

## ポーラーロウの理想化実験

—2009年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

柳 瀬 亘\*

### 1. はじめに ～低気圧の多様性への興味～

この度は荣誉ある山本・正野論文賞を頂きまして、まことに光栄に存じます。授賞対象となりました Yanase and Niino (2007; 以下 YN07) の論文は、ポーラーロウ (寒気内小低気圧・寒帯低気圧などと呼ばれることもあります) に関する博士課程の時の研究です。私が大学生の時に気象研究に興味を持ったきっかけは、「低気圧はなぜ自然に形成するのだろうか」、「地球上にはなぜ様々な種類の低気圧が存在するのだろうか」という素朴な疑問でした。

一般的な教科書で解説されるようなメジャーな低気圧としては、低緯度で積雲対流の凝結熱をエネルギー源とする熱帯低気圧 (台風・ハリケーンなど) と、中緯度で南北温度勾配をエネルギー源とする温帯低気圧がよく知られています。それでは高緯度ではどうかと目を向けてみますと、小型ながら低気圧は発生しており、それが今回のテーマであるポーラーロウです (定義は文献によって異なりますが、ここでは200～1,000kmの現象を考えます)。ポーラーロウはベーリング海、北海、バレンツ海、ラブラドル海、南極大陸周辺海域など、冬季の高緯度の多くの海域で観測されています。日本海上でも冬季の寒気吹出しの時にポーラーロウが観測されることがあります (Ninomiya 1989)。ポーラーロウの特徴に関しては小倉 (2000) や Rasmussen and Turner (2003) などの教科書に詳しく解説されています。その中で特に私が興味を持った点は、ポーラーロウが事例ごとに非常に異なる構造を示すことでした。衛星画像でポーラーロウの雲パ

ターンを見ますと、スパイラル状のミニ台風のような事例もあれば、コンマ状のミニ温帯低気圧のような事例もあり、さらに、両者のどちらとも言えない形状の事例もあります。

先行研究で指摘されてきたポーラーロウの発達メカニズムは単一ではなく、幾つかの候補が挙げられています。例えば、ポーラーロウの内部では積雲対流が活発であることから、凝結熱をエネルギー源とする熱帯低気圧と似たメカニズム (ここでは熱的不安定と呼びます) で発達するという説があります (Rasmussen 1979; Emanuel and Rotunno 1989)。熱帯のメカニズムが高緯度でも働くというのは不思議に思われるかもしれませんが、冬季の冷たい大陸・海氷上で形成した寒気が比較的に温かい海洋上に吹き出す場合には、積雲対流が活発化して熱的不安定が起こると考えられます。また、温帯低気圧のように傾圧不安定で発達するという説もあります (Reed and Duncan 1987; Tsuboki and Wakahama 1992)。こちらも中緯度のメカニズムがなぜ高緯度で働くのかが一見すると不思議ですが、冬季の冷たい大陸・海氷上の大気と温かい海洋上の大気との間で形成される浅い温度勾配の中では傾圧不安定が起こると考えられます。その他にも上層の擾乱の影響 (Montgomery and Farrell 1992) や地形の効果 (Lee *et al.* 1998) なども指摘されています。現実の大気では、これらのメカニズムが事例ごとに寄与の度合いを変えて働いていると考えられます。特に熱的不安定と傾圧不安定は多くの先行研究で指摘されている環境場の不安定メカニズムであり、実際の現象では両者が同時に作用する可能性も指摘されています (Sardie and Warner 1983, 1985)。

\* 東京大学大気海洋研究所。

yanase@aori.u-tokyo.ac.jp

—2010年2月25日受領—

—2010年4月12日受理—

### 2. 研究の背景 ～複雑な現実と単純な理論～

ポーラーロウの発達に重要とされる熱的不安定と傾

圧不安定について理解するため、実際に日本海上で発生したポーラーロウに関して、気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル (MRI/NPD-NHM; Saito *et al.* 2001) を用いて事例解析を行いました。ポーラーロウの構造を相当温位面解析などで調べますと、傾圧不安定波のような広い上昇域と下降域とのペアが見られた一方で、その内部にはバンド状の強い対流も起きていました (Yanase *et al.* 2002)。また、凝結熱を仮想的に除く感度実験を行いましたところ、凝結熱はポーラーロウの発達に大きく寄与している一方で、凝結熱が無くてもある程度の発達が起きることも確認されました (Yanase *et al.* 2004)。これらの構造解析や感度実験の結果は、ポーラーロウが熱的不安定と傾圧不安定との二つのメカニズムのもとで発達している可能性を示すものでした。しかしながら、現実の気象では周囲の擾乱や地形の影響、環境場の非一様性など多くの要因が絡んで複雑であるため、各性質がどのメカニズムに起因するものかという明瞭な結論を得ることは困難でした。

現実事例の解析の難しさを痛感した後で取り組んだのが、非常に単純化した環境場における湿潤な (凝結熱の効果を含む) 傾圧不安定波の線形解析でした (Yanase and Niino 2004)。この研究では問題設定のシンプルさを活かして、低気圧の構造や発達メカニズムに関してエネルギー収支解析や方程式系のスケリングにより理解を深めることができました。その一方で、波型の構造を仮定する線形解析では内部の微細構造や発達メカニズムを十分には表現できず、やはり現実の事例を解釈するには単純過ぎるという限界もありました。

複雑な事例解析と単純な線形解析はそれぞれ重要なアプローチですが、より理解を深めるためには両者の間の橋渡しとなるような研究が欲しい、と考えるようになりました。そこで、環境場は非常に単純化した設定にする一方で、メソスケールのプロセスは3次元非静力学モデルで現実的に表現するという理想化実験を行うことにしました。すなわち現実的な湿潤過程が起る大気場を考え、環境場の傾圧性をパラメータとして変化させる実験を行うことで、熱的不安定と傾圧不安定との関係を体系的に理解しようという試みです。

本研究の目的は、環境場の傾圧性を現実的な範囲で変化させ、観測されるような多様なポーラーロウの特徴をどこまで説明できるかを確かめることです。そして、もし複数のタイプのポーラーロウが再現された場

