

—2. 解説—

前線に伴う降雨帯について

北海道大学低温科学研究所 川島正行

1. はじめに

温帯低気圧は中緯度地域の日々の天気を左右し、降水をもたらす主要な大気擾乱の一つです。その研究の歴史は非常に古いのですが、特に1920年前後のノルウェー学派（ベルゲン学派）による前線モデルと低気圧論の提唱以降、気象学の極めて重要なテーマとなっています（低気圧・前線研究の歴史的経緯は松本（1987）を参照していただけたと良いでしょう）。1970年代になると、米国や欧州の研究グループにより気象衛星、気象レーダ、高層観測、地上観測、航空機などを用いて温帯低気圧の構造や雲・降水の総合的な観測が精力的に行われるようになりました。ここでは、前線に伴う降水、特に寒冷前線に伴う降水の研究について、最近の数値シミュレーションの成果も含めて紹介したいと思います。

2. 前線に伴う降雨帯

温帯低気圧および移動性高気圧は南北温度差の大きな大気中で発生・発達し、南北に大気を運ぶことで全体としてみればこの温度差を解消する働きを持ちます。低気圧が発達すると局的に温度傾度が強められ、寒冷前線、温暖前線といった前線が形成されます。こうした観測により降水は寒冷前線や温暖前線に沿ってならぶメソスケール（中規模）の降雨帯（レインバンド）に集中していることが明らかになり、温帯低気圧に伴う降水の概念モデルが示されました。理科の教科書などには、温暖前線が近づいてくると穏やかな雨が長時間続くと書かれていることが多いですが、温暖前線に伴う雨も決して一様ではありません。

図1にアメリカ西海岸における冬季の観測を元に描かれた閉塞期の温帯低気圧に伴う雲と降水の分布の模式図を示します。降雨帯として、温暖前線に伴う降雨帯（warm-frontal band）、温暖前線と寒冷前線の間の暖域にある降雨帯（warm sector band）、地上の寒冷前線に対応した狭い降雨帯（narrow cold-frontal rainband）、その西側の上空の寒冷前線に対応した幅の広い降雨帯（wide cold-frontal band）、低気圧暖域に発生する降雨帯（warm sector band）、寒冷前線後方の寒気内の降雨帯（post-frontal rainband）、閉塞前線の前方の降雨帯（surge band）などが示されています。降雨帯の構造や分布は低気圧の発達の段階、大気の成層状態、水蒸気量の多寡などによって異なり、これらの降雨帯が同時に出現するとは限りません。また、この概念図は主に冬の海上での観測事例に基づいて描かれたもので、陸上では地形などの影響を受け、降水分布はかなり不規則な形になります。大気の成層がより不安定となる暖候期には、団塊状の発達した積乱雲群による降水も顕著になります。

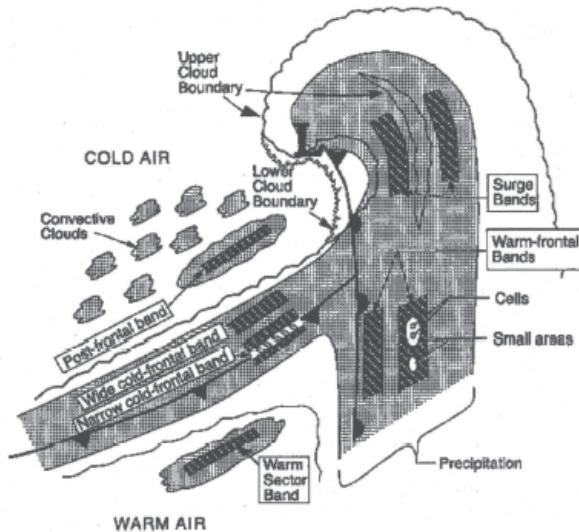


図 1. 温帯低気圧に伴う降水の模式図(Houze et al. 1976)。薄い陰影は地上降水域、濃い陰影は比較的強い降水域を示す。

これらの降雨帯のうち、地上付近の寒冷前線と対応した、幅の狭い寒冷前線降雨帯は比較的良好く観測されます。この降雨帯は、低気圧の北側から入ってくる寒気の先端で南からの暖気が強制的に持ち上げられ、上昇流中で降水粒子が形成することにより生じます。この降雨帯の幅は 5 km 程度、深さは 3~4km 程度ですが、その通過に伴い強い短時間の降水を伴うことが知られています。この降雨帯に沿った降水は一様ではなく、降水の強い領域（降水コア）と降水の弱い、あるいは降水のない領域（ギャップ領域）が交互に並んだ、水平スケール数 km~数十 km の波状構造を示すことが頻繁に確認されています(Hobbs and Biswas 1979; James and Browning 1979)。図 2 はその例で、1976 年の 11 月～12 月の 1 ヶ月足らずの間に米国のワシントン州を通過した寒冷前線に伴う降雨を示したものです。

