

4. オホーツクの冷たい海と大気循環変動

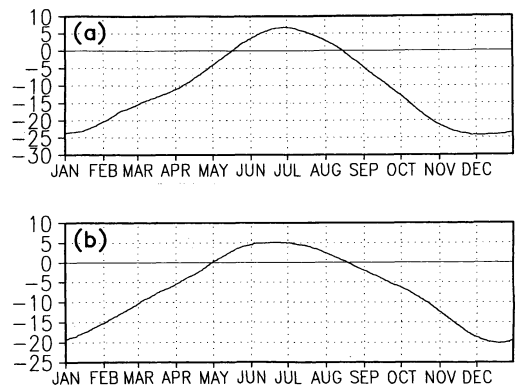
中村 尚*

1. はじめに

ご存知のようにオホーツク海は「冷たい」海である。夏は下層雲に覆われがちで、北海道沿岸を除き海面水温 (SST) が15°Cを超える事はまず無い。しかも、その北側と西側とを陸地に囲まれた海である。季節変化の明瞭な中高緯度の大陸東岸に位置し、その極側にも陸地を背負った海域は、このオホーツク・ベーリング海域の他には、やや規模の小さい黄海があるだけである。

オホーツクの「冷たさ」を大気循環が何をもって感ずるかは、夏と冬とは全く異なる。第1図をご覧ください。夏には周囲の大陸が日射で暖まるため、その冷たさが大気循環の下方境界条件としてそのまま反映される。北側に陸地を背負うことから、北岸では下層の温度勾配が北向きと、他の中高緯度地域とは逆の特異な状況が出現する。同時に、西岸では西向きの地表面気温勾配が強まる。後述のように、こうしたオホーツク独特の状況がオホーツク海高気圧の発達に重要となる。

一方、冬には SST が結氷点付近まで下がるものの、その周囲の極寒の陸地に比べれば、20~25°Cも暖かい。その大陸からの冷たい風が吹き込めば、海面から大量の熱が大気に放出されるため、大気循環にとっては寧ろ熱源として働き得るのである。だが、そうした熱放出による海面の冷却は海水の生成をもたらす。周知の如く、大規模に結氷する海域のうち、最も低緯度に位置するのがオホーツク海である。ただ、海水の被覆状況は年に依りかなり大きく変動する。特に、1980年代末からの10年間はそれ以前に比べて被覆面積が縮小したという長期変動も観測されている (Tachibana *et al.*, 1996)。海水はその厚さが40 cm 程に達するとかな

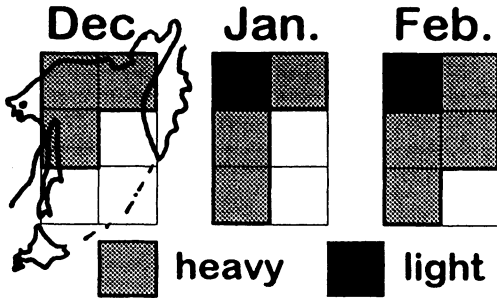


第1図 (a) オホーツク海北岸を挟んだ南北の地上気温差 (°C) の平年季節変化 (1~12月; 横軸目盛は各月の初めを表す). 150°E に沿った65°N と55°N の間の差 (北側の陸地の方が温暖な場合が正). (b) オホーツク海西岸を挟んだ東西の地上気温差 (°C) の平年季節変化. 50°N に沿った135°E と145°E の間の差 (西側の陸地の方が温暖な場合が正). 南北両地点間よりは東西両地点間の距離が短いので、実際の温度傾度は東西方向の方がやや強いことに注意. 米国環境予測センター (NCEP) 及び大気科学研究センター (NCAR) による $\sigma=0.995$ 面の再解析データ (1979-98年) に基づく. Nakamura and Fukamachi (2003) に拠る.

り良い断熱材として働くので、その表面は (lead など局所的開水域以外は) 陸地並みに冷える。つまり、大気循環が感ずる「海岸線」は海水域の消長とともに変動する。その沖合で起こる海面から大気への熱供給も、それに連れて季節的かつ経年的に変動するのである。

本講演では、海水域の変化により励起され得る大規模な冬季の大気循環変動、及び夏季のオホーツク海高気圧の形成について、最新の研究成果をご紹介します。

* Hisashi Nakamura, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻.

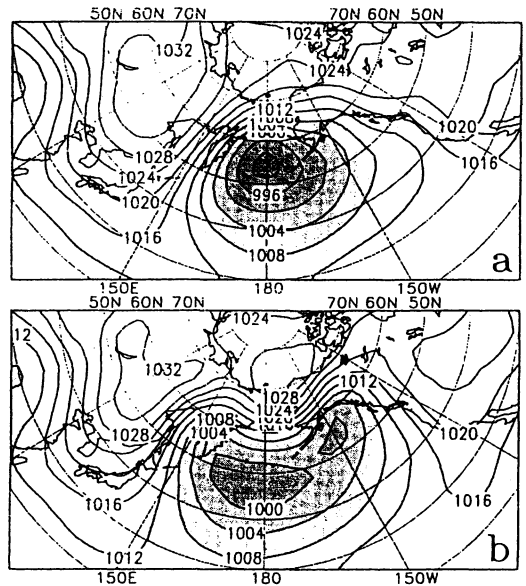


第2図 Honda *et al.* (1999) がオホーツク海域の5個のモデル格子点に与えた2通りの海水被覆分布。左から12月、1月、2月の状態。少氷年の積分では濃影部のみを厚さ1mの水で完全に被い、これに加え多氷年では淡影部分も同様に水で被う。尚、海水上の気温や積雪、各種の熱フラックスはモデルにて予報される。

