

# 12 GHz 衛星電波を利用した雨域特性の観測

牧瀬 哲夫\*・林 理三雄\*\*・安田 茂\*\*・伊藤 士郎\*\*

Observation of Rain Area Motion Using 12GHz Satellite Broadcasting Wave

Tetsuo MAKISE, Risao HAYASHI, Shigeru YASUDA, Shiro ITO

In this paper we describe a method of observing of rain area motion using a 12GHz satellite broadcasting wave transmitted for almost 24 hours a day. We observe rain attenuation of satellite broadcasting waves at three sites on the ground, and rain intensity at one of them. Analyzing occurrence time lags at three sites, we can always measure the velocity, direction, height (freezing level) and width of a rain area. We compare our results with values calculated from high altitude winds, ground temperature, and other data. We find our results agree with those weather data.

## 1. はじめに

現在、衛星放送波には12GHz帯電波が用いられているが、10GHz以上の電波になると大気環境、特に降雨による影響を受けやすい。また我が国では静止軌道上にある衛星からの電波は斜め伝搬となる。ここでは、この性質を利用して、三角形になるように設置した3地点で衛星放送波の受信レベルの特性及び降雨強度を観測することにより、各地点での降雨減衰の発生時間差、降雨減衰と降雨の発生時間差などから、雨域の移動速度、移動方向、雨域高度、雨域の厚さ等を準実時間で同時に測定することを試みた。

これまで主に、降雨観測には地上に設置された雨量計や気象レーダ等が用いられている。受動的な方法としての雨量計によるものでは、地点積分雨量の観測が主体で、雨域の移動速度、方向など推定するためには、多数地点での観測が必要である。現在、アメダスシステムでは、20km四方に積算雨量計一台を設置し観測が行われているが、雨域移動方向、移動速度など大略判るものの、雨域高度や降雨減衰などは判らない。精度を上げるためには、1分降雨強度の測定や更に観測点を増やす等の対策が必要となる。

一方、能動的な方法の気象レーダは、瞬時に雨域の様子や移動速度、移動方向など測定でき、雨域の観測には非常に有効である。その為、気象台では全国に約20ヶ所、

400~500kmの測定範囲をカバーするレーダ（周波数5GHz）を設置し、気象レーダ網を整備している。通常直径3mのアンテナによるビーム幅1.7°のペンシルビームが用いられるが、遠方での分解能は悪くなり、例えば、100km先では約3×3km<sup>2</sup>、200km先では6×6km<sup>2</sup>を1点のデータで代表することになる。更に、遠方観測では地形により高い山岳のさらに上空2~3kmの所を測定せざるを得なくなる。降雨等は、緯度や地形により複雑に変化する。地域に密着した降雨情報を得るためには更に精度の良いものが必要となる。精度を上げるためには、ビーム幅の狭い大型アンテナで多数の観測点を設ける必要がある。現状では、雨量計（アメダスシステム）、レーダのいずれの方法も、精度を上げるためにはコストが膨大になる欠点がある。更に、衛星を用いた降雨観測システム（TRMM）<sup>1)</sup>があるが、最近観測がスタートしたばかりである。

本論文では、準能動的な方法として、ほぼ24時間送信されている衛星放送波を利用した簡易なシステムで、設置も容易な降雨域観測の方法を検討し、好結果を得たので報告する。

## 2. 観測原理及び観測システム

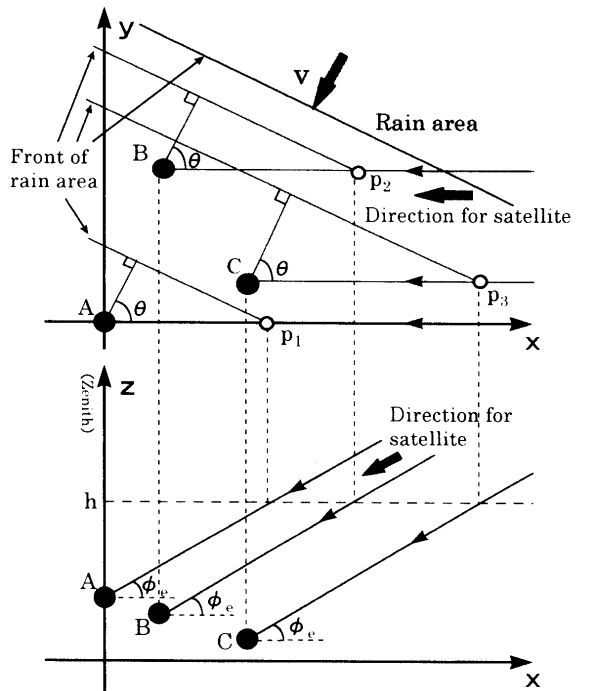
### 2.1 観測原理

降雨の構造は地形の影響により複雑なものになるが、概ね前線性の雨雲は帯状に連なり、台風の様な熱帯性低気圧は帯状の雨雲が渦を巻き、各々雨域を伴っている。いずれの場合も、帯状の雨雲が移動するものと仮定した。実際には帯状の雨雲がすべて雨域を伴っているものではないが、雨域も帯状をしているものとする。また、雨域

