

季節～数十年スケールからみた気候システム変動

山 川 修 治*

Climate Variations from the Viewpoint of Seasonal to Multi-decadal Scale

Shuji YAMAKAWA *

Abstract

Research on factors of climate variations on a seasonal to multi-decadal timescale is surveyed. However, it is difficult to fully cover wide-ranging research on climate systems including the latest results. This paper focuses on phenomena such as QBO that interact with the other factors. Oceans, which have a close relationship with climate change, are considered. Although there is overlapping with dissertations in another chapter, the main contents are as follows : 1) ENSO is a quasi-periodic air-sea interaction, which has been studied closely. If evolution of ENSO is predicted, it will make seasonal weather forecasts more precise. 2) The effects of stratospheric QBO on climate systems in the troposphere might have been exercised as grave cool damage that occurs in summers when QBO was in the W-phase, and some correlations have been found. QBO probably holds a significant key explaining climate variations. Therefore, elucidation of the QBO mechanism that influences the troposphere can be expected. 3) The relationship between solar activities and climate remains obscure. However, some influences of solar activities on the tropospheric circulation have been felt through sea surface temperature or interaction with stratospheric QBO. 4) In the air-sea interaction the ocean responds to solar radiation more slowly than the atmosphere, so the ocean seems to play a dominant role in long-lived teleconnections such as PDO. In addition, regime shifts of oceans sometimes have major effects on climate. We cannot discuss climate change without referring to oceans. 5) Global warming is in progress. As a result, shifts in general circulation might lead to abnormal weather, which means increased danger of frequent developments of the Okhotsk high, which is responsible for cool summer damage. 6) It is important to evaluate which factors contribute greatly to climate change. Understanding the mechanisms of weather fluctuations ranging from a few months to several years is a pressing matter to prevent recurrence of meteorological disasters.

Key words : climate system, climate variation, ENSO, QBO, air-sea interaction, meteorological disaster

キーワード : 気候システム, 気候変動, エルニーニョ・南方振動, 準2年周期振動, 大気海洋相互作用, 気象災害

* 日本大学文理学部地球システム科学科

* Department of Geosystem Sciences, College of Humanities and Sciences, Nihon University

I. はじめに

気候^{*1}は一定不変のものでなく、常に変動を繰り返している。人類の歴史は常に気候変動の影響を受け続けてきた。過去の気候変動をとらえることは、気候システムの理解につながり、さらには、天候^{*1}の未来予測にも活用しうる。

気候変動については、いくつかの周期性が知られている（Burroughs, 2003）。比較的短い方から、成層圏 QBO（準 2 年周期振動：表 1）、ENSO（エルニーニョ・南方振動；表 1）、太陽活動（太陽黒点数の周期性）などが挙げられる。

本稿では、第 1 章で、大気の大気構造、つまり気圧系もしくは大気大循環に基づいて気候変動を考える。第 2 章では成層圏循環に焦点をあて、対流圏での現象との関係について述べる。第 3 章では、太陽活動が気候変動に及ぼす影響を取り上げる。第 4 章では、海面水温変動が関連する PDO（太平洋数十年振動；表 1）からみた気候変動について触れる。第 5 章では、これらの事柄を踏まえたうえで、気候変動研究の動向をまとめる。

II. 対流圏からみた気候変動

1) テレコネクション

対流圏は地表からおよそ 12 km までの対流活動の盛んな大気層である。対流活動が活発なほど

層が厚くなり、赤道付近では厚さが 14 ~ 18 km に達するのに対し、極圏では 8 ~ 9 km 程度と差異がある。その対流圏の中でさまざまな気象^{*1}現象が発生し、その結果として地表の気候が構成されている。

世界各地の天候は気圧のシステムで互いに関連している。遠く離れた地点間で気圧に相関関係があることをテレコネクション（teleconnection, 遠隔相関）という。それは遠距離にある複数の地点の気圧が、同時ないし時差をもって相関を示す現象を指し、ある地域における作用中心から成る気圧システムが一定期間継続することを意味している。また、気圧システムにおいて波動（ロスビー波^{*2}）が伝播し、高・低気圧が交互に並び、波列と呼ばれる現象を生ずることもある。気圧を中心として大気の状態を追跡することにより、気候システムをとらえることができる。ここでは高緯度側からの影響と、低緯度側からの影響に分けて代表的な気圧場の変動について述べる。

なお、テレコネクション関連など重要な頻出語については、初出時を除き略号を用いるため略語表（表 1）を示す。

2) 高緯度からの気候システム変動

1. 北大西洋振動（NAO）とは

中緯度の天候は、低緯度側と高緯度側からの両方の影響を受けている。まず、高緯度から中緯度

表 1 主要用語の対応一覧（略号のアルファベット順）。

Table 1 Comparative list of main words (in alphabetical order of abbreviations)

略号	英語表記	日本語表記	記載章節
AO	Arctic oscillation	北極振動	2) 5, 3) 7
ENSO	El Niño / southern oscillation	エルニーニョ・南方振動	, 2) 2, 3) ,
ITCZ	intertropical convergence zone	熱帯収束帯	3) 1, 3) 4
MJO	Madden-Julian oscillation	マドン・ジュリアン振動	3) 2, 3) 5
NAO	North Atlantic oscillation	北大西洋振動	2) 1 ~ 4, 2) 5 ~ 6
OLR	outgoing longwave radiation	外向き長波放射量	3) 1, 3) 2
PDO	Pacific decadal oscillation	太平洋数十年振動	, 2) 2, 5) ,
PJ パターン	Pacific-Japan pattern	太平洋 日本パターン	3) 1, 3) 6
PNA パターン	Pacific-North American pattern	太平洋 北米パターン	3) 7
QBO	quasi-biennial oscillation	準 2 年周期振動	, , ,
SQ (I)	southern oscillation (index)	南方振動 (指数)	3) 4,
TBO	tropospheric quasi-biennial oscillation	対流圏準 2 年周期振動	1) , 5)

への影響を示すテレコネクションとして、半球スケールで注目されるのが北大西洋振動（NAO：表1）である。

この現象については実に古くから認識されており、ヴァイキングがグリーンランドに定住した時代には既に知られていたといわれる（吉野，1995）。その後，1770～78年，デンマーク人が日記に，グリーンランドの冬は寒さが厳しいけれど，デンマークで寒冷な年には対照的に温和で，その逆もまた成り立つと書き残した。そして，両地域の気温に寒暖シーソーの関係があることを示した。時代を経て，イギリスの気象学者 Walker（1924）によって，この現象に初めて北大西洋振動（NAO）の名称が与えられた。Wallace and Gutzler（1981）と Barnston and Livezey（1987）によってその理解が深まった。NAOの指標地点として，北はスティックスホルムル（Stykkisholmur，アイスランド西岸）南はポンタ・デルガーダ（Ponta Delgada，アゾレス諸島）またはリスボン（Lisbon，ポルトガル）またはジブラルタル（Gibraltar，イベリア半島南端）が使われ，これらによって北大西洋領域の海面更正気圧の南北差を表すことができる。

振動（oscillation）とは周期性をもって繰り返される現象で，NAOは南北気圧差の増減現象として特徴付けられる。基本的に，北大西洋では北のアイスランド低気圧と南のアゾレス高気圧が周辺地域の気候を支配している。NAO正〔負〕フェイズにおいては，アイスランド低気圧が強い〔弱い〕場合に，アゾレス高気圧も強い〔弱い〕という関係があり，南北気圧差が通常より大きく〔小さく〕なることを指している（本稿では〔 〕は対の関係が成り立つことを示す）。負フェイズには北が高気圧，南が低気圧となる場合さえある。NAOは通年で認められるが，冬に顕著なので，ここでは冬に主眼を置いて，正負フェイズ別に気候システムへの影響をみてみよう。

2. NAO正フェイズ時の気候システム

NAO正フェイズ（南北気圧差が平年値より大きい）時には，南北の気圧傾度が大きいいため，その間を吹く偏西風が強く，北大西洋海流（暖流）

上の暖かく湿った空気がヨーロッパへ運ばれ，温和で湿潤な天候をもたらす。北欧・南欧を除くヨーロッパ各地およびシベリアで平年に比べ高温，北欧で湿潤，アメリカ南部で高温・湿潤となる。それに対して，アイスランド低気圧の北西側にあたるグリーンランドでは，北極海からの寒冷的な風が吹いて一段と厳しい冬となり，北米北東部はハドソン湾付近からの寒波に時々襲われる（図1: Osborn, 2005）。

NAOは中緯度の低気圧の経路にも影響を与える。正フェイズ時の冬には，低気圧の経路は北へシフトし，北大西洋からヨーロッパ中央部へ多くの低気圧が進入する。発達するアゾレス高気圧は地中海まで張り出すため，地中海低気圧は活動の場を失う。地中海方面では高温・乾燥傾向，中東ではそれが深刻化し，干ばつ傾向となる。また，日本を含む東アジアでは30～40°Nにおける低気圧活動が活発化し，降水量も増加する（図1）。

NAO正フェイズ時には，ユーラシア大陸北部（極東を除く）では平年に比べ気温が上昇し（特に春）降水量は増加傾向（特に冬）となる。この特徴は，1980年代後半以降，正フェイズが卓越したことに呼応し，近年のトレンドとしても明瞭に認められる（Frey and Smith, 2003）。より長期的にみると，NAO正フェイズは，1900～1915年，1920年代，1988～1995年に現われた（図2）。地球温暖化が明瞭になった1988年頃からは，後述のENSOやPDO（§ ）とともにこのフェイズが重要な役割を果たしたとみられる。

3. NAO負フェイズ時の気候システム

NAO負フェイズ（南北気圧差が平年値より小さい）時の冬には，アイスランド低気圧もアゾレス高気圧も弱まるため，偏西風は弱化し，大西洋からヨーロッパ中央部へ進入する低気圧の活動は弱い。偏西風の蛇行が大きくなり，寒気団が中緯度まで南下するので，低気圧の経路は南へシフトし，地中海低気圧が活発化する。もともと地中海沿岸では冬季に低気圧が頻発して降水量が一年のうちで最も多くなるので，地中海性気候は冬雨気候（ケッペン気候区分ではCs気候；添え字のsは夏 summerに乾季のあることをさす）に属

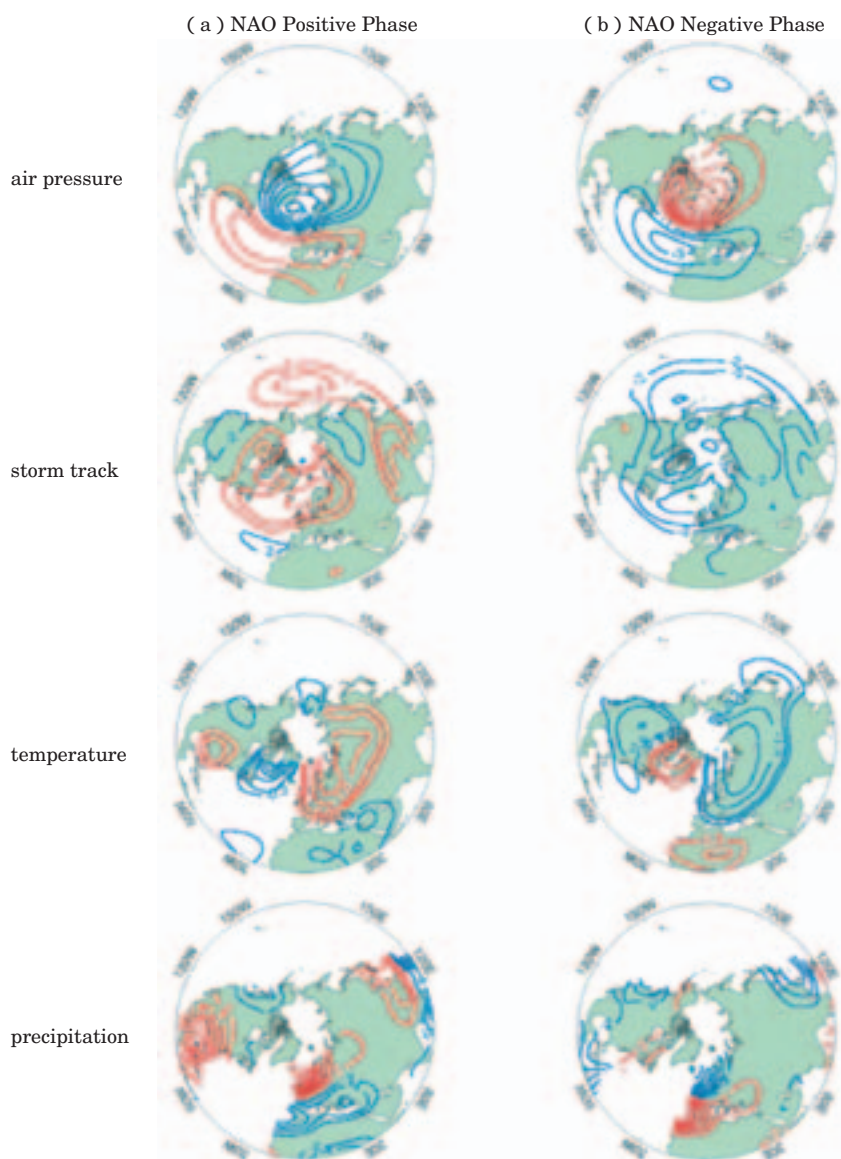


図 1 NAO 正フェイズ時 (a) と負フェイズ時 (b) における各気候要素の偏差分布 .
気圧, 低気圧経路, 気温, 降水量 (Osborn, 2005).

