

昭和58年秋季大会シンポジウム「東北地方の冷夏について」の報告

1. 総観規模でみた東北の冷夏

二宮 洸 三*

1. はしがき

東北の冷夏は8世紀の昔から凶冷として記録されている。近代的気象事業が始まってからはその長期予報に関連して多くの調査研究がなされ幾つかの総合報告**も書かれている。しかし過去の報告物を読むと、(1) 冷夏(低温)と凶作が区別されていない、(2) 冷夏に関連する大気現象の空間的・時間的スケールの認識が不十分である、(3) 長期予報の手掛かりを求めるに熱心で現象の記述が不十分である、などの不満を感じる。この報告ではこれらの点を補って話題を提供したい。

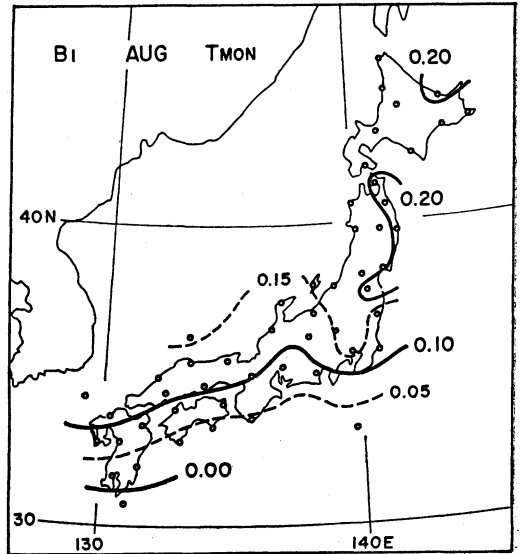
2. 月平均気温でみた冷夏

議論を混乱させないため凶作には一切触れず気温のみを考察する。まず月平均気温(T_M)を扱う。日本列島全体では T_M の分散(30年平均 \bar{T}_M からの偏差自乗平均)は寒候季に大きく暖候季に小さいが東北太平洋岸では分散が夏季にきわだって大きい。この地域では夏季 T_M の年々の変動が大きく冷夏と暑夏の差が著しいのである。

このような変動は他の地方の変動とどのような相互関係を持つものであろうか? これに答えるには主成分分析が有効でこれによって、時間空間関数としての変量 $C(\mathbf{X}, t)$ は、

$$C(\mathbf{X}, t) = \sum A_i(t) \cdot B_i(\mathbf{X})$$

の形式、つまり時間変動係数と空間変動関数の積和、で表現される。全国51地点の30年間(1951~1980年)の T_M を各月毎に分析した。8月には第1成分の寄与率は70%に達する。第1図に8月の $B_1(\mathbf{X})$ を示す。 B_1 は気温偏

第1図 8月の月平均気温の $B_1(\mathbf{X})$ 分布。

差が全国同符号で変化することを示すが、その変動が東北太平洋岸で特に大きいことがわかる。これに対し第2成分の寄与率は13%にすぎない。 $B_2(\mathbf{X})$ (図省略)は日本列島の南と北で異符号のパターンで、北冷南暑や北暑南冷のパターンであるが、東北の気温変動のごく僅かを占めるにすぎない。6、7月の結果も8月にはほぼ等しい。

次に第1成分の時間変動係数 $A_1(t)$ の変化を観察する(図省略)。著しい負の A_1 が2カ月続くこと(1980年7、8月の冷夏)や著しい正の A_1 が2カ月続くこと(1978年7、8月の暑夏)もあるが一般的には2カ月の持続性は乏しく、月々の変動が大きい。すなわち、気温変動では日本列島スケール(第1成分)の変動が卓越するが、その時間スケールは1カ月程度のものである。

以下、最大寄与率を持つ、時空間スケールが大きい第1成分に焦点をあて、それに関連する大規模循環系の特徴に言及する。地上気圧(P_s)と500 mb 高度(Z_{500})

