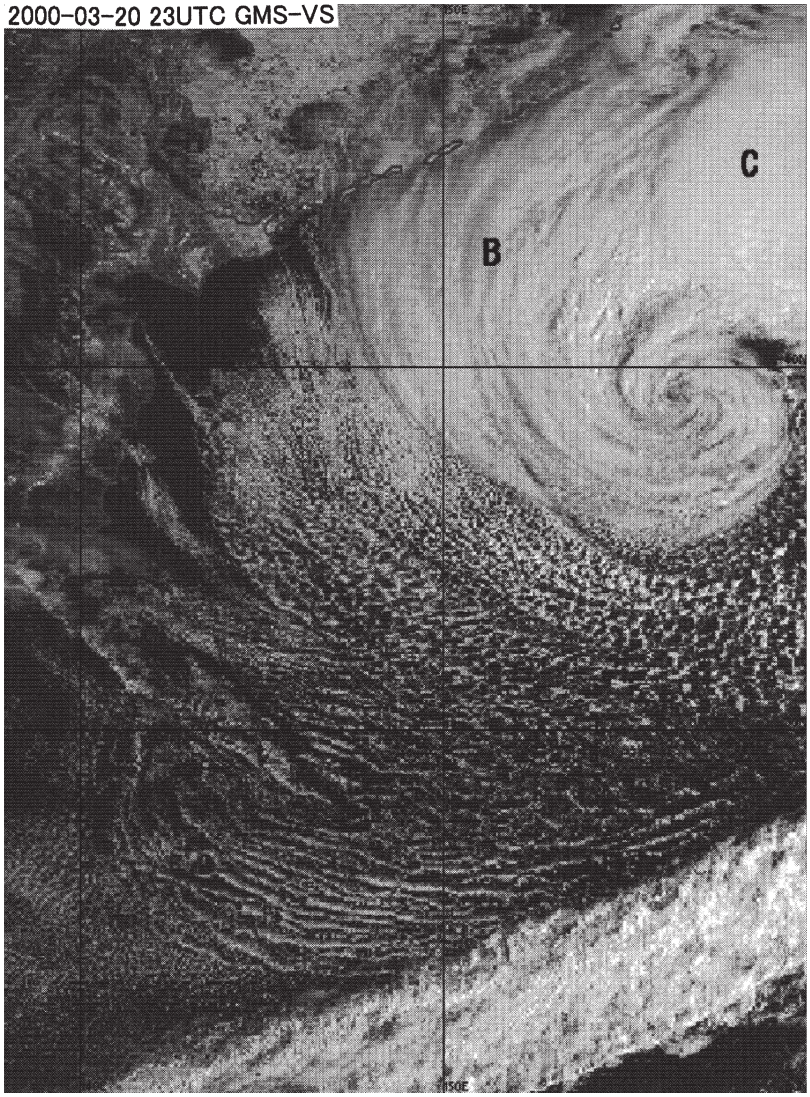
お天気の見方・楽しみ方（9）

終末期の温帯低気圧

小　倉　義　光*

1．問題の発端

このシリーズ（7）（小倉ほか，2006b）の冒頭で述べたように，二つ玉低気圧に伴う天気は，２つの低気圧の相互位置や強さの違いなどにより，様々である．特に衛星雲画像で見る低気圧の終末期に注目すると，前回のケースでは，分離された３つの雲塊が並んで瞬間閉塞前線の雲を形成した．今回も，日本海低気圧と南岸低気圧が本州を挟むように東進した二つ玉低気圧のケースを取り上げる．このケースを選んだのは，たまたま第１図に示した見事な渦巻きに魅せられたからである．そこに至るまでの過程を追い，前回の瞬間閉塞のケースとの違いを知りたい．また第１図をよくみると，Ｃと記号した雲塊の西端には太陽光線の影の線が見えていて，その西にある螺旋状の雲域Ｂの上に覆いかぶさっている．つまり，



第１図　2000年３月20日23 UTC，「ひまわり」GMS-5可視雲画像（気象庁）．記号Ｂ，Ｃは本文参照．

* Yoshimitsu OGURA，東京大学海洋研究所．
© 2007　日本気象学会

雲域Bと雲域Cは低気圧の中でも別々に発生・発達したものらしい．低気圧は渦巻きだから，らせん状の雲を作っても不思議はないが，らせん状の雲を作るまでに，台風よりもう少し複雑なプロセスがあったようだ．

