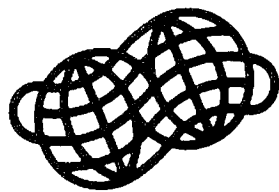


北半球における地上気温急変現象の気候学的研究

早崎将光・田中 博



日本地理学会

地理学評論 (第77巻第9号) 抜刷

北半球における地上気温急変現象の気候学的研究

早崎将光*・田中 博**,**

(*独立行政法人国立環境研究所, **地球環境フロンティア研究センター, ***筑波大学生命環境科学研究科)

数日スケールの急激な気温変動イベントを対象とし、54年間(1948~2001年)のNCEP-NCAR再解析データを用いて、北半球全域における時空間分布と温暖化傾向に対応した発生回数の変化について調査した。本研究で使用した気温急変イベントは、個々の地点における日平均地上気温が3日以内で ± 20 K変化した場合と定義した。発生回数の多い4地域(西シベリア, アラスカ, カナダ北西部, カナダ南東部)における広域気温急変イベントの発生期間は、大部分が寒候期(11月から2月)に集中していた。発生回数の極大時期は、西シベリア地域では11月・12月, 北米大陸上では12月・1月と地域差がみられた。また、寒候期平均気温偏差に対する気温急変現象の平均発生回数を調査したところ、4地域ともに温暖偏差時の発生回数は寒冷偏差時に比べて15~25%程度減少しており、この傾向はとりわけ西シベリア地域とカナダ北西部地域で顕著であった。上記2地域における総観場の時間発展を明らかにするため、典型事例の合成図解析を行った。その結果、カナダ北西部地域での気温低下時には、アラスカ上でブロッキング高気圧が形成され、引き続いてカナダ北西部への寒気の南下がみられた。また、西シベリア地域における気温上昇時には、西シベリア低地から東アジア方面への寒冷域の南東への進行とそれに付随したシベリア高気圧の発達がみられた。これは、典型的な東アジアへの寒気の吹出しパターンと対応していると考えられる。これらの結果は、将来的な温暖化傾向に伴い、地域的には日々のスケールの気温変動性が減少する可能性のあることを示唆している。

キーワード: 地上気温変動性, 寒気の吹出し, 地球温暖化

I 序 論

近年の10年余りの期間、いわゆる地球温暖化に関する包括的研究が精力的になされた結果、地上気温の顕著な昇温傾向が数多く報告されている。長期昇温傾向が顕著な地域は、冬季から春季の高緯度内陸域、とりわけヨーロッパからシベリア地域にかけてのユーラシア大陸北部のほぼ全域に及んでいる(Folland et al. 2001)。しかし、それら長期昇温傾向に関する研究例の多くは、月平均ないし季節平均など、ある程度長期の時間平均を施した温度場を対象としている。

数日スケールの気温変動性は、人間生活に身近であるにもかかわらず、長期間の日別データが入手困難であるなどの制約のために、過去の長期変動傾向に関する理解は十分とはいえない。一例として、Karl et al. (1995) はアメリカ合衆国・旧ソ連・中国・オーストラリアにおける長期間(最長期間はア

メリカ合衆国, 1911~1994年)の日別地上気象観測データから、気温の短周期変動成分の長期変動傾向を調査したところ、ほぼすべての地域で1カ月以下スケールの気温変動性に減少傾向がみられた。

顕著な温暖化傾向がみられる極・高緯度地域は、“coreless winter”(コアレスウィンター)と呼ばれる特徴的な気温の季節変化をしている(Rubinshteyn 1962; van Loon 1967)。コアレスウィンター期間は、冬季(たとえば1月)の月平均気温が1年周期変動から期待される気温よりも相対的に高温となる「鍋底型」の季節変動で特徴付けられ、日々の気温時系列において数日規模のパルス的な高温状態が観測される(Enomoto et al. 1993)。一方で、近年のいわゆる温暖化傾向に伴い、日々の時間スケールでの気温の変動性や極値の長期傾向について、関心が高まりつつある(Karl and Easterling 1999)。したがって、寒候期の極・高緯度地域における昇温傾向を理解する上で、日々の気温変動につ

いてより詳細な研究が必要となろう。

日々の急激な気温変動現象の代表例には、大規模寒波（寒気の吹出し、コールドサージ）がある。大規模寒波は、寒候期を中心に東アジアや北米で頻繁に発生し、その影響範囲は中・低緯度など広域に及ぶため、研究対象地域も多岐にわたっている (Chang et al. 1979; Murakami and Sumi 1981; Boyle and Chen 1987; Zhang et al. 1997; Walsh et al. 2001)。一般に、大規模寒波は強い温度傾度を持つ寒冷前線を伴うため、前線通過時には 1) 強い北寄りの風への変化、2) 気圧の急激な上昇、3) 気温の急激な低下、などの特徴的な変化が観測される (Boyle and Chen 1987; Colle and Mass 1995)。しかし、多くの研究では研究対象地域や使用データ期間の違いだけでなく大規模寒波の検出定義すら異なるため、長期傾向の調査や地域間比較が困難である。

Walsh et al. (2001) は、北米東部および北部・西部ヨーロッパを対象とし 1949～1999 年の期間における日別気温偏差の極端な低温イベントを選択し、発生回数に関する長期変動傾向の調査を行っているが、はっきりした増減傾向はみられないと報告している。しかし、この研究は年代ごとに 10 年単位で区切っただけの簡便な解析であるため、各年代ごとの事例数が少なく、長期傾向を論じるのは困難である。さらに、彼らの研究では人口集中地域に影響を与える極端な低温イベントを研究対象としており、半球規模の数日スケール気温変動性に関する包括的な研究はいまだなされていない。

人為起源の二酸化炭素排出量増大に伴い、将来的な「平均温度」の上昇傾向がほぼ確実視されている一方で、「いわゆる地球温暖化に伴い、日々のスケールの天候がどのように変わっているのか？」という疑問に答えるためには、一貫した定義と均質なデータに基づいて現在までの変動傾向を正確に把握することが必要であろう。

以上を踏まえて、本研究では北半球全域での数日規模の地上気温変動を解析対象とし、その長期変動傾向予測のための基礎的な情報収集を行うことを研究目的とする。具体的には、数日規模の気温変動現象が発生しやすい地域・季節を特定し、多発地域における長期昇温傾向と気温急変イベントの発生頻度との対応を調査する。

II にて使用データの解説と本研究で取り扱う気温急変現象を定義する。III では、北半球全域の平均温度場・循環場と日々の変動性に関する記述を行う。IV では、II で定義した気温急変イベントについて、北半球全域の地理的分布・季節性を明らかにする。V で長期的な気温変動傾向と気温急変現象の発生回数との対応を調査し、VI にて総観場の合成図解析の結果を示す。VII は、本研究で得られた結果から長期変動傾向との関係について考察し、最後の VIII にて、本研究の結果の総括と今後の方向性を示す。

II 資料と研究方法

1. 資料

使用したデータの記録期間および入手先などの詳細を表 1 に示す。本研究では、地上気象観測に基づくデータと客観解析データの大きく分けて 2 種類のデータを使用する。

地上気象観測データは、National Climatic Data Center/National Oceanic and Atmospheric Administration (NCDC/NOAA) が提供する Global Daily Summary (以後は GDS と略記, 1977 年 10 月～1991 年) および Global Summary of Day (以後は globalSOD と略記, 1994～2001 年) version 6 である。また、観測地点が限定されるが、Razuvaev et al. (1993) が作成し、Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC) が配布している旧ソ連地域の日別気温データ (223 地点, 1960～1989 年) も参考値として使用している。使用に

表1 解析に使用したデータ一覧

Table 1 Data summary of surface observations and objective analysis

Surface observation			
	Period	Variables	Source
CDIAC ndp040	Jan 1960-Dec 1989 (10958 days)	daily mean temp (former USSR, 223 point)	CDIAC http://cdiac.esd.ornl.gov/ftp/ndp040/
GDS	Oct 1977-Dec 1991 (5205 days)	daily min/max temp (global, land area)	NCDC/NOAA (CD-ROM)
globalSOD	Jan 1994-Dec 2001 (2922 days)	daily min/max/mean temp (global, land area)	NCDC/NOAA http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/dataset.html
IABP/POLES	Jan 1979-Dec 2001 (8401 days)	twice daily 2 m temp (NH high-latitude)	IABP http://iabp.apl.washington.edu/
Objective analysis			
NCEP-NCAR	Jan 1948-Dec 2001 (19724 days)	daily mean temp, SLP, 500Z (global, 2.5° interval)	CDC/NOAA http://www.cdc.noaa.gov/reanalysis/reanalysis.shtml

際しては、各データのフラグ情報を用いて品質管理を行い、欠測値や信頼性の低いデータを除去している。

これら地上気象観測データのうち、北半球全域を網羅しているGDSおよびglobalSODデータを主に使用する。このうち、利用可能な気温データ日数が全期間(8127日)の90%(7315日)以上となる観測地点(20°N以北の北半球で1843地点)のみを対象とする(図1)。

上記データは陸上観測地点のみのデータなので、海洋上、とりわけ北極海域の観測に基づくデータとしてInternational Arctic Buoy Program/Polar Exchange at the Sea Surface(IABP/POLES)が提供している地上気温(以後はIABPデータと略記, 1979~2001年)も使用する(Rigor et al. 2000)。IABPデータは、北極海域の漂流ブイと周辺の陸上観測地点の観測データを最適内挿法によって約100km間隔にグリッド化した、地上2mの気温データである。

