

A Report on the Symposium on “Extratropical Cyclones in the Far East” at the 2004 Autumnal Assembly of the Meteorological Society of Japan

Masashi NAGATA*

* *Fukuoka Regional Meteorological Observatory, (present affiliation : Office of Marine Prediction, Japan Meteorological Agency, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan).*

(Received 17 January 2005 ; Accepted 16 August 2005)

Contents

1. Keynote Lectures

- 1-1. Keita IGA : Dynamics of Jets, High and Low Pressure Systems and Fronts.
 - 1-2. Naoko KITABATAKE : Structure and Evolution of the Extratropical Cyclone and its Associated Fronts : Representation in Conceptual Models.
 - 1-3. Masataka MURAKAMI : Clouds and Precipitations in Extratropical Cyclones.
- ### 2. Comments
- 2-1. Hisashi NAKAMURA and Takeaki SAMPE : Characteristics of Baroclinic Wave Activity in the Far East.
 - 2-2. Isao TAKANO : Characteristics of Marine Extratropical Cyclones in Winter.
 - 2-3. Hiroataka TAGAMI, Hiroshi NIINO, Wataru YANASE, and Teruyuki KATO : Characteristics of the Meso- α -scale Low on the Baiu Front.

101 : 104 (ジェット ; 高低気圧 ; 前線 ; 不安定)

1-1. ジェットと高低気圧・前線の力学

伊 賀 啓 太*

1. はじめに

中緯度地域の「高低気圧」やそれに伴う「前線」はお天気の話をする時に欠かせない、一般の人にもよく知られた用語である。また「ジェット」も上の2つほどには日常生活へ浸透していないが、専門家でなくとも聞いたことくらいはあるような、比較的好く知られ

た用語であろう。この様にジェット・高低気圧・前線は初等・中等教育の場でも取り上げられて非常に親しまれている気象の現象ではあるが、実はそれほど単純というわけではなく、異論のない確かな概念モデルが確立しているとも言い難い。これらの現象の複雑な過程、しくみ、モデル等の先端的な研究の詳細に関しては他の講演に譲るとして、ここでは、中緯度の高低気圧・前線とジェットに関する比較的単純な概念モデルと基礎的な理論についてまとめた。

* 九州大学応用力学研究所 (現所属 : 東京大学海洋研究所), iga@ori.u-tokyo.ac.jp

2. 傾圧不安定理論

2.1 ノルウェー学派による低気圧理論

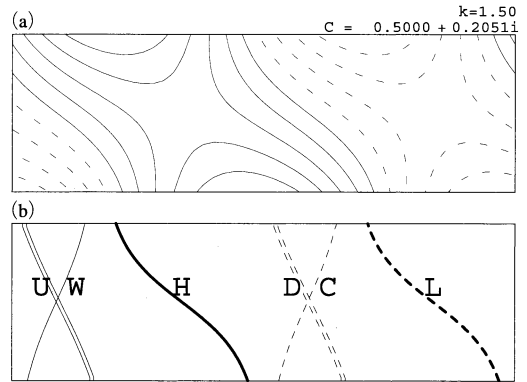
温帯低気圧の発生・発達に関するモデルとしては、ノルウェー学派によるモデルが広く知られており、中学校や高等学校の地学の教科書にも記述されてきた。これは、赤道側の暖かい空気と極側の冷たい空気が接して不連続面つまり「前線」を作り、小さな擾乱がその不安定性から発達して温暖前線と寒冷前線を伴った温帯低気圧へと発達していくというものである。

このモデル（あるいはこれに多少の修正を加えたモデル）は、100年近くも前に現在から見ると非常に少ないデータをもとに構築されたものであるにも関わらず、今なお有益なものであるが、想定されている温帯低気圧と前線の因果関係に関しては、現在では異なる考え方をされるのが主流である。つまり、ノルウェー学派モデルでは前線を温帯低気圧の発生原因として考えていたのであるが、現在の考え方では、初期に「前線」と言えるような温度勾配の集中がなくても、水平温度勾配（傾圧性）がある程度あれば温帯低気圧が発生・発達できて、前線はむしろ温帯低気圧が発達した結果として生じると考えられている。

