

論文の内容の要旨

A Numerical Study on the Structure and Dynamics of Polar Lows (ポーラーロウの構造と力学に関する数値的研究)

柳瀬 亘

1960年代に気象衛星による観測が開始されると、冬季高緯度の海洋上には水平スケール200~1000 kmの低気圧が頻繁に発生していることが明らかになった。このような低気圧は、polar low(以下 PL と略す)と呼ばれている。PLは比較的緯度が低い日本海でも発生し(Ninomiya, 1989)、強風による海難事故や豪雪など、日本でも社会的に大きな影響がある(例えば、1981年2月の6000t貨物船の沈没や1986年12月の余部鉄橋での列車転落事故など)。PLの雲パターンを衛星画像で見ると、あるものは熱帯低気圧のように数本のスパイラルバンドと眼を持ち(Nordeng and Rasmussen, 1992)、また、あるものは温帯低気圧のようにコンマ状の雲パターンを示す(Reed and Duncan, 1987)。その他にも、非常に多様な雲パターンが衛星観測により見つかっているが、冬季の荒れた海上のため観測例が少なく、詳細な内部構造や力学に関しては十分に理解されていない。中でも、「どのような環境場の違いによって、多様な形態を持つPLが発達するのか」という問題に関しては未だ良くわかっていない。

これまで、PLの発生・発達機構については多くの説が提案されている。第1の説は、熱帯低気圧と似たメカニズム(ここでは熱的不安定と呼ぶ)、すなわち、PL内部の積雲対流が放出する凝結熱による不安定(CISK; Rasmussen, 1979)や海面から供給される顕熱・潜熱フラックスによる不安定(WISHE; Emanuel and Rotunno, 1989)によるとするものである。また、第2の説は、温帯低気圧と同じメカニズムである傾圧不安定によるとするものである(Reed and Duncan, 1987)。この他にも、上層擾乱や地形の影響などの影響が指摘されている。PLの研究が進むにつれて、各メカニズムは単独で働くのではなく、複数のものが事例毎・発達段階毎にその寄与の割合を変えて作用していると考えられるようになった。特に、Sardie and Warner (1983)による積雲対流加熱をパラメタライズした線形解析では、熱的不安定と傾圧不安定との相互作用が重要なメカニズムである

ことが指摘されている。しかし、対流加熱のパラメタリゼーションには多くの仮定が含まれており、また、線形論では波型擾乱を仮定しているために雲パターンに見られるような眼やスパイラルバンドなどの内部構造の表現は不可能である。

本研究ではまず、PLの発達に本質的であると考えられる熱的不安定と傾圧不安定の相互作用に関して理想化した数値実験を行ない、PLが発達する典型的な傾圧性の範囲において、観測されるような多様な雲パターンを伴うPLが再現されるかを調べた。ここで、PLの構造・力学に重要である積雲対流を陽に表現するために、水平格子間隔5km/2kmという高解像の3次元非静力学モデルを利用した。その結果、観測されるようなPLの多様性が非常に良く再現できることがわかったので、次に、傾圧場の強さに対してどのような構造と力学を持つPLが発達するかを体系的かつ詳細に解析し、明らかにした。

数値実験には気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル (MRI/NPD-NHM, Saito et al., 2001) を、理想化実験用に修正を加えて用いた。モデルの領域は1000km × 1000km × 10.42kmで、x方向には周期境界条件、y,z方向にはfree-slipでフラックスなし(地面のみ摩擦と顕熱・潜熱フラックスあり)という境界条件を用いた。水平格子間隔は標準実験では5kmであるが、詳細な内部構造を調べたい実験では2kmとした。雲物理は水蒸気・雲水・雨水・雲氷・雪を予報し、積雲対流のパラメタリゼーションは用いていない。海面からの顕熱・潜熱フラックスはバルク法により与えた。基本場は過去に観測された典型的な環境場を単純化しており、一様な東西風の鉛直シアとこれに温度風バランスした南北温位勾配からなる傾圧場を強さを変えて与えた。計算は、下層の領域中心に軸対称渦を与えることで開始した。実験の名称は、英文字と数字の1文字ずつでM0, D3などと表す。英文字のM(D)は凝結熱と海面熱フラックスを与える(与えない)Moist(Dry)の実験を示し、数字は傾圧場の強さ(東西風の鉛直シアの値; 単位は $\times 10^{-3} s^{-1}$)を示す。観測されるPLの典型的な環境場を考慮して、実験はM0~M4の範囲で行なった。

