平成 23 年度 卒業論文

夏季オホーツク海の海面からの冷却は 大気をどの程度高気圧化させるか

The rising of atmospheric sea level pressure by the force of cooling from cold Okhotsk sea surface in summer

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座

地球環境気候学研究室 508374

藤田 啓

指導教員: 立花義裕教授

オホーツク海,それは観測データの少なさから「謎の海」とされてきた海域である.

オホーツク海は日本のすぐ真北にあり,夏季に発生するオホーツク海高気圧は日本 の梅雨や冷夏に大きく関わっている.オホーツク海高気圧の詳しい形成メカニズムは, 日本の気象予報に必要不可欠であると言える.しかしながら,冒頭で述べたとおりオ ホーツク海は観測データの少なさから「謎の海」とされており,未だオホーツク海高 気圧の詳しいメカニズムは解明されていない.そのような「謎の海」であるオホーツ ク海において,ラジオゾンデによる高層気象観測データは大変希少である.

本研究では、その希少な観測データである 1998 年 Khromov 観測データと 2006 年 Khromov 観測データを用いて、オホーツク海の海面が大気にどのような影響を与 えているのかを解析することを目的とする.オホーツク海での気温の鉛直プロファイ ルには、大きな接地逆転をもつ接地逆転型プロファイル、大きな混合層をもつ混合層 型プロファイル、いくつもの逆転層をもつ複逆転層型プロファイルがみられた.それ ぞれのプロファイルにおいて、海の冷却効果から表面気圧の上昇を計算した.大きい ところでは 5hPa を超える気圧上昇が計算され、オホーツク海の冷却によって表面気 圧が上昇していることがわかる.特に気圧上昇が大きかったのは複逆転層型プロファ イルであり、これは SST 勾配が激しい海域を気柱が何度も往復することで形成され る可能性がある.夏季オホーツク海では激しい SST 勾配や風向の変化が観測されて おり、複逆転層型プロファイルが形成される条件は整っていると言える.

また, SST が極端に低いブッソル海峡上では風や水蒸気の環境や,大規模大気場の いかんに関わらず常に接地逆転型プロファイルが観測された.鉛直一次元放射対流モ デルで放射を計算すると,接地逆転型プロファイルは放射によって徐々に弱まってい くことがわかった.よって,ブッソル海峡上では接地逆転型プロファイルを維持する 特別なメカニズムが存在している.

 $\mathbf{2}$

概要

- 第1章 序論
- 1-1 オホーツク海高気圧
- 1-2 大気海洋相互作用
- 第2章 オホーツク海での観測
- 第3章 使用データ
- 3-1 1998 年 Khromov 観測データ
- 3-1-1 観測地域
- 3-1-2 ラジオゾンデ観測データ
- 3-1-3 SST と表面気圧
- 3-2 2006 年 Khromov 観測データ
- 3-2-1 観測地域
- 3-2-2 ラジオゾンデ観測データ
- 3-2-3 SST と表面気圧
- 3-3 領域気候モデル IPRC Regional Climate Model (iRAM)
- 第4章 解析手法
- 4-1 海面の冷却と表面気圧の上昇
- 4-1-1 気温鉛直プロファイルの作成
- 4-1-2 海面の冷却効果と表面気圧上昇の推定
- 4-2 気温鉛直プロファイルの再現
- 4-3 iRAM データとの比較
- 4-4 鉛直断面図
- 4-5 ブッソル海峡上の大気の鉛直構造
- 4-5-1 ブッソル海峡
- 4-5-2 大気の鉛直構造
- 4-5-3 表面気圧の上昇
- 4-6 鉛直一次元放射対流モデル

第5章 解析結果

- 5-1 海面の冷却と表面気圧の上昇
- 5-2 気温鉛直プロファイルの再現結果
- 5-2-1 混合層型プロファイル
- 5-2-2 複逆転層型プロファイル
- **5-3** iRAM データとの比較結果
- 5-4 鉛直断面図
- 5-5 ブッソル海峡上の大気の鉛直構造
- 5-5-1 ブッソル海峡上の気温鉛直構造
- 5-5-2 表面気圧の上昇
- 5-6 鉛直一次元放射対流モデル計算結果

第6章 考察とまとめ

謝辞

参考·引用文献

1章 序論

1-1 オホーツク海高気圧

オホーツク海は日本列島の北方に位置する縁辺海である.およそ北緯 45 度から 60 度,東経 140 度から 160 度に位置し,北はユーラシア大陸,西はサハリン島, 南は北海道,東は千島列島およびカムチャッカ半島に囲まれている (Fig. 1-1).

