

2-2. 寒候期海洋上の温帯低気圧の特徴

高野 功*

1. はじめに

冬期から春先にかけては、日本周辺で総観規模温帯低気圧活動が最も活発な時期である（以下では中緯度で発生、発達する温帯低気圧を単に低気圧と記す）。寒候期に日本周辺を通過する総観規模低気圧は、日本海から北海道や東北北部を東に進むものと、東シナ海から本州の南を通るものとに大別できる。ここでは慣例に従い前者を日本海低気圧、後者を南岸低気圧と呼ぶ。低気圧の2本の通り道はユーラシア大陸上でも2つの低気圧経路（Chen *et al.*, 1991）と対応している。こうした経路の違いはそれぞれの地理的条件を通して、低気圧の構造にも影響を与えられられる。

日本周辺と同様に寒候期に顕著な低気圧の発達が見られる。北米大陸東岸では、近年、低気圧の構造や発達のメカニズムについて精力的に研究が進められている。Shapiro and Keyser (1990) はノルウェー学派の古典的モデルとは異なる、4つの発達段階からなる低気圧の概念モデルを提唱した。彼らのモデルに含まれる後屈温暖前線やTポーン構造は古典的概念モデルには表れないもので、その一般性について議論が続いている。大西洋上の低気圧周辺の気流系については、コンペアーベルトという名称で整理され、その特徴が調べられている（Browning, 1990）。

では、日本海低気圧と南岸低気圧にはどのような構造の違いがあるのだろうか。残念ながら、日本周辺の総観規模低気圧については一般的な前線構造がまだ十分に解明されていない。海上で密な観測データが得られないことが、前線構造といった細かい特徴についての解析を難しくしている。ここでは急発達した日本海低気圧と南岸低気圧の一事例ずつについて、数値モデル出力を考察することで低気圧構造の時間発展の短い

記述を試みる。なお、数値モデルに表れた低気圧の時間発展は観測された特徴とよく整合していた。

2. 日本海低気圧：2004年2月14-16日の事例

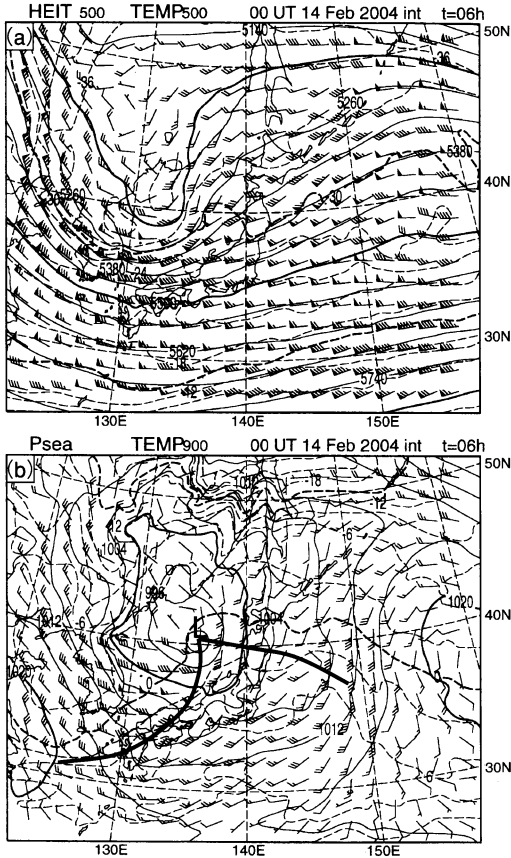
この低気圧は日本の各地で春一番の強風をもたらす、通過後には北日本に大雪を降らせた。この事例について2月14日00 UTC 初期値の気象庁ルーチン領域モデル（RSM）48時間予想の結果を考察する。

低気圧の発生初期にあたる、6時間後の海面気圧と900 hPa 面の気温と風、および同時刻の500 hPa 面高度、気温、風を第1図に示す。13日に朝鮮半島付近で発生した低気圧がこの時刻に日本海に進んでいる。500 hPa 面ではバイカル湖付近にリッジ、地上低気圧のすぐ西側の日本海西部に深いトラフがある。上中層では寒帯前線ジェットがこのトラフに沿って大きく蛇行している。トラフの西側では強い北西風と共に -30°C 以下の寒気が南下している。500 hPa の寒気によってトラフの底にあたる朝鮮半島付近に強い温度傾度が生じている。こうした前線構造は下層ほど南下しながら地上の寒冷前線に繋がっている。地上寒冷前線は九州を横切り、東シナ海に延びている。それに対し、温暖前線の温度傾度は比較的弱い。この低気圧の早い発達段階で500 hPa 面で閉じた循環（切離低気圧）ができ、地上から500 hPa まで渦が直立する。

