

九州豪雨に継続した 1982年7月24-25日の四国・紀伊豪雨の事例調査

二 宮 洸 三*

要 旨

1982年7月24-25日に四国・紀伊半島で発生した豪雨を観測データと再解析データに基づいて調べた。23-24日に対馬海峡上で発達した梅雨前線低気圧の暖域で発生した複数の降水系が九州豪雨をもたらした。低気圧は24日12時以後山陰地方近傍で衰弱し九州の豪雨は終息したが、24日12時には衰弱期の低気圧南側で湿潤南西流が強まり、その近傍で発生した降水バンドが四国・紀伊半島に豪雨をもたらした。九州豪雨と四国・紀伊豪雨は23-25日に西日本を通過した梅雨前線低気圧に伴った一連の降水現象であった。

1. はじめに

1982年7月23-24日に発生した九州豪雨の先行研究は、梅雨前線中規模低気圧とそれに伴って発現した小規模降水系を調べている。長浜 (1984) は九州豪雨に関連した中規模低気圧とその環境場の状況を次のように報告した：「500hPaの弱いトラフに伴った梅雨前線低気圧は中国東部から対馬海峡上に進んだ。この低気圧の温暖前線の近傍で長崎豪雨が発生した」Ogura *et al.* (1985) は九州豪雨の経過を「対馬海峡上の中規模低気圧から南東に伸びた温暖前線近傍で豪雨が発生した。豪雨初期に降水バンドが南下した後、長崎近傍に停滞しバンド状から塊状に変化し、海上で発生した降水系の合流・併合が見られた。豪雨の過程は、降水バンド南下、停滞・塊状への再組織化、熊本豪雨の3ステージに分けられる」と報告した。二宮 (2021a, b) はこの中規模低気圧の発達過程と低気圧内部のメソスケール降水系を解析した。

上記の先行研究は九州豪雨以後の状況について言及していない。この低気圧に伴った豪雨は九州で終止し

たのであろうか？ この疑問が本調査の動機である。

この疑問を持って本低気圧事例に関する下記の報告を再確認した。Ninomiya *et al.* (1984) は古賀・山岸 (1984) が開発した11層42km 格子モデルを使用して再現実験を行った。この実験は24-25日に四国・紀伊半島南岸に大きな降水量を再現していた。二宮 (2020) による1982年7月の日本全域における梅雨前線低気圧に伴う降雨変動の解析も23-24日の九州豪雨後の四国近傍の強雨を示していた。

本報告では、この「四国・紀伊豪雨」の状況を観測データ・再解析データによって調べる。

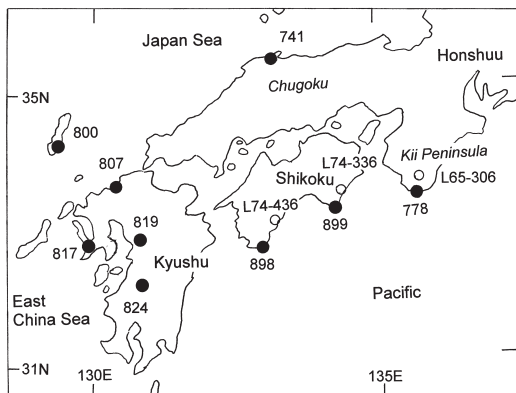
2. 使用した観測データ・再解析データ・解析図

- (1) 西日本の気象庁高層・地上観測・地域観測データ
- (2) 室戸レーダ観測データ
- (3) 再解析データ：ERA40 (Uppala *et al.* 2005)
- (4) 静止気象衛星 (GMS) の赤外 (IR) 雲画像・雲頂黒体温度 (T_{BB}) 分布図 (気象衛星センター 1982)
- (5) 気象庁印刷天気図
- (6) 気象庁予報作業で使用した図

