

最近の長期予報の動向*

朝 倉 正**

1. まえがき

日本における長期予報の研究はある特定の熱心な人によってうけつがれつつ進歩してきているので、地方に在住している会員の研究はとかく埋もれたままになりやすい。その意味で前号の松岡氏の「四国地方における長期予報技術の発展」についての解説は高く評価されるであろう。一方、この際、世界の長期予報の動向にふれることも必要のように思われるので、現状と将来の方向について述べる。

長期予報は平均的な気候状態からのずれを予報することが当面の目標となっている。そのずれをもたらすものは、往々にして例年と違った低気圧や高気圧の活動に求められる。そういう面から考えると、少くとも高・低気圧の動向を予測しなければ長期予報がだせないことになる。長期間の高・低気圧の動向は作用中心とよばれている大規模な高・低気圧たとえば、シベリア高気圧とかアリューシアン低気圧に支配され、またこれらの大きな高・低気圧は上空の波数1, 2のいわゆる超長波に支配される。超長波がどうしてまたどのように変化するかを予報する問題はずっとも先端をゆく大気大循環論や数値実験による気候のシミュレーションに直結する。ここに長期予報の進歩と大気大循環の研究との間に密接な関連性のあることが理解できよう。

しかし、大気大循環が究明されたとき、長期予報の研究も完成されると考えるわけにはゆかない。将来、十分な観測をもとにして大気大循環の正確な様相が描かれ、エネルギーや角運動量の釣合いがわかったとしても、それは診断的なことで予報的なことでないからである。また、電子計算機の技術が進歩し、観測網が整備され、方

程式の計算上の隘路が克服されたとして、将来数値予報方程式による長期予報ができるかどうかとなると、いろいろ議論のわかれるところであるが、可能性を信ずる楽天気家の数は少くとも5年前より増しているように感じられる。しかし、月平均気温が平年より僅か1~2°C低いと大冷害になる日本の天候を予報できるかどうかとなると、自信を失う人も多いのではなからうか。

2. 超長波と長期予報

1880年頃の気象は専ら個々の高・低気圧を追跡することに専念していた時代である。この頃 Teisserenc de Bort は北米からユーラシア大陸にかけての天気図を用いて、個々の高・低気圧でなく、もっと大規模な気圧系（作用中心）のあることを指摘しただけでなく、作用中心の変化によって天候のベース変換が起ることに注意を喚起している。この業績は今なお生きている卓抜した発見といわねばなるまい。その後の長期予報の研究はこの発見に基礎をおき、何とか作用中心の位置や強さを予報することに懸命となった。そのことは今日なお続けられているが、作用中心の物理的考察が進まないために、多くの統計的な手法が導入された。たとえば、Walker, Braak などは広域の相関関係を調べ、大気中に北大西洋・北太平洋・南半球の3大振動があることを指摘し、Brückner, Berlage, Haurwitz, 高橋(浩)は大循環に35年, 22年・9年等, 5か月・2.5か月等, 35日, 25日等の周期変化のあることを見出し、これによって予報することが試みられたが、十分な成果をあげるまでに至らなかった。このような統計的研究に将来性があると考えている人は少ないようである。

むしろ、シノプチックな天気図解析から、作用中心と個々の高・低気圧との関係を調べた研究の方が現代の予報の基礎となっているとも考えられる。たとえば、作用中心と移動性高・低気圧とに相互関連があり、ある一定期間高・低気圧はほぼきまった運動をくりかえすが、その

* Recent trend of the long-range forecasting

** T. Asakura 気象庁長期予報管理官室
—1968年10月16日受理—

間に作用中心は高・低気圧の影響をうけて変化する。そのために、次の一定期間の高・低気圧は別な運動をくりかえすというように大気は変動している (Mutanovsky)。また、移動性高・低気圧は作用中心によってきめられる一般流の方向に流される (Baur)。長期予報の研究から生まれたこれら2つの発見を、現代気象学の言葉であらわせれば、前者は一般流とじょう乱との間のやりとりで Index-cycle に相当し、後者は初期の数値予報がとり上げたりが一般流に流されることにあたる。