平成10年5月31日受理

\*博士前期課程電気電子工学専攻（現、沖電気株）

\*\*電気電子工学科



A, B, C: 観測局                       $\phi_e$ : 衛星仰角  
 A局点座標:  $(0, 0, z_1)$             h: 雨域の高さ  
 B局点座標:  $(x_2, y_2, z_2)$         v: 雨域移動速度  
 C局点座標:  $(x_3, y_3, z_3)$          $\theta$ : 雨域移動方向の x 軸に対する角度  
 $P_1$ : 雨域前面のA局点衛星電波通路進入地点  
 $P_2$ : 雨域前面のB局点衛星電波通路進入地点  
 $P_3$ : 雨域前面のC局点衛星電波通路進入地点

図1 雨域観測例 (1)

Fig.1 Example for observation of rain area (1)

は厚さ  $d$  の平板状であると仮定し、衛星電波は平面波であるとする。図1に衛星電波を A, B, C 3 点の観測局で受信する場合の例を示す。図において、衛星電波到来方向と平行に x 軸、垂直に y 軸をとる、上空方向に z 軸をとる。雨域は x 軸に対して  $\theta$  の角度から速度  $v$  で真っ直ぐに移動してくるものとする。また、衛星仰角を  $\phi_e$  とし、雨域の高さを  $h$  とする。本節では雨域の移動速度、移動方向および雨域の厚さ、高さの観測原理について述べる。

2.1.1 雨域の移動方向、移動速度

雨域前面は先ず  $P_2$  点で B 局、次に  $P_3$  点で C 局、 $P_1$  点で A 局の衛星電波通路に入り、各局で降雨減衰が観測される。雨域前面が  $P_2$  から  $P_1$ 、 $P_3$  から  $P_1$  及び  $P_2$  から  $P_3$  に移動するまでに経過する各時間（降雨減衰の発生時間差）を  $\tau_{12}$ 、 $\tau_{13}$ 、 $\tau_{23}$  とすると

$$\tau_{12} = \frac{\cos \theta}{\nu} \left\{ \frac{(z_2 - z_1)}{\tan \phi_e} - y_2 \tan \theta - x_2 \right\} \quad (1)$$

$$\tau_{13} = \frac{\cos \theta}{\nu} \left\{ \frac{(z_3 - z_1)}{\tan \phi_e} - y_3 \tan \theta - x_3 \right\} \quad (2)$$

$$\tau_{23} = \frac{\cos \theta}{\nu} \left\{ \frac{(z_3 - z_2)}{\tan \phi_e} + (y_2 - y_3) \tan \theta + (x_2 - x_3) \right\} \quad (3)$$

(1), (2)を用いると

$$\tan \theta = \frac{(z_3 - z_1) + \{x_2 \tan \phi_e - (z_2 - z_1)\} \left(\frac{\tau_{13}}{\tau_{12}}\right) - x_3 \tan \phi_e}{\left\{y_3 - y_2 \left(\frac{\tau_{13}}{\tau_{12}}\right)\right\} \tan \phi_e} \quad (4)$$

$$\nu = \frac{\cos \theta}{\tau_{12}} \left\{ \frac{(z_2 - z_1)}{\tan \phi_e} - y_2 \tan \phi_e - x_2 \right\} \quad (5)$$

が得られる。(1), (3)式及び(2), (3)式を用いても  $\tau_{12} = \tau_{13} + \tau_{23}$  の関係を考慮に入れることにより同じ式が得られる。