2.2 イーディーモデル

このような傾圧性を持った基本場の不安定によって温帯低気圧の発生・発達を説明する理論である「傾圧不安定理論」の中でも特に有名なものは、圏界面を考慮に入れたイーディーモデル (Eady, 1949) と惑星ベータ効果を取り入れたチャーニーモデル (Charney, 1947) であるが、ここでは、数学的にも簡単なイーディーモデルを取り上げよう。イーディーモデルでは、f面の準地衡方程式系を用いて、地面と天井(圏界面を想定)とに挟まれた領域内の流れを考察する。基本場としては、問題をできるだけ単純化するために、一様な南北温度勾配を持ち、従って温度風の関係から一様なシア（東西風の鉛直勾配）を持つ流れを基本場として考える。この基本場では風速の南北分布にピークが存在しないのであるが、上空で西風が強いことは表現されており、ジェットが存在する状態の最も簡単なモデル化とも言える。単純化した基本場から発達する擾乱を、しかも線形不安定理論で調べるという極めて単純化したモデルであるにも関わらず、この理論は高低気圧の非常に多くの重要な性質を説明している。第1図はイーディー問題で解かれた擾乱の様子を表したものであるが、

- 最も速く成長するモードの波長は数千キロメートル



第1図 イーディーの不安定モードを南側から見た図(横軸：東向き, 縦軸：鉛直上向き)。(a): 流線関数(擾乱部分)の等値線。(b): 各高さで圧力, 温度, 鉛直流が極値をとる位相。H: 高圧(気圧の尾根), L: 低圧(気圧の谷), W: 高温, C: 低温, U: 上昇流, D: 下降流。

- 気圧の谷や尾根は上空にいくほど西に傾く
- 温度と鉛直速度に正の相関があり、位置エネルギーが運動エネルギーに変換される
- 温度と極向き速度に正の相関があり、極向きの正味熱輸送を担っている、などの性質が見られる。

2.3 共鳴の考え方によるイーディーモードの理解

イーディー問題に限らず一般的に流れの不安定のノーマルモードを求める固有値問題においては、基本場などの設定を与えてやれば数学的な手続きは確立されていて、どのようなモードが最も発達するかということ半ば機械的に導くことができる。しかしその反面、そのモードが一体どのように増幅していくのかという物理的イメージをつかむことは難しいことが多い。そのため、不安定モード増幅の物理的なメカニズムを説明するためにいくつかの考え方が提案されてきた。代表的なもの1つは「過剰反射」によるもので (Lindzen and Tung, 1978; Lindzen *et al.*, 1980), この考え方をういたイーディーモードの理解は Takayabu and Takehiro (2003) によって議論されている。ここでは、もう1つの代表的な理解の仕方である「中立波の共鳴による不安定モードの説明」の考え方 (Cairns, 1979; Hayashi and Young, 1987; Sakai, 1989) について述べたい。

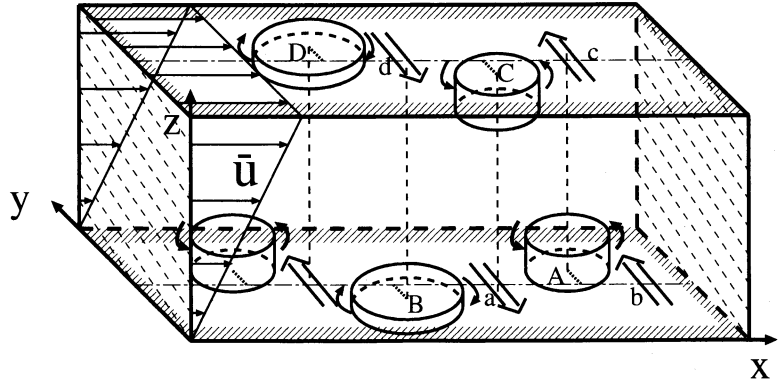
中立波の共鳴による不安定モードの理解の仕方というのは、不安定モードを、これより理解が容易な複数

の中立波という「部分系」に分割し、それらの相互作用の結果として全体の増幅を理解する方法である。イーディーモードの場合、分割された部分系としては、下層の地面に捕捉された波と上層の圏界面に捕捉された波を考える。