もともと、そのようにはっきりとした考え方が当時あったわけでないが、Rossby 等の長波の考え方に大きな影響を及ぼしていたことは想像できる。Rossby は北半球の気団や前線の解析図を前にして、シノプチック家としばしば討論し、作用中心の変動の数式化を試みた。Rossby は順圧渦度方程式の擾動解から有名な公式を導き出した。この公式は一般流が同じでも、波長の長い波は西進し、短い波は東進することを表わし、それら長い波と短い波の間に東進も西進もしない波があることを指摘している。その波長を臨界波長といい、約 5,000~7,000km の波長の波である。この臨界波長を境にして、東進したり西進したりするほど実際の気象は単純でないが、同じ一般流の中にある波でも、スケールの大きな波と小さな波とでは運動の方向が逆になることは重要な発見である。

Rossby の公式はそれまで統計的に確められていた遠隔地の大気が相互に関連している事実を理解する最初の手づらとなった。また、Rossby の弟子である Namias 達は早速公式を用いて作用中心の位置を予報しようと努めた。北半球上の高層気象観測網が整備されると共に、アメリカ気象局長期予報課は Namias を先頭に懸命な努力を払いつつ現在にいたっている。彼等の努力はかなり Operational な面に集中し、平均図やその動気候学的特性を参照し、5日以上の長期予報法を組みだしたがその歴史は失敗の連続といわねばならない。Namias 達は Rossby 公式を実際に適用し、実況に合うように補足したり、補助的手段をつくったりした。しかし、その方法は実用面の価値を追及することに汲々としたプラグマティズムな方法といえよう。そこには「何故」 という立場を棄てた研究のゆきづまりを感じさせる。Namias は周期説や太陽活動説を機会あるごとに非難していたが、上記の諸説は高橋(浩)や根本、Baur など「原因」を追及している人達によって推進されていることは興味がある。

作用中心を予報するために案出された Rossby の研究

によって、作用中心の考え方は長波という考え方にうつったように思われる。しかし、当時はまだ長波と超長波という区別はなく、地上天気図の作用中心と、移動性高・低気圧に対応した長波と短波の概念しかなかった。その後、Rosby の研究成果は長期予報よりもむしろ短期予報の分野で生かされ、さらに発展してきているように思われる。すなわち、Rossby が指摘した大気中のうず度が一般流によって再配分され大気の運動が調整されるという考え方は数値予報の初期の時代、Charney と Eliassen の一次元の順圧モデルによって、実際の気象にあてはまるかどうか試みられ、波数7程度の波(移動性高・低気圧)は計算と実測がよく合って東進したが、西進するはずの長波は西進せず、ほぼ同じ位置に停滞している。これは大規模な山岳が外力として働かす大気の流れを強制的に変形させたためと当時考えられた。実際の気象について調べた窪田・飯田は波数4以下は大きな乱渦から小さな乱渦にエネルギーが一樣に流れるときにできるスペクトル分布に似ているが、波数1~3はそれらと全く違う性質があることを指摘し、荒井もまた10年間の資料から波数1~3は平均的には停滞性の波であることを示した。

一方、Le Seur, 和田, 須田, 植木, 朝倉等は長期間にわたる異常天候は大気環流が平年の状態から大きく偏倚し、とくに波数1~3の波が持続的に発達する場合に観測されることを指摘したが、これは作用中心の考え方を波数1~3の長波の変動に結びつけたものと解釈される。したがって長期予報の対象は波数1~3の長波の変動にしばられるようになった。このような背景の下にいつ頃からかはっきりしないが、波数1~3の長波と波数4以下の長波とを区別して考え前者を超長波と呼ぶようになった。

