

# 北半球における亜熱帯高圧帯の鉛直分布の 季節変動について

大和田道雄\*・石川由紀\*\*

\*理科教育講座

\*\*愛知教育大学・非

## The Seasonal Variation of Vertical Distributions of the Subtropical High Pressure Belts in the Northern Hemisphere

Michio OWADA\* and Yuki ISHIKAWA\*\*

\**Department of Science, Aichi University of Education, Kariya 448-8542, Japan*

\*\**Part-time Instructor of Aichi University of Education*

### ABSTRACT

This paper presents the seasonal variation of 39years (1960-98) mean vertical distributions of the subtropical high pressure belts in the Northern Hemisphere using the NCEP/NCAR reanalysis monthly dataset.

The results are summarized as follows,

(a) The subtropical high pressure belts in the Northern Hemisphere are different from the latitudinal longitudinal positions, the area of regions, and the altitudes at the four seasons. The high pressure belt lies in the northern Atlantic Ocean in summer, but the winter's high pressure belt lies in the northern Pacific Ocean.

(b) In winter (January), the high pressure belt occur at the northwest Pacific ocean and at Middle America with the trough at the northern that regions on 500hPa.

(c) In summer (July), the high pressure belt is produced over Eurasian continent on 300hPa in contrast to be produced from North America to North Africa, and on the northern Pacific Ocean under 400hPa. The high pressure belt over Eurasian continent affects the dry-hot abnormal summer, and the high pressure belt on the northern Pacific Ocean affects the wet-hot summer in Japan.

(d) The high pressure belt on the northern Pacific Ocean under 400hPa is cause to the second summer at the western Japan in autumn.

### 1. はじめに

中緯度地方は、低緯度地方で形成されるハドレー循環の下降域にあたるため、亜熱帯高圧帯に覆われて大陸の内陸部では乾燥地域を形成するが、セル状の高気圧の西縁部では熱帯海域からの高温・高湿な大気が進入する。特に、日本の夏は亜熱帯高圧帯の一部である北太平洋高気圧の張り出し方に大きく影響される。このような観点から三上(1974)は、1961~70年までの亜熱帯高圧帯の面積の経年変動を調べ、日本における

猛暑時には面積が小さく、逆に冷夏時には面積が大きく現れることを見出した。また、大和田(2001)は、本邦付近の亜熱帯高圧帯が、1993年の冷夏時には面積が大きいものの北への張り出しが弱く、その一方で1994年の猛暑時には面積が小さいが張り出し位置が北上していたことを指摘した。これらのことは、亜熱帯高圧帯の面積だけでなく、出現位置も夏季の気候変動に大きな影響を与えていることを示唆していると思われ。

したがって、必ずしも日本付近の高圧帯面積が直接

日本の暑さを決定するものではない。しかし、高気圧の張り出す緯度的・経度的位置によって決定されるといっても過言ではない。この高気圧の北側を流れるのが亜熱帯ジェット気流であり、亜熱帯ジェット気流の蛇行によって発生する南岸低気圧の移動経路、さらに、高気圧の縁に沿って北西進したあと亜熱帯ジェット気流によって北東進する台風の進路等、日本付近についてみても亜熱帯高気圧の張り出し位置がおよぼす影響は大である。このことは、冬季においても同様であり、温帯低気圧の発現位置とその移動経路が北太平洋高気圧の位置によって決定される。

しかし、北太平洋高気圧は、北半球の中緯度を取り巻く亜熱帯高圧帯の一部であることから、単独でその位置や領域面積が決まるものではない。すなわち、半球規模での現象である。したがって、亜熱帯高圧帯を半球規模から把握する必要があると考えた。例えば、北太平洋の熱帯海域での東西循環の変動によるエルニーニョ・ラニーニャ現象(安富・木本, 1999)にみられるように、北太平洋とインド洋、および北大西洋との間に起こるウォーカー循環の影響も見逃せない事実である。

