

GPS 気候学 : 日本の GPS 観測網から得られた大気 遅延とその勾配の長期的変動

北海道大学理学院 自然史科学専攻 宇宙測地学研究室 2年 吉田 清人

GPS Climatology : Climatological signals from long
term behaviors of atmospheric zenith delays and their
gradients from the Japanese dense GPS array

Kiyoto Yoshida

Space Geodesy Research Section, School of. Natural History Sciences, Hokkaido University

要旨

GPS データ解析において局位置とともに推定される天頂大気遅延(ZTD)は、気象学的に有意な情報であることが知られている。われわれは国土地理院の運用する 1000 点以上観測点が存在する GEONET の F3 解を用いて天頂湿潤遅延 (ZWD) の情報から、過去 12 年間の大気中の水蒸気の気候学的なふるまいを調べた。ZWD は可降水量 (PWV) に変換することができ、その長期変動はエルニーニョ南方振動 (ENSO) のような年々変動や太平洋十年規模振動 (PDO) のような長期変動に由来する気候学的シグナルを含んでいる。水蒸気は単調な増加ではなく、複雑なふるまいをしていることを発見した。このふるまいは三次曲線に見えるうねりであり、本研究のデータ期間の時間窓では三次曲線に見えるだけであり、三次というところに物理的な意味はない。このうねりと一致する変化として PDO の影響が示唆される。また、ENSO の影響も検出された。

次に、F3 解から得られるようになった大気遅延勾配の解析を行った。2004 年～2010 年の大気遅延勾配について調べ、(1) 全期間で平均した勾配には～1mm の南向き成分が卓越し、(2) 南向きの勾配は冬により強くなること、を明らかにした。(1) は単純に南方がより高温である (より水蒸気が多い) ことを反映しており、(2) は日本列島では冬季の方が南北の気温差が大きくなることを示唆する。大気遅延勾配をもたらす要因は大気遅延と同様、水蒸気と乾燥大気の双方にある。Miyazaki et al. (2003) は大気遅延勾配が ZTD 推定に与える影響を評価しており、ZTD の空間的な傾きと大気遅延勾配の間に水蒸気のスケールハイト H を介した線形関係があることを示した。これを用いて天頂乾燥大気遅延 (ZHD)、ZWD それぞれの空間的な傾きから乾燥大気、水蒸気のもたらす大気遅延勾配を見積もった。その結果乾燥大気は主に東西の空間勾配を示し、それによる大気遅延勾配の大きさも観測値より一桁程度小さい。一方水蒸気分布には南向きの空間勾配が卓越し、大きさも大気遅延勾配の観測値とおおむね一致する。

ZWD の分布から予測される勾配と方位が有意に異なるケースが関東平野を始めとするいくつかの地域で見られた。GPS 解析ソフトウェアでは衛星の仰角を準拋楕円体に基づいて計算している。しかし実際の大气はジオイド面に平行に成層している。そのため、ジオイドの準拋楕円体に対する傾き (鉛直線偏差) は大気遅延勾配の永年的なバイアスとなる (日置, 1999)。例えば関東平野の平均的な大気遅延勾配は南から時計周りにずれているが、この地域はジオイド高の傾きが大きい地域である。ジオイド高の傾きを国土地理院のジオイド高内挿プログラムを用いて求め、それらもたらす見かけ上の大気遅延勾配を見積もったところ、関東から北海道にかけての太平洋岸では～0.4mm に達することがわかった。

目次

1	はじめに	・ ・ ・ ・ ・ 1
1.1	地球温暖化	・ ・ ・ ・ ・ 1
1.2	水蒸気と地球温暖化の関係	・ ・ ・ ・ ・ 2
1.3	宇宙測地技術による水蒸気の計測	・ ・ ・ ・ ・ 4
1.4	GPS 気候学	・ ・ ・ ・ ・ 7
2	GPS の原理	・ ・ ・ ・ ・ 8
2.1	GPS のシステム	・ ・ ・ ・ ・ 8
2.2	測位の原理	・ ・ ・ ・ ・ 10
2.3	数学モデルとパラメータ推定	・ ・ ・ ・ ・ 12
2.4	大気遅延量の補正	・ ・ ・ ・ ・ 14
3	大気遅延勾配の原理	・ ・ ・ ・ ・ 17
4	水蒸気量推定の原理	・ ・ ・ ・ ・ 19
4.1	大気遅延量の物理と可降水量との関係	・ ・ ・ ・ ・ 19
5	解析手法	・ ・ ・ ・ ・ 23
5.1	用いたデータ	・ ・ ・ ・ ・ 23
5.2	可降水量変化推定に用いた方法	・ ・ ・ ・ ・ 27
6	PWV の長期変化	・ ・ ・ ・ ・ 28
6.1	時系列解析	・ ・ ・ ・ ・ 28
6.2	長いタイムスケールのうねりと太平洋十年規模変動 (PDO)	・ ・ ・ ・ ・ 32
6.3	年々変動	・ ・ ・ ・ ・ 32
6.4	EOF 解析	・ ・ ・ ・ ・ 35
7	大気遅延勾配	・ ・ ・ ・ ・ 38
7.1	気候学的な勾配	・ ・ ・ ・ ・ 38
7.2	重力大気遅延勾配	・ ・ ・ ・ ・ 42
8	結論および博士課程への課題	・ ・ ・ ・ ・ 47
9	謝辞	・ ・ ・ ・ ・ 49
10	参考文献	・ ・ ・ ・ ・ 50

1 はじめに

1.1 地球温暖化

近年、地球温暖化に伴う異常気象が大きな問題となっている。IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) WG (Working Group) 1 の第四次評価報告書 (IPCC, 2007) によると、現在の気候システムの温暖化に疑う余地はないとしている。このことは、大気・海洋の世界平均温度の上昇、平均海面水位の上昇、積雪面積の減少、氷河・氷床の融解などの観測からも明らかである (図 1.1)。以下に IPCC (2007)における第 3.4.2 章の要点をまとめる。なお本章の記述は筆者の卒業論文 (吉田、2009) からかなりの部分を取り込んでいることを予めお断りしておく。

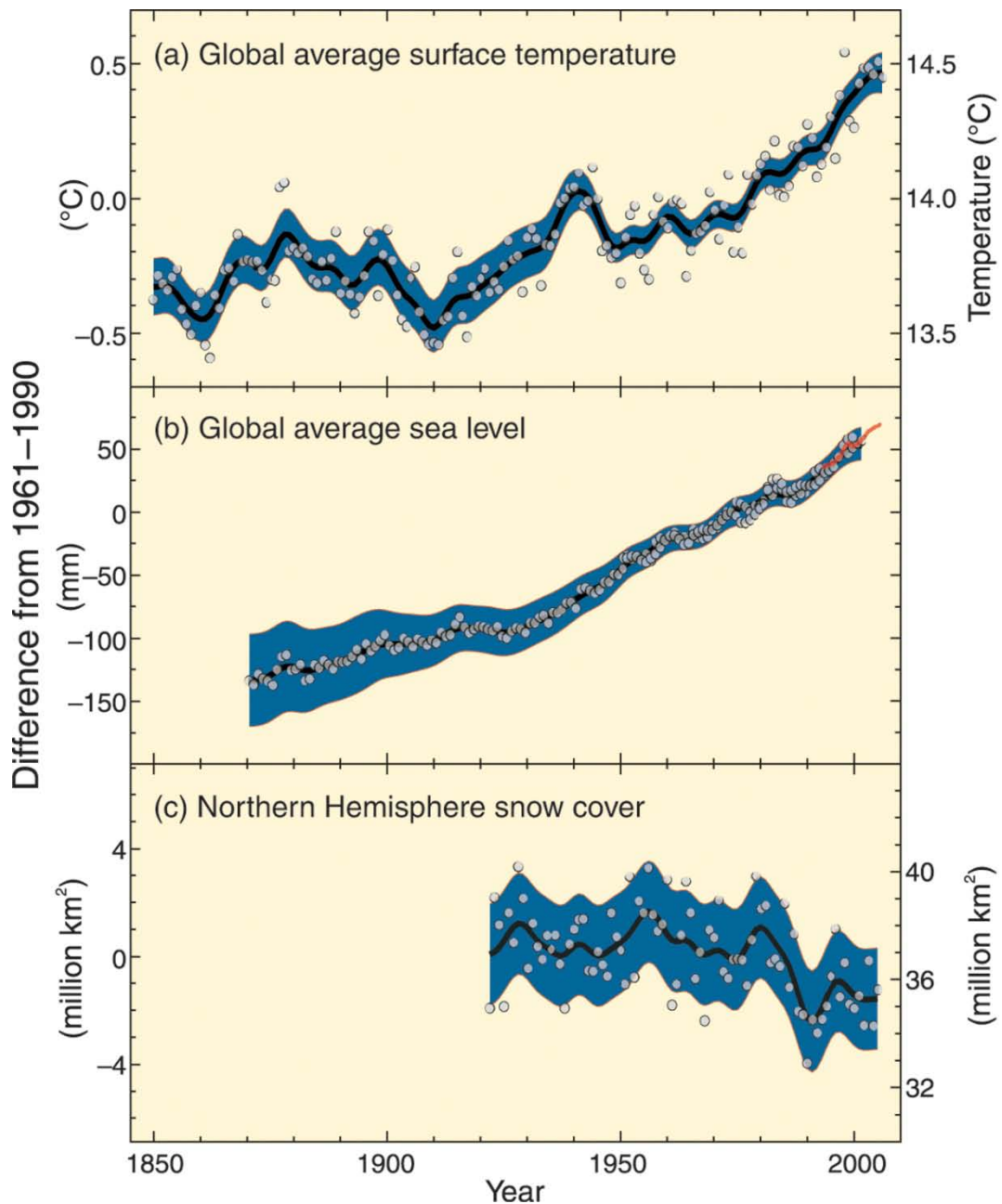


図 1.1: (上) 世界平均温度の推移, 横軸[年], 縦軸[°C], (中) 世界平均海面水位の推移, 横軸[年], 縦軸[m], (下) 北半球の積雪面積, 横軸[年], 縦軸[k m²] (IPCC, 2007)

世界平均地上気温は 1906 年から 2005 年までの 100 年間で 0.74°C 、1956 年から 2005 年までの 50 年間では 10 年間で 0.13°C の上昇と、上昇が加速している。また、世界平均海洋温度も少なくとも水深 3000m まででは上昇しており、気候システムに加わった熱量の 8 割以上を吸収している。

さまざまなガスやエアロゾルが気候に及ぼす影響について理解が進展し、1750 年以降の人間活動（温室効果ガス、エアロゾル、対流圏オゾンハロカーボン類等）が、温暖化の効果をもたらしたことの信頼性はかなり高いと評価されている。

1.2 水蒸気と地球温暖化の関係

地球温暖化に対する水蒸気の影響は深い。下部対流圏では降水に先立って生じる水蒸気の凝結に伴う潜熱の解放が大気を温める。さらに水蒸気は赤外線を吸収し、晴れた空では温室効果全体の 60% 程度を占めると考えられている。水蒸気自体が温暖化に伴って増加するため、水蒸気は温暖化に正のフィードバックをもたらす重要な要因といえる。水蒸気が凝結して生じる雲も温暖化と関係していると考えられている。大気下層の雲は太陽光を反射するため負のフィードバック（寒冷化）をもたらすが、高層の雲は太陽光をあまり反射せずに赤外線を吸収し正のフィードバックとなる。雲は大気中の水蒸気が凝縮、凝結した水滴、氷の粒であるので、水蒸気とのかかわりは大きい。雲の温暖化に与える影響は温暖化の最大の不確実性であり、研究、議論がなされている。

過去の観測に基づいてなされた水蒸気量変化の推定を以下に概観する。IPCC 第三次評価報告書（TAR : Third Assessment Report, 2001）では北半球表面の広範囲で水蒸気量の増加が報告された。この結果はアメリカでの Robinson (2000) による特性湿度（Specific Humidity: 大気中で水蒸気が占める重量の割合）の解析、中国での Wang & Gaffen (2001) による 1951 年～1994 年の期間の特性湿度の解析により確認された。また、Philipona et al. (2004) は 1995 年～2003 年の期間における中央ヨーロッパの快晴時の長波放射フラックス測定より、地表の水蒸気量が急激に増加していると推測した。また彼らは後の解析で、中央ヨーロッパ地域の水蒸気積分量の変化は気温変化と良く相関していることを確認した (Philipona et al., 2005)。また Ishii et al. (2005) は、1950 年～2000 年期間の海上の全球平均露点温度が 0.25°C 上昇したと報告した。Dai (2006) はほぼ全球 ($60^{\circ}\text{S} \sim 75^{\circ}\text{N}$) の、1976 年～2005 年期間、船、ブイ、15000 点以上の陸上観測点における特性湿度、気温、相対湿度のデータを解析した。その結果、地表付近の相対湿度変化は大変小さいが、特性湿度は地上気温に伴って増加し、 1°C の気温上昇で 4.9% 増加を示すことを見出した。相対湿度が変化しておらず特性湿度が増加しているのは、大気全体の水蒸気量が増加していると考えられる。衛星を用いた観測では、TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder)、SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer)、SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) のデータから、熱帯海域の水蒸気量は 1982 年～1983 年、1986 年～1987 年、1997 年～1998 年のエルニーニョ現象で 1～2mm 増加し (Soden and Schroeder, 2000; Allan et al., 2003; Trenberth et al., 2005)、1991 年のピナツボ火山の噴火で小規模な減少 (Soden et al., 2002; Trenberth and Smith, 2005) がみられた。1988 年～2004 年期間の海上の月ごとの SSM/I データの直線トレンドは 10 年間で 1.2% ($0.40 \pm 0.09\text{mm}$) の上昇トレンドであると報告された (図 1.2)。

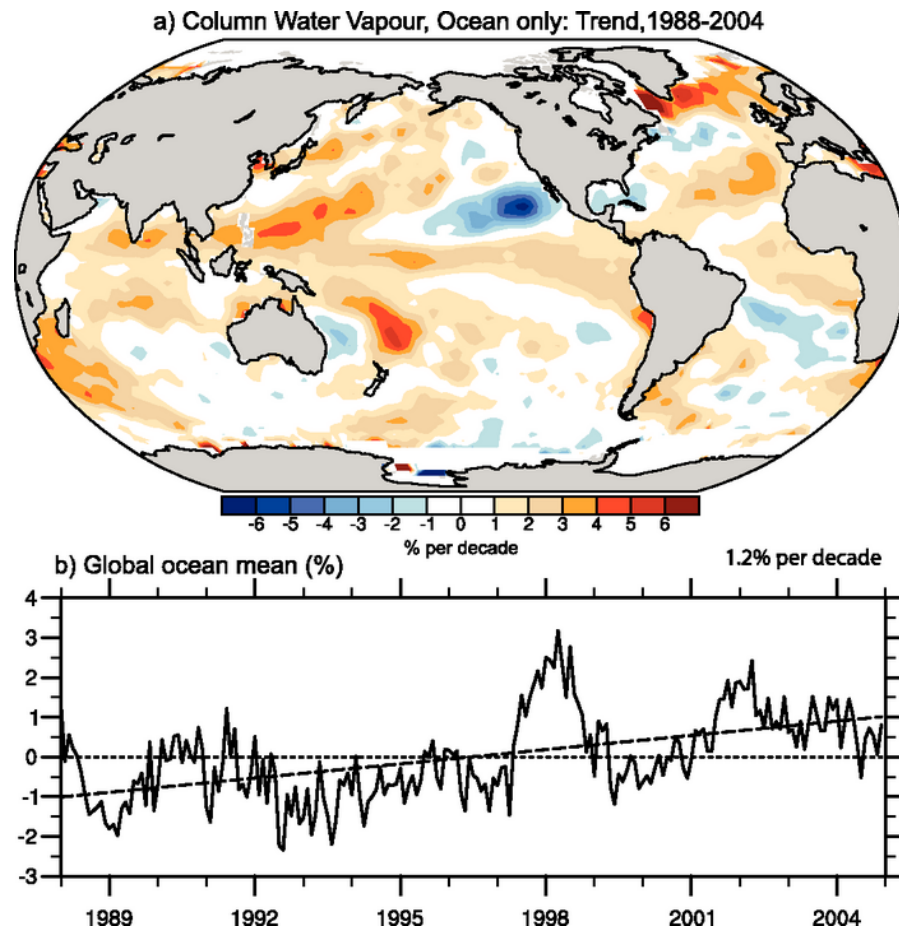


図 1.2 : (上) 可降水量 (鉛直大気中の水蒸気の合計量) の直線トレンド[%/10 年] , (下) 実線 : 全球平均海水温の月平均時系列[%], 破線 : その直線トレンド (Trenberth et al., 2005)

中部, 上部対流圏の水蒸気は温室効果の大部分を占め, 気候変動を増幅する要因であるとされる (Held and Soden, 2000). 上部対流圏の水蒸気量の変化と温暖化への影響は重要な議題として議論がなされている.

上部対流圏の相対湿度の変化量は $6.7 \mu\text{m}$ の熱放射を測定することで得られ, Meteosat (Picon et al., 2003) や NOAA の管理する極軌道衛星である High-resolution Infrared Radiation Sounder (HIRS) によってもたらされる (Bates and Jackson, 2001). これらの情報は, 多くの多様な衛星が単一の校正を保證することによっている.

特に HIRS の T12 (channel 12) のデータはもっとも大規模な水蒸気変化の解析が行われており, さまざまな緯度帯で直線トレンドを $\pm 1\%$ /10 年の誤差で得ている (Bates and Jackson, 2001). しかし, これらのトレンドは ENSO などによる大きなうねりと分離することが困難であり (McCarthy and Toumi, 2004), 熱帯太平洋では有意なものとならない (Allen et al., 2003).

相対湿度に大きな変化がなく, 対流圏で気温上昇が観測されていることは上部対流圏での特性湿度の増加を暗示している. 上部対流圏が潤うと, 衛星視線上の水蒸気の不透明度の増加により T12 の観測する放射強度は強まる. 一方, MSU (可視近赤外走査放射計) (T2) は酸素の放射を主に観測し, その放射強度は感知できるほどの変化がないため放射強度は一定のままである. したがって, もし大気が水分を含んでいるならば, T2 と T12 の観測した放射強度の違い ($T2 - T12$)

はその観測対象の放射強度の相違により時間がたつと大きくなる (Soden et al., 2005). この上部対流圏の水分の放射は 1982 年～2004 年の時間窓で得られた $T2-T12$ の値より、明らかな正のトレンドである (図 1.3). もしこの期間の上部対流圏の特性湿度が上昇していなかったとすれば、 $T12$ の観測した放射強度に変化は見られず、 $T2-T12$ のトレンドも小さい値となったであろう.

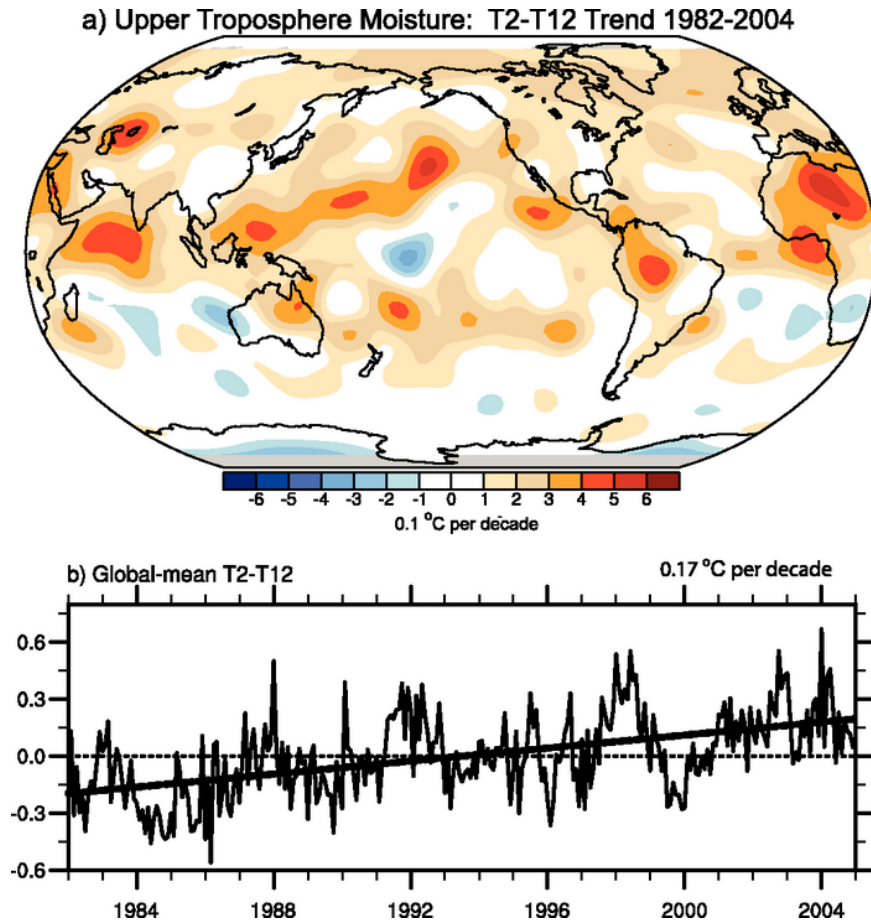


図 1.3 : (上) $T2-T12$ で与えられた上部対流圏の水分変化量の直線トレンド[$0.1^{\circ}\text{C}/10$ 年] , (下) 細実線 : $T2-T12$ の全球平均 ($80^{\circ}\text{N}\sim 80^{\circ}\text{S}$) のずれの値の月時系列[$^{\circ}\text{C}$] , 太い実線 : その直線トレンド (Soden et al., 2005)

1.3 宇宙測地技術による水蒸気の計測

宇宙技術を用いた測位法である全地球測位システム GPS (Global Positioning System) や超長基線電波干渉法 VLBI (Very Long Baseline Interferometry) では、観測するマイクロ波が水蒸気による遅延を受けるが、その遅延量を推定することができる。遅延は乾燥大気と水蒸気の双方によるものであるが、乾燥大気は静水圧平衡を仮定すると地上の気圧観測から鉛直上方の全体量を求めることができる。従って観測された遅延から乾燥大気遅延を差し引けば、観測点上方の水蒸気の全体量 (可降水量) を推定することができる。

水蒸気の分布は時間空間的に不規則性が高く地上の気象観測から全体量を求めることが困難である。そのため、従来はラジオゾンデや水蒸気ラジオメータなどの機器を用いて観測が行われてきたが、長期間、連続した観測網の構築は難しい。そこで GPS や VLBI を用いた水蒸気量の推定

は 1990 年代前半頃から脚光を浴びてきた。我国でも 1990 年代より測地学者、気象学者の多くが GPS 気象学に取り組んだ。GPS による可降水量は 1990 年代にラジオゾンデ等との比較により精度が検証された (図 1.4)。

