

1988年7月島根・広島豪雨の気象特性について

田中 正昭・枝川 尚資

ON THE METEOROLOGICAL CHARACTERISTICS OF HEAVY RAINFALLS OCCURRED IN SHIMANE AND HIROSHIMA PREFECTURE ON 14 AND 20-21 JULY 1988

By *Masaaki* TANAKA and *Hisashi* EDAGAWA

Synopsis

A case study of heavy rainfalls is made, which occurred in Shimane and Hiroshima Prefecture from midnight to the early morning on 15 and 20-21 July 1988. The former maximum total precipitation recorded 395 mm and amount of 342 mm concentrated within 6 hrs. at Hamada, the latter, 344 mm and amount of 308 mm, within 4 hrs. at Misumi.

These heavy rainfalls occurred in the warm sector of a weak cyclone passing through the Sea of Japan. Before the occurrence of heavy rainfall, the atmosphere was very moist and its stability was conditionally unstable. The heavy rainfalls developed as a result of strong convective activity. These synoptic meteorological conditions were maintained by inflow of warm, moist air due to the southwesterly flow at low level and the cold, dry air due to the northwesterly flow at high level. Some meteorological characteristics of these rainfalls are compared with those of heavy rainfall on 22-23 July 1983.

Relations among 10 min. rainfall rate, wind and meso-scale pressure variations are analysed. The results suggest that 4-5 meso-scale disturbances associated with rain came from the Sea of Japan to the San-in coast and propagated eastwards with a speed of 36 km/hr.

1. はじめに

1988年日本付近の梅雨前線は、7月上旬弱まり、一旦西日本は梅雨明けの状態になったが、中旬以降オホーック海の寒冷渦が強まり、西暖北冷の気圧配置となり再び活発となった。このため7月中旬から下旬にかけて、この前線の移動に伴い、西日本から東日本各地のどこかで日雨量100 mmを越える大雨があった。このような状態の中で、15日未明の約6時間に、島根県西部の浜田を中心に総雨量395 mm (15日)、時間雨量84 mm (3時-4時)、20日の夜半から21日の早朝にかけての約6時間に、浜田から南西へ約15 km離れた島根県三隅を中心に総雨量344 mm、時間雨量100 mm (22時-23時)、広島県加計を中心に総雨量270 mm、時間雨量55 mm (3時-4時)の2回豪雨があった。これにともない河川が氾濫し崩壊・土石流などの災害が発生した¹⁾。豪雨発生時の総観場の状態は、前線をともなう弱い低気圧が日本海中部を東進中で、中国地方は低気圧の暖域に位置していた。大気は上層が北西風による寒冷気流、下層が南西風による暖湿気流の流入で対流不安定となっていた。

この報告では、今回の総観的气象降雨特性を検討する。次に、10分間雨量強度の解析などから、日本海から4波程度の降雨を伴うメソ擾乱が侵入し、東へ進んだ可能性が強いことを示す。最後に、ほぼ同一地域に発生した1983年7月21日-23日の豪雨時の総観気象および降雨特性とを比較し、類似点と相違点を検討する²⁾³⁾⁴⁾。

2. 気象降雨特性

(1) 7月15日

14日21時の天気図をFig. 1の上段から500 mb面、850 mb面、地上の順に示す。太平洋高気圧の中心は東シナ海に西偏し、黄海付近まで張り出していた。一方オホーツク海上空には寒冷な低気圧があった。このような気圧配置は西暖北冷型と呼ばれ、オホーツク海上の寒冷渦が発達したときに生じるパターンである。7月中旬、梅雨前線が再び活発になったのは、一旦強まった太平洋高気圧の弱化と、オホーツク海上空の寒冷渦の強化が原因である。気圧の谷が本邦の東海上にあり、西北西から西のジェット気流の軸が中国地方の上空にあった。このように500 mb高度では、中国大陸からの乾燥した寒冷な気流が移入し、一方850 mb高度では、太平洋高気圧の西縁に沿って、西南西の下層ジェット気流が侵入し、これが西日本へ西南海域から温暖湿潤の気流をもたらす、いわゆるデファレンシアル移流の場が形成されていた。福岡、米子の21時の500 mbの相当温位(θ_e)は336°K、341°K、飽差($T-T_d$)は10.0°C、3.4°C、850 mbで350°K、350°K、2.0°C、1.5°Cであった。西日本上空の大気は対流不安定化され、豪雨が発生するための必要条件が満たされていた。このときの福岡、米子の安定度指数(SSI)は-1.1°C、-1.5°C(雷雨あり)であった。米子の高層観測結果をみると、この条件付不安定層は14日午前から地上から対流圏中層に形成され不安定度は降雨の直前に最も大きかった。

地上天気図をみると、14日朝鮮半島にあった弱い低気圧が日本海を東進し、15日には能登半島へ達した。この低気圧システムは西日本が上層の気圧の谷の後面にあり、この間で発達する条件は弱く、豪雨をもたらす直接の原因とはならなかったが、中国地方はこれに伴う温暖前線が通過し、低気圧の暖域となった。この状態で14日夜半から15日早朝にかけて島根県中部の浜田を中心として豪雨となった。

