

GPS と雲解像モデルを用いた梅雨期における メソスケール水蒸気動態解明に関する研究

大石哲*・亀岡知志**・中北英一・池淵周一・鳥田誠一***

* 山梨大学工学部土木環境工学科

** 宮崎県土木部港湾課

*** 科学技術庁防災科学技術研究所

要 旨

本研究では、GPSおよび気象集中観測がおこなわれた1998年梅雨期の長崎地方を対象として、主にGPS大気遅延量を用いて、梅雨期における水蒸気の動態についてメソ β ~ γ スケールで詳細な解析、調査をおこなう。その際、地形の影響を考慮し、雨滴粒径分布を算出できる雲解像モデル、および雨滴粒径分布を推定できる二重偏波レーダーを用いて、雲物理的、気象学的見地から、GPS大気遅延量に降雨が及ぼす影響について考察をおこなう。

キーワード：GPS、大気遅延量、可降水量、二重偏波レーダー、雲解像モデル

1. 序論

近年、GPS(Global Positioning System)を利用した地球測地技術が発達し、日本においても国土地理院等によって測地網が充実してきている。最近でも、エベレストの標高がGPSを利用した測量により今までの標高より2m高かったことがアメリカの研究者の報告によって判明し話題となった。

GPSを用いた精密測地においては、大気中に含まれる水蒸気はGPSの電波の速度を低下させる、すなわち大気遅延を起こして大気遅延の大きな誤差源となり、特に鉛直方向の測地精度に深刻な影響を及ぼす。したがって、水蒸気量の大きさと変動を正確に求めることが測地における必須の課題となっている。しかし、水蒸気の分布は空間的に不均質で時間的にも大きく変動するため、地上気象観測だけから水蒸気による大気遅延の大きさを測定することは難しい。GPS気象学の原点は、測地学においては

ノイズとなる大気遅延に伴う誤差を、水蒸気情報を示す貴重なシグナルとして利用することにある。

GPSによる水蒸気量(可降水量)の測定の基本原理は、GPS衛星から発信される既知のマイクロ波の大気による伝搬遅延を「位相の遅れ」として測定することにある。この点が大気からの熱放射の「強度(振幅)」を測る水蒸気ラジオメーター等と大きく異なる点である。そのため、GPSによる測定ではキャリブレーションをしなくても長期にわたり安定した計測を行うことができる。地球温暖化時代を迎えて、GPSが全天候型の水蒸気センサーとして期待されるのは、この測定特性にある。

GPSを水蒸気センサーとして用いることによって、例えば次のようなことが理解できると期待されている。すなわち、梅雨期および夏季における積乱雲の発達、強い日射によって地面が暖められ上昇流が起き、地面付近の空気が上昇して冷却し凝結を起こすことによる。また、大雨や落雷の被害をもた

らすような発達が起こるときには、新しい積乱雲が発達するために周囲からの水蒸気の補給がある。このような気象学的に重要な水蒸気の分布や、水蒸気の流れの様子がGPSによって示されると考えられている。

ここで、本研究の対象領域とする長崎県雲仙地方は、しばしば局地的な集中豪雨に見舞われることが知られており、最近では1991年～1993年の雲仙普賢岳の火山性土石流災害が有名である。これまでのレーダー観測から、これらの集中豪雨は周囲の山岳地帯の上昇流によって発生した積乱雲が発達しながら次々と同じ地域に持続的に降雨をもたらすことによって生起すると考えられており、下層に大量にある水蒸気の時空間分布を把握することがこれらの集中豪雨のメカニズムを解明する鍵となっている。

一方、九州地区は日本の中でも最も活発な火山地域の1つであり、GPS測量は火山性地殻変動を監視する上で強力な武器である。しかし、九州地区は6月の梅雨期から9月の台風シーズンにかけて非常に湿潤な地域であり、この大量の水蒸気による電波遅延がGPS測量の鉛直方向の測地精度に深刻な影響を与えている。したがって、火山地域など高度差がある地域におけるGPS測量の精度向上のためには、この水蒸気の時空間分布を正確に把握することが必要となってくる。

そこで、本研究では1998年の6月中旬から7月中旬にかけて長崎地方を対象として行われた観測実験(X-BAIU'98)の観測データを用いて、梅雨期における水蒸気の動態についてメソβ～γスケールで詳細な解析調査をおこなう。その際、GPS大気遅延量やGPS可降水量とともに、地形の影響を考慮し、雨滴の粒径分布を算出できる雲解像モデル、および雨滴の粒径分布を推測できる釈迦岳二重偏波レーダーを用いて雲物理的・気象学的見地から、GPS大気遅延量に降雨が及ぼす影響について考察をおこなう。

2. GPS水蒸気観測の原理

2.1 大気遅延量とGPS可降水量算出の基礎式

ここでは、GPSで観測できる電波の大気遅延量から可降水量に変換する式の説明を通して、GPSで水蒸気の観測が可能であることを説明する。大気が電波の伝搬に与える影響は、大気屈折によって伝搬経路が曲率をもつ効果と、伝搬経路上での電波の減速による効果に分けられる。前者は後者に対して3桁程度小さなオーダーの値となることから本研究では無視した。後者による遅延効果は、電波が真空中を進む伝搬速度を用いるGPS解析では伝搬経路が

伸びたことと解釈される。その経路増分は式(1)で表される。

$$\Delta L = \int_L (n(s) - 1) ds, \quad (1)$$

ここで、 L は伝搬経路、 $n(s)$ は L 上の点 s における大気の屈折率である。湿潤大気の屈折率はThayer(1951)によって式(2)として与えられる。

$$(n - 1) \times 10^6 = K_1(P_a/T)Z_a^{-1} + K_2(e/T)Z_w^{-1} + K_3(e/T^2)Z_w^{-1}, \quad (2)$$

ここで、 P_a は乾燥大気の気圧、 e は水蒸気分圧、 T は絶対温度、 Z_a 、 Z_w はそれぞれ乾燥大気、水蒸気の圧縮因子である。 K_1 、 K_2 、 K_3 はOwens(1967)よりそれぞれ、77.6、64.79、 3.754×10^5 とした。

式(2)の右辺第2、第3項は水蒸気の影響で生じる湿潤遅延である。また、式(2)の右辺第1項で表される乾燥大気の影響による遅延は静水圧遅延と呼ばれる。

GPSから得られた天頂大気遅延量から、式(3)によって地上気圧 P_0 から求められる天頂静水圧遅延量 ZHD を引いた差である天頂湿潤遅延量 ZWD を、式(4)に当てはめることによって天頂可降水量 PWV が計算される。

$$ZHD = \frac{k_1 \cdot R_d}{g} \cdot P_0 \times 10^{-6}, \quad (3)$$

$$PWV = ZWD \times \frac{10^5}{R_v(k_2 + \frac{k_3}{T_m})}, \quad (4)$$

ここで、 k_1 、 k_2 、 k_3 はそれぞれ、77.604 [K/hPa]、64.79 [K/hPa]、 3.776×10^5 [K²/hPa]の値を持つ定数、 R_d は乾燥空気の気体定数、 R_v は水蒸気の気体定数、 g は重力加速度、 P_0 は地上気圧である。 T_m は大気の鉛直方向の加重平均気温であり、地上気温 T_s を用いた式(5)で代用することが多く、本研究でも式(5)を用いる。

$$T_m = 70.2 + 0.72T_s. \quad (5)$$

2.2 GPS可降水量算出方法

本研究ではMITとスクリプス海洋研究所が開発したGPS解析ソフトGAMITを用いてGPSデータの解析を行った。GPSの解析手順は主として島田(1998)を参考にして行った。すなわち、まず日本を囲む5点のIGS(国際GPS地球力学事業)観測点のデータとともに本研究で取得したデータの測地解を求めた。測地解算の際には、位置に関する拘束条件を少しずつ厳しくしていき、最終測地解を求める。次

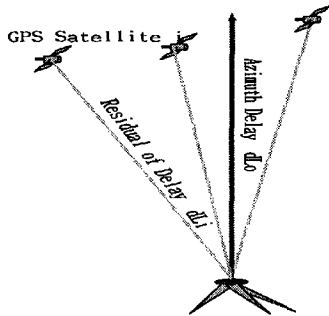


Fig.1 Schematic figure of zenith delay and one way residual of GPS.

