

2007年8月31日の島根県隠岐の大雨について

足立 誠*・瀬古 弘**

1. はじめに

熱帯低気圧から変わった温帯低気圧が、2007年8月30日夜から31日明け方にかけて、山陰沖を通過した。この低気圧により、島根県の隠岐では、30日23時30分から31日02時30分までに、隠岐の島町（島後）と西ノ島町（島前）で1時間120 mm以上、31日01時30分と02時00分には、島根県雨量観測所の隠岐の島町那久（なぐ）と隠岐の島町卯敷（うずき）で、1時間131 mmという猛烈な雨を観測した。本調査ノートでは、この記録的な大雨をもたらした低気圧について、実況データや気象庁非静力学モデルの出力を用いて解析した結果を報告する。

2. 総観場の特徴

第1図aに大雨発生時の31日03時の地上天気図を示す。30日21時には熱帯低気圧から変わった温帯低気圧が山陰沖にあり、その後、北東に移動して、31日03時には隠岐の東に達していた。この低気圧は停滞前線を伴い、前線は低気圧の中心から近畿地方と九州の北部に伸びていた。21時の500 hPa（第1図b）では、山陰東部と朝鮮半島付近にトラフがあり、チェジュ島と福岡の間で明瞭な風向シアーが見られた。700 hPaや850 hPaでは、山陰沖に低気圧が解析され、850 hPa 福岡・米子では10 m/sとやや強い南西風によって暖かい気塊が低気圧に供給されていた（図省略）。この低気圧に供給される暖かく湿った気流は、気象庁の領域解析の850 hPa相当温位分布でも解析され、相当温位342 K以上の気塊で見ると、東シナ海から九州上を経て山陰沖に向かう気流であった。

* Makoto ADACHI, 松江地方気象台。

** Hiromu SEKO, 気象研究所。

© 2009 日本気象学会

3. 衛星雲画像と気象庁メソスケールモデルによる解析

SATAID (Satellite Animation and Interactive Diagnosis) は、衛星雲画像に実況資料や気象庁メソ解析等を重ね合わせて表示するプログラムで、低気圧などの擾乱の構造等を分かりやすく示すことができる。本章では、このSATAIDを用いて作成した資料を用いて、低気圧の特徴などを述べる。

注目している低気圧は、30日03時には熱帯低気圧として解析され、チェジュ島付近を東進していた。その時には、衛星雲画像に熱帯低気圧に対応した下層渦があったものの、次第に積乱雲の厚い雲域に入って見えなくなった（図省略）。30日16時になると、低気圧が対馬付近まで移動し、明瞭な下層渦が見え始めた（第2図a）。その下層渦の南側から東側にかけて、流入する暖湿流に伴い、対流雲域が発達していた。

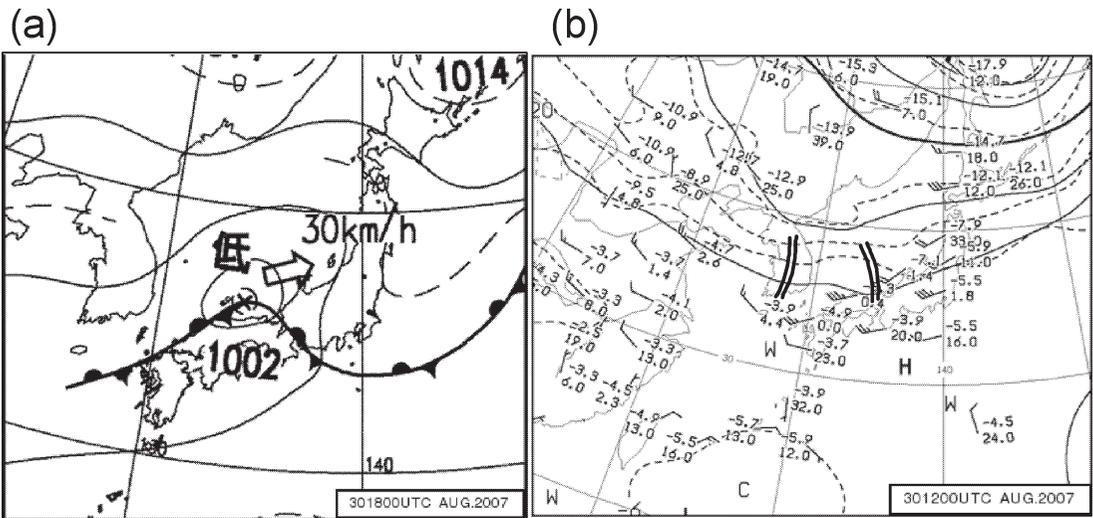
30日20時になると、下層渦の近くで発達した積乱雲域の北西端で、新たに積乱雲が発生した（第2図bに矢印で示す）。第2図b内のA-Bに沿った鉛直断面図を見ると、この対流付近の下層から850 hPa付近には、345 K以上の高相当温位の気塊（第2図bにWで示す）があり、400 hPa付近では、乾燥した低相当温位の気塊が、高相当温位の地点近くまで侵入していた（第2図cに矢印で示す）。この低相当温位の気塊は、第2図bにハッチで示すように、朝鮮半島付近で深まったトラフの南側を通過して到達していたものであった。下層渦は、30日21時に温帯低気圧化した後も31日02頃まで明瞭に見え、下層渦の東側の発達した積乱雲も持続していた。この時刻の鉛直断面図では、下層の高相当温位域は30日20時と同様に見られ、400 hPa付近の乾いた低相当温位域の先端がさらに東進して、下層の高相当温位域の上空まで到達していた（図省略）。これらの分布から、強い降水をもたらした

