

# 2001年6月19日から6月20日にかけての愛媛県地方の大雨について

～ 松山における大雨の成因に関する考察を中心に ～

## 一 広 志 (アールアイシー(橋試験課))

### I. はじめに

2001年6月19日夜から20日未明にかけて、梅雨前線の活動の活発化によって愛媛県地方は東予・中予を中心に大雨に見舞われた。とりわけ松山市では記録的な豪雨となり、中小河川の氾濫による床上・床下浸水や河岸浸食が各所で発生した。山間部では斜面崩壊や土石流が発生し、同市内高野町では民家の裏山の崩壊によって1名が亡くなる惨事が生じた。

本稿は、松山地方に記録的な大雨がもたらされたメカニズムを明らかにすることを目的とする。

### II. 総観場の概況

図-1ならびに図-2は松山で豪雨が観測された時間帯における地上天気図である。華中から日本海を経て三陸沖にかけて梅雨前線が停滞し、日本海と三陸沖では前線上を低気圧が東進している。

気象庁発表のレーダーアメダス合成値による降水域の移動方向は西南西から東北東である。強雨軸は、19日の午前中は山陰沖の日本海上であったが、午後には九州北部から中部地方にかけての陸上部に形成されている。

写真-1は6月20日午前3時の気象衛星「ひまわり」による雲画像である。(a)の赤外画像は物体が放射する赤外線量の多寡を示し、温度の高い物体を暗く、低い物体を明るく表現する。従って、雲頂高度の高い雲ほど明るい白色で表される。(b)の水蒸気画像も赤外画像と同様に放射される赤外線量を計測したものであるが、水蒸気による吸収が大きい波長帯(6.5~7.0 $\mu\text{m}$ )で観測しているため測定される赤外線量は衛星と地球との間に存在する水蒸気量によって決定される。下降気流域や乾燥域は暗く表現され、上昇気流域・湿域で上層雲のない領域は灰色に、上層雲域は白く表される。日本列島は北海道と東北地方北部を除くほぼ全

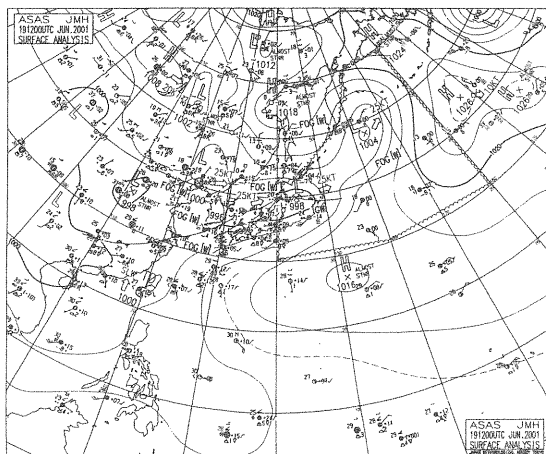


図-1 地上天気図 (2001年6月19日21:00)

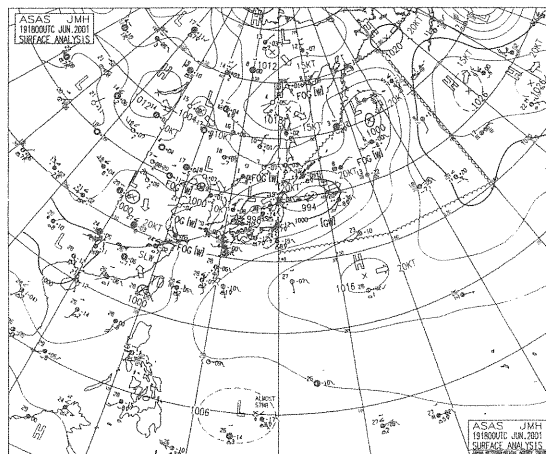
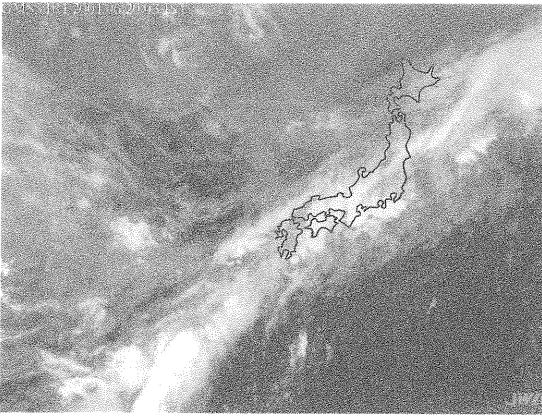


図-2 地上天気図 (2001年6月19日03:00)

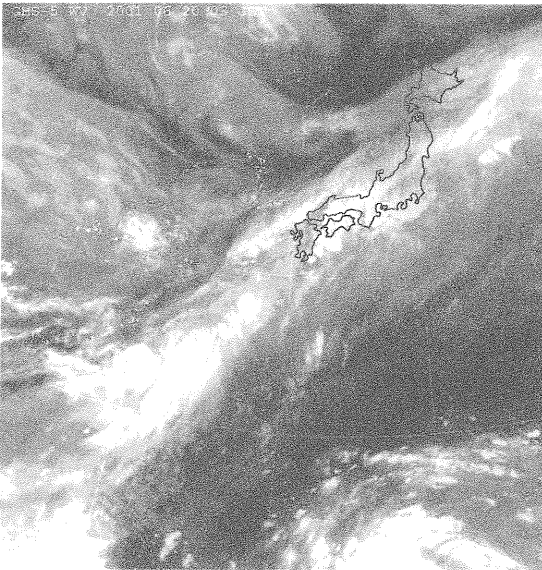
域が大気の上層にまで発達した雲に覆われている。とりわけ四国から東海地方にかけては活発な対流活動によって積乱雲が発達しているものと考えられる。

西日本における大気の暖湿さの程度と安定度

大気の暖湿さの程度を定量的に表し、大雨がもたら



(a) 赤外画像



(b) 水蒸気画像

写真-1 気象衛星による雲画像 (2001年6月19日03:00)

されるポテンシャルを示す指標として、次式にて与えられる相当温位が用いられる。

$$\text{相当温位 } \theta_e = \theta \cdot \exp \left[ \frac{L \cdot ws}{C_p \cdot T} \right] \text{ (K)}$$

ここに、

$\theta$  : 温位 (K)

ある気圧の気塊を断熱的に標準気圧 (1000hPa) にまで移動させたときの温度で、

$$\text{当該気圧における気温 (K)} \times \left[ \frac{1000 \text{ (hPa)}}{\text{当該気圧 (hPa)}} \right]^{0.286}$$

にて算出される。

L : 水蒸気の凝結によって大気中に放出される潜熱  $2.5 \times 10^6 \text{ (J/kg)}$

ws : 飽和混合比

$$0.622 \times \frac{\text{当該飽和水蒸気圧 (hPa)}}{\text{当該気圧 (hPa)}}$$

にて算出される。

Cp : 空気の定圧比熱  $1004 \text{ (J/kg} \cdot \text{K)}$

T : 当該気圧面における露点温度 (K)

相当温位とは、空気塊を断熱膨張させることによって含んでいる水蒸気を全て凝結させ、潜熱が放出されて完全に乾燥した状態で1000hPaの高度まで断熱的に移動させたときに示す温度であり、水蒸気の潜熱と圧縮昇温の効果の双方を表している。