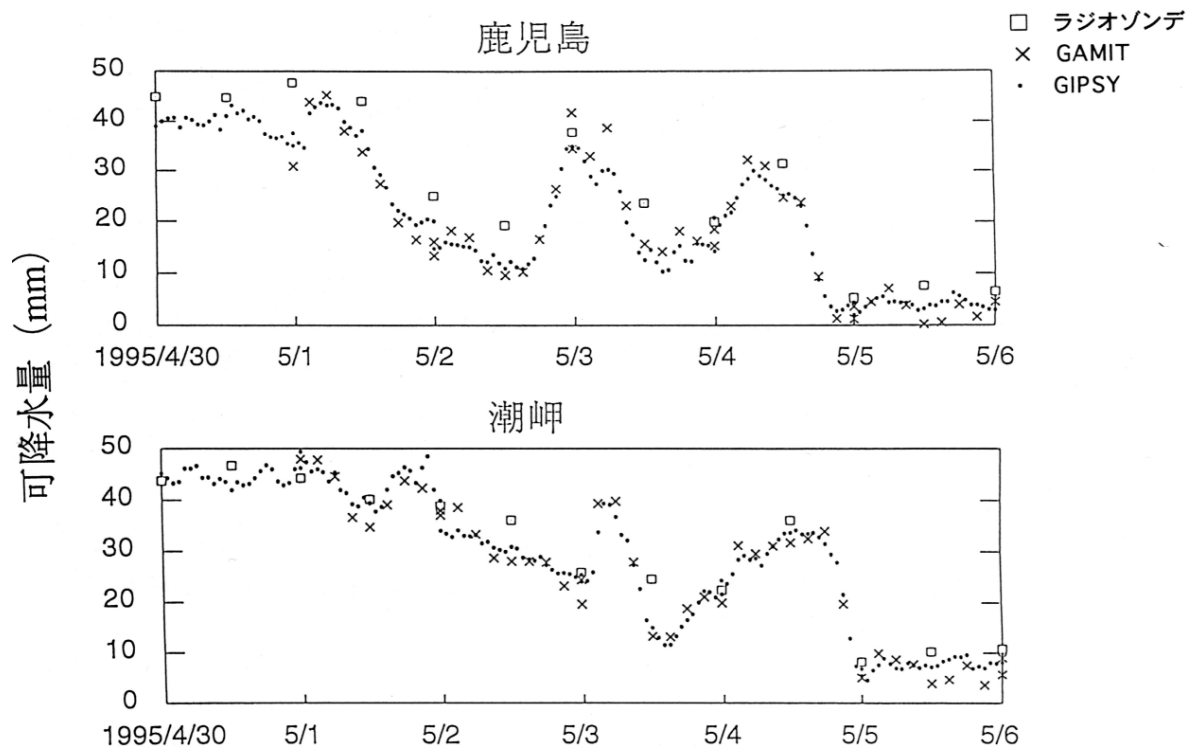


図 1.4 : ・及び× : GPS による可降水量 □ : ラジオゾンデによる可降水量 (大谷他, 1997)
GAMIT, GIPSY は GPS 解析ソフトウェア

GPS, VLBI は地殻変動観測のため連続した安定な観測を行っており、特に国土地理院が運用している日本の稠密連続 GPS 観測網 (GPS Earth Observation Network: GEONET) は世界有数の高い観測点密度を持っており、その生データやデータ解析結果が一般研究者にオンラインで提供されている。

現在では GPS による可降水量の情報は気象予報に使われており、気象庁・国土地理院の 2009 年 10 月 27 日報道発表資料によると、気象庁は平成 21 年 10 月 28 日より気象庁メソ数値予報モデル (MSM) の初期値を作成するメソ解析において、国土地理院が運用する電子基準点の観測データ (GPS データ) から得られる水蒸気データの利用を開始し、MSM の初期値の水蒸気量の精度が向上、降水の予報の精度が改善されることを発表している。同資料では GPS の水蒸気データを取り入れたことによって改善された例が掲載されているが、以下でそれらを引用して説明する。図 1.5 は平成 21 年 7 月 21 日 6 時から 9 時までの 3 時間降水量の観測と予報の様子を示したものである。丸で囲んだ山口県付近の帯状の領域は、予報結果の降水量が実際の降水量より少なかった領域であり、新しく GPS データから算出した水蒸気データを取り入れることにより予報結果の降水量が増えている。また、破線で囲んだ四国から紀伊半島沖にかけては、逆に過剰に予想された降水量が新データを取入れることにより減少し、いずれも観測された降水量に近づいている。

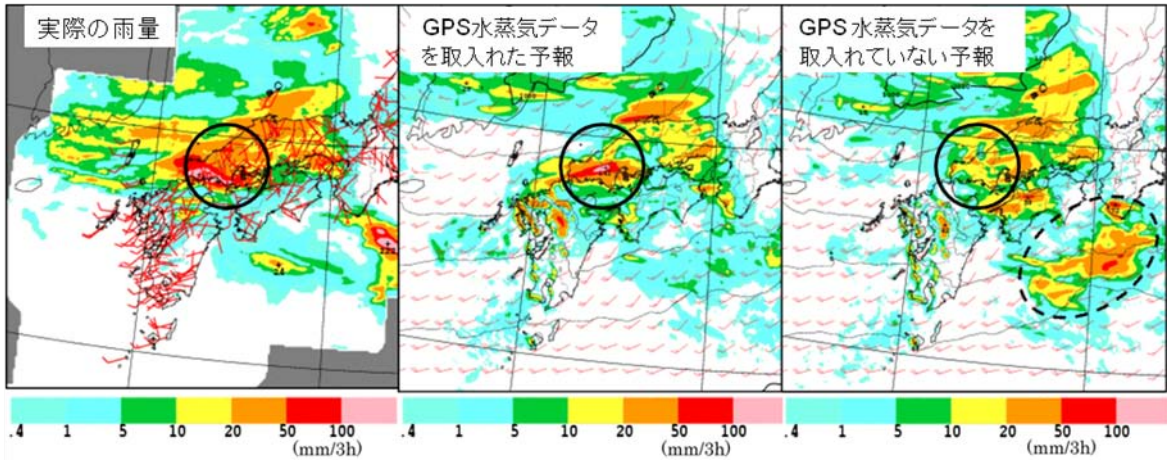


図 1.5 : 平成 21 年 7 月 21 日 6 時を初期値とする 3 時間予報の 3 時間降水量予報. (a)解析雨量, (b) GPS の水蒸気データを取入れた初期値からの予報, (c) GPS の水蒸気データを取入れていない初期値からの予報. 予報(c)での過剰な降水域を破線で示す.

(気象庁・国土地理院 2009 年 10 月 27 日報道発表資料)

図 1.6 は地上の相対湿度の誤差を予報時間ごとに示したもので, 初期値に GPS データから算出した水蒸気データを取り入れた予報のほうが, 誤差が小さくなっている.

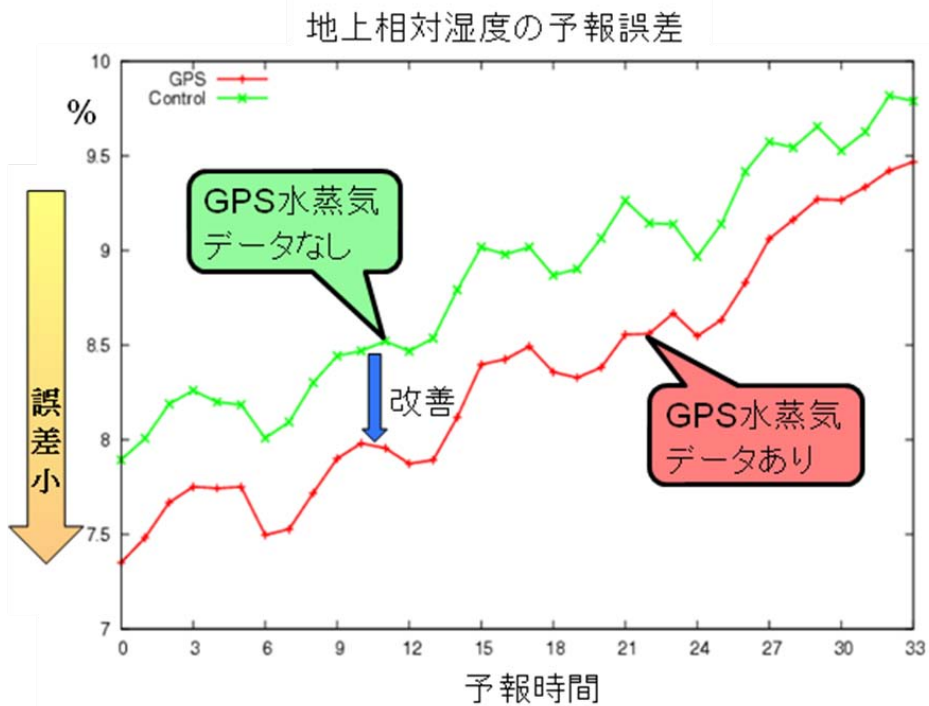


図 1.6 : 平成 18 年 7 月 17 日から 25 日までの 36 事例による 33 時間予報での地上相対湿度の精度. 検証には国内約 70 地点の気象台等による地上相対湿度[%]の観測を用い, 33 時間予報の予報時間における観測に対する誤差を示す. 緑線は GPS の水蒸気データを取入れていない初期値による予報, 赤線は取入れた予報である.

(気象庁・国土地理院 2009 年 10 月 27 日報道発表資料)

1.4 GPS 気候学

GPS 気象学は GPS によって得られる水蒸気の情報から短い時間スケールで解析する学問であり、前節で述べたようにすでに利用段階に入っている。取り扱うデータ期間が変わるとその対象となる現象、得られるシグナルも変わってくる (図 1.7)。国土地理院が行っている GEONET の解析データは 15 年をこえ、より長い期間を対象とする気候学的な解析を行えると考えた。

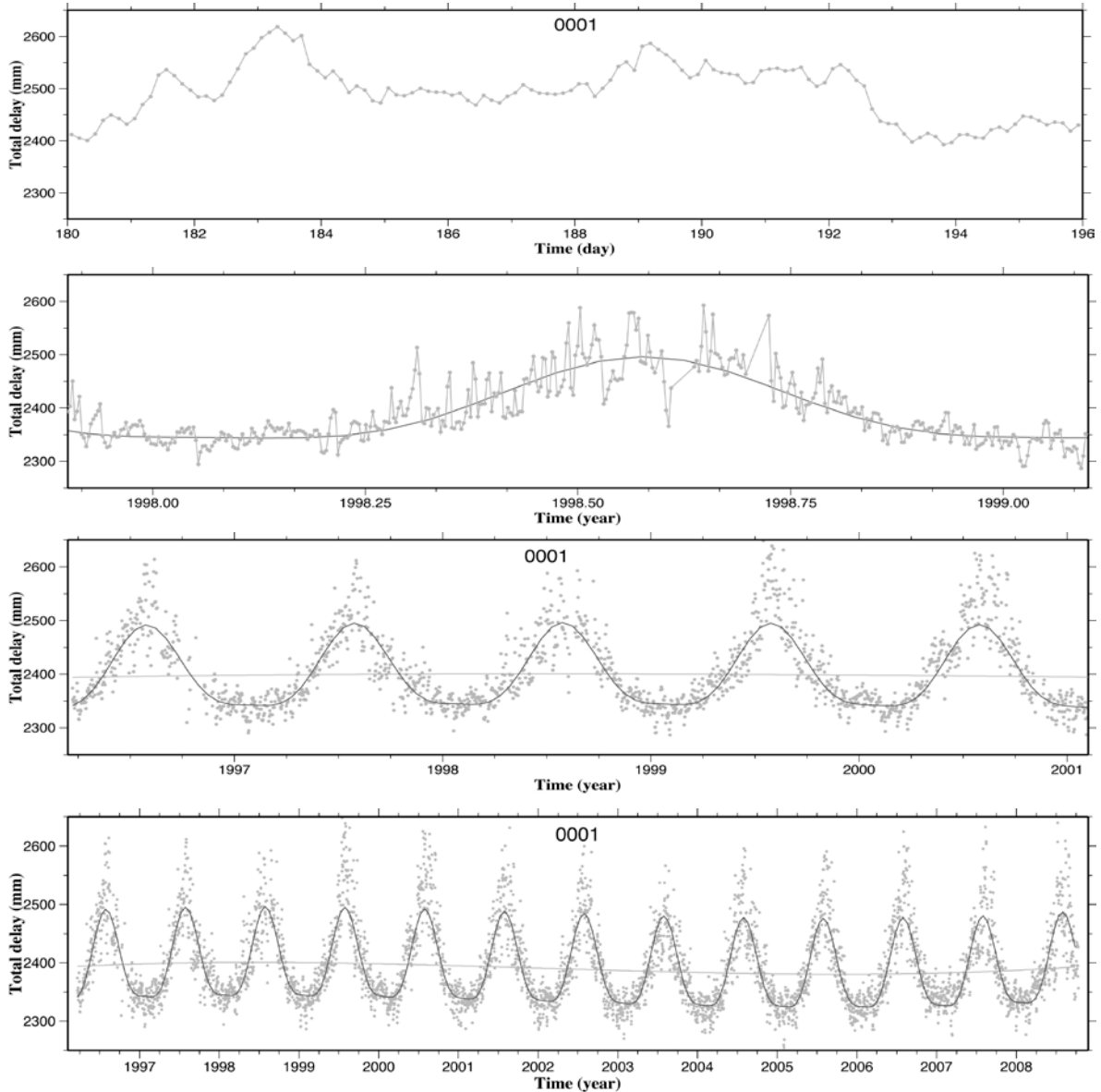


図 1.7 : 940001 観測点での ZTD の時系列。上から 15 日間の 3 時間ごとの時系列, 約 1 年間の日平均の時系列, 同じく約 5 年間, 全データ期間の時系列。

本研究では、GPS で得られた大気遅延量のデータを取得し、それらから可降水量の時間変化を推定し、気候学的な議論を行う。また、従来の F2 解に代わって最近公開された GEONET の F3 解 (内容の詳細は後述) で初めてパラメータとして追加された大気遅延勾配についても様々な解析を行う。

2 GPS

本章では GPS の原理を、文献として「気象研究ノート」第 192 号第 1 章（辻，1998）より引用しつつ詳しく説明する。GPS（Global Positioning System：全方位測位システム）は、高度 2 万 km を周回する衛星群からのマイクロ波を受信することにより、受信点位置や現在時刻を知ることができる、人工衛星による位置決定システムである。

GPS の方式は単独測位（point positioning）と干渉測位（relative positioning）の 2 つの方式があり、最も一般的な利用方法は、カーナビに代表される単独測位（point positioning）である。衛星群から送信されている距離測定用に変調された信号（C/A コード）を、受信機で受信することにより、地上の 3 次元位置を瞬時に約 100m の精度で測定できる。

一方、干渉測位は測量や地殻変動観測など高精度が要求される分野で利用されている。GPS 気象学では、静止干渉測位（static relative positioning）と呼ばれる方式が用いられ、分解能の高い搬送波位相（carrier phase）を観測し、2 台の受信機を同時運用し受信機間の相対的な位置関係を求め、観測時間を長くするなどの工夫がなされている。この方式では、アンテナと受信機を各観測点に設置し、同時に 30 分から数時間、場合によっては 24 時間、継続して衛星からの搬送波位相を記録する。その後、各観測点で記録したデータを集めて計算機で解析すれば、アンテナ間の相対的な位置関係、つまりアンテナ間を結ぶ基線（baseline）のベクトル成分が、mm から cm オーダーの精度でわかる。

干渉測位用の受信機では搬送波の位相そのものを測定している。コードによって変調された信号は周波数拡散を受けており、そのままでは測定できないが、コードパターンがわかっているならば位相を再生できる。L2 において P (Y) コードのパターンが不明な場合でも二乗検波やクロスコリレーションと呼ばれる技法により位相は再生できる（土屋他，1995）。

2.1 観測量

受信機のハードウェア内部では、衛星からの信号と受信機時計（局部発信器）の信号とビート（beat）を取っている。すなわち、2 つの信号の掛け算を作り、両者の周波数の和と差の信号を取り出す。GPS 測量に限らず特殊な受信機以外では和の信号は利用しないので、フィルターで差の信号だけを取り出す。

したがって、ある時刻 t に受信機 i で衛星 j からの信号を受信したときに測定される搬送波位相 $\phi_i^j[t]$ は、

$$\phi_i^j[t] = \phi_i[t] - \phi^j[t] + N_i^j \quad (2.1)$$

ただし、

$\phi_i[t]$: 受信機 i の時計の位相,

$\phi^j[t]$: 衛星 j から入射した電波の位相,

N_i^j : 整数値バイアス（波数不確定）

である。電気工学や物理学では、波の位相とは、うねっている波の山や谷のどこにあるかを表す言葉であるが、GPS では位相を波数で表し、単位としてサイクルを用いる。

第3項の N_i^j は位相測定に特有の波数不確定 (phase ambiguity) である。すなわち、搬送波位相の測定を開始した瞬間には、 ϕ_i と ϕ^j の整数部にどれだけの差があるかわからない。しかし、いったん測定が始まれば、小数部での繰り上がりや繰り下がり様子から、どれだけ整数部で位相が変化したかがわかる。 N_i^j は測定開始時の $\phi_i - \phi^j$ の整数部をあらわしている。

物理的意味

搬送波位相は、物理的には衛星と受信機との距離を搬送波の位相で表したものと解釈できる。式 (1.1) 第2項の $\phi^j [t]$ は、時刻 t に衛星 j からやってきた信号の位相である。衛星には原子時計が搭載されており、その時計の位相を元にして搬送波が送信される。時刻 t における衛星時計の位相を $\phi^{sj} [t]$ 、受信された信号が伝搬した距離を ρ_i^j 、真空中の光速を c とする。電離層や対流圏による伝搬遅延を無視すれば、伝搬に要する時間は ρ_i^j / c となるから、この信号が衛星を出たのは時刻 $t - \rho_i^j / c$ のことである。時刻 t に受信された信号の位相は、時刻 $t - \rho_i^j / c$ に送信された信号の位相に他ならないから

$$\phi^j [t] = \phi^{sj} [t - \rho_i^j / c] \quad (2.2)$$

が成り立つ。

ここで ρ_i^j は約 20,000 km、 c は約 300,000 km/s であるから、 $t - \rho_i^j / c$ は 0.07 秒程度となる。衛星時計はこの時間内では十分安定しているから、1次までのテーラー展開によって、

$$\begin{aligned} \phi^j [t] &= \phi^{sj} [t] - (d\phi^{sj} / dt)_t \rho_i^j / c \\ &= \phi^{sj} [t] - f \rho_i^j / c \end{aligned} \quad (2.3)$$

と近似できる。ただし f は、

$$f = (d\phi^{sj} / dt)_t \quad (2.4)$$

で定義される衛星時計の周波数である。

式 (2.3) を式 (2.1) に代入すると、

$$\phi_i^j [t] = \phi_i [t] - \phi^{sj} [t] + f \rho_i^j / c + N_i^j \quad (2.4)$$

となる。最初の2項は衛星時計と受信機時計の時刻 t における位相の違いである。衛星と受信機の時計の位相が、それぞれ次式で表される時間変化をしているとする。

$$\phi_i [t] = f(t - \delta_i [t]) \quad (2.6)$$

$$\phi^{sj} [t] = f(t - \delta^j [t]) \quad (2.7)$$

ただし、 f は搬送波の周波数、 $\delta_i^j[t]$ 、 $\delta^j[t]$ は受信機および衛星時計の誤差である。実際の位相には、周波数自体の誤差や、時計の初期位相定数が含まれるが、それらはすべて時計の誤差に押しつけられている。

搬送波の真空中の波長 λ は $\lambda = c/f$ で与えられるから、式 (2.6)、(2.7) を式 (2.5) に代入すれば、搬送波位相のモデル式が得られる。

$$\phi_i^j[t] = \rho_i^j/\lambda + N_i^j + f\delta^j[t] - f\delta_i^j[t] \quad (2.8)$$

第 1 項は、搬送波が衛星を出て受信機に入るまでに伝搬した距離を、搬送波の波数で表したものである。第 2 項は位相測定につきものの波数不確定（整数値バイアス）である。位相測定が連続して行われる限り、一連の搬送波位相に対しては、定数となる。位相測定が中断された場合は、サイクルスリップが生じて整数値バイアスの値が整数分だけ変わる。残りの項は、受信機および衛星の時計の誤差である。この関数形を知ることは困難なので、後出の二重位相差などを使って消去する。

以上より、測定される搬送波位相は、「衛星と受信機間の距離を搬送波の位相で表したものであるが、波数不確定と時計誤差による下駄をはいている」と解釈できる。何らかの方法で波数不確定や時計誤差がわかれば、搬送波位相は衛星と受信機間の距離そのものということになる。

実際の干渉測位では、時計誤差を消去するため、衛星間・受信機間で搬送波位相の差分（二重位相差）を作る。したがって個々の搬送波の波数不確定を解くのではなく、波数不確定の差分を解くことになる。

2.2 干渉測位の原理

干渉測位に用いる搬送波位相には、衛星や受信機の時計誤差が含まれている。この時計誤差を扱うために、搬送波位相を直接の観測量とするのではなく、衛星間・受信機間で搬送波位相の差分を作り、この差分を新たな観測量と見なして測位を行うのが普通である。

位相観測量

1) 一重位相差 (single difference)

時刻 t に 2 つの受信機 A, B で受信された衛星 j の搬送波位相を考える。両者の差をとったものを一重位相差といい、 $\phi_{AB}^j[t]$ で表す (図 2.1 左)。

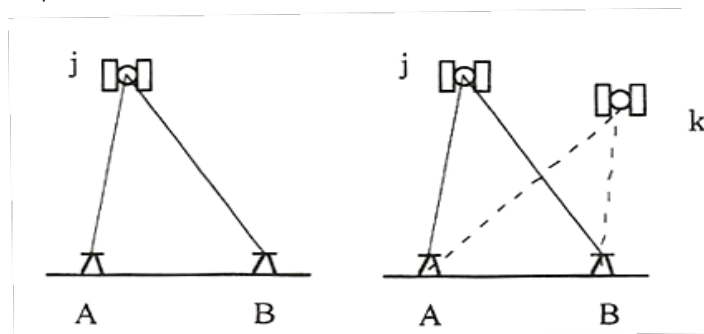


図 2.1 : (左) 一重位相差, (右) 二重位相差 (辻, 1998)

$$\begin{aligned}\phi_{AB}^j[t] &\equiv \phi_B^j[t]\phi_A^j[t] \\ &= \{\rho_B^j[t] - \rho_A^j[t]\}/\lambda + N_{AB}^j - f\delta_{AB}^j[t]\end{aligned}\quad (2.9)$$

ただし,

$$N_{AB}^j \equiv N_B^j - N_A^j \quad (2.10)$$

$$\delta_{AB}^j[t] = \delta_B^j[t] - \delta_A^j[t] \quad (2.11)$$

共通する衛星の時計誤差 $\delta^j[t]$ が相殺できる.