はじめに、M0~M4の全体的な特徴を調べた。図1は各実験における運動エネルギーの時間発展を示す。傾圧場がない場合も含めて全ての傾圧場においてPLが発達し、傾圧場が強いほど発達率(曲線の傾き)が大きいことがわかる。またPLの発達率は、傾圧場の強さとともに連続的に変化し、急激なレジームの変化は存在していない。図2に3つの実験の雲パターンを示す。傾圧場が無い場合(M0)にはスパイラルバンドと眼を伴う雲パターン(図2左)、傾圧場が弱い場合(M1)には軸対称性がやや崩れた雲パターン(図2中)、傾圧場が強い場合(M3)にはコンマ状の雲パターン(図2右)が形成された。これらのことから、観測される典型的な傾圧場の範囲で、観測される

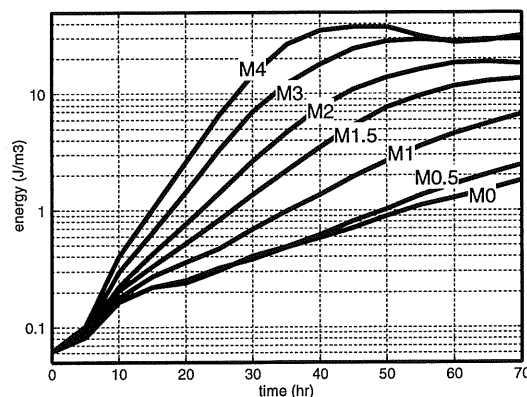


図 1: 擾乱場の運動エネルギーの時間発展

ような多様な雲パターンを伴う PL が発達することが示された。数値実験で得られた傾圧場の強さと雲パターンとの関係は、過去に行なわれた事例研究における観測結果とも良く対応していることがわかった (図略)。擾乱場の有効位置エネルギー ($P' \equiv \frac{g}{\theta_0} \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)^{-1} \frac{\theta'^2}{2}$; \bar{A} は変数 A の東西平均場, A' は偏差場を表す) の生成には、平均場 \bar{P} からの生成 $[\bar{P}, P']$ と、凝結熱による生成 $[Q, P']$ が主に寄与していた。傾圧場のない M0 では $[Q, P']$ だけが PL の発達に重要であるが (図 3 左)、傾圧場の強い M3 では M0 と同程度の $[Q, P']$ に加えてほぼ同じ大きさの $[\bar{P}, P']$ がある (図 3 右) ために発達率が大きくなっている (図 1) ことがわかる。

次に、異なる傾圧場で発達した PL の特徴を 3 つの実験 (M0, M1, M3) について詳細に調べた。第 1 に、傾圧場のない M0 では、図 2 左に示したように熱帯低気圧に似たスパイラルバンドを伴う PL が再現された。この PL の軸対称構造を図 4 に示す。接線風の最大値は $r \approx 30\text{km}$ の下層にあり、PL の中心にはそれと温度風バランスするような暖気核構造が見られる (図 4 上)。また、下層での強い吹き込み、半径 $30\text{km} \sim 70\text{km}$ での上昇、上層 ($z \approx 5\text{km}$) での吹き出しという、熱帯低気圧と似た 2 次循環構造が見られる (図 4 下)。中心付近に見られる下降流 (図 4 下) は、暖気核と雲のない眼の構造を作り出している。いくつかの感度実験の結果から、M0 では地表面摩擦が積雲対流を組織化して中心気圧を深める役割をしていること、初期渦が弱いと PL が全く発達しないことなどがわかった (図略)。