相当温位の鉛直方向における分布状況を検討することによって大気成層の安定度を把握することが可能である。気塊が鉛直方向の運動を起こし、それを持続ないし活発化させる状態であれば不安定な成層である。地上風の収束等によって下層の湿潤な大気が上昇させられると断熱膨張によって冷却され、飽和に達すると水蒸気の凝結が始まる。上昇する気塊の温度は飽和に達するまでは乾燥断熱減率 ( $0.976^\circ\text{C}/100\text{m}$ ) で低下するが、それ以降は潜熱の放出によって湿潤断熱減率 (約  $0.65^\circ\text{C}/100\text{m}$ ) で低下していく。このようにして上昇する空気塊が周囲の空気塊よりも高温になると、浮力を得て自力で上昇を続け、対流雲が発達する。このメカニズムより、上層の大気が低温で乾燥しているほど下層の湿潤大気の上昇は活発になる。相当温位が高度とともに減少している場合、飽和した気塊は不安定となるため対流不安定と呼ばれる。{500hPa面における相当温位 - 850hPa面における相当温位} の値が負であることが対流不安定を知る目安となる。

図-3は6月19日21時の四国周辺の高層気象観測点間における相当温位と風の鉛直断面である。米子の地表面においては南寄りの風が観測されているが、各地ともに下層から上空まで南西～西寄りの風が卓越している。ほぼ南西から北東方向の鹿児島～米子間の断面は図の中央部が防予諸島周辺の伊予灘となる。この断面では850hPa面における342Kの暖湿気塊の流入が顕著に認められる。伊予灘から中国地方にかけて、高温



表-1 四国周辺の高層気象観測点における成層（6月19日21時）

観測点	相当温位分布による成層の概要	相当温位の最小域	$\theta_{e500} - \theta_{e850}(K)$
鹿児島	地表から600hPa面まで不安定	600hPa面	-1.22
福岡	地表から850hPa面までは安定しているが、850~700hPa面間是不安定	700hPa面	-1.92
米子	地表から850hPa面までは安定しているが、850~700hPa面間是不安定	400hPa面 (700hPa面も同程度の極小)	-0.22
潮岬	925~800 hPa面間の不安定が顕著	800hPa面	1.46

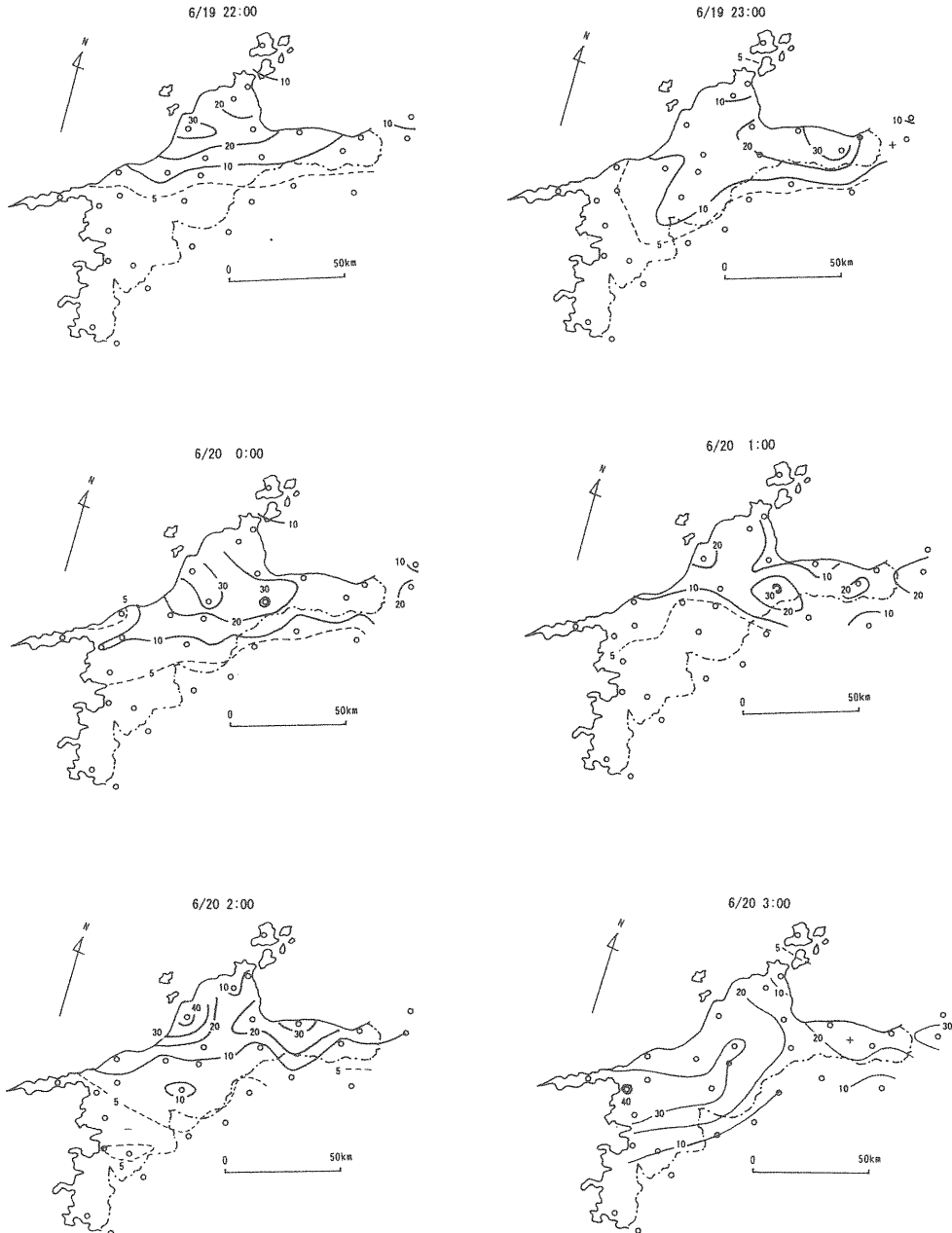


図-4 愛媛県地方における1時間降水量の推移（6/19 21:00～6/20 3:00）

多湿な気塊が相対的に低温で乾燥している気塊上を滑昇しており、温暖前線の性質を持つ二次前線が形成されていることが推察される。鹿児島～福岡間の925 hPa面においても344Kの暖湿気塊の流入が認められる。

表-1に四国周辺の高層気象観測点における成層の概要を示す。西日本各地は下層大気の成層が不安定で、暖気の流入によって対流雲が発達しやすい状況であった。

### III. 愛媛県地方における降水分布

愛媛県地方における降水は、19日の午前10時頃より南予地方と瀬戸内海の島嶼部から始まった。県内各地とも14時頃までは5 mm/h以下の弱い雨であったが、15時から16時の間に松山、今治、丹原の各地で20mm/hを超える雨量が観測されており、降水域もほぼ県下全域に広がっている。19日16時から同日20時にかけては顕著な短時間強雨は観測されていないが、21時には高縄半島北部の玉川で36mm/hの降水が観測され、そ