オホーツク海は非常に特徴的な気候をもつ海である.夏季にはしばしばオホーツ ク海を覆う程度のスケールの高気圧が形成され,それに伴い下層雲や霧が発生する. また,後述する海氷の影響により,オホーツク海の海水面温度(SST)は夏でも冷た い.それに対して,オホーツク海の北や西の大陸上では,高緯度ゆえの日照時間の 長さから,気温が 30 度近くまで上昇する.これらのことから,夏季オホーツク海 は,海と大陸の間に非常に大きな温度勾配があり,大気は北の方が暖かいという状 態になる.冬季は,シベリア気団の非常に冷たい風を受け,世界中の最も低緯度で 海氷が形成される海である(Fig. 1-2).この海氷が 5 月頃まで残ることと,海の熱 容量が大きくなかなか暖まりにくいことから,オホーツク海は夏でも冷たい海とな るのである.これらの特徴の中でも特に夏季に形成される高気圧はオホーツク海高 気圧と呼ばれ,日本の気象に大きな影響をもたらす.

オホーツク海高気圧は4月後半から9月前半にかけて発生し、しばらく停滞する. この高気圧は背が低く寒冷な高気圧であり、これに伴う寒冷なオホーツク海気団が 南の暖かい気団と衝突し、梅雨前線の原因になると言われている.また、7月・8 月にこの高気圧が発生すると冷たい空気を日本に吹き込み、日本が冷夏になると言 われている(Nakamura and Fukamachi¹⁾, 2004) (Fig. 1-3). オホーツク海高気圧 の形成については諸説あり, Nakamura and Fukamachi (2004) は, オホーツク海 高気圧の近くに温暖で背の高いブロッキング高気圧がよく形成されていることに 注目している. ロスビー波によって伝播して生じるブロッキング高気圧が下層水平 風を引き起こし、海と大陸の間の大きな温度勾配を横切ることによって寒気がオホ ーツク海に流れ込み,蓄積される.それによって寒冷なオホーツク海高気圧が形成, 維持される.しかし、この解析はオホーツク海高気圧と大規模擾乱の関係を示唆す るものであり, オホーツク海が直接大気にどのように作用しているのかについては 触れられていない.また、オホーツク海高気圧に伴ってよく霧や下層雲が発生する ことが知られており、その形成にはオホーツク海の冷たい SST が関わっている (Tachibana et al. ²⁾, 2004). しかし、オホーツク海で直接観測した気象データは 少なく、実際どのように海が大気に影響を及ぼしているのかを明確にするにはさら なる観測と解析が必要だとされている.

 $\mathbf{5}$



Fig. 1-1 オホーツク海とその周辺



Fig. 1-2 オホーツク海の海氷



Fig. 1-3 2003 年の平均海面気圧(hPa)(実線)と気候値からの気温偏差(K)(点線) Nakamura and Fukamachi (2004)より

1-2 大気海洋相互作用

大気境界層での気象を考える上で大変重要になるのが大気海洋相互作用である. 地球表面の約3分の2を占める海は,常に大気と熱や水蒸気のやり取りをしており, 大気と海の環境を刻一刻と変化させている.しかし,エルニーニョやモンスーンな どが卓越する低緯度帯を除き,大気海洋相互作用を観測データから解析した研究は それほど多くない.この理由としては,まず,中・高緯度での直接観測データがそ れほど多くないことがあげられる.特にオホーツク海の観測データはほとんど無い に等しい.また通常,観測データだけでは,大気と海洋のどちらが原因でどちらが 結果となっているのかを判別するのが難しいのである.

しかし、先述したとおり、夏季オホーツク海は冬季の海氷の影響によって同緯度 帯の中でも特に冷たい SST をもつ海域である.よって、オホーツク海上の大気境 界層で、他の海域では見られないような現象が見られた場合、それはオホーツク海 の冷たい SST が原因となっていると考えることができる.

本研究では、数少ないオホーツク海でのラジオゾンデ観測データを用いて、オホ ーツク海の冷たい SST が大気境界層にどう影響を与えているのかを解明すること を目的とする.

2章 オホーツク海での観測

第1章で述べたとおり、オホーツク海は非常に特徴的な気象をもち、日本に大きな 影響を与える大変重要な海である.しかし、残念なことにオホーツク海は、信頼性の 高い気象データが少ないのである.気象データ解析を行う上でよく使われるのは NCEP/NCAR やJRA25 といった客観解析データである.しかし、客観解析データは 観測点が密なところでは観測データと同化されて作成されているが、観測データが少 ないところでは、客観解析の基となるモデルに依存したデータとなってしまう.オホ ーツク海はラジオゾンデの定点観測所がもともと少なく、さらに現在は千島列島での 観測は廃止されている.つまりオホーツク海は観測データの空白域なのである.立花 ³⁾(2007)では、オホーツク海における客観解析データと観測データを比較しており、 無視できないほどのズレがあると述べられている.特に下層大気の混合層や下層雲は ほとんど再現できておらず、大気海洋相互作用を解析する上で客観解析データを真値 として扱うことは非常に危険であると言える.このことから、オホーツク海の研究を 行うにあたって観測データがいかに大切かということがわかる.

だが, 排他的経済水域の設定, ソビエト連邦の崩壊, 北方領土問題など, 高度に政 治的な問題により, オホーツク海での直接観測を行うことができなくなった. よって, オホーツク海はまさに謎に包まれた霧の海となった. しかし, 1998 年からロシアの 観測船 Khromov を用いた日露米の共同観測が行われ, 1998 年と 2006 年にはラジオ ゾンデによる高層気象観測も行われている. 現在, 政治的な問題によりオホーツク海 でのラジオゾンデ観測をもう一度行うことは大変」難しく, この 1998 年と 2006 年の 観測データが近年唯一の高層気象観測データであると言える. 3-1 1998 年 Khromov 観測データ

1998 年7月に行われた日露共同研究の観測船 Khromov の観測データを使用す る.

