

総 合 論 文

東アジアの季節サイクルや日々の気象に注目した
最終氷期頃の気候環境の理解へ向けて

加藤内蔵進^{1)*}・池田祥一郎²⁾・阿部加奈¹⁾

岡山大学教育学部理科教室¹⁾, 岡山大学大学院自然科学研究科先端基礎科学専攻²⁾

^{1), 2)} 〒700-8530 岡山市津島中 3-1-1

(平成 18 年 12 月 25 日受理)

Toward Understanding of Regional Climate in East Asia around the Last Glacial Maximum
with Attention to the Seasonal Cycle and Daily Meteorological Systems

Kuranoshin Kato^{1)*}, Shoichiro Ikeda²⁾ and Kana Abe¹⁾

Faculty of Education¹⁾, and Graduate School of Natural Science and Technology²⁾, Okayama University,
Tsushima-Naka, Okayama 700-8530, Japan

Abstract: Regional climate system in East Asia shows the characteristic seasonal cycle affected by the Asian monsoon with various types of its sub-systems. The seasonal cycle there is also related greatly to behaviors of the frontal zones which are the boundaries of these sub-systems. Since the variation of global-scale environment such as the global warming influences on each monsoon sub-system in rather different manner, it is necessary to understand the joint effects of these subsystems, in order to predict the regional climate change in East Asia in the global warming. In such research, it would be also useful to examine the features in the ice age, as an opposite extreme situation against the global warming. Thus the present paper will discuss some viewpoints in investigating the regional climate in the Last Glacial Maximum with attention to the seasonal cycle and daily meteorological systems.

Key words: Climate in East Asia, Seasonal cycle, Frontal zone, Last Glacial Maximum

1. はじめに

アジア域では、大陸移動に伴う特徴的な海陸分布、ユーラシア大陸を取り囲む熱帯西太平洋-インド洋域でのとりわけ高い水温、及び、大きな水平スケールで対流圏中層までそびえるヒマラヤ・チベットの存在などの因子の影響が強く、南アジアや熱帯西太平洋域のモンスーンが生じるとともに、中高緯度では東西方向にも顕著な熱的コントラストの季節性が生じる。アジア大陸東縁域にあたる東アジアの気候システムは、これらの東西・南北の対照的なシステムの接点として、大変独特な季節サイクルや変動特性を示す。梅雨・秋雨前線帯での多雨、中国北西域の乾燥気候の形成、冬のシベリアからの極端な寒気の吹き出しと暖かい日本海上等を吹送することに伴う日本列島の日本海側の地域での大雪、等はそれらの例である(加藤 2004a[1])。しかも、これら地球規模のシステムは、互いに季節サ

イクルのタイミングがかなり異なるため、日本付近の気候・気象システムにも、多くのステージの間で段階的な季節遷移が見られる。このことが、東アジアの季節進行を大変多彩なものにする。

地球温暖化は人類の直面している最も大きな地球環境問題の一つであるが(IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change 2001[2]), 温暖化の地域的な差異やそれに関連した地域規模での気候・水循環の応答は複雑であり予測もまだ十分ではない。それでも近年では、IPCC(2001)の予測よりも更に詳細に、温暖化の伴う日本付近の夏(梅雨も含む)や冬の気候の変化に関して、気候モデルによる予測実験も行なわれるようになった(気象庁編 2005) [2, 3]。しかし、上述のような様々な因子の季節サイクルやその変動の影響の組み合わせ如何により、特に東アジア域ではかなり複雑な応答になることが予想され、それらの理解や予測のために解決すべき課題は多い。そのような課題解決の糸口を見出すためには、「歴史時代あるいは地質時代も含めた大きなパラメータレンジの中で、実際に起きたこと、

*E-mail: kuranos@cc.okayama-u.ac.jp, Corresponding author

あるいは起こりえたこと」に関する基礎的知見を蓄積しておくことも大変有用であろう。

そのような大きなパラメータレンジでの例を考えた場合、地球温暖化とは逆センスではあるが、氷河時代の気候も興味深いターゲットになり得る。菅 (2004) のレビューでも述べられているように、今から約18000年前の最終氷期の頃には、海面水位が現在より約120m前後も低下していた。このため、アジア大陸東縁の海域では、大陸棚や海峡部が陸化したり水深が更に浅くなったたりし、間氷期に比べて閉鎖的な環境であったものと考えられている。例えば最終氷期には、日本海が実質的には閉じた環境であり、また、黒潮は東シナ海へ流入できなかったという[4]。従って、氷期における東アジアの気候の理解の際には、単に全球的な因子だけでなく、上述のような大陸東縁域の海水準の違いに伴う地域的な諸因子がどのように効きうるのかという視点での研究が必要である。

このためには、将来的には地形学的・古環境学的に復元されたピンポイントのより詳しい情報も参照しながら、大気循環モデルにおける基本場・海陸分布・海流などの条件の違いを変えた数値実験による研究が必要である。しかし同時に、現在の東アジア気候システムの維持・変動過程に関する知見を詳細に踏まえた上で、従来の手法で復元される古気候・古環境情報と整合するような具体的な気候システム像に関して(日々の現象の変動特性の位置づけも含めて)、幾つかの可能性を吟味すること重要である。

そこで本稿では、地形、海洋、気候等の古環境に関するレビューを踏まえながら、現在の東アジア気候システムに関するトピックスもヒントとして取り上げ、前線帯の季節サイクルや、『天気システムの日々のサイクルや変動の傾向がどうでありえたのか』などにも注目した研究の視点について議論する。

2. 夏の気候

2.1 暖候期における現在の東アジアの気候システム

東アジアには、低気圧や前線に対応する雲量や降水量の極大ゾーンである「前線帯」がほぼ年間を通じて位置している。Fig.1は、半旬(pentad)毎の地上前線出現頻度の時間緯度断面図を、停滞前線(SF)及びその他の前線(WF, CF, OF)について、それぞれ示したものである(高原・松本 2004[5])。1月1日から始まる半旬を第1半旬とし、カレンダーに従って半旬番号がつけられている。中国大陸側(110-120E)でも、東日本からその東方にかけての地域でも(140-150E)、30N付近にその出現頻度の極大域(前線帯に対応)が見られる(長江流域-日本列島南岸の緯度)。

しかし、前線帯の性質は、季節の進行に伴って大きく変化する。例えば大陸側では、早春から梅雨期にか

けては停滞前線としての出現頻度が高い(例えば、第15半旬頃から第40半旬頃、すなわち、3月半ば頃から7月半ば頃まで)。東日本-本州東方でも、梅雨期や秋雨期を中心に停滞前線の出現頻度が高い(秋雨期は9月頃、すなわち、第50-55半旬頃)。

Fig.2は、850hPa(地上約1.5km)における旬平均値について、相当温位 θ_e (気温と水蒸気量双方を含めた温暖湿潤度の指標として)と対流圏下層で南風成分の見られる領域(前線帯への南からの湿潤気団の流入に寄与)との時間緯度断面である(110-140Eで平均。加藤 1989a[6])。寒候期と暖候期との間で、前線帯の北方の気団の特徴や南方からの水蒸気流入に関わる南風の侵入しやすさには大きな差異が見られる。しかも、前線帯の南側でとりわけ高温湿潤(850hPa相当温位が340Kと特に高い)、かつ、比較的強い平均場の南風が前線帯へ侵入しやすいのは、暖候期の中でも日本の梅雨最盛期に限られる。