合には、理想化実験のメリットを活かして、構造解析・エネルギー収支解析・感度実験などを通して各タイプのポーラーロウの性質を体系的に整理していきます。

### 3. 理想化実験の設定

本研究ではMRI/NPD-NHMを水平格子間隔5 kmで用い、雲水・雲氷・雨・雪・あられを考慮した雲微物理過程により湿潤対流を陽に表現しました。計算領域 (境界条件) は東西方向に1,000km (周期境界)、南北方向に1,000km (摩擦の無い断熱壁)、鉛直方向に10.4kmとしました。海面では顕熱・潜熱フラックスと摩擦をバルク法で与え、コリオリ力は北緯70度の値を領域一様で与えました (f 面近似)。計算領域によって結果が定性的には変わらないことも予備実験で確かめました。

本研究では東西平均場を基本場と呼び、そこからの偏差場を擾乱場と呼びます。前者は環境場と同じ意味で用い、後者はポーラーロウの構造に伴う場であると考えます。重要な実験パラメータである基本場の傾圧性は、温位の南北勾配との温度風バランスを考慮し、東西風の鉛直シアの値で定義しました。実験名を“M (moist の意味)”と“鉛直シアの大きさ”の組み合わせで記述しまして、鉛直シアを0~4 ms<sup>-1</sup>/kmの範囲で7段階に変化させたM0, M0.5, M1, M1.5, M2, M3, M4の実験を行いました。東西風は地表面付近で0 ms<sup>-1</sup>とし、鉛直シアの値に応じて上層ほど西風が強くなっています。鉛直温位分布は寒気吹出しの環境場を単純化して、5 km以下で1 K/kmの弱い成層、5 km以上で10 K/kmの強い成層を与えました。このため本研究での擾乱は5 km程度の鉛直スケールで発達しますが、これは観測と比較しても妥当な結果です (Harrold and Browning 1969; Shapiro *et al.* 1987)。

初期擾乱として半径20kmで最大風速7 ms<sup>-1</sup>の軸対称渦を下層に与え、この渦が発達するかどうかを70時間の積分時間で調べました。標準実験M0~M4に加え、凝結熱と海面熱フラックスを除いたドライ実験や、初期渦、地表面摩擦などに対する感度実験も行いました。

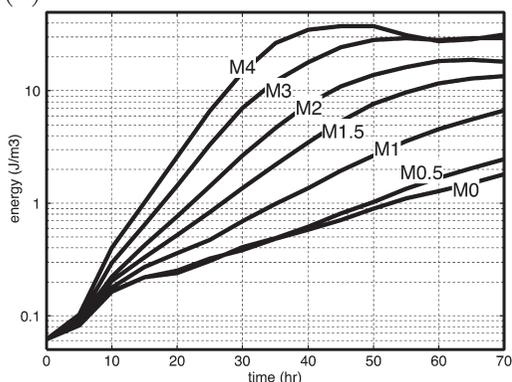
### 4. 理想化実験の結果

#### 4.1 実験の概観

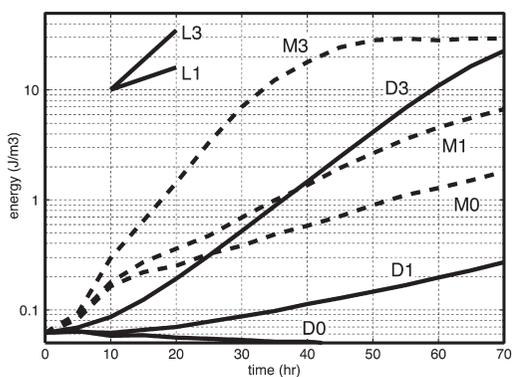
環境場の傾圧性を変化させたM0~M4の実験について、まず擾乱場の運動エネルギー ( $Ke$ ) の発達率

を比較してみます (第1図 a). いずれの傾圧場においてもポーラーロウが発達しており, 傾圧場が強くなるほど発達率は単調に大きくなる傾向が見られます. M0, M1, M3を例として, 対応するドライの実験(D0, D1, D3)を見ますと(第1図 b), D0ではポーラーロウは発達できず, D1/D3ではポーラーロウの発達がM1/M3よりも弱まる結果となりました. D3の発達率は傾圧不安定波の線形解析による理論値(第1図 bのL3の傾き; Yanase and Niino 2004)とよく一致しています.

(a) MOIST

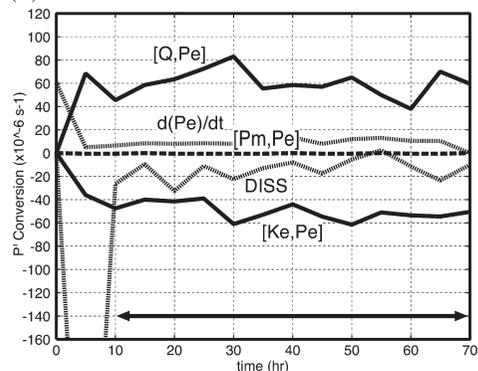


(b) DRY

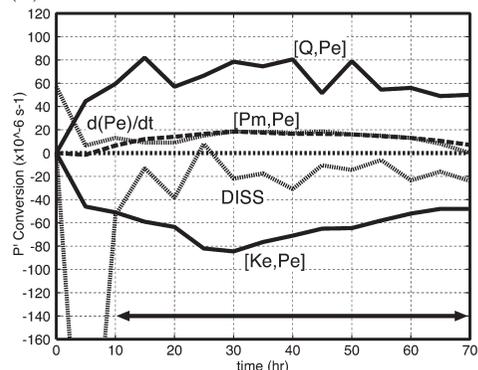


第1図 擾乱場の運動エネルギーの時間変化. 擾乱場の運動エネルギーは, 東西風, 南北風, 鉛直風の東西平均からの偏差場を用いて定義した. (a)実験M0~M4. (b)ドライ実験D0, D1, D3(実線)と対応する標準実験M0, M1, M3(破線). 左上の直線L1とL3の傾きは, Yanase and Niino (2004)の傾圧不安定波の線形解析から求めたD1とD3の発達率の理論値. YN07のFig.3を転載.