Fig. 1 Distribution of anomalous climate elements in the positive phase (a) and negative phase (b) of NAO.
air pressure, storm track, temperature, precipitation (Osborn, 2005)

す。その冬季の降水活動が NAO 負フェイズ時には一層活発となる。それだけに留まらず、地中海低気圧は地中海東部から中東方面へ進入する。冬のユーラシアを支配するシベリア高気圧からの寒気団はその低気圧に向かって流出するので、ヨー

ロッパ諸国やロシア西部とその隣接諸国では平年以上の寒さに見舞われやすい。地中海とその北岸から中東方面へ移動する地中海低気圧に伴う寒冷前線は、北アフリカやアラビア半島方面に入り込み、降水（山岳地帯では降雪）をもたらす。西ア

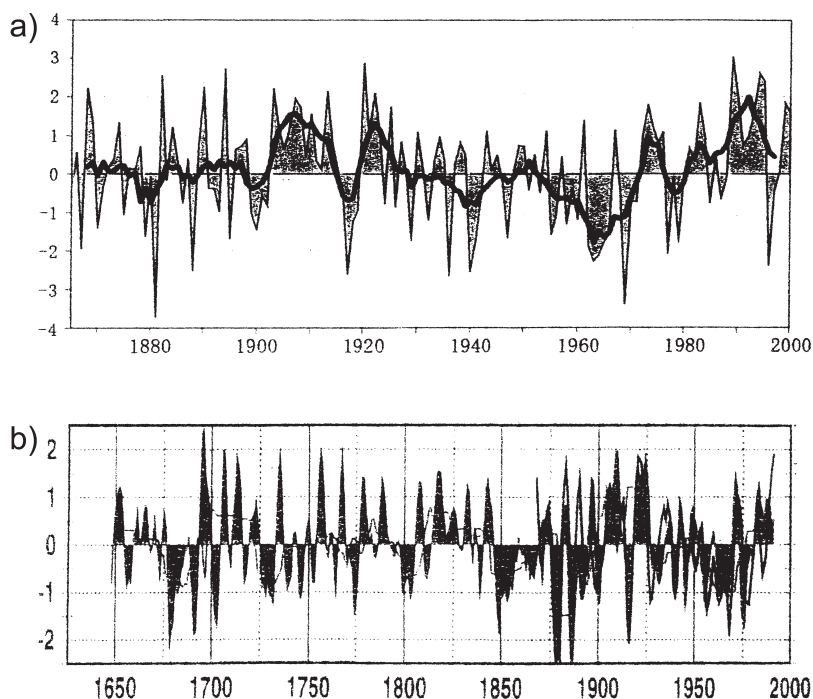


図 2 NAO の長期的な変動 (a) 1865 ~ 2000 年 12 ~ 3 月 (太い実線 : 7 年荷重移動平均 (1, 3, 5, 6, 5, 3, 1) (Hurrell, 1995)) (b) 1648 ~ 1995 年におけるグリーンランド雪氷コアからの推定 (Appenzeller *et al.*, 1998; 渡部・木本, 2004)。

Fig. 2 NAO secular variation (a) December through March in 1865-2000 (thick line : seven-year running mean loaded by 1, 3, 5, 6, 5, 3, 1) (Hurrell, 1995), (b) estimation due to Greenland ice core in 1648 1995. (Appenzeller *et al.*, 1998; Watanabe and Kimoto, 2004)

ジア (アフガニスタンなど) に進んだ地中海低気圧はシベリア高気圧に行く手を阻まれ、山岳部の地形的影響も受けて衰弱することが多いが、インド方面へ進入するものもある。しかし、東アジアおよび北米大陸では低気圧活動が弱くなる。世界的に概観すると、北欧・中欧で低温・乾燥、地中海沿岸地域で低温・湿潤になり、シベリア・東アジアで低温、アメリカでも低温、特に北東部では多雪傾向になる。

NAO の負フェイズは、1940 年代、1960 年代に顕著であった。日本では冬の季節風の吹き荒れた年代に相当している。「38 豪雪」(1963 年 1 月) もこの年代に含まれる。この年、500 hPa の気圧の谷 (トラフ) と寒気団が日本海南部・西日本上

空まで南下し、長期にわたり停滞、里雪型 (平野部で多積雪) となり北陸地方では平野部でも積雪が 2 m を超えた。北半球では 3 波数循環 (半球スケールでトラフが 3 つとなるパターン) が卓越し、トラフに入るヨーロッパと北米でも寒波に見舞われた (気象庁長期予報管理室, 1970)。

1997 年 1 月、オランダでは 11 年ぶりに伝統の 200 km 運河スケート大会が開催された。それまでの 10 年間は NAO 正フェイズが優勢で、暖冬続きであったが、この冬は前年の 12 月 (図 2) から NAO 負フェイズへ転じ、久々の厳冬になった。気圧配置は、東アジアとカナダ方面に深いトラフが生じたのに対し、グリーンランド方面にはブロッキング高気圧 (偏西風の大きな蛇行に伴っ

て高緯度へ張り出す領域に生ずる対流圏全層にわたる背の高い高気圧)が発現して、逆に、北大西洋のアゾレス諸島付近は気圧が下がり、地中海低気圧が発達しやすい2波数型(北半球でトラフが2つ)のパターンだった。北極寒気団を伴う高気圧が北欧からヨーロッパ全体を長期間覆ったため、オランダで運河の全面結氷現象が生じたものと考えられる。

4. NAOと海気相互作用

NAO正フェイズ時には、冷たい北西風の吹くラブラドル海では、海面が冷却され、高密度の冷水が深層へ沈み込んで深い対流が起こる(寒気の入らないグリーンランド海では沈み込みが不活発化する)。その南方、北大西洋の亜熱帯海域(20°~35°N 30°~70°W)「サルガッソー(Sargasso)海」においては、冬の終わり頃を中心に18の海水が形成されるが(Worthington, 1959)、NAO正フェイズ時には、その海水の形成が弱まることが実測された(Dickson, 1997)。

一方、NAO負フェイズ時には、北極方面からの北風はグリーンランド海に吹き込み、冷やされた海水が沈み込む。それに対し、北風の入らないグリーンランドやカナダ北東部では比較的温和・湿潤となり、ラブラドル海での沈み込みは弱まる。他方、サルガッソー海における18の海水の形成は活発に行なわれる。

すなわち、NAOとラブラドル海、グリーンランド海、サルガッソー海などにおける海水の状態には関連がみられ、このようなメキシコ湾流・北大西洋海流を取り巻く海気相互作用が北大西洋を中心とした地域の天候、さらには気候システムに大きな影響を及ぼしている。

5. 北極振動(AO)とその影響

近年注目されてきた北極振動(AO; 表1: Thompson and Wallace, 1998; Wallace and Thompson, 2002; 山崎, 2004)についてみてみよう。北極圏と中緯度帯(北緯40°N付近)の気圧に振動が認められ、北極圏に正偏差(平年値より高い)[負偏差(平年値より低い)]が現われるとき、中緯度帯に負[正]偏差が出現する。本来、AOは地上気圧の主成分分析の結果から求められ

たが、北極圏上層の極渦^{*3}が強化・拡大するとき(正フェイズ)、北極寒気団が蓄積され、偏西風帯は強さを増して北上する。一方、弱体化・縮小するとき(負フェイズ)、寒気団が中緯度方面へ流出し、偏西風帯が南下することに対応する。それらは数週間ないし数十年ごとに繰り返される対流圏の現象だが、AOの影響は1~3月には成層圏へ拡大する。以前より知られていたNAOと本質的に同様の変動を示しているという説が主流になってきたので、ここではNAO-AO系として記す。

NAO-AO系に関連して、北大西洋のアイスランド低気圧(IL)が強い[弱い]とき、北太平洋のアリューシャン低気圧(AL)は弱い[強い]という対応関係があり、IL-ALシーソー(中村ほか, 2002; 本田ほか, 2004: § 3)5, 7)といわれる。IL-ALシーソーは冬の後半、2月頃に明瞭となる。1920~50年頃には、むしろ1月に顕著だったが、1970年代以降、2月に変調し、現在に至っている。

両低気圧の平均的な出現位置を比較してみると、アイスランド低気圧が北極圏の南限付近にあるのに対し、アリューシャン低気圧は中緯度北極圏寄りの北太平洋に存在する。IL-ALシーソーが卓越している場合、NAO-AO正フェイズ時には、アイスランド低気圧の発達に伴い、極渦が北大西洋を中心に卓越するが、反対半球の北太平洋方面はむしろリッジで、アリューシャン低気圧が弱い状況を示す。一方、NAO-AO負フェイズ時には、アリューシャン低気圧が発達し、シベリア寒気団が日本列島付近から北太平洋方面へ氾濫しやすくなる。つまり、ヨーロッパでも東アジアでも寒冬傾向ということになる。例えば、2005年2月には、正から負フェイズへ一転、対流圏中層の気圧状況は、北大西洋と北太平洋北東部を除き、半球規模で「鍋底型」(25°N付近まで北極寒気団が南下、東西差が小さいパターン)を呈した。新潟では1986年以来19年ぶりの豪雪となり、また青森でも1977年以来28年ぶりに豪雪対策本部が設置された。青森の累積降雪量記録は1005 cmに達し、1985~86年の

1263 cm, 1998 ~ 99 年の 1033 cm, 2000 ~ 01 年の 1027 cm に匹敵する積雪となった。近年は NAO-AO 系がかなり強い正フェイズを示すなか、短期的に強い負フェイズが挿入され、それが極端な天候（上記の豪雪のほか、2005 年 2 月、パキスタンの大雨・洪水など）の発現の一因になったとみられる。

AO は 1988 ~ 89 年の冬に大きくプラスへ転じ、その後、激しく変動するようになった。それは北極海海水の長期的縮小（1978 ~ 87 年に 2.1% 減少；Gloersen and Campbell, 1991）により、雪氷・海洋・大気間に大きな振動が生ずるようになったのではないかと考えられている。

NAO-AO 系の長期変動の状況は、グリーンランドの氷床コア（藤井, 2005）から読み取ることも可能で、80 ~ 90 年のタイムスケールの変動が認められる（Appenzeller *et al.*, 1998）。

なお、AO と同様、南極圏には南極振動（AAO）が存在する。チリ・アルゼンチンの高圧部とウェッデル海・ベリングスハウゼン海の低圧部が振動することは古くから知られていた（Walker, 1928a）。

6. オホーツク海高気圧と梅雨前線

日本の初夏、北日本、特にその太平洋側の天候は、オホーツク海高気圧が出現・卓越すると、冷涼になりやすい。オホーツク海高気圧は日本付近に梅雨前線が停滞するための必要条件とはいえないが、120 日以上周期でみた場合、梅雨入りの際には、オホーツク海高気圧の出現が大きな役割を果たす（Kawamura and Murakami, 1998）。最近、オホーツク海高気圧の形成に、NAO がタイムラグをもって寄与することが解明された（Ogi *et al.*, 2004）。1 月に NAO 正フェイズのとき、6 月にオホーツク海高気圧が発達するという有意な相関関係である。バレンツ海（北欧の北方沖）付近にある通常より高温の海水が暖気を生じ、ロスビー波^{*2}をオホーツク海方面へ伝播させ、オホーツク海高気圧の卓越につながると推論されている。また、ユーラシア大陸中央部で 4 月に残雪が多いと、6 月にオホーツク海高気圧が発達するという指摘もある（千葉ほか, 1994）。

さらに、北極海のカラ海・バレンツ海における海水が南方に張り出す年には、シベリア下層のジェット気流が南偏し、偏西風の分流、日本の冷夏につながるという説（力石・高森, 1996）もだされている。このようにユーラシア大陸や北極海における冬～春の雪氷状況は、アジアをはじめ各地域の夏季天候に影響を及ぼす。

オホーツク海の春の海水面積が顕著に減少する年ほど、初夏にオホーツク海高気圧が発達する傾向が認められる（Kawai, 2002）。これは、オホーツク海高気圧が、春から夏にかけて極東域の海陸温度差が増大すると発達しやすいことに関連している。春季、日差しを浴び昇温したシベリア大陸へ向い、比較的冷たいオホーツク海とその周辺海域から、南南東ないし東南東のモンスーンが吹く。そして、極東に高気圧性循環（ブロッキング高気圧）が生じ、オホーツク海高気圧を発生させると考えられる。5 月にアリューシャン列島付近で生ずるリッジが、数日かけて西進・発達、極東でブロッキング高気圧、ひいてはオホーツク海高気圧を形成するという解析結果（中村, 2004）と一致する。地球温暖化に付随し、大陸高緯度で昇温が著しい傾向を示す現在、極東ブロッキング高気圧は、オホーツク海高気圧の頻発を招く現象として注目される。

近年、東アジアにおける梅雨前線は特異な状況を呈している（図 3: 山川, 2002）。本来、梅雨前線が北上し梅雨明けする時期、つまり 8 月（盛夏季）になっても北日本に前線帯が残る機会が増え、従来、梅雨がないとされる北海道で「蝦夷梅雨」（大川, 1992）が散見される。このことは何を意味しているのだろうか。北太平洋の亜熱帯高圧帯、北太平洋高気圧の弱化か、それとも、オホーツク海高気圧ないし寒冷渦の頻発が影響しているのだろうか。

そこで、日本で顕著な冷夏となった 1993 年と 2003 年について、オホーツク海高気圧の形成に至る過程を探るために、地上気圧偏差と上空 500 hPa・100 hPa の高度偏差を 140° E に主眼をおいて検討してみよう（図 4: Yamakawa and Ohyoshi, 2005; 永野ほか, 2005）。100 hPa は成