現在の長期予報にとって超長波がとくに重要な意味をもっているのは、大寒波や冷夏などをもたらすブロッキング高気圧を予報できるかも知れないという期待がかけられているからである。初期の頃、安藤、渡辺などは傾圧不安定論を適用して何とかブロッキング現象を説明しようとした、その頃はまだ長波と超長波の区別がはっきりしなかった時代で、偏西風帯の安定理論は傾圧不安定一本の時代であったためにその努力は実らなかった。しかし、当時最新の理論を長期予報の中に組み入れようとした仙台管区気象台長期予報関係者の気迫は今なお松倉、関根、八重樫、古賀などによって続けられ敬服に値いしよう。また、これはそれほどはっきりとした根拠も

なしに出さなければならない長期予報に物理的根拠をもたせようとした人々の苦悩がにじみでている。

村上、渡辺、菊池等が指摘しているように、ブロッキングは偏西風の free oscillation というよりも、forced oscillation によって起こると考えられている。その要因としては地形による強制上昇だけでなく、異常な熱分布を解消させるために起こることが考えられている。これは片山が荒川・Mintz の大気大循環の数値実験で、ノーマルでない熱分布のときブロッキングができた経験からも、かなり確かな原因の1つにあげられよう。また、菊池はブロッキングが形成されたとき波数2の超長波がもっとも大量の熱と角運動量を北極地方に輸送し、4セルの循環ができることを数値実験で示した。また、朝倉は大規模な寒気の吹出をもたらす超長波の変動は波数2がエネルギーの面から重要な因子になっていることを指摘した。

このように波数2の発達・位相変化の予報は長期予報の当面の目標になっているが、超長波の安定理論が確立されていない現在、総観解析の積み重ねによる経験からブロッキングが形成される総観過程をモデル化し、それによって予報する努力が払われている。

村上等が指摘しているように、対流圏の小さなじょう乱は上空にゆくにつれてエネルギーが減少し超長波だけが残る。成層圏天気図をみると、新田・広田・朝倉などがすでに本誌に何回か紹介したように、波数2の超長波が発達している。対流圏と異なり成層圏においては超長波自体がじょう乱の役目を果たしている。これは長期予報者にとってたまらない魅力の1つになっている。というのは従来、長期予報では時間平均をしてじょう乱を平滑化した平均天気図を基礎資料にしている。しかし時間平均することによって、定常的な波が残るので、超長波の動静をみるには都合がよい反面、平均線作によって乱流のような複雑な問題が起きてくる。時間平均をしない毎日の成層圏天気図を解析する限りこのような欠点は生じない上に、超長波の動静を明確につかまえられる利点があるからである。とくに、ブロッキング現象が突然昇温前後に観測されている解析事実は実用上役立つように思われる。また、最終昇温や極夜渦形成の遅速が長期予報に取り入れられ、そのシノプチックな解釈が進められているが、このような研究は世界に先きがけて日本人とくに和田、今田、佐藤、関根、根山、朝倉等の研究によって開発され、ソビエトやイギリスの長期予報に引用されていることは注目してよい。

成層圏における気象現象は対流圏にその源があることはよく知られている。そういう意味では成層圏の気象現象はいわゆる「打上げ花火」に似ていると云う人もいる。成層圏の現象を理解するためには、対流圏気象の基礎の上に立って考えることの必要性はいうまでもないが、長期予報の関係者が成層圏気象に熱心なのは、目新しい事に飛びついたのでなく、約百年前から追求している作用中心の変動をいかに予報するかという問題追求の一面であることを理解する必要がある。