気象衛星ひまわりの赤外写真と雲頂温度(低温部は

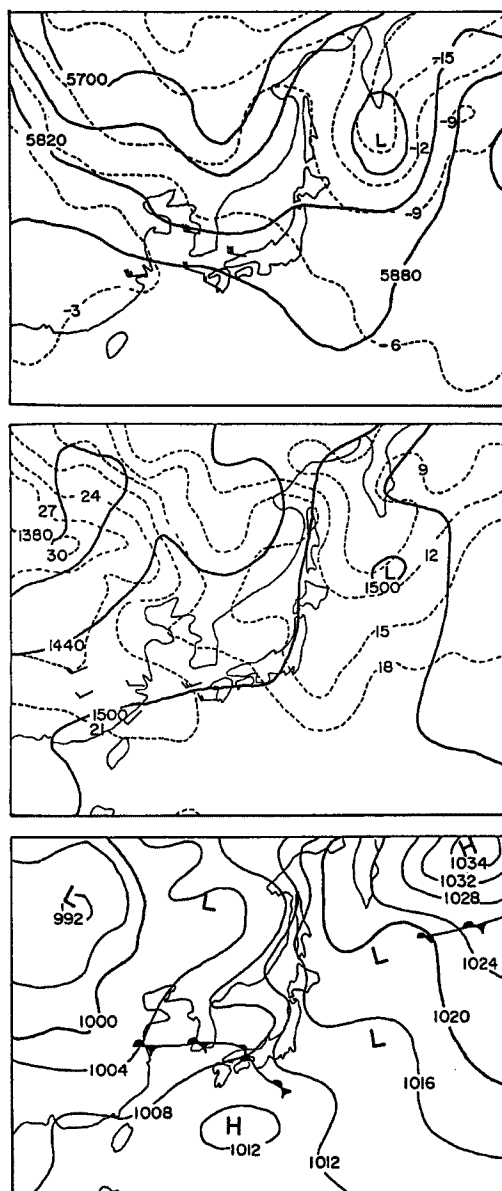


Fig. 1. Weather maps of 500 mb (upper), 850 mb (middle) and surface (lower) for 21h on 14 July 1988.

背の高い積乱雲すなわち対流活動の活発な領域に対応)の記録から実際に豪雨をもたらした雲の挙動を検討してみよう。衛星写真は一時間毎に毎時31分に撮影されている。Photo. 1に降雨最盛時の15日4時31分(20Z)の写真を示す。梅雨前線にともなう雲は、層状に黄海、朝鮮半島、日本海中部から太平洋へと数1,000 kmのスケールで連なっている。この総観スケールをもつ雲は全体として南下していたが、14、15日はほぼ同様な状態を持続していた。豪雨をもたらした雲は、層状の梅雨前線のものよりあざやかな白色をした数100 kmのスケールをもって中国地方をおおっている組織化された背の高い積乱雲群である。この雲は15日0時31分の写真に島根県中部の海岸域に出現し、時間とともに東西に拡がり、10時頃ははっきりしなくなり、梅雨前線の雲のなかに埋まってしまった。雲頂温度が -60°C 以下の面積の大きさの変動からみると、03時から06時に最も広範囲に対流活動が活発であったと推定される。

気象庁のアメダスデータを基にして作成した総雨量(15日の日雨量)分布をFig. 2に、総雨量の多かった(1)桜江(総雨量276 mm)、(2)浜田(395 mm)、(3)波佐(237 mm)、(4)大朝(240 mm)の時間雨量の経過をFig. 3に示す。

降雨の特徴はFigs. 2, 3から、1)降水量は海岸近くの浜田付近が最多で、雨域は海岸から東南東に延び中国山地を越えると減少している。この豪雨域の拡がりにはFig. 1の500 mbの天気図からわかるように対流圏中上層の風向の軸の走向に一致している、2)総雨量200 mm以上の強雨域は $40\text{ km} \times 25\text{ km}$ のごく狭い地域であり、降雨は1時頃に始まり、午前中で終了するが、強かったのは7時頃までの約6時間で、浜田はこの間に342 mmで総雨量の87%が降っている。この豪雨が空間的にも時間的にも集中度の高いものであった、4)地上の降水量とひまわりの雲の消長とは大きくみるとよく対応している、しかし強雨域は雲域より狭い、などがわかる。

(2) 7月20, 21日

7月20日21時の500 mb面と850 mb面および地上天気図をFig. 4に示す。上層の寒冷渦の南下、太平洋高気圧の西偏、西日本が気圧の谷の後面に位置し、ジェット気流の風向が西北西でその軸が中国地方

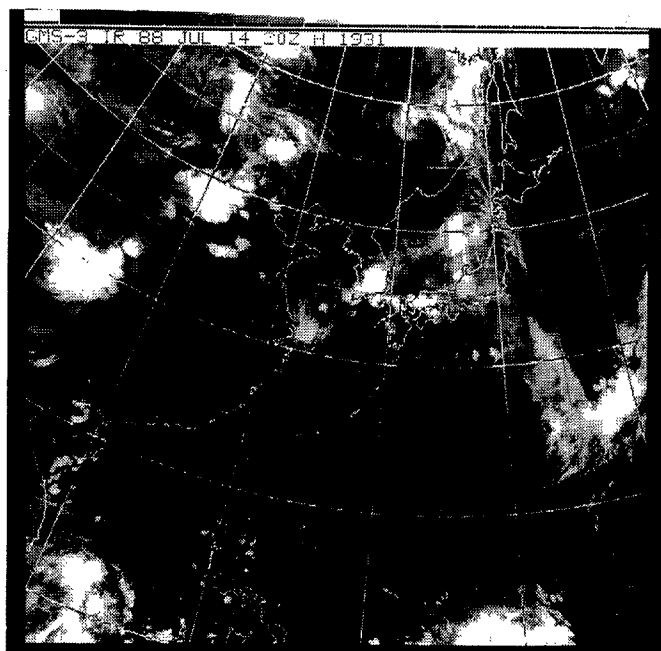


Photo. 1. Infra-red cloud imageries from GMS at 4h 31 m (JST) on 15 July 1988.

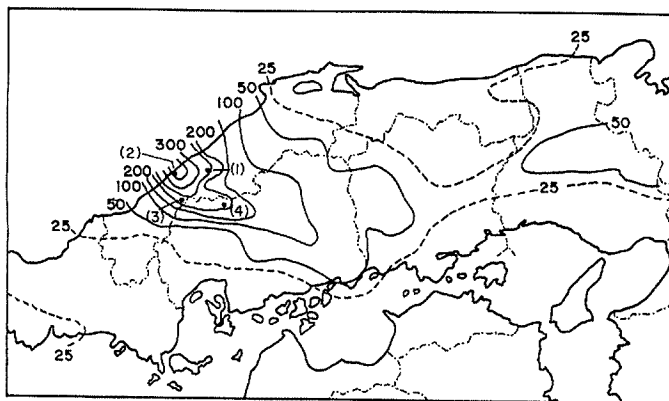


Fig. 2. Distribution of total (24 hr.) precipitation on 15 July 1988.