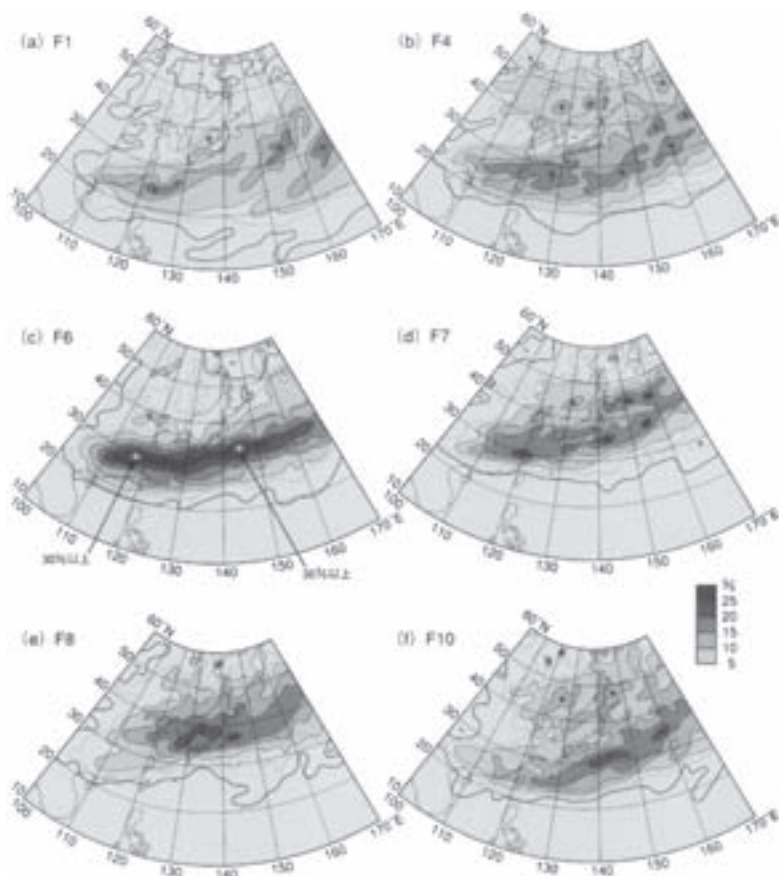


図 3 東アジアにおける 1995 ~ 1999 年の月別前線出現頻度分布 .
 (a) 1 月, (b) 4 月, (c) 6 月, (d) 7 月, (e) 8 月, (f) 10 月 (気象庁 天気図に基づき, 経緯度 2°メッシュでカウント, 面積補正を施す; 太い実線: 0%, 破線: 2.5%, 細い実線: 5%, 陰影部: 5 % 以上; 山川, 2003).

Fig. 3 Distribution of monthly occurrence frequency of fronts in East Asia from 1995 to 1999.

(a)January, (b)April, (c)June, (d)July, (e)August, (f)October (counted in domains revised by areas of latitude-longitude 5×5 mesh based on the weather charts by Japan Meteorological Agency; Yamakawa, 2003).

層圏下層部で対流圏との橋渡し役を演じる場といえる。また、500 hPa は対流圏中層部の対流圏を代表する存在であり、地上気圧系とのほぼ同時ないし数日ラグの高い相関が認められ、特に、500hPa 極東リッジの形成に次いで、数日以内にオホーツク海高気圧が発達するという関係にある (山川, 2000)。

1980 ~ 2004 年の統計解析 (稲田, 2005) によ

ると、下記の有意な関係が認められる。梅雨末期のオホーツク海高気圧に関連するのは、6 月第 4 半旬の 100 hPa における $70^{\circ} \text{N } 140^{\circ} \text{E}$ の領域 ($r = 0.64$) である。極東のブロッキング高気圧が 6 月下旬に極圏へ進入、発達すると、その 20 日後に 500 hPa 極東リッジが形成され、オホーツク海高気圧を生じる。7 月中旬の梅雨明けに効くのは、低緯度側からの影響で、7 月第 1 半旬

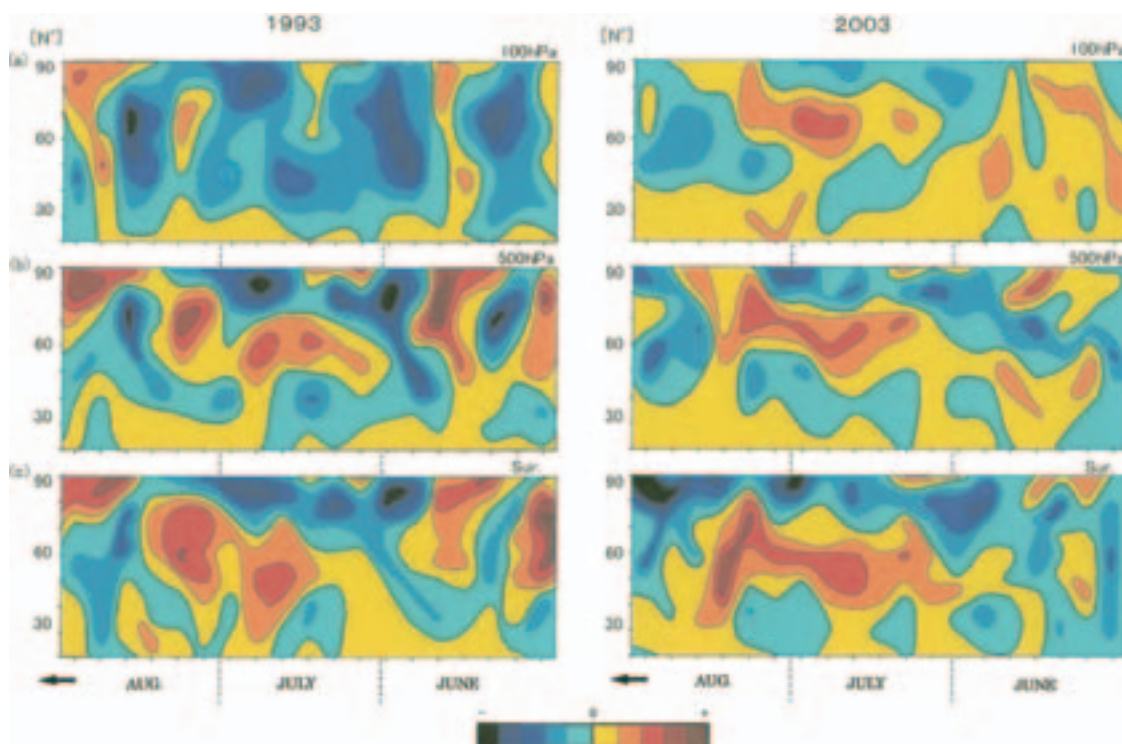


図 4 100 hPa・500 hPa・地表の等圧面高度・気圧アイソプレスの 1993 年と 2003 年の比較。(Yamakawa and Ohyoshi, 2005)。

Fig. 4 Comparison of the heights of isopleths at 100 hPa and 500 hPa and surface pressure in 1993 and 2003. (Yamakawa and Ohyoshi, 2005)

における 100 hPa 亜熱帯高圧帯が強まると、約 15 日後の 500 hPa 同高圧帯の発達、梅雨明けにつながる。8 月第 1 半旬の極東リッジは、遡るが、6 月初半旬の 100 hPa 極東リッジによって既に方向付けられている ($r = 0.68$)。この 2 か月のタイムラグは、オホーツク海高気圧の出現に上記が直接的で即効性があるのに対し、間接的で緩効性を示す。入梅前に夏型への移行過程が成層圏気圧場で既に整えられているとも考えられる。100 ~ 200 hPa におけるチベット高気圧が 8 月初めにオホーツク海方面へ張り出すのを待って、上空から気圧場が下方伝播を開始し、オホーツク海高気圧の形成に至るといふ気候システムの一端をうかがえる。

7. 寒冷渦

寒冷渦は、対流圏中・上層に寒気団を伴う背の高い低気圧である。冬季、極圏では寒気団が蓄積されて極渦^{*3}が発達する。春を迎えて極渦は徐々に崩壊し、その結果生ずるのが寒冷渦で、中緯度方面へ移動する。寒冷渦が通過するさい、突風、落雷、降雹など激しい気象現象を付随しやすい。

通常、寒冷渦は極渦が崩壊する 4 ~ 5 月に多数出現し、6 ~ 8 月には減少していくが、近年、8 月の出現数が増加傾向となっている。これに関連していると考えられるのが、成層圏の低温化である(気象庁, 2002; WMO, 2004)。成層圏の低温化により、極成層圏雲^{*4}が形成されやすくなるが、それが春に融解・昇華するさい、オゾン層

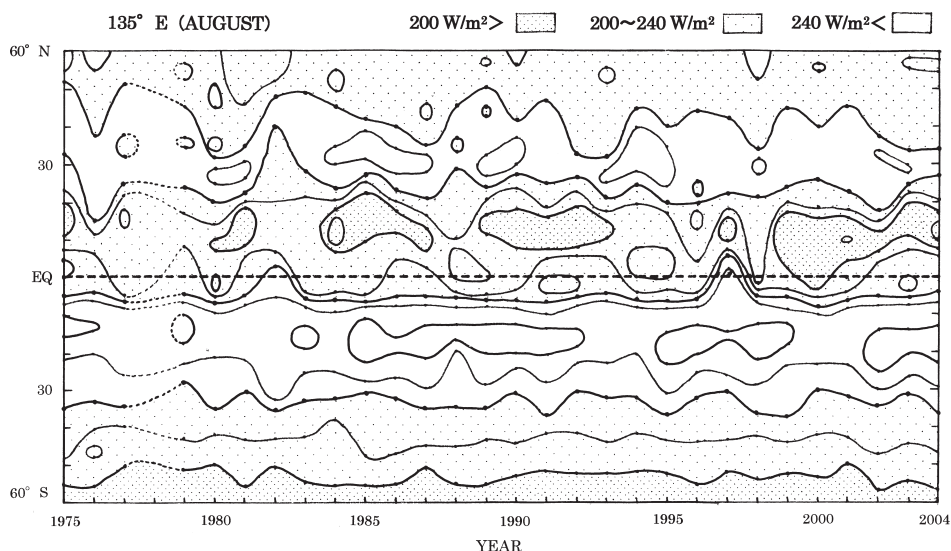


図 5 1975 ~ 2004 年 8 月における 135° E 南北断面でみる OLR の時空間構造。

Fig. 5 OLR time-space isopleth in August of 1975-2004 in the section along 135° E.

の破壊を引き起こす。強い温室効果をもつオゾン層が薄くなることにより、成層圏下層に冷氣層を生じ、ひいては春～夏の対流圏における寒冷渦の形成に繋がるというプロセスも推論できる。

3) 低緯度からの気候システム変動

1. 熱帯対流活動と OLR (外向き長波放射量)

中緯度の天候を支配するのは、これまでみてきた高緯度からの影響だけでなく、低緯度からの影響が大きい。太陽高度の高い低緯度では高緯度に比べ多量の太陽放射が降り注ぎ、地表を暖める。熱帯収束帯 (ITCZ; 表 1; 北半球の北東貿易風と南半球の南東貿易風が熱帯でぶつかりあう地帯) で上昇した気流は、対流圏上層を中緯度へ向かい、亜熱帯高圧帯で下降し、貿易風として熱帯に戻る。このような大気の南北鉛直循環をハドレー循環 (Hadley, 1735) という。また、熱帯低気圧は、熱帯海洋から蒸発する豊富な水蒸気が凝結、雲が発生するときに放出される潜熱をエネルギー源としている。これらの対流活動は低緯度の熱を中緯度方面へ運び込み、地球の熱の地域的なアンバランスを解消するために重要な働きをしている。

極軌道衛星に搭載された赤外線センサーによって、地球からの放射、OLR (外向き長波放射量^{*5}; 表 1) が測定されている。OLR は概して高緯度へ行くほど小さな値、低緯度で大きな値となる。熱帯収束帯、熱帯低気圧、寒帯前線帯などの領域では、積雲対流活動が活発で、雲頂高度が高いので小さな値、雲のない熱帯・亜熱帯領域 (特に夏の沙漠) では大きな値を示す。OLR から雲の鉛直方向の発達度がわかるので、熱帯の降水量の推定にも使用される (巻雲など上層雲も小さい値をとるが、降水は伴わない)。近年の OLR 経年変動を 8 月について 135° E の南北断面でみたのが図 5 である。

積雲対流活動は、数年ごとに日本南方の太平洋西部海域において卓越している。一般に、対流活動がフィリピン東方で活発化すると、小笠原高気圧を強め、日本に暑夏をもたらす (PJ パターン: § 3) 6)。近年における大冷夏年の 1993 年と 2003 年に注目すると、1993 年はフィリピン東方の積雲対流活動は比較的強い年にあたっているが、後述するように (§ 5))、フィリピン・

ピナトウボ山大噴火の影響が極めて大きく作用したと考えられる。一方、2003 年は対流活発域が北上、台湾付近に現れたため、それに派生する下降気流域がオホーツク海高気圧を強め、北日本冷夏に至ったと推測できる。

また、北半球高緯度帯から中緯度にかけて OLR のやや低い領域が認められる(図 5)。これは寒気団の南下に伴う寒帯前線帯の日本海中部・北日本付近での停滞(図 3-e)を意味している。このような現象は、北日本太平洋側における 1980 年代半ば以降 7 ~ 8 月の日照率減少傾向(Inoue and Matsumoto, 2003)にもつながり、さらには冷夏の 5 年周期振動(§ 5))と関係している可能性もある。

