

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

グロースベッター

第 9 卷 第 1 号

————— 目 次 —————

調和分析と超長波の季節変動

荒 井 康 1

—————
1970年10月

L. F. グループ

調和分析と超長波の季節変動

気象研究所 荒井 康

§1 ま え が き

最近超長波についての関心が高まり、種々の面から多くの理論や解析的研究が進められている。超長波に特に興味を持たれるようになったのは、1950年代の終りの頃からだと思われる。1950年代といえば短期の数値予報が発展し、傾圧大気中の長波の研究も盛んで、数値予報が各国でルーチン化された時代であった。現在までそのモデルの改善がなされており、例えばアメリカのNMCでは1966年5月までは3層モデル、それからは6層のブリティッシュ・モデルが使われ、潜熱や山の効果も取入れられるようになった(Fawcett 1969)。

この中で出てきたのがいわゆる超長波の偽の西進の問題で、これはよく知られているように仮の発散項を導入することで技術的にはおさえられるが、ここで具体的な超長波に関する一つの課題が提出され、この頃から超長波の本質を明らかにしようとする研究が発展してきたものと考えられる。事実超長波という言葉が使われるようになったのは、1960年代の初めの頃からである。また成層圏の観測資料も豊富になり、突然昇温や成層圏では超長波が卓越すること等がわかり、その重要性が認識されて、超長波の関心を高めるのに大きく貢献した。

1965年頃から球函数による研究が盛んになり(Eliassen 1965, Deland 1967)、その結果1日に経度で 40° から 70° 位までの速度で西に移動する超長波が見出された。この速度はRossby-Haurwitzの波速にかなり近いものである。しかしこの波は振幅が小さく、毎日の天気図だけでそれが存在することに気付くような波ではない。Deland(1965)は東西方向のスケール(波長)だけでなく、南北方向のスケールも考慮する必要があるという結果を出したが、この頃からそれまでどちらかという一次元的な超長波の調和分析が、二次元的解析に発展していった。研究のレベルの向上に伴って、解析の手段も変わってくるという訳である。

超長波にはなお多くの問題が残されている。すでに4回にわたって開かれている“超長波に関するシンポジウム”(気象学会、予報部談話会主催)では、各方面の専門分野の問題点が出され、活発な討論がなされている。このシンポジウムのまとめは広田(1970)によってなされているが、そこでは超長波に関する観測事実やその特性が報告され、西進の

問題だけでなく、エネルギーの上方伝播、自由波であるのか強制波であるのか等の基本的課題が議論の焦点になった。このように現在は超長波の本質的問題が、多くの人によって研究されている。それは超長波の重要な本質が次第に明らかにされてきたからである。

超長波は冬期のインデックス・サイクルにともなう熱輸送や、ブロッキング現象に主要な役割を果たしている。これらの諸特性は、片山(1969)の総合報告“大気大循環と熱”に詳しくまとめられている。菊池(1969)の数値実験の結果では、ブロッキング活動のさかんな期間に波数2の波が発達し、下層におけるこの波の発達は山の効果であることが示されている。筆者も最近ブロッキング波と密接に関連した、移動性超長波の存在するいくつかの例を示した(荒井 1970 I、II)。異常気象もまた超長波と深い関係がある。1963年1月は波数2と3が異常に発達した年であるが、村上・戸松(1965)は顕熱の非常に強い北向きの輸送を行っている波数2と3の特性を詳しく論じている。このように超長波は大気大循環にとって極めて大切な波で、この事実が超長波に対する関心も高めた最大の原因である。

以上述べてきたことは超長波についての概要であり詳しいことはすでに新田(1967)の総合報告があるので、それを参照していただきたい。この報告は今迄技術的(統計および綜観)立場で解析した中から、季節変動についてまとめたものである。会員の方々に少しでもお役に立てば幸いである。解析に用いた資料は、20数年間の半旬平均500 mb 高度、10年平均の6層の月平均高度、1963年と1964年の地上と100 mb の月平均高度、南北両半球の月平均平年地上気圧、1959年と1960年の南半球月平均500 mb 高度である。

§ 2 超長波の定義と分析法

この解析では南北のスケール(波長)を取入れた計算はしていない。それで対照となるのは東西の波数であるが、一口に超長波といっても波数1からいくつまでのことをいうのだろうか。これはまだ確定していないが、現在のところ波数3か4までを超長波とするのが適当のように思われる。この理由は(1)この波数の波は定常性があり、波数3位を境にして波数の小さな波と大きな波の間に位相速度等の性質にはっきりした違いがある。(2)平均図特に平年天気図がよく表現できる。(3)南北の熱輸送に大きく貢献している。(4)地形や熱と関係が深い等があげられよう。しかし(1)から(4)までのことは互に関連しており、必ずしも独立な性質ではない。

次には超長波を検出するのに、どんな方法がよいかということが問題になる。一般には一次元の調和分析(フーリエ分析または波数分析)や球函数による展開が用いられているが、この他にも方法は考えられる。Winston(1960)は半旬平均の700 mb 高度の極大(小さなものは除く)を峯と定義し、峯の数から波数と波長をきめ、これらと thermal

Rossby number、一般流、静的安定度との関係を調べ、かなり有意な相関を見出している。この方法では調和分析でいうところの波数1や2の波はでてこない。このことがWinstonの方法の問題となる点である。しかし実際の高気場の峯にreferしていることは、たしかに一つの利点である。この他空間平均で波長の長い波と短い波を分けることもできる。

調和分析は手段であって、物理的根拠が必ずしも明らかでない。波数分析と球函数による展開だけに限っても、どちらがよいかは一概にはきめられない。解析の目的に応じてどちらかを選び、その結果で適当かどうかを判定する以外にはなさそうである。調和分析の波と実際の天気図、あるいはその上の峯や谷との対応を見るのなら、球函数より波数分析の方が便利である。

§ 3 気象現象の空間、時間スケール

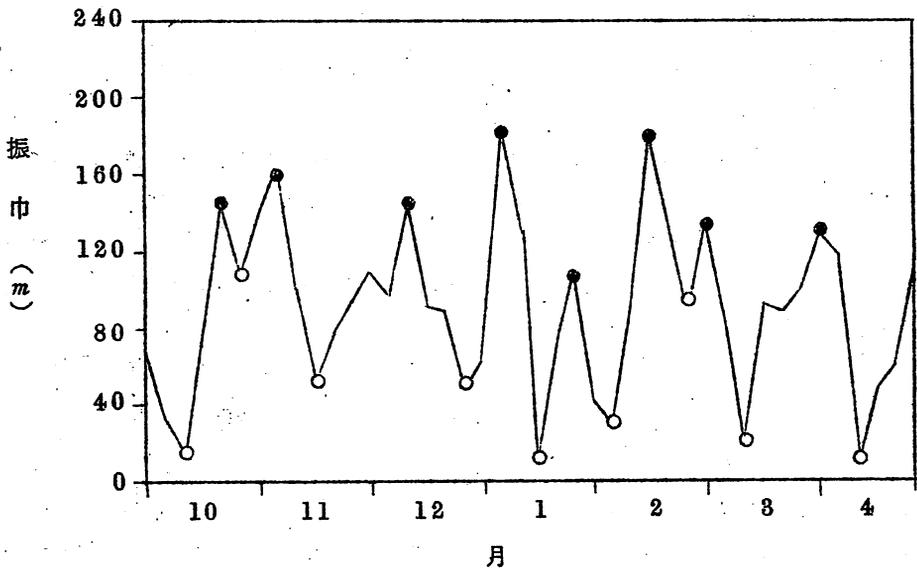
現実の大気中には空間スケール(空間的波長または範囲)の違った現象があり、それぞれの特徴をそなえている。例えば地形性の低気圧ならスケールは100 km、発達した旋風や台風では1000 kmで、互に異なった性質を持っている。他の例では、いわば波数間の調節(adjustment)とでもいえるような現象をしばしば経験する。すなわち、偏西風帯中で高気場の東西方向の波長がかなり長くなると、何等かの原因で、新たに峯や谷が発達して場が大きく変ることがある。このような事実から波数または波長が、大循環の一つのパラメーターであると考えられている。

それで高気場や気温場を波長の長い波と短い波に分け、それぞれの特徴と両者の相互作用を調べようという考がでてくる。こうして複雑な大循環の振舞いや機構を解明していこうとするのは、現在使われている調和分析の一つの特徴である。この種の解析ではSaltzman(1964)が波数2の波が運動エネルギーのsourceであることを示し、村上・戸松(1965)が波数毎のエネルギー・サイクルを調べている等数多くの例がある。波数分析によるプラネタリー波の統計的解析に関しても多くの文献がある。

次の立場は時間スケールの短い変動と大きい変動に着目して、大気現象を解明しようとするものである。これもまた経験的事実にもとづいたもので、例えば移動性高低気圧なら数日程度の週期と10日位のlife time(じゅ命)を持つが、発達したブロッキング波が10日以上も西進することがあるというのがそれである。古くから使われているスペクトル解析、週期法、高橋(1963)の時系列解析がこのようなcaseとしてあげられる。気候変動でも時間スケールが違うと、そのスケールに応じた現象を主として支配する要因も変化するであろう[高橋(1967):気候変動の時間スケールと支配因子]。長期予報ではもっぱら半月や月平均の場に注目するが、これも時間スケールの短い変動を消し、長期的な目で時間スケールの大きな場の変動を見ようということに他ならない。

さらに空間と時間スケールの両方を、同時に考えていくのも有効な方法である。菊池(1970)は毎日の天気図を30日ないしそれ以上平均して残ったじょう乱をstanding wave、消えてしまったじょう乱をtransient waveと呼び、それぞれの波数別の性質と相互作用を解析した。この中で運動エネルギーの波数別分布を見ると、波数の大きいところではtransient waveが圧倒的に大きい、超長波領域ではstanding waveとtransient waveの比重がほぼ同じであり、また山と海陸分布を入れないとstanding waveが発達しないことがわかる。このことから逆に、少なくとも超長波に関しては、時間スケールの大きいものと小さいものに分けて考慮することが適当であることになる。

以上のことをもう少しわかりやすく、具体的例について説明しよう。第1図は1965年



第1図 500mb 60°N n=2 振巾(半旬)

10月から1966年4月までの、60°Nにおける半旬500mb天気図上の波数2の波の振巾である。図中黒丸は極大を、白丸は極小の振巾を表わすが、小さな極大、極小は一つの基準をきめて落としてある。極大と極大および極小と極小の間隔はほぼ週期を表わしており、図から明らかなように週期は勿論一定していない。このようにして求めた週期の20年間の平均は、波数1~3の波については約20日となる。だがこの方法では、1ヶ月ないし2ヶ月以上の週期は検出されない。それで第1図に見られるような振巾の変化を季節変動まで含めて時間スケール(週期)の大きいものと小さいものの合成したものと考えて、それらの特性を調べることができる。今回取り上げたものは実は、超長波の変動でも時間スケールの大

きな季節変動である。インデックス・サイクルと関係が深い1ヶ月およびそれ以下の変動は、一応季節変化とは区分して調べようというのがここでの基本的立場である。

これから主に対照するのは、超長波の振巾と位相角で、大循環にとって重要な運動量と顕熱の輸送、波数間の相互作用等に関する物理的な量は計算していない。これは単に我々が技術的立場に重点を置いているというだけの理由である。経験によると、振巾と位相角の変化だけでもよく知っておくと、大循環の場の変化を調べる際に有効であることが多い。調和分析の一つの強みはなんとといっても、数個のパラメーター(振巾と位相角)で近似的ではあるが、複雑な大循環の場とその変動を数量化できるということである。しかし他方、調和分析にはそれなりの欠点と限界がある。このことを充分知った上で解析に使う必要があることを特におことわりしておく。

§ 4 調和分析について

一次元の調和分析(波数分析)は緯度毎に計算するもので、分析に使う資料の数が12個なら12項また36個なら36項の調和分析という。この項数は任意の数でよく、普通用いられるのは36項の調和分析である。これはある緯度で経度 10° 毎の36個の値を使うもので、求められる振巾と位相角はどの項数の分析でも、その項数の半分の波数までである。36項特に72項の調和分析を手で計算するのは相当に面倒である。この節では振巾、位相角、調和分析について2、3説明しておくことにする。

(A) 位相角について

位相角は波の位置を表わすもので、どの波数の波でも 0° から 360° までの値で与えられる。いま原点を経度 0° にとり東の方向を正の向きとすると、位相角を波数で割った値は、その波数の波の経度 0° に最も近い峯の位置がある経度になる。第1表に波数1から4までの波の位相角と、それに対応する各波の峯と谷の位置の対応を示した。以下ではもっぱら位相角によって波の位置を表わすので、この表を参照して経度に換算して読んでいただくと、理解が容易になる筈である。