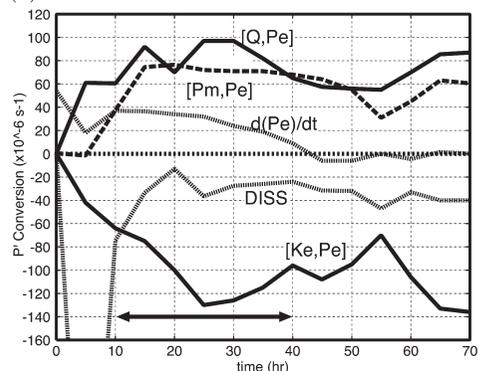
(a) M0



(b) M1



(c) M3



第2図 擾乱場の有効位置エネルギー ( $Pe$ ) の収支解析. (a)M0, (b)M1, (c)M3.  $d(Pe)/dt$ は時間変化項,  $[Q, Pe]$ は凝結熱による生成項,  $[Pm, Pe]$ は基本場の有効位置エネルギーからの変換,  $[Ke, Pe]$ は擾乱場の運動エネルギーからの変換, DISSは消散項を示す. 各時間の有効位置エネルギーで規格化した値を示す. エネルギー収支の具体的な計算式はYN07を参照. 矢印は第1図でポーラーロウが発達している期間を示す. YN07のFig.6の一部を転載.

発達率の特徴は擾乱場の有効位置エネルギー ( $Pe$ ) の生成の違いで解釈できます (第2図). 傾圧場の無い M0では有効位置エネルギーは凝結熱のみで生成されています (第2図 a の  $[Q, Pe]$  が正值). 傾圧場の強い M3では凝結熱に加えて基本場の有効位置エネルギーからの変換項も同程度に寄与しています (第2図 c の  $[Q, Pe]$  と  $[Pm, Pe]$  が同程度の正值). 擾乱場の有効位置エネルギーは擾乱場の運動エネルギーへと変換されるため (第2図の  $[Ke, Pe]$  が負値), M3の方が発達率は大きくなります. また, 傾圧場が強いほど東西風の鉛直シアが大きくなり, 基本場の運動エネルギーからの変換も擾乱場の運動エネルギーの生成に寄与していることもわかりました (図略). これは擾乱が上昇域 (下降域) で東風 (西風) 偏差の構造を伴う時に現れる生成項で, 非地衡流を伴う系でこの効果が現れることは線形解析から期待される結果 (Yanase and Niino 2004) とも整合的です.

次に雲パターンを比較します (第3図). 傾圧場が弱い M0では軸対称構造を持つ水平規模300km程度の小さなポーラーロウが発達しました (第3図 a). 水平解像度を2kmに細かくした追加実験での中心付近を見ますと (第3図 d), 台風のようなスパイラルバンド, 中心部で雲の無い眼, その周囲の壁雲という構造を持つことがわかります. 傾圧場を少し強めた M1では軸対称性がやや崩れたポーラーロウが形成し (第3図 b), 傾圧場をさらに強めた M3ではコマ状の大きなポーラーロウが発達しました (第3図 c). このように現実的な傾圧場の範囲で, スパイラル状, コマ状, 両者のどちらとも言えない形状という多様な構造のポーラーロウが発

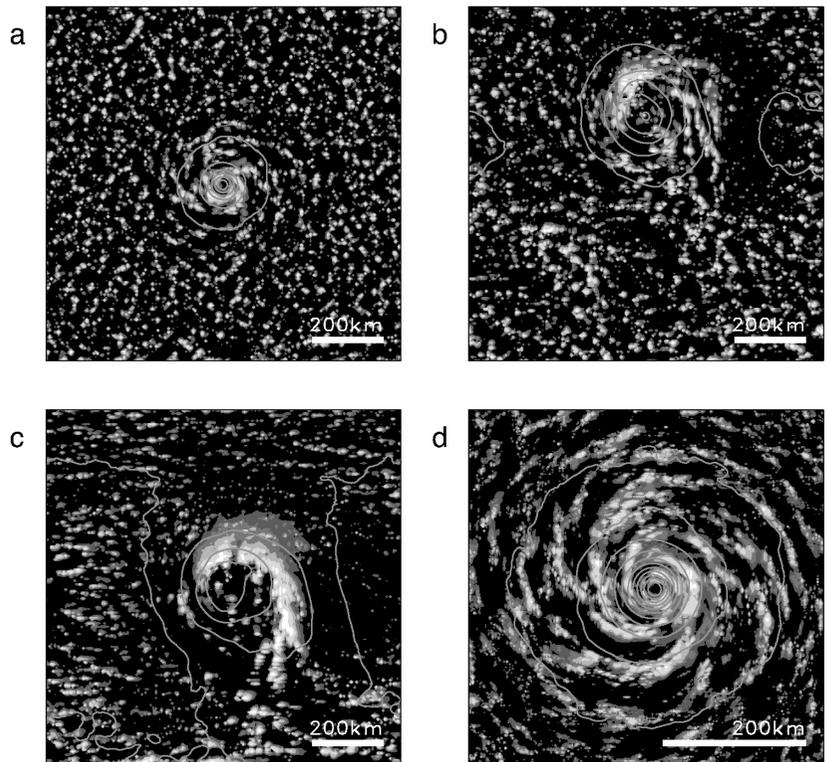
達することが確かめられました.

ポーラーロウの移動経路を第4図に示します. 傾圧場が大きい実験ほど東に大きく移動しているのは環境場の西風成分が上層で強くなるので自明ですが, 興味深いのは中間の傾圧場の M0.5~M2では, ポーラーロウが北向きの移動成分を持つことです. この傾向はモデル領域を広くしても再現されましたので, 境界の影響は小さいと言えます. この特徴については後ほど4.4節で詳しく議論します.