3-1-1 観測地域

観測地域はオホーツク海の千島列島周辺からカラフト島北部周辺まで. 観測はオ ホーツク海内部でしばらく観測した後,千島列島のブッソル海峡で重点的に観測を し、再びオホーツク海の内部に進んでいった. Fig. 3-1 に観測経路を示す.

3-1-2 ラジオゾンデ観測データ

本研究で用いたラジオゾンデはフィンランドのヴァイサラ社のラジオゾンデで ある.

ラジオゾンデ観測は7月8日 UTC06 に1回, その後7月9日 UTC06 から7 月 18 日 UTC06 までは 6 時間ごと (UTC00, 06, 12, 18) に 37 回, 7月 19 日 UTC00に1回,7月20日UTC00から7月25日UTC12までは12時間ごと(UTC00, 12) に 12 回,計 51 回放球を行った. Fig. 3-1 に観測点の位置と観測番号を示す. 3-1-3 SST と表面気圧

観測点の SST は船員によるバケツ採水の値,表面気圧は船の気圧計の値を使用 する.



1998年観測航路

3-2 2006 年 Khromov 観測データ

2006 年 8 月から 9 月にかけて行われた日露共同研究の観測船 Khromov の観測 データを使用する.

3-2-1 観測地域

観測地域はオホーツク海の千島列島周辺からカラフト島北部周辺まで. 観測は千 島列島周辺で観測した後,オホーツク海の内部に進み,カラフト島に沿って北上し たあと再びオホーツク海内部へ. その後カラフト島の北へ進む. Fig. 3-2 に観測経 路を示す.

3-2-2 ラジオゾンデ観測データ

本研究で用いたラジオゾンデはフィンランドのヴァイサラ社製のラジオゾンデ である.

ラジオゾンデ観測は8月16日UTC00から8月31日UTC12まで6時間ごと
(UTC00,06,12,18)に計63回放球を行った.Fig. 3-2 に観測点の位置と観測
番号を示す.

3-2-3 SST と表面気圧

観測点の SST は船員によるバケツ採水の値,表面気圧は船の気圧計の値を使用 する.



2006年観測航路

3-3 領域気候モデル IPRC Regional Climate Model (iRAM)

観測データと比較するために三次元のデータを用意したい.しかし, NCEP/NCAR 再解析データなどの一般的な客観解析データは,鉛直分解能が粗く, 大気の密な鉛直構造を見ることに適していない.そこで,領域気候モデル IPRC Regional Climate Model (以下,本研究では iRAM と表記)を,鉛直分解能を細か く設定して計算し,そのデータを変わりに使用する.iRAM モデルは下層雲を捉え ることに定評のあるモデルであり,下層雲の多い夏季オホーツク海の下層大気を再 現するのに適している.しかし,本研究では観測値を真値として扱い,iRAM の値 はそれと比較し,大規模な大気の場を表す目安として使用する.

以下計算環境を記す. 領域は, 北緯 24 度から北緯 67 度, 東経 125 度から東経 170 度. 水平分解能が 0.5°, 鉛直分解能 28 層(o 系)で, 下層の解像度を細かくして ある. 計算期間は 1998 年 1 月 1 日~7 月 31 日で, 出力する期間は 7 月のみ. 2006 年は現在計算中である. 緯度, 経度方向の境界条件として JRA25 再解析データを 使用. SST は NOAA OISST (daily) を使用. その他パラメーターとして Wang 2001(microphysics), Edward and Slingo; Chou et al. 1998 (radiation), Detering and Etling 1985 (turbulent closure), Tiedtk 1989; Nordeng 1995 (cumulus convection) を使用.

本研究では表面気圧(Fig. 3-3), SST, 気温, 混合比, 東西風, 南北風のデー タを使用している.



4章 解析手法

4-1 海面の気圧と表面気圧の上昇

4-1-1 気温鉛直プロファイルの作成

本研究では大気が海から受ける影響を調べるため,下層大気に注目する.そこで, 1998年の51回のラジオゾンデ観測と,2006年の63回のラジオゾンデ観測で得ら れた気温データを用い,鉛直分解能10mで高度3000mまでの気温鉛直プロファイ ルを作成した.以降本研究では,鉛直プロファイルと表記されるものは全て分解能 10mで高度3000mまでの鉛直プロファイルであるとする.

作成した気温鉛直プロファイルの中から特徴的なパターンを3つとりだす.本研 究ではこのプロファイルをそれぞれ「接地逆転型プロファイル」「混合層型プロフ ァイル」「複逆転型プロファイル」とする(Fig. 4-1).

接地逆転型プロファイルはその名の通り,接地層で大きな逆転層が形成されているプロファイルである.このプロファイルのとき,下層は非常に強く成層している.

