中国・四国地方と瀬戸内海の夏季静穏日における GPS 可降水量の日変化と熱的局地循環

糟 谷 司*•川 村 隆 一**

要 旨

典型的な夏季静穏日を抽出し、中国・四国地方と瀬戸内海における GPS 可降水量の地域的な日変化傾向と熱的 局地循環について調査した。

日中の GPS 可降水量,日照時間,地上風の分布から,四国山地で2つ,中国山地で3つの小規模な熱的低気圧 の形成が見られた。両山地の可降水量の日変化とは全く対照的に,瀬戸内地域では海風卓越時に可降水量は減少, 陸風時には増加していた。瀬戸内海は中国山地と四国山地に挟まれることで,日中には内海と周囲の陸地との間で 顕著な熱的局地循環が形成され,その循環に伴う下降流が瀬戸内海上で卓越し,上空からの乾燥移流と海風による 水蒸気の水平発散が午後から夕方にかけての地上混合比の減少をもたらしていると示唆される。

日中に日本海側と太平洋側の沿岸部では海風の水平温度移流によって地上気温の上昇が抑制されるが,瀬戸内海 ではその抑制効果が働かず,15時~22時頃に瀬戸内地域は相対的に3°C程度高温となっている。内海と外洋間で生 じたこのような熱的コントラストが瀬戸内海上に最大1.3 hPa 程度の熱的低気圧を生じさせたと考えられる。

1. はじめに

中国・四国地方によって外海から隔離された瀬戸内 海では、その温暖な気候下での海陸風の存在は古くか ら知られており、根山(1982)、佐橋(1988)や宮田 (1988)が瀬戸内海地域の海陸風について過去の研究 をまとめている。鈴木ほか(1984)の報告によると、 日中は瀬戸内海上に海風の発散域、山陽側と四国の山 地に収束域が見られ、夕方の海風から陸風への転換時 に発散域が分断されて瀬戸内西部と中国山地に残り、 四国山地の収束域が四国沿岸に降りてくると指摘され ている。過去の研究の多くは瀬戸内地域を対象として 海陸風の挙動に着目しているが、中国地方・四国地方 全域を含めた広域の海陸風の実態は必ずしも詳しく調 べられていない。また、熱的局地循環に伴う水蒸気輸

* 富山大学大学院理工学教育部。

** 富山大学大学院理工学研究部.

-2010年9月8日受領--2011年1月17日受理-

© 2011 日本気象学会

送の日変化も明らかにされていない。

一方、関東地方や中部地方の熱的局地循環の研究は 多い(佐々木・木村 2001: Iwasaki and Miki 2001; Iwasaki 2004ほか)。たとえば、佐々木・木村 (2001) は夏季の静穏日7日間について3時間毎の GPS 可降水量を算出し、関東地方を中心に熱的局地 循環に伴う可降水量の日変化を調べている。彼らの研 究によると、山岳域では日中に可降水量が増加し、日 没後に減少すること,沿岸部では海風が侵入する日中 は内陸とは逆に可降水量は減少傾向を示すことを指摘 している。また、大橋・川村(2006)は夏季の静穏日 10日間について1時間毎のGPS 可降水量を算出し、 細かい時空間分解能で中部日本域での熱的局地循環に 伴う水蒸気変動の実態を明らかにしている。日中に中 部山岳域に収束した水蒸気が夜間に山岳上空で水平発 散している様子や,上空の水蒸気移流に伴う盆地上の 水蒸気漸増など細かい水蒸気変動を GPS 可降水量が 捉えていることを示している。さらに、北海道地方の 熱的局地循環は夏季静穏日においても一般風の影響を 強く受けていることが指摘されている(澤田・川村

2011年4月

中国・四国地方と瀬戸内海の夏季静穏日における GPS 可降水量の日変化と熱的局地循環

2010).

292

このように、地域は異なっていても、熱的局地循環 とそれに伴う GPS 可降水量の日変化の共通的な特徴 は明らかになりつつあるが、一方では、各地域特有の 興味深い可降水量の変化も見出されている。はたし て、内海をもつ中国・四国地方はどのような可降水量

の日変化が生じているのだ ろうか.また,最近,西日 本中心に夏季の深刻な渇水 が頻発している(藤部ほか 2008).夏の渇水時は太平 洋高気圧の勢力下で静穏日 のような気象状態が持続す る場合も多いので,渇水時 の典型的な水蒸気分布の動 態を知ることは,人工降雨 のような応用研究に対する 基礎的な知見を与えること が期待される.

そこで、本研究では夏季 静穏日における中国・四国 地方とその内海である瀬戸 内地域の① GPS 可降水量 の日変化傾向とその地域的 特徴を明らかにすること、 および② GPS 可降水量変 動から熱的局地循環の動態 を推定することを研究目的 とする.

