

前線形成の視点からみた梅雨前線の空間的特徴

鈴木 舞
200520241

平成 19 年 1 月

筑波大学大学院環境科学研究科
平成 18 年度修士（環境科学）学位論文

要旨

本研究では梅雨期から盛夏期にかけて、極端な冷夏と集中豪雨の頻発により社会的に大きな影響を与えた、1993年の梅雨前線を事例に選び、大循環場で見たときの梅雨前線の空間的な特徴を把握することを目的とし、解析を行った。

850hPa面の温位の水平傾度の大きさを定義した前線の、梅雨前線領域での6、7月の時系列を見たところ、6月27日頃から7月3日にかけて、6月29日をピークとして大きな値の期間がみられた。この期間は主に九州で集中豪雨のあった時期と一致する。さらにこの活発化していた時期の前後も含め、前線形成関数の各項を計算し、どのようなメカニズムによりこの期間の前線が強化されたのかを調べた。前線最盛期には対流活動による強い上昇流や下降流など、最盛期の直前にはない特徴的な子午面循環がみられた。この循環により、最盛期の前線帯では総合して傾斜項の負の値が大きくなり、前線弱化的効果がある様子がわかった。また、対流活動の活発化による潜熱の放出で非断熱項は正の値を示し、前線強化に効いている。一方、最盛期直前では水平方向の前線形成(発散項、変形項)の効果が有効に働いていた。特に上層250~200hPaで変形項による前線強化がみられたところでは、上層の寒帯前線ジェット気流の蛇行による風が、強風軸のところで収束し、合流している場所と一致しており、この寒帯前線ジェット気流が関わっているものと考えられる。さらに移流による効果も、前線を強化させるのに重要であることがわかった。収支解析から総合判断すると、発散項、変形項、非断熱項が前線を強化し、傾斜項が前線を弱化的効果をもつことがわかった。やはり最盛期には傾斜項の負の値がもっとも大きいため、この働きにより前線は弱められることが定量的に示された。そして梅雨前線が特に活発化するためには、下層のフロントジェネシスだけでなく、上層でもほぼ同時に前線形成が起こることが言える。

キーワード：梅雨前線，前線形成関数，変形場，傾斜項，ジェット気流

目次

目次	i
図目次	iii
1 序論	1
1.1 はじめに	1
1.1.1 梅雨前線の概要	1
1.1.2 梅雨前線に関する研究の歴史	1
1.1.3 フロントジェネシスの概要とこれを用いた研究について	4
1.2 研究目的	9
2 使用データ	10
2.1 JRA-25	10
2.2 対象期間	10
3 解析方法	11
3.1 基本場解析	11
3.2 前線	11
3.3 前線形成関数	14
3.3.1 発散項	14
3.3.2 変形項	15
3.3.3 傾斜項	15
3.3.4 非断熱項	15
3.4 前線形成関数の収支解析	16
4 結果	18
4.1 基本場解析	18
4.1.1 水平場でみた梅雨前線の特徴	18
4.1.2 鉛直断面でみた梅雨前線の特徴	18
4.1.3 上層にみられるジェット気流の特徴	21
4.2 $ \nabla_h \theta $ について	21
4.3 前線形成関数を用いた解析	26

4.3.1	850hPa 面での前線形成関数	26
4.3.2	250hPa での前線形成関数	32
4.3.3	鉛直断面図による解析	32
4.4	大規模循環場との対応	40
4.5	東側領域，西側領域での違い	44
4.6	前線形成関数の収支解析	44
5	考察	47
6	結論	51
7	今後の課題	52
	謝辞	53
	参考文献	54

図目次

1	梅雨最盛期における典型的な 850hPa 天気図	2
2	7 月における前線帯を南北に横切る下層の傾圧性の強さに対応する指標を表す散布図	5
3	前線形成を起こす 4 要素	6
4	寒冷前線の熱力学的・力学的モデル	7
5	Ogura and Portis (1982) より, 前線形成に関与する諸効果の鉛直分布図	8
6	850hPa での温位と温位水平傾度極大域の分布図	12
7	地上天気図と GMS-4 赤外画像	13
8	収支解析で定めた領域平均位置とそこでの前線の変動	17
9	1993 年 6 月 28 日~7 月 1 日で期間平均した 850hPa 面の温位, 比湿, 相当温位図	19
10	1993 年 6 月 28 日~7 月 1 日で期間平均した, 東経 130 度線に沿った南北鉛直断面の温位, 比湿, 相当温位図	20
11	1993 年 6 月 28 日~7 月 1 日で期間平均した, 200hPa 面および東経 130 度線に沿った南北鉛直断面の風向風速, 気温図	22
12	850hPa 面前線と 200hPa 面東西風速の 1993 年 6 月~7 月の時系列	23
13	梅雨前線東側領域と西側領域の位置	24
14	1993 年 6 月~7 月にかけての前線の時系列	24
15	1993 年 6~7 月の日降水量の時系列(鹿児島市付近の領域平均と東京).	25
16	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 850hPa 面前線の分布図	27
17	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 850hPa 面前線と発散項の分布図	28
18	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 850hPa 面前線と変形項の分布図	29
19	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 850hPa 面前線と傾斜項の分布図	30
20	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 850hPa 面前線と前線形成関数の合計の分布図	31
21	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 250hPa 面前線と発散項の分布図	33
22	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 250hPa 面前線と変形項の分布図	34
23	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 250hPa 面前線と傾斜項の分布図	35
24	発達過程, 最盛期, 衰弱過程の 250hPa 面前線と前線形成関数の合計の分布図	36
25	発達過程, 最盛期の前線と発散項の南北鉛直断面図	37
26	発達過程, 最盛期の前線と変形項の南北鉛直断面図	38
27	発達過程, 最盛期の前線と傾斜項の南北鉛直断面図	39

28	発達過程，最盛期の子午面循環と傾斜項の関係図	41
29	250hPa ジオポテンシャル高度の変動	42
30	発達期間で平均した 1000hPa と 250hPa ジオポテンシャル高度図	43
31	最盛期間で平均した 1000hPa と 250hPa ジオポテンシャル高度図	43
32	発達期で比較した梅雨前線東西領域での子午面循環	45
33	前線形成関数と移流項の収支解析図	46

1 序論

1.1 はじめに

1.1.1 梅雨前線の概要

日本を含む東アジア地域は、5月下旬ごろから、6、7月にかけて雨期を迎える。この雨は、大規模な停滞前線が中国大陸東部から日本の東海上まで東西に横切ることでもたらされており、この停滞前線のことを中国や台湾では Meiyu front、日本では梅雨前線 (Baiu front) と呼んでいる。そもそも前線とは、気団と気団の境目である前線面が、ある特定の高度で交わる線、というように定義されている。梅雨前線の場合、夏に勢力を増す南の海洋性熱帯気団である小笠原気団と、北の冷涼なオホーツク海気団や中国大陸側の高温で乾燥した気団の境界に形成される。大循環的視点から梅雨前線について考える場合、これらの気団の変動が梅雨前線の変動を引き起こすため、気団という見方が重要になってくる。さらに、南の太平洋高気圧の縁を回る風と南西モンスーンの合流による下層ジェット気流、北側を日々通過するトラフなどの総観規模擾乱も梅雨前線に影響している。またもっと小さなスケールを考えると、梅雨前線上で波動が生じ、いくつも発達する小低気圧は、集中豪雨を引き起こす要因となる。このように梅雨前線は時間、空間ともに多種スケール階層構造をもつという特徴が知られている (Ninomiya and Akiyama, 1992) (図 1)。

1.1.2 梅雨前線に関する研究の歴史

梅雨前線による雨は、東アジア地域に住む人々にとっての重要な水資源となると同時に、時には豪雨による大規模災害を引き起こすものである。よって東アジア地域に住む人々にとって、梅雨期の雨の状況、つまり梅雨前線の活動については大きな関心事であり、古くから多くの研究がなされてきた。梅雨の気候学的研究から、小規模擾乱とそれに伴う激しい雨について梅雨期中でも期間を限定して行われている研究が多くある中で、Akiyama (1973) では、それらの研究のちょうど中間の、広域からみた梅雨前線帯の特徴とそれに関連する現象について、梅雨期の 40 日間で解析を行っている。また Ninomiya and Akiyama (1992) では Akiyama (1973) で対象としていた規模から、梅雨前線上の小規模擾乱についての研究のレビューを行っている。そのような過去の研究から明らかになった梅雨前線の特徴としては、梅雨前線は熱帯の気団の北側に沿った、帯状な雲量と降雨量の多いところにあたる、梅雨前線に沿って対流圏中層には暖湿な層が存在する (湿舌と呼ばれる)、梅雨前線帯は対流活動により中立な成層が作られている、豪雨の南側の下層 700hPa 付近には梅雨前線にそって、非地衡風の強風域 (Low Level Jet) がしばしば出現する、梅雨前線上で発生する豪雨には南からの水蒸気の流入が主に重要である、梅雨前線は相当温位でみたときに、南北方向に大きな水平傾度をもっている (亜熱帯前線帯の特徴)、東経 130 度付近を境に東

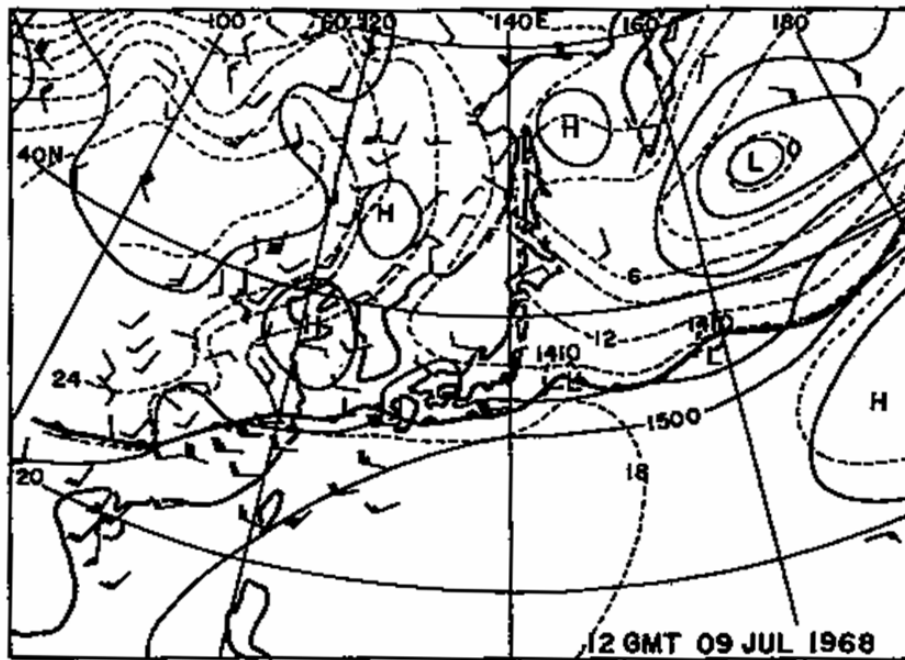


図1 850hPa面の風(矢羽: 10knot), 温度(破線), ジオポテンシャル高度(実線)を示す.
 1968年7月9日12GMT (Ninomiya and Akiyama, 1992, Fig. 5を引用)

側では、温位でみたときにも同様に南北方向に大きな水平傾度をもつ(寒帯前線帯の特徴)、
下層ではフロントジェネシスの変形項が大きな値を示し、湿潤な南西風の変形の流れが前線形成に大きく寄与している、などである。これらの事実はその後の発展的な梅雨前線の研究や、集中豪雨の事例解析などを行ううえで重要である。

この中で興味深い特徴のひとつとして、下層の湿潤南西風による変形項が梅雨前線の形成に最も重要な要素であることがあげられる。ここででてきたフロントジェネシスという解析方法については Kato and Kodama (1992) でも類似の解析が行われている。Kato and Kodama (1992) の場合、梅雨期の梅雨前線ではなく、1979 年 5 月初めにみられた日本南岸の準定常的な前線について解析しており、前線形成関数のうち、発散項と変形項の和の分布図を示し、下層の水平方向のフロントジェネシスについて議論している。しかしながらこれらの研究はいずれも下層(850hPa 面や 700hPa 面)での 2 次元的なフロントジェネシスの議論にとどまり、上層やさらには 3 次元的にみた場合の解析は行われていない。つまりこれらの論文では、前線形成の視点からみて梅雨前線というものの特徴を示すには不十分ということになる。それ以外の特徴については、先にあげた Ninomiya and Akiyama (1992) をはじめ、多くの先行研究によって実証されてきており、もはや通説となっているものもある。しかしながら梅雨前線はとても複雑な現象であり、未だに周囲の大循環システム、例えば上層ジェット気流やオホーツク海高気圧などとの関連については、その本質的理解にまで至らず、結果、梅雨期の予報を困難なものとしている。より良い予報には当然様々な方面からの研究が望まれ、通説となっている特徴もふくめ、そこから新たな見解を示すことも必要である。そんな中、Zhou *et al* (2004) では Baiu, Meiyu front と区別した、dew-point front(露点前線)という概念を紹介した。これは、東経 115 度付近を境に西側で、前線帯が南北に分かれるときの南側のもを指し示しており、対流圏下層で明瞭な南北相当温位勾配の大きなところである。解析の結果、dew-point front の位置変動は亜熱帯高気圧の活動と密接に関係しており、年によって現れるときと現れないときがあることや、Meiyu front に向かって暖湿な気流を輸送する役割をしているなど、新たな側面から梅雨および Meiyu front の特徴を示して議論している。また田上、新野 (2005) でも梅雨前線周辺の大規模循環場の年々変動について、夏季の天候に大きな影響を与えると思われるにも関わらず、必ずしも多くは研究されていないことを指摘し、梅雨前線の明瞭・不明瞭さを直接的に現している指標を定義するなど新たな手法を用いた解析を行っている。このような新たな手法による研究から梅雨前線に対する理解が深まってゆく。

さらに 1 つの疑問点があげられる。今まではいずれも梅雨前線の活動に重要な水蒸気の流束に関する解析が主要になっている。しかしながら加藤ほか (1997) では梅雨前線帯での降水量分布や降水効率を支配する要因として、南からの水蒸気フラックスの大小に加えて、中高緯度のシステム、特に傾圧帯の役割があるとし、日本付近の傾圧性に関連した特徴について調べている。その結果 1993 年の 7 月は 1 ヶ月間を通して大規模場の前線帯を南北に横切

る下層の傾圧性がかなり大きな値で維持されていたことがわかった(図2)。そして1993年夏は、梅雨前線帯に対応する南の傾圧帯が、北緯60度付近の背の高い傾圧帯(寒帯前線帯)と明瞭に分離していたため、日本付近の梅雨前線帯では、南からの水蒸気補給に加え、準定常的な前線帯としても活動が維持されたものと考えられる、と述べている。このように結論付けられているものの具体的なことはまだ未解明である。

これまでは大規模あるいは総観規模で梅雨前線をとらえて研究されてきたものについて述べてきた。しかし梅雨前線は多種スケール階層構造をもった現象である。メソ気象の分野でも多くの研究がなされてきているのだが、メソ気象の分野と大循環の分野での研究には隔たりがあるようである。梅雨前線という1つのシステムについて総合的に考えるためには、当然時間・空間スケールの違いにより解析方法は異なるのだが、考察にあたってはメソから大循環までの視点を持って議論をすることが必要となってくるであろう。

1.1.3 フロントジェネシスの概要とこれを用いた研究について

これまで述べてきたような梅雨前線研究の背景をふまえ、先行研究では不十分と思われるフロントジェネシスという解析方法を用い、大循環場との比較を行うことで梅雨前線の空間的特徴の考察を進めていけたらよいのではないかと。また1993年の前線帯を南北に横切る傾圧性についての重要性も示唆されているため、これと関連させた考察もできると思われる。フロントジェネシスは前線の強まり、または弱まり(フロントリシス)を定量的に示したものである。フロントジェネシスは frontogenetical function(前線形成関数)で計算される。前線形成関数は水平方向または鉛直方向でみたときの様々な流れの場、および熱の効果によって、一般的には温位の分布がどのように変化するかを定量的に知ることができるものである。温位傾度の強まりや弱まりから前線の強化、弱化が示されるわけである。前線形成関数は代表的には、発散項、変形項、傾斜項の3つの流れの効果を表す項と、熱の効果を表す非断熱項の計4つの項に分解して表されている(図3, a~d)。過去、梅雨前線に対して前線形成関数を主要に用いて解析がなされた研究例は少ない。梅雨前線以外での研究例として、アメリカで行われた研究観測計画 SESAME(Severe Environmental Storms and Mesoscale Experiment-激しい暴風雨と中規模の実験観測)のように、16の大学、14の国の機関その他が参加し、NASAの研究観測計画 AVE(Atmospheric Variability Experiment-大気変動度実験観測)と共同で大規模に実施されたものもある。Ogura and Portis (1982) はこれらの豊富な観測資料を用い、1974年4月26日に観測された寒冷前線を詳細に解析している。その中で前線形成関数を用いた定量的解析が行われている。その結果として、寒冷前線の力学的・熱力学的モデルが提案されており、中規模の構造を持つことが明確に示されている(図4, 図5)。図5からは各項それぞれ特徴的な分布がみられる。すなわち発散項や変形項は地上付近にフロントジェネシスの極大域が存在することや、傾斜項では鉛直循環と対応したフロントリシスがみられることなどである。また津村、山崎(2005)では、日本付近で

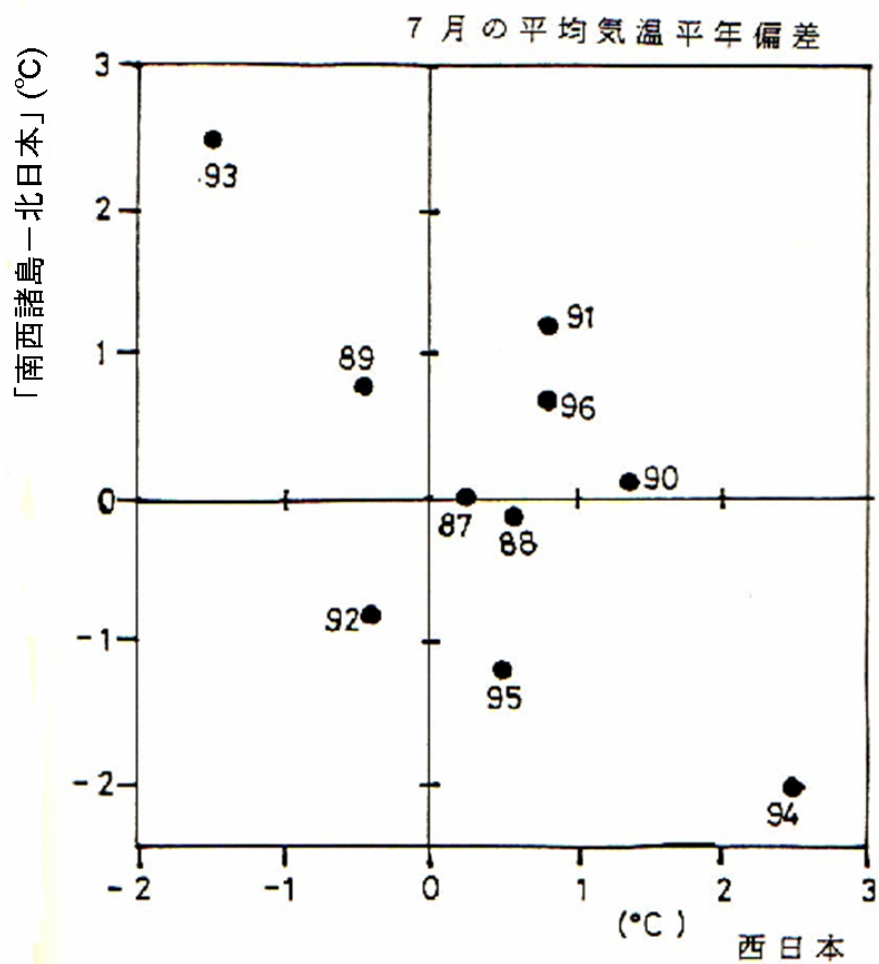


図2 7月における地上気温平年偏差の西日本平均値(横軸)と「南西諸島 - 北日本」の平均値(縦軸)との関係(両軸とも単位は $^{\circ}\text{C}$) (気象庁発行の気候系監視報告より計算)。黒丸の脇の数字は、西暦の下桁(19 $\times\times$ 年)。(加藤ほか, 1997, 図9を引用)