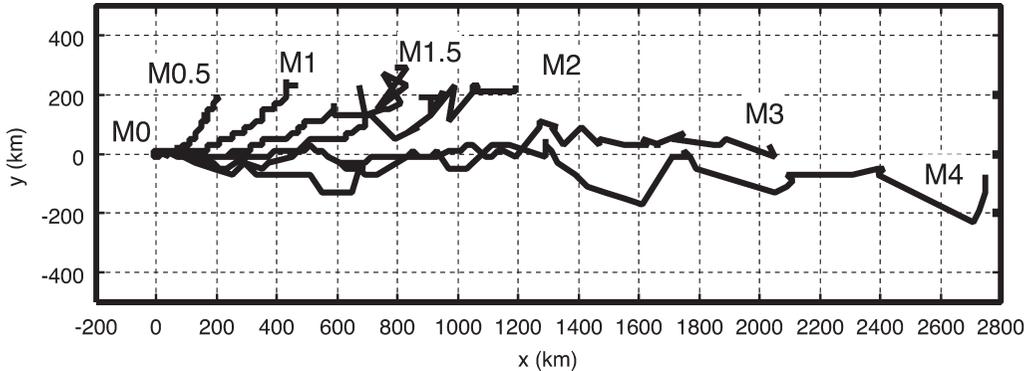
全体的な傾向がわかりましたので, これ以降は個々のタイプのポーラーロウについて, 構造と力学を詳細に見ていきます.

#### 4.2 弱い傾圧場の実験 (M0)

M0の実験ではほぼ軸対称的な雲パターンが見られましたので, 中心から等距離にある半径で値を平均し

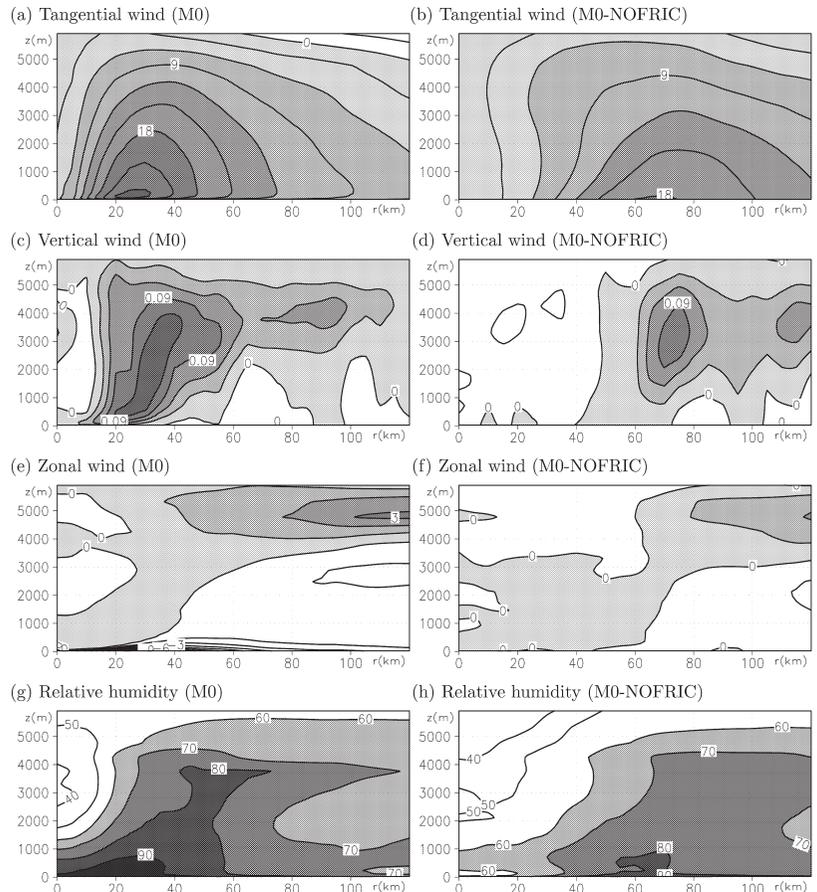


第3図 雲パターン (鉛直積算した全凝結水量; 影) と地上気圧 (コンター; 3 hPa ごと). (a) M0 (60時間後), (b) M1 (60時間後), (c) M3 (30時間後), (d) 水平解像度 2 km で行った M0 の中心付近 (60時間後). 実際には M1 と M3 ではポーラーロウは東に移動するが, 東西方向に周期境界であることを利用して図の中心を低気圧中心に合わせている. Yanase and Niino (2005) の Fig.2 を転載.



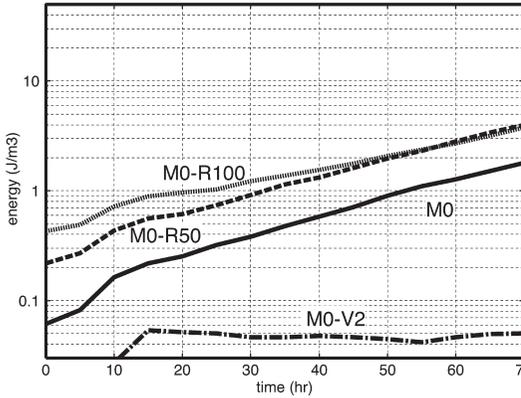
第4図 気圧中心の移動経路。原点は初期時刻に渦を与えた位置。縦軸はモデルの南北領域の全体1000kmを示す。横軸は東西方向に周期境界条件であるため実際のモデル領域(1000km)より大きい。YN07のFig.5を転載。

た軸対称構造の動径・鉛直分布を調べました(第5図左列)。接線方向の風は半径25km付近の下層にピークがあり(第5図a),これと温度風バランスして中心部には暖気核が形成されました(図略)。動径鉛直面内の二次循環を見ますと(第5図c, e),海面付近で中心へ向かう流れは、半径20~40kmで外側に傾きながら上昇し、上層で外側へと流れて行きます。また低気圧の中心部では弱い下降流も見られます。これらの上昇域/下降域は雲パターンで見られた壁雲/眼に対応しており、相対湿度が高い/低い領域になっています(第5図g)。このようにM0のポーラーロウは台風と良く似た構造を持っているのが特徴です。水平スケールは台風よりも小さいのですが、これは寒気吹出し内での浅い鉛直構造、および高緯度の大きなコリオリパラメータに伴