2.使用データ・解析手 法

2.1 使用データ 解析対象日の抽出および 気象状況を知るために,地 上天気図と AMeDAS デー タから気温,風向・風速, 日照時間,気象官署データ から海面更正気圧を使用し た.GPS 可降水量の算出 には,GPS 観測データと 共に,気象官署の現地気 圧,AMeDAS データの気 温を使用した.GPS 可降 水量の精度検証のために高層気象官署(米子)のゾン デ可降水量を用いた。また、地上の水蒸気変動を考察 するために、気象官署の相対湿度と気温を使用し、地 上混合比を算出した。さらに、瀬戸内海の海面水温変 動の考察のために、第六管区海上保安部海洋情報部 (http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN6/suion/



第1図 a) 解析範囲と各観測点配直図.b)本論又中で時糸列を示す気象官者 鳥取,高松,高知,広島と津山盆地と三次盆地の位置.津山盆地は気象 官署津山の位置も示す.AMeDAS 観測点(白丸),気象官署(四角), GPS 観測点(黒丸),高層気象官署(三角)および標高(陰影)を示 す.

第1表 解析対象日13日間の平均日照時間,平均風速,平均気温,平均 GPS 可降 水量.平均とは解析対象領域での領域平均値であり,日照時間,風速,気 温は AMeDAS 観測点114地点から,GPS 可降水量は欠測のなかった() 内の地点数より求めた.

年	月日	日照時間 (時間)	風速 (m/s)	気温 (°C)	GPS 可降水量 (mm)
2000	7月19日	9.93	1.55	27.2	46.5 (127)
	8月5日	10.00	1.60	26.8	46.1 (123)
	8月25日	9.73	1.66	27.2	43.4 (125)
2001	7月24日	9.84	1.65	28.6	50.5 (126)
	8月16日	9.61	1.63	27.9	45.6 (118)
2003	8月22日	10.24	1.37	27.5	47.8 (129)
2006	8月4日	9.80	1.57	27.4	41.2 (189)
	8月6日	9.97	1.45	27.6	42.9 (189)
	8月24日	10.30	1.51	26.7	48.4 (189)
2007	8月15日	9.86	1.56	28.3	49.8 (191)
	8月16日	10.60	1.57	28.6	45.7 (191)
	8月17日	10.77	1.64	28.6	43.9 (191)
	8月18日	10.94	1.53	28.7	41.9 (190)

"天気"58.4.

suiontop.htm)の広島湾の海面水温データを使用した。本研究では高層気象観測データ以外は1時間値を 使用している。

2.2 解析手法

夏季静穏日における熱的局地循環に伴う GPS 可降 水量の日変化を考察するために,独特な地形条件下で 局地循環が形成されていると考えられる瀬戸内地域を 含めた中国・四国地方(東経132.0°~135.5°,北緯 32.5°~36.0°)を解析領域とした(第1図).領域内 には標高1,000 m級の山地からなる中国山地,2,000 m級の山地からなる四国山地が存在する.また,対 象領域の中央には瀬戸内海が位置している.解析領域 内の AMeDAS 観測点は114地点,気象官署は22地点, GPS 観測点は194地点である.

GPS 観測 データが使用可能であった1996年から 2007年の7,8月(計744日間)の中から,以下の条 件に基づき典型的な夏季静穏日を抽出する。抽出基準 は大橋・川村(2006)と同様である。

① 晴天日の抽出

解析対象領域内の全 AMeDAS 観測点の日平均日照 時間を求め、744日の中から上位10%(74日間)を 選定する。 られなかった日の排除

上記3条件で抽出された日(24日間)について GPS 可降水量を算出し,天気図では読み取れない 総観場の現象の影響を強く受けて,可降水量の日変 化がほとんど見られなかった日を排除する.

以上の4つの条件を基に、13日間(第1表)を本研 究の解析対象日とし、中国・四国地方における GPS 可降水量の日変化を考察する。

GPS 可降水量の算出には、マサチューセッツ工科 大学とスクリプス海洋研究所が共同で開発を進めてい る GAMIT (GPS At MIT) ver.10.32を使用した (King and Bock 2007).社団法人日本測量協会作成 の GPS 観測データ (RINEX 形式)から天頂大気遅 延量を算出し、次に天頂静水圧遅延量(気象官署の現 地気圧を基に算出)を差し引いて天頂湿潤大気遅延量 を求める。最後に、GPS 観測点近傍の AMeDAS の 気温データを用いて可降水量を算出した。なお、本研 究では1時間平均値の可降水量を算出している。

標高の高い観測点ほど GPS 可降水量の絶対値は小 さく,その傾向は1日を通して変わらない(佐々木・ 木村 2001).本研究の解析領域においても,GPS 可 降水量は標高に依存して最大で20 mm 程度の差が生

