

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

INVESTIGATION OF SMALL SCALE WATER VAPOR DISTURBANCE BY USING POWER SPECTRUM OF GPS ATMOSPHERIC DELAY

大石 哲¹・中北 英²・池淵 周一³・島田 誠⁴

Satoru OISHI, Eiichi NAKAKITA, Shuichi IKEBUCHI and Seiichi SHIMADA

¹正会員 博(工) 京都大学助手 防災研究所水資源研究センター (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)

²正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所水資源研究センター (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)

³フェロー 工博 京都大学教授 防災研究所水資源研究センター (〒 611-0011 宇治市五ヶ庄)

⁴非会員 理博 科学技術庁主任研究官 防災科学技術研究所 (〒 305-0006 つくば市天王台 3-1)

Water vapor variation has been investigated by using GPS. However, short-term disturbance of water vapor has not been sufficiently understood. Therefore, a method for investigating the short-term disturbance of water vapor is proposed in this study. In this method, power spectrum of atmospheric delay, which is obtained by GPS, is modeled. The parameter of the model and root mean square error (RMS) is used for investigation. The method is applied to the data obtained in Biwako Project '98 held in July 1998. As a result of the research, the difference between power spectra of observed data and power spectrum model shows the mechanism of water vapor disturbance.

Key Words : water vapor disturbance, GPS, power spectrum, atmospheric delay, Biwako Project

1. はじめに

近年, GPS を用いた測地誤差の主要因である水蒸気が GPS に与える影響を観測・解明することを通して, GPS から水蒸気情報を取り出して気象学・水文学に応用しようとする GPS 気象学が発達してきている。

その中で, GPS 測地を解析する際に得られる GPS 可降水量を用いて降雨を解析した事例として, 中村ら¹⁾は, 梅雨前線帯の降雨についてメソ α スケールの視点で調査し, GPS 可降水量は降雨の移流に対して3時間程度の先行時間をもって増加していることを示した。神田ら²⁾は東京湾周辺の集中豪雨に対して, GPS 可降水量の変動について調査し, GPS 可降水量が豪雨の移流に関する先行指標として有効であることを述べている。これらの研究は天頂方向水蒸気量の積分値である可降水量に着目しており, メソ α ~ β スケールの降雨の生起・発達と可降水量の間の物理的関係が GPS でよく観測できることを示している。

中村ら¹⁾, 神田ら²⁾の研究は GPS 可降水量が狭域の降雨の先行指標として用いられ得ることを示唆している。しかし, GPS 衛星の軌道決定が現状では1日程度

かかるため, 測地解析を通して得られる GPS 可降水量は確率論的に降雨の先行指標として有効であったとしても, そのまま短時間降雨予測に用いることはできない。そこで, 畑中³⁾は領域数値モデルの4次元同化に間に合う GPS 可降水量データを供給するために, 予測軌道情報を使って190点のデータを用いた GPS 準リアルタイム解析を行おうとしている。したがって, 中村ら¹⁾や神田ら²⁾の研究は注目すべき現象に対して, その現象に対する水蒸気変動量および時間スケールを理解するというアプローチを採っていると考えた方がよい。

測地解析を通して得られる GPS 可降水量は, 用いている手法の限界から30分~1時間の時間分解能しか持たない。一方, GAMIT や GIPSY といった GPS 測地解析ソフトは, GPS 衛星と受信機間の大気遅延量を出力することができる。この大気遅延量を本研究では視線方向大気遅延量と呼ぶ。視線方向大気遅延量は GPS の電波を受信する時間間隔分の分解能をもっているので, GPS 可降水量では解析できないスケール現象を知ることができると考えられる。