その過程を追う際に気がついたことであるが，今回の南岸低気圧では，中心気圧は爆弾低気圧並みの割合で時間と共に降下しているのに，渦度の最大値は殆ど変わらないか，むしろ弱くなっているという，一見奇妙なことが見出された．低気圧の発達を表す指標として，中心気圧と渦度の最大値が使われることが多い．普通ならば，中心気圧が低下するとともに，渦度の最大値も増加するはずである．上に述べた一見奇妙な関係がどうして起こったのか，考えてみたい．

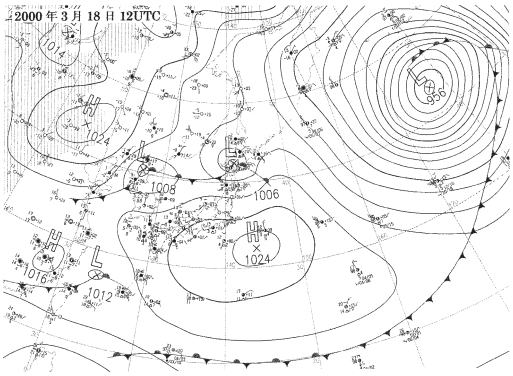
ところで，今回の主題には関係のないことであるが，第1図を見ると，千島列島南方の海上では，渦巻きの雲の下に細い筋状の雲があるのが分かる．さらに，その西方および南方の太平洋上には，細い筋状雲のほかにも，月のクレーターのような雲や，太い筋状の雲など，さまざまな形の浅い対流雲があって（浅いということは赤外雲画像では灰色に見えることで分かる），見ていて飽きない．しかし，今回は浅い対流系には深入りしない．

2．渦巻きが出来るまで

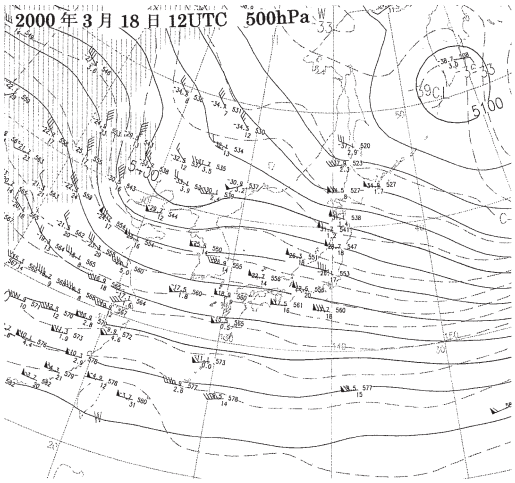
第2図が今回のケースにおいて，初期のころの地上天気図である．朝鮮半島北部に中心気圧1008 hPaの低気圧，東シナ海に1012 hPaの低気圧があるから，立派な二つ玉低気圧である．時間を遡ると，東シナ海の低気圧は12時間前の3月18日00 UTCには，華南で東西方向に延びる停滞前線から発生したものである．第3図が第2図と同時刻における500 hPaの高層天気図である．中国東北部から華北にかけて短波のトラフがあるが，振幅は比較的小さく，トラフとサーマル・トラフの位相が接近しているので，傾圧不安定による今後の急速な発達は望めない．前回の二つ玉低気圧のケースでは，亜熱帯ジェットが大きな役割をしたが，300 hPa高層天気図によると（図省略），今回の亜熱帯ジェット・ストリークは，160ノットの速さを持っているものの，はるか東，160～170°Eに位置している．

第4図は今回の二つ玉低気圧の中心気圧と中心位置の推移を示す．北側の低気圧（L_N記号）は日本海を横断し本州東方海上を東に進む日本海低気圧であるが，あまり発達しない．一方，南側の低気圧（L_S）は本州の南岸に沿って進む南岸低気圧であるが，進路を北東に転じる19日12 UTCころから急激に発達し始める．殊に20日00 UTCから次の12時間には32 hPaも中心気圧は下がり，20日06 UTCには日本海低気圧を吸収してしまう．この終末期の低気圧が位置するカムチャッカ半島南方海上は，直接の気象観測データが少ない区域であり，数値予報モデルもデータの同化技術も今日ほど進んでいなかったから，この12時間で32 hPaという中心気圧の低下が量的にどれだけ正しいのか分からない．しかし，低気圧が北東方向に進行中に中心気圧の急激な低下が起こったことは興味があり，後で議論しよう．

