

オホーツク海高気圧の形成過程とその季節依存性

東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻 中村 尚・深町知宏

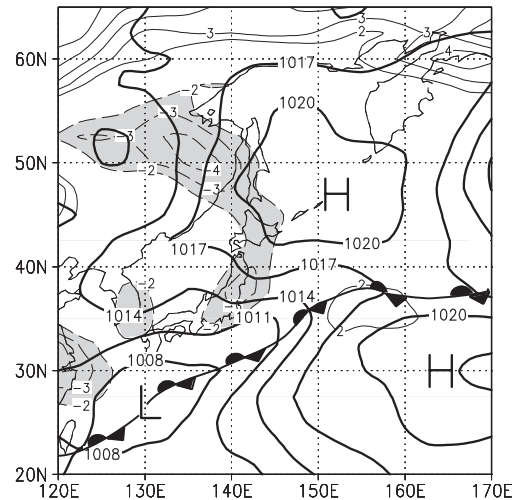
1. 背景

周知の如く、オホーツク高気圧は梅雨期を特徴付けるものであり、盛夏期におけるその頻繁な出現は北日本や、年によっては東日本にまでヤマセを吹かせ冷夏をもたらす（第1図）。2003年の夏もオホーツク海高気圧が度々出現し、1993年以来の大冷夏となった。

第2図から明らかなように、5月になると周囲の陸地はオホーツク海と同程度にまで暖まり、6月～8月にかけてはオホーツクが陸地より5～10℃冷たいという状況が続く。この冷たさこそがオホーツク海高気圧の形成に重要だと信じられてきた。また、地上の寒冷なオホーツク海高気圧が上空には暖かいブロッキング高気圧を伴うことも以前から指摘されてきた（倉嶋, 1969; 大川, 1973; Wang, 1992）。こうしたオホーツク海高気圧の研究の歴史については加藤（1993）に詳しい。

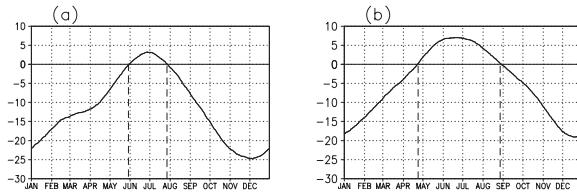
最近、立花ら（2002, 私信）が実施した観測によって、オホーツク海高気圧の冷たく霧に満ちた混合層が海上僅か 500m 程度の厚さにしか過ぎない事実や、混合層上端における強い放射冷却が層内の乱流の維持に重要という示唆などが得られ、高気圧の立体構造に関する根本的な事項がようやく明らかにされつつある。しかしながら、上空のブロッキングの形成過程やそれに付随した地上の寒冷高気圧の発達にオホーツクの冷たさがどう関わるかについての本格的な力学的・熱力学的議論は殆どなされてこなかったのが実情である。

そこで、筆者らはこうした課題に客観解析データの解析から取り組んでいる（中村ら, 1997; 中村, 1999; Nakamura and Fukamachi, 2004）。考慮しなくてはならないのは、オホーツク海の出現時期である夏季においても、オホーツク近辺の海陸温度差の程度が相当に時間変化する事実である（第2図）。同様に顕著な季節変化が、上空の西風の分布や移動性擾乱の活動にも認められる（第3図）。40°N 付近に位置する亜熱帯ジェットは春から6月半ばまでは一定の強さを維持した後、徐々に弱化する。7月下旬の急激な弱化と北上は梅雨明けに対応する（第3図 a）。