視線方向大気遅延量を用いた研究として, 平原ら⁴⁾は

4次元水蒸気トモグラフィ（断層撮影法）構想によって3kmより下の水蒸気の構造を分析する計画を提案している。この手法は、超高密度に展開したGPS受信機を用い、それぞれの受信機で観測された視線方向大気遅延量が交差することを利用して、水蒸気の3次元分布を求める方法である。また、島田ら⁵⁾は活発な前線下で見られたGPSデータの位相平均値からのずれのピークが、レーダーエコーや風向から推測される水蒸気のピークの移動と矛盾していないことを示している。同様の視点から大石ら⁶⁾はGPSの位相平均値からのずれを用いて降雨の影響による水蒸気擾乱を抽出する方法を開発し、数値実験とMUレーダーサイトでの観測結果を用いてその検証を行っている。

しかし、視線方向大気遅延量は水蒸気等の影響を受ける大気の屈折率の経路積分量であり、様々な時間スケールの現象の影響を受けているにもかかわらず、その影響を考察した研究は十分ではない。そのことは視線方向大気遅延量を用いた解析研究が定性的解釈から定量的解釈に進展するための障壁となっており、また、小スケールの水蒸気擾乱の抽出手法を評価する際の問題点である。さらに、視線方向大気遅延量の出力情報はきわめて膨大であることが原因となって、一般的には解析が困難であり、何らかの指標化が望まれる。

そこで、本研究ではGPSの視線方向大気遅延量のパワースペクトルを求め、それを自己相関関係が指数型になるマルコフ過程現象のパワースペクトルでモデル化して、そのパラメータおよび平均2乗誤差根(RMS)を用いて、短時間スケールの水蒸気擾乱を調査する方法を提案する。その方法を琵琶湖プロジェクト'98で得られたGPS大気遅延量データに適用して、その妥当性を示す。さらに、観測量のパワースペクトルをパワースペクトルモデルと比較して、境界層内対流セルの発達や降雨をもたらす対流雲などの小スケールの水蒸気擾乱の時間スケールについて議論する。

2. 視線方向大気遅延量のパワースペクトルモデル

(1) 視線方向大気遅延量とその変動

大気が電波の伝搬に与える影響は、主として伝搬経路上での電波の減速による効果で記述される。電波が真空中を進むときの伝搬速度を用いて、GPS衛星と受信機間の距離 L を測定すると、電波の減速は L が延びたことと解釈され、その増分は、

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

で表される。ここで、屈折率 $n(s)$ は経路上の点 s における気温、気圧、水蒸気圧の影響を受けている。

搬送波位相を用いた静止干渉測位法による測地では、位相を収録した時刻（エポック）毎に得られる L から地球上の位置を算出する。その際に、大気の影響による誤差要因は、天頂方向の気圧の影響による静水圧遅延と水蒸気の影響による湿潤遅延、およびそれらの仰角依存性を考慮したモデルによって除去されており、その除去結果を天頂方向GPS可降水量算出の基礎データとして用いる。この算出の数学過程から、30秒毎のエポック間隔で観測されたデータを用いていたとしても、30分～1時間以上の時間分解能をもつ天頂方向大気遅延量でなくては物理的に意味を持たないと考えられている⁷⁾。

しかし、大気はより細かな時間スケールの変動をしているはずであり、特に水蒸気は、地表面過程の影響による境界層内対流セルの発生や、積乱雲などの降雨を伴う対流セルの通過に伴って変動すると考えられる。このような水蒸気変動とその測地誤差への影響を理解するためにはエポック毎の大気遅延量が必要となる。そのために、静止干渉測位用に、MITとスクリプス海洋研究所が開発したGPS解析ソフトGAMIT(Ver.9.82)は、測地解析の結果を用いた位相値事後誤差を、受信機から衛星を見たときの仰角・方位角とともに出力する。本研究ではこの位相値事後誤差から電離層の影響を受けていないLC波のものを選択し、視線方向大気遅延量として用いた。