積乱雲の発生・発達には、(1) 熱帯低気圧から温带低気圧に変わった後も下層では継続的に高温多湿な気塊が積乱雲に供給されていたこと、(2) 400~500 hPa付近の中層の低相当温位域が積乱雲に接近していたこと、が重要な役割を果たしていると考えられる。この活発な積乱雲の雲域の形状に注目すると、隠岐付近を通過した30日24時~31日02時にかけて、雲域の西側が尖ったテーパリング状をしていた(図省略)。本事例のこの記録的な大雨は、このテーパリングクラウドの

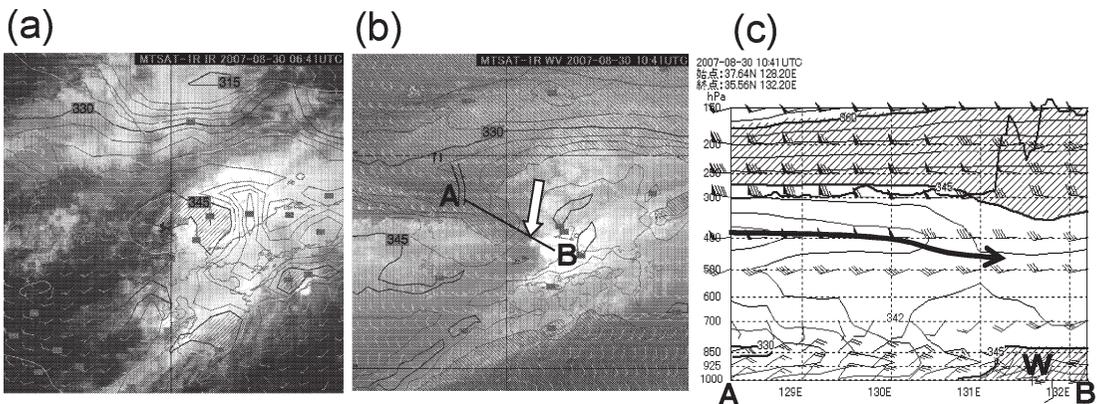
通過時に発生したものと考えられる。

4. レーダー、アメダス等の観測データで得られた低気圧の特徴

8月30日20時から31日02時にかけてのテーパリングクラウドの降水域をレーダーで見てみる(第4図)。30日20時には隠岐の西海上に数十 km スケールの狭くて強い降水域があり(矢印で示す)、強い降水域の南側では、衛星画像では明瞭には見えなかったが、弱い



第1図 (a) 2007年8月31日03時の地上天気図と (b) 2007年8月30日21時の500 hPaの高層解析図。



第2図 (a) 2007年8月30日16時の衛星赤外画像に850 hPaの相当温位(K)と風向風速(kt; 1 kt=0.51 m/s)を重ねた図。相当温位や風向風速は30日12時初期値のメソスケールモデルの予想値である。(b) 30日20時の衛星水蒸気画像による雲解析図。(c) 30日24時初期値のメソスケールモデルの予想値によるA-B間断面の相当温位と風向風速。(a)と(c)のハッチ部分は $\theta_e \geq 345$ Kの領域を示し、(b)のハッチ部分は $\theta_e \leq 339$ Kの領域を示す。