2. オホーツクの海水変動に伴う大気循環偏差

本節では、オホーツク海の海水被覆面積の偏差に伴う海洋から大気への熱供給の変化によって励起される大気循環偏差について、Honda *et al.* (1999) の数値実験の結果を中心に論じてみたい。マイクロ波による人工衛星観測に拠れば、オホーツクの海水被覆変動はかなり大きく、海域の殆どが氷で被われる冬もあれば、逆に北西部と沿岸域しか結氷しない冬もある。こうした海水域変動が大気循環に与え得る影響を最大限に評価するために、彼らは極端な多氷年と少氷年とに各々観測される海水被覆を想定し、オホーツク海にある大気大循環モデル (AGCM) の格子点の氷の覆い方を第2図のように2通りに設定し、両者の応答の違いを調べた。AGCMの水平分解能がかなり粗いため (T21波数切断：緯度・経度間隔約5.6°)、厚さ1mの水に完全に覆われるのは多氷年でも5個の格子点だけで、それが少氷年では僅か1個になる。氷で覆われない格子点には全て平年の海面水温を与え、多氷年・少氷年とも同じ11月1日の大気状態から4か月間積分した。その後僅かに異なる4つの初期状態 (11月1日) から同様な積分を行ない、これら計5個のメンバーのアンサンブルにて、1・2月の平均循環場に系統的な差異が現れたなら、それをオホーツクの海水変動に対する大気循環への応答と見なした。

その結果、統計的に有意な大気循環の応答が確認された。多氷年では寒冷なシベリア高気圧がオホーツク海に張出し、東方ではアリューシャン低気圧も深まって、その間のカムチャツカ半島から千島列島沖合にか

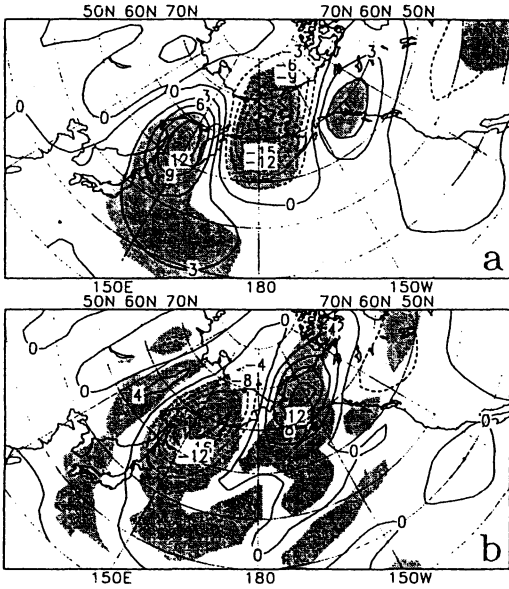


第3図 第2図の海水分布を与えたオホーツクの (a) 多氷年と (b) 少氷年におけるモデルの1・2月平均の海面気圧分布 (4 hPa 毎)。Honda *et al.* (1999) に拠る。

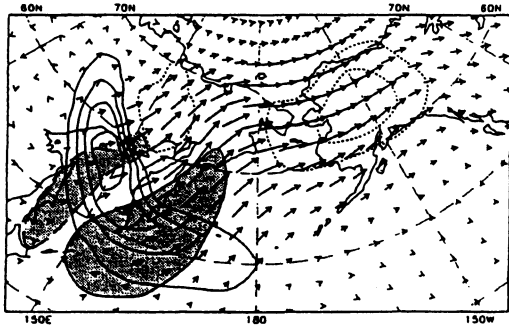
けては北寄りの季節風が強まっている (第3図 a)。一方、少氷年は大陸からの高気圧の張出しが弱まり、アリューシャン低気圧も弱まるが、低圧部が千島方面にまで伸びるのに伴い、オホーツク海西部で季節風が強まっている (第3図 b)。

以後、多氷年の状態から少氷年の状態を差し引いた場に焦点を当てる (第4図)。応答がかなり線型的なので、それは振幅を2倍にした多氷年の応答に概ね対応する。応答ではオホーツクからベーリング海を経て北米に至る波列状の偏差が特徴的である。地表ではオホーツク海が寒冷な高気圧性偏差で、ベーリング海は温暖な低気圧性偏差で各々被われている。但し、これら温度偏差が気圧偏差よりやや下流側に偏倚しているために、カムチャツカから千島沖にかけては寒気が南下し、ベーリング海峡からアラスカ西部にかけては暖気が北上する。尚、海から大気への熱供給についての同様な差が、この応答にとっての熱源偏差と見なせる (第5図)。千島沖に見られる熱供給の増加は、前述のように多氷年に氷の張出しと共に「熱的な海岸線」が沖合に移ったことの反映であり、オホーツク西部の減少は少氷年の氷の後退を反映したものである。

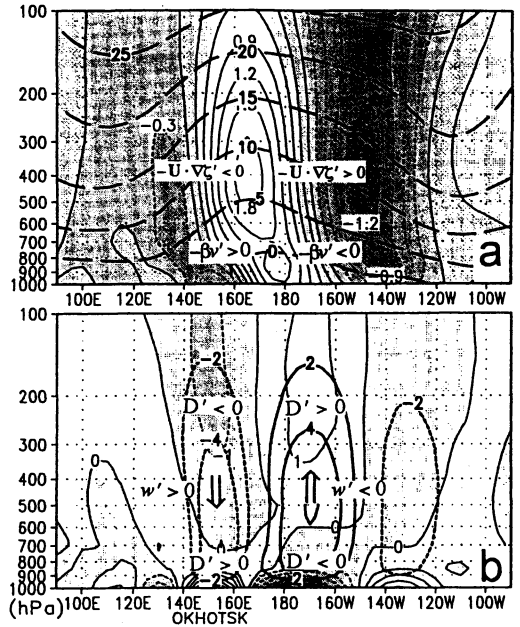
波動力学の観点からは、擾乱による極向き熱輸送は、定常ロスビー波に伴う波の活動度 (力学的保存量) が



第4図 (a) 第3図aの多氷年の場から第3図bの少氷年の場を差し引いて得られた1・2月平均の海面気圧場に現れた海水偏差への応答(3hPa毎;破線は負値). 陰影は99%の有意水準を超える応答. (b) 同様な差として得られる地表気温の応答(4°C毎). Honda et al.(1999)のAGCM実験に拠る.