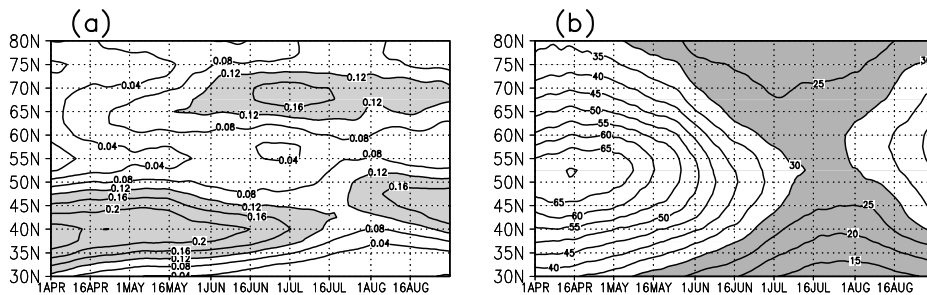
第1図 1993年7月21日午前9時（JST）の海面気圧（太線；3mb 毎）と地上気温偏差（細線；1℃ 毎；ゼロ線は略；破線は低温偏差；陰影は 2℃ 以上の低温偏差）の分布図。米国環境予測センター（NCEP）再解析データに基づく。前線の位置は筆者らの推測。

なお、梅雨前線はこのジェットの下に形成される。一方、冷たいオホーツク海と北極海に挟まれた極東シベリアの陸地が暖まるのに連れて、北極海沿岸上空（～70°N）では6月から7月にかけて亜寒帯ジェットが形成される。この時期、南北気温傾度が逆転するオホーツク北岸上空（～60°N）では西風風速が極端に弱まり、極東上空で亜寒帯・亜熱帯両ジェットが明瞭に分流する。これに対応して、オホーツクの北岸では渦位の南北勾配が極端に弱まる。上空ではこれが梅雨期の特徴である。一方、北西太平洋のストームトラック上の移動性高低気圧波は、その平年の振幅も春に極大を迎えた後徐々に弱まってゆくものの、6月まである程度の強さを維持した後、7月になると急激に弱まる（Nakamura, 1992）。また、オホーツク海高気圧を含む季節内変動への移動性擾乱からのフィードバック強制的強度も同様に5月に比べ7月は大幅に弱い（第3図 b）。尚、亜寒帯ジェットに沿っては移動性擾乱は余り発達しない。



第2図 (a) オホーツク海北岸を挟んだ南北の地上気温差 (°C) の平年季節変化 (1~12 月; 横軸目盛は各月の初めを表す). 150°E に沿った 65°N と 55°N の

間の差 (北側の陸地の方が温暖な場合が正). (b) オホーツク海西岸を挟んだ東西の地上気温差 (°C) の平年季節変化. 50°N に沿った 135°E と 145°E の間の差 (西側の陸地の方が温暖な場合が正). 南北両地点間よりは東西両地点間の距離が短いので, 実際の温度傾度は東西方向の方がやや強いことに注意. 米国環境予測センター (NCEP) と大気科学研究センター (NCAR) による $\sigma=0.995$ 面の再解析データ (1979-98 年) に基づく. Nakamura and Fukamachi (2004) に依る.



第3図 極東・北西太平洋域 (130°~170°E) における平年の季節進行を示す緯度・時間断面図. (a) 250-mb 面上の Ertel 渦位の南北傾度 (0.04 毎; 陰影は 0.12 以上; 単位は 100km 当りの渦位単位). (b) 移動性擾乱から準停滞性季節内変動へのフィードバック強制. 移動性擾乱に伴う渦度輸送がもたらす準停滞性循環偏差への 250-mb 面上の順圧的フィードバックを Nakamura *et al.* (1997) に従って日々評価し, その 31 日間の標準偏差を準停滞性変動へのフィードバック強制と看做した平年値. フィードバックは 250-mb 面高度の 1 日当りの変化量として評価 (5m 毎; 陰影は 30m 未満) の分布図. NCEP/NCAR 再解析データに基づく.

