

# 東アジアにおける北太平洋高気圧の長期変動と熱帯太平洋海面水温との関係

永田 玲奈・三上 岳彦

## I はじめに

北太平洋高気圧の変動は東アジアの夏季モンスーンに大きな影響を与える (Huang and Sun 1992 など). 北太平洋高気圧の変動には熱帯太平洋の海面水温 (sea surface temperature: SST) が影響しており, 西部熱帯太平洋の SST と北太平洋高気圧との関係については PJ (Pacific Japan) パターンを示した Nitta (1987) や同領域の SST と北太平洋高気圧の東西変動との関連を示した Lu and Dong (2001) などが挙げられる. 東部熱帯太平洋の SST 変化に伴い, 1980 年以降に北太平洋高気圧が南西に拡張していることが指摘されており (Gong and Ho 2002; Nagata and Mikami 2010), この高気圧の変化により揚子江流域の降水量や北西太平洋における台風経路に変化が見られることが明らかとなっている (Gong and Ho 2002; Ho et al. 2004).

東アジア・西太平洋地域における地上気圧場の長期変動については西森・安成 (1996) が 1900-1988 年の期間で明らかにしており, 北太平洋高気圧の発達や張り出しの長期変動についても示している. しかしながら, 過去 100 年における北太平洋高気圧の張り出しや変位の長期変動とその要因について明らかになっているとは言えない. 本研究では, 1901-2000 年の地上気圧データを用いて東アジアにおける北太平洋高気圧の動向を示す指数を作成しその変動を明らかにするとともに, 北太平洋高気圧の変動と熱帯太平洋における SST との関係について解明を行う.

## II データと解析方法

地上気圧データは英国ハドレーセンターの 5 度グリッドの HadSLP2 (Allan and Ansell 2006) を使用し, SST データは米国海洋大気局 (National Oceanic and Atmospheric Administration : NOAA) の 2 度グリッドの ERSST (Extended reconstructed SST; Smith and Reynolds 2003) を使用した. 使用期間はともに 1901-2000 年であり 6-8 月のデータを用いた. 北太平洋高気圧の張り出しや変位を示す指数 (高気圧指数) として図 1 に示した領域 A (120°-140°E, 25°-35°N)・領域 B (140°-160°E, 25°-35°N)・領域 C (120°-140°E, 15°-25°N)・領域 D (140°-160°E, 15°-25°N) の 4 領域の夏季 (6-8 月) 地上気圧平均を用いた. 気候値は 1901-2000 年平均値とする.

## III 北太平洋高気圧の長期変動

### 1. 各領域における高気圧指数の長期変動

図 2 に各領域における北太平洋高気圧指数の時系列を示した. 領域 A については, 1901-2000 年の 100 年において強い上昇傾向を示している. また, 1965 年~1980 年ごろにかけて変動が大きい (図 2a). 領域 C・D ではともに対象期間の 100 年において上昇傾向を示しており (図 2c・図 2d), 1950 年ごろを境に特に上昇傾向が強まっている. 一方, 領域 B に関しては 1901-2000 年において他の領域よりも弱いものの上昇傾向を示している. また, 1950 年前後と 1980 年以降に下降傾向である (図 2b). 図 2 より, 領域 A・C・D に

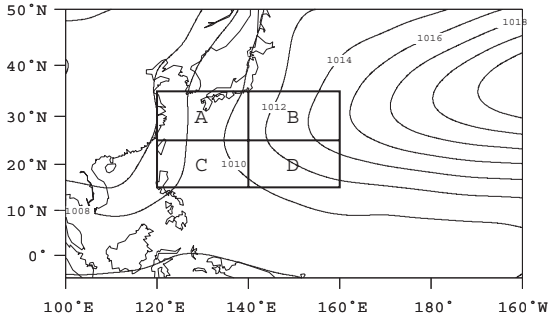


図1 北太平洋高気圧指数の領域

A: 120°-140°E, 25°-35°N, B: 140°-160°E, 25°-35°N,  
 C: 120°-140°E, 15°-25°N, D: 140°-160°E, 15°-25°N.  
 等値線は夏季平均地上気圧の気候値 (2hPa 間隔).