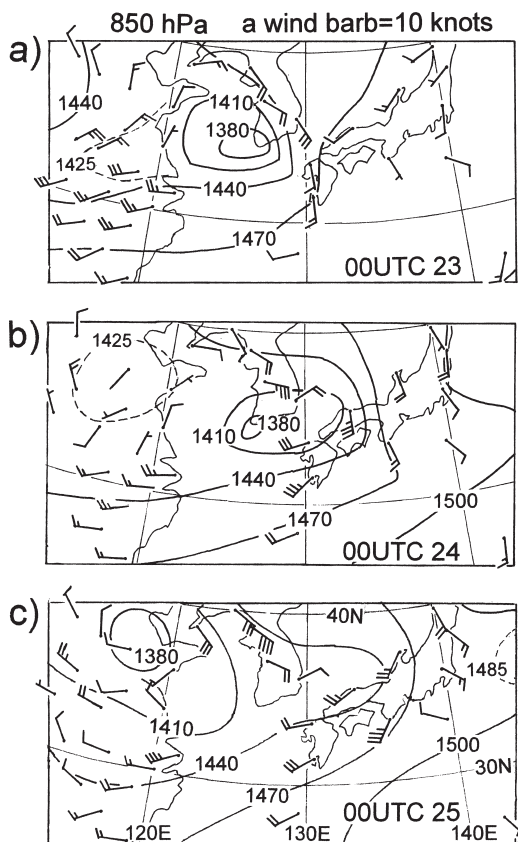
第1図に本報告で言及する観測点を示す。気象官署に国際地点番号を付した (国際地域番号47は省略)。地域観測所には「Lと地域観測所番号」を付した。

* Kozo NINOMIYA, 無所属.
knino@cd.wakwak.com

—2022年4月26日受領—
—2022年7月15日受理—



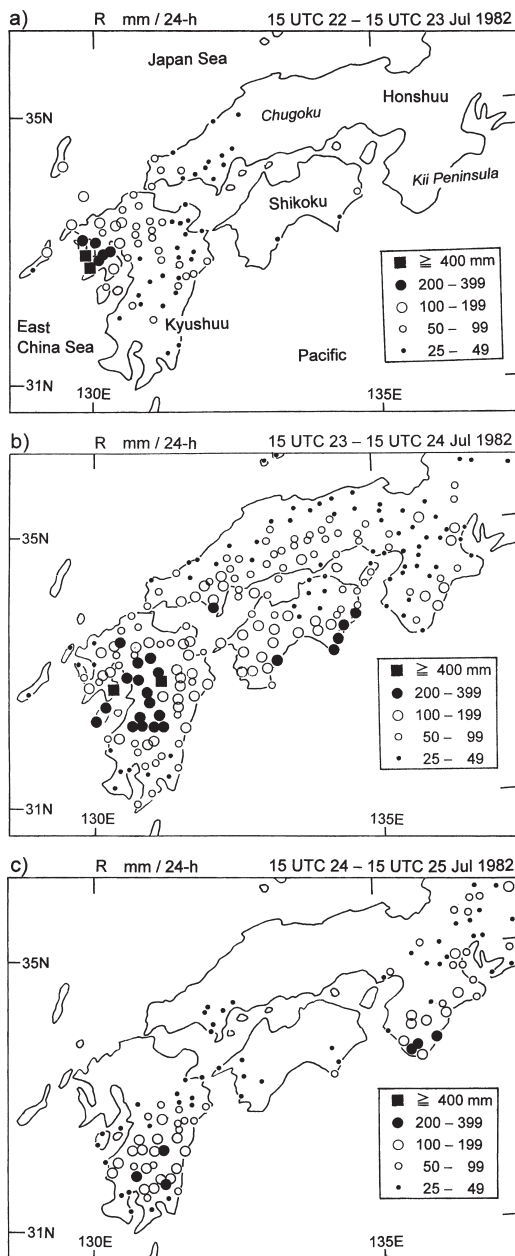
第1図 本報告で言及した観測点の地図。気象官署(●)に国際地点番号を付した(国際地域番号47は省略)。地域観測所(○)には「Lと地域観測所番号」を付した。



第2図 a) は23日00時(UTC), b) は24日00時, c) は25日00時の850hPa天気図。等高度線は30m間隔。1矢羽根は10ノット(約5.1 m/s)の風速を示す。