2) 二重位相差 (double difference)

時刻 t に受信機 A, B で受信された衛星 j, k の搬送波位相を考える (図 2.1 右). 2 つの衛星について, それぞれ前述の一重位相差が定義できる. 二重位相差とは, これらの一重位相差の差をとったものと定義され, $\Phi_{AB}^{jk}[t]$ で表す.

$$\begin{aligned}\Phi_{AB}^{jk}[t] &\equiv \phi_{AB}^k[t] - \phi_{AB}^j[t] \\ &= \{\rho_B^k[t] - \rho_B^j[t] - \rho_A^k[t] + \rho_A^j[t]\}/\lambda + N_{AB}^{jk}\end{aligned}\quad (2.12)$$

ただし

$$N_{AB}^{jk} = N_B^k - N_B^j - N_A^k + N_A^j$$

共通する受信機時計 $\delta_{AB}^j[t]$ が相殺できる. この結果, 下駄の部分は整数値バイアスの和と差による整数値となる. このようにモデルを簡略化できるので, 干渉測位の計算では二重位相差を使うことが多い. 今回の研究で用いた GEONET の F3 解を得るために用いられた Bernese Software でも二重位相差を使っている.

3) 二重位相差による測位の原理

ある時刻に 4 つの衛星 1, 2, 3, 4 を, 2 つの受信機 A, B で観測したとする. 衛星の位置は軌道情報から既知である. 干渉測位では A の位置を与えて, B の位置を求めることになる. 二重位相差の式 (2.12) を書き直し, 左辺に未知量, 右辺に既知量を移し, N_{AB}^{jk} を既知とすれば,

$$\rho_B^k - \rho_B^j = \lambda\phi_{AB}^{jk} + \rho_A^k - \rho_A^j + \lambda N_{AB}^{jk} \quad (2.14)$$

右辺の ρ_A^k や ρ_A^j は衛星位置と A の座標から求めることができるから, 二重位相差 Φ_{AB}^{jk} の測定により, $\rho_B^k - \rho_B^j$ の値を定めることができる. $\rho_B^k - \rho_B^j$ は, 点 B から点 k, j までの距離の差を意味する. この値が一定ということは, 幾何学的には点 B が点 k, j を焦点とする双曲面上にあることを意味する. つまり, 二重位相差 ϕ_{AB}^{jk} の測定により, 未知点 B が衛星 k, j のペアで定められる, ある双曲面上に存在することがわかる. したがって, 線形独立な 3 つの二重位相差が測定できれば, 3 つの双曲面の交点として, 未知点の位置が決まる. 3 つの線形独立な二重位相

差を作るためには、衛星が4つ必要となる。

実際には N^{jk}_{AB} は未知数なので、二重位相差が観測できても、双曲面は1枚に定まらない。この結果、未知点の位置の候補が格子状に多数存在することになる。しかし、真の未知点の位置は、時間が経過して衛星の配置が変わっても、不変のはずである。そのことを利用して、真の未知点を求める（日本測地学会，1989）。

2.3 数学モデルとパラメータ推定

2.3.1 数学モデル

GPS のデータを解析するには、観測可能な量と未知のパラメータとを結びつける数学モデルが必要である。例えば、

搬送波位相 = 数学モデル[衛星位置，観測点座標，大気遅延量，波数不確定，...] + 誤差

のような形で観測方程式を立て、未知のパラメータについて線形化し、最小二乗法などでパラメータ推定を行う。未知パラメータに観測点の位置を選べば基線解析，衛星の位置（軌道積分の初期条件）を選べば軌道決定，天頂方向対流圏遅延量を選べばGPSの可降水量センサーとしての利用が可能である。

1) 搬送波位相

大気による遅延も含めた、受信機 i で時刻 t に受信された衛星 j からの搬送波位相のモデル式は、

$$\phi_i^j[t] = \rho_i^j[t]/\lambda + N_i^j + f\delta^j[t] - f\delta_i[t] - \Delta_{ion}^j/\lambda + \Delta_{trop}^j/\lambda \quad (2.15)$$

と書ける。ただし、

$\rho_i^j[t]$: 受信機 i で時刻 t に受信した衛星 j の電波の伝搬距離

λ : 搬送波の波長

N_i^j : 波数不確定

f : 搬送波の周波数

$\delta^j[t]$: 衛星の時計誤差

$\delta_i[t]$: 受信機の時計誤差

Δ_{ion}^j : 電離層遅延量

Δ_{trop}^j : 対流圏遅延量

である。電離層内で位相は進むため電離層遅延量の符号は負となる。

搬送波位相を観測量に選ぶ場合、それぞれの観測時刻毎に衛星と受信機の時計誤差を推定する。対流圏遅延量はモデルで与えるか、適当な仰角依存性を仮定して天頂方向の遅延量を各観測点ご

とに適切な時間間隔で推定する．電離層遅延は後述の 2 周波データの線形結合により消去する．衛星の観測点位置に関するパラメータ（WGS84 系での x , y , z ）は $\rho_i^j[t]$ の中に含まれる．

2) 二重位相差

対流圏遅延・電離層遅延を含めた二重位相差のモデルは、

$$\phi_{AB}^{jk}[t] = \{\rho_B^k[t] - \rho_B^j - \rho_A^k[t] + \rho_A^j[t]\} / \lambda + N_{AB}^{jk} - \Delta_{ion}^{jk}_{AB} + \Delta_{trop}^{jk}_{AB} \quad (2.16)$$

である．ただし、

$$\begin{aligned} \Delta_{ion}^{jk}_{AB} &\equiv \Delta_{ion}^k_B - \Delta_{ion}^j_B - \Delta_{ion}^k_A + \Delta_{ion}^j_A \\ \Delta_{trop}^{jk}_{AB} &\equiv \Delta_{trop}^k_B - \Delta_{trop}^j_B - \Delta_{trop}^k_A + \Delta_{trop}^j_A \end{aligned} \quad (2.17)$$

$\Delta_{ion}^{jk}_{AB}$, $\Delta_{trop}^{jk}_{AB}$ は A, B 観測点が同一でない限り、0 にはならない．

2.3.2 パラメータ推定

最小二乗法によってパラメータを推定するには、観測量ベクトル、観測量の分散共分散行列、未知パラメータの近似値、数学モデルによる観測量の近似値、モデルを各パラメータで偏微分した計画行列が必要である．

1) 観測量ベクトル

干渉測位では、GPS 受信機を各観測点に設置し、あらかじめ定められた間隔毎に（たとえば 30 秒）、いっせいに各衛星からの搬送波位相を収録する．位相を収録した時刻のことをエポック（epoch）、一連の観測のことをセッション（session）と呼ぶ．観測時間は要求精度や観測点間の距離で異なるが、通常 30 分から 24 時間の間である．

観測量ベクトルを作るには、各エポックの搬送波位相から線形独立な二重位相差を作って列ベクトルに並べる．

2) 観測量の分散共分散行列

同じエポックに得られた搬送波位相には物理的に何らかの相関がありうるが、数学モデル上は相関がないと見なす．しかし搬送波意相関に相関がなくても、それらを組み合わせて作る位相差には相関が生じる．したがって観測量の重みを求めるのに観測量の分散共分散を考慮する必要がある（Remondi, 1984）．

3) 物理モデル

数学モデルによる観測量の近似値の計算には、地球や衛星に関する物理モデルも必要となる．

IERS（国際地球回転事業）では、プレート運動、地球重力場、固体地球潮汐、海洋荷重変形、対流圏遅延モデル、太陽輻射圧モデルなど、宇宙測地技術のデータ解析に必要な物理モデルを IERS Standards としてまとめている（McCarthy, 1992）.

4) 伝搬距離

宇宙空間に固定された慣性座標系（Conventional Inertial System, 例えば J2000 系）において時刻 t の衛星位置が $X^j[t]$ 、観測点位置が $X_i[t]$ で与えられるとき、時刻 t に受信機 i で受信された搬送波が衛星 j から伝搬した距離 $\rho^j_i[t]$ は、次の方程式をイテレーションで解くことにより得られる.

$$\rho^j_i[t] = \left| X^j[t - \rho^j_i[t]/c] - X_i[t] \right| \quad (2.18)$$

地上の位置は地球固定座標系（Conventional Terrestrial System, 例えば WGS-84 系）で与えたいほうが便利なので、GPS の解析にあたっては慣性座標系と地球固定座標系との変換がしばしば必要になる。この変換の中に地球回転に関するパラメータ（極運動、歳差、章動）が入ってくる。逆に言うと、GPS の解析から地球回転パラメータを推定することができる。慣性座標系 X_{CIS} と地球固定座標系 X_{CTS} との変換は、

$$X_{CTS} = R [\text{極運動}] R [\text{地球自転}] R [\text{章動}] R [\text{歳差}] X_{CIS} \quad (2.19)$$

ただし R は [] であらわされる地球回転パラメータを引数とする回転行列で、時間の関数である。

2.4 大気遅延量の補正

衛星を出発したマイクロ波は、地表付近で電離層や対流圏に遭遇するが、このときにマイクロ波の伝搬速度や経路が変化し、距離測定に影響を及ぼす。電離層の影響は遅延時間の周波数依存性を利用して 2 周波のデータから補正できる。しかし、周波数依存性のない中性大気による対流圏遅延は残るので、適切な物理モデルを与えて補正するか、未知パラメータとして GPS データから推定する必要がある。

2.4.1 電離層

電離層による遅延を補正するために、L1 および L2 バンドにおける搬送波位相 ϕ_1 、 ϕ_2 の線形結合（linear combination, LC）を観測量に選ぶ。 ϕ_1 、 ϕ_2 を波数（サイクル）で表し、 n_1 、 n_2 を任意の実数、 f_1 、 f_2 を L1、L2 を搬送波の周波数とすると、二周波データの線形結合 ϕ （サイクル）は、

$$\begin{aligned} \phi &\equiv n_1 \phi_1 + n_2 \phi_2 = n_1 f_1 t + n_2 f_2 t \\ &= (n_1 f_1 + n_2 f_2) t \end{aligned} \quad (2.20)$$

と表せる。したがって線形結合された位相の周波数 f および波長 λ は,

$$f = n_1 f_1 + n_2 f_2 \quad (2.21)$$

$$\lambda = c/f \quad (2.22)$$

と定義される。実際の解析では電離層による位相の遅延量が周波数に反比例することを利用し、式 (2.23) で定義される電離層補正済み観測量 LC を用いる (Beutler et al., 1989)。

$$LC = f_1^2 / (f_1^2 - f_2^2) L1 + f_2^2 / (f_1^2 - f_2^2) L2$$

LC を使用する場合, LC そのものの波数不確定性は整数値ではないが, ワイドレーン (wide lane) およびナローレーン (narrow lane) を用いて L1, L2 の波数不確定を整数化できる。ワイドレーンやナローレーンは LC を使用する際に L1, L2 に含まれる波数不確定を整数化するのに用いる。LC を含めよく使われる線形結合を表 2.1 に示す。

表 2.1 : 周波数に関する線形結合 (辻, 1998)

記号	名称	n_1	n_2	波長 (cm)
L1	L1 搬送機	1	0	19.0
L2	L2 搬送機	0	1	24.4
L1+L2	ナローレーン	-1	1	10.7
L1-L2(L5)	ワイドレーン	1	-1	86.2
LC(L3)	電離層補正	1	$-f_2/f_1$	48.4 *
LG(L4)	電離層遅延	1	$-f_2/f_1$	∞

* Hofmann-Wellenhof et al.,(1992) の定義.

2.4.2 対流圏遅延

大気の物理に関する考察から, 様々な対流圏遅延量のモデルが作られている。いずれも衛星の天頂角の関数 z として表される。たとえば Saastamoinen (1973) は, 対流圏遅延量を

$$\Delta_{\text{trop}} = 0.002277 / \cos z [P + (1255/T + 0.05) e - \tan^2 z]$$

で与えている。単位は[m]。ただし, z , P , T , e はそれぞれ, 衛星の天頂角, 気圧[hPa], 気温[K], 水蒸気分圧[hPa]である。それほど精度を要求されないか, または短距離の GPS 測量においては, こうしたモデル式を用いて対流圏遅延を補正する。もともと二重位相差の中では対流圏遅延は差分によって小さな値となっているので, それなりにより測位精度を与えることがで

きる。なお、地表における気象要素の測定は電波の経路の気象を代表しないので、通常は、気象要素には実測値ではなく、デフォルト値を入力することが多い。

しかし、精度が要求される地殻変動観測では、モデル式に頼らずに、衛星があちこちに見えることを利用して、適当な天頂角依存性を与えて、天頂方向の遅延量を GPS データ自体から推定している。

3 大気遅延勾配

大気遅延勾配は国土地理院の解析戦略第4版で新しく推定されるようになった。解析戦略第4版については後の章で詳しく述べる。大気遅延勾配が初めて考えられた論文、「Atmospheric gradient from very long baseline interferometry observations」, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS (MacMillan, 1995) より引用しつつ大気遅延勾配について詳しく説明を行う。

測地 VLBI のデータ解析において視線方向の大気伝搬遅延は仰角に依存するマッピング関数と天頂大気遅延によってモデル化されるが、このモデルは十分ではない。天頂遅延の短時間の変化をモデリングするとき、ランダムウォーク (Herring et al., 1990) もしくは区分的線形関数 (Ma et al., 1990) が用いられている。しかし、大気の屈折率の非等方性はモデル化されておらず、推定された観測点の鉛直、水平成分の誤差源となりうる。日ごとの勾配の影響は仰角 7° で遅延 50mm に相当する値に達する。勾配のパラメータを加えたときに精度がどのように変化するかを検証した。

中性大気の屈折率 N は式 (3.1) であらわされる (e.g., Thompson et al., 1986)

$$N = \frac{77.6P_D}{T} + \frac{64.8P_V}{T} + \frac{3.776 \times 10^5 P_V}{T^2} \quad (3.1)$$

P_D は乾燥大気圧 (mbar), P_V は水蒸気分圧 (mbar), T は気温 (K) である。屈折率 N は $N = 10^6(n-1)$ と定義され、 n は屈折率インデックスである。

大気遅延は電波の経路に沿って屈折率を積分したものである。乾燥大気による勾配の空間スケールは 100km に及ぶ大きなものであり (Gardner, 1976), 時間スケールは 1 日程度である。それに対し湿潤大気による勾配は水蒸気の濃集と気温にかかわり、その空間スケールは 10km 以下と小さく、時間単位もしくはそれ以下の短い時間スケールで急速に変わりえる。大気遅延勾配の効果を示すシンプルなモデルは、一つの観測に対し仰角 ε , 方位角 φ を用いて、

$$\Delta\tau = m(\varepsilon) \cot(\varepsilon) [G_n \cos(\varphi) + G_e \sin(\varphi)] \quad (3.2)$$

$m(\varepsilon)$ は仰角 ε での遅延にかかわるマッピング関数、 G は勾配を表すベクトルで G_n , G_e はそれぞれ南北成分および東西成分を表す。このモデルは水平の軸からの大気の傾きと同値であり、最も簡単なマッピング関数として $m(\varepsilon) = 1/\sin\varepsilon$ を仮定し、これを仰角 ε で微分したものが (3.2) 式中の $m(\varepsilon) \cot(\varepsilon)$ なのである。

このモデルを用いて、最小二乗推定プログラム (SOLVE) で勾配パラメータ G を各セッションにおいて推定し 2 つの VLBI データセットを解析した。ひとつは 1990 年～1993 年期間のすべての測地 VLBI 実験、もうひとつは 1994 年 1 月に行われた state-of-the-art 研究開発実験の短期間の連続データである。

1990 年～1993 年期間の測地 VLBI 実験では、遅延残差は 38.07ps から 36.62ps になり、 χ^2 検定は 0.925 から 0.882, 信頼区間 99% で改善が認められた。また、基線長の再現性を wrms (重みつき二乗和平方根) の変化から調べると、30 のうち 26 の観測点で改善が見られた。大気遅延

勾配を推定しないときに見られた基線長のばらつきは，勾配を推定すると rms（二乗和平方根）で 1~8mm 改善し，これは勾配を推定しないときのばらつきの 20%~40%に相当する（図 3.1）. 改善の度合いに幅があるのは，基線長の長さに依存している.

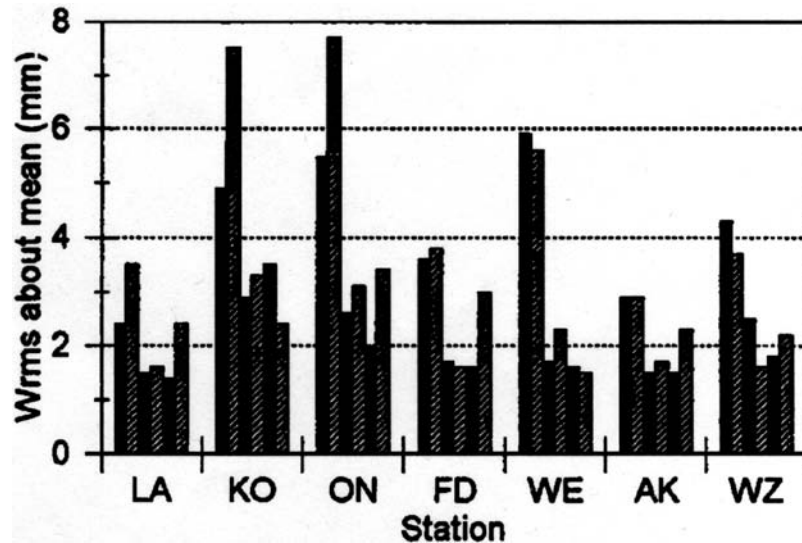


図 3.1: CONT94 network における局位置の再現性, 観測局は LA (Los Alamos, NM), KO (Kokee Park, HI), ON (Onsala, Sweden), FD (Fort Davis, TX), WE (Westford, MA), AK (Fairbanks, AK), WZ (Wetzell, Germany). 黒: 勾配推定, 斜線: 勾配推定なし. それぞれの組で左から鉛直, 東西, 南北成分を示す. (MacMillan, 1995)

日本でも大気遅延勾配の与える影響が考えられ, Iwabuchi et al. (2003) は大気遅延勾配が水平測位解に与える影響を評価するために 1996 年において 612 点からなる日本の GPS 観測網の定常解析結果を用いて, 系統的な水蒸気の水平勾配の存在が期待される日本列島上空を前線が東西及び北東-南西に横切る事例, 熱帯低気圧が関東地方に停滞する事例の解析を行った. それによると, ZTD 偏差の勾配と水平測位解偏差の間に次のような線形関係が成立することが示唆された.

$$(\Delta P_N, \Delta P_E) = C \times \left(\frac{\delta \tau_{zen}}{\delta N}, \frac{\delta \tau_{zen}}{\delta E} \right) \quad (3.3)$$

P は測位解で, ΔP_N , ΔP_E はそれぞれ南北 (N), 東西 (E) 方向の測位解変動を示し, τ_{zen} は天頂大気遅延を示す. C は近似的に水蒸気のスケールハイトになることが知られている (日置, 1999). これは, 100km あたり 50mm の ZTD 差の存在により約 10mm のみかけの測位解変動が生じることを示している. この解析では最大で約 20mm の測位解変動に対応する ZTD 勾配が存在している. したがって, 大気遅延勾配を推定することによりみかけの水平測位解変動や水平速度解の揺らぎが大きく改善されることが期待されたが, 実際の GEONET ルーチン解で大気遅延勾配の推定が行われるようになったのは F3 解からである. 大気遅延勾配の長期的な振る舞いについては第 7 章で詳しく議論する.

4 可降水量推定の原理

GPS観測データから可降水量推定の原理を説明する。なお気象研究ノート第192号第2章「GPS可降水量の物理と評価」（大谷，内藤，1998）の記述を要約しつつ，その概略を述べる。可降水量測定の基本原理は，既知のマイクロ波の大気による伝搬遅延（大気遅延）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）」を測定する水蒸気ラジオメータ等と大きく異なる点である。そのため，キャリブレーションをしなくても長期にわたって安定した計測が行える。地球温暖化時代を迎えて，全天候型の水蒸気センサーとして期待されるのはまさにこうした測定特性にある。

一般に大気遅延は，電離層に起因するものと非電離の中性大気に起因するものとに分けられる。電離層による遅延は，マイクロ波に対する電離層媒質の屈折率に分散性があることから，異なる周波数の電波を用いることによって，推定・除去することができる。一方，こうした分散性を持たない中性大気による遅延は大気中の気体分子の誘導双極子の励起によって生じるが，大気を構成する気体の中で水蒸気のみには更に分子構造に由来した永久双極子を有し，マイクロ波はこれを効率的に励起する。その結果，大気中において水蒸気の占める割合は大きくないにもかかわらずその電波の伝搬遅延への寄与は相対的に大きくなる。こうした特性が水蒸気の測定を効果的なものにしていく一つの理由である。大気全体による遅延量は天頂方向で約 2,400mm 程度であるが，このうち水蒸気による遅延量は 2 割程度にまで及ぶ。ここで大気が静水圧平衡の状態にあるならば，誘導双極子に起因する大気遅延の天頂方向の大きさは地上の気圧値だけで表されるので，水蒸気のみによって生じる遅延量を分離することができる。

4.1 大気遅延量の物理と可降水量との関係

電波の伝搬距離 L は，経路を S とし大気中の任意の場所での屈折率を n とすると，以下のよう
に表せる。

$$L = \int_S n ds \quad (4.1)$$

衛星と地上の受信機の幾何学的な直線距離を G とすると，大気遅延 ΔL は，

$$\begin{aligned} \Delta L &= \int_S n ds - G \\ &= \int_S (n-1) ds - [S - G] \end{aligned} \quad (4.2)$$

と表せる。

ここで，右辺第 1 項は，大気中での電波の伝搬速度が真空中に比べて減速する効果を表すのに対して，右辺第 2 項は伝搬経路が湾曲する効果を表し，幾何学的遅延（geometric delay）または湾曲による遅延（delay due to bending）と呼ばれることがある。水平成層構造を持つ大気では，

天頂方向においては S と G は一致し、幾何学的遅延はゼロとなる。仰角が低くなるほど、大気中を通過する電波の伝播経路が長くなるので大気遅延は大きくなり、減速による遅延と幾何学的遅延はともに増大するが、仰角 10° 以下の低仰角でなければ、幾何学的遅延が大気遅延全体に占める割合は十分小さく、減速による遅延がそのほとんどを占める (Ichikawa et al., 1995)。一般に GPS 観測においては、低空の障害物やマルチパスの影響等を避けるため、仰角にして 15° 以上の衛星のみが観測対象となる。そのため、GPS 観測においては、主に減速による遅延の効果のみを考えればよいことになる。

大気の屈折率は、気温、乾燥大気分圧、水蒸気分圧の関数で以下のような関係があることが知られている (e.g. Thayer, 1974)。

$$10^6[n-1] = k_1 \left(\frac{P_d}{T} \right) Z_d^{-1} + k_2 \left(\frac{P_v}{T} \right) Z_v^{-1} + k_3 \left(\frac{P_v}{T^2} \right) Z_v^{-1} \quad (4.3)$$