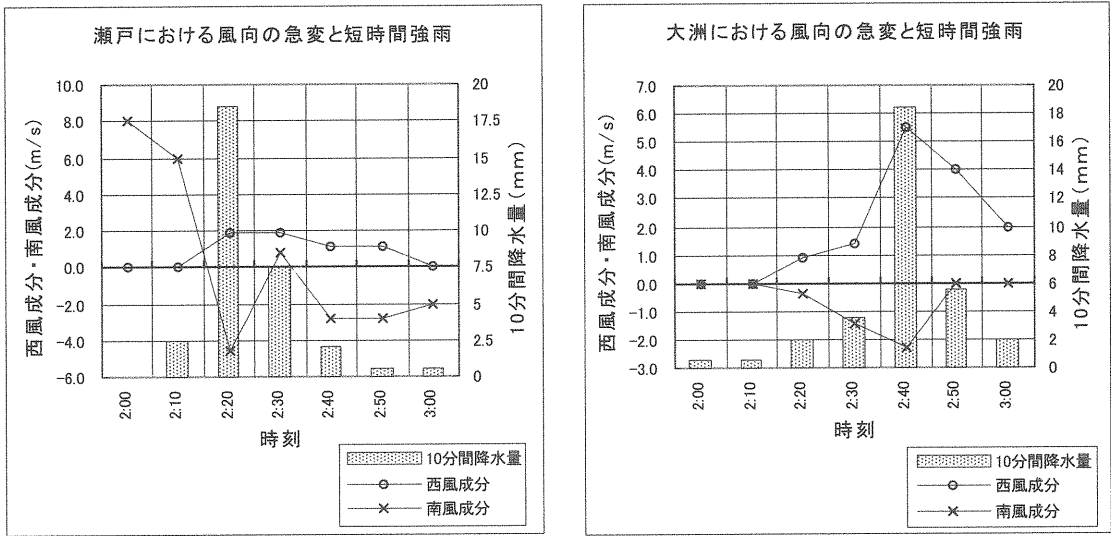
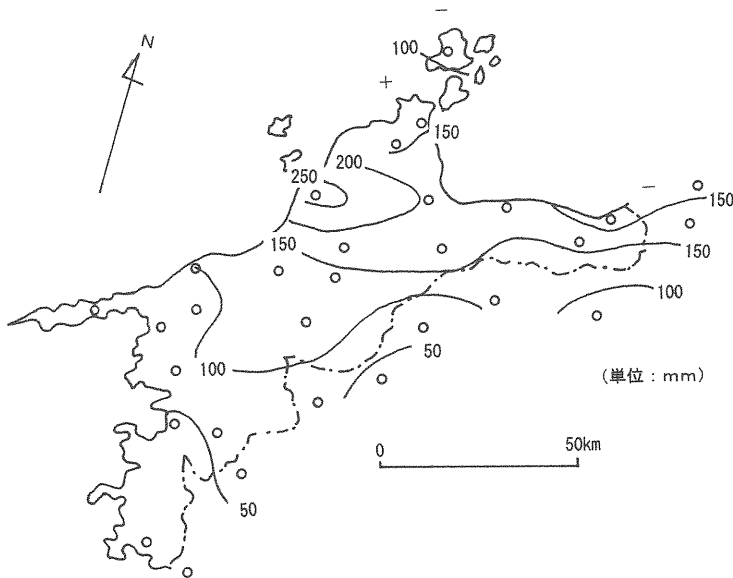
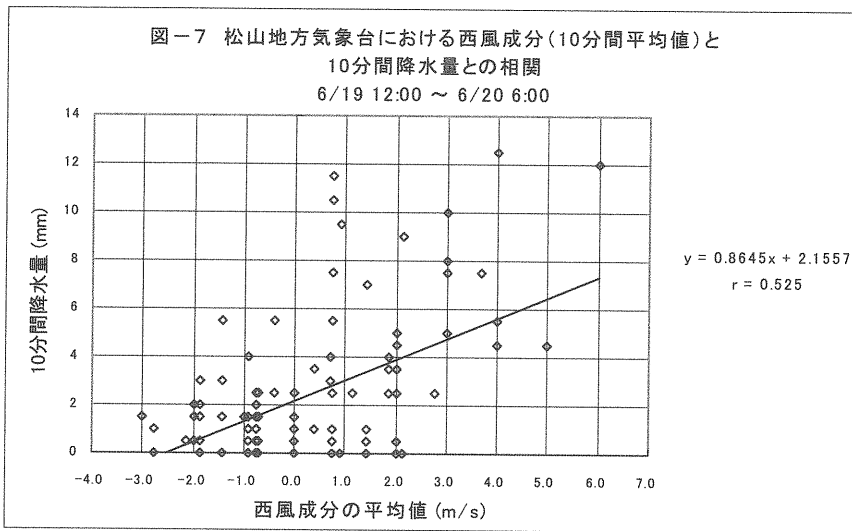


図-5 南予地方における風向の急変を伴う短時間強雨の例



○ … 気象官署 (地方気象台・測候所) および AMeDAS (地域気象観測所・地域雨量観測所)

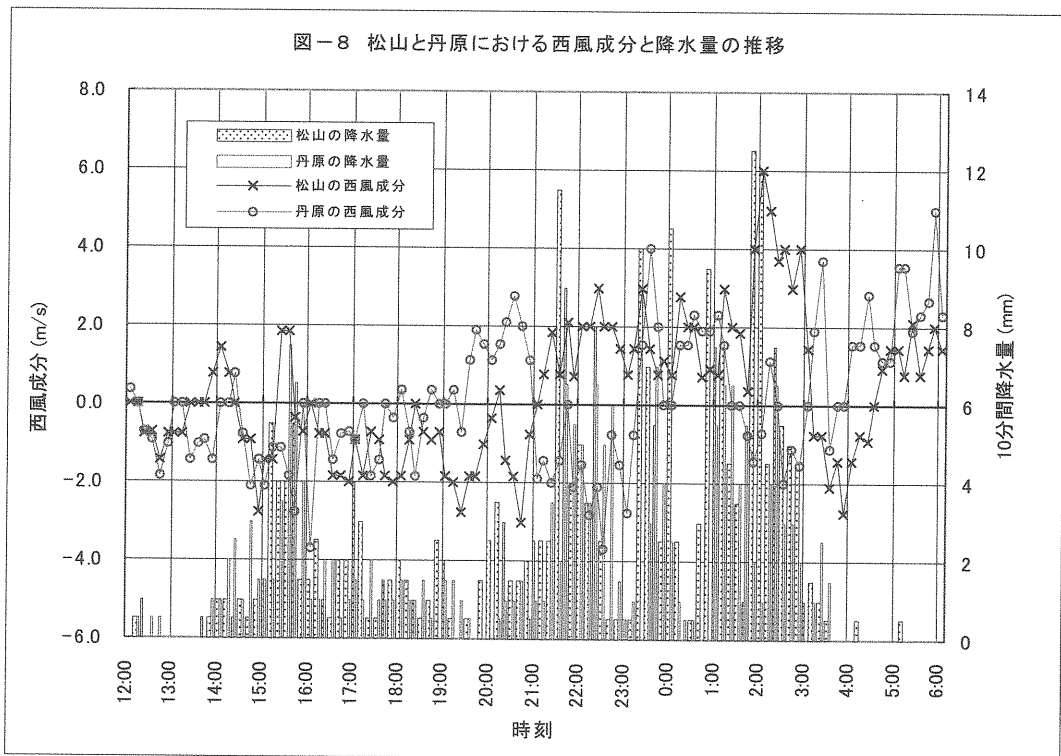
図-6 気象官署および AMeDAS による愛媛県地方の降水量 (6月19日11時～6月20日6時)

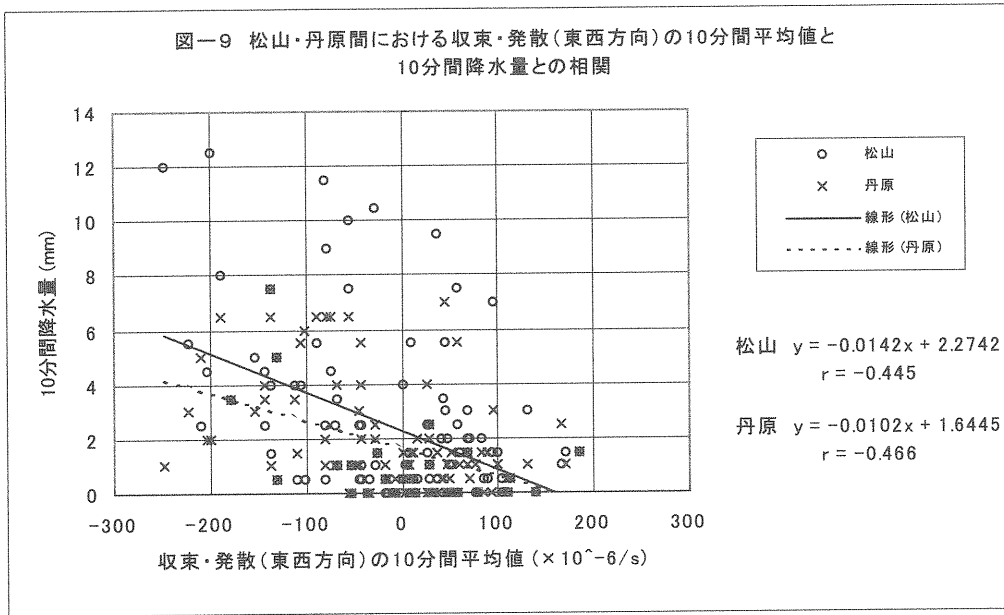


の後強雨域は中予地方の平野部から東予地方にかけて広がっている。松山における短時間強雨は19日の21時から20日の3時にかけての時間帯に集中しており、この6時間で178mmの雨量を記録している。この時間帯における愛媛県内の1時間降水量の推移を図-4に示す。最大1時間降水量は20日の1時から2時までの間に松山において観測された41mmである。20日の2時から3時の間に、南予地方の北部から中予地方の山間部にわたる広い範囲で30mm/hを超える雨量が観測され