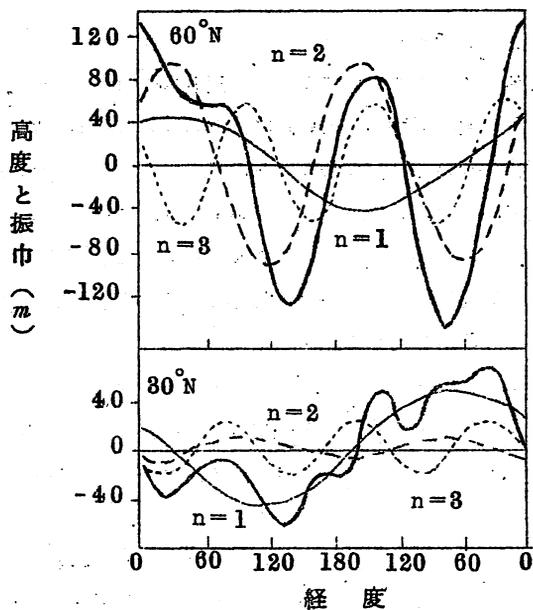
位相角で注意を要することは、振巾が非常に小さくなるとその値、すなわち波の位置が信用できにくくなるということである。このような場合の位相角というのは、単に計算上で来たものに過ぎない。では振巾が何m以下になると、位相角が信用しがたくなるといえるだろうか。筆者の調べたところでは波数、緯度、レベルによって異なるが、500mb面の超長波なら中緯度で約20m、高緯度で30mが大体の日安である。Haney(1961)はこの限界の振巾を約10mとしているが、これはややきびしいようである。ここでは一つの統計的事実に基づいて、500mb面以下では20m、300mb面以上では40mを振巾の一応の限界と定めた。したがって振巾がこの値以下になった時には、波の位置は一般に不定であるとした方が安全である。

第1表 位相角と波の峯と谷の位置

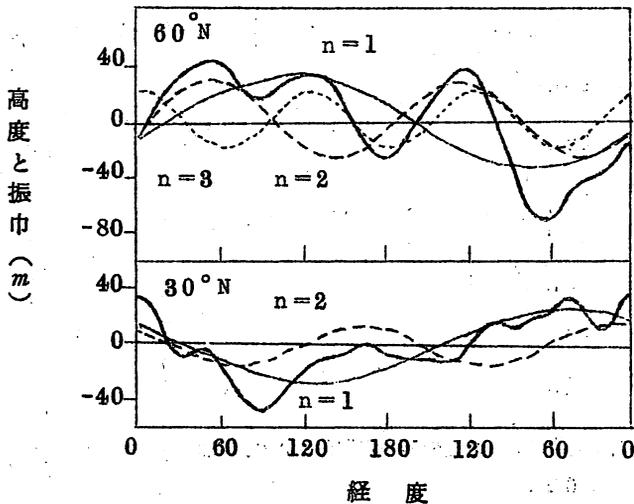
		波 数																			
		1		2		3		4													
		峯	谷	峯	谷	峯	谷	峯	谷												
位 相 角	0°	0°	180°	0°	90°E	180°	90°W	0°	60°E	120°E	180°	60°W	0°	45°E	135°E	135°W	45°W				
	90°	90°E	90°W	45°E	135°E	135°W	45°W	30°E	90°E	150°E	150°W	90°W	30°W	22.5°E	67.5°E	112.5°E	157.5°E	67.5°W	22.5°W		
	180°	180°	0°	90°E	0°	90°W	180°	60°E	0°	180°	120°E	60°W	120°W	45°E	0°	135°E	90°E	135°W	90°W		
	270°	90°W	90°E	135°E	45°E	45°W	135°W	90°E	30°E	150°W	150°E	30°W	90°W	67.5°E	22.5°E	157.5°E	112.5°E	112.5°W	157.5°W	22.5°W	67.5°W
	360°	位相角 0° の場合と同じ																			

(D) 500 mb 平年高度分布の分解

36項調和分析の一例として、60°Nと30°Nにおける1月と7月の500 mb 平年高度(20年平均)を分析した結果を第2図a、bに掲げた。图中太い実線は500 mb 高度の東西分布である。ここでzonal mean 高度は調和分析に無関係なので、第2図の



第2図a 平年高度とその分解(1月)



第2図b 平年高度とその分解(7月)

500 mb 高度は zonal mean からの差にしてある。図に示したのは超長波の波数 $n=1$ から 3 までであるが、この3つの波を合成すれば非常によく、500 mb 高度のプロ

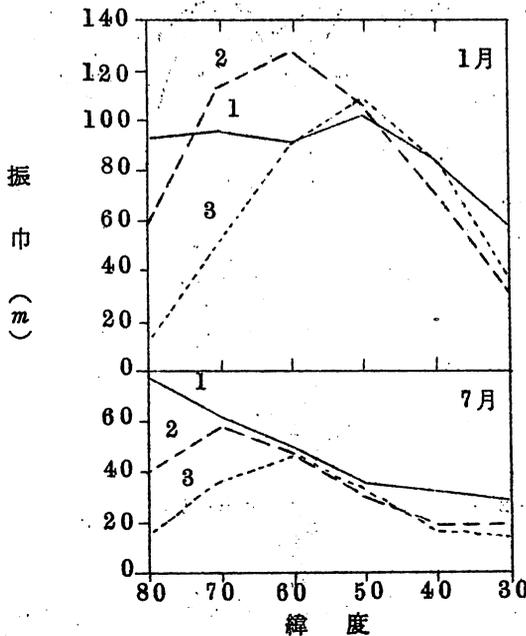
ファイルを表示することができる。

第2図aに示した冬の60°Nについてみると、高度場の大勢は波数2の波がかなりよく代表している。40°E附近の高度場の弱い谷は、波数3の波の谷の位置と一致しており、日本附近とアメリカ東海岸の谷は、波数2と3の波の谷の合成で表わされる。太平洋と大西洋にある高度場の峯に高度差があるのは、波数1の波が存在しているからである。30°Nの高度場の大勢も、波数1～3の波でよく代表されている。波数1の波の振巾がかなり大きいので、東半球では西半球よりも高度が低くなっている。60°Nと30°Nで波数1の波の位置がずれるのは冬の特徴である。

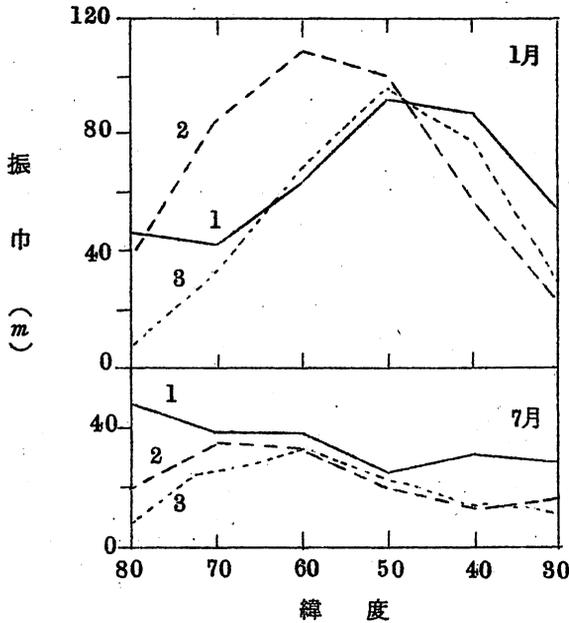
夏の高度場も第2図bでわかるように、よい対応があるが振巾は冬よりも小さい。60°Nでは波数1の波の位置は冬と比較して東にずれている。30°Nでは波数3の波の振巾は小さいので省略した。超長波の振巾と位相角で、大規模な場を表現しようとするのは、第2図に示した程度の対応があるためである。しかしこれは、20年平均の平年高度場だから特にいえることで、個々の年では波数1～3の波だけで、これ程よく表現できる訳ではない。特に半旬平均天気図では波数4ないし5位までの波を考える方が望ましい。

(c) 振巾の南北分布

80°Nから30°Nまでの各緯度毎に、半旬平均500mb高度から波数1～3の波の振巾を毎年計算し、これを20年間にわたって平均した分布を1月と7月について示したのが3図aである。1月では波数1の振巾は50°N以北で一様になっており、波数2では



第3図a 500mb平均振巾南北分布(半旬平均値による)



第8図b 500mb平均振巾南北分布(月平均値による)

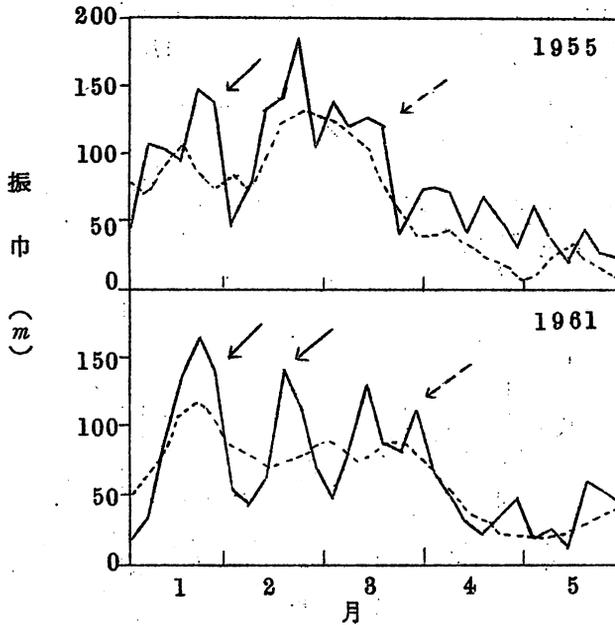
60°N、波数3では50°Nに極大がある。この図は先に毎日の資料から求めた冬の振巾の平均分布(荒井 1965)とよく一致している。一方7月の分図では振巾は冬より小さく、その極大の緯度はどの波数についても1月より北にずれている。これは夏期の極渦の後退にもなった現象と見られる。

同様なことを月平均高度場の波について示したのが第3図bである。第3図aとbの違いは、前者は5日以下の週期を、後者は1ヶ月以下の週期を消した高度場上の波の平均の振巾ということである。第3図bでは振巾の極大の緯度がやや南にずれている以外は、波数2と3の波の分布は第3図aと略同じである。しかし高緯度の波数1の振巾は、第3図aの場合よりずつと小さくなっている。これは高緯度のこの波の位相角が、大きく変動するためである。

季節変動を調べる目的には、毎日や半月天気図上の波より、月平均天気図上の波に着目した方が一般に都合がよい。これに関連したことは次の(D)と(E)でもふれるが、どの高度場を使うかで振巾が相当に違う波があるということに留意しなければならない。

(D) 季節変動の一例

まず半月平均500mb天気図上の超長波の季節変動の一例について説明しよう。第4図の実線は1955年と1961年の50°Nにおける、波数3の波の冬から春にかけての振巾の模様である。第1図にもあったが、振巾には半月ないし1ヶ月位の週期が顕著である。第4図の実線の矢印は、大きな値の振巾が急に減少して2、3半月後に極小に達し、



第4図 500mb 50°N n=3 振巾

さらに数半旬後に振巾が再び大きくなる例である。このような波の減衰、発達は3月中旬頃までは見られるが、その後になると事情は変ってくる。すなわち、破線の矢印のつけられた半旬から振巾は急減するが、それ以後は再び冬の振巾のレベルにまで回復することはない。この現象は20年間の他の年にもしばしば観測されているもので、波数3の波の冬から春にかけての季節変化である。

ところで季節変動を調べるには、1ヶ月ないしそれ以下の変動を消してしまう方が都合がよいことは、第4図から明らかであろう。このために、1ヶ月程度の移動平均をとるのも一つの方法である。この際振巾の移動平均は差し支えないとしても、位相角の移動平均をとることは簡単にはいかない。この一つの理由は前述した通りに、振巾が極端に小さく位相角が不定であるような時でも、計算上0から360の間の値で位相角が求まっているからである。それでは最初に半旬平均500mb高度の移動平均をとり、高度場に見られる1ヶ月以下の週期的変動を消した上で、それについて調和分析をしたらよいのではないかということになる。