ここで、 T は気温、 P_d 、 P_v は各々乾燥大気、水蒸気分圧である。また Z_d 、 Z_v は乾燥大気、水蒸気の圧縮率であり、理想気体からのずれを表している。右辺最初の 2 項は分子の誘導双極子によって生じた効果であるのに対して、右辺第 3 項は水分子がもともと分極していることによる永久双極子によるものである。水蒸気が大気中に占める割合は小さいが、永久双極子の効果が大きいので水蒸気は大気遅延に大きく寄与してくる。 k_1 、 k_2 、 k_3 は実験的に求められる係数で一般

に Thayer (1974) によるものがよく知られているが、これは可視領域での測定値をマイクロ波領域に内挿して求められた値であるため、GPS や VLBI の解析においてはマイクロ波領域で直接求められた Boudouris (1963) による値が使われることもある。Boudouris (1963) にならない、

$k_1 = 77.60 \pm 0.08 \text{K/hPa}$ 、 $k_2 = 71.98 \pm 10.82 \text{K/hPa}$ 、 $k_3 = (3.754 \pm 0.036) \times 10^5 \text{K}^2/\text{hPa}$ とする。

今、特に天頂方向における大気遅延を考えると、式 (4.2)、式 (4.3) 及び状態方程式から次式を得る。

$$\Delta L_{\text{Zenith}} = 10^{-6} \left[\int_{\text{Zenith}} k_1 \frac{R}{m_d} \rho dz + k_2' \int_{\text{Zenith}} \left(\frac{P_v}{T} \right) Z_v^{-1} dz + k_3 \int_{\text{zenith}} \left(\frac{P_v}{T^2} \right) Z_v^{-1} dz \right]$$

$$k_2' \equiv \left(k_2 - k_1 \frac{m_v}{m_d} \right) \quad (4.4)$$

ここで ρ は水蒸気も含めた大気の密度、 m_d 、 m_v はそれぞれ乾燥大気 (28.9644kg/kmol)、水蒸気の分子量 (18.0152kg/kmol)、 R は普遍気体定数 (8314.34J/kmol K) である。式 (4.4) の右辺第 1 項は、大気中の空気分子 (水蒸気も一部含む) の誘導双極子に起因する遅延量であり、右辺第 2 項、第 3 項は大気中の水蒸気のみ起因する遅延量である。

ここで、上式第 1 項を ZHD とおき、高さを z 、気圧を P とし、静水圧平衡

$$\frac{dP}{dz} = -\rho(z)g(z) \quad (4.5)$$

を仮定すれば

$$ZHD = 10^{-6} k_1 \frac{R}{m_d g_m} P_0 \quad (4.6)$$

となる。ただし、 P_0 は地上気圧、 g_m は次式で与えられる。

$$g_m = \frac{\int \rho(z)g(z)dz}{\int \rho(z)dz} \quad (4.7)$$

さらに、この式を展開した一次の項は気柱の重心における重力加速度と近似できるから(Davis et al.,1985)、ZHD は

$$ZHD = (2.279 \pm 0.0024) \frac{P_0}{f(\varphi, H)}$$

$$f(\varphi, H) = (1 - 0.00266 \cos \varphi - 0.00028H) \quad (4.8)$$

と表すことができる (Elgered et al., 1991)。ここで、 $f(\varphi, H)$ は観測点の緯度 φ 、楕円体高 H [km] における重力加速度の違いの効果を表している。

以上より、天頂方向における大気遅延量は、地上気圧に比例する式 (4.4) の右辺第 1 項と、水蒸気と気温による式 (4.4) の右辺第 2・第 3 項に分けられる。前者は天頂静水圧遅延 (Zenith Hydrostatic Delay ; ZHD)、後者は天頂湿潤遅延 (Zenith Wet Delay ; ZWD) と呼ばれる。

天頂静水圧遅延量は、このように地上の気圧値が与えられれば、高い精度で計算することができる。一方、天頂湿潤遅延量は、単位面積の大気の柱に含まれる水蒸気の総量である可降水量 (Precipitable Water Vapor ; PWV) と次のような関係がある(Askne and Nordius, 1987)。

$$ZWD = 10^{-6} \left[k_2 \int_{\text{Zenith}} \left(\frac{P_v}{T} \right) Z^{-1} dz + k_3 \int_{\text{Zenith}} \left(\frac{P_v}{T^2} \right) Z_v^{-1} dz \right]$$

$$= 10^{-6} R_v \left(k_2 + k_3 \frac{\int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{T^2} dz}{\int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{T} dz} \right) \cdot \int_{\text{Zenith}} \frac{P_v}{R_v T} Z_v^{-1} dz$$

$$= \Pi^{-1} \cdot PWV \quad (4.9)$$

ここで、

$$\Pi = \frac{10^5}{R_v \left(k_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)} \quad (4.10)$$

$$T_m = \frac{\int \frac{P_v}{T} dz}{\int \frac{P_v}{T^2} dz} \quad (4.11)$$

である。 R_v は水蒸気の気体定数であり、 T_m は観測局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）を表している。即ち、天頂湿潤遅延量は、観測局での可降水量と、上空の気温と水蒸気分圧の鉛直分布から定義される加重平均気温によって決定される比例常数 Π の積で表される。

天頂静水圧遅延量は、天頂大気遅延量の中で大きな割合を占めるが、その変動量は小さく、かつゆるやかである。一方、天頂湿潤遅延は数 cm～数十 cm 程度であるが、場所や季節、天候によって大きく変化することが特徴である（図 4.1）。

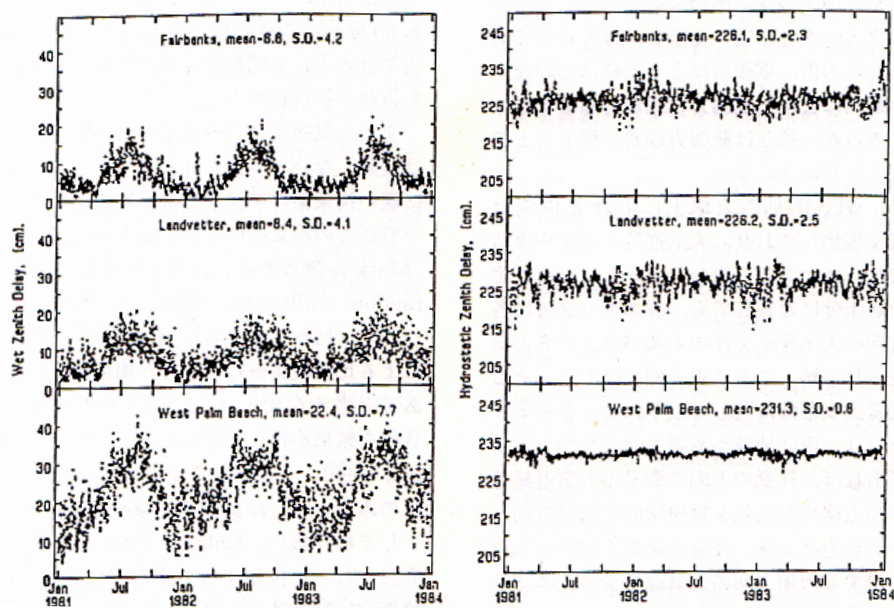


図 4.1 : (左) 天頂湿潤遅延量, (右) 天頂静水圧遅延の時系列. 上から順にアラスカ, スウェーデン, フロリダでの観測 (Elgered et al., 1993)

GPS, VLBI による解析からはトータルとしての大気遅延が推定できる。そこであらかじめ観測局における地上気圧値を精度よく知ることができれば、それから天頂静水圧遅延量を精密に計算でき、これを GPS, VLBI から推定された天頂大気遅延量から差し引くことによって、天頂湿潤遅延量を求めることができる。これを式 (4.9) を用いて変換し、観測局上空の可降水量が求められる。

5 解析手法

5.1 用いたデータ

国土地理院が運用している連続 GPS 稠密観測網 GEONET (GPS Earth Observation NETwork) の F3 解を使用し、データに含まれる 3 時間ごとに推定された天頂大気遅延量 ZTD, および 1 日ごとに推定された大気遅延勾配を用いて解析を行った. 気象データについては気象業務支援センターより購入した気象庁の日毎の気温, 海面校正気圧のデータを GMT の空間内挿ツールを用いて GEONET 観測点での値を算出して用いた. GEONET 局の分布と気象観測所の分布をそれぞれ図 5.1 と図 5.2 に示す.

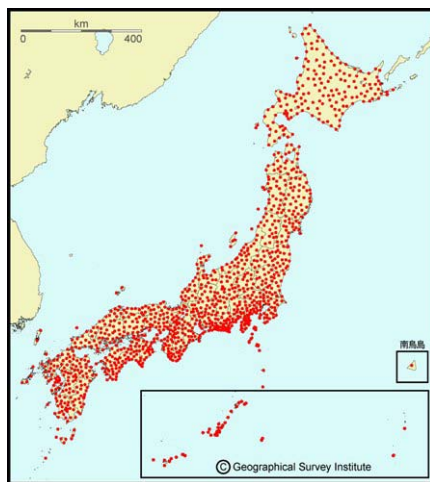


図 5.1 : GEONET 局 (国土地理院 web ページより)

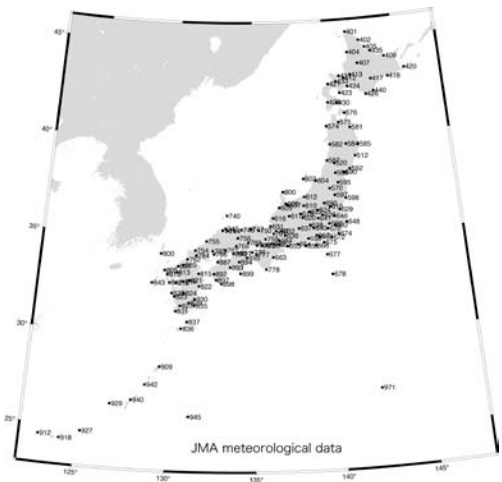


図 5.2 : 気象庁観測所

本研究で用いている F3 解は国土地理院の構築した GEONET の解析戦略 (第 4 版) の最終解である. ここで, 解析戦略第 4 版について文献「GPS 連続観測システム (GEONET) の新しい解析戦略 (第 4 版) によるルーチン解析システムの構築について」, 国土地理院時報第 118 集 (中川他, 2009) より引用し, 説明する. 解析戦略第 4 版では解析ソフトウェアを Bernese Ver4.2 から Ver.5.0 にバージョンアップし, ①大気遅延勾配の推定, ②アンテナの絶対位相特性モデルの採用, ③座標系の ITRF2005 への変更, ④解析固定点 (電子基準点「つくば 1」) の座標の取り扱いの変更, ⑤電離層遅延高次項の補正等の導入が行われた.

大気遅延勾配パラメータはセッション毎に 1 セットの線型関数として推定され, 天頂遅延量の推定についても, 第 3 版での 3 時間毎に定数として推定する方式から, 3 時間間隔の区分的線型関数によりモデル化する方式に変更された. また, 固定点の座標値を IGS05 座標系で与えることにより, 解析が準拠する座標系を, ITRF2005 (IGS05) とした (畑中他, 2008). 固定点は, 「つくば 1」を第一候補とし, 「つくば 1」が欠測等により使用できない場合には, 使用できる観測点のうち「つくば 1」からの距離が最も短いものを代替として選択する. この方法は, 解析戦略第 3 版と同じである.

マッピング関数は式 (5.1) に示す NMF (New Mapping Function) (Niel, 1996) が用いられている.

$$m(\varepsilon) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\sin(\varepsilon) + \frac{a}{\sin(\varepsilon) + \frac{b}{\sin(\varepsilon) + c}}} \quad (5.1)$$

ε は衛星の仰角, a , b は地表面の気象条件 (気圧, 気温, および相対湿度), 対流圏の気温低減率, 圏界面の高さの線形関数である. c は定数. a 及び b 中に含まれる気象条件等の物理量の係数は, 理想化された様々な温度や湿度プロファイルを持つ大気中で行った波形追跡の結果を用いて最小二乗法で推定したマッピング関数 $m(\varepsilon)$ から評価した.

気象測定点の密度が GEONET 点の密度より小さいため, GEONET 点での気象要素を内挿で求める必要がある. 本研究では, まず空間内挿した気象条件の値が使用に耐える精度を持つか検証した. GEONET 観測点 93032 (YOKOHAMA) と気象庁の観測点 670 (横浜) は 1km 以内に存在するが, 670 を除いた気象観測点から空間内挿した値と 670 における観測値を比較した (図 5.3). その結果, 気温では rms (root-mean-squares) は 0.497°C , 海面気圧では rms は 0.163 hPa となった. 観測値及び空間内挿した気象データを用いて ZHD, PWV を推定したところ ZHD に換算した rms は 0.470 mm , PWV に換算すると rms は 0.074 mm となり, 三時間毎に得られた PWV を日毎に平均した時の標準偏差よりも有意に小さく, 十分使用できると判断した (図 5.4).

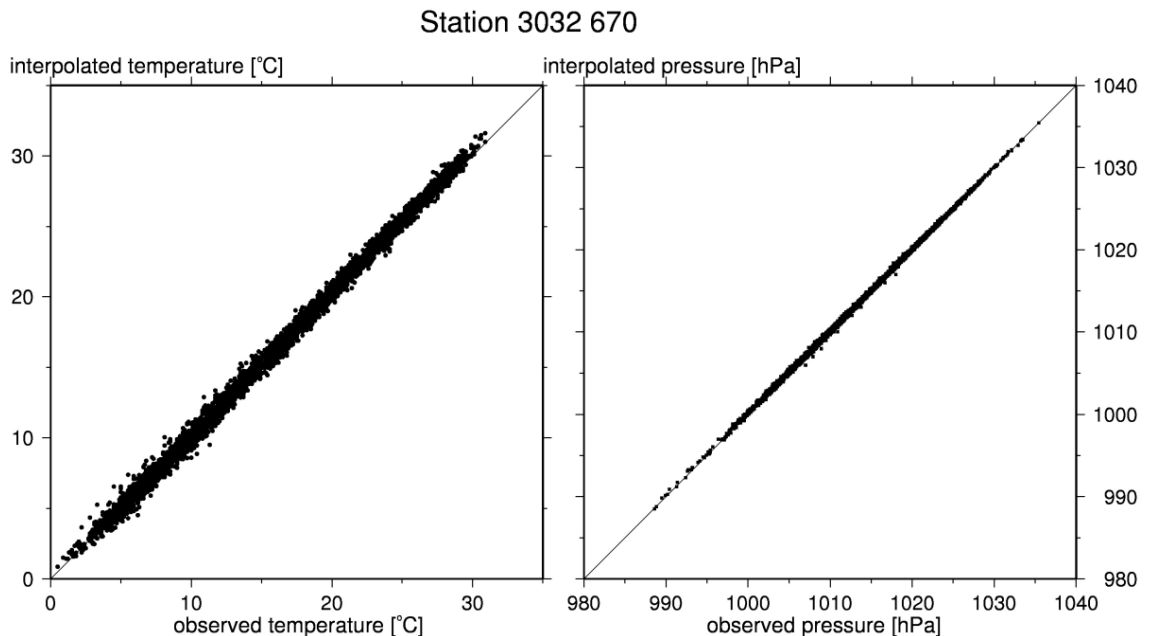


図 5.3 : 670 における観測値と 670 を除いたデータセットから内挿した 3032 における値の比較.
左 : 気温, 右 : 海面気圧

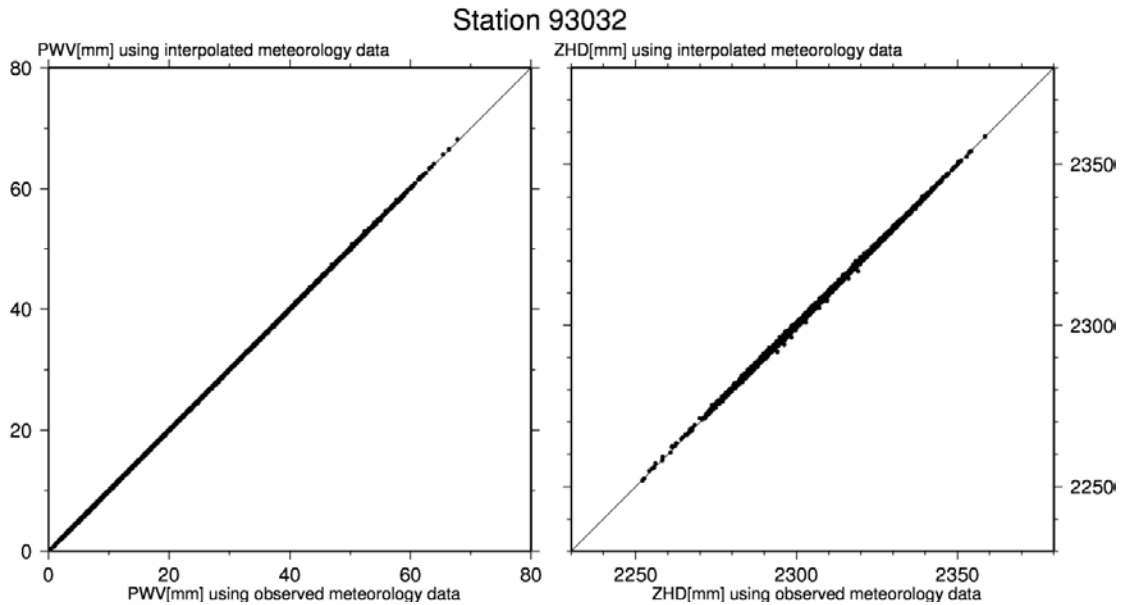


図 5.4: 670 における観測値と 670 を除いたデータセットから内挿した 3032 における値を用いた PWV, ZHD の比較. 左: PWV, 右: ZHD

解析で用いるのは GEONET 観測点での現地気圧であるため, 海面校正気圧から現地気圧の算出を文献「一般気象学第 2 版」第三章 (小倉, 1999) より引用しつつ説明する. 静水圧平衡を仮定すると静水圧平衡の式

$$\Delta p = -g\rho\Delta z \quad (5.2)$$

という関係式が成り立つ. g は重力加速度, ρ は空気の密度である. ρ に乾燥空気の状態方程式を代入すると,

$$\frac{\Delta p}{\Delta z} = -\frac{pg}{R_d T} \quad (5.3)$$

が得られる. 式 (5.3) を微分で書くと,

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g dz}{R_d T} \quad (5.4)$$

となる. 高さ 0 (海面) と z_1 における気圧をそれぞれ p_0 , p_1 と書いて, 両辺を積分すると

$$\ln \frac{p_1}{p_0} = -\frac{g}{R_d} \int_0^{z_1} \frac{dz}{T} \quad (5.5)$$

となる。温度が高さに比例して減少することを仮定すると、温度の高度分布は $z=0$ における T の値 T_0 を用いて $T_0 - \Gamma z$ と表現できる。したがって

$$\ln \frac{p_1}{p_0} = -\frac{g}{R_d} \int_0^{z_1} \frac{dz}{T_0 - \Gamma z} = \frac{g}{R_d \Gamma} \ln \frac{T_0 - \Gamma z_1}{T_0} \quad (5.6)$$

となり、次のようになる。

$$p_1 = p_0 \left(\frac{T_0 - \Gamma z_1}{T_0} \right)^{g/R_d \Gamma} \quad (5.7)$$

式 (5.7) に気温の断熱減率は国際標準大気に定義されている断熱減率 $\Gamma = 6.5 \text{K/km}$, 1kg の乾燥大気に対する気体定数 $R_d = 287 \text{m}^2/\text{s}^2 \text{K}$, 標準重力加速度 $g = 9.80665 \text{m}/\text{s}^2$ を代入し, 観測点での気温 $T = T_0 - \Gamma z$ より $T_0 = T + \Gamma z$ を使用し,

$$p_1 = p_0 \left(\frac{T}{T + \Gamma z_1} \right)^{5.257} \quad (5.8)$$

となる。式 (5.8) を用いて現地気圧の算出を行った。GPS 観測点の標高は国土地理院の行っている GEONET の F3 解に含まれる局位置の楕円体高を用いた。実際の標高はジオイド高であるため, $30 \text{m} \sim 40 \text{m}$ 小さい値となり, ZHD で最大 15mm , PWV で最大 2mm 程度のバイアスとなるが, これは時間的にほぼ一定であるため, PWV の時間変化に注目する気候学的な議論ではジオイド高の補正は行わなかった。

ZTD および大気遅延勾配には 1999 年～2003 年に大気遅延と関係ない「とび」が見られた (図 5.5)。それらの発生した時期を確認したところ, アンテナ交換時 (特に異種のアンテナ) に一致していることが分かった。そこで, 既知のアンテナ交換イベントに伴う ZTD のとびの量を最小二乗法により他のパラメータと同時に推定して取り除いた。大気遅延勾配についても同様にとびが見られるが, 本研究では一連のアンテナ交換が終了してとびが見られない 2004 年以降のデータを解析に用いた。

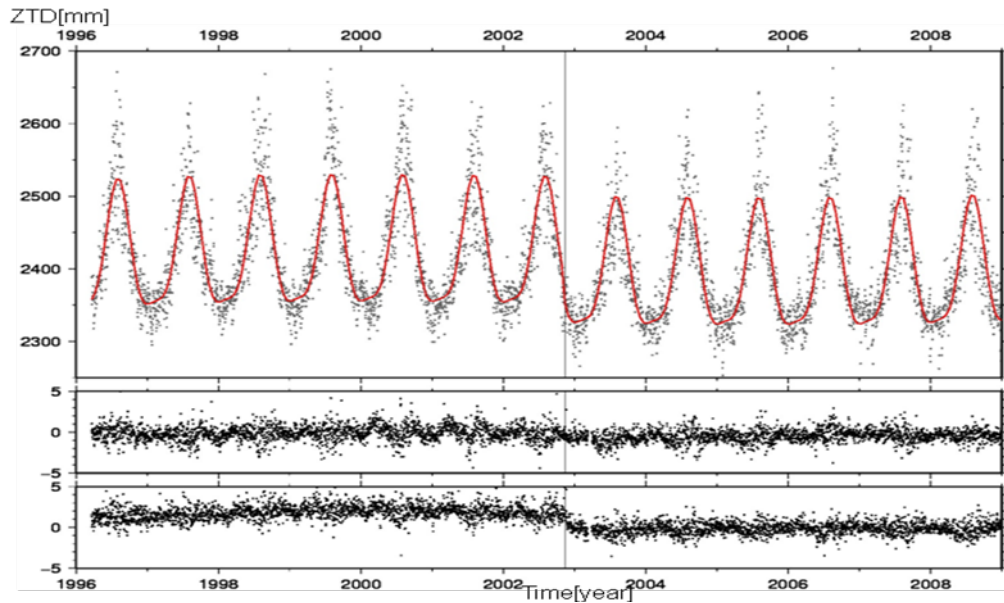


図 5.5 : 940027 (SHARI) における時系列. 上から ZTD, 勾配の南北成分, 東西成分. 赤い曲線はとびを含めて最小二乗法でフィッティングしたもの, 灰色の縦線はアンテナ交換時を示す

5.2 可降水量変化推定に用いた方法

ZTD は 3 時間ごとの値として与えられているが, 本研究ではそれら (一日あたり 8 個のデータ) を平均して一日毎の値として用いた. また平均値の周りのばらつき (標準偏差) を ZTD の日平均値の誤差として, その後の時系列解析 (季節変化と経年変化を仮定してそれらの係数を最小自乗法で推定) でデータの重みづけに使用した.

