GNSS 観測における大気遅延勾配とその起源

Atmospheric Delay Gradient and Its Origin in GNSS Observation

北海道大学大学院 理学院 自然史科学専攻

地球惑星ダイナミクス講座

宇宙測地学研究室

20173096

佐藤 諒太

指導教官名 日置 幸介

要旨

地球上にある各観測点で GNSS(Global Navigation Satellite System)衛星からのマイク ロ波を受信すると大気による遅延を受ける。この遅延量は大気中の水蒸気量に大きく依存 するため、この遅延量の時空間変化を解析することで大気中の水蒸気の動態を把握するこ とができる。GNSS 観測点から衛星の視線方向で観測される大気遅延量は、大気水蒸気の非 均一性により衛星の仰角と方位角に依存する。この大気遅延量の方位異方性は単純な平面 勾配で近似され、その勾配ベクトルを大気遅延勾配と呼ぶ。

本研究では、解析ソフトウェア GAMIT によって 4 時間毎に推定された大気遅延勾配の 変動を冬季(1月)と夏季(7月)に分けて解析した。すると、大気遅延勾配は主に(1)1 日の中で変動する成分と、(2) 全国的に見られる恒常的な南向き成分で構成されていること がわかった。(1) は、特に夏季に明瞭に見ることができ、海岸線付近と内陸部で挙動が異な る。海岸線付近では昼間に内陸向きの勾配が発達し、夜はその成分が多くの観測点で消える。 また、内陸部では一日を通して大気遅延勾配の方向は大きく変わることはなく、勾配の大き さが変化する。本研究では大気遅延勾配の日変動について、海岸部と内陸部に対して異なる 解析を行った。海岸部では、気象庁による AMeDAS の風データを用いて大気遅延勾配との 比較を行った。すると、大気遅延勾配の大きさは海風の強さにある程度比例し、その方向も 海風が吹く方向に一致する場合が多いことがわかった。これらは海と陸の比熱の違いによ って生まれる大気混合層の厚さの差から大気遅延勾配が発生することを示唆している。し かし一部の局では風の吹く方向から地形の最大勾配方向にずれた方向に大気遅延勾配が生 じる傾向にあることがわかった。一方内陸部の大気遅延勾配について、球関数展開された標 高モデルから計算した地形勾配との比較を行った。それらの一致度は海風と海岸部の大気 遅延勾配ほど顕著ではないが、大多数の大気遅延勾配は地形の最大勾配方向から±90 度の 範囲内に収まっていることが分かった。内陸部の大気遅延勾配も海岸部と同様に一日周期 の山谷風がある程度影響しているのだろう。一方(2)は冬季の日本全域、もしくは夏季の 北陸、東北、北海道地方で顕著で、平均で南方向へ~0.3 mm 程度の大気遅延勾配が発生し ていた。天頂大気遅延の水平方向の空間変化率と大気遅延勾配の間には、大気のスケールハ イト h を介した比例関係がある。天頂大気遅延は乾燥大気による遅延と水蒸気による遅延 の和であるが、それぞれ異なるスケールハイトを持つ。本研究では AMeDAS の海面気圧デ ータから乾燥大気遅延の空間勾配を計算し、天頂大気遅延の空間勾配との差をとることで 水蒸気遅延の空間勾配を算出した。それぞれにスケールハイトをかけて乾燥大気による大 気遅延勾配と水蒸気による大気遅延勾配に換算した上で足し合わせると、GNSS で観測さ れた大気遅延勾配の南向き成分の平均値とほぼ一致した。 また、 この南向きの恒常的な大気 遅延勾配は冬季は乾燥大気に、夏季は水蒸気によって主に発生していることもわかった。

目次

1. は	:じめに	1
1.1	水蒸気と地球温暖化との関係	1
1.2	宇宙測地技術による大気中の水蒸気の推定	3
1.3	大気中の水蒸気研究の歴史	5
1.4	GNSS 可降水量の変動	9
2. G	NSS の原理	10
2.1	GNSS のシステム	10
2.2	観測量	13
2.3	干渉測位の原理	15
2.4	数学モデルとパラメータ推定	17
2.5	大気遅延量の補正	19
3. 可	「降水量の推定	22
4. 大	気遅延勾配推定の原理	27
4.1	マッピング関数	27
4.2	大気遅延の方位異方性	29
4.3	大気遅延勾配の物理的解釈	
4.4	パラメータの推定	31
5. 解	附手法	33
5.1	大気遅延勾配データ	33
5.2	天頂遅延データ	36
5.3	地形データ	37
5.4	気象データ	38
6. 解	砕イソフトウェアの違いによる推定結果の差異	40
7. 大	気遅延勾配の日変動	47
7.1	大気遅延勾配の季節による違い	47
7.2	海岸沿いの大気遅延勾配	53
7.3	内陸部の大気遅延勾配	63
8. 大	気遅延勾配の恒常的成分	67
8.1	大気遅延勾配の南向き成分	66
8.2	天頂大気遅延量の東西方向の水平変化率	73
9. 結	論	76
10. 謝	辞	78
11. 参	送考文献	79

1. はじめに

1.1 水蒸気と地球温暖化との関係

近年、様々な異常気象が世界各地で問題になっている。その原因の一つとして考えられて いるのは、地球温暖化である。IPCC(Intergovermental Panel on Climate Change)第五次 評価報告書の第1作業部会(WG1)によると、1880~2012年において世界平均地上気温は 0.85℃上昇し、さらに最近30年の各10年間の世界平均地上気温は、1850年以降のどの10 年間よりも高温である。そして、地球温暖化については「疑う余地はない」ものとしている (図 1.1)。

地球温暖化は、大気中の温室効果ガスが地表面から地球の外へ放出される赤外線を吸収 し、地表へ反射することで起こる。代表的な温室効果ガスとしては、CO₂ や CH₄ が挙げら れるが、最も温室効果が高いとされているのは水蒸気(H₂O)である。水蒸気は、気温が上 昇すると大気中の水蒸気が増加し、より温室効果が強まるという正のフィードバックをも たらす。一方で水蒸気量は CO₂等のように直接人為的に増減を決定することはできないた め、季節変化を含め地球の気候変動と密接に関わっている。



図 1.1: (a)1850~2012 年に観測された世界平均地上気温の 1961~1990 年の平均からの気 温偏差。上図が年毎の偏差で、下図が 10 年毎の偏差。横軸[年]、縦軸[℃]。 (b)1901~2012 年の地上気温変化の分布。(IPCC, 2013)