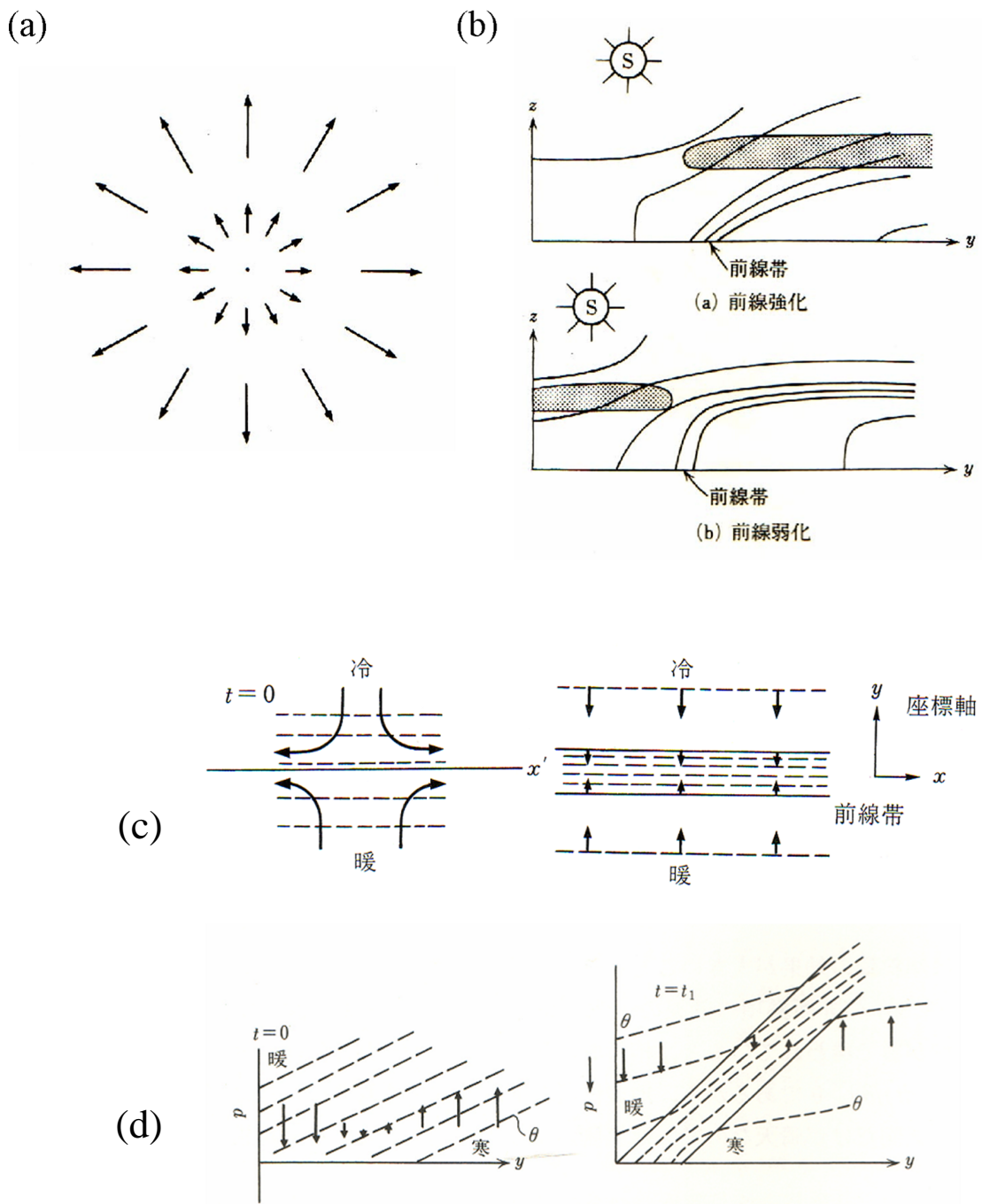


図3 前線形成を起こす4要素。(a)発散,(b)非断熱,(c)変形,(d)傾斜。(c),(d)は左が初期の状態で右がある程度時間が経った状態。流れ(矢印),等温位線(破線)(小倉, 2000, 図8.5, 8.7, 8.9を引用)

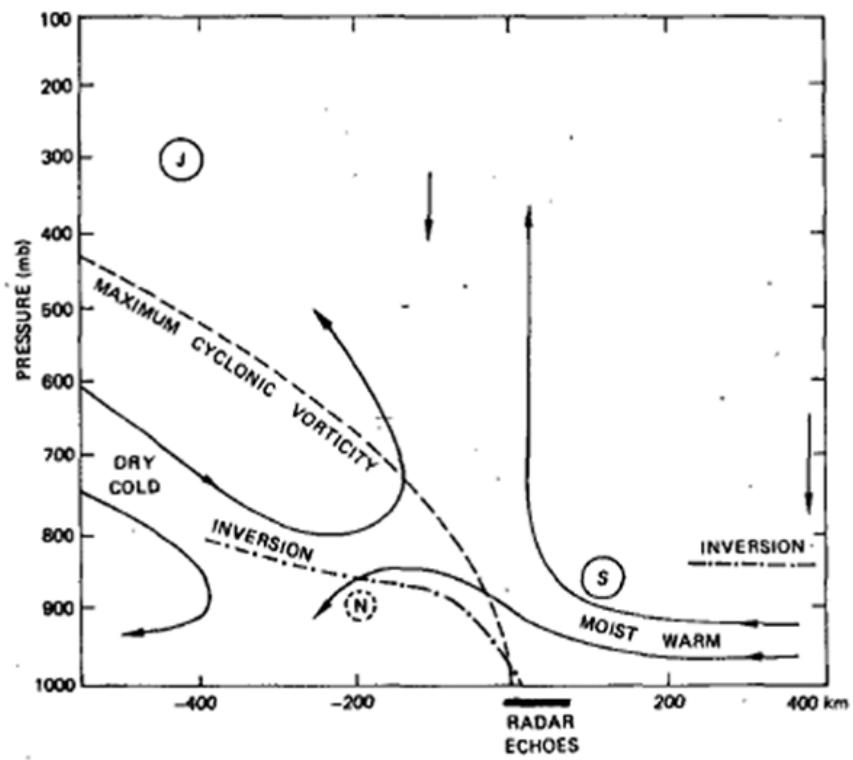


図4 寒冷前線の熱力学的・力学的モデル．最大相対渦度の軸(破線)，地上前線の背後の逆転層における水平温度傾度の最大の位置関係(一点破線)．(Ogura and Portis, 1982, Fig. 22 を引用)

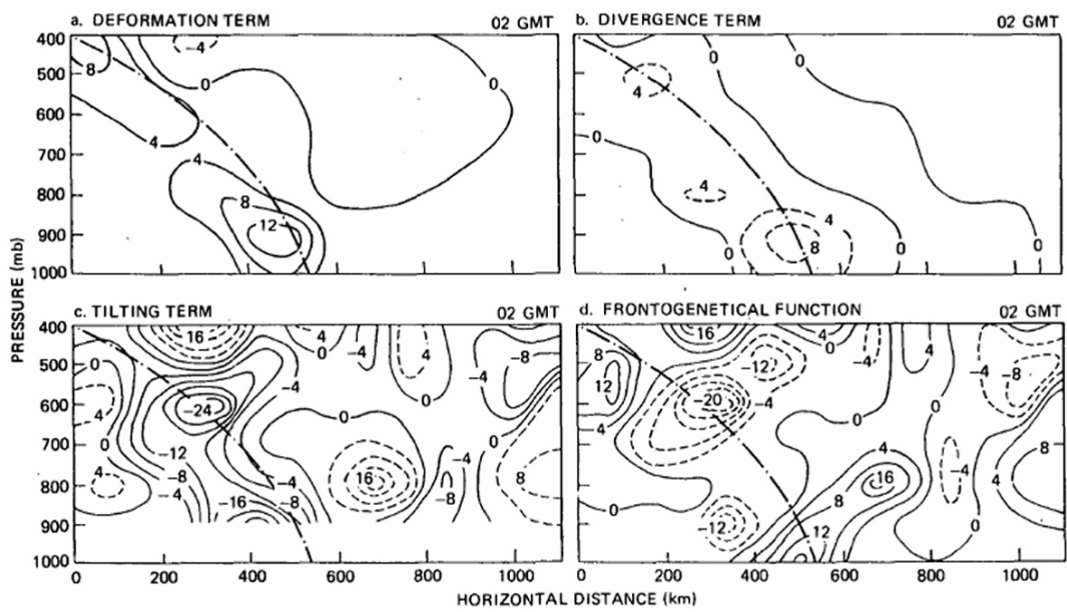


図5 1979年4月26日02GMTにおける前線形成に関する諸効果．単位はすべて $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$ (a) 変形項, (b) 発散項, (c) 立ち上がり項, (d) 前線形成関数．(Ogura and Portis, 1982, Fig. 25 を引用)

発達した Shapiro タイプの温帯低気圧について、前線形成関数を用いて事例解析を行っており、温暖前線と寒冷前線についてそれぞれ前線形成関数の各項の分布を示し、特徴を述べている。そのほか、台風が温帯低気圧化するとき形成される前線について、その形成メカニズムを知るための解析として用いられている例もある(例えば、Colle, 2003)。これらは準定常的な停滞前線とは異なり、前線の形成から発達、消滅までのプロセスが明確であり、前線形成関数を用いた解析がしやすいようである。それに対し梅雨前線のような停滞前線の場合、数日間の平均場を用いることで解決できると思われる。

1.2 研究目的

以上のような背景を踏まえ、本研究では、梅雨前線に関して大循環もしくは総観規模での立場からその実態把握や特徴について明らかにすることを目的とする。そのために、下層と上層、あるいは西部と東部で周囲の循環との関係をもて、どのようなメカニズムが働いて梅雨前線が強化されたかの議論ができる前線形成関数を用いて解析を行う。とくに上層での大循環場との関係を明確にしていきたい。また定量的にどの効果をもっとも梅雨前線の変動に効いているかを明らかにしたいと考えている。さらに 1993 年の梅雨期に顕著であった傾圧性の問題についても何らかの考察をしていきたい。

2 使用データ

2.1 JRA-25

JRA-25(Japanese Reanalysis 25 years) は、気象庁と(財)電力中央研究所で共同に実施された、全球長期再解析データである。衛星データが本格的に利用され始めた1979年1月以降を再解析の対象とし、2004年12月までの26年間の計算処理が行われている。JRA-25データの作成に使われた数値モデルは、気象庁の現業の天気予報で使われるモデルに基づいている。データ同化手法には、3次元変分法(竹内, 2002)を用いている。また空間解像度は、水平T106、鉛直40層(上端は0.4hPa)である。

JRA-25データの品質の特徴としては、アジア域や熱帯海洋上の品質向上を図っていることがあげられる。他の再解析データでは使われていない、Fiorino(2002)による熱帯低気圧周辺で推定された風速データを使用しており、世界中の熱帯低気圧が現実的に表現されている。

再解析では、データ同化対象となる基本要素の他、各処理過程で多くの要素が出力される。出力データは、気象庁独自形式の一次出力から、通常の利用や公開用のデータとして汎用的なGRIB形式(WMO, 1994)に変換され、その数は200種類以上になる。本研究では、前線形成関数の各項を計算する際に必要となる気温 T (K)、風速 u, v (m s^{-1})(鉛直17層)、比湿 q (kg kg^{-1})(鉛直12層)、鉛直 p 速度(Pa s^{-1})(鉛直10層)の各要素を使用した。これらのデータは、空間分解能が2.5度×2.5度、時間分解能は1日4回(00,06,12,18 UTC)となっている。気温、風速、比湿は解析値であり、3次元変分法によるデータ同化で出力される最も基本的な出力要素である。これらは各種の観測データが全期間を通して比較的豊富であり、信頼度が高い。一方で鉛直 p 速度は解析値から2次的に導出された要素として位置づけられる。

2.2 対象期間

本研究では、1993年の6、7月を解析対象期間とした。1993年は梅雨期から盛夏期(6~8月)にかけて全国的に低温となり、また梅雨前線が日本付近に長期間停滞し活発化したことによる多雨、寡照となった年である。梅雨前線による降水は主に6月中旬から7月下旬にかけて、平年に比べ非常に多かった。

3 解析方法

3.1 基本場解析

実際に前線形成関数を用いた解析を行う前に，梅雨前線の特徴づけている気象要素がどのような空間分布をしているのかを把握するための基本場解析を行った．ここで使用する要素は，気温 T (K) から計算される温位 θ (K) や相当温位 θ_e (K)，比湿 q (kg kg^{-1})，風速 u, v (m s^{-1})，鉛直 p 速度 (Pa s^{-1}) である．温位 θ の定義式は以下のとおりである．

$$\theta = T \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{\kappa}, \quad \kappa \equiv \frac{R_d}{C_p} = 0.2859$$

なお p_{00} は標準気圧であり 1000hPa にとる．

相当温位 θ_e を計算するには，持ち上げ凝結温度 T_{LCL} (K) を求める必要がある．これには気温 T (K) や露点温度 T_d (K) または水蒸気圧 e (hPa)，相対湿度 f (%) から求める精度の高い式がいくつか存在する (水野, 2000)．今回の解析においては以下の式を用いた．

$$T_{LCL} = 2840 / [3.5 \ln(T) - \ln(e) - 4.805] + 55$$

ここで水蒸気圧 e は，比湿 $q \approx$ 混合比 w の関係から， $e = (1/0.622)pq$ で求めている．よって近似式，

$$\theta_e = \theta \exp(2.675q/T_{LCL})$$

から相当温位 θ_e を求めることができる．

3.2 前線

一般に天気図上に示されている前線 (front) の位置は，地上の降水分布や特定の気圧面での等温位線の分布などから主観的に解析される．これを客観的に決定するための指標として，本研究では温位の水平傾度の大きさを用いる．図 6 で 1993 年 6 月 30 日 00UTC の 850hPa 面の温位の水平傾度 $|\nabla_h \theta|$ を示した．図 7(a) は同じ時刻の地上天気図，図 7(b) は 3 時間後の 03UTC の GMS-4 による全球赤外画像である．これらを比較すると， $|\nabla_h \theta|$ は地上に解析された前線の位置および梅雨前線に伴う雲帯と一致し，前線をよく表していることがわかる．温位の水平傾度 $|\nabla_h \theta|$ は以下の式で計算することができる．

$$|\nabla_h \theta| = \left\{ \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right\}^{1/2} \quad (1)$$

850hPa 面におけるこの $|\nabla_h \theta|$ を用いて，前線の位置および時間変化の解析を行った．

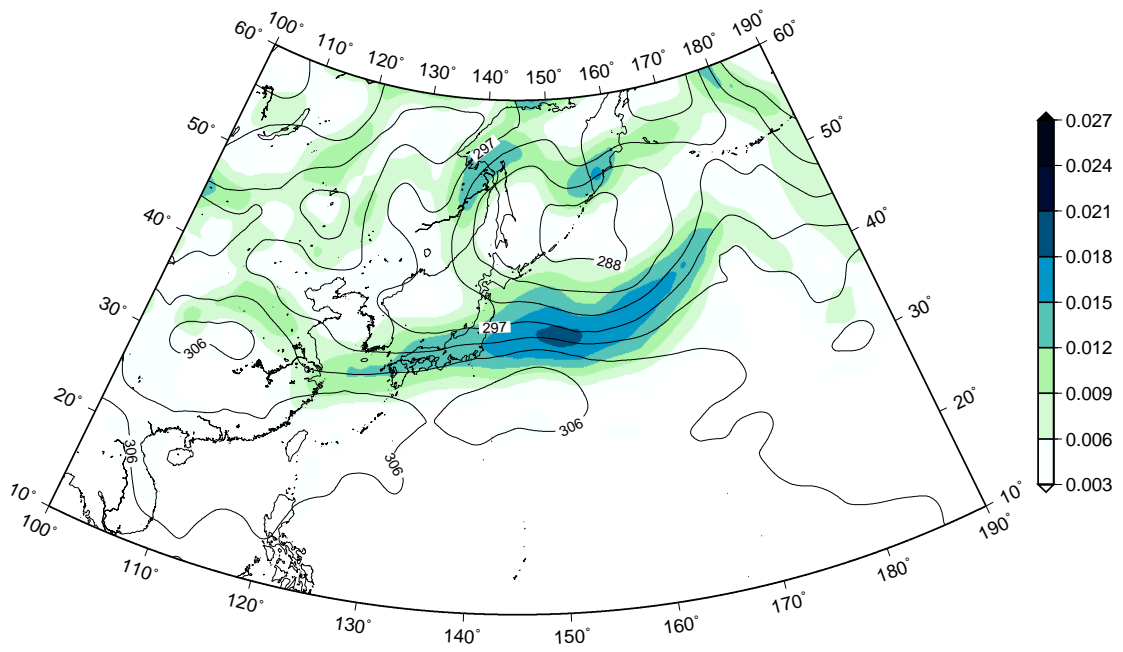
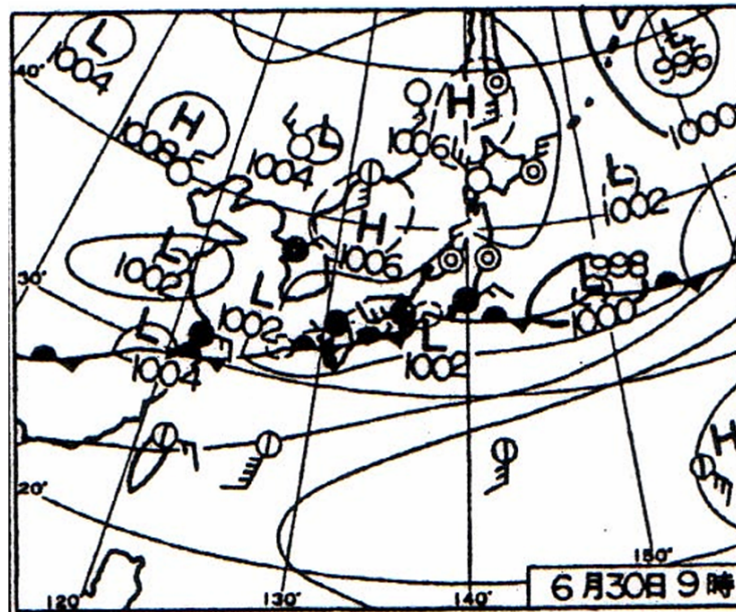


図 6 1993 年 6 月 30 日 00UTC , 850hPa 面での温位の水平傾度の大きさ (前線: 陰影 , K km^{-1}) , 温位 (実線 , K)

(a)



(b)

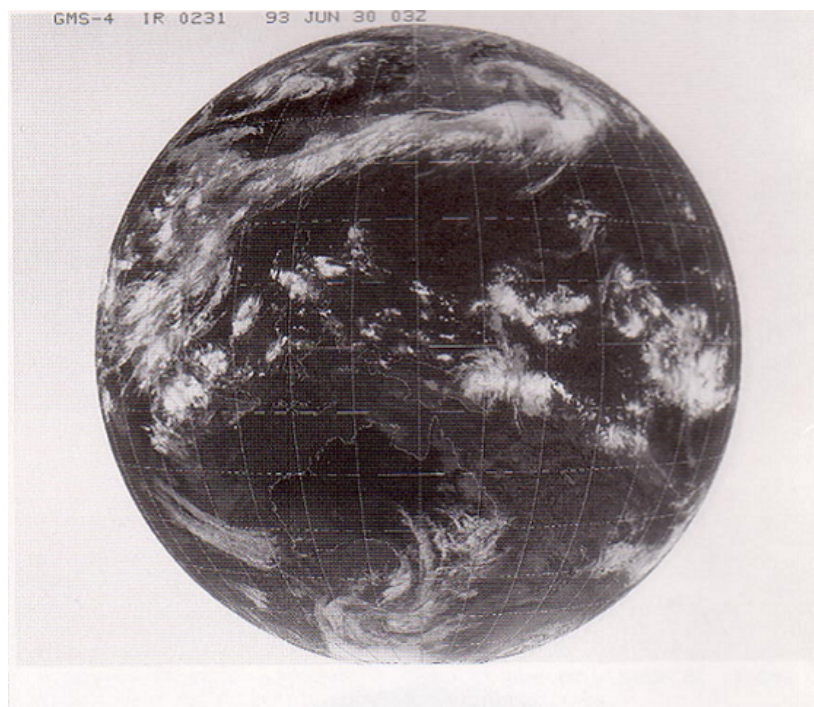


図7 1993年6月30日 (a)00UTC ,地上天気図 ,(b)03UTC ,GMS-4 赤外画像 (天気, Vol. 40, No. 12 より引用)

3.3 前線形成関数

前線の強化を量的に表す物理量としては，一般に温位の水平傾度の時間微分をとることが知られており，これを前線形成関数 (frontogenetical function) と呼ぶ (小倉，2000；Ogura and Portis, 1982 など)．風速と温位の 3 次元的な分布が与えられたとき，その瞬間における温位の水平傾度の実質時間変化傾向を求める式である．本研究ではこの関数を使用し，各気圧面上での前線との位置関係を見ていく．

$$F \equiv \frac{d}{dt} |\nabla_h \theta| \quad (2)$$

p 座標系を使用すると，

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h + \omega \frac{\partial}{\partial p} \quad (3)$$

であり， $\mathbf{v}_h = ui + vj$ である．

さらに (2) 式を以下のように分解することで，前線の強化 (front-genesis) および弱化学 (front-lysis) がどのような要素によって起こっているかを調べることができる．

$$F = \text{発散項} + \text{変形項} + \text{傾斜項} + \text{非断熱項} \quad (4)$$

ここで，

$$\begin{aligned} \text{発散項} &= -\frac{1}{2} |\nabla_h \theta| \delta \\ \text{変形項} &= -\frac{1}{2|\nabla_h \theta|} \left[D_1 \left\{ \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right\} + 2D_2 \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \right] \\ \text{傾斜項} &= -\frac{1}{|\nabla_h \theta|} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \\ \text{非断熱項} &= \frac{1}{|\nabla_h \theta|} \left\{ \frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \right\} \end{aligned}$$

である．以下に各項の求め方を記す．

3.3.1 発散項

水平風速 u, v から求まる発散，収束 ($\delta = \partial u / \partial x + \partial v / \partial y$) による効果で前線の強化および弱化学を表す項である．この項に含まれる発散の計算では，球面調和関数を用いて厳密に求めている．球面調和関数の詳しい記述については，Randall (2003) を参照のこと．

3.3.2 変形項

変形項には D_1 と D_2 という量が含まれている． D_1 は発散 $\delta = \partial u/\partial x + \partial v/\partial y$ から

$$D_1 \equiv \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$$

のように定義されたものであり伸張変形 (stretching deformation) という．また D_2 は渦度 $\zeta = \partial v/\partial x - \partial u/\partial y$ から

$$D_2 \equiv \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$$

のように定義されたものでありシア変形 (shearing deformation) という．この2つの量が含まれる変形項によるフロントジェネシスの概念図は図 3(c) に示したとおりである．すなわちある時刻における温位分布が流れの変形の場合の移流によってどのように変化するかを示している． D_1, D_2 については発散項と同様に球面調和関数を用いて計算しているが，その他の $\partial\theta/\partial x$ および $\partial\theta/\partial y$ については中央差分により求めている．

3.3.3 傾斜項

上記の2項の例とは異なり，鉛直方向での前線の強化および弱化を表す式である．傾斜項の効果によるフロントジェネシスの概念図も同様に図 3(d) に示している．寒気側に上昇流，暖気側に下降流という間接循環の場合が例示されているが，いつも $\partial\theta/\partial p < 0$ であるから， $\partial\omega/\partial y < 0$ のとき， $(\partial\omega/\partial y)(\partial\theta/\partial p) > 0$ である．すなわち間接循環の場合， y 方向の温位傾度は増す．