おいては 1901-2000 年の 100 年において上昇傾向が強く、特に領域 C・D では 1950 年ごろを境に上昇傾向が強まっていることがわかった。表 1 に各領域における高気圧指数の線形トレンドを示した。高気圧指数のトレンドは全領域において上昇傾向を示しており、領域 A・C については有意水準 5% で有意である。また、領域 D は有意ではないが領域 B よりも値が大きい。これらの結果から、地上気圧の上昇は南及び西の領域 (領域 A・C・D) で大きく、北太平洋高気圧は 1901-2000 年の 100 年に南西に拡張していると考えられる。

図 3 に各領域における高気圧指数の気候値偏差

表 1 各領域における高気圧指数の線形トレンドの値 (単位は hPa/100 年で太字は 5% で有意な値を示す)

領域 A	領域 B	領域 C	領域 D
<b>0.40</b>	0.18	<b>0.42</b>	0.27

時系列を示した。ここでは、 $\pm\sigma$  を超える年を黒丸でさらに  $\pm 1.5\sigma$  を超える年を四角で示している。領域 A では 1950 年以前に  $-\sigma$  を超える年が目立つがそれより後は  $+\sigma$  を超える年が多くなり、1965~80 年には  $+1.5\sigma$  及び  $-1.5\sigma$  を越える年が多い (図 3a)。領域 B では 1910 年以前は  $-1.5\sigma$  を超える年が多く、これ以降から 1940 年ごろまでは  $+1.5\sigma$  を超える年が多い。1960~80 年は  $+1.5\sigma$  及び  $-1.5\sigma$  を超える年が現れているが、1980 年以降は  $\pm\sigma$  を超える年が少なくなる (図 3b)。領域 C では 1950 年代以前は  $-\sigma$  を超える年が目立つが、その後は  $+\sigma$  を超える年が集中している (図 3c)。領域 D においても、領域 C と同様に 1950 年以前は  $-\sigma$  を超える年が多く見られるが、1951 年以降は  $+\sigma$  を超える年が目立つという特徴が見られる (図 3d)。図 3 において  $+1.5\sigma$  を超える年を高指数年、 $-1.5\sigma$  を超える年を低指数年と定義し、領域ごとに表 2 に示した。この表より、領域 C・D における高指数年は 1951 年以降に多く見られることがわか

