

2002年秋季極域・寒冷域研究連絡会の報告

日本気象学会秋季大会(札幌)3日目(10月11日)のセッション終了後に、極域・寒冷域研究連絡会が北海道大学地球環境科学研究科C棟1階C104にて行われた。出席者は約80名であった。今回は、学会シンポジウムとも連動して、オホーツク海に関する話題を集中的に取り上げた。これは、オホーツクに関する国際共同観測プロジェクトをふまえての集大成でもある。夏でも冷たいオホーツク海は、海水や霧の形成を通じて、大気循環とその変動に影響を及ぼす。一方、大気循環は、オホーツク海の循環や海水、霧の形成に強く影響している。さらに、こうした大気・海洋(海水)相互作用は各季節毎に特徴ある振る舞いを見せる。ここでは、最新の研究成果をもとに、このような冷たい海特有の結合系をなすオホーツク海域のプロセスについての理解を深めるため、4名の方に最新の研究成果を紹介していただいた。以下に、各講演者から寄せられた要旨を紹介する。

世話人:

平沢尚彦(国立極地研究所)

中村 尚(東京大学理学部)

浮田甚郎(米国航空宇宙局)

高田久美子(地球フロンティア研究システム)

阿部彩子(東京大学気候システム研究センター)

佐藤 薫(国立極地研究所)

本田明治(地球フロンティア研究システム)

齋藤冬樹(東京大学気候システム研究センター)

高谷康太郎(地球フロンティア研究システム)

1 寒冷域の大気構造—境界層過程と自由大気

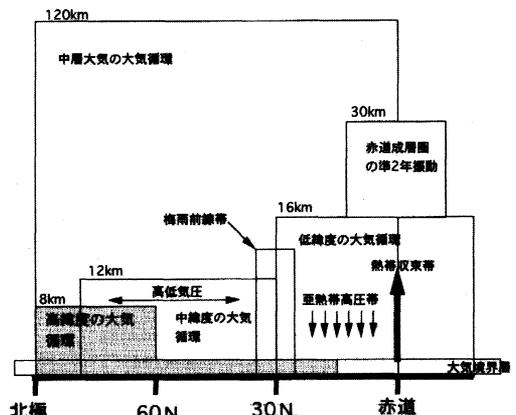
木村龍治(東京大学海洋研究所)

1.1 グローバルな視点でみた極域大気構造

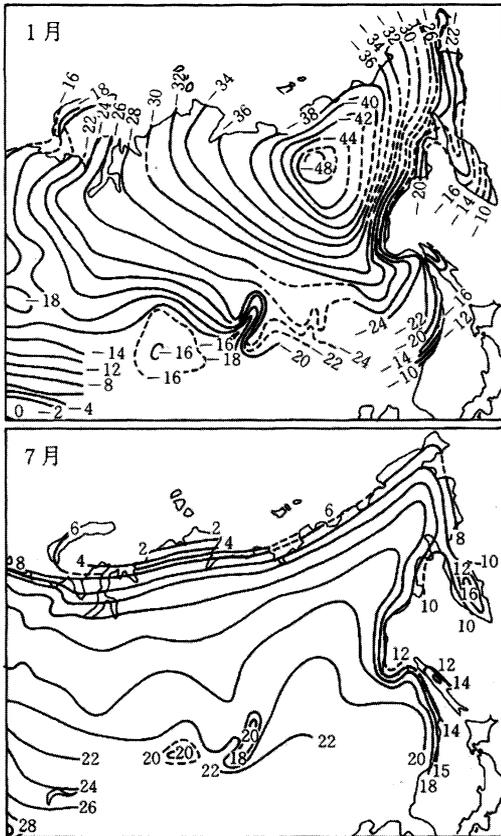
今回の極域・寒冷域研究連絡会のテーマは「オホーツク海の海水と霧」であるが、具体的な問題を考える

背景として、極域大気構造のイメージについて述べてみたい。まず、グローバルな大気循環の視点から極域の大気循環を見てみよう。第1図は、緯度高度断面で見たときの大気循環の区分を示したものである。大気圏は、気温の鉛直分布を基にして、対流圏、成層圏、中間圏、熱圏に分類される。一方、大気の子午面循環の構造を基にして、対流圏の大気循環を極域、中緯度、熱帯に分けることがよく行われる(3細胞構造)。その上空に中層大気循環が乗っているわけである。赤道成層圏には、帯状流が約2年の周期で方向を逆転させる特異な現象(QBO)が存在する。