客観解析データは、National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research(NCEP/NCAR)再解析データ(Kalnay et al. 1996; Kistler et al. 2001)を用

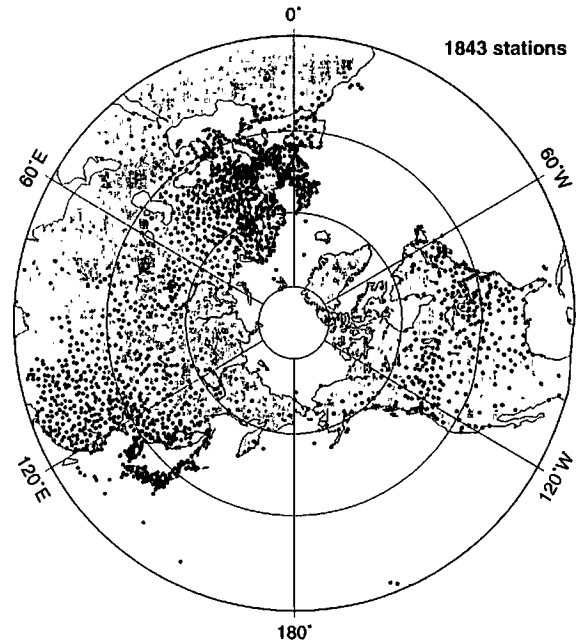


図1 解析に使用した地上気象観測地点(1843地点)の分布

Fig. 1 Horizontal distribution of available surface observatories

いる(以後はNCEPデータと略記, 1948~2001年)。水平解像度は2.5°間隔、使用要素は地上気温・海面更正気圧・500hPa面ジオポテンシャル高度である。これら3要素については、各カレンダー日ごとに1948~2001年の値を平均して、さらに5項の単純移動平均をほどこした日別値(365日間)を各

気象要素の日別平年値として作成した (VI 参照).

各データごとに時間間隔や種類が異なるが、本研究では日々の地上気温変動を解析するため、すべて日平均気温に換算して使用している。具体的には、GDS データは日最低気温と日最高気温の平均値、IABP データは 0000 UTC (Coordinated Universal Time, 協定世界時の略) と 1200 UTC の気温の平均値をそれぞれ日平均気温とみなしている。また、NCEP データにおける日平均値は、1 日 4 回 (0000, 0600, 1200, 1800 UTC) の平均値で定義される。

本研究では、長期間かつ広域代表性がある気温の変動性を研究対象とするため、以後の解析では NCEP データを基準とし、それ以外の地上観測データは NCEP データにおける地上気温変動の妥当性を確認するために使用する。

2. 気温急変現象の定義

本研究における日々の急激な気温変動 (以後、気温急変イベントと略記) は、以下の手順に従って検出する:

1) 各地点において、ある基準日 (Day 0 とする) の気温 ($T(0)$) とそれ以後 $t(t=1, 2, \dots, t_{max})$ 日の気温 ($T(t)$) との差 $\Delta T(t) \equiv T(t) - T(0)$ を計算

2) $|\Delta T(t)|$ が閾値 ΔT_c を上まわった場合に昇温 ($\Delta T(t) > \Delta T_c$)・降温 ($\Delta T(t) < -\Delta T_c$) 事例として検出

3) イベントの重複を避けるため、検出された昇温 (降温) 事例の Day 0 以後 t_{max} 日間は現象検出期間から除外

この手順を対象地点・対象期間すべてに適用し、各地点ごとの気温急変イベント発生回数をカウントする。

なお、昇温・降温事例をそれぞれ個別に検出しているため、たとえば急激な昇温の直後に温度が急低下した場合には昇温・降温事例が各 1 回ずつ検出される。

気温の変動性は、時間的・空間的に不均一なので、「急激な温度変化」の普遍的な基準はない。現象定義の基準となる t_{max} および ΔT_c は任意に設定可能である。比較的簡便な指標としては日平均気温の標準偏差が考えられるが、標準偏差は季節ごと・地域ごとに大きく異なるため、本研究の目的の一つである地域間の比較が困難となる。

従来の東アジアや北米における大規模寒波に関する研究では、個々の研究ごとに解析期間や対象地域が異なるため、温度変動幅や変動の時間規模に関して統一された定義は存在しないようである (Boyle and Chen 1987)。

大規模寒波に関する研究とは別に、気温の急激な変動を報告している研究例もある。Rogers et al. (1997) で報告されている気温急変イベントでは、グリーンランド氷床面上において 24~36 時間で 12~15 K の昇温が生じている。また、モンゴルのバルンハラ (Baruunkhara: 106° 4' E, 48° 55' N) における自動気象観測装置により、3 日間で 20 K 程度の日平均地上気温の低下が観測されている (Miyazaki et al. 1999)。さらに、1989 年冬のアラスカにおける昇温イベントの場合、最も温度変化率が大きい地点において、7 日で 40 K の地上気温上昇が観測されている (Tanaka and Milkovich 1990; Tanaka 1992; 早崎・田中 1999)。

本研究では、これら先行研究での気温変化率を参考として、解析の便宜上 $t_{max}=3$ day, $\Delta T_c=20$ K, という固定値を閾値として使用した。

この定義により検出された気温急変イベントの一例を図 2 に示す。図 2-a は西シベリア低地東端のトゥルハンスク (Turuhansk: 87° 57' E, 65° 45' N, 海拔高度 37 m) における 1975 年 10 月 1 日から 1976 年 4 月 30 日までの日平均地上気温である。期間中に昇温事例 (上向き矢印) が 3 回、降温事例 (下向き矢印) が 6 回検出されている。

1975 年 11 月 19 日の日平均気温は、232.1 K と

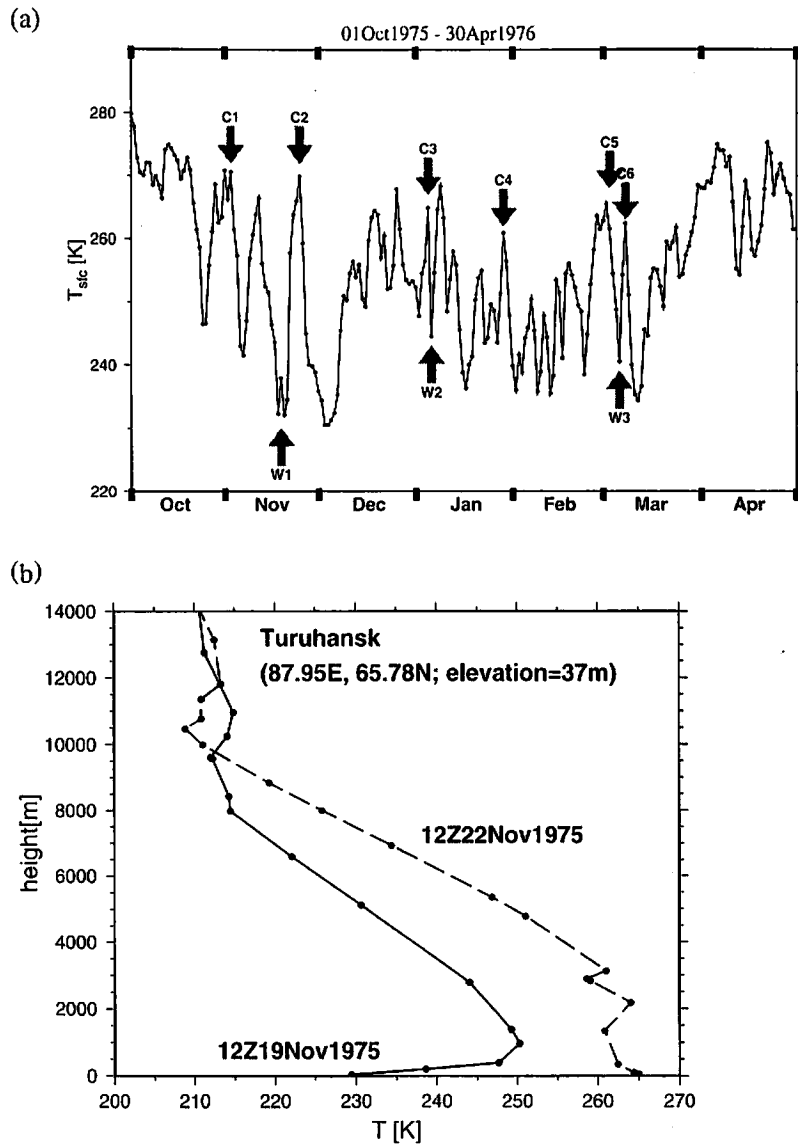


図2 気温急変イベントの例

a: トゥルハンスク (87° 57' E, 65° 45' N; 海拔 37 m) における, 1975 年 10 月 1 日から 1976 年 4 月 30 日までの日平均気温時系列. 上向き (下向き) 矢印は検出された昇温 (降温) 事例の Day 0 を意味する. b: 1975 年 11 月 19 日 1200 UTC (実線) と 1975 年 11 月 22 日 1200 UTC (破線) の気温の鉛直プロファイル. 図 2-a の W1 イベントの期間に相当.

