

北陸地方における前線通過時のGPS電波大気遅延変動について

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 西村, 昌明, 里村, 幹夫, 島田, 誠一, 内藤, 勲夫 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000369

北陸地方における前線通過時の GPS 電波大気遅延変動について

西村昌明¹・里村幹夫¹・島田誠一²・内藤勲夫³

Change in Tropospheric Zenith Delay in GPS Measurements during Passing of Fronts over Hokuriku Region, Japan

Masaaki NISHIMURA¹, Mikio SATOMURA¹, Seiichi SHIMADA² and Isao NAITO³

Abstract The most important meteorological product of the Global Positioning System (GPS) is the estimation of precipitable water vapor (PWV). Because there is a dense distribution of GPS sites in Japan and because the PWV can be estimated at short time intervals from GPS data, it is expected that GPS data may improve Japanese weather forecasting.

We compared PWV estimated from GPS with PWV obtained from radiosonde data at Wajima in Japan, in order to investigate which analysis method is the most suitable for estimating PWV. PWV obtained without estimating horizontal gradients of tropospheric path delay agreed with PWV obtained from radiosonde data better than that through estimating horizontal gradients. The difference in the PWVs obtained from GPS and radiosonde is related to the wind velocity. The difference shows that the meteorological data obtained with radiosonde is not the data just above the GPS station when there is strong wind there. From this relation, we confirmed that the horizontal gradients obtained from GPS data reflect actual azimuthally inhomogeneity in water vapor.

In order to investigate the relationship between PWV change obtained from GPS data and the front passage, we analyzed three sets of data during which cold fronts passed over Hokuriku region: March 19-20, August 24-25, and December 7-8 in 1998.

The result in March shows a clear relationship between PWV change and front passage. The PWV increased before the front passed and it decreased clearly after the front passed. The change in August was similar to that in March, but smaller. The PWV in December does not show a clear change. These results may show that the PWV change has seasonal characteristics when a cold front passes. In the case of a stationary front passage during August 26-27, 1998, the PWV increased slowly and did not change drastically.

Key words: GPS, Precipitable Water Vapor(PWV), Hokuriku region, cold front, radiosonde.

はじめに

GPSは衛星からの電波を地上のアンテナで受信するまでの時間から地上の位置を決定する技術であり、プ

レート運動や広域の地殻変動の検出を目的とした比較的大規模な基線網の測定や、地震予知、火山噴火予知を目的とした中規模地殻変動の観測に用いられている。また、その精度は水平成分はmmの桁まで求まるが、

¹静岡大学理学部地球科学教室, 422-8529 静岡市大谷836

Institute of Geosciences, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka, 422-8529 Japan

E-mail: pickachu@se-geomail.sci.shizuoka.ac.jp (M.N)

semsato@ipc.shizuoka.ac.jp (M.S)

²防災科学技術研究所地圏地球科学技術研究部, 305-0006 つくば市天王台3-1

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 3-1 Tennoudai, Tsukuba, 305-0006 Japan

E-mail: shimada@geo.bosai.go.jp

³国立天文台地球回転研究系, 023-0861 水沢市星ガ丘町2-12

Earth Rotation Division, National Astronomical Observatory, 2-12 Hoshigaoka-cho, Mizusawa, 023-0861 Japan

E-mail: naito@miz.nao.ac.jp

上下成分はcm単位に精度が落ちる。この上下成分の誤差の大きな要因は、対流圏の水蒸気による電波の伝播遅延によるものであり、精度向上にはこの遅延成分の大きさと変動を精密に求めることが重要な課題となっている。

一方、現在の気象予測技術では、日本では、各気象台・測候所から収集される地上気象データや輪島を初め全国各地で行われているラジオゾンデ観測による高層気象観測データなどを初期値として数値予報モデルに取り込むことで未来の大気の状態を求めている。しかし、水蒸気高度分布のデータであるラジオゾンデデータは、ラジオゾンデが高価なため観測点が少なく、12時間に1度の観測しかなく、そのため、短時間に大きく変動し空間的に不均質な水蒸気分布を決める初期値としては精度が悪く、気象予測の信頼性を下げている。

ところで、日本国内に1000点以上配置されている国土地理院のGPS連続観測点でのGPS電波伝播遅延から、水蒸気分布のデータが時間的に連続にかつ空間的に高密度で求めれば、数値予報の初期値の精度が上がり気象予測の向上につながると考えられる。

北陸地方では、春先に低気圧が日本海上を進むことによって日本アルプスを越えた南風によって高温・乾燥化するフェーン現象と、冬に低気圧通過後、西高東低の冬型の気圧配置になり寒気が流れ込む現象が生じる。本研究では、このような特徴を持つ北陸地方を前線が通過した際のGPS電波遅延から水蒸気変動を求め、ラジオゾンデで求めた水蒸気量と比較することにより、GPSで求めた水蒸気変動の妥当性を調べるとともに、水蒸気変動そのものの特徴を調べた。

解析地域・期間

解析地域概況

解析地域は石川県能登地方から富山県にかけての北陸地方で、国土地理院GEONETの舳倉島・輪島・珠洲・能都・富来・能登島・志賀・押水・内灘・高岡・砺波・富山・大山・滑川・入善の15観測点のGPSデータを解析した。これらの配置図をFig.1に示す。

また、気温、気圧、湿度、降水量などの気象データは輪島・金沢・伏木・富山の地方気象台・測候所で得られる地上気象観測データ、珠洲・富来・砺波で得られるアメダスデータ、さらに輪島で行っているラジオゾンデによる高層気象観測データを用いた。

解析期間

解析期間は、世界標準時で1998年3月19日0時～20日24時、同年8月24日0時～25日24時、同年8月26日0時～27日24時、同年12月7日0時～8日24時の4期間、計8日間である。3月19日～20日、8月24日～25日、12月7日～8日は日本海上を低気圧が通り、北陸地方は寒冷前線が通過した。また、8月26日～27日には北陸地方に停滞前線が停滞した。

解析方法

本研究のGPS観測データの解析には、MIT (Massachusetts Institute of Technology)とSIO (Scripps Institution of Oceanography)が中心となって開発したソフトウェアであるGAMIT (GPS Analysis of MIT)

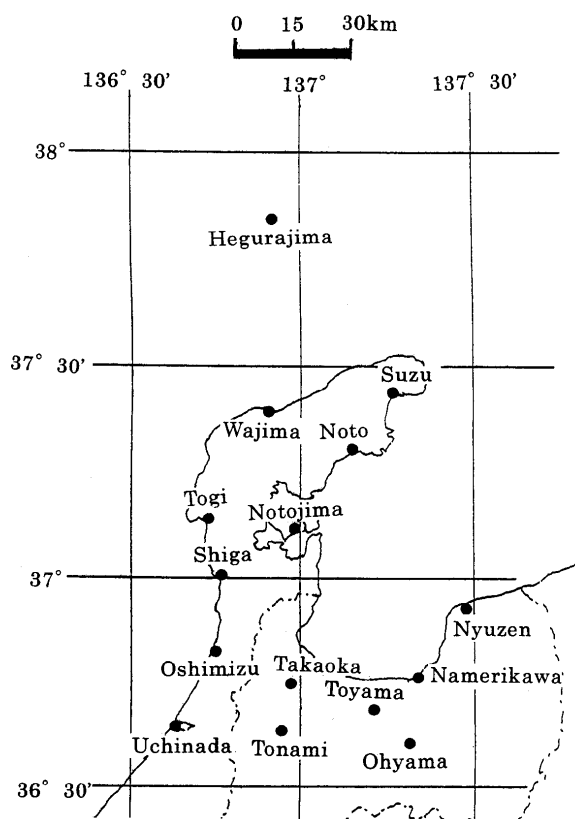


Fig. 1 Distribution of the GPS stations from which data were processed in the present investigation. The GPS data were provided by the Geographical Survey Institute(GSI).