混合層型プロファイルは,接地層に大きな混合層が形成されているプロファイル である.最下層では温位が一定であり,混合層の頂点に大きな逆転層が見られる.

複逆転層型プロファイルは、大きな逆転層が複数みられるプロファイルである. 高度 2000m までに、2℃以上温度が上昇する逆転層が 2 つ以上みられるプロファイ ルをこれに分類する. 成層している場と混合している場が交互に見られる(Fig 4-2).



Fig. 4-1 気温の鉛直プロファイルの例 縦軸は高度(m) 横軸は気温(℃) 左から接地逆転型プロファイル(1998年7月14日UTC18観測) 混合層型プロファイル(1998年7月12日UTC12観測) 複逆転層型プロファイルの例(1998年7月10日UTC00観測)

12



Fig. 4·2 温位の鉛直プロファイルの例 縦軸は高度(m) 横軸は温位(K)
 左から接地逆転型プロファイル (1998 年 7 月 14 日 UTC18 観測)
 混合層型プロファイル (1998 年 7 月 12 日 UTC12 観測)
 複逆転層型プロファイルの例 (1998 年 7 月 10 日 UTC00 観測)

4-1-2 海面の冷却効果と表面気圧上昇の推定

先に述べたとおり、オホーツク海の SST は非常に冷たく、下層大気は海によっ て大きく冷却されていると考えられる.気温鉛直プロファイルを見ると、高度約 2000m までは海による冷却が効いていると思われる.そこで、海が無いと仮定す れば、もともと海の影響を受けていない上空の気温減率のまま気温の鉛直プロファ イルが直線状になると考えられる.この直線によるプロファイルと、実際に観測さ れたプロファイルで囲まれた面積分、大気が海に冷やされていると言える.

同様の処理を 1998 年と 2006 年の全気温鉛直プロファイルに対して行い,海に よってどれだけ気温が低下しているのかを推定した.

静力学的には,ある気柱の平均気温が低下すると,表面気圧が上昇する.その関係は以下の式で表される.

$$p(z) = p(0)e^{-\frac{z}{H}}$$

$$H = \frac{R < T >}{g} \qquad \dots \quad (\vec{x} 4 \cdot 1)$$

ここで P は気圧, z は高度, R は気体定数 (287 J/K・kg), g は重力加速度 (9.8 m/s2), <T>は高度 0 から高度 z までの平均気温である.

(式 4-1)に, 上記の過程により推定した気温低下を用いて表面気圧の上昇を計算した.

4-2 気温鉛直プロファイルの再現

本来,気温は高度とともに減少していく.しかし,現実の大気では雲の冷却効果 や,海面の顕熱などによって逆転層が形成される.オホーツク海で観測された気温 鉛直プロファイルでは,複逆転層型プロファイルのように大きな逆転層がいくつも 見られた.このような複雑な構造がどのようにして形成されたのかを考察するため に,顕熱と雲の冷却効果だけで混合層型プロファイルや複逆転層型プロファイルが 再現した.

再現に用いた式を示す.

$$\rho C_p \frac{dT}{dt} = k(SST - SAT) + Sc$$
...(\(\fi\), 4-2)

ここで ρ は空気の密度 1.225 kg/m3, Cp は空気の定圧比熱 1004 J/K kg, dT は変化する温度, dt は変化し終わるまでの時間, k は顕熱の係数, SST は海面温度, SAT は表面気温, Sc は雲の放射冷却効果である.

本研究では計算を単純化するために、まず上空の逆転層がない気温プロファイル に沿って高度 0m まで直線を引き、どれだけの気温を冷却する必要があるのか (dT) を先に決定した.また、再現の初めのプロセスにかかる時間を dt=6 時間とし、そ こから、k と Sc を逆算した.SAT は SST より低くはならないとする.任意に定め た露点温度を気温が下回ったところは雲ができたとし、Sc により冷却する.気温 減率は雲がないところでは 9.8℃/km、雲があるところでは 6.0℃/km までとし、こ の値より小さくならないようにする.

4-3 iRAM データとの比較

ラジオゾンデの観測データは、鉛直一次元のデータであるため、発散や移流、渦 度といった三次元の物理量を求めることができない.また、ラジオゾンデでは、放 射量を観測することができない.そこで、三次元のデータをもち、放射などラジオ ゾンデで測ることができないデータを見ることができる iRAM データを使用した い.しかし、オホーツク海という特異な環境を iRAM がどこまで再現できているの かが解らない.

そこで、1998年の51回の観測点と最も近いグリッドのデータを観測値と比較する. 比較する項目は、SST、表面気圧、気温、混合比、温位、風の東西成分、風の南北成分、風向、風速. SST と表面気圧以外のデータについては、ラジオゾンデ観 測データは高度 3000m まで、iRAM データは高度 3000m にもっとも近いσ0.72 面までの鉛直プロファイルを作り比較した.

4-4 鉛直断面図

ラジオゾンデ観測で得られた鉛直プロファイルを、観測点番号順に並べると、観 測経路に沿った擬似的な鉛直断面図を得ることができる. 放球間隔が最短でも6時 間であり、大気の場は変動しやすいため、あくまでも擬似的な鉛直断面にすぎない が、大気の構造を三次元的に把握することができる.