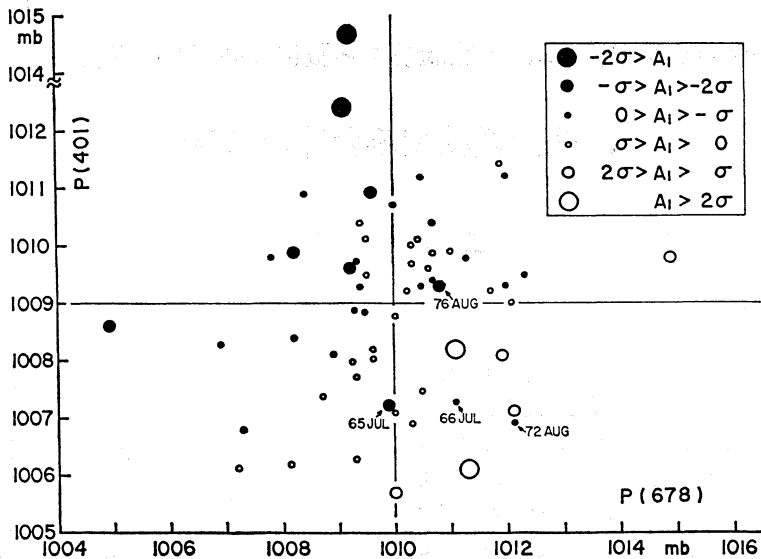
* Kozo Ninomiya, 仙台管区気象台。

** 例えば

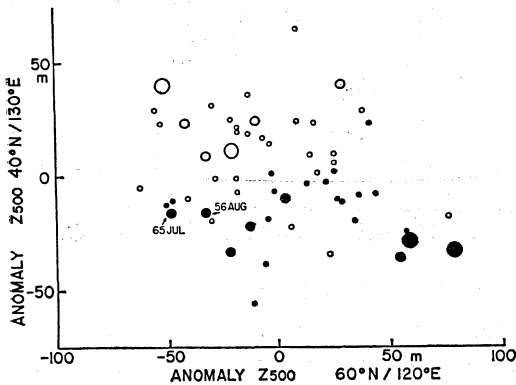
和田英夫・安藤正次・松倉秀夫, 1963: 東北地方の夏季低温, 気象研究ノート, 14, 29-55.

松倉秀夫, 1972: 北日本の冷夏とその予報, 長期予報テクニカル・ノート, No. 13, 325-356.