Fig. 2 Examples of abrupt temperature cooling event

a: Time series of daily mean surface air temperature at Turuhansk, Russia (87° 57' E, 65° 45' N; 37 m above sea level), during 01 October 1975 through 30 April 1976.

b: Vertical temperature profiles at Turuhansk. 1200 UTC 19 November 1975 (solid line), 1200 UTC 22 November 1975 (dashed line).

いう低温であるが, 21日に257.8 K, 22日には263.8 Kに達しており, 19日から21日の2日間で25.7 Kの昇温となっている(図2-aの左端の上向き矢印). この事例の場合には, Day 0 (昇温開始

日)が1975年11月19日となる. 同期間のゾンデ観測で得られた気温の鉛直プロファイルが図2-bである. 1975年11月19日1200 UTCの観測時には, 地表面気温は229.5 Kで, 高度1000 m付近ま

で非常に強い気温逆転層（1000 m で約 20 K の温度差）が存在している。72 時間後の 11 月 22 日 1200 UTC には、地上気温が 265.1 K となり、その上部では 260 K 前後のほぼ等温の大気層が高度 3000 m 付近まで存在している。

この例の場合には、温度変化は地表面において最大の変動幅となるが、昇温の鉛直範囲は対流圏のほぼ全層に及んでいる。すなわち、地表面に近い接地逆転層の形成・崩壊だけでなく、対流圏全層で空気塊が入れ替わっていることを示している。

III 温度場・気圧場の月平均状態と日々の変動性

気温急変イベントの解析を行う前に、北半球寒候期における温度場・気圧場の平均状態と日々の変動性の大きさについてまとめておく。図 3 は、NCEP データ（1948～2001 年）による地上気温・海面更正気圧・500 hPa 面高度場の 1 月における月平均値（等値線）と日別値の標準偏差（陰影部）を示す。なお、標準偏差は 1948～2001 年の 1 月平均からの偏差を用いて計算している。

1 月平均地上気温場（図 3-a）をみると、沿岸部で等温線が込み合っており、寒候期における海陸の熱的コントラストが大きいことを示している。地上気温の日々の変動性は、太平洋・大西洋などの海洋上で小さく、大陸上で大きい。大陸上の気温変動の極大域は、60～70°N の緯度帯とカナダ北西部のロッキー山脈東側に沿う地域などでみられる。寒候期には北極海域は海水で覆われるため、海洋としては日々の気温変動性が大きくなるが、大陸上での極大値よりは小さい。また、平均標高の高いグリーンランドを除くと、月平均気温の極小域はカナダ北端部の島嶼地域と極東シベリア地域にみられる。両地域ともに、平均気温極小域における日々の気温変動性は隣接する地域に比べて相対的に小さい。

なお、IABP データによる地上気温の月平均値と

比較すると、バレンツ海付近では NCEP データの方が温度傾度が大きく、日々の変動性も、同様に NCEP データの方が大きくなっている（図略）。すなわち、NCEP データでは、バレンツ海付近における日々の地上気温変動性を過大評価している可能性がある。

1 月平均気圧場（図 3-b: 等値線）をみると、陸上で高気圧、北太平洋・北大西洋でアリューシャン低気圧・アイスランド低気圧、と明瞭な海陸コントラストが存在している。特にユーラシア大陸上では、モンゴル北西部に中心を持つシベリア高気圧が明瞭で、北西部と東部で気圧傾度が大きい。日々の気圧変動の極大域は、アリューシャン低気圧の中心から東方およびアイスランド低気圧の中心から東北東側に伸びている。

対流圏中層の 500 hPa 面高度場（図 3-c）においては、月平均場（等値線）では、北米大陸の北東側とユーラシア大陸北東側に明瞭なトラフが、東ヨーロッパ平原側に弱いトラフがあり、東西波数 2 ないし 3 が卓越した循環場となっている。日々の変動性（陰影部）は、海面気圧場と同様に北太平洋・北大西洋で最大となり、特に北大西洋側では変動の大きな地域がより下流側の東北東方向に伸びている。

各要素の変動性極大域の空間分布は、北半球寒候期にほぼ共通しており、寒冷な大陸上で日々の気温変動が極大となる一方で、循環場の変動性は主に海洋上で最大となっている。

IV 気温急変現象の気候学的特徴

1. 空間分布

図 4 に各データより検出された気温急変イベント発生回数（昇温・降温の合計）の水平分布を示す。a), b), c) はそれぞれ地上気象観測地点 (GDS, globalSOD), IABP データ, NCEP データを使用した発生回数分布図で、全データの共通期間である 1979 年 1 月から 1991 年 12 月 (13 年間) および

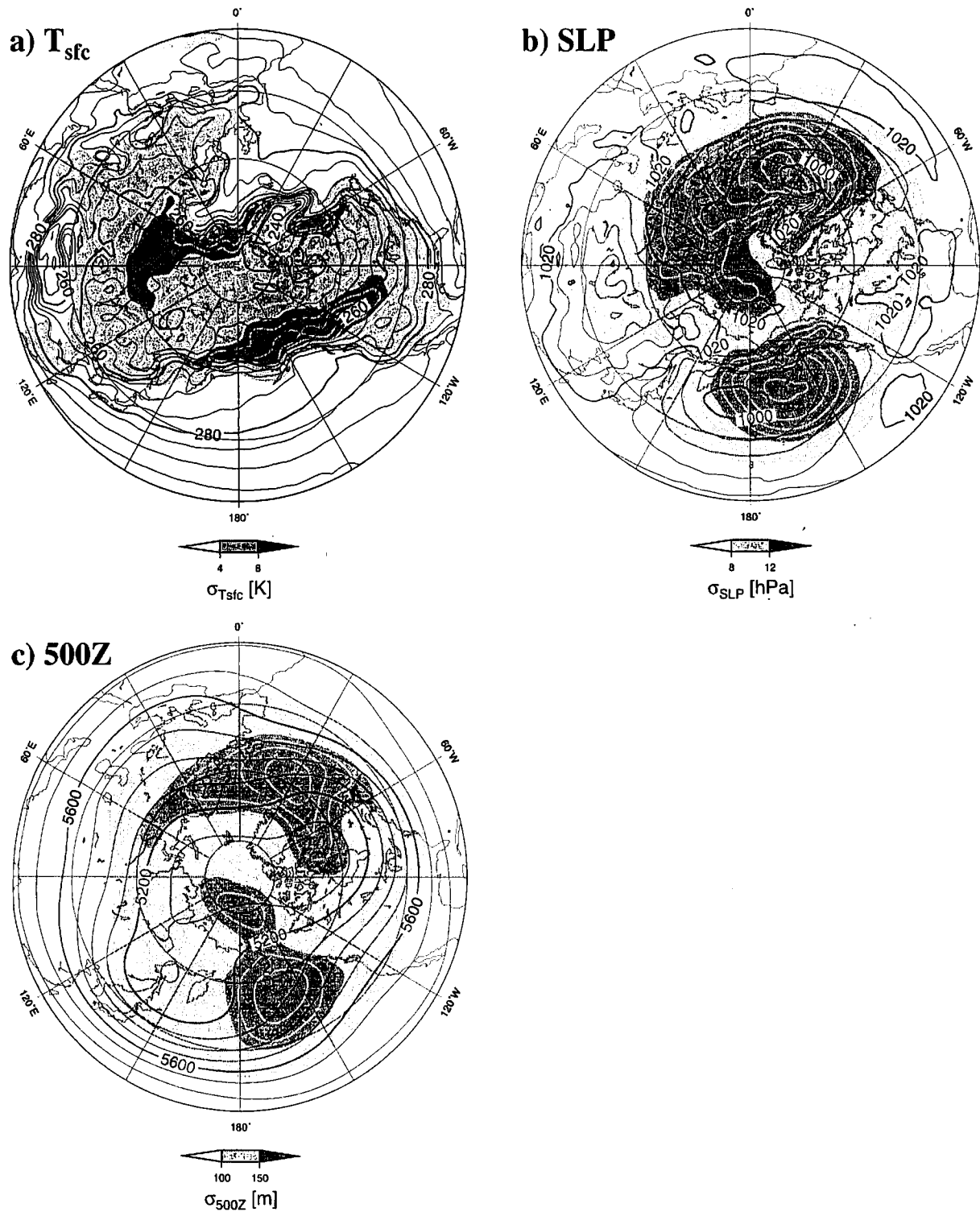


図3 1948~2001年のNCEPデータを用いた1月の月平均気候値(等値線)と日別値の標準偏差(陰影部)
 a: 地上気温(月平均: 5 K 間隔, 標準偏差: 1 K 間隔), b: 海面更正気圧(月平均: 5 hPa 間隔, 標準偏差: 1 hPa 間隔), c: 500 hPa 面ジオポテンシャル高度(月平均: 100 m 間隔, 標準偏差: 10 m 間隔)

Fig. 3 Monthly mean (solid line) and daily standard deviation (shaded; SD) based on the NCEP-NCAR reanalysis in January for 1948-2001

a: surface air temperature (5 K interval for the mean, 1 K interval for SD), b: sea level pressure (5 hPa interval for the mean, 1 hPa interval for SD), c: 500 hPa geopotential height (100 m interval for the mean, 10 m interval for SD)