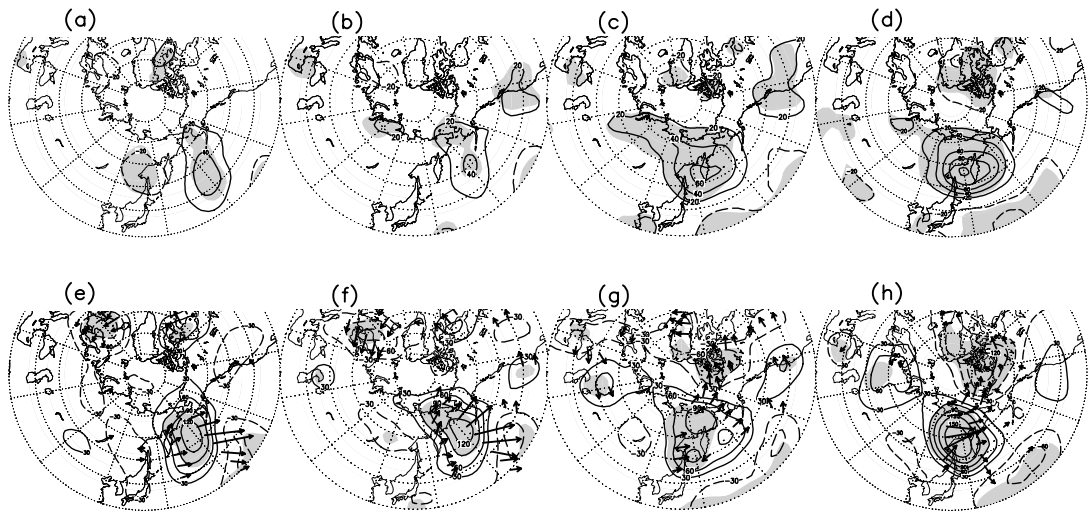
2. オホーツク海高気圧の形成過程

暖候期における極東の大気循環に明瞭な上述のような季節進行を考慮して, 1965~92 年の期間に出現した強いオホーツク海高気圧合成図を各月毎別個に作成してゆくの为本解析の特徴である. その結果, 初夏 (5 月) と梅雨末期 (7 月) で, その形成過程が本質的に異なることが判明した. 即ち, 移動性擾乱がまだ強く渦位勾配が適度に緩和する初夏には, 北太平洋中部にて発達した峰が数日かけて西方に発達してきて極東にブロッキングが形成される (第4図). ブロッキングの発達には移動性擾乱からのフィードバックが特に大きな寄与をする (第6図a).

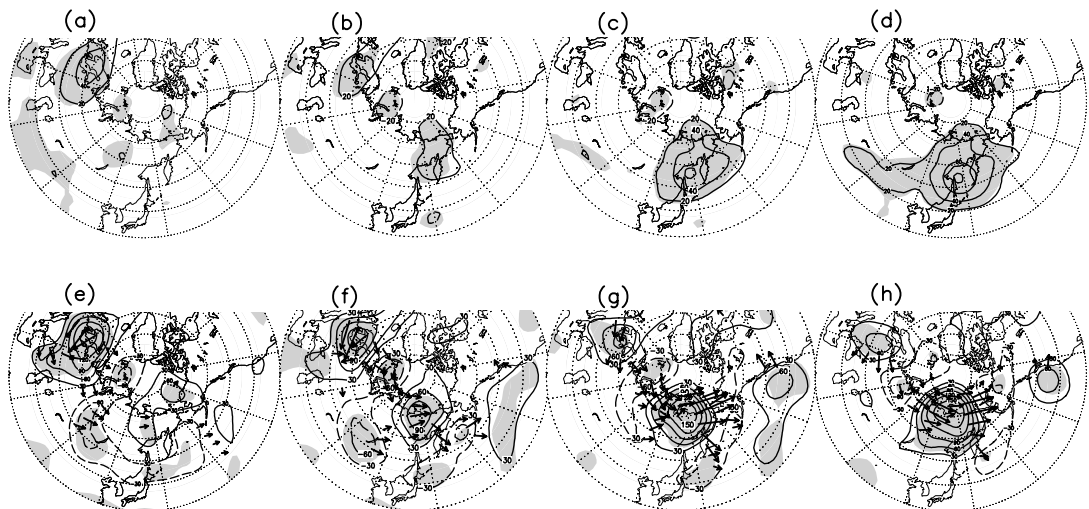
一方, 移動性擾乱が弱まる梅雨末期には, 数日前に北欧で発達した高気圧性偏差から射出され, ユーラシア北部を亜寒帯ジェットに沿って伝播してきた定常ロスビー波束が, 西風ジェットが南北に分流する極東上空でその伝播が阻害され, 局所的な碎波が起こるのに伴いブロッキングが発達する (第5図). 移動性擾乱からの寄与は殆ど無い (第6図b). これは, 渦位勾配が

局所的に緩和される梅雨後期の極東にて (第3図 a), Nakamura (1994) や Nakamura *et al.* (1997) が見出した長周期力学主導のブロッキング形成が生じ易いことを示すものである.