そこで本研究では、日本付近の気候を決定する北太平洋高気圧の張り出しを亜熱帯高圧帯の一部としてとらえ、半球規模での高圧帯の地理的分布の平均場を季節別・高さ別に明らかにし、異常気象の原因解明のための基礎資料とするものである。

## 2. データおよび解析方法

解析に用いたデータは、The National Centers for Environmental Prediction (NCEP)/National Center for Atmospheric Research (NCAR) の再解析データのうちの月平均データである。NCEP/NCAR の再解析データは、全球規模において $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ の格子点間隔で1948年から整備されており、一般に公開されている。すなわち、1997年に公表されたデータは、1957~96年の40年間に於いて整備されており、さらに2001年に公表されたデータは、1948~57年の10年間についての再解析結果も加えられている(Kalnay et al, 1996; Kistler et al, 1999)。本研究では、1997年に公開されたデータセットに1997年と1998年を加えたものを使用したため、解析期間は、1960~98年の39年間とした。

解析方法は、200hPa, 300hPa, 400hPa, および500hPa 等圧面高度場の亜熱帯高圧帯の平均的な出現位置を月毎に求めた。ここでは、紙面の都合上、各季節を代表する1月, 4月, 7月, および10月の分布形態について論じることとする。

## 3. 亜熱帯高圧帯の鉛直分布の季節内変動

### (1) 冬季

図1は、冬季(1月)における500hPa面から200hPa面までの4高度における等高度面の気圧分布を表したものである。セル状の高気圧が明瞭に現れるのは、500hPa面のみであり、それ以上の高度では400hPa面の中央アメリカ付近にわずかにみられる程度である。したがって、高度10,000mに近い300hPa面や200hPa面においてはセル状の高圧帯の存在はないようである。これは、冬季の亜熱帯高圧帯の勢力が夏季に比較して弱いからであり、その領域面積、および緯度的位置も南下していることがわかる。亜熱帯高圧帯がセル状に現れる5,860m以上の領域は、日本列島の南の海上、北緯15度、東経115~175度付近と中央アメリカの北緯15度、西経90~60度付近の2地域である。

その結果、これらの高圧帯の北西部にあたる日本付近と北アメリカ東部には明瞭なトラフが形成されており、北からの寒気が南下しやすい状況にあることがわかる。したがって、冬季の日本付近に寒気が南下するかどうかは、北太平洋の冬季における亜熱帯高圧帯の形成とその緯度的・経度的位置や領域面積に左右されていることが読み取れる。また、北アメリカのトラフと本邦付近のトラフの位置とはテレコネクションによる連動関係をなしていることが知られているが(朝倉他, 1995)、これは、5,860m以上の高圧帯の位置からも実証できる。

### (2) 春季

これに対し、春季になるとセル状の高圧帯は300hPa面でも現れるようになってくる(図2)。この図から特徴的なことは、500hPa面での5,860m以上の高圧帯領域面積の著しい拡大と400hPa面より高度が増すにつれて一気にその面積が縮小することである。特に、中央アメリカ付近での高圧帯は、わずかに残る程度であるのに対し、日本列島の南の海上にあたる北緯10度から15度にかけての領域には、明瞭なセル状の高圧帯がみられ、300hPa面にまで達している。しかし、この高さでの中央アメリカ付近での高圧帯はみられない。このため、400hPa面におけるトラフの位置は、東経120度付近においてみられるものの、北アメリカ東部ではさほど顕著ではない。

この季節の特徴は、500hPa面における亜熱帯高圧帯の緯度的位置が北緯15度付近と冬季と変わらないにもかかわらず、東西に広く領域面積の拡大がみられることである。その結果、北太平洋の東部から大西洋にかけて広がる5,860m以上の亜熱帯高圧帯が北アフリカからアラビア半島、およびインドシナ半島、フィリピンにかけてつながっている。このため、亜熱帯高圧帯は、ほぼ緯度に平行に分布していて、その北側を流