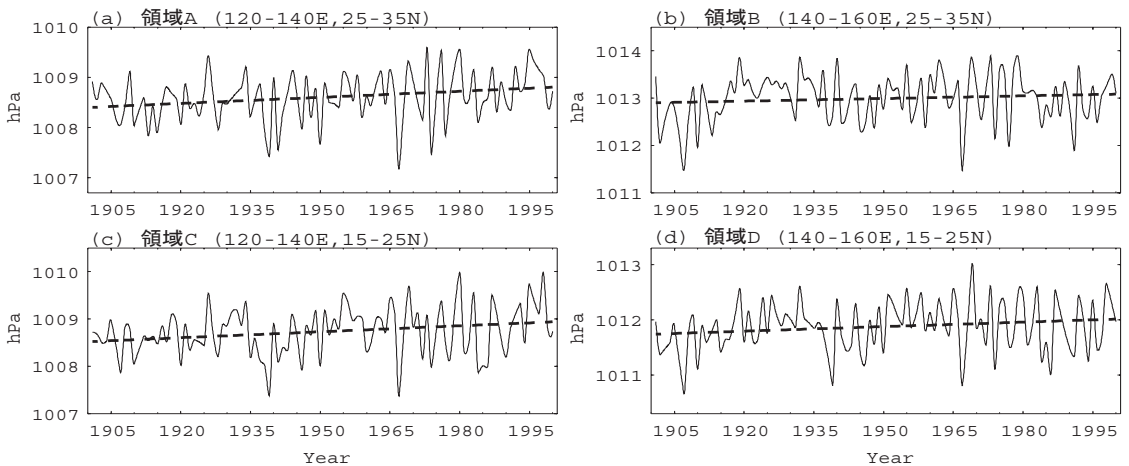


図 2 北太平洋高気圧指数の時系列

(a) 領域 A, (b) 領域 B, (c) 領域 C, (d) 領域 D. 太い破線は線形トレンドを示す。

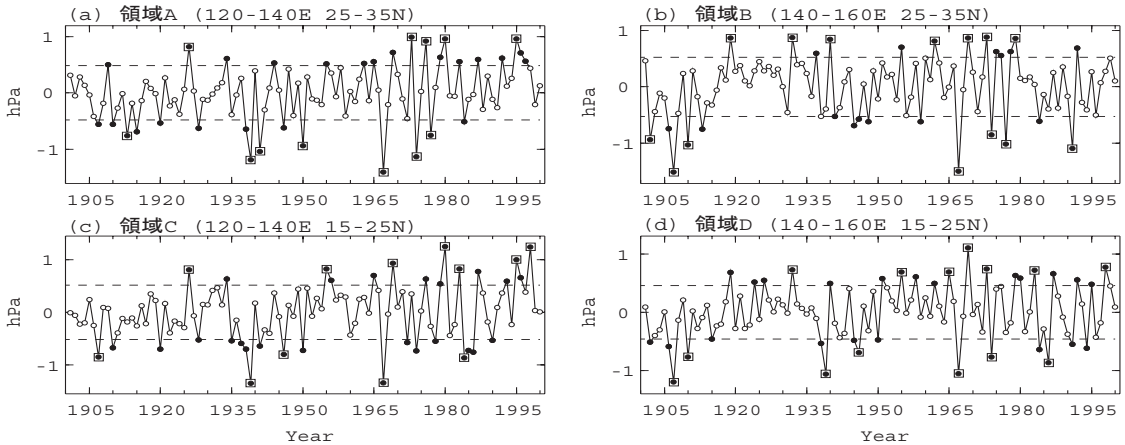


図3 北太平洋高気圧指数の気候値偏差の時系列

(a) 領域 A, (b) 領域 B, (c) 領域 C, (d) 領域 D. 破線は各領域の標準偏差を示す。  
また、黒丸は標準偏差を超える年を、四角は標準偏差の 1.5 倍を超える年を示す。

る。1951 年以降の高指数年は領域 C・D とともに 6 年であり、1951 年以降の低指数年と比較すると領域 D で 2 倍、領域 C では 3 倍となっている。1951 年に高気圧指数に変化が生じているという結果は、1950 年ごろに日本における気温・地上気圧・降水量などの気象要素にジャンプが見られるという Yamamoto et al. (1986) と一致している。

## 2. 低指数年・高指数年における地上気圧の特徴

表 2 に示した高指数年・低指数年について、領域ごとに夏季地上気圧のコンポジット（合成）と気候値からの偏差を計算した（図 4・図 5）。領域 A で高指数の年は日本付近で気圧が高く（気候値偏差が正）、北太平洋高気圧が西に拡張している。また、日本付近への張り出しも顕著である（図 4a）。一方、低指数年は日本付近で負偏差であり、全体的に高気圧が東に後退しており日本付近への張り出しが弱い（図 5a）。領域 B の高指数年には日本の南東海上を中心に正偏差であり、領域 A の高指数年よりも 1010hPa 線の張り出しは弱い、1012hPa 及び 1014hPa 線が西に延びておりこの領域での等値線の間隔が狭い（図 4b）。低指数年には領域 A よりもさらに高気圧の張り出しが