のversion 9.82を用いた。

座標値の決定

データ解析をするにあたり、まず各観測点の座標値を求めた。座標基準点として、IGS観測点であるFairbanks(アラスカ)・Kokee Park(ハワイ)・上海(中華人民共和国)・白田(長野県白田町)・つくば(茨城県つくば市)のGPS観測データを用いた。この時、IGS観測点の座標値の拘束は水平成分3mm、上下成分5mmにした。また、衛星軌道精密暦はIGS精密暦を用いた。アンテナのcut-off-angleは15°に設定し、世界標準時の0時～24時を1回の解析とし、天頂遅延量を1時間ごと、大気水平勾配を2時間ごとに求めた。さらに衛星軌道パラメータも同時に求めた。

各観測点の座標値を求めるにあたり、IGS点5点と座標値を求めるべき観測点1点の計6点で、まず先験的な座標値を初期値として入れ、求める座標値の拘束を各成分50mと緩くして解析した。次に、最初の解析で得られた座標値を初期値として、座標値の拘束を各成分1mに変更して解析した。このように、解析で得られる座標値を初期値として拘束を徐々に厳しくして、最終的に拘束条件を水平成分5mm、上下成分10mmで解析した。

ウェット項・可降水量の算出

天頂遅延量を求めるには、前項の方法で決定した座標値を使用し、観測点1点とIGS点5点の計6点で解析した。また、座標値を水平成分5mm、上下成分10mmに拘束し、衛星軌道パラメータを固定して求めた。

解析した期間は1998年3月19日～20日、8月24日～25日、8月26日～27日である。データの端部では、天頂遅延量が正しく推定されないことがある(PAUL *et al.*, 1998) ため、解析の時間帯は0時～24時だけでなく、データの時間帯を12時～翌日12時に編集したデータについても解析した。天頂遅延量の算出にあたり、天頂遅延量は1時間に1回求め、水平勾配を推定せずに行った。なお12月7日～8日のデータは、大山・舳倉島・珠洲・志賀・滑川・能都・能登島の各観測点でGPS観測データの形式が12月7日と12月8日と変わっていたため編集が出来ず、7日12時～8日12時のデータの解析は行っていない。

天頂遅延量には、全乾燥大気に起因するドライ項と、水蒸気に起因するウェット項がある。求めた天頂遅延量からウェット項を求めた。ウェット項を求めるにはドライ項が必要である。そこで、ドライ項を次式から求めた(SAASTAMOINEN, 1971)。

$$Dhz = 0.22765P / (1 - 0.00266\cos^2\phi - 0.00028h) \dots (1)$$

ここでPは地表気圧(hPa)、φは緯度、hは楕円体高(km)、Dhzはドライ項(cm)である。

ドライ項を求める際に必要な現地での地上気圧は、輪島・金沢・伏木・富山の中から各GPS観測点に最も近い点を選び、その地上気象データの1時間ごとの海面気圧から各観測点との標高気圧差を差し引いたものを用いた。どの観測点にどの地上気象データを用いたかをTable 1に示す。観測点の地上気圧の求めるため、まず前項で決定した座標値の高さ(ITRF96座標系)をWGS-84座標系(楕円体高)に変換し、国土地理院のホームページ(<http://vldb.gsi-mc.go.jp/sokuchi/coordinates/localtrans.html>)に示されている座標変換パラメータを用いてWGS-84座標系から東京座標系(標高)に変換した。次に標高に変換した値を元に、各観測点の標高での気圧減量を求めた(Table 2)。求めた緯度、楕円体高、気圧減量をTable 3に示す。このようにして求めたドライ項を天頂遅延量から差し引くことで、ウェット項を求めた。この方法での誤差はウェット項に換算してほぼ5mm以下と考えられる(内田, 1999MS)。

GPS観測点と同じ地点にアメダス、地上気象観測データが存在する輪島・珠洲・富来・砺波・富山では次式(ASKINE & NORDIUS, 1987, BAVIS *et al.*, 1992)を用いてウェット項から可降水量に変換した。(大谷・内藤, 1998)

$$PWV = \Pi \cdot Dwz \dots (2)$$

$$\Pi = 10^6 / \rho R_v (K_1 + K_2/T_m)$$

$$T_m = 0.72T + 70.2$$

ここでPWVは可降水量(m)、Dwzはウェット項(m)、R_vは水蒸気の気体定数、ρは水の密度、また係数K₁とK₂はそれぞれ77.60K/hPa、71.98K/hPaを用いた。T_mは観測点上空の水蒸気分圧で重みづけられた平均気温(加重平均気温)、Tは地表温度(K)である。

Table 1 Weather stations from which data were used in the correction of GPS data.

GPS stations	Wether stations
Hegurajima・Wajima・Suzu・Noto・Togi・Notojima	Wajima
Uchinada	Kanazawa
Oshimizu・Takaoka・Shiga・Tonami	Fushiki
Toyama・Namerikawa・Nyuzen・Ohyama	Toyama

Table 2 Vertical pressure gradient at each altitude used in the present investigation.

Altitude (m)	Standard pressure (hPa)	Pressure gradient (hPa/m)
0	1013.3	
200	989.5	0.119
400	966.1	0.117
600	943.2	0.1145

Table 3 Coordinates of GPS stations for the estimation of wet term of Tropospheric Zenith Delay.

Station name	Latitude	WGS-84 (m)	Tokyo Datum - WGS84 (m)	Tokyo Datum (m)	Pressure Decrease (hPa)
Nyuzen	36.93	66.5	-40.3	26.2	3.1
Wajima	37.38	51.2	-36.2	15.0	1.8
Uchinada	36.66	89.7	-37.3	52.4	6.2
Takaoka	36.74	49.9	-37.3	12.6	1.5
Toyama	36.63	75.3	-40.3	35.0	4.2
Ohyama	36.58	630.1	-40.3	589.8	69.0
Hegurajima	37.85	49.6	-36.2	13.4	1.6
Suzu	37.45	50.1	-30.7	19.4	2.3
Shiga	37.00	51.6	-37.0	14.3	1.7
Namerikawa	36.74	66.6	-40.3	26.3	3.1
Tonami	36.65	88.7	-40.3	48.4	5.8
Noto	37.31	128.0	-30.7	97.3	11.6
Togi	37.16	48.9	-37.3	11.6	1.4
Notojima	37.12	73.8	-37.3	36.5	4.3
Oshimizu	36.82	60.3	-37.3	23.0	2.7

考 察

解析期間と天頂遅延量の信頼性の関係

時間帯の異なるデータによる天頂遅延量の変動の違いをFig.2に示す。この図から分かるように、1日目のデータよりも2日目のデータの差が大きくなった。この原因については分からない。2日目の最初1時間と最後の3時間は特に差が大きくなったことから、端部のデータが合わないことは明らかである。これは、天頂遅延量の推定がランダムノイズを用いた統計手法によるため、その前や後ろのデータがないと正しく推定しないためであると考えられる(PAUL *et al.*, 1998)。

そこで、以降の議論は1日目のデータ解析では0時～18時、12時～翌日12時までのデータ解析では1日目18時～2日目6時、2日目のデータ解析では6時～24時の天頂遅延量を用いた。

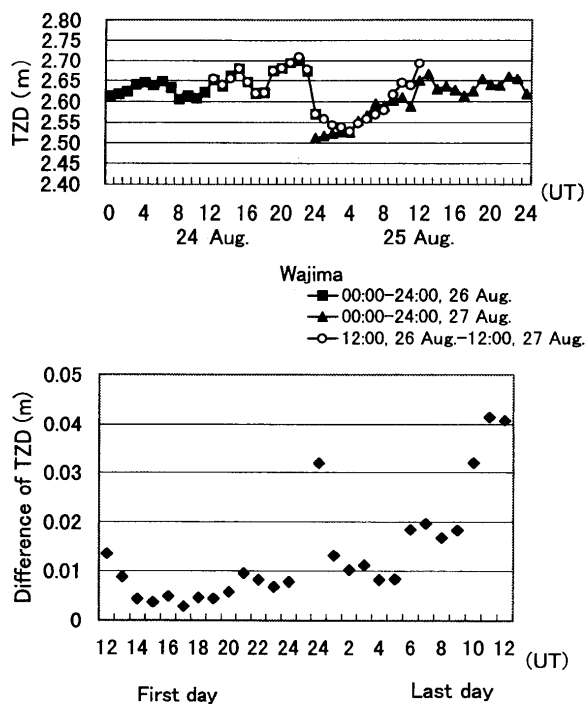


Fig. 2 Comparison of the Tropospheric Zenith Delays (TZD) obtained by processing GPS data with a time duration changed by 12 hours. (Upper; TZD obtained by three processings. Lower; Difference of TZD between 0:00-24:00 processing and 12:00-12:00 processing.)