ZHD は, 前節で述べたように一日毎の気象データの気温と海面気圧の値から, GEONET 観測点での気温と海面校正気圧のデータを GMT の空間内挿ツールを用いて算出し, さらに気圧は海面での値から GEONET 点の標高における気圧の値に式 (5.7) を用いて換算した.

そうして得られた値から, 式 (4.8) を用いて ZHD を算出した.

また, PWV は変換係数 Π を用いて式 (5.9) のように算出できる.

$$\text{PWV} = \Pi \times \text{ZWD} = \Pi \times (\text{ZTD} - \text{ZHD}) \quad (5.9)$$

Bevis *et al.* (1992) は統計的な解析から, 北アメリカにおける 2 年間のラジオゾンデ観測で得られた高層気象観測データから計算された加重平均気温 T_m (K) は地上気温 T_s (K) との間に

$$T_m \approx 70.2 + 0.72 T_s \quad (5.10)$$

の関係を見出している. Π の算出は式 (4.10) を用い, T_m の値はこの関係式より算出した.

6 PWV の長期変化

6.1 時系列解析

950336 観測点 (OOSAKA), 93081 観測点 (SHIZUOKA3), 940013 観測点 (OTARU1) での可降水量(PWV)の時系列をそれぞれ図 6.1, 図 6.2, 図 6.3 示す. どの観測点でもきれいな季節変化をみることができ, 気温の低い冬季は夏季に比べ日々の PWV のばらつきが小さい. また北海道の小樽 (図 6.3) では, 冬季の気温が低く PWV はゼロ近くまで下がる. また夏季の PWV も大阪や静岡に比べると小さいことがわかる.

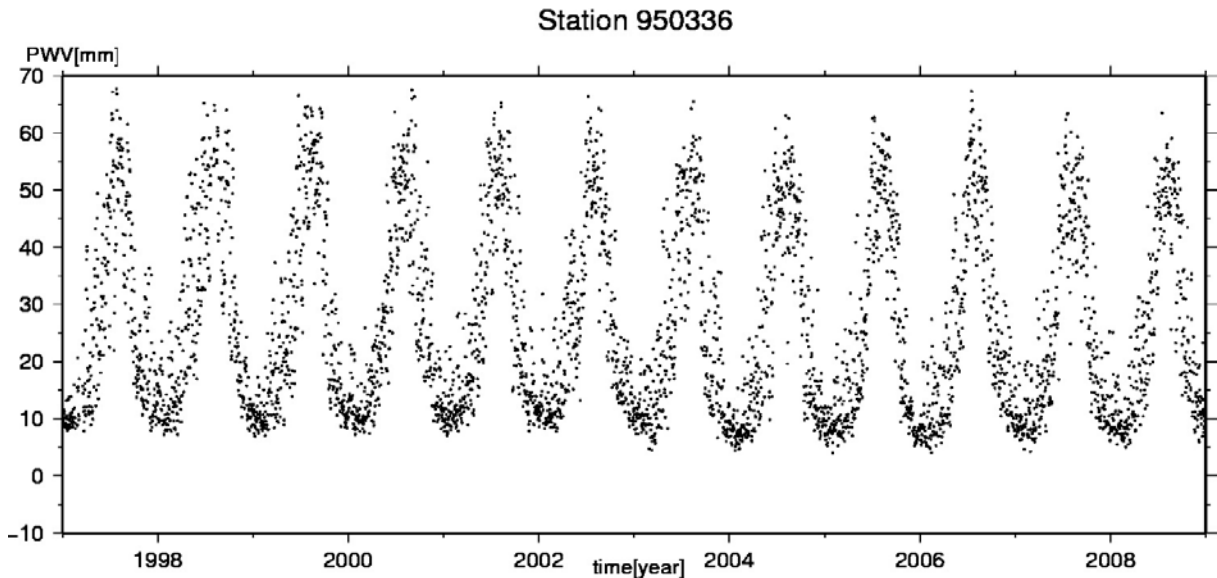


図 6.1 : 950336 観測点 (大阪, OOSAKA) における PWV の時系列

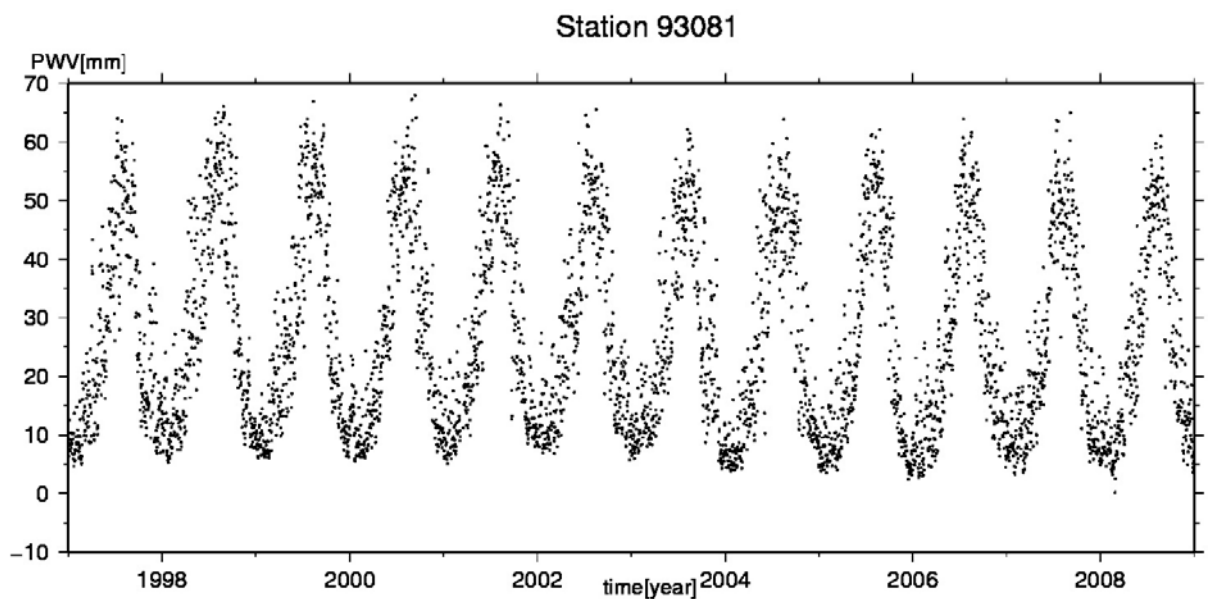


図 6.2 : 93081 観測点 (静岡, SHIZUOKA3) における PWV の時系列

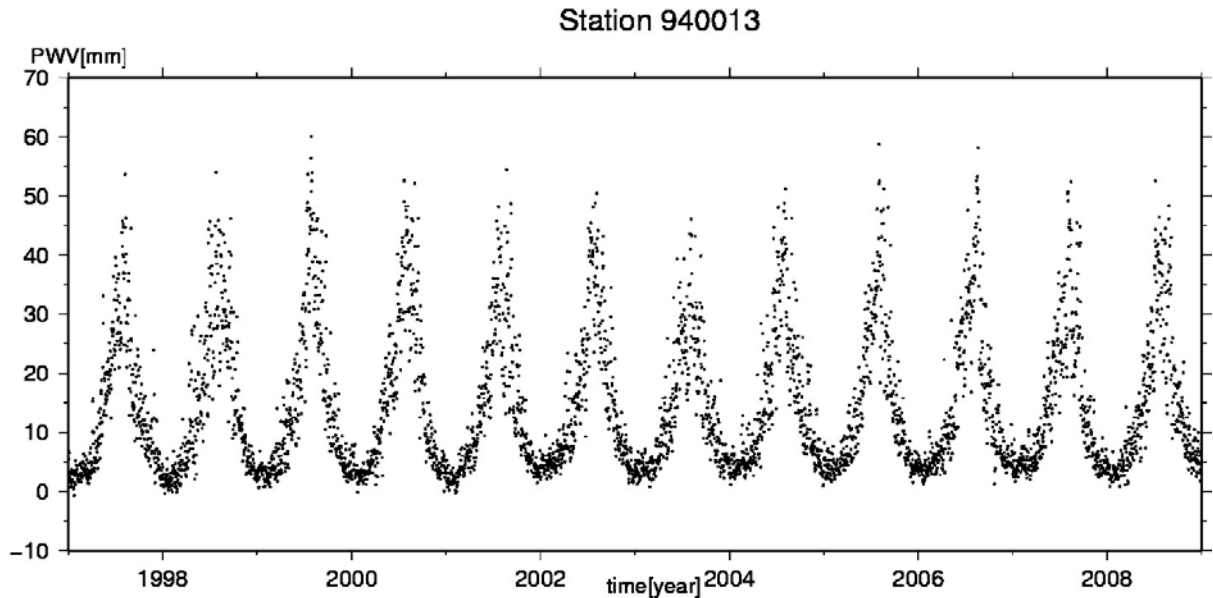


図 6.3 : 940013 観測点 (北海道小樽, OTARU1) における PWV の時系列

このように PWV は地上気温に依存するように思われる. 一般に気温と飽和水蒸気量の間には Clausius-Clapayron の式が成り立つことが知られている. これは, 地上気温が 1°C 上昇すると, 飽和水蒸気量が 7% 増加するという関係を示している. 地上気温と PWV の散布図 (図 6.4, 図 6.5, 縦軸に対数にとってある) をみると, 二つの量は直線的な分布を示し, その傾きも Clausius-Clapayron の式に一致している (図の灰色の直線が 1°C で 7% の増加を示す).

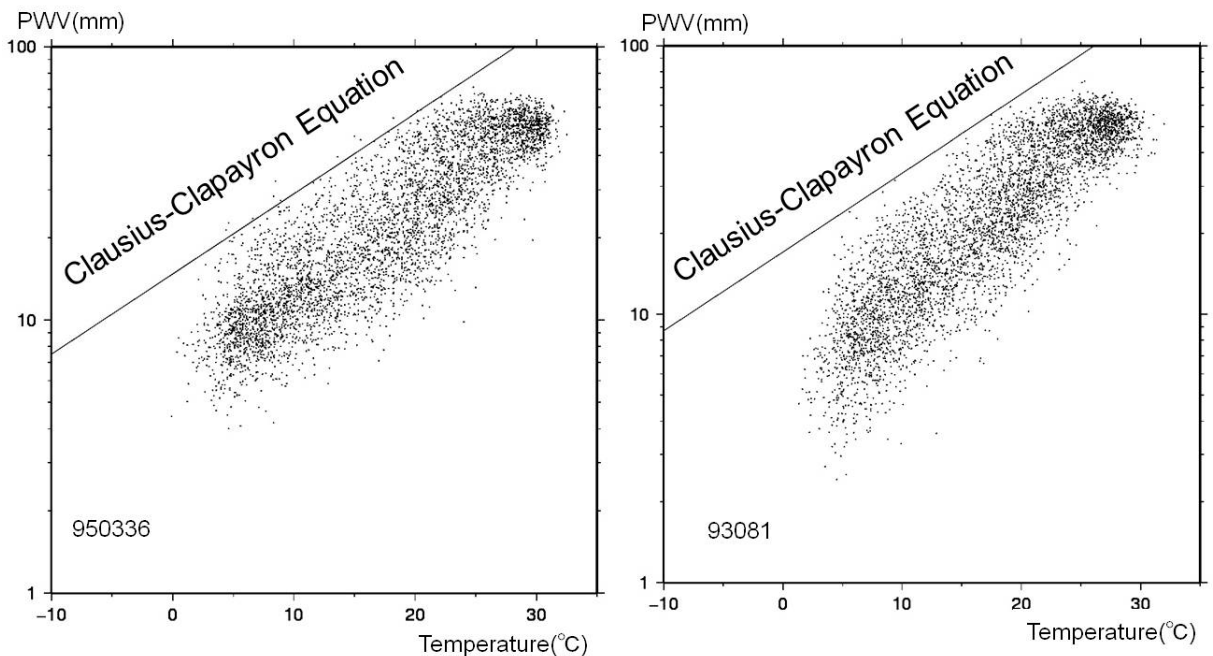


図 6.4 : 950336 観測点での PWV, 気温の散布図 図 6.5 : 93081 観測点での PWV, 気温の散布図

観測期間全体にわたる長期的な変化について議論するために, 日々推定された PWV の時系列

に対し、最小二乗法を用いて式 (6.1) に示した時間変化のモデルにフィッティングした。

$$\Delta PWV = a_0 + A_1 \sin(2\pi t - B_1) + A_2 \sin(4\pi t - B_2) + f(t) \quad (6.1)$$

ここで $f(t)$ は経年変化を表す時間の多項式である。

まず、経年変化 $f(t)$ を式 (6.2) のように時間の一次関数とし、期間全体での直線トレンドを求めた。

$$f(t) = a_1 t \quad (6.2)$$

すると、PWV の直線トレンドの全国平均は $-0.17 \pm 0.1 \text{ mm/year}$ となり、多くの観測点で負のトレンドとなった (図 6.6)。

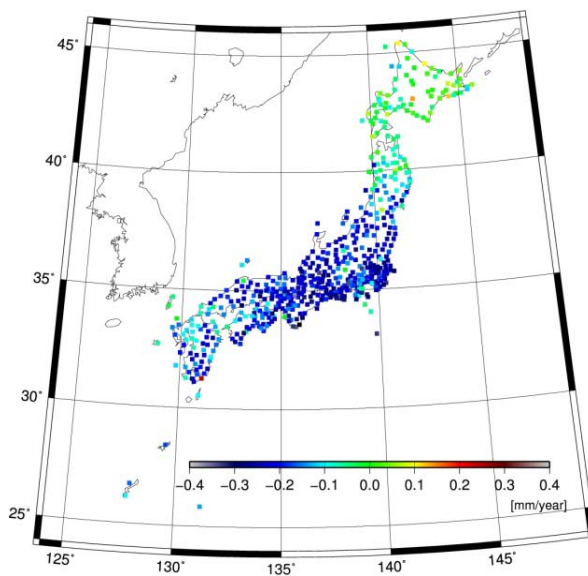


図 6.6 : PWV の直線トレンド

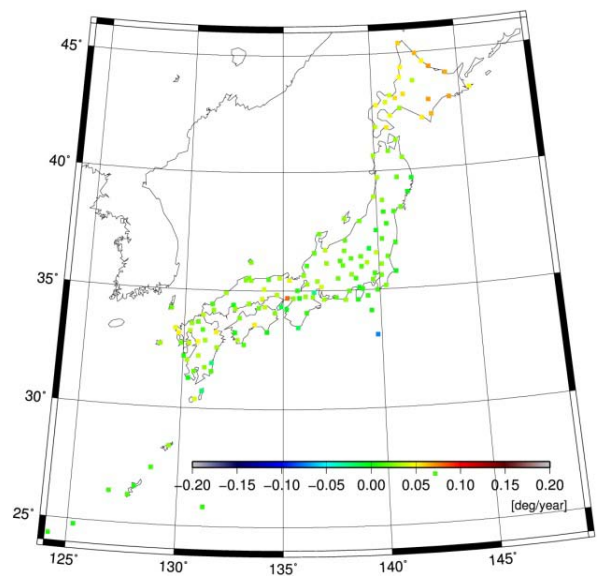


図 6.7 : 気温の直線トレンド

図 6.4 で示したように空気中の飽和水蒸気圧は温度と共に高くなるので、地上気温のトレンドとも比較してみる。地上気温の直線トレンドは平均 $0.024 \pm 0.021 \text{ }^\circ\text{C/year}$ となり、ほぼ変化なしとなり、PWV とは異なる結果となった (図 6.7)。

図 6.1～図 6.3 をみると、長期変化はかならずしも直線トレンドではなく、うねりを伴う複雑なものにみえる。そこで、最適な時間変化モデルを検討するために、変化なし、時間の多項式で次数を一次から五次までとった時の残差 RMS (root-mean-square) がどのように振る舞うかを調べた。当然、次数を増やすほど残差は減るが、三次のとき大きく減少し、それ以降残差の減り方が緩やかになる。従ってここでは、三次が最適であると考えた (図 6.8)。

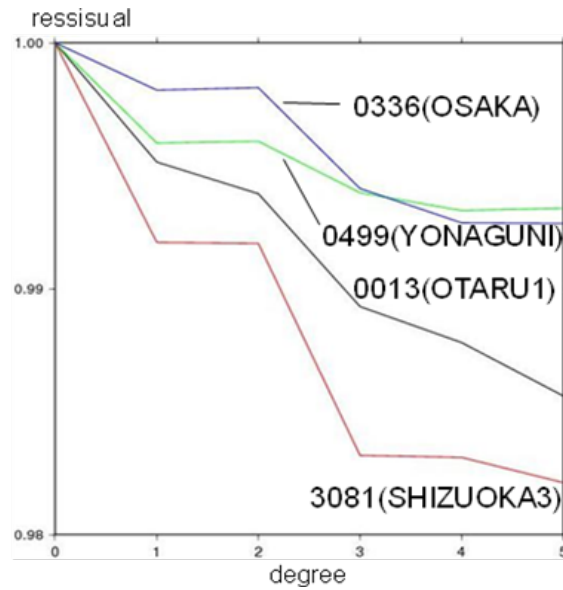


図 6.8 : 長期変化を 0 次～5 次とした時の残差 RMS の変化

$$f(t) = a_1 t + a_2 t^2 + a_3 t^3 \quad (6.3)$$

PWV の時間変化を式 (6.3) のように三次の多項式を用いて推定したところ、ほぼすべての観測点で三次の項の係数が正になり、1999 年～2000 年で極大、2006 年～2007 年で極小となるうねりをもっていることがわかった (図 6.9, 図 6.11). 地上気温でも同様に三次の項の係数を推定すると PWV より小さいが同様のうねりが見られた (図 6.10). つまり、PWV の長期変化は直線的なトレンドではなく、うねりながら変化しているということがいえる. なおこの変化はおそらく気候変動にしばしば見られる準十年周期の変動であると思われる. 三次という係数はそれを十数年の時間窓でみるという現在の状況から来るものであり、次数の 3 という数字に本質的な重要性があるものではないだろう.

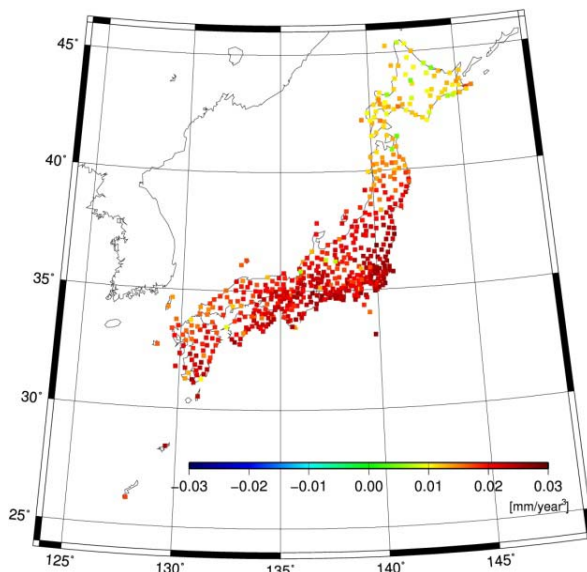


図 6.9 : PWV 長期変化の三次項の係数

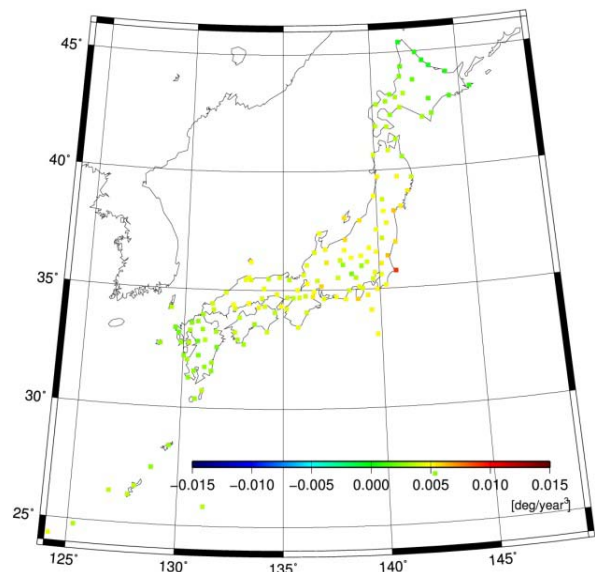


図 6.10 : 気温長期変化の三次項の係数

6.2 長いタイムスケールのうねりと太平洋十年規模変動（PDO）

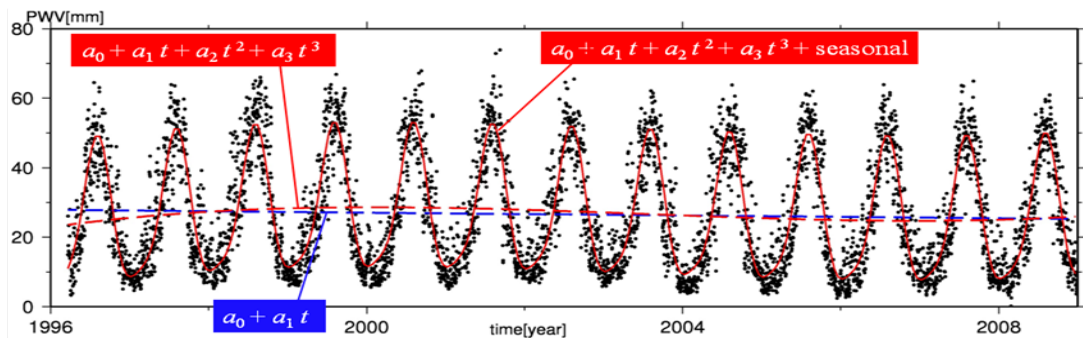


図 6.11：93076 観測点における PWV の時系列．赤実線は季節変化＋三次の長期変化を表し，赤破線は三次の長期変化，青破線は長期変化を直線としたときを表す

では、この 1999 年～2000 年で極大、2006 年～2007 年で極小をもつ三次曲線はどのような気候変動を表しているのだろうか。ここで、太平洋十年規模振動について気象庁の web ページの説明を引用する。太平洋では 10 年以上の長い周期で大気と海洋が連動して変動しており、太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation, PDO）と呼ばれている。PDO 指数は、この気候変動の指標であり、北太平洋の 20°N 以北における海面水温偏差の経験的直交関数（EOF）第一モードの時間係数で定義している（ただし、地球温暖化の影響を取り去るため、EOF 計算を行う前にそれぞれの地点の月平均海面水温偏差から全球平均海面水温偏差を除いている）。この PDO 指数が正（負）のとき、海面水温は、北太平洋中央部で平年より低く（高く）なり、北太平洋東部や赤道域で平年より高く（低く）なる傾向がある。また、PDO 指数が正（負）のとき、海面気圧は、北太平洋高緯度で平年より低く（高く）なる傾向がある。これは、冬・春においてアリューシャン低気圧が平年より強い（弱い）ことを示している。このため、図 6.12 に符号を反転した PDO 指数の時間変化を示す（気象庁 web ページより取得した PDO 指数のデータを用いた）。三次の多項式で近似してみると、極大や極小の位置は PWV の変化とよく一致し、PDO の影響によって PWV が変化している可能性が示唆される。