3時間毎の大気遅延量を線形内挿をするオブション(PWL)を使わずに求め、その値からの残差である視線方向大気遅延量の時系列の例を図-1に示した。ただし、仰角による大気遅延量の伸びは補正してある。縦軸にはLC波の波数を用いて降水量に変換していない。なぜなら、静水圧遅延や湿潤遅延の検出に用いられる地上気圧や地上気温は、3hr以上の変動を除去した場合には有意な値が検出できないため、地上気圧や地上気温との同期をとるよりは加工していない波数を用いた方が議論が簡明だからである。

この時の乾燥大気圧変動は、パワースペクトルを求めた3時間スケールでは線形に増減するか、途中にピークあるいはボトムが1つある、すなわち周期が3時間以上のものであった。また、気圧変動による大気遅延量の変動は最大で0.026サイクル/3hr程度であった。したがって、本研究では乾燥大気遅延量の変動は3時間スケールの視線方向大気遅延量のパワースペクトルには現れてこないものと考えた。

ここで、この時の地上気温から求められる湿潤遅延量から可降水量への変換係数 Π は 0.165 ± 0.001 であったので、図-1に現れている変動がすべて湿潤遅延量であるとして、1サイクルは可降水量にして31.2～31.5mmである。

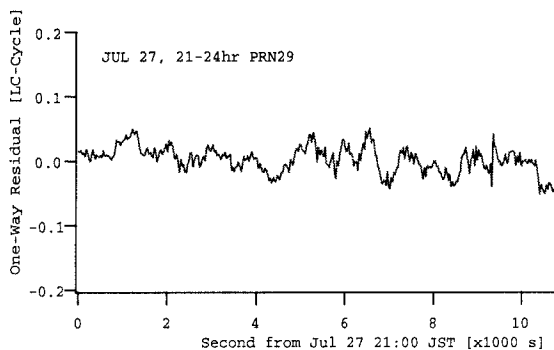


図-1 視線方向大気遅延量の例. 1998 年 7 月 27 日 21~24 時 (JST) に滋賀県木之本町にて観測されたデータを用いて算出した. PRN は GPS 衛星番号

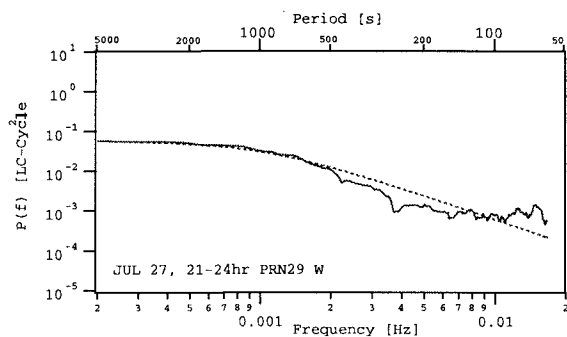


図-2 視線方向大気遅延量 (図-1) のパワースペクトルとパワースペクトルモデル

(2) 視線方向大気遅延量のパワースペクトルモデル

視線方向大気遅延量は図-1に見られるように、細かな変動を繰り返している。また、このデータは1日に1点あたり2MB程度の容量を持ち、多地点で長期の観測を行った結果を考察するためには何らかの解析指標が必要である。そこで、本研究では、視線方向大気遅延量のパワースペクトルを算出し、さらにその性質をパワースペクトルモデルで評価する方法を導入した。以下にその方法を説明する。

まず、自己相関関数が、

$$C(\tau) = C(0)e^{-a|\tau|}, \quad (2)$$

で表されるマルコフ過程現象のパワースペクトルは、

$$P(f) = \frac{C(0)}{\pi} \frac{a}{a^2 + 4\pi^2 f^2}, \quad (3)$$

となる⁸⁾。図-1に示される視線方向大気遅延量のパワースペクトルを図-2に実線として示し、式(3)のパワースペクトルを破線として示すと、よく一致している。実際、GAMIT(Ver.9.82)では天頂大気遅延量推定アルゴリズムにマルコフ過程を用いている。したがって、式(3)のパワースペクトルを視線方向大気遅延量のパワースペクトルモデルとする。