以上のように各観測局のある値以上の降雨減衰の発生時間差を得ることで、降雨域の移動方向、移動速度が求められる。

2.1.2 雨域高度、雨域の厚さ

図2に雨域が衛星電波通路に入ってから観測局を通過するまでの例を示す。図2において A 局の衛星電波通路を考えると、雨域前面が  $P_1$  で A 局の衛星電波通路に入ると降雨減衰が観測される。それから、雨域前面が A 局点に達すると、A 局点で降雨が観測される。その間に雨域が移動する距離を  $d'$  とし、その時間差を  $\Delta t_1$  とすれば

$$\overline{AP_1} = \frac{h - z_1}{\tan \phi_e}$$

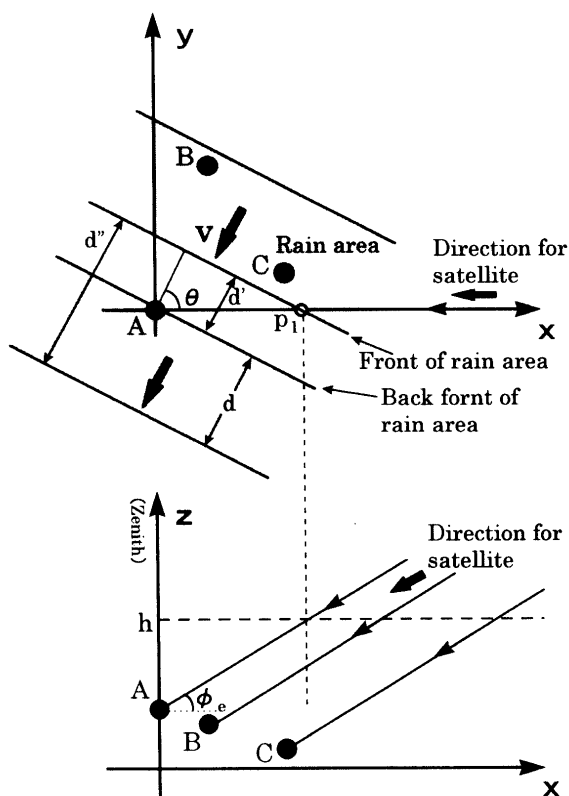
であるから

$$d' = \Delta t_1 \cdot \nu = \frac{h - z_1}{\tan \phi_e} \cos \theta$$

$$\therefore h = \frac{\Delta t_1 \cdot \nu \cdot \tan \phi_e}{\cos \theta} + z_1 \quad (6)$$

となり ( $\nu$ ,  $\theta$  は(4), (5)式で求まっているものとする)、雨域高度  $h$  が求まる。

次に、雨域前面が  $P_1$  で A 局の衛星電波通路に入ると降雨減衰が観測されてから、雨域後面が A 局点に到達し降雨減衰が観測されなくなるまでに移動する距離を  $d''$  とし、その間に雨域が移動するのにかかる時間（降雨減衰の継続時間）を  $\Delta t_2$  とすると、雨域の厚さを  $d$  と



d : 雨域の厚さ  
 d' : 雨域前面がP<sub>1</sub>に進入してから、A局点に到達するまでの移動距離  
 d'' : 雨域前面がP<sub>1</sub>に進入してから、雨域後面がA局点に到達するまでの移動距離

図2 雨域観測例(2)

Fig.2 Example for observation of rain area (2)

するとき、

$$d'' = \Delta t_2 \cdot v = d + \Delta t_1 \cdot v$$

$$\therefore d = (\Delta t_2 - \Delta t_1) \cdot v \quad (7)$$

となる。

以上のように、 $v$ 、 $\theta$ が求まっていれば、降雨減衰と降雨の発生時間差及び降雨減衰の継続時間が得られることで雨域高度、雨域の厚さが求まる。

## 2.2 観測システム

雨域細胞は単純ではなく、また降雨域の大きさも対流性降雨に見られるような小さなものから、層状性降雨に見られるような大きなものまで様々である。ここでは降雨域の大きさを3~25kmの範囲と仮定する<sup>2)</sup>ことにする。それに伴い1辺約1.5kmの三角形の各頂点に観測局を設置した近距離3点観測と、1辺約12~20kmの三角形の各頂点に観測局を設置した遠距離3点観測の、二つの3点観測が行えるようにした。以下に観測局配置場所及び衛星放送波観測システムについて述べる。