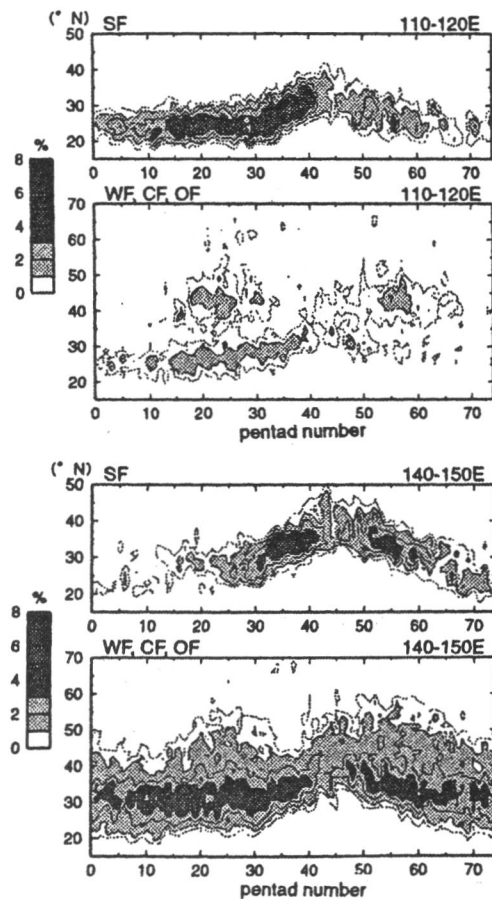


Fig. 1 Appearance frequency of surface fronts

Time-latitude sections of appearance frequency of surface fronts (%) averaged for 110-120E (the two panels from the top) and 140-150E (the two panels from the bottom) based on the statistics for 1979-2000, after Takahara and Matsumoto (2004)[5]. Panels marked by "SF" are the statistics for the stationary fronts, and those by "WF, CF, OF" are for the all other kinds of fronts.

日本列島～華中で梅雨最盛期に入る6月半ば過ぎには、北半球夏モンスーンの開始後、多量の降水に伴う凝結熱の発生により南アジアに広域的な低圧域が形成されるとともに、熱帯西太平洋域の降水活動も強化される(熱帯収束帯の強化)。その双方の効果が重なって、

Fig. 3 に模式的に示されるような華中や西日本への多量の水蒸気輸送を担う下層南風が強化され、それらの地域で梅雨最盛期を迎えることになる (Kato 1989b[7]; Kawamura and Murakami 1998[8]; Ninomiya 1989[9]; Ninomiya and Muraki 1986[10])。

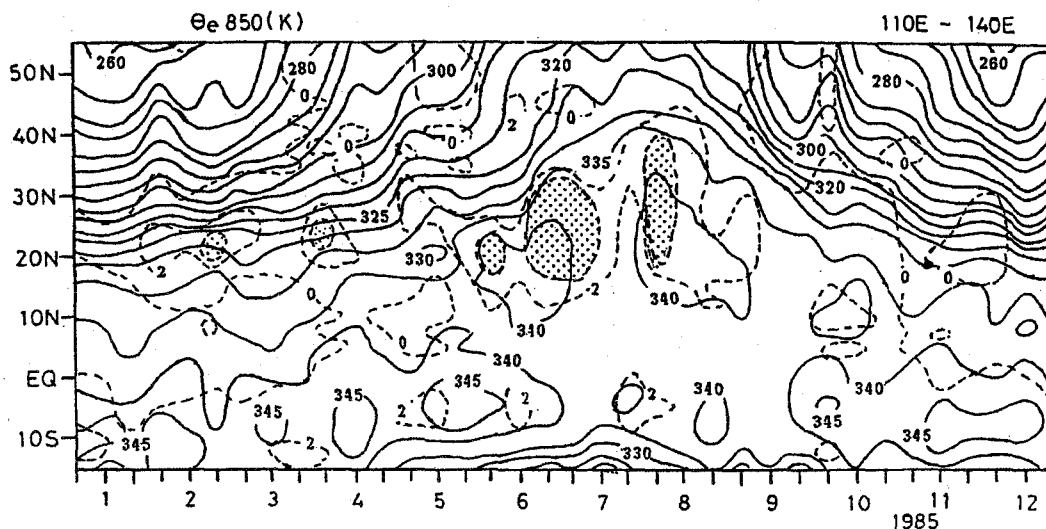


Fig. 2 Time-latitude sections of 10-day mean θ_e (K) and v ($m s^{-1}$) at 850 hPa level averaged for 110-140E in 1985. θ_e : equivalent potential temperature (solid line), v : southerly wind component (broken line). As for v , contours only for 0, +2 and +3 $m s^{-1}$ are drawn. A label indicating the month is shown at the middle decade of each month (After Kato (1989a)[6]).

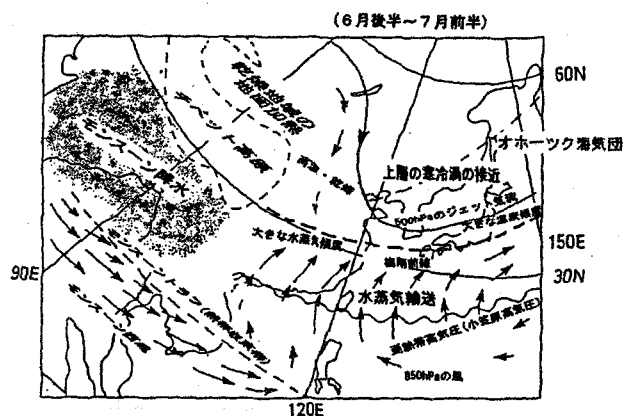


Fig. 3 Atmospheric field in the mature stage of Baiu. Schematic figure of the large-scale circulation in East Asia in the mature stage of the Baiu/Meiyu period from Central China to the Japan Islands (after Kato (1989b)[7] with modification by Kato (2004b)[11]).

ところで梅雨前線帯の北側に関して、東日本側には冷涼なおホーツク海気団が存在し、梅雨寒や冷夏をもたらす。一方、北西側には、中国乾燥地域での地面加熱により、大変高温で乾燥した気団が涵養されている (Akiyama 1973[12]; Kato 1985, 1987[13,14])。しかも、中国乾燥地域に見られるような気候は、南アジアのモンスーン形成に関わるチベット高原の役割と不可分のも

のであり、夏期には高原南側のモンスーン降水に伴う上昇流を補償するような下降域の形成に対応したものである (Broccoli, A. J. and S. Manabe 1992[15]。これを引用した加藤 (1995a) [16]の解説も参照)。このように、南アジアのモンスーンの多雨地域と中国乾燥地域、及び、それらの間のシャープな境界である大陸側の梅雨前線帯などは、一つのセットとして認識する必要がある (加藤 2004b[11])。

但し、先ほど少し触れた点も含めて、日本付近の前線帯の特徴は、春から梅雨期の中でも幾つかのステージの遷移があり、また、梅雨期から盛夏期、盛夏期から秋雨期への明瞭な遷移も見られる点は重要である (加藤 1997, 2002, 2004b[17, 18, 11]; 加藤他 2004[19], 加藤(晴)・加藤(内) 2006[20], 等を参照)。特に、日本列島での梅雨最盛期から盛夏期への遷移や秋雨期の特徴は、Murakami and Matsumoto (1994)[21]のいう南および東南アジア域のモンスーン(SEAM; Summer monsoon over Southeast Asia) と、北西太平洋熱帯域のモンスーン(WNPM; western North Pacific Monsoon) との間の、季節進行のタイミングのずれを大きく反映したものになっている。例えば日本の盛夏期には、西太平洋域での熱帯収束帯や太平洋高気圧が最も北上し、中国でもより内陸域へ水蒸気が侵入しやすい。一方、秋雨期には、シベリアでは気温の季節的な下降が大きくシベリア高気圧の前身となるような高圧部もみられ

るものの、西太平洋域の熱帯収束帯や太平洋高気圧は、比較的高い緯度に留まっている。従って、季節サイクルのどのステージのことを議論しているのかを明確に意識することが必要である。

2.2 最終氷期以降の東アジアの夏のモンスーンに関連した気候変動

東アジアにおける古気候変動の復元に関連して、最終氷期前後の時期における夏季モンスーンの挙動は、大きな関心が寄せられているテーマの一つである。一般に、中国の乾燥・半乾燥地域で降水が多い時期には、中国の内陸部からの黄砂等に関連して飛来する風成塵の堆積物（レス堆積物）が、日本や北太平洋などでも