3.3.4 非断熱項

非断熱項の効果によるフロントジェネシスの概念図も図 3(b) に示す．この図は日射加熱による一例である．上の図は，日中寒気側が雲で覆われていると，相対的に日射による暖気側の昇温が大きく， $-\partial(d\theta/dt)/\partial y > 0$ であるから，地表付近の前線は強化される．反対に下の図では，寒気側だけが晴天なので，寒気側がより強く加熱され，その結果前線は弱まる．

非断熱項における非断熱加熱 $d\theta/dt (= \dot{Q})$ はデータから直接求めることはできないため，(3) 式にも示しているように，

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial\theta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla\theta (= a\dot{Q}) \quad \text{ただし } a \text{ は係数}$$

を計算することで見積もることになる．なお， \mathbf{v} は3次元の速度である．通常，この計算において温位の局所変化 $\partial\theta/\partial t$ は，求めたい時刻の前後の時間データを用いた中央差分で計算し， $\mathbf{v} \cdot \nabla\theta$ はその値を求めたい時刻を t とすると， $(\mathbf{v} \cdot \nabla\theta)_{t-1} : (\mathbf{v} \cdot \nabla\theta)_t : (\mathbf{v} \cdot \nabla\theta)_{t+1} = 1 : 2 : 1$ の加重平均をとって計算する．結局直接 \dot{Q} は求められず，時間変化の項が含まれるなど見

積もりが粗くなるため、多くの先行研究ではこの非断熱項を扱っていない。本研究ではこの項による空間分布は示さず、時系列収支解析でのみ扱う。

3.4 前線形成関数の収支解析

領域を固定し、その領域で平均した前線および前線形成関数の時間変動を調べて定量的な議論につなげるために、解析対象期間での収支解析を行った。領域平均の位置は、850hPa面での前線の分布を考慮して図 8(a) に示すとおりに設定した。さらにその領域での上層と下層での前線の 6 月 15 日 18UTC ~ 7 月 12 日 18UTC までの変動が図 8(b) である。この図で灰色で示した期間は、後の結果の 4.2 で述べているように、選んだ事例の期間である。

本来、前線形成関数は式 (2) のとおり、ラグランジュ的にみた前線の変動についての関数であるのだが、この解析方法では領域を固定しているためオイラー的にみた前線の変動を示していることになる。よって

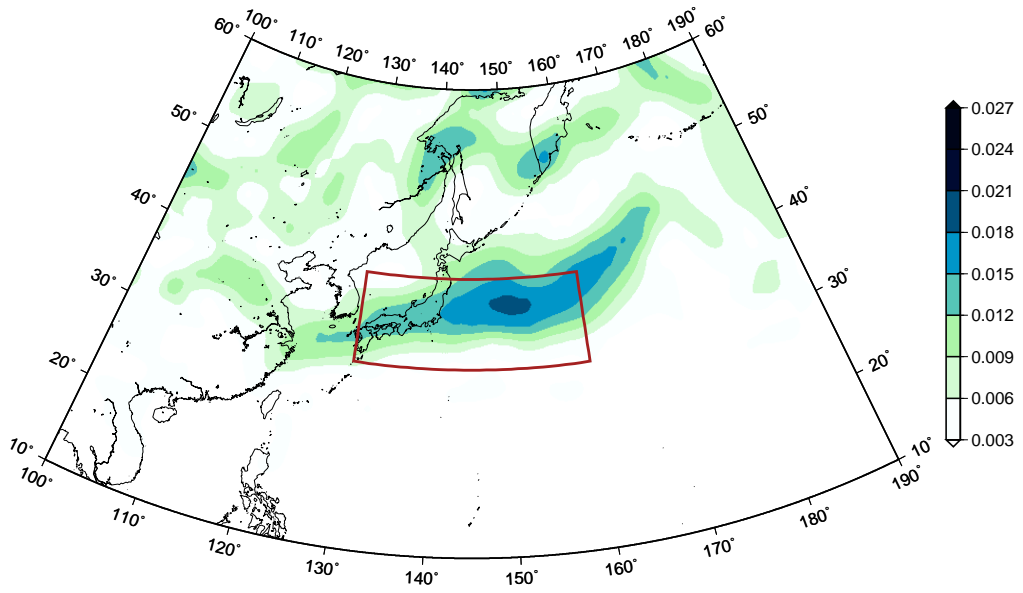
$$\frac{\partial}{\partial t} |\nabla\theta| = \frac{d}{dt} |\nabla\theta| - v_h \cdot \nabla_h |\nabla\theta| - \omega \frac{\partial}{\partial p} |\nabla\theta|$$

のように示される。すなわち右辺の第 2、第 3 項のように移流項が含まれることとなる。よって収支解析の場合

$$\text{発散項} + \text{変形項} + \text{傾斜項} + \text{非断熱項} + \text{移流項}$$

の 5 つについて比較を行った。

(a)



(b)

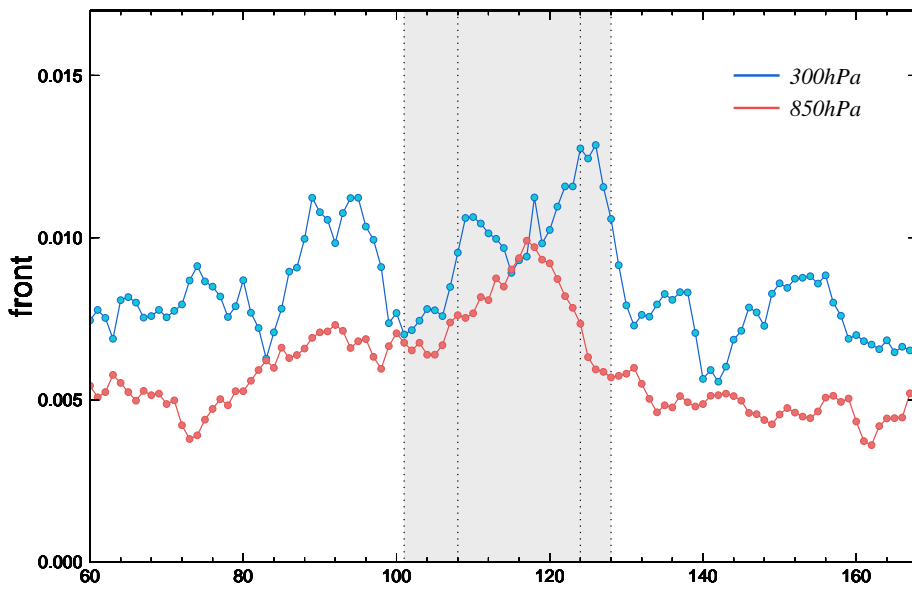


図8 (a) 収支解析で定めた領域平均の位置 (赤枠) と1993年6月30日00UTC, 850hPa面における前線 (陰影: K km^{-1}) の分布, (b) 6月15日18UTC (横軸の60) ~7月12日18UTCの300hPaと850hPa面での前線 (K km^{-1}) の時系列図. 横軸は時間軸で06UTC刻み.

4 結果

4.1 基本場解析

4.1.1 水平場でみた梅雨前線の特徴

最初に、基本的な梅雨前線の構造について把握するための解析を行った。この基本場解析はその後の前線形成関数を用いた解析で得られた結果を的確に考察するうえで、おさえておかなければならない重要なものである。

西日本、すなわち梅雨前線西側領域でみられる梅雨前線は、Ninomiya and Akiyama (1992) などの解析によると下層の小さい温度の南北勾配と、大きい比湿および相当温位の南北勾配で特徴付けられている。この特徴について確かめるため、対象期間のうちとくに前線の活発だった、6月28日00UTC~7月1日18UTCの4日間の平均場をみることで確認する。

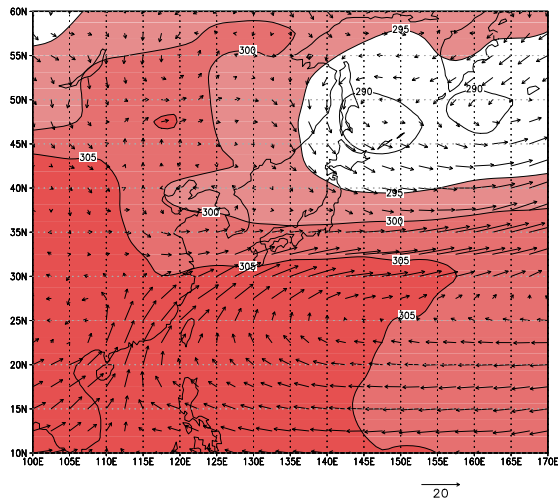
図9(a)は期間平均した850hPa面の温位の分布図、図9(b)は比湿、図9(c)は相当温位の分布図である。下層の温位の分布は九州から関東地方にかけて弱い勾配が見られる。一方で水蒸気の分布に関しては、中国大陸から九州にかけて大きな勾配がみられ、その値は 1g kg^{-1} 以上である。また湿舌のように伸びる特徴的な分布もみられる。下層の水平風とも合わせてみると、南西諸島の南方から東シナ海にかけて風速の強い領域が存在するが、その領域では海面からの水蒸気フラックスを大量に得ていることが推測される。

このような水蒸気の分布によって相当温位の分布も非常に南北勾配が大きくなっていることがわかる(図9, c)。

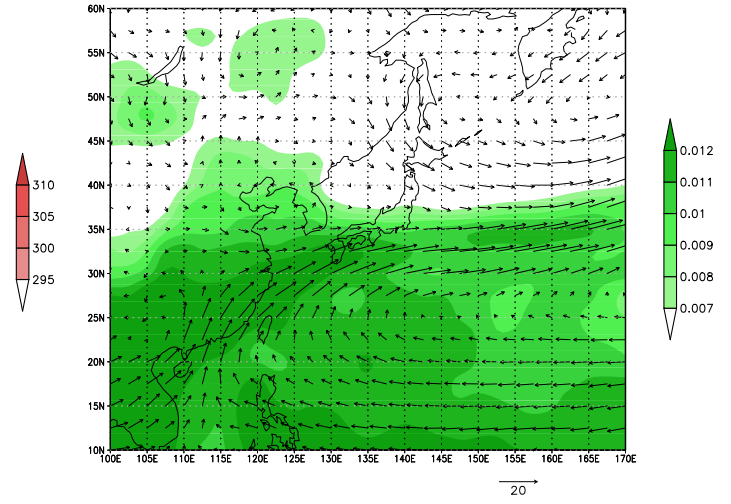
4.1.2 鉛直断面でみた梅雨前線の特徴

図10(a)~(c)は東経130度線に沿った、温位、比湿、相当温位の南北鉛直断面図である。期間は水平場と同様に6月28日00UTC~7月1日18UTCの平均場である。(a)および(c)の分布から判断して、北緯30~35度付近にかけての地上から上層には南北勾配の大きな分布がみられ、特に相当温位の分布でみると顕著である。これが地上の梅雨前線に一致する。上層までみると、梅雨前線帯では対流活動により中立な成層が作られていることがわかる(図10, c)。比湿の鉛直断面図(図10, b)をみると、梅雨前線の南側の下層700hPa以下には多量の水蒸気を含んだ気塊が存在するが、梅雨前線をはさんで北側にはあまりみられない。この南側の湿った気塊が下層の強い南よりの風によって梅雨前線帯に運ばれていることがわかる。さらに梅雨前線上では下層から上層まで非常に強い上昇流が存在する。これは先に述べた対流活動によるものであり、水蒸気がこの上昇流によって上層350hPa付近まで運ばれ、高比湿領域を形成している。また梅雨前線をはさんで南北には比較的乾燥した領域が広がっている(図10, c)。南側の乾燥域については、子午面循環からみてもわかるように太平洋高気圧の補償下降流によりもたらされており、北側の乾燥域のところにも下降流がみられる。

(a)



(b)



(c)

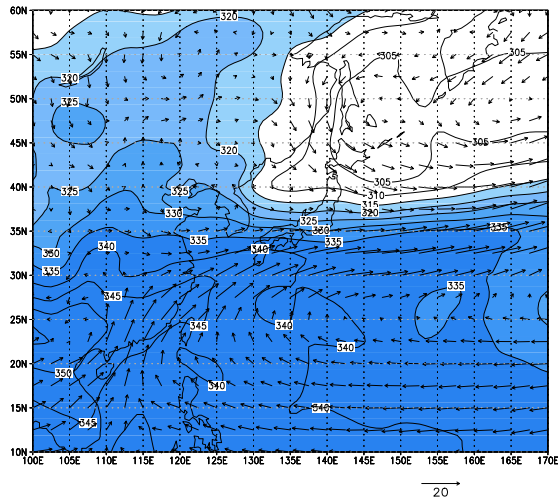
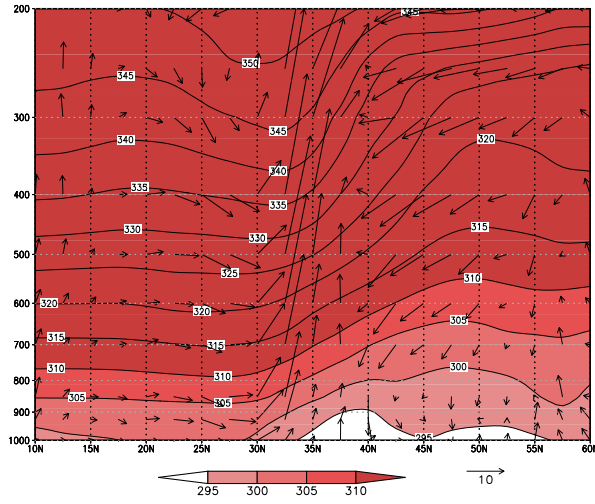
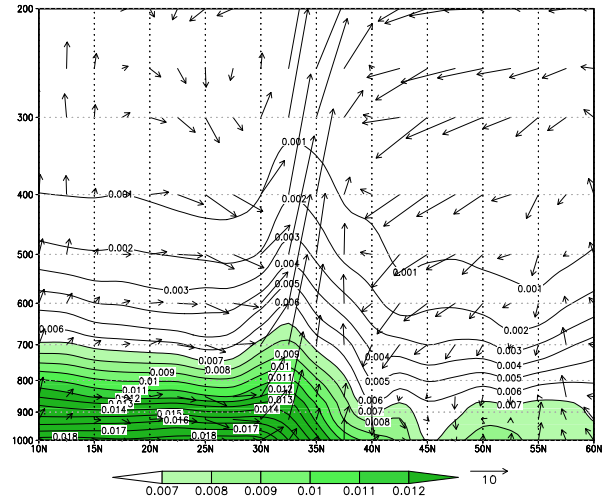


図9 1993年6月28日00UTC~7月1日18UTCで期間平均した850hPa面の(a) 温位 (K), (b) 比湿 (kg kg^{-1}), (c) 相当温位 (K). (a), (b), (c) とともにベクトルは水平風速 (m sec^{-1})

(a)



(b)



(c)

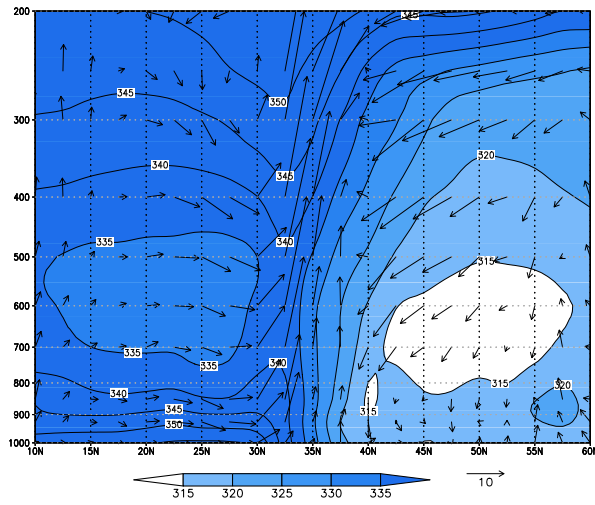


図 10 1993 年 6 月 28 日 00UTC ~ 7 月 1 日 18UTC で期間平均した，東経 130 度線に沿った南北鉛直断面の (a) 温位 (K)，(b) 比湿 (kg kg^{-1})，(c) 相当温位 (K) . (a)，(b)，(c)ともベクトルは子午面循環 (ただし南北風速: m sec^{-1} ，鉛直 p 速度: hPa sec^{-1})

4.1.3 上層にみられるジェット気流の特徴

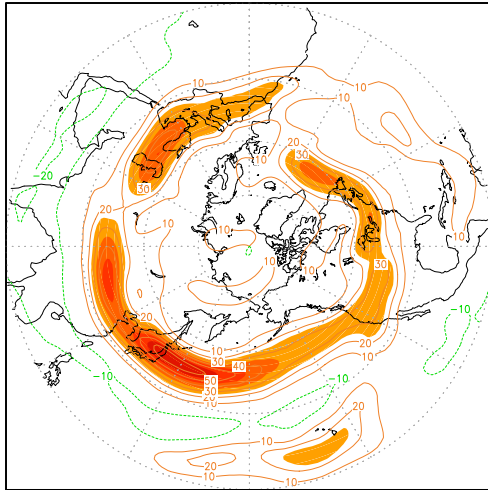
図 11(a) は同じく 6 月 28 日 00UTC ~ 7 月 1 日 18UTC の平均場の、北半球 200hPa 面の東西風速である。ユーラシア大陸の中央部からヨーロッパ大陸までの北緯 35 ~ 40 度付近と、大西洋上の北緯 50 ~ 60 度付近に偏西風の極大域がみられるが、いちばん広範囲にわたっているのがチベット高原上空から日本上空を通り、太平洋中部までのび、他と比較して値も大きい、北緯 35 ~ 40 度付近の偏西風である。図 11(b) の東アジア領域だけ拡大した図をみると、図 9 の温位や相当温位の水平傾度が大きい場所に対応して、東西にジェット軸がのびているのがわかる。また日本付近はとくに風速が大きくなっている。ベクトルをみると、東経 130 度付近に風の合流がみられる。図 11(c) は東経 130 度線の南北鉛直断面図である。強風域は下層までのびているのがわかる。下層 700hPa 付近の強風域と上層 200hPa 付近の強風軸の距離は水平で緯度 5 度程度離れており、上層に向かうにつれ北に傾いている。また北緯 65 度、300hPa 付近に別の極大域がみられるが、相対的に値は小さい。黒い線は温度場である。強風域の上層への傾きに沿うように、温度の水平傾度の大きな位置も下層から上層まで分布している。

4.2 $|\nabla_h \theta|$ について

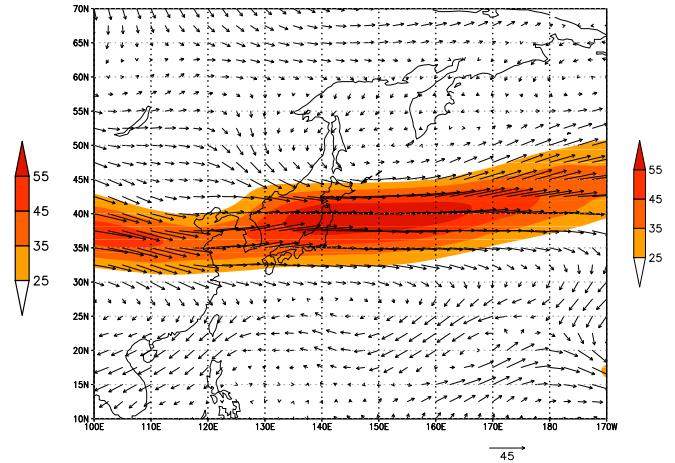
図 12 は本研究で定義した 850hPa 面の前線 ($|\nabla_h \theta|$) と 200hPa 面の東西風速の解析対象期間である 1993 年 6、7 月時系列である。東西風速が北緯 30 度 ~ 45 度付近で極大域が現れるとき、ほぼ同時に $|\nabla_h \theta|$ の値の大きな分布も現れている様子がわかる。さらに南北の位置も一致している。とくに大きな風速と $|\nabla_h \theta|$ の値が現れているのが期間の中ごろ、すなわち 6 月 23 日 ~ 7 月 4 日ごろにみられる。これは基本場解析でみた期間が含まれる。期間の後半の 7 月 12 日 ~ 26 日にも、風速分布と前線とのよい一致がみられるが、風速はあまり大きくなっていない。

図 14 は図 13 に示す領域でそれぞれ領域平均した、850hPa 面の前線 ($|\nabla_h \theta|$) の、同じく 6、7 月時系列である。この図からも図 12 と同様の期間に値が大きくなっているのがわかる。このうち 6 月 26 日 00UTC ~ 7 月 2 日 18UTC に焦点を当てて解析を行った (図 14, 図 8, b の灰色の期間)。この期間は加藤ほか (1997) でも取り上げられている事例で、梅雨前線に対応する雲帯が停滞し、その上をメソ スケールの低気圧が発生・通過し、特に西日本での大雨の被害が目立っている。図 15(a) は加藤ほか (1997) で示された鹿児島市付近のアメダス観測点で平均した降水量の時系列グラフである。これとともに東京アメダス (1 地点) での降水量の時系列グラフも示す (図 15, b)。降水量の増減と前線の時系列はよく対応している。

(a)



(b)



(c)

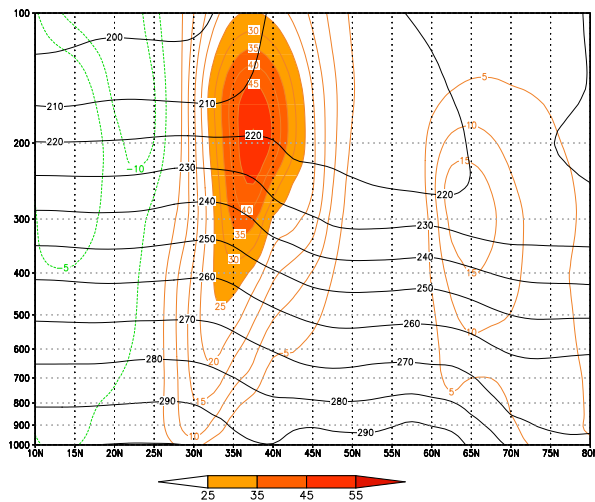


図 11 1993 年 6 月 28 日 00UTC ~ 7 月 1 日 18UTC で期間平均した (a) 北半球 200hPa 面の東西風速 (陰影, 実線: m sec^{-1} ただし緑は東風), (b) 東アジア領域 200hPa 面の東西風速 (陰影: m sec^{-1}) および風向風速 (ベクトル), (c) 東経 130 度線に沿った南北鉛直断面の東西風速 (陰影, 実線: m sec^{-1} ただし緑は東風) および温度 (黒実線: K) .