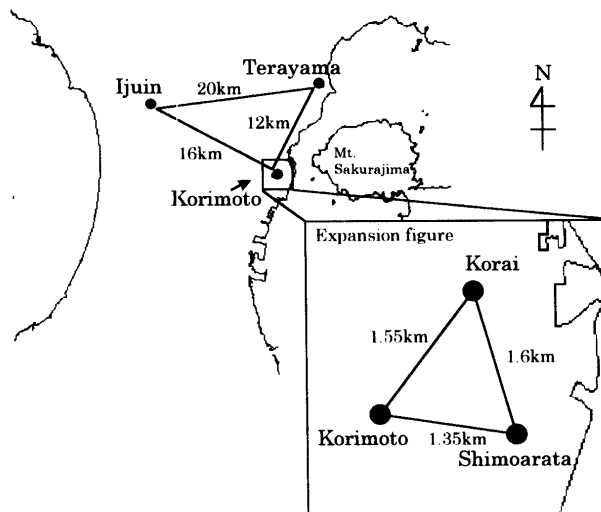


図3 観測システム設置地点

Fig.3 Construction of observation points

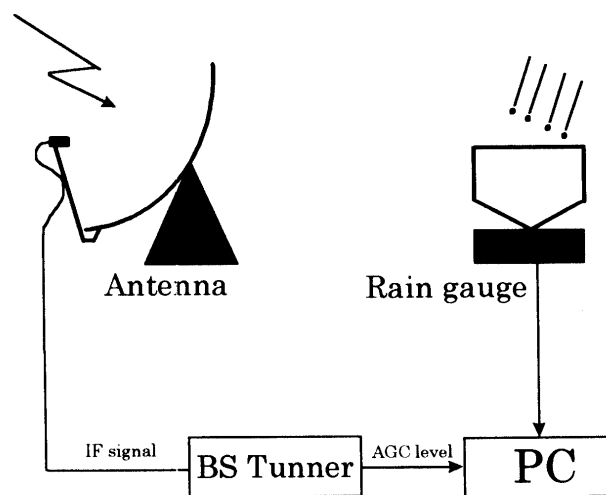


図4 観測システムの構成

Fig.4 Constitution of observation system

### 2.2.1 観測局配置場所

図3に観測システムを設置した場所を示す。近距離3点観測には鹿児島大学工学部電気電子工学科(鹿児島市郡元一丁目, 以下郡元)、鹿児島大学水産学部(鹿児島市下荒田四丁目, 以下下荒田)、MBC南日本放送放送会館(鹿児島市高麗町, 以下高麗)を選び、それぞれの建物で屋上の見通しの良い場所に設置した。また遠距離3点観測には郡元、伊集院(日置郡伊集院町妙円寺)、鹿児島大学理学部南西島孤地震火山観測所(鹿児島市吉野町寺山, 以下寺山)を選びそれぞれ同様に見通しの良い場所を選び設置し、観測を行っている。

2.2.2 衛星放送波観測システム

図4に衛星放送波観測システムの簡略化した構成図を示す。約12GHzの衛星放送波を直径50cmのパラボラアンテナで受信し、チューナからキードAGC電圧を取り出し、そのレベル変動をA/D変換ボードを経てパソコンに記録する。データは1分間に一回記録し、24時間常時観測できるようにしている。また、郡元と寺山には雨量計を設置し1分間降雨強度の測定も行っている。

3. 観測結果

3.1 観測データ例

図5に1997年8月9日の22:45から23:45の間に各観測局で観測された降雨減衰の時系列データ例を示す。降雨減衰の発生時刻に差があることが判る。

図6に、図5と同日同時刻に郡元で観測された降雨強度データを、同じく郡元で観測された降雨減衰データと併せて示す。この図からも、明らかに降雨減衰と降雨の発生時刻に差があることが見て取れる。

これらの図を一見するだけでも、雨域の移動方向が大略推定できるが、降雨減衰の発生時間差等をこれらの図から求め、前述した原理により、雨域の移動方向、移動速度及び雨域高度、雨域の厚さを測定する。

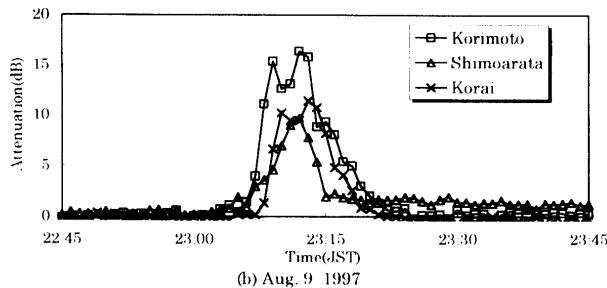


図5 各観測局の降雨減衰観測データ例  
Fig.5 Examples of observed rain attenuation characteristics for each station