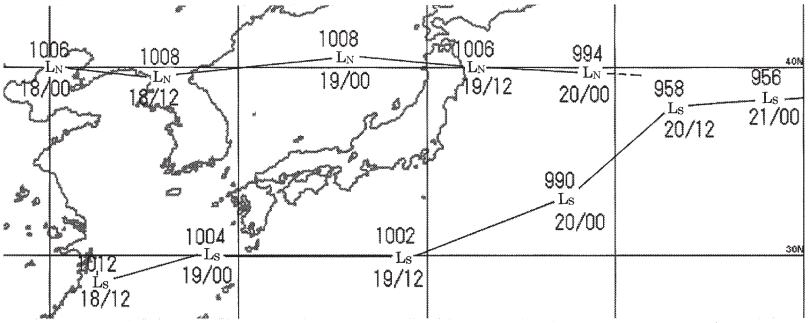
次に，渦巻きが形成されるまでの経過を衛星雲画像



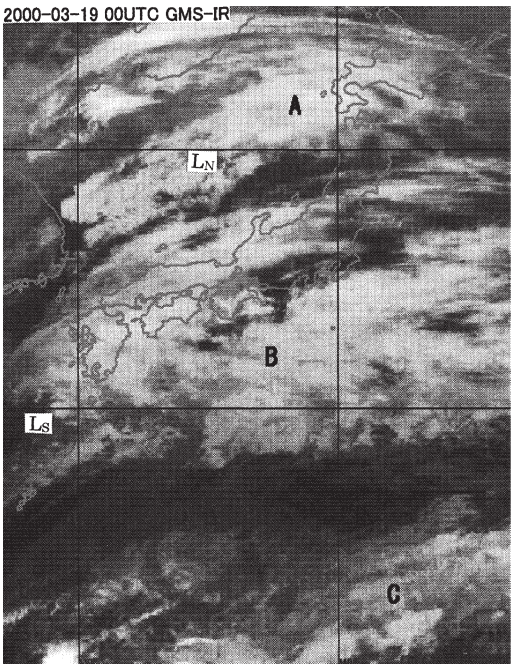
第2図　2000年3月18日12 UTCの地上天気図（気象庁）．



第3図　第2図と同時刻の500 hPa高層天気図（気象庁）．



第4図　2000年3月18日00 UTCから21日00 UTCまでの期間，12時間毎，二つ玉低気圧の高緯度側の日本海低気圧（L_Nの記号）と低緯度側の南岸低気圧（L_S）の中心位置と中心気圧（hPa）（気象衛星センターSATAID）．



第5図　2000年3月19日00 UTCにおける気象衛星（GMS-5）赤外雲画像．L_NとL_Sはそれぞれ日本海低気圧と南岸低気圧の地上中心位置．雲域A，B，Cについては本文参照．