3. 7月23-25日の梅雨前線中規模低気圧と豪雨

21日に中国大陸で発生した低気圧は23-24日に対馬海峡上で発達し、低気圧暖域東側に南風下層ジェット・強い上昇流が発現し、低気圧暖域で持続した雲ク



第3図 a) 22日15時-23日15時, b) 23日15時-24日15時, c) 24日15時-25日15時の24時間降水量分布図。各地点の降水量を挿入図の記号で示す。

ラスター内部の降水系が豪雨をもたらした。その後低気圧は山陰地方に東進したが24日12時 (UTC) に降衰弱し九州豪雨は終止した (二宮 2021a, b)。

第2図 a, b, c は23日00時, 24日00時, 25日00時の850hPa 解析図である。23-24日, 低気圧は対馬海峡上で発達し中心高度は1380m に深まった。25日には低気圧は東の高気圧に東進を阻まれ西日本上空で衰弱した。25日00時には閉じた等高度線は見られないが中国地方に低気圧性循環が見られ, その南方で南西流が強まった。

第3図 a は22日15時-23日15時, b は23日15時-24日15時, c は24日15時-25日15時の24時間降水量分布図 (各地点の降水量を挿入図の記号で示す) である。22日15時-23日15時には豪雨域は九州北西部にあった。豪雨域は23日15時-24日15時には九州中・南部に移り, さらに24日15時-25日15時には四国・紀伊半島に東進している。

4. 四国・紀伊豪雨期間の総観場の変化

第4図は778 (潮岬) の上層風の p -時間分布図である。900-800hPa では, 24日00時までは南東風が強く, 24日12時には南風が強まり25日00時まで続いた。四国・紀伊豪雨は南風の増加に伴っている。23日12時 (九州豪雨時) には低気圧暖域東縁の福岡で南風下層ジェット流が観測されたが (二宮 2021a), 24日12時の下層強風は低気圧南東の潮岬で観測された。潮岬の下層南西風は25日12時には弱まった。

四国・紀伊豪雨前後の海面気圧の変化も調べる。第5図は23日06時-25日06時の741 (松江), 898 (清水), 899 (室戸), 778 (潮岬) の海面気圧の時系列である。24日06時には低気圧は九州近傍に位置しており (地上天気図省略), 松江・清水・室戸で海面気圧が低下した。松江と潮岬の間の大きな気圧差は25日03時まで継続した。

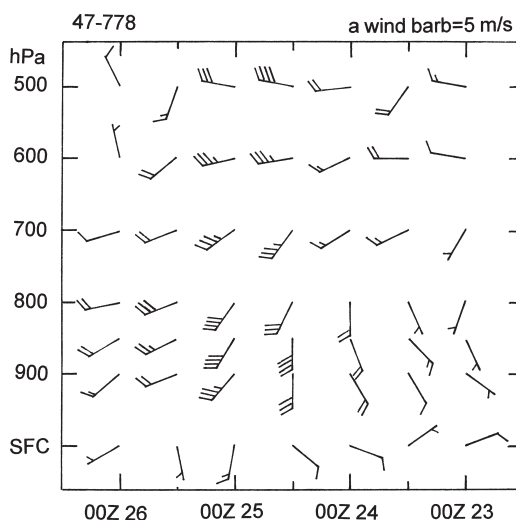
次に四国・紀伊豪雨の環境場を ERA 解析図によって観察する。第6図は24日12時 (四国における降水極大期) の ERA925hPa 解析図である。第6図 a は風速, b は比湿, c は水蒸気流束, d は発散の解析図である。第6図 a では東シナ海から九州・四国に伸びる強い南西風ゾーンが見られる。関東地方南部には高気圧性循環があり, その南西側を巡る南東風と前記した南西流の境界が四国・紀伊半島近傍で見られる。第6図 b では南西流北縁に沿って高比湿ゾーンが四国・紀伊半島域に伸びており, 高気圧性循環域には低比湿域と発散