大気中の水蒸気量の変化が与える地球温暖化への影響を知ることは、気象学分野におい て重要な課題である。広範囲での水蒸気分布やその変動を観察し、様々な気象要素と関連付 けて解析をすることによって、陸上における水蒸気の収束過程等、気候変動のメカニズムの 解明へと繋がることが期待される。

1.2 宇宙測地技術による大気中の水蒸気の推定

大気中の水蒸気の分布は一様でなく、時間や気候に大きく左右されるため、地上での気象 観測から広大な面積での上空水蒸気積分量を一度に把握することは容易ではない。もっと も観測の歴史が長いのはラジオゾンデによる観測だが、宇宙測地技術が登場した 1980 年代 からは電波が大気を通る際に受ける遅延量から大気中の可降水量を推定する手法が確立さ れ、超長基線電波干渉法 VLBI (Very Long Baseline Interferometry)を用いた水蒸気量の推 定も行われてきた。一方で全地球航法衛星システム GNSS (Global Navigation Satellite System)については、1970年代に米国で全地球測位システム GPS(Global Positioning System) の開発が始まり、1993年に正式に運用が開始され全地球上で使用できるようになった。現 在までに、既に 25年以上経過しており、ある程度長期間でのデータが得られるようになり、 GNSSを用いた大気水蒸気変動の研究は近年活発になってきている。なお、GNSSを用いて 推定された可降水量は、ラジオゾンデ等との比較により、RMS 偏差が平均して 4~5 mm 程 度で合っており(大谷他, 1997)、その精度は検証されている。図 1.2 はラジオゾンデと GNSS で推定した可降水量の比較を各観測点で行ったものである。



図 1.2:国土地理院による GPS 観測から求めた PWV(GIPSY:・, GAMIT:×)とそれらの 観測点近傍の気象庁のラジオゾンデ観測から求められた可降水量(□)との比較。時刻は 世界時である。(大谷他, 1997)

GNSS は日本国内だけでも観測点が約 1300 点あり、常に 4 機以上の GNSS 衛星を観測 できるように衛星が配置されている。一方で VLBI は観測間隔が長くかつ不定期であり、ラ ジオゾンデは一日あたりの観測回数が 2 回のみで観測点も国内に 16 点しかない。そのため、 常に時間とともに変化し続け、マイクロからマクロまで幅広いスケールで様々な変動をす る大気水蒸気の観測には、時間・空間分解能の双方で優れている GNSS を用いるのが適切 である。

地球上にある各観測点でGNSSのマイクロ波を観測すると、大気によって遅延を受ける。 衛星と地上局を結ぶ視線にそった遅延は、真上(天頂)方向における遅延(天頂遅延)に仰 角の関数であるマッピング関数を掛けたものとなる。大気全体(電離圏のプラズマを除く) による天頂遅延量は天頂全遅延 ZTD(Zenith Total Delay)とよばれる。ZTD は水蒸気に よる遅延量である天頂湿潤遅延 ZWD(Zenith Wet Delay)と、乾燥大気による遅延量であ る ZHD(Zenith Hydrostatic Delay)との和で表すことができ、2400 mm 前後であることが 知られている(「遅延」は時間の概念だが、しばしば光速をかけて距離で記述される)。その 内 ZWD は、300 mm 程度と全遅延の1割以上を占めている。これは、一般的な大気(25 °C, 1atm)の飽和水蒸気量が約 23 g/m³であり、大気の水蒸気が占める体積比は約 0.3 %程度 と非常に小さい値であることを考えると、水蒸気の伝搬遅延への寄与は意外に大きなもの であることがいえる。

また、GNSS 観測点から衛星の視線方向で観測される大気遅延は衛星の仰角のみに依存 すると長らく仮定されていたが、大気水蒸気の非均一性により実際には方位角にも依存す る。天頂での遅延量を見る際に、その方位角依存性を表す大気遅延勾配も合わせて推定する ことにより、上空の長期平均的な水蒸気分布の偏在がわかるようになる。また、勾配を推定 しなかった場合との比較によって、勾配が測位誤差に与える影響が掴めるようになる。

1.3 大気中の水蒸気研究の歴史

天頂湿潤遅延は単位面積当たりの大気の柱に含まれる水蒸気の総量に比例するため、適 当な係数を掛けることによって、それらの水蒸気が降水となった場合に地表に溜まる水の 厚さである「可降水量」(PWV、Precipitable Water Vapor)に換算することができ、各観測 点で観測された遅延量の変動を見ることで、大気中の水蒸気の変動を把握することができ る。宇宙測地技術を用いて PWV の長期間の変動をみると、季節変動に加え、緩やかな増加 傾向にあることが過去の研究で報告されている(Haas et al., 2003)。図 1.3 にその例を示す。



図 1.3: 横軸は時間[年]、縦軸は様々な技術で得られた PWV[mm]を表す。上から、R: ラジオゾンデ、G:GPS、W:水蒸気ラジオメーター、V:VLBI から推定した可降水量の変動。一番下の曲線は上記 4 つの可降水量変動を平均して季節変動と線形関数にモデル化したもの。また、この表は各観測法のデータを見やすくするために、データに offset 補正がなされており、それぞれ R: +120 mm、G: +80 mm、W: +40 mm、V: ± 0 mm、モデル: -40 mm の補正が加わっている。(Haas et al., 2003)

しかし、そこでは PWV の直線的な増加しか考慮しておらず、高次項を考慮したより詳細な 変動を見るに至っていなかった。その後、GNSS が導入されてから 10 年以上が経過し、長 期間での連続した大気遅延データを得られるようになると、PWV の増加は単調増加でなく、 十年程度の周期をもつ変動成分が重なっていることがわかってきた(吉田, 2010;吉田・日 置, 2012)。図 1.4 に、様々な時間スケールでみた稚内上空の ZTD の変化の様子を示す。



図 1.4: 横軸は時間[単位は一番上が日、下の三つは年]、縦軸は稚内(北海道)にある GNSS 局である 940001 観測点で求められた ZTD [mm]をあらわす。それぞれ期間の長さを変え てプロットした時系列。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(約 12 年間)の時系列。(吉田・日置, 2012)

また、より詳細な遅延量推定において大気遅延勾配は非常に重要な要素である。1990 年 代前半頃から VLBI の観測データを用いて大気遅延勾配についての議論が進められてきた (MacMillan, 1995)。図 1.5 はスェーデン南西部の Onsala 局における大気遅延勾配の2成 分の二週間の間の変化の例である。