ここで、式(2)の自己相関関数のパラメータ $a(>0)$ が大きいときには、パワースペクトルは横軸に水平に近づく、すなわち比較的短周期成分が多いスペクトル構造になる。逆に a が小さいときには、パワースペクトルは横軸に垂直に近づく、すなわち長周期成分が卓越している。一方、観測された視線方向大気遅延量のパワースペクトルが周波数帯によって異なるパラメータを持つと考えられる場合には、天頂大気遅延量の算出では短周期成分までを考慮することができないと考えられる。

3. 観測データへの適用と考察

(1) 琵琶湖プロジェクト'98と解析条件

本研究で用いたデータは琵琶湖プロジェクト'98で観測されたものである。琵琶湖プロジェクト'98は1998年7月26日~31日(以下の日付時刻は全て日本時間)の期間に9の大学・機関から合計38名の参加を得て、滋賀県木之本町、高月町、びわ町、長浜市などで行われた観測プロジェクトである。本研究では、木之本町伊香高校千田農場跡に設置したGPS観測装置(アシテックZ-XII, チョークリングアンテナ)が観測したGPSデータを対象に解析を行った。その他、同地点のドップラーソーダ、びわ町スポーツの森で観測されたラジオゾンデ、木之本町集中田のフラックス観測装置、虎姫町に設置した転倒マス式雨量計のデータを用いている。それぞれの観測点の位置関係を図-3に示す。

本研究では、GPS観測データから視線方向大気遅延量の算出はGAMIT(Ver.9.82)を用いて、島田⁹⁾、島田¹⁰⁾に基づいて行った。その際に計算機上の作業領域を、解析条件領域、解析作業領域、観測データ領域、境界条件領域(IGS観測点ファイルや地球回転データ等)に分けて、直接編集が必要になる解析条件をわかりやすくし、解析を容易に行うことができるようにした。その上で、その環境でGPS気象学のための解析をバッチ形式で行うための一連のプログラム群を開発した。

測地解析では、位置が不確定な千田農場のGPS観測点を茨城県つくば市、長野県白田町、ハワイ、グアム、イルクーツクのIGS(International GPS Service for Geodynamics)観測点で囲んで、100m程度の精度で推定された初期位置からの拘束を少しずつ強くして5mm程度にまで推定精度を上げた測地座標を求めた。次に座標位置を固定して、3時間毎の天頂方向大気遅延量を求め、その位相値事後誤差としての視線方向大気遅延量を求めた。3時間毎の天頂方向大気遅延量は線形内挿をしていないオプションを用いて、大気遅延量の

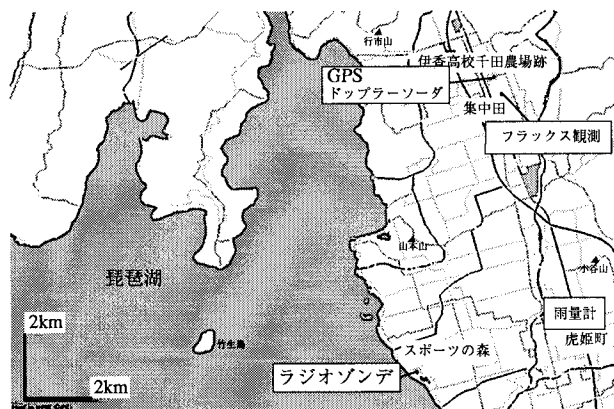


図-3 琵琶湖プロジェクト観測点

ある時間における極大・極小にその前後の時間の大気遅延量が左右されないようにした。求められた視線方向大気遅延量から、FFT法を用いてパワースペクトルを算出した。その際に、日野⁸⁾にしたがって両端の1/10にcosine型のデータウィンドウをかけ、出力結果は15個の移動平均を用いて平滑化している。

