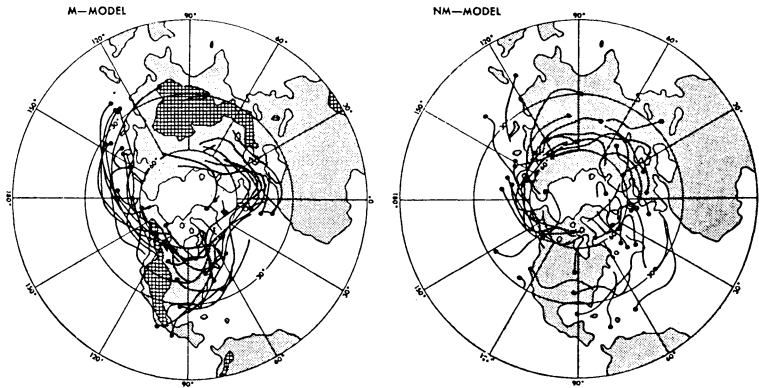
なぜヒマラヤの蔭で西風が強くなるかという点、不明の点が多いが、おそらくヒマラヤを分流して迂回した流れが山蔭で合流する際、トラフの深まりによって横収束を起こすためと考えられる。

ヒマラヤの蔭のジェット・ストリームは、冬期最も南に偏してはほぼ 30°N くらいにあるが、春から夏にかけて北上し、梅雨期には日本付近では 35°N と 55°N 付近に2本存在する。しかし、夏には日本上空のものが消えて高緯度のものだけが残るようになるという。これらの季節変化がヒマラヤとどのように関係しているのかまだ明らかでない。

3.3. 低気圧の多発域

低気圧がヒマラヤやロッキーの山蔭(東側)に多発するということは、Petterssen (1956)によって指摘されていた。真鍋らの数値実験は、これも山の影響であることを明らかにした。NMモデルでは低気圧発生域は中・高緯度帯に系統なく分布するが、Mモデルでは極東域と北米東部に集中して分布する(第7図)。

なぜヒマラヤの蔭に低気圧が発生し易いかにについて、次のように言われている。一つは、ヒマラヤの蔭に深い



第7図 低気圧の発生と移動（真鍋ら）。左：M モデル，右：NM モデル。黒丸は発生地点，実線は経路を示す。

トラフが作られ、南西のジェット・ストリームがその南縁を走ることが大事であるということ。すなわち、上空の西風の強化に伴って対流圏に南北の強い温度傾度（傾圧場という）が誘導され、低気圧が発生し易くなるというのである。もう一つ、ヒマラヤによって強化されたシベリア高気圧から吹き出した寒気が東支那海上で黒潮によって下から暖められることが大事であるという説もある。

われわれに身近な現象として、物体の蔭に逆向きの渦が交互に作られ、下流に流されていくカルマン渦というものがある。川に立てられた棒の蔭や電線の風下に見たり聞いたりできる。ヒマラヤの蔭に低気圧と高気圧が交互にでき東へ移動していく様子がカルマン渦に似ていると思うのは偏見に過ぎようか。

秋から冬、春にかけて偏西風はヒマラヤにまともにぶつかるのであるが、その時期、極東域では低気圧と高気圧が交互にできて、頻ぱんに日本を通過して東方へ去っていく。これが極東域における熱輸送に大きく貢献していることは、前に述べたとおりである。

4. 日本の気候区分

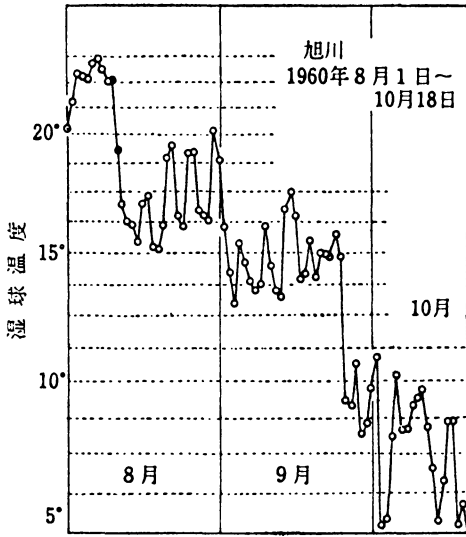
世界の気候区分に、ケッペンの気候区分というものがある。これは、植生に基づいて分類したもので、数次にわたって修正され、1923年に完成されたものがほとんどそのままの形で現在も使われている。福井によって一部修正されたケッペンの気候区によれば、北海道は“冷帯多雨気候型”，その他の日本各地は沖縄まで含めて“温帯多雨気候型”に区分される。これはグローバルなスケールからみた分類であって、季節風交替の激しい日本ではもっと小スケールの気候区分も必要となる。日本の地形