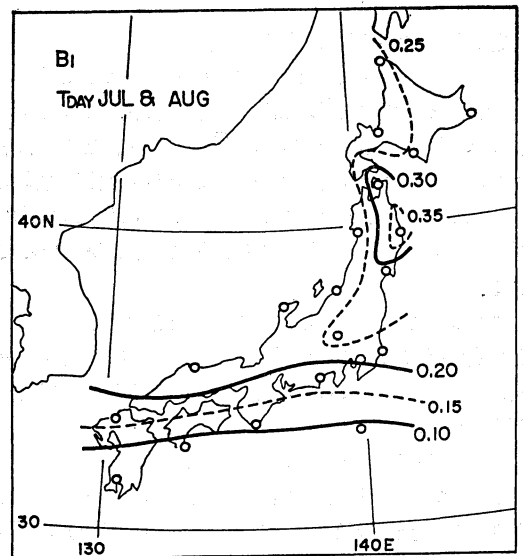
1. 総観規模でみた東北の冷夏



第2図 7, 8月の月平均気温の $A_1(t)$ と、稚内(401), 八丈島(678)の海面気圧との関係。



第3図 7, 8月の $A_1(t)$ と40N/130Eおよび60N/120Eにおける500mb高度偏差との関係。



第4図 7, 8月の日平均気温の $B_1(X)$ 分布。

の偏差分布と $A_1(t)$ とを対比させると、従来から指摘されているように、オーツク海域の P_s 正偏差, 日本南方海域の P_s 負偏差, 60N/130E 域の Z_{500} 正偏差, 40N/120E 域の Z_{500} 負偏差が冷夏(負の A_1) の出現に対応することが多いが例外も少なくない。第2図は稚内(401)と八丈島(678)の P_s と A_1 の大小関係を, 第3図は60N/120Eと40N/130Eの Z_{500} 偏差と A_1 の関係を示したものである。 A_1 の大小と正負は第2図中に示した記号で表現してある。1980年7, 8月の冷夏月, 1978年の7, 8月の暑夏月においては P_s , Z_{500} の特徴的關係がみ

られるが, いくつかの例外もみられる(図中に年月でマークしてある)。後述するが, 各1カ月のうちでも気温は変動するし, 短周期の気温変動に関連した擾乱にともなう P_s , Z_{500} の変動は月平均によって除去されることもあるから, T_M や A_1 が, P_s や Z_{500} の月平均値と1対1に対応すると限らないのは当然である。

月平均海水温と T_M 関係も問題となる。たしかに1980年(冷夏), 1978年(暑夏)には日本東方海域で大きな負と正の水温アノマリーがみられたが, 例外もあり, 相互関係の機構どころか, 事実関係すらも確認できていない。最近ではエル・ニーニョ現象との関連において赤道海域の水温と冷夏の関係を論ずる人もいるが, 確実な事実関係の確認が望まれる。