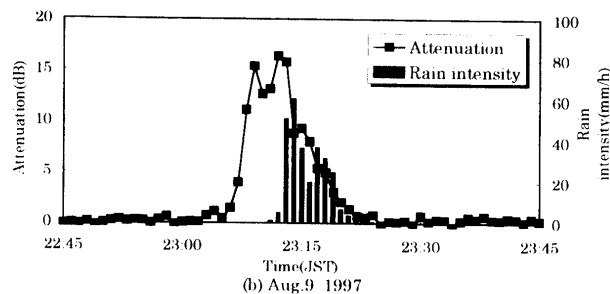


図6 鹿児島大学で観測された降雨減衰と降雨強度データ  
Fig.6 Rain attenuation and rain intensity characteristics which were observed at Kagoshima university

3.2 時間差の求め方

前述の原理においては、降雨減衰の発生時間差及び降雨と降雨減衰の発生時間差を得ることで、雨域の移動方向等を求めることが出来る。実時間でその時間差を求めることが理想的ではあるが、現在のシステムにおいてそのようなことは困難である。従って、図5及び図6のように時系列データにしてから時間差を求めることになる。その場合、図5及び図6において、どの時刻を降雨減衰及び降雨の始まりとするかが問題となる。降雨の場合は、雨量計の受水口に雨滴が入らない限り観測されないため観測地点での降雨の始まりの時刻を判定するのは容易であるが、減衰の場合は、降雨以外の要素(シ

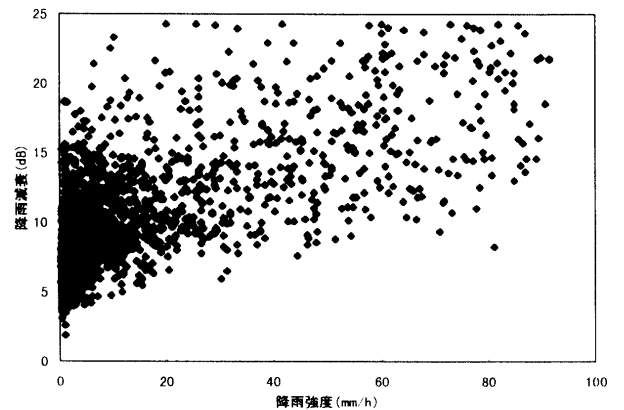


図7 降雨強度-降雨減衰特性(1997年7月 郡元)  
Fig.7 Scattergram between rain attenuation and rain rate measured (jul., 1997 Korimoto)

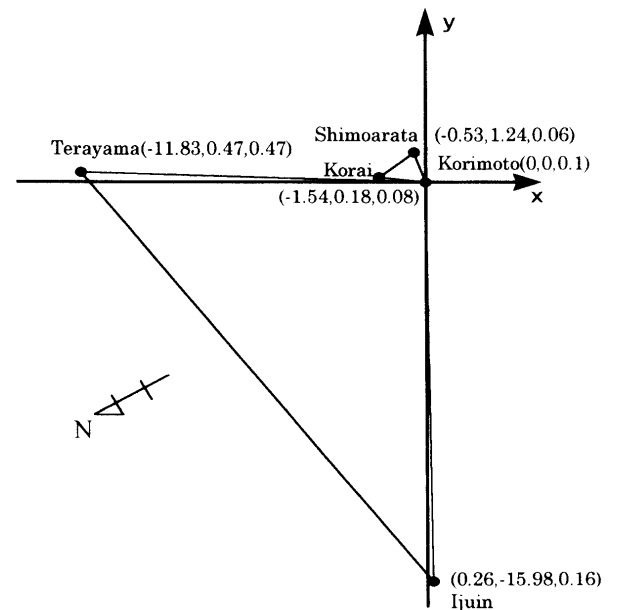


図8 観測局位置関係と位置座標  
Fig.8 The situation of observation stations and their coordinates

ンチレーション等)でも起こるため判定が難しい。降雨強度と降雨減衰の関係性を求めても、我が国では衛星電波は斜め伝搬であるため、衛星電波の受信地点の降雨強度と降雨減衰には相関が小さいことが我々の実験で判っている<sup>3)</sup>。また、今回の我々の観測においても同様の結果を得た。図7に1997年7月の1ヶ月間に郡元で観測された降雨における降雨強度と降雨減衰の関係性を示す。明らかに降雨強度と降雨減衰の間に相関がないことが判る。しかし、5 dB以下の減衰が少ないことに気がつく。そこで、ここでは減衰が5 dB以上になった時刻を、降雨減衰の始まりの時刻と定義し、降雨減衰継続時間も5 dB以上の減衰が続く時間と定義する。