1994年1月から2001年12月(8年間)の合計21年間、d)はNCEPデータの全期間(1948~2001年:54年間)の場合を示している。大陸東部を除いておおむね40°N以北の陸上で気温急変イベントが発生しており(図4-a~c)、特に1)ウラル山脈付近からレナ川西部にかけての地域、2)アラスカからカナダ北西部・カナダ南東部にかけての地域、など60°N近傍で多発している。これら多発地域は、図3において日々の気温変動性が大きい地域ともよく一致している。また、これらの分布は、近年の昇温傾向が顕著な地域(Chapman and Walsh 1993; Yasunari et al. 1998; Folland et al. 2001)や、日最低気温の上昇傾向が大きい地域とも重複している(Karl et al. 1993)。

西シベリア低地から中央シベリア高原西部にかけての地域は、北半球で気温急変イベントが最も多発する地域の一つである(図4)。昇温・降温の合計回数が最大頻度となる地上気象観測地点(トゥルハンスク:図2で示した地点)では、全期間(1977年10月~1991年12月、1994年1月~2001年12月:22年3カ月)の合計で167回、すなわち年平均7回の頻度で昇温ないし降温イベントが発生している。北半球での寒極にあたるレナ川の東部地域では、ほぼ同一の緯度帯に位置する西シベリア地域やアラスカ地域などと比べて発生回数が相対的に少ない。寒候期のシベリアでは、西シベリア地域よりもレナ川東部の方が顕著な寒冷層(気温逆転層)が定常的に存在していることから(Kahl 1990; Serreze et al. 1992)、西シベリア地域での気温急変現象は数日スケールでの気温逆転層の形成・崩壊過程をとらえていると考えられる。

また、中国の長江流域やアメリカ合衆国南東部など、大陸東部では20°N付近まで気温急変イベントの発生が検出されている。大陸東部では寒気の吹出しが発生しやすく(吉野 1978)、実際にこれら低緯度地域で検出された事例の多くが気温低下イベント

であった。

しかし、地上気象観測に基づく発生回数(図4-a, b)と客観解析データに基づく発生回数(図4-c)を比較すると、同一の解析期間であるにもかかわらずバレンツ海付近で非常に大きな違いがみられる。NCEPデータ(図4-c)の方が、IABPデータ(図4-b)の約6倍以上、21年間で200回以上の気温急変イベントが検出されている。このようなバレンツ海地域における極端な違いは、海水縁辺部における客観解析データの不適切さに起因すると考えられる²⁾ため、本研究では解析対象地域から除外する。

このように、地上気象観測データと客観解析データによる気温急変イベント発生回数分布を比較すると、バレンツ海地域を除き水平分布・発生回数ともにおおむね対応していた。また、気温急変イベント検出の閾値(t_{max} , ΔT_c)を変更しても、発生回数が極大となる地域はほぼ一致していた(図略)。

本研究では、空間規模の大きな気温急変現象を解析対象とするため、以後はNCEPデータの地上気温に基づいて気温急変イベント発生回数が特に多い地域を選択する。

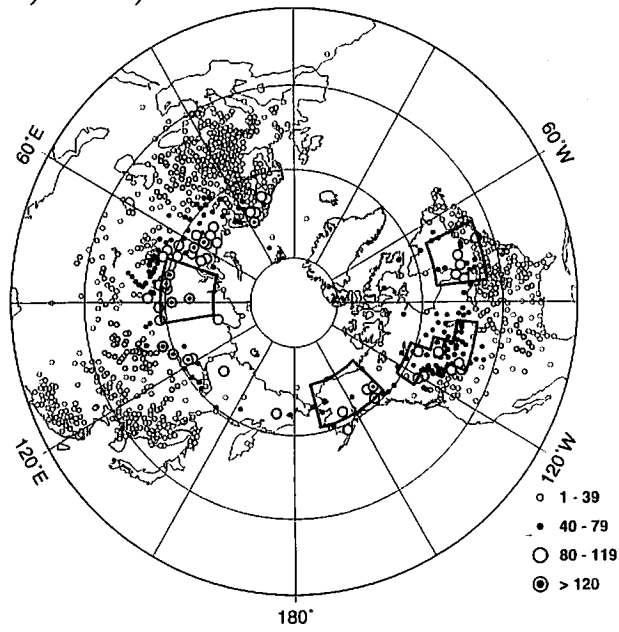
気温急変イベント多発地域は、図4において実線で囲まれた(A)西シベリア地域、(B)アラスカ地域、(C)カナダ北西部地域、(D)カナダ南東部地域、の4地域を選択し、以後の解析に使用する³⁾。これら4地域の面積はほぼ同一(1.7~1.8×10⁶ km²)である。

上記4地域において、特に水平規模の大きい現象を主な解析対象とするために、各領域において領域面積の50%以上で気温急変イベントが観測された場合を「広域気温急変イベント」と定義し、以後の解析で使用する⁴⁾。

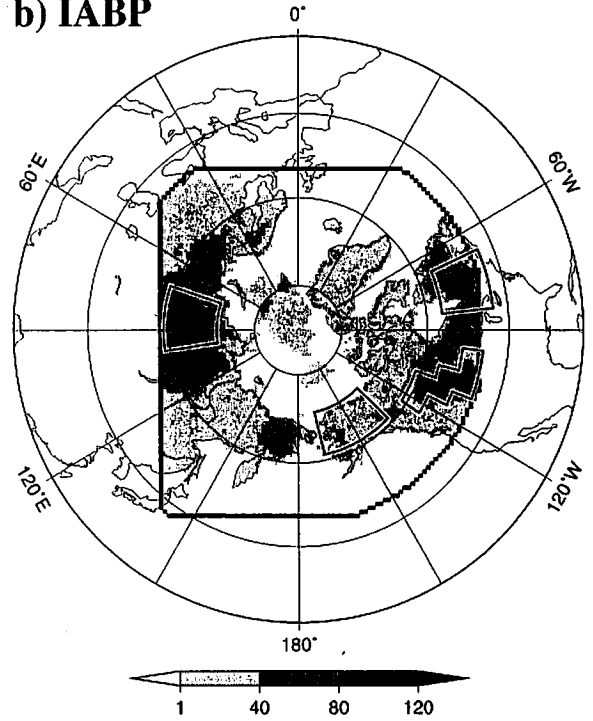
2. 季節性

表2に、IVの1の条件に基づいて検出された広域気温急変イベントの月別頻度(1948~2001年)

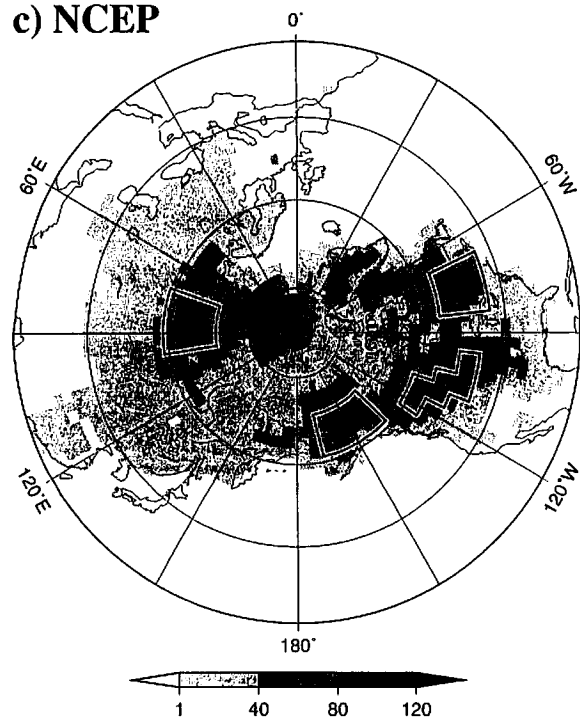
a) GDS, GSOD 0°



b) IABP



c) NCEP



d) NCEP (54yr) 0°

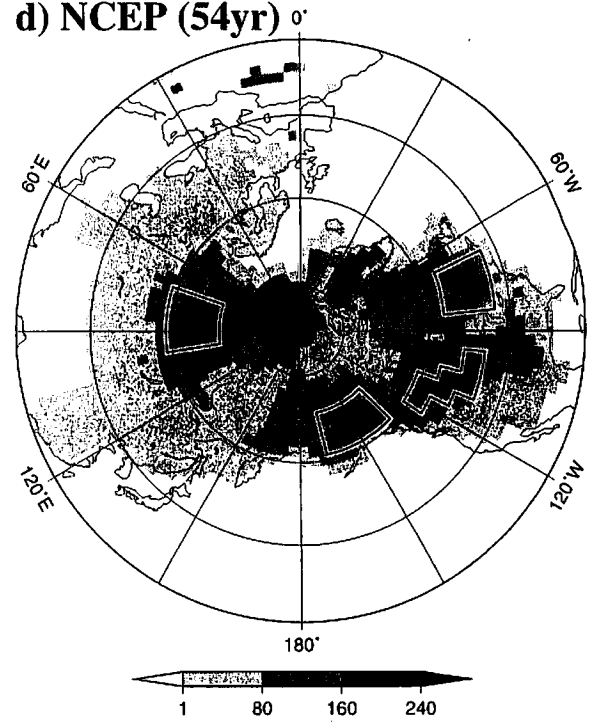


図4 気温急変現象発生回数の水平分布

a: 地上気象観測地点 (GDS, globalSOD), b: IABP データ, c・d: NCEP データ. a-cの期間は1979年1月から1991年12月および1994年1月から2001年12月まで(21年間), dの期間は1948年1月から2001年12月まで(54年間). 気温急変現象の定義はIIの2参照. 図中の黒枠線で囲まれた四つの領域は, 本研究で選択した気温急変イベント多発地域(IVの1参照)を意味する.