 広範囲にわたる一般風 が卓越する日の排除 選定した74日間につい て、解析対象領域内の全 AMeDAS 観測点の日平 均風速を求め、その値が 1979~2007年の同領域に おける日平均風速(1.69 m/s)よりも小さい日を 選定する。



④ 可降水量の日変化が見

2011年4月



じてしまうため、地域間の日変化傾向を比較する際に 考察しづらい。そこで、本研究では観測点ごとに GPS 可降水量の日平均値から毎時の偏差をとること で、GPS 可降水量偏差の日変化傾向を考察すること にする。

なお,本研究で算出した GPS 可降水量の精度を検 証するために,高層気象観測点の米子において,夏季 静穏日の抽出時に算出した24日間の09時と21時の 小さくなる傾向は先行研究の佐々木・木村(2001), 大橋・川村(2006),澤田・川村(2010)の結果と同 様である.大橋・川村(2006)では中部山岳全体で5 mm以上を示しているが,本研究の山岳部でも同様の 値を示した.気温の日較差を見ると,中国地方ではほ とんどの地域で日較差は11°C以上となっているが,岡 山県から兵庫県にかけての瀬戸内海沿岸部では10°C以 下となっている.四国地方では、山岳部で10~12°C,

GPS 可降水量とゾンデ可 降水量の比較を行った。比 較結果は r.m.s 偏差が2.51 mm,相関係数が0.97とな り,本研究で算出した GPS 可降水量は先行研究 と同程度の精度が得られて いると考えられる。

本研究では,熱的局地循 環を考察する際の前提とし て,山麓や内陸盆地を含め た集合体として,広義で 「山岳」を定義している。 関連して,「熱的低気圧」 も熱的小低気圧の集団とし て捉えている(木村 1994)。

- 3. 各気象要素の日変化
- GPS 可降水量と気 温の日較差

第2図aは解析対象日 (全13日間) で平均した GPS 可降水量の日較差で ある。比較のために気温の 日較差(第2図b)を併せ て示した. GPS 可降水量 の日較差を見ると、標高が 高い山岳部では4~6mm を示しており,四国山地の 東部では8mm以上を示す 観測点もあり,また,西部 にも日較差の極大域が見ら れる.一方,標高の低い平 野部・沿岸部では2~4 mm 程度である。日較差が 山岳部で大きく,沿岸部で



"天気" 58. 4.

沿岸部では8℃以下となっており、山岳部には東部と 西部に2つの極大域が存在し、可降水量日較差の分布 と類似した特徴が見られる。

3.2 気温の日変化

第3図に気温分布の全13日間の合成図(13時,15時,17時,19時)を示す.なお,気温は一般的な対流 圏下層の気温減率(6.5°C/km)で高度補正を行って 夜間には気圧の上昇が遅れている。その低圧部の中心 付近の岡山県や香川県の沿岸部では、日本海側や太平 洋側の沿岸部と較べて、19時には1~1.3 hPa 程度低 くなっている。領域全体の地上風は、沿岸部では18時 頃までは海風、19時以降は陸風に変わっており、内陸 部でも同様の時間帯に谷風から山風もしくは静穏な状 熊へと変化している。

いる。領域全体では13~15 時頃に最高気温を示してお り,内陸部で特に気温が高 くなっている。15時では瀬 戸内側よりも太平洋側の沿 岸域の方が気温は低くなっ ている、17時、19時にかけ て全体的に気温は低下して いくが,日本海側および太 平洋側の沿岸部よりも瀬戸 内地域で気温の低下が遅れ ている様子が顕著である。 特に,岡山県や香川県の沿 岸部では他の沿岸部に比べ 3℃程度高温となってい る.

 3.3 海面更正気圧と地 上風の日変化

第4図に海面更正気圧と 地上風の合成分布図(13 時,15時,17時,19時)を 示す。13時頃に津山盆地周 辺に等圧線が閉じた低圧部 が見られ,その後は領域全 体で海面更正気圧が低下し ており,内陸部では熱的低 気圧が発達していると思わ れる. 津山盆地周辺の低圧 部の気圧は16時、17時に最 も低くなっていることか ら,熱的低気圧の最盛期は この時間帯であると考えら れる。19時以降は領域全体 で気圧が上昇していくが, 15~22時頃に瀬戸内地域で は日本海側や太平洋側の沿 岸部と較べて気圧が低く,

36° 36° 15 h 13 h 35° 35° 34° 34 33° 33° 132° 133° 134° 135° 132° 134° 133° 135° 36° 36° 17 h 19 h 35° 35° 34° 34 33° 33° 134° 135° 135° 132° 133° 133° 134° 132° 5m/s 1 0 0m/s 1600 (m) 0 400 800 1200

第4図 13~19時(日本標準時)の海面更正気圧,風向・風速の空間分布図.等 値線は海面更正気圧を示し,0.25 hPa間隔.ベクトルは風向・風速を 示し,風速が0m/sのときは白丸.黒四角は気象官署を示す.陰影は 標高を示す.