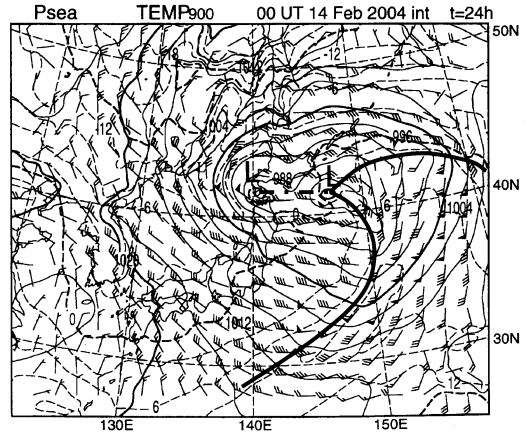
低気圧が急発達をしている24時間後（第2図）になると、津軽海峡付近にある元の地上低気圧中心の東に新しい低気圧中心が形成される。新しい中心は、500 hPa 面の切離低気圧の南側の縁を回るように進行した強い正渦度域の前面で形成された。新旧2つの地上低気圧中心は温度傾度のほとんど無い風のシアラインで繋がっており、この部分は閉塞前線類似の特徴を備えている。地上低気圧と周りの低圧部の北側では寒冷コンペアーベルトに対応する冷たい下層東風が強化する。新低気圧中心から東に延びる温暖前線と、南東

* 気象庁予報部予報課, itakano@met.kishou.go.jp

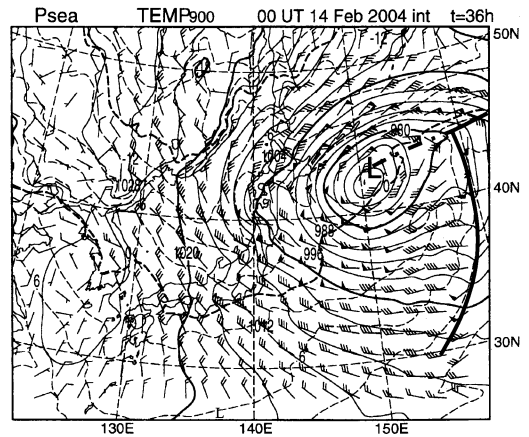
© 2005 日本気象学会



第1図 RSM, 2004年2月14日00 UTC 初期値の6時間予報. (a) 500 hPa 高度 (実線, 等値線間隔60 m), 気温 (破線, 等値線間隔3K) と風. (b) 海面気圧 (実線, 等値線間隔4 hPa) と900 hPa 面の風と気温 (破線, 等値線間隔3K). 太実線は地上の前線.



第2図 RSM, 2004年2月14日00 UTC 初期値の24時間予報. 説明は第1図bと同じ. 太い実線は地上の前線, 太い1点鎖線はシアライン.



第3図 RSM, 2004年2月14日00 UTC 初期値の36時間予報. 説明は第2図と同じ.

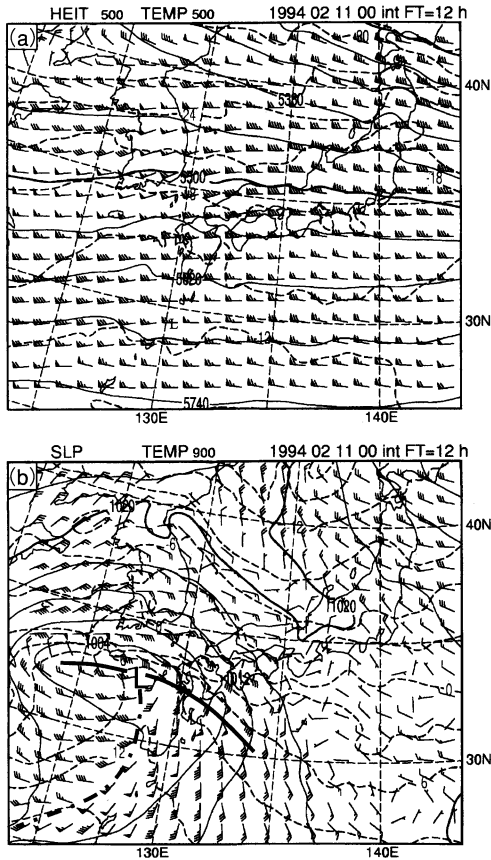
向きに弧状に延びる寒冷前線が形成されている.