本研究では、1998年と2006年のデータから、気温、湿度、混合比、温位、風の 東西成分、風の南北成分、風向、風速の鉛直断面図を作成した.

4-5 ブッソル海峡上の大気の鉛直構造

4-5-1 ブッソル海峡

ブッソル海峡とは、千島列島のウルップ島とシムシル島の間にある海峡であり、 北ウルップ水道とも呼ばれる. このブッソル海峡は水深 2200m と、オホーツク海 で最も深く、オホーツク海で形成された中層水が太平洋へ流出する経路であること が知られている. また、この海域では最大 2m/sec を超える非常に大きな潮流が存 在し、この潮流により海水の鉛直混合が発生する. そのため、海面が日射で暖めら れても鉛直混合によって冷たい深層の水が上昇してくる. このことから、ブッソル 海峡はオホーツク海で最も SST が低い海域であり、夏季であってもその SST は4℃ ~9℃程度である. この非常に冷たい SST により、周辺には大きな SST 勾配が形 成される.

4-5-2 大気の鉛直構造

ブッソル海峡は非常に SST が低い海域であるため、大気に与える影響も一層大きいものであると予想できる.そこで、2006年と1998年の観測点のうちブッソル海峡上で観測行った 37点を抽出し、詳しく大気の鉛直構造を調べた.この 37点はほとんど位置が等しいため、時間のみが異なる定点観測であると考えることができる.また、iRAM データでブッソル海峡にあたる東経 151度、北緯 46.5度の 1998年7月1日から7月31日までのデータにおいても同様に大気の鉛直構造を調べた.

ブッソル海峡上で観測した 37 点のデータを平均し,ブッソル海峡上での平均的 な大気の鉛直プロファイルを作成した.

4-5-3 表面気圧の上昇

ブッソル海峡上の平均的なプロファイルを用いて,4-1 で行った海面の冷却効果の推定とそれに伴う表面気圧の上昇を計算した.

4-6 鉛直一次元放射対流モデル

4-5 の結果を基に、ブッソル海峡上の大気の熱収支を解析する. そのために鉛直 一次元放射対流モデルを導入する.

鉛直一次元放射対流モデルとは、初期条件として与えた大気の鉛直プロファイル を基に大気の放射を計算し、気温がどう変化していくのかを算出するプログラムで ある.

本研究では、東京大学大気海洋研究所気候システム研究系の openCLASTR Project で公開されている MstrnX. PACK を基に放射平衡対流解を求めるようプ ログラムを追加したものを使用する. 解像度は鉛直 590 層で上空 10000m までは 分解能 20m, 10000m から 100000m まで分解能 1000m とした. 気温,気圧,湿 度の初期値は 37 点の平均値を用いた. その他に CO2 などのガス量は観測データが ないため一定値を使用した. 計算は1ステップ1時間とした.

5章 解析結果

5-1 海面の冷却と表面気圧の上昇

4-1-1 で作成した気温鉛直プロファイルを基に海が大気をどれだけ冷却してい るのかを推定し、それから表面気圧の上昇を計算した(Fig. 5-1). その結果、1998 年では最大で 7.07hPa、平均 1.98hPa の気圧上昇、2006 年では最大で 6.65hPa、 平均 2.14hPa の気圧上昇が計算された. また、気圧上昇が大きいプロファイルは Fig. 5-2 で示す通り、複逆転層型プロファイルが多いことがわかった.

また,気圧上昇が大きいプロファイルは,SST が急激に変化する場所に多いということがわかった.



Fig. 5-1 海面からの冷却の模式図 黒線は 2006 年放球番号 49 番の気温 鉛直プロファイル 赤線は海がないと仮定したときの プロファイル Fig. 5-2 気圧上昇が大きいプロファイル 黒線は 2006 年放球番号 22 番の気温 鉛直プロファイル 赤線は海がないと仮定したときの プロファイル 5-2 気温鉛直プロファイルの再現結果

4·2 を基に、観測された気温鉛直プロファイルを再現した.再現したプロファイルは 2006 年の放球番号 50 番と放球番号 41 番のプロファイルであり、前者は混合 層型プロファイル、後者は複逆転層型プロファイルである.

5-2-1 混合層型プロファイル

混合層型プロファイルである放球番号 50 番のプロファイルの再現結果を Fig. 5-3 に示す.

再現過程を以下に示す. 初めに SAT が 21℃,気温減率が 5.7℃/km で一定な気 柱があったとする. 露点温度は 17℃である. この気柱が SST=14℃の海上に移動 して,6時間経過し,SAT が SST と等しくなったと仮定すると,k=14 となる. 同 じく6時間で雲が発生したところが冷やされ,観測された放球番号 50番のプロフ ァイルになったとすると,雲の仕事率は 78.8w で冷却することになる.



5-2-2 複逆転層型プロファイル

複逆転層型プロファイルである放球番号 41 番のプロファイルの再現結果を Fig. 5-4 に示す.