Fig. 4 Spatial distributions for the frequency of abrupt temperature change events

a: GDS and globalSOD, b: IABP/POLES, c, d: NCEP-NCAR reanalysis. a-c: January 1979–December 1991 and January 1994–December 2001, d: January 1948–December 2001. The four study areas are surrounded by thick solid line.

表2 広域気温急変イベントの月別発生回数 (1948~2001年)
 Table 2 Monthly frequency of large-scale abrupt temperature change events in each area during 1948-2001

Frequency of large-scale abrupt temperature change events (1948-2001)								
Western Siberia								
	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	Total
Warming	0	7	8	6	4	3	1	29
Cooling	2	11	10	4	6	1	0	34
Alaska								
	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	Total
Warming	0	4	13	7	8	2	0	34
Cooling	0	2	4	5	3	3	0	17
Northwestern Canada								
	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	Total
Warming	0	0	14	20	8	3	0	45
Cooling	0	5	12	19	5	0	0	41
Southeastern Canada								
	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	Total
Warming	0	0	5	15	7	3	0	30
Cooling	0	0	9	20	10	3	1	43

広域イベントの定義は本文 (IV の 1) 参照。

を示す。最大発生回数となる格子点では、各地域ごとに100回から160回程度の昇温・降温イベントが観測されていたが、IVの1で定義した広域気温急変イベントの場合、各地域とも最大発生回数の4分の1から5分の1程度までに減少している。アラスカでの気温低下イベントを除くと、54年間の広域気温急変イベント数は各地域とも30から40回程度であり、平均すると年に1回未満の発生頻度となる。

これら広域イベント発生前後における温度変動の鉛直範囲は、図2の例と同様、地表付近で温度変化の振幅が最大となるが、おおむね対流圏の全層(300 hPa以下)でみられた(図略)。

広域気温急変イベントの発生時期は10月から4月に限定され、特に寒候期(11月から2月)に多発している。さらに各領域の発生時期を比較すると、多発月のピークに地域差がみられる。たとえば西シベリア地域では、特に気温急低下イベントが11・12月に多発傾向であるのに対し、北米地域では、

アラスカ・カナダ北西部で12月・1月に、カナダ南東部では1月に広域気温急変イベントが集中していた。すなわち、広域気温急変イベントは各地域で発生に適した期間が異なることを示している。

V 平均気温偏差に対する気温急変現象の平均発生回数

近年顕著となっている平均気温の昇温傾向に対する気温急変イベント発生頻度の対応関係を表3に示す。ここでは、各領域ごとの53年間(1949~2001年)の寒候期(11月から2月:1月のカレンダー年を寒候期の年とする)平均気温偏差から、温暖偏差年・寒冷偏差年の上位各10年分を選択し、両偏差年ごとのイベント出現頻度の平均をそれぞれの気温急変イベントの平均発生回数として算出した。また、温度偏差の絶対値が小さい順に10年間を選択して、通常年(normal)の平均発生回数とみなしている。なお、ここで示した気温急変イベントの平均発生回

表3 寒候期(11月から2月)平均気温の温暖・寒冷偏差の上位10年(1979年以降は6年)平均の気温急変イベント発生回数

Table 3 Averaged frequency of abrupt temperature change events classified by regional averages for seasonal mean surface temperature anomaly during the cold season (from November to February) for 1949-2001

1949-2001 cold season (NDJF; 10-year)			
Area	Warm (ΔT)	Cold (ΔT)	Normal (ΔT)
W Siberia	2.68 (+3.27)	3.16* (-3.84)	2.98 (+0.10)
Alaska	2.64 (+2.92)	3.16 (-2.90)	2.91 (+0.03)
NW Canada	2.85 (+2.83)	3.60* (-2.85)	4.15 (+0.08)
SE Canada	2.31 (+1.83)	2.85* (-1.68)	2.52 (+0.04)
1979-2001 cold season (NDJF; 6-year)			
W Siberia	2.59 (+3.49)	3.07* (-2.67)	3.01 (+0.07)
Alaska	2.65 (+3.25)	3.14* (-1.13)	2.87 (+0.05)
NW Canada	2.72 (+2.72)	4.00* (-2.32)	4.38 (+0.16)
SE Canada	2.37 (+1.23)	2.67 (-1.63)	2.22 (-0.04)

括弧内は寒候期平均気温偏差。寒冷偏差側の平均発生回数の右上添字(*)は、偶数順位・奇数順位ごとに集計した場合でも寒冷偏差の方が温暖偏差事例よりも発生回数が多かったことを意味する。

Temperature anomalies in each case are also shown in the parentheses (in Kelvin). Superscripted asterisk (*) in cold anomaly cases means "robust" increase compared with warming anomaly cases.

数は、各領域内の格子点で検出された気温急変イベントの総数を格子点数と年数で除したもので、1地点の1冬当たりの平均発生回数に相当する。

いずれの地域でも、寒冷偏差年よりも温暖偏差年の方が気温急変イベントが発生しにくく、平均回数は15%から25%程度小さくなっている。NCEPデータは客観解析時の入力データが質・量ともに期間によって異なるため、厳密には1949~2001年の全期間で均質なデータとはいえない(Kistler et al. 2001)。そこで、再解析時の入力データの違いによる影響評価のために、解析期間を1958年以降(国際地球観測年IGY以後)、1979年以降(第1回GARP全球実験FGGE以後)として同様に平均発生回数を計算した。なお、1979年以降は期間が短いため、温暖・寒冷偏差年の選択数を各6年に減じている。いずれの期間においても全地域で温暖偏差

年の方が平均発生回数は小さいことから、入力データの差による影響は小さいものと考えられる。また、気温急変イベントの発生回数は年々の変動も大きく、サンプリングエラーの可能性も否定できない。この検証のため、選択した10年(1979年以降は6年)を温度偏差の順位が偶数・奇数となる2グループに分割して、同様に平均発生回数を比較したところ、とりわけ西シベリアとカナダ北西部の2地域で温暖偏差年における発生回数が減少していた。

同様に、地上気象観測データで検出された気温急変イベントについても、温暖偏差年・寒冷偏差年に分類して平均発生回数を比較したところ、NCEPデータと同様に温暖偏差年には気温急変イベント発生回数が少なかった(1978~1991年および1995~2001年の寒候期:合計21年分)。さらに、月平均気温偏差を用いて温暖・寒冷の上位20カ月で分類

して平均発生回数を比較したところ、アラスカやカナダ南東部では発生回数に大きな違いはみられないが、西シベリアおよびカナダ北西部において温暖偏差月と寒冷偏差月の差が著しく異なっていた(図略)。通常月と比較すると、両地域とも寒冷月の発生回数は通常月と同程度であるが、西シベリア地域での温暖偏差月は寒冷偏差月の約50%、カナダ北西部地域では約25%となり、平均発生回数の減少が明瞭であった。

先に述べたように、NCEPデータの解析期間全体(1949~2001年寒候期)では、客観解析時の入力データが質・量ともに変遷しているため、長期的な温暖化傾向との関連を論ずる際には慎重を期する必要がある。ただし、1979年以降では、少なくとも西シベリアとカナダ北西部地域において温暖時に気温急変イベントが発生しにくくなっているといえる。

VI 気温急変前後の総観場

ここでは、温暖偏差年における気温急変イベント発生回数の減少が明瞭であった、カナダ北西部と西シベリアの2地域について、広域気温急変イベント発生時の総観場(地上気温、海面気圧、500 hPa面高度)を示す。なお、以後で示す合成図(図5および図6)では、日別平年値(IIの1参照)からの偏差(陰影部)および全事例の生データの平均値(等値線)を表している。

1. カナダ北西部

図5にカナダ北西部における気温急低下事例(41事例)の合成図を示す。Day -2(基準日の2日前)には、ベーリング海からカナダ北部の島嶼地域にかけて弱い寒冷偏差が分布している。時間の経過に伴って寒冷偏差域は南下し、Day +2には、中心部で-12 Kと強い寒冷域となってカナダ北西部上に達している。寒冷偏差域の南端部では温度傾度が大き

く、強い寒冷前線の構造がみられる。同時期の対流圏中層では、アラスカ南西部を中心に高気圧偏差となり、ブロッキング的な循環場となっている。Day +4には、海面気圧場ではアラスカ湾沿岸部とカナダ西部からアメリカ中西部のグレートプレーンズ付近の2箇所に高気圧偏差の極大域がみられる。

これら温度場・気圧場の空間分布とその時間推移は、北米大陸上の寒気の吹出しパターンと良く対応している。実際に、Colle and Mass (1995)による北米での顕著な高気圧発達39事例(1965~1989年)のうち9事例は、本研究で検出されたカナダ北西部における広域気温急変イベントと対応している。