(2) 考察

まず、琵琶湖プロジェクト'98期間中の総観規模の大気の状態を説明する。7月27日から28日前半までは琵琶湖域は低気圧に覆われており、日照時間もほとんどなかった。また、7月27日の午前中および午後にしゅう雨が降った。7月28日後半から7月29日正午にかけては太平洋高気圧が徐々に張り出してきて天候も回復し夏型の天気になった。その後、7月29日午後に琵琶湖北東部で降雨を観測した。

次に、本研究で議論する視線方向大気遅延量のパワースペクトルは3時間毎の天頂方向大気遅延量の残差であり、前述したように静水圧遅延の影響はこのスケールの変動に影響を及ぼさないと考えられるのでパワースペクトルに現れる現象は全て水蒸気の影響によるものとして考察する。期間中は晴天、曇天、雨天が現れたので、GPSに影響を与える水蒸気擾乱として、晴天時の地表面過程の影響による境界層内対流セルの発生に伴う水蒸気の擾乱、および降水に伴う水蒸気の擾乱が考えられる。ここでは、晴天時の水蒸気擾乱の指標として地表の潜熱フラックスを用い、降水に伴う水蒸気の擾乱の指標として10分間降雨強度を用いて、これらの指標で表される時空間場の変化とパワースペクトルの変化の対応を考察する。潜熱フラックスと10分間降雨強度、および総観場の水蒸気変動を表すラジオゾンデで観測された水蒸気可降水量の変動を図-4に示す。

1998年7月27日～29日に千田農場跡で観測され、前節の方法で算出された視線方向大気遅延量のパワー

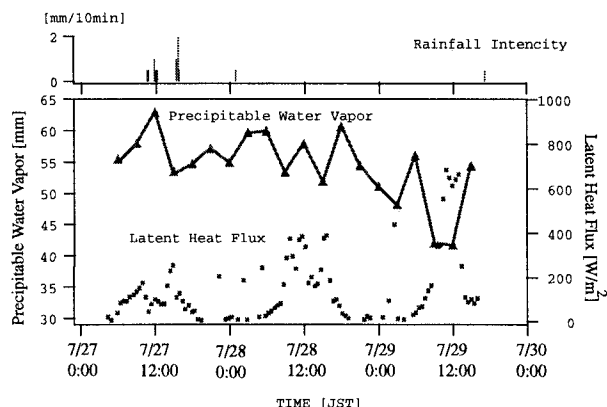


図-4 期間中の水蒸気可降水量、潜熱フラックス、10分間降雨強度の時系列

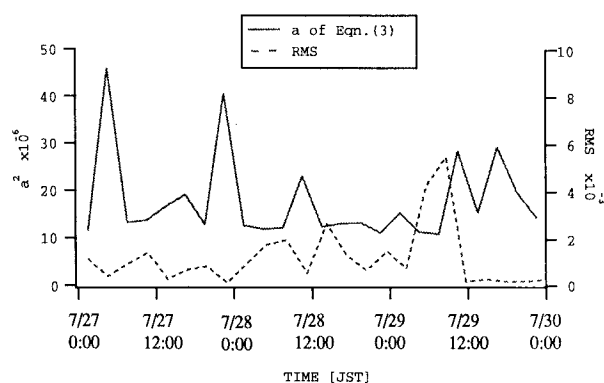


図-5 期間中のパワースペクトルモデルの a (実線)とRMS(破線)の時系列

スペクトルと、式(3)で表されるパワースペクトルモデルについて、パラメータ a とRMSを図-5に示した。

まず、観測された視線方向大気遅延量から求めたパワースペクトルモデルのパラメータ a とRMSの関係、およびそれらと観測地点の気象との関係に注目して、図-5と図-4の比較により考察を行う。図-5のパラメータ a とRMSの間には逆相関関係が見られる。すなわち、長周期の擾乱が卓越する場合の方が短周期擾乱をパワースペクトルモデルで表現することが困難になっている。