3.3 雨域の観測

各3点観測において図1のA局(原点)を近距離3点観測及び遠距離3点観測とも郡元とした場合の各観測局の位置関係及び位置座標を図8に示す。図8において各観測局のx, yの座標値はそれぞれy軸, x軸からの距離であり単位はkmである。また、z座標の値は海拔高度(km)である。近距離3点観測においてはB局を下荒田, C局を高麗とし、遠距離3点観測においてはB局を寺山, C局を伊集院とする。B, C局を入れ替えても求める値の絶対値は一定であるため、A,B,C局は任意に決定して良い。また、鹿児島地方では静止衛星軌道上にある放送衛星(BS-3a)の方向は方位角が211度、仰角

が47度である。従って、真南から西方向に31度の方向をx軸とする。

今回は得られたデータの中から、10dB以上の減衰があった降雨を数例選び、その雨域について検討を行った。ここで検討するのは表1に示す6個の減衰データ(雨域)である。なお、VとV'は近距離3点と遠距離3点の両方で観測された同一の雨域である。

3.2.1 雨域の移動速度、移動方向

表2に表1に示す雨域について、観測原理に基づいて求めた雨域の移動速度、移動方向を示す。ここで移動方向は真北からの角度で示してある。また、雨域の移動速度、移動方向は700~500hPaの気圧高度の風速、風向に依存することが判っている<sup>4)</sup>。従って、比較のために鹿児島地方気象台で得られたラジオゾンデによる高層気象観測のデータより700~500hPaの気圧高度の風速及び600hPaの気圧高度の風向も示しておく。(鹿児島地方気象台での高層気象観測は1日に2~4回なので、表1の降雨減衰の発生している時間に最も近い時間の観測データを使った。)

まず、雨域の移動速度と高層風速を比較する。雨域Iの移動速度は700hPa層の風速、雨域V'の移動速度は600hPa層の風速及び雨域VIの移動速度は500hPa層の風速とそれぞれほぼ一致する。他の雨域に関しては13~50 km/hの差があり、移動速度と高層風速が一致しないことが判る。また、雨域VとV'は同一のものであるにもかかわらず、近距離3点観測と遠距離3点観測の結果に約20km/hの差があることも判る。しかし、ここで考慮に入れないといけない重要な点がある。前に述べたが、本システムはデータの取得を1分間に1回だけ行っているため、降雨減衰の発生時間差を求める際において、最大1分の誤差が生じることである。この降雨減衰発生時間差の1分の誤差が、雨域の移動速度を求める際に、近距離3点観測においては、最大約40km/hの誤差になり、遠距離3点観測においては、最大約7 km/hの誤差となる。このことを考慮に入れると、雨域III~Vの移動速度は誤差の範囲内に収まっており高層風速に一致することが考えられる。しかし、遠距離3点での観測による雨域IIの移動速度は、高層風速と比べてかなりの差があり、明らかに誤差の範囲外である。この原因としては、高層風の場所による変化が大きいこと、つまり、ここで用いている高層気象観測データは鹿児島地方気象台(鹿児島市東郡元町)上空を観測したものであり、その地点の高層風速及び風向と、他の地点(例えば伊集院等)の高層風速、風向に大きな差異があることが考えられる。更に、得られた減衰データが同一の雨域による減衰ではないことや、減衰や降雨の継続時間から考えて、かなり大きな

表1 用いた減衰データ  
Table 1 Used attenuation data

雨域	日時	観測点
I	7月7日 20:00~21:00	近距離3点観測
II	7月8日 17:00~22:00	遠距離3点観測
III	7月9日 14:30~15:30	近距離3点観測
IV	7月17日 14:00~15:00	近距離3点観測
V	7月18日 2:00~3:00	近距離3点観測
V'	''	遠距離3点観測
VI	8月9日 23:00~23:30	近距離3点観測

(注) VとV'は同じ雨域である。

表2 雨域の移動速度、方向と高層風速、方向  
Table 2 The relation between the wind of high altitude and the moving velocity, and direction observed of the rain

雨域	移動速度 (km/h)	移動方向 (°)	高層風速 (km/h)			600hPa層の風向(°)
			700hPa層	600hPa層	500hPa層	
I	73.2	254	75.6	57.6	50.4	235
II	15.2	291	57.6	54	61.2	223
III	73.2	254	57.6	57.6	57.6	242
IV	35.1	308	61.2	68.4	54.0	255
V	26.1	291	39.6	43.1	61.2	303
V'	44.4	278	39.6	43.1	61.2	303
VI	40.2	281	57.6	54	36.0	237