に、最終測地解で固定したまま大気遅延量を算出した。

本研究では天頂大気遅延量は1時間毎に値を求めている。Fig.1に示すように、天頂大気遅延量は観測されている全ての衛星についての大気遅延量を考慮して1時間毎に算出されるモデルの出力である。一方、観測では最低4つの衛星からの電波を受信しているので、それぞれの衛星からの大気遅延量が存在する。これを視線方向大気遅延量と呼ぶ。GAMITは、それぞれの衛星からの大気遅延量を出力することができ、それは衛星の視線方向大気遅延量から天頂大気遅延量を減じた差という意味で残差データと呼ばれる。本研究では、理論上電離層の影響を受けていないLC波の残差データを用いた。残差データの単位はサイクルであり、本研究では衛星の仰角の正弦を用いて正規化している。

3. X-BAIU'98集中観測の概要とレーダー観測

3.1 X-BAIU'98集中観測の概要

1998年6月17日から7月17日にかけて、X-BAIU'98と称する、緻密なGPS観測、レーダー観測、ラジオゾンデ等を用いた観測実験プロジェクトが長崎県橋湾周辺において実施された。Fig.2に観測項目と観測地点の概略を示した。

緻密GPS観測は九州大学および国土地理院の固定観測点19点を含む全37点で実施された。観測点を橋湾を囲む長崎・島原半島にはほぼ10km間隔で配置するとともに、Fig.2に示すように、雲仙岳の南西麓から標高100m~200m間隔(水平間隔3km以内)で重点的に8点配置した。データのサンプリング間隔

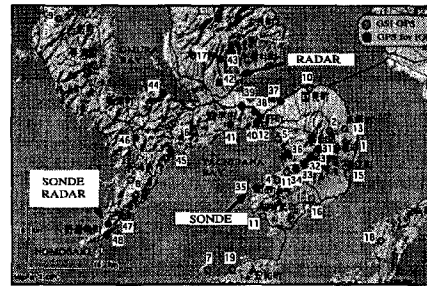


Fig.2 Map for observation area in Nagasaki Prefecture.

は10秒、最低仰角5度で24時間の観測を実施した。また、島原半島内の観測点を中心に13台の気象観測装置(気圧・温度・湿度)を併設し、さらに一部には雨量計も設置した。筆者らは、6月27日~7月8日の期間、有喜町にてゾンデ観測、南申山GPS観測点においてゾンデ放球観測およびレーダー観測を実施した。

長崎半島の野母崎町では主として気象研究所のスタッフによる観測が実施され、ドップラーレーダーの他、ラジオゾンデ、ラジオメーターおよび地上気象観測装置が設置された。

3.2 観測対象期間の天気の概要

1998年の長崎県雲仙地方での梅雨期の総降水量は平年を大きく上回ったものの、残念ながら降雨は梅雨前半に集中し、観測機器の展開が終わった6月20日以後は長期間のまとまった降雨はなかった。しかし、Fig.3に示すように本研究での解析対象期間である6月29日~7月2日の間(筆者らの観測期間6月27日~7月8日)の6月30日の午前中にまとまった降雨(最高18.5mm/hr, 平均7.4mm/hr)が観測され、また7月2日の未明に若干の雨(最高3.5mm/hr, 平均1.9mm/hr)が観測された。

この期間の天気図であるFig.4から、6月30日の午前中の降雨は、中国大陸北東部にある停滞前線が長崎地方に張り出していることがわかる。雲仙地方では6月30日6時に20mm弱、諫早の北部で11時に40mmの降雨を観測した。夜には天気は回復している。ちなみに、7月2日に九州南部では、平年より11日早い梅雨明けとなっている。

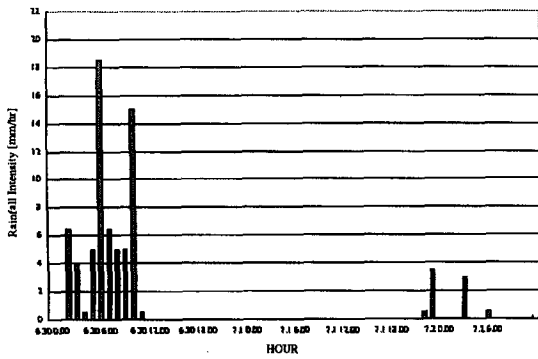


Fig.3 Rainfall intensity from June 30 to July 2 at Kagotachiba.

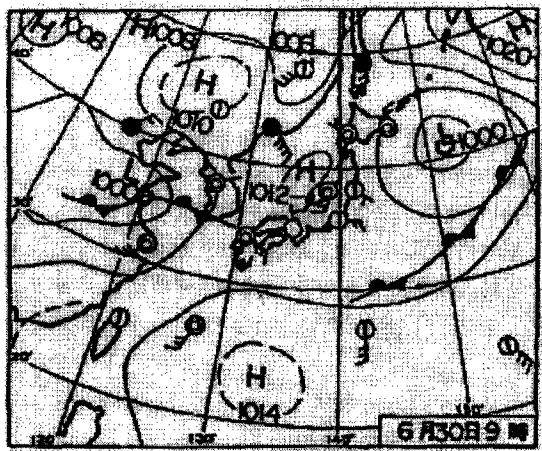


Fig.4 Wether Map at 9:00 June 30, 1998.