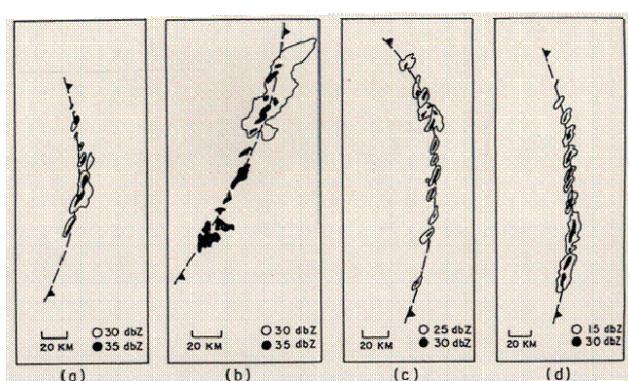


図 2. アメリカのワシントン州で観測された狭い寒冷前線降雨帯のレーダー反射強度。(a)1976 年 11 月 14 日、(b)11 月 17 日、(c)11 月 21 日、(d)12 月 8 日。破線は地上における寒冷前線の位置を示す (Hobbs and Biswas 1979)。

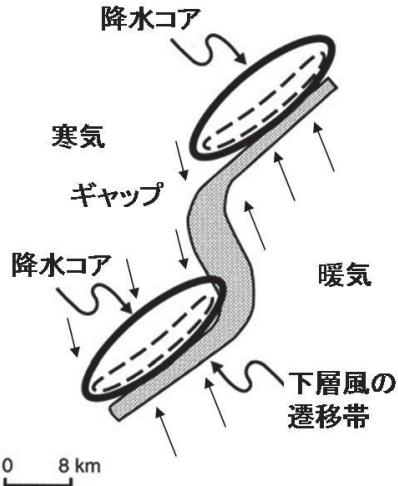


図3. 狹い寒冷前線降雨帯中の降水コアとギャップ領域の模式図。陰影は地表面近くの水平シアの強い領域、破線で囲んだ領域は上昇流の強い領域、ベクトルは降水コアに相対的な地上付近の風を示す (Hobbs and Persson 1982 を改変)。

図3は、その後のドップラーレーダーを用いた観測により明らかになった降水コアとギャップ領域の構造を模式的に示したもので、寒冷前線に伴う下層風の遷移帯（水平シアライン）が変形されて階段状になっています。遷移帯が前線全体の走向に対し局所的に時計回りに傾いた場所では寒気と暖気の収束が相対的に強くなります。そのため、この場所に強い上昇流ができ、その中の降水粒子の成長により降水コアが生じます。一方、ギャップ領域では収束・上昇流は弱くなりますが、強い低気圧性の水平シアが生じます。そのため、この場所では竜巻やメソサイクロンなど、突風をもたらす擾乱が発生する場合もあります (Carbone 1982)。このような規則正しい構造は水平シア流の力学的不安定（水平シア不安定）により生じると考えられています (Carbone 1982; Hobbs and Persson 1982; Wakimoto and Bosart 2000)。

3. 数値シミュレーション

数値モデルによるシミュレーションで得られる風や気温、気圧などのデータは物理的に整合性があり、観測データと比較して解析が容易です。またモデルの中で大気の状態や地形などを変えたり、モデル中での降水過程などの物理過程の表現を変えるなど、いわゆる感度実験を行うことができます。このため、数値モデルを用いたシミュレーションは日々の天気の予報だけでなく、気象現象のメカニズムを理解する上で強力な手段となります。

温帯低気圧自体は総観規模の現象で、その構造や発達・移動は格子間隔数十 km 程度の数値モデルでもかなり高い精度で再現ができます。一方、図2、3に示したような降雨帯に現れる小規模な構造について、現実的な設定の数値モデルを用いて調べた研究は少ないのが現状です。前線および降雨帯の形成には、低気圧の発達に伴う大規模な強制力が不可欠です。このため、降雨帯に現れる小規模構造を再現するに