3. 総観解析と長期予報 — 相関シノプチックの考え方

日々の天気予報は高・低気圧、前線、気団の現状をよく解析し、数値予報の予想天気図も参照して、将来の気圧配置を頭に入れた上で天気図に翻訳して予報する。このやり方をそのまま長期予報に適用できないのは、予報期間に比べて、高・低気圧などの寿命が短いからである。すなわち、現在の天気図に現われていない高・低気圧を予報しなければならないので、うず度を再配分するだけの数値予報方式は適当でない。長期予報は常に環流の変革を予想しなければならないが、それに実用上役立つ理論的研究はまずないといいてよく、僅かに数値実験による成果に期待をかける段階である。したがって現状では、総観解析を積み重ね、それを統計的な手法で処理する方法がとられている。これを日本では相関シノプチックとよび、アメリカでは Synoptic-statistical method とよんでいる。

松倉、柏原、久保木、竹永などは大規模な環流の変化過程と日本の天候との関係を追求したが、異常天候の多くはブロッキング過程の中に伴って起きていることを共通して指摘した。そして、ブロッキングが形成される過程を10日前、20日前、30日前と追跡してゆくと、関根、柏原、田代等が指摘しているように太平洋域、および大西洋域からブロッキング波が西進している。このような経験が蓄積されれば、日々の天気図と同じように平均図だけから環流の変化を予測することが可能となる。そこで、ある現象がおきた場合の天気図群とそれと反対の現象がおきた場合の天気図群を比較して、その相違点を追跡するために、両群の差の分布を作ると、それは、Stidd や久保木、朝倉が指摘したように相関図に相当する。その相関図をみると、正相関域や負相関域はまとまった形で北半球上に分布し、ちょうど超長波の相互関連を示しているように見える。この相関図が示すシノプチックな意味を考えながら、予報するので相関シノプチック

クスと名付けられ、これによって気象俚言のシノプチックなイメージが明確化されてきた。たとえば「5月の富士山の風速が強いと、北日本の夏は冷い」という関係は、和田によって次のように説明されている。5月に富士山の風が強いのは、寒冷な空気を伴った北極のうずがオホーツク海地方に南下し、中緯度高压帯との間に強い傾圧場が形成されるためである。北極のうずに伴った寒気は、のちに地上に高気圧を涵養し、夏季、親潮のために寒気源となるベーリング海方面の寒気や北極海の寒気を北日本に移流させるために北日本は冷夏になるという。従来の相関法は縦軸に予報因子、横軸に予報要素をとって予想していたが、うまく当る場合と外れる場合とがあって安心して使える方法でない、それを揶揄して、北海道では「パチンコ方式」とよんでいる。安心して使えない理由は、統計的には相関が定常でないことであるが、方法的には外れた場合の原因を究明して方法の改善を計る余地が全くないためである。

大気は定常時系列でなく、相関の値は資料が増すにつれて小さくなり、しばしば相関関係が逆転することさえある。したがって相関係数の大小だけに関心をもつ方法は必ず失敗している。大気環流との相関図を作っても、やはり同じことがいえる。Lamb, 根本等が指摘しているように、1960年頃から大気環流のモードが変わってきている。佐藤によると、日本の天候を支配する大規模な気圧系の仕組みも変わってきているために、日本の天候と大気環流との相関分布図も変わってきている。すなわち、日本に寒気をもたらす場合を例に考えると、その総観過程は1つだけでなく、北東からくる場合と北西からくる場合とがある。前者の環流型と後者の環流型とは、北半球全体の環流型式は違うのにもかかわらず、両者をこみにして相関をとってしまうと、前者の環流型が卓越していた時期の相関図を後者の環流型が卓越している時期に適用するあやまりをおかすことになる。それを避けるためには、電子計算機を利用してやみくもに相関を計算するのではなく、物理的な考察の下に大気環流をまず層別化してから相関分布を算出し、それを総観的に解釈して意味づけを行なうことである。その際着目すべき点は、極渦と超長波の位相である。日本の天候はしばしば大西洋の偏西風帯が尾根になるか谷になるかによって大きく変る。このことに関連して Girs は、大西洋の環流型式に着目して大気環流を分類しているが、それがのちに極東の環流型を変えてしまうことは興味のある問題である。最近北原は過去20数年間の北半球の環流型を帯状流型、