弱く、高気圧が全体的に東に大きく後退している（図 5b）。また、30°N 付近に中心を持つ帯状の負偏差が見られる。領域 C では高指数年には高気圧が南西方向に拡張しており、気圧の尾根も南西に伸びている（図 4c）。この気圧の尾根は日本の南に見られる帯状の正偏差と一致している。また、高気圧が南へ位置しているため、領域 A の高指数年と比較すると 30°N 以北での高気圧の張り出しは弱い、日本付近は正偏差である。一方、低指数年には高気圧は北東に後退しており、30°N 以南はほぼ全域で負偏差である（図 5c）。領域 D の高指数年には領域 C よりも弱いもの高気圧は南西へ拡張しており、日本の南の海上に気圧の

表 2 各領域における北太平洋高気圧指数の高指数・低指数年

領域	高指数年	低指数年
A	1926,1973,1976,1980,1995	1913,1939,1941,1950,1967,1974,1977
B	1919,1932,1940,1962,1969,1973,1979	1902,1907,1910,1967,1974,1977,1991
C	1926,1955,1969,1980,1983,1995,1998	1907,1939,1946,1967,1984
D	1932,1955,1965,1969,1973,1983,1998	1907,1910,1939,1946,1967,1974,1986

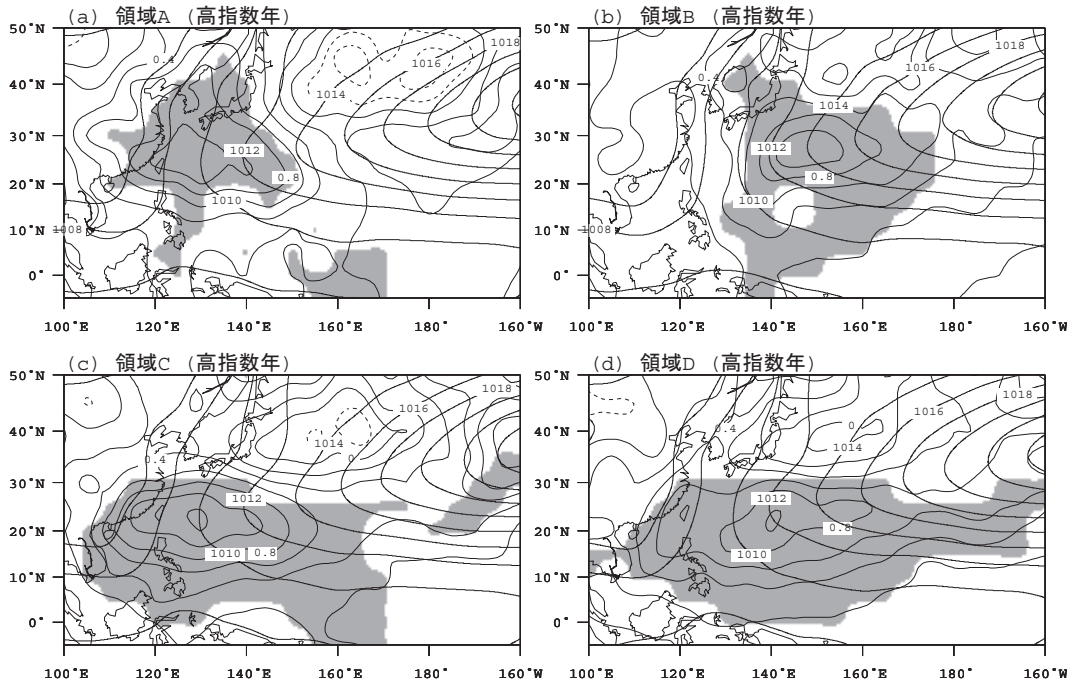


図4 各領域における高指数年の夏季平均地上気圧のコンポジットと気候値偏差

(a) 領域A, (b) 領域B, (c) 領域C, (d) 領域D. 太実線は高指数年の平均値を, 細実線と細破線は気候値偏差を示す(破線は負偏差). 高指数年平均値は2hPa, 気候値偏差は0.2hPa間隔. 偏差がt検定により5%で有意な領域を斜で示した.