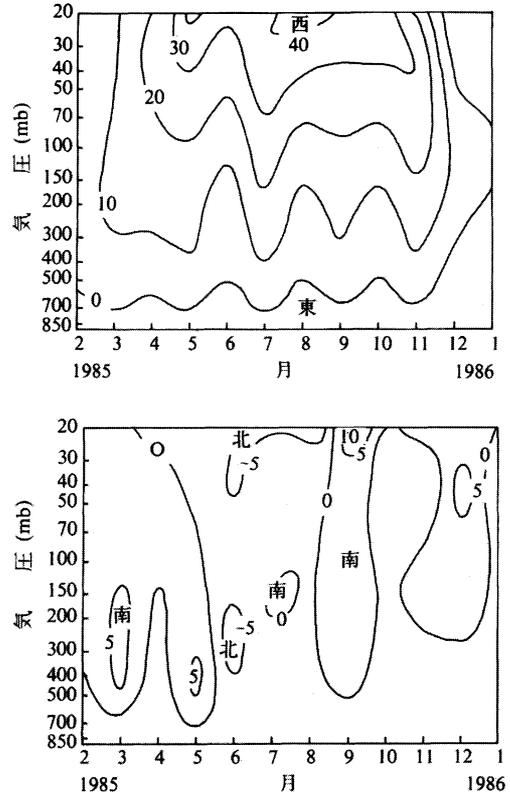
熱帯の大気循環(ハドレー循環)は、地球表面積の約半分を占める。狭い上昇域(熱帯収束帯)と広い下降域(亜熱帯高圧帯)から構成される。熱帯の大気循環を駆動するのは、主に、熱帯収束帯の内部で解放される潜熱である。日射量の季節変化が小さいので、熱帯の大気循環の季節変化は小さい。それと対照的に、極域の日射量は夏と冬で大きく変動する。第2図は、シベリアの月平均気温の分布を冬と夏と比較したものであるが、気温年較差が60度以上の地域もある。この気温差が大気循環に反映するので、高緯度の大気循環



第1図 緯度高度断面で見たときの大気循環の分類。



第2図 シベリアの地上気温の分布。上図：1月，
下図：7月（福田，1996）。



第3図 昭和基地で観測された東西風(a)と南北風(b)の1年間の変化(1985~1986)。
単位は m/s。(国立極地研究所，1988)。

の構造は季節によって大きく変化する。

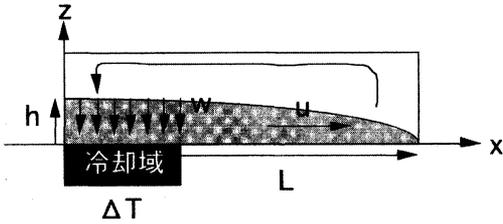
夏の極域大気循環は中緯度大気循環と一体化している。平均的な子午面循環を見ると、極域循環と中緯度のフェレルセルが区別されるが、中緯度帯の大気循環の特徴は高低気圧の活動であり、偏西風の時間変動がきわめて大きい。極域は面積が小さいので、中緯度傾圧帯の影響が支配的である。このことは、冬季にもいえる。第3図は、南極昭和基地で観測された上層風の1年間の変化を示したものである。対流圏上層を見ると、風速10 m/s程度の西風が1年を通じて卓越しているが、冬季に±5 m/s程度の振幅の南北風が1か月程度の周期で交代していることがわかる。

しかし、冬季の極域には、極域独自の大気構造が形成される。それは地表面からの冷却による寒気層の形成である。その厚さは対流圏全層に比べて薄いから、対流圏の下層に「寒気圏」ともいべき別の大気層が形成されるようなものである。その中に、ポーラーロー

のような擾乱が発生する。また、極域の地表面冷却は地域的なものであるから、寒気層は水平の圧力勾配を生み、寒気は周辺部へ流出する。寒気が海面に流出すると、寒気層内に中規模細胞状対流が発生し、それに伴って特徴的な雲のパターンができる。それを目印に、静止気象衛星の画像で、寒気層の流出の様子を観察することができる。例えば、オホーツク海から流出した寒気層が熱帯域の海域まで広がっていく様子を見ることができる(図は省略)。

1.2 寒気流出のスケールアナリシス

地表面が冷却されると、その上にある大気が冷却され、冷却域の上に寒気層が形成される。冷却域の地上気圧は高くなり、周辺部との間に水平の圧力差が生じて、寒気は周辺部に流出する。もしもコリオリの力が卓越すれば、流失する気流にコリオリの力が働いて、高気圧性の循環が形成される。地衡風調節の応答が生じるわけである。その結果、地表面摩擦がなければ、ある程度まで流出すると流出は止まってしまう。その



第4図 寒気流出の模型.