第4図に点線で書いたのは、上述の考えに基づいて、5半旬移動平均をかけてから各半旬毎に計算した波数3の波の振巾である。結局この振巾は、25日平均高度場上の波の振巾ということである。普通の場合と違うのは1ヶ月とか25日毎でなく、半旬毎にずらして見ていることである。第4図の特徴は(1)点線の振巾は、実線の振巾を移動平均したものと略一致している、(2)季節変化が起った点線の矢印の半旬は、点線の振巾の急減する半旬

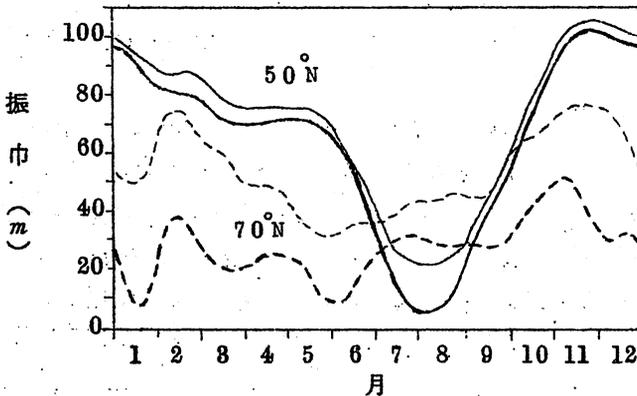
と大体同じである。(3)季節変動が見安くなっているということである。他の年でも同様なことがいえるので、以下の議論では主として、25日または月平均値から算出した振巾と位相角を使うことにする。このような超長波の性質は、単に技術的に便利だということだけでなく、本質的な意味を持つものと思われる。何故ならいわゆる“standing wave”に、季節変化が顕著に現われるともいえるからである。

長週期と短週期的変動とを分離するのに、移動平均以外の方法もある。適当な時間々隔で時間差をとってもよく、Eliassen (1965)、広田(1968)、西本(1970)、荒井(1970 I)等によって解析に用いられている。現場でも5日平均高度の5日差ということが使われており、波の移動を追跡するのに有効であるとされている。さらにある期間の資料でスペクトル・アナリシスを行ってもよい。解析の目的に応じ、またそれぞれの特徴を利用して選ぶことが可能だということである。

(四) 振巾の平年値

超長波の年々の変動は大きい。したがって季節変化の解析ではまず年毎の資料で計算し、その結果を長年についてまとめて調べるのが望ましく必要でもある。半月平均500mb高度のように整備された資料は、他の層、特に成層圏では現在のところない。それ故三次元的解析をしようとする、どうしても資料の面で制約されてしまう。しかし地上では長年の平均値があり、さらにベルリン自由大学から発行された6層の10年平均値もあるので、これらの平均値が利用できるかどうかを検討した。

最初に70°Nと50°Nの波数1の波の振巾を調べよう。第5図の太い実線と点線は、年



第5図 500mb n=1 2種類の振巾の平年変化

毎の25日平均場の波の振巾を20年間平均したもので、細い方は25日平均高度を先に20年間平均し、それについて振巾を出したものである。結局前者は振巾の20年平均、後者はNormal天気図上の波の振巾で、位相角が年々変化しなければ一致するものであ

る。この2種類の振巾は共に平年値とみなされる。

第5図の50°Nにおける2種類の振巾は、夏には幾分差が大きい、その他は振巾の値も変化の傾向も非常によく似ている。これとは反対に、70°Nでは振巾の違いは極めて著しい(§4(D)参照)。ところが変化の傾向は非常によく対応している。このことによって、かなりの年数の平均高度から出した振巾によっても、季節変化の大勢はおさえられることがわかる。いずれにしても、平年の高度場だけについて分析するのでは不十分で、変動の大きな年毎の様子も考えなければならない。500 mb 面以外の層でも、月平均値なら数年間の資料はすぐ使えるので、これについても調和分析をしてその結果も併用して解析を行った。

(F) 季節変動に関する文献

調和分析によって超長波を解析した文献はおびただしくあるが、超長波の季節変動を振巾と位相角だけに着目し、年を通して解析した論文は少い。このような手段では、一般に物理的解釈がむずかしいということが、関連した文献が少い理由であろう。それ故この報告は主として、筆者が今迄に調べた結果をまとめたものである。

藤田(1956)は1952年にUSWBから発行された500 mb 平年高度を用い、50°Nと45°Nのプラネタリー波(当時はまだ超長波という概念は確立されていなかった)の性質を調べている。チェコスロバキアのCzehova(1964)は同じ資料にある45°Nの1000 mb、700 mb、500 mbの高度や気温の調和分析を行い、他の理論と比較して超長波の機構を色々と推定している。しかし独断的結論が多いようである。上記2人の共通の一つの結論は、夏を除いて波数1~3の波で、平年の高度が充分代表されるということである。資料が古いの中緯度に限っているのに、かなりの問題がありそうに思う。

ところで、スペクトル解析を気象に取り入れようというideaが出されたのは、今世紀の初めの頃である。その後気象要素の時系列の解析がおびただしくなされ、週期についても色々なものが提唱されている。ではこのスペクトル解析が、空間について応用されるようになったのは何時頃からだったのだろうか。Czehovaの論文には一つの興味のあることが書いてある。それは調和分析で気圧場を研究するのを最初に提案したのは

Haurwitz, B. and R. A. Craig (1952): Atmospheric Flow Patterns and Their Representation by Spherical Surface Harmonics, U. S. Air Force, Cambr. Res. Cont. Geophys. Res. Papers. No. 14, 78pp.

の論文だということである。Eliassen(1965)もこの論文を、この種の研究の参考文献としているので、まずまちがいはあるまい。ここで思い出されるのは、窪田・飯田(1954)の有名な論文である。この論文が出たのは1954年の初めて、この計算に

は2年位かかっている筈なので、Haurwitz が考えていた時にはその方向ですでに研究が進められていたことになる。

いささか余談になったので本論にもどそう、調和分析にはよらないが、波数およびその変化から見た研究がある。Yeh, Dao, Li (1958) は6月に偏西風と偏東風が急に北上し、それとともに波数3型の冬の循環が、波数4型の夏の循環に変わる例をあげている。10月には6月と逆の変化が起こるが、波数4から3への転換は明瞭ではない。朝倉(1968)は秋霖の時期に、波数4型の高度場が3型の場に移行することを指摘している。

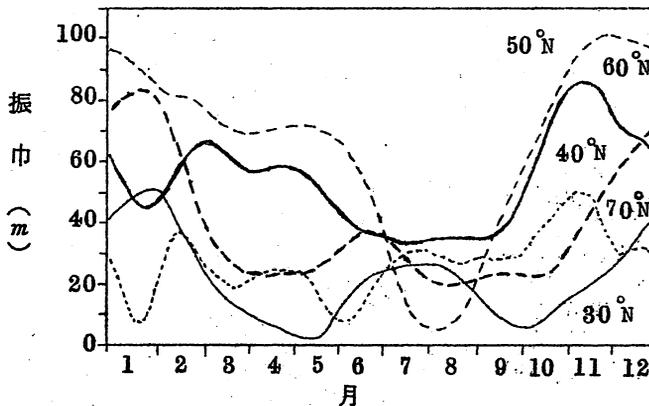
厳密に季節変化と限らなければ、波数という概念にもとづく解析は多く、すでに現場でこの立場が確立しているように思われる。この種の解析を含めて、月平均図を基礎に長期的な予報を行うのは、とりもおろそか超長波の変動のうちでも、時間スケールの大きな現象を捉えようとしているものである。我々は今迄それ程意識しないで平均天気図を利用してきたが、この平均するという意味も段々明白になるものと考えられる。同時に平均すれば消えるもの、すなわち平均からの差も重要になってくる筈である。何故なら両者の間には、物理的相互関係があると想像されるからである。今後超長波とより密接に関連して、長期予報がさらに発展していくのではないだろうか。

§ 5 500 mb 面の超長波の季節変動

この節では500 mb 面の波数1の波について特に詳しく述べることにする。理由はこの波と比較することにより、他の波の変化を理解するのが容易になるからである。以下で用いる500 mb 面の基礎資料は、10年平均値を除いてすべて半月平均高度である。

(A) 波 数 1

第6図は25日平均高度の20年平均、すなわちNormalを各半月毎に分析して求め

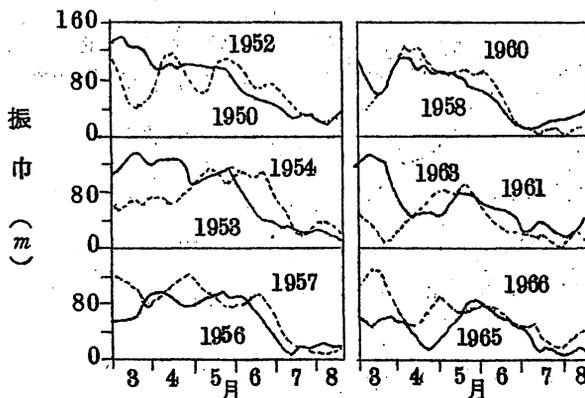


第6図 500mb n=1 振巾年変化

た波数1の波の振巾の変化である(70°Nと50°Nの振巾は第5図にある太い線と同じである)。40°Nと30°Nでは1月に極大があり、2月から3月にかけて振巾が急速に減っている。これは1月頃最も発達する極渦が、漸次弱まるのに対応している。4、5月頃極小となった振巾は再び増加し、40°Nでは6月に、30°Nでは8月に極大に達する。1月よりかなり小さいこの振巾は、7月に亜熱帯高気圧が30°N付近まで北上することからいって、明らかにこの高気圧の発達にともなったものである。8月から9、10月にかけての減少は、亜熱帯高気圧の衰退と対応しており、それ以後の増大は極渦の発達と関連している。春と秋は寒候期と暖候期の転換の季節で、これが振巾の変化によく現われている。このことから超長波には極渦と亜熱帯高気圧にともなった2つのsystemがあることがわかる。便宜のため以下では前者をPolar system (PSと略記)、後者をSubtropical system (SSと略記)と呼ぶことにする。

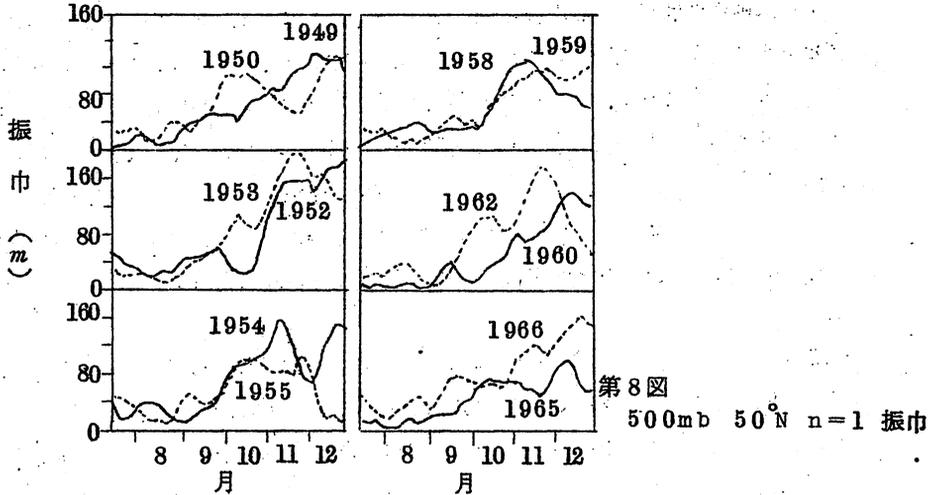
他方70°Nと60°Nでは1月に極小が見られるが、これは前にも述べたように、高緯度で位相角の変動が大きいためである。夏季を除くと振巾が一番大きいのは50°Nで、40°Nや30°Nと違い60°Nと50°Nでは、冬から5月頃まで振巾が余り減らないのが大きな特徴である。50°Nでは梅雨期の6月から7月にかけて振巾は急減し、8月には非常に小さくなる(第5図の2種類の曲線も参照のこと)。60°Nでも夏の振巾は小さくなるが、50°N程でなく夏としてはかなりの値約35mを保っている。以上の経過は、500mb面では夏期でも極渦が極端には弱まらないことに対応している。8月頃の分布の特徴は、60°NではPSが、30°NではSSが存在し、50°Nでは振巾が小さいことである。この分布は極渦と亜熱帯高気圧の間の50°N附近に、平均的な一種の境界があることを示している。この境界は冬には最も南に、また夏は最も北にあり、春と秋にはその中間にある筈である。これは平年の天気図上でもうかがわれ、振巾もこれと平行に変化している。50°Nでは8月から、60°Nでは9月から振巾が増し、40°Nと30°Nより早く11月頃極大となる。40°Nと30°Nでの振巾の増加は10月の末頃からで、明らかに50°N以北より遅れている。