3.3 解析の対象領域・期間

本研究ではメソβスケール以下(200km~)の大気現象を対象としている。よって、Fig.2からGPS観測点が密に設置してある長崎県雲仙地方を対象として、重点的に解析・考察をおこなう。

また、本研究における解析対象期間としては、Fig.3に示す雨量計のデータ、南串山地点で放球したゾンデデータとGPSデータに欠測のない1998年の6月29日9:00~7月2日9:00のうち、まとまった降雨のあった6月30日の午前中を対象として、重点的に解析し考察をおこなう。

3.4 釈迦岳二重偏波レーダーの概要

二重偏波レーダーは、降水粒子の形状に着目したもので、雨滴は大気中を落下するとき、空気の抵抗を受けて偏平し粒径が大きいくほどその割合が大きいことから、偏平した降水粒子からの受信電

力値が水平偏波と垂直偏波とでは異なることを利用している。その受信電力値、すなわち、観測されるレーダー反射因子差Zdrを用いて雨滴粒径分布を推定し降水量を算定するのである。さらに、降水粒子が氷相の場合は偏平しないことを用いて降水粒子の種類判別も可能である。本研究で用いられる九州地方建設局釈迦岳レーダー(標高1249m)は平成6年度に直交二偏波化され実用化されている。Table 1にその諸元を示す。上記の原理により直接大気中の雨滴粒径分布を測定でき、レーダー反射因子Zh、レーダー反射因子差Zdrなどの情報から降水粒子形態を判別することが可能になることから、降水観測の精度向上に役立つものと期待されている。レーダーの定量範囲は120kmであり、雲仙地方も含まれる。

3.5 二重偏波レーダーの出力結果

釈迦岳レーダーデータは0.3°と0.8°の2仰角で、その定量範囲は半径120kmのため、観測メッシュ数20,480(レンジ80:セクタ256)メッシュで5分毎の平均値を出力する。本研究では可視化ソフトAVSを用いて表現するために1.5kmメッシュのメッシュ数160×160(25,600)メッシュに変換して出力した。なお、グランドクラッターは減算方式で処理をした。

以降、このデータを用いてGPS大気遅延量や可降水量の時空間変動を議論する際に、降雨の移動や強度を比較検討しながら考察をおこなっていく。その考察においては、レーダーは仰角0.3°のものを用いた。これは釈迦岳の標高(1245m)、雲仙地方までの距離約100kmを考慮すると、雲仙地方の高度約2000m上空の雨滴を捕らえている。

Fig.5に、雲仙地方における6月30日午前中のレーダー反射因子Zh(以下Zh)の各観測点における時間変化を示す。Fig.3とFig.5から本観測において降雨域の移動、強度が捕らえられていることがわかる。

4. メソβスケールの水蒸気の動態

本節では、GPS解析ソフト(GAMIT)を用いて解析し出力された大気遅延量から算出した可降水量の値から、長崎地方全域および雲仙地方における水蒸気の時空間的変動について考察していく。ここで、可降水量の算出には、式(3)、式(4)より地表面における気圧、気温が必要である。そこで、雲仙地方のGPS観測点計6点の6月29日9:00~7月2日9:00までの3日間において、1時間毎の大気遅延量を求めたものの、地上気象観測値が存在しないという制約から可降水量のデータ数が限られることとなっ

Table 1 Performance of the Radar at Shakadake,

| | |
|---|------------------------------|
| Location | 33° 11' 22", 130° 53' 28" |
| Height | 1249m |
| Angle of elevation | Two elevations (0.3° / 0.8°) |
| Revolutions | 1rpm |
| Radius for quantity value | 120km |
| Resolution angle for quantity value | 1.40625° |
| Number of mesh for obtaining quantity value | 20, 480 (80 × 256) |
| Width of beam | 1.02° |
| Averaged distance | 1.5km |
| Averaged scans | 2 scans |

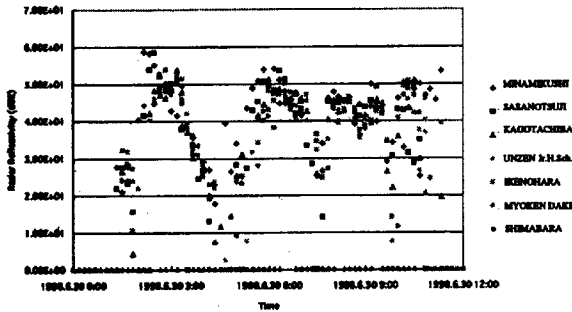


Fig.5 Time series variation of radar reflectivity (Zh) at the GPS points in Unzen area (from June 30 0:00 to June 30 12:00).

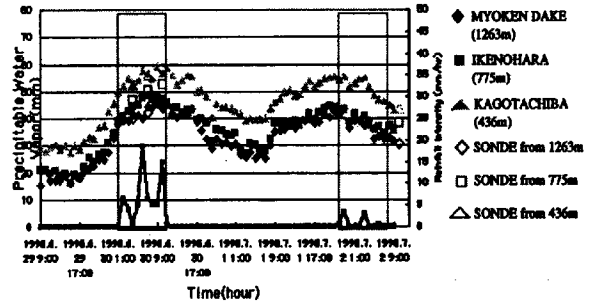


Fig.6 Time series variation of precipitable water vapor observed by GPSs and radio sonde (from June 29, 9:00 to July 2, 9:00).

た. 具体的には, 雲仙地方4点(南申山, 籠立場, 池之原, 妙見岳)の3日間の可降水量が算出された. ただし, 南申山では7月1日9:00~7月2日9:00の1日のみのデータしかない. Table 2に解析に用いたGPS観測点の情報を示した.

雲仙地方の観測点3点における可降水量の時間変動をFig.6に示す. まず, この可降水量データの気象学的妥当性について, 南申山地点で観測されたゾンデデータから算出された可降水量とGPS可降水量を比較することによって検証をおこなった. ここで, Fig.6で南申山から観測されたゾンデデータから各観測点の標高において算出した可降水量を色抜きの点で示す. また, この時間帯におけるゾンデデータは6月30日の4:30, 7:30, 10:30および7月2日10:30の4回分である.

一般に, 水蒸気で飽和した大気では可降水量の値は, 高度が100m異なれば約1.125mmほど異なると考えられる. 6月30日の4:30, 7:30, 10:30におい

て, 妙見岳・池之原・籠立場におけるゾンデ可降水量とGPS可降水量を比較した結果, 10:30の池之原の1点だけで5.3mmほど値がずれているが, その他の時間帯の計11点ではGPSとゾンデの可降水量は差は2mm以内である. よって, GPS観測点がある雲仙地方においてはGPS可降水量の絶対値および変動について気象学的に考察をおこなっても問題はないといえる.

そこで, Fig.5とFig.6を用いて, レーダー反射因子Zhの時間変動から分かる降雨域の移動や強弱から, 可降水量の時空間変動を考察していく.

Fig.5とFig.6から, 降雨が雲仙地方に近づく6月29日18:00頃から可降水量が徐々に増大していく様子がみとれる. そして, 雲仙地方に降雨をもたらす6月30日午前中, 7月2日未明において極大値をとる. 値にして籠立場地点で, 前者は約60.0mm, 後者は55.5mmである. 降雨域が雲仙地方を通過する6月30日11:00以降は, 次第に可降水量は減少してい

Table 2 GPS points in Unzen area (from June 29 9:00 to July 2 9:00),

| Number of the point | Name of the point | Height (m) | remarks |
|---------------------|-------------------|------------|---------------------------------------|
| 35 | Minamikushi | 60 | Sonde, Met data (1day) |
| 34 | Sasanotsuji | 228 | — |
| 33 | Kagotachiba | 436 | Met data, observed until July 7 9:00 |
| 32 | Unzen Jr.H.Sch. | 638 | — |
| 3 | Ikenohara | 775 | Met data |
| 31 | Myoken dake | 1263 | Met data, observed until July 7 9:00. |

き、籠立場の7月1日6:00における可降水量の極小値は39.5mmである。このGPS可降水量の変動傾向から、GPSが降雨域の移動に伴う水蒸気の流れを的確に捕らえているといえる。