ている。このときの南予各地の短時間強雨は図-5に示す通り、南風成分の減少と西風成分の増加<sup>注)</sup>で表される風向の急変を伴っている。

6月19日11時から20日6時までの愛媛県地方における降水分布を図-6に示す。松山地方気象台における総降水量は266mmに達し、県内の気象官署ならびにAMeDASの中で最大である。また、東予地方の広い範囲で150mmを超える降水量が観測されていることにも注目される。一方、南予地方では100mm以下で、宇





和島と御荘では50mm未満である。

$$\text{収束・発散} = \frac{U1-U2}{dx} + \frac{V1-V2}{dy} (s^{-1})$$

注) 風向を北を0°とした順転角度(時計回りの方向

の角度)  $\theta$ , 風速を  $V$  (m/s) とすると,

$$\text{西風成分} = -V \cdot \sin \theta \quad (\text{m/s})$$

$$\text{南風成分} = -V \cdot \cos \theta \quad (\text{m/s})$$

で表される。

#### IV. 松山地方の大雨の成因についての考察

松山においては、地上風の西風成分と降水量との間に有意な正の相関が認められる。これを踏まえ、松山周辺の地上風に着目して大雨の成因についての考察を進める。

##### 1. 松山・丹原間における大気の流れと降水との関連

###### a. 東西方向の収束・発散と降水

AMeDASのデータより松山と丹原の両地点における10分毎の西風成分と降水量との推移を図-8に示す。これより、両地点ともに降水のピーク時においては松山での西風成分が丹原におけるそれを上回る傾向があることが読み取れる。このことは、両地点間で地上風の収束が生じているときに大雨がもたらされていることを表している。

地上風の収束・発散は次式にて与えられる。

ここに、

U1: 東側の観測点における風の西風成分

U2: 西側の観測点における風の西風成分

dx: 上記2点間の東西距離

V1: 北側の観測点における風の南風成分

V2: 南側の観測点における風の南風成分

dy: 上記2点間の南北距離

この式によって得られた値が正の場合は発散、負の場合は収束となる。

これより松山・丹原間の10分毎の東西方向における収束・発散量を算出し、両地点の10分間降水量との相関関係を考察すると、両地点ともに収束量が増大すると降水量が増す傾向が認められ、5%水準のt検定の結果も有意である。

松山平野から道前平野にかけての地域における大気の流れをより小規模なスケールで把握し、短時間強雨と対応している収束域を特定するために、伊予消防署(伊予市)、松山空港、東温消防署(重信町)の各観測点における地上風と降水量のデータを用い、西風成分、南風成分、東西方向に隣接する観測点間における収束・発散のそれぞれと降水との関連について考察した。その結果を表-2、3および図-10に示す。

上述の3地点ともに西風成分と降水量との間に正の相関関係が認められる。この関係は沿岸部の伊予消防

表-2 松山周辺における地上風と降水との相関関係

6月19日12時～6月20日6時 松山地方気象台と丹原 AMeDAS 以外の観測点は毎正時のみのデータ

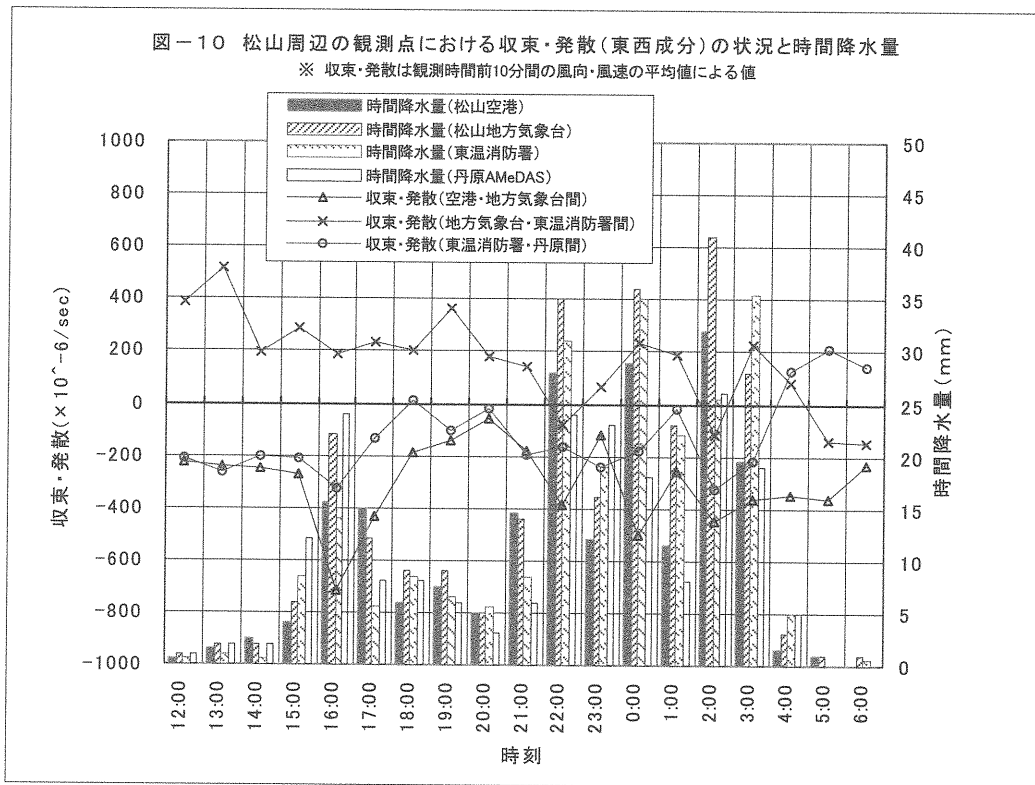
観測点	目的変数 y	説明変数 x	回帰式 y=ax+b	相関係数 r	データ数	5%水準の t検定の結果
伊予消防署	1時間降水量 (mm)	西風成分の1時間平均値	y= 4.59x+ 4.60	0.459	18	有意でない
		南風成分の1時間平均値	y=-2.04x+13.44	-0.391		有意でない
松山空港		西風成分の1時間平均値	y= 2.86x+ 4.37	0.521		有意である
		南風成分の1時間平均値	y= 0.39x+10.10	0.058		有意でない
東温消防署		西風成分の1時間平均値	y= 3.08x+ 6.83	0.344		有意でない
		南風成分の1時間平均値	y=-5.06x+ 9.60	-0.400		有意でない
松山地方 気象台	10分間降水量 (mm)	南風成分の10分間平均値	y=-0.39x+ 2.74	-0.144	109	有意でない
丹原 AMeDAS		西風成分の10分間平均値	y=-0.33x+ 1.75	-0.280		有意である
		南風成分の10分間平均値	y=-0.09x+ 1.83	-0.122		有意でない

※ 風向・風速は観測時前10分間の平均値で表される。毎正時のみの観測値しか得られなかった観測点の風に関するデータについては1時間前の観測値との単純平均値を1時間平均値として、積算値である1時間降水量との対応を考察したが、1時間のうち50分間の風のデータは無いため厳密な解析であるとは言えない。