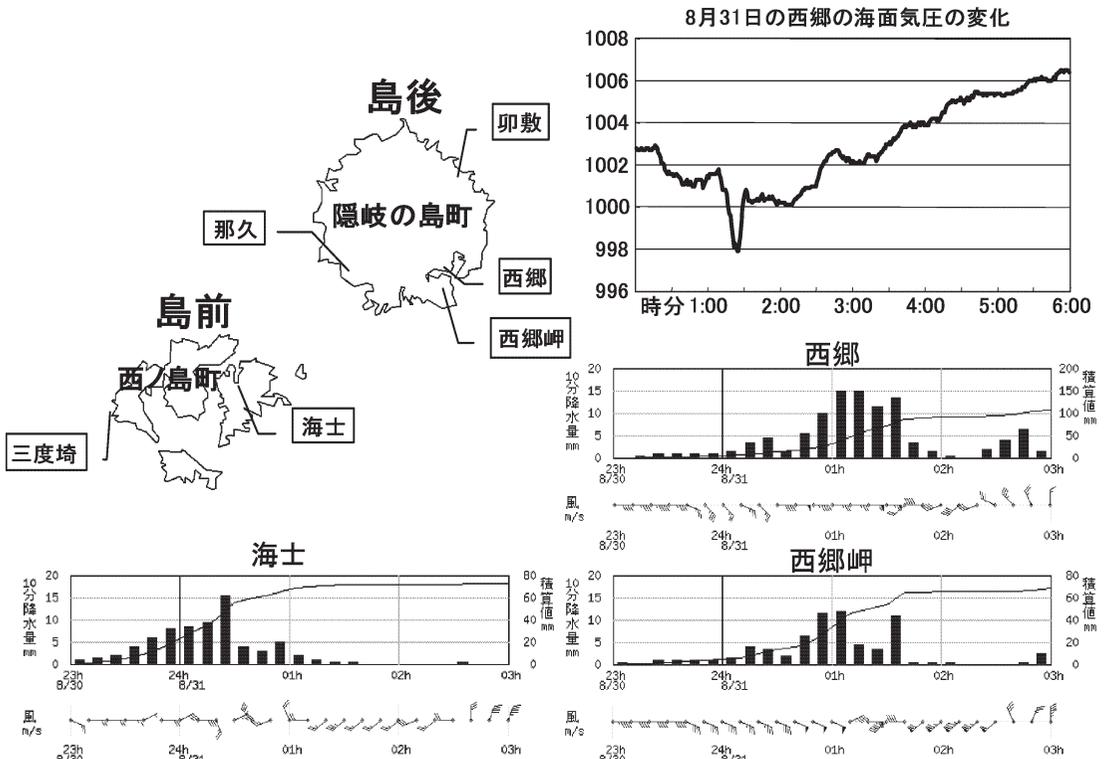
降水帯が北東から南西に伸びていた（点線で囲み示す）。また、北東側には強度2~16 mm/h程度の降水域が広がっていた。この狭くて強い降水域は、テーパリングクラウドの西端で発達した積乱雲に対応していると考えられる。この降水域は、30日23時頃には隠岐の西海上で北東側の強雨域を広げながら隠岐に接近して、隠岐の島の島後にかかる31日02時には、急発達して、さらに強雨域が広まり、大雨をもたらした。

この降水域が通過した時刻付近の西郷と西郷岬、海士のアメダス10分値時系列を見ると（第3図）、東よりの風の時間帯に雨が強く、風向が西よりに変わると雨が弱まっていた。西郷では、この風向の変化直前に、急激に気圧が下降していた。これらのことは、この降水域による強雨が低気圧前面の現象であったことを示している。アメダスデータや海上保安庁が観測している島前の三度埼灯台の観測データを用いて、30日24時と31日02時の局地天気図を作成した（第4図）。30日21時に隠岐の西海上にあった低気圧は、発達しな

がら北東進し、31日02時には島前と島後の間に進んで、中心気圧も1001 hPaと深まっていた。この降水域は低気圧中心近傍の温暖前線の北側に形成されていて、低気圧とほぼ同じ移動速度で北東進していた。低気圧と共に移動することから、強い降水の主要因は地形によるものではなく、低気圧中心近傍の温暖前線の北側に発生したもので、低気圧内の温暖前線付近の環境場が、この降水域の形成に好都合であったことを示している。

5. 気象庁非静力学モデルによる再現実験

強雨をもたらした降水系の循環などを見るために、気象庁非静力学モデル（JMANHM）を用いて、再現実験をおこなった。気象庁領域モデルの解析値から再現実験の初期値や境界値を作成して行ったところ、強雨を伴う降水域が再現できなかった。そのため、格子間隔20 kmの局所アンサンブル変換カルマンフィルター（LETKF, Miyoshi and Aranami 2006）を用い