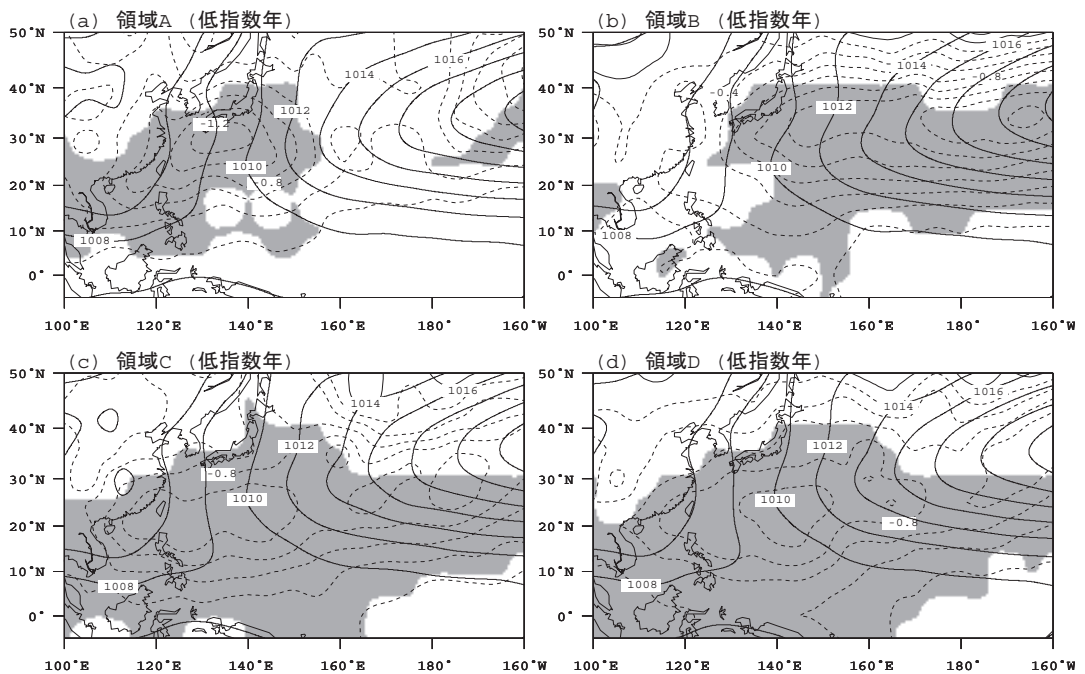


図5 図4と同じ(ただし, 低指数年)

尾根と帯状の正偏差域が見られる(図4d). 気圧の尾根の中心は領域Cの高指数年よりも東に位置している. 低指数年には高気圧は北東に後退しており, 東方向への後退は領域Cよりも大きい(図5d). 領域C・Dの高指数年には北太平洋高気圧の南西への拡張が顕著であった. これらの領域では高指数年は1951年以降に多く見られており(表2), 北太平洋高気圧の南西への拡張は1951年以降強くなっていることが確認された.

#### IV 北太平洋高気圧の変動と熱帯太平洋 SST との関係

北太平洋高気圧の1901-2000年における100年の変動をもたらす要因を明らかにするために, 図6に示したエルニーニョ現象に関連する太平洋赤道域のSST変動を監視するために設定されている監視海域であるNINO1+2 (10°S-0, 90°-80°W), NINO 3 (5°S-5°N, 150°-90°W), NINO 4 (5°S-5°N, 160°E-150°W), NINO WEST (0°-15°N, 130°-150°E)のSSTと4領域の北太平洋高気圧指数との相関係数を算出した(表3). 領域Cでは中部(NINO4)・東部(NINO1+2, NINO3)のSSTと有意な正相関が見られる. このことは, 中・東部熱帯太平洋のSSTが高いと北太平洋高気圧が南西に張り出すことを示している. Gong and Ho (2002)は, 1980年以降に見られる北太平洋高気圧の南西への拡張は東部熱帯太平洋のSST変動に伴うものであることを示しており, また, Nagata and Mikami (2010)