Table 4 PWV differences estimated from GPS and radiosonde data.

	Date	12:00 of first day	24:00 of first day	12:00 of last day	RMS
Without Horizontal Gradient	March 19-20	10.7	8.2	7.9	9.0
	August 24-25	2.8	1.4	6.3	4.1
	August 26-27	0.2	1.7	3.9	2.5
	December 7-8	7.3	7.7	8.3	7.8
	RMS	6.6	5.8	6.8	6.4
With 1 Horizontal Gradient for 1 day	March 19-20	10.9	9.3	7.7	9.4
	August 24-25	1.9	2.1	5.5	3.6
	August 26-27	0.8	0.8	4.2	2.5
	December 7-8	9.2	7.2	11.3	9.4
	RMS	7.2	6.0	7.7	7.0
With 13 Horizontal Gradient for 1 day	March 19-20	12.1	8.3	9.2	10.0
	August 24-25	1.1	1.6	5.3	2.8
	August 26-27	2.2	2.2	3.0	2.5
	December 7-8	9.3	6.8	11.3	9.3
	RMS	7.7	5.5	7.9	7.1

(unit in mm)

天頂遅延量と大気水平勾配推定との関係

大気水平勾配推定(CHENG & HERRING, 1997)が天頂遅延量推定にどのように影響しているかを調べるため、輪島でのGPS天頂遅延量から求めた可降水量とラジオゾンデによる高層気象観測データから求めた可降水量とを比較した。高層気象データから可降水量を求めるのに使った方法を付録に示す。

なお、大気水平勾配の推定の効果を調べるために、GPSデータから天頂遅延量を求める際は、水平勾配を推定しない場合だけでなく、1日に1回推定、1日に13回(2時間に1回)推定の場合についても解析を行った。

ラジオゾンデから求めた可降水量とGPSから求めた

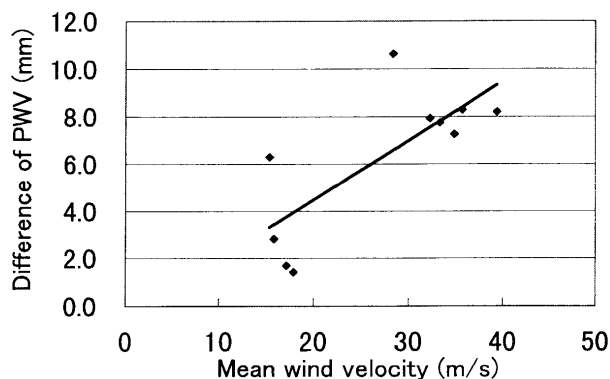


Fig. 3 Relationship between wind velocity at upper air and PWV difference between GPS and radiosonde at Wajima station.

可降水量との差をTable 4に示す。この結果、ラジオゾンデで求めた可降水量とGPSで求めた可降水量との差は、勾配推定しない時はRMSで6.4mmであったのが、勾配推定を1日に1回推定した時はRMSで7.0mm、1日に13回推定した場合は7.1mmと大きくなった。その原因としては、GPS衛星は北側に飛んでいないために、北側のデータがない状態で南北成分の大気水平勾配を求めることになり、実際の北側の水蒸気分布と推定した水蒸気分布が異なり、天頂遅延量が実際の値よりずれてしまうということが考えられる。いずれにしても、今回の結果は大気水平勾配を推定しないで天頂遅延量を求めた方が、より信頼できる値が求まることを示している。

大気水平勾配の信頼性

GPSとラジオゾンデで求めた可降水量の差と大気水平勾配

Table 4 から分かるように、GPSで求めた可降水量とラジオゾンデから求めた可降水量の差は、小さいところで1mm以下になったが、大きいところでは11mmになった。そこで、差が大きくなった時の原因を調べるために、ラジオゾンデが観測している上空の風速に着目した。なお、GPSで求めた可降水量は勾配推定なしで解析したものを使用する。

輪島上空300hPa面までの平均風速とGPSとラジオゾンデの可降水量の差との関係をFig.3に示す。この図から、風速が速いとGPSとラジオゾンデの可降水量が合わなくなることが分かる。これは、上空の風が強い時、ラジオゾンデは強風に流されることによって、GPSが捕らえている大気とは異なる大気を観測してしまい、可降水量の差が大きくなっていると考えられる。

そこで、ラジオゾンデとGPSとの可降水量の違いと上空の風向きによるラジオゾンデの移動方向、大気水平勾配の向き(向きとは大気水平勾配が示す水蒸気の多い方向である)との関係を調べた。調べた時刻は、ラジオゾンデとGPSとの可降水量の差が5mm以上と大きい場合を選んだ。

その結果をTable 5に示す。可降水量の差はGPSの可降水量からラジオゾンデの可降水量を引いて求めた。今回はこの差が全て正になった。ラジオゾンデは全ての場合でほぼ北～東方向に移動しているので、相対的

Table 5 Horizontal gradient of tropospheric propagation delay, Tropospheric Zenith Delay at northern stations and that at southern stations.

Time(UT)	Difference of PWV (GPS-radiosonde) (mm)	Wind direction above Wajima (deg)	Direction of Radiosonde movement (deg)	Direction of Horizontal gradient of atmospheric delay (deg)	Amount of Horizontal gradient of atmospheric delay (m)
12h, March 19	10.7	190~268	10~88	172.7	0.047
24h, March 19	8.2	229~266	49~86	157.5	0.046
12h, March 20	7.9	245~297	65~117	190.0	0.132
24h, December 7	7.7	227~271	47~91	232.3	0.013

Table 6 Relationship among horizontal gradient of tropospheric propagation delay, PWV difference, and wind direction and its velocity in upper air.

Without Horizontal Gradient

Time (UT)	Amount of gradient (m)	Direction of gradient (deg)	Reduced TZD in southern area (m)	Reduced TZD in northern area (m)	Difference of reduced TZD between N and S area (m)
12:00	0.066	169.9	2.42047	2.44997	-0.02950
14:00	0.056	177.2	2.48374	2.49974	-0.01600
16:00	0.075	159.7	2.47352	2.49361	-0.02009
18:00	0.075	155.8	2.46320	2.48692	-0.02372
20:00	0.061	168.6	2.44361	2.46834	-0.02473
22:00	0.050	177.2	2.45514	2.47027	-0.01513
0:00	0.054	164.5	2.47418	2.47552	-0.00134
2:00	0.066	167.3	2.48403	2.47218	0.01185
4:00	0.114	167.6	2.44705	2.42141	0.02564
6:00	0.146	175.6	2.37632	2.35564	0.02068
8:00	0.156	180.0	2.39427	2.37475	0.01952
10:00	0.167	178.7	2.41861	2.39254	0.02607
12:00	0.163	180.2	2.39945	2.38802	0.01143

With 13 Horizontal Gradients for 1 day

Time (UT)	Amount of gradient (m)	Direction of gradient (deg)	Reduced TZD in southern area (m)	Reduced TZD in northern area (m)	Difference of reduced TZD between N and S area (m)
12:00	0.066	169.9	2.43143	2.44613	-0.01470
14:00	0.056	177.2	2.48443	2.49085	-0.00642
16:00	0.075	159.7	2.47010	2.48725	-0.01715
18:00	0.075	155.8	2.46697	2.48652	-0.01955
20:00	0.061	168.6	2.44477	2.46647	-0.02170
22:00	0.050	177.2	2.45138	2.46438	-0.01300
0:00	0.054	164.5	2.47541	2.47428	0.00113
2:00	0.066	167.3	2.48104	2.46833	0.01271
4:00	0.114	167.6	2.45122	2.42252	0.02870
6:00	0.146	175.6	2.40432	2.37677	0.02755
8:00	0.156	180.0	2.40185	2.38418	0.01767
10:00	0.167	178.7	2.41536	2.38884	0.02652
12:00	0.163	180.2	2.39909	2.38420	0.01489

