黒潮続流域のSST変動に伴う地表付近の傾圧性変動と 大気循環場への影響

高谷康太郎 (独立行政法人海洋研究開発機構) 中村尚 (東大・理/独立行政法人海洋研究開発機構)

1. はじめに

本発表は、中緯度における大気・海洋相互作用について、黒潮続流域の海面水温 (SST)の 経年変化が寒候期の大規模大気循環に如何に影響を与えうるかという視点から議論したも のである。大気海洋相互作用が顕著な熱帯とは対照的に、SST が相対的に低い中緯度で は、海洋は大気に対して受動的な役割しか果たさないと伝統的に考えられてきた。すなわ ち、SST 変動は大気から海洋への熱強制によって生じ、例えば海面直上の西風の強い(弱 い)領域では乱流熱フラックスを通じてSST 偏差は負(正)となるといった具合いである。 しかしながら近年、海洋大循環モデルを用いた研究 (Xie et al. 2000; Seager et al. 2001; Yasuda and Kitamura 2003; Nonaka and Xie, 2003; Nonaka et al. 2006, 2008; Kwon and Desser 2007; etc.) や観測的研究 (Qiu 2000, 2002, 2003; Tomita et al. 2002, Kelly and Dong 2004; etc.) などにより、黒潮・親潮続流域 (以下 KOE 領域と略す; KOE = Kuroshio /Oyashio Extension) では海洋独自の力学過程により経年 ~ 十年規模変動が励 起され得ることが明らかになってきた。また、Tanimoto et al. (2003)は、KOE 領域で観 測される 10年規模 SST 暖水 (冷水) 偏差は、上向き (下向き) 表面熱 flux を伴う事を示し、 この領域では伝統的な理解が成立せず、海洋が大気を熱強制しうる事を示した (ここでは 海洋から大気への方向の熱 flux を上向きと定義している)。さらに、近年の他の研究によ り、KOE 領域で観測される SST の 10 年規模変動に伴う海洋側から大気側への影響の潜 在的な重要性が指摘されつつある (Latif and Barnett 1994; Barnett et al. 1999; Pierce et al. 2001; Schneider et al 2002., etc)。加えて、Minobe et al. (2008) は、メキシコ湾流 に伴うシャープな海面水温前線が大気循環に影響を及ぼし得ることを示している。このよ うに、多数の研究が、KOE 領域における SST 変動が大規模大気循環場に影響を及ぼす可 能性を示唆しているが、その力学的なメカニズムについては未だに明らかになっていない のが現状である。

本研究は、KOE 領域の SST 変動が寒候期の大規模大気循環場に与えうる影響を、大気の短周期擾乱から長周期擾乱への feedback forcing が如何に変動するかという観点から調査した研究である。ここでは、経年変動を中心に解析を行った。観測データを基とした研究なので、中緯度大気海洋相互作用の全貌を明らかにするにはもちろん限界があると考えられるが、SST 変動が大規模大気循環に与えうる影響の可能性をある程度、示すことができることを期待し、本研究を行った。

2. データ

用いたデータは、SST については 1950 年から 95 年までの FRS-COADS データ (Woodruff et al. 1987; Tanimoto and Xie 2002) で、解像度は 2 度 × 2 度である。また、大気循環場 のデータとしては、NCEP/NCAR 再解析データ (Kalnay et al. 1996) を用いている。本 研究では、大気の傾圧性短周期擾乱活動から大気長周期変動への feedback forcing を評価 することが重要になるため、以下の方法でそれを求めた。まず、NCEP/NCAR 再解析の 日々のデータに 8 日のフィルタリングを施し、8 日以下の周期を傾圧性短周期擾乱に伴う 大気擾乱と定義する。このデータを用いて傾圧性短周期擾乱に伴う渦度フラックス及び熱 フラックスを計算し、それらを基に 8 日以上の周期の長周期変動への feedback forcing を 計算した。なお、以下示す図は、feedback forcing も含めた各種の変数を、それぞれ月平 均した場を基に解析を行った結果を示している。