2. マドン・ジュリアン振動

Madden and Julian(1971)は、太平洋中部のカントン島(3°S 172°W)とシンガポール(1°S 104°E)における 10 年間に及ぶ風のデータを解析し、熱帯対流圏に 40 ~ 50 日周期の季節内振動があることを発見した。その後、マドン・ジュリアン振動(MJO: 表 1)は OLR の解析から、熱帯のインド洋から太平洋西部にかけての暖水域において生じ、その擾乱の対流活動域が 30 ~ 60 日周期で現われ、東進することが明らかとなった。海面水温の低い東太平洋では一旦ほとんど消えるが、大西洋やインド洋で復活する。伝播速度は積雲対流の活発な東半球では比較的遅く、約 18 km/h、西半球では速く、35 km/h 強で、平均すれば約 29 km/h $\approx$ 690 km/day となる(Geerts and Wheeler, 1998)。MJO は周期性が比較的明瞭なので、熱帯の天候予測に活用されている。

MJO は活発で長期間継続するときもあれば、不活発ないし認められないときもある。9 ~ 5 月の北半球で卓越し、エルニーニョ(§ 3)4)の発現と時期的にほぼ符合する。強い MJO はラニーニャ時またはラナーダ(La Nada: エルニーニョでもラニーニャでもない平均的な状態; スペイン語で「無」の意)時に起き、中程度以上のエルニーニョ年には MJO は起きないか、起きて弱い。MJO は ENSO の生起・盛衰を調節するとともに、アジアとオーストラリアのモンスーンや

雨季に影響を及ぼし、北太平洋の台風、北大西洋のハリケーンの活動にも関与する。

MJO は風・雲量・降水量・海面水温の変動を伴う海気相互作用である。そして、低緯度における雲系の発達度とそれによる降水の分布・強度に直接的影響を与えるだけでなく、中緯度の亜熱帯高圧帯・ジェット気流・降水系にも間接的影響を及ぼす(Burroughs, 2003: § 3)5)。

3. 偏東風波動

熱帯・亜熱帯でみられる周期現象として、偏東風波動が挙げられる。既に 1930 年代には、この波動が北大西洋の対流圏下層を吹く貿易風内を西進し、その波動のなかで熱帯低気圧が発生すると解析結果を得ていた(Dunn, 1940)。偏東風波動は、熱帯太平洋中・西部、熱帯大西洋、カリブ海、ベンガル湾、アフリカ西部でも認められている。

偏東風波動のなかで最も特徴的なのはアフリカ波動である(§ 4))。4 ~ 11 月に、ゆるやかな偏東風の吹くサヘル(サハラ砂漠南縁部の半乾燥地帯)とその周辺、8 ~ 15°N で発生する。非常に暑いサハラ砂漠と比較的冷たいギニア湾の海面水温(SST)との間には、緯度分布とは逆の気温勾配があり、それが波動の原因となる。アフリカ波動は、平均的には波長 2000 ~ 2500 km、周期 3 ~ 4 日、位相速度 18 ~ 36 km/h で西へ向かう。偏東風波動が大西洋に出て、積乱雲群は一旦弱まるが、断続的に東西に並び、一部は北大西洋西部の暖水域に到達すると熱帯低気圧に成長し、偏東風波動の 9 % がハリケーンになるとの統計もある(Landsea and Gray, 1992)。サヘル西部の多雨年には、その上空 700 hPa ~ 地上の偏東風波動の振幅が増大する。サヘルの干ばつには数十年振動(multi-decadal oscillation; decadal oscillation に比べやや長い方の数十年)があり、1910 年代と 1960 年代後半 ~ 1980 年代半ばに少雨(特に 1970 ~ 73 年, 1982 ~ 84 年に大干ばつ)、1940 年代 ~ 60 年代前半に多雨、1990 年代以降には大きく変動しつつ多雨化傾向がみられた(木村, 2005)。その多雨年と北大西洋で発生する猛烈なハリケーンの頻度は概略対応している

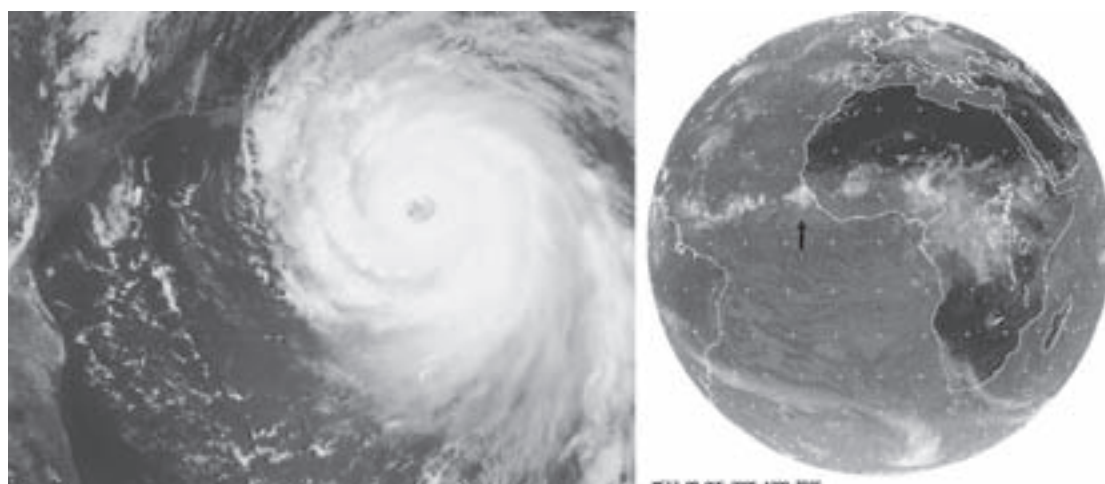


図 6 アメリカ合衆国ニューオーリンズに高潮・大水害を引き起こしたハリケーン「カトリーナ」(左: 2005 年 8 月 28 日, 世界標準時 17: 00, Terra/MODIS 画像, 1・4・3 バンド, NASA/GSFC MODIS Rapid Response Team 作成) およびその 20 日前のアフリカ波動(右: 2005 年 8 月 8 日, 世界標準時 12: 00, Meteosat 7- 赤外画像)。
「カトリーナ」を遡って追跡すると, 右図の ↑ 印の雲塊にたどり着く。

Fig. 6 Hurricane Katrina caused devastating storm surges and flood damage in New Orleans, USA (left: at 17: 00 GMT 28 Aug. 2005 by Terra/MODIS, 1・4・3 band, NASA/GSFC MODIS Rapid Response Team), and an African tropical wave (right: at 12: 00 GMT 8 Aug. 2005 by Meteosat 7-IR).
The massive clouds with the arrow ↑ in the right panel are presumed to be an early precursor of Hurricane Katrina.

(Walsh and Reading, 1991)。2005 年 8 月 29 日, アメリカ南部に未曾有の高潮・大水害をもたらしたハリケーン「カトリーナ」とその後相次いで追い討ちをかけたハリケーン「リタ」「ウィルマ」の襲来した 2005 年も, アフリカ中西部のサヘル付近で平年以上の降水があった(図 6)。

一方, 北太平洋における貿易風内の偏東風波動には, 台風に発達しうる 3 ~ 5 日周期の擾乱が認められるが, 西太平洋と日付変更線付近ではその構造に相違があることが指摘されている (Takayabu and Nitta, 1993)。

4. ENSO (El Niño/southern oscillation) とは熱帯に起源をもつ気候変動要因として最も注目されるのは, エルニーニョ/ラニーニャ (El Niño / La Niña) 現象である。熱帯太平洋の海面水温が通常に比べ東高西低になるのがエルニーニョ, 逆に西高東低になるのがラニーニャである (気候影響・利用研究会, 2001)。エルニーニョ/

ラニーニャ現象の両極端な状況に対して, それらの間の平年に近い状態がラニナダである。

Walker (1928b) は, インドにおける干ばつ (モンスーンが不活発) を予測するために, 世界各地における地上気圧をはじめとする気候要素との相関解析の結果, インド洋と太平洋の広域熱帯海域で影響を及ぼす気圧の東西振動現象を見出し, 南方振動 (SO: 表 1) と名づけた。後に, Bjerknes (1966, 1969) は, これらの地域において従前別々に考えられてきた海洋と大気の現象が相互作用していることを提唱し, 熱帯対流圏における大気の東西鉛直循環をウォーカー循環 (Walker circulation) と名づけた。SO の指標としては, 南太平洋の島タヒチ ($17^{\circ} 40' S$ $149^{\circ} 30' W$) とオーストラリア北部のダーウィン ($12^{\circ} 28' S$ $130^{\circ} 50' E$) の地上気圧差を規格化した南方振動指数 (SOI: 表 1) が用いられ, 現在普及している。海気相互作用の観点から, ENSO (El Niño / southern oscil-

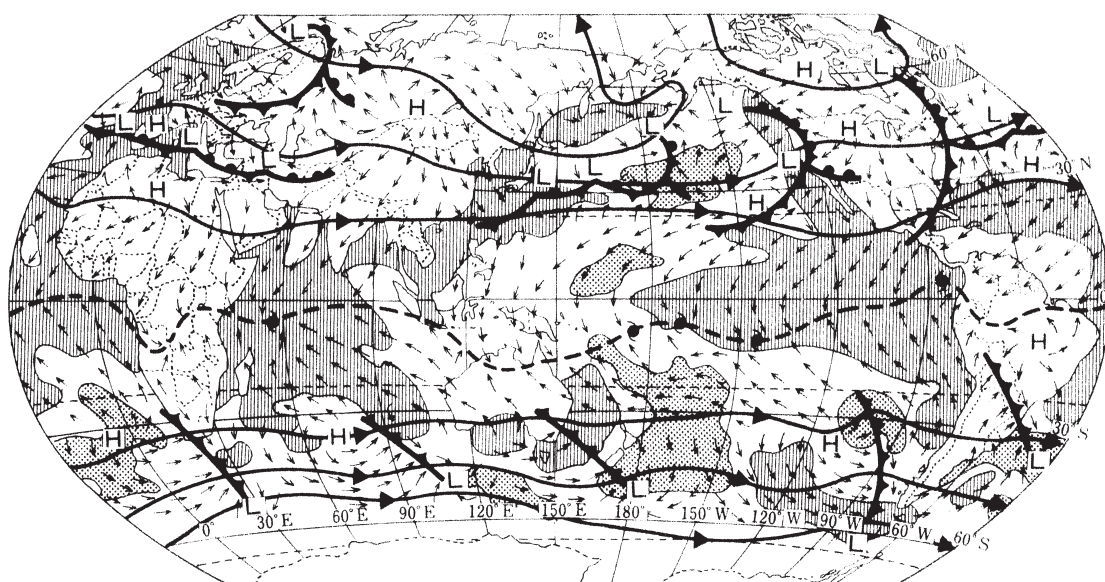


図 7 典型的 El Niño 年である 1998 年 1 月の世界における気圧系と風系の分布 (山川, 1999)。

Fig. 7 Global pressure and wind systems in January of 1998 as a typical El Niño year (Yamakawa, 1999).

lation: 表 1) という用語も広く使われている。

エルニーニョの成因について触れておこう。熱帯太平洋では南北半球の貿易風（偏東風）が卓越しているため、暖水が西部に運ばれている。なんらかの原因でこの低緯度の東風が弱化したときに、エルニーニョが発生する。そのきっかけとなる現象としては、亜熱帯高压帯の弱化、西風バースト（バーストは突風の意）、コールドサージ（cold surge; 主として高緯度の西方から進入する寒波）などが挙げられる。

赤道の北側と南側に、北半球では反時計回り、南半球では時計回りの、ともに低気圧性の渦巻きが同時に発生することがある。西太平洋なら、北は台風、南はサイクロンとなる。それはツインサイクロン（twin cyclones, cyclone pairs）と呼ばれ、熱帯気象で特筆すべき現象である。本来、赤道付近に横たわる熱帯収束帯付近では風が弱く、赤道西風が吹くこともある。それが時に強まり、西風バーストが吹いて、ツインサイクロンを発現させる。いったんツインサイクロンが生まれると、その間の赤道付近に西風バーストが起こり、エル

ニーニョ発生・発達の誘因となりうる。また、エルニーニョの発達過程において、インドネシアの島々から東方へ伝播する海洋表層水の波動（ケルビン波^{*6}）に伴いツインサイクロンが生ずるとも考えられている。

5. ENSO の中緯度気候への影響

ENSO の高緯度気候システムへの影響を始めて指摘したのは Bjerknes (1972) であった。IL-AL シーソー現象 (§ 2) 5; 3) 7) の一側面として、1966 ~ 67 年エルニーニョに伴う AL 強化 / IL 弱化など高緯度への作用を見出したことは、先見的な業績として特筆される。

典型的なエルニーニョ年には、日本で暖冬、カリフォルニアで多雨となる。ここで、その一例として、1998 年 1 月の気圧系・風系の分布図（図 7: 山川, 1999）をみてみよう。

エルニーニョ時に熱帯太平洋東部で海水温が平年より高い状況が続くと、同海域で活発な上昇気流が起こる。エルニーニョでペルー海流（寒流）と沿岸湧昇流（南半球では大陸西岸を北流する海流が地球自転に伴うコリオリの力を受け進行方向