スケールは、内部変形半径であることが知られている。もしも、地面摩擦があれば地衡流調節は行われず、流出が持続するが、一方、気団変質が行われるので、やはり、流出するスケールは限られる。そのスケールはどのようなメカニズムで決まるのだろうか。ここでは、コリオリの力の影響がない場合の問題を考察してみたい。

第4図は、寒気流出の2次元の模型である。冷却域の中央に原点を定め、左右対称なので、右半分だけ考察する。冷却されることによって重い流体が生成され、それが、冷却域の周辺部に流出することによって、鉛直面内の循環が形成され、定常状態が維持されていると考える。その流速を $v = (u_*, w_*)$ としよう。アステリスクは次元のある変数であることを示す。代表的な水平スケールを L 、水平流速を U 、寒気層の厚さを h 、鉛直流速を W をすれば、連続の式を無次元化して、

$$\frac{U}{L} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{W}{h} \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

を得る。ここで、アステリスクのない変数は、それぞれの代表値でスケールした無次元変数であることを示す。

この式から

$$\frac{U}{L} \sim \frac{W}{h} \quad (2)$$

であることがわかる。水平方向の運動方程式は、

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_*}{\partial x_*} + \frac{\partial}{\partial z_*} (v_*(z_*) \frac{\partial u_*}{\partial z_*}) \quad (3)$$

と書ける。ここで、 ρ_0 は寒気層の空気密度の代表値である。圧力の代表値を Δp 、粘性係数の代表値を ν として、(3) 式を

$$0 = -\frac{\Delta p}{\rho_0 L} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\nu U}{h^2} \frac{\partial}{\partial z} (v(Z) \frac{\partial u}{\partial z}) \quad (4)$$

のようにスケールしよう。この式から

$$\frac{\Delta p}{\rho_0 L} \sim \frac{\nu U}{h^2} \quad (5)$$

の関係をj得る。鉛直方向には静力学平衡が成立しているとして、

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_*}{\partial z_*} + agT'_* \quad (6)$$

を仮定する。ここで、 T'_* は、寒気層と周辺部の温度差である。その代表値を ΔT として、(6) 式を

$$0 = -\frac{\Delta p}{\rho_0 h} \frac{\partial p}{\partial z} + ag\Delta T T' \quad (7)$$

のようにスケールする。これから、

$$\frac{\Delta p}{\rho_0 h} \sim ag\Delta T \quad (8)$$

の関係をj得る。熱力学の式は

$$w_* \frac{dT'_*}{dz_*} = \frac{\partial}{\partial z_*} (\kappa_*(z_*) \frac{\partial T'_*}{\partial z_*}) \quad (9)$$

と書ける。この式を

$$W \frac{\Delta T}{h} w \frac{dT'}{dz} = \frac{\kappa \Delta T}{h^2} \frac{\partial}{\partial z} (\kappa(Z) \frac{\partial T'}{\partial z}) \quad (10)$$

のようにスケールする。その結果、

$$W \sim \frac{\kappa}{h} \quad (11)$$

を得る。(2)、(5)、(8)、(11) 式をまとめると

$$\frac{L^5}{h^5} \sim \frac{ag\Delta T L^3}{\kappa \nu} \equiv Ra \quad (12)$$

を得る。ここで、 Ra はベナール対流の問題に出てくるレイリー数と似た無次元数である。(12) 式は寒気層の厚さの水平スケールの比を与える。すなわち、

$$h \sim Ra^{-\frac{1}{5}} L \quad (13)$$

であることがわかる。

寒気層の水平スケールが1000 km であるとする、 $\alpha \sim \frac{1}{300 \text{ K}}$, $\Delta T \sim 10 \text{ K}$, $\kappa \sim \nu \sim 10 \text{ m}^2/\text{s}$, $g \sim 10 \text{ m/s}^2$ として、 $h \sim 1 \text{ km}$ を得る。実際の寒気層の厚さも同程度であることを考えると、(13)式は、厳密でないにしろ、実際の大气中の現象と無関係ではないだろう。