Sea level pressure & Surface wind

本研究の解析領域では,第1図に示されるように毎 時の地上気圧を観測している気象官署のほとんどが沿 岸部に位置しているために,日中に内陸部で発達する 熱的低気圧は捉え切れていないと考えられる.第4図 の津山盆地周辺に見られた熱的低気圧もそこに低気圧 の中心があるとは限らない.特に四国地方では,日中 の沿岸-内陸間の気圧傾度が全く確認できない.しか に伴う水蒸気の収束が起こっていると予想されるが, その点については第4節で考察する。内陸部では山風 が見られるが,標高の高い山岳では静穏となっている 観測点が多い.

その後,陸風から海風に交代するのに伴い,可降水 量は領域全体で徐々に増加していく。13時になると可 降水量は全体的に0~2mmの正偏差を示しており,

し,海陸風の日変化は見ら れていることから,海陸間 で熱的コントラストが生じ ることによって,内陸部で は日中に熱的低気圧が形成 されていることが示唆され る.

3.4 GPS 可降水量の日 変化

第5図にGPS可降水量 と地上風の合成図(07時, 15時,17時,19時)を示 す.GPS可降水量は観測 点毎に日平均値からの偏差 で示している.

夜間に可降水量は減少す る傾向を示しており、07時 では領域全体で可降水量 は-3~0mmの負偏差を 示し,標高の高い山岳部で より顕著である。同じ時間 帯に山岳部では可降水量の 極小期を迎えている. 一 方, 瀬戸内海の島およびそ の周辺の沿岸部では0~2 mm 程度の正偏差を示して おり,山岳部とは対照的に 漸増あるいは一定値を保つ ような傾向を示している. また,日本海側や太平洋側 の沿岸部と較べると瀬戸内 地域の可降水量は1~2 mm 程度多くなっている. 瀬戸内地域の沿岸部での地 上風は陸風となっており, 瀬戸内海上に陸風の収束域 が形成されるために,陸風



第5図 07~19時(日本標準時)のGPS可降水量偏差と風向・風速の空間分布 図. 陰影でGPS可降水量偏差を示す.間隔は1mm.ベクトル,白丸 は第4図と同じ.

"天気" 58. 4.

山岳部で特に大きい値となっている.一方,瀬戸内地 域では一部に負偏差域が現れ,07時と較べて可降水量 は減少している(図略).15時になると,山岳部では さらに可降水量が増加し,四国山地には東部と西部に 3 mm を超える正偏差の極大域が見られ,中国地方の 山岳部にも 2 ~ 3 mm 程度の 3 つの極大域が出現して いる.5 つの極大域に向かって地上風の収束が生じて おり,海風,谷風によって山岳部に輸送された水蒸気 によって可降水量偏差の極大域が形成されたことが示 唆される.

以上の特徴から,15時頃を中心にして、少なくとも 四国地方で2つ、中国地方で3つの小規模な熱的低気 圧の形成および発達が推測される。一方、瀬戸内地域 では負偏差域が広がっており、可降水量の減少が顕著 に見られている。瀬戸内地域の沿岸部でも地上風は海 風となっており、07時の場合とは逆に瀬戸内海上に海 風の発散域が形成されていると考えられる。鈴木ほか (1984) でも、日中に瀬戸内海上に海風の発散域が形 成されることが報告されており、海風の水平発散と可 降水量の減少は密接に関連していると考えられる。

17時になると、山岳部で可降水量が極大期を迎え、 中国山地では3mm以上の、四国山地では4mm以上 の正偏差域が見られる。15時では四国山地に2つの、 中国山地では3つの極大域が見られていたが、17時に はそれらは互いに結合している。対照的に、瀬戸内地 域では極小期を迎えており、瀬戸内海の島では-2 ~-1mmの負偏差となっている。

18時からは領域全体で可降水量が漸減していくが, 四国中央部では、15時に見られた東西2つの極大域に 挟まれた中央部で新たな1つの極大域が形成される。 その傾向は特に19時に顕著で、1~2mmの正偏差が 拡がっている。中国地方では全体的には、0~2mm の正偏差域が広がっているが、21時以降は領域全体で 可降水量が減少していき、24時にはほぼ全域で負偏差 となる(図略)。

3.5 日照時間の日変化

第6図に日照時間の合成図(12時,13時,15時,17 時)を示す。日照時間は百分率で示しており,ある観 測点で観測時間1時間前からの日照時間が1時間であ れば100%である。