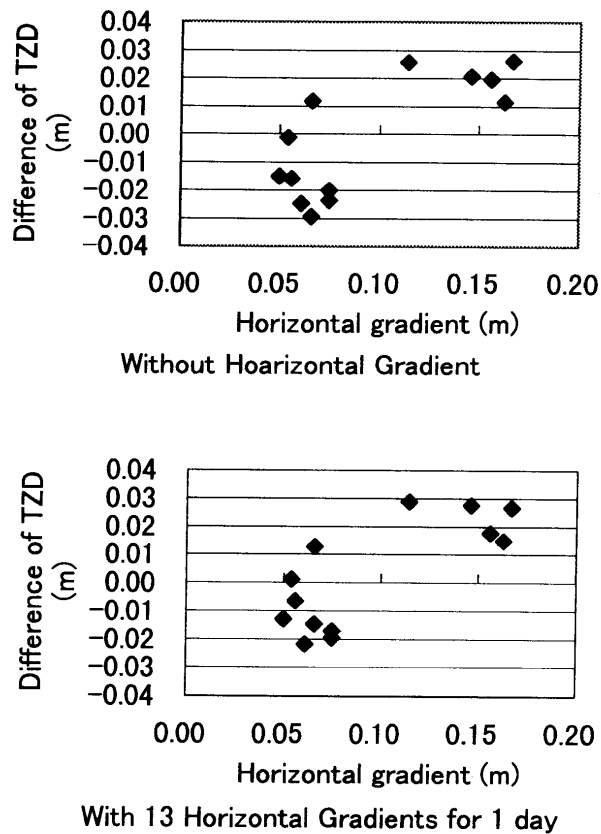


Fig. 4 Relationship between the horizontal gradient of tropospheric propagation delay and the TZD difference between northern stations and southern ones. (Upper; Processed without horizontal gradient. Lower; Processed with horizontal gradient)

に北～東方向が乾燥し、GPS観測点が存在する南～西方向が湿っていることを示している。一方、大気水平勾配は全時刻でほぼ南～西を向いた。

以上の結果は求めた大気水平勾配の方向が実際の水蒸気異方性と一致していることを示唆している。しかし、今回は湿った大気の方に向かってラジオゾンデが移動した場合の結果を示すことが出来なかったため、一般的にラジオゾンデの方がGPSよりも大きな可降水量を示すという可能性が残っている。

大気水平勾配と天頂遅延量との関係

GPSより求めた大気水平勾配の信頼性について、3月のデータを基に天頂遅延量の地理的分布との関係調べた。

3月の大気水平勾配は全時刻、全観測点でほぼ南を向いていた。そこで、3月のセッションにおいて、大気水平勾配を推定せずに求めた天頂遅延量と大気水平勾配を1日13回推定して求めた天頂遅延量を、付録Ⅱに示す方法で補正天頂遅延量に変換して大気水平勾配と比べた。

GPSで求めた大気水平勾配と補正天頂遅延量との関係をTable 6に示す。ここで大気水平勾配は、全観測点の値をベクトル平均することで全体の傾向を見ることにした。勾配の向きは、北を 0° として時計周りの角度で

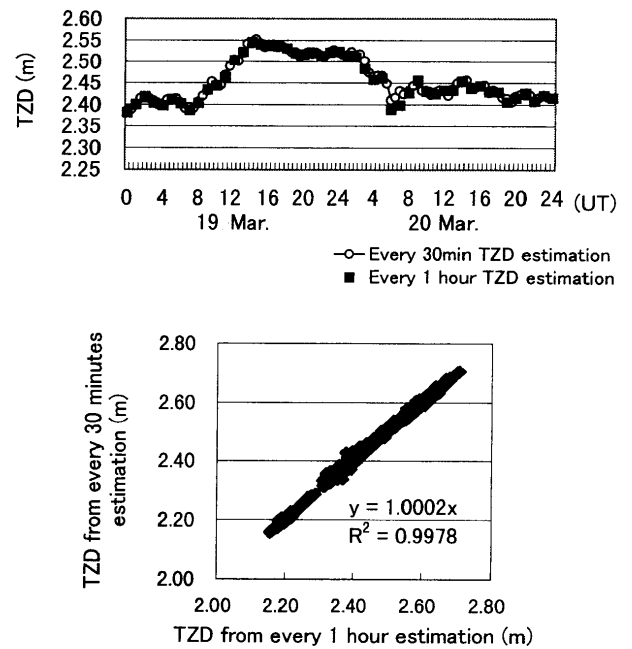


Fig. 5 Comparison of TZD estimated from GPS when the time interval for the estimation is 1 hour with those when time interval is 30 minutes.

示している。補正天頂遅延量は、能登地方北部6点(舳倉島・輪島・珠洲・能都・富来・能登島)の平均と、富山地方6点(高岡・砺波・富山・大山・滑川・入善)の平均とを比べることで、南北間の補正天頂遅延量の差を調べた。勾配の大きさと天頂遅延量の差との関係をFig. 4に示す。この結果、大気水平勾配が小さい時は、大気水平勾配が向いている方向(大気水平勾配から水蒸気が多いと推測される方向)が南に向いているにも関わらず、補正天頂遅延量は北側の方が大きくなってしまった。しかし、大気水平勾配が大きくなると、勾配が示す水蒸気の多い方向と補正天頂遅延量の大きい方向は一致する。また、大気水平勾配を推定して求めた補正天頂遅延量は、大気水平勾配を推定しないで求めた場合よりも、勾配が示す水蒸気の多い方向と補正天頂遅延量の大きい方向がより良い一致を示した。

天頂遅延量の時間分解能

集中豪雨といったローカルで短時間で起こる大気変動をGPSで捕らえるには、1時間よりさらに細かい時間分解能を持った可降水量変動のデータが必要になってくる。そこで30分ごとに天頂遅延量を推定する解析を行い、30分ごとに求めた天頂遅延量が60分ごとに求めた天頂遅延量と一致するかを調べた。

3月19日～20日の輪島の天頂遅延量とウェット項の変動をFig. 5の上に、60分ごとに求めた天頂遅延量と30分ごとに求めた天頂遅延量的全データの関係をFig. 5の下に示す。60分ごとに求めた天頂遅延量と30分ごとに求めた天頂遅延量は一致している。よって求めた天頂遅延量には30分の分解能があり、集中豪雨といった短期間の大気変動もGPSで捕らえることが出来ると考えられる。

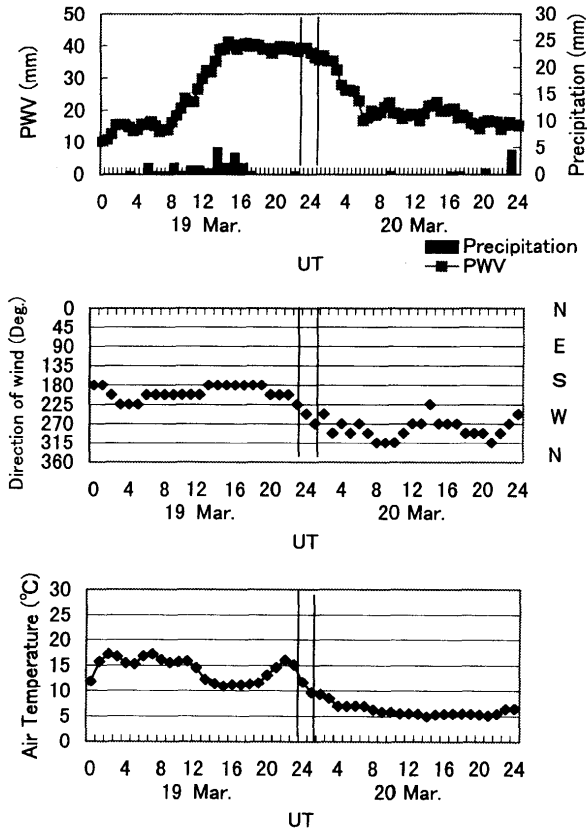


Fig. 6 PWV and precipitation changes, wind velocity change, and air temperature change at Wajima station from March 19 to 20, 1998. The two vertical lines in each figure show approximate duration for a cold front passage.