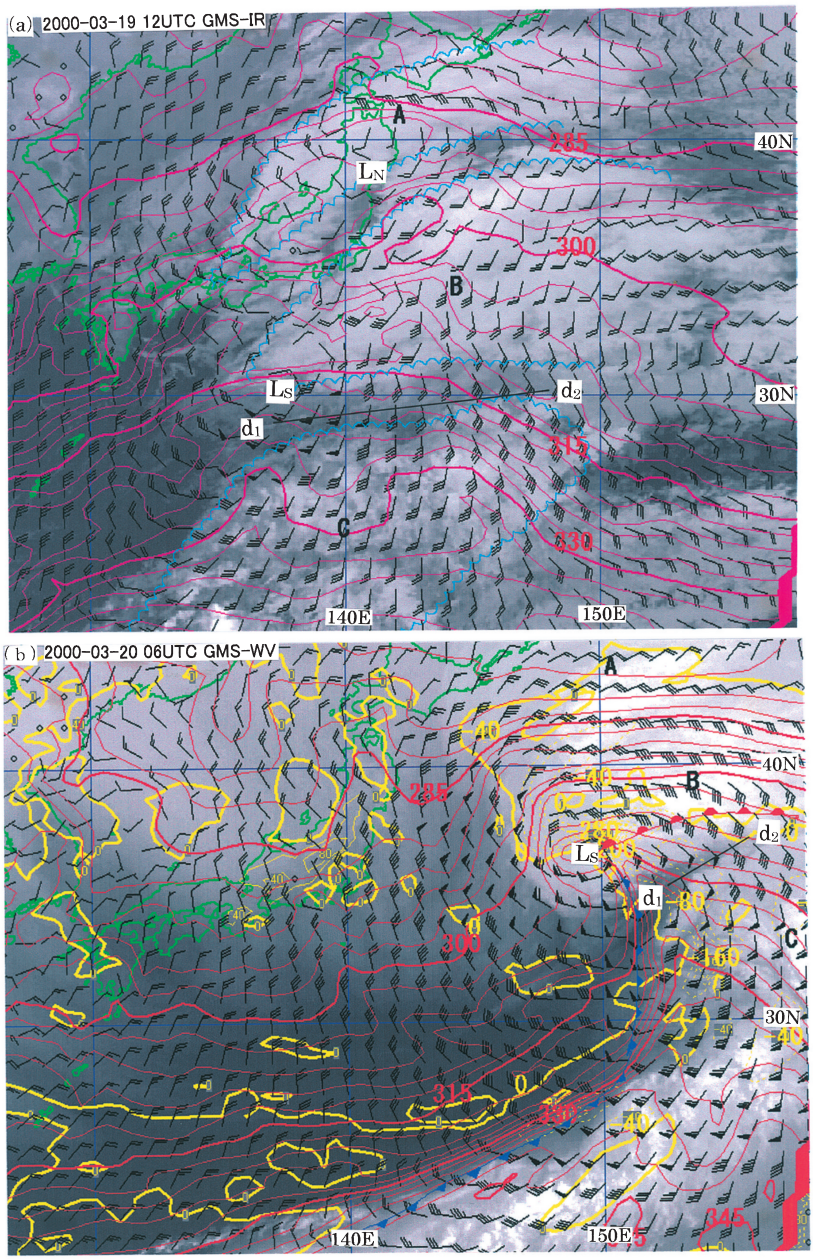
で追っていく．第5図が19日00 UTCにおける赤外雲画像で，それぞれA，B，Cと記号した雲域がある．雲域Aは日本海低気圧に対応するもので，低気圧は温暖前線と寒冷前線を備えているので，雲も低気圧中心の両側にある．これに反して，南岸低気圧では雲域Bは主に低気圧中心の東側のみに広がっているのが特徴である（本シリーズ（2），小倉ほか，2005）．雲域Cはアリューシャン列島の南方海上に達した先発の低気圧から延びた停滞前線に伴うもので，層状及び対流性の雲から成る．

この時刻から12時間後の19日12 UTCにおける赤外雲画像に，925 hPaにおける相当温位と風の分布を重ねたのが第6図aである．雲域AとBはかなり接近したが，雲域Bは依然として低気圧中心の東側のみに広がっている．大きな変化があったのは雲域Cの西端の部分である．すなわち，この部分では対流性の雲も層状性の雲も増加しつつ北上している．この部分では下層の暖気移流が強いことから，Bader *et al.*（1995，p. 164）に記述されている低気圧の「暖域内の雲」と同じものであろう．雲域CとBの間には，d_1-d_2と記すように隙間がある．

第6図bに示した18時間後の20日06 UTCまでには，低気圧L_Nは既に低気圧L_Sに吸収されてしまい，気象庁の印刷天気図にも，唯一つの低気圧の中心が解析されている．雲域Aも雲域Bと併合している．しかし，雲域BとCの間には，多少ぼやけているが，依然として隙間d_1-d_2が残っている．乾燥慣入（dry intrusion）に伴う下層の乾いた空気はd_1の位置にまで到達しているので，d_1をドライ・スポットと見てよい．