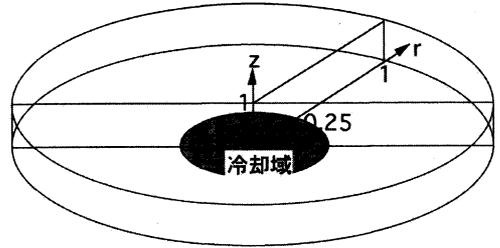
1.3 地表面冷却による回転流体の応答

上記のモデルでは、コリオリの力を無視したが、もしもコリオリ力が卓越すると地表面にエクマン層が形成される。その厚さは、 $h_E \sim \sqrt{\frac{\nu}{f}}$ で与えられる。ここで、 f はコリオリパラメータである。 $\nu \sim 10 \text{ m}^2/\text{s}$, $f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ とすれば、 $h_E \sim 300 \text{ m}$ である。もしも、コリオリ力が卓越する状態で、寒気の形成が生じると、大气はどのような応答を示すのだろうか。丁亨斌 (Hyeong-Bin Cheong) さん (現韓国釜慶大学助教授) が大学院生のとき、軸対称モデルでこの問題を調べたので、結果を紹介したい。

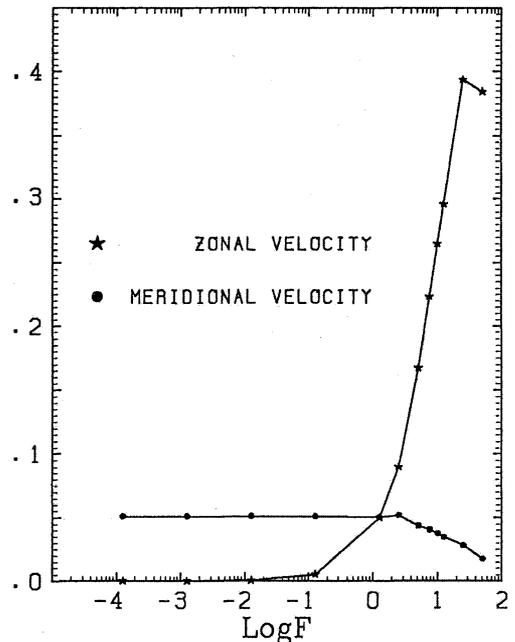
第5図は、数値実験を行った設定条件を示す。中心に円形の冷却域があり、流体が軸対称の応答をするときの r - z 面内の温度分布、速度分布 (帯状流と鉛直面内の循環) を求める。実は、下面の冷却によって流体層全体が冷却されてしまうので、厳密には定常状態になるわけではない。実際に計算してみると、温度場は徐々に時間変化するが、速度場は時間変化しない状態が長時間持続する。そこで、この条件下で求められた結果は、定常状態であると思っかまわない。

容器の回転がない場合は、子午面循環だけで帯状流はできない。一方、コリオリの力が卓越すれば、子午面循環より帯状流が卓越する。そこで、帯状流と子午面流の大きさを比較すると、回転効果が卓越しているかどうか分かる。第6図は、帯状流と子午面流の最大速度を比較したものである。横軸の F は、(13)式で定義される h とエクマン層の厚さ h_E の比である。回転が大きくなると F は増加する。この結果によれば、 h よりも h_E が小さくなると、帯状流のほうが大きくなる。地球大気の場合、 h は1 km, h_E は0.3 km であるから、 F は3程度である。回転効果が非回転効果よりやや卓越している条件下にあると考えられる。

初期に回転容器に温度20°Cの水を入れ、冷却域の底面の温度を13.5°Cに保って冷却する。容器の回転が0.01 rad/sの場合、ほぼ定常に達したときの鉛直面内の温度分布を第7図aに示す。冷却域の上は下降域になるので、安定成層は下層に集中している。第7図bは流線の分布であるが、上昇域は容器の縁で大きい。これは容器の半径が流出に固有の水平スケールよりも



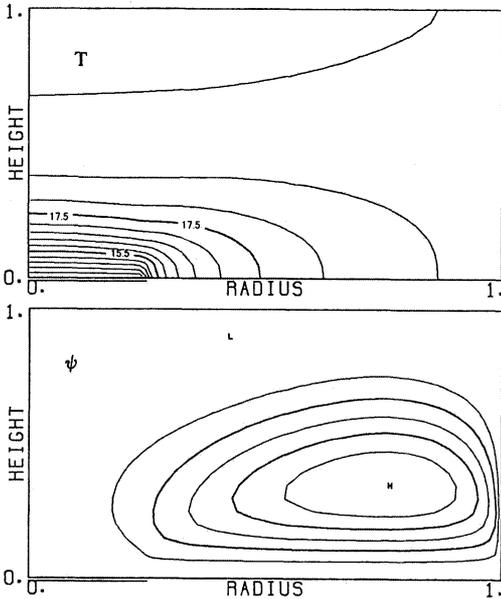
第5図 寒気流出の軸対称モデル (Cheong, 1990).