第5図 第4図と同様に求めた海水分布偏差に対する応答場に適用した Takaya and Nakamura (2001) の定式化に基づく定常ロスビー波の活動度フラックス(矢印:→が $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ に相当). 対流圏上層(200~500 hPa)にわたる平均の水平成分. 太実線はその水平発散($0.4 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$ 毎). 実線と破線で囲まれた陰影部は, 地表面からの上向き正味の顕熱・潜熱フラックスの偏差(多氷年から少氷年を引いた差)が各々著しい正と負の領域($\pm 200 \text{ W m}^{-2}$ 以上). Honda et al. (1999)のAGCM実験に拠る.



第6図 第4図と同様に求めた海水分布偏差に対する応答場の東西・鉛直断面図(50°~70°Nの平均). (a) 渦度偏差(10^{-6} s^{-1}). 破線で陰影を施した部分は高気圧性偏差. 太破線は平年の西風風速(m s^{-1}). (b) 水平発散偏差(10^{-6} s^{-1}). 破線で陰影を施した部分は収束. 太実線と太破線は各々上昇流・下降流偏差(mm s^{-1}). Honda et al. (1999)のAGCM実験に拠る.

地表付近から上方に伝播していることを意味している. 実際, 平年の海水分布に対して得られる循環場を基本場とし, 多氷年と少氷年との差をそれに重畳する定常ロスビー波として, Takaya and Nakamura (2001)により定式化された活動度フラックスを対流圏上層で評価した(第5図). 熱供給偏差が双極子状に分布するオホーツクから千島沖の上空でフラックスが強く水平に発散し, そこから波列に沿って東北東へ向かう傾向が著しい. このフラックスが理論上は定常ロスビー波束の局所的な群速度に平行なことから, 応答として得られた波列状の偏差が, 海水域の変動に伴う海洋から大気への熱供給偏差によって励起された定常ロスビー波束に伴うことが強く示唆される.

実際, 波列に沿って東西・高度断面図を描くと, オホーツクからカムチャツカにかけて, 気圧や渦度の偏差が高さと共に西傾しており, この波列が下層で励起されたことを裏付けている(第6図a). この断面図に

に基づき、多氷年を例に採ってその励起機構を簡単にご説明しよう。この状況では、寒気が氷上から千島・カムチャツカ沖に吹出すため、そこで平年よりずっと多量の熱が下層大気に供給される。下層の応答はそれと釣合う寒気移流を起こすよう、北風偏差を生じさせるため、オホーツク側に高気圧性、ベーリング側には低気圧性の循環偏差が各々励起される。その北風偏差による惑星渦度の移流（低気圧性）に釣合うよう、下層には水平発散がなくてはならず、附随してその上空の対流圏中層では下降流偏差が、更に対流圏上層では水平収束が各々存在する（第6図b）。この収束に伴う低気圧性渦度生成に釣合うべく、西風の強い上層では、その下流側に低気圧性偏差が生ずる。ただ、地表摩擦の効果で、実際にはこの下降流偏差は下層の北風偏差よりやや西方（オホーツク海東部）に位置するようになり、西傾した構造が維持される。このような鉛直流は、対流圏中層・下層では南北風偏差による熱移流と釣合うべく熱バランスを保つよう働いており、西風シア中を伝播する定常ロスビー波の構造を維持するために不可欠なものである。

熱源偏差から遠く離れたベーリング海東部からアラスカ沿岸にかけても、波状応答に伴う下層の極向き熱輸送が見られる。これは元々等価順圧的であった定常ロスビー波応答が、沿岸における顕著な地表面気温傾度に働いて温度移流をもたらす、それが熱的減衰の下で気温偏差を形成したものと解釈できる。エネルギー論的には、かくして応答が傾圧的になったが故に、下層気温傾度に伴い蓄積されていた有効位置エネルギーが擾乱（応答）に転換可能となり、更にはそれが運動エネルギーに転換されることで応答が再強制されるものと解釈できる。実際、暖気移流の直上には上昇流偏差がある（第6図）。また、波動力学的には、順圧ロスビー波束が地表の熱的減衰の下でその安定性が低下し、傾圧的に再強制されたとも捉えることができる。

Honda *et al.* (1999) の数値実験からは気候学的・気象力学的に重要な示唆が幾つか得られる。その1つは、オホーツクとベーリングの海水被覆面積との間に認められる負相関（Cavaliere and Parkinson, 1987；Fang and Wallace, 1994）に関するものである。彼らの実験結果から、何らかの原因でオホーツクの海水面積が平年と異なれば、それにより励起された定常ロスビー波が下流にあるアリューシャン低気圧の強さを変え、ベーリング海東部の気温と風向きに偏差が生ずるためという解釈が可能になる。例えば、上記の例から、