表-3 松山周辺における地上風の収束・発散と降水量との相関関係

6月19日12時～6月20日6時 説明変数は2観測地点間における地上風の収束・発散(単位:  $\times 10^{-6}/s$ )

観測点	目的変数 y	収束・発散の1時間平均値 算出区間	回帰式 y=ax+b	相関係数 r	データ数	5%水準の t検定の結果
松山空港	左記観測点 における 1時間降水量 (mm)	松山空港・地方気象台間 (dx=6.9km)	y=-0.02x+ 4.92	-0.251	18	有意でない
			y=-0.03x+ 5.51	-0.276		有意でない
松山地方 気象台		地方気象台・東温消防署間 (dx=10km)	y=-0.02x+18.65	-0.278		有意でない
			y=-0.02x+16.86	-0.305		有意でない
東温消防署		東温消防署・丹原間 (dx=17km)	y=-0.04x+ 7.37	-0.474		有意である
			y=-0.04x+ 5.62	-0.592		有意である





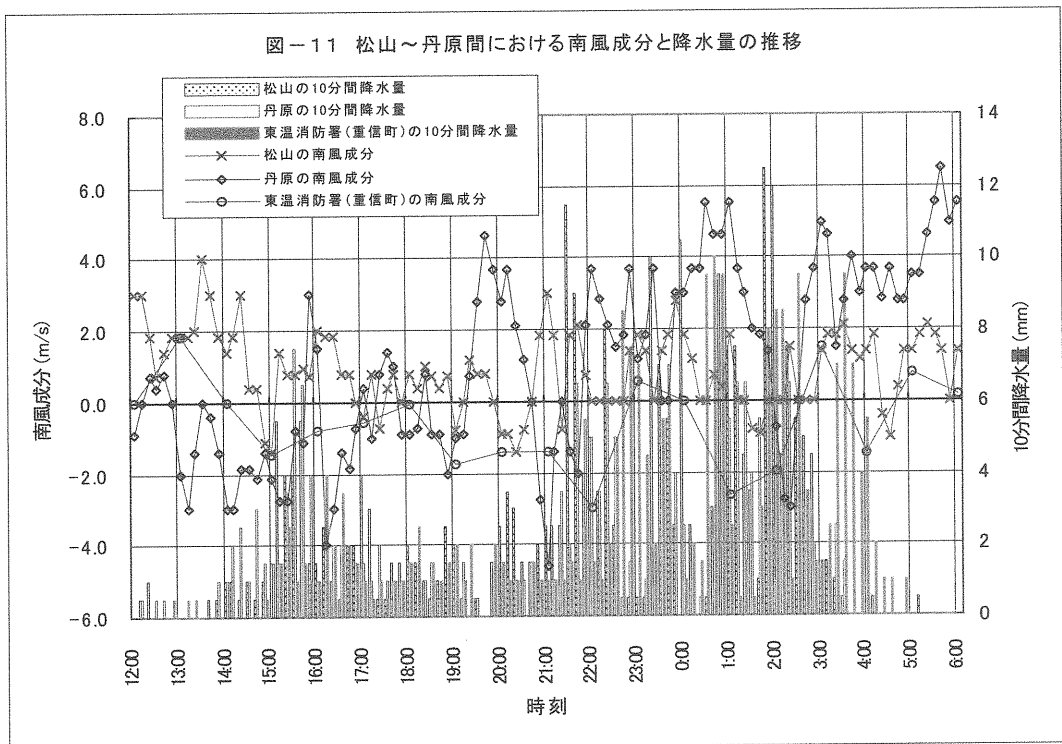
署と松山空港においてはかなり明瞭に現れているが、これらの相関係数について5%水準でt検定を行なった結果有意であると結論づけられるものは松山空港における値のみである。内陸の東温消防署（重信町）では有意でないものの南風成分が減少すると降水量が増加する傾向の方が強い。松山空港・松山地方気象台間、松山地方気象台・東温消防署間、東温消防署・丹原 AMeDAS 間のそれぞれについて東西方向の収束・発散量を算出すると、松山空港・松山地方気象台および東温消防署・丹原 AMeDAS 間では大雨が観測されている間は常に収束の場となっているが、松山地方気象台・東温消防署間は19日の22時と20日の2時を除き発散の場となっている。これは松山地方気象台で観測された地上風の西風成分が東温消防署におけるそれよりも弱いことによるものであり、原因として松山市の都市化（市街地の拡大と高層建築物の増加）と気象台の風上側に位置する城山の地形の影響によって風向・風速が乱されたことが考えられる。収束・発散量と降水量との相関関係は、東温消防署・丹原 AMeDAS 間において最も明瞭に現れており、5%水準のt検定の結果も有意である。

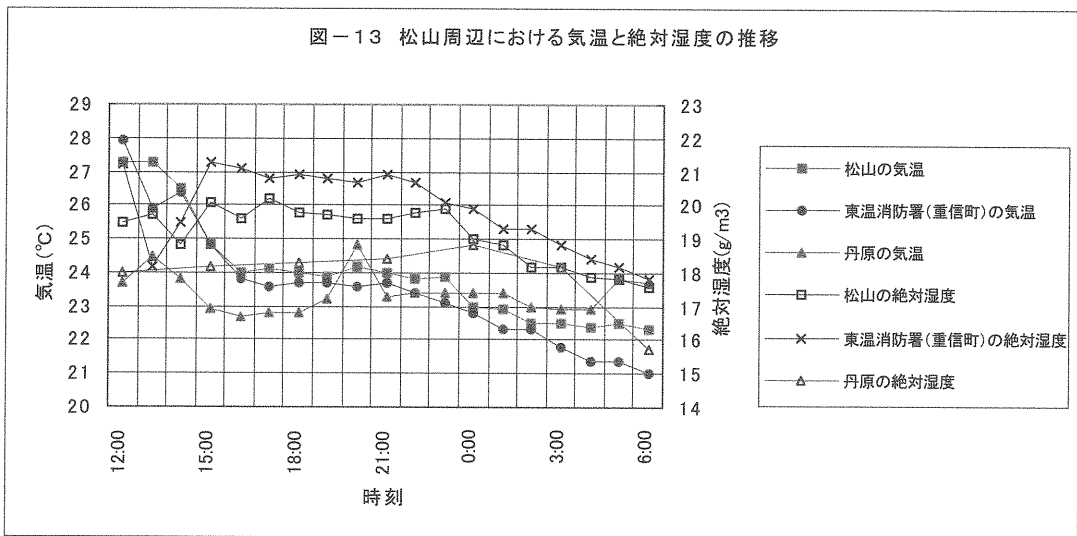
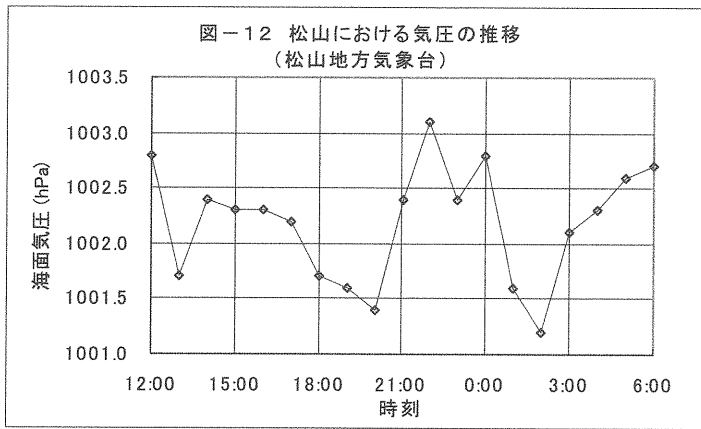
以上より、収束域は東温消防署・丹原 AMeDAS 間であると推定される。この区間は、東三方ヶ森（標高