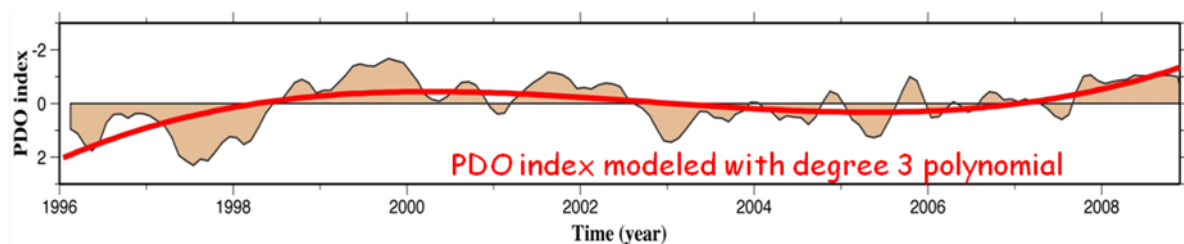


図 6.12：符号を反転した PDO index（気象庁 web ページより取得した PDO 指数を用いた）。赤い曲線は 3 次多項式で近似した PDO index

6.3 年々変動

年々変動による影響を検出するために、式 (6.4) のように観測値から最小二乗法により推定し

た平均的な季節変化を取り除いた残差 res を各観測点で算出した.

$$res = PWV_{obs} - \alpha_0 + A_1 \sin(2\pi t - B_1) + A_2 \sin(4\pi t - B_2) \quad (6.4)$$

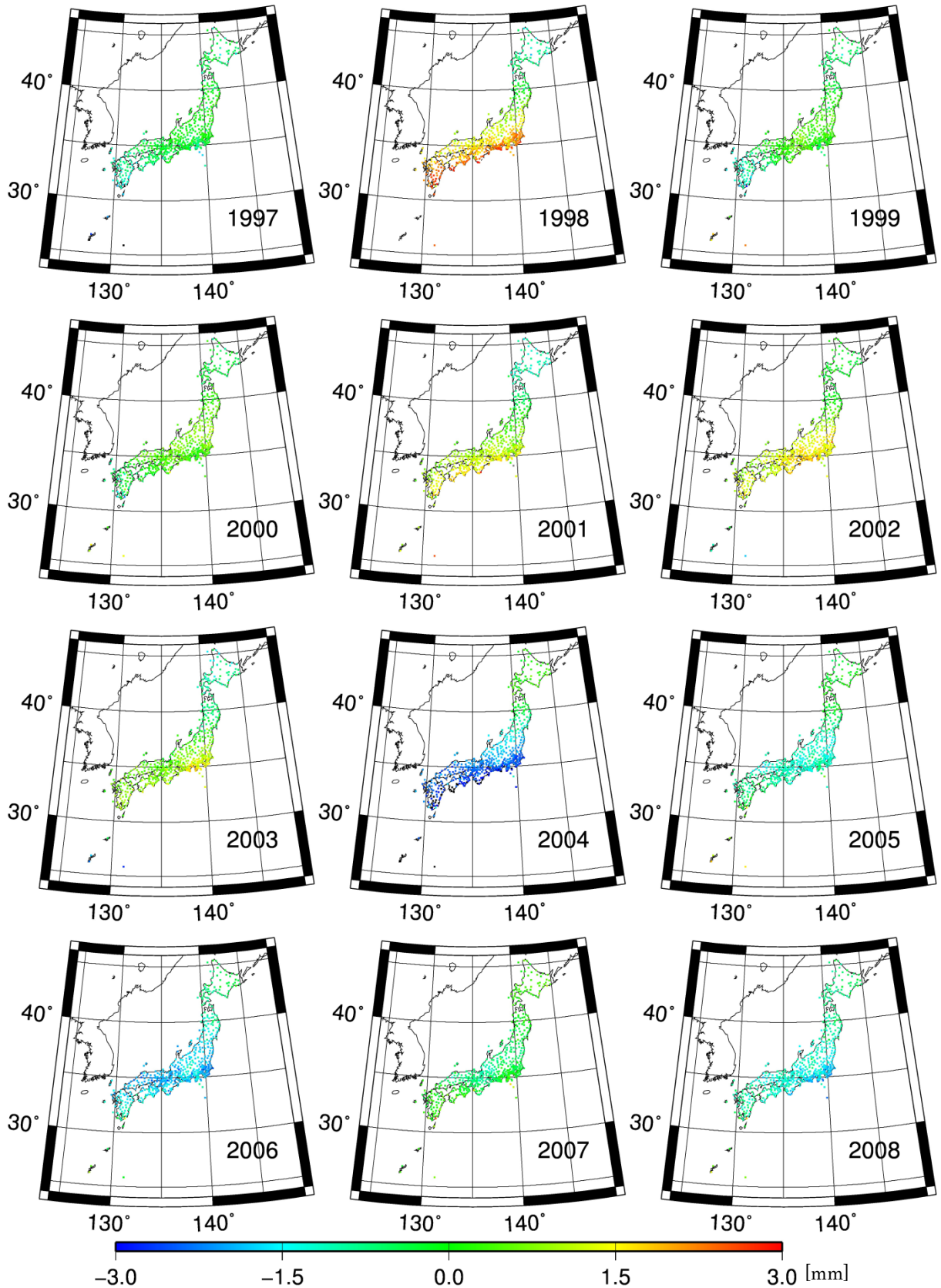


図 6.13 : 各年における冬季 (12 月～2 月) の, 全期間における平均的な季節変化からの残差の平均を年毎に示したもの

図 6.13 は各年における冬季（12月～2月）の平均残差を地図上にプロットした図である。各年に年々変動によると思われる信号が見えている。空間的にも様々なパターンが検出された。中でも特徴的な 1998 年の平均残差に注目すると北海道と東北を除く太平洋側に顕著な正の残差がみられる（図 6.14）。

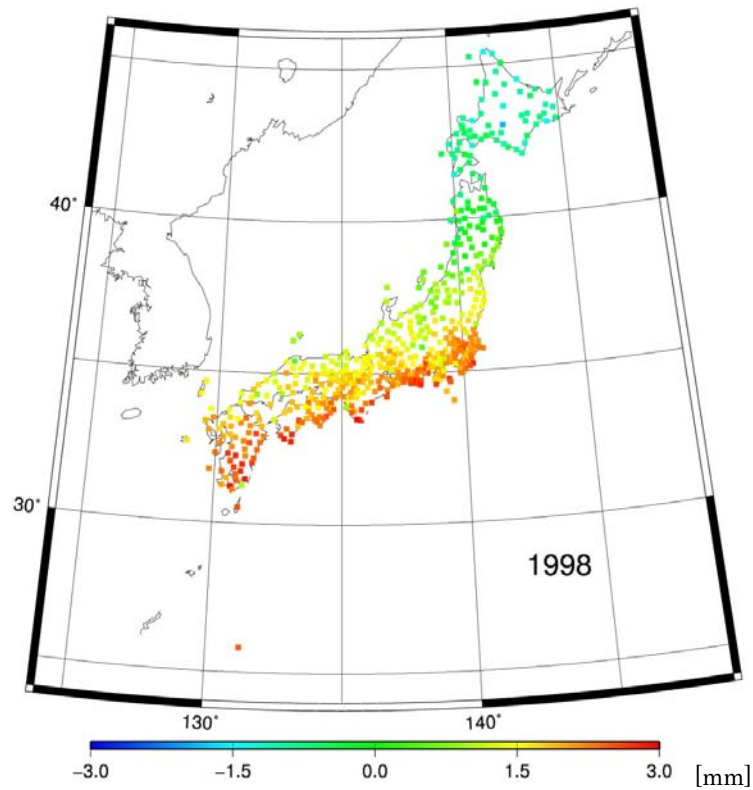


図 6.14 : 1998 年における冬季（12月～2月）の平均的な季節変化からの残差の平均

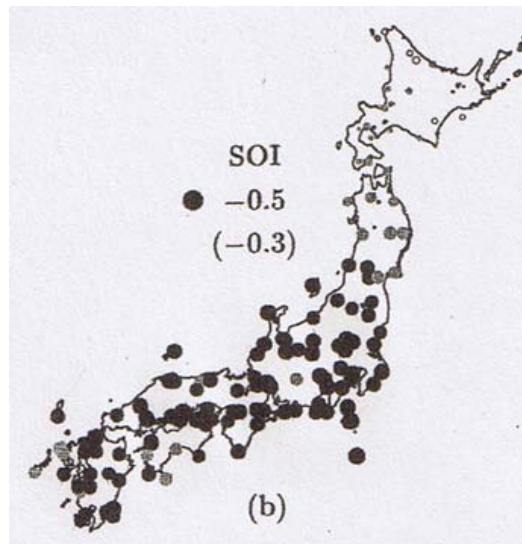


図 6.15 : 140 観測点での冬季の地上気温と ENSO index（1963 年～1994 年）の相関係数

(Xie et al.,1999)

この年の ENSO index は大きなエルニーニョが起きていることを示している (図 6.16). エルニーニョ (ラニーニャ) 現象が発生すると, 西太平洋熱帯域の海面水温が低下 (上昇) し, 西太平洋熱帯域で積乱雲の活動が不活発 (活発) となる. このため日本付近では, 夏季は太平洋高気圧の北への張り出しが弱くなり (張り出しやすくなり), 低温, 多雨, 寡照となる (北日本を中心に気温が高く日照時間の多い, 西日本の太平洋側を中心に雨が多く気温は低めとなる) 傾向がある. 冬季は西高東低の気圧配置が弱まり (強まり), 暖冬 (厳冬) となる傾向がある. 図 6.15 は地上気温と ENSO index の相関を調べた図であり, ENSO の影響が日本のどの地域に大きく現れるかを示している. 北海道及び東北地方で相関が小さく, 本州から南に行くほど大きな相関がみえている. 図 6.14 と図 6.15 はよく似たパターンを示しており, ENSO の信号を検出していると考えた.

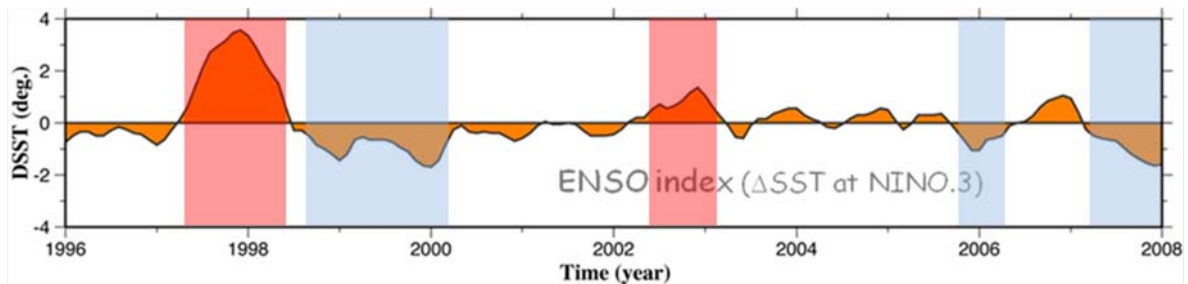


図 6.16 : ENSO index (気象庁 web ページより取得した NINO.3 海面水温の基準値との差の 5 か月移動平均値を用いた). 赤及び青はそれぞれエルニーニョ・ラニーニャ発生期間を示す

そのほかに, 北日本の冬季の気温が北極振動(Arctic Oscillation, AO)に大きく左右されることが知られているが, GPS データがある 2008 年までの AO 指数は比較のおとなしい値を示しており, その影響は明らかでない. 2009-2010 の冬は未曾有の大きさの負の AO 指数が記録され, 世界各地の中緯度地域で異常な積雪等がもたらされたことが知られている (Cohen et al., 2010). その時期の日本列島の PWV のデータを入手した時点で, AO に伴う日本列島の PWV のふるまいについて, より詳細が明らかになると思われる.

6.4 経験的直交関数(EOF)解析

経験的直交関数解析 (EOF 解析, 主成分分析ともいう) について文献「主成分分析」上田 (2003) より引用しつつ説明する. EOF 解析はデータを要約するための代表的な手段であり, 多数のデータからモードと呼ばれる時間関数及び空間関数を抽出し, 次元を減らす事によってもとのデータの持つ意味を理解しやすくしようという手法である. EOF では共分散行列の固有ベクトルとして空間構造を求める. 時間関数は固有ベクトルより求めることができる. 空間構造はたがいに直交し, 第一モードは時間関数が直交する線形結合の中で最も大きな分散を説明し, 第二モードは第一モードを除いた残りのうち最も大きな分散を説明, 以降, 同様に残りのうち最大の分散を説明するモードが得られる.

式 (6.4) のように観測された PWV から季節変化を差し引いた残差の時系列のうち, ある程度のデータ数をもつ 544 観測点に対して EOF 解析を行った. 具体的には, まず 544 の時系列の分

散共分散行列を作り，対角化することで固有値及び固有ベクトルを計算した．

その結果，最大となる第一モード（図 6.17）及びその空間構造（図 6.18）を得た．第一モードは PDO と ENSO が混ざり合ったようなパターンを示しており，特に 30 日の移動平均をとった場合 1998 年冬季の大きなエルニーニョの影響がみられるほか（図 6.16），365 日の長い移動平均をとると三次曲線状の変化が見られた．空間構造をみると南北のパターンとなっている．PDO と ENSO が分離されず両方が混ざり合った変動を検出していると考えた．

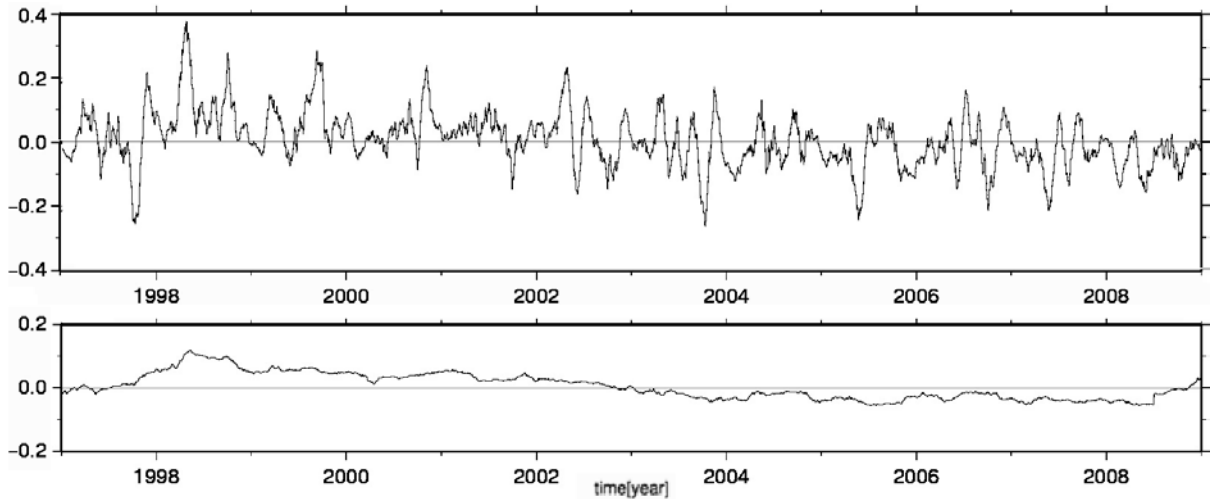


図 6.17：平均的な季節変化からの残差を EOF 解析した第一モード
上：30 日移動平均，下：365 日移動平均

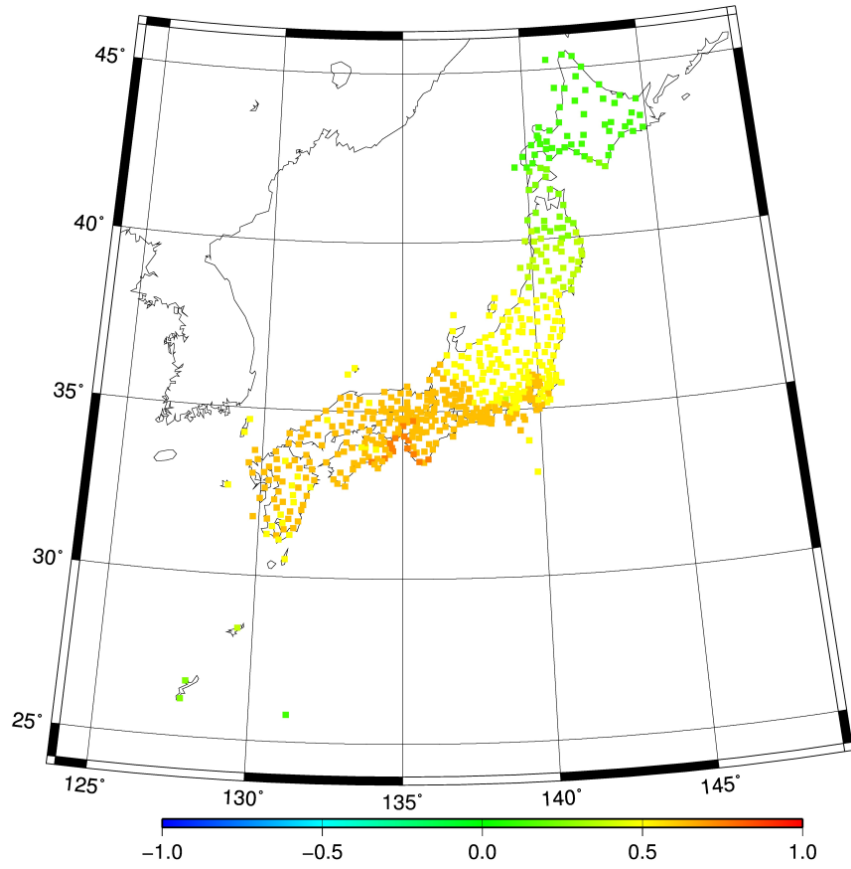


図 6.18 : EOF 第一モードの空間構造

7 大気遅延勾配

7.1 気候学的な勾配

大気遅延勾配は大気遅延の方位角依存性であり，測位誤差の原因として知られる (Miyazaki et al., 2003). 大気遅延勾配は，気象条件などにより一日以下の時間スケールでも大きく変化する. 本研究では気候学的なシグナルを探すために長期間で平均することにより時定数の短い現象を考えないこととした. 図 7.1, 図 7.2 はそれぞれ冬季 (12 月～2 月) 及び夏季 (6 月～8 月) の 2004 年～2009 年期間の平均大気遅延勾配である. 冬季はほぼすべての観測点で南向きの成分が卓越し，それらの平均は $0.94 \pm 0.39 \text{mm}$ である.

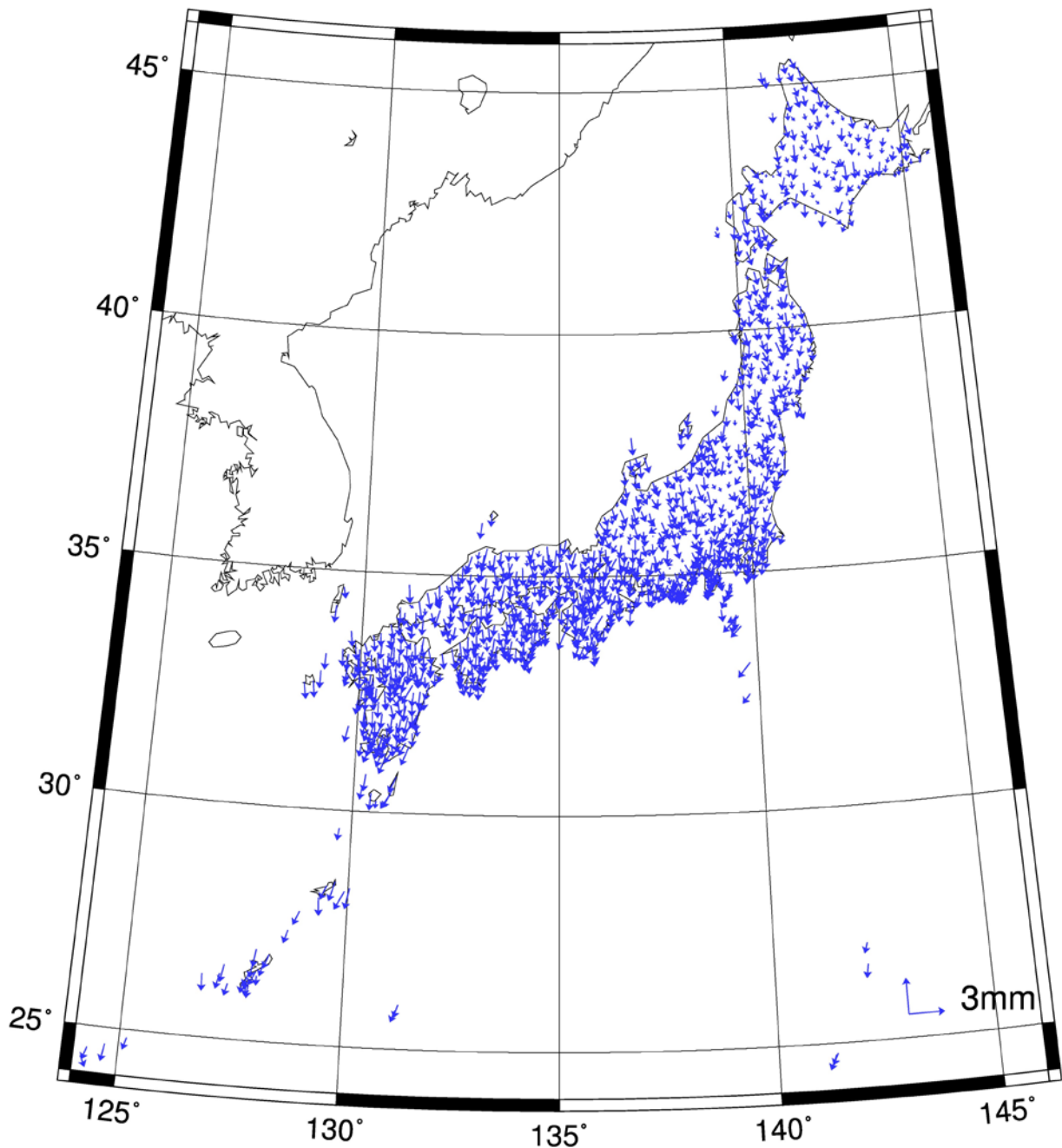


図 7.1 : 2004 年～2009 年の冬季における平均大気遅延勾配

一方、夏季は全体的に南向きの成分が卓越する傾向は見られるものの、平均は $0.57 \pm 0.46 \text{mm}$ と冬季と比較すると小さくなっている。また、冬季に比べて有意な東西成分を示す局が多く、しかもそれらは系統的に分布しているようにも見える。