オホーツクが多氷状態ならアリューシャン低気圧が強まるのに伴い、平年より温暖でかつ南風偏差のベーリング海東部では海水の生成や南下が抑えられると言う訳である。

もう1つは、実験で得られたオホーツクの海水偏差に対する大気応答が、その海水偏差をもたらしたと考えられる大気循環偏差を維持・強化するセンスにあることである。例えば、オホーツクの海水被覆が多い場合の応答に伴い、そこでは下層で平年より冷たい北風が強まる傾向にある（第3・4図）。それは将にオホーツクにおいて海水の生成とその沖合への進展とを、普段より盛んにした大気条件である。少氷の場合も同様に正のフィードバックが働くセンスにある。これは、Deser *et al.* (2000) が論じた北大西洋の海水偏差に対する大気応答をもたらすフィードバックとは逆のセンスにある点が興味深い。

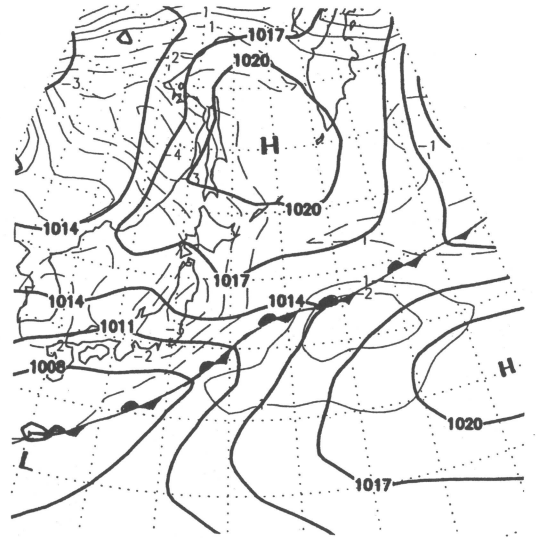
さて、上述のAGCM実験にて得られた海水偏差に対する大気応答は、果たして現実大気の変動に見出せるのだろうか？ 海水被覆の変化に比べて大気への応答は、例えそれが持続的でも、ずっと短い時間で形成され得る。また、仮にそうした持続的な応答が形成されても、中高緯度では大気の内力学で生ずる変動が卓越し、それが隠されてしまうかも知れない。更に、太平洋域の特徴として、冬季大気循環の経年変動はエルニーニョ・南方振動（ENSO）の影響を強く受ける。Honda *et al.* は、海水域の沖合からの大気への熱供給量が、ある冬の海水被覆面積の最大値（例年2月末）だけでなく、2月中の面積の拡大が大きいほど大きいだろうという推察の下、海水域が最大で、かつ拡大速度最大となる4冬と両者が最小となる別の4冬を選んだ。そして、観測された大気循環偏差場から予め統計的にENSOに関係した変動を抜き去っておき、その残差場をそれら2組の4冬で別個に平均した差において、AGCMの応答と立体構造の良く似た偏差パターンを見出している。恐らく、これは現実大気におけるオホーツクの海水変動への応答を捉えたものであろう。勿論、将来より長いデータに基づいた確認が必要なのは言うまでもない。

3. オホーツク海高気圧の形成過程

次に、夏のオホーツクの冷たさが、オホーツク海高気圧の形成にどう関わるかについて論じたい。周知の如く、同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

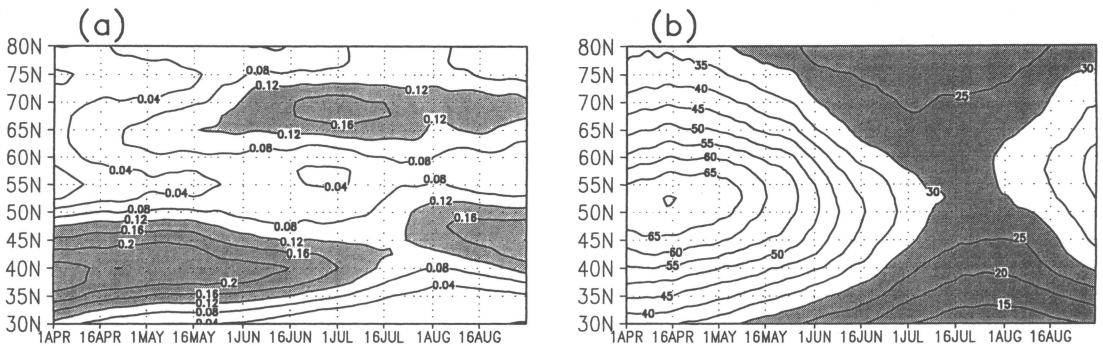
は東日本にまでヤマセを吹かせ冷夏をもたらす(第7図)。2002年の夏もオホーツク海高気圧が度々出現し、その影響下に入り易かった北海道では冷夏になった。第1図から明らかなように、5月になると周囲の陸地はオホーツク海と同程度にまで暖まり、6月～8月にかけてはオホーツクが陸地より5～10°C冷たいという状況が続く。この冷たさこそがオホーツク海高気圧の形成に重要だと信じられてきた。また、地上の寒冷なオホーツク海高気圧が上空には暖かいブロッキング高気圧を伴うことも以前から指摘されてきた(倉嶋, 1969; 大川, 1973; Wang, 1992)。こうしたオホーツク海高気圧の研究の歴史については加藤(1993)に詳しい。最近 Tachibana *et al.* (2003a) 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500 m 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。

一方、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(中村ほか, 1997; 中村, 1999; Nakamura and Fukamachi, 2003)。考慮しなくてはならないのは、オホーツク海高気圧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