1233m）を主峰とする松山平野と道前平野との分水嶺となっており、地形による西風成分の強制上昇の効果収束域の形成に寄与しているものと考えられる。

b. 収束点附近を中心とする局地的低気圧性循環と気圧・降水量との関連

東温消防署において南風成分が減少、すなわち北風成分が増加すると降水量が増す傾向が認められることより、収束点を中心とする反時計回りの低気圧性循環の存在とその強化による降水の増大の可能性が示唆される。松山地方気象台、東温消防署、丹原 AMeDAS の各観測点における南風成分と降水量との推移を図-11に、松山における気圧の推移を図-12にそれぞれ示す。収束点を中心とする反時計回りの低気圧性循環は、19日の16時頃、19時から20時過ぎ、22時頃、および20日の1時から2時頃にかけての時間帯に認められる。このうち、20日の1時から2時頃にかけては降水の極大ならびに松山における最低気圧にほぼ一致しているが、19日の22時頃については気圧は最も高い値を示しており、同じく19時から20時過ぎの時間帯については気圧は極小を示しているが降水量は少ない。このように、低気圧性循環の形成と気圧の極小、降水の極大は必ずしも一致していない。





c. 大気中の水蒸気量

松山とその周辺における気温ならびに {当該気温における飽和水蒸気密度 × 相対湿度 / 100} で算出される絶対湿度の推移を図-13に示す。絶対湿度は、収束の中心の風上側にあたる東温消防署における値が考察対象地点間で最も高くなっている。

(ケース1) 東西方向, 南北方向ともに松山・瀬戸間  
(ケース2) 東西方向については松山・安下庄(山口県屋代島)間

南北方向については安下庄・瀬戸間

これらの観測点の西風成分・南風成分より算出した伊予灘における収束・発散の推移と松山の降水量との対応を図-14(a), (b)に示す。松山における降水のピーク時においては、松山の西風成分が他の2地点の値を上回っている。伊予灘における東西方向の収束・発散量と松山の降水量との間には正の相関が認められ、西風成分によって東西方向が発散の場となっているときに降水量が増す傾向がある。このことは、大雨とほぼ対応している西風成分は伊予灘附近が発生源であることを示唆している。

2. 伊予灘における大気の動きと降水との関連

佐田岬半島の瀬戸では降水が始まる前から20日の午前2時過ぎまで南寄りの風が持続しており、南風成分は最大で10m/sを超えている。伊予灘における大気の動きと松山の降水量との関連については、松山の西風と瀬戸の南風に着目して考察を進める。

伊予灘における収束・発散の算出は、東西方向および南北方向のそれぞれについて行なった。これらの物理量の算出に用いた観測点は次の通りである。

南北方向については、松山・瀬戸間, 安下庄・瀬戸間ともに6月20日の午前2時過ぎまでほぼ常に収束の

図-14(a) 伊予灘における収束・発散と松山の降水 (1)  
東西方向・南北方向ともに松山・瀬戸間

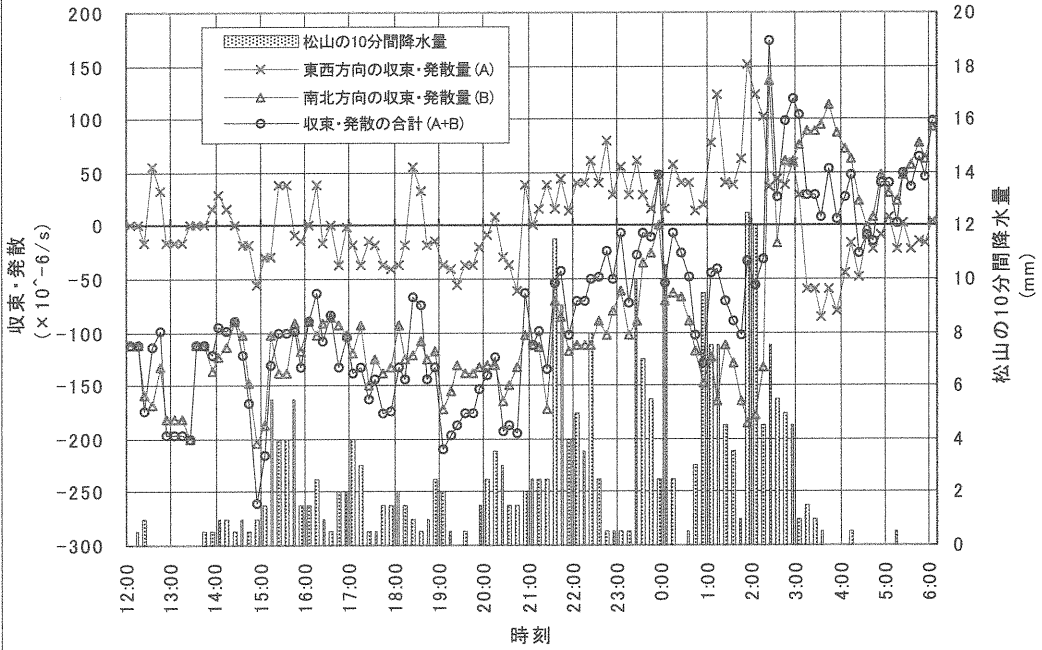


図-14(b) 伊予灘における収束・発散と松山の降水 (2)  
東西方向: 松山・安下庄間 南北方向: 安下庄・瀬戸間

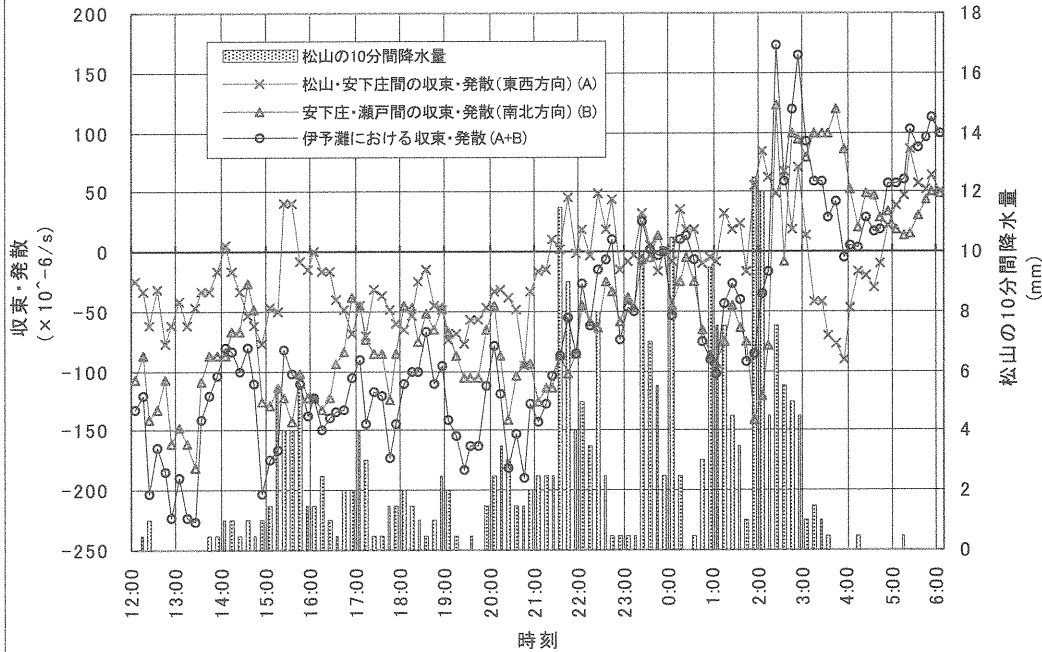
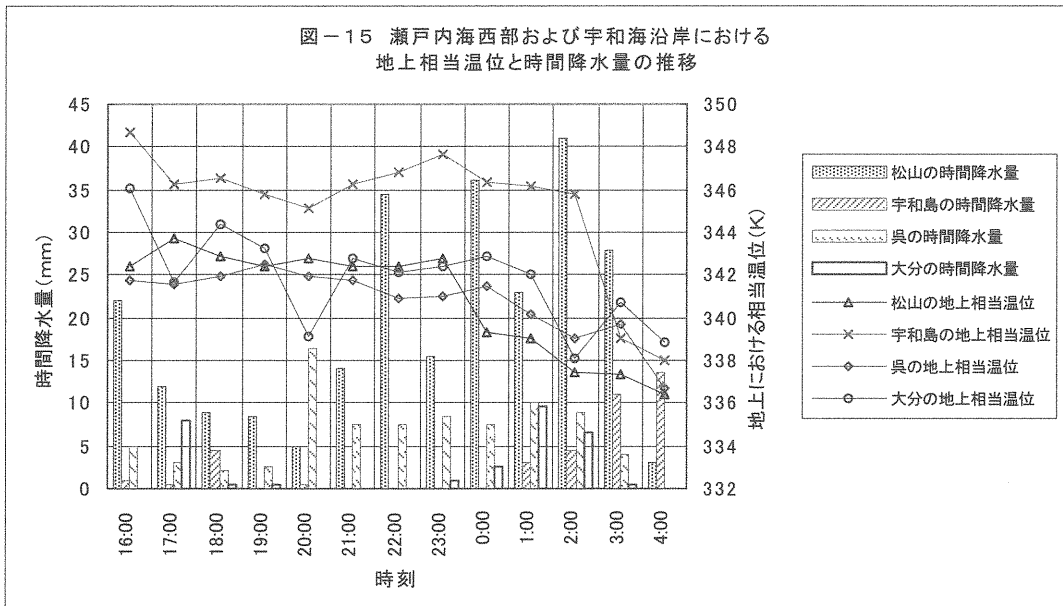