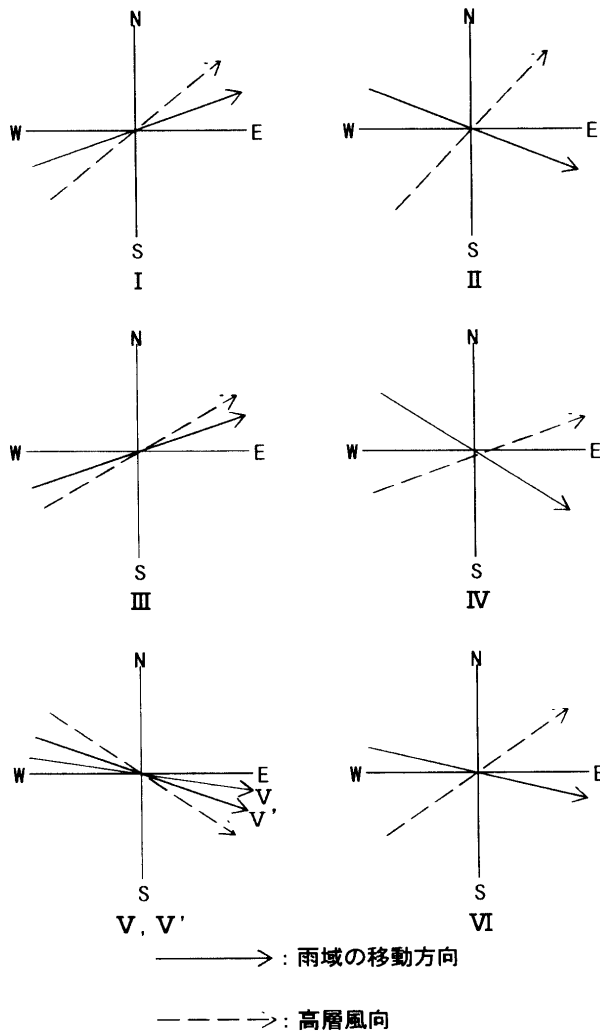


図9 雨域移動方向と高層風速の比較

Fig.9 Comparison of moving direction of rain area with the wind of high altitude

雨域であることから、この様な大きな雨域は高層風には依存しないことも考えられる。また、同一の雨域であるVとV'も、誤差を考えれば近距離3点観測と遠距離3点観測の観測結果が一致するものと思われる。

次に、雨域の移動方向と高層風速を比較する。図9に雨域の移動方向と高層風速を視覚的に表したものを示す。雨域I、III、Vは10度前後の差があるもののほぼ一致している。その他の雨域においては、かなり角度差があるように思われるが、移動方向においても、降雨減衰の発生時間差を求める際の1分の誤差で、近距離3点観測では最大約80度、遠距離3点観測では最大約10度の誤差が生じる。したがって、近距離3点での観測による雨域は高層風向とほぼ一致することが考えられる。しかし、遠距離3点観測による雨域IIとV'は誤差の範囲外である。雨域V'については誤差が30度程度であることと、近距

表3 雨域高度と雨域の厚さ

Table 3 The height and thickness of the rain area

雨域	雨域高度 (km)	雨域の厚さ (km)	地上気温から求めた 雨域高度(km)
I	7.27	4.88	5.28
II	4.37	44.12	5.71
III	3.68	18.3	5.26
IV	5.37	7.02	4.85
V	5.53	3.49	4.78
V'	4.17	5.92	4.78
VI	6.58	4.69	5.72

離3点観測ではほぼ一致するため、高層風向と一致していると考えてよいが、雨域IIの移動方向と高層風向にはかなりの差があり、これも高層風の場所による変化が大きい等の原因が考えられる。

降雨減衰の発生時間差を求める際の1分の誤差が、移動速度及び移動方向を求める際にかなり影響してくるが、雨域IIを除けば、誤差を考慮に入れることにより高層風速及び風向とほぼ一致し、この観測結果は妥当なものと言え、本システムによる雨域観測の有効性を示すものである。

### 3.2.2 雨域高度、厚さ

次に、雨域高度と雨域の厚さについて検討していくが、第3章の原理より雨域高度 $h$ と雨域の厚さ $d$ を求めるときは、先に雨域の移動方向 $\theta$ と移動速度 $v$ が求まっていることが条件になるため、前項で求めた雨域I～VIの移動速度、移動方向がほぼ正確に求まっていると仮定する。表3にそれぞれの雨域高度、雨域の厚さを示す。また雨域高度 $h$ は地上気温を $T$ ( $^{\circ}\text{C}$ )とすると

$$h = \frac{1}{4.6}(T - 2.4)[\text{km}] \quad (8)$$

となることが実験的に判っている<sup>9)</sup>ので、地上気温から求めた(8)式による雨域高度の値も併せて示してある。ここで用いた地上気温の値は鹿児島地方気象台の観測によるものである。