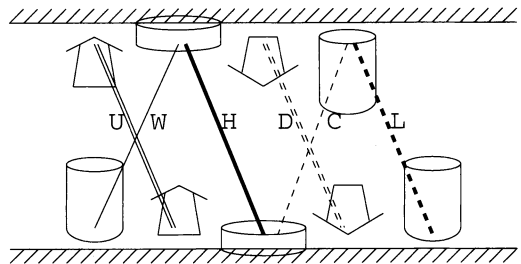
まず、下層の地面付近の擾乱を考える(第2図)。もし、空気柱の一部が北向きに変位したとすると、傾いた等温位面に沿ってこの空気柱は引き伸ばされて低気圧性の回転(正の渦度)を持ち、その東側に南風、西側に北風を生成する。逆に南に変位した空気柱は、縮んで高気圧性の回転を持ち、東側に北風、西側に南風を生成する。これらの南北風によって、下層の擾乱の位相は東に伝播することになる。一方、上層圏界面付近の擾乱を考えると、空気柱は南に変位した時に傾いた等温位面に沿って引き伸ばされて東側に南風、西側に北風を生成するから、位相伝播は下層と逆に西向きとなる。

上層・下層それぞれの伝播の様子は海洋で見られる「地形性ロスビー波」と同じメカニズムで、単独では単に伝播をする中立波の説明でしかないが、両者が共存する場合には様子が異なってくる。もし、地面付近と圏界面付近の両方に南北変位による高低気圧性回転の擾乱が存在し、しかも地面の擾乱の方が1/4波長分だけ東にずれていたとすると、地面付近の渦によって生成される南北風(下層だけでなく上層にも滲み出す)は上層の流体の変位をますます大きくするように働き、逆に圏界面付近の渦によって生成される南北風は下層の流体の変位を大きくするように働く。先に述べたように地面付近の擾乱は東に、圏界面付近の擾乱は西に伝播する性質があるため、上のような位相関係は長い時間は保たれないように思えるが、基本流(上空ほど西風が強くなるシアアがある)に流される分も考慮に入れると、上層・下層の擾乱の位相速度が一致して位相関係が持続される可能性があり、その場合には正のフィードバックが持続して上下両方の擾乱は増幅する。

このようにして増幅する上層・下層の波を重ね合わ



第2図 共鳴の考え方によるイーディーの不安定モードの説明。下層の低気圧渦Aや高気圧渦Bでできた北風下降流aは下層の波の位相を東に進めると同時に上層の伸びた渦Cをさらに伸ばす。逆に、上層の低気圧渦Cなどでできた南風上昇流cは上層の波の位相を西に進めると同時に、下層の伸びた渦Aをさらに伸ばす。



第3図 共鳴の考え方から予想される不安定擾乱の東西鉛直構造。圧力極大Hは高気圧性循環をする場所を、温度極大Wは北側に変位した場所を、鉛直流極大Uは北向き上昇流の場所を、それぞれ上下に結んでいる。

せると、気圧・温度・南北風の極値の軸は第3図のようになることが予想されるが、これは、イーディー問題を解いた時に得られる不安定モード(第1図)の様子をそっくり再現していることがわかる。

3. ノーマルモード以外の発達理論

傾圧不安定理論は非常に簡単な設定であるにも関わらず高低気圧の基本的な性質をよく説明しているが、実際の低気圧の発達の様子と詳しく見比べると相違点も目についてくる。特に、イーディーモードやチャーニーモードのようなノーマルモード的な考え方が正しければ、不安定なモードが形を変えないで相対的に発達していくはずであるが、実際の低気圧ではもちろん

そのようなことはないし、形が変化していくことが重要であると思われることもある。また、ノーマルモードの理論と実際の現象との対応付けにおいては、「十分に長い時間が経つと最も大きな成長率をもつモードが全体の構造として見えてくる」ということが土台となっているが、実際には長い時間に渡って基本場が一定であることは無く、擾乱も線形的に発達を続けたりはしない。このような点を考慮して低気圧の発達を説明する議論としては、「最適励起問題」と「低気圧のカップリング発達」がある。

3.1 最適励起問題

ノーマルモードの考え方というのは、十分に（理想的には無限に）長い時間の間に最も成長する擾乱を求めていることになるが、これを、有限の時間経過の後に最も成長する擾乱は何か、と考え直したものが、Farrell (1988, 1989) によって定式化された「最適励起問題」である。ノーマルモードの問題として解くと中立な擾乱しか得られない場合であっても、最適励起問題として調べると成長する擾乱が存在する可能性がある。つまり、擾乱の中にはある一定の時間までは成長していくが、それ以降は減衰し、長い時間の後にはほとんど消えてしまうものがあるのである。後に述べる様にこのような擾乱は成長・減衰に伴って空間構造を変化させるので、それ自体がノーマルモードではなく、またこれを多数のノーマルモードの重ね合わせに展開したとしてもその中に不安定モードは含まれず、したがってノーマルモードの考え方の立場からは全く注目されていなかった。しかし、最適励起問題の考え方においては、その評価時間を適切に設定すると、実質的に大きな発達率を持った擾乱として認識されることがあり得る。実際の低気圧の発達でも、無限に長い時間に渡って擾乱が発達し続ける必要は別に無いので、最適励起問題で得られる様な一時的な擾乱の成長が低気圧の発達の説明になるかも知れない。