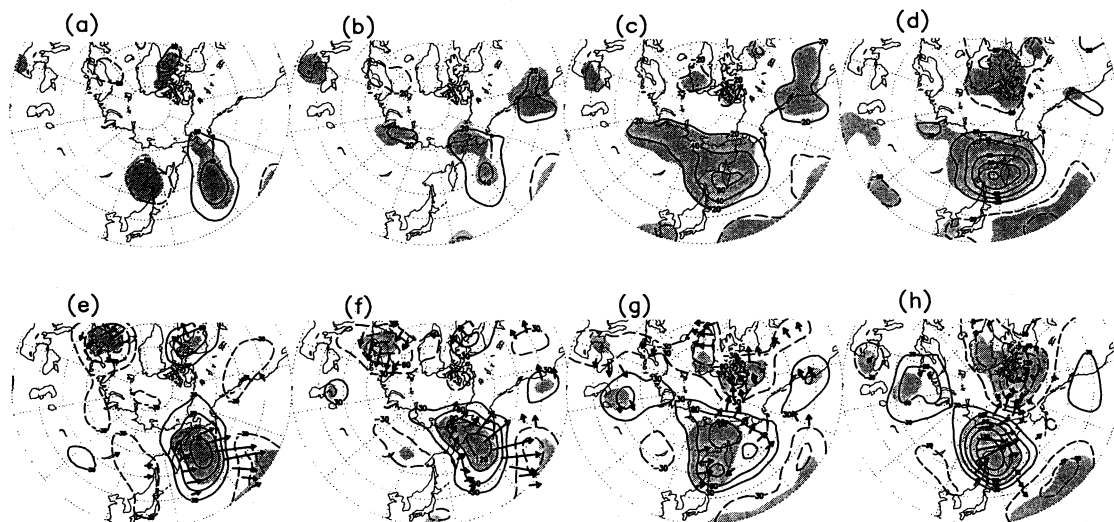


第7図 1993年7月21日午前9時(JST)の海面気圧(太線; 3hPa毎)と地上気温偏差(細線; 1°C毎; ゼロ線は略; 破線は低温偏差)の分布図。強いオホーツク海高気圧が見られる。米国環境予測センター(NCEP)再解析データに基づく。前線の位置は筆者らの推測。

当に時間変化する事実である(第1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8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和北上は梅雨明けに対応する(第8図a)。なお、梅雨前線は



第8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) 250hPa 面上の Ertel 渦位の南北傾度(0.04毎; 陰影は0.12以上; 単位は100 km 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250hPa 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の分布図。フィードバックは250hPa 面高度の1日当りの変化量として評価(5 m 毎; 陰影は30 m 未満)。NCEP 再解析データに基づく。Nakamura and Fukamachi (2003) に拠る。



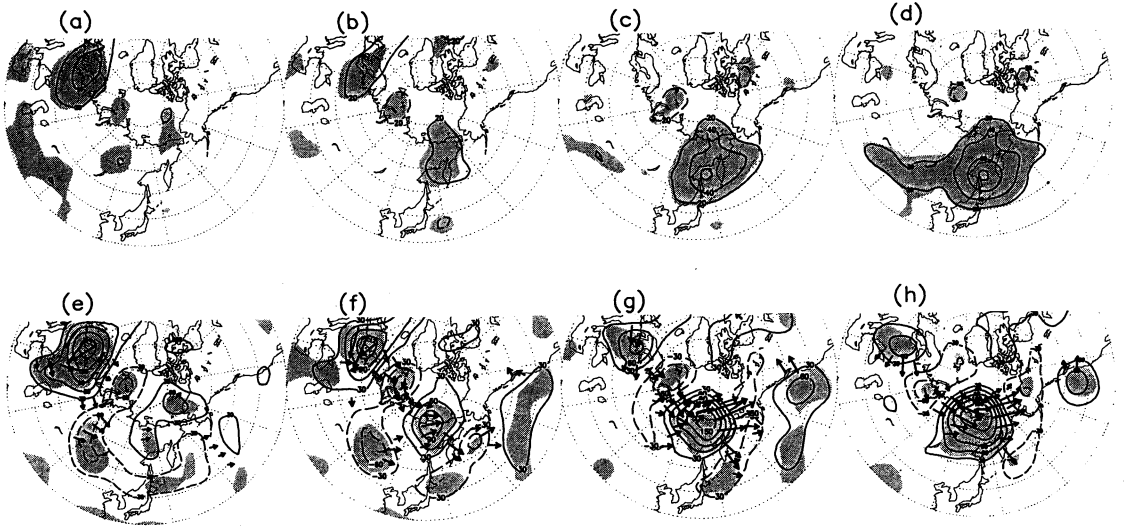
第9図 5月に出現した強いオホーツク海高気圧15例の合成偏差図。上段は1000 hPa 高度偏差 (20 m 毎；ゼロ線は略；破線は低気圧性偏差)。 (d) が地上高気圧のピーク時に対応。 (c) はその2日前、 (b) 4日前、 (a) 6日前。 下段は300hPa 高度偏差 (30 m 毎；ゼロ線は略；破線は低気圧性偏差)。 矢印は Takaya and Nakamura (2001) に基づく定常ロスビー波の活動度フラックスの水平成分 (\rightarrow が $10\text{m}^2\text{s}^{-2}$ に相当)。 ロスビー波の局所的な水平群速度に平行。 (h) が地上高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 再解析データに基づく。 Nakamura and Fukamachi (2003) に拠る。

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 ($\sim 70^\circ\text{N}$) 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 ($\sim 60^\circ\text{N}$) 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8図 b)。尚、亜寒帯ジェットに沿っては移動性擾乱が余り発達しない。