第3表 寒候期・暖候期の曇日数比と気候区

気候区	地名	曇日数比 (寒/暖)
太平洋型	仙 台	0.44
	東 京	0.41
	静 岡	0.33
	尾 鷲	0.36
	宮 崎	0.47
日本海型	秋 田	1.50
	高 田	1.50
	米 子	1.32
瀬戸内海型	岡 山	0.59
	広 島	0.71
オホーツク海型	網 走	0.83
西九州型	長 崎	0.82
南西諸島型	名 瀬	1.31
	那 覇	1.27

寒候期：12，1，2月；暖候期：6，7，8月

と季節風の効果を考えるとき、それは夏多雨型と冬多雨型に分けることができる。第3表は、寒候期（12，1，2月）と暖候期（6，7，8月）の日本各地の曇日数比の表である。雨量には局地性があるらしく、雨量比だと同一区の中でも数値がバラックが、曇日数だと表のようにある系統をもって並ぶ。日本列島は、第3表のようにおよそ六つの気候区に分けられる。その中で、太平洋型と日本海型は日本の大部分を占める。前者は夏に雨期



第8図 季節の階段型変化の例 (木村).

があり、後者は冬に雨期があるといつてよいだろう。瀬戸内型、オホーツク海型、西九州型、南西諸島型は、それぞれ太平洋型と日本海型の値の中間値をとる。南西諸島型は、一見日本海型に近く冬多雨型にみえるが、これは南西諸島の梅雨が6月にあけるためで、もし暖候期として5, 6, 7月を選ぶとその比はほぼ1となる。この分類は、植生などを主にして区分した関口の分類などと大きな差はない。

5. 日本の季節

前述の如く、日本は大陸東岸と中緯度に位置しているため季節変化がはっきりしている。しかし、日本列島は24°N から 45°N まで南北に長く分布しているので、季節といっても単一の尺度で測ることはできない。早春といえれば必ず梅が咲いていて、春といえれば桜が咲いていなければならないというものではない。桜の開花日は日本の南端から北端へ推移するのに2か月もかかるし、梅の開花日となると4か月もかかる。そのため、北海道へいくと5月半ばころ梅も桜も同時に咲く。そして、その季節はどうみても春の終わりから初夏の感じである。

季節というものは、気温の範囲、同一の植物、動物を尺度として決まるのではなく、日本を取り巻く極東域の大きな流れで決まるものである。あるいは、その範囲の気圧配置または流れの体制で決まるといってもよい。したがって、北と南で多少の違いはあるが、日本の季節の推移はほぼ同時に進むと言ってよい。

第4表 日本の季節区分 (日付はおおよその平均値)。

季節	小季節	初日
冬	冬	1月1日ころ
春	早春	2月20日ころ
	春	4月1日ころ
	初夏	5月17日ころ
梅雨	梅雨	6月15日ころ (南部) 6月25日ころ (北部)
	夏	7月15日ころ
	盛夏	7月20日ころ (南部) 8月2日ころ (北部)
	晩夏	8月23日ころ
秋りん	秋りん	9月1日ころ
秋	秋	10月10日ころ
	初冬	11月20日ころ

(斎藤鍊一による)