図 1.5: 横軸[日]、縦軸は大気遅延勾配の大きさを表す量[mm]。スウェーデンの Onsala 局 上空における 1994 年 1 月の大気遅延勾配の東西成分と南北成分(MacMillan, 1995)。(な お、ここで大気遅延勾配の量の単位を[mm]としているが、後の章で大気遅延勾配の推定原 理を説明する際に合わせて具体的に説明する。)

我が国では国土地理院の GNSS 連続観測システム GEONET (GNSS Earth Observation Network)が平成 21 年から新しい解析戦略(第4版)を運用開始し、今まで行われていな かった大気遅延勾配の推定が導入された(中川他, 2009)。これによって、わが国でも大気 遅延勾配に関する研究が注目されるようになってきたが、勾配量の時間変動やその起源に 着目した研究はまだ多くはされていない。

GNSS が発達してからは、GNSS 解析による大気遅延の観測精度の向上に伴い、遅延量を 可降水量に変換して、気象学分野に利用する「GNSS 気象学(当初は GPS 気象学)」という 学問が発達してきた。我が国でも 1990 年代からこの学問に積極的に取り組まれており、現 在では気象庁が運用する数値気象モデルに、GEONET で推定された PWV の値が取り込ま れ、降雨の予測等に貢献している。また長期の PWV データを用いた大気中水蒸気の時間 的、空間的な不均一性についての研究も行われている(Shoji, 2013)。2010 年以降の測地技 術は特に目覚ましい発展を遂げており、2010 年 9 月にわが国の QZSS 初号機「みちびき」 の打ち上げを皮切りに、中国の北斗(BeiDou)、欧州の Galileo、インドの IRNSS 等、世界 各国で数多くの測位衛星が導入され始めている。2015 年 6 月現在で 70 を超える測位衛星 が地球上空を周回しており、2020 年には 100 基を超えると予想されている。スマートフォ ンの位置情報機能にも米国の GPS だけでなくロシアの GLONASS も利用されるようにな るなど、私たちの生活にも複数の GNSS が利用されるようになってきた。こうした測位衛 星の増加によって、測位精度の向上はもちろん、GNSS 気候学においてもより詳細で高精度 の大気情報の解析が可能になることが期待される。

1.4 GNSS 可降水量の変動

日本は島国かつ南北へ伸びた細長い国土を持っており、更にその約 3/4 が山岳地帯で起 伏が多いことから、大気中の水蒸気は非常に複雑な変動をする。そのため、GNSS を用いて 時間・空間分解能に長けた可降水量データの解析は気候学、測地学の分野において非常に大 きな意味をなす。そのため、これまでにも GNSS によって推定された可降水量を用いて、 各地域での可降水量の変動に焦点を置いた研究がされている。

上記の理由から、日本国内であっても地域によって水蒸気の変動は大きく異なるが、可降水量について共通して言えることとして以下のものがある。(佐々木・木村,2001; 大橋・川村,2006)

(1)気温が高い夏季の方が大気水蒸気の量が増加するため、大規模な水蒸気輸送が発生し やすい。

(2)海陸の比熱の違いで大気下層の暖まり方が異なるため、沿岸部よりも内陸部の方が可 降水量の日較差が大きい。

(3) 山岳域では日中に可降水量が増加し、日没後に減少するが、平野部では夜半頃まで可 降水量が増加し続ける。

これらからわかるように、大気水蒸気の変動には気温や地形との密接な関わりがあることは明らかである。

これまでは各観測点の天頂遅延からのみで可降水量を求めていたが、大気遅延勾配を導入することにより、水蒸気の変動を面的にとらえやすくなり、より詳細な大気の流れをつかむことができるようになる。本研究では、主に大気遅延勾配の変動に着目しており、 GEONET による F3 解と GAMIT ソフトウェアを用いて得た解の二つの大気遅延勾配デー タを使用し、それらを比較しつつ、日本の GNSS 観測網で観測された大気遅延勾配の日変 動と季節変動について考察する。

2. GNSS の原理

本章では、全地球航法衛星システム GNSS (Global Navigation Satellite System)の原理を 「気象研究ノート」第 192 号第 1 章 (辻, 1998) と、「衛星測位入門 -GNSS 測位のしくみ -」(西, 2016)を引用しつつ、それに基づきながら説明していく。

GNSS は、米国の全地球測位システム GPS (Global Positioning System)をはじめとした、 人工衛星による位置決定システムの総称である。代表的な GNSS である GPS やロシアの GLONASS では高度 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、 受信点位置や現在位置を知ることができる。ちなみに昨今は、日本の準天頂衛星システム (QZSS)や中国の Beidou のように準天頂軌道や静止軌道をもつ GNSS も増えてきた。本研 究で扱う過去 20 年間のデータは、そのほとんどが GPS によるものなので、本卒業論文に 含まれる技術的な記述も、GPS を想定したものとなっていることをお断りしておく。

GNSSの利用方式を大きく2つに分けると、単独測位 (point positioning) と干渉測位 (相 対測位ともいう)になる。最も一般的な利用方式は、カーナビに代表される単独測位である。 衛星群から送信されている距離測定用に位相変調されたデジタル信号 (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100 m の精度で測定できる。

一方、測量や地殻変動観測など高精度が要求される分野では、静止干渉測位(static relative positioning)と呼ばれる方式が用いられ、GNSS気象学でも主にこの手法が利用される。こ の方式は、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されている。また、 各観測点にアンテナと受信機を設置し、同時に 30 分から数時間、連続観測局は 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解 析すれば、アンテナ間の相対的な位置関係が cm から mm オーダーの精度でわかる。

なお、干渉測位には、静止干渉測位の他に、参照地点に1組のアンテナと受信機を固定し ておいて、他の組を多数の観測点に移動させながら測定していくキネマティック測位とい う方式や、更に固定観測点の観測データを移動観測点に無線で送信しデータを逐次解析す ることによって、即座に測量結果を得るリアルタイム・キネマティック測位等の方式がある。 本章では、GNSS 気象学で主に使われる静止干渉測位を「干渉測位」として扱うものとする。

2.1 GNSS のシステム

この節では、主に GPS を GNSS を代表するものとして、そのシステムの説明をする。シ ステムとしての GPS は、宇宙部分、制御部分、利用者部分の3つから構成される。

2.1.1 宇宙部分(衛星)