表-4 伊予灘における東西方向の地上風の収束・発散と松山の降水量との相関関係  
6月19日12時～6月20日6時 説明変数は2観測地点間における地上風の収束・発散 (単位:  $\times 10^{-6}/s$ )

目的変数 y	収束・発散の 10分間平均値算出区間	回帰式 $y=ax+b$	相関係数 r	データ数	5%水準の t検定の結果
松山地方気象台における 10分間降水量 (mm)	安下庄・松山地方気象台間 (dx=46km)	$y=0.028x+2.82$	0.411	109	有意である
	松山地方気象台・瀬戸間 (dx=49km)	$y=0.037x+2.17$	0.543		有意である

表-5 伊予灘における南北方向の地上風の収束・発散と松山の降水量との相関関係  
6月19日12時～6月20日6時 説明変数は2観測地点間における地上風の収束・発散 (単位:  $\times 10^{-6}/s$ )

目的変数 y	収束・発散の 10分間平均値算出区間	回帰式 $y=ax+b$	相関係数 r	データ数	5%水準の t検定の結果
松山地方気象台における 10分間降水量 (mm)	安下庄・瀬戸間 (dy=49km)	$y=-0.004x+2.21$	-0.090	109	有意でない
	松山地方気象台・瀬戸間 (dy=45km)	$y=-0.005x+2.04$	-0.127		有意でない



場となっている。東西方向の収束・発散量と南北方向のその値との合計を全方位の収束・発散量として算出すると、考察ケース(1)(2)ともに先述の時間帯まではほぼ収束の場として推移している。これは、伊予灘における南寄りの風の流入は西風成分による発散量を上回っていたことを示している。松山の大雨は、瀬戸における南風成分と松山の西風成分とが減少し、伊予灘が収束の場から発散の場へと変化することによって終息している。

以上より、宇和海から流入した気塊が伊予灘に滞留

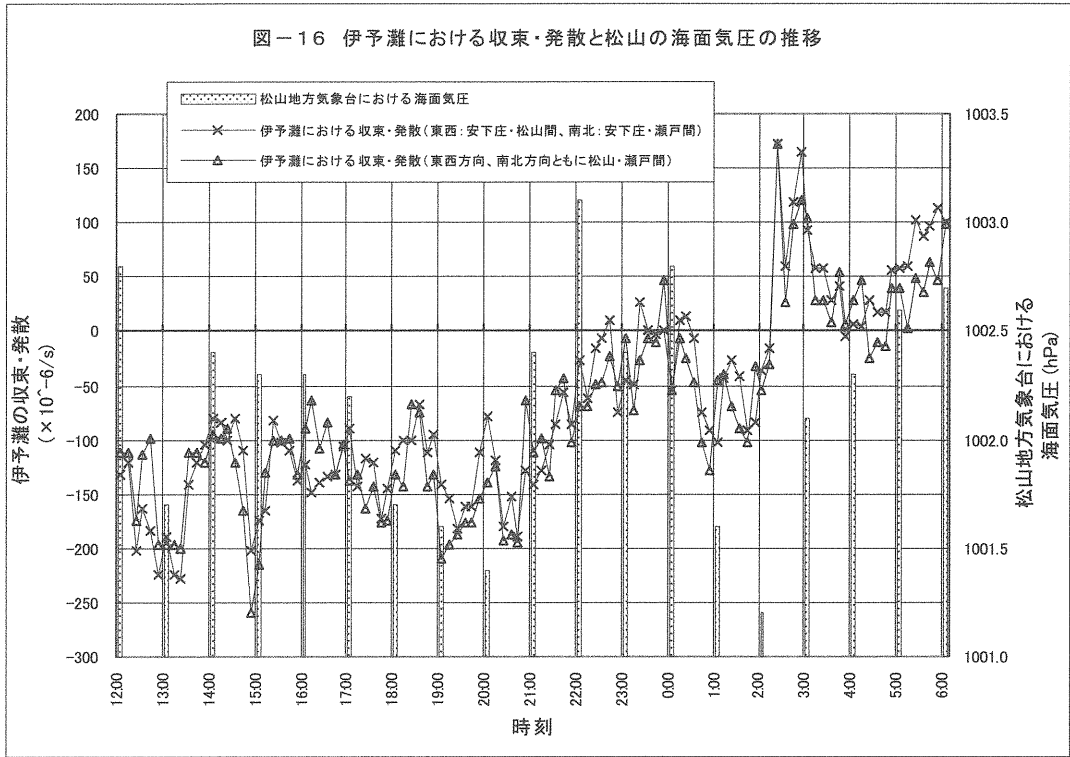
し、これが西寄りの一般流によって松山平野に流入することで大雨がもたらされたものと推察される。

### 3. 伊予灘附近に形成されていた局地前線

瀬戸内海西部ならびに宇和海の沿岸部の気象官署(松山, 宇和島, 呉, 大分)における地上相当温位と時間降水量との推移を図-15に示す。

伊予灘が南寄りの風による収束の場となっていた20日の2時までの間、宇和島における地上相当温位が比較対象地点間で最も高く、松山における値との差は最

図-16 伊予灘における収束・発散と松山の海面気圧の推移

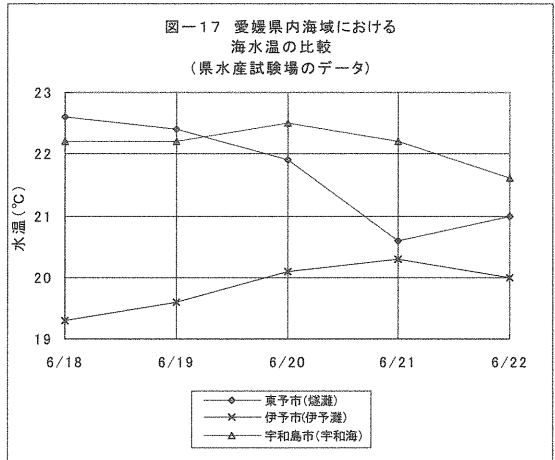


大で8.3Kに達している。これより伊予灘には収束に伴う局地前線が形成されていたことがわかる。この局地前線は鹿児島～米子間の鉛直断面で解析された二次前線に対応していると考えられる。伊予灘が収束の場から発散の場へと変化し、南予地方の各地で風向の急変と短時間強雨が観測された2時から3時の間に宇和島における地上相当温位は急激に低下し、宇和島・松山間の地上相当温位傾度は2 K弱にまで縮小している。