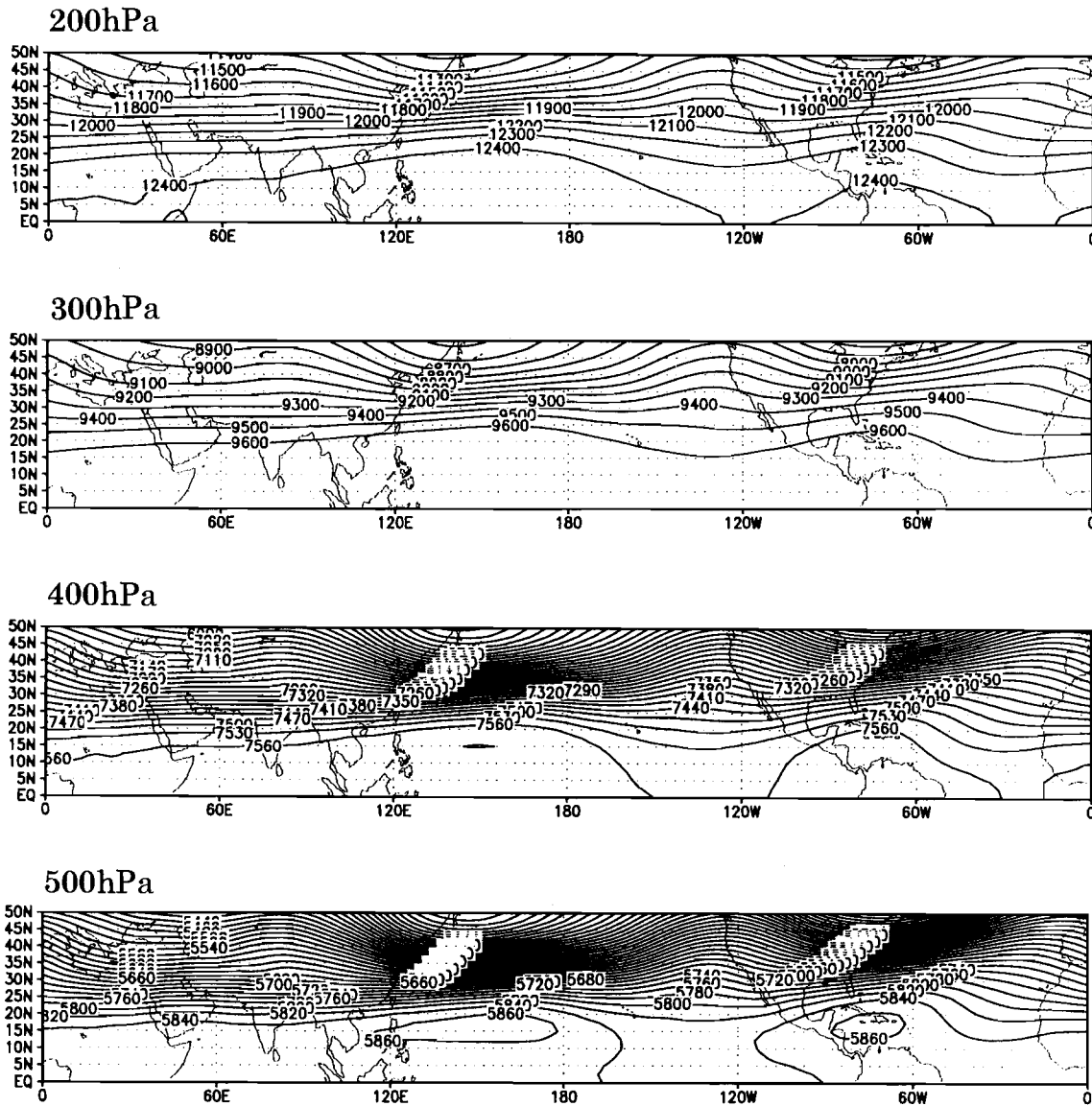


図1 北半球における39年間(1960~98年)平均の1月の等圧面高度分布(m).  
 Fig. 1 The mean monthly height distribution of isobaric surfaces on January computed from 39 monthly fields (1960~98) in the Northern Hemisphere. Units are m.