10

宇宙部分では、図 2.1 のように昇交点赤経を 60°毎にとった 6 つの軌道面のそれぞれに 4 個ずつ、合計 24 個の衛星が配備され、すべてがほぼ円軌道を描いている。軌道長半径は 約 26,600 km で、11 時間 58 分(=0.5 恒星日)の周期で地球を公転する。これによって、 地上のどこでも常時最低 4 個の衛星を観測できる。



図 2.1:GPS 衛星の軌道(辻, 1998)

GPS 衛星には周波数標準として高い安定度を持つ原子時計(セシウムおよびルビジウム 時計)が搭載されている。測位に必要な信号と情報は、2 つのLバンド搬送波L1、L2 に載 せられて放送されるが、この原子時計の基本周波数(=10.23 MHz)を 154 倍、120 倍して それぞれをL1、L2 バンドの搬送波としている。全ての衛星で同一の周波数で送信している ため、混信せずにそれぞれを識別できるようにするために、各衛星固有の疑似乱数符号 PRN (Pseudo Random Noise)によって位相変調されている(他 GNSS でも類似だがロシアの GLONASS では衛星毎にわずかに異なる周波数を用いる FDMA 方式を採用している)。そ こで用いられる一連の乱数には、周期の長い C/A(Coarse/Acquisition)コードと周期が短 い P(Protected)コードの二種類がある。C/A コードは民生用に公開されていて、1ms の 周期で 1023 ビットの0と1の繰り返しでできている。各衛星に割り当てられている C/A コードは全部で 37 種類用意されている。Pコードは本来軍用のコードで、周期は 37 週間 であるが、1 週間毎に分割して各衛星に割り振っている。L1 搬送波には、C/A コード、Pコ ード、航法メッセージ(navigation message)が載せられ、L2 搬送波には、P コードと航法 メッセージが載せられている。また、航法メッセージとは放送歴とも呼ばれ、GPS 衛星の 位置計算に必要な軌道要素とその補正量や衛星時計の補正情報等が含まれている。

2.1.2 制御部分(管制局)

制御部分では、モニター局の軌道追跡データを元に主管制局が衛星の軌道や時計の振舞 いを計算している。この情報は地上アンテナを通して衛星にアップロードされ、さらに衛星 から航法メッセージとして利用者に送られる。

一般に衛星の軌道は、ケプラーの軌道 6 要素の 6 つのパラメータで記述できる。航法メ ッセージにはケプラー要素とそれらの時間変化率が含まれており、任意の時刻の衛星位置 を、地球固定・地球中心座標系である WGS84 (World Geodetic System 1984) 系に準拠し て計算することができる。GPS では衛星の位置を基準にして地上の位置を求めるため、測 位結果は使用した軌道情報が準拠する座標系で与えられる。すなわち、この測位結果は WGS84 系での座標となる。これらの軌道情報は実際の衛星からの電波に航法メッセージと して含まれるが、地殻変動の計測などの高精度の測位解が必要な応用では、別途 IGS(国際 GNSS・基準系サービス)と呼ばれる研究者のコミュニティによって決定された精密軌道情 報が用いられる。

2.1.3 利用者部分(受信機)

利用者部分は、衛星からの信号を受信するアンテナと信号を解読・記録する受信機本体か らなる。単独測位用の受信機では、内部に用意されている 37 種類すべてのコードと相関器 に通され相関係数が計算される。C/A コードの相関を計算する際、異なる2つのC/A コー ドの相関は常に0で、自己相関は時間的に同期している時だけ1、それ以外は0となるよう に作られている。相関器にかけられた結果、相関をとるコードと同じコード番号を持つ衛星 からの電波だけが、位相変調が正しく復調され、正弦波として再生された搬送波が出力とし て出てきて(キャリア再生)、搬送波位相を用いた後の解析に利用可能となる。干渉測位用 の受信機では、このようにして再生された搬送波の位相を用いる(復調前の信号は周波数拡 散を受けており、そのままでは位相を利用できない)。干渉測位の原理を理解するには、あ たかも衛星から正弦波が送り出されていると考えても問題ない。

送られてきたコードと受信機のコードが同期するまでにずらしたコードのビット数に対 応する時間(1ビットのシフトは1 µsに相当)が、衛星から出たコードが受信機に到着す るのに要した時間ということになり、これに光速を掛ければ衛星と受信機間の距離が得ら れる。しかし実際には衛星と受信機の時刻を完全に同期させるのは困難なので、得られた距 離には時計のずれによる距離測定誤差も含まれている。そのため、この距離は疑似距離 (pseudo range)と呼ばれる。コードを用いた単独測位では、4個以上の衛星を用いて観測 した疑似距離を用いて、アンテナの位置(XYZ)と受信機の時刻ずれの四つの未知数を推定し ている。

2.2 観測量

2.2.1 搬送波位相の定義

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)の信号との ビート(beat)をとっている。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。GNSS 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 $\phi^{j}[t]$ は、

$$\phi^{j}_{i}[t] = \phi_{i}[t] - \phi^{j}[t] + N^{j}_{i}$$
(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: 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がどこにあるかを表 す言葉であるが、GNSS では位相を波数で表し、単位としてサイクルを用いることが多い。 N_i は位相測定に特有の波数不確定 (phase ambiguity) である。搬送波位相の測定を開始 した瞬間には、 $\phi_i \ge \phi^j$ の整数部にどれだけ差があるかわからない。しかしいったん測定が 始まれば、小数部での繰り上りや繰り下がりの様子から、どれだけ整数部で位相が変化した かがわかる。すなわち N_i は測定開始時の ϕ_i - ϕ^j の整数部を表している。

2.2.2 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波数で表したものと解釈できる。(2.1)式第二項の $\phi^{j}[t]$ 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(原子周波数標準)が搭載されており、その時計の出力を元にして作られた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^{j}_{i} 、真空中の光速をcとすると、電離圏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^{j}_{i}/c となるから、衛星がこの信号を出したのは時刻 $t - \rho^{j}_{i}/c$ のことである。