オホーツク海高気圧が6月に最も発達した 15 例の合成偏差場においては, 5月型と7月型の特徴が混在する. 実際, 15 例各々の偏差場の時間発展を個別に検証したところ, 5月型, 7月型, 及び両者の混合型の3種に大別される事が判った. 混合型においては, 5月型のように北太平洋上で発達するブロッキングが極東上空へと発達するところへ, 7月型のように西方起源の定常ロスビー波束が入射し, ブロッキングの発達を促す. これを気候平均場の季節進行の観点から捉え直せば, 6月は北太平洋上で移動性擾乱がまだある程度は活発な一方, オホーツク上空では西風分流が最も顕著で PV の勾配が最も緩む. よって, 5月・7月型いずれか単独の機構でもブロッキングは起こり得るし, 双方の型が同時に起る事も可能だと解釈できる.



第4図 5月に出現した強いオホーツク海高気圧15例の合成偏差図。上段は1000mb 高度偏差 (20m 毎; ゼロ線は略; 破線は低気圧性偏差)。 (d) が地上高気圧のピーク時に対応。 (c) はその2日前, (b) 4日前, (a) 6日前。下段は300mb 高度偏差 (30m 毎; ゼロ線は略; 破線は低気圧性偏差)。 矢印は Takaya and Nakamura (2001) に基づく定常ロスビー波の活動度フラックスの水平成分 (\rightarrow が $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ に相当), ロスビー波の局所的な水平群速度に平行。 (h) が地上高気圧のピーク時に対応。 (g) はその2日前, (f) 4日前, (e) 6日前。 いずれも陰影は高度偏差が信頼度 95%で有意な領域。 NCEP/NCAR 再解析データに基づく。 Nakamura and Fukamachi (2004) に依る。

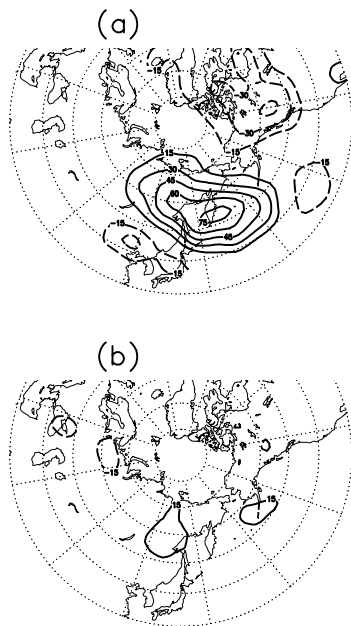


第5図 第4図と同様。但し, 7月に出現した強いオホーツク海高気圧15例の合成偏差図。

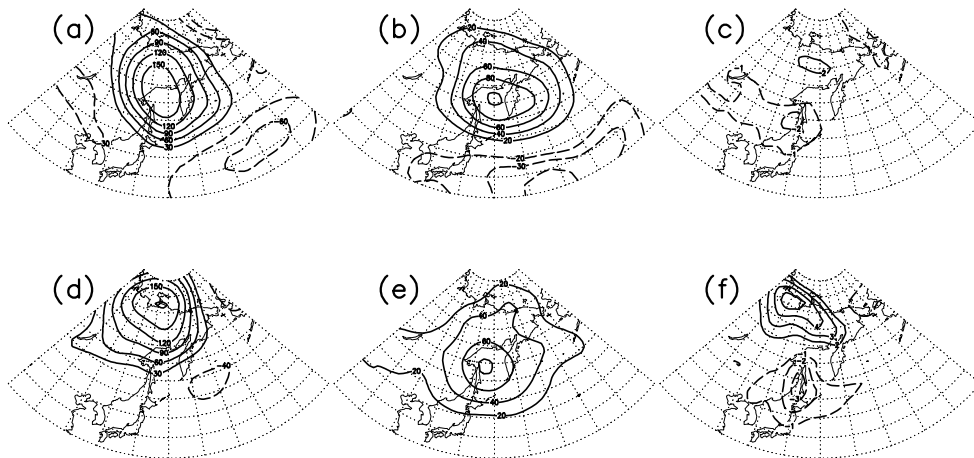
このように, オホーツク海高気圧という季節内イベントの背景場となる上空ジェットの構造や下層の傾圧性, 短周期擾乱の活動に見られる明瞭な季節進行に伴い, オホーツク上空のプロッキング形成過程も初夏から盛夏にかけて本質