第 2 に、強い傾圧場の M3 では、低気圧中心の東側に雲域がある (図 2 右) ことから、基本的には傾圧不安定波に似た性質を持っていることがわかる。そこで、D3 (同じ強さの傾圧場の Dry 実験) で発達する純粋な傾圧不安定波と比較しながら構造を解析した。D3 (図略) と M3 (図 5) の PL に共通して、メソ α スケール (水平スケール $200 \sim 2000\text{ km}$; PL 全体のスケール) で見ると、トラフ軸

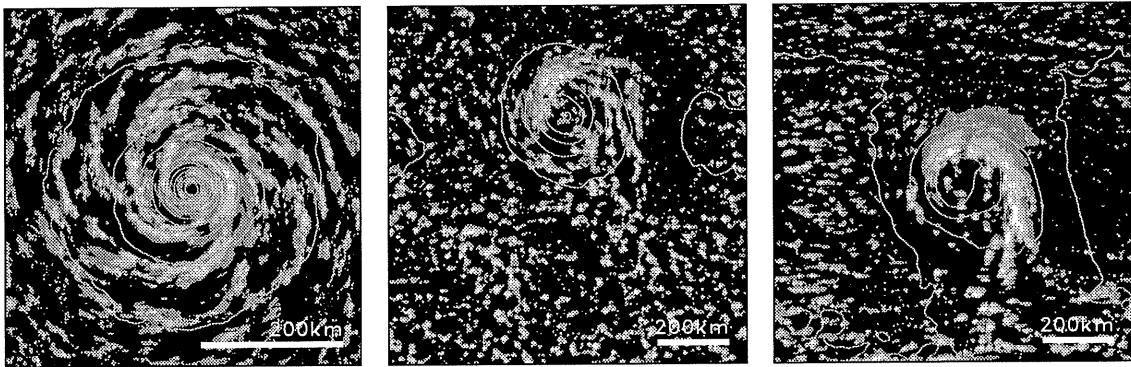


図 2: M0(60hr; 左), M1(60hr; 中), M3(30hr; 右) の雲パターン (鉛直積算した全凝結水; 影) と地上気圧 (線; 3hPa 毎)。M0 は中心付近 $500\text{km} \times 500\text{km}$ の領域を示し、M1 と M3 は全計算領域を示す。M0 のみ水平格子間隔 2km の実験の雲パターンを示す。

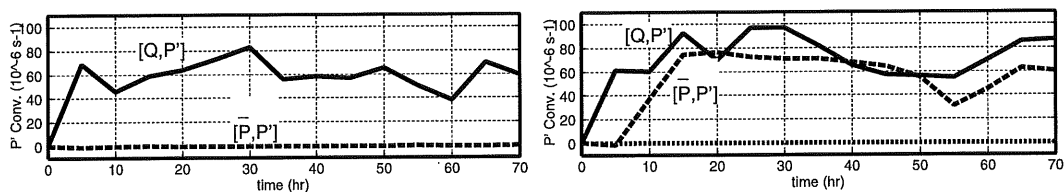


図 3: M0(左) と M3(右) の有効位置エネルギーの主な生成項の時間発展。

が高度とともに西に傾き(図5上)、トラフの東側に上昇流(図5上)と暖気(図5下)が存在するという傾圧不安定波の特徴が見られた。一方、M3では凝結熱によりメソ β スケール(水平スケール20~200 km; PLの内部構造のスケール)で低気圧の構造が変形され、トラフ東側で上昇流の幅が狭くなること(図5上)や、PL中心付近におけるトラフ軸の直立(図5上)、下降流(図5上)に伴う暖気核(図5下)の構造が見られた。このようにM3のPLには、メソ α スケールとメソ β スケールの階層構造が存在することがわかった。また、M3でランダムノイズを与えて実験を開始すると、コマ状の雲パターンへと発達する前の段階で擾乱が北西-南東方向に傾くという、非地衡流近似の湿潤傾圧不安定に関する線形解析の結果(Yanase and Niino, 2003)と似た特徴を示すことが確かめられた。