そう見れば，雲域BはBader *et al.*（1995）のガイド・ブックに頻繁に出てくる「頭雲（cloud head）」と似たものとなる．頭雲とは，「ドライ・スポットの高緯度側に位置し，明瞭な凸状の境界を持つフック状の雲．主要な寒帯前線バンド状の雲より高緯度に位置し，斜めの上昇運動（slantwise ascent）に伴う」（Browning and Robert, 1994）ものである．こう定義された「頭雲」については，今回は詳しく述べない．要は，この時刻以降，第6図bの雲域Bの雲がフック状となり，ドライ・スロットにある乾燥空気を巻き込んで，急速に第1図に示したらせん模様の雲が出来ていくことである．

また，第6図bには700 hPaにおける鉛直p速度も示してある．雲域Cの先端西部には最大−160 hPa/h



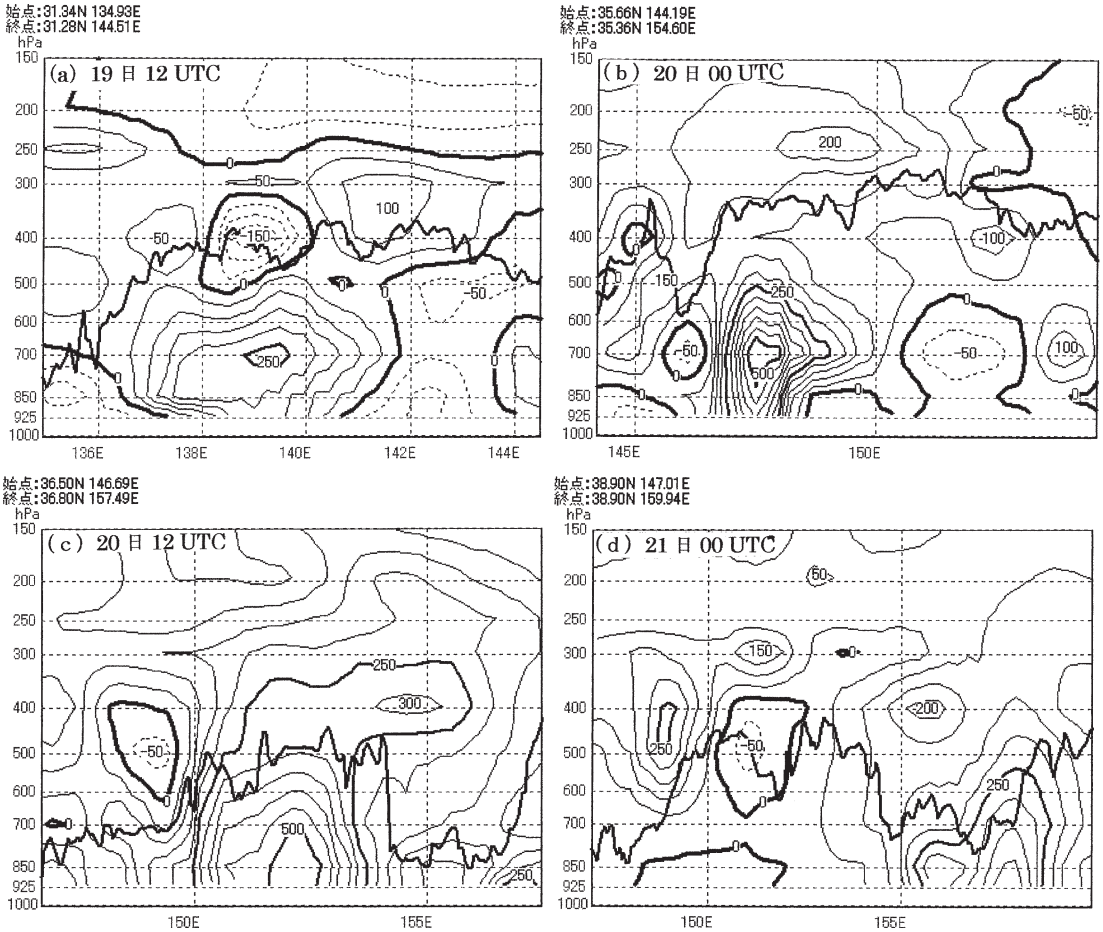
第6図　(a) 2000年3月19日12 UTCにおける衛星赤外雲画像と925 hPaの風（長い矢羽が10ノット）と等相当温位線（5 K毎）．その他の記号は第5図と同じ．(b) 3月21日06 UTCにおける衛星水蒸気画像に重ねた925 hPaの風と相当温位と700 hPaの鉛直p速度ω（黄色，40 hPa/h毎，破線は負の値）．d_1—d_2は雲域BとCの間の隙間を示す．