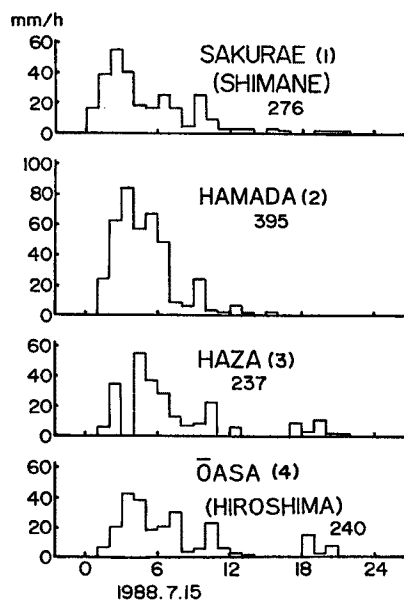


Fig. 3. Variations of hourly precipitation on 15 July 1988.

の上空にあること、850 mb 高度の西南西風など、14日の状況とよく類似している。しかしこのパターンが14日から継続していたのではない。14日オホーツク海上にあった寒冷渦は東に去り、20日のものは、次に大陸から東進してきて発達したものである。西日本は14日と同様なデファレンシャル移流機構、すなわち上層の寒冷気流入と下層の暖湿気流入とによって対流不安定の状態が生成、維持されている。20日21時の福岡、米子の相当温位、飽差は500 mbで333°K、340°K、18.0°C、4.1°C、850 mbで351°K、345°K、1.3°C、1.8°Cで、安定度示数は雷雨ありの-1.1°C、-1.5°Cであった。

地上では朝鮮半島を通り東進してきた低気圧が、20日朝日本海に入り、夜には能登半島沖に進んだ。西日本は気圧の谷の後面にあり、低気圧システムそれ自体は大雨をもたらさず、21日朝関東沖へ去った。これにともない島根・広島両県は15日と同様に低気圧に伴う前線の暖域に入った。このような総観的気象条件下で、20日から21日にかけて豪雨が発生した。

降雨最盛期20日23時31分(15Z)のひまわり赤外写真をPhoto. 2に示す。中国大陸から黄海、朝鮮半島、日本海中部、太平洋にかけて梅雨前線にともなう東西数1,000 kmにおよぶ帯状の層雲域がある。直接、豪雨をもたらした雲は島根、広島、瀬戸内海、四国北部上空にある100 kmスケールの組織化された白い積乱雲群である。この雲の時間経過をみると、20日20時31分に島根県の日本海岸部に初めてみられ、これが東と南に拡がり、中国山脈を越え、22時31分瀬戸内海に達した。01時31分島根、広島側ともやや衰えたが、02時、03時と広島県の山岳部に低温部がみられ対流活動が活発であったことがわかる。

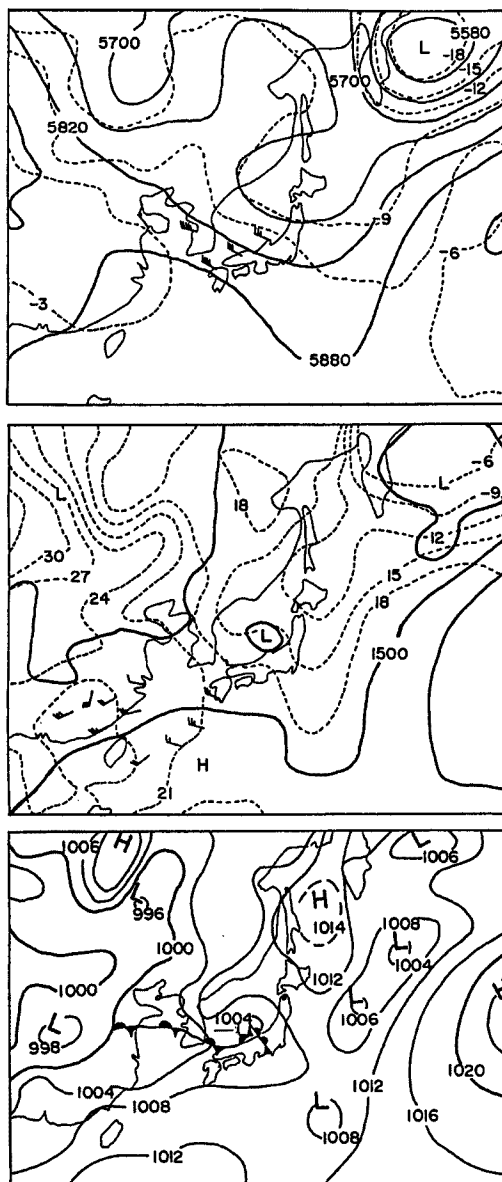


Fig. 4. Same as Fig. 1 but for 21h on 20 July 1988.

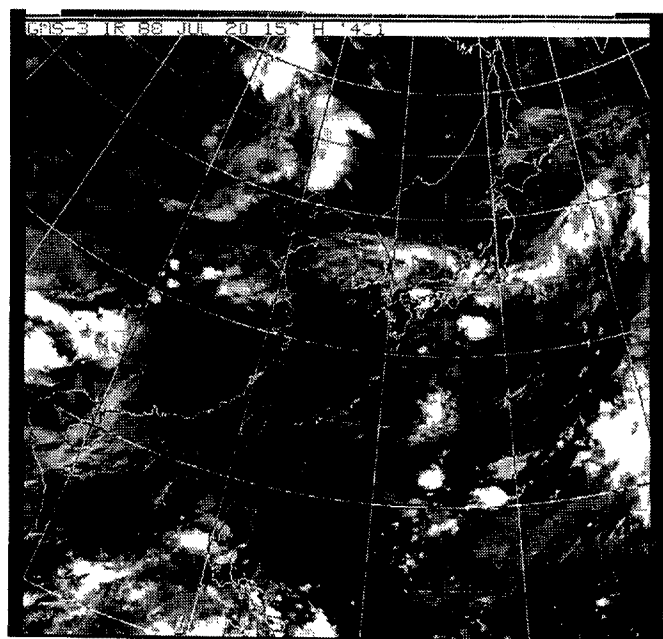


Photo. 2. Same as Photo. 1 but at 23h 31 m (JST) on 20 July 1988.