第7図は3月から8月までの期間における、50°Nの振巾の12年間の変化である。6



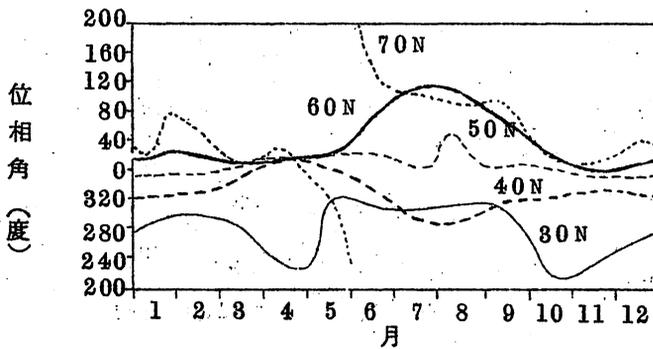
第7図 500mb 50°N n=1振巾

月の振巾の急減が個々の年でも顕著に見られ、特に極東で異常気象が起こつた1954年には、振巾の非常に大きい状態が6月下旬頃まで持続していたことが注目される。第8図は7月から12月までの50°Nにおける、12年間の振巾の変化である。年毎の変動は大



第8図 500mb 50°N n=1 振巾

きいが、秋期の振巾の増加すなわち波数1の波の発達が、10月頃かなり急に始まる傾向が見られる。特に1952年の季節変化は顕著である。第7、8図と第6図を比べると、平年の変化だけでなく、個々の年も考慮に入れる必要があるのがわかる。



第9図. 500mb n=1 位相角年変化

次に第9図の位相角の平年変化を見てみよう。冬期(12、1、2月)の位相角の分布の特徴はすでに知られているように、この波の南北の軸が高緯度程東に傾くことである。4月になると軸の傾斜はなくなって南北に立つようになり、70°Nから40°Nまで波の平均位置は一致する。続いて5月から7月にかけて60°Nの波は東進し、40°Nでは反対に西進する。60°Nの波は8月から10月にかけて西進し、冬の位置に再び戻る。10月頃から冬期に現われる南北の軸の傾きが40°N以北で確立され、12月にはすべての緯度で冬

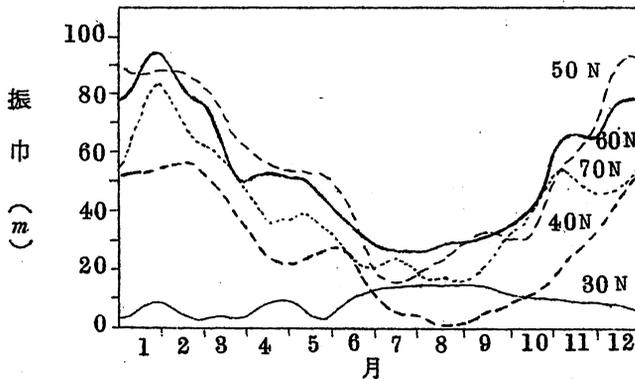
の状態に帰る。50°Nでは位相角は略一定している。これらは毎年の変化についても、平均的に見られる季節変化である。しかし特に高緯度では変動が大きく、9図のようなきれいな例は少い。したがって第9図は季節変化のモデルと考えた方が適切である。

一方低緯度では高緯度と異なった変化があり、30°Nでは冬と夏の位置がある。冬の位置はPSに、夏の位置はSSにもなったものであるが、その差は割合小さい。また振巾が非常に小さくなる4、5月と10月頃、位相角に不連続な変化が生じる。これはPSとSSの春と秋の交替を表わす。40°Nでは5月頃から波が西進し、7、8月頃30°Nの波の位相角と略同じになり、60°Nと40°Nの波は逆位相となる。これは亜熱帯高気圧の発達と北上の影響が30°Nより後に現われることを意味している。このように位相角も振巾と対応して変化し、この季節変化からいっても、超長波の波数1にPSとSSがあるのが認められる。

波数1およびこれから説明する波数2と3の超長波の季節変動で注目されるのは、(1)季節に特有な波の発達、減衰とその平均位置、(2)転換期の波の移動(東進、西進)と不連続な平均位置のshiftである。空間および時間スケールの大きな大循環の変動が、東西方向に最大のスケールを持つ波で、よく代表されるということは興味深い事実である。

(B) 波数 2

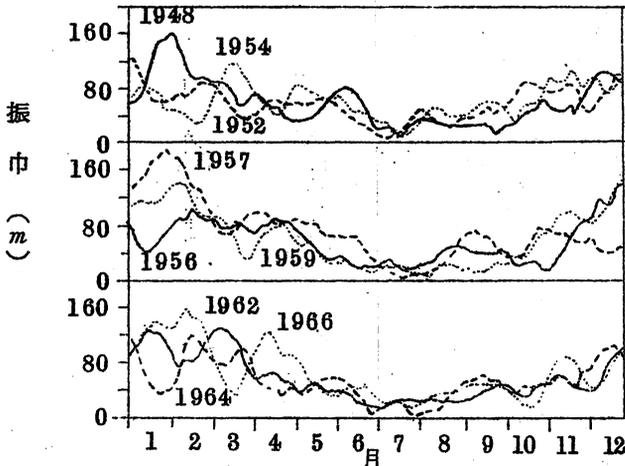
第10図は波数2の波の振巾の変化である。30°Nでは振巾が小さいのでこれは除くと、



第10図 500mb n=2 振巾年変化

各緯度の振巾はかなり似たような変化を示す。この波は超長波の波数1~3の波のうち、最も cosine に近い変動をしている。PSは1月頃最も発達し以後漸次弱まっていくが、波数1で述べたような急速な振巾の減少は顕著でない。夏期には40°Nで振巾はほとんど zero となるが、60°Nではそれ程小さくはない。夏期にもやはりPSの存在が認められる。しかし低緯度のSSの発達は見られない。30°NでPSやSSの発達が見られないのが、波数1の波と違う点である秋から冬にかけての振巾の増加も、波数1程顕著ではない。

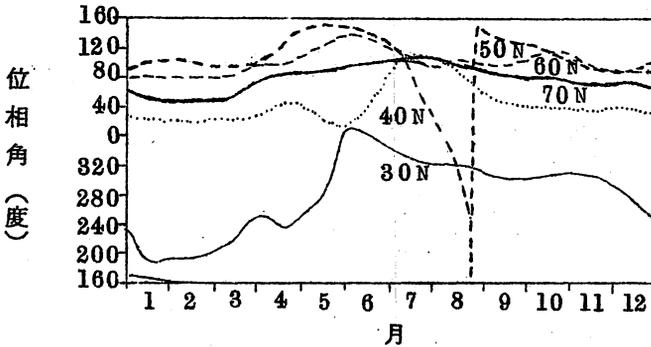
第11図は50°Nの振巾の年変化の9年の例である。図でわかるように年々の変化は大



第11図 500mb 50°N n=2振巾

きい。平年の変化(第10図)に示されている2月頃からの振巾の減少も、第11図では約半分の例がはっきりしていない。11月頃の振巾の増大も比較的にゆっくりとしている。

次に第12図の位相角の変化を調べてみよう。振巾の小さいために生じた40°Nの8月

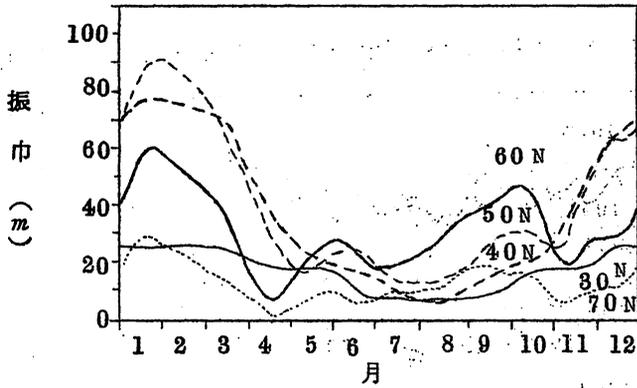


第12図 500mb n=2 位相角

の不連続変化と、30°Nの変化を除くと、各緯度の位相角の季節変化も単調で、似たようなものである。波の南北の軸は位相角で約60°、経度で約30°ほど高緯度で西に傾いている。波数2の波はこれといて特有な季節変動をしないので簡単にのべたが、しかしこの波は極渦の変動と密接な関係があり、大循環の変動にとって重要な役割を演じている。このことについては別の機会に報告したいと思っている。

(C) 波数3と4

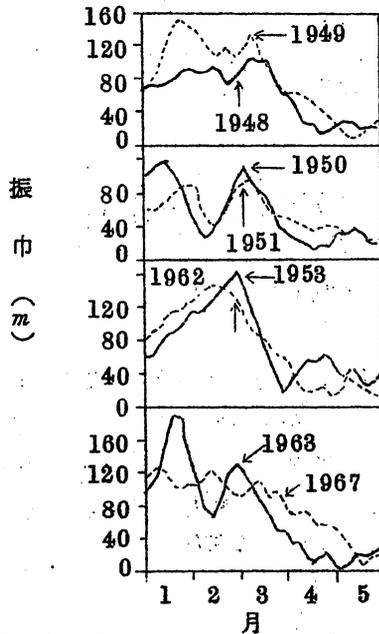
波数3の波の平年の振巾にも、顕著な季節変動がある(第13図)、その一つは1月頃極大に達した振巾が、3月を中心として急減することである。60°Nでは4月に極小があり、



第13図 500mb n=3 振巾年変化

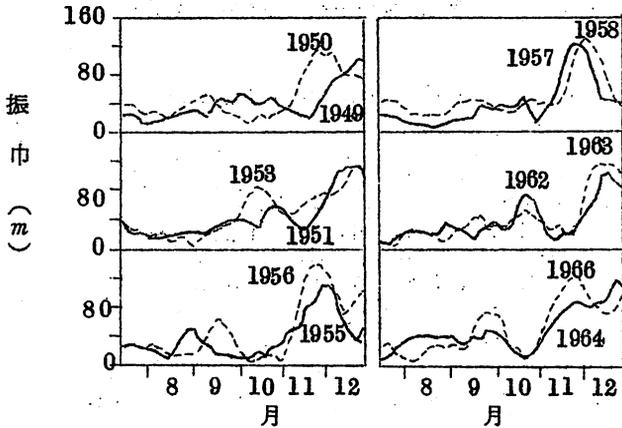
その後振巾は増大して7月と10月に極大が現われる。8月の振巾は 50°N 以南で小さく、 60°N ではそれ程小さくない。波数3の場合にもSSは発達せず、PSだけが卓越している。一般に 50°N の変化は 60°N と似ており、 70°N と 30°N の振巾は小さくて、季節変動ははっきりしたものではない。10月頃から 60°N の振巾は減り、 50°N と 40°N の振巾が大きくなるのは、振巾の極大の緯度が極渦とPSの発達に伴って、南へshiftする傾向があるからである(§8(C)参照)。

第14図は3月頃 50°N で振巾が急に減少する8年間の例である(1955年と1961



第14図 500mb n=3 振巾

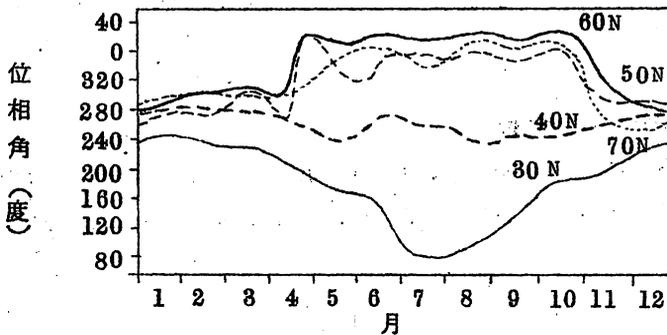
年の例は第4図にある)。この図から、冬から春にかけての波数3の波の季節変化は、非常に著しい現象であることがわかる。この原因はまだわかっていないが、おそらく冷熱源分布と関係したものであろう。すなわち、波の発達状況は年によって違い、1ヶ月内外の週期的変動はあるにしても、冬には波数3の波を維持する何等かの要因がある筈である。この要因が季節的に弱まれば、波は不安定化して冬の振巾のレベルを維持できなくなり、急速に減衰すると考えられそうである。第15図は7月から12月までの12年間の変化