れる東西風の大きな蛇行がみられないことを示唆している。このことから、春季においては、子午面循環が盛んではないと思われる。

### (3) 夏季

図3は、夏季(7月)の亜熱帯高圧帯の領域面積とその位置を表したものである。夏季はNITCが最も北上する季節にあたるため(Waliser et al, 1993), 500hPa面における亜熱帯高圧帯の中心付近が北緯30度, 5,860m以上の高圧帯領域の北限は北緯35度にも達している。したがって、東経60度から120度にかけてのインド半島から大陸東部にかけての地域を除くほぼ全域が亜熱帯高気圧に覆われていることになる。

5,880m以上の高圧帯は、アフリカ大陸の北部とアラビア半島, 北太平洋, および北アメリカから大西洋にかけての地域に分布する。特に、北アメリカから大西

洋, および北アフリカにかけての地域では, 5,900mを上回る高圧帯に覆われていて, 最も高圧帯が顕著に現れていた冬季の北太平洋領域とは逆の分布形態を示す。これらの高圧帯の分布形態は, 400hPa面においてもみられるが, 300hPa面の高さになるとその形態に大きな変化がみられることになる。これまで, 500hPa面, および400hPa面において低圧部であったインド半島から大陸東部にかけての地域が9,700m以上の高圧帯領域に含まれる。さらに, 大西洋の高圧帯は消滅し, 北アメリカのみとなる。これは, 亜熱帯高圧帯の規模が最も大きくなる季節においては, 高圧帯の上層において地表の水陸における熱容量の違いによる影響がみられなくなったためであろうと思われる。したがって300hPa面の高さでは, 大陸からの背の高い亜熱帯高圧帯が東経155度付近にまで張り出していることがわかる。この高圧帯は, 200hPa面においても東経