10時頃に領域全体で90~100%の値を示しているが、 12時頃になると三次盆地周辺の山岳部、兵庫県の内陸 部、四国地方の東西の山岳部で日照時間が若干低下し てくる.13時には津山盆地周辺でも日照時間が低下し 始め、15時になると中国・四国地方の両内陸部で90% 以下となり、山岳部で特に低い値をとっている。さら に17時では中国山地の中央部で60%、四国山地の東部 では30%以下となっている。15時から17時の GPS 可 降水量の合成図と比較してみると、可降水量偏差の極 大域と日照時間の極小域の地理的位置はほぼ一致して いる。

この理由として、内陸部の熱的低気圧の発達によ り、山岳部に水蒸気が収束するのに伴い雲量が増加し た結果、日照時間が減少した可能性が考えられる。千 葉・高橋(2003)は春季静穏日に四国上空で見られた 雲の変化について調べており、朝方に沿岸部に隣接す る岬や高地で積雲群が生じ、海風、谷風の発達と共に 内陸部でも雲域が形成され、午後には四国山地の熱的 低気圧に地上風が吹き込み、午後遅くには四国地方の 脊梁山脈を中心に雲が広範囲に集積したことを示して いる。本研究でも、千葉・高橋(2003)と同様の傾向 を日照時間の分布が間接的に示していると考えられ る。18時、19時になると日没のために領域全体で日照 時間は急激に減少する。

解析対象日の13日間の内,夕方頃に内陸山岳部で局 所的に降水が観測される事例が少なからず存在した が,事例毎にかなり地理的分布が異なるため,降水分 布の図示は本論文では省略する.

4. 地域別の GPS 可降水量の日変化の特徴とその 考察

4.1 山岳部

山岳部(あるいは山麓)のGPS 可降水量の日変化 傾向は早朝に最小値をとり、その後、正午頃から急増 し、夕方に最大値をとった後は減少している. このよ うな可降水量の日変化傾向は佐々木・木村 (2001), 大橋・川村 (2006) や澤田・川村 (2010) の結果と矛 盾しない. 先行研究では, 日中の山岳部における可降 水量の増加は地表面からの蒸発と海風、谷風の水平移 流による湿潤空気の下層収束が指摘されている。本研 究でも, 地表面からの蒸発量が山岳部の可降水量の増 加に寄与していることは考えられるが、本研究の解析 領域では、先行研究と較べて沿岸部から山岳部までの 水平距離が短く,短時間に海風と谷風の複合によって 水蒸気が山岳部まで達すると考えられる。四国山地の 可降水量偏差の極大域が東部と西部に見られる原因と しては,両地域が内陸部で発達する小規模な熱的低気 圧の中心であり,海風または谷風の地上風収束域と



線)で日照時間を示し、10%間隔。等値線(灰色実線)は標高を示し、 400 m 間隔。

なっているため、水蒸気収束によって可降水量の極大 域が形成されたと考えられる.言い換えれば、GPS 可降水量が熱的低気圧の存在の可視化に有効であると 考えられる.海面更正気圧分布(第4図)から熱的低 気圧が確認できなかったのは、山岳部での地上気圧観 測データの不十分さに依っている.

大橋・川村(2006)では、日中の熱的局地循環に よって山岳上空に輸送された水蒸気が夜間に水平発散

し、それに伴い GPS 可降 水量も緩やかに減少する様 子を示している。本研究で も夜間(19時に明瞭)に四 国地方の中央部,および中 国山地の一部で可降水量が 緩やかに減少する様子が見 出されている。四国地方に 注目すると,日中の熱的低 気圧の発達に伴う四国山地 の2つの可降水量偏差の極 大域を中心に水蒸気が山岳 上空へ輸送された後,夜間 には一般風による移流など で,四国地方の中央部では 他の地域よりも可降水量の 減少が緩やかになった可能 性が考えられる.

4.2 瀬戸内地域

合成偏差図(第5図)か ら、瀬戸内地域のGPS可 降水量の日変化傾向として は、山岳部で可降水量の極 小期を示す07時頃では、瀬 戸内地域では若干の増加傾 向、または一定値を保つ傾 向を示しており、一方、山 岳部で極大期となる夕方に は瀬戸内地域は反対に極小 期となっていた。

瀬戸内地域の可降水量の 一般的な日変化傾向の詳細 を明らかにするために,瀬 戸内地域のGPS観測点 (第7図)について,沿岸 部の観測点10地点と瀬戸内

海の島の観測点15地点の GPS 可降水量,および気象 官署10地点の地上混合比の時系列の合成図(第8図 a)を作成した.なお,沿岸部の GPS 観測点はそれ ぞれ気象官署の最も近傍に位置している観測点を選択 した.また,瀬戸内地域の可降水量の日変化と日本海 側,太平洋側沿岸部および山岳部の可降水量の日変化 を比較するために,海岸の最寄りの GPS 観測点を基 準に日本海側沿岸部で12地点,太平洋側沿岸部で14地

"天気"58.4.