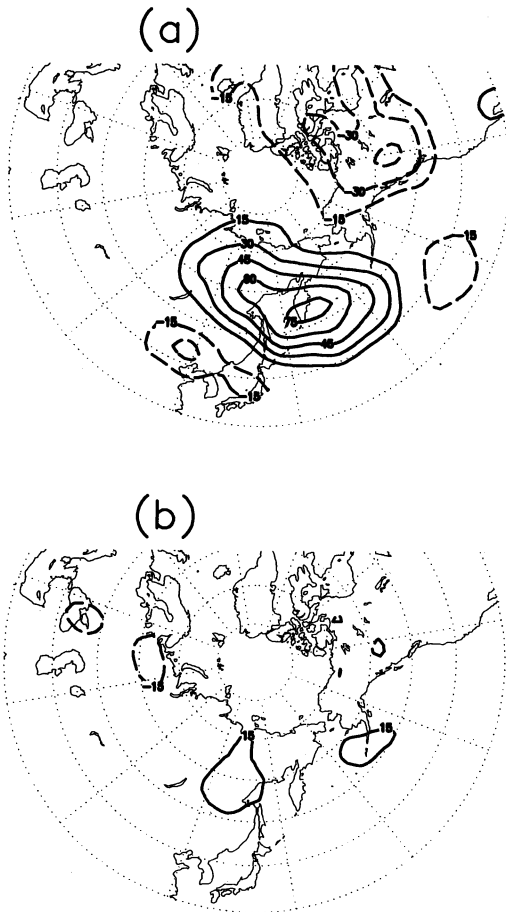
暖候期における極東の大気循環に明瞭な上述のような季節進行を考慮して、1965～92年の期間に出現した強いオホーツク海高気圧合成図を各月毎別個に作成してゆくのが本解析の特徴である。その結果、初夏 (5月) と梅雨末期 (7月) で、その形成過程が本質的に

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展してきて極東にブロッキングが形成される (第9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11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、ユーラシア北部の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伝播が阻害され、局所的な碎波に伴いブロッキングが発達し、後に減衰する (第10図)。移動性擾乱からの寄与は殆ど無い (第11図 b)。これは、渦位の勾配が局所的に著しく緩和される梅雨後期の極東にて (第8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機構が機能し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



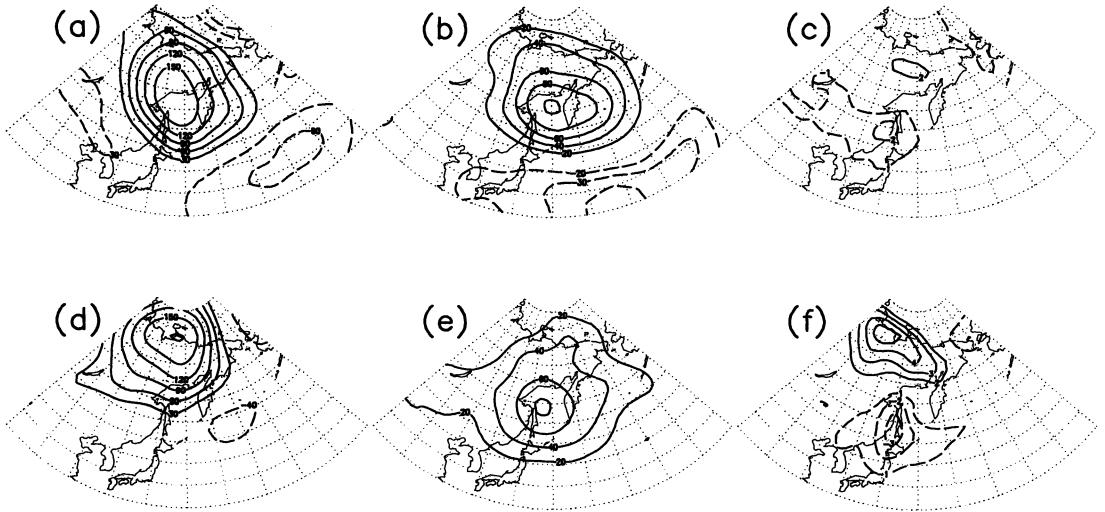
第10図 第9図と同様。但し、7月に出現した強いオホーツク海高気圧15例の合成偏差図。Nakamura and Fukamachi (2003) に拠る。



第11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、250hPa面高度の1日当たりの変化量として評価(10 m 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 (2003) に拠る。

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展するところへ、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。

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(中村ほか, 1997; Nakamura and Fukamachi, 2003)。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



第12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) 500hPa 高度偏差 (30 m 毎), (b) 1000hPa 高度偏差 (20 m 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 (2003) に拠る。

に位置し, 著しい傾圧構造を示す(第12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12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)。