左側へ離岸、それを補い冷たい海水が上昇)がともに弱い場合、ハドレー循環は南半球側で強化され、南太平洋高気圧が例年に比べて南へシフトして強まる。エルニーニョでない年には、通常1月頃(南半球の夏)、強いペルー海流の影響で、北半球側に熱帯収束帯(ITCZ)が残り、冬でも北太平洋高気圧があまり弱まらない。しかし、本例ではエルニーニョの最盛期を迎えており、25°N 140°W付近にある北太平洋高気圧の中心は弱く、東西带状にリッジが長々と停滞している。そして、この高圧帯の北側の寒帯前線帯(その上空やや高緯度側に寒帯前線ジェットを伴う)は非常に活発で、日本南岸からカリフォルニア北部付近にかけての30~45°N帯には、北太平洋を横断する東西10000 kmにも及ぶ前線帯が出現している。ハワイ付近からは、パインナップル・エクスプレス(MJOに伴う可能性がある; § 2.3)2,)とも呼ばれる暖湿な南西気流が、カリフォルニア沖の低気圧に伴う寒冷前線の南縁に沿って北米西岸へ入り、大雨をもたらす。さらに、その発達した低気圧の北方約3000 km付近のハドソン湾西岸には高気圧があり、北米西岸の低気圧をブロックしたこともカリフォルニアの大雨につながった。北半球の冬を代表するアリューシャン低気圧は例年よりも南東偏の状態にある。シベリア高気圧はほぼ平年並みの位置を保っているが、東アジアの寒帯前線が北偏(30°N付近: 図3-a)のため、東アジアへの寒波は日本付近止まりで、暖気の北上もしばしばあり、日本では暖冬傾向となった。また、暖水の出現したインド洋西部へ向かい、シベリアからの北西季節風が東アジアを迂回後、北東季節風となり、東南アジアを経てインド洋で赤道を越えている。一方、北大西洋からヨーロッパにかけては低気圧が分散気味で、地中海低気圧の発達もみられる。

ENSOは寒帯前線ジェットの位置に影響をもたらす。熱帯・亜熱帯に高海水温の海域が存在すれば、海面から大気へ顕熱・潜熱が輸送されるため、大気は不安定化し、高緯度から低緯度方面へ向かうトラフが出現する。その結果、ジェット気流は低緯度寄りにシフトする。トラフの位置する

ところでは、寒冬・冷夏傾向、トラフより東西にそれぞれ数千 km ずれた地域では、逆にリッジとなりやすく、その圏内に入ると、暖冬・暑夏傾向となる。

ENSOは台風にも影響を与える(西森・吉野, 1990)。エルニーニョ年には台風の発生数は減少するが、発生位置は東方へ拡大する。夏には発生してから西北西進し、台湾方面へ向かうものが多いが、秋になると発達しながら、転向して日本に接近するものが増える。一方、ラニーニャ年にはフィリピン近海での発生が増加するものの、日本への接近頻度は比較的少ない。いずれにせよ、高海水温域の分布次第で日本への影響度が決まってくる。

以上のように、ENSOに付随して引き起こされる気圧系は、低緯度のみならず中・高緯度へも展開していく。やはりENSOは地球規模の気候に影響を及ぼす重要な鍵となっている(§)。

6. 太平洋・日本(PJ)パターン

ENSOに関連し、北半球の夏に卓越、日本付近の天候に影響するテレコネクションとして、熱帯太平洋西部から伝播する太平洋・日本(PJ)パターン(表1: Nitta, 1987)が挙げられる。ラニーニャ時には、[フィリピン東方海域で高海水温]→[同海域での積雲対流活動の強化]→[その下降域にあたる北太平洋高気圧の西縁部、小笠原高気圧の発達(ハドレー循環の強化)]→「オホーツク海に低圧部形成」→[アラスカ方面に高気圧]→[北米北西岸に低気圧]という連鎖反応を生ずる。これは、日本がラニーニャ年に暑夏傾向となり、エルニーニョ年には逆に、ハドレー循環の弱化により、冷夏傾向になることを意味する(山川, 2001)。

7. 太平洋・北米(PNA)パターン

PJパターンとともに、太平洋に発現する大気のテレコネクションとして、低緯度からの励起とは限らないが、ENSOとも関連しているのは、太平洋・北米(PNA)パターン(表1: Wallace and Gutzler, 1981)である。北太平洋から北米大陸にかけての気圧系に影響が及び、4つの作用中心(ハワイ付近、北太平洋、北米北西部、北米

南東岸)からなる波列が現われる。6～7月を除いて通年で出現し、北太平洋の作用中心であるアリューシャン低気圧が最も発達し勢力範囲を広げる冬に顕著となる。春になると、アリューシャン低気圧が縮小してアラスカ方面へ移動するとともに、ハワイ付近の高気圧が発達、勢力を増し、このパターンは不明瞭化する。秋にはアリューシャン低気圧が勢力を回復し、再び上記のパターンが出現する。前述(§ 2)5)のAOは寒候期を通して顕在化する変動で、特に冬前半に著しいが、冬後半に明瞭となるAL-ILシーソー(§ 3)5)は、北太平洋の気圧系変動の影響が、PNAパターンの伸長として北大西洋に及ぶようになる(中村, 2002)。

PNAパターンは、正・負・中立の3パターンに分類される。正〔負〕フェイズ時には、ハワイ付近: 正〔負〕偏差、北太平洋: 負〔正〕、北米北西部: 正〔負〕、北米南東岸: 負〔正〕が明瞭となる。PNAパターンが正〔負〕の時には、アリューシャン低気圧がアリューシャン列島付近とその南方で〔オホーツク海付近とアラスカ南方に二分して〕発達しやすい(Ueno, 1993)。

概して、エルニーニョ時にはPNAの正フェイズが、ラニーニャ時には負フェイズが発現する傾向となる。PNAの正フェイズは、1976～88、1991～93年に、負フェイズは、1964～67、1989～90年にそれぞれ卓越した。

大気循環には南北流型と東西流型があるが、南北流型〔東西流型〕は、偏西風の蛇行が大きく〔小さく〕、風速は弱く〔強く〕、低緯度から高緯度へ熱や水蒸気が輸送される〔あまり輸送されない〕。PNAパターンでは、正〔負〕フェイズで南北流型、中立フェイズで東西流型が強化される。

III. 成層圏からみた気候変動

1) 成層圏準2年周期振動(QBO)とは

1883年8月27日、インドネシアのクラカタウ(Krakatau)火山(6°S 105°E)の大噴火のさい、成層圏に入った噴煙は東風に流され、13日で地球を一周したことが観測された(Symons, 1888)。そのため、成層圏では常時東風が吹くも

のと考えられた。しかしその後、1908年のアフリカ・ヴィクトリア湖における気球観測の結果、約120 hPa (15 km)の成層圏下部では西風であることが明らかになった(Lindzen, 1987)。この矛盾は、Reed (1961)ならびにVeryard and Edbon (1961)の研究によって氷解した。すなわち、熱帯成層圏では東風(E)フェイズと西風(W)フェイズがあることがわかり、成層圏準2年周期振動(QBO: 表1)の存在が明らかになったのである。

熱帯成層圏QBOは、熱帯成層圏中部(3 hPa, 約40 km)～下部(90 hPa, 約17 km)において、ほぼ1年ごとに東風と西風が交代し、上から下へおよそ1 km/月の速度で伝播する現象である。赤道を挟んでほぼ対称で、南北約12°の緯度帯で顕著に現われる(Naujokat, 1986; Holton, 2004; Giorgetta, 2005)。最大振幅は20 hPa (約26 km)に認められ、40～50 m/sに達する。下方に行くほど減衰し、圏界面ではほぼ終息する。30～50 hPa (約24～20 km)で停滞ぎみとなることが多い(図8)。Wフェイズでは上部でやや速く下降するのに対し、下部での停滞傾向が目立つ。Eフェイズは幾分不規則である。両フェイズ併せた周期は27～29か月で、その幅は20～36か月に及ぶ。

QBO指数はNaujokat (1986)によって定義づけられた。観測地点は年代によって変化し、1953年1月～1967年8月はカントン島(3°S 172°W)、1967年9月～1975年12月はガーン島(モルディブ諸島最南端; 1°S 73°E)、1976年1月以降はシンガポール(1°N 104°E)での観測データによりQBOが求められている。

QBOは期間・振動とも変動性をもっているが、グローバルな大気現象のうち比較的短いものとしては、周期性の明瞭な現象である。QBOの発現機構^{*7}に関しては解明されているが、熱帯成層圏QBOが対流圏の気候システムへ与える影響(TBO, § 5))については、まだあまり研究が進んでいない。

ここでは、熱帯成層圏QBOと対流圏の気象・気候現象について、QBOが低緯度のみならず中・

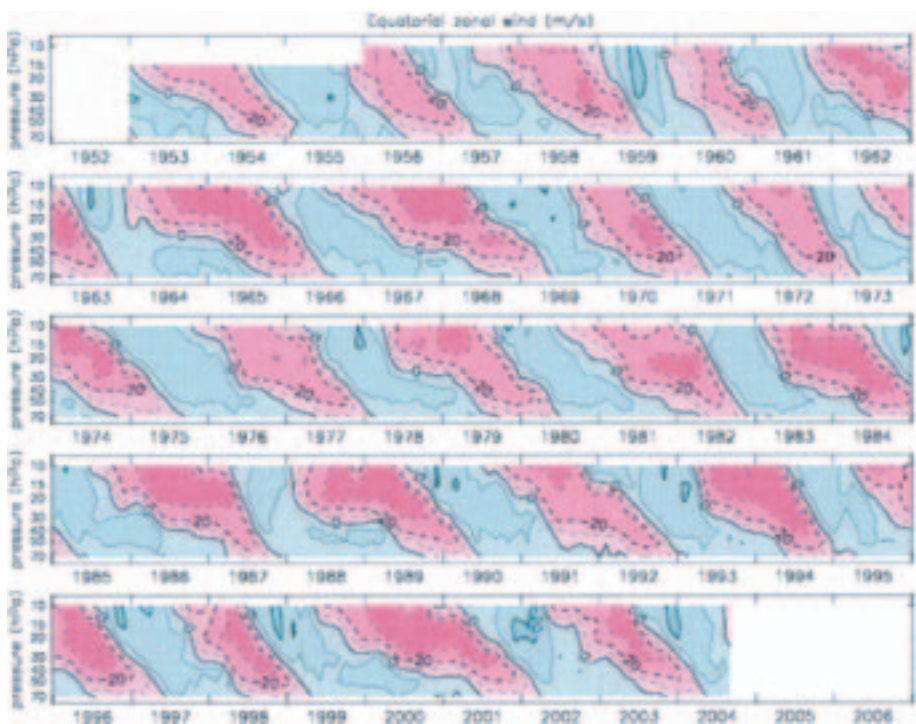


図 8 時間・高度断面でみた熱帯成層圏東西風の準 2 年周期振動 (QBO) の経年変動 (1953 2000 年 ; 暖色系 : 西風, 寒色系 : 東風) (京都大学 Web 情報, 2005) .

Fig. 8 Secular variations of quasi-biennial oscillation (QBO) of the tropical stratospheric zonal wind from 1953 to 2000 (warm color area : W-phase, cold color area : E-phase)(Web information of Kyoto Univ., 2005)

高緯度の気候システムにどのように関与しているか手がかりを見つけるために、QBO と極渦・モンスーン・熱帯低気圧・冷害との諸関係を比較検討していきたい。

2) QBO と極渦との関係

北半球冬季における極渦^{*3}は、QBO が W フェイズのときに発達すると指摘されていた (Holton and Tan, 1980) 。しかし、太陽活動と QBO の組み合わせによって結果が異なることが判明した (Labitzke and van Loon, 1990; Naito and Hirota, 2000) 。すなわち、極渦が強く、成層圏が寒冷となるのは、太陽活動が極小で QBO が W フェイズのとき (30 hPa, 24 km : -78) および太陽活動が極大で QBO が E フェイズのときであった。それに対し、極渦が弱く、成層圏が温暖となるのは、太陽活動が極大で QBO が W フェ

イズのとき (同高度 : -54) および太陽活動が極小で QBO が E フェイズのときであった。また、太陽活動の不活発期には、熱帯成層圏 QBO (W : 正, E : 負) と極渦 (強度, 持続時間, 大きさ, 安定度) との間、とりわけ強度との間に正相関が認められる (Nakane, 2000) 。

北極圏極渦の縮小年の例として 1989 年が挙げられ、同年は平年の 6.4% 減、前年の 1988 年も 4.6% 減であった (Angell, 1991) が、その時の熱帯成層圏下層 QBO はかなり強い W フェイズで、太陽活動は極大期であった。

成層圏では春に気温が急激に上昇する場合がある (突然昇温^{*8}) 。大規模な突然昇温は、熱帯成層圏 QBO が E フェイズのときに発生しやすい (Holton and Tan, 1980) 。対流圏において偏西風が大蛇行するさいには、対流圏の大きなプラネタ

リー波が成層圏に伝播して、突然昇温を引き起こすことがある。1963 年北陸豪雪 (§ 2) 3) のさいには、偏西風の大蛇行に伴い観測史上最大級の突然昇温が起こった(松野・島崎, 1981)が、そのときの熱帯 10 ~ 70 hPa (31 ~ 18 km) の QBO は E フェイズであった。

成層圏における突然昇温が対流圏の気候システム、特に、その後の天候に及ぼす影響に関して系統的にはまだ解明されていないが、現在までに次のような関係が得られている(永野ほか, 2005)。2, 3 月に小規模な突然昇温が起こると、極渦崩壊日は早くなるが、北極圏の成層圏中・上部に高気圧循環が出現する夏パターンへの移行は遅くなる。一方、2, 3 月に突然昇温が起こらないと、極渦崩壊日は遅くなるが、極域が高気圧性循環になる夏への移行はむしろ早くなる。また、経年変動でみると、最終昇温に対応する極渦崩壊日は遅くなる傾向が認められる。このことは、成層圏の低温化 (§ 2) 7) に関連すると考えられる。突然昇温の発生頻度自体も減少傾向が指摘されている(塩谷, 2002)。