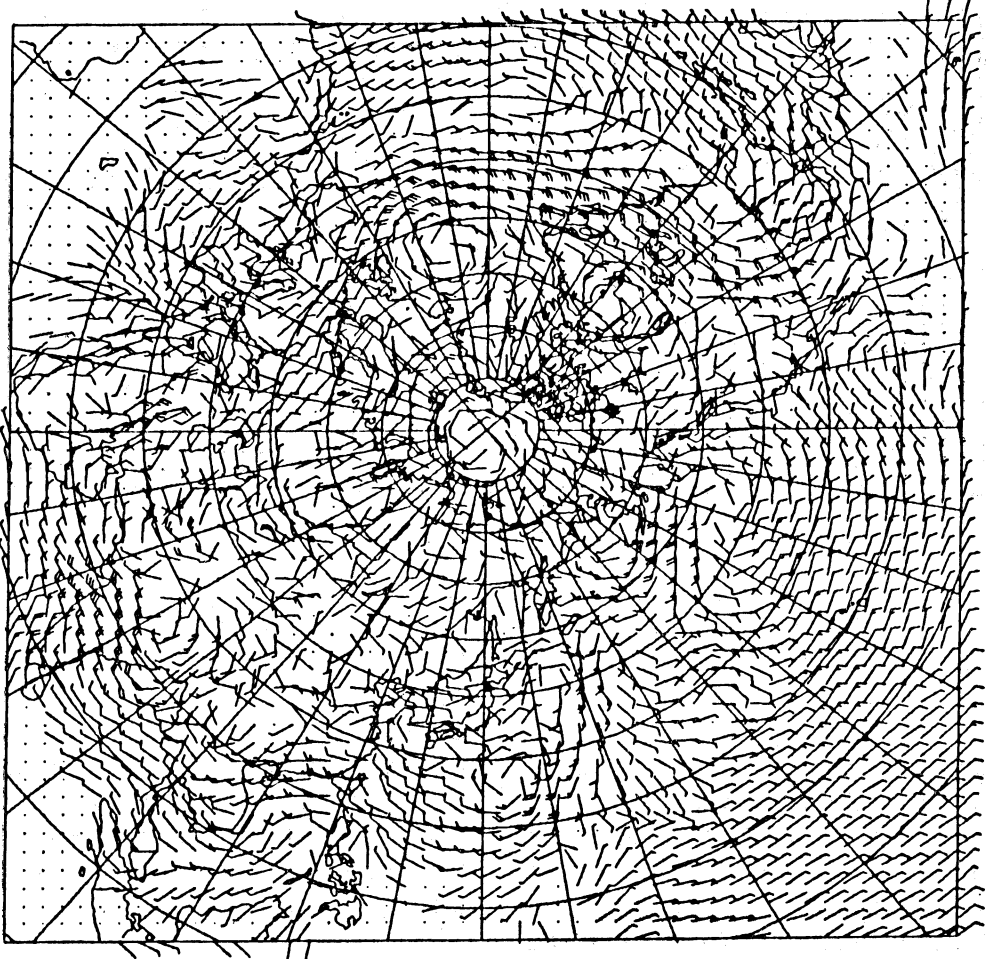
3. 日平均気温でみた冷夏

低温や高温の状態は1カ月にわたって持続するとは限らないから, 月平均気温の解析のみで冷夏を考察するのは適当でない。次に全国19地点の日平均気温 T_D を1976~1980年の7および8月について主成分分析する。こ

では5年間についての毎日の平均値を5日間移動平均した値を基準とし, それからの偏差を解析した。第1成分の寄与率は67%であり, B_1 を第4図に示す。 T_M の B_1 と類似し, 全国同符号で変動するパターンであり, 東北太平洋岸で大きな数値を持つ。第2成分の寄与率は10%で, B_2 は日本列島の北と南で逆符号の分布を示す。 B_1 の南北のコントラストは T_M についての B_1 のそれより著しい。ここで興味深いのは T_D についての A_1 , A_2 の時間変化である。図は誌面の都合により省略するが A_1 が10~20日の長周期の準周期的変化をするのに対し A_2 は短周期(数日)の変化をみせる。これは第1, 2成分の気温変化に関係する現象の空間・時間スケールが異なっていることを示す。したがって月平均すると比較的

850 mb V (KNOT)