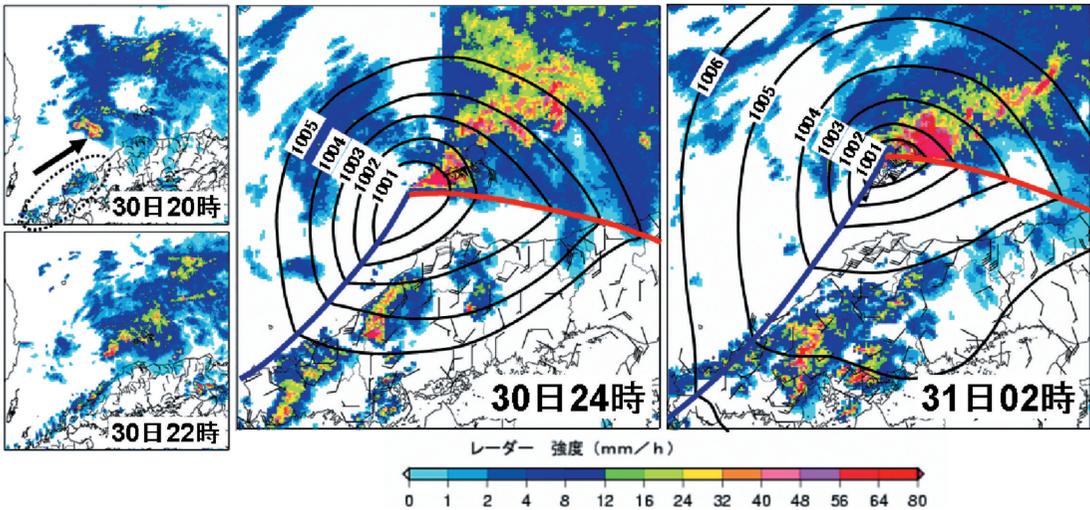


第3図 2007年8月30日23時から31日03時までの西郷と西郷岬、海士のアメダス観測地点の10分間風向風速（m/s）と10分間降水量、31日00時から06時までの西郷の海面気圧の変化。左上図は、隠岐の観測地点の配置図を示す。風速のペナントは10 m/sである。

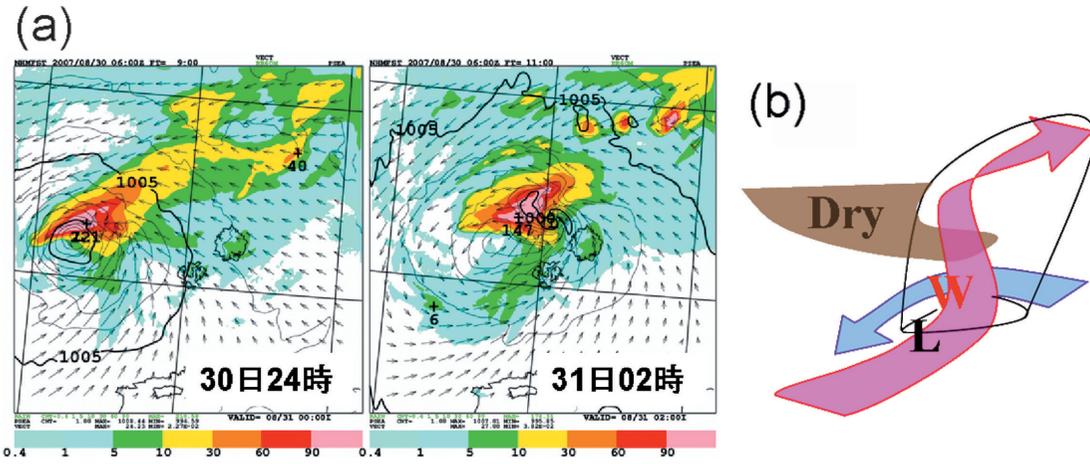
て、20メンバーの初期値を作成し、再現実験を行ったところ、再現できたメンバーが現れた。ここでは、実況の降水域を最も良く再現したメンバーについて、格子間隔を5 km, 1 km と順に細かくしてダウンスケール予報を行い、その出力を用いて解析した結果を述べる。

第5図aに、30日24時と31日02時の1 km 格子のダウンスケール実験による地上の降水量分布と海面気

圧、風ベクトルを示す。強い降水域は西にとがった三角形の形状をしていて、降水域の南西端には小さな低圧部があった。この低圧部は、31日01時頃に最も発達した。このようにレーダーエコーの強度分布や局地天気図との対応が良く、観測された特徴を良く再現していることがわかる。1 km 格子のJMANHMで再現した降水域の模式図を第5図bに示す。低圧部の気温の鉛直分布を