次に、各地点における可降水量の絶対値を詳しくみていく。標高差が約500mの妙見岳と池之原を比較すると、可降水量の差は最大でも約4mmである。しかし、標高差が約340mの池之原と籠立場を比較すると可降水量の差は最大で13mm、最小でも7mmに達する。一般に標高差が大きいくほど可降水量の差は大きくなると考えられるが、妙見岳と池之原では可降水量の差がほとんどない。これは、池之原の標高775mから妙見岳の標高1263mの間の大気層ではそれより下層と比較して水蒸気が少ないためだと考えられる。

次に、Fig.7に妙見岳・池之原・籠立場の3地点の標高間の水蒸気分布をみるために可降水量の標高による差の時系列を示す。Fig.7のうち、枠で囲まれた降雨期間と無降雨期間では標高による可降水量の差には大きな違いはみられない。しかし、降雨期間の6月30日3:00と6:00に差は大きな値をとっている。これは、Fig.5よりレーダー反射因子Zhの時系列のピーク時間とほぼ一致している。よって、降雨強度のピークをもたらすような強い降雨の場合には、可降水量が観測点の標高間の高度層内において変動していると考えられる。

具体的にみると、6月30日3:00では3地点の可降水量の差はすべて1時間前よりは増大しているが、これはFig.8より雲仙岳南斜面にメソシステムの降雨域がかかり、下層に多量の水蒸気が流入しているため可降水量の差には大きな違いがでていられる。ここで、Fig.8およびFig.9では、雲仙地方の地形図上にレーダーエコーを不透明に表示している。

また、6月30日6:00では3地点の可降水量の差は、籠立場-池之原間の可降水量の差だけわずかな増

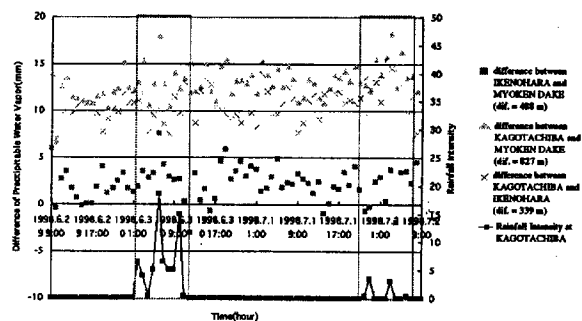


Fig.7 Time series variation of precipitable water vapor difference observed by GPSs (from June 29, 9:00 to July 2, 9:00).

大で、他の地点間の差は大きく増大している。これは、Fig.6から6月30日6:00の妙見岳の可降水量の絶対値が1時間前と比べて減少し、他の2地点では増大しているからである。Fig.8およびFig.9から、この時間帯では妙見岳より標高の低い池之原・籠立場地点までメソシステムの中心がかかり水蒸気が多く流入しているのに対して、山頂付近の妙見岳はメソシステムの中心から離れているために水蒸気があまり流入していないことが考えられる。

5. メソスケールの水蒸気動態

本節では、観測で得られたゾンデデータを入力とした雲解像モデルの計算からレーダー情報や雲物理量を出力し、降雨の種類によりGPSデータの視線方向大気遅延量に影響を与えている変動要因を解明していく。

5.1 雲解像モデルの計算

本研究で用いた雲解像モデルの特徴は、非静水力学モデル、AE系(非弾性系)であること、加えて、

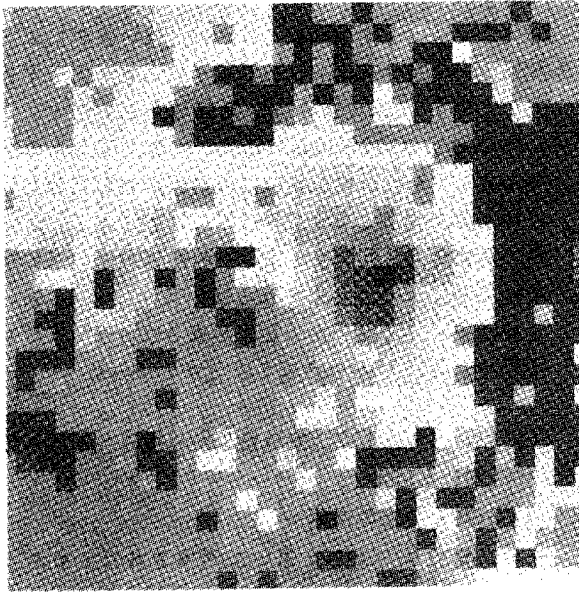


Fig.8 Horizontal distribution of radar reflectivity (Zh) in Unzen area on June 30 5:00.

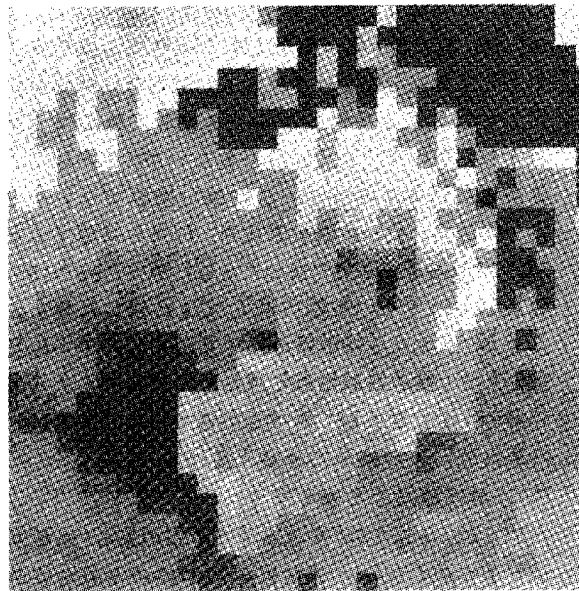


Fig.9 Horizontal distribution of radar reflectivity (Zh) in Unzen area on June 30 6:00.

テンソル解析を用いた座標変換により地形の表現が可能なことである。本研究では、このモデル上に、水平スケール $600\text{m} \times 600\text{m}$ 、高さ方向 200m のグリッド間隔で、 x 方向に40、 y 方向に38、 z 方向に45のグリッド数、すなわち水平方向 $24\text{km} \times 22.8\text{km}$ 、高さ方向 9km の計算領域を作り、200秒毎に物理量を出力

し、モデル内で2時間先まで計算をおこなった。

今回の観測では、観測期間中に3時間毎に南申山と野母崎の2地点で定期的にゾンデ放球観測が実施された。そこで、本研究ではそのゾンデデータのプロファイルと比較検討し、その中から2つのゾンデデータを採用して計算をおこなった。一つは、雲仙地方で降雨のあった6月30日4:30に南申山で放球されたもの (Case A)、もう一つは6月29日20:30に野母崎で放球されたゾンデデータ (Case B) である。6月30日4:30および6月29日20:30のデータで風向はほぼ南西風を示しており、雲仙地方の地形に沿って移動する降雨を考える場合には妥当である。そして、風速を鉛直方向にシアなしで一様に与えた。風速は高度 2km までの平均で、Case Aでは 5m/s 、Case Bでは 3m/s で与えた。