的な変化を見せることが明らかとなった。それに連れてオホーツク海高気圧の鉛直構造にも顕著な季節変化が見られる (中村ら, 1997; Nakamura and Fukamachi, 2004)。

第6図 オホーツク海高気圧のピーク時 2 日前における移動性擾乱から準停滞性偏差へのフィードバック強制. 擾乱に伴う渦度フラックスの収束偏差を Nakamura *et al.* (1997)に従い, 250-mb 面高度の 1 日当たりの変化量として評価 (10m 毎; ゼロ線は略; 破線は負値) の分布図. (a) 5月の合成図; (b) 7月の合成図. NCEP 再解析データに基づく. Nakamura and Fukamachi (2004)に依る.



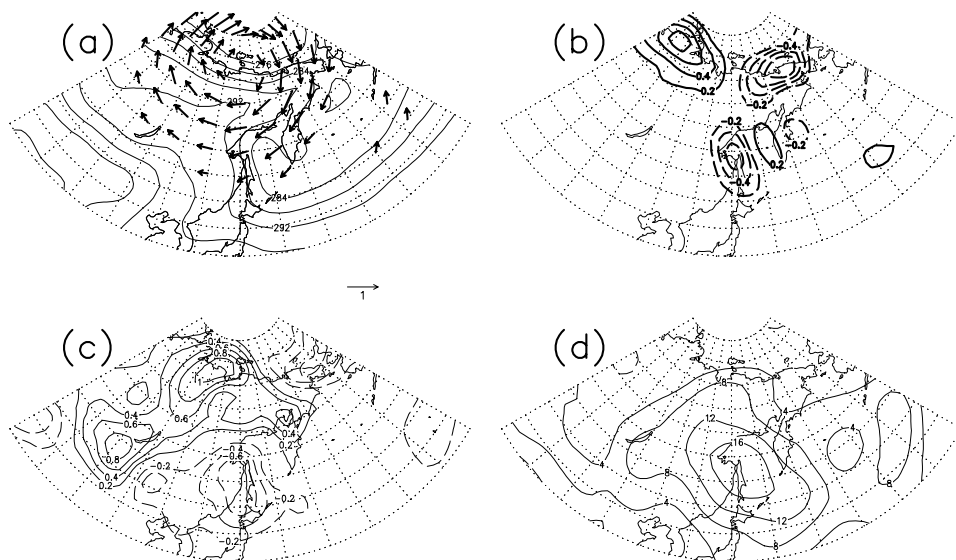
このように, オホーツク海高気圧という季節内イベントの背景場となる上空ジェットの構造や下層の傾圧性, 短周期擾乱の活動に見られる明瞭な季節進行に伴い, オホーツク上空のブロッキング形成過程も初夏から盛夏にかけて本質的な変化を見せることが明らかとなった. それに連れてオホーツク海高気圧の鉛直構造にも顕著な季節変化が見られる (中村ら, 1997; Nakamura and Fukamachi, 2004). よく知られた下層の寒冷高気圧が明瞭に現れるのは6・7月である. このとき, 上空の高気圧性偏差はオホーツクの北西方に位置し, 著しい傾圧構造を示す (第7図 d-f). 一方, 5月のケースでは, 上空の高気圧偏差が地上高気圧のほぼ直上にある等価順圧構造であり, 地上の寒気は地上高気圧の南縁に見られるだけである (第7図 a-c). これは海上の準停滞性擾乱に見られる典型的な鉛直構造である (Blackmon *et al.*, 1979).