擾乱が一時的に発達する代表的なメカニズムに、斜めになっていた擾乱がシアによって立ち上がった結果として振幅が大きくなるというオア-メカニズム (Orr, 1907) がある。ただ、オア-メカニズムの説明は

成長しやすい擾乱の初期の特徴（シアに対して斜めになっていること）は規定するが、その擾乱が成長した結果どのような形になるかの情報はあまり与えない。実際に現れる低気圧が定性的には多かれ少なかれ傾圧不安定理論で説明されたような構造を取ることが多いことを説明するには、具体的に問題を解いてみる必要がある。

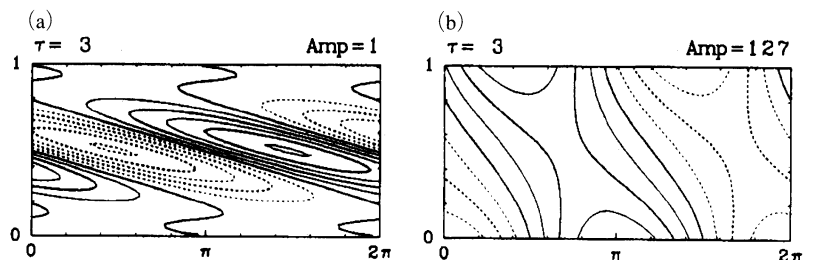
Mukougawa and Ikeda (1994) はイーディー問題と全く同じ状況設定での最適励起問題を解いた研究である。その結果によると、ノーマルモードの考え方での不安定モードが存在するようなパラメータ領域では、初期の頃には斜めに傾いた擾乱がオア-メカニズムによって立ちあがっていき最終的にはイーディーのノーマルモードの構造（言い換えれば実際の高低気圧と似た構造）に近い形になるという解が得られる（第4図）。このように、最適励起問題を解いて得られる「成長した結果として現れてくる擾乱」と実際の高低気圧とは良く対応していると言える。

3.2 低気圧のカップリング発達

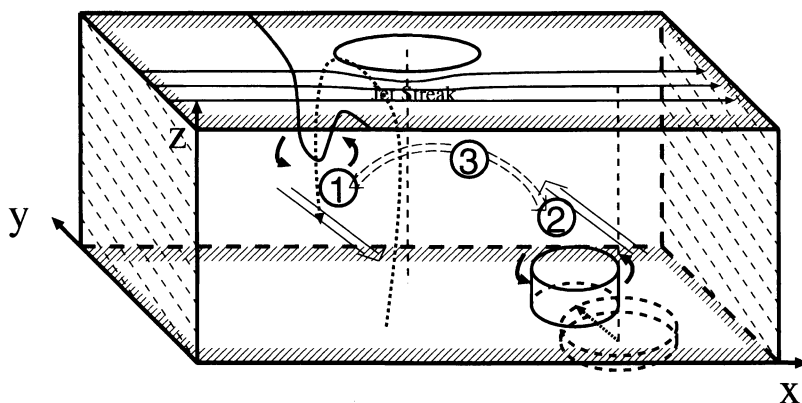
実際に急発達した低気圧の事例の共通点から予想された低気圧の発達機構として、地面付近の渦に上空の別の渦が近付いてきてその相互作用によって渦が発達するというものがあり、これは低気圧のカップリング発達と呼ばれる。この発達の仕組みに関して、Takayabu (1991) による数値実験の結果とその考察に沿って見てみよう（第5図）。

Takayabu (1991) によるとカップリング発達は、上層・下層に2つの低気圧性渦が存在し、しかもこれらが、地面付近の渦は上層のジェットの下に位置し、圏界面付近の渦は下層の渦より北西にずれた場所に位置する、という配置にある場合に起こる。

上層の渦と下層の渦がこのような位置関係になった



第4図 イーディー問題を最適励起問題として解いた場合の初期の擾乱 (a), および、ある評価時間の後に形成される擾乱 (b). Mukougawa and Ikeda (1994) より.