3) QBO とモンスーンの関係

モンスーンとは、大陸と海洋の熱的な差異によって夏季と冬季で卓越風が大きく交代する現象である。モンスーンと大気・海洋・雪氷相互作用との関係は豊富な研究成果が上がっている(例えば, 村上, 1985; 安成, 1989; Nakazawa, 1992; Kawamura, 1998)が、ここでは QBO とアジアモンスーン・システムとの関係に絞って述べる。QBO とインドモンスーンによる降水量との関連性は、QBO が W フェイズ時に多くなることが指摘されていた(Fein and Stephens, 1987)。Bhalme *et al.* (1987)は、バルボア(中米パナマ: 9° N 80° W)の 10 hPa (約 31 km)における 1 月の QBO 東西風偏差とインドモンスーン降水量に相関があり、西風〔東風〕のときに降水量が多く〔少なく〕なることを示した。

Gray *et al.* (1992)は、インドで干ばつの 1965, 68, 72, 74, 79, 82, 87 年、およびインド北西部で少雨の 1989, 91 年には、いずれも QBO が 50 hPa (約 20 km) で E フェイズの状況下にあ

り、このうち 1965, 72, 82, 87 年はエルニーニョ年であることを指摘した。エルニーニョ時のモンスーンは不活発になる傾向がみられる。また、QBO が 50 hPa で W フェイズのとき、12 月のユーラシアにおける積雪が多くなり、その次の春には熱源効果を弱めるため、モンスーンを引き寄せる力が十分高まらない。さらに、その年の夏季モンスーン時に QBO が E フェイズに交代すると、モンスーン自体が弱く、干ばつ傾向が強まる。50 hPa (ないし 30 hPa, 24 km)における E フェイズは、インド干ばつの有力な指標となることが確認されている(Singh, 1994)。

QBO とモンスーン降水量との関連が再検証された(井上ほか, 2004)。インド中央北東部における 1965 ~ 2001 年のモンスーン期間の降水量を調べたところ、順位下位より 10 位までを少雨年とすると、その 90%は 7 月の E フェイズ年であった。それに対し、同じく上位 10 位までを多雨年とすると、その 70%は W フェイズ年であった。

E フェイズ年には、インド北部のモンスーン低気圧は通常に比べ弱く、その低気圧に向かうインドモンスーンも弱化する傾向がみられる。対流圏下層 850 hPa では成層圏下部と逆向きの西風成分が強まりやすく、西南西寄りとなったモンスーンに伴う暖湿気流が東南アジアへ入る。また、成層圏下部のチベット高気圧は、その低緯度側の QBO-E フェイズの作用を受け、東西に伸長するため、日本列島もその圏内に入り、暑夏となることが多くなる。

一方、W フェイズ年には、対流圏下層で東風成分が強まりやすく、インド付近で南西モンスーンと合流する。そのため、ヒマラヤ山脈の南縁部で低気圧性渦度が高まり、インド北西部に中心をもつモンスーン低気圧も強化し、そこへ向かい南西モンスーンが吹き込むことになる。850 hPa の解析によれば、モンスーン低気圧と北方のユーラシア寒帯前線とのつながりもみられる。また、チベット高気圧はセル状を呈し、東アジアへの張り出しは弱く、日本列島ではシベリア方面からの寒冷渦の南下、南方からの台風の北上を招く傾向に

なると考えられる。

4) QBO と熱帯低気圧の関係

QBO とハリケーンの関係についての研究は、先駆的に進められ、実際のハリケーン予報に用いられている。ハリケーンは QBO-W フェイズ時に多発する (Gray *et al.*, 1992)。ハリケーンなどの熱帯低気圧は鉛直シアが小さいときに発達する。W フェイズのとき、 15° N 付近の成層圏下部から対流圏上部にかけて鉛直シアが縮小し、ハリケーンが発生しやすくなることが観測事実から示された。「カトリーナ」「リタ」「ウィルマ」をはじめハリケーンが史上最多発した 2005 年夏～秋も QBO は W フェイズであった。

ハリケーンの発生を形成するアフリカ波動 (偏東風波動の一種: § 3) 3) は、チベット高気圧南西側の循環とともに QBO-W フェイズの作用を受けている可能性がある。

ベンガル湾におけるポスト・モンスーンのサイクロンについては、1800 ~ 1979 年のデータに基づく解析から、cyclonic storm (インド洋で中心付近の最大風速 34 m/s 以上) の出現頻度に 35 ~ 40 年、3.0 年、2.1 年 (QBO サイクルに近似) の周期性が導き出されている (Subbaramayya and Rao, 1984)。

QBO と西太平洋の台風との間には、ハリケーンやサイクロンほど明瞭な関係は得られていない (Chan, 1995) が、その再検討は重要課題である。

5) QBO と日本の冷害との関係

QBO と冷害の関係を考える前に、QBO の周期変動状況をデータのある 1950 年代から時系列に従って調べておく必要がある。1953 ~ 2004 年の 52 年間に 22 のサイクルが認められることから単純平均すると、周期は 28.4 か月 (2.36 年) となる。この平均的な周期を考慮しながら、QBO の時間 高度アイソプレス (図 8) を確認してみよう。1953 ~ 58 年、1965 ~ 69 年、1976 ~ 81 年、1983 ~ 1988 年には、平均的な周期を上回る 3 年周期が卓越している。それらの期間と太陽活動の状況を比較してみると、太陽活動が隆盛化する時期にほぼ対応している。上記以外の期間は、概ね平均周期より短い周期性が認

められる。1972 ~ 76 年には 2.5 年の周期の片鱗がみえ、1979 年 (§ : PDO の 1977 年レジームシフトにほぼ対応) 以降 2004 年にかけて 2.5 年周期が明瞭化した。ただし、1993 ~ 99 年における QBO 周期の短縮 (2 年周期化) は、1991 年 Pinatubo 噴火に影響された可能性がある。

Kanno (2004) は北日本冷夏について、1982 年から 5 年周期変動が非常に明瞭で、1983, 88, 93, 98, 2003 年が冷夏、それらの翌年は暑夏となること、この周期性が熱帯太平洋 SST 変動とよく一致することを指摘した。対流圏の気候現象においても、QBO に係るとみられる周期性を示す解析結果 (TBO; 表 1) が垣間みられるが、北日本冷夏の 5 年周期は、成層圏 QBO と対流圏 TBO の平均周期の約 2 倍に対応するとも考えられる。日本の冷害発生要因として、海面水温 (代表して ENSO) とともに、QBO・TBO との関連性を含めた検討が必要ではないだろうか。

QBO と日本の冷夏との間には有意な関係が認められている。20 世紀後半から 2003 年に発生した 14 回の日本の冷夏 (北冷のみの場合を含む) について、シンガポール上空の熱帯成層圏 70 hPa の東西風成分を調べてみると (山川, 1999) すべて W 風または W 風の絡む状況下で起こっており、1966 年と 1980 年だけは E から W への交代過程、2003 年だけは W から E への交代過程であった。日本冷夏に W フェイズが関与することは極めて重要であり、偏西風および寒帯前線帯の南下にも QBO の影響が及んでいると推察される。

関連して、火山大噴火によって成層圏に多量に注入されるエアロゾルは、QBO のフェイズによって南北どちらに拡散するかが決まる。そして、特に高緯度集積したエアロゾルは強いパラソル効果 (日射を遮断・散乱させる作用) を生じ、対流圏の気温低下など、気候システムへ多大なインパクトを与える (Lamb, 1970)。その具体的事例が 1991 年 6 月 15 日のフィリピン・ピナトゥボ山大噴火の 1993 年日本大冷夏への影響である (Yamakawa, 1997; 山川, 1997)。冷害の要因解析にあたっては火山活動にも注意を払う必要がある。

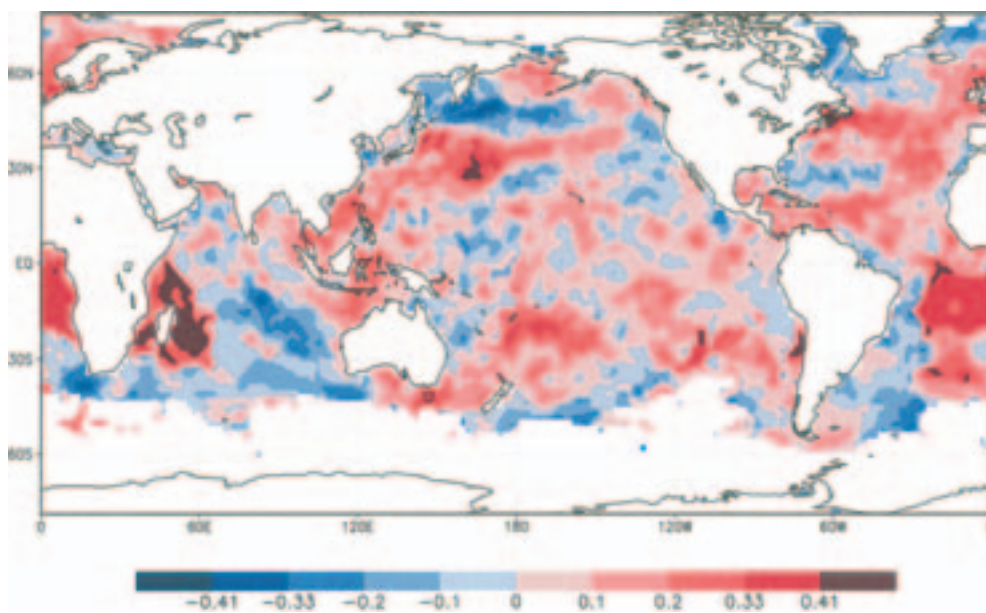


図 9 世界の海域における太陽放射 10.7 cm フラックスと SST 偏差の同時相関係数分布(6月). (大石, 2004).

Fig. 9 Global distribution of simultaneous correlation coefficients between solar flux (10.7 cm) and SST anomalies in June. (Ohishi, 2004).

IV . 太陽活動からみた気候変動

1) 太陽活動と海面水温

太陽活動に 11 年周期があることは古くから知られている。太陽活動に呼応して増減する太陽黒点数は、太陽放射量と高い相関を示すことが観測で確かめられている (Burroughs, 2003)。太陽黒点群は、まず太陽表面の中緯度に現われ、その活動域を低緯度方面へ移す。そして、低緯度での活動が弱まる頃、再び中緯度で黒点群が現われるということを繰り返している。太陽磁場は北半球と南半球で反対の磁性を帯びているが、太陽活動の極大期に逆転する。すなわち、南北半球の磁場が逆転してから再び元の磁場に戻るまでを 1 サイクルとみなすと、約 22 年周期 (double sunspot number)こそ太陽活動の重要な周期と捉えることが可能で、それはヘール (Hale) 周期と呼ばれている。ヘール周期は、樹木の年輪分析 (樹木の年輪幅などから過去、数十年～数千年

の気候を推定する方法)の結果からも検出され (Douglass, 1919) アメリカ合衆国中西部における干ばつ発生との関連も認められる (Mitchell *et al.*, 1979)。約 20 年周期は、気候データの中で QBO に次いで最も広く認識されたサイクルであり、ヘール周期との関係は注目に値する。

太陽活動とグローバルスケールの海面水温の間には正の相関があることが既に指摘されている (Reid, 1987)。しかし、その影響が強くみられる海域に関しては不明のままであった。そこで、太陽放射フラックスと世界の海面水温 (経緯度 2°メッシュ) 変動との相関を調べたところ、かなり強い正相関が広域で認められた (図 9 : 大石, 2004; 山川, 2004)。

ここでは年間で有意な正相関域が最も広く出現した 6 月の例を挙げる。日本近海においては日本東方へ伸びる正相関域 (暖水域の存在) が特徴的である。このことは太陽活動の活発化する頃、北太平洋高気圧をはじめとする亜熱帯高圧帯の

北偏・強化傾向がみられること (Labitzke and van Loon, 1992) と関連する。この結果生じた暖水域が、北太平洋における低気圧活動、すなわちアリューシャン低気圧の発達につながる可能性もある。

2) 太陽活動と QBO

太陽活動と QBO の関連性をみると、太陽活動の極大・極小間の気温差は成層圏の熱帯・亜熱帯で最も大きく現われ、E フェイズでは W フェイズの 3 ~ 5 倍となる。すなわち 7・8 月の E フェイズの成層圏においては、極大・極小時の気温差が 2.5 に及ぶ、太陽放射 (波長 10.7 cm) フラックスと 30 hPa (約 24 km) の気温との相関が高く、最高相関係数は 0.9 に達する (Labitzke, 2004)。このように太陽活動の成層圏への影響は解明されつつあるが、対流圏の気候へどのようなメカニズムで影響が及んでいるのかは依然として未解決のままである。対流圏・成層圏の大循環 (ブリュワー・ドブソン循環^{*9}) について、QBO による副次的な作用 (オゾンの動態など) も含めた関連研究が進めば、成層圏が対流圏気候システムへ及ぼす影響を解く鍵となるかもしれない。

V. 数十年スケールの大気海洋相互作用からみた気候変動

アラスカの Bristol 湾とアメリカ合衆国北西部のコロンビア川のサケの漁獲高の間には、増減が逆となる (負相関) 関係がかねてより指摘されていた。その漁獲量変動と北太平洋の気候との関係を探るために、SST 経年変動 (北緯 20° N 以北) の主成分分析を行なった結果、求められたのが太平洋数十年振動 (PDO: 表 1) である (Hare, 1996)。PDO は赤道を軸とし、東に開いた巨大な馬蹄形の海面水温分布を呈し、正と負のフェイズからなる太平洋の広域における海気相互作用の変動である。PDO は ENSO と似た分布を示すが、時間スケールははるかに大きく、空間スケールも広域に及ぶ。水温変動の振幅は 1 ~ 2 で、数度 (最大 7 ~ 8) に達する ENSO にくらべ小さい。ENSO の周期が 6 ~ 18 か月、熱帯中心であるのに対し、PDO の変動は緩やかで、北太平