3. 解析方法

合成図解析により、KOE 領域でのSST 変動に伴う大気循環偏差場をまず特定する。KOE 領域は、(37-45N, 145-160E)の領域であると定義した。この領域は、SST 偏差と海洋か ら大気への上向き熱 flux との相関が正になる領域、すなわち海洋が大気を熱強制しうる 領域とほぼ一致する (Tanimoto et al.; 2003)。月平均された FRS-COADS データを用い、 ある月において KOE 領域上で領域平均された SST の 1950 年から 1995 年までの時系列 を作成する。このある月の時系列から変動が $+0.5\sigma$ (σ : 標準偏差)を上回った (すなわち SST の暖水偏差が見られる)年の月、及び -0.5σ を下回った (すなわち冷水偏差が見られ る)年の月を選びだし、これらの年を基に合成図解析を行った。同様の作業を9月から3月 までそれぞれの月で行い、KOE 領域の SST 経年変動に伴う大気循環場の(経年)変動の 特徴を、その季節性も含め解析する。なお、ここでは、合成図解析における「偏差」とは、 ある月に関し、暖水偏差が観測される年または冷水偏差が観測される年で合成したトータ ルの(各月)循環場と(対応する月の)気候平均値とのずれを指す。

4. 結果

以下、結果を示す。図1は、前節の方法で各月毎に作成した合成図で、11月から2月までの 結果を示しており、それぞれ、各月のKOE 領域のSST経年変動に伴うSST及び1000hPa 高度場(Z1000)の合成偏差場である。以下の図は全て、KOE 領域での平均SST 偏差が冷 水偏差である場合の合成偏差場から暖水偏差の場合の結果を差し引いている([冷水偏差] - [暖水偏差])ため、KOE 領域でSST 冷水偏差が卓越するときの典型的なパターンを示 していることになる。また、各月で個別に合成図を作成しているため、11月から2月まで の時間発展を示したものではないことに注意する必要がある。

この結果を見ると、どの月のSST 偏差場にも、KOE 領域を中心とした北太平洋中緯度 帯に冷水偏差が広がっていることが分かる。それに伴い、Z1000 偏差にも、2月を除けば、 北太平洋海盆上に統計的に有意なシグナルが観測される事が分かる。なお、図には示して いないが、どの月でも熱帯には強いSST 偏差は見られず、熱帯からの影響は弱いと考える ことができる。以下、ここに見られるような大気循環場の構造を詳細に解析していくが、 構造がもっともはっきり見られた11月を典型例として取り上げる事とする。ただし、12 月または1月でもほぼ同様の構造を確認することが出来る(図省略)。

図2は、11月のKOE 領域でのSST 経年変動に伴う各変数の合成偏差場を表したもので



図 1: 11 月から 2 月までの各月の合成偏差図。左列が海面水温 (SST) 偏差場で 1950 -1995 年の FRS-COADS データを基に作成。右列は 1000-hPa 面における高度場 (Z1000) 偏差で NCEP/NCAR 再解析データを基に作成。上の行からそれぞれ、11 月、12 月、1 月、2 月の結果。等値線が合成偏差場で、0.4K 毎 (SST 偏差) 及び 20m 毎 (Z1000 偏差)。影は 90% の有意水準で有意な領域で赤が正、青が負の領域に対応。 全て、黒潮続流域で冷水偏差が観測された時の合成偏差場から暖水偏差観測時の結果 を差し引いている ([冷水偏差] – [暖水偏差])。また、Z1000 偏差の各パネルの下部の 数字は、左側が冷水偏差、右側が暖水偏差を観測した年である。各月で個別に合成図 を作成しているため、この図は時間発展を示したものでないことに注意。



図 2: 11月の合成偏差場 ([冷水偏差] – [暖水偏差] 及びそれに伴う偏差)。(a) SST 偏 差, (b) Z1000 偏差, (c) 1000hPa での温度場 (T1000) 偏差, 及び (d) 250hPa での高 度場 (Z250) 偏差。等値線が偏差場でそれぞれ (a) 0.4K 毎、(b) 20m 毎、(c) 1K 毎 及び (d) 20m 毎。影は 90% の有意水準で有意な領域で赤が正、青が負の領域に対応。 (d) における矢印は Takaya and Nakamura (1997; 2001) の wave-activity flux でス ケーリングは右下に示してある。