6月30日4:30に南申山で放球されたゾンデデータ (Case A) を用いて、雲解像モデルで計算を行うと、層状性の暖かい雨をシミュレートすることができた。したがって、この結果は対流性降雨の周囲で起こっている層状性降雨の様子を表しているものとした。一方、6月29日20:30に野母崎で放球されたゾンデデータ (Case B) を用いて、計算を行うと対流性の冷たい雨をシミュレートすることができた。したがって、この結果は対流性降雨そのものを表現しているものとした。

5.2 雲解像モデルから得られる水蒸気変動要因

層状性の暖かい雨が計算されたCase Aのモデル計算結果の可降水量の時系列を示したFig.10を見ると、各地点で 1800s (30分後)から可降水量の時系列が振動している。そして、振動の山の各地点における時間的ずれから風下方向の地形の右側の地点に振動が伝わっていく様子もわかる。この振動の周期は約 800s で、各地点間の波の山の時間的ずれから計算した位相速度は 6m/s であった。そして、この可降水量の時系列が振動する理由について、モデルで出力された総降水粒子混合比や水蒸気混合比および鉛直風の鉛直断面の時間変化をみることによって考察をおこなった。

水蒸気混合比の時間変化を同じ地点で追っていくと、水蒸気混合比も可降水量と同様に周期 800s で振動していた。これは、トリガーの風上斜面に発生する上昇流から生じる雲の発生によって、大気の静力学平衡がくずれ、重力を復元力とする内部重力波が発生したためである。可降水量の時間変動からみた内部重力波は、トリガーの風上斜面を起点として風下方向に位相速度約 6m/s で振動するが、この速度は雲の移流速度と一致した。よって、この内部重

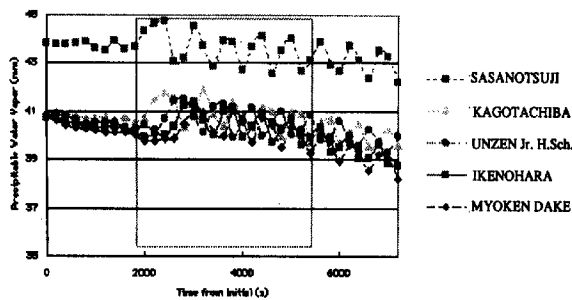


Fig.10 Time series variation of precipitable water vapor that is calculated by numerical cloud model with sonde data of June 30 4:30 at Minamikushi (Case A).

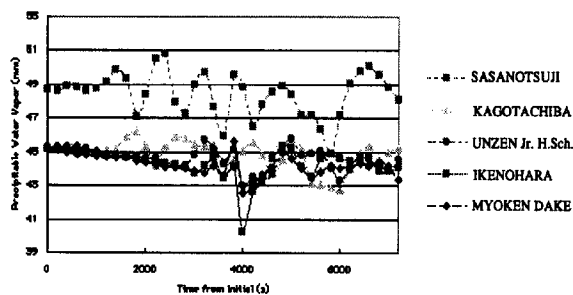


Fig.11 Time series variation of precipitable water vapor that is calculated by numerical cloud model with sonde data of June 29 20:30 at Nomosaki (Case B).

力波は湿潤大気における雲の発生を駆動力として生じ、雲の移流とともに風下方向に伝搬する。つまり、一番始めにできる雲は不安定、湿潤という大気条件とトリガーの影響によってできるが、それ以降に発生する雲は最初の雲の生起によってできた内部重力波によって伝搬するのである。

次に、対流性の冷たい雨が計算された、Case Bのモデル計算結果の可降水量の時系列を示したFig.11をみると、可降水量の時系列が妙見岳・池之原・雲仙小中学校の山頂付近の3点において、4000sで約4mmほど急激に下降している。この原因を考察するために上記と同様に、モデルで出力された4000s前後の時間帯の総降水粒子混合比や水蒸気混合比および鉛直風の鉛直断面の時間変化をみることによって考察をおこなった。その結果、強い雨が地

上に降ることによって、可降水量の振動の振幅が大きくなることがわかった。これは、強い降雨による雨滴が落下することによって周りの大気が引きずられ、上空2~4kmに強い下降風領域を生み出し、その下降風が上空2~5kmにおける水蒸気混合比の谷を形成し、それが地表面の山の斜面において著しい可降水量の減少となって表れているのである。対流性の雲の場合、雲の生起による内部重力波の上に積雲の発達によりもたらされる強い降雨により、強い下降流が生じて混合比の谷が形成され、可降水量の変動に大きな影響を及ぼすことがわかった。

5.3 GPS視線方向大気遅延量から得られる水蒸気変動

(1) GPS衛星の選択

前節で数値モデルを用いて理解されたメカニズムが、実際にGPSの大気遅延量に影響を与えていることを確かめるために、雲仙地方のGPS観測点計8点で6月29日9:00~7月2日9:00までの視線方向大気遅延量を算出した。その時、降雨期間中にデータがあり、仰角が低過ぎない(10°以上)GPS衛星をさがした。その結果、衛星番号でPRN1, 2, 6, 15, 19, 22, 25, 27の計8個の衛星方向の大気遅延量を解析用として抽出した。その中でも、受信機が障害物に反射した電波を受信しバイアスとして残るマルチパスの影響がデータ中にみられないか、その周辺の日の衛星情報を見てデータの悪い衛星でないかどうか検討し、データ数や方位角、仰角も考慮するとPRN15の衛星が最適であった。したがってPRN15の衛星を用いてその視線方向大気遅延量で考察をおこなう。解析地点は山頂付近で見晴らしのよい妙見岳、山の中腹の観測地点で雨量計のデータもある籠立場の2点を選択して解析をおこなった。以下にその解析データの結果と考察を述べる。

(2) 解析結果とその考察

Fig.12とFig.13に雲仙地方で降雨のあった6月30日午前中の籠立場と妙見岳のPRN15の衛星の視線方向大気遅延量の11エポック(5分間)の移動平均をとった時系列を濃い実線で示す。

この時系列には、降雨の影響による視線方向大気遅延量の変化と同時に、降雨がなくても起こりうる視線方向大気遅延量の変化が含まれている。そこで、降雨の影響以外の視線方向大気遅延量の変化を考察するために、7月2日9:00~7月7日9:00までのデータを衛星の周期を考慮して平均したものを晴れの日のデータとして用い、その平均値から標準偏差の幅に含まれるデータを考察の対象としないことにした。なぜなら、天気図とひまわり画像によ

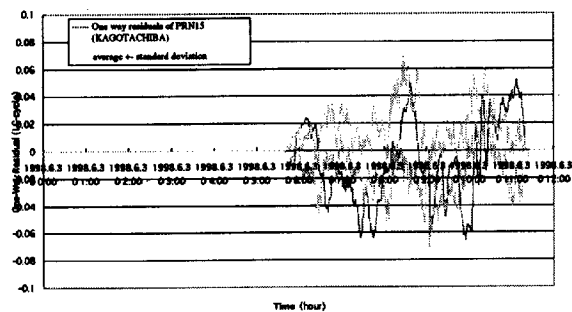


Fig.12 Time series variation of one way residuals of PRN15 observed at Kagotachiba.