以上の結果から、カナダ北西部における温度低下イベントは、アラスカ付近でのブロッキング高気圧形成に伴う寒気流出過程(寒冷前線の通過)をとらえていると考えられる。

2. 西シベリア

西シベリアにおける温度上昇イベント時(29事例)の合成図を図6に示す。温度上昇開始前(Day -2)は、北極海沿岸部から西シベリア低地北部にかけて寒冷偏差が拡がり、対流圏中層(500 hPa面)では低気圧偏差となっている。Day 0(昇温開始の基準日)になると、顕著な寒冷偏差が西シベリア低地を中心として拡がり、西シベリア地域における地上気温偏差は-14 Kにまで達する。Day +2には、海面気圧場でバレンツ海からカラ海にかけての低気圧偏差(最小で-12 hPa以下)、50°N、100°E付近を中心とした高気圧偏差(最大で+10 hPa以上)が形成されている。温度場をみると、ウラル山脈の東側に弱い温暖域があり、バレンツ海の低気圧の南側に位置する暖域を形成している。ほぼ同じ位置の対流圏中層(500 hPa面)・上層(250 hPa面:図略)でも弱いながら温暖かつ高気圧性の偏差がみられ、対流圏の全層で温暖域となっている。Day +3から+4になると、西シベリア地域は温暖偏差域に

Northwest Canada ; cooling case

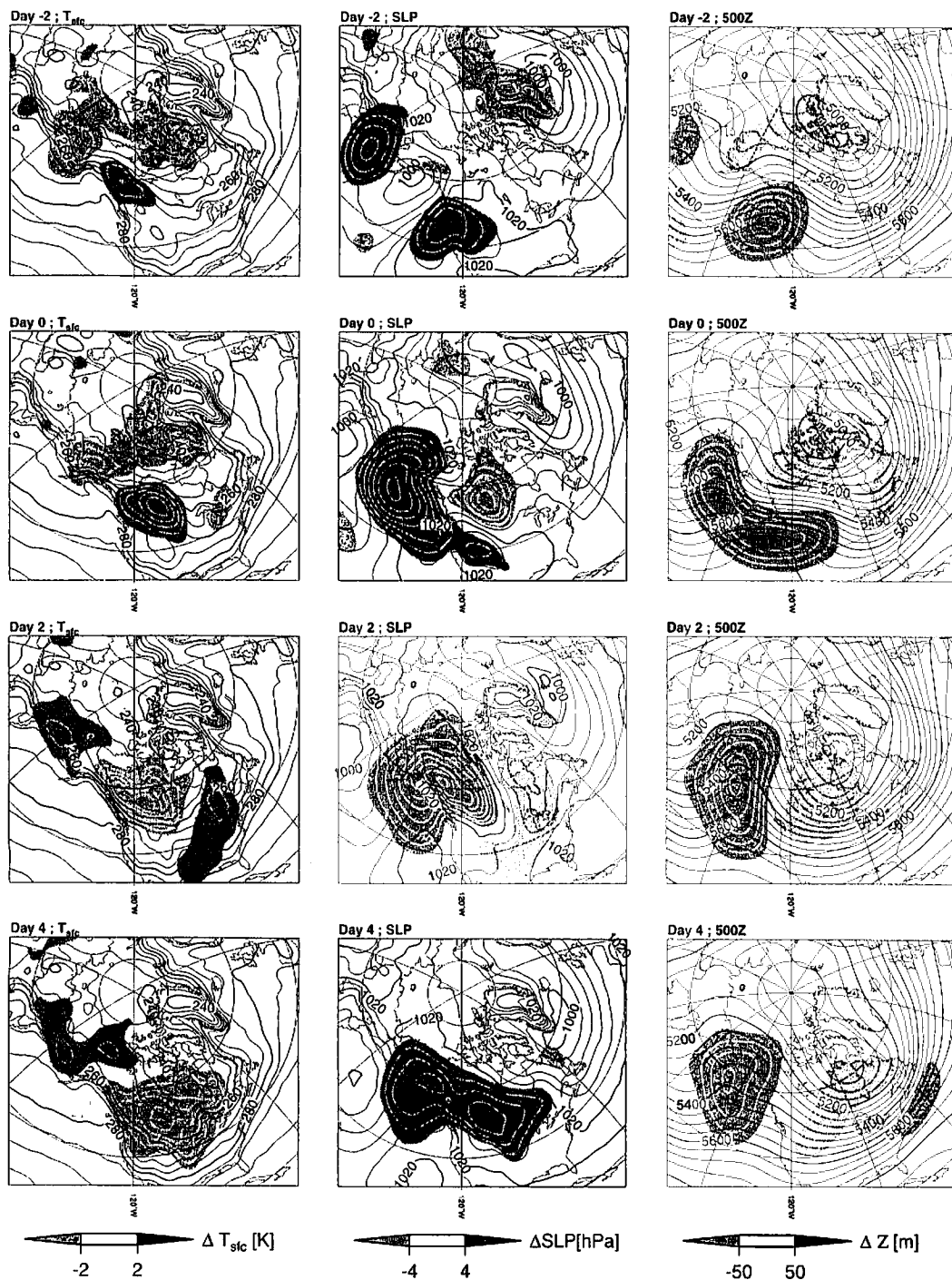


図5 カナダ北西部地域における気温急低下イベント前後の合成図 (41 事例: 等値線)
 左列: 地上気温 (5 K 間隔), 中央列: 海面更正気圧 (4 hPa 間隔), 右列: 500 hPa 面ジオポテンシャル高度 (50 m 間隔). それぞれ基準日 (Day 0) の 2 日前 (Day -2: 最上段) から 4 日後 (Day +4: 最下段) までの合成. 基準日の定義は本文 (II の 2) 参照. 陰影部は日別平年値 (本文 II の 1 参照) からの偏差の全事例平均を表す.
 Fig. 5 Composite figures of large-scale cooling events in northwestern Canada for Day -2, Day 0, Day +2, and Day +4

left column: surface temperature, center column: sea level pressure, right column: 500 hPa geopotential height. Solid contour shows original data composite (5 K, 4 hPa, 50 m interval from the left to right column). Heavy (light) shaded area denotes positive (negative) anomalies from climatology (white line intervals are: 2 K, 2 hPa, and 25 m, respectively).

Western Siberia ; warming case

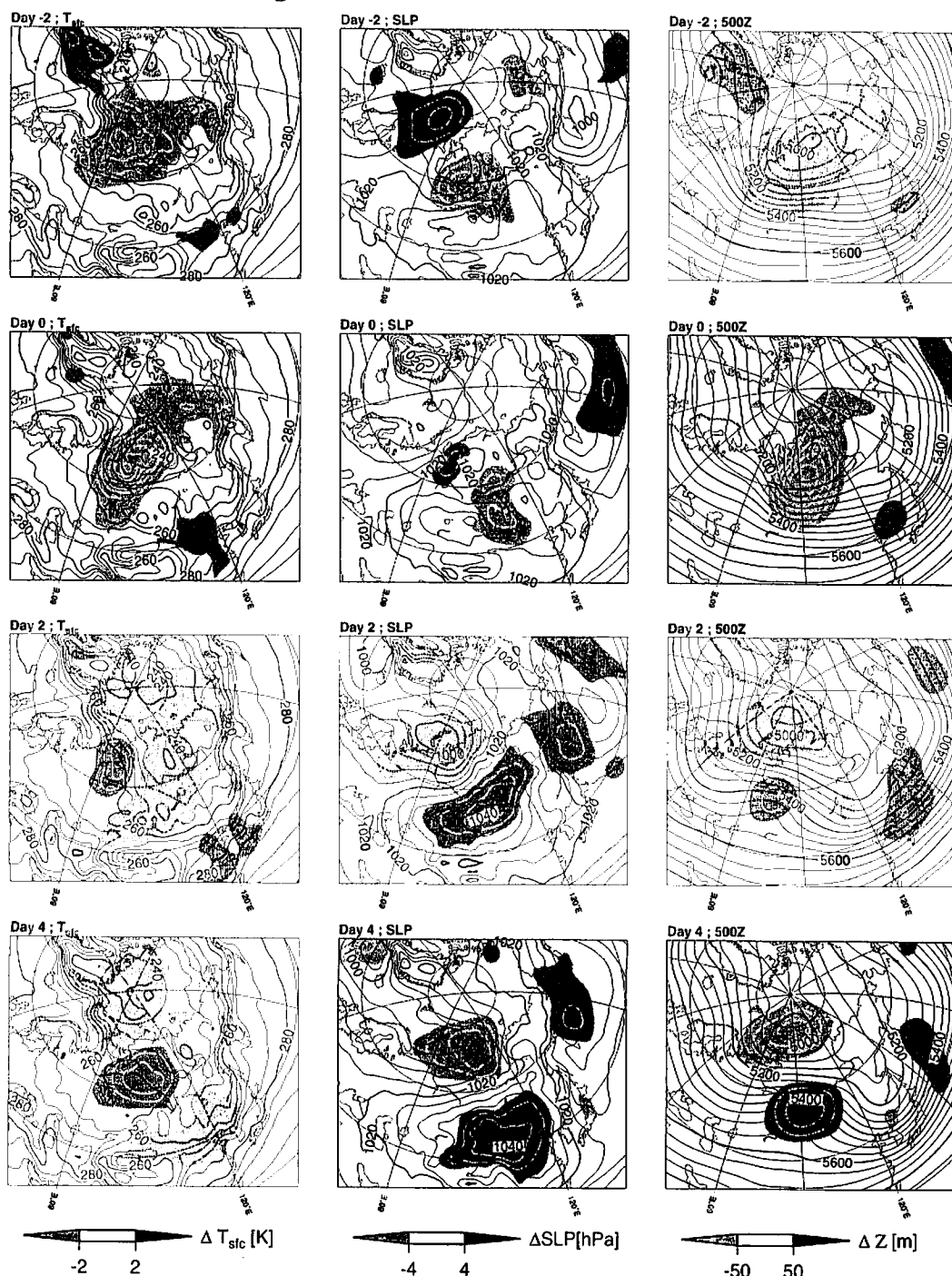


図6 西シベリア地域における気温急上昇イベント前後の合成図 (29事例: 等値線)
 左列: 地上気温 (5 K 間隔), 中央列: 海面更正気圧 (4 hPa 間隔), 右列: 500 hPa 面ジオポテンシャル高度 (50 m 間隔). それぞれ基準日 (Day 0) の2日前 (Day -2: 最上段) から4日後 (Day +4: 最下段) までの合成. 基準日の定義は本文 (II の2) 参照. 陰影部は日別平年値 (本文 II の1 参照) からの偏差の全事例平均を表す.
 Fig. 6 Composite figures of large-scale warming events in western Siberia for Day -2, Day 0, Day +2, and Day +4

left column: surface temperature, center column: sea level pressure, right column: 500 hPa geopotential height. Solid contour shows original data composite (5 K, 4 hPa, 50 m interval from the left to right column). Heavy (light) shaded area denotes positive (negative) anomalies from climatology (white line intervals are: 2 K, 2 hPa, and 25 m, respectively).