前線通過時の天頂遅延量の変動

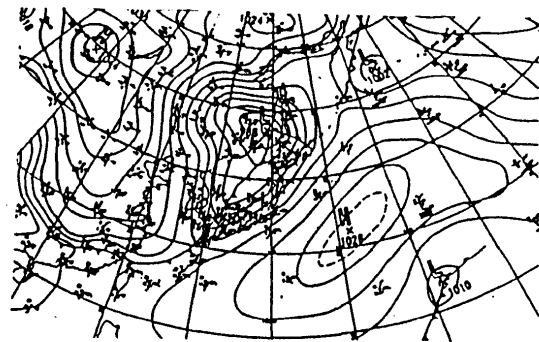
前項の考察を基に、各観測点の天頂遅延量の変動を30分ごとに求めた。各期間について、その結果と特徴を以下に記す。

1998年3月19日～3月20日

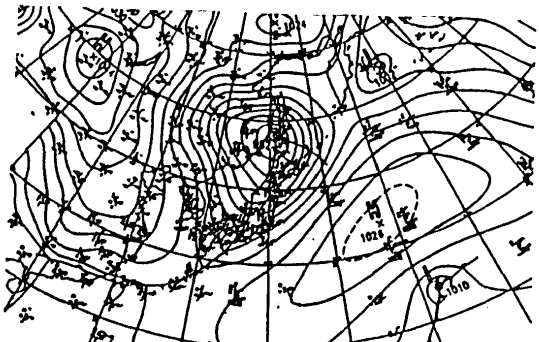
輪島観測点での可降水量変動と降水量・風向き・気温の関係をFig.6に示す。また、その期間の天気図をFig.7に示す。可降水量変動に記してある2本の縦線は、気温・風向きから寒冷前線が地表面を通過したと判断した期間である。この期間は天気図による前線通過時刻と異なっているが、これは、天気図は描く際に広範囲の図を描くため、実際の前線通過時刻にこだわらず大まかに描かれるためである。

この期間は、太平洋上に大きな高気圧があり、日本海上を980hPaと発達した低気圧が通過したため、南北の気圧傾度が大変大きなものになった。また、寒冷前線もサハリン付近から台湾まで伸びた大規模なものになっている。また、3月は南北間の寒暖の差が大きく南北間の水蒸気量の差も明確な季節である。

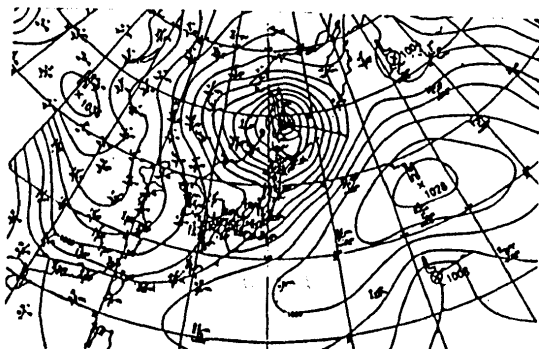
求まった可降水量の変動と降水量・風向き・気温の関係から分かるように、寒冷前線が近づくと可降水量が急激に増加し、前線が地表を通過すると急激に下がる。この変動の傾向は全ての観測点で見られる。



18:00, 19 March 1998(UT)



24:00, 19 March 1998(UT)



6:00, 20 March 1998(UT)

Fig. 7 Weather maps from March 19 to 20, 1998.

これらの事から、寒冷前線が通過した際のGPSが捕らえた水蒸気変動の特徴は以下のように考えられる。

① 寒冷前線が近づくと、太平洋上からの暖かく湿った空気が低気圧中心に向かって入り込んで来たため、北陸地方の可降水量は急激に増加した。

② 寒冷前線が通過すると、南からの暖かく湿った空気の入り込みが止み、北からの冷たく乾いた空気が入り込んで来たため、可降水量は急激に減少した。

また可降水量は雨が降っているにも関わらず、減少することなく、反対に増加した。これは気圧傾度が大きいため空気の移動速度が速く、降水後も別の湿った空気が次々と流れ込んでくるためと考えられる。

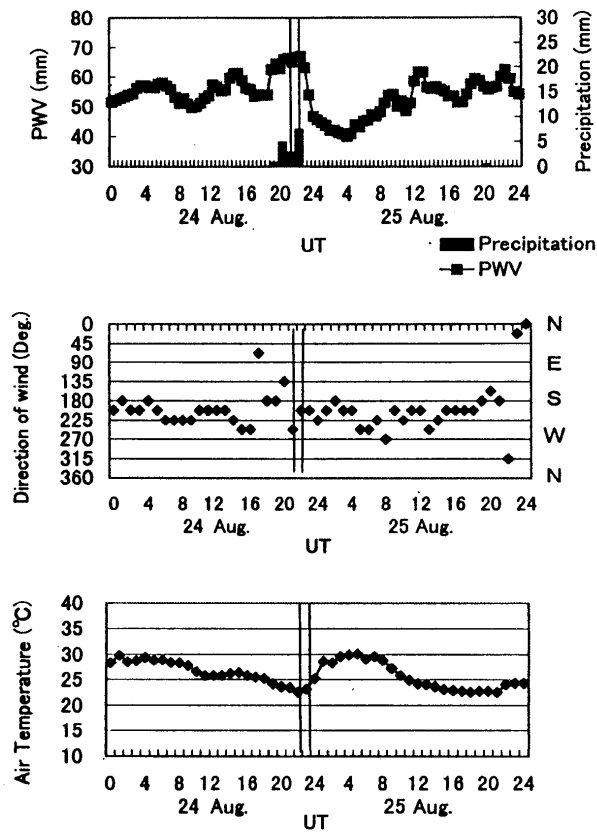


Fig. 8 PWV and precipitation changes, wind velocity change, and air temperature change at Wajima station from August 24 to 25, 1998. The two vertical lines in each figure show approximate duration for a cold front passage.

1998年8月24日～8月25日

輪島観測点での可降水量変動と降水量・風向き・気温の関係を示す。また、その期間の天気図をFig.9に示す。

この期間の気象環境は、3月に比べて低気圧(中心気圧998hPa)・寒冷前線共に規模は小さい。また、周りに高気圧がないため気圧傾度が大変緩やかである。さらに8月は日本全体が一様に温度が高く、湿っている。

この期間の前線による可降水量・ウェット項変動は小規模なもので分かり難いものになった。これは寒冷前線の規模自体が小さいこと、気圧傾度が緩いので太平洋からの湿った空気の入りが弱いこと、夏であるため南北間の寒暖の差・水蒸気量の差が小さいためであると考えられる。しかし、前線通過後の可降水量の減少ははっきり表れている。

1998年12月7日～12月8日

輪島・砺波観測点での可降水量変動と降水量・風向き・気温の関係を示す。また、その期間の天気図をFig.12に示す。12月のデータは、大山・舢倉島・珠洲・志賀・滑川・能都・能登島の各観測点で、GPS観測データの形式が7日と8日で変わっていたため、7日12時～8日12時の解析を行うことが出来なかった。そのため、これらの観測点では日にちの変わり目の値