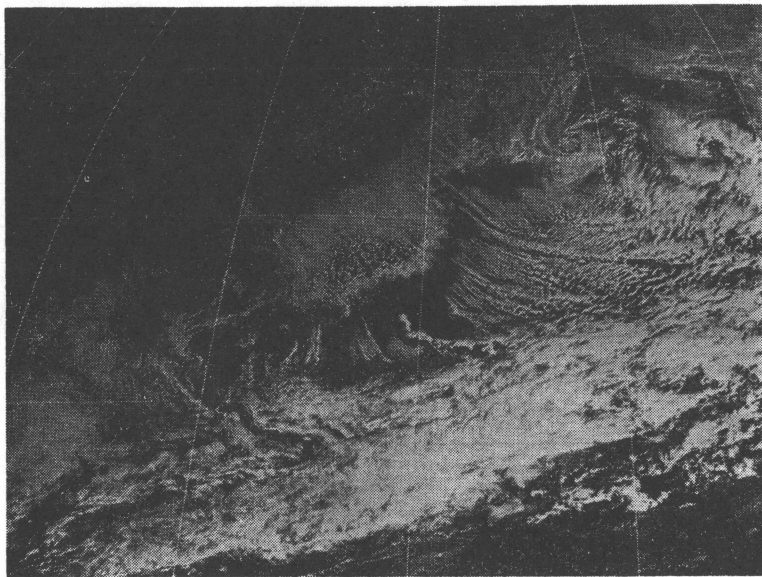
季節の推移が段階的に進むというのは、初め松倉秀夫によって唱えられた。松倉は、1,000 mb から 700 mb までの平均混合比の日々変化からこのことを見出した。のちに、木村耕三は湿球温度を使って同じ現象を詳しく解析した。これらの諸量は、気温などと比べて一気団内での保存性が良く、気団分析によく使われるものである。このような保存量の日々変化図をみると、それはある期間決まったレベルのまわりを変動し、ある日を境につぎのレベルへ移る (第8図参照)。その様子を段階的と呼んだのである。季節の段階的变化はかなり広い範囲に亘って一斉に起こることが多い。季節に関するこのような事実が季節分類の根拠になっている。

日本の季節は、第4表に示すように、六つの季節に分けることができる。春夏秋冬のほかは梅雨と秋りんの二つの雨期を加えた六つである。各季節をさらに11の小季節に分けると、いっそう実感と合った分類ができる。第4表は斎藤鍊一による分類である。季節の初日は年々変わるのだが、表中の日付けは平均的な日である。

6. 四季の天気

6.1. 冬の天気

気圧配置は、ほとんど西高東低のいわゆる冬型である。本州および北海道では北西季節風が卓越し、日本海



第9図 冬型の気圧配置の際の衛星写真。

側は曇または雪であるが太平洋側では晴天が続く。この天気の違いは、中部日本で特に顕著である。しかし、南西諸島では北ないし北東風となって一般に風が強く、曇天が続く。上の特徴は、気象衛星写真から一目瞭然である（第9図）。北陸など日本海側で大雪が降るのは、この季節になってからが多い。

冬型の気圧配置は持続性が強いが、ほぼ一週間の周期で消長を繰り返す。すなわち、季節風の吹出しの収まったところ台湾あたりに低気圧が発生し、日本列島南岸沿いに東進する。日本海側の天気は低気圧の東進中はおだやかであるが、太平洋側ではこの低気圧で雨や雪が降ることがある。通り過ぎると再び季節風が吹き出す。三寒四温というのはこの頃の天気の名づけられたものである。

6.2. 春の天気

2月下旬ころからシベリア高気圧の持続性が弱まり、中国大陸から移動性高気圧が去来するようになる。気温はぐんぐん高くなるが、ときどき気圧配置は西高東低に戻り季節風が吹いて寒い日もあるが、たいてい1日で終わる。“暑さ寒さも彼岸まで”と言うように上のような天気は3月下旬まで続く。この時期が早春である。