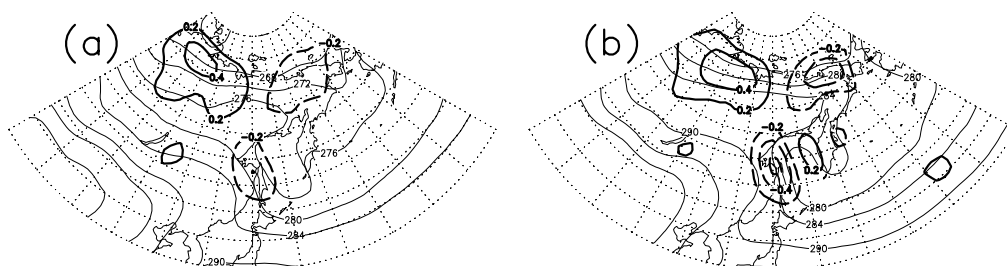
第7図 ピーク時におけるオホーツク海高気圧の鉛直構造. 5月の15例の合成図に基づく (a) 500-mb 高度偏差 (30m 毎), (b) 1000-mb 高度偏差 (20m 毎), (c) 地表気温偏差 (1°C 毎). (d-f): 各々 (a-c) と同様. 但し, 7月の15例の合成図に基づく. いずれもゼロ線は略, 破線は負値. Nakamura and Fukamachi (2004) による.

6~7月に何故寒冷なオホーツク海高気圧が地上に形成されるかを調べるため, それが7月に最も発達した15例の合成偏差場を基に解析を行った (Nakamura and Fukamachi, 2002). 合成図から極東のブロッキングに伴う圏界面付近の300-mb面準地衡渦位 (PV) 偏差を求め, PV inversion 法にて (Hoskins *et al.*, 1985), それらが1000-mb面に引き起こそうとする流れを推定した (第8図 a). ブロッキングに伴う300-mb面 PV 偏差はそれ単独でオホーツク海上に1 m

s^{-1} 程度の東風偏差を励起し得る. それが著しい東西温度勾配を横切ると, オホーツク海西部に1日当たり0.5~0.7°Cもの寒気移流をもたらす (第8図 b). これは, 実際に観測される1000mbでの気温低下の過半を説明し得るほど強い (第8図 c). こうして形成された地上寒気は高気圧性のPV偏差として振舞う. 実際, 7月のオホーツク海高気圧の発達時に観測される地上気圧の上昇は, 東風偏差による温度移流に因り寒気が蓄積される領域で最大となる (第8図 d).



第8図 (a) オホーツク海高気圧のピーク 2 日前における 300-mb 面の PV 偏差が 1000-mb 面に誘起しようとする水平風偏差 (矢印; スケールは右下). 7 月の 15 例の合成図に基づく PV inversion 解析. 等値線は平年の 7 月の 1000-mb 気温分布 (4°C 毎). (b) その水平風偏差に伴う温度移流がもたらし得る 1 日当たりの 1000-mb 気温変化率 (0.2°C 毎; 破線は気温低下; ゼロ線略). (c): (b) と同様. 但し, ピーク 2 日前に実際に観測された 1 日当たりの地表気温変化 (0.2°C 毎). (d) ピーク 2 日前に実際に観測された 1 日当たりの 1000-mb 面高度変化 (4m 毎). Nakamura and Fukamachi (2004) による.



第9図 7 月のオホーツク海高気圧のピーク 2 日前における 300-mb 面の PV 合成偏差が 1000-mb 面に誘起しようとする水平風偏差が (第 13 図矢印), 平年の (a) 5 月, 及び (b) 6 月の 1000-mb 気温傾度を各々横切ってもたらす仮想的温度移流に伴う気温変化率 (0.2K 毎; 破線は気温低下; ゼロ線略). Nakamura and Fukamachi (2004) による.