の上昇流がある．ここで背の高い雲が発達して，第1図の雲Cとなる．さらに，低気圧の中心付近には−280 hPa/hの上昇流もあるが，これは低気圧の全生涯を通じて最大の値であり，この時刻以降は減衰していく．

3．渦度で見る低気圧の発達

第7図は19日12 UTCから12時間毎に，700 hPaにおける渦度の水平分布を眺めて，その局所的最大値の地点（当然ながら南岸低気圧の中心近くにある）を通る東西方向の鉛直断面上で，渦度の分布を示したものである．発達初期の19日12 UTCには（第7図a），渦度の極大値は250×10^{-6}/sであり，正の渦度は約500 hPa以下にしか存在しない．それから12時間以内に上層のトラフとカップルして渦度の最大値は500×10^{-6}/sに増大すると共に，対流圏界面に至るまで正の渦度となっている（第7図b）．雲頂高度も300 hPaに達している．渦度から見ると，この時刻（20日00 UTC）あたりが最盛期である．事実，それから12時間経った第7図cの20日12 UTCでは，最大値は500×10^{-6}/sを維持しているものの，以前には中心に集中していた渦度は拡散し，最大値も海面近くに存在するようになってしまう．雲域Bの雲頂高度も時間と共に下がって行き，高々500 hPaである．

参考までに，この時刻（20日12 UTC）の300 hPaの天気図が第8図である．特徴は，① トラフの軸（トラフライン）の傾きが負（トラフラインが北西から南東の方向）．② トラフよりサーマル・トラフが先行してい



第７図　700 hPa 面における渦度の局地的極大地点を通る東西鉛直断面上の渦度分布．等値線の間隔は50×10^{-6}/s．破線は負の値．太い実線は輝度温度から推定した雲頂高度．(a) 19日12 UTC，(b) 20日00 UTC，(c) 20日12 UTC，(d) 21日00 UTC．

る．③ トラフのほぼ真下に地上の低気圧がある．これらは，典型的な終末期の低気圧の特徴である．さらに，トラフはジェット気流軸の高緯度側にある．

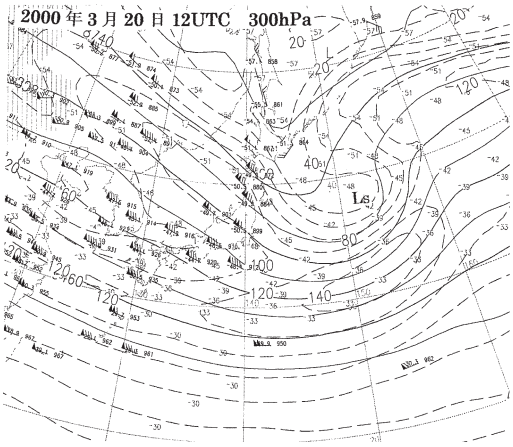
上に述べた構造と対比すると，本シリーズ（4）（小倉ほか，2006a）で述べた日本海低気圧の構造は，次のように大きく違う．① 渦巻きは対流圏界面付近まで直立し，渦度の最大は420 hPa あたりにある．② 渦巻きの中心はジェット気流軸の低緯度側にある．このため，ジェット気流軸の低緯度側では広い範囲にわたって大気が順圧性を示していた．