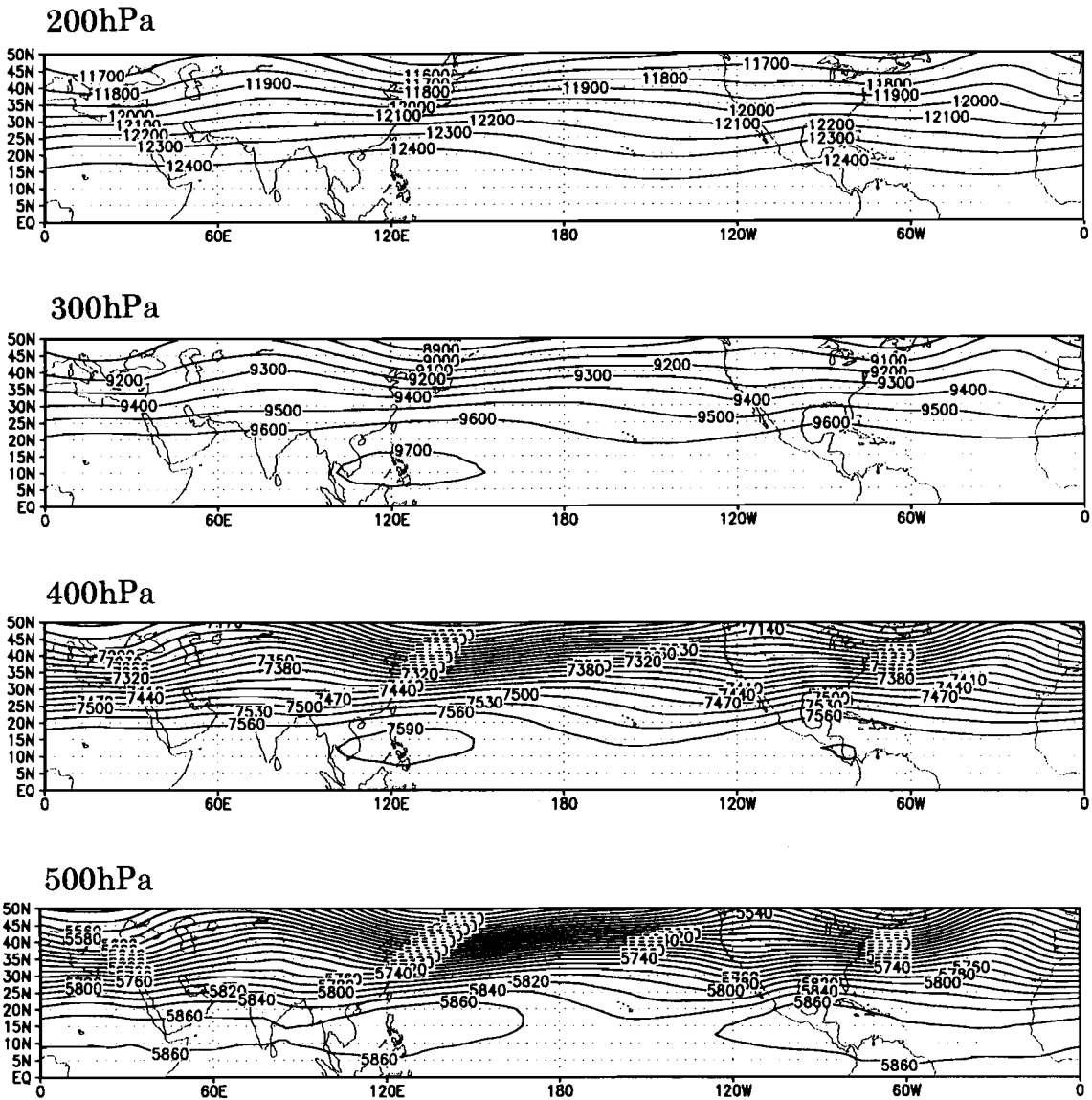


図2 北半球における39年間（1960～98年）平均の4月の等圧面高度分布（m）。

Fig. 2 The mean monthly height distribution of isobaric surfaces on April computed from 39 monthly fields (1960～98) in the Northern Hemisphere. Units are m.

20度から130度にかけて広く分布しており、その領域面積と高さから規模の大きさをうかがわせるものである。

以上のことから、夏季の本邦付近の高圧帯は、500 hPa 面の高さでは北太平洋からの背の低い高気圧が東から張り出しているが、300hPa 面以上では大陸からの背の高い規模の大きな高圧帯が西から張り出していて、400hPa 面において接していることが読み取れる。

#### （4）秋季

秋季は、夏季に最も規模が大きく、領域面積が拡大した亜熱帯高圧帯も、秋季（10月）になると中心位置の緯度帯の南下、および領域面積の縮小が顕著となる（図4）。したがって、北半球の中緯度のほぼ全域を覆っていた亜熱帯高圧帯も北太平洋と北大西洋を中心

とする地域に分離して現れる。しかし、その500hPa 面での分布形態は、春季とは異なり夏季の名残を残すものである。5,860m以上の高圧帯は、インドシナ半島から北太平洋の中心地域、および西太平洋から大西洋、アラビア半島にかけて広く現れている。このように、500hPa 面においては春季と異なった分布形態を示すものの、400hPa 面より上層になると春季とさほど変わらない。これは、秋季に現れる残暑が大陸からの背の高い高気圧によるものではなく、北太平洋を源とした背の低い高気圧によるものであることが理解できる。特に初秋の季節は、地表付近からの蒸発散が盛んであるのに対し、上空では秋の乾燥大気に包まれていることがわかる。さらに、300hPa 面においても東経100度から東経165度付近に高圧帯があって、東経130度付近にトラフを形成していることが読み取れる。これは、この季節において北からの寒気が南下しやすいことを