第15図 500mb 50°N n=8 振巾

の様子である。やはり年毎の違いが大きい程極端ではなく、11月頃波が急に発達する傾向が認められる。

波数3の波の位相角(第16図)にも、振巾と対応した季節変動が見られる。60°Nで



第16図 500mb n=3 位相角年変化

は12月から3月頃まで略一定の位相角は、4月と11月に不連続な変化を示し、その間5月から10月まで再び一定になっている。70°Nと50°Nの変化もこれとはほぼ同じである。以上説明した経過を要約してみよう。PSは冬にはその平均位置(位相角で約290°)で発達し、振巾の極大の緯度は40、50°Nにある。4月頃その平均位置は急に東に

shift して暖候期の位置に移り、振巾の最大の緯度も 60°N に移る。11月には逆の転換が生じ冬の状態に帰る。また夏にもSSは見られない。振巾や平均位置の変化は、極渦と亜熱帯高気圧の季節変化と対応しており、波数3の波も大循環と関連して季節変化の顕著な波である。

波数4の波の季節変動は、波数1~3の波より小さく（図は省略）、 50°N では冬の振巾は30m、夏は5m位である。いま半月天気図上の波の振巾を年毎に計算し、その20年間の平均値を作り、1月と7月の大体の値を比べたのが第2表である。

第2表 波数3の波の振巾（半月）

	60°N	50°N	40°N
1月	50m	65m	45m
7月	37m	35m	20m

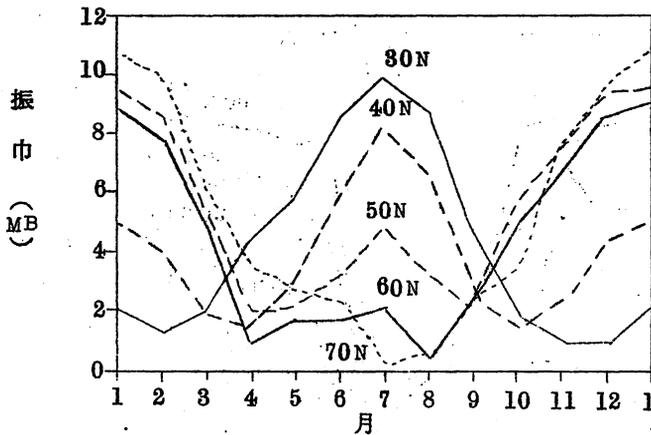
この表の振巾は平年の振巾より割合と大きい。 60°N では夏と冬の差は小さいが、 50°N と 40°N では夏は冬の約半分になる。すなわち波数3・4の波の振巾の季節変化は、 60°N 以北より 50°N 以南で大きい。ところで実際の天気図上では、夏になると波数の大きい波が卓越してくる。これは調和分析で求めた波数1~3の波の振巾が、波数4位の振巾と comparable になるためである。波数4の波の位相角、波数5と6の波の季節変化は小さい。すなわち500mb面のプラネタリー波の季節変動は、超長波の1から3または4に顕著に現われる。

§6 地上の超長波の季節変動

地上の半月平均気圧はかなり年数があるが、現在すぐ使えるように整備されていないので、この節では1963年と1964年の月平均値、平年月平均気圧（1952、USWB）を用いて解析した。

(A) 波数1

第17図に見られるように冬期にはPSが発達し、 40°N 以北では1月に振巾の極大が現われる。地上のPSというのは、上層の極渦に対応する地上の循環系（地上の作用中心）に附随した超長波を意味する。500mbと違って、 30°N では冬は振巾の極小の時期であり、地上では冬でも 30°N 附近に亜熱帯高気圧が存在することと関連している。2月から 40°N 以北のPSは平行して急速に弱まり、4月頃極小になるが、この頃 30°N ではSSがかなり発達している。春に振巾が増加し始めるのは 40°N では4月、 50°N では5月頃



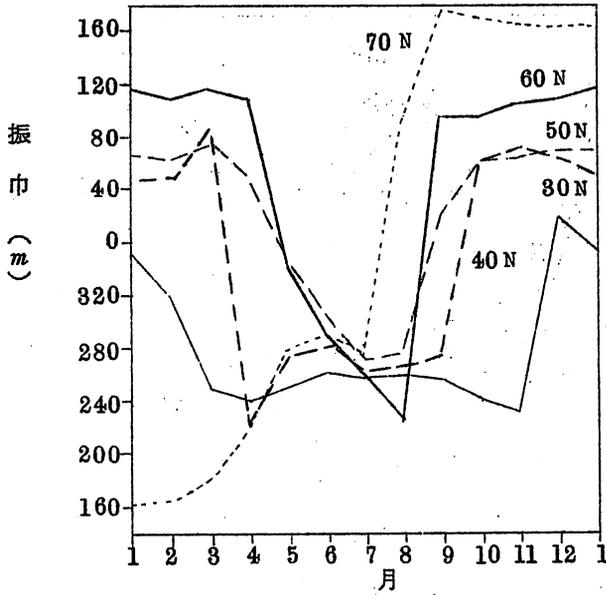
第17図 地上 n=1 振巾年変化

からで、 30°N よりいずれも遅れている。SSは夏に強く発達し、 50°N でも7月に弱いながら極大が出現する程である。SSの振巾の極大とPSのそれとが、略同じ値であることも注目される。一方 70°N と 60°N では8月頃振巾はほとんどzeroとなる。すなわち地上の高緯度では、夏になるとPSが非常に弱くなってしまふ。

夏から冬にかけての経過は、冬から夏にかけての経過と丁度逆である。極渦の発達と膨張の影響が、高緯度から低緯度へと平均的に移る様子が、第17図にうかがわれる。

地上と500 mb面の違いで、2、3興味のある事実が認められる。まず500 mb面の 50°N ではPSが5月頃まで持続し、6月頃から急に弱まり、夏には殆んど見られないのに反し、地上ではPSが衰弱するのは春季で、 50°N でも夏に極大が生じることである。さらに地上の 40°N ではSSの方がPSより強く発達し、500 mbの 30°N では逆にPSの方が強い。またPSとSSの転換が最もはっきりしているのは地上では 40°N 、500 mbではそれより 10° 南の 30°N である。これらもすべて、地上および500 mb面における極渦と亜熱帯高気圧の差異で説明がつけられる。

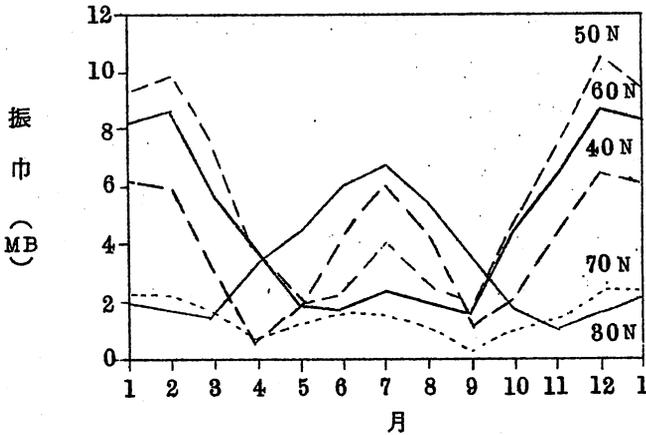
第18図に掲げた位相角の季節変動もまた明瞭である。冬と夏の平均位置、春と秋の平均位置の不連続な転換、転換の時期が高緯度と低緯度でずれる等は全て説明を要しないであろう。位相角も振巾とよく対応し、大循環の季節変動を代表している。



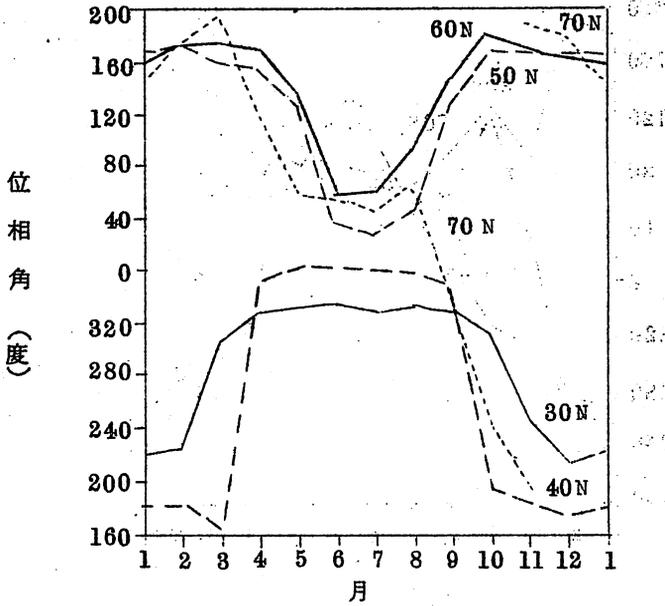
第18図 地上 $n=1$ 位相角年変化

(b) 波数 2

第19図 a、bは波数2の波の振巾と位相角の年変化で、波数1の場合とよく似ている。違いがある点は、SSの発達が波数1程強くないことと、70°Nの振巾が年中小さいことである。40°NではPSとSSの極大値は同じ値である。平年の天気図上では、波数3と4の波の振巾は共に小さいので省略した。



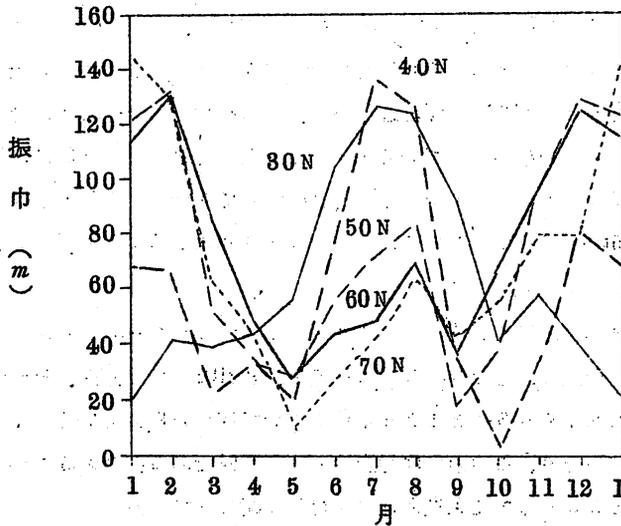
第19図 a 地上 $n=2$ 振巾年変化



第19図b 地上 $n=2$ 位相角年変化

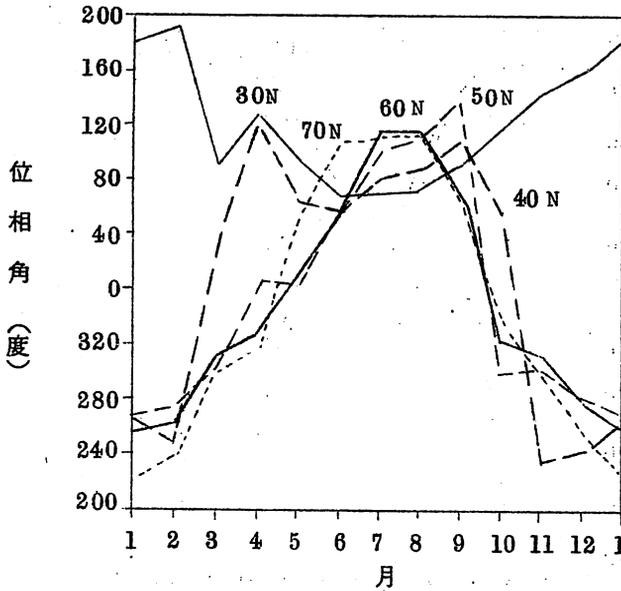
§7 100mb 面の超長波の季節変動

100mb 面の計算は1951-1960年の10年平均値を用いたもので、第20図a、



第20図a 100mb $n=1$ 振巾年変化

bは波数1の波の振巾と位相角である。地上の振巾と比較すると、細かい点を除いて、非常によく似ているのがわかる。地上の亜熱帯高気圧と100mbの亜熱帯高気圧(チベット高)が強く発達するので、8月の発達も著しく、50°Nでも8月は極大になる。この50°Nというのは7月に、亜熱帯高気圧の一番外側と見られる等高線が走っている平均の緯度である。