域が見られる。第6図 c では大きな水蒸気流束が東シナ海南部から西日本に向かって流入している。第6図 d では四国上空に収束域の中心がある。この時刻の ERA 解析では, 低気圧は対馬付近に, 925hPa 渦度極大域は山陰沖に, 700hPa 上昇流極大域は925hPa の収束域上空に位置していた (図省略)。

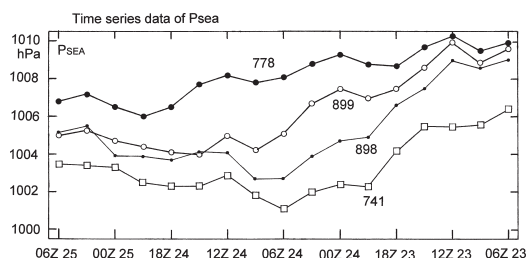
24日18時 (紀伊半島降水極大期) の ERA925hPa 解析図 (図省略) の風速場・水蒸気流束場の状態は12時における状態とほぼ同じであるが, 高湿域・収束域は紀伊半島域に東進していた。

九州豪雨期 (23日12時) には梅雨前線低気圧は対馬海峡に位置し, 高湿域・下層収束域は梅雨前線低気圧東側の九州西岸に位置していた (二宮 2021a)。すなわち, 上記の高湿域・下層収束域は衰弱しつつ東進した梅雨前線低気圧に伴って東進していた。

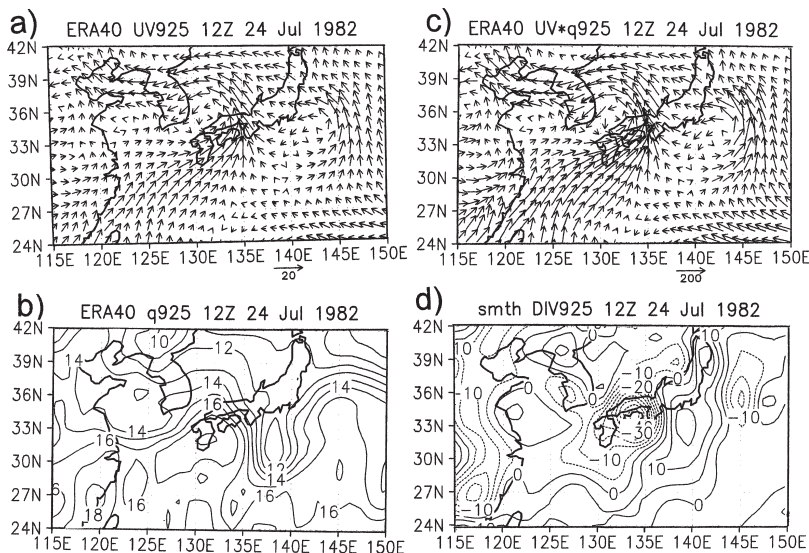
第7図は778 (潮岬) における24日12時の高層観測の



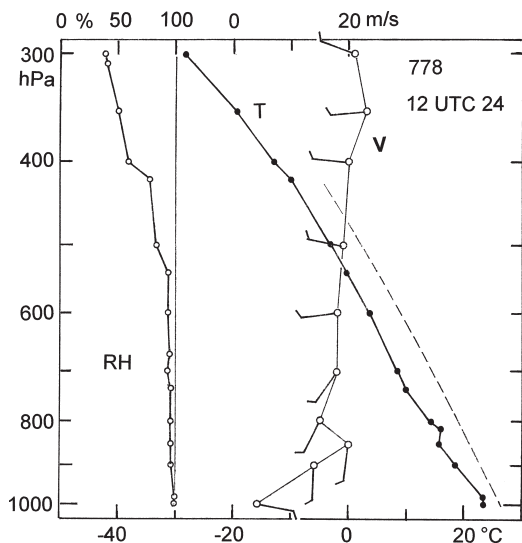
第4図 778 (潮岬) の高層風の p -時間分布図。1 矢羽根は 5 m/s の風速を示す。