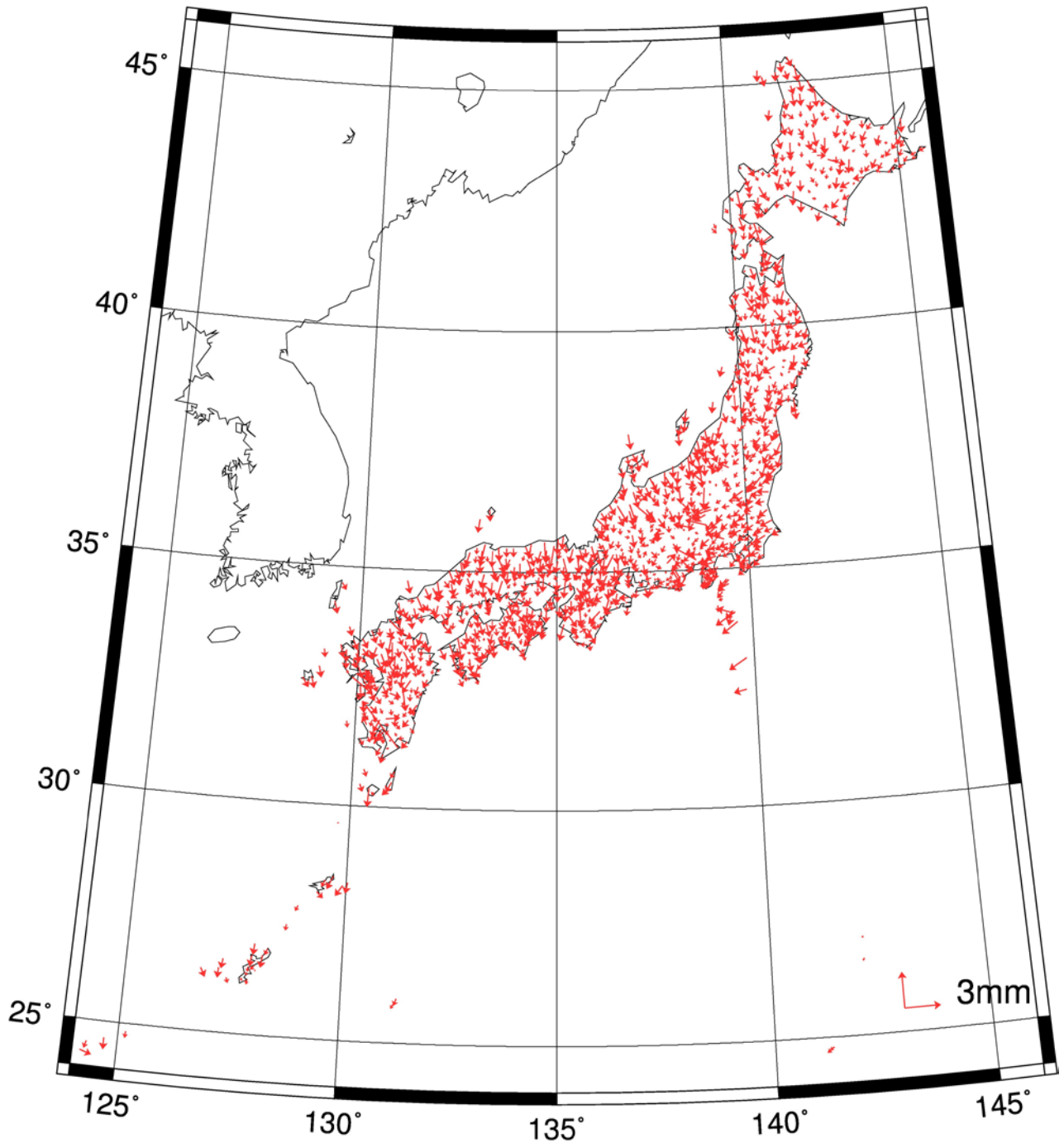


図 7.2 : 2004 年～2009 年の夏季における平均大気遅延勾配

日置 (1999) は大気遅延勾配 G と ZTD の水平方向の空間変化率 (その南北成分と東西成分を $\partial \text{ZTD} / \partial n$, $\partial \text{ZTD} / \partial e$ とする) に大気のスケールハイト h を介した式 (7.1) のような比例関係があることを示唆した。

$$G = (G_n, G_e) = h \times (\partial \text{ZTD} / \partial n, \partial \text{ZTD} / \partial e) \quad (7.1)$$

次に Iwabuchi et al. (2003) に倣い、ZTD 水平方向の空間変化率を周囲の観測点での ZTD から求め、遅延勾配推定値と比べることによってスケールハイト h がどのような値をとるかを推定してみる。図 7.3 のようにある GPS 点での大気遅延勾配 (G_n , G_e) とそれを囲む適当な三点における ZTD から求めた ($\partial ZTD/\partial n$, $\partial ZTD/\partial e$) を比較した。それらの量は正の相関を持つが、それらの分散の比から推定した h は約 6.8 km となった。様々な GPS 点で行った計算結果を表 1 に示す。

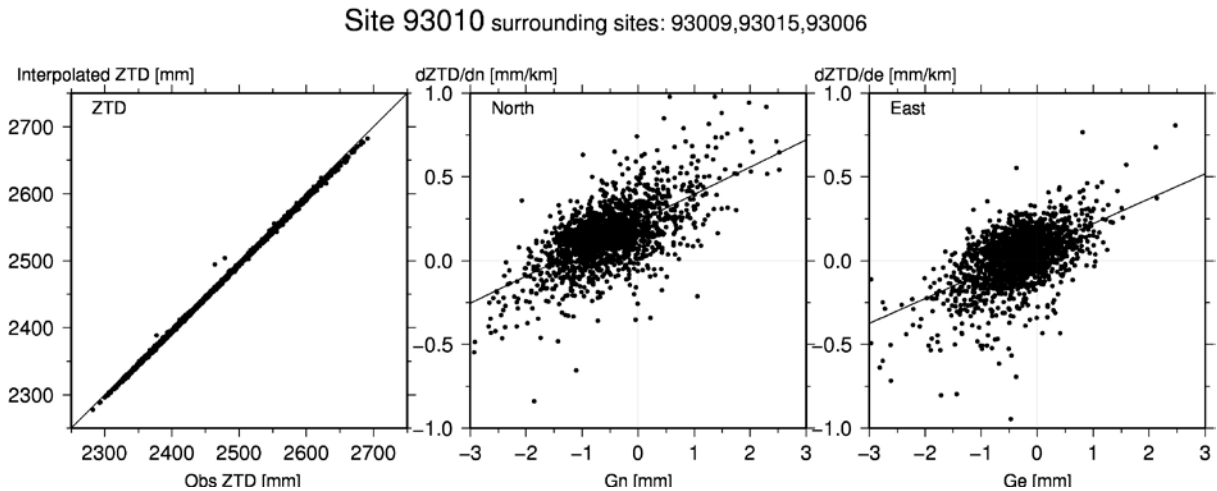


図 7.3: (左) 周囲の三点(93009, 93015, 93006)から内挿によって得られた 93010 観測点での ZTD (縦軸) と観測された ZTD (横軸) の比較。(中) 周囲の三点の ZTD から得られた 93010 付近の大気遅延の南北方向の空間変化率と 93010 点での大気遅延勾配の南北成分の比較。(右) 同じく東西方向の比較。

表 7.1: 各観測点での勾配と推定した大気遅延の空間変化率より得られた大気のスケールハイト

観測点	スケールハイト[km]		観測点	スケールハイト[km]	
	南北	東西		南北	東西
93003	6.18	7.52	93050	7.01	6.91
93006	6.81	6.84	93096	6.51	6.72
93008	6.48	6.44	93097	6.87	7.4
93010	6.14	6.71	950305	6.72	5.88
93012	6.06	6.92	950335	7.08	8.16
93014	6.2	7.21	950358	5.49	7.23
93015	7.24	7.96	950416	6.76	8.05
93016	6.66	7.37	960636	6.15	6.8
93018	6.92	6.79	960667	5.9	7.72
93020	6.55	6.87	970804	7.75	7.01
93023	6.65	6.82	970827	7.63	7.62
93025	6.24	7.36	020968	5.47	6.54
93032	6.11	6.56	020996	7.76	5.76
93037	5.98	8.03	041144	6.99	7.49

大気遅延勾配を作る屈折率の非等方性の原因は、大気遅延と同様、水蒸気と乾燥大気の二つが考えられる。これら二つの要因の影響の大きさを調べるため、乾燥大気は気象データによる平均気圧の空間パターンから、水蒸気は湿潤大気遅延の空間パターンから天頂大気遅延の空間勾配の量と向きを見積もった。

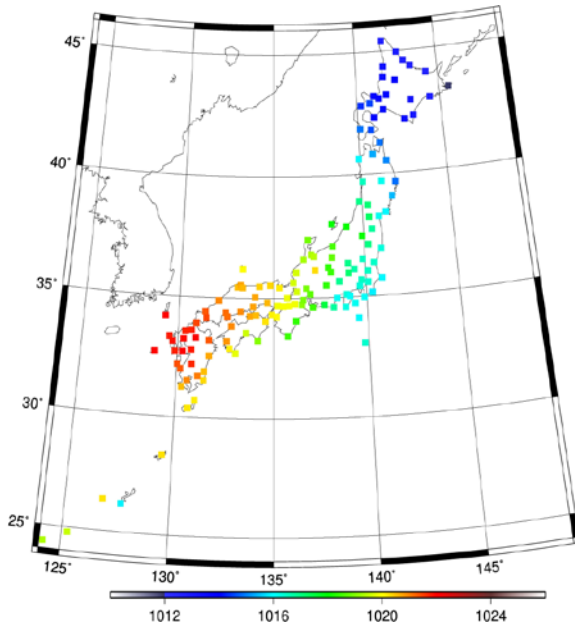


図 7.4 : 気象観測点における冬季の平均海面気圧

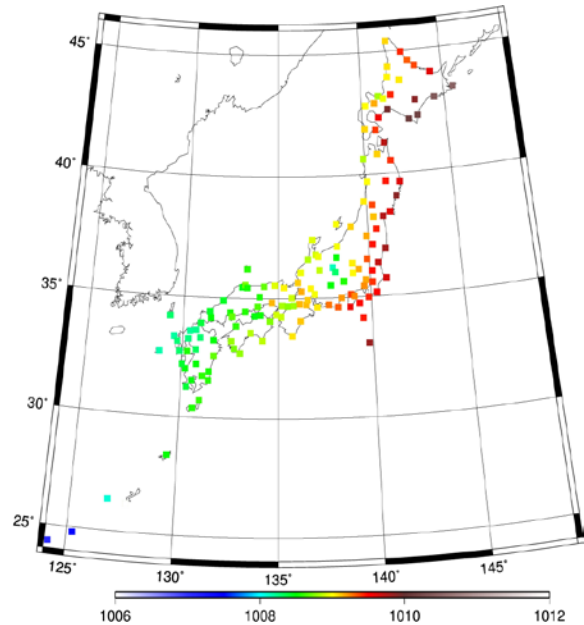


図 7.5 : 同じく夏季の平均海面気圧

まず、気圧であるが、西高東低（冬季）、東高西低（夏季）の語が示すように、夏冬ともに東西の傾きが卓越する結果が得られた（図 7.4, 図 7.5）。これらの図からおおまかに東西の気圧の差を読み取ったところ、冬季では約 $5 \text{ hPa}/500\text{km}$ 、夏季では約 $1.5 \text{ hPa}/500\text{km}$ であった。この気圧の差からもたらされる大気遅延勾配の大きさを、スケールハイトを 6.8 km として式 (7.1) より見積もった。その結果、冬季は西向きに約 0.16 mm 、夏季は東向きに約 0.05 mm となった。この結果は平均的な大気遅延勾配が一年を通じて南向き成分が卓越する観測事実と向きも異なっており、大きさも一桁程度小さい。

次に、天頂湿潤大気遅延(ZWD)は冬季、夏季それぞれ大気遅延勾配のデータ期間に合わせて平均し地図上にプロットした（図 7.6, 図 7.7）。本州の中央高地など標高の高い地域の湿潤大気遅延は小さいが、それらを除外すると全体的には南北の傾きとなった。乾燥大気と同様に南北の ZWD の空間勾配をみると、冬季で南向きに約 $130 \text{ mm}/1000\text{km}$ 、夏季で南向きに約 $100 \text{ mm}/1000\text{km}$ 程度でなる。これをスケールハイト 6.8 km として大気遅延勾配に換算すると冬季で約 0.88 mm 、夏季で約 0.68 mm となった。これは GPS で観測された大気遅延勾配の平均値と方角も大きさの桁も合っている。また、緯度と ZWD の関係を示す図（図 7.8, 図 7.9）から、冬季では低緯度、夏季では高緯度のほうが ZWD の空間勾配が大きく、大気遅延勾配の南北成分がそれぞれの季節で低緯度および高緯度で大きい原因となっていると考えられる。これは気温の南北差が季節によりどの緯度で大きくなるかに関係しており、夏季は北日本を除く日本列島全体がまんべんなく暑くなるため、気温の南北差が小さくなることを反映しているのだろう。

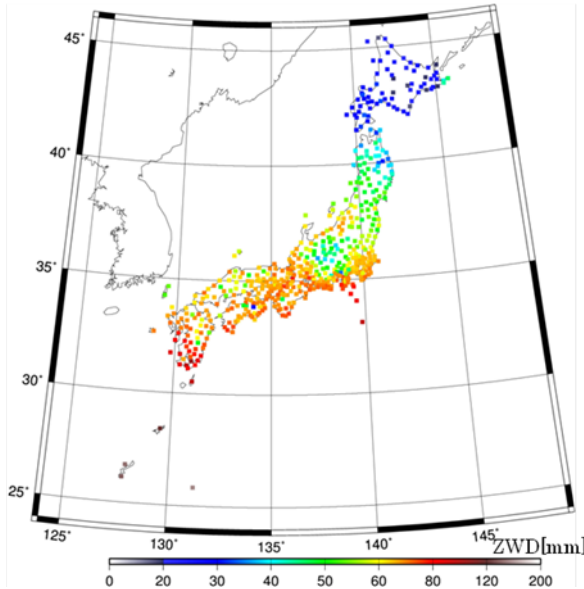


図 7.6 : 冬季の平均 ZWD

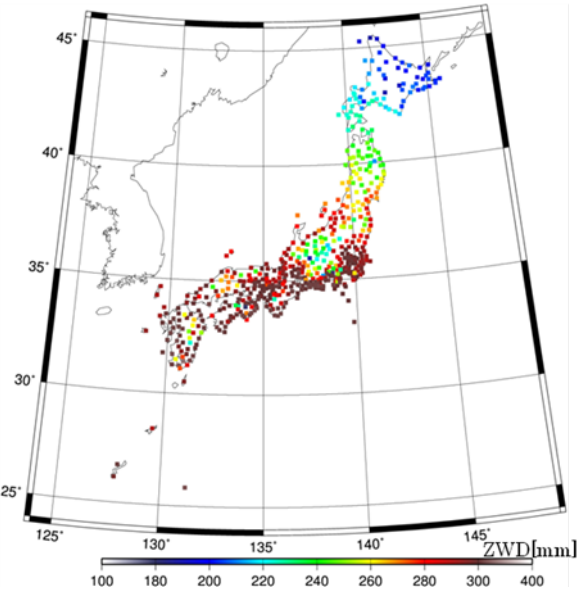


図 7.7 : 夏季の平均 ZWD

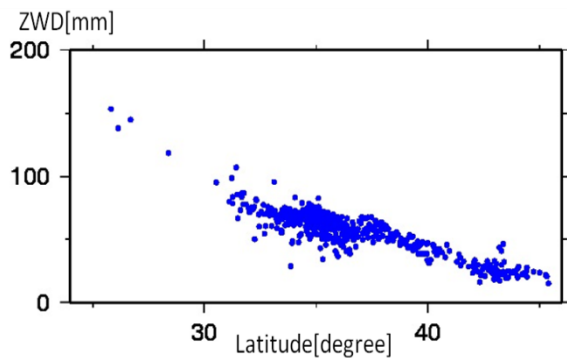


図 7.8 : 緯度ごとの冬季の平均 ZWD

低緯度域で ZWD の南北の変化率が大きい

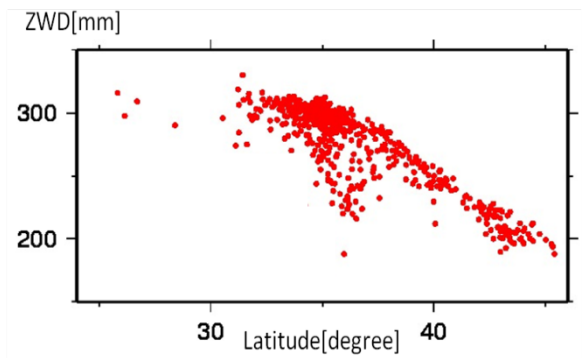


図 7.9 : 緯度ごとの夏季の平均 ZWD

高緯度域で ZWD の南北の変化率が大きい

7.2 重力大気遅延勾配

大気遅延勾配で南向き成分が卓越する原因として水蒸気が主な要因であることを前章で明らかにしたが、ZWD の分布から予測される南向きの勾配と GPS で得られた大気遅延勾配の方位が地域的に有意に異なるケースが関東平野を始めとするいくつかの地域で見られた。この原因として重力大気遅延勾配という新しい概念を導入して考察する。

地球のジオイド(等ポテンシャル面のうち平均海面に一致するもの)は複雑な形をしているが、それを最もよく一致する回転楕円体(準拋楕円体)でジオイドの形を近似することが多い。例えば GPS 解析ソフトウェアでは衛星の仰角を準拋楕円体に基づいて計算している。しかし実際の大気はジオイド面に平行に成層している。そのため、ジオイドの準拋楕円体に対する傾き(鉛直線偏差)は「重力大気遅延勾配」と言うべき大気遅延勾配の永年的なバイアスとなる(日置, 1999)。

言い換えると、重力大気遅延は衛星の仰角が準拋楕円体とジオイドでずれることにより推定すべき伝搬経路の遅延量が変化することによる（図 7.10）。

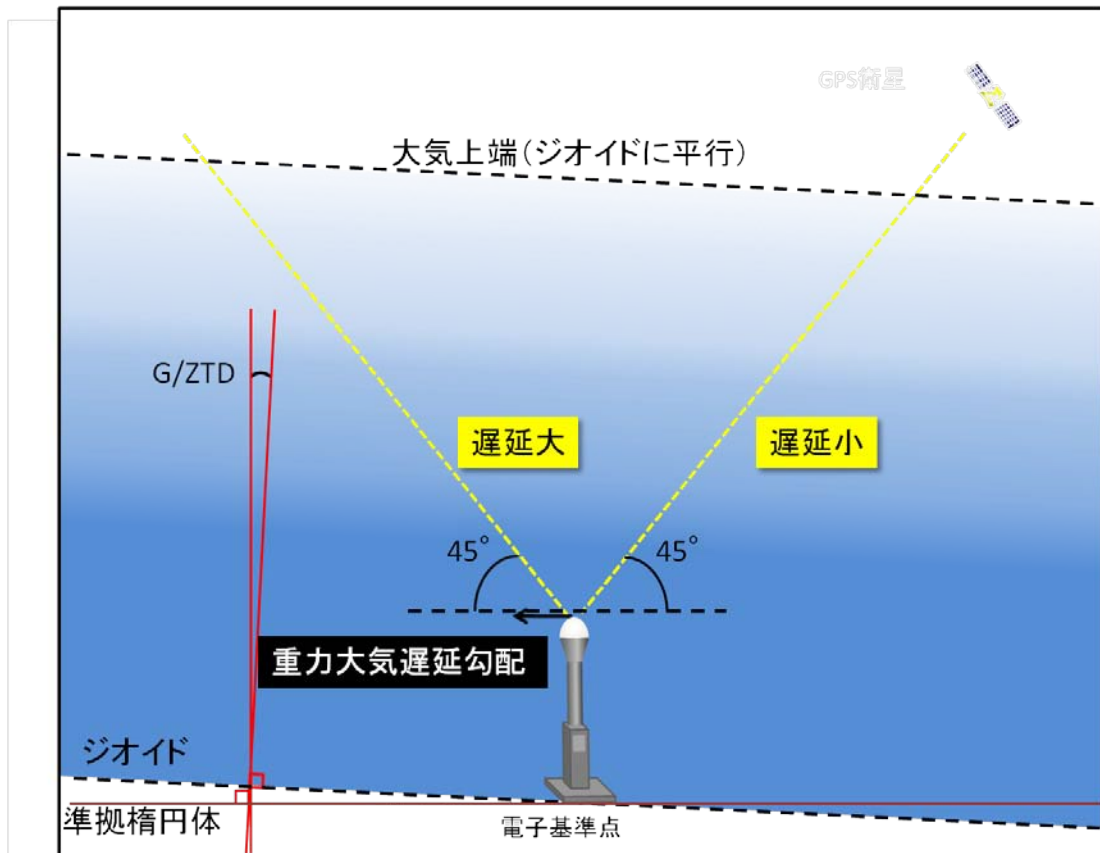


図 7.10：重力による勾配の模式図

例えば関東平野の平均的な大気遅延勾配は南から時計周りにずれている（図 7.1）。同様に襟裳岬周辺では、冬季、夏季ともに周囲に比較して南向きの成分が有意に小さい。日本列島のジオイド高の分布を図 7.11 に示すが、特にジオイドが低くなっている海溝（特に日本海溝）に近い地域でジオイド高は海に向かって傾き下がっていることが分かる。陸地でみれば関東地方東部や北海道襟裳岬周辺でこの傾きが顕著である。大気遅延勾配のバイアス成分とジオイド高の傾きの関連が疑われる。

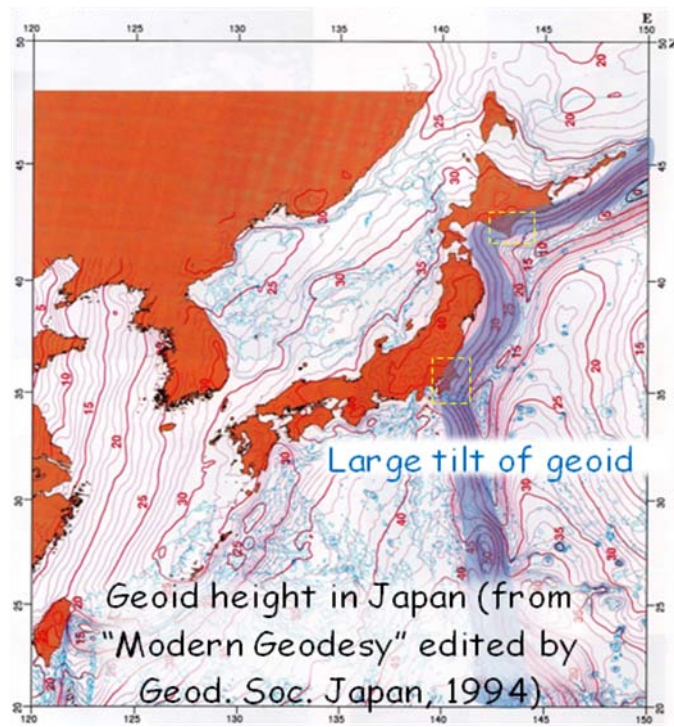


図 7.11 : 日本列島及び周辺のジオイド高 (現代測地学口絵, 日本測地学会, 1994)

そこで, 国土地理院のジオイド高データ及びジオイド高内挿プログラム「日本のジオイド 2000 ver. 5」(<http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/geoid/download/down.html#download>) を用いて GPS 各観測点でのジオイドの傾きによる大気遅延勾配の算出を行った. 各観測点でのジオイド高及び東西, 南北それぞれ観測点から 1km の点でのジオイド高を内挿プログラムによって計算し, 得られたジオイド高の差を 1 km という距離で割ることによって, 各観測点でのジオイドの傾きを算出した. さらに, 式 (5.6) を用い, 2004 年~2009 年冬季の平均 ZTD から重力大気遅延勾配を算出した. 図 7.12 は算出した重力大気遅延勾配を地図上にプロットしたものである.