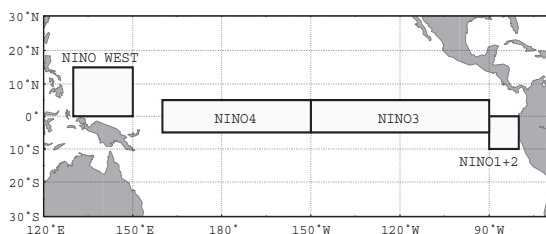


図6 NINO域

(NINO1+2, NINO3, NINO4, NINO WEST)

表3 北太平洋高気圧指数とNINO域のSSTとの相関係数  
(太字は5%で有意であることを示す)

領域	NINO1+2	NINO3	NINO4	NINO WEST
A	0.18	0.19	0.17	<b>0.20</b>
B	0.11	0.10	-0.04	-0.01
C	<b>0.25</b>	<b>0.22</b>	<b>0.22</b>	<b>0.20</b>
D	0.19	0.16	0.09	0.09

は東部熱帯太平洋のSSTは北太平洋高気圧の東西変動に, 中部及び東部熱帯太平洋のSSTは南北変動に大きな影響を与えることを指摘している. このことから, 1901-2000年における北太平洋高気圧の南西への拡張は中・東部熱帯太平洋におけるSSTの影響と考えられる. 領域Cでは西部熱帯太平洋(NINO WEST)のSSTにおいても正相関を示している. また, 領域Aにおいても領域C同様に西部熱帯太平洋のSSTと有意な正相関となっている. 領域Aについては, 西部熱帯太平洋のSSTが高いと日本付近に北太平洋高気圧が張り出すPJパターン(Nitta 1987)が現れているものと考えられる. 実際, 領域Aの高指数年には日本付近への高気圧の張り出しが顕著である(図4a). 表3では領域Cにおいても西部熱帯太平洋のSSTとの相関が有意であることから, 領域CにもPJパターンによる高気圧の日本付近への張り出しの影響が現れているものと考えられるが, この点については今後検討が必要である.

次に, 1951年以降に北太平洋高気圧の南西への拡張が顕著であったため, 1901-1950年と1951-2000年における各領域の高気圧指数とNINO域のSSTとの相関係数を算出した(表4・5). 1950年以前はNINO域のSSTと高気圧指数との相関は全ての領域において弱い, 1951年以降には領域Cの高気圧指数とNINO1+2のSSTとの間に有意な正相関が見られる. このことは, 1951年以降には特に東部熱帯太平洋のSSTが北太平洋高気圧の南西への拡張に大きな影響を与えていることを示している. 東部熱帯太平洋のSSTが北太平洋高気圧の南西への拡張に影響を与えて

表4 1901-1950年における北太平洋高気圧指数と  
NINO域のSSTとの相関係数

(太字は5%で有意であることを示す)

領域	NINO1+2	NINO3	NINO4	NINO WEST
A	0.00	0.07	0.02	0.16
B	0.13	0.13	-0.08	0.00
C	0.04	0.16	0.19	0.08
D	0.05	0.15	0.09	0.04

表5 表4と同じ(ただし, 1951-2000年)

領域	NINO1+2	NINO3	NINO4	NINO WEST
A	0.25	0.19	0.21	0.00
B	0.07	0.04	-0.05	-0.16
C	<b>0.32</b>	0.17	0.17	0.04
D	0.23	0.08	0.01	-0.13

いることが指摘されており (Gong and Ho 2002 ; Nagata and Mikami 2010), また, 温暖化の進行に伴い東部熱帯太平洋で SST の上昇が顕著となり, 熱帯太平洋においてエルニーニョ的な SST パターンが見られることが気候モデルにより示されている (IPCC 2007). このことから, 1951 年以降には, 東部熱帯太平洋における SST が北太平洋高気圧の南西への拡張に大きく影響していると考えられる.