第5図 23日06時-25日06時の741 (松江), 898 (清水), 899 (室戸), 778 (潮岬) の海面気圧の変化。



第6図 4日12時の925hPa面 ERA 解析図。a) は風速分布図 (矢羽根表記, m/s 単位), b) は比湿分布図 (等値線間隔: 1 g/kg), c) は水蒸気流束 (単位: $(\text{g/kg}) (\text{m/s})$), d) は発散分布図 (等値線間隔: $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。



第7図 24日12時における778 (潮岬) の高層観測の気温のエマグラム。細破線は1000hPaの27°Cを通る湿潤断熱線。相対湿度、風速分布も記入した。

エマグラム ($\log p$ - T ダイアグラム) であり、相対湿度 (RH) と風速の鉛直分布も図示した。820-850hPa に弱い安定層があり、その近傍に風速の極大が観測されている。相対湿度90%以上の高湿度層は540hPa に

達し、420hPa まで湿潤中立成層がある。

24日00時 (図省略) には下層 (1000-900hPa) に高湿度層があり、850-800hPa では湿度が減少していた (810hPa では65%)。25日00時 (図省略) には90%以上の相対湿度は1000-600hPa層で観測された。

5. 四国・紀伊豪雨の雲・降水システム

梅雨前線低気圧に伴った雲クラスターの変化について二宮 (2021b) の報告を引用する: 「クラスターはその西方海上で新たに発生した対流雲群の既存のクラスターへの併合によって維持され、対流雲群の発生位置の南下がクラス

ター全体の南下を引き起こした。対流雲群は、23日00-03時には対馬近傍で、23日03-06時には五島一長崎半島西岸で、23日09-13時には長崎半島一天草西岸で、23日15-18時には熊本県南部一鹿児島県北部西岸で、24日00-06時では鹿児島県南部西岸で発達し、クラスターも南東に移動した」

第8図 a は24日02:31, b は24日11:31, c は24日23:31 の GMSIR 画像である。23日には低気圧暖域で雲クラスターが持続したが (二宮 2021b), 24日02:31には後続の対流雲群が暖域の南部に発生し、クラスターは九州中・南部に移動した。その後クラスターは九州南部一四国南岸沖に移り (b, c), 四国・紀伊豪雨が発生した。四国南方のクラスター雲頂黒体温度 (T_{BB}) 観測値は -60 から -50°C であった (九州豪雨時の T_{BB} は -70°C であった)。

次に四国・紀伊半島の測候所3地点と地域観測所3地点の地上観測データを調べる。測候所は岬に位置し、地域観測所は岬から離れている (第1図)。当時の地上気温・風速データは気象官署では3時間間隔、地域観測所では1時間間隔である。これらの測候所の標高と風速計設置高度を第1表に示す。

四国南西部の L74-436 (佐賀) と898 (清水) のデータを第9図に示す。L74-336 (佐喜浜) と899 (室戸) のデータ、及び L65-306 (西川) と778 (潮岬) のデー

タの図は省略した。強い降水は四国では24日15時頃に、紀伊半島では25日03時頃に終止した。

測候所と地域観測所では、降水ピーク発現時刻・降水量極大値が異なる。地上気温の変動は気象官署では小さく地域観測所では大きい。これらの差異は岬と岬から離れた位置の差異によると考えられる。気象官署における風速変動幅は大きく変動時間スケールは長く、地域観測所における風速は小さく変動時間スケールは短い。この差異は風速計設置高度や観測の時間間隔の差にもよる。観測環境・観測時間間隔が異なる観測データの比較は困難で、現象を正確に把握できない。