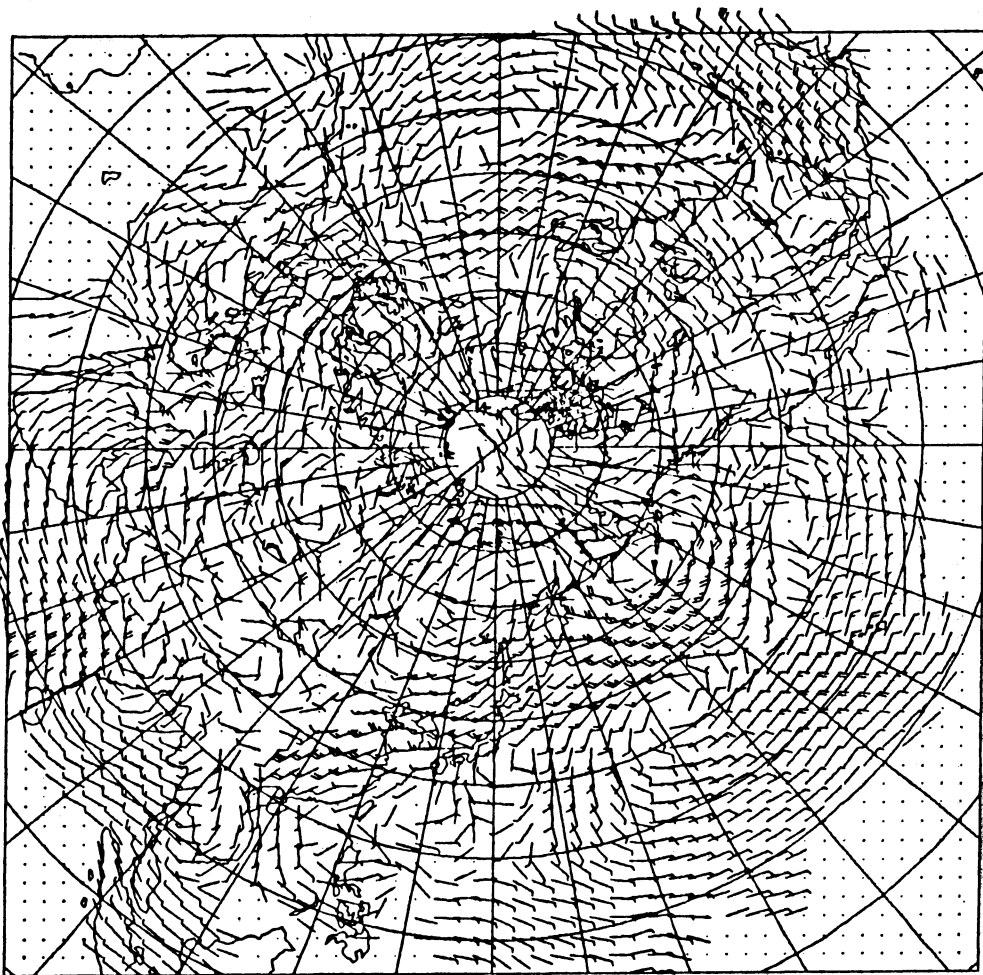
1-10 AUG 1980



第5図 1980年8月第1旬の850 mb 風速分布。

850 mb W (KNOT)

1-10 JUL 1978

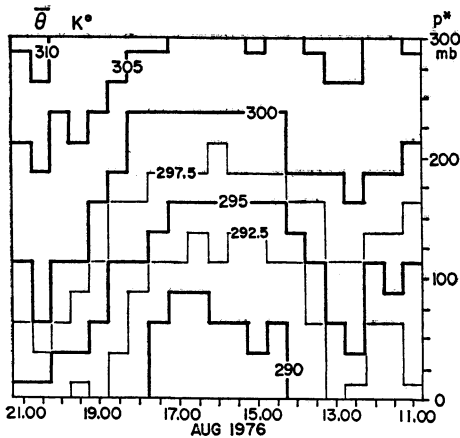


第6図 1978年7月第1旬の850 mb 風速分布.

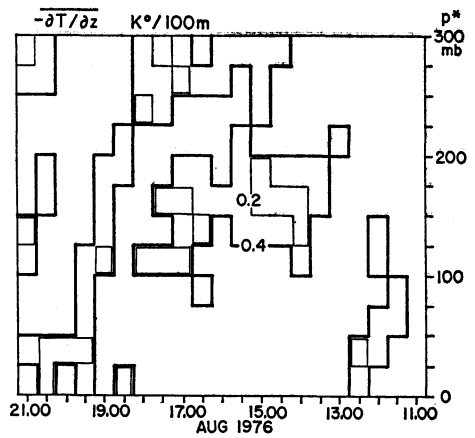
長周期の第1成分が顕著にみられるわけである。 T_D についての A_1 の変化と毎日の天気図との対応は T_M についてのそれよりも明瞭であるのは、 T_D の変化がより実体的なものだからである。

さて従来、冷夏・暑夏に関して、 P_s 、 Z_{500} 分布のみに注意がむけられ、対流圏下層の風系や温度移流の観察が不十分だったように思われる。ここで850 mb の風系に注目しよう。第5図は1980年8月第1旬(低温)の、第6図は1978年7月第1旬(高温)の850 mb 風速分布である。夏季日本列島域で卓越するのは太平洋高気圧をめぐり風系であるが、高温時にはSW~WSW 風が日本全土におよんでいるのに対し、低温時には風系全体が東側

にシフトし東北~北日本は高緯度の高気圧性風系の影響を受けている。このように下部対流圏の循環系の位置が1,000 km ほど偏ることが日本列島の気温に深くかかわる。循環系の位置が対流圏中層のトラフ、リッジの位置と関係していることは言うまでもない。温度移流場(図省略)でみると高温期には日本列島~本邦東方洋上が暖気移流場になっているのに対し、低温期では暖気移流場は本邦東方洋上に東偏し、日本海~東北・北日本は寒気移流場となっている。冷夏・暑夏に関連して、対流圏下層の風系をさらに調べる必要を感じる。



第7図 解析領域の温位 θ の鉛直時間断面図.