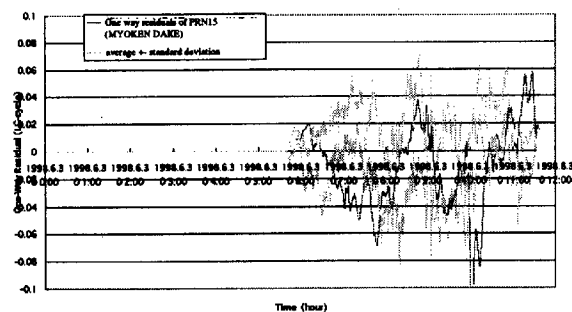


Fig.13 Time series variation of one way residuals of PRN15 observed at Myokendake.

ると、九州地方は7月2日から梅雨明けし、7日まで晴れか曇りの日が続いていることが示されたからである。衛星の周期を考慮して求められた、晴れの日の視線方向大気遅延量の変動の平均値から標準偏差の値だけ加減したものを薄い実線で示す。その上で、6月30日午前中の視線方向大気遅延量から降雨の影響による以上の変動が現れている時刻を調査すると6月30日6:30~8:00と9:30~11:30について、視線方向大気遅延量を調査することが適当であることが示された。

次に、大気遅延の変動が特徴的な6月30日6:40, 7:25, 7:45, 10:05, 10:15, 11:05のレーダー反射因子Zhの雲仙地方における分布をFig.19, Fig.20に示す。図中のM,Kはそれぞれ妙見岳,籠立場のGPS観測点を表し、M',K'は仰角・方位角から求めたそれぞれのGPSがとらえたレーダー反射因子の位置を示してある。

続いて、Fig.14・Fig.15とFig.16・Fig.17にそれぞ

れ籠立場と妙見岳における視線方向大気遅延量を示し、その考察を行う。ここで、視線方向大気遅延量は、それぞれ6:00~9:00の天頂大気遅延量、9:00~12:00の天頂大気遅延量との差であり、その絶対値を比較することはできないものの、今回出した図では、一枚の図中における大気遅延量の増減については考察可能である。

まず籠立場での視線方向大気遅延量の時間変動についてFig.14において考察する。7:00~7:20にみられる周期480s~600sの短い周期の振動は、Fig.18でレーダー反射因子Zhが低い値をとっていること、かつ、モデルでも一定の周期の変動の結果がみられることから、層状性の降雨による振動をとらえていると考えられる。また、7:20~7:50で見られる周期1860sの長周期の振動は、Fig.18とFig.19, Fig.20から雲がきれて断続的に弱い雨が降っている影響がでている。つまり、振動の谷の部分は雲の切れ間で無降雨域をとらえ大気遅延量が減少しているのである。これは、層状性の降雨が大気遅延量に与える特徴である。つまり、層状性の降雨では降雨期間中は雨が降ることにより水蒸気量が増えるが、大気遅延量は内部重力波の影響で振動する。通過後は水蒸気が水平方向に発散して少なくなるために大気遅延量は減少する。

次にFig.15とFig.14の考察をおこなう。妙見岳の視線方向大気遅延量を示すFig.15では、6:40においては大気遅延量が0に近いのに対し、籠立場の視線方向大気遅延量を示すFig.14の6:40では大気遅延量は大きく減少している。この違いは、Fig.19の6:40の図に見られる雲仙地方の南東にある比較的強い対流性と考えられる降雨システムからの距離によるものと考えた。すなわち、その降雨システムから近い籠立場では対流性降雨の影響により大気遅延量は大きく減少するが、システムから遠い位置にある妙見岳では、その影響が及ばなかったためである。対流性降雨が通り過ぎた後は、対流性降雨により形成された水蒸気混合比の谷が解消され、水蒸気混合比が増えることから大気遅延量は逆に増大する。その他の時間帯の大気遅延量の変動要因は前述したFig.14の考察での要因と同じである。

最後に、Fig.16とFig.17の考察をおこなう。Fig.19, Fig.20とFig.18から、9:40~10:10の大気遅延量の大きな減少は、小スケールで強い対流性降雨の通過のために生じたと考えられる。また、10:40~11:20は対流性降雨が通過した後の影響が大気遅延量の増加として表れている。Fig.16でも同様の考察で説明できる。ここで、注目すべきことは大気遅延量の変動が籠立場から妙見岳の方向に遅れ

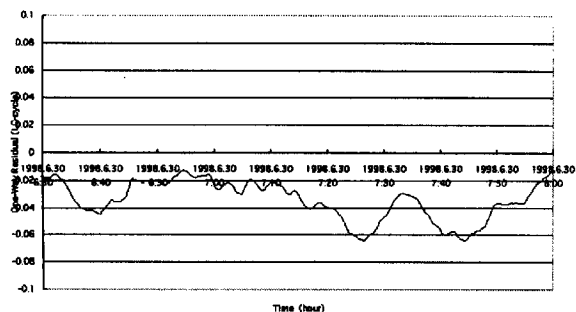


Fig.14 Time series variation of one way residuals of PRN15 observed at Kagotachiba.(June 30, 6:30 – 8:00).

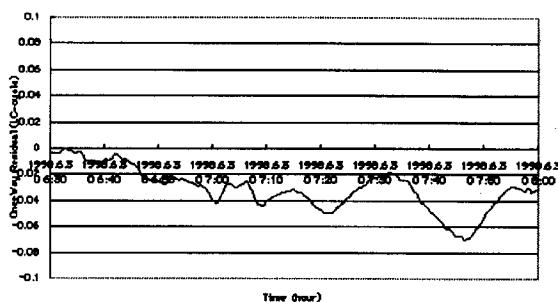


Fig.15 Time series variation of one way residuals of PRN15 observed at Myokendake (June 30, 6:30 – 8:00).

て表れているということである。つまり、対流性降雨が雲仙地方の西側から東側へ移動していく様子が Fig.16と Fig.17の比較からわかる。

以上のモデルの結果と視線方向大気遅延量の変動の考察により層状性および対流性降雨時の水蒸気変動の特徴についてまとめる。モデルでは、可降水量は層状性の降雨の通過中は内部重力波の振動の影響により大きな時間変動なしに一定の周期で振動する現象となることを示していた。そして、その通過後は水平方向の水蒸気の発散により大気遅延量は減少する。一方、対流性降雨の通過中は、大気中上層に生じる下降風の影響により水蒸気混合比の谷が形成され大気遅延量は減少する。その通過後は水蒸気混合比の谷が解消されることにより、大気遅延量は増大する。

この特徴はレーダー情報より降雨の強度や移動を詳細に解析した上で、GPSの視線方向大気遅延量の変動からもみることができた。

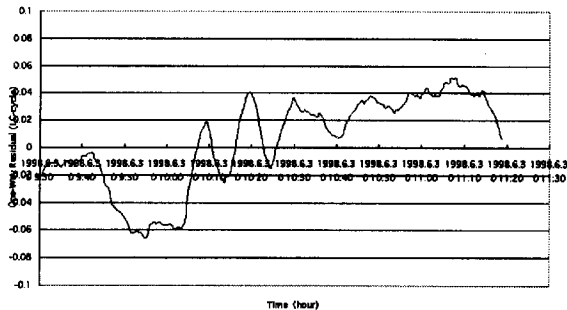


Fig.16 Time series variation of one way residuals of PRN15 observed at Kagotachiba (June 30, 9:30 – 11:30).