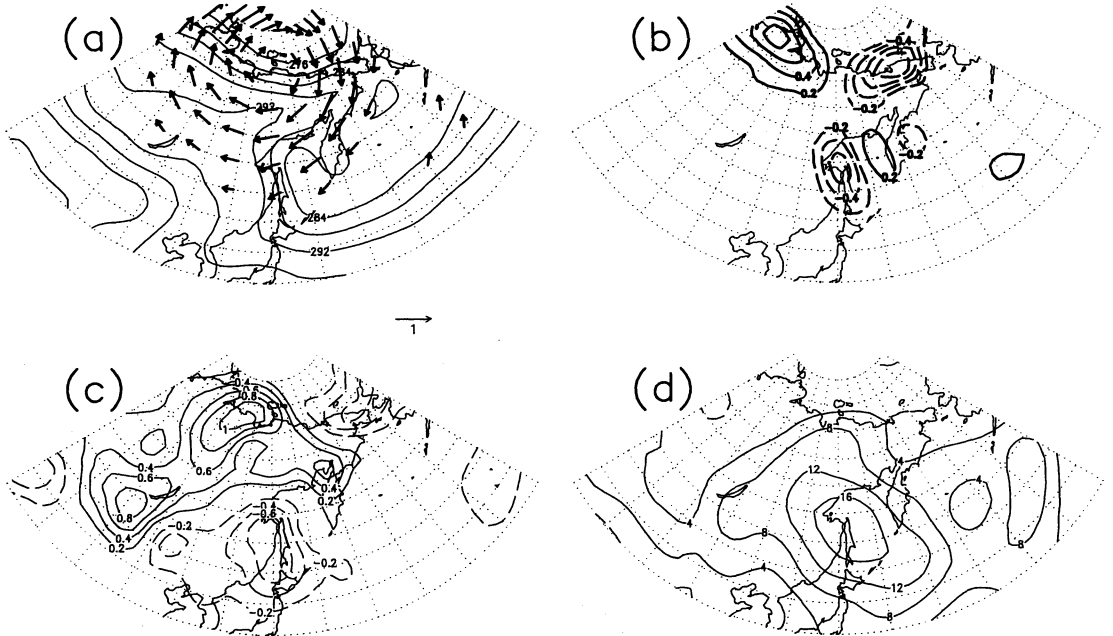
6~7月に何故寒冷なオホーツク海高気圧が地上に形成されるかを調べるため, それが7月に最も発達した15例の合成偏差場を基に解析を行った (Nakamura and Fukamachi, 2003)。合成図から極東のブロッキングに伴う圏界面付近の300hPa 面準地衡渦位 (PV) 偏差を求め, PV inversion 法にて (Hoskins *et al.*, 1985), それが1000hPa 面に引き起こそうとする流れを推定した(第13図 a)。ブロッキングに伴う300hPa 面 PV 偏差はそれ単独でオホーツク海上に 1 ms^{-1} 程度の東風偏差を励起し得る。それが著しい東西温度勾配を横切ると, オホーツク海西部に1日当り $0.5 \sim 0.7^\circ\text{C}$ もの寒気移流をもたらす(第13図 b)。これは, 実際に観測される1000 hPa での気温低下の過半を説明し得るほど強い(第13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13図 d)。

このように, オホーツク西部の東西温度傾度に効果

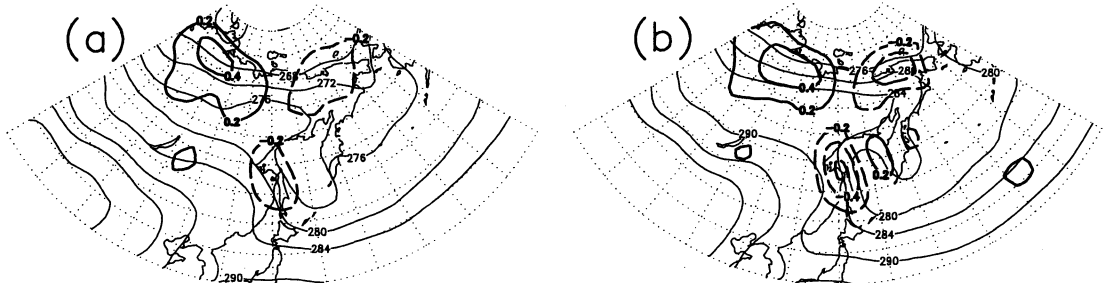
的に東風偏差を吹かせるには, 上空の高気圧性偏差の中心は7月のようにオホーツクの北西方に位置しなくてはならない。この時, 西側の大陸と冷たいオホーツク海との間の気温コントラストが寒冷高気圧の形成に如何に重要かは, 上記の PV inversion 診断において, 平年の7月の地上気温場の代わりに別の月の平年場を用いて寒気移流を評価する, 仮想的な実験において確認することができる。但し, 実験では7月の合成図に基づく300hPa 面 PV 偏差を一貫して用いた。すると, 6月の場合を用いた場合には第13図に示した7月と同様の強い寒気移流が見られたが, 5月の場合に置き換えるとそれは大幅に弱まってしまう(第14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)。

4. まとめ

以上のように, 冬季に海水に被われるオホーツク海では, 寒気の吹出しの変動が海水被覆の消長を通じて沖合の海面からの熱供給を変化させ, それが大気循環を変化させるという大気・海洋・海水相互作用が起こる可能性が示唆される。SST が高く, その僅かな変動



第13図 (a) オホーツク海高気圧のピーク2日前における300hPa面のPV偏差が1000hPa面に誘起しようとする水平風偏差(矢印:スケール(m s^{-1})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1000hPa気温分布(4 K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1000hPa気温変化率(0.2 K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 K毎). (d) ピーク2日前に実際に観測された1日当たりの観測された1000hPa面高度変化(4 m毎). Nakamura and Fukamachi (2003) に拠る.



第14図 7月のオホーツク海高気圧のピーク2日前における300hPa面のPV合成偏差が1000hPa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1000hPa気温傾度(細実線)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(0.2 K毎;破線は気温低下;ゼロ線略). Nakamura and Fukamachi (2003) に拠る.