第9図の降水時系列と九州豪雨の時系列(二宮 2021の第5図)と比較しよう。800(厳原)では1回の1時間降水ピークが、817(長崎)では3時間におよぶ降水

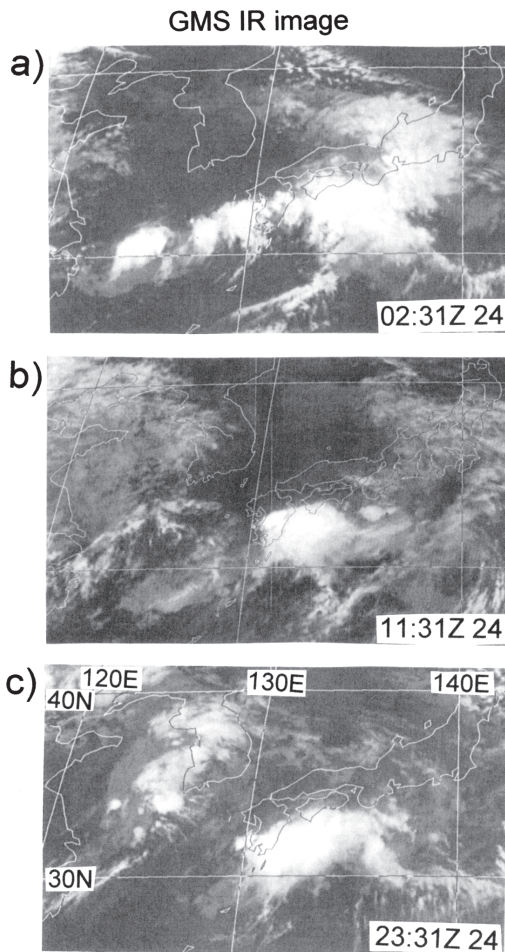
ピークが、819(熊本)と824(人吉)では数時間周期の降水ピークが観測されていた。一方、四国では中程度の強雨が数時間持続し、その中に降水ピークが出現している。

さらに室戸レーダの観測データを調べる。1982年にはレーダ観測のデジタル処理・地形性エコー除去処理はされていない。レーダ観測所ではPPI(Plan-Position Indicator) scopeのエコー分布を地図に転写しFAXで各気象官署に送信していた。本調査ではFAX送信図を使用した。第10図aは24日04時、bは15時、cは17時、dは23時のエコー分布図である。エコー分布図の黒塗り部分は強いエコー(S;1時間降水量16-64mmに相当)、ハッチ部分は中程度エコー(M;4-16mmに相当)を示している。幾つかのSエコーのエコー頂高度(m)も記入した。

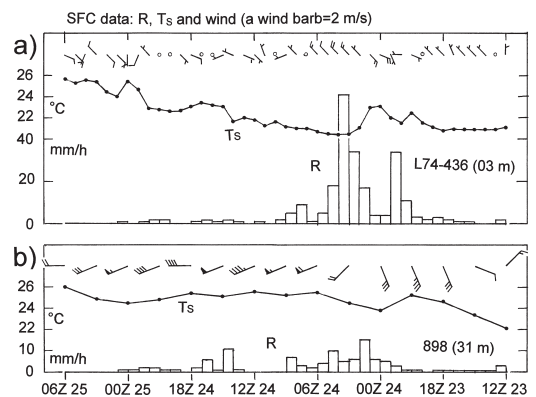
第10図aでは四国南西部に強い降水エコーが観測されている。この降水系は九州東南部から東進した。第10図b、c、dでは四国・紀伊南方海上の下層南西流ゾーン内に列状エコーが見られる。この列状エコーは九州豪雨後期に九州中部で観測された線状エコー(二宮 2021bの第12図f)に比較すると幅広い。列状エコー

第1表 観測所の標高と風速計設置高度。

地点名: 地点番号	標高	風速計高度
清水測候所: 898	31m	15m
室戸測候所: 899	185m	22m
潮岬測候所: 778	68m	15m
佐賀 : L74-436	03m	7m
佐喜浜: L74-336	26m	風速計無し
西川 : L65-306	150m	10m



第8図 a) は24日02:31, b) は24日11:31, c) は24日23:31のGMSIR雲画像。



第9図 a) はL74-436(佐賀), b) は898(清水)の地上観測時系列データ。カッコ内の数字は観測点の標高を示す。

内部には複数の積雲スケールのエコーが見られる。第9図に見られる継続した降水は列状エコーに伴い、短時間降水ピークは列状エコー内の積雲スケールの強いエコーに伴っていた。