減少する（福澤他 2003；岡本他 2002）[22, 23]。これらの風成塵のうち重量濃度の最も大きいのがイライト（illite）と呼ばれる粘土鉱物で、中国黄土高原のレス-古土壌シーケンスにも多量に含まれているという（福澤他 1997；大井他 1997）[24, 25]。もし中国内陸部での降水の増大が夏季モンスーンの当該地域への侵入を大きく反映したものであれば、大陸起源の風成塵堆積物から東アジア夏季モンスーンの変動に関する情報が得られることになる。また、チベット高原や中国乾燥地域付近の湖沼水位や花粉分析のデータを用いて、モンスーンの侵入に関する古気候復元の研究もなされている（Yu 2002）[26]。

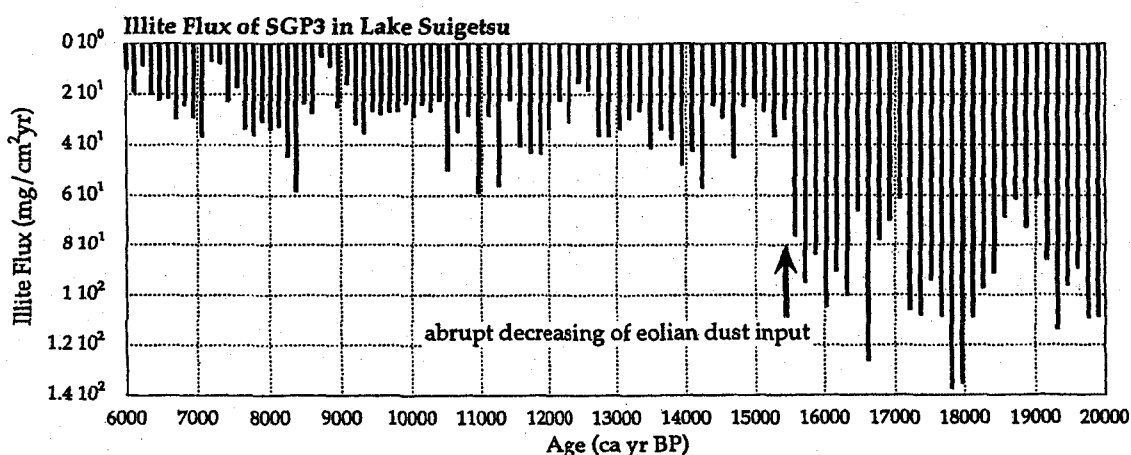


Fig. 4 Time series of illite flux ($\text{mg cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$) in varved lacustrine sediments of Lake Suigetsu. The figure is shown from 20000 to 6000 years before present, after Fukusawa et al. (2003)[22].

氷期・間氷期のサイクルを経て最終氷期から温暖な気候へ変化していく時期を通して見れば、最終氷期のような寒冷な時期における中国北西域などでの降水量の減少が示唆されている（例えば、日本へ飛来する風成塵の減少により推定）。しかし、中国内陸部で夏季モンスーン降水が強まったと示唆される時期と全球的な気温変動との時間差や、中国内陸部の中での地域差も小さくなく、東アジアの夏季モンスーン変動の復元に関しては議論の余地が多いという（菅 2004）[4]。例えば水月湖年縞堆積物に認められたイライトフラックスの時系列変動によれば（Fig. 4）、ヤンガードリアス期に相当する約1万数千年前には（最終氷期の後に温暖化する過程で、一時的に大きく寒冷化した時代）、中国内陸部での降水量は大きくは減少していない。すなわち、東アジア夏季モンスーンの内陸への侵入は弱まっていないことが示唆されるという。

確かに、ユーラシア大陸やその中のチベット高原が夏に十分暖まらなければ、南アジアの夏モンスーン SEAM は発達しにくいであろう。ところで、ヤンガードリアス期の一時的な寒冷化は、最終氷期後の温暖化で高緯度の大陸氷床が融解し、北西大西洋高緯度域での塩分濃度が低下することに伴って、そこで沈み込む

深層水循環が弱まった結果起きたと考えられている。しかし、北西太平洋域熱帯域のモンスーン WNPM は、SEAM と異なる振る舞いを示す。もし高緯度地域で降温しても低緯度地域での水温低下がそれほど大きくなければ、西太平洋熱帯・亜熱帯域での夏モンスーン降水域は維持され、その結果、盛夏期の太平洋高気圧縁辺部の風系に伴って、水蒸気が中国内陸域まで侵入して降水を維持することは可能だったかも知れない。Wang and Oba (1998)[27]や福澤他 (2003) [22]等も、氷期・間氷期のサイクルの中での夏季モンスーンの内陸への侵入の変動を支配する重要な要因の一つとして、熱帯西太平洋域の海水温絡みの変動を挙げている。

一方、Yatagai and Yasunari (1995) [28]は、西部のタクラマカン砂漠地域と東部の黄土高原地域では、夏の降水量の年々変動に関与する大気循環系がかなり異なることを指摘している。すなわち西部での降水量の年々変動は、偏西風循環の変動に関連した比較的ローカルなアノマリー場に関係し、インドでのモンスーン降水量とは負の相関を示す。一方、東部での変動は、インドでのモンスーン降水量と正相関を示し、南アジアのモンスーンが活発な時に降水量が多くなる。しかもこの時、太平洋高気圧も平年よりも北西に張り出し

て強かったという。つまり、南アジアモンスーン SEAM が強いことで WNPM も強まり、太平洋高気圧からの南風が中国内陸部へ侵入するのに有利な条件として連動して働くこともあり、中高緯度の寒冷な気候と SEAM や WNPM とがどのように関連し合うのか、今後の検討が必要である。

ところで、1990年代には、全球的な温暖化に伴って南西諸島域や西日本では夏の気温が年々高くなっているにもかかわらず、梅雨前線が8月になってもあまり北上せず、北日本では冷夏傾向となる年(いわゆる「北冷西暑」)も頻繁に出現するようになった(加藤・野林・妹尾 2004; Sato and Takahashi 2001; 谷貝 2005) [29, 30, 31]。日本の冷夏とも関係の深いオホーツク海高気圧は、ユーラシア大陸(特に東シベリア)が高緯度まで暖まり東側のオホーツク海・ベーリング海や北側の北極海との温度コントラストが顕著になるという基本場の季節進行が、重要なベースにあるという(加藤 1995b; 中村 2004; Nakamura and Fukumachi 2004) [32, 33, 34]。従って、シベリア北部が低温の場合にのみ北日本が冷夏となりやすいわけではなく、逆に、シベリアが周辺海域に比べてより暖かいからこそ北日本で冷夏になりやすいという条件が働きうることになる。

以上のように、日本の夏の天候の復元に際しては、全球的な寒暖の相違のみでなく、南アジアモンスーンの強弱への影響、西太平洋熱帯域のモンスーンの影響(舞い(SEAM)や当該地域の海水温の影響間の兼ね合い)とその太平洋高気圧への影響、ユーラシア大陸高緯度域の寒暖への影響、等がどのように拮抗していたのかを念頭に置く必要があるわけである。

3. 冬の気候(南岸低気圧と降水の観点から)

3.1 冬の日本付近の寒気吹き出しと気団変質

日本付近では、黒潮が東シナ海に侵入し、その一部は、対馬海流として日本海へ流入する。これらの暖流は多量の熱を低緯度地域から中緯度へ輸送し、日本周辺の海域は、黒潮あるいは対馬海流から正味受け取る多量の熱を大気へ輸送する。海流によって海域へ正味輸送される熱量の季節変化も大きい。対馬海流の場合、日本海への正味の熱の流入は夏に大きく、それが日本海で貯熱されることにより、日本海は冬を通して比較的暖かい水温に保たれている(Kato and Asai 1983) [35]。