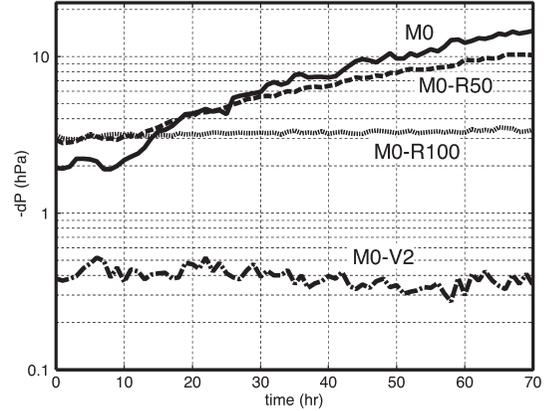


第5図 実験M0(左列)とM0-NOFRIC(右列)で発達したポーラーロウの動径・鉛直分布(接線方向に値を平均した軸対称構造;60~70時間の平均)。(a),(b)接線風(コンター;3ms<sup>-1</sup>ごと)。(c),(d)鉛直風(コンター;0.03ms<sup>-1</sup>ごと)。(e),(f)動径風(コンター;1ms<sup>-1</sup>ごと)。(g),(h)相対湿度(コンター;10%ごと)。

(a) EKE



(b) SLP anomaly

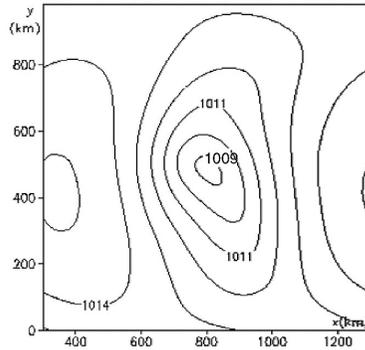


第6図 実験M0の初期渦に対する感度実験。(a)擾乱場の運動エネルギーの時間変化。(b)中心気圧(負の偏差場)の時間変化。YN07のFig.10の一部を転載。

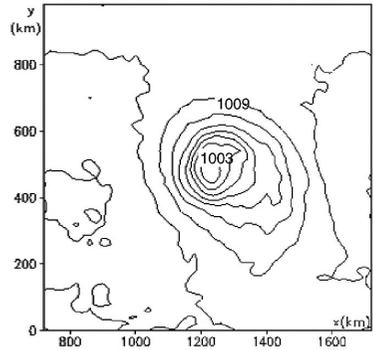
い、ロスビーの内部変形半径が小さくなったためと解釈されます。また、熱帯低気圧とは異なり、ポーラーロウでは潜熱だけでなく顕熱も多く海面から供給されるという特徴も見られました(図略)。

M0の実験では地表面摩擦が重要な役割を果たすという特徴がありました。地表面摩擦を除いた実験では(M0-NOFRIC;第5図右),接線風速の極大域や上昇域の半径が広がっています(第5図b, d)。これは地表面付近でエクマン収束が起らないことにより(第5図f),外側からの水蒸気輸送がなくなった中心部が乾燥し(第5図h),中心付近で対流が維持されなくなったためと解釈されます。M0-NOFRICの実験では、中心気圧の深まりも弱くなる傾向が見られました(図略)。一方で傾圧場

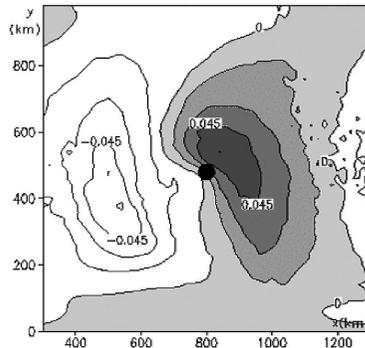
a) SLP (D3)



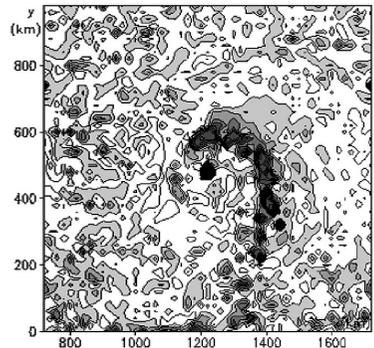
b) SLP (M3)



c) Vert. vel. at 2880 m (D3)



d) Vert. vel. at 2880 m (M3)



第7図 実験D3(左列;50時間後)とM3(右列;30時間後)における水平分布。(a),(b)海面気圧(コンター;1hPaごと)。(c),(d)高度2880mにおける鉛直風(コンター;それぞれ0.015ms<sup>-1</sup>と0.1ms<sup>-1</sup>ごと;影は正の値)。黒丸は気圧中心の位置。YN07のFig.12の一部を転載。

の強い実験 M3では、地表面摩擦がむしろ発達を阻害するという反対の特徴が見られました。

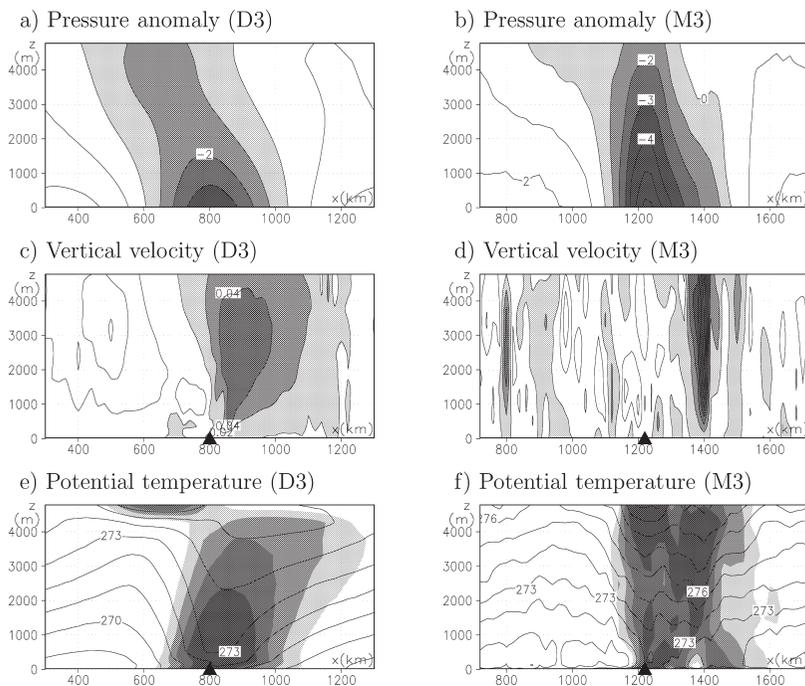
M0の実験では初期渦に対する感度が大きいことも特徴です。初期渦を変えた実験における擾乱場の運動エネルギーと中心気圧偏差の時間発展を第6図に示します。初期渦の最大風速を  $7\text{ms}^{-1}$  から  $2\text{ms}^{-1}$  に弱めた実験 (M0-V2) では、ポーラーロウは発達しませんでした。また、初期渦の最大風速半径を20kmから50km, および100kmに大きくした実験 (それぞれM0-R50, M0-R100) を見ますと、渦が大きいほど発達率が小さくなります。M0-R100の実験では中心付近で積雲対流が組織化できずに渦の構造が壊れていき (図略), 中心気圧は全く深まりませんでした。このようにM0では線形的な不安定問題とは異なり、初期渦によって発達の様子が異なるという Emanuel and Rotunno (1989) の軸対称数値実験と整合的な結果が確認されました。逆にM1やM3の実験では初期渦に対する依存性は小さいという異なる特徴が見られ (図略), 渦の代わりに微小な乱数擾乱だけを温度場に与えるという極端な初期場でもポーラーロウが発達することが確認されました。