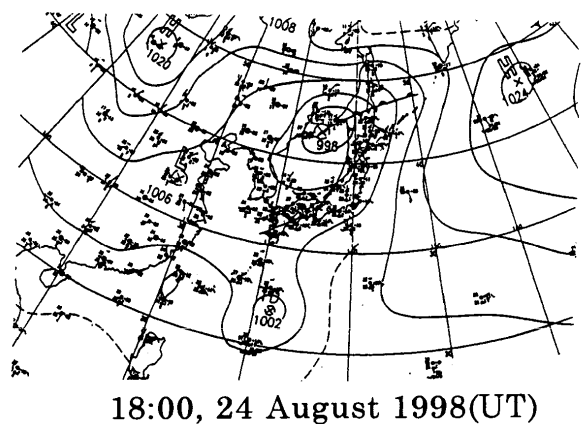
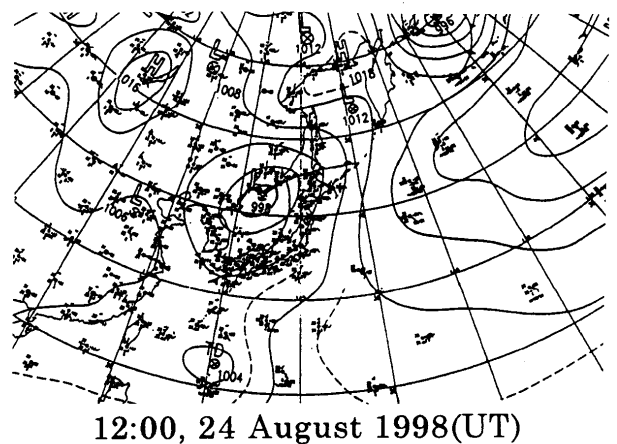
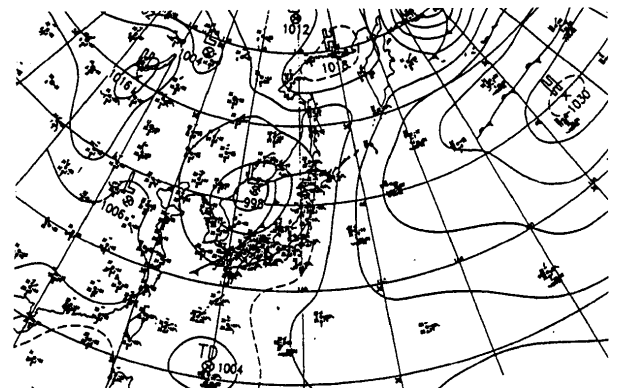


Fig. 9 Weather maps from August 24 to 25, 1998.

の信頼度が落ちる。

この期間は、8月よりもさらに低気圧(中心気圧1006hPa)・寒冷前線の規模が小さい。さらに、日本海上を通過する低気圧のすぐ南にもう1つ低気圧が存在する。また、12月であるため日本全体が一様に冷たく乾燥している。

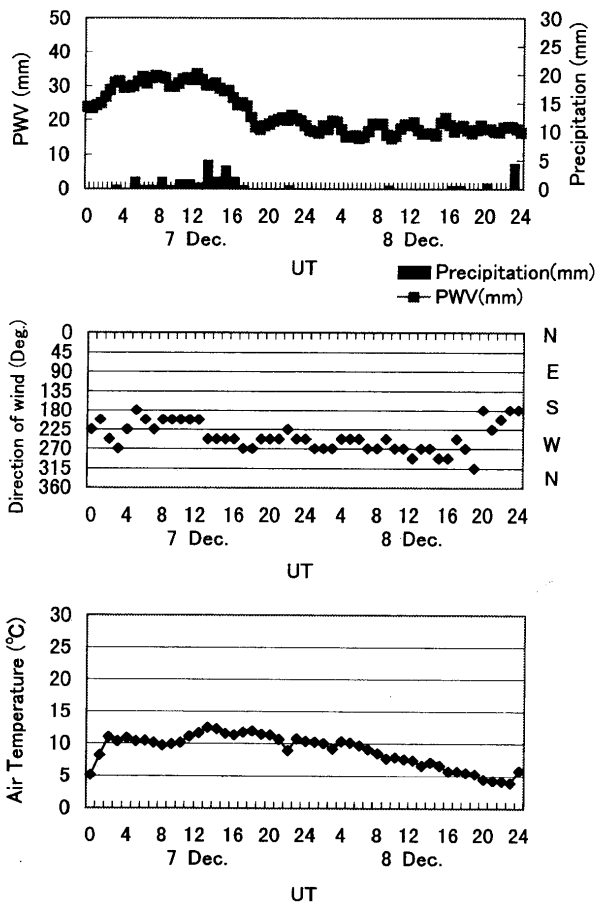


Fig. 10 PWV and precipitation changes, wind velocity change, and air temperature change at Wajima station from December 7 to 8, 1998. A cold front passed in this time interval but the duration is not clear.

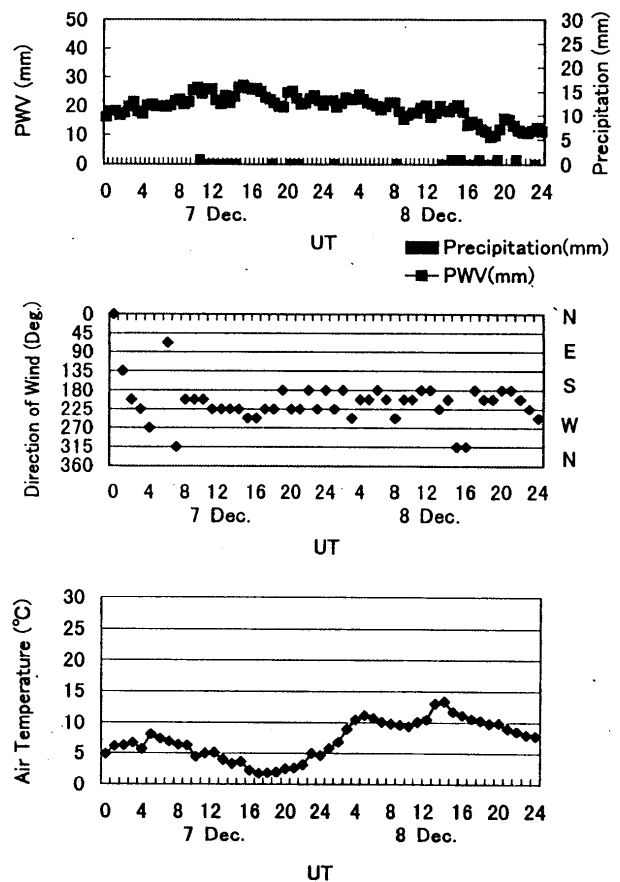


Fig. 11 PWV and precipitation changes, wind velocity change, and air temperature change at Tonami station from December 7 to 8, 1998. A cold front passed in this time interval but the duration is not clear.

求まった輪島の可降水量の変動は、15時(UT時)ごろに急激な減少を見せたが、気温・風向きに寒冷前線による変動と考えられる部分がなく、また砺波では急激な減少が見られないため、寒冷前線の影響とは言い切れない。志賀・高岡・押水でも砺波と同様に急激な減少が見られなかった。

この原因は、低気圧の規模が小さいこと、低気圧の暖気域に存在する低気圧によって南からの湿った空気の入り込みがないこと、また季節が冬であり南北間の水蒸気量の差がないことが考えられる。

1998年8月26日～8月27日

各観測点での可降水量変動と降水量の関係をFig.13に示す。また、その期間の天気図をFig.14に示す。

この期間は2項に示した期間のすぐ後であり、寒冷前線が通過後、通過した寒冷前線が停滞前線に変わり、この停滞前線が北上して再度北陸地方を通過したものである。

ウェット項は停滞前線が近づくと高い値を示すが、寒冷前線の通過時のような大きな変動はない。また、可降水量の変動と降水量との関係から、降水前に可降水量は増加し、雨が降ると可降水量は下がる傾向が見られる。

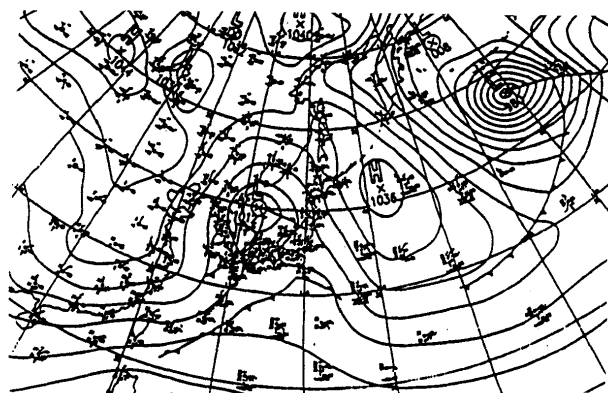
これは、停滞前線が存在するため、大気が移動せず、降水後も同じ大気が留まったためだと思われる。