従って、冬の大陸からの寒気吹き出し時には、海上を吹送する間に熱や水蒸気の補給を受ける。その結果、風上から風下に向かって背の低い積雲が発達して対流混合層が深まり、対流圏下層のある程度の厚さを持つ層で風下ほど気温や水蒸気量が増大するような、気団変質過程が生じる(Ninomiya 1968, 1977, 2006 [36, 37, 38]; Kato et al. 1995 [39], 等)。このような空気塊が風下側の山脈で持ち上げられたり、あるいは海上で発生した対

流雲が組織化されてメソスケールの降雪システムが上陸したりすることで、日本列島の日本海側は多雪地域となる。

最終氷期には、海面水準の低下で日本海がほぼ閉鎖的環境にあったと考えられるので、冬の早い段階で多くの場所で凍ってしまい、上述の気団変質過程の冬を通じた維持は困難であったのではと想像できる。このため、真冬には日本列島の日本海側では、現在よりも寒冷で、降雪は少なかったであろう(気団変質による風下側での昇温は大きくなく、風下へ運ばれてくる水蒸気量は今よりも少なかったであろう)。しかし、実質的に閉じた湖であっても夏には日射で昇温するとすれば、秋から冬への進行の中で現在の日本海に類似する気団変質過程が見られる時期も存在しえたであろう。つまり、最終氷期において、日本海域における海洋中の熱収支や大気中での気団変質過程、及び、日本海側の降水過程、及びそれらの秋-冬-春を通じた季節進行が現在とどのどのような差異を示し得たかについて、今後、詳しく吟味することは興味深い。

3.2 南岸低気圧の活動と降水、及び大規模場

3.2.1 南岸低気圧と日本の冬の降水

一方、東シナ海域から南西諸島域にかけては、チベット高原の南を回る対流圏中層の偏西風極大軸に対応して、冬にも前線や低気圧が出現しやすい(Fig. 1も参照)。このため、西方の陸上である華南では、停滞前線に対応するような層状性の下層雲の出現頻度が高い(Ninomiya and Akiyama 1973) [40]。さらには、南西諸島域における寒気吹き出し時でも、それに伴う下層の対流雲の上方を、前線帯に対応する層状雲が覆う事例も少なくないという(中田 1991) [41]。

このような気候学的平均場の中で、東シナ海もしくは南西諸島域で発生・東進する温帯低気圧が発達しながら本州南岸を通過し(「南岸低気圧」と呼ぶことにする)、関東などの太平洋側の地域でも降雪がもたらされることがある。これは、低気圧上空に(地上約2-3 km付近を中心に)南から暖湿気流が流入する水蒸気による(例えば加藤(1994)の解説を参照) [42]。またこの時、北東気流による寒気流入のため低気圧の北側でも地上気温はあまり上昇せず、雪のままで降るわけである。冬の最盛期を過ぎた2-3月頃や暖冬年には、このような事例がしばしば見られる。このように、南から暖湿気流が流入し、かつ地上付近で低温となる状況が起きやすければ、南岸低気圧に伴う降雪の寄与も大きくなり得る。従って最終氷期には、季節風による日本列島日本海側での降雪量はあまり多くなかったと考えられるが、南岸低気圧の活動度、その活動域付近周辺における気温・水蒸気量の分布、等も当時の降水・降雪の状況の復元の際に検討すべき因子であろう。

3.2.2 1997/98年冬のエルニーニョ時の南岸低気圧の活動と水蒸気の流入(1995/96年冬との比較)

ところで、エルニーニョ現象時には、寒気があまり南下できず、日本付近では暖冬傾向を示すと言われている(気象庁 1999a) [43]。また、その時には南岸低気圧の活動に関連して雲量も大きくなるという指摘がある(Nitta 1986) [44]。

その基本場としての大規模大気場の特徴について、1997/1998年の冬を、暖冬続きの1990年代の中では比較的冬らしい冬となった1995/1996年と比較しながら記述する。解析には、主に気象庁数値予報課作成の全球客観解析データを用いた(1997/1998年冬については1日4回で1.25°緯度経度格子、1995/1996年冬については1日2回で1.875°緯度経度格子)。

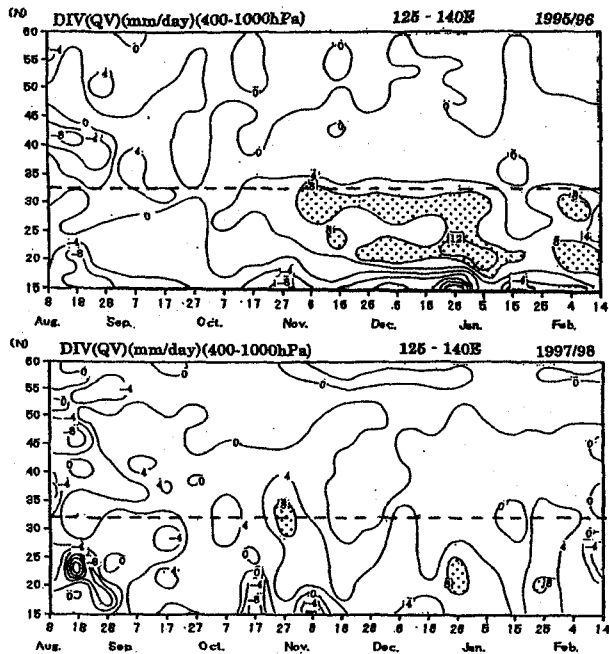


Fig. 5 Time-latitude sections of DIV(QV) for 125-140E. Time-latitude sections of ten-day mean value of the vertically integrated moisture flux DIV(QV) from 400 to 1000 hPa level averaged for 125-140E (mm/day). The upper panel is for 1995/1996 winter and the lower one for 1997/1998 winter.

特に、1997年夏から1998年冬にかけてのエルニーニョ現象は20世紀最強のものである。その事例では、北日本を除く日本列島の各地では顕著な暖冬となり、南岸低気圧に伴う太平洋側の大雪も頻繁に起きた(気象庁 1999b) [45]。エルニーニョ現象時の東アジアの暖冬は、PNA(Pacific/North American)パターンに関連したアリューシャン低気圧の東偏(Horel and Wallace 1981[46])に伴う北西季節風域の東偏、あるいは、小出・小寺(1999)、Koide and Kodera (1999)、安富・木本(1999)等が指摘したWP(Western Pacific)パターンに関連した西太平洋亜熱帯-中緯度域の500hPa面での高気圧偏差(その北方に寒気域を伴う低気圧偏差)に伴う寒気南下の抑制、等に関連している[47, 48, 49]。しかも、これらのパターンは東アジアに吹き出す北西季節風を平年より弱めるとともに、安富・木本(1999) [49]らが指摘したように、南岸低気圧に伴う降水活動の強化にも好都合なようである。

そこで、南岸低気圧の活動に関連した日々の過程と

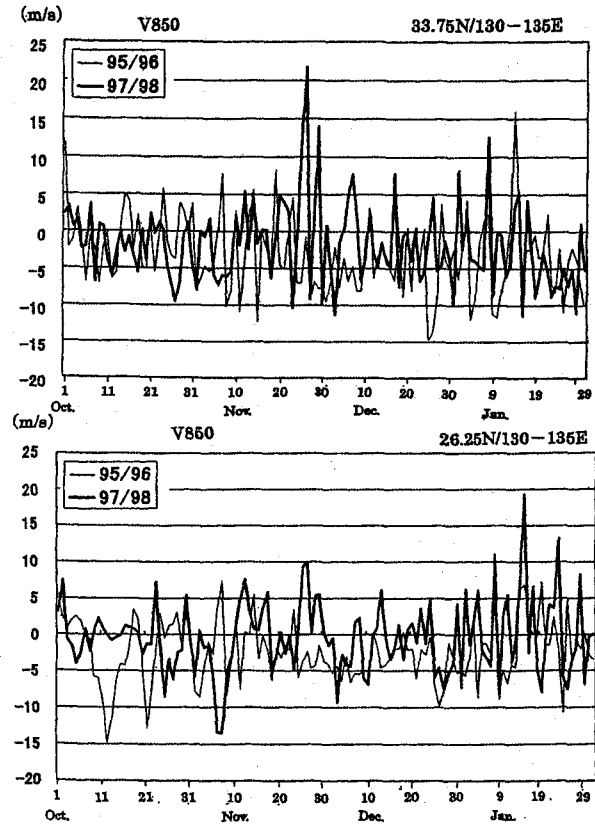


Fig. 6 Temporal variation of V850 ($m s^{-1}$). Temporal variation of southerly wind component at 850 hPa level (V850) averaged for 130-135E. A thin solid line indicates the sequence for 1995/1996 winter, and a thick solid line for 1997/1998 winter. The upper and the lower panels show the values at 33.75N and 26.25N, respectively.