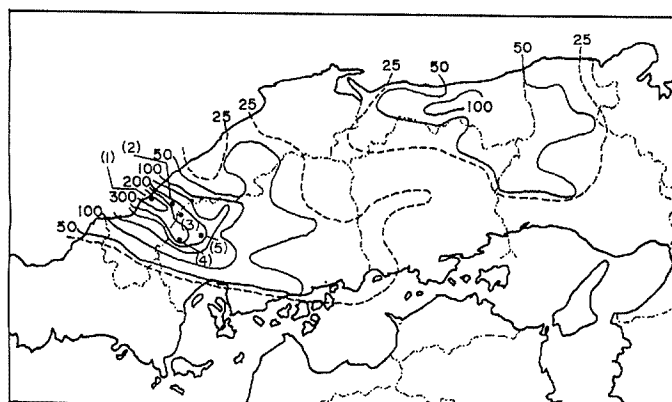


Fig. 5. Same as Fig. 2 but for period from 9h on 20 to 9h on 21 July 1988.

山岳部の広島県加計は22時からの6時間で90%弱と、この豪雨もやはり空間的・時間的に集中していた、3) 雨の降り方をみると中国山地の西の島根側は前半に集中、東の広島側は後半に強くなっている、4) 15日の豪雨と同様に雲の消長と地上の降水量とはよく対応している、などが言える。

3. 10分間雨量強度の変動からみた15日のメソ擾乱

一般に梅雨末期の豪雨は、デファレンシャル移流による対流不安定場が形成されていること、前線を伴

20, 21日の総(24時間)雨量(20日9時から21日9時まで)分布をFig. 5に、(1) 三隅(総雨量344 mm)、(2) 弥栄(225 mm)、(3) 八幡(245 mm)、(4) 内黒山(245 mm)、(5) 加計(270 mm)の時間雨量の経過をFig. 6に示す。

この降雨の特性をFigs. 5, 6から検討すると、1) 降水量は島根県西部海岸部が最多で雨域はそこから帯状に東南東に延び、中国山地を越え広島県南部瀬戸内海までおよぶ、15日と同様強雨域の拡がり是对流圏中層の風向とほぼ一致している、2) 200 mm以上の多雨域は巾20 km、長さ45 kmの狭い地域にあり、降雨は21時頃の海岸地域に始まり、5時頃山岳域で終了し、海岸域の三隅では21時から1時までの4時間に308 mmと総雨量の90%、

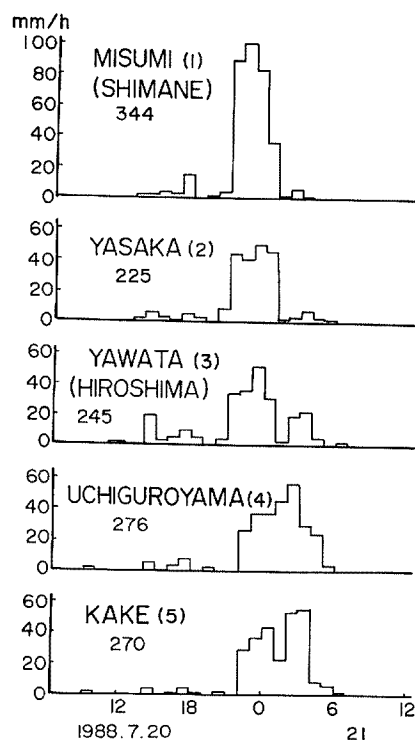


Fig. 6. Same as Fig. 3 but for period from 20 to 21 July 1988.