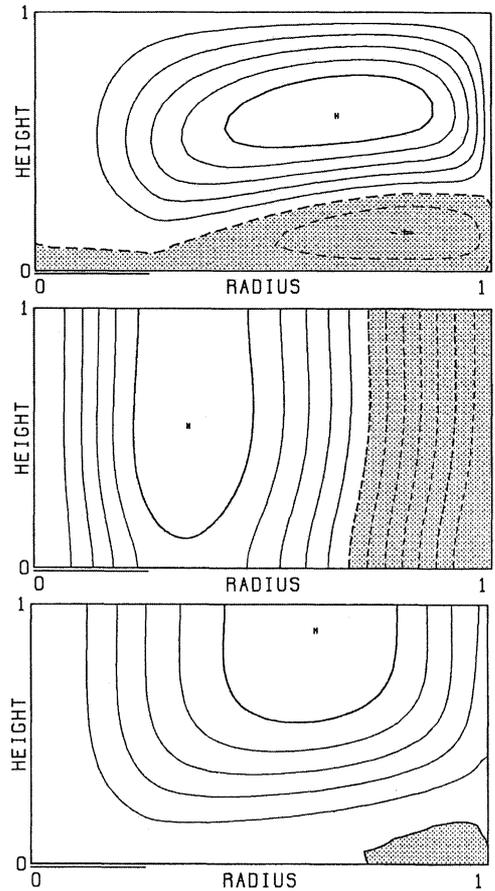
第6図 帯状流と子午面流の最大値の比較。縦軸は速度 (cm/s)。横軸は回転の強さ。 F の定義は本文参照 (Cheong, 1990)。

小さいため、(13)式で表される縦横比になっていないことによると考えられる。冷却域の上には強い安定成層が形成されるので、下降流は上昇流に比べて弱い。

このような子午面循環によって、どのような帯状流が形成されるのであろうか。冷気流が流出するとコリオリの力が働いて極偏東風になると思いたくなるが、冷却域の上空には西風が形成されるので、その影響を受けると、地表面付近も西寄りの風になることも考えられる。数値実験の結果を見ると、冷却初期には、確かに、下層に東寄りの風が発生する。しかし、定常状態の帯状流の分布は境界条件によってさまざまに変化する。第8図は、さまざまな境界条件の下で行った帯



第7図 数値実験で得られた鉛直面内の分布。左下の2重線が冷却域。(a) 温度分布で単位は°C。(b) 流線関数で単位は任意。H及びLはそれぞれ高気圧性及び低気圧性の循環の中心 (Cheong, 1990)。



第8図 数値実験で得られた帯状流の分布。影は東風を示す。境界条件によって、西風と東風の分布が異なる。(a) 全体は固体壁で囲まれている場合。(b) 全体が自由壁の場合。(c) 下面のみが固体壁で他は自由壁の場合。

状流の分布である。容器の下面も上面も固体壁であれば、上側が西風、下層が東風になる (a)。共に自由壁 (応力ゼロの壁) であれば、下降域が西風、上昇域が東風になる (b)。しかし、下面が固体壁、上面が自由壁であれば、ほとんどの領域で西風になる (c)。

1.4 まとめ

寒冷域の特徴は冬季に現れる。地表面の冷却によって下層大気が冷却され、対流圏の内部に「寒気圏」ともいべき大気層が出現する。寒気層内部には水平の圧力勾配が働き、寒気は流出する。そのため、寒気の影響は中緯度帯に及ぶ。寒気の流出は鉛直面内の循環を生み、寒気層の上空に低気圧性の循環ができる。しかし、寒気層の上にある対流圏は中緯度大気循環の変動場の中にあり、寒気層の気象に大きな影響を与える。

2 「観測によって解明されたオホーツク海高気圧下層の霧の実体」

立花義裕 (地球フロンティア/東海大学)

初夏のオホーツク海上には、しばしばオホーツク海高気圧が現れる。オホーツク海高気圧が現れると、北海道や東北では寒冷な霧や下層雲に伴うヤマセが吹き低温になることが数多くの研究によって示されてい

る。また、下層雲や霧がオホーツク海高気圧の維持に対して重要な役割を果たしていることも指摘されている。海霧は海面における下向き太陽放射を減少させ、海面の昇温を押さえる働きがある。また一方で、海面水温が低温であることが海霧の発生原因の1つである可能性もあり、両者にはお互いを強めあう self-excited feedback 機構の存在も示唆されている。

オホーツク海下層の大気の冷却機構については、雲頂 (海霧層頂上) で起こる放射冷却が、低温の海洋による大気の冷却よりも重要であると推定されている。さらにこれが大気の寒気層形成に大きな役割を果たし、オホーツク海高気圧の形成維持に対し重要であるといわれている。霧は海面上の薄い層での現象である