子午面流型とそれらの中間型とに分類し、大竹は北半球の環流の類似性から予報することを試みている。

相関シノプチックスは大気の teleconnection の一面を表わしている。実際の大気が統計的にきめられた teleconnection と違う場合がある。そのような場合予報は外れる。その原因は恐らく、地表面における境界条件、たとえば、雪面の変動とか海水温の異常などのために、大気は普通と違った釣合い方をすることが考えられる。Namias がこの方法とく「物理的」という表現をしたのは、統計的に得られる大気の teleconnection に境界条件を加味して、将来を予測することを考えているためである。たとえば、1962—63年の世界的な異常気象の冬をもたらした原因論にその例がみられる。1962年の夏から秋にかけて、ハワイ北方の海水温はかなり高温状態が持続した。そのために、その付近では低気圧がしばしば発達する傾向があって、そこに定常的な谷が形成されただけでなく、非常に発達し異常に強いサイクロゲネシスの場となった。これにうず度輸送の考え方を適用し、上記の大気の teleconnection の作用を組み合わせると北米西岸からアラスカにかけて尾根が形成されるようになる。ハワイ北方の暖水温に維持される谷が持続する限り、アラスカの尾根も持続的に強められ、北米東岸に沿う谷に向って、極気団を送りこむ作用をする。この極気団は例年になく強いので、北米東岸を北上する低気圧群を急速に発達させた。その結果例年の位置より南方で低気圧は閉塞し、アイスランドやヨーロッパ北方にブロッキング高気圧を発生させ、同地方は異常な暖冬となったという。この研究に示されるように、大循環の統計的構造に境界条件を加味することは、将来性のある一方法と考えられる。

4. 境界条件と長期予報

従来、長期予報では太陽活動、火山爆発、海水、海水面の異常に目をつけて予報の目安になるものをさがしてきたが、その結論は各人各様でまとまりがつかない。1965年7月29—30日に Colorado で開かれたセミナー「地球大気圏外の変動と気象現象への反応」をみると、太陽活動については必ずしも肯定的な意見だけとはいえないように思われる。

村上の放射平衡の数値実験はこの種の考察を進める上で、貴重な資料を提供する。水蒸気、二酸化炭素、オゾンなどの気体分布は観測値を用い、太陽常数が10%増加、すなわち 2.21 y min^{-1} になったときの平衡温度を計算すると約10度上昇する、太陽常数の変動は天王星と海

王星によって反射される光の測定から2%の変動があると報告しているものもあるが、一般には0.数パーセント程度と信じられている。19世紀後半には太陽定数ははじめ約0.3%減少しその後0.7%増加したといわれる。その変動幅は1%になるので、平衡温度は1度かわることになる。長期予報というより気候変動の面からは太陽活動が無視できない事になる。

また、大気中の水蒸気が50%増加(減少)すると地上の平衡温度は5~10度上昇(下降)する。長期予報上もっとも重要な因子は雲量とくに下層雲の雲量である。下層雲量が1増すと温度は5度下がり、中層雲量1増すと温度は2度下がる。これに対し上層雲はほとんど影響がない。しかし、大気全体の気柱についていうならば、結果は逆に上層雲がもっとも影響し、下層雲は余り関係しない。雲量のもっとも変動しやすい量なので、大気中の長期間の運動を考える場合、もっとも取扱いにくいにもかかわらず、重要な因子である。雲と同程度に重要な因子は地表アルベードの変動とそれによる温度変化である。同じ日射量に対し地表アルベード0.1増すと約10度上がる、アルベードは波のない海面で0.07、雪上で0.6、地面が湿っているか乾いているかだけで0.1違う。村上のシミュレーションによると太陽がヒマラヤの頭上を照らす初夏の頃、残雪があるか、乾燥しているかどうかの地表面における境界条件は、そこに形成されるモンスーン循環の強さに大きな影響を与える。したがってモンスーンの前報は、チベット高原における冬の積雪量、春の融雪の遅速の境界条件を予測することが重要である。面白いことに、インドの長期予報はつとにこのことを知っていて、積雪状況を通してモンスーンの前報を昔からやっている。