## V まとめ

地上気圧データを用いて 1901-2000 年の 100 年について東アジアにおける北太平洋高気圧の変動を示す指数を 4 領域 (領域 A : 120°-140°E, 25°-35°N・領域 B : 140°-160°E, 25°-35°N・領域 C : 120°-140°E, 15°-25°N・領域 D : 140°-160°E, 15°-25°N) について作成し, その長期変動について考察を行った. その結果, 北太平洋高気圧は 1901-2000 年において南西に拡張しており, この傾向は 1951 年以降強まっていた. また, この高気圧の南西への拡張は 1901-2000 年においては中・東部熱帯太平洋の SST と関係があるが, 1951 年以降には東部熱帯太平洋の SST の影響が大きかったことがわかった. 今後は北太平洋高気圧の長期変動と東アジアにおける 100 年間の気候変動との関連について解析を進めたい.

## 謝辞

作図には GMT (The Generic Mapping Tools) を使用した.

## 文献

- 西森基貴・安成哲三 1996. 東アジア・西太平洋地域における地上気圧場の長期的変動. *地理学評論* 69A: 793-816.
- Allan, R., and Ansell, T. 2006. A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2):1850-2004. *Journal of Climate* 19: 5816-5842.
- Gong, D.Y., and Ho, C.H. 2002. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophysical Research Letters* 29:10. 1029/2001GL014523.
- Ho, C.H., Baik, J. J., Kim, J. H., Gong, D. Y., and Sui, C. H. 2004. Interdecadal changes in summertime typhoon tracks. *Journal of Climate* 17:1767-1776.
- Huang, R., and Sun, F. 1992. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 70:243-256.
- IPCC (Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L. eds). 2007. *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge, United Kingdom:Cambridge University Press.
- Lu, R., and Dong, B. 2001. Westward extension of North

- Pacific subtropical high in summer. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 79: 1229-1241.
- Nagata, R., and Mikami, T. 2010. Response of the summer atmospheric circulation over East Asia to SST variability in the tropical Pacific. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.1909 (印刷中).
- Nitta, T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 65: 373-390.
- Smith, T.M., and Reynolds, R.W. 2003. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS Data (1854–1997). *Journal of Climate* 16: 1495–1510.
- Yamamoto, R., Iwashita, T., Sanga, N. K. and Hoshiai, M. 1986. An analysis of climatic jump. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 64:273-281.
- 
- ながた・れな (院H 12)  
上智大学地球環境学研究科  
研究プロジェクトポストドクター  
みかみ・たけひこ  
帝京大学文学部史学科

## Long-term variability of the North Pacific subtropical high over East Asia and its relation to sea surface temperature in the tropical Pacific

NAGATA Rena (Graduate School of Global Environmental Studies, Sophia University)

MIKAMI Takehiko (Faculty of Liberal Arts, Teikyo University)

Long-term variability of the North Pacific subtropical high (NPSH) over East Asia from 1901 to 2000 and its relation to sea surface temperature (SST) in the tropical Pacific is investigated, using the Hadley Center sea level pressure dataset (HadSLP2) and the extended reconstructed SST (ERSST). New indices measuring the extension of the NPSH over East Asia are defined as the area-averaged sea level pressure for the following four regions: Region A (120°-140°E, 25°-35°N), Region B (140°-160°E, 25°-35°N), Region C (120°-140°E, 15°-25°N) and Region D (140°-160°E, 15°-25°N). These indices reveal that the NPSH has extended southwestward over the last 100 years. High and low index years were defined for each region. Composite analysis of high index years in regions C and D indicated that the southwestward extension of the NPSH is obvious after 1950. Correlation coefficients between the NPSH indices and SST over the tropical Pacific show that the southwestward extension of the NPSH is related to both eastern and central tropical Pacific SST for the entire period (1901-2000). After 1950, the southwestward extension of the NPSH has a strong connection with eastern tropical Pacific SST.