36時間後 (第3図) に, 地上では西側の旧中心が消失する一方, 新中心の地上低気圧はさらに発達し, 968 hPa に達する. この前後が低気圧の最盛期にあたる. 低気圧の中心付近ではほとんど温度傾度は消失しているが, 中心から北東方向に延びる風のシアラインは認められる. このシアラインの北よりの上空には楔状の暖気があり, この部分は閉塞前線の構造を持っている. 寒冷前線は低気圧中心を離れ前面に進んでいく.

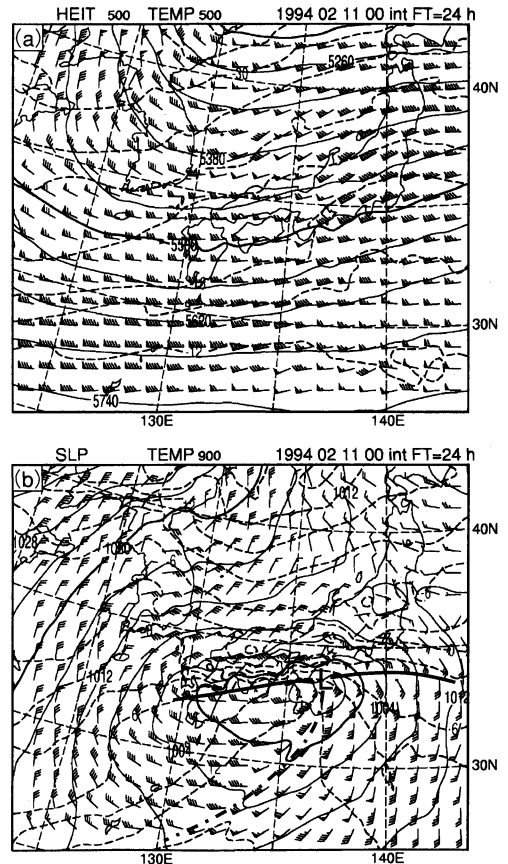
3. 南岸低気圧: 1994年2月11-12日の事例

この低気圧は東日本に記録的な大雪をもたらした (高野, 1999; Takano, 2002). 低気圧は11日早朝に華

中で発生した. この事例について2月11日00 UTC 初期値の日本域モデル (JSM, 格子間隔20 km) 予想の結果を考察する. 12時間後の海面気圧と900 hPa 面の気温と風, および同時刻の500 hPa 面高度, 気温, 風を第4図に示す. 東シナ海に発達前の地上低気圧がある. 低気圧南側での下層南西風による暖気移流が強く, 低気圧前面の寒気との間に温暖前線が形成され, 九州を横切っている. 下層低気圧周辺では, 北側で南北気圧傾度が強く, 温暖前線北側の東風が低気圧前面にある寒気を中心の北西象限まで輸送する. この冷たい気流は寒冷コンベヤーベルトに対応し, 中心から西に延び



第4図 JSM, 1994年2月11日00 UTC 初期値の12時間予報. 説明は第1図と同じ. 太い実線は地上の前線, 太い1点鎖線はシアライン.



第5図 JSM, 1994年2月11日00 UTC 初期値の24時間予報. 説明は第4図と同じ.

る後屈前線の発達を促す. 低気圧後面での寒気流入は弱く, 温度傾度を伴った寒冷前線は形成されないが, 地上低気圧の南に低気圧性シアと収束を伴う風の不連続(シアライン)は明瞭である. シアラインの東側では, 高相当温位を持った風速25 m/s 前後の南風が温暖前線にほぼ直交するように吹いており, 温暖コンベヤーベルトの特徴を示す. 下層の暖かく湿った気流の流入で, 低気圧中心周辺や温暖前線付近では強い対流性降水が生じている. 500 hPa 面の流れは東西風が卓越する中で, 地上低気圧西側の華中にトラフがあるが, 深いトラフではない. 低気圧周辺の500 hPa 面には寒気の南下や目立った温度傾度は見られない. 上中層の亜熱帯ジェットは北緯30度付近に沿っている.