Fig. 5は400-1000hPa(対流圏中下層全体)で積分した水蒸気フラックスの水平発散(DIV(QV)と略す)の時間緯度断面を示す。例えばDIV(QV)が大きい場合には、寒気吹き出し時に海からの蒸発が降水を大きく上回っている(大きな水蒸気ソースとなっている)ことを意味する機会が多いので、日本付近の寒気の吹き出しに伴う気団変質の強さの一つの指標として例示した。

1995/1996年には、日本海付近から日本の南海上(北緯20度-35度)において、4-10mm/dayと大きな正值を示す(水蒸気ソース)。日々の時系列を見ても、正のDIV(QV)を示す日が持続している(図は略)。毎日の天気図でも、11月上旬から徐々に冬型の気圧配置の日が多くなって、日本付近へ寒気の吹き出しが比較的持続

していた (Fig. 6 に示されるように、11 月以降は北風成分が卓越していた)。

一方 1997/1998 年冬には、日本海域から日本の南海上にかけては、DIV(QV)の値は0-4mm/day 程度しかない。日々の時系列をみると、図6に示される南風の侵入に対応して、絶対値の大きな負値(収束)をとる日が真冬でも頻繁に現れている(図略)。毎日の地上天気図によれば、これらのイベントは温帯低気圧が日本付近を通過することに対応していた。従って、1997/1998 年冬には、南方の領域から水蒸気を集めて低気圧域の降水をまかなうケースも少なくなかったことになる。

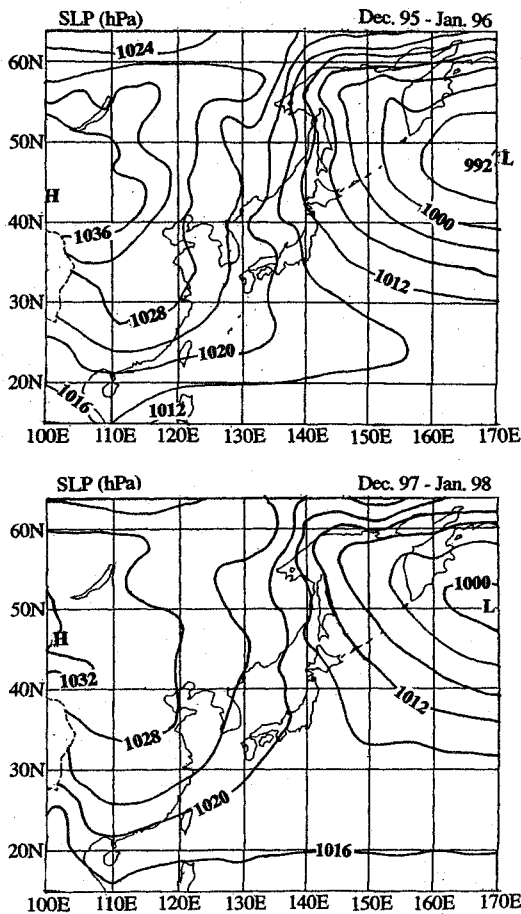


Fig. 7 Distributions of mean SLP (hPa).

Upper panel indicates distribution of the mean sea level pressure (SLP) for December 1995 to January 1996, and the lower panel shows that for December 1997 to January 1998.

3.2.3 1997/98 年冬と 1995/96 年冬における大規模場の特徴と擾乱の活動度の比較

Fig. 7 の 12 月から 1 月で平均した海面気圧 (SLP) の両年の分布に示されるように、1997/1998 年冬には、1995/1996 年冬に比べてシベリア高気圧やアリューシャン低気圧が弱く (中心示度を比較)、日本付近を南北に走る等圧線の間隔が広い (日本付近における平均場の冬の季節風が弱い)。

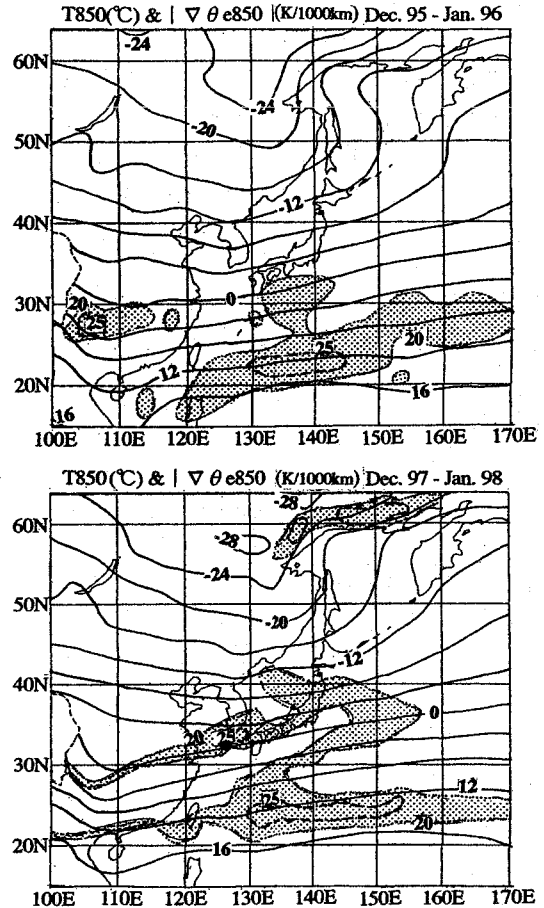


Fig. 8 Same as in Fig. 7, except for T850 and $|\nabla \theta e850|$. Unit of air temperature at 850 hPa level (T850, in solid line) is in $^{\circ}\text{C}$. Contours of magnitude of horizontal gradient of equivalent potential temperature ($|\nabla \theta e850|$, in dotted line) are drawn only for 20 and 25 K/1000km.