### 4.3 強い傾圧場の実験 (M3)

実験 M3ではコマ状の雲パターンが見られたこと、および、ドライの実験 D3での発達率は傾圧不安定波の理論値と一致したことから、M3では湿潤効果を受けた傾圧不安定波が発達したと解釈されます。湿潤効果の影響を調べるため、実験 D3と M3の構造と力学を比較しました。以下では、メソ  $\alpha$  スケール (200~2,000km) をポーラーロウ全体のスケール、メソ  $\beta$  スケール (20~200km) を内部の微細構造として議論します。

まず、ポーラーロウの水平構造を第7図に示しま

す。海面気圧を比べますと、ポーラーロウの南北スケールは、D3と比べてM3では小さくなっています (第7図 a, b)。この原因は (構造が複雑なので単純には結論づけられませんが)、湿潤効果により実質的な静的安定度が弱まり、ロスビーの内部変形半径が小さくなったためと解釈されます。D3での中層の鉛直風は低気圧の中心から東側で広い上昇流があるという傾圧不安定波の特徴を示します (第7図 c)。M3では東側の上昇流はメソ  $\beta$  スケールのバンド状に変形しています (第7図 d)。次に低気圧中心を通る東西鉛直断面を第8図に示します。D3では低気圧の軸が高度とともに西に傾き (第8図 a), 上昇流と暖気は低気圧の中心から東にかけて広く分布しています (第8図 c, e)。これらの構造はM3でもメソ  $\alpha$  スケールの特徴として見られます。しかしM3のメソ  $\beta$  スケールの構造に着目しますと、第7図でも示したように東側の上昇域が狭くなる他 (第8図 d), 中心付近において低気圧の軸が直立しており (第8図 b), 特に上層



第8図 実験 D3 (左列; 50時間後) と M3 (右列; 30時間後) における低気圧中心を通る東西鉛直分布. (a), (b) 気圧偏差 (コンター; 1hPa ごと; 影は負の値). (c), (d) 鉛直風 (コンター; それぞれ  $0.02\text{ms}^{-1}$  と  $0.1\text{ms}^{-1}$  ごと; 影は正の値). (e), (f) 温位 (コンター; 1K ごと; 影は正の偏差). 黒い三角は低気圧中心の位置. YN07の Fig. 13を転載.

で下降流と暖気が強くなる (第 8 図 d, f) という断熱昇温の特徴も見られました (熱収支解析の詳細は YN07 参照)。

以上をまとめますと, D3 ではドライな傾圧不安定波と整合的な特徴が確かめられました. M3 でもメソ  $\alpha$  スケールの構造は D3 に似ていますが, メソ  $\beta$  スケールでは湿潤効果による構造の変形が起り, 発達率は D3 より大きいという特徴が見られました.

#### 4.4 中間的な傾圧場の実験 (M1)

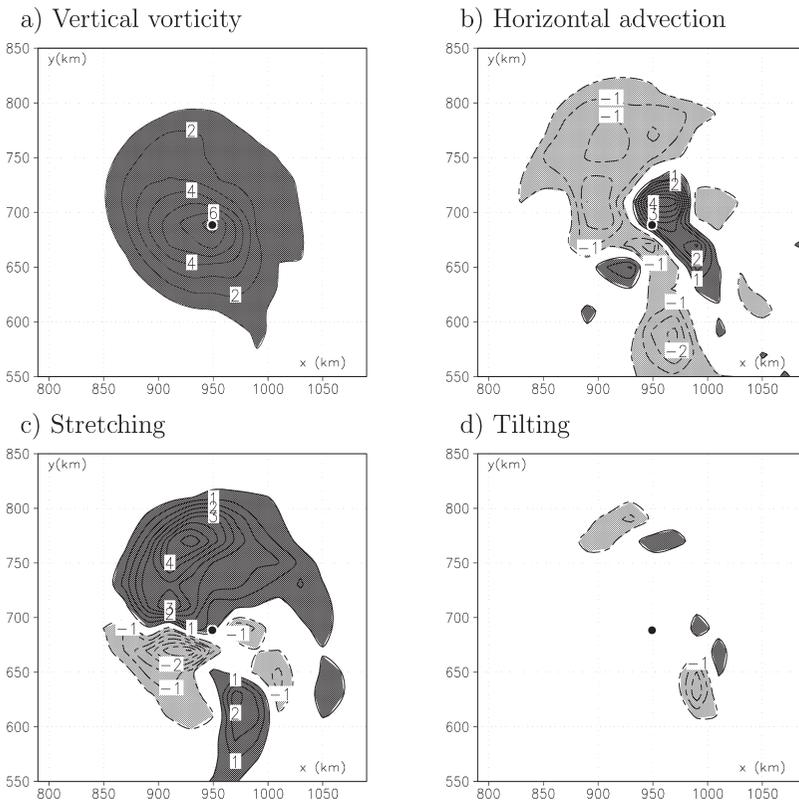
実験 M1 の構造や力学は, 概ね M0 と M3 の中間的な特徴として解釈できました. M1 特有の性質としては, ポーラーロウが北進するという傾向が見られました (第 4 図). この北進のメカニズムを探るために, 下層 (高度 0 ~ 1 km の平均) の鉛直渦度場の収支解析の結果を第 9 図に示します. まず, 鉛直渦度の極大域は気圧中心と一致していることがわかります (第 9

図 a). この鉛直渦度の時間発展に寄与する水平移流項 (第 9 図 b), 鉛直移流項 (図略), 引伸し項 (第 9 図 c), 傾け項 (第 9 図 d) を比較しますと, 渦を北側に作る傾向にあるのは引伸し項であることがわかります. これは渦の北側で強い対流が起きているために (第 3 図 b), その下層で水平収束が起きた結果です. M1 のポーラーロウでは, 南側の暖湿な空気がポーラーロウの東側を通過して北側まで運ばれ, 湿潤的な不安定が北側で維持されていました (図略).