4月に入ると、冬の季節風は吹きやみ、移動性高気圧と低気圧が交互に日本を通る。太平洋側は早春よりも天気が悪くなり、“なたね梅雨”などと呼ばれるようなと

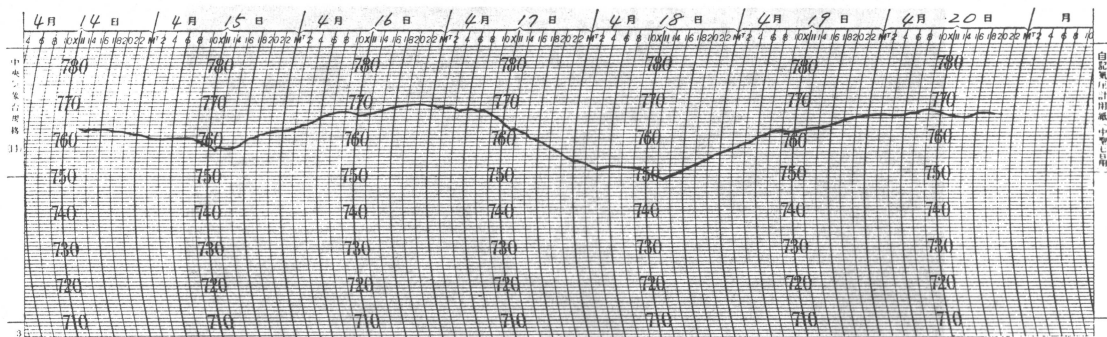
きもあるが、日本海側は反対に急に天気が良くなる。約4日周期が卓越し、天気は3日続いて1日雨というふうな変化をする（第10図）。

5月中旬頃から、天気の周期性がはっきりしなくなる。この頃になると、移動性高気圧が帯状になって日本付近に停滞し、長いときには1週間も晴天が続くことがある。日本各地ともおだやかな新緑の季節で、ときには夏のような暑さを感じる日もある。初夏と呼ぶにふさわしい季節である。しかし、沖縄では梅雨の最中である。沖縄の梅雨は6月下旬まで続く。

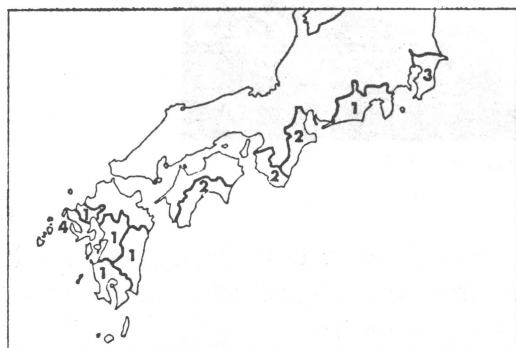
6.3. 梅雨の天気

6月中旬頃になると、梅雨型気圧配置となって南からの季節風期に入る。そして、日本列島中西部を中心に梅雨が始まる。梅雨は南寄りの季節風が直接当たる場所、すなわち、九州・四国・近畿・東海地方などでとくに顕著である。これらの場所では連日じめじめしたウットウしい日が続く、この期間の降水量は年間雨量の1/3にも達する。これに比して、山陰、北陸、東北、北海道では梅雨期の降水量が少ない。北海道には梅雨がないとさえいわれる。

梅雨末期になると、小笠原高気圧の周辺を流れる気流が時々熱帯から高温・多湿の空気を運んでくる。これが日本列島にぶつかって集中豪雨をもたらす。第11図は、日降水量ランキング20位までの県別発回数を書き入れた



第10図 移動性高気圧と低気圧の通過を示す気圧の自記紙。3～4日周期が卓越。



第11図 日降水量ランキング20位までの県別発生回数 (二宮)。

図である。全部日本列島南岸に位置する県である。梅雨末期になると、北陸・奥羽地方などにも集中豪雨が降って災害をもたらす。

6.4. 夏の天気

7月中旬ころになると梅雨前線が北海道の方へ北上し、九州から本州はほぼ一斉に梅雨が明け夏に入る。この転換は季節変化の中で最も顕著である。7月中はまだ北海道などで大雨が降ることがあるが8月に入ると北海道も夏に入り、最高気温が 30°C を越すようになる。梅雨前線はこの頃になると南にあったときのようにはっきりしない。しかし、平均図上ではアムール河から樺太方面に前線帯が見られる。この気圧配置は冬のそれと同様非常に安定で、日本各地は小笠原高気圧の圏内に入り、暑い晴天が続く。

最高気温 30°C 以上の日を真夏日というが、日本各地の真夏日日数はつぎのとおりである。

札幌 (9日), 仙台 (17日), 東京 (47日)
大阪 (68日), 鹿児島 (69日), 那覇 (83日)