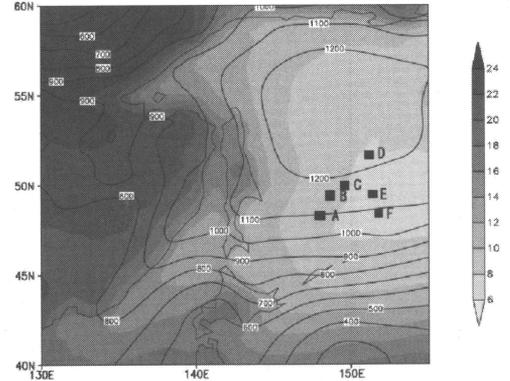
ことから、上記を立証するためには、海上での鉛直方向に高解像度な高層観測が不可欠である。しかしながらオホーツク海内部での大気高層観測はほとんどなされていなかった。本研究は1998年7月にオホーツク海上でクロモフ観測船によって行われた高層ラジオゾンデ観測データを使用し、オホーツク海高気圧下層の雲頂冷却率を見積もり、寒気層形成に果たす下層雲と海洋の役割について検討した。

第9図は、我々が観測を行った1998年7月10日から13日の1000 hPaの平均高度場と温度場である。観測地点を■印で示している。幸運にも観測時期にオホーツク海高気圧が発生していた。この観測によって多くの新知見が得られた。その数例を以下に記す。

高気圧がオホーツク海上に発生した時のラジオゾンデ観測及びCTD観測（海洋観測機器による深度、水温、塩分の観測）による大気及び海洋表層温位の鉛直プロファイルを観測することができた。大気下層900 hPa～960 hPa付近に強い逆転層（もっとも大きい場合逆転層の上下での温位差が10 Kにも達していた）が発生しており、またそれより下で湿度がほぼ100%であった。この結果から下層付近に霧が発生していると考えられる。このような温度及び湿度構造は観測期間中の高気圧発生時に共通に見られた。また、逆転層高度は、最大でも1 kmほどの高さであった。

ラジオゾンデ観測と気象庁領域予報モデルによる気温と相対湿度の鉛直分布の比較やGAME再解析などの客観解析データとの比較も行った。観測では海霧の存在に対応して湿度がほぼ100%の混合層の存在が逆転層高度まで見られたが、モデルでは混合層の存在及び湿度の飽和状態は全く再現できていない。僅かに表層の逆転層が認められるだけである。我々はGTSによって一部観測結果をリアルタイムで気象庁に電送し、予報の初期値に我々の観測結果を反映させた。客観解析や予報モデルは下層の冷たい混合層を再現できていないということは、これらデータを用いたオホーツク海高気圧研究を進める上での注意点であろう。

最後に、本観測研究は、北海道大学低温科学研究所若土正暁さんを代表とする戦略的基礎研究によって行われた。また、ロシア船からのGTS発信などについては気象庁数値予報課の故野村厚さん、同海上気象課（当時）水野孝則さんに大変お世話になった。特に野村さんとは観測前に何度にもわたる打ち合わせを行ったことがロシア船からの高層観測データ転送の成功につながった。また、狭小なロシア船での無寄港の約1か月



第9図 観測期間（7月10日～13日）の平均1000 hPa温度、高度場（単位：0.1 m）。ゾンデ観測地点を■印で示している。

にわたる観測から、ロシア人研究者との深い友情も生まれ、ロシア人研究者との人脈形成につながった。その人脈は現在も我々のロシア関係の研究の遂行に大いに役立っている。さらに、気象庁領域予報モデルやGAME再解析との比較の際には、気象庁数値予報課（当時）の萬納寺信崇さん、新美和造さん、そして気象研究所の山崎英雄さんに大変お世話になった。これら気象庁との連携がスムーズに行うことができたことは愚生が代表者を務める北海道大学低温科学研究所共同研究への気象庁の参画に負うところが非常に大きい。もちろん、成果は、観測や解析に携わった北海道大学や東海大学の多くの大学院生の活躍の賜物であることは言を待たない。観測研究を経験した多くの若手研究者が貴重な観測経験を生かし今後各方面で飛躍する事を大いに期待する。

3 オホーツク海の海水変動は何によって決まるか

木村詞明 (NASDA/EORC)