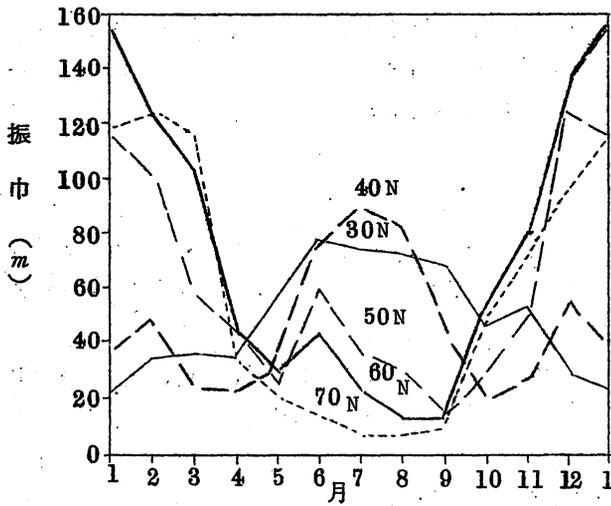


第20図b 100mb n=1 位相角年変化

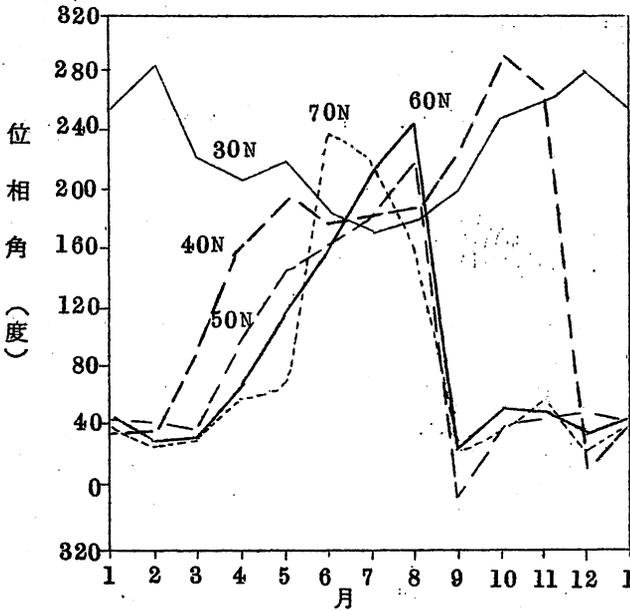
このような等高線は500mb面では40°N附近を走っており、このことと平年の天気図の比較から、夏期には100mbと地上の亜熱帯高気圧は500mb面よりも北上していることがわかる。いかえると500mb面附近の層は、上層や地上と比べて亜熱帯高気圧が最も北上しない層である。この事実に基づいて次のことが説明できる。『夏期には地上と100mbの30°N、40°NでSSが顕著に発達し、それに伴って50°Nにも極大が現われる。またPSは弱い。他方500mb面では50°N附近にPSとSSの境界があり、30°Nに見られるSSの発達も顕著でない。』

100mb面の波は季節的に移動する(第20図b)、すなわち60°Nでは7、8月頃までは東進、それ以後は西進し、また30°Nでは逆に7、8月頃までは西進、それからは東進する。これらはいずれも1963年と1964年について確かめられている。40°Nでは春と秋に位相角の不連続があり、この点では地上の変化と同様である。なお5月から10月頃までは、100mbと500mbで東進西進が平行して起こっている。

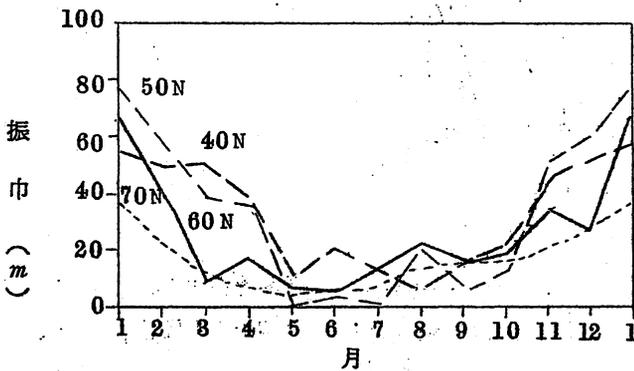
波数2の波の振巾と位相角は第21図a、bに示した。地上の波数2の波と違う点は、冬期70°Nでも振巾が大きいのと、40°Nでは小さいことで、その他はよく類似している。また30°Nでは波数1のように東進西進することと、60°Nの4月から8月頃までの位相角の変化からは、現在のところは東進していると断定できないことだけを述べておく。第22図は波数3の波の振巾である。60°Nで1月から3月までかなり振巾が減少することのほかは、



第21图a
100mb n=2 振巾年变化



第21图b
100mb n=2 位相角年变化



第22图
100mb n=8 振巾年变化

季節変化は割合単調である。振巾の年変化の巾は 60°N で約 60 m で、これは 500 mb 面上の波の場合と同じであるが、 100 mb 面の波数1や2の波よりかなり小さい。振巾の値も 100 mb 面としては小さい。位相角の変化は省略した。

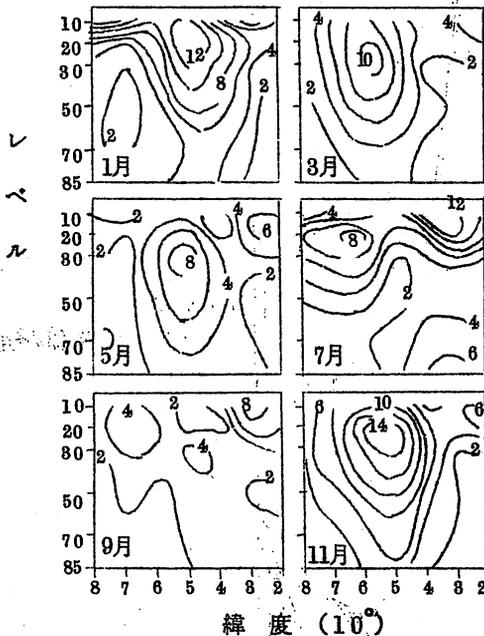
§ 8 超長波の垂直構造

この節の資料は10年平均の $850, 700, 500, 300, 200, 100\text{ mb}$ の月平均高度である。同じ資料でやはり3.6項の調和分析をした解析が、朝倉(1968)によってなされている。地上の位相角は平年の月平均高度によるものである。

ところで、今迄に求めた平年および毎年の変化をすべて考慮し、層、緯度、月毎の特徴や違いを、充分にまた矛盾なく記述するのは容易でない。特に位相角は振巾が小さくても、連続的に変化しているように見られる年もあり、これをどうとるかで結論が違うようなこともある。このような所はなるべくさけるようにしたが、そのために記述が統一的でなく、断片的になった所もあることをおことわりしておく。

(A) 波数 1

第23図は 20°N から 80°N までの振巾の分布を、1月から1ヶ月おきに示した図であ



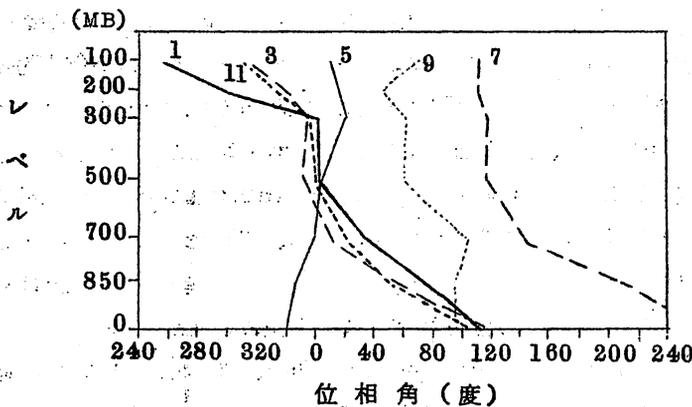
第23図 $n=1$ 振巾垂直分布

る。1月の分布ではP.8が最も発達し、振巾の極大は 50°N 附近に存在する。3月になると振巾は減少し、振巾の極大のレベルは1月の 200 mb から 300 mb 附近に下がり、

極大の緯度はやや北上している。SSはまだ現われていない。5月になると20、30°Nの上空150 mb 面附近と地上(図には示していない)に、SSに伴う振巾の極大が見られる。7月に々と極渦にともなったPSは北に後退し、極大のレベルも上って、高緯度の200 mb 面では振巾はかえって増大する。すでに述べたように、上層と下層ではSSが最も北上して発達し、その間の500 mb 面ではそのことが最も弱い。極渦と亜熱帯高気圧の境界に対応する振巾の極小の部分は、5月には35°N附近にあり、7月には北上して50°Nに達する。9月は季節の転換期で、上層と下層のSSは衰弱しながら南下し、11月には高緯度を除いてはほぼ1月の分布に戻るが、振巾の極大のレベルは幾分低い所にある。

ここで、今迄得られた結果から、一つの考え方を提案したい。『極渦には核または中心部とみなされる領域が、60°N以北の500 mb と300ないし200 mb の層の間にある。(これを極渦核と仮称する)』このことは特にいう程のことはなく、当然のことかも知れないが、超長波の季節変動から幾分量的に推論したのが特徴である。極渦核という考え方は、第23図の7月の分布を説明するには都合がよい。すなわち500 mb 面では極渦核におさえられて、亜熱帯高気圧の北上と発達がそれ程強くなく、極渦を削り取るようなかついで、下層では極渦核の下に、また上層ではその上に亜熱帯高気圧が北上してくる等といえそうである。いずれにしても単に表現だけの問題なのか、何等かの意味を持つものなのかは、将来の課題である。

次に位相角の1ヶ月おきの垂直分布を、簡単のために60°Nと30°Nだけに限って見る

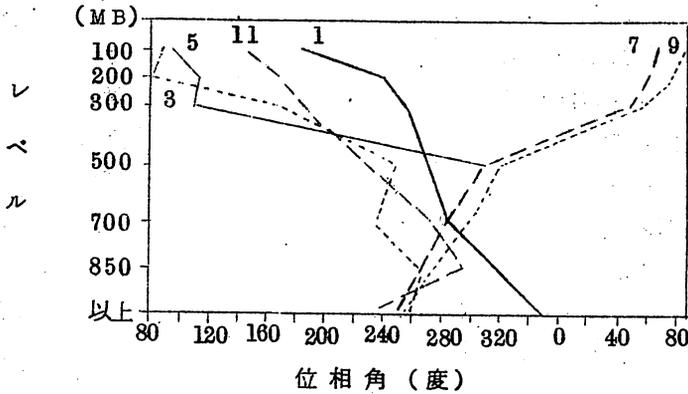


第24図a 60°N n=1 位相角垂直分布

ことにしよう。第24図aは60°Nの場合で、Muench (1965) が示しているように、冬期(11、1、3月)の軸は一般に西に傾く。この傾斜は5月には解消し、軸は大体上下に立ってくる。§5(A)で述べたように、この頃500 mb 面では冬に見られる南北の軸の傾斜が消え、波の軸が南北にも立つ時期であることは興味深い。500 mb 面附近から上の層では、5月から7月にかけて波は東進し、7月から9月には逆に西進する。7月

には700 mb以下で軸は西に傾くように思われるが、地上附近の位相角は振巾が小さいので信用出来ない。ここで注目されるのは、いわゆる“極渦核”が存在する500 mbと300 mbの層では、軸が年中立っていることである。

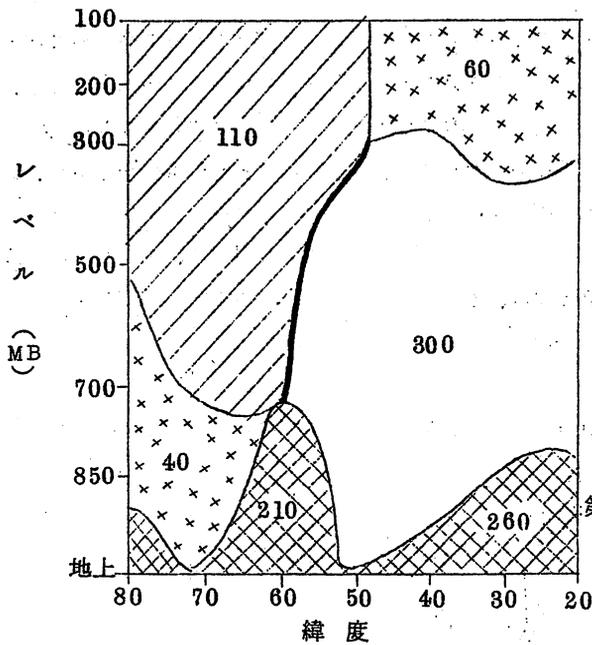
第24図bの30°Nにおける1月の分布では、中層で軸が西に傾く、地上の位相角は他