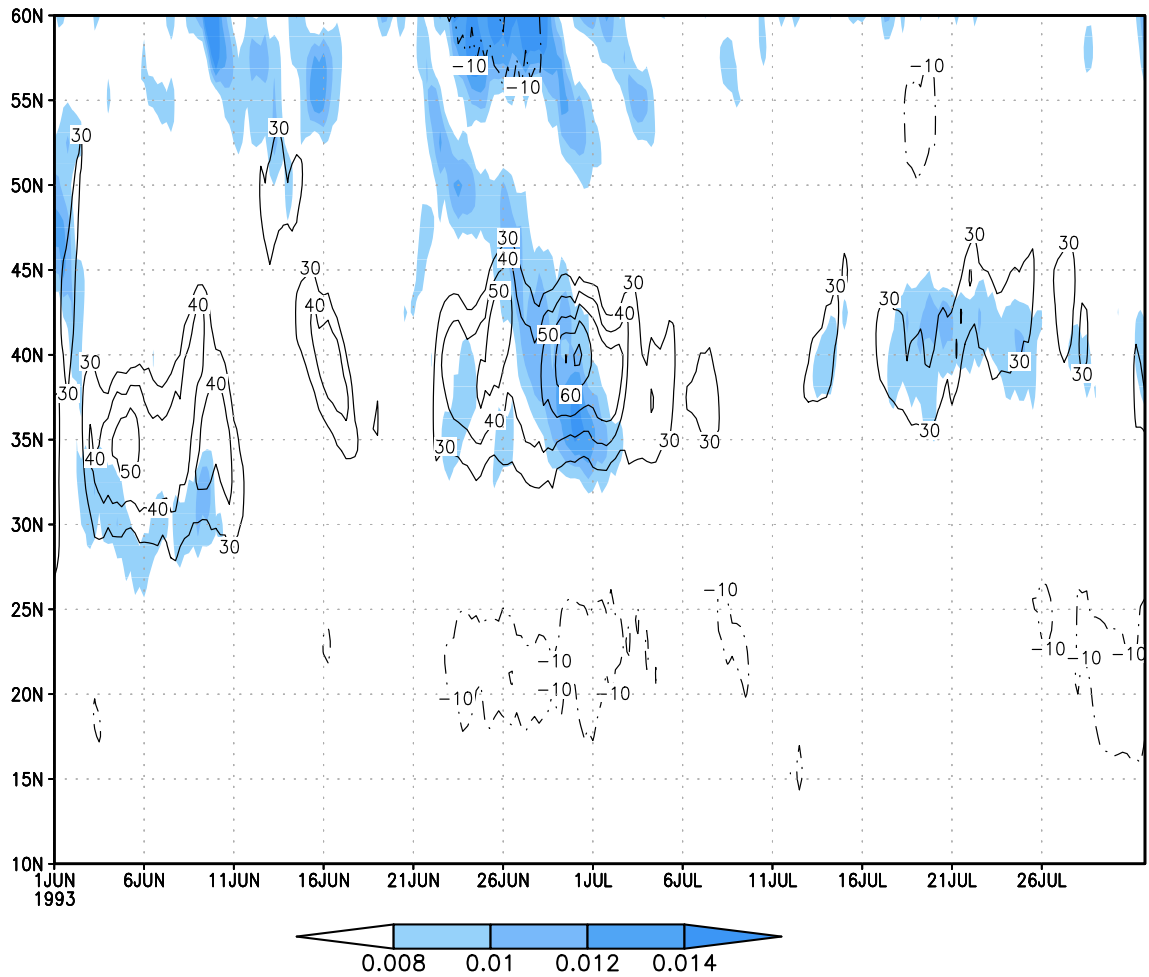


図 12 850hPa 面前線 (陰影: K km^{-1}) と 200hPa 面東西風速 (実線: m sec^{-1} , 一点破線が東風) の 1993 年 6 月 ~ 7 月の時系列

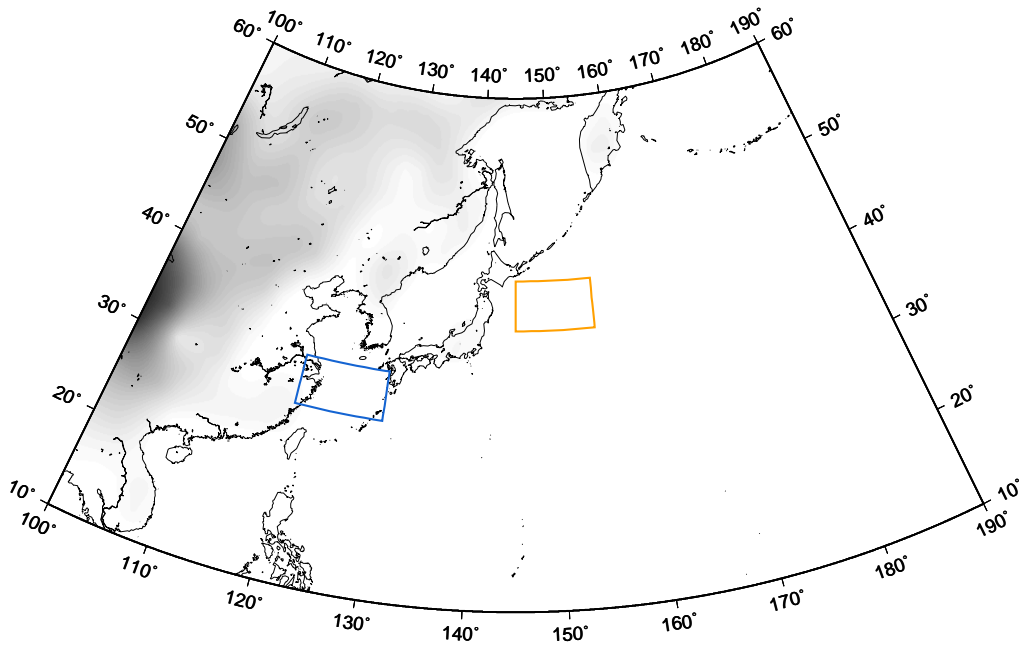


図 13 梅雨前線東側領域と西側領域の位置

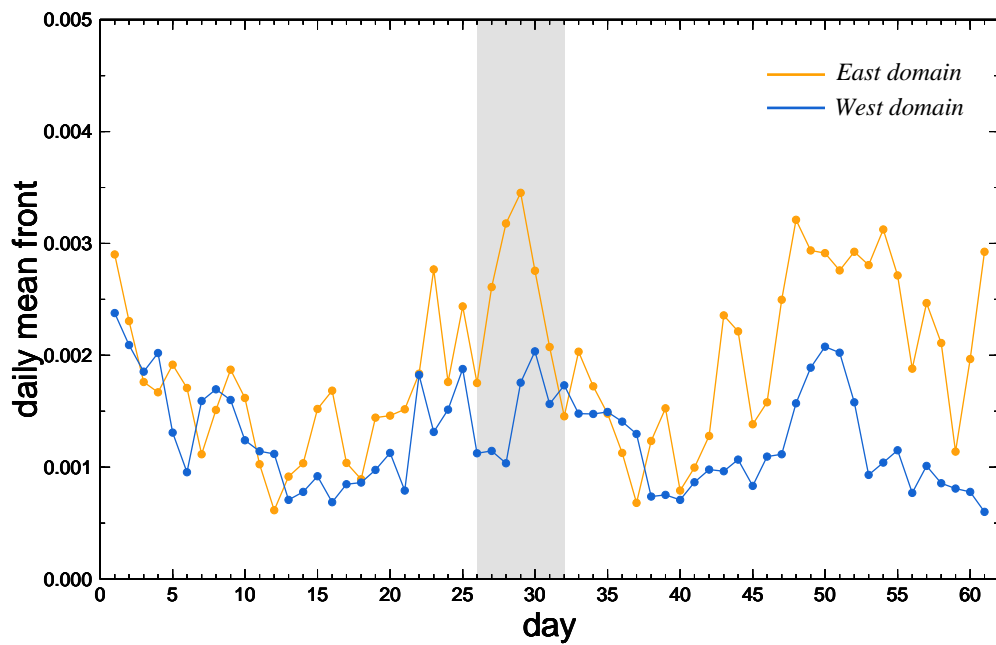
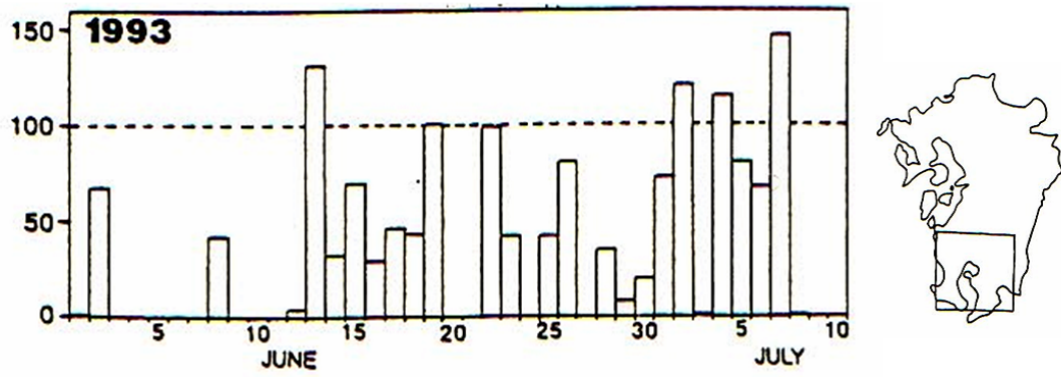


図 14 1993 年 6 月 ~ 7 月にかけての前線の時系列 (K km^{-1})

(a)



(b)

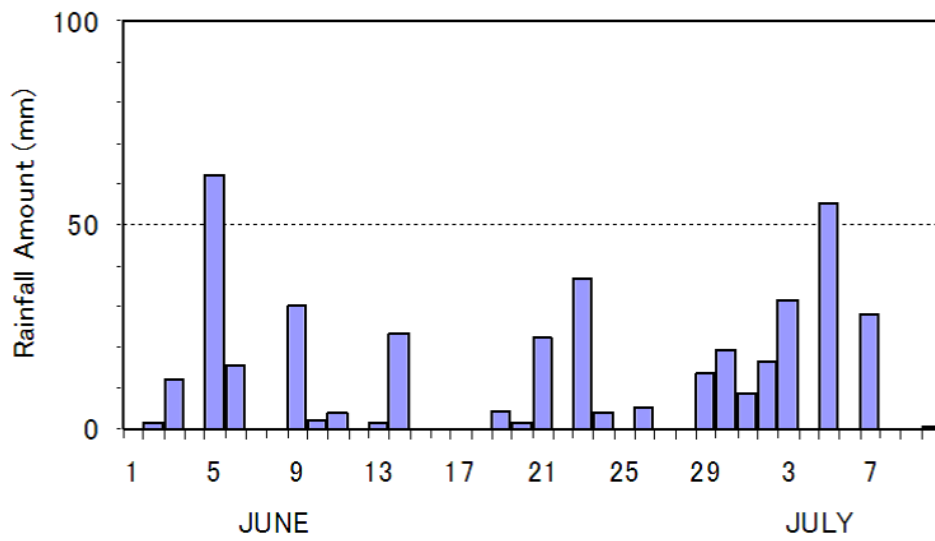


図 15 1993 年 6~7 月の日降水量の時系列 (mm) . (a) 鹿児島市付近の 100km × 100km 領域内のアメダス観測点全部で平均 . (b) 東京アメダス .

4.3 前線形成関数を用いた解析

図 16(a) ~ (c) は期間をさらに (a) 発達過程 (6月 26日 00UTC ~ 27日 18UTC), (b) 最盛期 (6月 28日 00UTC ~ 7月 1日 18UTC), (c) 衰弱過程 (7月 2日 00UTC ~ 7月 2日 18UTC) に分けて平均した $|\nabla_h \theta|$ である。(b) の最盛期には東経 130 度 ~ 170 度, 北緯 30 度 ~ 40 度の範囲に梅雨前線に対応する大きな $|\nabla_h \theta|$ の分布が見られる。(a) でも局所的に大きな $|\nabla_h \theta|$ があるが, (b) で特徴的に見られる細長い形をした前線帯は見られない。また (c) は日本付近は全体的に値が小さくなっている。

4.3.1 850hPa 面での前線形成関数

図 17(a) ~ (c) は $|\nabla_h \theta|$ と同じ期間で平均した 850hPa 面の発散項, 同様に図 18(a) ~ (c) は変形項, 図 19(a) ~ (c) は傾斜項であり, 対応する $|\nabla_h \theta|$ の分布もかさねている。また発散項, 変形項には風の場合もベクトルで示している。風の場合をみると, 発達過程において北海道の北側と, 東経 180 度付近に大きな低気圧性の循環がみられる (図 17・18, a)。北海道の循環の中心の南側に $|\nabla_h \theta|$ の大きな値が分布しており, 発散項はほぼ同じ位置に正の極大域がみられ (図 17, a), 前線強化が起こっている。変形項は $|\nabla_h \theta|$ よりも後方 (西側) にずれた形で正の極大域が分布しており (図 18, a), またこれら 2 つの項の負の領域はあまりみられない。発達過程の傾斜項については目立った $|\nabla_h \theta|$ との対応はみられない。(図 19, a)

次に最盛期の特徴を述べる。風の場合と $|\nabla_h \theta|$ の関係については, 東経 140 度, 北緯 40 ~ 50 度に北からの風の流れがみられ, 南の高気圧を回り込む流れと合流し, 下層ジェットとなっている。そこにちょうど重なって $|\nabla_h \theta|$ の極大域がみられる (図 17・18, b)。発散項の分布は, $|\nabla_h \theta|$ 極大域の西側と東側に正の極大域がみられることが特徴である。変形項については, $|\nabla_h \theta|$ と同じ場所に正の値が分布して, 前線強化が働いていることが分かる。やはり 2 項とも負の分布はほとんどみられない。傾斜項は $|\nabla_h \theta|$ 上に沿って負が分布し, そのすぐ南側に正の値が分布している。

最後に衰弱過程の特徴を述べる。日本付近には大きな $|\nabla_h \theta|$ の値はみられず, 東経 130 度 ~ 140 度, 北緯 35 度付近にある 3 つの項の分布には関係性が見受けられる。すなわち発散項, 変形項は正の値で傾斜項が大きな負の値を示している。この傾斜項の負の値が大きいため, 結局発散項, 変形項の正の値は打ち消され, 日本付近では傾斜項による前線弱化的にみられる (図 19, c)。風の場合との対応については, 発散項と変形項の正の値のところには南からの強い流れの収束がみられるが, その他日本付近は部分的に高気圧性の循環がみられる。

以上, 850hPa 面における前線の発達過程, 最盛期, 衰弱過程での前線形成関数の各項の特徴を, 3 項の合計 (図 20-1 ~ 20-3) を示しながらまとめる。発達過程については発散項, 変形項による前線形成の様子がみられるが, 合計したものをみると分布が細かく, 組織的な前

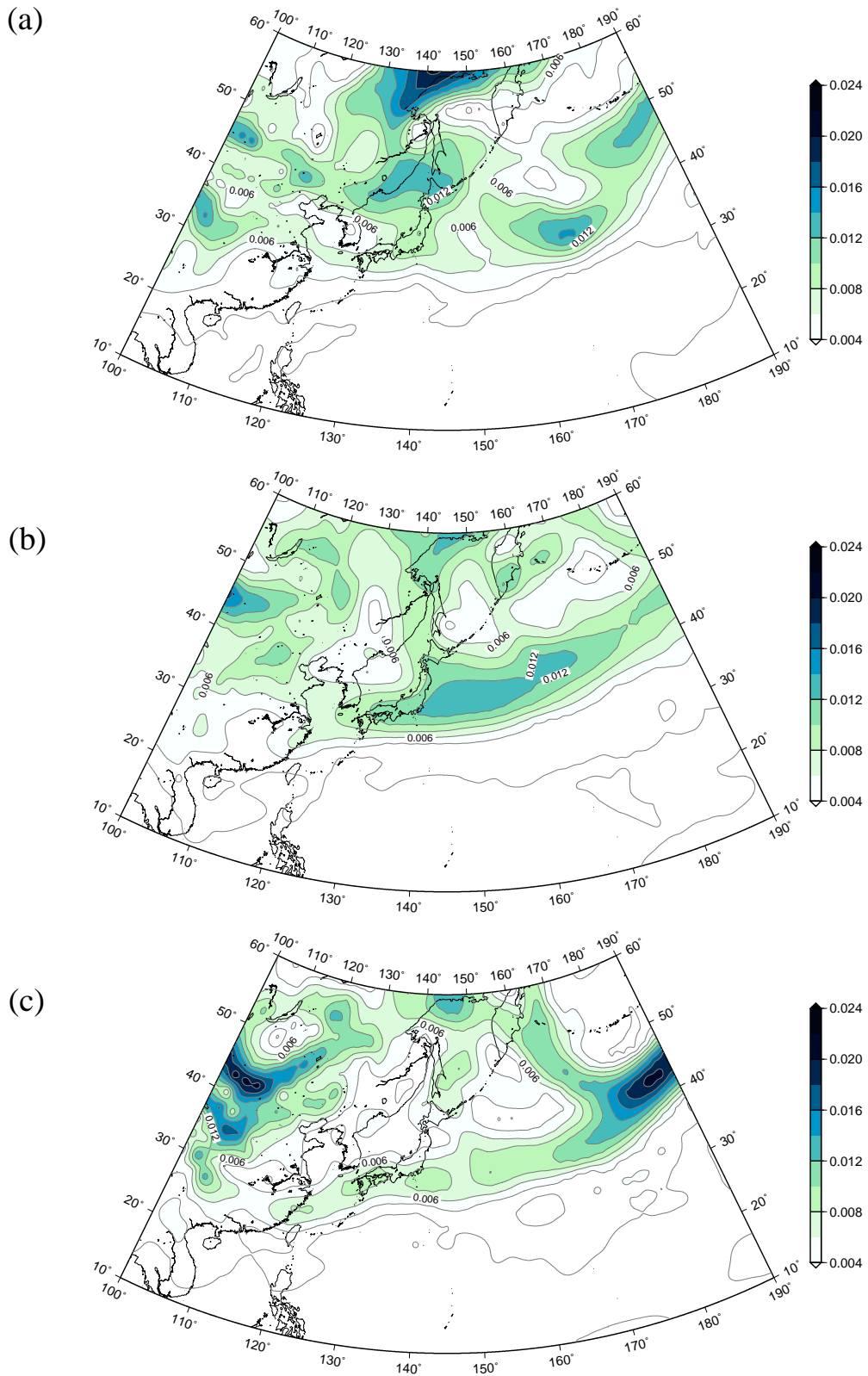


図16 (a)発達過程(6月26日00UTC~6月27日18UTC), (b)最盛期(6月28日00UTC~7月1日18UTC), (c)衰弱過程(7月2日00UTC~7月2日18UTC), でそれぞれ平均した850hPa面の前線(陰影: $K km^{-1}$)の分布

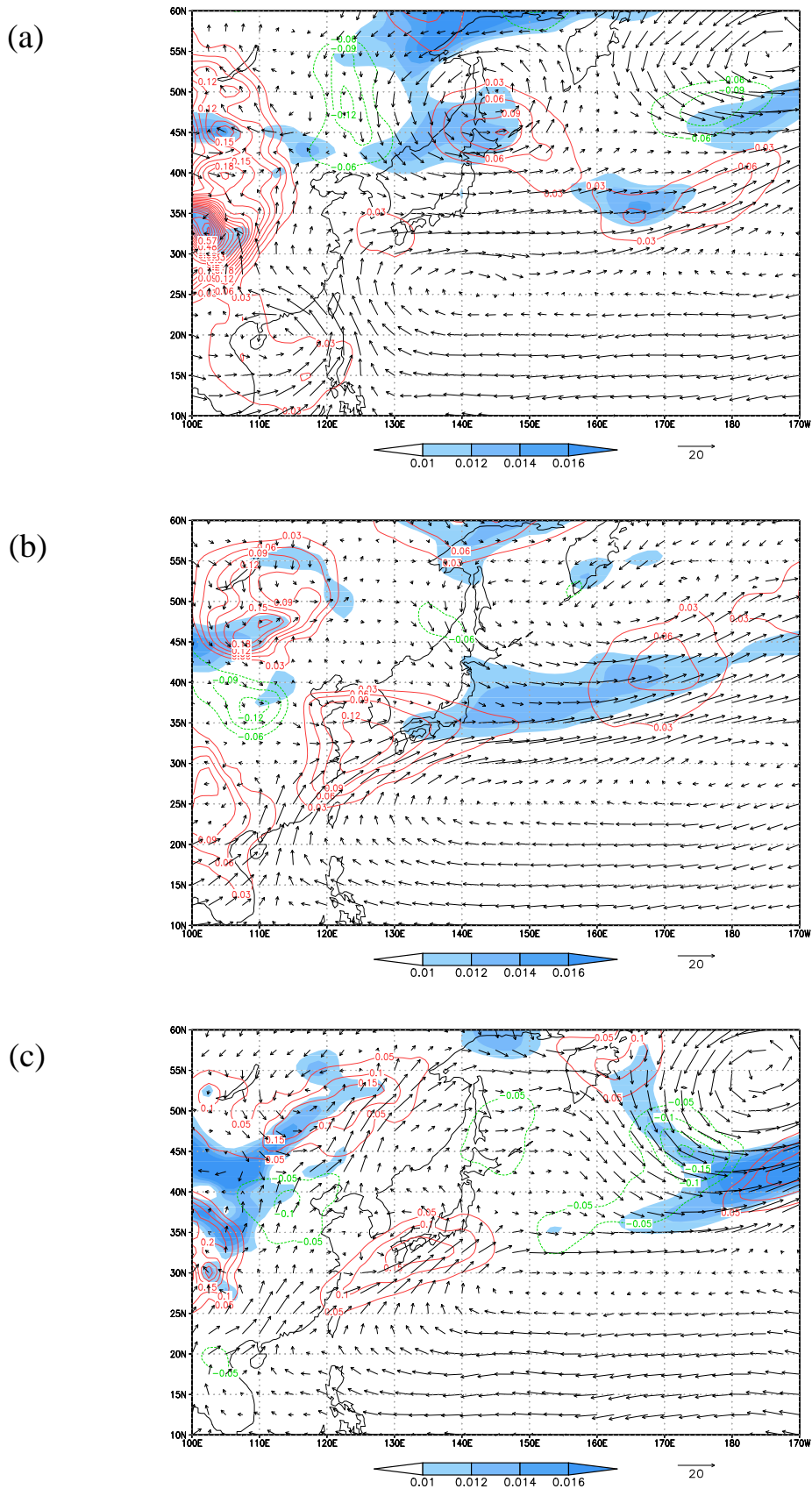


図 17 850hPa における前線 (陰影: K km^{-1}) と発散項 (実線: $10^{-7}\text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の分布
 図 (a) 発達過程, (b) 最盛期, (c) 衰弱過程