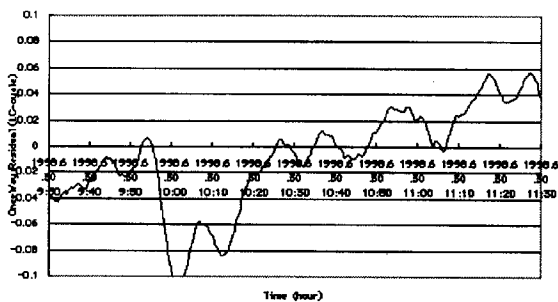


Fig.17 Time series variation of one way residuals of PRN15 observed at Myokendake (June 30, 9:30 – 11:30).

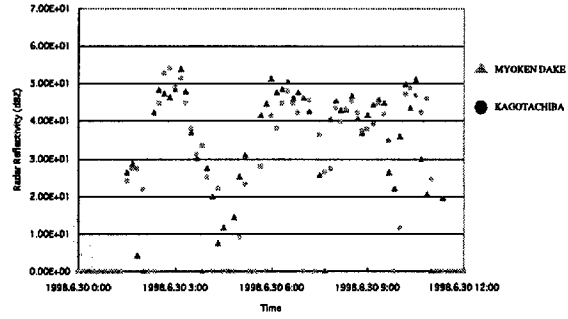
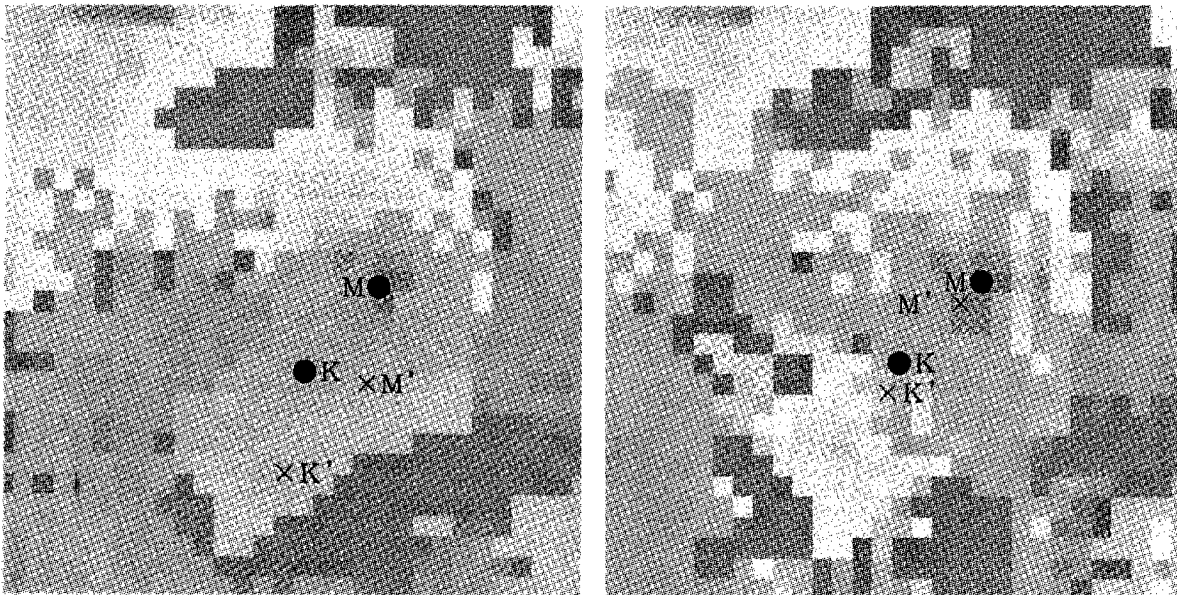


Fig.18 Time series variation of Shakadake radar (June 30, 0:00 - 12:00).

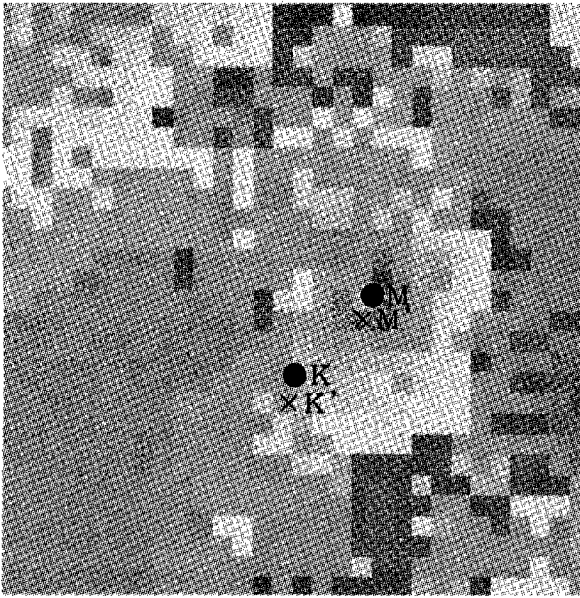


(a) June 30, 6:40 Zh

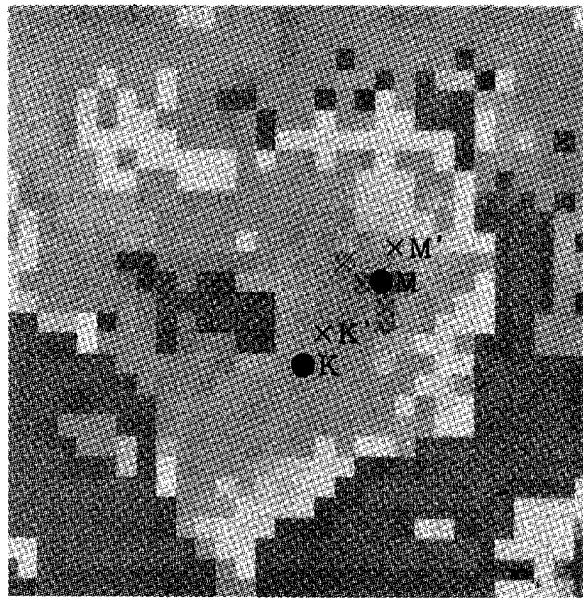
(b) June 30, 7:25 Zh



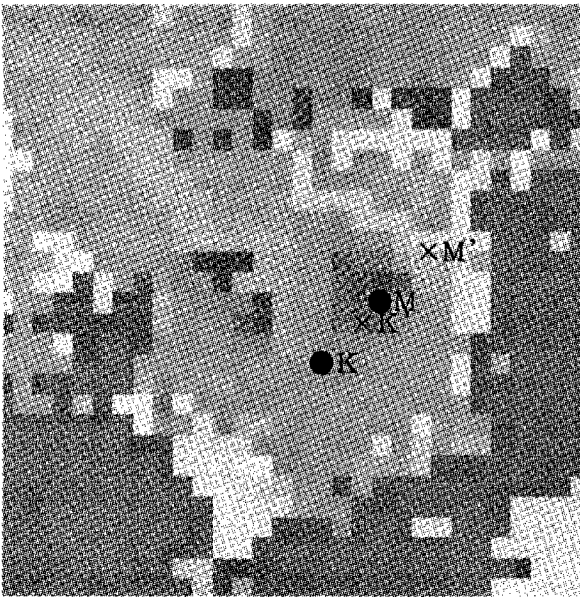
Fig.19 Radar reflectivity (Zh) and locations of GPS microwave on the radar echo.