点を選び、山岳部の GPS 観測点は標高順に10地点を 選び、時系列の合成図(第8図b)を作成した。

第8図aを見ると,瀬戸内海沿岸部と島の可降水 量の日変化傾向は類似しており,午前中は漸増また は,一定値を保つ傾向を示し,正午頃から急減し夕方 に極小となって,その後22時頃までに可降水量は午前 中と同程度の値まで回復している。しかし,日較差は 島の観測点の方が大きく(2.7 mm),正午頃の可降水 量が急減し始める時刻も島の方が早い。また,島の観 測点では08時頃に,沿岸部の観測点では12時前後に極 大値をとっているが,合成図作成時に用いた個々の観 測点においても,若干不明瞭ではあるが,同時間帯に 極大期を迎える傾向は確認されている。地上混合比の 変動傾向も可降水量のそれと良く一致しているが,可 降水量に対して地上混合比の日変化は2,3時間程度 先行している。

瀬戸内地域にはゾンデ観測点がないため混合比の鉛 直プロファイルは不明であるが、瀬戸内海沿岸部で海 風時に可降水量が減少し、陸風時に増加していたこと からも、瀬戸内地域における可降水量の日変化には地 上風の収束(陸風)と発散(海風)による地表付近の



8 図 a) 旗戸内地域のGPS 市陣水重偏差と 地上混合比の日変化の合成図(横軸は日 本標準時). 瀬戸内地域の沿岸部の観測 点のGPS 可降水量(黒実線),島の観 測点のGPS 可降水量(灰色実線),沿 岸部の地上混合比(点線)を示す.b) 日本海側,太平洋側沿岸部および山岳部 のGPS 可降水量偏差の日変化の合成 図.山岳部(黒色実線),太平洋側沿岸 部(灰色実線),日本海側沿岸部(点線) のGPS 可降水量を示す.

水蒸気の変動が大きく寄与している可能性が高いと言 える.また,沿岸部の観測点よりも島の観測点で可降 水量の日較差が大きく,正午頃からの可降水量が急減 し始める時刻が早かったのは,瀬戸内海上に形成され る海陸風の収束・発散域の中心に近いという地理的位 置が関係していると考えられる.

次に,第8図bの日本海側および太平洋側沿岸部 の可降水量の日変化を見てみると,太平洋側沿岸部で は01時から07時にかけて2mm程度減少しているもの の,両沿岸部では日中に漸増し,17時に極大を迎えた 後は漸減している。日較差は両沿岸部共に2mm程度 である。両沿岸部では瀬戸内地域で見られた正午から の減少傾向および,午前中の漸増または一定値を保つ 傾向は見られず,瀬戸内地域の可降水量の日変化は沿 岸地域の中でも非常に特異であると言える。一方,山

299

岳部の可降水量の日変化は日中に大きく増加し,17時 に極大値を示した後は夜間に減少しており,日較差は 約4mmで沿岸部のほぼ2倍となっている.

日変化の位相差に注目すると、山岳部と瀬戸内地域 では、ほぼ逆位相になっていることは興味深い。中国 山地と四国山地に瀬戸内海が挟まれることが、内海と 周囲の陸地との間で顕著な熱的局地循環を形成し、そ の循環に伴う水蒸気輸送の日変化が GPS 可降水量に 反映されていると考えられる。日中に瀬戸内海では海 面からの蒸発が生じていると推測されるが、それにも かかわらず地上混合比が減少する理由として、熱的局 地循環に伴う下降流が瀬戸内海上で卓越し、上空から の乾燥移流と下層での水蒸気発散が寄与していると思 われる。

5. 瀬戸内海上の副次的な熱的低気圧

15~22時頃に瀬戸内地域では日本海側や太平洋側の 沿岸部に較べて海面更正気圧が低くなっており,その 低圧部の中心の岡山県や香川県の沿岸部では日本海側 や太平洋側沿岸部と較べて1.0~1.3 hPa 程度低く なっていた(第4図参照).また,気温分布の合成図 (第3図)によると,同じ時間帯に瀬戸内地域で気温 の低下が遅れている様子が見られており,岡山県や香 川県の沿岸部では他の沿岸部と比べて3℃程度高温と なっている.

以上の特徴の詳細を調べるために、日本海側沿岸 部,瀬戸内地域、太平洋側沿岸部のそれぞれの沿岸部 に位置している気象官署鳥取、高松、高知の海面更正 気圧と気温の日変化を第9図に示す.