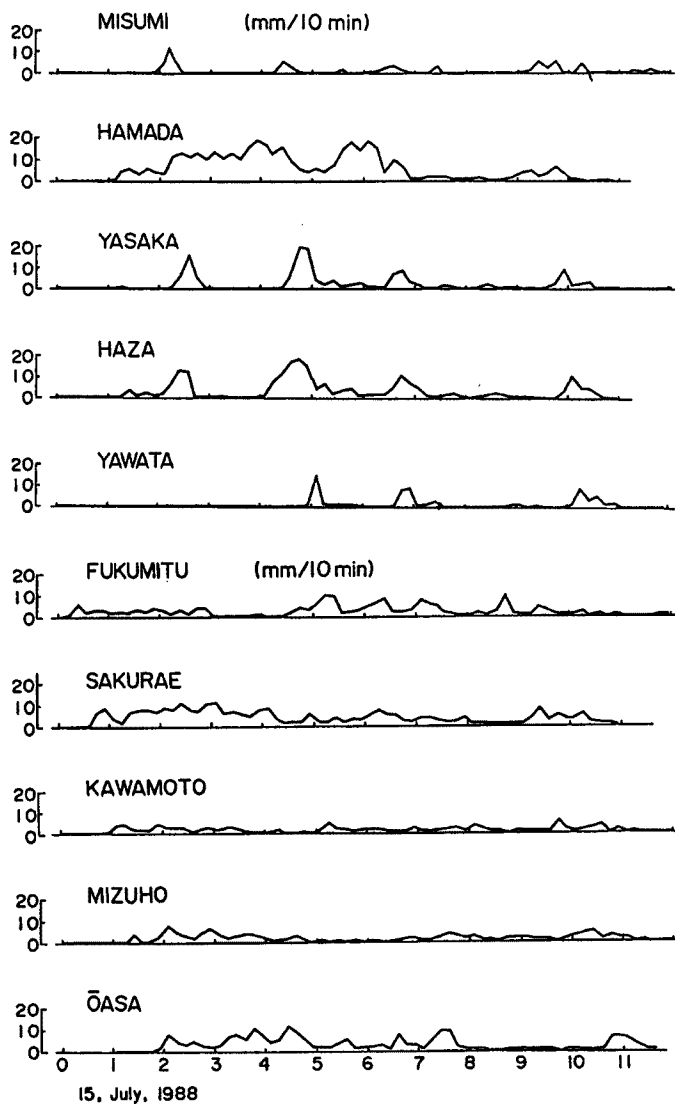


Fig. 7. Variations of 10-min. precipitation on 15 July 1988.

1) 3) の降雨は、一般に既に指摘されているように、主として海岸と陸地の粗度の違いによる収束、および中国山脈による強制上昇効果があらわれたものであろう。2) の周期的な強雨は、特に15日の降雨にはっきり現われているが、海岸、山岳地両方の雨量強度に同様に影響を与えているように見える。

15日の雨量変動はFig. 7から明らかなように、三隅、弥栄、波佐、八幡に、雨が降り始めてから約9時間に4回（八幡は3回）の雨量ピークがほぼ同間隔で明瞭に出現している。さらに広島県の大朝にも対応した弱いピークがみられる。これから各地点の強雨出現時刻を読みとり、4番目のピークの等時線をFig. 10に示した。海岸に沿った浜田、三隅に9時45分に出現した雨量ピークは時間とともに東に進み、1時間5分で海岸から約37 km離れた大朝に達したことがわかる。これから求めた雨域の位相伝播速度は北西から東南へ約36 km/hr (= 10 m/s) である。ここでは第4のピークについて示したが、第1, 2, 3のピークもほぼ同様な伝播速度であった。雨域の水平スケールは $36 \text{ km/hr} \times 9 \text{ 時間} / 4 \text{ ピーク} = 80 \text{ km}$ となる。これから水平スケール80 kmの雨域が日本海から36 km/hrの速さで4回侵入してきたことになる。

この伝播現象を安定二層流体中に伝わる内部重力波によると考えると、波の伝播速度(C)は、重力波

う弱い低気圧があって、その暖域にあること、などの総観気象条件が備わった場所に起こり易いことが知られている。今回の豪雨も第2章でみたようにこの条件を十分に満たしていた。豪雨の発生には、これらの条件を満たした上で、さらに対流を生じせしめる引金となる何らかの擾乱の存在が必要である⁵⁾。ここでは10分間雨量強度の変動を解析して雨をもたらした擾乱の特性を検討する。

Figs. 7, 8にアメダス原データから10分間雨量を読みとり、その時間経過を示した。Fig. 9にはアメダス観測地点名を示し、地点間の位置関係を示した。15日の降雨、20, 21日の降雨とも、各地点のパターンを大きくみれば、1) 短時間(5時間程度)、強雨(10~20 mm/10 min)が集中した地点、15日の浜田、20, 21日の三隅、益田、弥栄など海岸に近い地域、2) 周期的に強雨(10~20 mm/10 min)が数回あった地点、15日の三隅、弥栄、波佐、八幡、20, 21日の波佐、匹見、大朝、八幡、3) 比較的長時間(10時間程度)継続して、強い雨(5~10 mm/10 min)があった地点、15日の桜江、福光、川本、瑞穂、大朝、20, 21日の八幡、内黒山、可部、恵下谷山、加計など中国山地地域の3つに分類することができる。

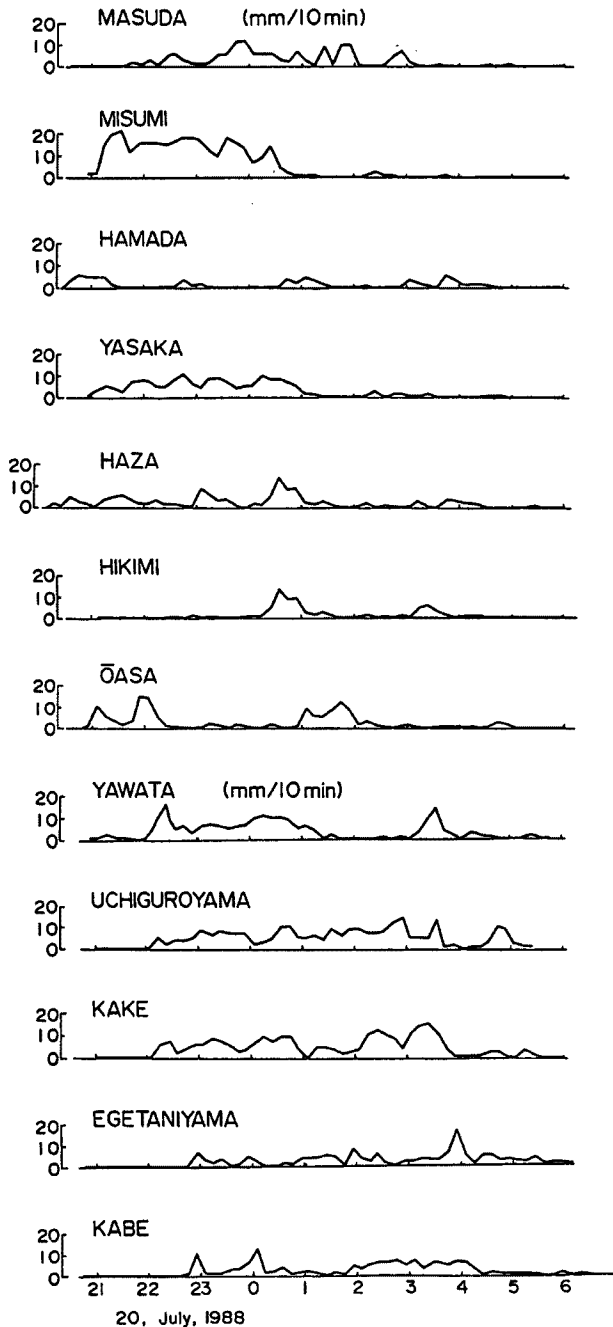


Fig. 8. Same as Fig. 7 but for period from 20 to 21 July 1988.