関東より南の平地ではだいたい40日以上真夏日が続く、多湿も加わって不快指数が高い。

盛夏には内陸部で熱雷が発生する。雷は関東地方内陸部にとくに多い。ただ暑いだけでなく、寒気が上空に入り込んで気層が不安定なときとくに多発する。

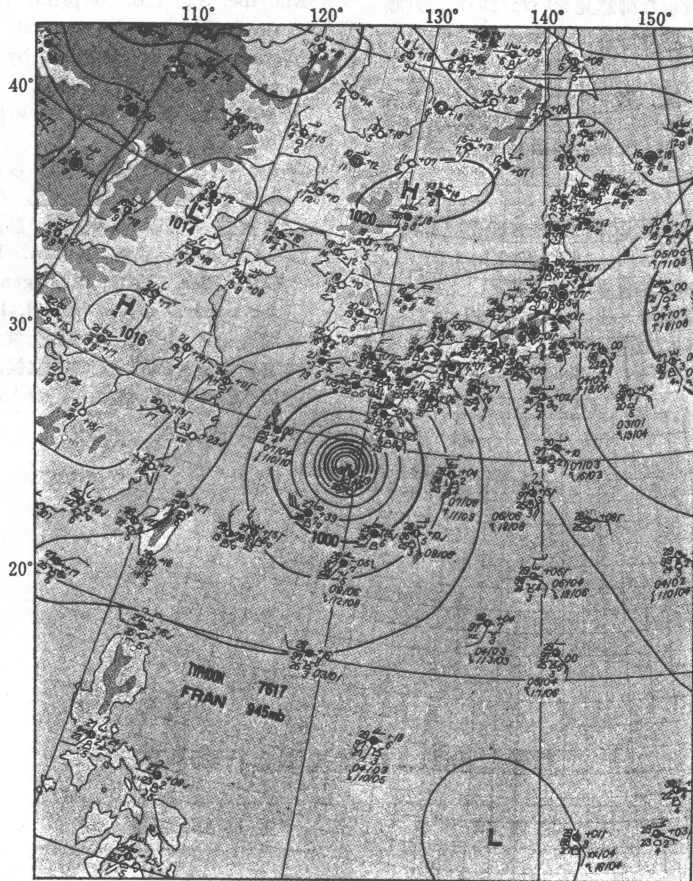
小笠原高気圧の勢力がとくに強く、その位置が北偏するとき、日本各地とくに西日本では降水量が少なく干ばつになる。反対に小笠原高気圧の勢力が弱く、真夏になっても北海道・東北地方がオホーツク海高気圧の支配下にあることがある。このような年には、低温のため北海道・東北地方で凶冷となる。

8月下旬になると、北方から前線が再び南下して宗谷海峡付近に達する。この頃になると日本の天気はやや悪くなり、暑さもやわらぐ。これが晩夏であって、8月いっぱい続く。

6.5. 秋りんの天気

8月末の夏の終わりとともに再び雨期が始まる。これを秋りんと呼ぶ。学者によっては、梅雨から秋りんまでが一つの雨期であって、日本など極東域では夏の侵入によって雨期が二分されている、と言っている。日本がアジア・モンスーン地帯の一部であるという観点からすると、もっともな説である。

ところで、秋りんは梅雨とは対照的に日本北部や日本海側ほど顕著である。また、秋りん期の特徴は、台風と秋雨前線との相互作用が顕著なことである。まず、南方洋上にある台風は秋雨前線を活発化して日本列島に豪雨をもたらす (第12図)。さらに、北上した台風は秋雨前線をかかえ込んで温帯低気圧として再生することがある。このような台風は日本列島に大災害をもたらす。戦後の有名な台風の中でこの季節に襲来したものは数多くある。枕崎台風 (1945. 9. 18), カスリン台風 (1947. 9.



第12図 台風と秋りん前線の天気図 (1976. 9. 10).

15), 洞爺丸台風 (1954. 9. 26-27), 狩野川台風 (1958. 9. 26-27), 伊勢湾台風 (1959. 9. 26-27) など.