第24図b 30°N n=1 位相角垂直分布

の月よりかなりかけはなれているが、振巾が小さくて当にならない。上層の位相角についても同様である。そこで30°Nでは位相角の信頼性が高い暖候期に、主として限ることにしてしよう。3月から11月までは地上の位相角はほぼ一定で(約250°)、波数1の波の峯が110°Wに、谷が70°Eにあることを表わしている。これは亜熱帯高気圧が2つの大洋上にあるためである。1月と11月を除き、850 mb以下の波の軸は割合に垂直である。5月には300 mbと500 mbの間に大きな位相差があるが、500 mb面では位相角の不連続がある時期なので、見掛け上のものである。30°Nでは7月になると亜熱帯高気圧がすべての層が発達し、SSも発達するが、この場合には軸は一般に東に傾斜している。しかし500 mbと300 mbの間の大きな位相差は、不連続な変化とした方がよいかもしれない。いずれにしても100 mbと地上では180°の位相差がある。これは100 mbの亜熱帯高気圧の中心が、地上と反対側のアジア大陸上にあるためである。

第24図a、bではPSとSSを代表させるつもりで、60°Nと30°Nの分布を示したが、この図から位相値の立体構造の季節変化を讀取るのは、幾分むずかしい面もある。そこで7月の例についてだけ、位相角の緯度・高度分布を掲げた(第25図)。この図では位相角を、0°から90°毎に4つの階級に分けて示してある。図中の数字は夫々の領域の代表的値である。§5(A)で知ったように、7月の500 mb面では50°N附近を境として、60°Nと30°Nで約180°の位相差があった。これが第25図によると、50°Nないし60°Nの700 mbから300 mbまで伸びているのがわかる。この不連続面は振巾の極小域とよく一致しており、極渦核の存在を支持する他の一つの根拠である。PSが5月頃

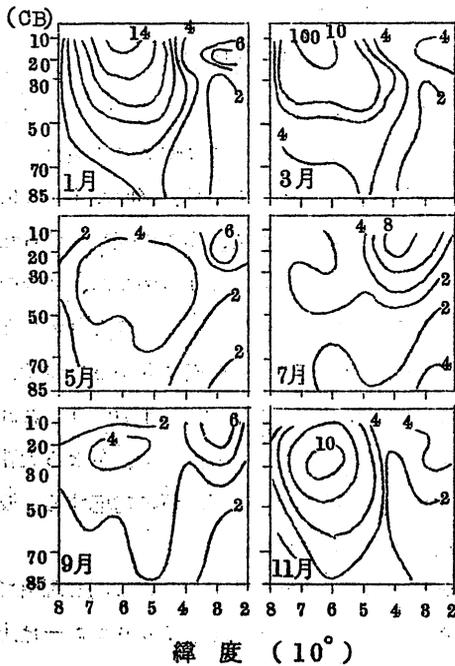


第25図
7月 $n=1$ 位相角垂直分布

から東進し、7月にはSSと逆位相に対峙するようになることは興味深い。おそらく極渦と亜熱帯高気圧の相互作用のようなものと、関連しているであろう。

(B) 波数 2

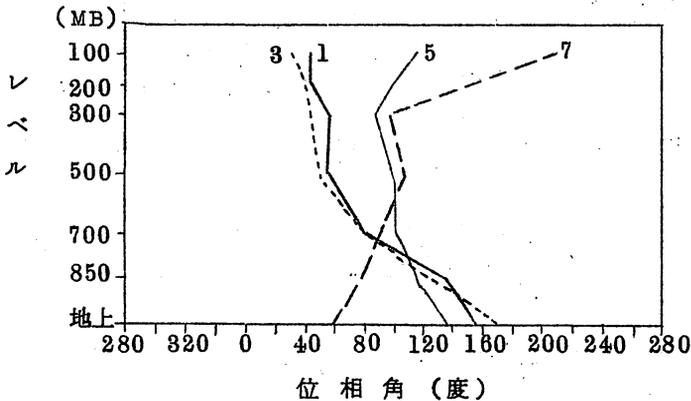
第26図は波数2の波の振巾の垂直分布を、1ヶ月毎に示したものである。1月にはPS



第26図 $n=2$ 振巾垂直分布

がよく発達し、その極大は 60°N の 100 mb 面にある。 30°N の 200 mb の二次的極大の意味はよくわからない。3月に少し衰えたPSは、5月になるとさらに弱くなり、同時に 200 mb と地上にSSの発達にともなう極大が見られる。2つの超長波のsystemの間には、弱いながらも振巾の極小域が存在する。7月にはSSが最も発達するが、低緯度の垂直分布では 500 mb 面の振巾が一番小さく、またPSは相当に弱まる。9月になるとSSは南下し、 60°N の 200 mb 面にPSの弱い極大が現われ、11月にはほぼ冬の状態に戻る。波数1の波と異なるのは、冬期中層で振巾が小さくない(波数1はほとんど位相角が変動しない)ことと、夏期のPSが弱く、SSとの境があまりはっきりしていないことである。

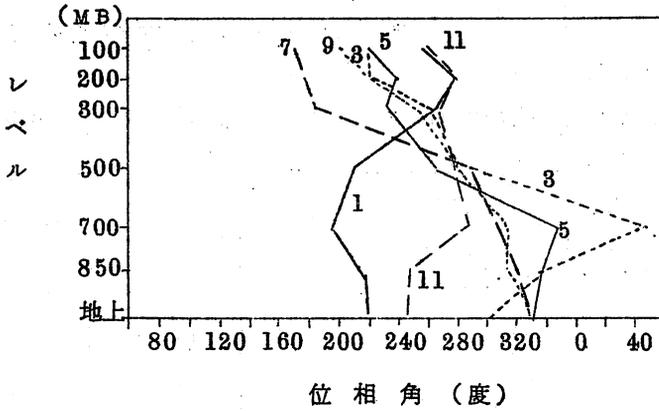
60°N における位相角の垂直分布は、第27図aに示されている。この図では9月と11



第27図a 60°N $n=2$ 位相角垂直分布

月は1月とよく似ているので省略した。9月から3月までは軸は西に傾斜しており、分布の様相も同様である。この位相角は度で表わされているので、経度にするのには2で割ればよい。波数1の波の位相角はそのまま経度になるので、実際の経度で計った傾斜は、波数2の方が波数1の波より小さい。Muench (1965)の例では、2つの波の傾きはほぼ同じで、この結果とは合はない。5月になると軸は一般に立つようになるが、これは波数1の波の場合と同じである。7月の分布は振巾がどの層でも小さいので、除外した方がよい。地上の位相角は夏以外ではほぼ同じである(平均で約 160°)。これは平年の波の峯が 80°E と 100°W に、谷が 170°E と 10°W にあることで、冬なら大陸上の高気圧と、アリューシャンおよびアイスランド低気圧という気圧配置に対応する。波数2の波でも 500 mb と 300 mb の層で軸は年中立っている。

第27図bは 30°N の位相角の分布である。これも波数1の波と同じ理由で、夏季だけについて見よう。7月の軸は 100 mb — 300 mb および 700 mb —地上の間では西

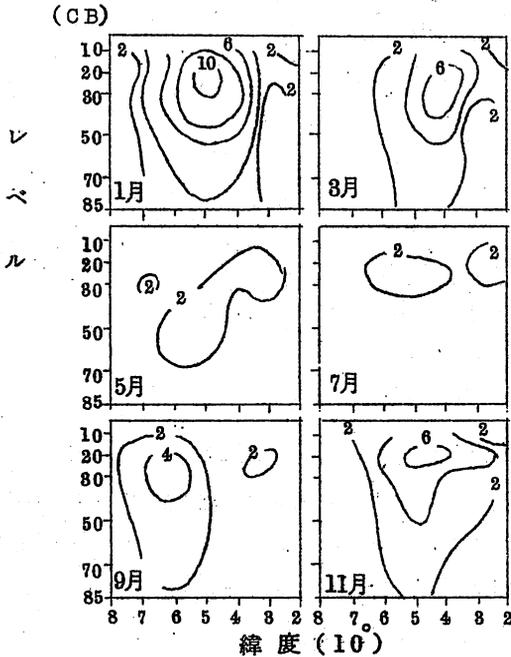


第27図b 30°N n=2 位相角垂直分布

に傾く(500 mbでは振巾が小さいので考えない)。しかしこの傾きは経度によると約60°なので、比較的の小さいといえる。冬を除いて地上の平均位置はかなり一定である。

(c) 波数 3

振巾の垂直分布の変化(第28図)では、SSが発達しないので波数1や2の場合より

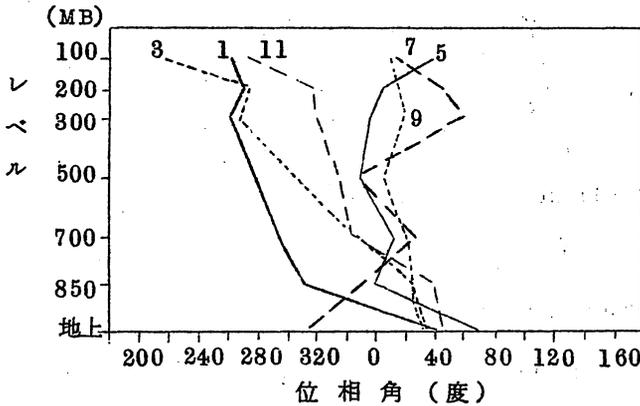


第28図 n=3 振巾垂直分布

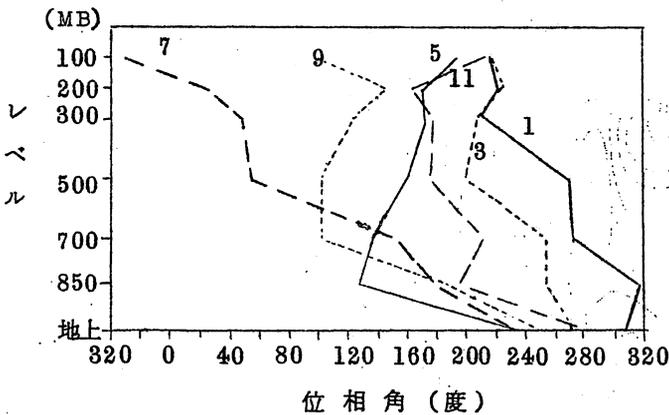
簡単である。5月と7月以外は振巾の極大のレベルは200 mbないし300 mbで、極大の緯度は1月には50°N、3月は40°N、9月は60°N、11月は50°Nで、秋から冬にかけて南下しているように見られる。これも極渦の季節変化と対応している。低緯度に

おけるSSは、夏期にも顕著に発達しない。結局波数3の波が強く発達するのが、亜熱帯高気圧が極渦と違う大きな特徴である。

第29図a、bは1ヶ月おきの位相角の垂直分布を示す。500mbの50°N以北では、



第29図a 60°N n=3 位相角垂直分布



第29図b 30°N n=3 位相角垂直分布

4月と11月頃位相角の不連続な転換があったが、第29図aからこれは大体、700mbから上の現象であることがわかる。7月を除き地上附近では、平均位置の変化は少い。冬期には軸は西に傾き、夏期には垂直軸は立っている。30°Nの分布(第29図b)では、7月以外は割合立っているが、位相角の信頼性はかなり落ちる。

60°Nの超長波、すなわちPSの特徴をまとめると次ようになる。

- (1) 夏期を除き、軸は一般に西に傾く。
- (2) 5月から9月頃迄垂直の軸は立っようになる。この際地上の平均位置にそろっ傾向がある。
- (3) 軸が立つようになるために、ごく下層を除き、波数1の波は東進する。波数2の波

はよくわからないが、波数3は不連続にshiftする。

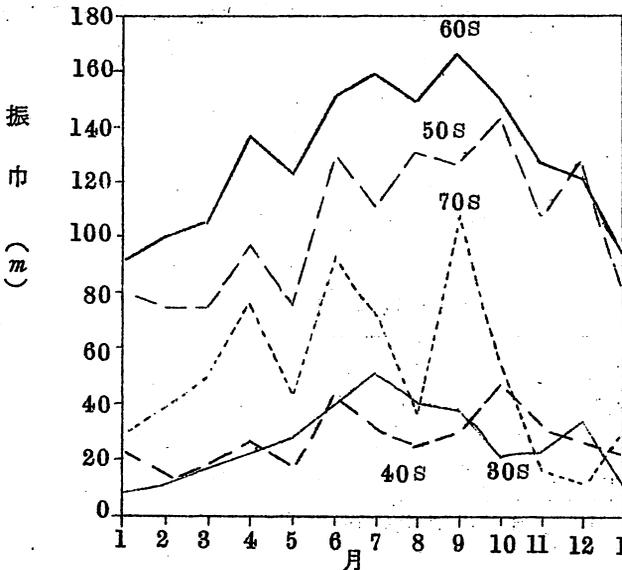
(4) 500 mbと300 mbの間では、軸は一年中垂直である。

ところで解析の結果によると、中高緯度の南北の顕熱の渦輸送は、その70%が波数1~4の超長波によって運ばれ、長波によるものは少い。夏になると反対に、長波による輸送が卓越してくる。一方軸が西に傾斜していることは、平均的に顕熱を北と上方へ運ぶということである。それで軸が立って来るというのは、顕熱の北向き輸送が減ることで、PSの振巾が冬より夏の方が相当に小さくなることも、輸送を減少させる筈である。したがって(1)と(2)の事実は、熱輸送による解析結果と一致する。また戸松が1965年1月について計算した顕熱の北向き輸送では(片山(1969)に紹介されている)、波数2による極大が200 mb附近と800 mb附近に、極小は400 mb附近に現われている。このことも(4)と一致している。30°Nについていうと、7月では波数1の波は東に傾き、波数2は西に傾斜している。PSでもSSでも波数2の波は、熱を北に輸送するsenseを持っていることは興味深い。