境界条件としての海の状況、たとえば海水分布、海水温分布が長期予報上重要であろうことは昔から云われてきたことであり、昭和9年の東北地方大冷害を契機として、海洋観測船凌風丸が日本ではじめて建造された。しかし、その観測結果を直ちに長期予報に利用するには、海気交換、その feed back による変動など海が大気に及ぼす経過が複雑すぎる。三陸沖の海水温が低くても、冷害にならない。むしろ、大気の運動が海流の状況をかえ、表面水温の変化が大気に作用するという二重、三重の feed back を考えねばならない。Namias は最近この種の考え方を適用し、干ばつなどの異常気象がおこる原因を海洋に求めている。

また、久保田は気圏・水圏のノーマルなエネルギー収

支を解析しているが、Sawyer はノーマルよりも約 $80 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ の熱量が余分に大気にあたえたとき、どのような影響を大気にあたえるかをしらべた。それによると、現象のスケールによって効果は違い水平波長4000 km 以上になると無視できない、たとえば、海水域の変動が年々数千 km に達するときは、それが大気に及ぼす影響は無視できないが、例年観測される程度の変動ならば問題にならない。しかし、北極海が全面水結している場合と open Sea の場合とでは(現実には起こらないことであるが)環流に及ぼす影響はかなり違うことが想像され、低気圧経路が現実にくくなるという。また、片山・Mintz などの数値実験によると、海の水で蔽われるか、陸の水で蔽われるかによってシベリア高気圧の中心位置が大きくずれるという。

このように、長期予報にとっては境界条件の変動を知ることは何よりも重要であるが、それをどのように予知し、予報に組み入れるかが当面の問題になっている。Adem は大気を加熱する放射、海面からの顕熱輸送などを予報できる温度などの一次関数であらわし、数値的に地上気温や対流圏中層の月平均気温偏差を予報している。北米上の気温、北太平洋、北大西洋の水温の予報成績(1年間の平均)は、気候、持続性、保償性のどの方法よりもすぐれているという。Namias 達は Adem の研究を高く評価しているが、出発となる方程式の取扱い方には問題が多く将来性のある方法とは思えないが、1つの興味あるゆき方であろう。

最近、都田は実際に観測された資料を精密に解析し、対流圏から成層圏までを含めた9層モデルを用いて14日までの毎日の天気図を予報し、従来15日までの予報が限界といわれてきた予報期間をさらに延長することに大きな希望がもてるようになった。Von Neuman (1955) は数値予報が成功を修めてゆく分野の順番を予見したことがある。それによると (i) 短期の変動 (ii) 気候 (iii) 気候変動の順になっている。十数年たった今日これを見ると、Von Neuman の予言 (i) (ii) に成果をあげてきているように思われる。しかし、面白いことに長期予報のことにはふれていない。これは、上記3項よりも長期予報がはるかにむずかしいことを知っていたのかも知れないし、あるいは (i) (ii) が完成すれば解決できると考えたのかははっきりしない。また、予報の可能性について疑問を残していたのかも知れない。長期間の予報の可能性については、2つの大気モデルを用い、普通考えられる程度の観測誤差を与えた気温場と誤差を与えない気

温場から出発し、30日さきまで計算を繰返し両者の差が、任意に選んだ2つの天気図の差と同じになる日をもって、予報のできる限界日とすると約2週間となる。しかし、これを最終結論とするわけにゆかない。Namiasの紹介によると Robenson (1967) は「約2週間というのは必ずしも実際大気についていっているのではなく、モデル大気についての結論にすぎない。とくに大気のスベクトル分布が違っているので、長期予報を議論するには致命的な欠陥」ということになれば、予報期間は将来さらに延長される可能性がある。