6.6. 秋から初冬の天気

小笠原高気圧の後退とともに台風の経路も次第に東方へ偏し、日本を避けて通るようになる。また、秋雨前線は日本の南方洋上へ南下し、10月下旬頃になると移動性高気圧が日本を通るようになる。秋の季節の推移は春と逆と考えてよく、秋の初期には高気圧が带状に停滞し易く、日本各地は晴天が続く。東京オリンピックはちょうどこのような期間に行なわれたのである。11月に入ると移動性高気圧と低気圧が交互に去来するが、高気圧の中ではたいへん穏やかな「小春日和」となる。

しかし、11月下旬になると西高東低の気圧配置が一時的に現われるようになり、北海道や日本海側ではしぐれにわか雪が降ったりする。春の進みに比べると秋の進みは速く、北日本ではいち早く冬に入る。北西季節風

の吹出しははじめ1日ぐらいであるが、12月中ばを過ぎると2日、3日と増えていき、本格的冬へと近づいていく。

7. おわりに

本講は、毎年気象大学校において行なわれている「研修部普通科」での話を骨子としている。しかし、筆をとっているうちいくつかあいまいなところが出て来て、第2、3節は改めて考えたり調べ直したりした。まだ考えが足りずに独断的なところもあるかもしれないが、これは講話の中のアクセントだと思って御容赦いただきたい。

四季の天気のところは、どうしても著者の住んでいる日本中央部を念頭において述べがちであった。とくに、九州や南西諸島の季節は実感として掴んでいないので迫力が乏しかったようだ。次の機会にはもっと充実したものを書きたいと思う。

本稿を書くにあたり貴重な御意見をいただいた、近藤洋輝氏（気象大学校）に感謝する。

文 献

いちいち引用はしなかったが、本講を書くに当たって次の文献を参考にした。

朝倉 正, 1973: モンスーン期における水蒸気輸送と雲分布, 気象研究ノート, 117, 13-22.

福井英一郎, 1964: 気候学概論, 朝倉書店.

伊藤 博編, 1976: 気象Ⅰ, Ⅱ, 東海大出版.

糸数昌丈, 1972: 沖縄の気候, 天気, 19, 231-242.

駒林 誠, 中村和郎, 1976: 日本の気候, 科学, 46, 211-222.

Manabe, S., T.B. Terpstra, 1974: The effect of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments, J.A.S., 31, 3-41.

村上多喜雄, 1951: 梅雨あけの機構, 気象集誌, 29, 162-175.

中村 一, 1978: 数値実験から見た大気大循環に対する力学的効果, 天気, 25, 623-648.

二宮洗三, 1975: 集中豪雨の話, 出光書店.

Newell, R.E., J.W. Kidson, D.G. Vincent and G.J. Boer, 1973: The general circulation of the tropical atmosphere, I, II, M.I.T. Press.

高橋浩一郎, 1974: 日本の天気, 岩波新書.

和達清夫編, 1958: 日本の気候, 東京堂.

吉野正敏, 1968: 気候学, 地人書館.

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
第13回夏季大学「新しい気象学」 ——日本の天気特集——	昭和54年 7月24日～27日	日本気象学会	気象庁講堂
日本気象学会関西支部 第1回夏季大学「新しい気象学」大阪教室	昭和54年 8月 1日～ 3日	日本気象学会関西支部	大阪市立労働会館
第16回自然災害科学 シンポジウム	昭和54年 9月23日～24日		日本大学工学部
昭和54年日本気象学会 秋季大会	昭和54年10月24日～26日	日本気象学会	電気ビル（福岡市）
第17回粉体に関する 討論会	昭和54年10月24日～26日		栃木県商工会館
第26回風に関する シンポジウム	昭和54年10月30日		農業技術研究所講堂
第 6 回レーザ・レーダ （ライダー）シンポジウム	昭和54年11月 8日～ 9日	レーザ・レーダ研究会	ホテル伊豆高原
第 5 回リモートセンシング シンポジウム	昭和54年11月27日～28日	（社）計測自動制御学会	機械振興会館
国際統計気候学会議	昭和54年11月29日～ 12月 1日		八王子セミナーハウス