最後に，第７図ｄは第１図とほぼ同時刻であり，中心に巻き込む見事ならせん状の雲は中層雲であることが分かる．正の渦度はますます海面付近にうずくまってしまう．

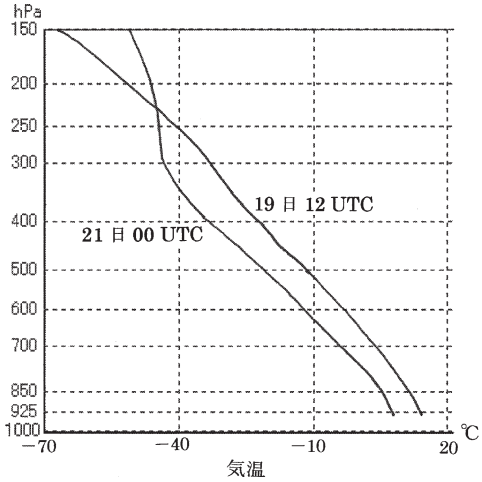
それにしても，第７図に示した渦度の時間変化は少しおかしくないか．第４図に示した低気圧 L_sの時間変化では，20日00 UTC 以降に中心気圧はますます下がっていた．それと共に風が強くなり，渦度も強くなるのではないだろうか．

４．中心気圧で見る低気圧の発達

それでは海面における低気圧中心気圧の低下は，どのようにして起こったか見よう．静水圧平衡を仮定すれば，ある地点の海面における気圧は，それより上にある空気の重さに等しい．一方，空気の状態方程式は



第8図　2000年 3 月20日12 UTC における300 hPa の高層天気図（気象庁）.



第9図　2000年 3 月19日12 UTC と21日00 UTC における低気圧中心地点上空の気温高度分布の比較.

$$p=\rho RT$$

と表現される．p は圧力，ρ は密度，R は空気の気体定数，T は絶対温度で表した温度である．従って，等圧面上では密度は温度に逆比例する．第9図では，縦軸に高度として気圧を採り，36時間を隔てた2つの時刻，19日12 UTC と21日00 UTC において，低気圧中心に最も近い格子点における気温の鉛直分布を比較している．まず，19日12 UTC には，地上低気圧の中心はほぼ31°N にあり，気温は150 hPa の高度に至るまで，高度と共にほぼ一様に減少している．一方，この期間に低気圧は北に移動したので，21日00 UTC には，36時間前に比べて対流圏内では気温は低下しているのは不思議ではない．そうすると，対流圏内の各高度では，より重い空気が低気圧中心を占めたから，低気圧中心の地上気圧は当然上昇すべきである．ところが現実には中心気圧は低くなっている．その大きな理由は，第9図が明瞭に示すように，約230 hPa より上の層では，温度が36時間前より逆に高くなったからである．

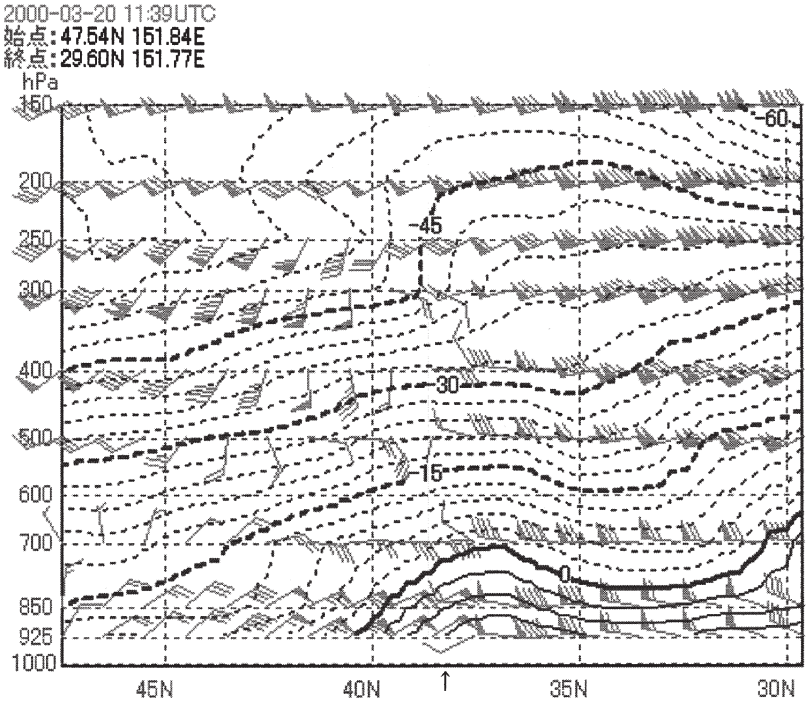
どうしてそうなったかは，第10図に示した20日12 UTC における低気圧中心を通る南北方向の鉛直断面上で，温度の分布を見ると分かる．すなわち，低気圧中心は，対流圏界面の高さが急減に減る中緯度に突入していたのである．平均的にいえば，対流圏界面より少し上の成層圏下部では温度はほぼ一様である．さらに上の層では高度と共に高くなる．第10図で200 hPa より上で高度と共に温度が多少減少しているのは，たまたまそうなっているに過ぎず，成層圏内の空気が同じ高度でより低緯度にある対流圏内の温度より高いことには変わりない．