覆われ、対流圏中・上層でも高気圧偏差となる。地上における寒冷偏差域の中心は、天山山脈からアルタイ・サヤン山系を迂回するようにバイカル湖の北東側を南東進している。海面気圧場では、寒気偏差域の移動に伴って顕著な高気圧偏差（最大+10 hPa以上）となる。平均場を合成した気圧場でも、ジュンガル盆地からモンゴル西部の高山域に中心を持つ勢力の強いシベリア高気圧（中心気圧1044 hPa）がみられる。

以上の結果をまとめると、西シベリア地域での地上気温の急上昇は、地上付近に形成された寒冷層（気温逆転層）が崩壊し、引き続いて東アジアへ寒気が流出する過程をとらえていると考えられる。

VII 考 察

ここでは、月平均・季節平均気温の温暖偏差時に、特に西シベリアおよびカナダ北西部において気温急変現象発生回数が減少していた点について、これまでの結果と先行研究を踏まえて議論する。

カナダ北西部では、1月に最も多くの気温急変イベントが発生しており（表2）、気温低下イベント発生時には、アラスカ南部に中心を持つ明瞭なブロッキング高気圧が形成されていた（図5: Day 0）。そもそも、カナダ北西部地域は南北に走るロッキー山脈の東側山麓沿いに位置しており、寒冷気塊の流出経路となりやすく（Colle and Mass 1995）、寒気の吹出しに伴い寒冷な高気圧の発達が多発する地域でもある（Colucci and Davenport 1987）。また、北太平洋域でのブロッキング高気圧が1月に最も多く発生している（Lejenäs and Økland 1983）ことも、気温急変イベント発生時の循環場や最多発月と対応している。

西シベリア地域においては、気温急変イベントは11月・12月に多発している。昇温イベント時には、昇温開始時（Day 0）に西シベリア地域を覆っていた寒冷域が、東アジア方面へ移動する様子が見られ

た（図6）。寒気の流出時には、バレンツ海周辺で低気圧が発達し（Day+2）、極東アジア上における循環場が南北流型へシフトしていた。このような総観場の時間推移は、東アジアの典型的な寒気吹出しのパターンと非常によく似ている（Boyle and Chen 1987）。実際に、西シベリアにおける気温急変イベントの多発時期は、東アジアへの寒気吹出しの発生回数のピークと一致している（Zhang et al. 1997）。

寒候期のシベリアや北米大陸のような高緯度内陸部では、季節進行に伴う積雪面積の拡大や入射エネルギーの減少などに伴い、地表付近に顕著な寒冷層（気温逆転層）が形成されやすい（Kahl 1990）。一方で、日々の気温は非定常擾乱に伴う移流効果で大きく変動するため（Karl et al. 1993）、高緯度内陸部における日々の気温変動幅が非常に大きくなる。

以上を踏まえると、平均気温の温暖偏差時にカナダ北西部・西シベリア地域において気温急変イベントが減少している要因は、非定常擾乱の活動度が変化し寒気形成・崩壊（流出）サイクルが変調を受けたためではないかと推測される。たとえばRogers and Thompson (1995)においても、シベリア地域の温暖偏差時には、北大西洋方面からバレンツ海・カラ海方面に向かって、より勢力の強い低気圧が多く侵入していることが報告されている。すなわち、少なくともシベリア地域においては短周期の循環場・温度場変動のために地表付近の強い気温逆転層形成が阻害されている可能性がある。

最近の研究例では、北半球環状モード（Northern Annular Mode: NAM）の違いによる平均東西流偏差に伴う暖気移流でユーラシア大陸上における季節平均気温の昇温トレンドの約50%を説明できるとする報告もある（Thompson et al. 2000）が、時間平均循環場偏差は日々の擾乱活動の重ね合わせの結果である。したがって、ユーラシア大陸上の昇温傾向の要因を理解するためには、「西風強化

に伴う暖気移流」だけでなく、「非定常擾乱侵入に伴う寒気形成の阻害」の効果も評価する必要があるであろう。具体的には、大気循環場や地表面状態（陸上積雪など）の変化に伴う下層寒気（気温逆転層）の形成・維持過程について、定量的な調査が必要であろう。

VIII まとめと今後の課題

近年の平均気温上昇傾向が大きい北半球において、日々のスケールでの気温急変イベントを研究対象とし、気温急変イベントの時空間分布と温暖化傾向との対応について調査した。

気温急変イベントの選択には、長期間の比較的均質かつ空間代表性のあるデータとしてNCEP-NCAR 客観再解析データの日平均地上気温を使用した。NCEP データの結果を検証するために、地上気象観測点および北極域のブイによる地上気温も併用した。

本研究における気温急変イベントの定義は、日平均地上気温が3日以内で20 K以上の昇温（降温）がみられた場合とした。本来、日々の気温変動性は時空間的に不均一であるが、過去の報告事例（Tanaka and Milkovich 1990; Rogers et al. 1997; Miyazaki et al. 1999）の気温変動幅を参照し、便宜的に固定値で設定した。

北半球域で気温急変イベントが多発するのは、10月から4月の西シベリア、アラスカ、カナダ北西部、カナダ南東部などの高緯度内陸部の4地域であった（図4）。海岸沿いは内陸部に比べて発生回数が少なく、海洋上ではバレンツ海周辺を除き気温急変イベントはほとんど発生しない。気温急変イベント検出基準の期間・温度変動幅を変更しても、発生回数の極大域はほとんど変わらない（図略）。地上観測データとNCEP データとを比較した場合、発生回数分布はおおむね似ていたが、バレンツ海地域における発生回数がNCEP データで極端に多かった。こ

れは、数値モデル内の空間分解能および海水の取扱いに起因する発生回数の過大評価と考えられる。

気温急変イベントは寒候期（11月から2月）に多発していたが、発生回数の極大時期には若干の地域差がみられた。北米域の多発時期は12月・1月を中心としているのに対し、西シベリア地域では約1カ月早い11月・12月に多発する傾向にあった。

近年の温暖化傾向に関する研究では、1カ月以下の時間スケールの現象の長期傾向についても関心が高まっているため、気温急変イベント発生回数と時間平均気温偏差との対応を調査した。1949～2001年の寒候期（11月から2月）の温暖偏差年と寒冷偏差年の上位10年ずつを比較したところ、温暖偏差年の平均発生回数は寒冷偏差年に比べて15～25%程度減少していた。結果の信頼性を確認するために、データ期間やサンプリング方法を変更したところ、発生回数減少の比率には差がある（減少した比率は20%から40%程度の範囲）が、おおむね同様の傾向を示した。

カナダ北西部地域および西シベリア地域では、温暖年における気温急変イベント減少傾向が明瞭であった。典型事例の合成図解析の結果、カナダ北西部地域における温度低下事例の場合にはアラスカ付近に形成されるブロッキング高気圧的循環場が、西シベリア地域における温度上昇事例の場合には西シベリア上を覆っていた寒冷偏差域の東アジア方面への移動がみられた。このような総観場のパターンは従来の研究結果を追認するものであるが、近年の昇温傾向を現象面で説明するための定性的な結果が得られたといえるであろう。

ただし、本研究では気温急変イベントの半球規模の空間分布と各多発地域における地域性（季節性、総観場など）の調査を主目的としたため、温度変動前後の物理過程に関する理解が不足している。極・高緯度域における数日規模の気温変動性について、将来予測をより確かなものにするためには、顕著な

気温逆転層の形成・崩壊時における物理過程を定量的に評価する必要があるであろう。とりわけ、シベリア地域における寒冷層の形成・崩壊過程に関する理解が深まれば、日本を含む東アジア全域における気候変化の将来予測をする上で大きな貢献となる。また、本研究では温暖偏差時の気温急変イベントが比較的明瞭に減少していた、西シベリアの昇温事例とカナダ北西部の降温事例について総観場の時間発展を示したが、比較の意味でも他の事例・地域についてのさらなる研究が必要と思われる。

さらに、NCEP データという空間解像度が数百 km に及ぶデータを使用したため、局所的な影響（たとえば周辺地形に関連したフェーン現象など）を議論するのは困難である。各多発地域における気温急変イベントを理解するためには、地上観測および上層観測データだけでなく、高解像度の客観解析データや数値実験などを併用し、より小規模なスケールでの解析が必要であろう。