第5図 低気圧のカップリング発達の様式図。1) 上層の渦の上流側が2次鉛直循環で下に伸びて渦を持ち、2) その渦の循環で地表の渦が引き伸ばされ、3) 上下層の渦がカップリングする。

時、次のようなステップで急速な発達をすることになる。まず、上層ではジェット路北に低気圧性渦が存在するので、ここが風速の大きな「ジェット・ストリーク」となる。この入口付近ではジェットを加速するための2次循環として南風が存在し、渦のある位置（の少し上流側）は下降流となる。これにより上層の低気圧性渦の場所で正の渦位を持った空気が等温位面に沿って下降すると同時に、上層の渦が強まる。一方、上層の渦が下層に励起する風は下層の渦の位置（つまり、上層の渦より東側）では南風である。この南風によって下層の渦は北に流され、等温位面に沿って上昇すると同時に、下層の渦も強まる。こうして西寄りの上層の渦と東寄りの下層の渦が強化されつつ上下に接近する。これら2つの渦が近い温位面上に位置する（つまり下層の渦の方が南の方にずれている）場合には、両者は3次元空間の中で接近して結合し、低気圧は急発達することになる。

さて、このメカニズムの説明は、イーディーの不安定モードの「波の共鳴による説明」とよく似ていると思われなかったであろうか？ ここで考えている状況はノーマルモードの発達とは異なるものであるので、もちろんそっくりそのまま対応するというわけではない。特に、ノーマルモードの場合と違って、たとえ一時的であれ、初期の段階においてきっかけとなる擾乱の振幅をまず何らかの形で増幅するというメカニズムがどうしても重要になってくる。従って最初のステップの「上層の渦がジェットの存在によって引き伸ばされる」という過程などのように、ノーマルモードのメカニズムの説明では現れてこないがこのメカニズムで

は大きな役割をはたしている要素も存在する。また、それと呼応して、ジェット、上層の渦、下層の渦それぞれの位置する緯度という、南北一様なイーディー問題では考慮されなかった条件が重要な要因ともなっている。しかし基本的なメカニズム、例えば最も重要な過程の一つと思われる「上層の渦の流れによって下層の渦が引き伸ばされて強化される」過程などには共通のものがあつて、本質的には大

きな差がないと言えるのかもしれない。

4. 前線の形成と不安定

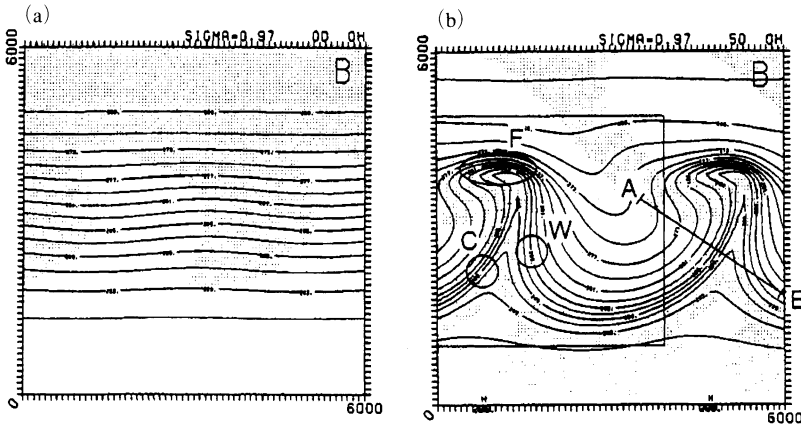
4.1 前線の形成

すでに説明したように、古典的なノルウェー学派モデルでは、温帯低気圧というのは前線の不安定性の結果として生じるものであつた。しかし、水平温度勾配という傾圧性がある程度強ければ、そこから擾乱が発達して低気圧のような構造ができ、そのような低気圧が発達した結果として前線状の構造が形成されていく。