Fig. 8 は、両年における 12 月-1 月で平均した 850hPa (地上約 1.5km、対流圏下層を代表) における気温 T850 と、同じ高度における 2 ヶ月平均した相当温位の水平傾度の絶対値 $|\nabla \theta e850|$ (20K/1000km 以上の領域のみ) を重ねたものである。Fig. 9 に 850hPa における比湿 (単位質量あたりの混合空気中に含まれる水蒸気量。絶対湿度に対応) の分布を同様に示す。

例えば 8°C の等温線が、1995/1996 年冬には 130E で 25N まで南下しているのに対し、1997/1998 年冬には 28N 付近にとどまるなど、本州-南西諸島域における寒気の南下はエルニーニョ年の 1997/1998 年に弱い。但し、日本列島の位置する 130-140E の経度帯において、北海道以北では逆に 1997/1998 年冬の気温が 1995/1996 年冬に比べて低い。このため、1997/1998 年冬には、九州-本州南岸を中心に日本付近での南北の温度傾度が特に集中している点が注目される。

一方、比湿の南北傾度は、両年に共通して、日本付近よりもはるか南方海上の 20N 付近で特に大きい。こ

れは、黒潮が流れて海面水温が本州南方や南西諸島域でかなり高いという状況のもとでの、3.1で述べた気団変質過程による寄与が大きい。しかし詳しく見れば、1997/1998年冬の方が(エルニーニョ年)、本州南岸付近(〜33N)での比湿傾度は大きい。これを反映して、本州付近に850hPa相当温位傾度の極大軸が東西に伸びている。

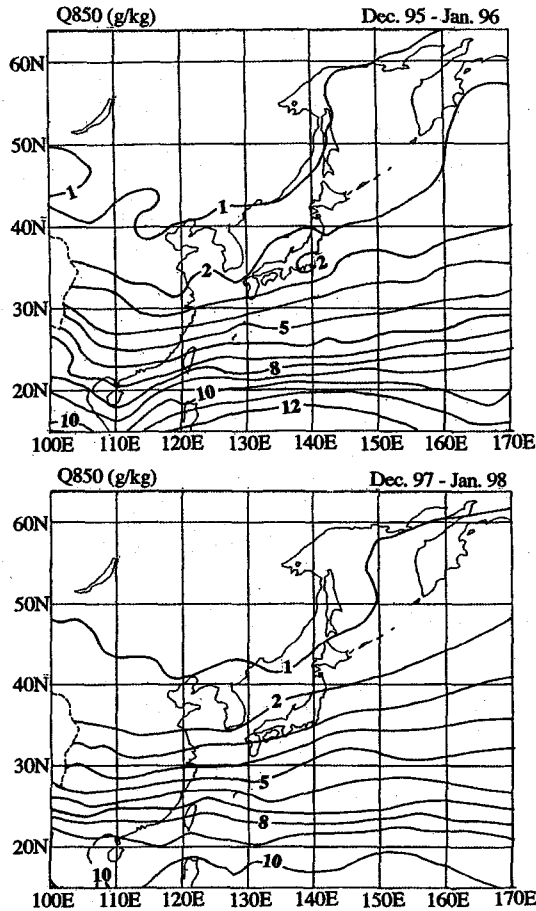


Fig. 9 Same as in Fig. 7, except for Q850 (g kg^{-1}). Q850 denotes specific humidity at 850 hPa level.

Fig. 10は、各マップタイムにおける130-135E(西日本の経度)で平均した850hPa気温の、10日間毎の標準偏差 $\sigma(T_{850})$ の緯度時間断面である。1997/1998年冬には、前述の本州南岸付近を中心とする大きな南北の温度傾度に対応して、 $\sigma(T_{850})$ の大きな領域(例えば、 $\sigma(T_{850}) > 3^\circ\text{C}$)が〜33Nでも見られる(最大のピークは、45N-60N付近に見られるが)。しかも、 $\sigma(T_{850}) = 3^\circ\text{C}$ の等値線は、1995/1996年冬と違い、〜25Nまで南下している。図は略すが、850hPaにおける南北風(V850)の変動も比較的大きい。

これらは、1997/1998年冬の本州付近での活発な温帯低気圧の活動を反映したものである。但し、1995/1996年には、本州南岸からその南方海上にかけて南北の温度傾度は大きいものの、そこでの低気圧活動に関連する $\sigma(T_{850})$ は小さい。また、興味深いこと

に、南北の温度差の最も大きな北緯20度から35度付近よりも、40N-45N付近で南北風や気温の標準偏差が11月以降大きい(この緯度帯でも南北の温度傾度そのものは決して小さくないが)。このことは、1997/1998年には、本州やその南方海上における南北の温度差が全体として大きかったというよりも、本州南岸付近の緯度帯での集中性が大きかった点が、南岸低気圧の活動を特徴づける因子の一つであったことを示唆している。

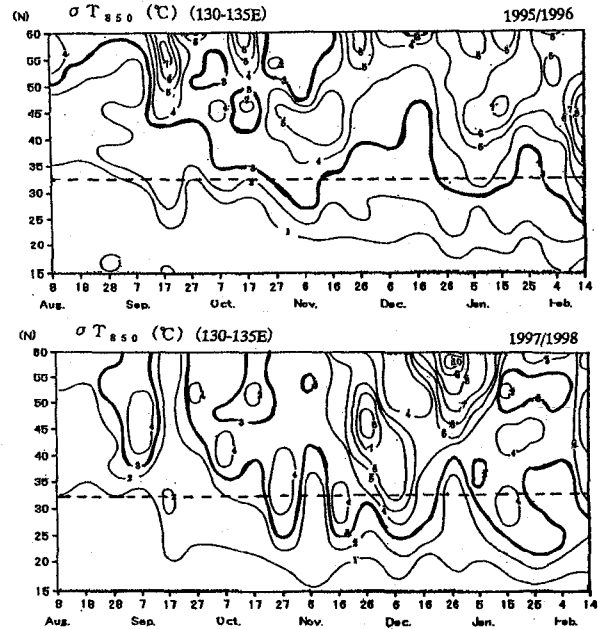


Fig. 10 Time-latitude sections of $\sigma(T_{850})$, in $^\circ\text{C}$. Time-latitude sections of the standard deviation of temporal variation of T850 ($\sigma(T_{850})$) in 130-135E for each 10-days. The upper and the lower panels are for 1995/1996 and 1997/1998 winters, respectively.

3.2.4 南岸低気圧北方での日々の低温の発現機構

南岸低気圧は太平洋側の地域にも降水をもたらすが、それが雨として降るか雪として降るかは、地上付近の気温に大きく依存する。そこで、南岸低気圧接近時における関東地方の地上気温の低下について、3月の例ではあるが、服部・加藤(2004)[50]の preliminary study を引用しながら簡単に触れておく。Fig. 11は、1971年〜1998年3月における毎日の地上天気図に基づき抽出した各気圧配置型のうち、それぞれ、「冬型」時の東京、「南岸低気圧型」時の東京と長崎について、日平均気温の平年値からの偏差に関する階級別出現頻度のヒストグラムを示したものである。なお、「南岸低気圧型」の中でも、南岸低気圧の北方をシベリア高気圧が北に偏って張り出している場合(「L(A)型」と呼ぶことにする)について集計されている。これは、南岸低気圧北方に別の低気圧があって北日本で南よりの風が卓越す

るパターンを除外するためである。また、ここでは、日々の値を28年間の同じカレンダーの日付で平均し、更にそれを5日移動平均したものを「平年値」として

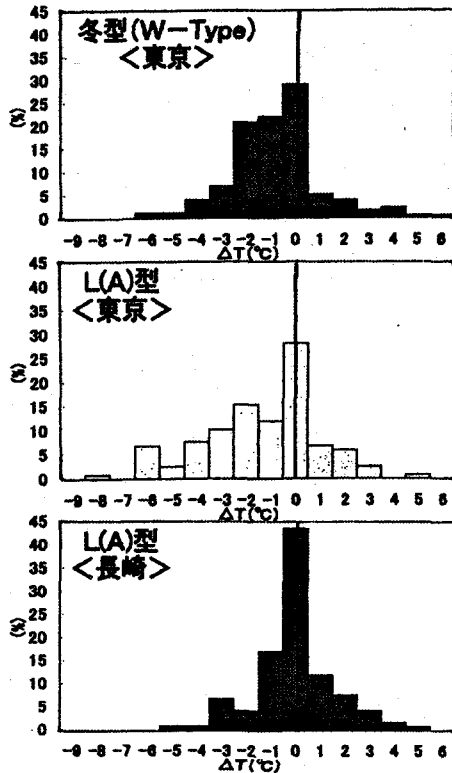


Fig. 11 Histogram on daily surface air temperature. Appearance frequency of the daily mean air temperature deviation at the surface level from its climatological value (ΔT) in March of 1971-1998(%), after Hattori and Kato (2004)[50]. Statistics for the temperature at Tokyo (the eastern part of the Japan Islands) in the winter-type pressure pattern, that in the L(A)-type, that at Nagasaki (the western part of the Japan Islands) in L(A)-type are shown in upper, middle and lower panels, respectively.