また、図-5においてRMSが極大をとる7月28日午後と29日午前中の観測地点の気象は、図-4から水蒸気可降水量が減少し、潜熱フラックスは増加していることがわかる。したがって、7月28日午後と29日午前中に見られるRMSの極大は、大気全層にわたって水蒸気量が減少したために地表面過程の影響によって生じた擾乱が水蒸気擾乱としてGPSの視線方向大気遅延量の時間変動に影響を与えたと考えられる。逆に、大気全層にわたって水蒸気が飽和に近い場合には、

擾乱が生じていても、それが水蒸気擾乱として認識されにくい。

そこで、可降水量が少なく、潜熱フラックスが大きい、すなわち地表面過程の影響によって水蒸気混合が生じていると考えられる時間帯のパワースペクトルを見て、より詳細に考察を行う。図-6に7月29日6~9時に観測された視線方向大気遅延量のパワースペクトル（実線）、パワースペクトルモデル（細かい破線）、可降水量が増加し潜熱フラックスが減少した29日15~18時の視線方向大気遅延量から求められたパワースペクトルモデル（粗い破線）を示す。

図-6を見ると、可降水量が増加し潜熱フラックスが減少している時に、パワースペクトルモデルを適合させると、絶対値の大きい長周期の擾乱の影響で1000秒以下の周期ではパワースペクトルモデルと適合していないことがわかる。さらに、にわかに曇ってきて潜熱フラックスが減少した同日12~15時の観測量で適合させたパワースペクトルモデルと7月29日6~9時に観測された視線方向大気遅延量のパワースペクトルを比較すると、両者は短周期成分で漸近していることがわかる。すなわち、地表面過程の影響によってパワースペクトルの長周期成分が増加したことがわかる。

これは、境界層内対流セルによる水蒸気の混合過程の影響によるものと考えられる。すなわち、地表面過程の影響による境界層内対流セルの発達が大気鉛直方向に輸送して境界層の厚さを増加し、パワースペクトルの長周期成分を増加させる。一方で、境界層内では対流セルの影響で水蒸気が鉛直方向に一樣に混合されて、水蒸気擾乱として認識されにくくなったため、パワースペクトルの短周期成分は境界層内対流セルの発達に影響されることが少なかったものと考えられる。

ここで、境界層内対流セルによりパワースペクトルの長周期成分が増加している理由としては、長周期成分は複数の境界層内対流セルの移流に伴う境界層上端の変化を示していると考えた。この仮説は、より高い高度までの鉛直風速の分布を用いて裏付ける必要があり、ここではこれ以上の議論をしない。

境界層内対流セルの発達を確かめるために、期間中にGPSと同じ場所でドップラーソーダーにより観測された7月29日3~15時における上空100mの鉛直風のパワースペクトルを図-7に示す。図-7を見ると境界層内対流セルの発達に伴って、鉛直風のパワースペクトルは約250~200秒周期と約150秒周期で極大となっている。これは岩田¹¹⁾と同じ結果となり、境界層内対流セルが発達していることを意味する。ただし、上空100mの鉛直風の周期は、境界層内対流セル自体の周期とは異なるものであり、さらに境界層内対流セルの発