このように, オホーツク西部の東西温度傾度に効果的に東風偏差を吹かせるには, 上空の高気圧性偏差の中心は 7 月のようにオホーツクの北西方に位置しなくてはならない. この時, 西側の大陸と冷たいオホーツク海との間の気温コントラストが寒冷高気圧の形成に如何に重要かは, 上記の PV inversion 診断において, 平年の 7 月の地上気温場の代わりに別の月の平常場を用いて寒気移流を評価する, 仮想的な実験において確認することができる. 但し, 実験では 7 月の合成図に基づく 300-mb 面 PV 偏差を一貫して用いた. すると, 6 月の場を用いた場合に

は第 8 図に示した 7 月と同様の強い寒気移流が見られたが, 5 月の場に置き換えるとそれは大幅に弱まってしまう (第 9 図). 海陸の温度コントラストが弱い 5 月においては, オホーツク海上に停滞性の高気圧を発達させるには, そこに背の高い等価順圧構造のブロッキングを形成するしかなく, かつ移動性擾乱からの強いフィードバック強制はその力学的性質から順圧構造を持つ循環偏差の形成に適している (Lau and Holopainen, 1984).

なお, 上記の鉛直構造は, 循環偏差に関するものである. 勿論 5 月のケースにおいても, オ

ホーツク海上の下層気温は、三陸沖を東西に横切る海洋の亜寒帯フロントを挟んで、その南に比べて大幅に低い。ブロッキング偏差自体は順圧的であっても、その南側で強まる北東風は、黒潮系の亜熱帯循環系と親潮系の亜寒帯循環系との境界である亜寒帯フロントに伴う強い南北温度傾度を横切ることで、日本付近に寒気移流をもたらす得る。

4. まとめ

以上のように、オホーツク海高気圧の発現に伴う大規模な大気循環変動は決して局所的なものではない。例えば、附随する上空のブロッキングの形成には、欧州方面から伝播してくる定常ロスビー波束や北太平洋上で発達するブロッキング高気圧が関わっている。中村（1999）や Nakamura and Fukamachi（2004）の示した例では、ロスビー波束の起源を遥か北米西岸の切離低気圧にまで遡ることができた。また、立花ら（2002, 私信）は、オホーツク海上空の大気循環の経年変動にも上流からのロスビー波列やオホーツク海周辺の高気圧コントラストの偏差が重要なことを指摘している。また、日射で加熱される周囲の陸地と冷たいオホーツクとの間の温度差が、地上の冷たいオホーツク海高気圧の形成に欠かせないことも示された。地表の気温傾度の存在が、元々は等価順圧構造のブロッキング高気圧を傾圧的にさせたのである。渦度バランスから要請されるブロッキング下流側の下降流は、地上の寒冷高気圧の上に形成される逆転層の維持に貢献する。この冷たい混合層内に発生する霧は日射を遮り、海面の冷たさの保持に貢献する。更に、6～7月にブロッキングを起こし易くするジェットの流れが、オホーツクとその北側の陸地との温度差の増大に連れ強まる傾向を鑑みれば、その時期のオホーツク海高気圧の頻繁な出現は、その地域での大気・海洋・陸面・海霧（大気放射）の相互作用の一

側面とも捉えることができよう。

参考文献

- Blackmon, M. L., R. A. Madden, J. M. Wallace and D. S. Gutzler, 1979: Geographical variations in the vertical structure of geopotential height fluctuations. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2450-2466.
- 加藤内蔵進, 1993: 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, **183**, 67-90.
- 倉嶋厚, 1969: オホーツク海高気圧について — 昭和 41 年度全国予報技術検討会報告 —. 研究時報, **21**, 170-193.
- Lau, N.-C., and E. O. Holopainen, 1984: Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 313-328.
- Nakamura, H., 1994: Rotational evolution of potential vorticity associated with a strong blocking flow configuration over Europe. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2003-2006.
- Nakamura, H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629-1641.
- Nakamura, H., M. Nakamura and J. L. Anderson, 1997: The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2074-2093.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the blocking and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, in press.
- 中村尚, 泉卓也, 新保明彦, 1997: オホーツク海高気圧の形成に関わる上層のブロッキング高気圧の時間発展とその力学. 気象研究ノート, **189**, 177-190.
- 中村尚, 1999: 異常気象の流体力学 — ブロッキング現象のメカニズム —. ながれ, **18**, 156-163.
- 大川隆, 1973: オホーツク海高気圧の成長機構. 研究時報, **25**, 65-77.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux of stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Wang, Y., 1992: Effect of blocking anticyclones in Eurasia in the rainy season (Meiyu/Baiu season). *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 929-951.