東京では、L(A)型においても、冬型時に匹敵するような頻度で低温日の出現が見られた(例えば、日平均気温の平年からの偏差が -4°C 以下の頻度も比較的高い)。しかも、特に顕著な低温日の出現頻度は、冬型時よりむしろ高いぐらいであった。しかし長崎では、L(A)型時に高温あるいは低温偏差のいずれかに偏るわけではなく、L(A)型時の低温偏差は東日本側に限定された現象である点が注目される。

Fig. 12は、各年3月におけるL(A)型当日のみで平均した東京の日平均気温偏差(地上)と、モンゴル〜その東方の $40^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}/110^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{E}$ で平均した3月全体の平均 850hPa 気温偏差(シベリア気団の強さの指標として)との散布図である。3月でも、平均場としてのシベリア気団が強い状況のもとで南岸低気圧が通ると、東京

で顕著な低温が起きやすいことがわかる。

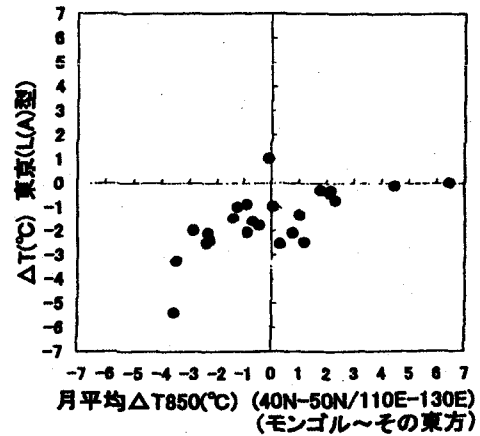


Fig. 12 Relation between ΔT in Tokyo and Mongolia. Relationship of the surface air temperature deviation in Tokyo averaged only for L(A)-type situations, to the monthly mean temperature deviation from the climatological value at 850 hPa level in $40^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}/110^{\circ}\text{E}-130^{\circ}\text{E}$ (around Mongolia to its eastern area as an indicator for intensity of the Siberian air mass) in March ($^{\circ}\text{C}$), after Hattori and Kato (2004)[50].

服部・加藤(2004)によれば、L(A)型になる前に少なくとも北日本では冬型を経験することにより(全国的な冬型ではなくても)、L(A)型当日の関東地方への北東気流の風上にあたる海域まで、予め寒気が流入するためだという[50]。つまり上述の結果は、最終氷期において南岸低気圧の活動がどうであり得ただけでなく、「南岸低気圧が通過する直前の北東側の地上気温がどう設定されるのか?」という点も併せて吟味する必要性を教示している

3.2.5 南岸低気圧と冬の気候に関するコメント

最終氷期頃には、大陸から吹き出した際に今よりも低温であった点だけでなく、閉鎖的海洋環境のもとで日本海や東シナ海域での寒気吹き出し時の気団変質があまり顕著でなかったことも予想される。もしそうであれば、南西諸島や本州南岸沖に達した寒気は今よりも低温に保たれ得たであろう。

一方、より風下側の海水温に関して、CLIMAP Project Members (1976, 1981)によれば、西太平洋熱帯域では現在よりも 2.3°C ほど低かったが、高緯度地域における水温低下に比べると大きな差ではなかったという[51, 52]。その後の研究で、熱帯域での最終氷期の水温低下がCLIMAP Project Member (1976, 1981)による見積りよりも大きいことが示されたが(菅(2004)のレビューを参照[4])、それでも黒潮流軸からその南方海域における海面水温の絶対値は高いので、南西諸島以南へ達した寒気は急速に変質を受け昇温・加湿されよう(現在でも、寒気吹き出し時の海からの顕熱補給量は日本

海が大きい、蒸発量は南西諸島域でとりわけ大きい (Kondo 1976 等) [53]。従って最終氷期には、南側での急速な気団変質を反映して、本州南岸沖や南西諸島域における気温や相当温位の南北傾度が、現在よりかなり大きかったのかも知れない (その傾度の極大となる緯度は現在より南だったかも知れない)。

南北の温度傾度の大きさは、そこでの温帯低気圧の発達に関わる要因の一つとなると同時に、南岸低気圧通過時に日々の気温変動を通じて低気圧の北側での降水の形態にも影響するであろう。更に、気団変質に伴って、低気圧のすぐ南方で多くの水蒸気量が大气中に貯えられていれば、南岸低気圧に伴う南風で南方からの水蒸気輸送がより大きくなり、降水量は増える可能性がある。

従って、現在の冬の低気圧活動と降水に関する理解を深めるためにも、「最終氷期には、地上付近の気温は低いが低気圧に伴う降水量 (あるいは降雪量) の多い地域が、本州南方から南西諸島域にかけてみられた可能性はないか」、大気大循環モデルに基づき検討してみる価値は高いであろう。

4. まとめ

「多彩な季節サイクルで特徴づけられる東アジアの気候・気象環境が、温暖化などの地球規模の環境変動に対してどのような応答を示すか？」は、地球環境問題としての重要な課題であり、それを理解・予測するための興味深い思考実験の対象の一つとして最終氷期が挙げられる。本論文では、菅(2004) [4]による最終氷期頃の気候・古環境復元に関するレビューも踏まえつつ現在の東アジア気候・気象システムについて紹介し、当時の日々の気象状況や季節サイクルにどのような現在との違いがあり得たのかという視点で、気候復元の際の着眼点を議論した。

日本付近は、ほぼ年間を通じて前線帯の影響を受けやすく、しかも東アジアを取り巻く東西南北の各システムの季節サイクルの違いによって、前線帯などの特徴の季節進行も大きい。従って、季節サイクルのどのような時期の現象であるか、そのサイクル自体がどのように歪められるのか、に留意した議論が必要である。

夏のモンスーンに関しては、ユーラシア大陸の中高緯度の部分、亜熱帯の部分、さらには熱帯西太平洋域の海況は、それぞれ夏のアジアモンスーンに対してかなり異なる過程で影響を与える。従って一口に寒冷な時期と言っても、その影響が今述べたどのようなシステムを主に介することになるのかを、明確に意識する必要がある。

最終氷期には日本海が閉鎖的環境になることで、日本列島の日本海側でも寒冷・乾燥した気候になりうる事が広く言われているが、夏一秋一冬の季節変化の

中でどのような経過をたどりうるのかも興味深い。また、真冬については、南岸低気圧の振舞とそれに伴う降水の気候学にも注目することで、より具体的な気候復元が出来るのではないかと。

今後は、本論文で指摘したような留意点に基づき、現在の季節サイクルとその変動についての解析を進めるとともに、日々の現象の現われ方がどのようになるかにも着目して、大気大循環モデルによる数値シミュレーションも進めていきたいと考えている。

謝辞

本研究は、主に平成 16 年度岡山大学学長裁量経費「地形変動との絡みで見たアジア大陸東縁域での気候ダイナミクスに関する研究」(代表者:加藤内蔵進)により行なわれた。また、平成 16-18 年度科学研究費補助金(基盤研究 C)「東アジア前線帯付近の気候・水循環系にみる季節進行の歪みと異常気象に関する研究」(代表者:加藤内蔵進)等による解析結果も一部踏まえた。なお、本研究の一部の計算には、名古屋大学情報連携基盤センター、及び、東京大学情報基盤センターの大型計算機システムを利用した。