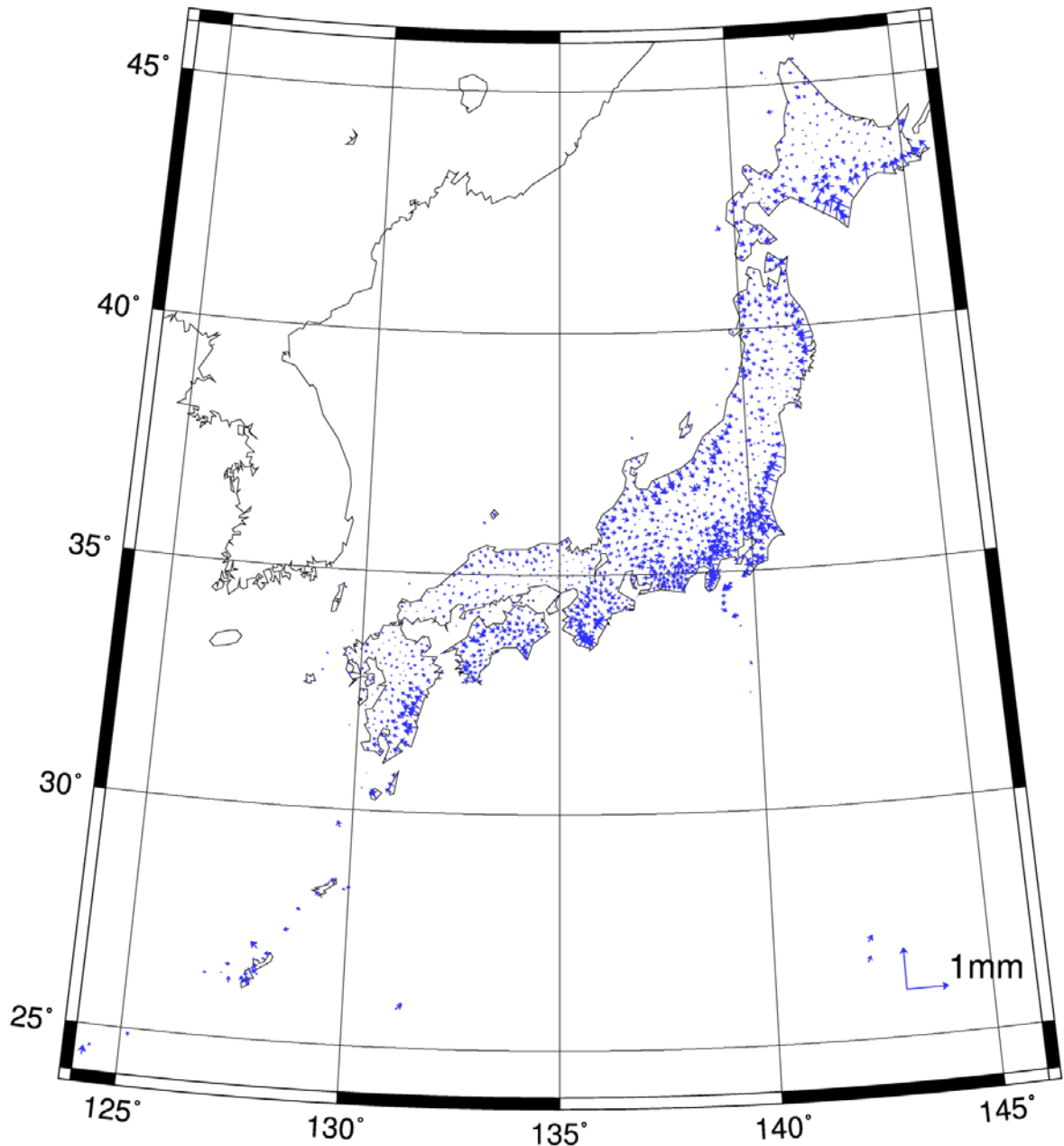


図 7.12 : 冬季の平均重力大気遅延勾配

関東から東北にかけての太平洋岸で西向きに最大 0.4mm 、北海道南岸で北向きに最大 0.3mm のほか、紀伊半島や九州東部、北陸地方にも重力大気遅延勾配が存在している。次にこれらの重力大気遅延勾配を、観測された冬季の大気遅延勾配から差し引いてみたものを図 7.13 に示す。

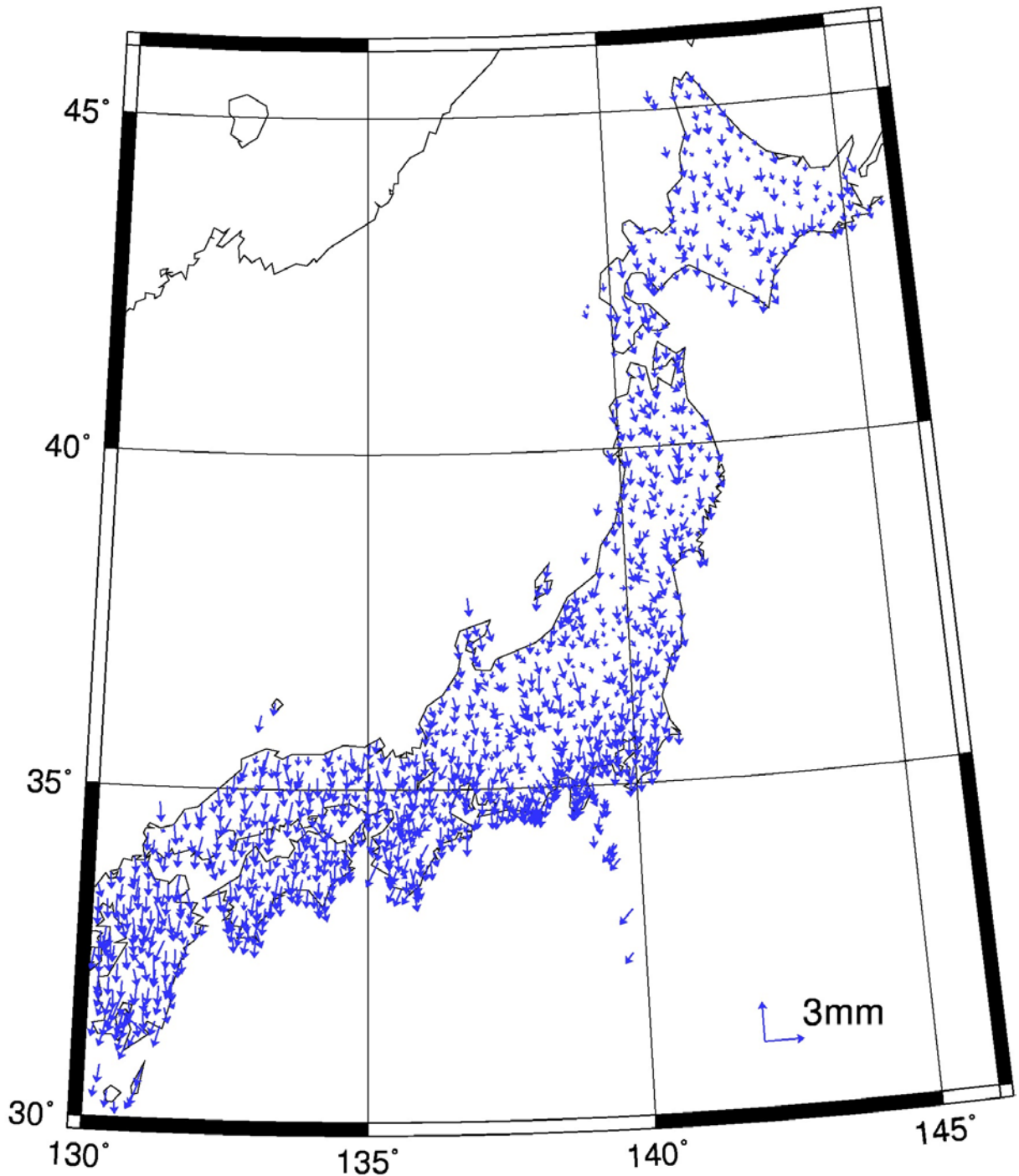


図 7.13 : 重力大気遅延勾配を補正した 2004 年～2009 年冬季の平均大気遅延勾配

重力大気遅延勾配の補正により、冬季の平均大気遅延勾配は関東平野で西向き成分によって南向きの勾配が時計まわりにずれていたこと、北海道襟裳岬周辺の南向き勾配が異常に小さかったことなどが改善され、気候学的に予想される南向きの大気遅延勾配に近づいている（図 7.1, 図 7.13）。本研究はジオイドという、従来重力の計測によって決定されていたものを、大気遅延という全く異なる観測量を用いて研究するものであり、GPS 気象学の意外な応用分野として興味深い。

8 結論および博士課程への課題

GEONET の F3 解によって得られた大気遅延量と気象データを用いて PWV を推定した。一般に気温と飽和水蒸気量の間には Clausius-Clapayron の式が成り立つことが知られている。これは、地上気温が 1°C 上昇すると、飽和水蒸気量が 7% 増加するという関係を示している。そこで、地上気温と PWV との相関を調べたところ、PWV で対数をとると二つの量は直線的な分布を示し、その傾きも Clausius-Clapayron の式に一致した。PWV の長期変化はかならずしも直線トレンドではなく、うねりを伴う複雑なものにみえる。そこで、最適な時間変化モデルを検討するために、変化なし、時間の多項式で次数を一次から五次までとった時の残差 RMS がどのように振る舞うかを調べた。当然、次数を増やすほど残差は減るが、三次のとき大きく減少し、それ以降残差の減り方が緩やかになる。従ってここでは、三次が最適であると考えた。長期変化を三次の多項式として最小二乗法によりモデル推定すると、ほぼすべての観測点で三次曲線の形状のうねりを持つことがわかった。ただし、本州以南に比べ北海道ではうねりが小さかった。また、このうねりについては地上気温にも見られたが、PWV に比べ小さい信号であった。

このうねりをもたらす変動を考えると、極大、極小の位置より太平洋十年規模振動 (PDO) の影響が示唆される。PDO は日本を含む北太平洋にも影響が見出されており、特に海洋に与える影響が大きいことから、海洋における蒸発及び水蒸気の輸送がかかわっているのではないかと考えたが、その解明は今後の課題となっている。

年々変動を検出するために、観測値から最小二乗法により推定した全期間の平均的な季節変化を取り除いた残差の時系列を解析した。冬季で平均した残差の空間構造及び EOF 解析を行った結果、平均的な季節変化を取り除くと ENSO と思われる信号と PDO と思われる信号が卓越した。どちらの結果も両者の信号を分離することはできなかったが、日本周辺に与える影響の空間構造が似ているために分離できなかったのか、特に大きな ENSO の信号のみが検出できているためであるのかは今後検討を行う。

次に、2004 年～2010 年の大気遅延勾配について調べ、(1) 全期間で平均した勾配には $\sim 1\text{mm}$ の南向き成分が卓越し、(2) 南向きの勾配は冬により強くなること、を明らかにした。(1) は単純に南方がより高温である (より水蒸気が多い) ことを反映しており、(2) は日本列島では冬季の方が南北の気温差が大きくなることを示唆する。大気遅延勾配をもたらす要因は大気遅延と同様、水蒸気と乾燥大気の双方にある。日置 (1999) は大気遅延勾配 G と ZTD の水平方向の空間変化率 (その南北成分と東西成分を $\partial\text{ZTD}/\partial n$, $\partial\text{ZTD}/\partial e$ とする) に大気スケールハイト h を介した比例関係があることを示した。Iwabuchi et al. (2003) に倣い、ZTD 水平方向の空間変化率を周囲の観測点での ZTD から求め、遅延勾配推定値と比べることによってスケールハイト h がどのような値をとるか推定し $6.84 \pm 0.65 \text{ km}$ という結果を得た。これを用いて天頂乾燥大気遅延 (ZHD)、ZWD それぞれの空間的な傾きから乾燥大気、水蒸気のもたらす大気遅延勾配を見積もった。その結果乾燥大気は主に東西の空間勾配を示し、それによる大気遅延勾配の大きさも観測値より一桁程度小さくなった。一方水蒸気分布には南向きの空間勾配が卓越し、冬季で約 0.88 mm 、夏季で約 0.68 mm と大きさも大気遅延勾配の観測値とおおむね一致した。

ZWD の分布から予測される勾配と方位が有意に異なるケースが関東平野を始めとするいくつかの地域で見られた。GPS 解析ソフトウェアでは衛星の仰角を準拠楕円体に基づいて計算している。

しかし実際の気象はジオイド面に平行に成層している。そのため、ジオイドの準拋楕円体に対する傾き（鉛直線偏差）は大気遅延勾配の永年的なバイアスとなる（日置，1999）。このバイアスは見かけ上の勾配となって表れ、重力に起因していることからここでは重力大気遅延勾配と呼ぶ。例えば関東平野の平均的な大気遅延勾配は南から時計周りにずれているが、この地域はジオイド高の傾きが大きい地域である。ジオイド高の傾きを国土地理院のジオイド高内挿プログラムを用いて求め、重力大気遅延勾配を見積もったところ、関東から東北にかけての太平洋岸で西向きに最大 0.4mm、北海道南岸で北向きに最大 0.3mm のほか、紀伊半島や九州東部、北陸地方にも存在していることがわかった。重力大気遅延勾配の補正により、冬季の平均大気遅延勾配は関東平野で西向きの成分によって南向きの勾配が時計まわりにずれていたこと、北海道襟裳岬周辺の南向き勾配が異常に小さかったことなどが改善され、気候学的に予想される南向きの大気遅延勾配に近づいている。本研究はジオイドという、従来重力の計測によって決定されていたものを、大気遅延という全く異なる観測量を用いて研究するものであり、GPS 気象学の新しい可能性を示している。

9 謝辞

本研究を行うにあたり、多くの方々に大きなご支援と助言をいただいたことをここに感謝いたします。何よりも、指導教官の日置幸介教授にはすべての面でご助力いただき、言葉にできないほど感謝しております。3年前に研究室に所属され、研究ということがどのようなものであるかなにもわからなかった私にテーマ設定からプログラム、結果の読み取りかた等々、初歩の初歩から導いていただき、常々ギリギリになってしまう私を見捨てずに指導してくださったこと、深くお礼を申し上げます。私がほんのわずかに成長できたのは、先生のご教授があつてこそと思っています。また、さまざまな学会、講演会に連れて行っていただき、様々な方と議論、お話しすることでさらに研究を進める動機、足がかりを得ることができました。博士課程でもどうぞ見捨てることなく、ご指導、ご鞭撻のほど、よろしく申し上げます。

固体系ゼミでは成果発表の場として大きなモチベーションとなったことに加え、小山順二教授、蓬田清教授、古屋正人准教授、吉澤准教授には鋭いご指摘、助言をいただき、大きな研究の助けとなりました。深く感謝いたします。

海洋気候物理学研究室の見延庄一郎教授、稲津将准教授には、畑違いの分野に飛び込んだ気象、気候に疎い私に多くの助言を与えていただきました。また、JRA25-JCDASのデータを快く使わせてくださり、違った側面から研究を見つめる機会をいただいたこと、深く感謝いたします。大気海洋研究室の高玉さん、市川さんにはお忙しい中、JRA25-JCDAS、GRADSについて本当に丁寧に教えてくださいました。ありがとうございました。

最後に、宇宙測地学研究室の皆さんには、議論も行い、質問されることで理解が深まり、違う対象を研究していても意見を交換し、息抜きもし、楽しく研究することができました。皆さんに感謝いたします。

10 参考文献

- Askne, J. and H. Nordius, 1987, Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data, *Radio Science*, **22**, 379-386
- Bates, J. J., and D. L. Jackson, 2001, Trends in upper-tropospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1695-1698
- Beatler, G., W. Gurtner, M. Rothacher, U. Wild, E. Frei, 1989, Relative Static Positioning with the Global Positioning System: Basic Technical Considerations, *Global Positioning System: An Overview*, Springer-Verlag Wien New York, 1-23
- Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, and R. H. Ware, 1992, GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, **97**, 15787-15801
- Boudouris, G., 1963, On the index of refraction of air, the absorption and dispersion of centimeter waves by gasses., *J. Res. Natl. Bur. Stand., Sect.*, **67D**, 631-684
- Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, J. Jones, 2010, Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L17707, doi:10.1029/2010GL044256
- Dai, A., et al., 2006: Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**, 597-606
- Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers, and G. Elgered, 1985, Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length, *Radio Science*, **20**, 1593-1607
- Elgered, G., J. L. Davis, T. A. Herring and I. I. Shapiro, 1991, Geodesy by radio interferometry: Water vapor radiometry for estimation of the wet delay, *J. Geophys. Res.*, **96**, 6541-6555
- Elgered, G., 1993, Tropospheric radio-path delay from ground-based microwave radiometry, in *Atmospheric remote sensing by microwave radiometry*, Wiley, 215-258
- Gardner, C. S., 1976, Effects of horizontal refractivity gradients on the accuracy of laser ranging to satellites, *Radio Science*, **11(12)**, 1037-1044
- 日置幸介, 1999, 宇宙測地学 : 大気遅延誤差と局位置誤差の関係, 月刊地球号外 **25**, 73-77
- Held, I.M., and B.J. Soden, 2000: Water vapor feedback and global warming. *Annu. Rev. Energy Environ.*, **25**, 441-475
- Herring, T. A., J. L. Davis, and I. I. Shapiro, 1990, Geodesy by radio interferometry: The application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data, *J. Geophys. Res.*, **95B8**, 12561-12582
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger, and J. Collins, 1992, *GPS Theory and Practice*, Springer-Verlag Wien New York
- Ichikawa, R., M. Kasahara, N. Mannoji, and I. Naito, 1995, Estimations of atmospheric excess path delay based on three-dimensional, numerical prediction model data, *J. Geod. Soc. Japan*, **41**, 379-408

- IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 271-274
- Ishii, M., et al., 2005, Objective analysis of SST and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879
- Iwabuchi, T., S. Miyazaki, K. Heki, I. Naito, and Y. Hatanaka, 2003, An impact of estimating tropospheric delay gradients on tropospheric delay estimations in the summer using the Japanese nationwide GPS array, *J. Geophys. Res.*, **108(D10)**, 4315
- Ma, C., J. M. Sauber, L. J. Bell, T. A. Clark, D. Gordon, W. E. Himwich, and J. W. Ryan, 1990, Measurement of horizontal motions in Alaska using very long baseline interferometry, *J. Geophys. Res.*, **95(B13)**, 21991-22011
- MacMillan, D. S., 1995, Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 9, 1041-1044
- McCarthy, D. D., 1992, IERS standards, IERS technical note 13
- McCarthy, M.P., and R. Toumi, 2004, Observed interannual variability of tropical troposphere relative humidity. *J. Clim.*, **17**, 3181-3191
- Miyazaki, K., T. Iwabuchi, K. Heki, and I. Naito, 2003, An impact of estimating tropospheric delay gradients on precise positioning in the summer using the Japanese nationwide GPS array, *J. Geophys. Res.*, **108(B7)**, 2335
- 中川弘之, 豊福隆史, 小谷京湖, 宮原伐折羅, 岩下知真子, 川元智司, 2009, GPS 連続観測システム (GEONET) の新しい解析戦略 (第4版) によるルーチン解析システムの構築について, 国土地理院時報, **118**
- Niell, A. E., 1996, Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, *J. Geophys. Res.*, **101(B2)**, 3227-3246
- 日本測地学会, 1989, 訂版 GPS-人工衛星による精密測量システム-, 日本測量協会
- 日本測地学会, 1994, 現代測地学, 文献社
- 小倉義光, 1999, 大気の大気熱力学, 一般気象学第2版, 東京大学出版会, 40-77
- 大谷竜, 内藤勲, 1998, GPS 可降水量の物理と評価, 気象研究ノート 192 号, 日本気象学会, 15-33
- Philipona, R., et al., 2004, Radiative forcing - measured at Earth's surface - corroborate the increasing greenhouse effect. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15712, doi:10.1029/2003GL018765
- Philipona, R., et al., 2005, Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19809, doi:10.1029/2005GL023624
- Picon, L., et al., 2003, A new METEOSAT “water vapor” archive for climate studies. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4301, doi:10.1029/2002JD002640
- Remondi, B. W., 1984, Using the Global Positioning System (GPS) phase Observable for relative geodesy: modeling, processing, and results, NOAA, Rockville, MD 20852
- Robinson, P.J., 2000, Temporal trends in United States dew point temperatures. *Int. J.*

Climatol., **20**, 985-1002

- Schuh, H., and J. Boehm, 2003, Determination of tropospheric parameters by VLBI as a contribution to climatological studies, Institute of Geophysics IGG, University of Technology, 1040 Vienna, Gusshausstrasse, 27-29
- Soden, B.J., and S.R. Schroeder, 2000, Decadal variations in tropical water vapor: A comparison of observations and a model simulation. *J. Clim.*, **13**, 3337-3340
- Soden, B.J., et al., 2002, Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor. *Science*, **296**, 727-730
- Soden, B.J., et al., 2005, The radiative signature of upper tropospheric moistening. *Science*, **310**, 841-844
- Thayer, D., 1974, An improved equation for the radio refractive index of air, *Radio Science*, **9**, 803-807
- Thompson, A. R., J. M. Moran, and G. W. Swenson, Jr., 1986, Interferometry and Synthesis in Radio Astronomy, *John Wiley*, New York, 534
- Trenberth, K.E., and L. Smith, 2005, The mass of the atmosphere: A constraint on global analyses. *J. Clim.*, **18**, 864-875
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007, Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- 土屋淳, 辻宏道, 1995, GPS 測定の基礎, 日本測量協会
- 辻宏道, 1998, GPS の原理, 気象研究ノート 192 号, 日本気象学会, 1-13
- 上田尚一, 2003, 主成分分析, 朝倉書店
- Wang, J.X.L., and D.J. Gaffen, 2001, Trends in extremes of surface humidity, temperatures and summertime heat stress in China. *Adv. Atmos. Sci.*, **18**, 742-751.

参考にしたウェブページのURL

気象庁ホームページ

<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

国土地理院ホームページ

<http://gsi.go.jp/>