は高い解像度で、かつ広い領域をとった計算をする必要があり、莫大な計算機資源が必要だったことがその一つの理由です。しかし、近年の計算機と数値モデルの急速な発達により、現実的な設定で前線に伴う降雨帯の小規模構造を同時に再現することが可能となっています。

図4に1976年12月8日にアメリカワシントン州でレーダ観測された寒冷前線周辺の降雨帯と、この事例をモデルで再現した結果を示します。なお、この実験では計算コストを考慮して、格子間隔18kmの粗い格子のモデルで低気圧全体をカバーし、そこに領域は狭いがより高解像度のモデルを順に組み込んでゆくことで最終的に格子間隔666mのモデルで寒冷前線周辺領域を計算しています。なお、計算コストを考慮しなければ、格子間隔666mのモデルで低気圧全体の計算をすることも十分可能です。

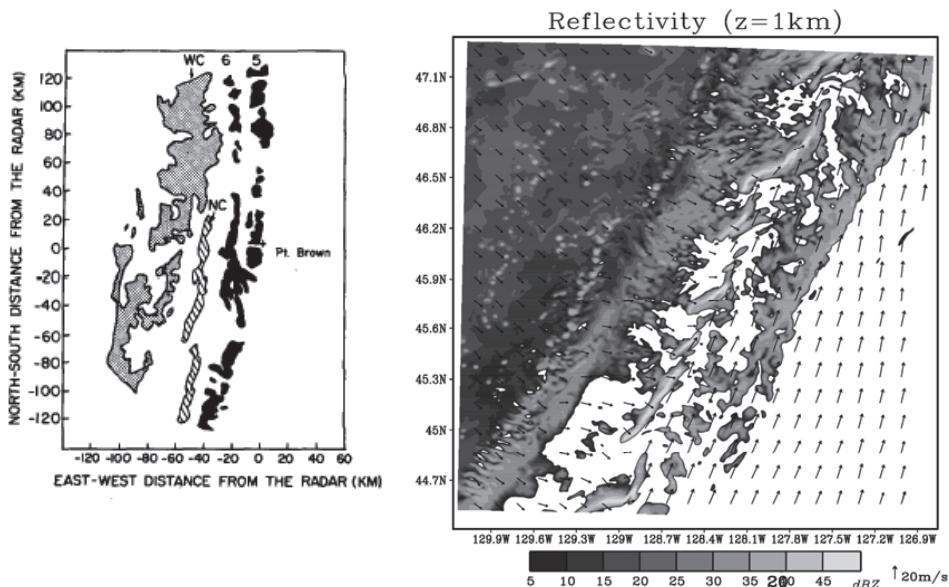


図4.(左) 1976年12月8日にアメリカワシントン州で観測された寒冷前線およびその周辺の降雨帯、濃い陰影は暖域の降雨帯、斜線のハッチは狭い寒冷前線降雨帯、薄い陰影は幅の広い寒冷前線降雨帯を示す(Hobbs and Persson 1982)。(右) 数値モデルによる再現結果、高度1kmの換算反射強度と水平風ベクトルを示す。

右の図で、南南西の風と北西風が収束している場所が地上の寒冷前線に対応します。寒冷前線は全体として南南西-北北東方向の走向を持ちますが、寒冷前線に沿って降水の強い領域（降水コア）と降水の弱い、あるいは降水のない領域（ギャップ）が交互に並んでいます。これが図3に示した地上の寒冷前線に伴う降水コア-ギャップ構造に対応します。数値モデルで出力される風速などのデータを解析することにより、この擾乱は寒冷前線に伴う強い水平風速シアをエネルギー源として発達した、すなわち水平シア不安定により発達した擾乱であることが分かります。先に温帯低気圧は南北の温度差を

解消する働きを持つと述べましたが、この水平シア不安定により生じた擾乱は、寒冷前線に伴う大きな水平風速差、および温度差を解消する働きを持ちます。

一方、地上の寒冷前線のすぐ東側には、反射強度は相対的に小さいがバンド状の降水域があり、これは暖域の降雨帶 (warm sector band) に対応します。また、地上寒冷前線の西には比較的幅の広い、帯状の反射強度の強い領域があり、降水帶 (wide-cold frontal rainband) に対応します。