24時間後(第5図)には低気圧が本州の南で急発達を始める. 中心周囲の低圧部は本州南岸に沿って東西

方向に伸長する. この頃低気圧の後面から乾いた気流が低気圧中心付近にまで達し, 後屈前線の南に雲のない領域(ドライ・スロット)を形成する. ここで温暖前線と後屈前線がほぼ東西に延び, それに直交するようにシアラインが南に延びている様子はTボーン構造を連想させる. 500 hPa 面では朝鮮半島付近に寒帯前線ジェットの南分流上のトラフが進み, その西には冷たい北風が吹き始める. 日本付近上層ではこの寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットが接近するような位置関係になっている. 亜熱帯ジェットに沿って300 hPa 面で風速70 m/s を超えるジェットストリークが地上低気圧の後面に進んでいて, 渦位の正移流を伴っている.

4. 日本海低気圧, 南岸低気圧の比較とまとめ
ここで取り上げた日本海低気圧を特徴付けるものと

して、中層の強い寒気を挙げる事ができる。中層寒気の南縁の温度傾度の強い部分は寒冷前線として、地上にまで達していた。また低気圧の渦中心は発生初期に既にほとんど直立していた。これは一般には閉塞期の低気圧の特徴として、低気圧のライフサイクルの最終期によく見られるものである。その後、元の低気圧中心の東に新しい低気圧中心ができ、世代交代して旧中心は消滅した。新低気圧中心が発達を続けるが下層では中心の周囲が寒気に囲まれ、中心から東に延びる閉塞前線が形成された。

南岸低気圧の発生初期には中層の擾乱は弱く、はっきりした寒気の南下は見られなかった。低気圧の下層南側で強い南西風が吹き、前面の寒気との間に下層主体の温暖前線が形成された。北側での寒冷コンベヤベルトの発達と共に後屈前線が形成された。低気圧は日本周辺で黒潮流軸の近傍を進み、暖かい海面からの熱フラックスを受けたため、低気圧周辺下層の気温分布は変質を受け、また成層が不安定化した。数値シミュレーションの感度実験で、降水の非断熱加熱を無視した場合には中心気圧が浅まったことから、低気圧の発達に降水の効果が大きいことが示唆される。

両低気圧に共通する環境場の特徴として、急発達期には寒帯前線ジェットが南下し、亜熱帯ジェットと接近していたことが挙げられる。どちらの低気圧もジェットストリーク下流の渦位移流によるサイクロ

ジェネシス効果を受けていた。

低気圧の構造は多様であり、経路が似ていても個々の低気圧には差異が見られることが多い。ここで取り上げた2例も日本海低気圧と南岸低気圧として、平均像を表現するものではない。しかし、地理的条件や環境場の違いはその構造に反映しており、低気圧の構造やその形成過程を考える上で、興味深い事例である。

参考文献

- Browning, K. A., 1990: Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume, Amer. Meteor. Soc., 129-153.
- Chen, S. J., Y.-H. Kuo, P.-Z. Zhang and Q.-F. Bai, 1991: Synoptic climatology of cyclogenesis over East Asia, 1958-1987, Mon. Wea. Rev., **119**, 1407-1418.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990: Fronts, jet streams, and the tropopause. The Erik Palmén Memorial Volume, Amer. Meteor. Soc., 167-191.
- Takano, I., 2002: Analysis of an intense winter extratropical cyclone that advanced along the south coast of Japan, J. Meteor. Soc. Japan, **80**, 669-695.
- 高野 功, 1999: 冬季の南岸低気圧と新しい低気圧モデル, つくば域降雨観測実験, 気象研究ノート, (193), 195-202.

1051 (梅雨; 数値シミュレーション; 理論モデル)

2-3. 梅雨前線上のメソ α 低気圧の特徴

田上浩孝^{*1}・新野 宏^{*2}・柳瀬 亘^{*3}・加藤輝之^{*4}

1. はじめに

日本付近にはさまざまなメソ α スケール¹⁾低気圧

*1 東京大学海洋研究所, tagami@ori.u-tokyo.ac.jp

*2 東京大学海洋研究所.

*3 東京大学気候システム研究センター.

*4 気象庁気象研究所.

© 2005 日本気象学会

(以下メソ α 低気圧)が発生する。これらのうち梅雨前線上に現れるメソ α 低気圧は、しばしばその内部にメソ β スケールの降水系を伴い集中豪雨をもたらす原因となることが知られている。梅雨前線上を通過する

¹⁾ メソ α スケールは水平スケールにして2000~200 km, メソ β スケールは200~20 km をさす。