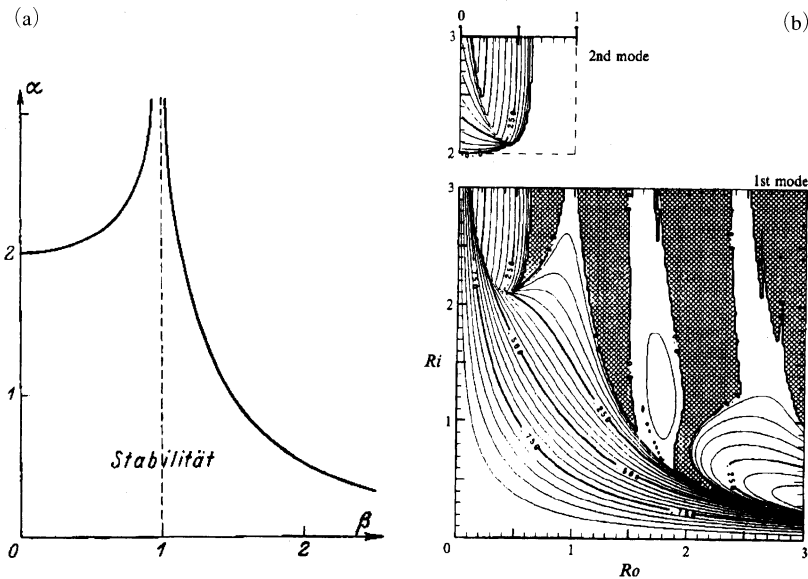
第6図はTakayabu (1986) によるそのような傾圧場からの低気圧の発達をシミュレートしたものであるが、低気圧が発達していく中で、もともと存在していた温度勾配が強化されて寒冷前線および温暖前線状の強い温度勾配が形成されている。温度勾配の強さは、水平収束と水平変形場によって生成されるとともに、移流によってその分布が別の場所に運ばれる。寒冷前線では上昇流に伴う水平収束と前線を強化するような水平変形場により温度勾配が生成強化される。これに対して、温暖前線では生成項による効果は働いていないものの、同時に温度勾配は移流によって運ばれていってしまい、結果として寒冷前線ほどには大きな温度勾配が生じない。

4.2 前線不安定

このように現在は、普通の温帯低気圧の発生・発達に関しては、初期に前線状の不連続を仮定するノルウェー学派モデルがそのまま当てはまるとは考えられていない。しかし、前線が形成された後に、その前線に沿ってひとまわり小さなメソ α スケールの低気圧



第6図 幅広く分布する傾圧場 (a) から低気圧が発達した時 (b) の地面付近の温度場. 寒冷前線 C・温暖前線 W が形成されている. Takayabu (1986) より.



第7図 マルグレスの前線モデルの安定性. (a) は Kotschin (1932) によって求められた中立曲線. (b) は Iga (1993) によって網羅的に調べられた結果. Iga (1993) の結果の図では中立領域が影をつけて示されており, それ以外の領域に不安定モードが複雑に存在していることがわかる. また, Kotschin (1932) によって求められた中立曲線が不安定領域と中立領域を区切る曲線の1つとして読み取ることができる.

が発生することがあり, そのような低気圧の中の一部は, (もともとは温帯低気圧として考えられた) ノルウェー学派モデルに近いメカニズムで低気圧が発生・発達するものと考えられている. このような現象は「前線不安定」と呼ばれるが, その基礎となる前線の線形安定性の理論的な研究の歴史は, ノルウェー学派が温

帯低気圧として提案しただけあって, 非常に古い.

数学的に最も簡単に構築できる前線の構造は, それぞれ一様流からなる密度の異なる2つの流体層が接してできる前線で, これはマルグレスの前線と呼ばれている. このマルグレスの前線の問題は, 基本場の設定が非常に単純なものであるにも拘らず, 線形安定性を解こうとすると複雑であり解析的に解けないため, これを最初に調べた Kotschin (1932) は中立曲線の一部を求めたのみであった. その後, この問題は計算機能力がある程度高くなってから Orlanski (1968) によってシューティング法によって不完全ながらおよその解の様子が示され, さらに Iga (1993) の行列法による解析に到って, Orlanski (1986) が解明できなかった部分も含めたパラメータ領域にわたる安定性の全貌が明らかになるとともに, 不安定モードの分類も行われた (第7図).