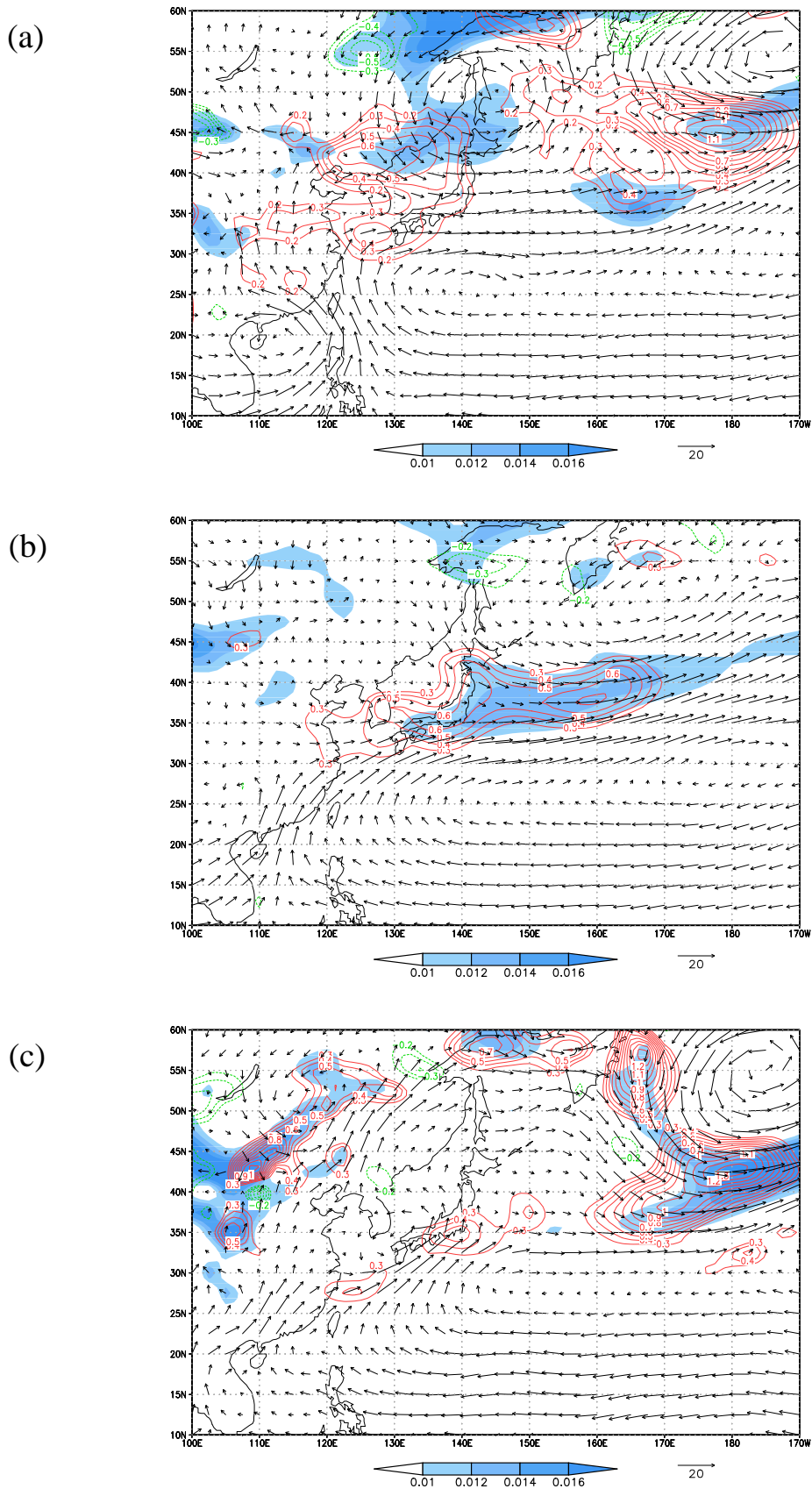


図 18 850hPa における前線 (陰影: K km^{-1}) と変形項 (実線: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の分布
 図 (a) 発達過程, (b) 最盛期, (c) 衰弱過程

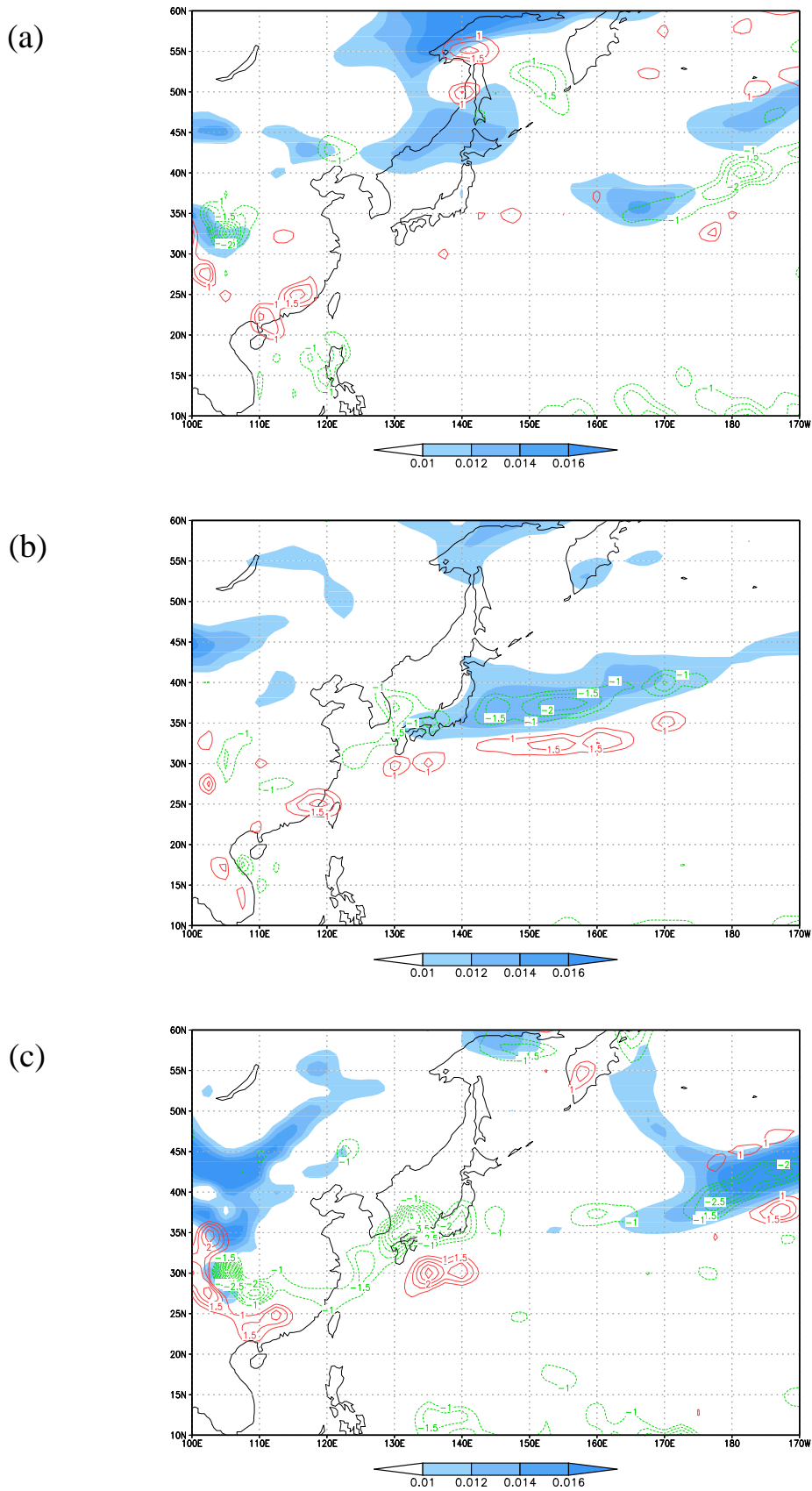
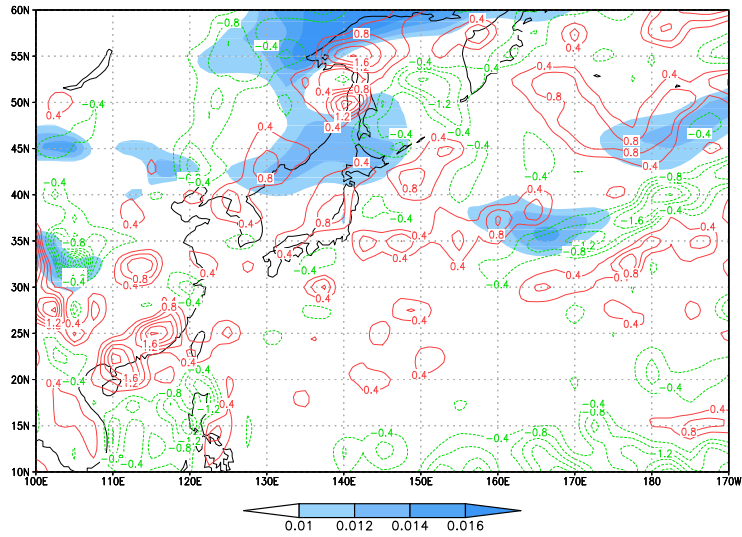
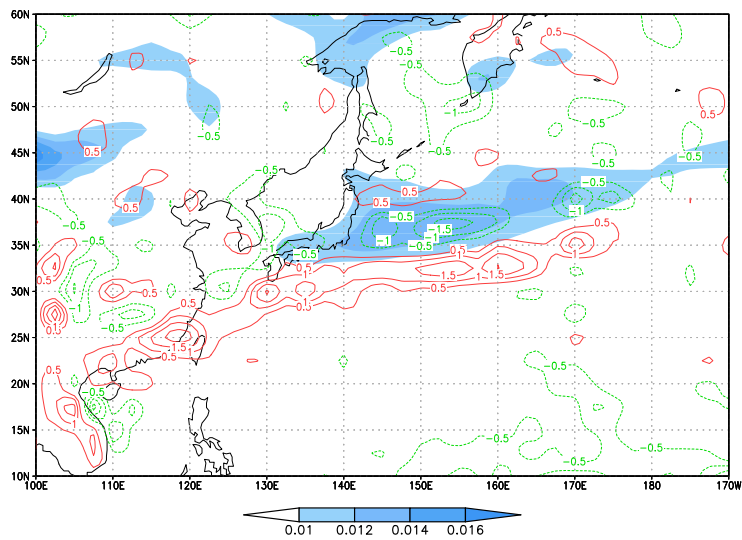


図 19 850hPa における前線 (陰影: K km^{-1}) と傾斜項 (実線: $10^{-7}\text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の分布
 図 (a) 発達過程, (b) 最盛期, (c) 衰弱過程

1



2



3

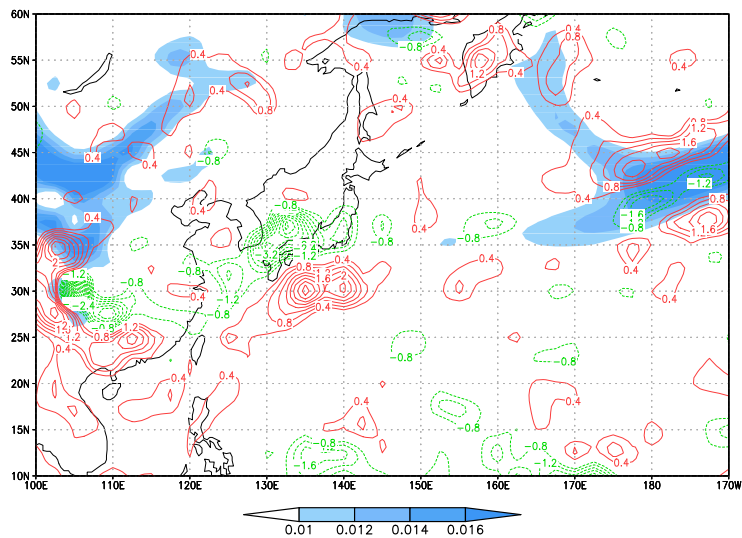


図 20 850hPa における前線 (陰影: K km^{-1}) と非断熱項以外の前線形成関数の合計 (実線: $10^{-7}\text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の分布図 1 発達過程, 2 最盛期, 3 衰弱過程

線形成はみられない(図 20-1)．前線が最盛期を迎えると，変形項の正の値が前線の位置とよく一致しているが，同時にそれより大きい傾斜項の負の効果により打ち消され，前線上では弱化する傾向がみられる．前線をはさんで特に南側で正の値が連なっており，前線強化がみられる(図 20-2)．さらに前線が衰弱した過程においては，最盛期のような前線をはさんだ正負の波列分布は東経 170 度～西経 170 度まで流されて，日本付近では傾斜項の効果がより大きくなっており，前線弱化がさらに強く働いていることがわかる(図 20-3)．つまり，850hPa 面での前線形成には傾斜項による強化，弱化が最も効いていることがわかる．

4.3.2 250hPa での前線形成関数

続いて，上層 250hPa 面における前線 ($|\nabla_h \theta|$) と前線形成関数の各項の分布について解析を行った．発散項，変形項，傾斜項はそれぞれ図 21(a)～(c)，図 22(a)～(c)，図 23(a)～(c) である．風の場合と前線の間隔をみると，発達過程と衰弱過程においては北緯 40 度付近に存在する亜熱帯ジェット気流の蛇行が大きく，それに沿うようにして上層の前線が発達している様子が見られる．一方最盛期は亜熱帯ジェットの蛇行は少ない．発散項については，6 時間間隔の変動をみると前線上で正の領域と負の領域が交互に西から東へ流れている様子が見られる(図は省略)，平均場でもそれが現れている．図 21(b) と図 21(c) では，北からの寒帯ジェット気流と思われる強風域が合流してくる点では(例えば図 21, b の東経 135 度付近)，正の極大域となっており，前線が強化されていることがわかる．変形項も同様に 6 時間間隔の変動をみると，正負の領域が西から東へ前線帯上を流れていく様子が見られる(図は省略)．しかし発散項に比べると前線を強化している正の領域が目立つ．また発散項と同様に，寒帯ジェット気流が合流しているポイントで前線形成の効果が大きい様子が見られる．傾斜項については他の 2 項とは異なり分布が細かく，最盛期(図 23, b) と衰弱過程(図 23, c) では前線上に負の領域が広がっており，前線弱化の効果を示している．これら 3 つの項の合計が図 24-1～24-3 に示している．合計した図からも，発散項，変形項で前線形成がみられた領域(東経 130 度，北緯 45 度付近)での正の値が見られる．

4.3.3 鉛直断面図による解析

図 25～図 27 は $|\nabla_h \theta|$ と前線形成関数の各項の南北-高度断面図である．ここから各項ごとに前線強化，弱化が起こっている位置に関する鉛直的解析を行った．また傾斜項については鉛直に伴う前線形成の効果をみる項であるため，併せてそのときの鉛直循環の様子を解析した(図 28)．期間の区切り方については今までと同様であるが，衰弱過程にあたる，7 月 2 日の平均場は最盛期の 6 月 28 日～7 月 1 日の平均場とほぼ同じであったため省略する．

図 25 は (a) 発達過程，(b) 最盛期，での $|\nabla_h \theta|$ と発散項の鉛直断面図である．発達過程では目だった前線形成の効果はみられないが，最盛期では，北緯 50 度，200hPa から北緯 42 度，300hPa にかけて発散項の正の極大域が存在しており，上層で前線が強化されているこ

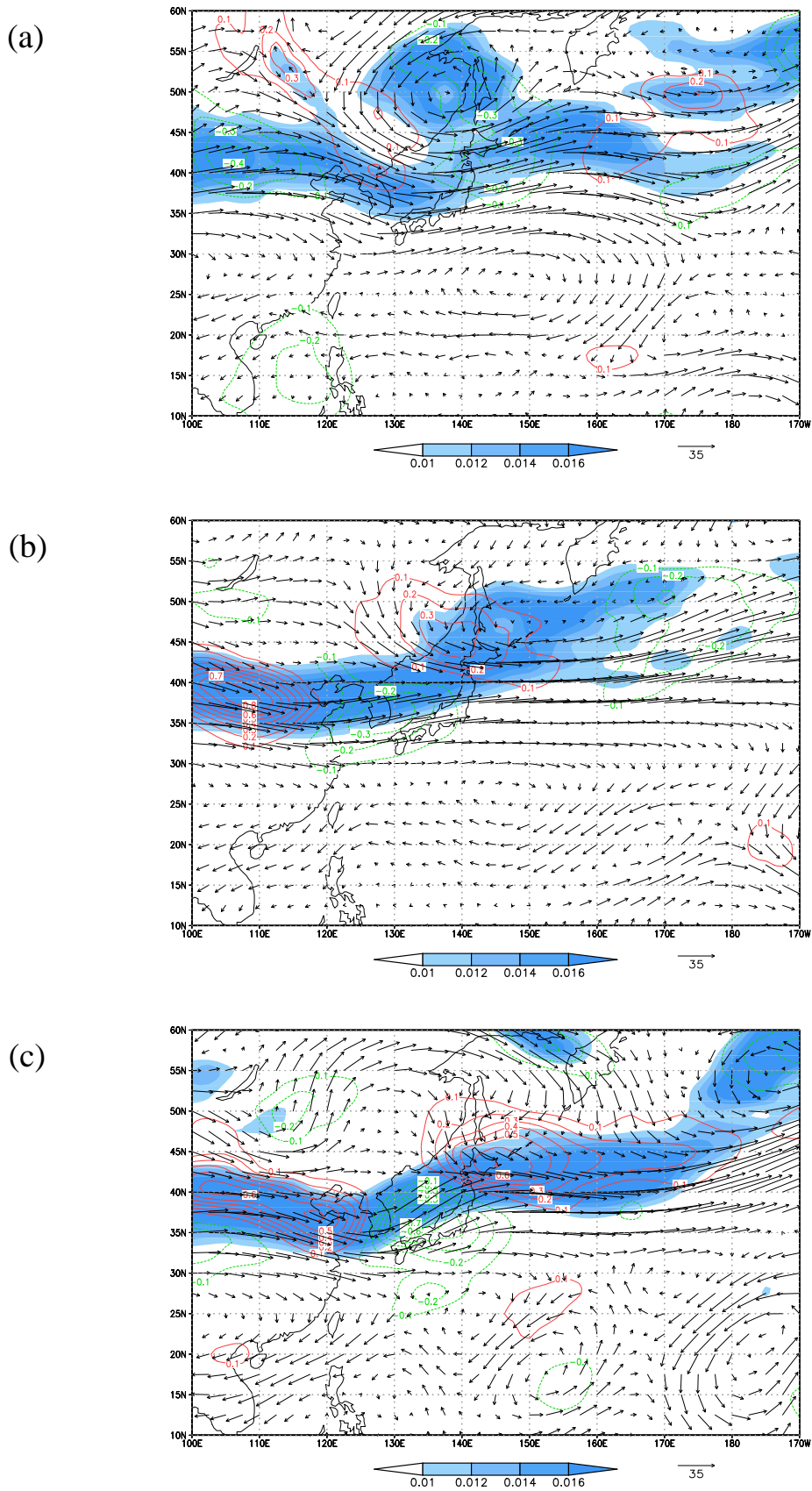


図 21 250hPa における前線 (陰影: K km^{-1}) と発散項 (実線: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の分布図。
 (a) 発達過程, (b) 最盛期, (c) 衰弱過程