6. 他の豪雨事例研究との比較と問題点

6.1 類似事例

1979年7月14-15日の対流雲クラスターに伴った九州豪雨 (Ninomiya *et al.* 1981) 事例は本事例に類似している。この事例では梅雨前線低気圧に伴う雲クラスターが九州上空を通過し、豪雨 (最大1時間降水量は100mm) をもたらした。低気圧は衰弱しつつ東進しクラスターも四国南岸を東進した。降雨域は九州西岸域から九州南部、さらに四国南西部に移動し、宿毛測候所では26mmの1時間雨量が観測された。

6.2 豪雨の降水バンドとシアーライン

九州豪雨では降水バンドに伴った地上風シアーラインが観測された (二宮 2021b)。本事例では列状エコーの南側の海上に風観測データが無く、列状エコーに伴うシアーラインは確認できない。

6.3 1982年7月九州豪雨の過程について

Ogura *et al.* (1985) は九州豪雨を降水バンド南下、停滞・塊状への再組織化、熊本豪雨の3ステージに分類した。四国・紀伊豪雨は九州豪雨の第4ステージに相当すると考えられる。

6.4 九州豪雨の再現実験との比較

Ninomiya *et al.* (1984) の42km格子モデルによる再現実験では低気圧暖域近傍の九州豪雨は再現され、衰弱期の低気圧南側の四国・紀伊豪雨も再現された。

6.5 四国・紀伊豪雨と地形効果について

Yoshizaki *et al.* (2000) の数値実験は1998年6月26日の「南西-北東に伸びる降水バンド」の維持に寄与した長崎半島の地形効果を示した。本事例の海上の降水バンドの維持に寄与した特定の地形は見られない。

6.6 雲クラスターの変化

雲クラスターはその西方海上で新たに発生した対流雲群の既存のクラスターへの併合によって維持され、新しい対流雲群の発生位置の変位が雲クラスター全体の移動を引き起こした。しかし対流雲群の発生位置の変化をもたらした原因は不明である。

6.7 豪雨の全過程の調査

今後、豪雨事例解析では豪雨最盛期以後を含む全過程の調査が望まれる。

7. まとめ

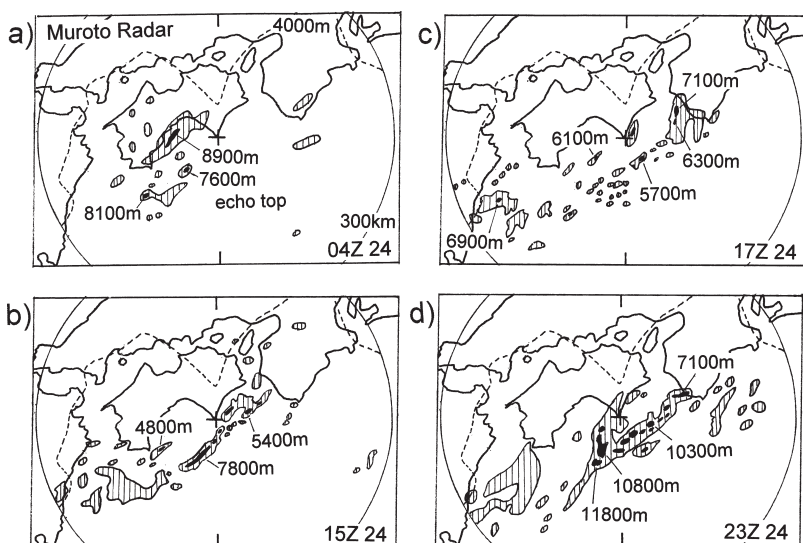
1982年7月24-25日の四国・紀伊豪雨を観測データ・再解析データに基づいて調べた。その結果は下記のように要約される。