#### 5. まとめ

本研究ではポーラーロウの発達における重要な不安定メカニズムである熱的不安定と傾圧不安定との関係を理解するため, 環境場を単純化した理想化実験を 3 次元非静力学モデルによって行いました. その結果, 環境場の傾圧性を変えるだけで, 多様なポーラーロウの形状が再現されました. 弱い傾圧場 M0 ではスパイラル状, 強い傾圧場 M3 ではコンマ状, 中間の傾圧場 M1 では両者のどちらも言えない形状のポーラーロウが発達しました. 各タイプのポーラーロウの特徴を第 1 表にまとめます. この他に環境場の成層や平均温度を変えた実験なども行いましたが, ポーラーロウの特徴に関しては傾圧性の違いで見られたほどの大きな影響はありませんでした.

先行研究と比べますと M0 のポーラーロウは Emanuel and Rotunno (1989) の軸対称モデルのものと同様な特徴を持ち, M3 のポーラーロウは Fantini (1999) のプリミティブ方程式系の湿潤傾圧不安定波などと整合的な構造となっています. 本研究で得られた新しい知見は, 中間の傾圧場も含めた様々なタイプのポーラーロウの



第 9 図 実験 M1 における下層 (高度 0 ~ 1 km の平均) の鉛直渦度とその収支項. (a) 鉛直渦度, (b) 水平移流項, (c) 引伸し項, (d) 傾け項. コンター間隔は (a) で  $1 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ , (b) ~ (d) で  $0.5 \times 10^{-8} \text{s}^{-2}$  (ゼロ線は省略). 濃い (薄い) 影は正 (負) の値. 黒い丸は低気圧中心の位置. YN07 の Fig. 16 を転載.

第1表 環境場の傾圧性の強さ（括弧内は代表的な実験）とポーラーロウの特徴との関係。

傾圧性	弱い (M0)	中間 (M1)	強い (M3)
雲パターン	軸対称, 眼, スパ イラルバンド	弱い非軸対称, 低 気圧北側に強い対 流	コンマ状, 低気圧 東側にバンド状対 流
南北スケール	~300km	⇔	500km 以上
発達率	小	⇔	大
東西速度	0	⇔	東向き
南北速度	0	⇔	北向き
擾乱場の位置エネ ルギーの生成	凝結熱のみ	⇔	凝結熱+基本場か らの変換
擾乱場の運動エネ ルギーの生成	有効位置エネ ルギーからの変換の み	⇔	有効位置エネ ルギーからの変換+ 基本場からの変換
地表面摩擦	発達に重要	⇔	発達を阻害
初期渦依存性	大	⇔	小
凝結熱の役割	発達に本質的	⇔	発達を促進, メソ βスケールの構造 を变形
傾圧場の役割	なし	⇔	発達に本質的

構造や力学を、同じ土俵の上で比べることで体系的に整理することができたことです。もちろん現実の複雑なポーラーロウを理解するためには他にも考慮すべき要因はありますが、熱的不安定と傾圧不安定との関係というポーラーロウの見方の一つの軸を示すことができたと思います。今後は上層擾乱がポーラーロウの発生・発達に与える影響や水平シアの効果なども含めて、より現実に近いプロセスの理解を深めることも重要です。

多くの方からご助言を頂いて本研究を進める中で、メソ気象の研究に関して一つの貴重な経験をさせていただきました。それは環境場（基本場）と擾乱という地球流体力学的なアプローチがメソスケールでも有用な場合があると実感できたことです。その結果、一見すると多様で複雑な現象でも、共通のメカニズムで簡明に理解できる可能性があるという希望を持つことができました。特に熱的不安定と傾圧不安定との関係は、様々な種類の低気圧を理解するのもにも適用できるのではないかと期待しており、今後の研究に活かして行きたいと思います。

### 6. 今後の展開

大学生の時に抱いた「地球上にはなぜ様々な種類の低気圧が存在するのだろうか」という疑問に引き続き取

り組むため、今後は熱帯低気圧、温帯低気圧、梅雨前線上の擾乱なども含めた全ての低気圧の多様性を包括的に理解していきたいという思いがあります。この実現のため、現在は3つのアプローチで研究を進めています。1つ目は事例解析です。複雑さも含めた実際の現象をよく眺めることで、現実に根ざした新たなテーマを見つけて行きたいです。2つ目は今回のような理想化実験や線形解析です。複雑さの中にも何か理解のための軸があることを信じて、現象を明確に整理して行きたいです。3つ目は統計的なアプローチで

す。個々の事例を議論するだけでは難しい普遍性や一般性を検証することで、理論的な解釈の妥当性を示せると良いです。

統計的なアプローチに関しましては、博士課程修了後に気候システム研究センターで5年間研究をしたことが大きな経験となりました。具体的には、客観的なトラッキングや構造検出で低気圧の分布を調べ、季節進行や季節内振動で変化する環境場との関係を理解したいです。環境場に関しては、温帯低気圧のEady発達率や熱帯低気圧のGenesis Potentialという客観的な指標があることも学びました。これらのアプローチがメソスケール低気圧でも適用できれば、理論的な解釈の検証が期待できます。また、現実の低気圧の分布を理解するには、環境場の不安定だけでなく、起源となったり相互作用したりする他の擾乱との関係も理解する必要があります。以上は多岐にわたる専門知識が必要となるため独力で作業を進めることは困難ですが、東京大学の海洋研究所と気候システム研究センター（2010年4月より両研究機関は統合により大気海洋研究所となりました）を始め、海洋研究開発機構、気象研究所、各大学の関連研究室の多くの研究者の方々にご協力を頂くことで研究を進めることができている。