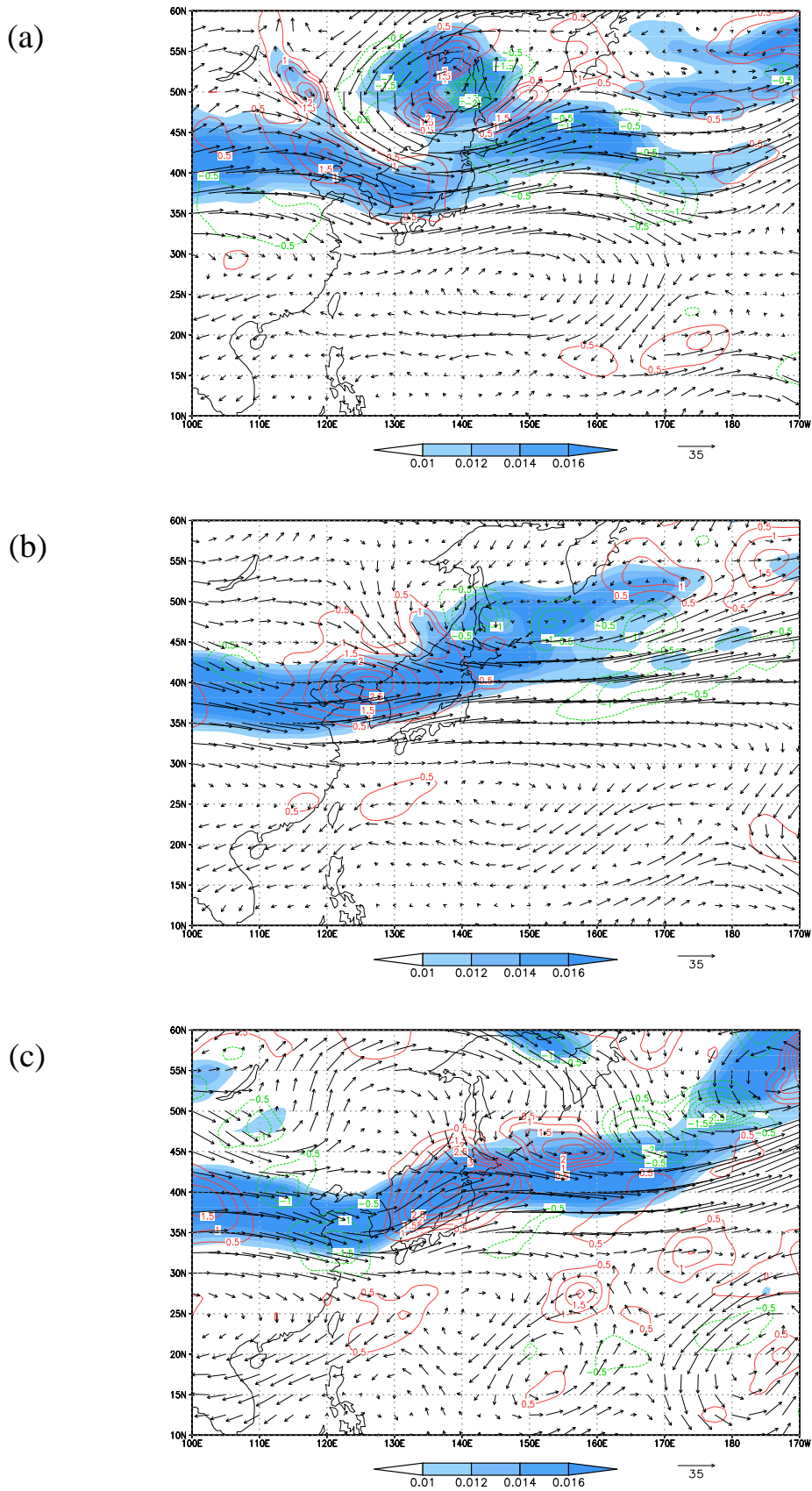


図 22 250hPa における前線 (陰影: K km^{-1}) と変形項 (実線: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の分布図 .
 (a) 発達過程 , (b) 最盛期 , (c) 衰弱過程

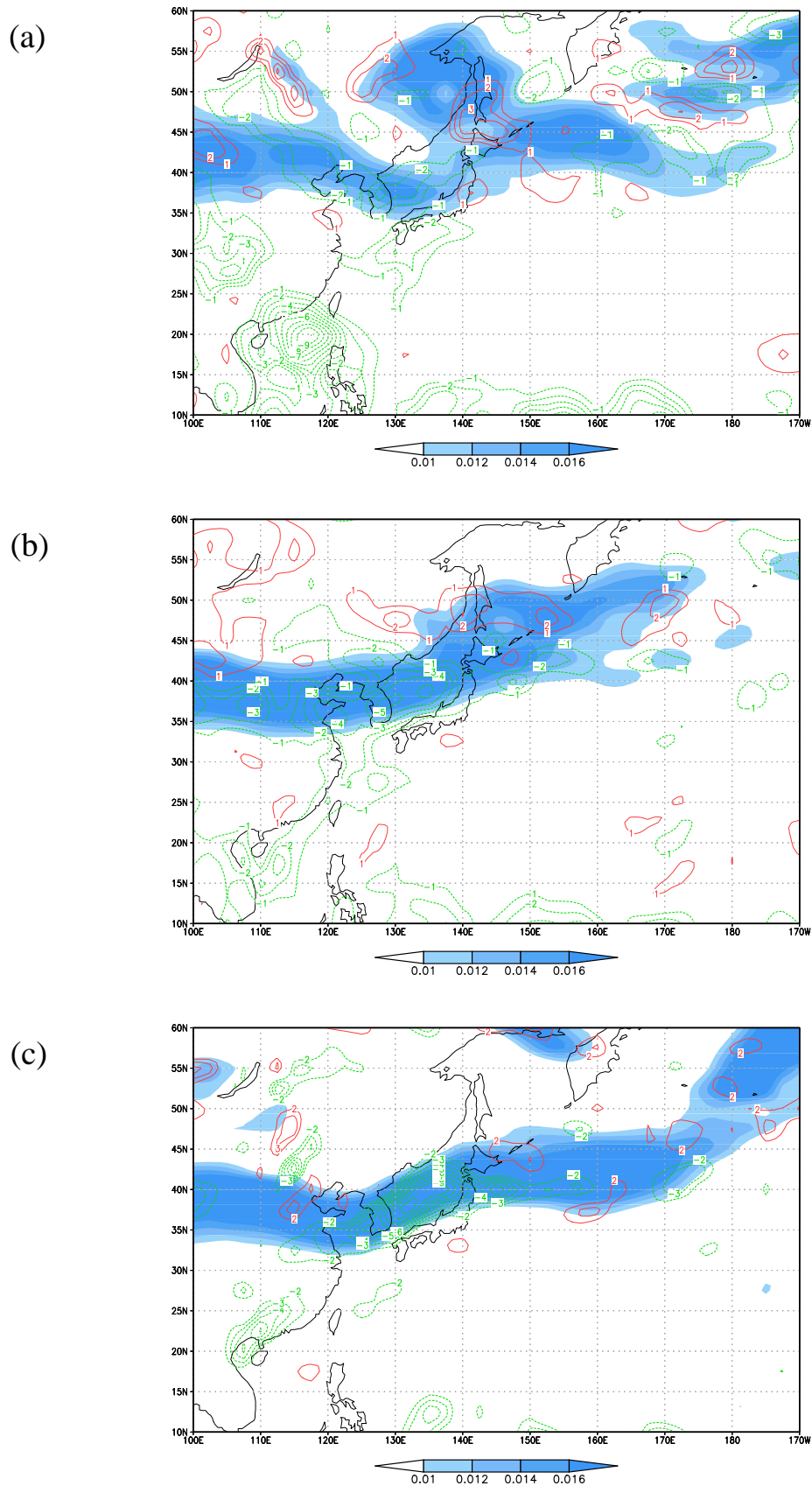
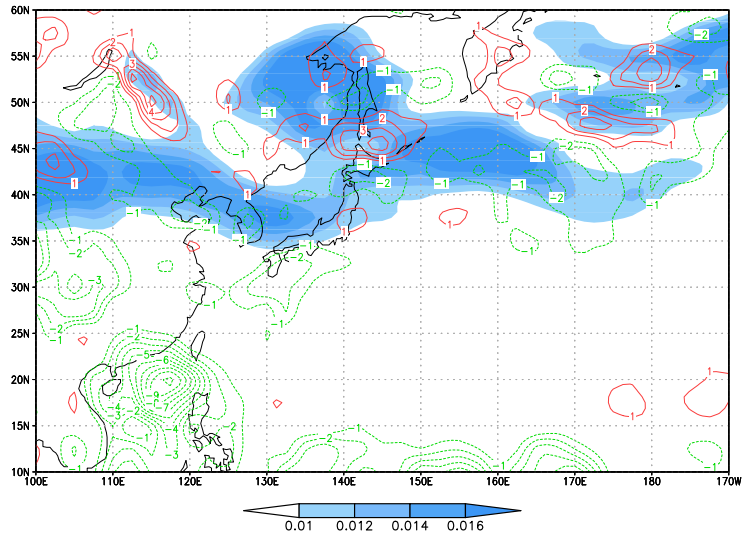
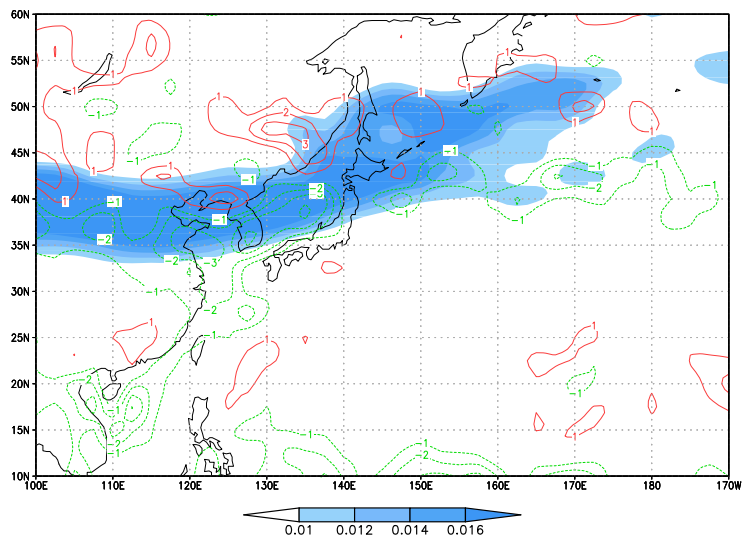


図 23 250hPa における前線 (陰影: K km^{-1}) と傾斜項 (実線: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の分布図 .
 (a) 発達過程 , (b) 最盛期 , (c) 衰弱過程

1



2



3

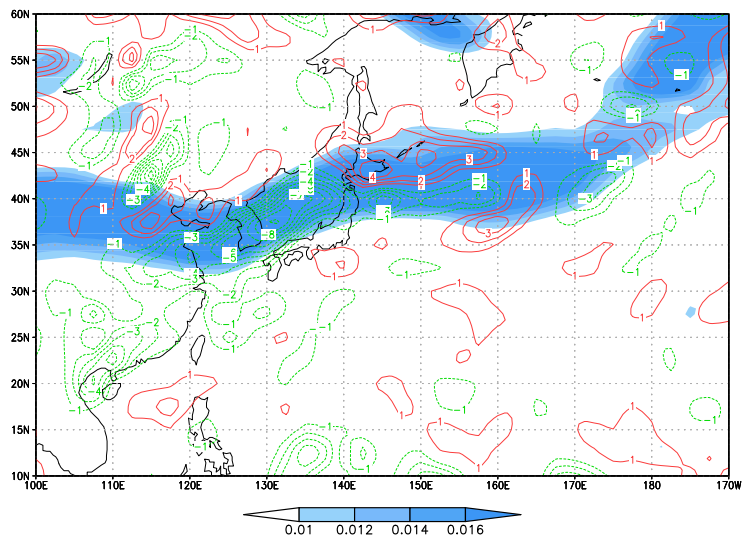
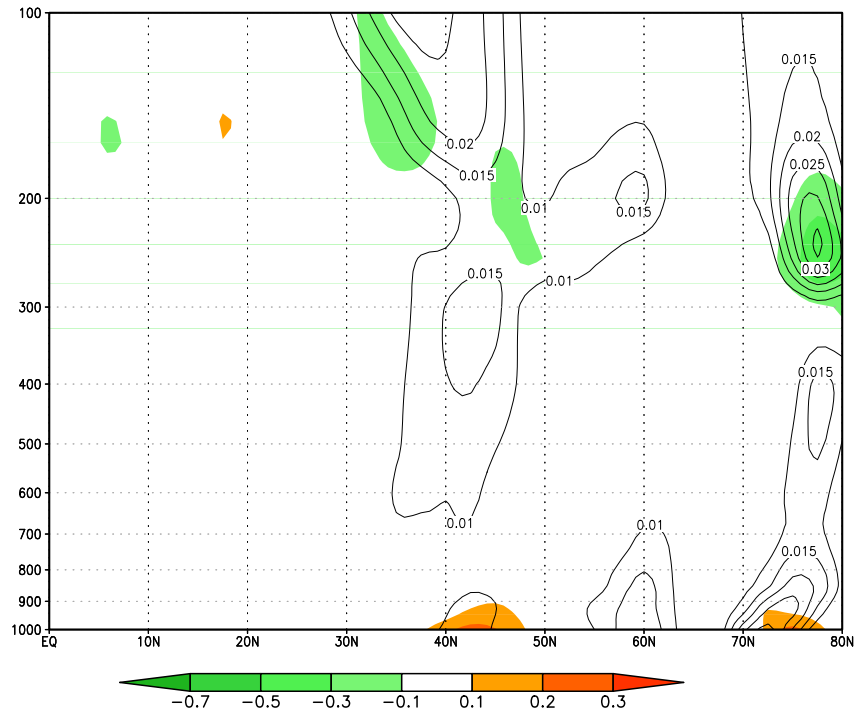


図 24 250hPa における前線 (陰影: K km^{-1}) と非断熱項以外の前線形成関数の合計 (実線: $10^{-7}\text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の分布図 . 1 発達過程, 2 最盛期, 3 衰弱過程

(a)



(b)

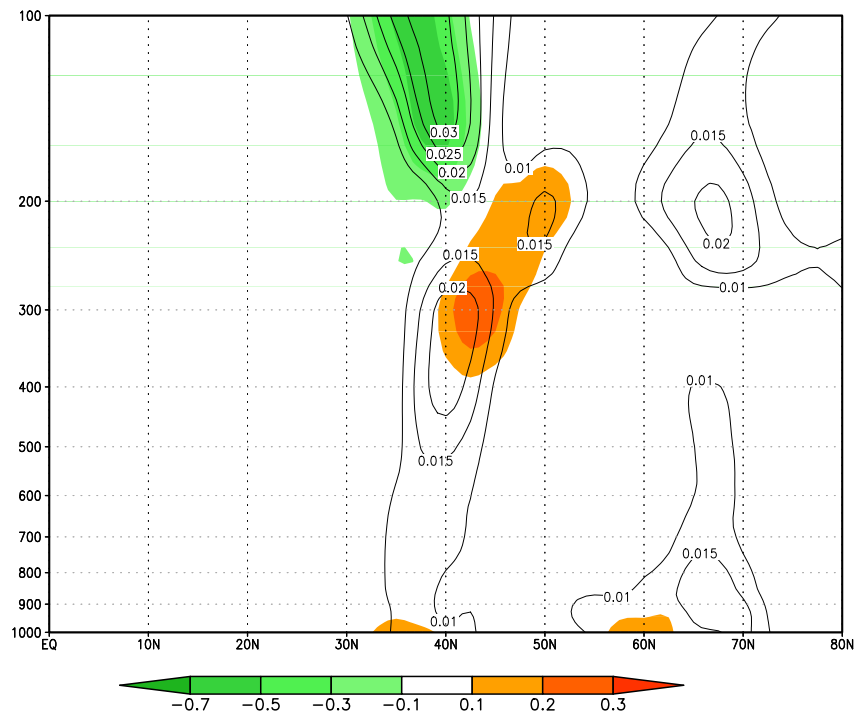
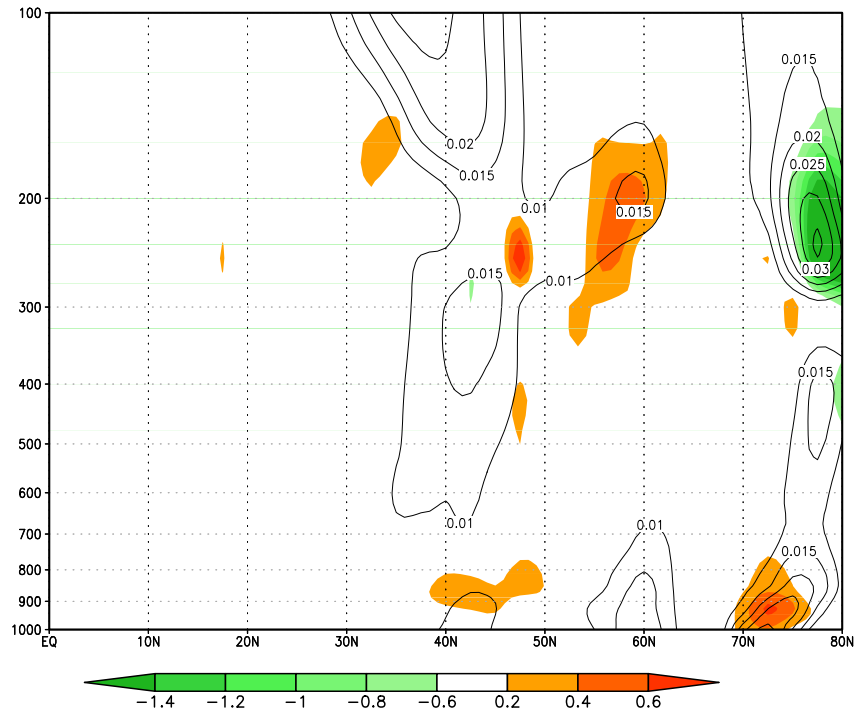


図 25 前線 (実線: K km^{-1}) と発散項 (陰影: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の南北鉛直断面図 . 東経 130 ~ 160 度帯状平均 . (a) 発達過程 , (b) 最盛期

(a)



(b)

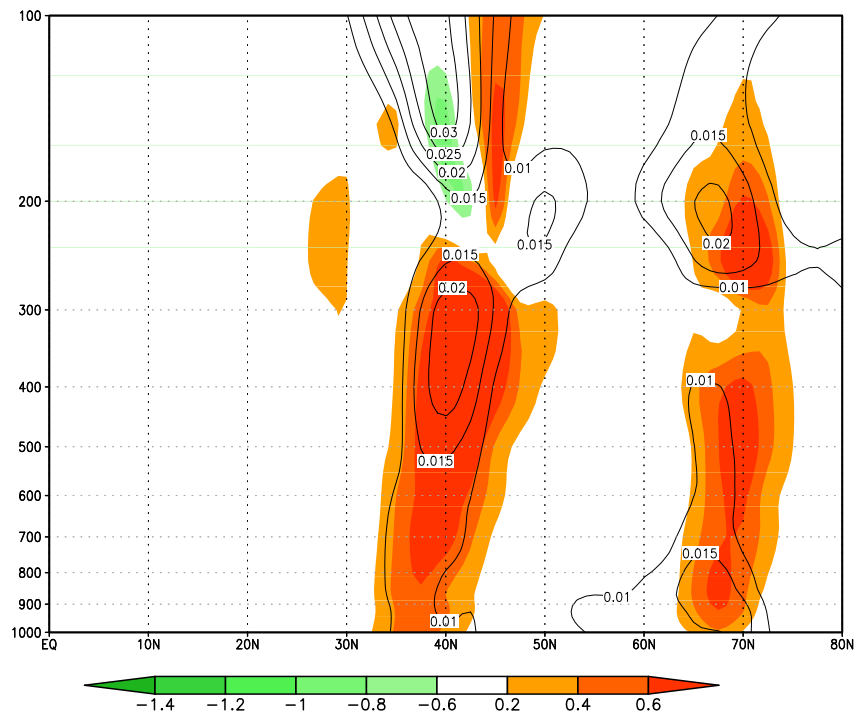
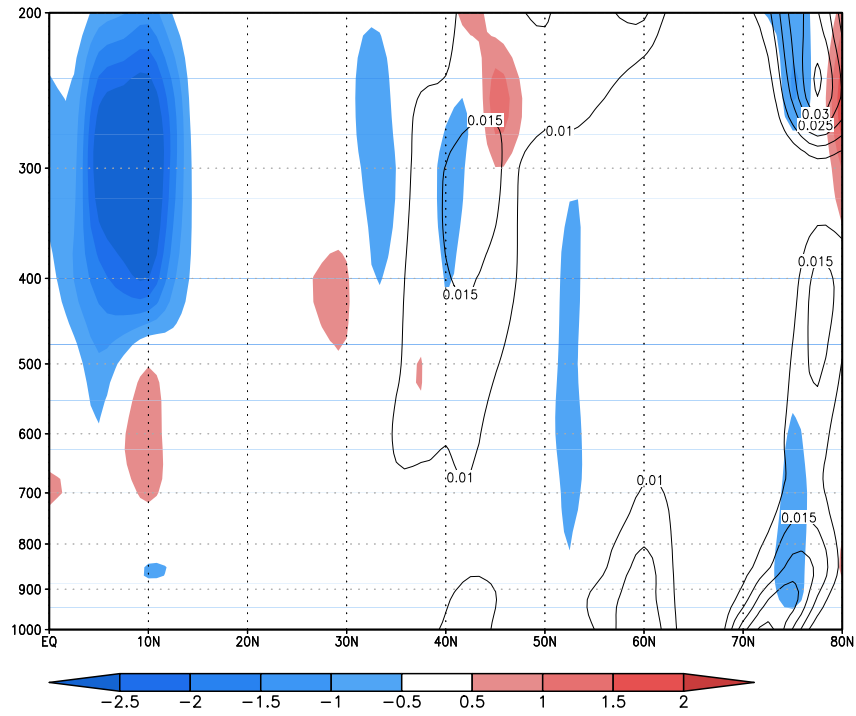


図 26 前線 (実線: K km^{-1}) と変形項 (陰影: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の南北鉛直断面図 . 東経 130 ~ 160 度帯状平均 . (a) 発達過程 , (b) 最盛期

(a)



(b)

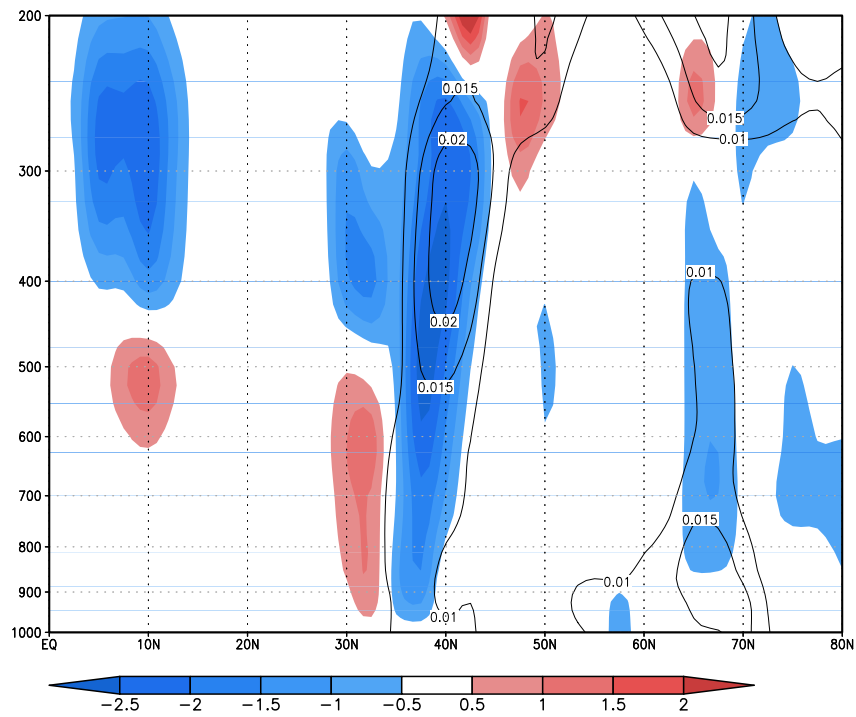


図 27 前線 (実線: K km^{-1}) と傾斜項 (陰影: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) の南北鉛直断面図 . 東経 130 ~ 160 度帯状平均 . (a) 発達過程 , (b) 最盛期