なお、本研究で解析対象としたイベント的な気温変動は、温暖化予測実験の性能評価の指標としても利用できると思われる。たとえば、温暖化予測モデルのコントロールランにおいて気温急変イベントが良く再現できていれば、日々の気温変動の将来予測もある程度信頼できる結果と考えられるであろう。

名古屋大学地球水循環研究センターの安成哲三教授、筑波大学地球科学系の木村富士男教授からは筑波大学在籍時にゼミを通じて多くのコメントをいただいた。また、北見工業大学の榎本浩之氏、国立極地研究所の山内 恭氏、平沢尚彦氏、和田 誠氏、国立環境研究所の菅田誠治氏、若松伸司氏からは、学会・セミナーなどでの議論を通じて貴重なコメントをいただいた。論文中の図の作成には、Wessel and Smith (1998) による The Generic Mapping Tools (GMT) 作図パッケージを使用した。なお、本研究は 2002 年日本気象学会春期大会でポスター発表した。本研究にはアサヒビール学術振興財団からの研究助成金の一部を使用した。

（投稿 2003 年 9 月 5 日）

（受理 2004 年 2 月 14 日）

注

- 1) 本研究で使用した地上気温は、数値モデル最下層 ($p/p_s \equiv \sigma = 0.995$ 面、対地高度約 40~50 m に相当) の気温である。
- 2) NCEP データは、作成時の数値モデルにおける空間解像度が約 300 km である。バレンツ海のような海水縁辺部は、「完全海水域」（全領域が海水に覆われている）と「無海水地域」までの遷移帯であるため、このような空間解像度では地表面状態の遷移を十分に表現しきれない。すなわち、NCEP データを用いた海水縁辺部における地上気温変動は他の地域（特に大陸上）と比べて信頼性が劣ると考えられる。したがって、本研究ではバレンツ海地域を解析対象から除外した。
- 3) これら 4 地域以外にも、図 4-d にはグリーンランド氷床の稜線付近やデービス海峡付近で発生回数の大きい地域があるが、(i) 空間的拡がり小さい、(ii) 検証可能な地上気象観測値が少ない、などの理由により本研究では議論しない。
- 4) 各領域は 1000 km 程度の水平規模があるため、各格子点ごとに検出された気温急変イベントの Day 0 が前後 1 日ずれていても同一イベントとみなしている。

文 献

- 早崎将光・田中 博 1999. 対流圏における急激な温度上昇に関する解析——1989 年冬季アラスカの事例解析. 天気 46: 123-135.
- 吉野正敏 1978. 北極気団——寒気のふるさとは、どこか. 気象 22(2): 2-4.
- Boyle, J. S., and Chen, T. -J. 1987. Synoptic aspects of the wintertime east Asian monsoon. In *Monsoon Meteorology*, ed. C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, 125-160. Oxford: Oxford Univ. Press.
- Chang, C.-P., Erickson, J. E., and Lau, K. M. 1979. Northeastly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. part I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.* 107: 812-829.
- Chapman, W. L., and Walsh, J. E., 1993. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 74: 33-47.
- Colle, B. A., and Mass, C. F. 1995. The structure and evolution of cold surges east of the Rocky mountains. *Mon. Wea. Rev.* 123: 2577-2610.
- Colucci, S. J., and Davenport, J. C. 1987. Rapid surface anticyclogenesis: Synoptic climatology and attendant large-scale circulation changes. *Mon. Wea. Rev.* 115: 822-836.

- Enomoto, H., Takahashi, S., Kobayashi, S., Goto-Azuma, K., and Watanabe, O. 1993. Large temperature variations in winter around Svalbard. *Bulletin of Glacier Research* 11: 17-22.
- Folland, C. K., Karl, T. R., Christy, J. R., Clarke, R. A., Gruza, G. V., Jouzel, J., Mann, M. E., Oerlemans, J., Salinger, M. J., and Wang, S.-W. 2001. Observed Climate Variability and Change. In *Climate change 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, ed. J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell and C. A. Johnson, 99-181. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Kahl, J. 1990. Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coast. *Int. J. Climatol.* 10: 537-548.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 77: 437-471.
- Karl, T. R., and Easterling, D. R. 1999. Climate extremes: Selected review and future research directions. *Clim. Change* 42: 309-325.
- Karl, T. R., Jones, P. D., Knight, R. W., Kukla, G., Plummer, N., Razuvaev, V. N., Gallo, K. P., Lindseay, J., Charlson, R., and Peterson, T. C. 1993. A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 74: 1007-1023.
- Karl, T. R., Knight, R. W., and Plummer, N. 1995. Trends in high-frequency climate variability in the twentieth century. *Nature* 377: 217-220.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., Dool, van den H., Jenne, R., and Fiorino, M. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 82: 247-267.
- Lejenäs, H., and Økland, H. 1983. Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus* 35A: 350-362.
- Miyazaki, S., Yasunari, T., and Adyasuren, T. 1999. Abrupt seasonal changes of surface climate observed in northern Mongolia by an Automatic Weather Station. *J. Meteor. Soc. Japan* 77: 583-593.
- Murakami, T., and Sumi, A. 1981. Large-scale aspects of the 1978-79 winter circulation over the greater WMONEX region Part II: Long-period perturbations. *J. Meteor. Soc. Japan* 59: 646-671.
- Razuvaev, V. N., Apasova, E. G., and Martuganov, R. A. 1993. *Daily Temperature and Precipitation Data for 223 USSR Stations*. Vol. ORNL/CDIAC-66: Carbon Dioxide Information Analysis Center.
- Rigor, I. G., Colony, R. L., and Martin, S. 2000. Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979-1997. *J. Climate* 13: 896-914.
- Rogers, J. C., and Thompson, E. M. 1995. Atlantic Arctic cyclones and the mild Siberian winters of the 1980s. *Geophys. Res. Lett.* 22: 799-802.
- Rogers, J. C., Hellstorm, R. A., Mosley-Thompson, E., and Wang, C.-C. 1997. An abrupt spring air temperature rise over the Greenland ice cap. *J. Geophys. Res.* 102D: 13793-13800.
- Rubinshteyn, Y. S. 1962. Warm-core and coreless winters. *Soviet Geography* 3: 14-29.
- Serreze, M. C., Kahl, J. D., and Schnell, R. C. 1992. Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparisons with Soviet drifting station data. *J. Climate* 5: 615-629.
- Tanaka, H. L. 1992. Is it tropospheric sudden warming? *Papers Dedicated to Prof. Toshie Nishizawa on his Retirement from the University of Tsukuba*. 60-69. University of Tsukuba.
- Tanaka, H. L., and Milkovich, M. F. 1990. A heat budget analysis of the polar troposphere in and around Alaska during the abnormal winter of 1988/89. *Mon. Wea. Rev.* 118: 1628-1639.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M., and Hegerl, G. C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. part II: Trends. *J. Climate* 13: 1018-1036.
- van Loon, H. 1967. The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *J. Atmos. Sci.* 24: 472-486.
- Walsh, J. E., Philips, A. S., Portis, D. H., and Chapman, W. L. 2001. Extreme cold outbreaks in the United States and Europe. *J. Climate* 14: 2642-2658.
- Wessel, P., and Smith, W. H. F. 1998. New, improved version of generic mapping tools released. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union* 79: 579.
- Yasunari, T., Nishimori, M., and Mito, T. 1998. Trends and inter-decadal variations of the surface and lower-

tropospheric temperature in the Northern hemisphere from 1964 to 93. *J. Meteor. Soc. Japan* 76: 517-531.

Zhang, Y., Sperber, K. R., and Boyle, J. S. 1997. Climatol-

ogy and interdecadal variation of the east Asian winter monsoon : Results from the 1979-95 NCEP / NCAR reanalysis. *Mon. Wea. Rev.* 125: 2605-2619.

Geographical Review of Japan 77-9 609-627 2004

Climatological Study of Abrupt Surface Air Temperature Changes in the Northern Hemisphere

HAYASAKI Masamitsu* · TANAKA H. L.**.***

(*National Institute for Environmental Studies, **Frontier Research Center for Global Change,

***Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba)

Climatological characteristics of abrupt temperature change (ATC) events in the northern hemisphere are examined using NCEP-NCAR reanalysis data for 1948-2001. An ATC event is defined by a daily mean surface air temperature difference exceeding 20 K within 3 days at each grid point.

ATC events are frequently observed in the interior of continents at high latitudes: western Siberia, Alaska, northwestern Canada, and southeastern Canada. Most ATC events occur in the cold season (from November to February), but there are some seasonal dependencies in each region. In western Siberia, ATC events are frequently observed during early winter (November and December). On the other hand, the peak of ATC frequency is delayed by about 1 month (December and January) over North America.

The frequency of ATC events decreases by 15-25% in warm anomaly years compared with cold anomaly years, especially in western Siberia and northwestern Canada. The typical synoptic evolutions of ATC events are described using composite charts in the above two regions. In the cooling case over northwestern Canada, an intense blocking anticyclone was formed over Alaska prior to the polar air outbreaks into northwestern Canada. In the warming case over western Siberia, the Siberian high was intensified accompanied by the southeastward passage of cold air from the West Siberian Plain to East Asia. This pattern resembles typical polar air outbreaks over East Asia.

These results suggest that ATC events decrease when global warming is intensified.

Key words: surface temperature variability, polar air outbreak, global warming