圧変動に $1/4$ 波長遅れる。すなわち降雨域に対応する収束域は気圧低下域に対応することになる。このような観点から Fig. 11 をみると気圧偏差低下時、南風時、強降雨時が大きくみれば対応している。このことはわれわれが予想したように周期的な降雨をもたらした擾乱は、内部重力波によるもので、それは日本海方面から南東に約 36 km/hr で伝播し、水平スケール約 80 km 、気圧偏差の変動は、peak to peak で約 1 mb 、周期は2時間強で4波ないし5波通過したことを支持する結果である。この内部重力波の原因が何であるか不明であり、今後の問題である。一つの考え方として地衡風バランスしていない下層ジェッ

の速度 $\sqrt{\frac{\theta'}{\theta} gh}$ と平均風速 (V) との和にな

る。ここで、 θ : 温位、 θ' : 温位差、 g : 重力加速度、 h : 流体の厚さである。波の伝播速度で雨域が移動したとすると、観測結果から C は北西 10 m/s 、 V は西南西 20 knots ($= 10 \text{ m/s}$) とすれば重力波の速度は、北西 7 m/s 程度と推定される。この程度の重力波の速度は下層大気では十分ありえる数値である⁵⁾。ただし、米子の鉛直気温分布測定値では逆転層は見いだせなかった。あえて探せば潮岬の14日21時では 750 mb 高度に 1°C の逆転層があった。

一方この擾乱を重力波とみれば、ある地点の気圧、風、降水量などの変動に関連があるはずである。それらを見るため、Fig. 11 に浜田測候所 (Fig. 9 の(3)) における雨量強度 ($\text{mm}/10 \text{ min}$)、気温、風向、風速、気圧偏差 ($p' = p - \bar{p}$ 、白記紙の10分間読み取り値 (p) と110分間移動平均 ($\bar{p}$) との差) の値と三隅の雨量強度を10分間隔で示した。浜田の気象データに変化の現われたのは気圧偏差の23時頃の上昇が最初で、次に気温約 4.5°C の急降、風の急変があり、雨となった。雨が止んだ10時以降は気圧偏差の変動、風向の急変はなくなった。この間気圧偏差の変動は5回ほど記録され、その変動巾は最大約 1 mb であった。風向は南南西から北→南東→東→南→北→東→南→北→東→南と変化し気圧変動との対応は、大きくみると北風のと看、 $\frac{\partial p'}{\partial t} > 0$ 、南風のと看、 $\frac{\partial p'}{\partial t} < 0$ である。このことは、ここを通過した擾乱がメソスケールの高気圧、低気圧の構造を有していることを裏付けている。

いまこの擾乱が内部重力波とすれば、それによって生ずる気圧、風速変動は同位相の正弦曲線で表現される。したがって収束域は気

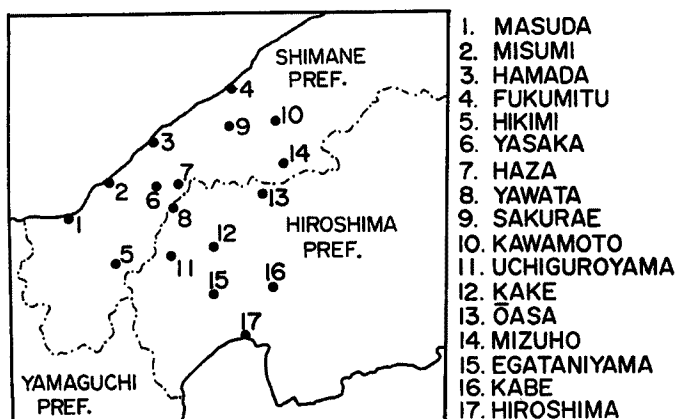


Fig. 9. Map of AMeDAS stations.

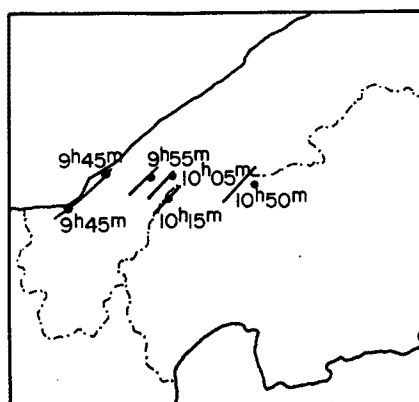


Fig. 10. Isochronous lines of peak rainfall area.