ある。高度場を見ると、地表付近の Z1000 偏差 (図 2b) 及び 250hPa の高度場偏差 (Z250 偏 差; 図 2d) ともに、北太平洋上での南北のダイポール的構造が顕著で、これは West Pacific (WP) パターンまたは PNA パターンと非常に似ている (Wallace and Gutzler 1981)。また、 対流圏上層の高度場偏差に伴う wave-activity flux (Takaya and Nakamura; 1997, 2001) により、北太平洋中部から北米大陸に向けての Rossby 波束伝播が示されている。一方、 (図 2c) に示される 1000hPa 付近の温度場 (T1000) 偏差を見ると、有意な寒気偏差が日本 の東方海上に東西に分布していることが分かる。この領域は気候平均場でも大気の南北温 度勾配が強い領域で、大気の傾圧性短周期擾乱の活動 (いわゆるストームトラック活動) の 強弱にも強い影響を及ぼし得る領域である。このような領域での T1000 偏差は、南北温 度勾配の変調を通じてストームトラックへ影響を及ぼすことが予想される。

図 2c に示されるような T1000 偏差が、実際に大気の南北温度勾配に影響を及ぼしてい ることを示したのが図 3 である。図 3a に明らかなように、T1000 寒気偏差は、気候平均 の大気南北温度勾配が強い領域のやや北側に分布している事が分かる。これにより、南北 温度勾配が強められていることを示したのが図 3b である。T1000 寒気偏差に伴う南北温 度勾配の偏差は、気候平均の南北温度勾配の強い領域とほぼ重なるように分布している。 結果として、北西太平洋上の大気下層の南北温度勾配の強い領域は、その分布はあまり変 えないまま、その振幅を強めている事となる (SST 暖水偏差が観測されるときは、逆に、 北西太平洋上の大気下層の南北温度勾配の強い領域の振幅は弱められる事となる)。

北西太平洋上での大気下層における南北温度勾配のこのような変動は、ストームトラック活動を変化させ、結果として、大気短周期擾乱から大気長周期擾乱への feedback forcing を変化させることとなる。そのことを示したのが、図4である。図4a及びbにそれぞれ、 Z1000及び Z250 偏差を示し、図4c及びdにそれぞれ、1000及び250hPaの feedback forcing を示している。図4c及びdに示されている feedback forcing 偏差は、図2、3に



図 3: (a) 11 月の 1000hPa における気候平均値の南北温度勾配 (等値線) と合成温度 偏差場 (影; [冷水偏差] 時 – [暖水偏差] 時)。温度偏差場の分布は図 2c と同様。等値線 は 3K/1000km 毎、影のスケーリングはパネルの下に表記 (単位は K)。(b) (a) と同 様だが、影は合成温度偏差場に伴う南北温度勾配の偏差。影のスケーリングは パネ ルの下に表記 (単位は K/1000km)



図 4: 11 月における (a) Z1000 偏差及び (b) Z250 偏差。それぞれ、図 2(b) 及び図 2(d) とおなじ。(c) 11 月の 1000-hPa における短周期擾乱からの feedback forcing。 等値線が気候平均、影が偏差のそれぞれ分布で、ともに単位は (m/day)。forcing 偏 差場は、11 月の KOE 領域の SST 偏差 ([冷水偏差]-[暖水偏差]) に伴う大気循環変動 によりもたらされるもの。影のスケーリングはパネルの下に表示。(d) (c) と同様だ が、250hPa における分布。

示してきたような大気循環変動に伴うものである。まず 1000hPa の feedback forcing 偏 差に注目すると、SST 冷水偏差に伴い、北太平洋の北部に低気圧性強制、南部に高気圧 性強制という分布となっている事が分かる。これらの forcing 偏差は、等値線で示されて いる feedback forcing の気候平均分布とほぼ重なっており、ストームトラック活動があま りその位置を変えずに強化されていることを示している。図 4c に見られる forcing 偏差 の分布を、図 4a の Z1000 偏差の分布と比較すると、それぞれの分布は大まかに一致する ことが明らかである。北太平洋上の Z1000 低気圧性偏差の中心付近においては、feedback forcing 偏差はその Z1000 偏差を2、3日で強制することができるほどの強さを持つこと が分かる。一方、対流圏上層 (図 4b 及び d)では、forcing 偏差はやや弱いながらも地上 付近のそれとほぼ同様な分布をしている。その forcing 偏差はやや弱いながらも地上 付近のそれとほぼ同様な分布をしている。その低気圧性偏差の中心付近では feedback forcing 偏差は Z250 偏差を 10 日ほどで強制できるほどの強さである。以上から、対流圏 下層及び上層の双方において feedback forcing の偏差は、観測される PNA または WP パ ターンに似た高度場偏差を維持または強化する方向に働いていることが分かる。