伊予灘における収束・発散量と松山における海面気圧の対応を図-16に示す。19日の14時から20時にかけて松山の気圧は低下し続けており、収束の持続による上昇気流の強化が示唆される。19日21時から20日0時にかけては収束量の減少にほぼ対応する形での気圧の上昇が認められる。その後、再び収束が強まるとともに気圧が低下し、短時間強雨の最大値が観測されている。収束の場から発散の場へと変化することによって局地前線は消滅し、気圧は上昇に転じている。

今回の大雨の期間中における伊予灘の海水温は19～20℃で推移しており、宇和海や燧灘に比較して2℃以上低いうえに周辺のAMeDAS地点で観測された気温よりも低い。このことを大気の下層における鉛直方

図-17 愛媛県内海域における海水温の比較 (県水産試験場のデータ)



向の熱輸送の観点のみから論ずれば、伊予灘に流入した海面近くの気塊は下から冷却されることによって上昇気流にはなりにくいと言える。当事例においては、暖湿気塊の収束の持続と併せて、収束域に滞留した気塊が一般流である西風成分によって相対的に高温な陸上に達することで地表面からの加熱を受け、上昇気流がさらに活発化した可能性が考えられる。

今回の豪雨発生メカニズムの概念は図-18のように表される。

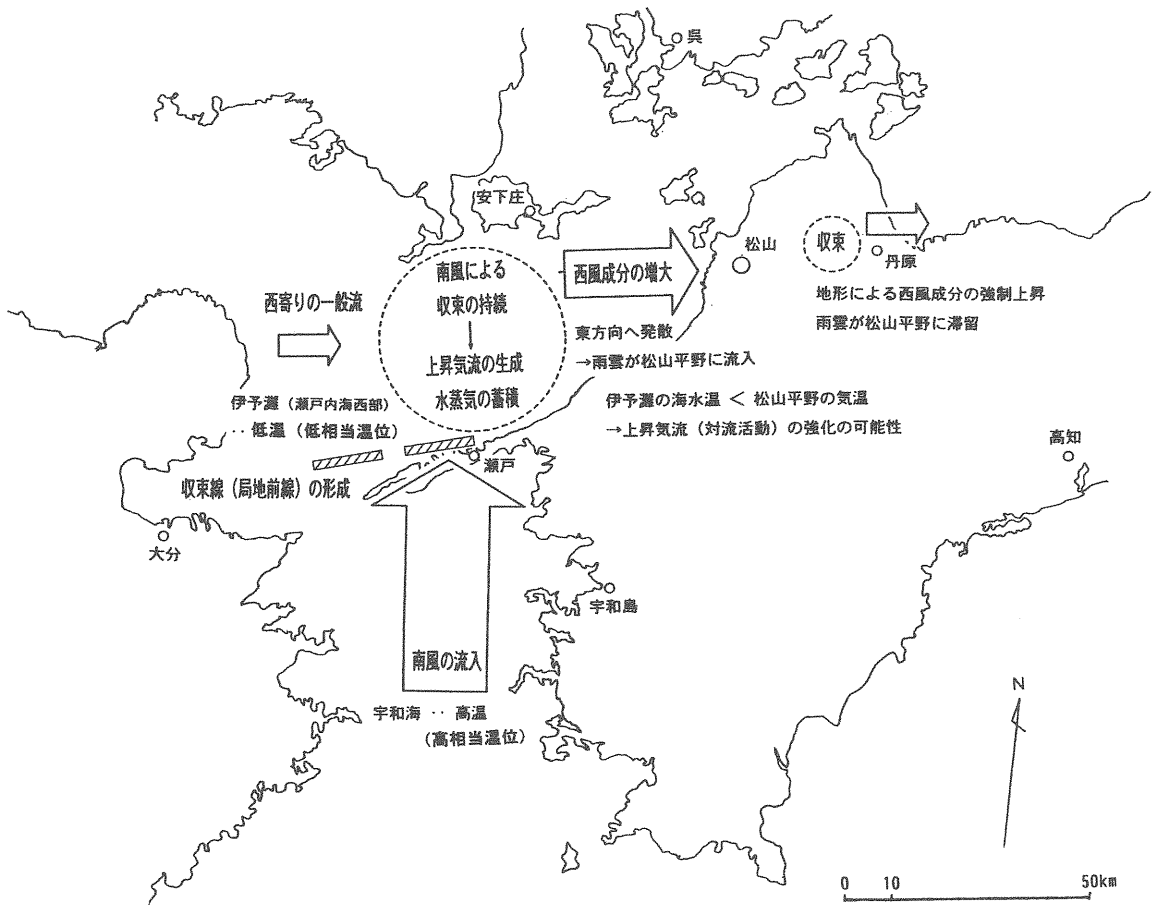


図-18 今回の豪雨発生のメカニズムの概念

## V. まとめ

西日本では850hPa面以下の下層大気における暖湿気塊の流入によって対流不安定となっていた。西日本における一般流は南西～西寄りの風であったが、宇和海では南寄りの風が持続しており、これによって伊予灘付近が収束の場となっていた。伊予灘における南寄りの風の流入は松山で短時間強雨の最大値が観測される時点まで続いていた。

松山における降水量は西風成分の強さにほぼ比例する傾向があり、伊予灘における東西方向の発散量と松山平野から道前平野にかけての区域における収束量との双方の間についても有意な相関関係が認められた。このことは、伊予灘の気塊が一般流によって松山平野に流入し、滞留することによって大雨がもたらされたことを示している。短時間強雨が集中している時間帯においては、松山・宇和島間の地上相当温位傾度が大

きくなっており、伊予灘付近には収束に伴う局地前線が形成されていた。

豪雨発生時における伊予灘の海水温は周辺の海水面や陸地に比べて低く、大気最下層における鉛直方向の熱輸送の観点からは上昇気流は生じ難い条件であったと言えるが、収束の持続による気圧の低下や発散の場へと変化することに伴う気圧の上昇が認められることより、暖湿気塊の流入と収束によって上昇気流が生成・維持されていた。併せて、この気塊が一般流によって相対的に高温な陸地（松山平野）に流入することで地表からの加熱を受け、上昇気流が活発化して対流雲の発達を促進した可能性が考えられる。

本研究の要旨は気象予報士会四国支部第11回例会（2002年2月 徳島市）にて発表した。

研究を進めるにあたり、愛媛大学法文学部地理学教室の深石一夫先生、気象予報士会四国支部の各位から

終始懇切なご助言・ご指導をいただいた。また、松山地方気象台，同松山空港出張所，伊予消防署，東温消防署，丹原消防署の各機関からは観測データを快く提供していただいた。心よりお礼申し上げます。

この小論を平成14年3月に退官される深石一夫先生に捧げます。

### 参考文献

岩下裕二（1999）1998年5月16日の徳島県内の大雨について（その1）－低気圧構造の視点から－ 気象庁研究時報51巻別冊

196-197

小倉義光（1999）一般気象学（第2版）40-77

気象庁予報部（2000）平成12年度量的予報研修テキスト 39-51

気象庁予報部（2001）平成13年度数値予報研修テキスト 9-11

一 広志（2001a）2001年6月19日から6月20日にかけての愛媛県地方の大雨について ～松山地方の地上風と降水を中心に～（中間報告）気象予報士会四国支部第9回例会発表資料 8ページ

一 広志（2001b）2001年6月19日から6月20日にかけての愛媛県地方の大雨について（2）気象予報士会四国支部第10回例会発表資料 13ページ

深石一夫（1993）愛媛の気候 愛媛県文化振興財団 224-236