洋を中心として 20 ~ 30 年にわたる。20 世紀における PDO の主要な周期としては 15 ~ 25 年、50 ~ 70 年が認められ (Minobe, 1997)、11.2 ~ 16.7 年という結果も得られている (Tourre *et al.*, 2001)。また、気候システムにおいて、このような正と負のフェイズの交代がみられることをレジームシフト (regime shift) と呼び、海洋 (海洋生態系) だけでなく気候変動へ与える影響も大きい (川崎, 1999)。

PDO 正フェイズにおける海面水温は、熱帯太平洋中東部の広域と、北米西岸からアラスカ近海にかけて暖水、20° N 以北の太平洋北西部の広域で冷水というパターンを示す。正フェイズは、1925 ~ 46 年、1977 年以降 (1958 ~ 61 年には一時的) に卓越した。発達したアリューシャン低気圧の派生効果として、東アジアの冬季モンスーンが強化するとともに、ハワイ北方の亜熱帯高圧帯と北米北西部で高気圧が強まる。冬季の降水量はアラスカ太平洋岸、アメリカ南西部、メキシコ北部、フロリダで増加、カナダ (北極海沿岸以外) と北米内陸部で減少傾向となる (Mantua *et al.*, 1997)。PDO 正フェイズ時やエルニーニョ時に正の PNA パターン (§ 3) 7) が発現しやすい。

カリフォルニアでは El Niño 時に大雨とされてきたが、2005 年 1 月のカリフォルニアにおける記録的な豪雨・洪水は、PDO 正フェイズ時に発生したと解釈される。暖水の存在するハワイ近海から、南西の暖湿気流が北米西岸へ進入したためであった (§ 3) 5)。

PDO は ENSO と相互作用する。PDO 正フェイズ時には、エルニーニョを強め、ラニーニャを弱める作用をもつ。1982 ~ 83、1997 ~ 98 年のエルニーニョは非常に強く、長期に及んだことは、PDO 正フェイズと重なったためとも解釈できる。

一方、PDO 負フェイズには逆パターンがみられ、熱帯太平洋中東部海域の海面水温が全般に低下、北米西岸 ~ アラスカ近海に低 SST が現われるのに対し、北西太平洋、つまり日本東方の広域にわたって暖水が出現し、南太平洋でも暖水が顕在化する。1916 ~ 21 年、1947 ~ 76 年 (一時

的には1989～91年、1999～2002年）に発達した。冬季、アリューシャン低気圧が不活発になるとともに、ジェット気流と低気圧の経路が例年より北上するため、降水量は日本南岸で増加するが、北米南西部からメキシコにかけては乾燥・干ばつ傾向となる。特に、1893～1902年には継続的少雨となった。また、PDO 負フェイズ時には、ラニーニャを強め、エルニーニョを弱める作用をもつ。

アラスカではここ30年間、顕著な昇温トレンドが認められている。それには地球温暖化が関与しているが、PDO 正フェイズの影響もかなり大きいとみられる（Bowling, 1990）。他方、近年着実にCO₂は増加し続けているなかで、1960年代など一時的な気温の低下が認められたことについては、PDO 負フェイズによって説明づけることも可能である。

とくに1977年のレジームシフトについては、SOI（§ 3）4；松山, 2005）や日本の降水量・気温など（Yonetani, 1992a, b）にも明瞭な変化の起こったことが統計学的に確認されている。

PDOのメカニズムはまだ十分解明されていないが、これまで見逃されていた気候システム変動の要因になっている可能性は高い。この海気相互作用は長期に及ぶ（花輪, 2001）ので、気候の実態解明と予測に有望であり、今後の研究進展が期待される。

VI. む す び

季節～数十年のサイクルを示す気候変動要因に関する研究の系譜を総括的に述べた。しかし、多岐にわたる気候システム分野の研究成果を網羅することはできなかった。ここでは成層圏準2年周期振動（QBO）など他の気候要因と相互作用しているとみられる現象を取り上げた。海洋に関しては、気候変動に密接な影響を及ぼしているの、他章との重複を承知であえて導入した。主な内容を箇条書きに記す。

気候の準周期現象のうち比較的研究が進展しているのはENSO（El Niño / southern oscillation）であるが、その発生予測の精度が向上すれ

ば、確度の高い天候の季節予報につながるだろう。

成層圏QBOの対流圏気候システムへの影響についてはまだ十分理解されていないが、Wフェイズ時に冷害が多発するなど、諸関係が認められる。QBOは対流圏気候システム変動の重要な鍵を握っている可能性があり、今後、QBOが対流圏へ及ぼすメカニズムの解明に期待したい。

太陽活動は未知の部分が大いだが、海面水温（SST）を介して、あるいは、QBOと相互作用して、対流圏の気候システムへ影響を及ぼしている片鱗がうかがえる。

海気相互作用において、大気の変化が急速であるのに対し、海洋はゆっくり時間をかけて変化するので、気候変動のような長期的な現象には、太平洋数10年振動（PDO）などのテレコネクションにみられるように海洋の果たす役割は大きい。加えて、海洋のレジームシフトは気候へ劇的な変化を及ぼすこともある。

現在進行中とみられる地球温暖化や環境変動（吉野・福岡, 2003）の影響として、大気大循環の変調・シフトに伴う異常気象や極値の出現が懸念される（IPCC, 2001; 加藤, 2004）。地球温暖化とは矛盾するが、北日本の冷害の原因となるオホーツク海高気圧の頻発も危惧される。

以上本稿で述べた事柄のうち、個々の要因がどのように複合して実際の天候に寄与していくのかを見極めることが重要となる。日々の天気予報や週間予報より長い数か月～数年スケールで天候推移のメカニズムを解明していくことが、多発する異常気象や天候異変の弊害を最小限にとどめ、気象災害を防止するための急務となる。

【用語解説】

*1 気象・気候・天候：「気象」と「気候」はタイムスケールの長さで概略識別される。「気象」が比較的短時間で、数日以内の大気現象に使われることが多いのに対し、「気候」は比較的長期間で、少なくとも1週間以上、通常は1年以上にわたる平均あるいは総合・累積した大気状態について使用される。「天候」は、ある地域における広義の天気の状態を数日ないし数か月の時間スケールで捉えたもの。天候の指標としては、地上風、上層風、降水頻度、雲量、日照などの季節変化が挙げられる（前島, 1969）。

*2 ロスビー波 (Rossby wave): 自転する地球 (回転座標系) において、大気・海洋などの運動する物体には緯度とともに増大する見かけ上の「コリオリの力」(偏向力)がかかる。それを「 β 効果」といい、 β 効果に伴う一種の復元力で生ずる波動をロスビー波と呼ぶ。代表的には対流圏の偏西風帯で卓越し、波長の長いもの、および海洋中では西進するが、大気中で波長の比較的小さいものは一般に東進する。テレコネクション (§ 1) は、ロスビー波の水平伝播から生じている。世界の気候区分において、中村 (1996) は、ロスビー循環系とハドレー循環系に識別した。

*3 極渦とは、対流圏中・上層 (成層圏では冬に極夜渦となる) の極付近に位置する大規模な低気圧性の渦巻き (極を取り巻く西風) で、その極側に寒気団を蓄積している。

*4 極成層圏雲 (polar stratospheric clouds: PSC(s)): 極成層圏雲は非常に低温な成層圏下部 15 ~ 25 km に発生する雲である。主な凝結核は硫酸で、-78 以下で3水和硝酸 ($\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) の氷晶からなるタイプと、-86 以下で水主体の氷晶からなるタイプがある。PSCsの表面では、春になると紫外線による解離で塩素が活性化し、オゾン破壊を引き起こす。

*5 外向き長波放射量 (outgoing long wave radiation: OLR): 地球表面 (大気・雲を含む) から出る長波放射。放射量は射出する物体 (全ての光を吸収または放射する理想的な黒い物体「黒体」を仮定) の表面温度の4乗に比例するという「ステファン・ボルツマンの法則」に基礎を置く。これに対し、太陽放射は短波放射である。

*6 ケルビン波 (Kelvin wave): 大気と海洋のなかを伝播する東進波動で、コリオリの力が働かない赤道上で最大振幅をもつ。

*7 QBOの発現機構: 熱帯成層圏QBOの観測データからケルビン波が検出されていた (Wallace and Gousky, 1968)。Holton and Lindzen (1972)、Lindzen (1987) によって、QBOはロスビー重力波と赤道ケルビン波の混合であると指摘されるなど長年議論的となってきたが、密度成層中を鉛直方向に伝播する内部重力波として理解され (Takahashi et al., 1997)、今日に至っている。

*8 突然昇温: 突然昇温とは、10 hPa (約31 km) 以下の成層圏において、緯度60°より極側で、2 ~ 3月頃、1週間以内に25 以上も気温が急上昇する現象である。1952年にドイツの研究者 (Scherhag, 1952) によって発見された。その年の2月下旬、ペルリン上空15 hPa (約28 km) で、数日のうちに40 もの昇温が観測された。対流圏において大きな偏西風の蛇行を生じた場合、その振幅の増大したプラネタリー波 (ロスビー波のうち波長が地球規模のもの: 波数1 ~ 4) が西風の中を成層圏へ上方伝播し、突然昇温が発生する (Matuno, 1971; Matsuno and Nakamura, 1979)。循環が反転して東風が吹くほどの大規模な場合を大昇温、温度傾度は逆転するが循環は反転しない場合を小昇温という (WMO 定義)。大昇温は起きない年もあるのに対し、小昇温は一般に1年に数回起きる。

*9 ブリュウワー・ドブソン循環 (Brewer-Dobson circulation): 熱帯対流圏で上昇して成層圏を中高緯度へ移動し、中緯度では対流圏へ戻り、高緯度では成層圏下部へ下降する南北循環。熱帯で生成されたオゾンを経緯圏へ輸送する。数か月のタイムスケールをもつ (Dobson, 1929; Brewer, 1949)。

謝 辞

本稿執筆にあたり、本記念号編集委員長の笠原順三先生、地学雑誌編集委員長の大島章一先生、明治大学の梅本 亨先生には、草稿を読んでいただき、有益なご助言を賜りました。また、Terra衛星画像の掲載は、日本大学文理学部地球システム科学科の中山裕則先生のご好意によるものです。さらに、本稿作成にあたり、集計・計算・作図の面などで、河原木常男さん (東京都立大学大学院修士課程修了)、広澤 学さん (日本大学大学院総合基礎科学研究科地球数理科学専攻)、高橋舞子さん・瀬田蘭美さん (日本大学文理学部地球システム科学科在学) に手助けしていただいた。記して感謝の意を表明いたします。

文 献

- Angell, J.K. (1991) Relation between 300 mb North Polar vortex and equatorial SST, QBO and sunspot number and the record contraction of the vortex in 1988-89. *J. Climate*, **5**, 22-29.
- Appenzeller, C., Stocker, T.F. and Anklin, M. (1998) North Atlantic oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science*, **282**, 446-449.
- Barnston, A.G. and Livezey, R.E. (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Bhalme, H.N., Rahalkar, S.S. and Sikdar, A.B. (1987) Tropical quasi-biennial oscillation of the 10 mb wind and Indian monsoon rainfall implication for forecasting. *J. Climatol.*, **7**, 345-353.
- Bjerknes, J. (1966) A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, 820-829.
- Bjerknes, J. (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- Bjerknes, J. (1972) Large-scale atmospheric response to the 1964-65 Pacific equatorial warming. *J. Physical Oceanography*, **2**, 212-217.
- Bowling, S. (1990) Alaska temperature and their relationship with the Pacific decadal oscillation (PDO). http://www.brighton73.freemove.co.uk/gw/supportive/alaska_pdo.htm
- Brewer, A.W. (1949) Evidence for a world circulation provided by measurements of helium and water va-