時刻 t に受信された信号の位相は、時刻 t - $\rho^{j_{i}}/c$ に送信された信号の位相に他ならないから、

$$\phi^{j}[t] = \phi^{sj}[t - \rho^{j}_{i}/\mathbf{c}] \tag{2.2}$$

が成り立つ。ここで、 ρ^{j}_{i} は約 20,000 km、c は約 300,000 km/s であることから、 ρ^{j}_{i} /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、

$$\phi^{j}[t] = \phi^{sj}[t] - (d \phi^{sj} / dt)_{t} \rho^{j}_{i} / c$$

$$= \phi^{sj}[t] - f \rho^{j}_{i} / c \qquad (2.3)$$

と近似できる。ただしfは、

$$f = (\mathrm{d}\,\phi^{\,sj}/\,\mathrm{d}t)_t \tag{2.4}$$

で定義される衛星時計の周波数である。(2.3)式を(2.1)式に代入すると、

$$\phi^{j}_{i}[t] = \phi_{i}[t] - \phi^{j}_{i}[t] + f \rho^{j}_{i}/c + N^{j}_{i}$$
(2.5)

となる。最初の二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。

$$\phi_i[t] = f(t - \delta_i[t]) \tag{2.6}$$

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

ただし、f は搬送波の周波数、 $\delta_i[t]$ 、 $\delta^j[t]$ はそれぞれ受信機および衛星の時計の誤差である。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 λ =c/fで与えられるから、(2.6)、(2.7)式を(2.5)式に代入すれば、搬送波位相のモデル式が得られる。

$$\phi^{j}_{i}[t] = \rho^{j}_{i} / \lambda + N^{j}_{i} + f \delta^{j}[t] - f \delta_{i}[t]$$

$$(2.8)$$

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。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、多 くの場合後出の二重位相差などを使って消去する。

以上から、測定される搬送波位相は、「衛星と受信機の間の距離を搬送波の波数で表した ものであるが、波数不確定と時計時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時差がわかれば、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。

実際に広く使用されている解析ソフトウェアによる干渉測位では、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)を作ることが多い。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。

また、(2.8) 式を導く際に、電波が電離圏や対流圏を通過する際の速度変化による遅延量 を無視していたため、2.4 節でこれらの効果を入れたモデル式を示す。

2.3 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。本研究で 利用した国土地理院の GNSS 網の測位解(F3 解)は、スイスのベルン大学が作成した計算 機プログラム(Bernese Software)で得られたものであるが、そのプログラムでも以下に述べ る二重位相差を観測量としている。

2.3.1 位相差観測量

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、 $\phi^{j}_{AB}[t]$ で表す(図 2.2 左)。

$$\phi_{AB}[t] \equiv \phi_{B}[t] - \phi_{A}[t] = \{ \rho_{B}[t] - \rho_{A}[t] \} / \lambda + N_{AB} - f \delta_{AB}[t]$$
(2.9)

ただし、

$$N_{AB} \equiv N_B - N_A \tag{2.10}$$

$$\delta_{AB}[t] \equiv \delta_{B}[t] - \delta_{A}[t]$$
(2.11)

共通する衛星の時計誤差δ^j[t]が相殺できる。



図 2.2:一重位相差(左)と二重位相差(右)。左では地上局 A,B で観測された衛星 j からの位相の差をとり、右では A,B で観測された衛星 j の位相差と衛星 k の位相差の更に差をとる。

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 2.2 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、 $\phi^{jk}_{AB}[t]$ で表す。

$$\phi^{jk}_{AB}[t] \equiv \phi^{k}_{AB}[t] - \phi^{j}_{AB}[t]$$

= { \rho^{k}_{B}[t] - \rho^{j}_{B}[t] - \rho^{k}_{A}[t] + \rho^{j}_{A}[t] }/ \lambda + N^{jk}_{AB} (2.12)

ただし、

$$\mathbf{N}^{jk}_{AB} \equiv \mathbf{N}^{k}_{B} - \mathbf{N}^{j}_{B} - \mathbf{N}^{k}_{A} + \mathbf{N}^{j}_{A} \tag{2.13}$$

共通する受信機時計の誤差 $\delta_{AB}[t]$ 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。

2.3.2 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.)を書き直し、N[#]ABを既知として、左辺に未知量、右辺に既知量を移すと、

$$\rho^{k}_{B} - \rho^{j}_{B} = \lambda \phi^{j}_{AB} + \rho^{k}_{A} - \rho^{j}_{A} + \lambda N^{jk}_{AB}$$

$$(2.14)$$

右辺の $\rho^{k}{}_{A}$ や $\rho^{j}{}_{A}$ 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 $\phi^{jk}{}_{AB}$ の 測定により、 $\rho^{k}{}_{B}-\rho^{j}{}_{B}$ の値を定めることができる。 $\rho^{k}{}_{B}-\rho^{j}{}_{B}$ 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 $\phi^{jk}{}_{AB}$ 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には、衛星が4つ必要となる。

実際には、N[#]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。このことを利用して、真の未知点を求める(日本測地学会,1989)。

2.4 数学モデルとパラメータ推定

2.4.1 数学モデル

1) 搬送波位相

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

$$\phi^{j}_{i}[t] = \rho^{j}_{i}[t] / \lambda + N^{j}_{i} + f \,\delta^{j}[t] - f \,\delta_{i}[t] - \Delta_{\mathrm{ion}^{j}_{i}} / \lambda + \Delta_{\mathrm{trop}^{j}_{i}} / \lambda \tag{2.15}$$

と書ける。ただし、

 $\rho_{i}[t]: 受信機 i で時刻 t に受信した衛星 j の電波の伝搬距離 [m]$ $<math>\lambda: 搬送波の波長 [m]$ $N_{i}: 波数不確定 [サイクル]$ f: 搬送波の周波数 [Hz] $\delta_{i}[t]: 衛星 j の時計誤差 [s]$ $\delta_{i}[t]: 受信機 i の時計誤差 [s]$ $\Delta_{ion'_{i}}: 電離圏遅延量 [m]$ $\Delta_{trop'_{i}}: 対流圏遅延量 [m]$

である。電離圏遅延量の符号が負であるのは、電離圏内で位相は進むからである(逆にコー

ド信号は群遅延を受けるから正の遅延となる)。

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こともあるが、通常は適当な仰角依存性を仮定して 天頂方向の遅延量を観測点毎に適当な時間間隔で推定する。電離圏遅延量は後述の2 周波 データの線形結合により消去する。衛星や観測点位置に関するパラメータ(WGS84 系での x, y, z) は $\rho^{i}_{i}[t]$ の中に含まれる。

2) 二重位相差

対流圏遅延・電離圏遅延を含めた二重位相差のモデルは、

$$\phi^{jk}_{AB}[t] = \{ \rho^{k}_{B}[t] - \rho^{j}_{B}[t] - \rho^{k}_{A}[t] + \rho^{j}_{A}[t] \} / \lambda + N^{jk}_{AB} - \Delta_{ion}^{jk}_{AB} + \Delta_{trop}^{jk}_{AB}$$
(2.16)