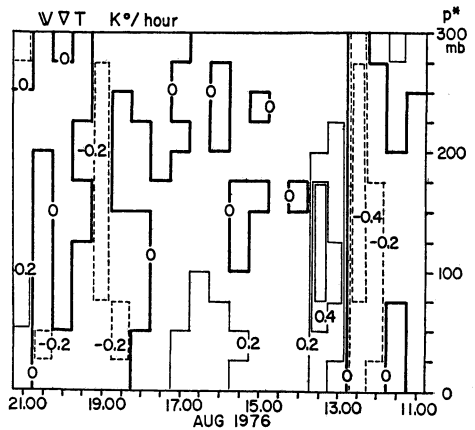
第8図 気温減率 $\partial T/\partial Z$ の鉛直時間断面図.

4. 冷夏をもたらす寒気の構造

前章で見た冷夏をもたらす対流圏下層の寒気流入の状況をさらに詳細に調べる。ここでとりあげるのは最近の冷夏での代表的な低温期間の一つである1976年8月11～21日のケースである。寒気流入の状況を定量的に解析するため根室(420)、札幌(412)および三沢(580)の高層観測データを使用し、筆者が以前冬期の気団変質を調べた時と同じ解析方法を使用した。

第7図はこの期間の温位 θ の鉛直時間断面図(鉛直座標には p^* -座標を使用)であり、第8図は気温減率 $\partial T/\partial Z$ の鉛直時間断面図である。寒気の層は薄く($p^*=0\sim 100$ mb), その上空には安定層がある。この安定層は前線面ではなく、前線の北側の対流圏下層に形成されたものである。寒気層は湿っており、その上部は飽和に近く雲層になっている。また風速分布を観察すれば(図省略), subinversion layer, すなわち寒気層は、東風成分によって特徴づけられている。東風の層は薄く、安定層より上空では西風に転じている。第9図は、温度移流(水平移流) $V \nabla T$ の鉛直時間断面図であり、寒気移流は寒気層かつ東風(および北風, V -成分の図は省略)層である subinversion layer にみられる。総観現象からみれば、まず45N/160Eの太平洋海域で総観規模低気圧が発達しその後面に寒気が南下する(北風)。ついでこの低気圧の前線上で発生する小低気圧 family(日本上空)とオホーツク海域で形成された高気圧との間の東風により寒気が日本列島にむかって流入している。この状況は次の総観規模低気圧の発達(その前面での南風によって)によって終止して、一連の寒気流入の過程が終了している。

熱収支解析によれば ~ 100 ly/day の全熱エネルギーが



第9図 水平温度移流 $V \nabla T$ の鉛直時間断面図.

海洋より大気に与えられている。低温の海洋が冷気の成因であると説明する人もいるが、日本近海で見ると高緯度から南下する気流の気温は海面温度より低く海洋より熱補給を受け気団変質がおきている。しかし、その温度差は冬期のそれに比し小さく、このため寒気は十分に温暖化されることなく日本列島の東北部に流入している。東北の山地の風下(東風に対しての)では下降流のため晴天になれば夏の日射のため、薄い寒気はすみやかに昇温し、一般に東風による寒気の影響は日本海側では少ない。

5. むすび

東北の冷夏は大規模な寒気の南下によってもたらされる。夏期アジア大陸(シベリヤも)は日射のため高温で

ある。140 E 以東では～45 N 帯で気温南北傾度が大きい。さらに～140 E 付近では大陸と海洋（相対的に低温）との間の気温の東西傾度も大きい。このため東北～北日本では風系の変動にもなる気温変化が大きい。また海水温は高くなく、流入する寒気に対する緩和作用が弱いことも気温変動の大きな原因の一つである。高緯度から流入する寒気層は薄い。それを運ぶ風系は対流圏の循環系（中高緯度のリッジ、トラフや亜熱帯高気圧）の消長に関連していることは云うまでもない。