再現過程を以下に示す. 初めに SAT が 21℃で,気温減率が 7.7℃/km で一定な 気柱があったとする. 露点温度は 9℃である. この気柱が SST5.8℃の海上に移動 して 6 時間径過し,SAT が SST と等しくなったと仮定すると,k=31 となる. 同 じく 6 時間で雲が発生したところが十分冷やされたとすると,雲の仕事量は 279.57w で冷却することになる. この後,SST が 16.8℃の海上に移動したとする と,約 44 時間で雲が無くなり,さらに約 5 時間後 SAT が SST と等しくなる. そ の後,SST が 11.8℃の海上に移動したとすると,約 2 時間で SAT と SST が等し くなる. さらに,SST が 12.7℃の海上に移動したとすると,約 0.4 時間で SAT と SST が等しくなり,観測された放球番号 41 番のプロファイルが再現される.



5-3 iRAM データとの比較結果

1998年の観測データと iRAM データを比較した結果を示す.

Fig. 5-5 は SST を比較した結果である. 観測データではブッソル海峡上を航海し ていた観測番号 23 番から 43 番までの間, SST が 3℃から 9℃で大きく変動してい るのに対し, iRAM データでは約 10℃で安定している. 他の海域においても, SST が非常に高いところを除きほとんどのところで, 観測データの方が SST は低い.

Fig. 5-6 は表面気圧を比較した結果である.表面気圧も軒並み観測データの方が低いが,観測番号 23 番から 26 番にかけて観測データでは特徴的な気圧上昇が確認できる.この気圧上昇は iRAM では全く再現できておらず,観測データにしか見られない.

Fig. 5-7 は気温を比較した結果である. SST が比較的高い海域では観測データと iRAM データの違いは少ないが、ブッソル海峡上のように SST が低い海域では観 測データと iRAM データの差が非常に大きい. また、iRAM データでは観測番号 15 番から 22 番の σ 0.9 面あたり(高度 1km あたり)に暖かい空気があるが、これ は観測データには見られない.

Fig. 5-8 は混合比を比較した結果である. 混合比は iRAM でーたの再現性が高く, ほとんどの海域で観測データと一致しているが, ブッソル海峡あたりでは少し差が 大きい.

Fig. 5-9 は温位を比較した結果である. 温位においても, ブッソル海峡では非常 に差が大きい結果となっている.

Fig. 5-10, Fig. 5-11 は風の東西成分,南北成分を比較した結果である.非常に 再現性が悪く,ブッソル海峡はもちろん,他の海域でもかなりの違いが見られる. 全体的に, iRAM データの方が風速は小さくなっている.

Fig. 5-12 は風向, Fig. 5 13 は風速を比較した結果である.風向の再現性は非常 に悪く,多くの海域で観測データと異なっている.風向は全体的にはよく再現でき ているが,少し iRAM データのほうが小さく,また細かい変化はほとんど再現でき ていない.







Fig. 5-7 1998 年の気温鉛直 プロファイル(℃) 縦軸は高度 横軸は放球番号 上図が iRAM データ 下図が観測データ

 Fig. 5-8
 1998 年の混合比鉛直

 プロファイル(g/g)
 縦軸は高度

 横軸は放球番号
 上図が iRAM データ

 下図が観測データ



 Fig. 5-9
 1998 年の温位鉛直

 プロファイル(K)

 縦軸は高度

 横軸は放球番号

 上図が iRAM データ

 下図が観測データ

 Fig. 5-10
 1998 年の風の東西成分

 鉛直プロファイル(m/s)
 縦軸は高度

 横軸は放球番号
 上図が iRAM データ

 下図が観測データ



 Fig. 5-11
 1998 年の風の南北成分

 鉛直プロファイル(m/s)
 縦軸は高度

 横軸は放球番号
 上図が iRAM データ

 下図が観測データ

 Fig. 5-12
 1998 年の風向鉛直

 プロファイル(°)
 縦軸は高度

 横軸は放球番号
 上図が iRAM データ

 下図が観測データ



 Fig. 5-13
 1998 年の風速鉛直

 プロファイル(m/s)

 縦軸は高度

 横軸は放球番号

 上図が iRAM データ

 下図が観測データ

5-4 鉛直断面図

2006 年観測データと 1998 年観測データから作成した鉛直断面図を以下に示す. Fig. 5-14 は気温, Fig. 5-15 は湿度, Fig. 5-16 は混合比, Fig. 5-17 は温位, Fig. 5-18 は風の東西成分, Fig. 5-19 は風の南北成分, Fig.5-20 は風向, Fig.5-21 は風 速の鉛直断面図である.

観測点のうち、ブッソル海峡で観測を行ったのは、2006年は観測番号5番から 25番、1998年は24番から42番である. Fig. 5-14から、ブッソル海峡で観測さ れた気温プロファイルは2006年と1998年でよく似ていることが解る.