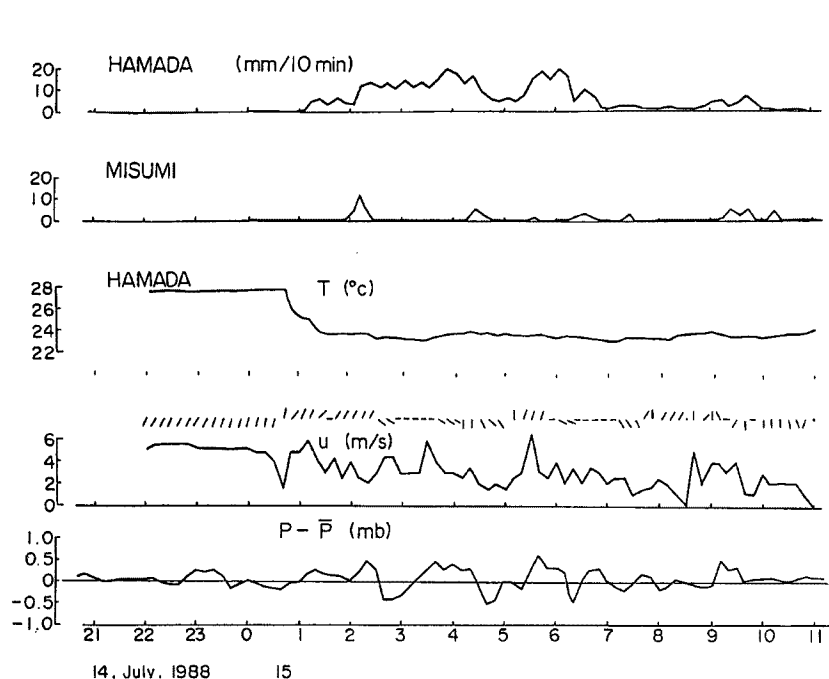


Fig. 11. Variations of 10-min. precipitations at Hamada, Misumi, air temperature, wind direction wind speed and pressure deviation at Hamada from 14 to 15 July 1988.

トによるシアー層で発生し、伝播したものであるとの報告がある⁶⁾。

4. 1983年7月20-23日の島根県西部の豪雨と1988年の豪雨の比較

三隅を中心とした島根県西部は、1983年7月20-23日、1985年7月6日、今回と近年、大きな災害を伴う豪雨が連続して発生している²⁾³⁾⁴⁾。ここでは総雨量が観測記録上最大である1983年の豪雨を取り上げ、今回の豪雨と比較し、降雨特

性の違いがどのような総観気象特性と関連しているか検討する。

1983年7月20-23日豪雨の三隅の積算雨量(気象台のアメダスは23日4時以降欠測のためこの記録は建設省のものである)と時間雨量をFig. 12に、Fig. 13に1988年7月15日豪雨の浜田、Fig. 14に1988年7月21, 22日豪雨の三隅、加計を示す。1983年の豪雨は総雨量(742 mm)の多い例としてとりあげられるが、20, 21日は前線の北上に伴うもの、22, 23日は前線の南下に伴うもので、約1日間無降水が続くから、2つの降雨からなっているとみた方がよいと思われる。したがって以後1983年豪雨の特性は22, 23日の雨量について論ずる。1988年7月15日、20, 21日と1983年7月22, 23日豪雨の雨量極値、集中度、雨域などの比較をTable 1に、総観気象条件の比較をTable 2に示す。

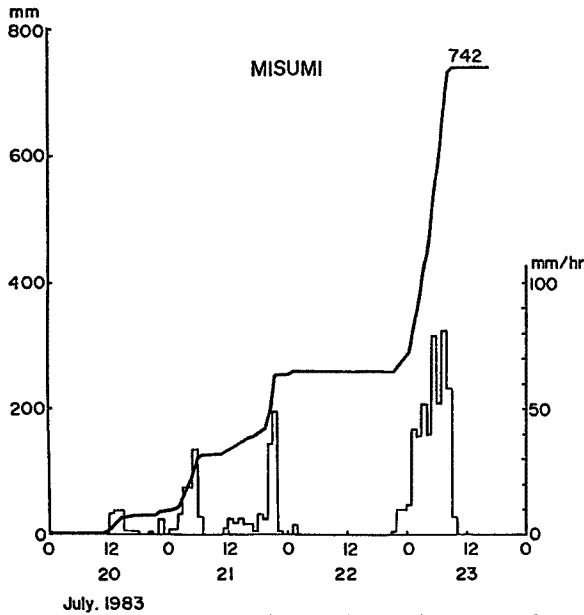


Fig. 12. Variations of hourly and accumulated precipitation at Misumi from 20 to 23 July 1983.

1988年の2回の豪雨時の総観的気象特性は高層、地上ともよく類似したものであった。また降雨特性も、総雨量、時間最大雨量、降雨の空間的、時間的スケール、降雨域の拡がりや風向、海岸部で多いことなどよく類似していた。異なる点は降雨の中心が約15 km離れていたこと、雨の降り方が15日は大きくみれば同じ地域にはほぼ停滞していたのに対して、20、21日は前半は島根側に集中、後半は広島側に移動したことである。

1983年7月20-23日の豪雨を20、21日と22、23日の2つの豪雨とみなすと3つの豪雨の極値はかなり類似したものになる。しかし1983年の豪雨の極値は時間雨量を除いて1988年の値を上まわっており、特にこの豪雨は強雨の継続時間の長かったところに特徴がある、大きな豪雨であった。1983年の事例は数100 mm級の豪雨があり、一度大気の対流不安定が解消されても、1日程度の時間があれば、また同程度の豪雨が起り得ることを示している。

総観気象特性の1983年と1988年の違いは、高層の気圧の谷が1983年では豪雨域上に、1988年では東の海上にあったことである。このことは降雨に次のような影響を与えたと考えられる。一つは1983年のように気圧の谷にある場合は地上の低気圧の東進速度が遅く、したがって降雨継続時間を長くし、結果として総雨量を増やすことになった。もう一つは豪雨域の拡がりや上層の風向軸に一致する傾向があるから、1988年のように気圧の谷の後面にある場合、雨域は北西から南東へ延びることになった。広島県の豪雨のうち日本海からくるものは、このような総観気象条件によると考えられる。

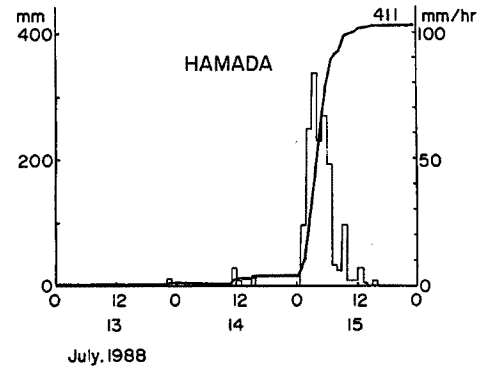


Fig. 13. Same as Fig. 12 but for at Hamada from 13 to 15 July 1988.