が積雲対流活動を敏感に変化させる熱帯では, SST 偏差が大気循環変動を駆動する様は AGCM で容易に再現できる. しかし, SST がさほど高くない中高緯度では, その変動がもたらす大気非断熱加熱偏差は熱帯ほど強くはなく, 系統的に大気循環変動を誘起する保証はない. 実際, Kushnir *et al.* (2002) がレビューす

るように, 中高緯度の SST 偏差に対して系統的な応答を示した AGCM 実験はごく僅かである. 一方, 海水上から吹出す寒気と周囲 SST との著しい温度差は, 海水被覆の変動は強い熱供給変動をもたらす, SST 偏差に対するよりはずっと系統的な大気循環変動を誘起し得る. Honda *et al.* (1999) の数値実験はそうした

可能性を初めて示すものである。

一方、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。

ご紹介した幾つかの例からも明らかなように、オホーツク海周辺で起こる大規模な大気循環変動は決して局所的なものではなく、他の北半球各地の循環変動と密接に関連している。例えば、夏のオホーツク海高気圧を伴う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)の示した例では、ロスビー波束の起源を遙か北米西岸の切離低気圧にまで遡ることができた。また、Tachibana *et al.* (2003b) 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温度コントラストの偏差が重要なことを指摘している。また、冬にオホーツクの海水変動に関するシベリア高気圧の強弱も、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の影響を受け易い(Takaya, 2002)。同様に海水被覆に変動をもたらすアリューシャン低気圧の消長には、ENSOが強く作用する(Horel and Wallace, 1981)。一方、海水変動に因り励起された大気循環変動は、晩冬にアリューシャン低気圧の強度偏差を維持・強化するよう働くことを通じ、同低気圧強度と北大西洋に位置するアイスランド低気圧強度との間に観測されるシーソー関係(Honda *et al.*, 2001; 中村ほか, 2002)にまでも関与し得るのである。また、海洋循環においても冷たいオホーツク海起源の水は北太平洋に流れ出し、北太平洋中層水の形成に重要な役割を果たすとも言われている。更に、オホーツクの海水変動には秋口にアムール河からの流入する河川水の流量変動が重要との指摘すらなされている(Ogi *et al.*,

2001)。そうなれば、夏季のアムール流域の降水活動までが関連する事になる。このように、1年を通して冷たいオホーツク海とそれを囲む季節変化の顕著な極東の陸地との間の温度コントラスト、及び冬季の海水や夏季の海霧の存在によって、この地域に独特な気候系の変動が引き起こされるのである。

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.
- Deser, C., J. E. Walsh and M. S. Timlin, 2000: Arctic sea ice variability in the context of recent wintertime atmospheric circulation trends, *J. Climate*, **13**, 617-633.
- Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura and K. Takeuchi, 1999: Dynamic and thermodynamic characteristics of atmospheric response to anomalous sea-ice extent in the Sea of Okhotsk, *J. Climate*, **12**, 3347-3358.
- Honda, M., H. Nakamura, J. Ukita, I. Kousaka and K. Takeuchi, 2001: Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part I: Seasonal dependence and life cycle, *J. Climate*, **14**, 1029-1042.
- Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale phenomena associated with the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.
- 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一, *研究時報*, **21**, 170-193.
- Kushnir, Y., W. A. Robinson, I. Blade, N. M. J. Hall, S. Peng and R. Sutton, 2002: Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation, *J. Climate*, **15**, 2233-2256.
- 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., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629-1641.
- 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., 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, 2003: Evolution and dynamics of summertime blocking over the blocking and the associated surface Okhotsk high, submitted to *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*
- 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プ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—プロッキング現象のメカニズム—, *ながれ*, **18**, 156-163.
- 中村 尚, 本田明治, 山根省三, 大淵 濟, 2002: アリュシャン・アイスランド両低気圧間のシーソー現象, *天気*, **49**, 701-709.
- 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.
- Ogi, M, Y. Tachibana, F. Nishio and M. A. Danchenkoy, 2001: Does the fresh water supply from Amur River flowing into the Sea of Okhotsk affect sea ice formation? *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 123-129.
- Tachibana, Y., M. Honda, and K. Takeuchi, 1996: The abrupt decrease of the sea ice over the southern part of the Sea of Okhotsk in 1989 and its relation to the recent weakening of the Aleutian low, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 579-584.
- Tachibana, Y., H. Ogawa, M. Shihara, K. Iwamoto, K. Takeuchi and M. Wakatsuchi, 2003a: Thermodynamic mixed-layer structure of the Okhotsk high and its relation to marine fog, submitted to *J. Atmos. Sci.*
- Tachibana, Y., K. Iwamoto, M. Ukisu and M. Ogi, 2003b: Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high, submitted to *J. Atmos. Sci.*
- 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.
- Takaya, K., 2002: Amplification mechanisms and variations of the Siberian high: Interaction of stationary Rossby waves with surface baroclinicity, 東京大学大学院理学系研究科博士論文, 146頁.
- Wang, Y., 1992: Effect of blocking anticyclones in Eurasia in the rainy season (Meiyu/Baiu season), *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 929-951.



国際シンポジウム “First Argo Science Workshop” 開催について

Argo 計画には現在15の国と地域が参加し, 2003年6月時点で800個を超えるフロートが観測を継続中であり, 数年後には目標の3千個に達する見通しとなってきた。Argo は長期予報の精度向上などの社会への貢献が期待されるだけでなく, これまで何十年と掛かって観測されてきた水温, 塩分のプロファイルと同じくらいの数のデータが毎年得られるようになるなど, 研究面へのインパクトも小さくない。このワークショップでは, 始まりつつある Argo データ利用につ

いての情報を交換し広く紹介するとともに, 将来の可能性や方向について議論する。

日 時: 2003年11月12~14日

場 所: ヤクルトホール (東京都港区東新橋1-1-19)

研究発表: 招待講演, 公募発表 (口頭 (15分) 又はポスター)

発表申し込み締め切り: 2003年9月1日, 詳細については “www.argo.ucsd.edu” を参照のこと。