- pour distribution in the stratosphere. *Quo. J. Roy. Meteor. Soc.*, **75**, 351–363.
- Burroughs, W.J. (2003) *Weather Cycles- Real or Imaginary?* 2nd ed., Cambridge.
- Chan, J.C.L. (1995) Tropical cyclone activity in the western North Pacific in relation to the stratospheric QBO. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2567–2571.
- 千葉 長・山崎孝治・黒田友二 (1994) 積雪深分布の変動とその後の大気大循環との関係—モデル大気10年分の解析. 全国長期予報技術検討会資料.
- Dickson, R. (1997) The thermohaline circulation and the NAO—A coupled phenomenon?— *Nature*, **386**, 649–650.
- Dobson, G.M.B. (1929) Observations of the amount of ozone in the earth's atmosphere and in relation to other geophysical conditions. *Proc. R. Soc. Lond.*, **A129**, 411–433.
- Douglass, A.E. (1919) *Climate Cycles and Tree Growth*. Carnegie Institute of Washington.
- Dunn, G.E. (1940) Cyclogenesis in the tropical Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **21**, 215–229.
- Fein, J.S. and Stephens, P.L. (1987) *Monsoons*. John Wiley & Sons.
- Frey, K.E. and Smith, L.C. (2003) Recent temperature and precipitation increases in West Siberia and their association with the Arctic Oscillation. *Polar Res.*, **22**, 1–14.
- 藤井理行 (2005) 極地アイスコアに記録された地球環境変動. 地学雑誌, **114**, 445–459.
- Geerts, B. and Wheeler, M. (1998) The Madden-Julian oscillation. <http://www-das.uwyo.edu/~geerts/cwx/notes/chap12/mjo.html>
- Giorgetta, M.A. (2003) *Is there a Feedback of the QBO to the Tropical Meteorology?* The Role of the Stratosphere in Troposphere Climate, Whistler.
- Giorgetta, M.A. (2005) QBO data and assimilation. http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/Forcings/qbo_data_ccmval/ u_profile_195301_200412.html
- Gloersen, P. and Campbell, W.J. (1991) Recent variations in Arctic and Antarctic sea-ice cover. *Nature*, **352**, 33–36.
- Goddard Institute for Space Studies (2005) Solar irradiance. <http://www.giss.nasa.gov/data/simodel/solar.irradiance/>
- Gray, W.M., Sheaffer, J.D. and Knaff, J.A. (1992) Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 975–995.
- Hadley, G. (1735) Concerning the cause of the general trade winds. *Phil. Tras.*, **29**, 58–62.
- 花輪公雄 (2001) エルニーニョとラニーニャに伴う全球海面水温変動. 気候影響・利用研究会編: 改訂増補版 エルニーニョと地球環境. 83–106.
- Hare, S.R. (1996) *Low Frequency Climate Variability and Salmon Production*. Ph.D. thesis, University of Washington.
- Holton, J.R. and Lindzen (1972) An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1076–1080.
- Holton, J.R. and Tan, H.-C. (1980) The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2200–2208.
- 本田明治・中村 尚・山根省三・大淵 濟 (2004) アリューシャン・アイスランド両低気圧間のシーソー現象. 気象研究ノート, **206**, 133–158.
- Hurrell, J.W. (1995) Decadal trends in the North Atlantic oscillation —Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676–679.
- 稲田智子 (2005) 日本の冷夏予測のための気候学的研究—1993・2003年の比較を中心として. 日本気象学会秋季大会予稿集, **88**, 399.
- 井上 誠・山川修治・上野 孝 (2004) 成層圏QBOとチベット高気圧・モンスーンとの関係. グロースベッター, **42**, 57–67.
- Inoue, T. and Matsumoto, J. (2003) Seasonal and secular variations of sunshine duration and natural seasons in Japan. *Int. J. Climatol.*, **23**, 1219–1234.
- IPCC; Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K. and Johnson, C.A. eds. (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge Univ. Press.
- Kanno, H. (2004) Five-year cycle of north-south pressure difference as an index of summer weather in northern Japan from 1982 onwards. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 711–724.
- 加藤央之 (2004) 地球温暖化. 吉野正敏監修, 気候影響・利用研究会編: 日本の気候. 二宮書店, 261–271.
- Kawai, T. (2002) Relationships between early summer Okhotsk SST and northern hemisphere atmospheric circulations. *Geogr. Rev. Japan*, **75**, 355–370.
- Kawamura, R. (1998) A possible mechanism of Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 1009–1027.
- Kawamura, R. and Murakami, T. (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.
- 川崎 健 (1999) エルニーニョと漁業生産—アンチオピーをめぐって. 気候影響・利用研究会編: エルニーニョと地球環境. 成山堂書店, 77–95.
- 気候影響・利用研究会編 (2001) 改訂増補版 エルニーニョと地球環境. 成山堂書店.
- 木村圭司 (2005) 気候からみたアフリカ. 水野一晴編: アフリカ自然学. 古今書院, 15–24.
- 気象庁 (2002) 20世紀の日本の気候. 財務省印刷局.
- 気象庁長期予報管理官室 (1970) 1956～65年天候10年集成. 日本気象協会.
- Labitzke, K. and van Loon, H. (1990) Association between the 11-year solar cycle, the quasi-biennial oscillation and the atmosphere: A summary of recent work. In Pecker, J.C. and Runcorn, S.K. eds.: *The Earth's Climate and Variability of the Sun over*

- Recent Millennia*. Royal Society, 179–182.
- Labitzke, K. and van Loon, H. (1992) Association between the 11-year solar cycle and the atmosphere. V: Summer. *J. Climate*, **5**, 240–251.
- Labitzke, K. (2004) On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere over the Antarctic and its modulation by the quasi-biennial oscillation. *Meteorological Zeitschrift*, **13**, 263–270.
- Lamb, H.H. (1970) Volcanic dust in the atmosphere. —With a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A266**, 425–533.
- Landsea, C.W. and Gray, W.M. (1992) The strong association between western Sahel monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *J. Climate*, **5**(5), 435–453.
- Lindzen, R.S. (1987) On the development of the theory of the QBO. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**, 329–337.
- Madden, R.S. and Julian, P.R. (1971) Detections of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- 前島郁雄 (1969) 気候区分に関する諸問題. 関口 武編: 現代気候学論説. 東京堂, 51–71.
- Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M. and Francis, R.C. (1997) A Pacific decadal climate oscillation with impacts on Salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069–1079.
- Matsuno, T. (1971) A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479–1494.
- Matsuno, T. and Nakamura, K. (1979) The Eulerian and Lagrangian-mean meridional circulations in the stratosphere at the time of a sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 640–654.
- 松野太郎・島崎達夫 (1981) 成層圏と中間圏の大気. 東京大学出版会.
- 松山 洋・谷本陽一 (2005) 実践! 気候データ解析. 古今書院.
- Minobe, S. (1997) A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 683–686.
- Mitchell, J.M., Stockton, C.W. and Meko, D.M. (1979) Evidence of a 22-year rhythm of drought in the western United States related to the Hale Solar Cycle the 17th century. In McCormac, B.M. and Seliga, T.A. eds.: *Solar-terrestrial Influences on Weather and Climate*. D. Reidel Pub. Co., 125–143.
- 村上多喜雄 (1985) モンスーン—季節をもたらす風と雨—. 東京堂出版.
- 永野良紀・山川修治・河合隆繁・田中誠二・貴船英生・稲田智子・三浦 梓 (2005) 2003 年冷夏の総観気候学的解析—1993 年との比較を中心に—. 日本大学自然科学研究所研究紀要, **40**, 1–16.
- Naito, Y. and Hirota, I. (2000) The effect of the QBO and the solar cycle on the stratospheric circulation in the NH and SH. *The First S-RAMP Conference (Hold in Sapporo)*, **S18**, No.0619.
- 中村 尚 (2002) テレコネクション. 新田 尚・伊藤朋之・木村龍治・住 明正・安成哲三編: キーワード 気象の事典. 朝倉書店.
- 中村 尚・本田明治・山根省三・大淵 濟 (2002) アリョーシャン・アイスランド両低気圧間のシーソー現象. 天気, **49**, 701–709.
- 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」9–12.
- 中村和郎 (1996) 世界の気候区分. 中村和郎・木村竜治・内嶋善兵衛: 日本の気候. 岩波書店.
- Nakane, H. (2000) Long and short term variability in the dynamical attributes of the Arctic polar vortex and its effect on ozone. *SPARC News Letter*, **15**.
- Nakazawa, T. (1992) Seasonal phase lock of interseasonal variation during the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 597–611.
- Naujokat, B. (1986) An update of the observed Quasi-Biennial Oscillation of stratospheric winds over the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1873–1877.
- 西森基貴・吉野正敏 (1990) ENSO 現象と台風の発生・発達・経路との関係. 地理学評論, **63A**, 530–540.
- Nitta, Ts. (1987) Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373–390.
- Ogi, M., Tachibana, Y. and Yamazaki, K. (2004) The connectivity of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) and the summer Okhotsk high. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 905–913.
- 大石徹也 (2004) 太陽活動周期と対流圏・成層圏の気圧系及び海面水温との関係. 日本大学総合基礎科学研究科・地球情報数理科学専攻・修士論文.
- 大川 隆 (1992) 北海道の動気候. 北海道大学図書刊行会.
- Osborn, T.J. (2005) North Atlantic Oscillation. CRU Information Sheet, <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao/>
- Reed, R.J., Campebell, W.J., Rasmussen, L.A. and Rogers, R.G. (1961) Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 349–360.
- Reid, G.C. (1987) Influence of solar variability on global sea surface temperature. *Nature*, **329**, 142–143.
- 力石國男・高森泰人 (1996) 北極海の高気圧分布の変動と北日本の冷夏. 海洋, **29**(1), 9–15.
- Sherhag, R. (1952) Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951–1952. *Ber. Deut. Wetterd.*, **6**, 51–63.
- Singh, N. (1994) *Variability of Moisture and Thermal Fields over India*. Ph.D. Thesis, Banaras Hindu University.
- 塩谷雅人 (2002) 成層圏突然昇温. 新田 尚・伊藤朋

- 之・木村龍治・住 明正・安成哲三編：キーワード
気象の事典．朝倉書店．
- Subbaramayya, L. and Rao, R.M. (1984) Frequency
of Bay of Bengal cyclones in the post-monsoon sea-
son. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1640 1642.
- Symons, G.J. ed. (1888) *The Eruption of Krakatoa
and Subsequent Phenomena*. Report of the Kraka-
toa Committee of the Royal Society, Trubner and
Co.
- Takahashi, M., Zhao, N. and Kumakura, T. (1997)
Equatorial waves in a general circulation model
simulating a quasi-biennial oscillation. *J. Meteor.
Soc. Japan*, **75**, 529 539.
- Takayabu, Y.N. and Nitta, Ts. (1993) 3 5 day-period
disturbances coupled with convection over the trop-
ical Pacific Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 221
246.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M. (1998) The Arctic
Oscillation signature in the wintertime geopo-
tential height and temperature fields. *Geophys. Res.
Lett.*, **25**, 1297 1300.
- Tourre, Y.M., Rajagopalan, B., Kushnir, Y., Barlow,
M. and White, W.B. (2001) Patterns of coherent
decadal and interdecadal climate signals in the
Pacific basin during the 20th century. *Geophys. Res.
Lett.*, **28**, 2069 2072.
- Ueno, K. (1993) Inter-annual variability of surface
cyclone tracks, atmospheric circulation patterns,
and precipitation patterns, in winter. *J. Meteor. Soc.
Japan*, **71**, 655 671.
- Veryard, R.G. and Edson, R.A. (1961) Fluctuations
in tropical stratospheric winds. *Meteor. Mag.*, **90**,
125 143.
- Walker, G.T. (1924) Correlation in seasonal varia-
tions of weather. : A preliminary study of world-
weather. *Mem. Indian Meteor. Dep.*, **24**, 275 332.
- Walker, G.T. (1928a) World weather. *Quo. J. Roy.
Met. Soc.*, **54**, 79 87.
- Walker, G.T. (1928b) World weather. *Mon. Wea. Rev.*,
56, 167 170.
- Wallace and Gutzler (1981) Teleconnections in the
geopotential height field during the northern hemi-
sphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784 812.
- Wallace, J.M. and Kousky, V.E. (1968) Observational
evidence of Kelvin waves in the tropical strato-
sphere. *J. Atmos. Soc.*, **25**, 900 907.
- Wallace, J.M. and Thompson, D.W.J. (2002) The Pa-
cific center of action of the Northern Hemisphere
annular mode : Real or artifact? *J. Climate*, **15**,
1987 1991.
- Walsh, R.S. and Reading, A.A. (1991) Historical
changes in tropical cyclone frequency within the
Caribbean since 1500. *Wursburger Geographische
Arbeiten*, **80**, 199 240.
- 渡部雅浩・木本昌秀 (2004) NAO の力学と長期変動．
気象研究ノート, **206**, 23 48.
- WMO, 近藤洋輝 訳 (2004) WMO 気候の事典—Cli-
mate into the 21st Century . 丸善 .
- Worthington, L.V. (1959) The 18 water in the Sar-
gasso Sea. *Deep-sea Res.*, **5**, 297 305.
- Yamakawa, S. (1997) The impact of the Pinatubo
eruption on global and regional climatic systems. *J.
Agric. Meteorol.*, **52**, 713 716.
- 山川修治 (1997) 1991 年大噴火とその後の冷夏・暑夏
との関連性．気象研究ノート, **147**, 676 683.
- 山川修治 (1999) 1997/98 のエルニーニョと気候シス
テム変動．気候影響・利用研究会編：エルニーニョ
と地球環境．成山堂, 47 73.
- 山川修治 (2000) 北日本における夏季天候の前兆を示
すヤマセ予測指数について．気候影響・利用研究会,
17, 25 30.
- 山川修治 (2001) ENSO の気候システムと世界主要穀
物生産との関係．地球環境, **9**(2), 133 140.
- 山川修治 (2002) 東アジアの前線・低気圧・高気圧の
出現頻度分布．吉野正敏監修, 気候影響・利用研究
会編：日本の気候 . 二宮書店, 61 67.
- 山川修治 (2003) 気候システムの変動と日本の環境．
吉野正敏・福岡義隆：環境気候学．東京大学出版会,
89 111 .
- 山川修治 (2004) 太陽周期と海水温は関係あり．ナ
ショナルジオグラフィック, **10**(11) p17.
- Yamakawa, S. and Ohyoshi, T. (2005) Atmospheric
conditions of the Northern Hemisphere in spring
followed by unusual cool summers focusing on
stratospheric ozone depletion and cold vortexes. *J.
Agric. Meteorol.*, **60**, 913 916.
- 山崎孝治編 (2004) 北極振動．気象研究ノート, **206**,
181p .
- 安成哲三 (1989) ユーラシア大陸の積雪と ENSO—雪
氷・大気・海洋結合系の提唱．地学雑誌, **98**, 83
92 .
- Yonetani, T. (1992a) Discontinuous changes of pre-
cipitation in Japan after 1900 detected by the Lep-
age test. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 95 104.
- Yonetani, T. (1992b) Discontinuous climate changes
in Japan after 1900. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**,
1125 1135.
- 吉野正敏 (1995) 中世温暖期の気候と歴史—ヴァイキ
ングの時代．吉野正敏・安田喜憲：文明と環境 6 歴
史と気候．朝倉書店, 104 111.
- 吉野正敏・福岡義隆 (2003) 環境気候学．東京大学出
版会 .

(2005 年 4 月 25 日受付, 2005 年 11 月 7 日受理)