雨域高度について我々の観測による結果と地上気温から求めた値とを比較する。1～2kmの誤差があるが、これも先ほどのように降雨と降雨減衰の発生時間差および降雨減衰継続時間を求める際の誤差を考慮に入れば、ほぼ一致していると考えてよい。雨域VとV'も一致するものと考えられる。

雨域の厚さ(大きさ)に関しては、今回は3～25kmの大きさであると仮定したが、雨域II以外はその範囲に収まっており、妥当な値と言える。雨域IIはかなり大きな値となっており、原因はよく分からないが、実際にこの

様な大きな雨域であったとも考えられる。

雨域高度、雨域の厚さを求める際には雨域の移動速度、移動方向が精度よく求められていることが条件になる。そのため、時間差等を求める際の誤差と移動速度等の誤差が積算され、精度としては悪くなる。しかし、今回の観測結果は、本システムが雨域高度及び雨域の厚さの観測においても有効であることを示すものである。

#### 4. まとめ

本論文では、3地点による雨域観測の原理を示し、その原理に基づく観測結果と気象データの比較検討を行った。その結果、本システムが雨域観測に有効であることを示すことが出来た。しかしながら、今回のシステムにおいて、当初はデータ取得は1分間に1回で十分と思われたが、実際はそのことによる誤差が原因で、かなり精度の悪いものとなっていた。これはデータ取得間隔を短くすることで解決できるが、パソコンのハードディスクの容量等の問題があり、どの程度短くするか今後の課題である。また、今回は最初の仮定において雨域は平板状としたが、実際はもっと複雑なものであり、雨域の形状も考慮に入れることも必要ではないかと思われる。

また、今回得られたデータの中で、7～9月の夏期のデータをみると、工学部、寺山、伊集院の遠距離3点観測において、同一の雨域による降雨減衰と思われるデータが少ないことが判った。このことから、夏期に鹿児島地方に降雨をもたらす雨域は20km以下のものが多いことが判り、この様な中規模から小規模の降雨域が災害を引き起こすような局所的な降雨をもたらすものと考えられる。

本研究において、雨域観測に用いた全システムのコストは、アメダスシステム及び気象レーダに比べると明らかに低い。観測精度を上げるために更に設置地点を増やしたとしてもたいして変わらない。従って、今後観測精度が向上し、データ伝送等の問題をクリアすれば、本シ

ステムが局所的な降雨予測等に役立つものと期待できる。

#### 謝辞

本研究にあたり、観測システムを設置させていただいたMBC南日本放送放送会館、鹿児島大学水産学部及び鹿児島大学理学部南西島孤地震火山観測所の皆様及び鹿児島大学工学部電気電子工学科の南竹力技官に心より感謝致します。また、地上気象観測簿、高層気象観測簿等を提供していただいた鹿児島地方気象台の皆様にも深く感謝致します。

#### 参考文献

- 1) 岡本他, “熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 搭載降雨レーダのシステム検討,” 日本リモートセンシング学会誌, Vol. 15, No. 4, pp. 66~80, 1995 その他 畚野他, “熱帯降雨観測衛星 (TRMM) 降雨レーダ開発研究結果,” 通信総合研究所季報, Vol. 42, No. 3, 1996
- 2) 荒生公雄, “10分間降水量でみた長崎豪雨の構造,” 天気 (気象学会雑誌), Vol. 33, No. 1, pp. 17~26, 1986
- 3) 木原芳一, 内野誠, 牛ノ濱和仁, 西牟田一三, 安田茂, 林理三雄, “12GHz 衛星電波による22 GHz 伝搬特性推定,” テレビ学技報, Vol. 20, No. 2, pp. 13~16, 1996
- 4) 今井一郎, 鈴木栄一, 井沢竜夫, 蔵重清, 青柳二郎, 柳瀬利子, 林和子, “降雨の統計的性質と電波の減衰,” 気象庁研究時報, Vol. 16, No. 3, pp. 137~166, 1964
- 5) M. Fujita, K. Nakamura, T. Ihara, R. Hayashi “Seasonal variations of statistics in millimeter wave earth-satellite link due to bright-band height,” Electronics letters, Vol. 115, No. 20, pp. 654~655, 1980