先日 Mintz 教授が来室されたとき、Computer Meteorology という面白い表現があった。境界条件を変えて電子計算機にかけることにより、いろいろな大気の運動を再現し、その物理的構造を明白にする研究は長期予報にとって有効な指標となろう。

5. むすび

ここで長期予報について結論をのべることが望ましいのであろうが、筆者にとっては荷が重すぎる。しかし、敢えて言うならば長期予報の歴史は一貫して、作用中心の変動をいかに予報するか、境界条件の変化をどのように予報に組み入れるかに努力を重ねてきている。大循環や数値実験の研究は長期予報にとって無関心でおられないのも、そのためであり、これによって大規模な気圧系の変動を物理的な考察に基いてより深く「理解」することができるからである。しかし、これらの研究によって長期間の予報が完成すると考えるのは直情すぎるのでなからうか。むしろ、つぎつぎと予報の出発点が高次になってゆき、予報の困難性をもっと具体的に明らかになりつつ発展してゆくものと思われる。そして、大規模な大気運動についての不十分な理解を数値実験の結果や過去における経験、資料や統計法則を使って補うことになる。

参考文献

- 1) Teisserenc de Bort, L. (1883): Etude Sur l'hiver de 1879-1880 et recherches sur la position des centres d'action de l'atmosphère dans les hivers anormaux. Bureau Central Meteorologique de France. Annales, Pt. 4, 17-62
- 2) Walker, G. (1923): Correlation in seasonal variations of weather VIII and IX. Mem. India Met. Dept. 24, 75-131 (1923) 3nd 333-345 (1924)
- 3) Multanovsky, B.P. (1933): The present state of long-range weather forecasting methods in U.S.S.R. Met. Messenger, 43, 129-143.
- 4) Baur, F. (1936): Die Bedeutung der stratosphäre für die Grosswetterlage. Meteor. Z. 53, 79-247.
- 5) Rossby, C.G. and collaborators (1939): Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. J. Mar. Res., 2, 38-55.
- 6) Namias, J. (1953): Thirty-day forecasting-a review of a ten-year experiment. Meteor. Monogr. 2, No. 6, Amer. Met. Soc. 1-83.
- 7) 高橋浩一郎 (1955): 動気候学, 284p. 岩波書店.
- 8) 須田 建 (1955): A persistent cold out-break in the Far East related to the blocking situation. J. Met. Soc. 34, 137-146.
- 9) Klein, W. H., B.L. Lewis and I. Enger (1959): Objective prediction of five-day mean temperatures during winter. J. Meteor., 16, 672-682.
- 10) Namias, J., (1959): Recent seasonal interactions between North Pacific waters and the overlying atmospheric circulation. J. Geophys. Res., 64, 631-646.
- 11) 和田英夫 (1964): Some aspects of the general circulation of the atmosphere in winter and in summer. Geophys. Mag., 32, 77-106.
- 12) Adem, J., (1964): On the physical basis for the numerical prediction of monthly and seasonal temperatures in the troposphere-Ocean-continent system. Mon. Wea. Rev. 92, 91-103.
- 13) 和田, 朝倉, 田代 (1965): 寒候期予報法の検討, 研究時報, 17, 259-285.
- 14) 朝倉, 久保木, 久保田 (1966): 寒候期予報法の検討, 研究時報, 18, 271-296.
- 15) 和田, 朝倉 (1967): 暖候期予報の検討, 研究時報, 19, 124-159.
- 16) Miyakoda, K., J. Smagorinsky, R.F. Strickler and G. D. Hembree (1967): Two week experimental prediction with a nine-level hemispheric model. Abstract. Bull. Amer. Meteor. Soc. 48, 587.
- 17) Robinson, G. D., (1967): Some current projects for global meteorological observation and experiment. Q. J. 93, 409-418.