マルグレスの前線は数学的に最も簡単にその基本場を構築できるのであるが, 上下それぞれの流体層の中に不自然な渦位分布が存在することになり, 実際に前線が形成される過程を考え

ると, 現実的とは言えない面がある. そこでマルグレスの前線以外にも, 実際の前線の速度・渦位分布, あるいは, 前線の形成過程から考えて自然と思われる渦位分布をモデル化して, 様々な前線のモデルの線形安定性が調べられてきている (例えば, Killworth *et al.*, 1984; Kubokawa, 1986; Iga, 1997; Iga and Ikaza-

ki, 2000: 前線不安定の問題は海洋物理学での関心も大きく、そのコンテクストでの研究が多い)。最も単純な前線形成過程を考えると、各層内で流速ではなく渦位が一定であるような前線を考えるのが自然である。しかも、このような前線を考えると、基本場はマルグレスの前線より複雑であるものの、安定性の問題はかえって単純なものとなる。それぞれのモデルに対する安定性は定量的には異なっているが、定性的に言えば、前線というものが水平速度勾配・水平温度勾配も共に極端に大きな値を持つため、どのような前線モデルも順圧不安定と傾圧不安定の両方を伴い、従って前線面が安定に存在することはまずないことがわかっている。

5. 終わりに

以上、中緯度の傾圧帯にできる高低気圧の理論に関して概観してきた。かなり極端に単純化した基礎的な理論を中心に見てきたが、それでも未だ完全には概念が確定したとまでは言えず、また見方も様々なものがあることがわかると思う。いくつかの違った角度からの理論を挙げてきたが、ここで取り上げてきたどの理論でも、大きな要因が一つ抜けている。つまり、どの理論も水蒸気の効果を含んでいない。低気圧の発達段階において、特にその発達を定量的に予測するためには、水蒸気の潜熱解放の効果は決して無視できるものではないのであるが、この詳しい議論は他の講演者の方々に譲りたい。

参考文献

- Cairns, R. A., 1979: The role of negative energy waves in some instabilities of parallel flows, *J. Fluid Mech.*, **92**, 1-14.
- Charney, J. G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current, *J. Meteor.*, **4**, 135-163.
- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves, *Tellus*, **1**, 33-52.
- Farrel, B. F., 1988: Optimal excitation of neutral Rossby waves, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 163-172.
- Farrel, B. F., 1989: Optimal excitation of baroclinic waves, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1193-1206.
- Hayashi, Y.-Y. and W. R. Young, 1987: Stable and unstable shear modes on rotating parallel flows in shallow water, *J. Fluid Mech.*, **184**, 477-504.
- Iga, K., 1993: Reconsideration of Orlanski's instability theory of frontal waves, *J. Fluid Mech.*, **255**, 213-236.
- Iga, K., 1997: Instability of a front with a layer of uniform potential vorticity, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1-11.
- Iga, K. and H. Ikazaki, 2000: Instability of a front formed by two layers with uniform potential vorticity, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 491-498.
- Killworth, P. D., N. Paldor and M. E. Stern, 1984: Wave propagation and growth on a surface front in a two-layer geostrophic current, *J. Mar. Res.*, **42**, 761-785.
- Kotschin, N., 1932: Über die Stabilität von Marguleschen Diskontinuitätsflächen, *Beitr. Phys. Atmos.*, **18**, 129-164.
- Kubokawa, A., 1986: Instability caused by the coalescence of two modes of a one-layer frontal model, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 373-380.
- Lindzen, R. S. and K. K. Tung, 1978: Wave overreflection and shear instability, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1626-1632.
- Lindzen, R. S., B. S. Farrell and K. K. Tung, 1980: The concept of overreflection and its application to baroclinic instability, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 44-63.
- Mukougawa, H. and T. Ikeda, 1994: Optimal excitation of baroclinic waves in the Eady model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 499-513.
- Orlanski, I., 1968: Instability of frontal waves, *J. Atmos. Sci.*, **25**, 178-200.
- Orr, W. McF., 1907: Stability or instability of the steady-motions of a perfect liquid, *Proc. Roy. Irish Acad.*, **27**, 9-69.
- Sakai, S., 1989: Rossby-Kelvin instability: A new type of ageostrophic instability caused by a resonance between Rossby waves and gravity waves, *J. Fluid Mech.*, **202**, 149-176.
- Takayabu, I., 1986: Roles of the horizontal advection on the formation of surface fronts and on the occlusion of a cyclone developing in the baroclinic westerly jet, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 329-345.
- Takayabu, I., 1991: "Coupling development": An efficient mechanism for the development of extratropical cyclones, *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 609-628.
- Takayabu, I. and S.-I. Takehiro, 2003: Wave overreflection and baroclinic instability of the Eady problem, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2404-2412.