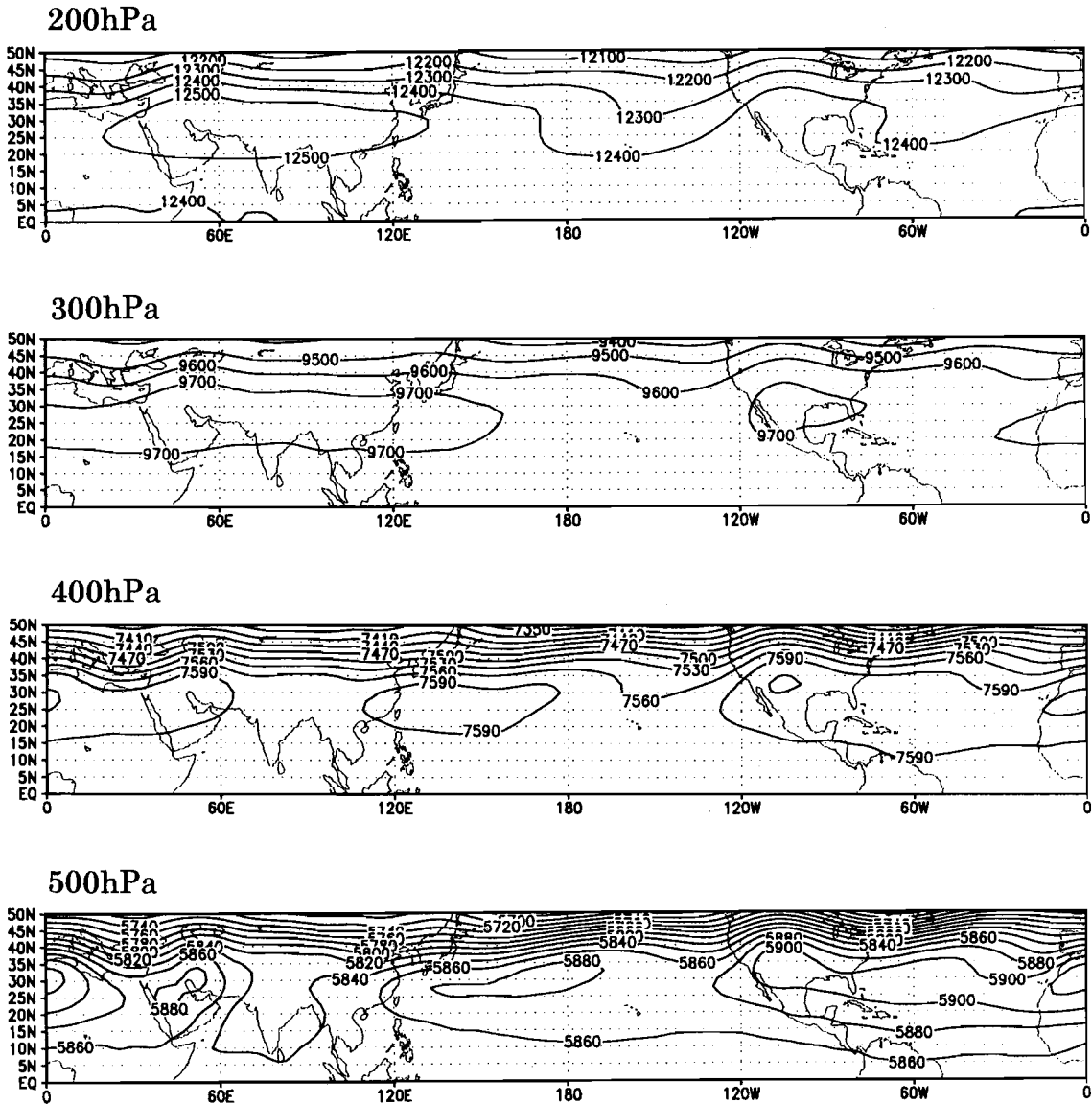


図3 北半球における39年間（1960～98年）平均の7月の等圧面高度分布（m）。

Fig. 3 The mean monthly height distribution of isobaric surfaces on July computed from 39 monthly fields (1960～98) in the Northern Hemisphere. Units are m.