このように、KOE 領域で観測される SST 変動に伴う T1000 偏差が対流圏下層の南北 温度勾配を変化させ、それがストームトラック活動を変調し、さらにそれによりもたらさ れる大気長周期擾乱への feedback focing の変化が、観測される大気循環偏差を維持また は強化する、という構造が示唆される。

ここで問題となるのは、KOE 領域でのSST 偏差とT1000 偏差との関係である。もし SST 偏差 (または海洋循環変動) が T1000 偏差を強制しているのであれば、これは海洋か ら大気への強制と解釈出来る可能性があるし、逆に T1000 偏差 (または大気循環変動) が SST 偏差を強制しているのであれば、大気循環と海洋循環の関係は、これまで考えられ てきたような伝統的な枠組みのなかで捉えられることとなる。本研究では、この問いに対 し明確な答えを示すことはできないが、そのヒントを与えてくれるかも知れない図が図 5 である。これは、11 月の SST 変動に対し、ラグ合成図解析を行うことによって、2ヶ月前 の9月からの時間発展を月単位で示したものである。KOE 領域での 有意な SST 偏差は 9 月から広範囲に見られ、11 月まで持続している事が分かる (翌年の3月までこの SST 偏 差は持続している; 図省略)。一方、9月の北太平洋上には Z1000 偏差の有意なシグナルは 殆んど見られず、10 月でもやや弱い。図 5 は、大気循環偏差場の形成に先立って SST 偏 差が秋口から存在していることを示しており、KOE 領域の海洋循環変動が大規模大気循 環に影響を与えうる可能性を示唆している。

5. まとめ

以上、合成図解析により、

(1) KOE 領域で観測される SST 偏差に伴う対流圏下層の温度偏差が、気候平均の南北 温度勾配が強い領域の勾配振幅を (その位置は変えずに) 変調する

(2) それによりストームトラック活動は、対流圏下層を中心として、気候平均の位置は あまり変えずにその振幅を変化させる

(3) それに伴う大気長周期擾乱への feedback forcing 偏差が、観測される PNA または WP に似た大気循環偏差を維持または強化する

という構造が示唆された。例で示した11月だけではなく、12月、1月にもほぼ同様の



図 5: 図1と同様、ただし11月にKOE 領域で強いSST 偏差が観測されるときの、 9月から11月までの合成偏差場の時間発展。9月(10月)はラグが-2(-1)ヶ月のラ グ合成図。左列がSST 偏差、右列がZ1000 偏差。

構造が見られる。ただし、より顕著にみられるのは11月であり、真冬になるにつれてやや それらの構造が弱くなる。理由としては恐らく、真冬になると冬季東アジアモンスーンの 活動が活発となり、それにより北太平洋のストームトラック活動が抑制される (Nakamura 1992, Nakamura et al. 2002) からであると推測される。

本研究では、2月の KOE 領域の SST 変動に伴う大気循環には言及しなかった。図1に も明らかなように、2月の SST 変動に伴う大気循環場には強いシグナルは見られない。解 析手法を変えてもこの傾向は変わらず(図省略)、何かしらの力学的背景があると考えるの が自然であるが、それは全く明らかではなく、今後の課題である。

本研究で取り上げていない重要な要素の一つとしては、降水の効果が挙げられる。海洋 循環変動によりもたらされる KOE 領域での潜熱の海洋から大気への供給の変化、または それによって引き起こされ得る降水の変化がもたらす熱的条件の変化がどのような影響を 大規模大気循環変動に及ぼすかを調査することは容易ではないが、数値実験なども駆使し ながら解明が急がれるテーマである。

本研究では、KOE 領域の SST 変動に伴う大気循環変動の維持・強化の力学的メカニズ ムと、その大気循環変動に数ヵ月先立つ KOE 領域の SST 偏差の存在の双方を示した。し かしながら、どのように SST 変動が T1000 偏差 (または他の大気循環変動)を強制するの か、その具体的なメカニズムを明らかにしたわけではなく、本研究の結果を持って「中緯 度海洋が大気循環に影響を及ぼし得る」と結論づけるにはあまりに早急である。控え目に いって一つの可能性を示したといえるかも知れないものであり、中緯度海洋相互作用の力 学的・熱力学的機構の解明に向け、数値実験・データ解析・観測の有機的な活用による更 なる研究が必要である。