大気水平勾配の変動

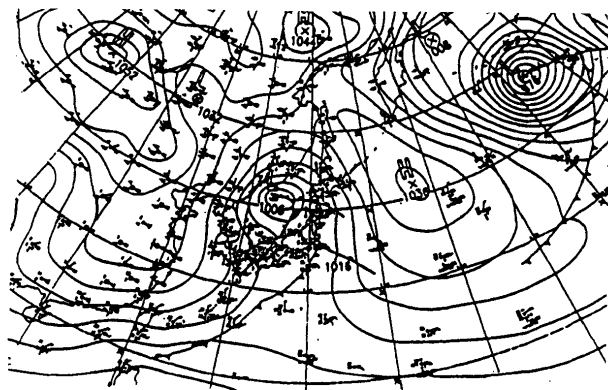
大気水平勾配が寒冷前線が通過することで、どのように変動するか調べた。

大気水平勾配の値は1日に13回(2時間ごと)推定したものを使用する。全観測点の大気水平勾配をベクトル平均し、解析地域全域の向きと大きさの傾向を捕らえた。使用した期間は、前線通過時刻がはっきり分かる3月19日～3月20日、8月24日～25日を使用した。

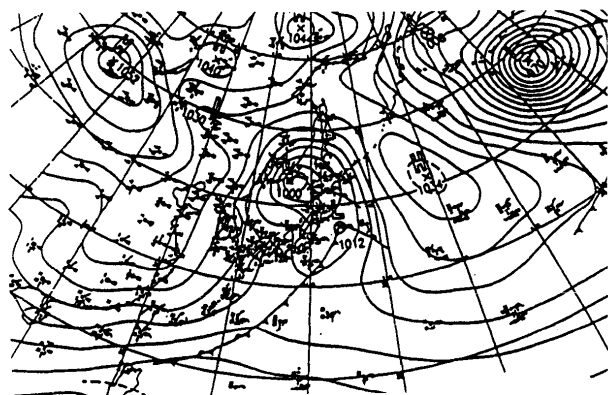
大気水平勾配変動の時系列をFig.15に示す。縦線が引いてある時刻は前線が地上を通過したと考えられる時刻である。大気水平勾配は前線通過後に大きくなる傾向がある。これは前線が通過する際、南に湿った暖気、北に乾いた寒気があるため、上空で前線が通過した時に水蒸気の異方向性が顕著になるからだと考えられる。実際、地表で前線が通過した後、10時間くらいかけて南向きの勾配が大きくなっていく。しかし、8月は、前線通過時の大気勾配の大きさの増加ははっきり表れておらず、また水平勾配が南に向くと予想したにも関わらず、北に向いてしまった。この原因も気象環境によるものだと考えられるが、よく分からない。



6:00, 7 December 1998(UT)



12:00, 7 December 1998(UT)



18:00, 7 December 1998(UT)

Fig. 12 Weather maps from December 7 to 8, 1998.

まとめ

北陸地方の観測点を用いて、GPSで求めた可降水量とラジオゾンデで求めた可降水量との差や、大気水平

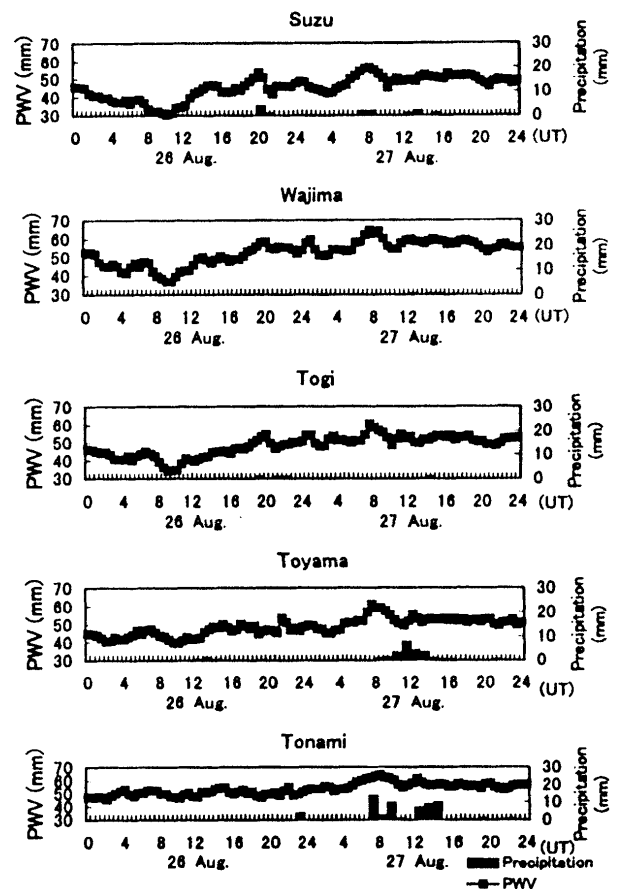


Fig. 13 PWV and precipitation changes, at some stations from August 26 to 27, 1998. A stationary front stayed over Hokuriku region in this duration.

勾配の信頼性、前線通過時のGPSで求めた可降水量変動を調べた。その結果、以下のことが明らかになった。

1. 輪島のラジオゾンデから求めた可降水量とGPSから求めた可降水量とを比べた結果、大気水平勾配を推定しないで天頂遅延量を求める方がラジオゾンデの結果と良く合うことが分かった。また、ラジオゾンデとGPSとの可降水量の差はその上空の風速と関係があることが分かった。

2. ラジオゾンデの移動方向と、ラジオゾンデとGPSとの可降水量の差を利用してGPSから求まる大気水平勾配の信頼性を調べた結果、ラジオゾンデが乾いた大気の方に風で流された時に、GPSの可降水量がラジオゾンデより大きく求まった。これは、大気水平勾配は実際の水蒸気の異方性を捕らえていると考えられる。

3. 北陸地方の観測点を利用して、前線が通過した時のGPSで求めた可降水量、および大気水平勾配の変動を調べた結果、寒冷前線通過時の大気の状態を反映した結果を示した。これはその時期の季節・前線や低気圧の規模・周りの気圧配置などの大気環境に大きく左右される。また、停滞前線通過の際は大きな変動が認められなかった。また、大気水平勾配も同じく寒冷前線前後の大気の状態を反映していることが分かった。

しかし、本研究は個別の事例を示すにとどまってお

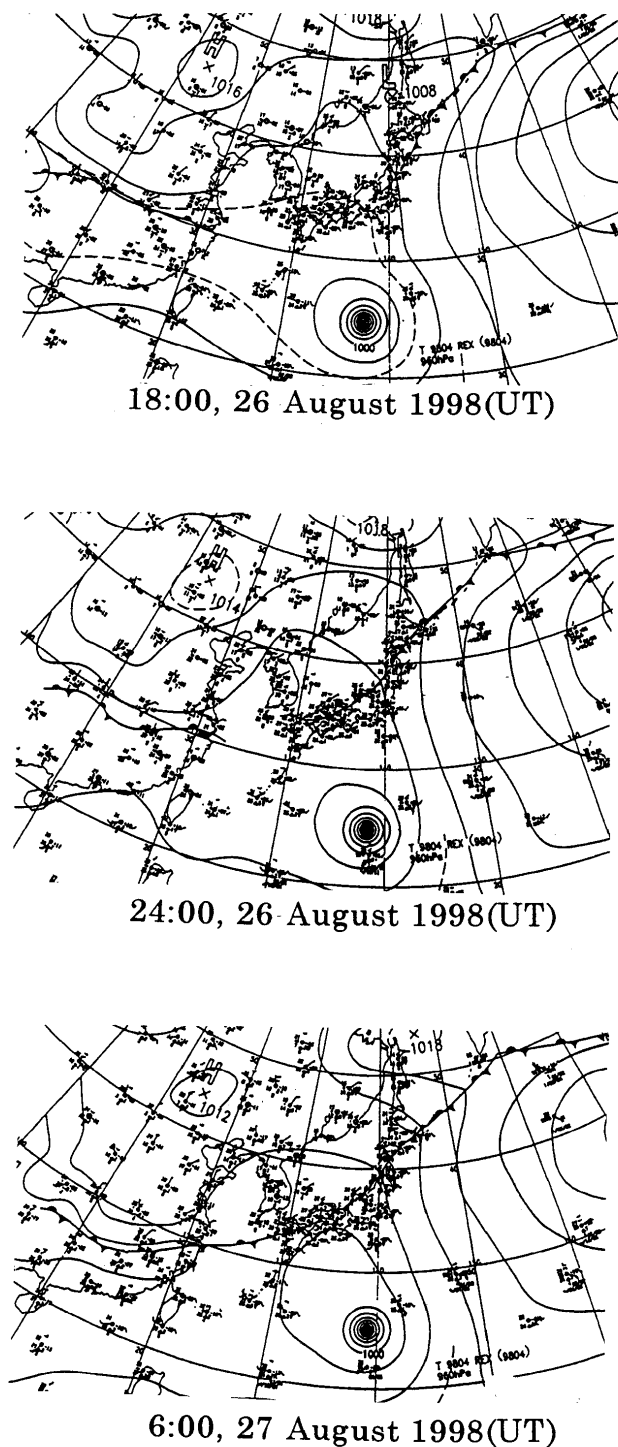


Fig. 14 Weather maps from August 26 to 27, 1998.