である。ただし、

$$\Delta_{ion}{}^{jk}{}_{AB} \equiv \Delta_{ion}{}^{k}{}_{B} - \Delta_{ion}{}^{j}{}_{B} - \Delta_{ion}{}^{k}{}_{A} + \Delta_{ion}{}^{j}{}_{A}$$
$$\Delta_{trop}{}^{jk}{}_{AB} \equiv \Delta_{trop}{}^{k}{}_{B} - \Delta_{trop}{}^{j}{}_{B} - \Delta_{trop}{}^{k}{}_{A} + \Delta_{trop}{}^{j}{}_{A}$$
(2.17)

 $\Delta_{ion}{}^{ik}_{AB}$ 、 $\Delta_{trop}{}^{ik}_{AB}$ は微小ではあるが、A、B 観測点が同一でない限り、それらの地上局上空の対流圏や電離圏の差が反映されるため 0 にはならない。

2.4.2 パラメータ推定

1) 観測量ベクトル

干渉測位では、GNSS 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、一斉 に各衛星からの搬送波位相を記録する。しばしば位相を記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。

セッション中の位相の観測量をエポック順に並べたものを観測量ベクトルと呼ぶ。それ らを作るには、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) 伝搬距離

宇宙空間に固定された慣性座標系(Conventional Inertial System)において時刻 t の衛星 位置が $\mathbf{X}[t]$ 、観測点位置が $\mathbf{X}_i[t]$ 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 $\rho^{i_j}[t]$ 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

$$\rho^{j}_{i}[t] = |\mathbf{X}^{j}[t - \rho^{j}_{i}[t] / \mathbf{c}] - \mathbf{X}_{i}[t]|$$

$$(2.18)$$

地上の位置は地球固定座標系(Conventional Terrestrial System)で与えた方が便利なの で、GNSS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、GNSSの解析から地球回転パラメータを推定することもできる。慣性座標系 **X**_{CIS} と地球固定座標系 **X**_{CTS} との変換は、

ただし **R** は[]で表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。

2.5 大気遅延量の補正

衛星を出発したマイクロ波は、地表付近で電離圏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。電離圏の影響は遅延時間の周波 数依存性を利用して 2 周波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 GNSS データから推定する必要がある。

2.5.1 電離圏

電離圏(電離層)による遅延を補正するため、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)を観測量に選ぶ(ionosphere-free linear combination)。 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 搬送波の周波数とすると、二周波データの線形結合 ϕ (単位はサイクル)は、

$$\phi \equiv n_1 \phi_1 + n_2 \phi_2$$

= $n_1 f_1 t + n_2 f_2 t$
= $(n_1 f_1 + n_2 f_2) t$ (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、

$$f = n_1 f_1 + n_2 f_2 \tag{2.21}$$

$$\lambda = c / f \tag{2.22}$$

と定義できる。電離圏遅延補正を含め、様々な目的でしばしば用いられる線形結合を表 2.1 に示す。

記号	名称	nı	nz	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	-f2/f1	8

* Hofmann-Wellenhof et al.,(1992)の定義.

表 2.1:複数の搬送波周波数の線形結合(辻, 1998)

電離圏による位相の遅延量は周波数に反比例するので、表 2.1 の LC は電離圏の影響を受けない観測量になる。このため 10 km 以上の長い基線の解析には LC を用いる。ちなみに LG から電離圏の全電子数が求められ、様々な研究に用いられる。

LC を使用する場合、LC そのものの波数不確定は整数値ではないが(線形結合の係数が 整数でないため)、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(それらの線形結合の係数が整数であるため、線形結 合をとったのちも波数不確定性は整数である)。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。

L1、L2の搬送波位相を長さ(m)の単位で表して、電離圏補正済み観測量LC(m)を

$$LC = f_1^2 / (f_1^2 - f_2^2) L1 - f_2^2 / (f_1^2 - f_2^2) L2$$
(2.23)

と定義することも多い(Beutler et al., 1989)

2.5.2 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式が作られている。いずれも 衛星の天頂角 z の関数として表される。例えば Saastamoinen (1973) は、対流圏遅延量を

$$\Delta_{\text{trop}} = 0.002277/\cos z \left[P + (1255/T + 0.05) e^{-\tan^2 z} \right]$$
(2.24)

20

で与えている。単位は[m]。ただし、

z:衛星の天頂角

- P:気圧 [hPa]
- T:気温 [K]
- e: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 GNSS 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、そこそこに良い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標準的な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マッピング関数として与え、天頂方向の遅延量 を GNSS データ自体から推定することがある。本研究ではそのようにして求められた天頂 遅延をそもそもの観測量としている。

3. 可降水量の推定

この章では、GNSS の観測による大気遅延データから、可降水量(PWV, Precipitable WaterVapor)を推定する原理を「気象研究ノート」第 192 号第 2 章 (大谷・内藤, 1998)の 記述を参考に説明する。

一般に大気遅延は、電離圏(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 に分けられる。電離圏による遅延は、マイクロ波に対する電離圏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。 こうした特性が遅延による水蒸気量の測定を効果的なものにしている一つの理由である。 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(後述の静水圧遅延 hydrostatic delay)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、遅延全体から その分を差し引くことによって水蒸気のみによって生じる遅延量(湿潤遅延 wet delay)を 分離することができる。

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

$$L = \int_{S} nds$$

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、

$$\Delta L = \int_{S} nds - G = \int_{S} (n-1)ds + [S-G]$$
(3.1)

とあらわせる。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、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=G となり、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搬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 度以下の 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 遅延がほとんどを占める(Ichikawa et al., 1995)。一般に精密測位を目的とする GNSS 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 度以上 の衛星のみを観測対象とすることが多い。そのため、GNSS 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、乾燥大気の分圧、水蒸気の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(Thayer, 1974)。

$$10^{6}[n-1] = k_1 \left(\frac{P_d}{T}\right) Z_d^{-1} + k_2 \left(\frac{P_v}{T}\right) Z_v^{-1} + k_3 \left(\frac{P_v}{T^2}\right) Z_v^{-1}$$
(3.2)