第4図 2007年8月30日20時から31日02時までのレーダーエコー合成図。30日24時と31日02時は局地天気図を重ねた。実線は等圧線(1hPa毎)、矢羽根は風向風速(m/s)を示す、風速のペナントは10 m/sである。



第5図 (a) 1 km 格子のJMANHMで予想された地上降水量(mm/h)と水平風速(m/s)、海面気圧(hPa)。(b)は降水帯付近の気流の模式図を示す。

調べると、降水帯の南西端付近の2 km以下で特に気温が高く(第5図bのW)、この高温な気塊近くで低圧部になっていた(第5図bのL)。これらの特徴は、低気圧が高温多湿な気塊を中心付近に持つという熱帯低気圧的な性格を残していたことを示している。低気圧周辺にトレーサーを置き、30日24時から31日01時まで空気と一緒に移動させて、降水域付近の気流構造を解析した。三角形の降水帯の南から350 K以上の下層の暖湿な気流が、降水域内の周囲より3 K程低い300 m以下の低相当温位の気流(第5図bの青矢印)上に乗り上げ、20 m/s以上の非常に強い上昇流となっていた(第5図bの赤矢印)。また、中層には西から乾燥した気流が入り、不安定を強化していた(第5図bのDry)。この気流構造により南からの暖湿な気流が、降水によって供給を妨げられることがなかったため、強い降水域が持続することができたと考えられる。

6. まとめ

2007年8月31日の島根県隠岐の大雨について、観測データやJMANHMの再現実験の出力を用いて解析を行い、以下の結果を得た。

- ① 低気圧は、30日21時に温帯低気圧化した後も、高度500 m以下の下層の相当温位が350 K以上と高温で、高温多湿な気塊を持つという熱帯低気圧的な性格をまだ残していた。低気圧に対応する下層渦は、低気圧が隠岐を通過した31日03時頃まで明瞭であった。
- ② テーパリングクラウドは、上層トラフの深まりにより、低気圧前面の下層の暖湿な気流の流入域の上層(400~500 hPa付近)まで低相当温位域が侵入したことにより、対流不安定が強化されて発生・発達した。
- ③ 強雨は、隠岐の西海上で発生したテーパリングクラウドによってもたらされた。テーパリングクラウドは低気圧の東側で発生し、メソ β スケールの大きさを持っていた。
- ④ テーパリングクラウドに対応する強雨域は、南から暖湿な気流が供給される低気圧近くの温暖前線の北側で発生していた。JMANHMで再現した降水帯は、南からの暖湿な気流が降水域の低相当温

位な気塊と収束して上昇していた。記録的な大雨は、この強い上昇流による強雨域がもたらしたものであった。

- ⑤ 西郷で観測された気圧の急下降は、強雨域の南西端に再現された低圧部の通過によるものであった。

島根県では、梅雨末期における梅雨前線南下時に大雨となり災害が発生しやすいことが良く知られている。今回の事例は、熱帯低気圧から変わった下層に強い暖湿流を伴った低気圧が停滞前線に進み、対流不安定が強化された結果、災害を引き起こすような強雨がもたらされた。今回の低気圧のような擾乱は珍しいが、観測データの少ない日本海側から南下する梅雨前線などが引き起こす強雨や豪雨の予報精度を向上させることは、防災上重要である。LETKFに代表されるようなメソアンサンブル予報は、日本海のような観測データの少ないところから擾乱が移動してくる島根県のような地域の予報精度を向上させ、顕著現象の見逃しを減らすことが期待できる。今後もメソアンサンブル予報の開発を進めることが必要である。

謝 辞

第八管区海上保安本部境海上保安部から、三度埼灯台の気象観測データを頂きました。気象衛星センター解析課から衛星解析についての有益な助言を頂きました。ここに記して感謝いたします。また、当初の共同研究者の高松地方気象台観測予報課吉村 満氏、この大雨の事例解析を行う機会を与えて下さり、御指導頂いた前松江地方気象台長渡部浩章氏に、この場を借りてお礼申し上げます。

なお、この研究は気象研究所と大阪管区気象台の地方共同研究「強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究」(平成19~20年度)の成果の一部です。

参 考 文 献

- Miyoshi T. and K. Aranami, 2006: Applying a four-dimensional local ensemble transform Kalman filter (4D-LETKF) to the JMA nonhydrostatic model (NHM). SOLA, 2, 128-131.