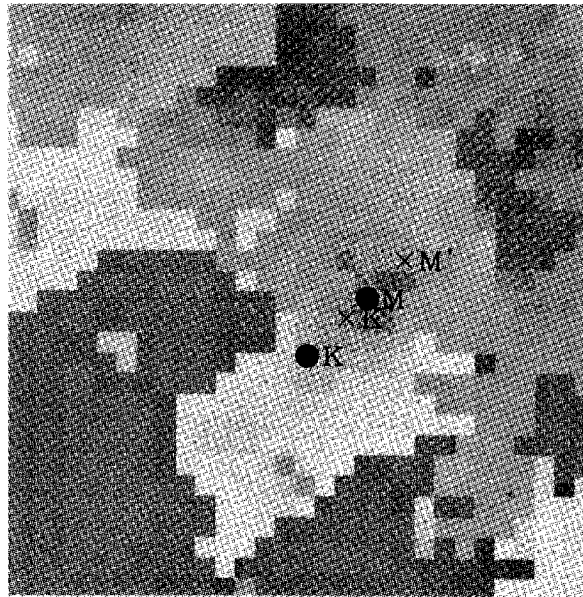
(a) June 30, 7:45 Zh



(b) June 30, 10:05 Zh



(c) June 30, 10:15 Zh



(d) June 30, 11:05 Zh



Fig.20 Radar reflectivity (Zh) and locations of GPS microwave on the radar echo (continued).

6. 結論

本論文は、1998年梅雨期に気象集中観測がおこなわれた長崎地方を対象として、主としてGPS大気遅延量を用いて水蒸気の動態についてメソ β ~ γ スケールで詳細な調査・解析をおこなった。具体的には、雨滴粒径分布を推定できる二重偏波レーダーや、地形の影響を考慮し雨滴粒径分布を算出できる雲解像モデルを用いて、雲物理的、気象学的見地から、GPS大気遅延量に対して降雨が及ぼす影響について考察をおこなった。

まず、GPSによって解析された天頂大気遅延量を用いて算出した1時間毎の可降水量から雲仙地方における降雨時の水蒸気分布を解明した。具体的には、可降水量の観測地点の標高による差をとることにより、その2地点の標高間に水蒸気がどれだけ分布しているかを調査した。その結果、メソシステムの中心からの距離によって水蒸気流入量に大小の違いがあることがわかった。これは、レーダーによる降雨域の分布と移動、そしてGPS可降水量の時間変化を追うことによって、降雨域の移動による水蒸気の流出入をとらえることができることを示している。

次に、雲解像モデルを用いて、実際の地形や大気プロファイルを入力値として、層状性および対流性といった降雨のタイプ別の大気の計算結果を得ることができた。これによって、降雨のタイプがGPSでは大気遅延量として表される可降水量に与える影響を考察することができた。具体的には、層状性の降雨の中では、可降水量は雲の発生によって生起する内部重力波の影響で一定の周期で振動することがわかった。一方、対流性の降雨の中では、可降水量は層状性の降雨と同様にある周期を持った振動をするが、降雨の影響によってその振動は乱れ可降水量は大きく減少する。これは、積雲の発達によりもたらされた強い降雨が、強い下降風を生じさせて水蒸気混合比の谷を形成し、この影響によって大きく可降水量を減少させることがわかった。

最後に、モデルの出力結果から解明した層状性・対流性降雨による影響を、GPS視線方向大気遅延量の時間変動より見ることができた。層状性降雨による影響として、視線方向大気遅延量が大きな時間変動なしに一定の周期で振動していることが実際のデータからも現象としてとらえることができた。また、その層状性降雨の通過後は水平方向の水蒸気の発散により大気遅延量が減少することも確認できた。一方、対流性降雨による影響として、視線方向大気遅延量の時間変動が乱れ大気遅延量が大き

く減少している部分が形成されることをとらえることができた。これは、大気中上層に生じる下降風の影響により水蒸気混合比の谷が形成されることによって減少するためである。そして、その通過後は水蒸気混合比の谷が解消されることにより大気遅延量は増大する現象もとらえることができた。

以上の研究成果により、気象学的にはGPSがメソ β ~ γ スケールの大気中の水蒸気擾乱をとらえることができることを示し、測地的には降雨中の水蒸気変動がGPSの測地精度に大きな影響を及ぼすことを示した。この成果より、梅雨期および夏季の前線や積乱雲の発達に及ぼす水蒸気の影響が解明でき、豪雨のメカニズムが詳細に解明できること、梅雨前線帯降雨の生起下においてGPS測地精度向上に寄与することが期待できる。

以上で本論文の結論とする。

謝辞

本研究において、雲仙地方のGPSデータを頂きました九州大学理学部の松島健助手、釈迦岳レーダーのデータを頂きました建設省土木研究所水文研究室の皆様方に紙面を借りまして深く感謝いたします。

参考文献

- 大石哲 (1997): 積雲の雲物理構造解析を基礎にした洪水制御支援環境の開発に関する研究, 京都大学学位論文.
- 大石哲・中北英一・池淵周一・島田誠一 (1999): GPS大気遅延量のパワースペクトルを用いた小規模水蒸気擾乱の変動特性解析, 土木学会水工学論文.
- 扇田尚紀 (1999): GPSを用いた水蒸気変動の観測と降雨予測への適用可能性に関する研究, 京都大学卒業論文.
- 小倉義光 (1997): メソ気象の基礎理論, 東大出版会.
- 亀岡知志 (1998): GPSデータを用いた積雲スケールの水蒸気擾乱の抽出に関する研究, 京都大学卒業論文.
- 建設省土木研究所 水文研究室 (1999): 土木研究所におけるレーダー研究内容の紹介.
- 高橋輝明 (1999): 積雲の三次元構造に着目した豪雨の数値解析とその応用に関する研究, 京都大学修士論文.
- 中川勝広 (1997): 雨滴粒径分布の鉛直構造解析を基礎にしたレーダーによる降雨量推定手法の構築に関する研究, 京都大学学位論文.
- 日本気象学会 (1998): GPS気象学, 気象研究ノート第192号.

**Experimental Study on the Effect of Water Vapor
in Boundary Layer on the Atmospheric Delay of GPS.**

Satoru OISHI*, Kameoka Tomoshi**, Eiichi NAKAKITA, Shuichi IKEBUCHI
and Seiichi SHIMADA***

* Department of Civil and Environmental Engineering, Yamanashi University

** Department of Civil Engineering, Government of Miyazaki Prefecture

*** National Research Institute for Earth Science Disaster Prevention

Synopsis

GPS data, which measures atmospheric delay, informed us of the information of water vapor since atmospheric delay includes the information of water vapor. In this study we investigate meso-scale water vapor disturbance in the rainy season at Nagasaki Prefecture. GPS data that analyzed by using GPS software (GAMIT), Multi-parameter Radar, and Cloud Resolution Model are used for the analysis. The results of analysis indicate the following results; 1) water vapor disturbance is captured in detail by GPS, 2) and GPS data is influenced seriously by each type of rainfall, and 3) GPS is also possible to observe the cumulus scale disturbance of water vapor.

Keywords : GPS, atmospheric delay, precipitable water vapor, multi-parameter radar, cloud resolution model