山脈・山地、あるいは境界層過程による寒気風系の変

化や緩和も興味ある過程であるが、冷夏の問題としては副次的な事柄であり、東北の冷夏にとって本質的なのは、大規模～総観規模の寒気の南下である。これについては解析的研究、統計的研究あるいはシミュレーションなどを通して、より確実に知識を深めて行くことが必要である。この話題提供が、東北の冷夏に対する興味を喚起するのに役立てば幸いである。

最後に、850 mb 解析図を多数提供して下さった気象庁電計室の大野久雄氏、この調査研究に協力下さった仙台管区気象台の水野 量氏にお礼申し上げます。

301 (東北の冷夏)

2. グローバルな場でみた東北の冷夏

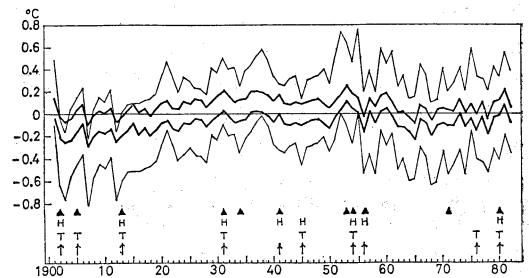
星 合 誠* (コメンター)

グローバルな温度場の解析から見た東北地方の冷夏、あるいは、グローバルな温度場の年々変動と冷夏との関係を前の話題提供者二宮博士の報告と関連させて報告するのが当コメンターの役目であろう。

今世紀に入ってから北半球平均地上気温の変動については、いくつかの研究によって示され、多くの人々に知られているように、概略的には1910年代頃より昇温期に入り、1940年頃ピークに達し、その後降温に転じている。1930年代から1950年代は相対的高温期であった。1960年代中頃まで続いた降温は、昇温に転じ今日に至っている。

「冷夏」というときに、6、7、8月の3カ月平均気温でみるか、ある1カ月の平均でみるか、あるいは月にこだわらずに特定の期間をとってその平均でみるのがよいか、問題があると思われるが、ここでは6、7、8月の3カ月平均気温を夏季平均としてみてゆくことにする。

夏季の北半球平均気温の変動は第1図に見られるように、今世紀の初めの大きな変動の後1910年代頃から1930年代の終わりの頃にかけてほぼ昇温を続けてきている。1930～1950年は高温期で、その後大きく変動をしながら最近に至っている。40～50°N 帯平均の夏季の年々変動が同じ第1図に示されているが、1910年代から1930年代にかけて、北半球平均のそれよりも一層顕著に昇温して



第1図 夏季(6～8月)北半球平均および40～50°N 帯平均地上気温の変動と冷夏。太線が北半球平均、細線が40～50°N 平均、おのおの68%信頼限界の上限と下限を示す(山元・星合, 1980; 星合, 1983)。

Hは北海道冷夏、Tは東北冷夏、↑印は北海道冷夏または東北冷夏の年、▲印は主な冷害年を、それぞれ示す。

おり、1950年代より今日まで大きな変動を伴って推移している。当然予想もされ、図からも容易に知られるように、40～50°N 帯の変動度は北半球平均のそれよりも大きく、標準偏差で約2倍である。

冷夏の指標として、北海道の6地点(旭川, 網走, 帯広, 根室, 寿都, 函館)の夏季平均気温(能登正之, 1982)が平年値より約1°C 低い16.0°C 以下であった年、東北地方の4地点(秋田, 宮古, 山形, 石巻)の夏季平均気温(能登正之, 1982)が平年値より約1°C 低

* Makoto Hoshiai, 愛知学院大学教養部。