り、今後も解析例を増やしこの結果の妥当性を確かめる必要がある。

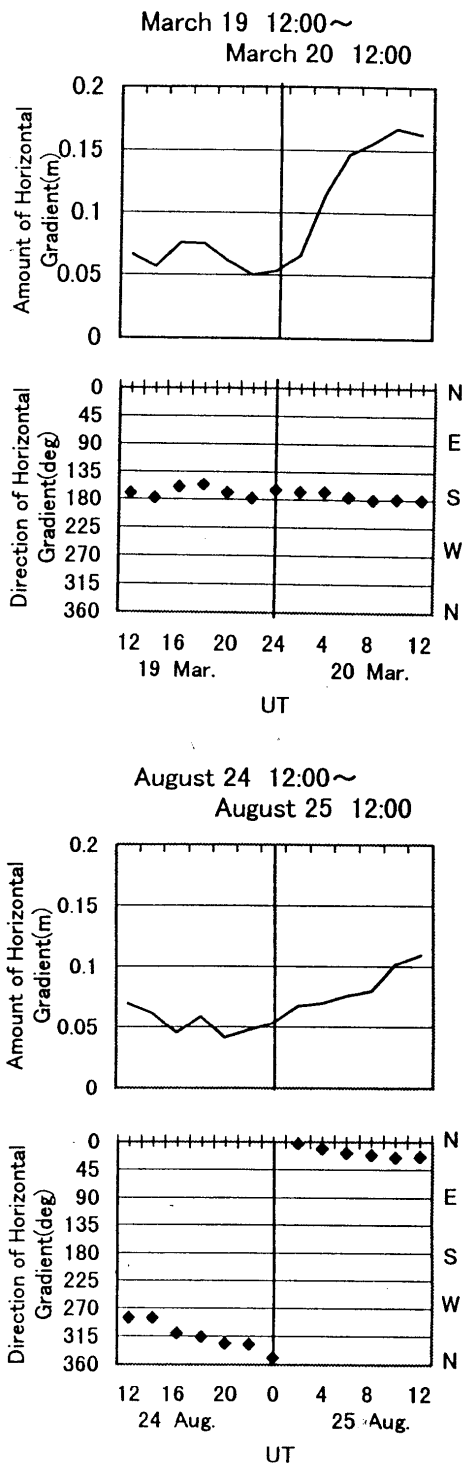


Fig. 15 Change of horizontal gradient of tropospheric propagation delay when a cold front pass through (Average vector of GPS stations).

謝 辞

本研究をすすめるにあたり、国土地理院測地観測センターから北陸地方のGPS観測データを頂いた。また、静岡地方気象台からは気象データを頂いた、さらに、

富山地方気象台から北陸地方の気象状況についてご教示頂いた。心より感謝の意を表する。

研究を進めるにあたっては、静岡大学大学院理工学研究科学生の錦織牧子さん、同理学部学生の井端吉郎さん、本田大介さん、藤田実季子さんに多くの助言や意見を頂いた。また、国立天文台地球回転研究系の岩淵哲也博士と静岡大学理学部の新妻信明教授に原稿を読んで適切なコメントを頂いた。また、Paleontological Research InstitutionのR. M. ROSS博士に英語の校閲を頂いた。以上の方々に厚くお礼を申し上げる。

引用文献

- ASKNE J. & NORDIUS H. (1987), Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data, *Radio Science*, **22**, 379-386.
- BEVIS M., BUSINGER S., HERRING T. A., ROCKEN C., ANTHES R. A. & WARE R. H. (1992), GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System, *Journal of Geophysical Research*, **97**, 15787-15801.
- CHEN G. & HERRING T. A. (1997), Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data, *Journal of Geophysical Research*, **102**, 20489-20502.
- 国立天文台 (2000), 理科年表 2000年, 丸善, 東京, 388-389.
- 大谷 竜・内藤 勲夫 (1998), 第2章 GPS可降水量の物理と評価, 気象研究ノート 第192号, GPS気象学 (中村一編), 日本気象協会, 東京, 15-34,
- PAUL T., REINOUT B., DENIS O., & MARTIN H. (1998), Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 28701-28710.
- SAASTAMOINEN J. (1971), Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites, In: S. W. HENRIKSEN *et al.* (eds.) *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, *Geophysical Monographic Research*, Vol.15, AGU, Washington D.C., 247-251.
- 内田 恭司 (1999MS), 山岳地域におけるGPS電波の大気遅延について, 静岡大学理学部卒業論文, 132p.

付録Ⅰ. 高層気象観測データからの可降水量の算出方法

ラジオゾンデによる高層気象観測データから、次に示す手順に従って、可降水量を求めた。

- ① まず、指定気圧面で気温から飽和水蒸気圧 e_s (hPa) を以下の式から求めた。

$$\ln(e_s/6.11) = L(1/273 - 1/T)/R_v$$

ここで、 L は潜熱 ($2.50 \times 10^6 \text{ J/kg}$) であり、また R_v は水蒸気の気体定数 ($461 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)、 T は気温 (K) である。

- ② 求めた飽和水蒸気圧と相対湿度から指定気圧面での水蒸気圧 e (hPa) を以下の式から求める。

$$e = e_s \cdot R_h / 100$$

ここで、 R_h は相対湿度 (%) である。

- ③ 求めた水蒸気圧と指定気圧面の温度、気圧を利用して、次式を用いて混合比 r を求める。混合比とは、水蒸気の密度と乾燥空気の密度に対する比である。

$$r = \epsilon \cdot e / (p - e)$$

$$\epsilon \equiv m_w / m_d = 0.622$$

ここで、 m_w , m_d はそれぞれ乾燥空気、水蒸気の分子量であり、 p は指定気圧面の気圧 (hPa) である。

- ④ 指定気圧面1, 2の混合比の平均から以下の式によって、ある指定気圧面1から次に観測した指定気圧面2までの可降水量 PWV (g/m^2) を求める。

$$PWV = r(p_1 - p_2) \times 10^5 / g$$

ここで、 p_1 と p_2 は任意の指定気圧面の気圧 (hPa) とそのすぐ上層の気圧面の気圧 (hPa)、 g は重力加速度 (9.8 m/s^2) である。さらに可降水量 1 g/cm^2 は水に換算すると 10 mm に相当するので、単位を mm にするために求めた値を100分の1にする。

- ⑤ この計算を全ての指定気圧面で行い、総和したものをラジオゾンデによる可降水量とする。

付録Ⅱ. 天頂遅延量の海面高補正

GPS解析より求めた天頂遅延量を以下に示す方法で、海面での大きさに補正した。

- ① 輪島・金沢・伏木・富山で観測されている地上気温・蒸気圧を平均した値から観測点の標高と海面の間の可降水量を求める。
- ② 求めた可降水量を本文(2)式によってウェット項に変換する。
- ③ 海面気圧におけるドライ項を本文(1)式から求め、さらに観測点のドライ項との差を求め、観測点の標高による気圧減量分のドライ項を求める。
- ④ 解析から求めた天頂遅延量に、②と③で求めた観測点と海面の間のウェット項とドライ項を足し合わせ、海面高の天頂遅延量を求める。

以上のような過程を経て求めた海面上での天頂遅延量を本論文では補正天頂遅延量と呼ぶことにする。