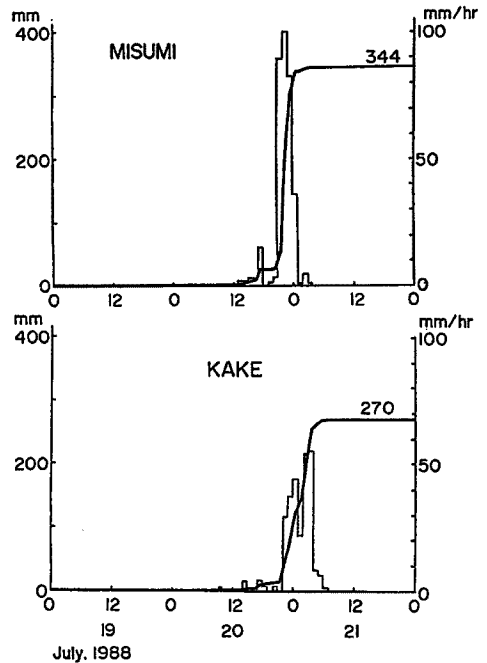


Fig. 14. Same as Fig. 12 but at Misumi and Kake from 19 to 21 July 1988.

Table 1. Extremes and characteristics of heavy rainfall

Data	July 15 1988	July 20, 21 1988		July 22, 23 1983
Maximum total precipitation	395 mm Hamada	344 mm Misumi (Shimame)	270 mm Kake (Hhroshima)	483 mm Misumi
Maximum hourly rainfall rate	84 mm (3h-4h) Hamada	100 mm (23h-24h) Misumi	55 mm (3h-4h) Kake	91 mm (almost 1h) Hamada
Rainfall concentration rate	342 mm/6hrs. (1h-7h) Hamada	308 mm/4hrs (22h-2h) Misumi	241 mm/6hrs (22h-4h) Kake	455 mm/8hrs (1h-9h) Misumi
Rainfall area more than 200mm	coastal area along west-north-west to east-south-east (40 km×25 km)	along west-north-west to east-south-east (45 km×20 km)		costal area along west to east (25 km×60 km)

Table 2. Synoptic meteorological characteristics

Data	July 15 1988	July 20 21 1988	July 22 23 1983
characteristics at 500 mb trough Jet stream Wind direction	cold low : down the south Pacific high : westerly west over western Japan above western Japan west-north-west, west	cut-off cold low. at Hokaido Pacific high : westerly west over western Japan above western Japan west-north-west	cold low : weak Pacific high : center above western Japan above western Japan west-south-west, west
characteristics surface low surface front	weak pass through the sea of Japan go down the san-in district warm sector	weak pass through the sea of Japan go down the san-in district warm sector	weak pass through the sea of Japan. go down the san-in district warm sector

5. おわりに

島根・広島地方の梅雨末期に発生する豪雨について、今までにまとめられた結論²⁾に、今回得られた結果を加え修正すると次のようになる。

- 1) 豪雨は前線の暖域に夜半から早朝にかけて発生し、発達した 100 km スケールの対流雲による激しい雨である。大気にはデイファレンシャル移流による対流不安定が存在する。
- 2) 豪雨は 500 mb のジェットの下あたりを生じ、200 mm 以上の多雨域は 1,000 km² 程度の狭い範囲に集中する。雨域の拡がりには上層の風の軸の方向と一致する。
- 3) 降雨強度の最大値は 100 mm/hr 程度であろう。総降雨量の多少は降雨継続時間の長短によると思われる。継続時間は 500 mb の気圧の谷が浅い程長くなるという事例があるが²⁾、今回の事例では明らかでない。
- 4) 西の海上から侵入してくる対流雲が上陸すると急激に活発化し、背の高い積乱雲となり多雨域をつ

くる。雲は対流圏中高層の風の方に広がる。また、中国山脈による気流の強制上昇が増雨効果をもたらしている。

5) 豪雨発生のトリガーとなるメソスケールの擾乱は海洋と陸地のできる地形効果によるものの他に日本海からの重力波が関与している擾乱がある。1988年7月15日の場合検出された擾乱は水平スケール約80 km, 位相速度36 km/hr, 周期2時間強で4回侵入してきた。

6) 梅雨末期の豪雨は500 mbの気圧の谷が西日本の西にある場合、すなわちトラフの前面で生じ、後面で生じるのは少ないという報告があるが、1988年の2例は後面で発生したものである。20, 21日の様に島根から広島まで豪雨になる例は、上層の風が北寄りの場合すなわち西日本がトラフの後面の場合の方が発生しやすいかもしれない。

この報告をまとめるにあたり、大阪管区気象台調査課、松江、広島各気象台および気象衛星センターから資料の提供を受けた、また図の清書は片岡玲子事務員にいただいた。感謝の意を表す。なお本研究は文部省科学研究費 (No. 63115045)、突発災害調査研究「1988年7月島根・広島豪雨災害の調査研究、代表者芦田和男」の一部である。

参 考 文 献

- 1) 芦田和男：1988年7月島根・広島豪雨災害の調査研究，1989，文部省科学研究費 (No. 63115045)，突発災害調査研究成果 No. B-63-2.
- 2) 後町幸雄・中島暢太郎：昭和58年7月豪雨の気象特性，1984，京都大学防災研究所年報，第27号 B-2，pp. 121-132.
- 3) 渡部浩章・栗原和夫：島根県南西部の豪雨の解析，1988，天気，第35巻，10号，pp. 615-624.
- 4) 渡部浩章：昭和58年7月豪雨の解析，天気，第35巻，10号，1984，pp. 739-746.
- 5) 松本誠一：新総観気象学—大気を診断する—，東京堂出版，1987，pp. 118-135.
- 6) 田中 浩・湯木祥己：梅雨前線付近に発生する微気圧変動の特性および降雨との相関について，1986，天気，第33巻，4号，pp. 157-165.