謝辞

短周期擾乱の feedback forcing の計算にあたり、宮坂貴文氏、西井和晃氏、三瓶岳昭氏に は大変お世話になりました。この場を借りて御礼申し上げます。

参考文献

Barnett, T. P., D. W. Pierce, R. Saravanan, N. Schneider, D. Dommenget, and M. Latif, 1999: Origins of the midlatitude Pacific decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1543-1546.

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. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

Kelly, K. A., and S. Dong, 2004: The relation of western boundary current heat transport and storage to midlatitude oceanatmosphere interaction. Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, *Geophys. Monogr.*, Vol. 147, Amer.Geophys. Union, 347-363.

Kwon, Y. O., and C. Deser, 2007: North Pacific decadal variability in the Community Climate System Model version 2. *J. Climate*, **20**, 2416-2433.

Latif, M., and T. P. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, **266**, 634-637.

Minobe, S., A. Kuwano-Yoshida, N. Komori, S.-P. Xie, and R. J. Small, 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, **452**, 2062013209, doi:10.1038/nature06690.

Nakamura, H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. J. Atmos. Sci., 49, 1629-1642.

——, T. Izumi, and T. Sampe, 2002: Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and east Asian winter monsoon. *J. Climate*, **15**, 1855-1874.

Nonaka, M., and S.-P. Xie, 2003: Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmosphere feedback. *J. Climate*, **16**, 1404-1413.

 J. Climate, 19, 1970-1989.

Pierce, D. W., T. P. Barnett, N. Schneider, R. Saravanan, D. Dommenget, and M. Latif, 2001: The role of ocean dynamics in producing decadal climate variability in the North Pacific. *Climate Dyn.*, **18**, 51-70.

Qiu, B., 2000: Interannual variability of the Kuroshio Extension system and its impact on the wintertime SST field. J. Phys. Oceanogr., **30**, 1486-1502.

——, 2002: Large-scale variability in the midlatitude subtropical and subpolar North Pacific Ocean: Observations and causes. J. Phys. Oceanogr., **32**, 353-375.

——, 2003: Kuroshio Extension variability and forcing for the Pacific decadal oscillations: Responses and potential feedback. J. Phys. Oceanogr., **33**, 2465-2482.

Schneider, N., A. J. Miller, and D. W. Pierce, 2002: Anatomy of North Pacific decadal variability. *J. Climate*, **15**, 586-605.

Seager, R., Y. Kushnir, N. H. Naik, M. A. Cane, and J. Miller, 2001: Winddriven shifts in the latitude of the Kuroshio-Oyashio Extension and generation of SST anomalies on decadal time scales. *J. Climate*, **14**, 4149-4165.

Takaya. K,, and H. Nakamura 1997: A formulation of a wave-activity flux of stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2985-2988.

—, and —, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J. Atmos. Sci., 58, 608-627.

Tanimoto, Y., and S.-P. Xie, 2002: Inter-hemispheric decadal variations in SST, surface wind, heat flux and cloud cover over the Atlantic Ocean, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 1199-1219.

——, H. Nakamura, T. Kagimoto, and S. Yamane, 2003: An active role of extratropical sea surface temperature anomalies in determining anomalous turbulent heat flux. J. Geophys. Res., **108**, 3304, doi:10.1029/2002JC001750.

Tomita, T., S.-P. Xie, and M. Nonaka, 2002: Estimates of surface and subsurface forcing for decadal sea surface temperature variability in mid-latitude North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 1289-1300.

Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the NorthernHemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.

Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne, and P. M. Steurer, 1987: A comprehensive ocean-atmosphere dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**, 521-527.

Xie, S.-P., T. Kunutani, A. Kubokawa, M. Nonaka, and S. Hosoda, 2000: Interdecadal thermocline variability in the North Pacific for 1958-97: A GCM simulation. *J. Phys. Oceanogr*, **30**, 2798-2813.

Yasuda, T., and Y. Kitamura, 2003: Long-term variability of North Pacific subtropical mode water in response to spin-up of the subtropical gyre. *J. Oceanogr.*, **59**, 279-290.