オホーツク海の最大の特徴は、冬期に海水が存在する季節海水域であるということであり、その海水の変動メカニズムの解明は全球の気候システムを考える上でも重要な課題である。本研究では主にマイクロ波放射計 DMSP SSM/I による観測データを用い、毎日の海水密度度、海水タイプ、海水漂流速度を導出して、オホーツク海の海水変動の解析を行った。

まず海水の動きに着目すると、数十 km 以下のスケールでは海洋渦などの影響を受けた複雑な動きが見られるが、SSM/I データから計算した100 km スケールの速度場では風速と良い関係が見られた。計算の結

果、海水漂流速度の日々の変化は地衡風速と相関係数0.8を越える高い相関があり、相関はラグ0の時に最大となることが分かった。海水は地衡風向とほぼ平行方向に漂流し、地衡風速に対する大きさ（風力係数）は沿岸付近で1%程度で、岸から離れるほど大きくなり氷縁付近では2.5%程度であった。

つぎに氷縁位置（海水域）の日々の変化に着目すると、海水の動きと同様に風速変化と高い相関が見られた。氷縁に直交する方向の地衡風速との相関係数は高いところで0.7を越え、氷縁は風速の2.5から3%の速さで変動していることが分かった。これらの相関係数と風速に対する比率は、北半球の氷縁海域の中で最も大きい値であった。また、海水域の年々変動に着目すると、日々の変化と同様に風速場の変化の影響を強く受けているが、ベーリング海やバレンツ海と比較すると風速との相関は小さく、海面水温の変動の影響なども無視できないようである。

最後に、オホーツク海の海水がどこで生成/融解しているかを解明するため、海水の密接度と動きの変化から海水生成面積と融解面積を計算した。その結果、沿岸近くのいわゆる沿岸ポリニア域での生成量が圧倒的に多いことが分かった。一方で、北西部海域では海水域が力学的に収束することによって海水どうしが重なり合い、それによって大規模な面積減少が起こっていることが分かった。この力学過程による減少面積は、氷縁での融解による減少量に匹敵する大きさであった。

衛星リモートセンシングは、海水の二次元的な変動の解析には極めて有効である。しかし、衛星からの観測では海水の厚さ分布が分からないため、三次元の海水量の変動は明らかに出来ない。数少ない現場観測データを取り入れながら、いかにして厚さを含めた海水量の変動機構を解明していくかが今後の大きな課題である。

4 海水と大気境界層の熱交換過程

猪上 淳（北海道大学低温科学研究所/
コロラド大学）

4.1 海水域での航空機観測

オホーツク海水域の拡大過程には沿岸ポリニアでの海水生産・風による海水の移流が重要であるが（e.g. Kimura and Wakatsuchi 1999）、海水域が拡大し続けるためには風下へ移流されてきた海水がすべて融解してしまわないことが必要である。これまで海水域の多

寡が大気や海洋の循環へ及ぼす影響などは客観解析データや数値モデルを用いた研究によって、また海水域全体の変動は衛星によるリモートセンシングによる研究によって明らかにされつつある。しかしながら、寒気吹き出し時の海水の生成に関する熱力学的な側面に着目した研究は、観測の困難さからこれまでオホーツク海南西部に限られていた。そこで2000年2月に戦略的基礎研究（オホーツク海水の実態と気候システムにおける役割の解明：研究代表者若土正暁）の一環としてロシアの航空機を使った大気と海水の観測をオホーツク海の氷縁域で行い、大気境界層（Atmospheric Boundary Layer：以下ABL）と海水に着目した海水域の拡大・融解過程の熱力学的な解析を行った。

4.2.1 大気境界層の発達が生氷域の熱収支に与える影響

開水面上での気団変質は大気海洋間の温度差を減少させるため、寒気吹き出しの風下にあたる氷縁域では風上の沿岸ポリニアなどに比べ一般的に大気への加熱が小さい。しかしながら、気団変質に伴うABLの発達によって、単位空気塊に配分される海面熱フラックスは減少するため、ABLが発達しない場合（安定度が強い場合）に比べ海面冷却が強くなっていると考えられる。そこでABL発達モデルと観測データ（気温プロファイル、海水密接度、海水面温度）を用い、ABLの発達が氷縁域での乱流熱フラックス（特に顕熱フラックス）に与える影響を調べた。感度実験の結果、ABLの発達に伴う気温増加は、ABLが発達しない場合に比べ約5割も抑制されることが分かり、風上の安定度とそれに伴うABLの発達が氷縁域の熱収支に著しく影響を与えていることが示された。