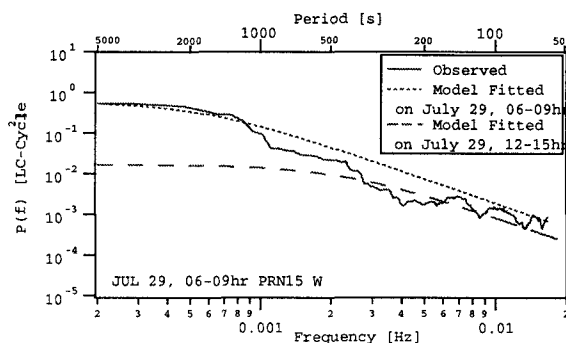


図-6 7月29日6~9時に観測された視線方向大気遅延量のパワースペクトルとパワースペクトルモデル、および7月29日12~15時のパワースペクトルモデル

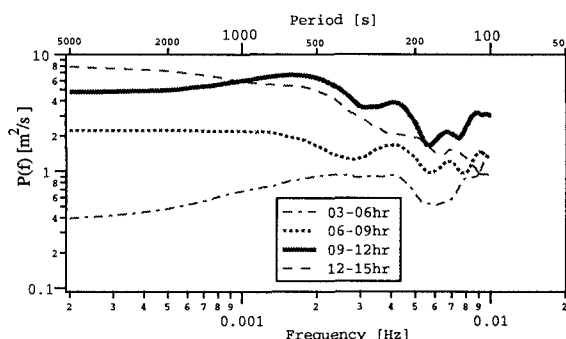


図-7 7月29日3~15時の上空100mにおける鉛直風のパワースペクトル

生や移流の周期とも異なるものである。このドップラーソーダーの鉛直風分布からは、GPSの視線方向大気遅延量のパワースペクトルの周期成分を定量的に説明することはできなかった。

一方、図-5のRMSには27日の正午を挟んで弱い極大が表されている。この時は雨雲に覆われてほとんど日射がないため地表面過程の影響による境界層内対流セルの発達に伴う水蒸気混合はなかったと考えられる。図-4を見ると、虎姫町に設置した雨量計でこの期間にしゅう雨を観測し、その影響による水蒸気擾乱が表現されていると理解した方が適当である。

そこで、図-8に7月27日15~18時に観測された視線方向大気遅延量のパワースペクトル（実線）、パワースペクトルモデル（細かい破線）、降雨がなかった27日18~21時の視線方向大気遅延量から求められたパワースペクトルモデル（粗い破線）を示し、考察を行う。

7月27日15~18時の視線方向大気遅延量のパワースペクトルでは、長周期成分の $P(f)$ の絶対値は、7月29日6~9時に観測された視線方向大気遅延量の長周期成分の $P(f)$ の絶対値とほとんど変わらない。しかし、7

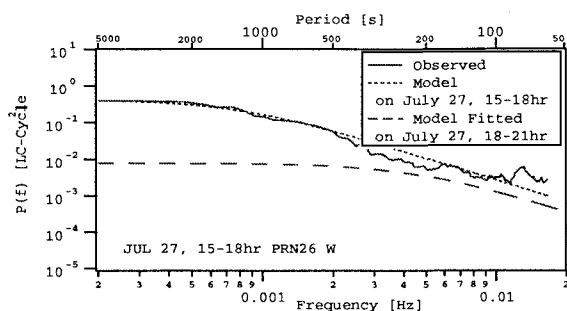


図-8 7月27日15～18時に観測された視線方向大気遅延量のパワースペクトルとパワースペクトルモデルおよび7月27日18～21時のパワースペクトルモデル

月27日15～18時の場合には500秒程度以上の周期でパワースペクトルモデルの適合がよいという点で、境界層が発達している時に観測された視線方向大気遅延量のパワースペクトルとは異なった性質を持つ。

しゅう雨が生起している場合には、積乱雲などの深い対流現象が生起していると考えられるため、大気全層の水蒸気量に関係してくると考えられる。図-4を見ると、降雨がなかった27日18～21時の方が、降雨があった場合よりむしろ可降水量が増加しているにもかかわらず、降雨があった場合と比較して降雨がなかった場合には $P(f)$ が2桁程度小さな絶対値となっている。このことは、視線方向大気遅延量の長周期変動成分は可降水量の増減で変化しているのではなく、積乱雲などの対流現象が生起し移流することによってその絶対値が増加することを示している。したがって、雲解像モデルなどを用いて積乱雲などの降水セルとしての深い対流現象が生起している場合の水蒸気擾乱について、降水セルのライフステージやその移流速度がパワースペクトルに与える影響に注目して考察を行うことによって、逆に視線方向大気遅延量から積乱雲のライフステージを知ることが可能であると考えられる。