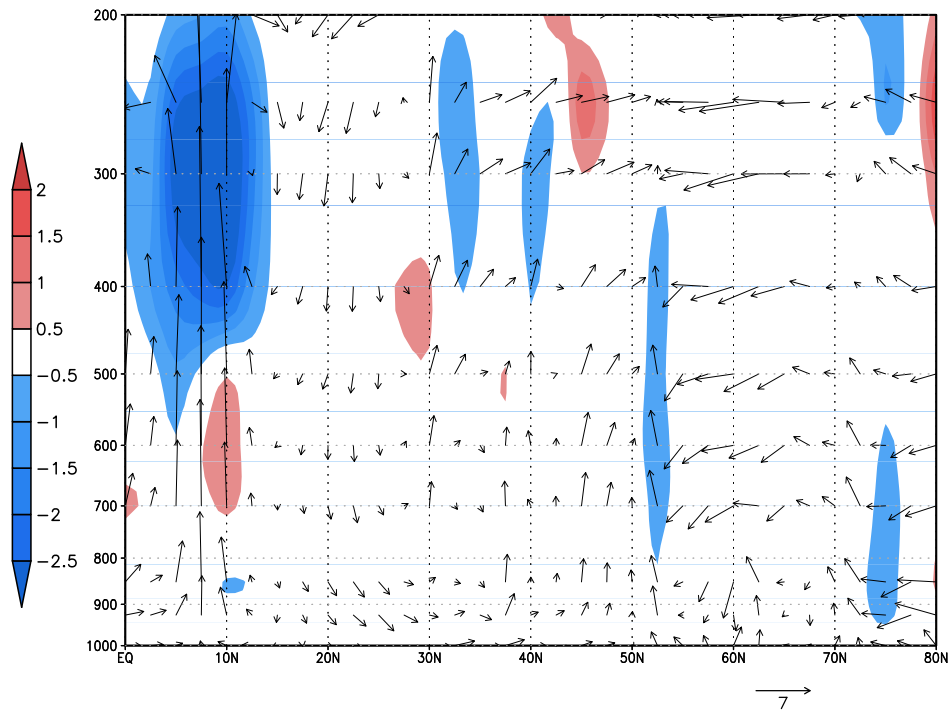
とがわかる．変形項については発達過程では，北緯 60 度，200hPa にある $|\nabla_h \theta|$ のところに変形項の正の極大域が存在することと，下層の 900hPa ~ 800hPa にも小さい変形項の正の分布がみられるのが特徴的である (図 26, a)．一方最盛期は，下層から 300hPa までの前線帯に一致する形で正の極大域が分布しており，前線帯全体が変形項により強化されていることがわかる (図 26, b)．傾斜項の最盛期の特徴はほかの 2 項と比べ値が大きくなっており，下層から上層まで前線帯全体的に負の値が分布していることと，前線帯の南側では下層から 500hPa までは正，450hPa ~ 300hPa までは負の値になっている (図 27, b)．

最後に傾斜項の分布と鉛直循環の様子を図 28(a), (b) に示す．(a) の発達過程では，北緯 30 度から北緯 50 度の梅雨前線帯領域は，上層まで一様に弱い上昇流域となっている．しかし北緯 42 度付近に注目すると，中層まで非常に弱い風の間が存在していることがわかる．これが最盛期になると (b) のような分布になる．大きな変化は，北緯 30 度から北緯 50 度の範囲の風の間で，傾斜項の負の領域をはさんで南側で強い上昇流，北側でそれより少し弱い下降流がみられる．発達過程の段階で北緯 42 度付近にみられた風の弱い領域は前線帯および傾斜項の負の領域の北側に位置し，下降流域となっている．傾斜項の負の領域の南側では，北緯 30 度 ~ 北緯 40 度の上昇流，そして北緯 20 度付近での下降流のような間接循環が形成されているのがみてとれる．また (a), (b) とともに北緯 10 度には強い上昇流が存在し，上層で大きな傾斜項負の領域がある．

4.4 大規模循環場との対応

今までみてきた水平面および鉛直断面図での解析により，上層の寒帯前線帯にあたる領域からの風の合流が梅雨前線の強化に重要になってきている様子が示されてきたことから，これに注目した．4.3.1 でも述べたが，850hPa 面における，発達過程と定義した期間で平均した風の流れには，北緯 50 度，東経 145 度付近 (北海道の北) に大きな低気圧性の循環がみられる．これは 250hPa でも同様で，中心は少し西にずれている．図 29 (a) ~ (h) は発達過程 (6 月 26 日 00UTC ~ 6 月 27 日 18UTC) における 6 時間間隔の 250hPa ジオポテンシャル高度の変動である．6 月 26 日 12UTC で北の低圧部が北緯 50 度付近で切離されている様子がわかり，この期間はその後ほとんど停滞している．最盛期 (6 月 28 日 00UTC ~ 7 月 1 日 18UTC) に入ると，1000hPa では 29 日 06UTC ごろに大きな低気圧領域に覆われおり 250hPa ではそこから少し遅れて，切離された低圧部は東に移動し蛇行は弱まっている．両期間でそれぞれ平均し，250hPa と 1000hPa のジオポテンシャル高度を比較したものが，図 30，図 31 である．図 30 は発達過程の期間のものであるが，地上から 250hPa までの低圧部により，下層から上層まで大規模の流れの南北シアーが大きくなっている．一方図 31 は最盛期の期間のものであり，大規模の流れの南北シアーは弱い．

(a)



(b)

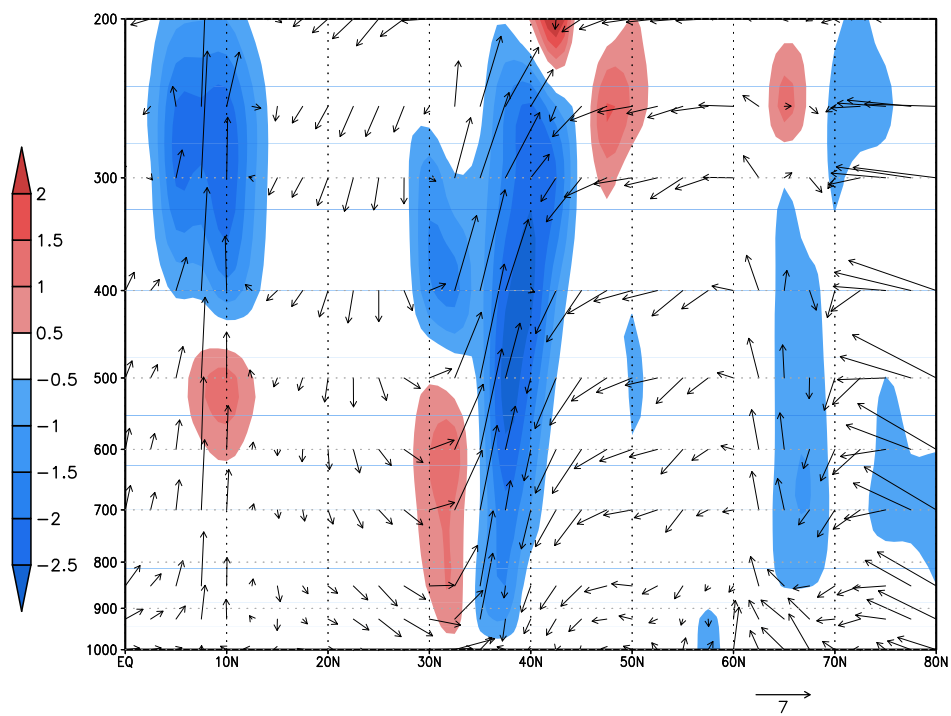


図 28 傾斜項 (陰影: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$ と子午面循環 (ベクトル: 南北風速は m sec^{-1} , 鉛直 p 速度は hPa sec^{-1}) の鉛直分布図. 東経 130 ~ 160 度帯状平均. (a) 発達過程, (b) 最盛期

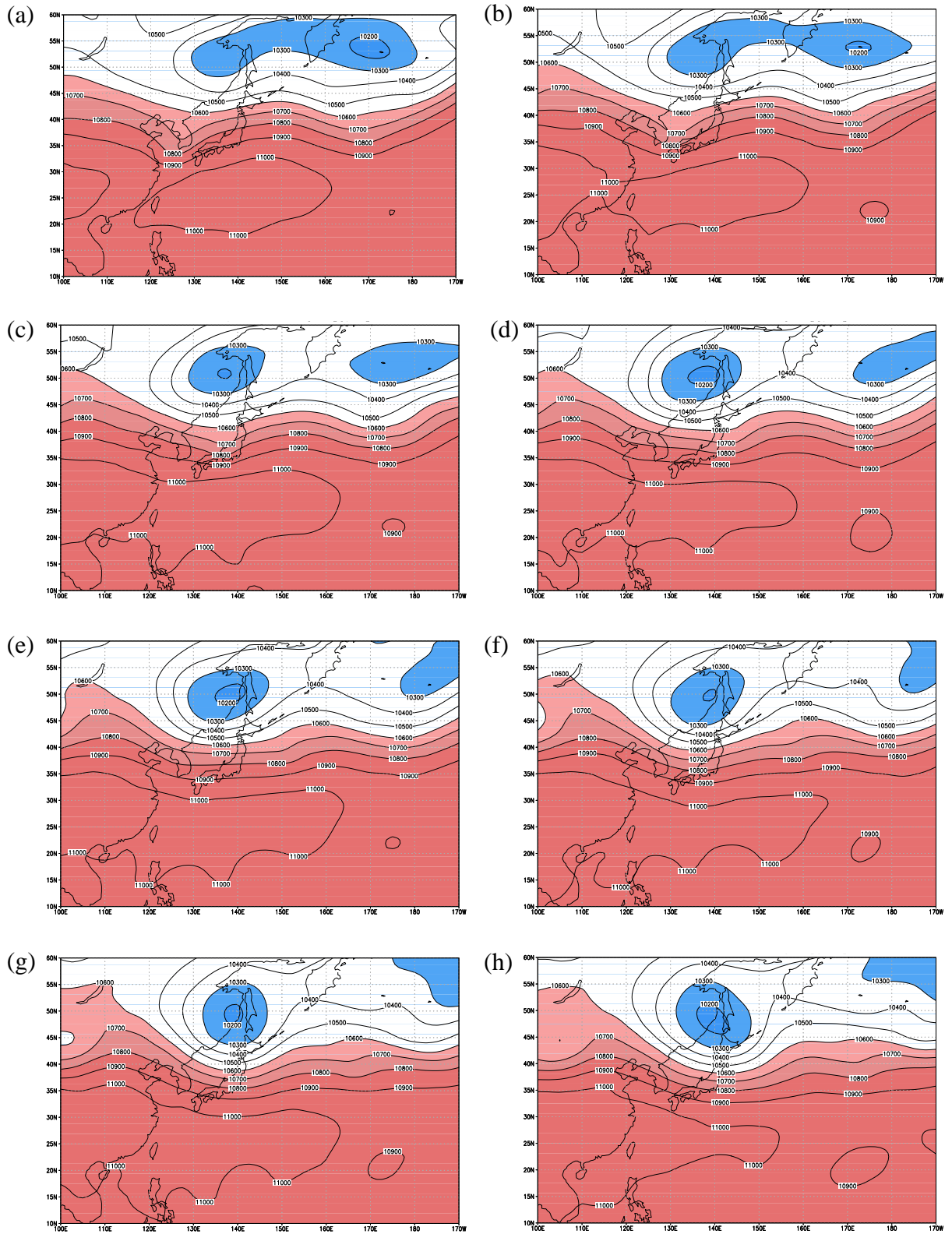


図 29 1993 年 6 月 26 日 00UTC ~ 6 月 27 日 18UTC の 6 時間間隔の 250hPa 面ジオポテンシャル高度 (gpm) 変動

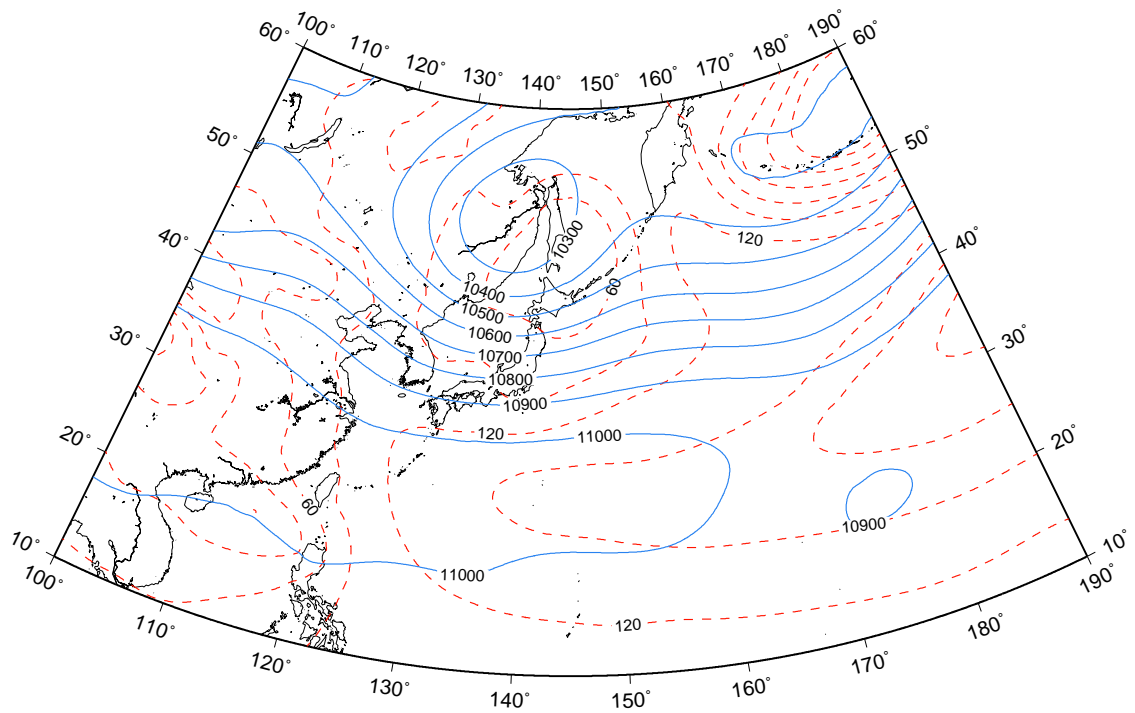


図 30 発達期間で平均した 1000hPa (赤破線) と 250hPa (青実線) のジオポテンシャル高度 (gpm)

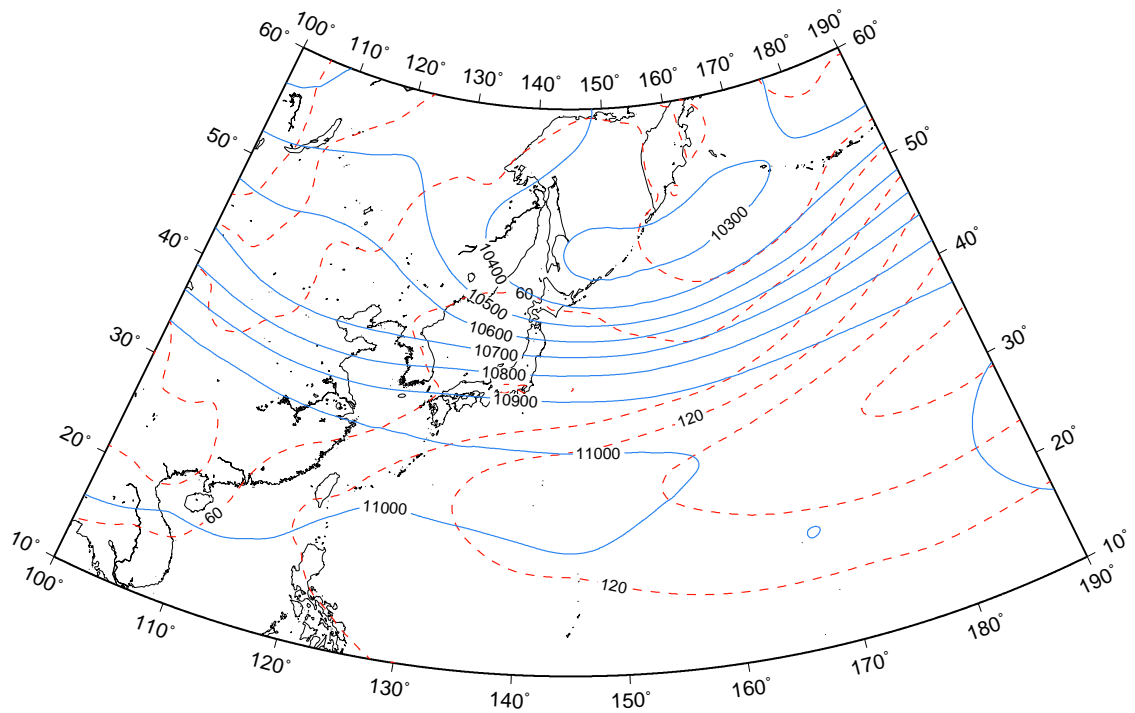


図 31 最盛期間で平均した 1000hPa (赤破線) と 250hPa (青実線) のジオポテンシャル高度 (gpm)

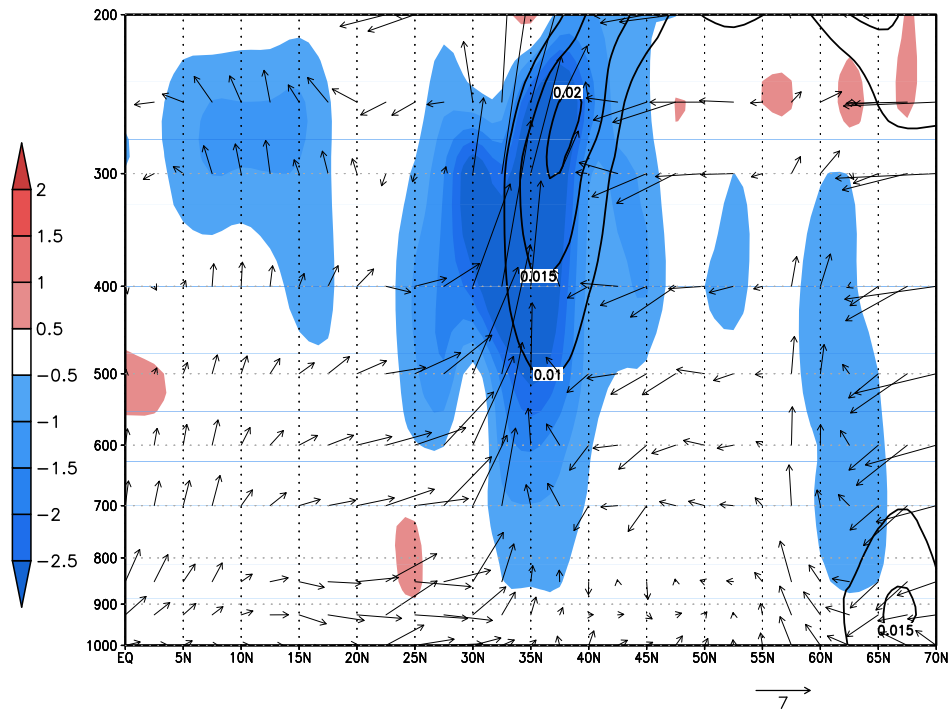
4.5 東側領域，西側領域での違い

基本場解析からもわかったように，梅雨前線は東西でその性質が異なる．ここでは亜熱帯ジェット気流の特徴を持つ梅雨前線が検出できるか調べるための，東西領域で分けた子午面循環の解析を行った．図 32 (a), (b) がその結果である．図 32 (a) は西側で，東側と比較すると上昇流が強いことや，中層 500hPa からの風の流れがみられる．子午面循環の基本的な上昇流と下降流の位置などのパターンはどちらも類似しており，フェレル循環がみられる．上層での風の収束はみられない．

4.6 前線形成関数の収支解析

今までは空間分布を示し解析を進めてきたが，解析対象期間を通じて前線形成についての定量的な議論を行うために，図 8 (a) に示した領域で平均した前線形成関数の各項と移流項の時系列を図 33 (a) と図 33 (b) に示す．下層と上層での大きな違いは，値が上層のほうがおよそ 2 倍の大きさということである．図 33 (a) の下層 850hPa では傾斜項以外の各項が，前線を強める働きをしている．とくに期間前半の移流と，全期間にかけての非断熱による効果が大きいことがわかる．一方，図 33 (b) の上層 300hPa では，最盛期後半から衰弱過程に大きな傾斜項の負の値がみられ，前線弱화에効いている様子がうかがえる．黒線で示している移流項についても同様に負の大きな値を示しているが，そのピークの位置は異なり最盛期の終わりごろにみられ，その後は負の値は減少している．また傾斜項と非断熱項の変動を比較すると，0 線を対称軸としてほぼ逆相関になっている様子がわかる．下層についてもややこの 2 つの項の逆相関の傾向がみられる．同様に下層，上層ともに変形項と移流項の変動についても逆相関の様子がみえる．発散項は下層，上層ともに 0 線付近であまり大きな変動はないが，正の値を示す状態が多いようである．

(a)



(b)