ここで、

T:気温 [K] P_d:乾燥大気の分圧 [hPa] P_v:水蒸気の分圧 [hPa] Z_d:乾燥大気の圧縮率 Z_v:水蒸気の圧縮率

である。2 つの Z が示す圧縮率は、理想気体からのずれを表すパラメータである。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。水蒸気の質量が大気中 に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 きく影響してくる。k₁、k₂、k₃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規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、GNSS 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。ここでは、Boudouris (1963) になら い、

$$\begin{split} &k_1{=}77.60{\pm}0.08~[K/hPa] \\ &k_2{=}71.98{\pm}10.82~[K/hPa] \\ &k_3{=}(3.754{\pm}0.036){\times}10^5~[K^2/hPa] \end{split}$$

とする。天頂方向における大気遅延を考えると、(3.1)、(3.2)式及び状態方程式から次式 を得る。

$$\Delta L_{Zenith} = 10^{-6} \left[\int_{Zenith} k_1 \frac{R}{m_d} \rho dz + k_2' \int_{Zenith} \left(\frac{P_v}{T}\right) Z_v^{-1} dz + k_3 \int_{Zenith} \left(\frac{P_v}{T^2}\right) Z_v^{-1} dz \right] \quad (3.3)$$

$$k_2' \equiv (k_2 - k_1 \frac{m_v}{m_d})$$

ここで、

ρ:水蒸気も含めた大気の密度
 m_d=28.9644 [kg/kmol]:乾燥大気の分子量
 m_v=18.0152 [kg/kmol]:水蒸気の分子量
 R=8314.34 [J/kmol K]:普遍気体定数

である。(3.3)式の右辺第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に起因する遅延量であ る。

ここで、(3.3) 式右辺第1項をZHD(天頂静水圧遅延 Zenith Hydrostatic Delay)とお き、高さをz、気圧をPとし、静水圧平衡

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

を仮定すれば、

$$ZHD = 10^{-6} k_1 \frac{R}{m_d g_m} P_0 \tag{3.4}$$

となる。ただし、P₀は地上気圧で、g_mは

$$g_m = \frac{\int \rho(z)g(z)dz}{\int \rho(z)dz}$$
(3.5)

で与えられる。更に、(3.5)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

$$ZHD = (2.2779 \pm 0.0024) \frac{P_0}{f(\varphi, H)}$$
(3.6)
$$f(\varphi, H) = (1 - 0.00266 \cos 2\varphi - 0.00028H)$$

と表すことができる (Elgered et al., 1991)。ここで $f(\varphi, \mathbf{H})$ は観測局の緯度 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(3.3)式の右辺第1項 と、水蒸気と気温による(3.3)式の右辺第2・3項とに分けられることがわかる。前者は 天頂静水圧遅延(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、このように地上における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(PWV)と次のような関係があることが分かる(Askne and Nordius, 1987)。

$$ZWD = 10^{-6} \left[k_2' \int_{Zenith} \left(\frac{P_v}{T}\right) Z_v^{-1} dz + k_3 \int_{Zenith} \left(\frac{P_v}{T^2}\right) Z_v^{-1} dz \right]$$
$$= 10^{-6} R_v \left(k_2' + k_3 \frac{\int_{Zenith} \frac{P_v}{T^2} dz}{\int_{Zenith} \frac{P_v}{T} dz} \right) \times \int_{Zenith} \frac{P_v}{R_v T} Z_v^{-1} dz$$
$$= \Pi^{-1} \times PWV$$
(3.7)

ここで、

$$\Pi = \frac{10^{5}}{R_{\nu}(k_{2}' + \frac{k_{3}}{T_{m}})}$$

$$T_{m} = \frac{\int \frac{P_{\nu}}{T} dz}{\int \frac{P_{\nu}}{T^{2}} dz}$$
(3.8)

と定義される。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 3.1)。

GNSS による解析からはトータルとしての大気遅延量が推定できる(全天頂遅延 Zenith Total Delay ZTD)。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 GNSS 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 (3.7)式を用いて変換すれば、観測局上空の可降水量が求められることになる。



図 3.1: VLBI で求められた 1981 年から 1984 年までの三年間の天頂湿潤遅延(左)、天頂 静水圧遅延(右)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)。変動は左が大きいが、絶対量は右が大きいことに注 意。

4. 大気遅延勾配推定の原理

日本において、大気遅延勾配(Atmospheric delay gradient)は国土地理院の GEONET (GNSS Earth Observation Network)が平成 21 年から新しい解析戦略(第4版)を運用開始 し、初めて大気遅延勾配の推定が導入された。本章では、初めて大気遅延勾配の議論が行わ れた論文"Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations"(D. S. MacMillan, 1995)と、「気象研究ノート」第192号第3章(市川・田中, 1998)に基づきな がら、大気遅延勾配推定の原理を説明する。

4.1 マッピング関数

宇宙測地技術において従来取られてきた大気遅延推定法は、天頂方向の正確な遅延推定 と"マッピング関数 (Mapping function)"と呼ばれる遅延の仰角依存性を表す大気モデルに 基づく。

そもそもマッピング関数は、人工衛星の軌道追跡を精度良く行う目的で 1970 年代当初に 開発され、実用に供されるようになった。大気構造を方位による変化がなく無限に水平一様 と仮定すれば、電波源の方向の大気遅延、すなわち視線方向の大気遅延は、天頂遅延にその 時の仰角 εの正弦の逆数、すなわち (1/sin(ε))を乗じることで一次近似的に得ることがで きる (図 4.1)。



図 4.1: 視線方向の遅延量と天頂全遅延量 ZTD の関係を表した模式図。大気が水平一様であると仮定したとき、ZTD とマッピング関数 1/sin(ε)を用いて、視線方向の大気遅延量(Slant Path Delay)は、ZTD/sin(ε)で一次近似的に求められる。

仰角 10 度以上の電波源を観測対象とする限りは、遅延の長さで 10 cm 以下、曲率の角度で
5 分以下の精度が確保され、当時の要求精度から考えればこの仮定は十分なものであった。
その後、金星や火星などの惑星探査が行われるようになり、こうした探査船の追跡を行う
上でより低仰角の観測が要求されるようになってきた。低仰角観測では、マイクロ波が大気
中でより長い経路をたどるため、伝搬経路が曲がる(視線に曲率が生じる)影響が大きくな
る。その結果、曲率の効果による遅延が指数関数的に増大する。しかも、地表が水平ではな
く曲率をもっていることの影響も無視できなくなる。そこで、単純な「仰角の正弦の逆数」
ではなく、下記の(4.1)式のように分母を連分数で拡張したマッピング関数が提唱された。

$$m(\varepsilon) = \frac{1}{\sin \varepsilon + \frac{a}{\sin \varepsilon + \frac{b}{\sin \varepsilon + c}}}$$
(4.1)