文献

1. 加藤内蔵進, 2004a: モンスーンと東アジア; 季節サイクルと変動-総論-。月刊海洋, 36 (No. 4), 247-251。
2. IPCC, 2001: Climate Change 2001 (The Scientific Basis). Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, pp881。
3. 気象庁編, 2005: 異常気象レポート 2005- 近年における世界の異常気象と気候変動-その実態と見通し-(VII), 気象庁, 全 382 頁。
4. 菅 浩伸, 2004: 東アジアにおける最終氷期最盛期から更新世初期の海洋古環境。岡山大学地球科学研究報告, 第 11 巻, 22-30。
5. 高原宏明・松本淳, 2004: 東アジアにおける気団と前線帯の季節変化。月刊海洋, 36 (No. 4), 252-256。
6. 加藤内蔵進, 1989a: 日本近海域の多雲量帯付近の大気状態の季節変化-南北システムの接点-。月刊海洋, 21 (No. 8), 462-467。
7. Kato, K., 1989a: Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the Northern Summer Monsoon. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 249-265。
8. Kawamura, R., and T. Murakami, 1998: Baiu near Japan and its relation to summer monsoons over southeast Asia and the western North Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 76, 619-639。
9. Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over East Asia during the Baiu period in 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 639-658。
10. Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over the East Asia during the Baiu period of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 409-429。
11. 加藤内蔵進, 2004b: チベット高原を囲む熱的低気圧と梅雨水循環について-湿潤地と乾燥地が隣接する環境の中で-。月刊海洋, 36 (No. 4), 279-285。
12. Akiyama, T. 1973: The large-scale aspects of the characteristics features of the Baiu front. Pap. Meteor. Geophys., 24, 157-188。
13. Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979. J.

- Meteor. Soc. Japan, 63, 20-36.
14. Kato, K., 1987: Airmass transformation over the semiarid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 737-750.
 15. Broccoli, A. J. and S. Manabe, 1992: The effects of orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climates. *J. Climate*, 5, 1181-1201.
 16. 加藤内蔵進, 1995a: 大規模及び中小規模現象. 気象研究ノート第184号「乾燥地の自然環境」, 13-46.
 17. 加藤内蔵進, 1997: 日本の降水環境- モンスーンアジアの中の日本-. 環境制御, 19, 5-10.
 18. 加藤内蔵進, 2002: 梅雨. キーワード気象の事典(朝倉書店), 新田尚, 他 編 221-226.
 19. 加藤内蔵進・福田維子・平沢尚彦・東蒼・武田喬男・松本淳, 2004: 東アジアの季節進行の中で見た梅雨と秋雨について. 月刊海洋(号外), No. 38「流体力学から見た大気と海洋- 木村龍治教授退官記念論文集-」, 235-242.
 20. 加藤晴子・加藤内蔵進, 2006: 日本の春の季節進行と童謡・唱歌, 芸術歌曲にみられる春の表現- 気象と音楽の総合的な学習の開発に向けて-. 岡山大学教育実践総合センター紀要, 6, 39-54.
 21. Murakami, T. and J. Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 719-745.
 22. 福澤仁之・斉藤耕志・藤原治, 2003: 日本列島における更新世後期以降の気候変動のトリガーはなにか? -チベット高原と West Pacific Warm Water Pool の役割-. 第四紀研究, 42(3), 165-180.
 23. 岡本孝則・松本英二・川幡徳高, 2002: 北太平洋深海底層中の石英からみた過去 20 万年間の風成塵の変動. 第四紀研究, 41(1), 35-44.
 24. 福澤仁之・大井圭一・山田和芳・岩田修二・鳥居雅之, 1997: 日本海- 黄土地帯- 地中海トランセクトにおける過去 240 万年間の大気循環変動. 地学雑誌, 106, 240-248.
 25. 大井圭一・福澤仁之・大井圭一・岩田修二・鳥居雅之, 1997: 中国内陸部のレス・古土壌堆積物と日本海深層堆積物の粘度鉱物からみた東アジアにおける過去 240 万年間のモンスーン・偏西風変動. 地学雑誌, 106, 249-259.
 26. Yu G, Xue, B. and S. Wang, 2002: Reconstruction of Asian paleomonsoon patterns in China over the last 40 kyrs: A Synthesis. *The Quaternary Research*, 41(1), 23-33.
 27. Wang, L. and Y. Oba, 1998: Tele-connection between East Asian Monsoon and the high-latitude climate: A comparison between the GISP2 ice core record and the high resolution marine records from the Japan and the South China Sea. *The Quaternary Research*, 37(3), 211-219.
 28. Yatagai, A. and T. Yasunari, 1995: Interannual variations of summer precipitation in the arid/semiarid regions in China and Mongolia: Their regionality and relation to the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 909-923.
 29. 加藤内蔵進・野林雅史・妹尾ゆかり, 2004: 北日本における 7 月下旬からの冷夏への移行に関する 2001 年の事例解析. 月刊海洋, 36(No. 4), 328-334.
 30. Sato, N. and M. Takahashi, 2001: Long-term variations of the Baiu frontal zone and midsummer weather in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 759-770.
 31. 谷貝勇, 2005: 地球温暖化の影響を受ける台風, 前線, オホーツク海高気圧について. *グロースベッター*, 43, 45-55.
 32. 加藤内蔵進, 1995b: ヤマセに関連するオホーツク海高気圧の総観的特徴. 気象研究ノート第 183 号「ヤマセ」(川村宏 編), 67-90.
 33. 中村 尚, 2004: オホーツク海高気圧の成因と予測への鍵. 日本気象学会 2004 年度春季大会シンポジウム「2003 年の日本の冷夏- 異常気象をどこまで理解予測できるか-」予稿集, 9-12.
 34. Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 1213-1233.
 35. Kato, K. and T. Asai, 1983: Seasonal variations of heat budgets in both the atmosphere and the sea in the Japan Sea area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 222-238.
 36. Ninomiya, K., 1968: Heat and water-vapor budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 46, 343-372.
 37. Ninomiya, K., 1977: Heat energy budget of the polar air-mass transformed over Kuroshio region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 55, 431-444.
 38. Ninomiya, K., 2006: Features of the polar air outbreak and the energy balance in the transformed air-mass observed over the Japan Sea. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 529-542.
 39. Kato, K., T. Koshida and T. Takeda, 1996: On the unstable stratification associated with Cloud Top Entrainment Instability over the East China Sea during cold-air outbreak. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 655-671.
 40. Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1973: Characteristic features of cloud and echo distribution and their temporal variation over the East coast of the Asian continent in February 1968 as revealed by satellite and radar observations. *Pap. Meteor. Geophys.*, 24, 357-378.
 41. 中田裕一, 1991: 冬の季節風下の中国南部における層状雲の出現と総観場. *地理学評論*, 64A, 327-346.
 42. 加藤内蔵進, 1994: 日本海の雪と太平洋の雪. 日本の自然(地域編) 4「中部」, 166-170.
 43. 気象庁, 1999a: 異常気象レポート'99- 近年における世界の異常気象と気候変動<各論>, 気象庁, 全 341 頁.
 44. Nitta, Ts., 1986: Long-Term Variations of Cloud Amount in the Western Pacific Region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 373-390.
 45. 気象庁, 1999b: 気候系監視報告別冊第 4 号-エルニーニョ現象 1997/98 について-, 全 92 頁.
 46. Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813-829.
 47. 小出 寛・小寺邦彦, 1999: 冬季 500hPa 高度と地上温度場の特異値分解解析, *グロースベッター*, 37, 67-83.
 48. Koide, H. and K. Kodera, 1999: A SDV analysis between the winter NH 500 hPa height and surface temperature fields. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 47-61.
 49. 安富奈津子・木本昌秀, 1999: エルニーニョと日本の冬季気候との関係について. *グロースベッター*, 37, 57-66.
 50. 服部桂三・加藤内蔵進, 2004: 3 月の東日本の低温に対する南岸低気圧の役割についての総観気候学的解析. 月刊海洋, 36(No. 4), 267-271.
 51. CLIMAP Project Members, 1976: The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191(4232), 1131-1137.
 52. CLIMAP Project Members, 1981: Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Am. Map Chart Ser.*, MC-36, 1-18.
 53. Kondo, J. 1976: Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, 54, 382-398.