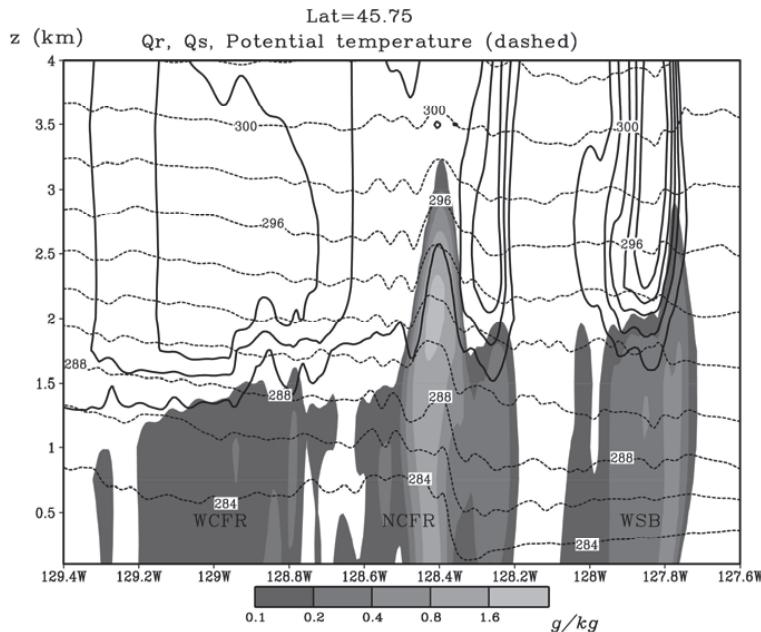


図 5. 45.75° N における雨水混合比（陰影、 g/kg ）、雪水混合比（実線、 0.1 、 0.3 、 0.6 、 1.0 、 $1.5\text{g}/\text{kg}$ の等値線）、温位（K、点線）の鉛直断面図。左から順に幅の広い寒冷前線降雨帶 (WCFR)、狭い寒冷前線降雨帶(NCFR)、暖域の降雨帶 (WSB) が示されている。

図 5 に 45.75° N における雨水混合比（ 1kg の空気中に含まれる雨の量）、雪水混合比（ 1kg の空気中に含まれる雪の量）、温位の鉛直断面図です。狭い寒冷前線降雨帶は下層の温位傾度が大きくなつた場所に示されており、下層の寒気が暖気を持ち上げる場所で生じています。これに対し、幅の広い寒冷前線降雨帶および暖域の降雨帶は下層に明瞭な温位傾度を伴いません。図には示していませんが、鉛直流の分布を見ると、これらの降雨帶をつくる上昇流は地上付近に根を持たず、高度 2km 以上に存在しています。幅の広い寒冷前線降雨帶および暖域の降雨帶の上空では雪水混合比が大きいことから、上空でつくられた雪が落下し、融解することで降雨帶が形成していることが分かります。これに対し、幅の狭い降雨帶の上空の雪水混合比は小さく、雨は主として下層の上昇流中で形成した雲水からの変換により生じています。

4. おわりに

ここで紹介したのは主に欧米での冬季の観測例に基づいた研究成果です。これに対し、日本周辺における温帯低気圧・前線に伴う雲・降水についての研究例は少なく、欧米の例と同様の模式図が日本の低気圧についても描けるのか不明です。また、暖候期における温帯低気圧の降水の研究例も比較的少なく、低気圧・前線の降水については未解明な部分が多くあるように思います。数値モデリングにおいても、小規模乱流の扱いが不十分なこともあります、前線の幅はどう決まるのか、といった基本的な問題にも十分には答えられていません。温帯低気圧・前線に伴う降水は極めて classical な研究対象で、そのせいか研究が少し下火になっている感がありますが、観測機器や数値モデルが急速に発展しつつある現在、改めて取り組むべき対象であると考えます。

参考文献

- 松本誠一, 1987: 新総観気象学(第II期気象学のプロムナード6). 東京堂出版, pp.192.
- Carbone, R. E., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 258–279.
- Hobbs, P. V., and K. R. Biswas, 1979: The cellular structure of the narrow cold-frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 723–727.
- Hobbs, P. V., and P. O. G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 280–295.
- Houze Jr., R. A., P. V. Hobbs, K. R. Biswas, and W. M. Davis, 1976: Mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 868–878.
- James, P. K., and K. A. Browning, 1979: Mesoscale structure of line convection at surface cold fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 371–382.
- Wakimoto, R. M., and B. L. Bosart, 2000: Airborne radar observations of a cold front during FASTEX. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2447–2470