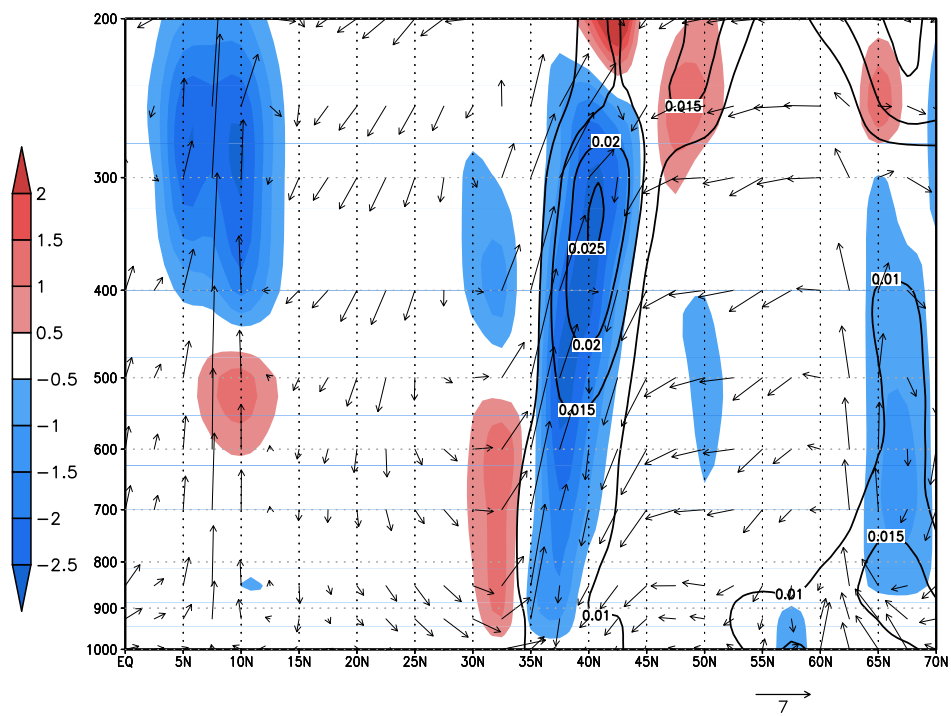
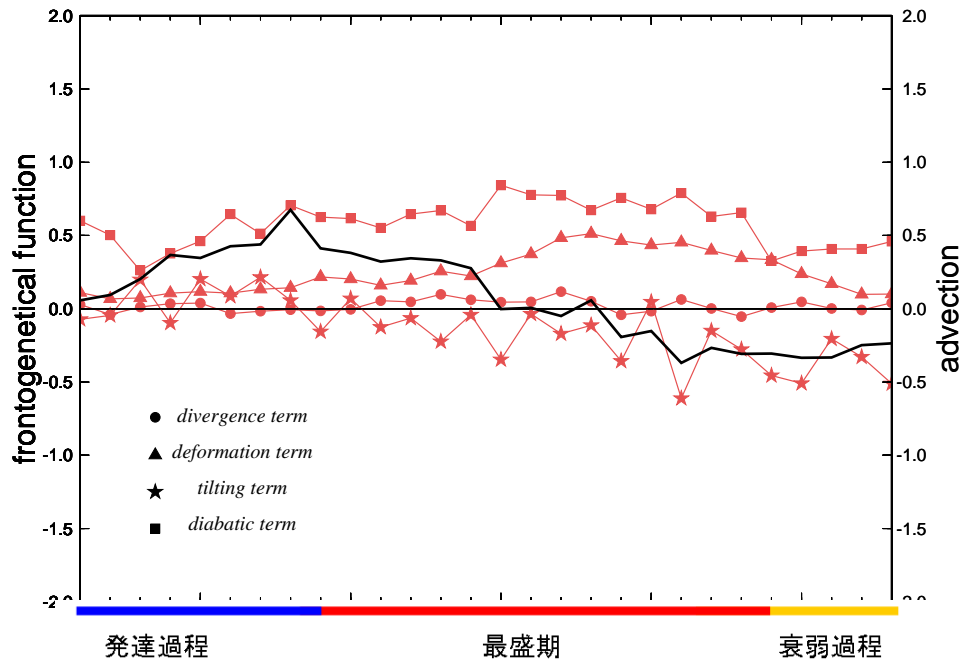


図 32 発達期の傾斜項 (陰影: $10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$ と子午面循環 (ベクトル: 南北風速は m sec^{-1} , 鉛直 p 速度は hPa sec^{-1}) および前線 (実線: K km^{-1}) の鉛直分布図. (a) 東経 110~135 度帯状平均, (b) 東経 135~160 度帯状平均

(a)



(b)

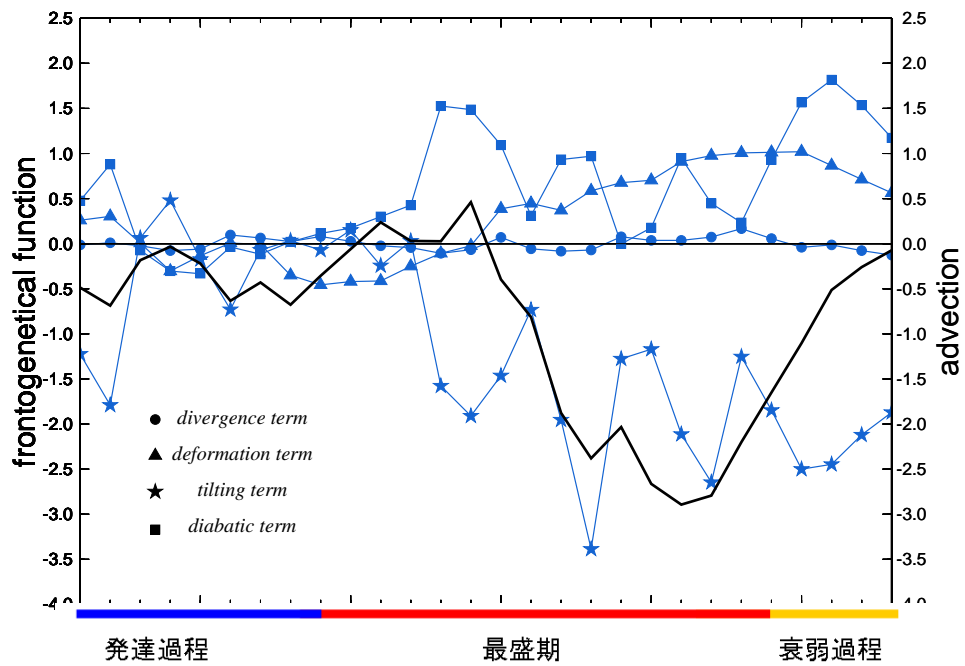


図 33 6月26日00UTC~7月2日18UTCの期間での発散項(), 変形項(), 傾斜項(), 非断熱項()および移流項(黒実線)の収支解析図($10^{-7} \text{K km}^{-1} \text{s}^{-1}$) . (a) 850hPa面の時系列, (b) 300hPa面での時系列

5 考察

本研究では、JRA-25 再解析データを用い、梅雨前線活動が活発であった 1993 年 6、7 月の期間、梅雨前線の空間構造について、基本的な梅雨前線の特徴を把握したのち、前線形成の視点に注目した解析を行った。本研究で述べている前線は温位の水平傾度 $|\nabla_h \theta|$ であり、この 6、7 月の時間変動 (図 12 および図 14) をみて特に活発な期間を 6 月 26 日 00UTC ~ 7 月 2 日 18UTC とした。この期間を選んだ妥当性を判断するために、加藤ほか (1997) を参照すると、加藤ほか (1997) では 1993 年の梅雨前線活動に関連した降水量分布についての解析を行っており、この期間に当たる 6 月 30 日 ~ 7 月 4 日は梅雨前線に対応する雲帯が停滞し、その上をメソスケールのクラウドクラスターやメソスケール低気圧の発生・通過が頻繁に見られ、日々の前線帯の南北振動も小さかったことが示されている。これにより、この期間の積算降水量も非常に多かったことが示されている。よって本研究で選び出した期間は、梅雨前線が活発であった時で、梅雨前線の発達過程や最盛期における前線形成関数の各項の特徴を調べるのに適していると考えられる。さらにこの期間の前線を前線の時系列 (図 14) と 6 時間間隔の 850hPa 面における前線の位置から、発達過程、最盛期、衰弱過程に分け、それぞれの期間ごとに解析を行った。各期間で平均した 850hPa 面の前線 $|\nabla_h \theta|$ の分布 (図 16 a~c) は最盛期にもっとも大きな値が帯状に連なっており、前線がよく表現できていると思われる。この前線の分布と図 12 の時系列から判断すると、北緯 60 度付近から値の大きな領域が最盛期には南下し、梅雨前線帯に移流してきて東西に広がっているように見える。さらに衰弱過程には、日本付近では目立った分布がみられず、 $|\nabla_h \theta|$ の大きな値は東に移動している。

このような変動がみられる梅雨前線について、時間、空間的に考えて特徴をとらえるために、前線形成関数の各項の計算を行い、その空間分布を調べたところ以下のような特徴がみられた。

- 発達過程では、下層と上層において発散項と変形項による前線強化が起こっていた。
- 発達過程では、傾斜項の効果はみられなかった。
- 最盛期では、下層から上層までの前線帯全体にわたり傾斜項の大きな負の値により傾斜項は前線弱化的働きをすることがわかった。
- 最盛期、梅雨前線と直角方向の鉛直循環をみると、前線帯の南側で強い上昇流があり、さらに間接循環が形成されていた。また前線帯の北側では比較的強い下降流が存在した。

また、大規模循環場と各項の効果について考えるために行った、下層と上層のジオポテンシャル高度場の解析からは以下のことが分かった。

- 発達過程では、上層 250hPa に切離低気圧が形成されており、また下層でも低圧部となっているため下層から上層にかけて流れの南北シアーが大きかった。
- 最盛期では、下層は低気圧に覆われており、また上層では南北シアーが弱まっており、ジェット気流の蛇行も弱まっていた。

梅雨前線についての先行研究の中には、前線形成関数についての解析がなされているものもいくつかある (Ninomiya, K. 1984; Ninomiya and Akiyama 1992; Kato and Kodama 1992 など)。しかしこれらの研究では下層での解析に限られており、また前線形成関数のうちの変形項についてのみにとどまっている。したがって、本研究のように上層での解析、さらに鉛直方向についても各項の分布を示すことで、前線形成という視点から梅雨前線の特徴を議論することができる。上述した特徴の中でも、前線を活発化させるためには下層の強い南よりの風だけでなく、上層の発散項や変形項の前線形成効果も重要であること、さらに発達した梅雨前線に関しては、対流活動によって下層から上層の傾斜項の大きな負の値が現れ、すでに前線弱化が起こっているという結果は注目すべき点である。上層で発散項や変形項が正の値を示したのは、北よりの風、つまり寒帯前線ジェット気流の合流によると考えられる。同時期に上層で低気圧が存在し、長期間留まったためこのジェット気流の蛇行が続いたと考えられる。

また、領域平均して得られた前線の時系列の変動を定量的に考えるために、前線形成関数の各項と、移流項について比較した収支解析からは、以下のことがわかった。

- 下層では、移流項と非断熱項による効果が前線強化に効いていた。
- 最盛期後半から衰弱期にかけての前線の弱まりは、傾斜項が示す前線弱化の効果が大きい様子があった。
- 特に上層では、傾斜項と非断熱項の変動はほぼ逆相関を示していた。

まず、移流による効果は図 12 から明らかである。解析対象期間、北から梅雨前線領域へ、前線の大きな値の分布が移流してきている様子がみられる。収支解析の図をみても、非断熱項とともに前線強化に重要であることがわかる。空間分布でみられたような上層の発散項や変形項の目立った分布がみられないのは、領域平均をとる位置が下層と上層で全く同じだったことが考えられる。今回は下層の前線の位置を考慮して決めたが、梅雨前線面は上層にいくほど北に傾いているため、上層で領域平均する位置は下層で決めた位置よりも、北側にとることがよかったのではないかと考えられる。多少ずれていたために平均してしまってあまり大きな値を示さなかった可能性がある。また、前線の弱化には空間分布でみたものと同様に、傾斜項の効果がもっともあることが示された。やはり梅雨前線上での対流活動の活発化が原因となり、傾斜項が負となる、つまり温度傾度を弱めるような子午面循環が卓越するためであると言える。さらに傾斜項と非断熱項の逆相関の変動は、これら 2 つの項がともに対流活動が

原因となって変動するためであると考えられる．傾斜項が子午面循環ならば，非断熱項は対流活動活発化による潜熱の放出が起こることで大きな正の値を示すと考えられる．

以上の考察から，前線形成のメカニズムを次のように仮定した．まず，発達過程において上層に現れた切離低気圧からの北よりの風，つまり寒帯前線ジェット気流の蛇行が，北緯40度付近に存在する強風軸のところで収束，合流し，この前線帯の北側で発散項と変形項が正の値を示して前線を強化する傾向を示している．北からの前線の移流はこの低気圧の循環が関係していると思われる．同時に下層でも亜熱帯高気圧のふちをまわりこむ南からの気流の収束があり発散項，変形項ともにやはり前線を形成する効果がみられる．このような下層での変形項の効果については，Ninomiya and Akiyama (1992) や，Kato and Kodama (1992) と同様の結果が得られたと言える．また上層の寒帯前線ジェット気流の蛇行というのは，先行研究で言われている梅雨トラフの接近とみると，梅雨前線は下層と上層でのこれらの効果が同時に起こることでより発達すると言える．また前線形成関数で表現すると，下層と上層で発散項，変形項による前線形成効果が重要である．最盛期になると発散項，変形項の効果を打ち消すほどに傾斜項の負の効果が大きく現れてくるが，これは梅雨前線帯での対流活動が活発化し，子午面循環の卓越によってもたらされたことがわかる．同じく対流活動活発化により，潜熱も放出されるため，これが梅雨前線帯の南側で多ければ結局非断熱項が正の値を示し，前線強化に効くことになる．収支解析をみると傾斜項の値のほうが大きいため，総合して梅雨前線は弱められることとなる．さらに発達過程に存在した上層の低気圧循環も東に抜け，流れの南北シアーは弱まっている，つまり寒帯前線ジェット気流の蛇行がなくなることも要因であると思われる．

また，Ogura and Portis (1982) では寒冷前線ではあるが，前線形成関数について詳しい解析をおこなっており，寒冷前線に直角方向の鉛直断面図も示している(図5, a~d)．このOgura and Portis (1982) の図と今回の解析で得られた各項の鉛直断面図および鉛直循環(図25~28のb)は各項については正負の分布は基本的に一致している(図の南北は逆)．ただ，下層の発散項，変形項についてはOgura and Portis (1982) ほど目立った大きな値ではない．これについてはデータに温位を用いたため，相当温位を用いて同様の解析を行うと，下層の水蒸気収束の効果が追加される形となるため，下層での発散項，変形項の値は大きくなる(図は省略)．各項の値は梅雨前線のほうが1桁ほど小さくなっているが，これについても温位を用いたことと，梅雨前線は寒冷前線よりも全体的な循環が弱いことの両方が考えられる．梅雨前線の鉛直循環(図28)と，寒冷前線の鉛直循環(図4)を比較すると(南北が逆)，前線帯の暖気側で上昇流，寒気側で下降流という基本的な循環は一致している．

最後に東西で領域を分けて行った解析についての考察を行う．梅雨前線は西側ほどより亜熱帯ジェット気流にともなう亜熱帯前線帯に似た構造をしていると言われていることから，領域をわけてその子午面循環を比較することで，違いが現れるのではないかと考えた．西側領域でハドレー循環を検出するねらいだったのだが，亜熱帯ジェット気流の成因であると言

われているハドレー循環による角運動量の輸送の様子は見られなかった．ただ下層の南からの流れは，中層付近まで西側で顕著で上昇気流も強かったことは特徴的であった．これは西側ほど，下層で太平洋高気圧をまわりこむ風の収束が多いためであると考えられる．前線の分布にも違いが見られ，東側ほど下層から上層まで前線の大きな値がみられ，西側では上層だけであった．この結果は，用いたデータが温位であったことを考えると，温位でも水平傾度の大きい東側ほど前線は発達したとみることができる．

6 結論

本研究では 1993 年 6, 7 月の梅雨期の中でも特に前線活動が活発であった 6 月 26 日 00UTC ~ 7 月 2 日 18UTC の期間で解析を行った。温位の水平傾度 $|\nabla_h \theta|$ で定義した前線を用い、前線形成関数の各項を計算し、どのような効果によりこの期間での梅雨前線は形成されたのか、空間的な解析を行った。さらに領域平均した前線形成関数の各項の値と移流項の値を比較し、収支解析を行った。

梅雨前線は一般的には相当温位の水平傾度 $|\nabla_h \theta_e|$ で表されるのだが、本研究で用いている温位の水平傾度でもこの期間の梅雨前線を表現することができた。さらにこの前線に対して、発達過程、最盛期、衰弱過程のように期間を区切って解析を行った。下層と上層での各項の分布や、各項の鉛直断面図と鉛直循環、およびジオポテンシャル高度を用いた大規模循環との対応について解析を行った結果、次のようなことが述べられる。発達過程においては上層に現れた低気圧の循環により、北からの寒帯前線ジェット気流の蛇行による合流、収束で発散項、変形項の正の領域が現れ前線が強化され始める。また下層でも、先行研究で言われているような亜熱帯高気圧のふちをまわりこむ強い南よりの風の合流、収束により同じく前線帯で発散項、変形項が正の分布となる。このように下層と上層で前線形成が起こるためにその場所で前線が強化され、対流活動が起こる。下層の強い風とそれによる水蒸気輸送のみならず、上層の循環も同時に起こることが、同じ梅雨期の停滞前線でも、より発達するためには重要である。発達期は対流活動が活発であり、それは傾斜項が負の値を示すような子午面循環を形成し、前線弱化的効果と、潜熱の放出により非断熱項による前線強化の効果が起こることを意味する。

収支解析の結果からは、発散項、変形項、非断熱項が前線を強化し、傾斜項が前線を弱化する効果をもつことがわかった。さらにこの事例では前線が移流してくることにより、固定した領域でみたときの前線の増加に寄与していることもわかった。前線衰弱過程では、前線弱化的効果をもつ傾斜項の値が大きいために、活発化した前線は弱められていく様子がみられた。

7 今後の課題

今回は再解析データを用いた 1993 年の 1 事例についての解析というかたちになった。1993 年は梅雨前線活動が活発であった年なので、梅雨前線の構造をみるのには適していたかもしれないが、時期が古いため、降水量など様々なデータセットが最近ほどそろっていないという不便さがあった。また梅雨前線が不活発だった時と比較した解析を行うことでより明確な特徴がつかめたのではないか。そこからさらに年々変動までつなげられるとよいと思う。

上層の前線についての議論があったが、上層の前線については対流圏界面の折れ込みが密接に関係しており、渦位による解析を行いさらに考察を深めていく必要もあるだろう。

謝辞

本研究を進めるにあたり，指導教員である筑波大学の田中博教授には，終始適切な御指導，御教授を賜りました．心より感謝するとともに深く御礼申し上げます．

同大学の渡来靖準研究員には，研究の進め方や解析結果を考察していくうえで様々なアドバイスをしていただき，またプログラムの作成など技術面においても多くの御助言をいただきました．心より感謝し，御礼申し上げます．

また，ゼミなどを通して貴重な御意見や御指導を頂きました，同大学の木村富士男教授，林陽生教授，上野健一助教授，植田宏昭講師，日下博幸講師に厚く御礼申し上げます．

大学院の諸先輩方にはいろいろな点でたいへんお世話になりました．重ねて御礼申し上げます．最後に，共に研究を進め，励みとなりました大気環境研究室の仲間そして同分野の皆さまに心より感謝をいたします．

参考文献

- Akiyama, T. (1973) The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. *Pap. Met. Geophys.*, **24**, 157-188.
- Colle, B. A. (2003) Numerical simulations of the extratropical transition of Floyd (1999): structural evolution and responsible mechanisms for the heavy rainfall over the Northeast United States. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2905-2926.
- Kato, K. and Y. Kodama (1992) Formation of quasi-stationary Baiu Front to the south of the Japan Islands in early may of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **70**, 631-647.
- 加藤内蔵進・劉国勝・森昌彦・武田喬男・牧原康隆 (1997) 1993 年冷夏時の梅雨前線活動と水循環，東京，気象研究ノート，**189**，72p-87p .
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group (2003) Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01 - importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations - *J. Meteor. Soc. Japan.*, **81**, 993-1013.
- 加藤輝之・長谷江里子・新野宏・村上正隆・橋本明弘・森一正・折笠成宏・黒岩博司・民田晴也 (2005) 総観スケールでみた梅雨期の特徴，東京，気象研究ノート，**208**，27p-51p .
- 水野量 (2000) 応用気象学シリーズ 3 雲と雨の気象学，朝倉書店，東京，196pp .
- Ninomiya, K. and T. Akiyama (1992) Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the east Asia. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **70**, 467-495.
- 小倉義光 (2000) 総観気象学入門，東京大学出版会，東京，289pp .
- Ogura, Y. and D. Portis (1982) Structure of the cold front observed in SESAME-AVE and its comparison with the Hoskins-Bretherton Frontogenesis Model. *Bull. Amer. Meteor. Sci.*, **39**, 2773-2792.

Randall, A. D. (2003) Spherical harmonics and related topics. *Depar. Atmos. Sci.*, 51-64.

田上浩孝・新野宏 (2005) 梅雨前線の明瞭・不明瞭年の大規模場の特徴, 東京, 気象研究ノート, **210**, 83p-97p .

津村知彦・山崎孝治 (2005) 日本付近で発達した Shapiro タイプの温帯低気圧 - 前線形成の視点から見た事例解析 - , 天気, **52**, 105-118.

筒井純一・初鹿宏壮・門倉真二・和田浩治 (2006) 全球気象データの長期再解析 - JRA-25 再解析データの仕様, 品質, および気候変化研究への応用 - , 電力中央研究所報告, **V05024**, 1-21 .

Zhou, Y., S. Gao and S.P. Shen (2004) A diagnostic study of formation and structures of the Meiyu Front System over east asia. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **82**, 1565-1576.