以上のような3つのアプローチで低気圧の多様性の

問題に取り組んでいますが、実際に研究を進めていると、「もっと良いアプローチがあるのではないだろうか?」とか、「原理的な保証が無い中で、複雑な現実大気を簡単に理解することは本当に可能なのだろうか?」という不安が常に付きまといまいます。ですので、もし同じモチベーションと不安を持ちながら研究を進めている方がいましたら、ぜひ一緒に研究をして頂きますと幸いです。今後も精一杯努めてまいりますので、どうぞよろしくお願い致します。

## 謝 辞

博士課程の時に本研究を進めるに当たり、多くの方々に貴重なご助言を頂きました。指導教官の新野 宏先生、および研究室の木村龍治先生と中村晃三先生には、大学院での研究を親身になって支えて頂き、また、メソ気象を地球流体力学で理解するという姿勢を教えてくださいました。研究室の先輩や学生の皆さん、特に伊賀啓太先生、川島正行先生、鈴木真一さん、田上浩孝さん、中田 隆さん、野口尚史さん、野田 暁さん、吉岡真由美さん（五十音順；当時の敬称）にはセミナーで有意義な議論を何度もして頂きました。東京大学の木本昌秀先生、高藪 縁先生、中村 尚先生、山形俊男先生には博士論文の審査にて厳しくも温かいご意見を頂きました。

日本付近のポーラーロウに関して数多くの研究がされている二宮洸三先生には、ポーラーロウという現象の多面性と面白さを直接に、または論文を通して教えて頂きました。また、浅井富雄先生、遊馬芳雄先生、小倉義光先生、黒田雄紀さん、坪木和久先生、林 修吾さん、Gang Fu 先生、G. W. Kent Moore 先生、European Geophysical Society (EGS) Polar Lows Working Group の研究者の皆さんにはポーラーロウに関する専門的な観点からご意見を頂きました。永戸久喜さん、加藤輝之さん、加藤内藏進先生、加藤雅也さん、斉藤和雄さん、篠田太郎さん、瀬古 弘さん、竹見哲也さん、吉崎正憲さん、戦略的創造研究「メソ対流系の構造と発生・発達メカニズムの解明」に参加された皆さんには、複雑なメソ気象の研究への取り組み方を教えてくださいました。北島尚子さん、高藪 出さん、時岡達志先生、那須野智江さん、別所康太郎さん、益子 渉さん、山岬正紀先生、台風クラブメンバーリストの皆様には低気圧の研究の面白さを教えて頂きました。中島健介先生、林 祥介先生、松田佳久先生、向川 均先生、余田成男先生、和方吉信先生、

森羅万象セミナーの皆様からは力学的・理論的な考え方の重要性を教えてくださいました。天気編集委員の茂木耕作さんと査読者の方には本稿の改訂に関してお世話になりました。他にも学会などで有意義な議論をして頂いた皆様に心よりお礼を申し上げます。

## 参 考 文 献

- Emanuel, K. A. and R. Rotunno, 1989: Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus*, 41A, 1-17.
- Fantini, M., 1999: Evolution of moist-baroclinic normal modes in the nonlinear regime. *J. Atmos. Sci.*, 56, 3161-3166.
- Harrold, T. W. and K. A. Browning, 1969: The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 95, 710-723.
- Lee, T. Y., Y. Y. Park and Y. L. Lin, 1998: A numerical modeling study of mesoscale cyclogenesis to the east of the Korean peninsula. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2305-2329.
- Montgomery, M. T. and B. F. Farrell, 1992: Polar low dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 49, 2484-2505.
- Ninomiya, K., 1989: Polar/comma-cloud lows over the Japan Sea and the northwestern Pacific in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 83-97.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門. 東京大学出版会, 209-224.
- Rasmussen, E., 1979: The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 531-549.
- Rasmussen, E. A. and J. Turner, 2003: Polar Lows. Cambridge Univ. Press, 624pp.
- Reed, R. J. and C. N. Duncan, 1987: Baroclinic instability as a mechanism for the serial development of polar lows: A case study. *Tellus*, 39A, 376-384.
- Saito, K., T. Kato, H. Eito and C. Muroi, 2001: Documentation of the Meteorological Research Institute/Numerical Prediction Division unified nonhydrostatic model. *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, (42), 133pp.
- Sardie, J. M. and T. T. Warner, 1983: On the mechanism for the development of polar lows. *J. Atmos. Sci.*, 40, 869-881.
- Sardie, J. M. and T. T. Warner, 1985: A numerical study of the development mechanisms of polar lows. *Tellus*, 37A, 460-477.
- Shapiro, M. A. L. S. Fedor and T. Hampel, 1987: Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea. *Tellus*, 39A, 272-306.

- Tsuboki, K. and G. Wakahama, 1992 : Mesoscale cyclogenesis in winter monsoon air streams : Quasi-geostrophic baroclinic instability as a mechanism of the cyclogenesis off the west coast of Hokkaido Island, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 77-93.
- Yanase, W. and H. Niino, 2004 : Structure and energetics of non-geostrophic non-hydrostatic baroclinic instability wave with and without convective heating. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1261-1279.
- Yanase, W. and H. Niino, 2005 : Effects of baroclinicity on the cloud pattern and structure of polar lows : A high-resolution numerical experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02806, doi : 10. 1029/2004GL020469.
- Yanase, W. and H. Niino, 2007 : Dependence of polar low development on baroclinicity and physical processes : an idealized high-resolution numerical experiment. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3044-3067.
- Yanase, W., H. Niino and K. Saito, 2002 : High-resolution numerical simulation of a polar low. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1658, doi : 10. 1029/2002GL014736.
- Yanase, W., G. Fu, H. Niino and T. Kato, 2004 : A polar low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part II : a numerical study. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1552-1574.

---

## Idealized Numerical Experiments on Polar Lows

Wataru YANASE

*Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo,  
5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa, Chiba 277-8564, Japan.*

(Received 25 February 2010 ; Accepted 12 April 2010)

---