4.2.2 寒気吹き出し時と暖気移流時の表面熱収支

オホーツク海の海水の生成・融解は季節進行に伴うものだけでなく、昼夜のサイクルでも行われる。特に短波放射の影響は大きく、昼間の融解量が海水域の進退を左右する。そこで放射モデルを用いて日平均及び昼夜の正味の放射収支を見積もり、さらに寒気吹き出し時及び暖気移流時の乱流熱フラックスを想定した昼間の海水融解量と夜間の海水生成量を調べた。日平均の正味の放射フラックスは海洋上では 5 W/m^2 の海面冷却であるが、昼間は海面が 200 W/m^2 加熱される。ここで海水が加熱された分だけ海水が底面から融解すると仮定すると、寒気吹き出し時（ 150 W/m^2 の乱流熱フラックス）では5 mm、暖気移流時（ -50 W/m^2 の乱流

熱フラックス)では2cmの融解が昼間に生じることになる(海水密度60%を仮定)。一方、夜間は寒気吹き出し時には5cm、暖気移流時には1cmの海水生成が開水面で行われることから、昼間の海水の融解は海水温の上昇を抑制するだけでなく、海水-海洋間の負の潜熱交換を通じて、夜間の開水面における海水生成を効率的に促す作用があることが分かる。風上のポリニアが海水の生産工場だとすると風下の氷縁域は厚くなった海水を薄く伸ばす再生工場といえよう。

4.2.3 海水サイズ

氷縁域では海水が沖向きに移流する間に力学的効果(破壊)と熱力学的効果(融解)を受けて氷板サイズが小さくなることが考えられる。海水に接する海水面積が増加することは融解の潜熱を効率よく海水に与えることになるため、氷板サイズの空間的变化を把握することは海水域の拡大過程を調べる上で重要である。そこで航空機観測で得られた海水のビデオ画像から、1年氷の海水密度とその周囲長を求め、画像内の平均的な氷板サイズを算出した。1年氷の密度は氷縁域内で100%から80%にまで減少し、その代りに新生氷の密度が増加していた。これは寒気吹き出し時において氷縁域でも海水生成が行われていることを意味する。オホーツク海の海水は一般に薄いため(たとえば30cm)、海水に接する側面よりも底面の割合が圧倒的に多い。ところが、1年氷の氷板の直径は風上から風下へ100kmの幅を持つ氷縁域の間で20mから4mまで減少していた。これは氷縁域での氷板サイズの変化は熱力学効果というよりも力学的効果で引き起こされ

ていることを示唆する。

4.3 おわりに

氷縁域は大気海洋間の熱的コントラストが劇的に変化する場所であるがゆえに、大気への熱的応答を議論するには海水を介とした様々な熱交換過程を把握しておく必要がある。これまで海水域の拡大過程には沿岸域での海水生産と風による移流の効果が指摘されてきたが、氷縁域を含めた海水域全体の拡大・衰退過程を考える上では境界層の発達・氷板サイズの変化の効果を含んだ表面熱収支にも着目する必要がある。

謝辞

本会の開催に当たって、大会実行委員会、講演企画委員会には大変お世話になりました。また、講演を快く引き受けていただきました諸氏に感謝申し上げます。

参考文献

- Cheong, Hyeong-Bin, 1990: Dynamic structures of an axisymmetric circulation driven by non-uniform cooling in a rotating container, 修士論文, 東京大学
福田正己, 1996: 極北シベリア, 岩波新書, 岩波書店, 206pp.
Kimura, N. and M. Wakatsuchi, 1999: Processes controlling the advance and retreat of sea ice in the Sea of Okhotsk, J. Geophys. Res., 104, 11137-11150.
国立極地研究所, 1988: 南極の科学3・気象, 古今書院, 334pp

新刊図書案内

表題	編著者	出版者	出版年月	定価	ISBN	備考
地球学入門 惑星地球と大気・海洋 のシステム	酒井治孝	東海大学出版 会	2003.03	¥2,800	4-486-01615-7	
環境学入門9 環境社会学	嘉田由紀子	岩波書店	2003.05	¥2,700	4-00-006809-1	植田和弘 住明正 武内和彦編集
気象業務はいま2003 国民の安全・安心を支 える気象情報	気象庁	富士マイクロ	2003.06	¥2,500	4-9901667-0-1	旧「今日の気象業務」の 継続誌 CD-ROM付
積乱雲の彼方に 太平洋戦争	篠原武次	文芸社	2003.06	¥1,500	4-8355-5439-6	
ドキュメント気象遭難	羽根田治	山と溪谷社	2003.06	¥1,600	4-635-14004-0	
気象業務はいま2003	気象庁		2003.06	¥2,500	4-9901667-0-1	

注:表中で定価はすべて本体価格です(特記したものを除く)。