意味し、下層からの暖気と接触しやすいため、積乱雲の発達が顕著になりやすいことを物語っている。

#### 4. 結 語

以上のことから、北半球における亜熱帯高圧帯の各高度別分布形態の特徴について考察した結果、以下の事実が明らかになった。

(1) 北半球における亜熱帯高圧帯は、季節の違いによってその緯度的・経度的位置、および領域面積や高さ等、規模の違いがみられた。例えば、亜熱帯高圧帯の規模が最も大きくなるのは夏季であり、冬季は規模も高さも縮小する。しかし、夏季において亜熱帯高圧帯が北大西洋地域を中心にして現れるのに対し、冬季は北太平洋が中心となる。

(2) また冬季において現れる高圧帯の位置は、500hPa面についてのみであり、その規模も領域面積も小

さいが、北緯15度を中心とした西太平洋と中央アメリカである。その結果、高圧帯の現れる経度的位置から日本付近と北アメリカ付近にトラフが現れ、その経度的位置の動きに相関があると考えられる。これは、冬季における吉野（1978）の北半球の3波波動地域と一致する。

(3) 春季においては、冬季と同じ北緯15度付近を中心として東太平洋を除くほぼ全域が5,860m以上（500hPa面）の高圧帯に覆われる。しかし、400hPa面より上層では面積縮小が著しく、東経120度を中心とした地域のみとなる。

(4) これに対して夏季は、高圧帯の北上が顕著であると同時に領域面積の拡大、および規模も大きくなる。大陸からの高圧帯は、200hPa面においても現れ、300hPa面までは北アフリカから西太平洋にいたる広い範囲を覆っている。この時、北アメリカの高圧帯の