海面更正気圧の日変化(第9図a)を見ると,鳥取 や高知では早朝から低下し始めて,15時に止まり,18 時まで一定値を保った後に上昇している.高松でも15 時まで低下しているが,その後も低下速度は緩やかに なっているものの,18時に極小となるまで気圧の低下 は続いている.また,早朝から15時までの低下速度は 他の2地点と較べて速くなっている.高松は18時では 他の2地点に較べて1.3 hPaの気圧差が生じている.

次に気温の日変化(第9図b)を見ると,鳥取と高 知では06時頃から上昇するが,10時頃には止まり,15 時頃までほぼ一定の値を保った後は緩やかに低下して いる.高松では06時の時点で他の2地点に較べて 1~1.5℃程度高温となっているが,気温が上昇し始 め,15時に極大となるまで上昇し,その後緩やかに低 下している.地点間の気温差が大きい(2~3℃程 度)のは15~19時頃であるが,ほぼ同様な時間帯で地 点間の気圧差も最大となっている。鳥取や高知で気温 の上昇が10時頃から抑制されているのは,同時間帯に 海風が卓越し始めている事実から,海風による水平温 度移流が気温の上昇を妨げていると考えられる。高松 においても海風の侵入は確認できるが,鳥取や高知に 較べて風速は小さく,そのため,高松では海風による 温度上昇の抑制効果が小さかった可能性がある。下降 流による断熱昇温の寄与も部分的にあるかもしれな い.

熱的局地循環に伴う海風が消滅する19時以降におい ても、鳥取や高知に較べて高松の高温傾向は持続して いるため、このような気温変化の違いは、瀬戸内海の 海面水温が影響している可能性が示唆される. 高松近 傍の海面水温観測データが理想的であるが、入手可能 な地点として、第10図に広島湾の海面水温の日変化を 示す.併せて気象官署広島の気温変化も示す. 気温は 06時頃から上昇し始めて、14、15時に極大となった



正気圧の日変化(横軸は日本標準時). 気象官署鳥取(黒実線),高松(灰色実 線),高知(点線)を示す.b)第9図a と同じ.ただし,気温の日変化.

14

後,緩やかに低下しており,高松と非常に似通った特 徴を示している。一方,海面水温は午前中は緩やかに 低下しているが,正午頃から上昇し始め,18時に極大 となった後は緩やかに低下している。海面水温が極大 となる18時には気温は既に低下し始めているが,その 低下率は午前中の気温上昇率よりも緩やかである。

以上の特徴をまとめると,日本海側および太平洋側



第10図 広島湾の海面水温および気象官署広島における気温の日変化(横軸は日本標準時).海面水温(SST:黒色実線)と地上気温(SAT:点線)を示す.海面水温は解析対象日の全13日間の内,利用可能な7日間のデータを合成して使用した。

沿岸部では海風の水平温度移流によって10時頃から気 温の上昇が抑えられるが,瀬戸内地域ではその抑制効 果は不明瞭である.また,瀬戸内地域では夕方に海面 水温が極大になることも影響して,日本海側や太平洋 側の沿岸部よりも地上気温の低下が遅れ,15~22時頃 には瀬戸内地域で相対的に高温となる.関連して,海 面更正気圧も低くなり,瀬戸内海上に山岳部で生じる 熱的低気圧とは異なる,副次的な熱的低気圧が形成さ れていると考えられる.

副次的な熱的低気圧と地上風の関係を見るために, 第11図に東経134 付近に沿った AMeDAS 観測点の地 上風の緯度一時間断面図を示す.併せて気温も示す. 日中に気温が上昇すると海風や谷風が卓越し,山岳部 で地上風が収束している様子が見られる.一方, 01~07時頃には陸風や山風が卓越しており,山岳部で 発散,瀬戸内地域で収束している.18時以降に注目す ると,瀬戸内地域で気温の低下が遅れており,夜間に は瀬戸内地域が最も気温が高くなっている.このよう な特徴的な気温分布は,瀬戸内海と外洋間の熱的コン トラストを反映していると考えられ,瀬戸内海上の副 次的な熱的低気圧の形成に寄与していることが示唆さ れる.中国・四国山地と瀬戸内海との間の熱的局地循 環は非常に明瞭であるが,地表面冷却によって山岳部 の熱的低気圧が消失していく18時前後に,内海と外洋

> との間で弱いながらも別の 熱的局地循環が顕在化する のは興味深い.