また，第10図に示した風の分布を見ると，200〜300 hPa の層においては，渦の中心から数百 km 離れた低緯度側に，160ノットを越す亜熱帯ジェットの軸があることもわかる．このことも，上に引用した本シリーズ(4) の日本海低気圧との違いである．

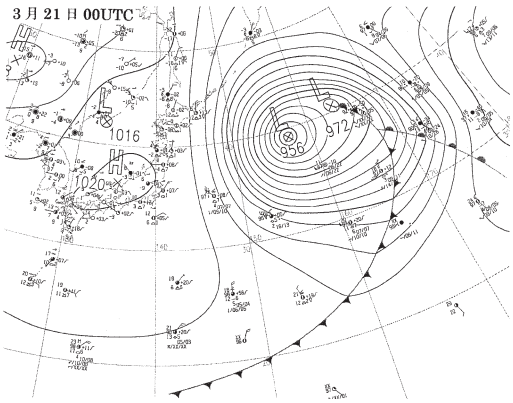
そうはいっても，平均状態で見ると，例えば250 hPa における空気の密度は地表のそれの約1/3くらいしかない．それより上の薄い空気層の温度が高くても，対流圏内の濃い空気層が低温になったのを補って余りあり，地上の気圧を低くしているとは，にわかには信じられないかもしれない．その説明には少し数式が必要であり，小倉（2000）を参照していただきたい．

さらに，低気圧は周囲より気圧が低い区域と定義されているから，低気圧よりスケールの大きい場の気圧が低い場所に低気圧が移動すれば，低気圧中心の気圧も低く見えるということもある．

前節の最後では，低気圧中心の気圧が下がれば，中心付近の渦度も増すのではないかと述べたが，実際には，いつもそうとは限らない．第11図は第1図とほぼ同時刻の21日00 UTC における地上天気図である．渦巻きの中心付近に，気圧の極小値が2つ解析されているという見慣れない天気図であるが，それはさておき，この天気図を示したのは，低気圧の大きさを強調する



第10図　2000年３月20日12 UTC，地上低気圧の中心を通る南北鉛直断面上の気温（５℃毎）と風の分布．長い矢羽は10ノット．横軸上の矢印は地上低気圧の中心の位置を示す．



第11図　2000年３月21日00 UTC における地上天気図（気象庁）．

ためである．閉じた等圧線の大きさは3000 km 近くもある．第２図に示した先行する太平洋上の低気圧も同じ程度の大きさである．これらは，例えば本シリーズ(4)（小倉ほか，2006a）の第１図で示した日本海低気圧に比べれば，倍近い大きさである．中心気圧が低ければ，いつも風が強いというものではない．

謝　辞

本稿について有益なコメントを下さった担当編集委員別所康太郎氏と査読者に謝意を表したい．

参　考　文　献

Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant, R. B. E. Lilley and A. J. Waters, 1995：Images in Weather Forecasting, A practical guide for interpreting satellite and radar imagery, Cambridge Univ. Press, 499pp.

Browning, K. A. and N. M. Roberts, 1994：Structure of a frontal cyclone, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **120**, 1535-1557.

小倉義光，2000：総観気象学入門，東京大学出版会，289 pp.

小倉義光，加藤輝之，高野　功，2005：お天気の見方・楽しみ方(2)，南岸低気圧の発生，天気，**52**，869-876.

小倉義光，西村修司，隈部良司，2006a：お天気の見方・楽しみ方(4)，春の嵐を呼ぶ日本海低気圧，天気，**53**，319-329.

小倉義光，西村修司，隈部良司，2006b：お天気の見方・楽しみ方(7)，二つ玉低気圧(その１)，天気，**53**，889-894.