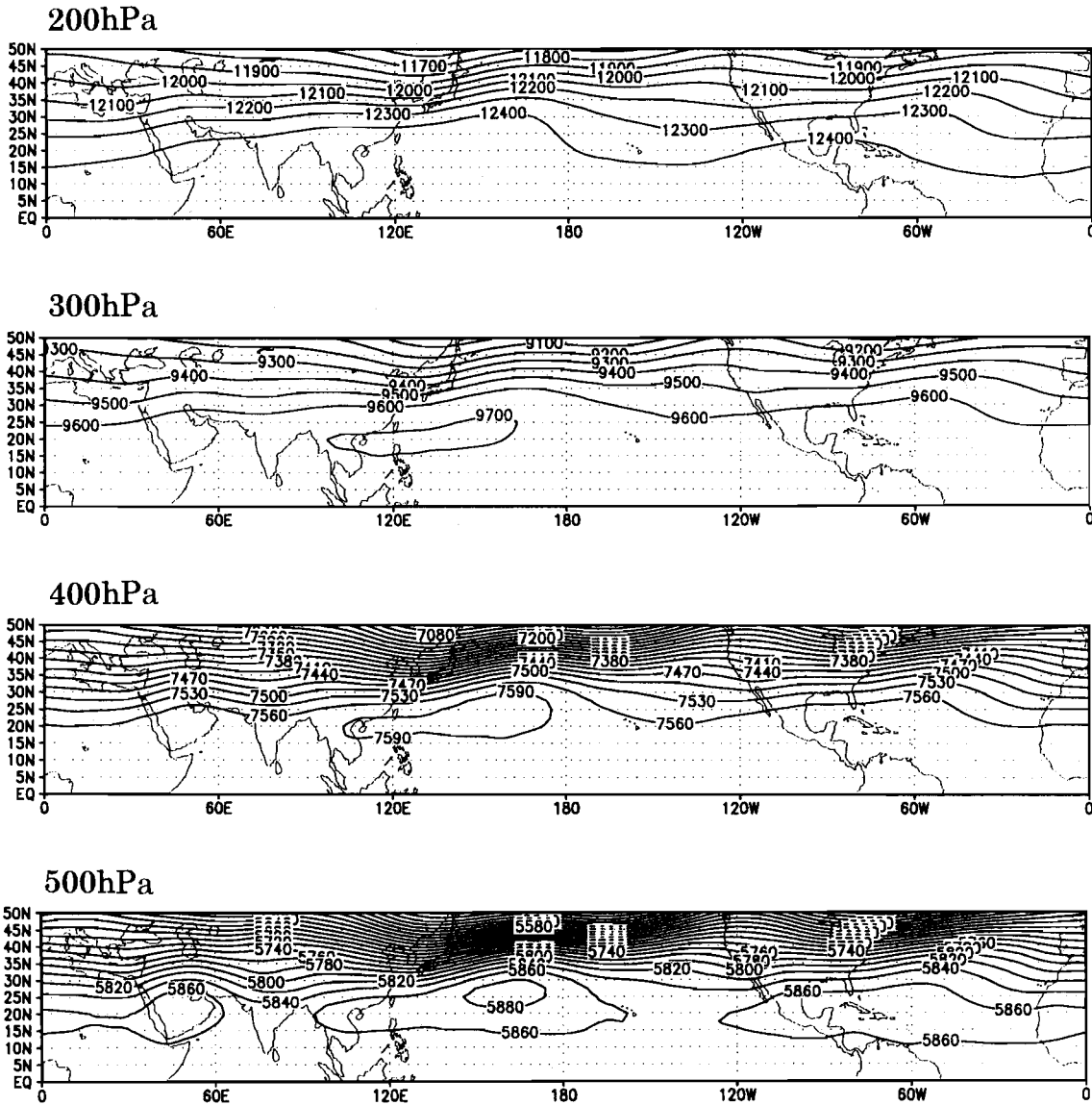


図4 北半球における39年間（1960～98年）平均の10月の等圧面高度分布（m）。  
 Fig. 4 The mean monthly height distribution of isobaric surfaces on October computed from 39 monthly fields (1960～98) in the Northern Hemisphere. Units are m.

面積はさほどではないが、400hPa 面以下の高度ではその逆となって現れる。これは、地表面の水陸の分布によるものであり、熱容量の大きな海洋の影響によるものであろう。したがって、500hPa 面での亜熱帯高压帯の領域は、海洋を中心としたものになるが、最も勢力が強い地域は、北アメリカから大西洋、および北アフリカにかけてである。

(5) 日本列島の猛暑の要因となる亜熱帯高压帯の影響は、500hPa 面以下の下層と300hPa 面以上の上層とでは異なることが判明した。夏季の暖湿流を運ぶ高気圧は、背の低い北太平洋高気圧によるものであるが、乾燥した異常高温となる高気圧は、大陸からの背の高い規模の大きなものであり、これらが400hPa 面付近で合体する可能性も推察することができた。

(6) この背の低い北太平洋高気圧の名残が残暑の原因である。秋季は、500hPa 面において規模は小さく

なるものの夏季に似た高压帯の分布傾向を示す。しかし、400hPa 面より上層では春季とほぼ同じ日本列島の南の海上のみに亜熱帯高压帯が存在する。しかし、その高压帯の形状の違いから、日本付近はトラフが形成されやすく寒気の南下が容易で下層暖気と上層寒気の接触が起こりやすい気圧配置になっている。

以上のことを踏まえ、今後は今回の亜熱帯高压帯の平均場をもとに、1993年や1994年の異常気象年との比較、および各季節における局地的な気象現象解明のために役立てたいと考えている。

### 参 考 文 献

- 朝倉 正・関口理郎・新田 尚 編 (1995)：新版気象ハンドブック、118-119.
- 大和田道雄 (2001)：総観気候からみた名古屋の暑さ、日本気象学会中部支部公開気象講座テキスト「名古屋の夏は何故暑い

- か?」, 1-6.
- 三上岳彦 (1974) : 北太平洋高気圧の経年変動. 地学雑誌, 83, 38-47.
- 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.
- 吉野正敏 (1978) : 気候学. 大明堂, 331 P.
- Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 77 (3), 437-471.
- Kistler R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. Dool, R. Jenne, and M. Firino (1999): The NCEP/NCAR 50-year reanalysis. Submitted to the *Bull. Amer. Met. Soc.*
- Waliser D. E. and C. Gautier (1993): A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Jour. Climate*, 6, 2162-2174.

(平成13年9月11日受理)