6. まとめ

中国・四国地方と瀬戸内 海地域を解析対象領域とし て典型的な夏季静穏日を抽 出し,GPS 可降水量の地 域的な日変化傾向と熱的局 地循環について調べた。

山岳部では、従来の研究 と同様に、日中に海風や谷 風による水蒸気輸送によっ て可降水量が大きく増加す る様子が見られた.本研究 では、気圧観測データ不足 のために海面更正気圧分布 から山岳部の熱的低気圧は 確認できなかったが、可降



第11図 a)解析対象領域内の134°E付近のAMeDAS観測点における地上風と気温の緯度一時間断面図(横軸は日本標準時).陰影は気温を示す.ベクトルは風速が0m/sよりも大きいときの風向・風速を示す.b)第11図a作成時に用いたAMeDAS観測点の配置図.AMeDAS観測点(黒丸)と標高(陰影)を示す.

水量偏差の極大域から間接的に推察することができ, GPS 可降水量が熱的低気圧の存在の可視化に有効で あることが確認された.

瀬戸内地域における GPS 可降水量および地上混合 比は陸風時に増加傾向を、海風時には減少傾向を示 し、海陸風の収束、発散場が瀬戸内海上に形成される のに呼応して、水蒸気量も増減を示した。瀬戸内海は 中国山地と四国山地に挟まれることで、内海と周囲の 陸地との間で顕著な熱的局地循環が形成され、その循 環に伴う水蒸気輸送の日変化を GPS 可降水量が捉え ていた。瀬戸内地域の GPS 可降水量変動は日本海側 や太平洋側の沿岸部とは全く異なっており、従来の研 究と較べても特異な地域であると考えられる。

15~22時頃の瀬戸内海沿岸部では日本海側や太平洋 側の沿岸部と較べて,海面更正気圧は最大で1.3 hPa 程度低くなっており,気温も3°C程高くなっていた. 日本海側および太平洋側沿岸部では海風の水平温度移 流によって日中の気温上昇が抑制されるが,瀬戸内地 域ではその抑制効果はほとんど見られない.結果的 に,瀬戸内地域で相対的に高温となる.このように, 瀬戸内海上に山岳部で生じる熱的低気圧とは異なる, 副次的な熱的低気圧が形成されている事が明らかに なった.

謝 辞

本研究は文部科学省科学技術振興調整費による重要 課題解決型研究「渇水対策のための人工降雨・降雪に 関する総合的研究」(代表:村上正隆,平成18~22年 度)の成果の一部である.本稿の改訂にあたり,編集 委員の小司禎教氏ならびに査読者の方から貴重なコメ ントとご助言を頂きました.この場を借りて厚く御礼 申し上げます.

参考文献

- 千葉 修,高橋信年,2003:四国上空の雲の動態と局地風 との関係.天気,50,447-455.
- 藤部文昭,村上正隆,越田智喜,吉田一全,2008:早明浦 ダム周辺の降水量とダム貯水量の変動特性.天気,55, 469-473.
- Iwasaki, H., 2004 : Diurnal variation of precipitable water and convective activity with dual maxima in summer season around Mt.Tanigawa in the northern Kanto District, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 805-816.
- Iwasaki, H. and T. Miki, 2001 : Observational study on the diurnal variation in precipitable water associated with the thermally induced local circulation over the "semi-basin" around Maebashi using GPS data. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 1077-1091.
- 木村富士男,1994:熱的局地循環 —1993年度日本気象学 会受賞記念講演—.天気,41,5-12.
- King, R. W. and Y. Bock, 2007 : Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software. Release10.32, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- 宮田賢二,1988:瀬戸内西部の局地循環.気象研究ノート,(163),107-122.
- 根山芳晴, 1982:瀬戸内の海陸風について、天気, 29, 653-668.
- 大橋喜隆,川村隆一,2006:中部日本の夏季静穏日におけ る GPS 可降水量の日変化.天気,53,277-291.
- 佐橋 謙, 1988:瀬戸内東部の局地循環.気象研究ノート, (163), 89-105.
- 佐々木太一,木村富士男,2001:GPS 可降水量からみた 関東付近における夏期静穏日の水蒸気量の日変動.天 気,48,65-74.
- 澤田岳彦,川村隆一,2010:北海道の夏季静穏日における GPS 可降水量の日変化.天気,57,305-314.
- 鈴木彌幸,吉川友章,小出孝,1984:瀬戸内海の海陸風 の特性と局地気象現象.気象研究所技術報告,(11), 33-53.

Diurnal Variation of GPS Precipitable Water Related to the Thermally-induced Local Circulation over the Chugoku and Shikoku District and Setonaikai during Clear Summer Days

Tsukasa KASUYA* and Ryuichi KAWAMURA**

- * Graduate School of Science and Engineering for Education, University of Toyama, 3190 Gofuku, 930-8555, Japan.
- ** (Corresponding author) Graduate School of Science and Engineering for Research, University of Toyama, 3190 Gofuku, 930-8555, Japan.

(Received 8 September 2010; Accepted 17 January 2011)