第3に、弱い傾圧場のM1では、中心に顕著な暖気核を持つというM0に似た構造が見られた(図略)。一方で、その東側に弱い暖気があるというM3に似た構造も見られ、M0とM3の中間的な性質を持つということがわかった。しかし、M1特有の特徴として、PLが北へ移動するという性質も見られた(図2中)。これは、弱い傾圧場の影響でPLの北側に強い対流が起こり(図2中)、その下層で渦が引き伸ばされて渦が北側へ伝播するというメカニズムによることがわかった。

本研究では、PLの基本的な力学・構造・発達機構が主として熱的不安定と傾圧不安定との相互作用により包括的に理解できることを初めて示した。衛星画像で見られるような多様な形態を示すPLの形成には、PLが発達する時の環境場における傾圧性の強さが大きな影響を与えている。また、環境場の傾圧性が与えられた時にどのような性質を持つPLが発達するか(あるいは発達しないか)という本研究での理解は、PLという社会的に大きな影響を持つ現象を予報する上でも有用である。

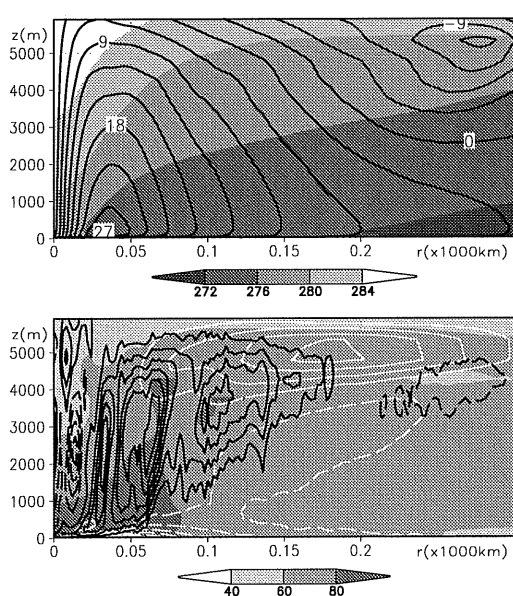


図4: M0のPLの動径鉛直分布(接線方向に値を平均した軸対称構造; 時間は60-70hrで平均)。上: 温位(影)と接線風(線; 5ms^{-1} 毎)。下: 相対湿度(影; 単位は%)と動径風(白線; 1ms^{-1} 毎)と鉛直風(黒線; 0.03ms^{-1} 毎)。実線は正の値、破線は負の値を示す。

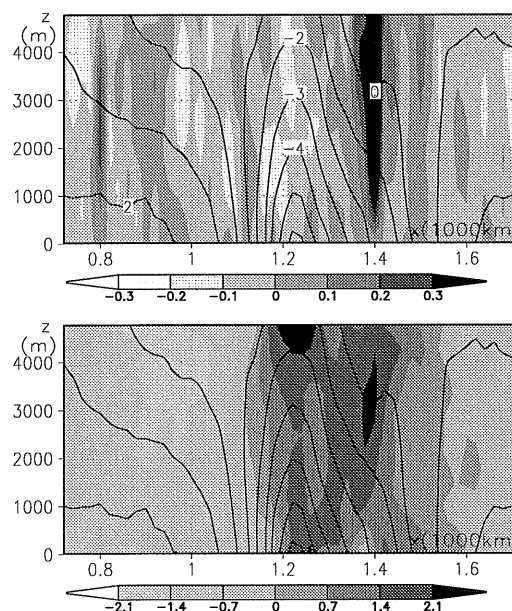


図5: M3のPLの鉛直断面。上: 鉛直流(影; ms^{-1})。下: 温位偏差(影; K)。実線は気圧偏差(3hPa 毎)。図の中心に低気圧中心がある。