1) 23-24日に対馬海峡上に位置した梅雨前線中規模低気圧の暖域で持続した雲クラスター内の降水系

が九州豪雨をもたらした。24日12時以降低気圧は山陰地方近傍で衰弱し九州の降水は減少したが、衰弱期の低気圧の南側の湿潤南西流近傍の四国・紀伊南岸で豪雨が発生した。

2) 雲クラスターは西方海上で発生した対流雲群の既存のクラスターへの併合によって維持され、新しい対流雲群の発生位置の南下に伴って雲クラスターが南東進し四国沖へ移動し、大雨域も四国・紀伊半島に移った。

3) 上記の観測的事実は九州豪雨と四国・紀伊豪雨は



第10図 a) は24日04時, b) は15時, c) は17時, d) は23時の室戸レーダのエコー分布図。黒塗り域は強いエコー (S: 1時間降水量16-64mm)、ハッチ域は中程度エコー (M: 4-16mm) を示す。エコー頂高度 (m) も記入した。

本事例の梅雨前線低気圧に伴って発現した一連の降水現象であったことを示している。

- 4) 衰弱期の低気圧南方の太平洋高気圧北縁で湿潤南西流が強まり、エコーバンドが四国・紀伊半島沿岸部に豪雨をもたらした。25日には低気圧は衰弱し紀伊半島の降水も終止した。

謝 辞

本調査に用いた観測データは1982年に気象庁予報部で収集した。室戸測候所からレーダ観測資料を提供頂いた。ERA40データの解析は2011年に海洋研究開発機構でなされた。有益な査読コメントを頂いた。

参 考 文 献

- 気象衛星センター, 1982: 昭和57年7月豪雨気象衛星資料集。気象衛星センター技術報告別冊, 56pp.
- 古賀晴成, 山岸米二郎, 1984: 微格子日本領域予報モデル(11L-VFM42)の開発。天気, 31, 403-410.
- 長浜宗政, 1984: 総観解析。気象庁技術報告, (105), 22-36.
- 二宮洸三, 2020: 1982年7月に観測された日本近傍における梅雨前線帯の雲・降水システムの変動。天気, 67, 331-342.
- 二宮洸三, 2021a: 1982年7月23-24日の九州豪雨を伴った梅雨前線低気圧の事例解析。第I部: 低気圧の発達と構造。天気, 68, 131-148.
- 二宮洸三, 2021b: 1982年7月23-24日の九州豪雨を伴った梅雨前線低気圧の事例解析。第II部: 低気圧内の小規模循環系・降水系。天気, 68, 575-590.
- Ninomiya, K., M. Ikawa and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster in Asian subtropical humid region. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 564-577.
- Ninomiya, K., H. Koga, Y. Yamagishi and Y. Tatsumi, 1984: Prediction experiment of extremely intense rainstorm by a very-fine mesh primitive equation model. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 273-295.
- Ogura, Y., T. Asai and K. Dohi, 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. J. Meteor. Soc. Japan, 63, 883-900.
- Uppala, S. M., et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131, 2961-3012.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama Y. Shoji, H. Seko, K. Arao and K. Manabe, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1988 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835-856.

Case Study of Shikoku-Kii Intense Rainfalls in 24-25 July 1982 Occurred after the Kyushu Intense Rainfalls

Kozo NINOMIYA *

* E-mail: knino@cd.wakwak.com

(Received 26 April 2022; Accepted 15 July 2022)

Abstract

Shikoku-Kii intense rainfalls in 24-25 July 1982 are studied by using observational data and reanalysis data. A Baiu frontal depression developed over the Tsushima Strait in 23-24 July. The successive development of mesoscale precipitation systems in the warm-sector of the depression caused intense rainfalls over Kyushu. The depression weakened gradually after 12 UTC 24th, and intense rainfall area shifted from Kyushu to Shikoku-Kii area. Low-level moist southwesterly flow was intensified to the south of the weakened depression. Belt of convection in the southwesterly flow caused intense rainfalls over coastal zone of Shikoku-Kii area. The Kyushu intense rainfalls occurred in the developing stage of the Baiu frontal depression, while the Shikoku-Kii intense rainfalls occurred in the weakening stage of the depression.