Fig. 5-16 2006 年と 1998 年の混合比鉛直断面(g/g) 縦軸は高度(m) 横軸は放球番号 左図が 2006 年 右図が 1998 年



Fig. 5-17 2006 年と 1998 年の温位鉛直断面(K) 縦軸は高度(m) 横軸は放球番号 左図が 2006 年 右図が 1998 年



Fig. 5-18 2006 年と 1998 年の風の東西成分鉛直断面(m/s)

縦軸は高度(m) 横軸は放球番号 左図が 2006 年 右図が 1998 年



Fig. 5-19 2006 年と 1998 年の風の南北成分鉛直断面(m/s) 縦軸は高度(m) 横軸は放球番号 左図が 2006 年 右図が 1998 年



Fig. 5-20 2006 年と 1998 年の風向鉛直断面(°) 縦軸は高度(m) 横軸は放球番号 左図が 2006 年 右図が 1998 年



Fig. 5-21 2006 年と 1998 年の風速鉛直断面(m/s)

縦軸は高度(m)	横軸は放球番号
左図が 2006 年	右図が 1998 年

5-5 ブッソル海峡上の大気の鉛直構造

5-5-1 ブッソル海峡上の大気の鉛直構造

ブッソル海峡上で観測したのは、2006年に20点、1998年に17点の計37点で ある.各地点において、地表から3000mまでの平均気温をそれぞれ求め、各気温 鉛直プロファイルで平均気温からの差を計算した.本研究ではこの差のプロファイ ルのことを気温の鉛直構造と記す.その結果、全ての地点の気温の鉛直構造が、最 下層に大きな逆転層が見られる接地逆転型プロファイルとなった(Fig. 5-22).同様 の計算を温位で行った結果、明らかに下層で成層していることがわかる(Fig. 5-23). 混合比、風向、風速においてもブッソル海峡上37点の鉛直断面図を作成したとこ ろ、2006年と1998年とで明確な違いが見られた(Fig. 5-24)(Fig. 5-25)(Fig. 5-26). iRAMデータにおいても、ブッソル海峡上の点である東経151度、北緯46.5度の 1998年7月1日から7月31日まで、同様の計算を行ったが接地逆転プロファイ ルはあまり見られなかった(Fig. 5-27)(Fig. 5-28).

全37点の気温の鉛直プロファイルを平均したプロファイルを作成した.また, 全37点の気温の鉛直構造の標準偏差を計算した(Fig. 5-29).ブッソル海峡上の平 均的な気温鉛直プロファイルは典型的な接地逆転型プロファイルであり,その鉛直 構造は標準偏差が約1℃とバラつきが小さい.これらのことから,ブッソル海峡上 の大気は2006年と1998年で年が違っても,7月と8月で月が違っても,ある程 度時間が経過しようと,大気場そのものが大きく変化しようと,気温の鉛直構造は 接地逆転型プロファイルとなることがわかる.比較のために,ブッソル海峡以外の 観測点でも同様の計算を行った(Fig. 5-30).ブッソル海峡上の平均的なプロファイ ルに比べ接地逆転が弱く,標準偏差も約3℃とバラつきが大きいことがわかる. iRAMデータにおいてもブッソル海峡上の点で同様の計算を行ったが,接地逆転プ ロファイルは見られず,標準偏差も大きかった(Fig. 5-31).

5-5-2 表面気圧の上昇

5-5-1 で得られたブッソル海峡上の平均的なプロファイルを,4-1 と同様の方法 を使って表面気圧の上昇を計算した結果,約 1.7hPa の気圧上昇となった.



Fig. 5-22 2006 年と 1998 年のブッソル海峡上の気温鉛直プロファイル と気温の高度 0m から 3000m までの平均値の差(℃)
縦軸は高度(m) 横軸は放球番号
左図が 2006 年 右図が 1998 年



 Fig. 5-23 2006 年と 1998 年のブッソル海峡上の温位鉛直プロファイル と温位の高度 0m から 3000m までの平均値の差(K)
 縦軸は高度(m) 横軸は放球番号
 左図が 2006 年 右図が 1998 年



Fig. 5-24 2006 年と 1998 年のブッソル海峡上の混合比の鉛直断面(g/g) 縦軸は高度(m) 横軸は放球番号 左図が 2006 年 右図が 1998 年



Fig. 5-25 2006 年と 1998 年のブッソル海峡上の風向の鉛直断面(°) 縦軸は高度(m) 横軸は放球番号 左図が 2006 年 右図が 1998 年



Fig. 5-26 2006 年と 1998 年のブッソル海峡上の風速の鉛直断面(m/s) 縦軸は高度(m) 横軸は放球番号 左図が 2006 年 右図が 1998 年



と気温の高度 0m から 3000m までの平均値の差(℃) 縦軸は高度(σ) 横軸は日付



 Fig. 5-28 iRAM データによるブッソル海峡上の温位鉛直プロファイル と温位の高度 0m から 3000m までの平均値の差(K)
 縦軸は高度(σ) 横軸は日付









Fig. 5-30 左図 ブッソル海峡以外の観測点の気温鉛直プロファイルの平均値(℃)

右図 ブッソル海峡以外の観測点の気温鉛直プロファイル と気温の高度 0m から 3000m までの平均値の差の 標準偏差(℃)



までの平均値の差の標準偏差(℃)

5-6 鉛直一次元放射対流モデル計算結果

4-6 で設定したように鉛直一次元放射対流モデルで放射を計算した (Fig. 5-29). その結果,接地逆転型プロファイルは高度 500m 以上では冷却され,最下層では加熱されて接地逆転が弱まることがわかった.