4. おわりに

本研究では、GPS視線方向大気遅延量のパワースペクトルを用いて短時間スケールの水蒸気擾乱を調査する方法により、そのパラメータや適合度によって短時間スケールの水蒸気擾乱の変動を調査した。さらに、観測量のパワースペクトルとパワースペクトルモデルの比較により、境界層内対流セルの発達や降雨をもたらす対流雲などの小スケールの水蒸気擾乱の時間スケールについて議論した。

この議論を通して、地表面過程の影響による水蒸気混合過程が少なく、降雨がない、という条件を満たし

ている場合きわめてよく適合することが示された。すなわち、水蒸気に組織化した擾乱を与える小スケールの機構が存在しない場合には、ある程度短周期の水蒸気変動までを、自己相関関数が式(2)となるマルコフ過程でモデル化することができる。逆に、視線方向大気遅延量が地表面過程の影響による水蒸気混合過程や降雨の生起、通過による水蒸気擾乱といった小スケールの水蒸気擾乱の影響を受ける場合には、パワースペクトルモデルとの比較によって、その影響を考察することができた。

以上まとめると、パワースペクトルモデルを用いることによって、視線方向大気遅延量は地表面過程の影響や降水に伴う水蒸気擾乱の影響を表現していることが理解できた。長時間のデータや大気モデル・雲解像モデルを用いて大気遅延量の変動を考察することによってこれらの関係は定量的に記述可能であろう。

謝辞： 本研究の遂行に当たって、科学研究費補助金基盤研究（代表：中北英一）、科学技術庁科学技術振興調整費「GPS気象学」の援助を受けた。また、京都大学大学院工学研究科 田中賢治先生、中央大学理工学部 山田研究室からデータの提供を受けた。琵琶湖プロジェクト'98の遂行にあたって現地の方々にご協力いただいた。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 1) 中村一・青梨和正・藤部文昭・瀬古弘・小司慎教：GPS大気遅延量推定に及ぼすローカルな水蒸気量変動の評価に関する研究，GPSによる日本列島の水蒸気可降水量情報のデータベース化と気象学，環境科学，水文学などへの利用に関する研究会，pp.7-10，1997。
- 2) 神田学・石田知礼・大石哲：首都圏における雷雨性集中豪雨とGPS可降水量の時空間変動—1997年8月23日の集中豪雨の事例解析—，天気（印刷中），1999。
- 3) 畑中雄樹：GPS高速解析システムの開発—レビューと我々の取り組みの現状—，GPS合同シンポジウム講演会，1998。
- 4) 平原和朗・津田敏隆・宮崎真一・畑中雄樹：国土地理院全国GPS観測網を用いた大気トモグラフィー構想，GPSによる日本列島の水蒸気可降水量情報のデータベース化と気象学，環境科学，水文学への利用に関する研究会要旨集，pp.57-59，1997。
- 5) 島田誠一・青梨和正・T.A.Herring・R.W.King：GPSデータのone-way残差による水蒸気の時空間分布，GPS合同シンポジウム講演会概要集，p.88，1998。
- 6) 大石哲・中北英一・池淵周一：GPSを用いた積雲スケールの水蒸気擾乱抽出手法に関する研究，土木学会水工学論文集，pp.13-18，1997。
- 7) 畑中雄樹・島田誠一：GPS-MET-ML上の議論，1998。
- 8) 日野幹雄：スペクトル解析，朝倉書店，1977。
- 9) 島田誠一・日置幸介・畑中雄樹：GPS解析の概要，GPS気象学，気象研究ノート，第192号，pp.61-72，1998。
- 10) 島田誠一：GAMITソフトウェア，GPS気象学，気象研究ノート，第192号，pp.79-88，1998。
- 11) 岩田徹：ドップラーソダで測定した境界層低層の大気構造の研究，京都大学大学院理学研究科修士論文，1997。

(1999.9.30 受付)