§ 9 南半球の超長波の季節変動

南半球では資料が少ないので、調和分析によるプラネタリー波の解析も少い。Anderssen(1965)はIGYの半年間の毎日の500 mb面上の波を分析しているが、特に超長波の季節変動となると、多分ないのではないかと思う。そこで、少い資料ではあるが調べてみた。

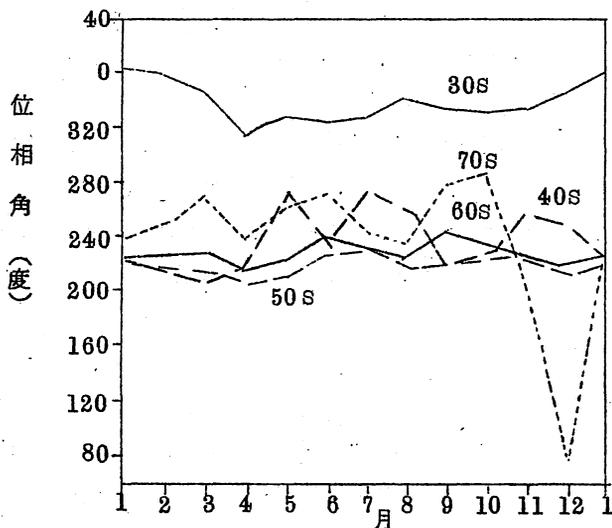
第30図は1959年と1960年の2年平均の500 mb月平均高度を使って求めた振



第30図 南半球500mb n=1 振巾年変化

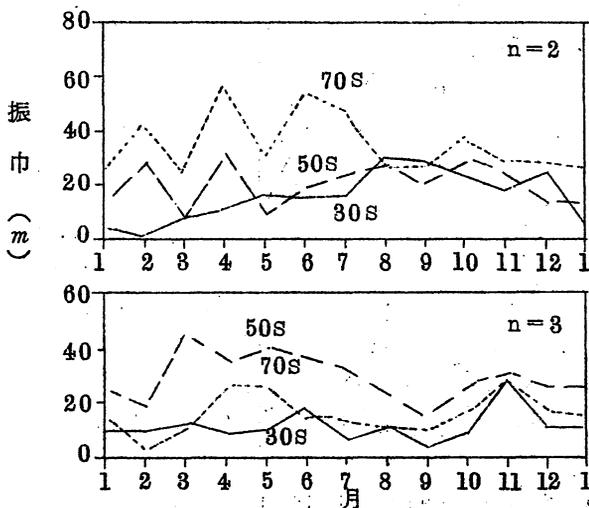
巾である。振巾は 60°S 、 50°S の方が、 40°S 、 30°S よりはるかに大きい。南半球の寒候期に振巾は最大となり、その極大の緯度は12月を除き 60°S にある。 60°S でみると振巾の年平均は、北半球の 60°N の約2倍であるが、年変化の巾(約80m)は共に同じである。したがって波数1の波の季節変化は、北半球と同程度であることがわかる。

次の第31図は、位相角の変化の様子である。細い変動はあるが波の位置は相当定常で、



第31図 南半球500mb $n=1$ 位相角年変化

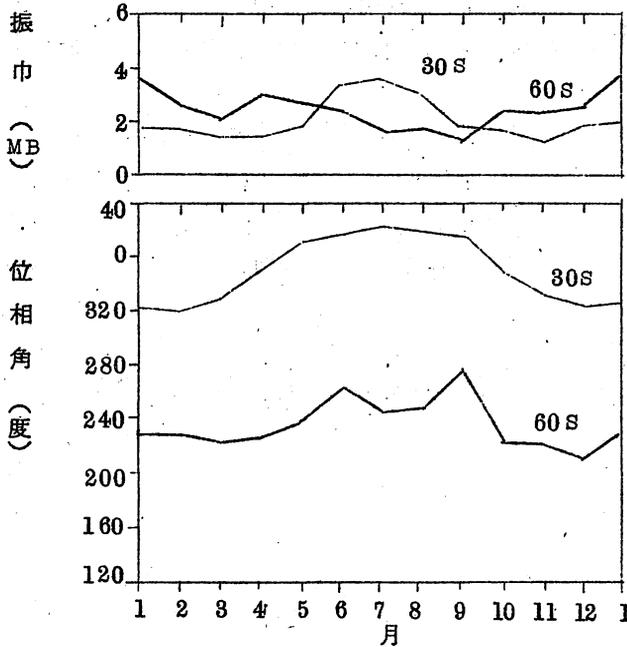
季節変化としては非常に小さい。なお 70°S の12月頃の不連続な変化は、見掛けのものである。第32図には波数2(上段)と3(下段)の波の振巾を掲げた。図に見られるように、



第32図 南半球500mb $n=2, 3$ 振巾年変化

振巾は北半球と比べて小さく、季節変動も弱い。南半球の超長波の季節変動は、波数1の波の振巾だけが顕著である。

最後に第33図の地上の波数1の振巾(上段)と位相角(下段)を 60°S と 30°S につい



第33図 南半球地上 $n=1$ 振巾と位相角年変化

て見よう。振巾はやはり小さく、季節変動は殆んどないといえる。位相角の季節変化では、 30°S に東進、西進が幾分あるようである。Anderssenも500 mb面の波が、定常的であることを指摘している。南半球では500 mbの波数1の振巾を除外して、季節変動が小さいが、これは陸地の影響が少ないことが一つの理由ではないだろうか。Anderssenも波の成因は地形ではなく、海洋の影響ではないかと推論している。

§10 むすび

以上述べてきた結果の要点をまとめると次のようになる。

- (1) 超長波には極渦にもなった Polar system と亜熱帯高気圧にもなった Subtropical system がある。
- (2) 大循環(極渦、亜熱帯高気圧、作用中心)の季節変動は、PSとSSの季節変化とよく対応している。
- (3) プラネタリー波の季節変動は、超長波の1から3ないし4に顕著に現われる。
- (4) 超長波は各波数、緯度、レベルで夫々特有の季節変動を示す。特に不連続的变化が明

際で、季節の転換期に不安定化によると見られる、波の急速な減衰が現われる。

- (5) 極渦には核または中心部と考えられるような領域が、 60°N 以北の500 mb 附近から300 mb ないし200 mb の層に存在していると思われる。
- (6) 南半球の500 mb 面では、高緯度の波数1の波の振巾は大きく、その季節変動は北半球の場合と同程度であるが、その位置は定常性が強く、その他の波と地上の超長波の季節変動は小さい。

超長波を怪物であるといった人がいるが、まさにそんな気がしてならない。この怪物を打倒してその機構を知るためには、物理的見地に立った研究が中心となるであろう。しかし同時に、技術的な研究も必要で、この方面の研究は未だ非常に立遅れているのが現状である。近来における気象の著しい発展のテンポから、超長波に関する理論および技術的研究の飛躍的向上を期待したい。

かなり多量の計算結果を自分なりにまとめ、ごたごたと書いたので、わかりにくくなった点はお許しいただきたい。独断的結論や見方が多々あると思われるので、きたんのない批判をいただければ幸いである。

参 考 文 献

Anderssen, E. C., 1965: A Study of Atmospheric Long Waves in the Southern Hemisphere. *Notos*, Vol. 14, PP. 57-65

Arai, Y., 1965: A Statistical Study of Planetary Waves. *Jour. Met. Soc. Japan, Ser. II*. Vol. 43, No. 1, PP. 42-51.

———, 1970I: A Statistical Study of Ultra-Long Waves. *Jour. Met. Soc. Japan*. (in press).

———, 1970II: A Synoptic Analysis of Ultra-Long Waves. (to be published)

Asakura, T., 1968: Dynamic Climatology of Atmospheric Circulation over East Asia centered in Japan. *Papers in Met. Geophys.* Vol. 19, No. 1. PP. 1-68.

朝 倉 正, 1968: 超長波に関する2、3の特性、天気、
Vol. 15, No. 12, PP. 507-510.

Czehova, E., 1964: A Study of the Planetary Waves in the Atmosphere by means of Zonal Harmonic Analysis. *Geofysikální Sborník*, No. 214, PP. 585-638

Deland, R. J., 1965: On the Scale Analysis of Traveling Planetary Waves. *Tellus*, Vol. 17, No. 4, PP. 527-528

———, 1967: On the Movement and Prediction of Traveling Planetary-Scale Waves. *Month. Weath. Rev.*, Vol. 95, No. 1, PP. 21-30

Eliassen, E. and B. Machenhauer, 1965: A Study of the
Fluctuations of the Atmospheric Planetary Flow
Patterns represented by Spherical Harmonics.
Tellus, Vol. 17, No. 2, PP. 220-238

Fawcett, E. B., 1969: Systematic Errors in Operational
Baroclinic Prognoses at the National Meteorological
Center. Month. Weath. Rev., Vol. 97, No. 9, PP. 670-682

Fujita, T., 1956: Advance of Seasons in View of Upper
Planetary Wave. Papers in Met. Geophys.
Vol. 7, No. 1, PP. 7-28

Haney, R. L., 1961: Behavior of the Principal Harmonics of
Selected 5-day mean 500-MB. Charts. Month. Weath.
Rev., Vol. 89, No. 10, PP. 391-396

Hirota, I., 1968: On the Dynamics of Long and Ultra Long
Waves in a Baroclinic Zonal Current. Jour. Met.
Soc., Japan, Ser. II, Vol. 46, No. 3, PP. 234-249

広田 勇, 1970: 超長波についてこれまで何がわかったか。天気, Vol. 17,
No. 3, PP. 109-111

片山 昭, 1969: 大気大循環と熱, グロースペクター,
Vol. 7, No. 2, PP. 1-64

Kikuchi, Y., 1969: Numerical Simulation of the Blocking
Process. Jour. Met. Soc. Japan. Ser. II, Vol. 47, No. 1,
PP. 29-54

菊池 幸雄, 1970: 大循環数値実験の中の超長波の振舞い。天気,
Vol. 17, No. 3, PP. 23-25

Kubota, S. and M. Iida, 1954: Statistical Characteristics of the Atmospheric Disturbances. Papers in Met. Geophys. Vol. 5, No. 1, PP. 22-34

倉島 厚, 1968: 気象現象のスケールとその予見性について。— 天気予報はなぜ当たらないか —, 天気, Vol. 15, No. 3, PP. 1-10

Muench, H. S., 1965: On the Dynamics of the Wintertime Stratosphere Circulation. Jour. Atm. Sci., Vol. 22, No. 4, PP. 349-360

Murakami, T. and K. Tomatsu, 1965: Energy Cycle in the lower Atmospher. Jour. Met. Soc. Japan, Ser. II, Vol. 43, No. 1, PP. 73-89

西本清吉, 1970: 平均図における超長波。天気, Vol. 17, No. 3, PP. 29-30

新田 尚, 1967: 超長波の運動についての試論。OMEGA, Vol. 6, No. 2, PP. 1-28

Saltzman, B. and S. Teweles, 1964: Further Statistics on the Exchange of Kinetic Energy between Harmonic Components of the Atmospheric Flow. Tellus. Vol. 16, No. 4, PP. 432-435

高橋 浩一郎, 1963: 気象要素の時系列の統計的諸性質。研究時報, Vol. 15, No. 9, PP. 611-621

Winston, J. S., 1960: Some New Data on the Longitudinal Dimensions of Planetary Waves. Jour. Met., Vol. 17, No. 5, PP. 522-531

Yeh, T. -C., S. -Y. Dao and M. -T. Li, 1958: The Abrupt Change
of Circulation over the Northern Hemisphere during
June and October. Rossby Memorial, PP. 249-267