オレンジ線 1日後の気温鉛直プロファイル(℃)

6章 考察とまとめ

5・1 の解析結果から,海面の冷却による気圧上昇効果が大きいところは,SST が急激に変化する場所に多いということ,そういうプロファイルは複逆転層型プロファイルが多いということがわかった.そして 5・2 の解析結果から,複逆転層型プロファイルが形成されるためには冷たい SST と暖かい SST の海域上を何度も往復する必要があることが示唆される.また,複逆転層型プロファイルがみられたところは,風向が地衡的ではなくよく変化する海域であった.以上のことから,複逆転層型プロファイルは SST 勾配が激しく風向がよく変化する海域で、冷たい SST と暖かい SST の海域上を何度も往復することによって形成され,大きく気圧が上昇しているという可能性が示唆される.しかし,5・2 の解析結果は非常に簡単な放射計算しか行っていない. 実際の大気では三次元的な移流や対流によって気温は変化するものだと考えられる. 三次元データをもつ iRAM データからなら移流を計算することが可能だが、5・3 の解 析結果から, iRAM データについては,混合比の再現性が高かったため,水蒸気量や雲を再現することに適していると言える.

iRAM データの再現性は、SST が非常に低いブッソル海峡上で特に悪い. これは、 iRAM の SST データセットが、ブッソル海峡の非常に低い SST を再現していなかっ たためと考えられる. また、ブッソル海峡以外の海域についても、SST が高い海域以 外では iRAM データの方が観測データより約 2℃程度高くなっている. SST は大気と の顕熱を決定する重要な要因であるため、SST のデータセットを改善することで、 iRAM データの再現性が向上する可能性がある.

5-5の解析結果から、ブッソル海峡上の気温の鉛直構造は大気の場が変化しても接 地逆転型プロファイルで定常的にバランスしているといえる.これは、ブッソル海峡 のSST が非常に冷たいため大気の最下層が大きく冷やされ接地逆転が形成されると 考えられる.しかし、5-6の解析結果から、鉛直一次元放射対流モデルの計算結果で は接地逆転型プロファイルは時間とともに接地逆転が弱まる結果となった.しかし、 ブッソル海峡上では接地逆転型プロファイルが大気場の変動とは関係なく維持され ている.そのためには高度 500m 以上における冷却と最下層の加熱に対してバランス する加熱と冷却が必要である.高度 500m 以上では、下降気流による断熱圧縮によっ て加熱されていると考えられる.一方最下層については、ブッソル海峡の非常に低い SST が冷却源となっていると考えられる.

ブッソル海峡の非常に低い SST が接地逆転型プロファイルを維持しているのであ れば、その冷却効果による表面気圧の上昇も維持される.また、高度 500m 以上で生 じる下降気流も気圧を上昇させる.これらのことから、ブッソル海峡の非常に低い SST が大気を高気圧化しているといえる.

謝辞

本研究を始めるにあたって Khromov の観測データを提供してくださった構造計画 研究所の宇田川祐介氏, iRAM データを提供してくださった Nanyang 理工大学の古 関俊也氏, 鉛直一次元放射対流モデルを提供してくださった JAMSTEC の大淵済氏, 東工大の鈴木遼平氏に感謝の意を表します.

研究を進めるにあたっては、立花義裕教授には気象に関する専門知識から解析手法、 様々な考察、発表の仕方など、細かく丁寧にご指導いただき、大変感謝しております. 三重大学生物資源学部共生環境学科自然環境システム学講座の先生方には、合同ゼミ 等で直接ご指導いただいたことはもちろん、海洋、大気、統計等の専門的な授業や、 基本となる数学、物理の授業で非常に重要な知識をたくさん学ばせていただきました. 厚く感謝申し上げます.自然環境システム学講座の先輩方には、研究を進めるにあた ってのアドバイス、計算機の扱い方、プログラムの組み方等教えていただいたり、要 旨を添削していただいたりと、大変お世話になりましたことを心より感謝いたします. また、気象学会や研究会等で貴重なご意見やご指導いただきました、各大学、各機関 の方々にもこの場を借りて御礼申し上げます.最後に、ここまで苦楽を共にし、励ま しあってきた4年生をはじめとする学生の皆様、そして衣食住の全てにおいて支えて 下さった家族に深く感謝いたします.

参考·引用文献

1) Nakamura, H., T. Fukamachi (2004): Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *,Q. J. R. Meteorol. Soc.* , **130**, 1213-1233

2) Tachibana, Y., K. Iwamoto, and M. Ogi (2004): Abnormal meridional temperature gradient and its relation to the Okhotsk high. *J. Meteor. Soc. Japan.* , **86**, 753-771

3) 立花義裕, (2007): オホーツク海の気象-大気と海洋の相互作用-, *気象研究ノート*, 214, 153-164