この形で開発された最初のマッピング関数が、Marini (1972) によるマッピング関数であ る。以後、多くのマッピング関数がこの形を基本型として開発された。各項の係数(a、b、 c) は、球対称大気モデルから得られる屈折率プロファイルに基づき Snell の法則に従って 逐次屈折角を計算する波線追跡法 (ray tracing) を用いて求めた大気遅延とマッピング関数 とを比較し、双方が一致するように最小二乗法を用いて決められる (Davis et al., 1985)。し たがって、マッピング関数、波線追跡法のそれぞれによって得られた大気遅延の差の大きさ が、マッピング関数の適用範囲、すなわち推定精度を示すことになる。その後マッピング関 数は新しいものが提案されてきたが、現在良く用いられているものとして Niell (1996)によ る NMF (New Mapping Function), Boehm et al. (2006)による GMF (Global Mapping Function)など様々なものがある。これらは推定する対象(湿潤遅延、静水圧遅延、全遅延) によって使い分けられており、表 4.1 にそれぞれの特徴と推定に用いるパラメータをまとめ たものを示す。

マッドング間粉	出典	最低仰角(度)	推定に必要なパラメータ		
			静水圧遅延量	湿潤遅延量	
CfA 2.2	Davis et al. [1985]	5	P, e, T, β, h_t	—	
Ifadis	Ifadis [1986]	2	$P, T, e^{1/2}$	$P, T, e^{1/2}$	
MTT	Herring [1992]	3	Τ, λ, Η	Τ, λ, Η	
NMF	Niell [1996]	3	DOY, λ, Η	λ	
Lanyi	Lanyi [1984]	6	T, H_i, h_i, β (全遅延量)		

表 4.1:GNSS の解析ソフトに組み込まれている主なマッピング関数と大気遅延の推定に用 いられているパラメータ

(P:地上気圧、e:地上水蒸気分圧、T:地上気温、β:温度減率、h_t:対流圏界面の高度、

h_i: 逆転層上限の高度、*λ*: 緯度、*H*: 観測点のジオイド高、*DOY*: 通算日)

4.2 大気遅延の方位異方性

GNSS は距離を隔てた 2 地点のアンテナで電波を受信し、その位相差を観測量とするため、各々のアンテナ周辺での大気構造の相違が誤差源として影響する。 気象学的には大気の空間構造は一様ではないため、この影響の度合いは大気変動の空間スケールに依存する。

より詳細な地殻変動の進行を検知するために必要とされる 1~数時間の時間分解能での 観測や上下方向の測位精度向上のために推奨される低仰角観測で mm の測位精度を 3 次元 的に達成する上では球対称大気の仮定は大きな障害となる。これらの観測では、数時間程度 で変動するメソスケール、あるいはローカルスケール現象による大気の非一様性が上下成 分のみならず、水平成分にも系統誤差を与える恐れがある。また、こうした現象は 24 時間 観測においてもランダム誤差を増大させる要因となりうる。

大気の非一様性を単純な平面勾配で近似すると、視線方向の遅延量 SPD (Slant Path Delay)の内、大気遅延勾配による影響Δτは MacMillan (1995)によって以下のようにモデル 化されている。

$$\Delta \tau = m(\varepsilon) \cot \varepsilon \left[G_N \cos \phi + G_E \sin \phi \right]$$
(4.2)

ここで、 ε は仰角、 ϕ は方位角である。 $m(\varepsilon)$ が球対称大気モデルのマッピング関数である。 これを求める手順としては、まず平面近似された大気勾配の大きさと向きをベクトル Gで 表す。上式で、Gの南北成分が G_N 、東西成分が G_E となる。次に電波の到来方向 ϕ の単位 ベクトルを考慮して大気遅延の水平勾配の強度と方位を表す量を求める。即ち、Gと電波到 来方向の単位ベクトルとの内積をとることになる。この内積に乗じられている cot ε は、仰 角が減少するにしたがって水平方向の伝搬経路が長くなる結果、水平勾配の強度が強調さ れる効果を考慮した項であり、天頂遅延量における大気遅延勾配の影響の大きさを表すも のである。これに $m(\varepsilon)$ をかけることで、視線方向の遅延量の大気遅延勾配の影響の大きさを表すも のである。これに $m(\varepsilon)$ をかけることで、視線方向の遅延量の大気遅延勾配の影響の大きさ となる。見方を変えると、最も単純なマッピング関数である $1/\sin\varepsilon \varepsilon c$ で微分したものが (4.2)式の $m(\varepsilon)$ cot ε であり、大気がその構造を保ちつつ全体にわずかに傾いたという仮定と 等価であることがわかる。ここで、本来は cot ε に含まれる ε の大きさは、大気の非一様性 を考慮したときの仰角 ε 'を用いるべきである。しかしながら、双方の差($\varepsilon - \varepsilon$ ')は仰角 5 度でも 0.03 度程度に過ぎないため、近似的に ε が使用されている(Davis et al., 1993)。図 4.2 にこれらの関係を模式的に表した図を示す。



図 4.2:大気遅延勾配を推定したときと推定していない時の視線方向の遅延量の違いを表 した模式図。

よって、大気遅延勾配を推定したときの仰角 ε、方位角 φ の視線方向の遅延量 SPD は、

$$SPD(\varepsilon, \varphi) = ZTD * m(\varepsilon) + \Delta \tau$$

= m(\varepsilon) * [ZTD + cot \varepsilon (G_N \cos \varphi + G_E \sin \varphi)] + \mu (4.3)

と表せる。ただし、μは残留位相で、より複雑な大気の構造に起因する位相の誤差を表す。

4.3 大気遅延勾配の物理的解釈

(4.3) 式のcot *ɛ*がマッピング関数を微分したものであると考えると、(4.3) 式は、

$$SPD(\varepsilon,\varphi) = m(\varepsilon) * ZTD + \frac{\partial m(\varepsilon)}{\partial \varepsilon} * (G_N \cos \varphi + G_E \sin \varphi) + \mu$$
(4.4)

と表すことができる。このとき、大気がその構造を保ちつつ全体にわずかに傾いたという仮 定を用いると、大気の傾きθを用いて

$$m(\varepsilon) * ZTD + \frac{\partial m(\varepsilon)}{\partial \varepsilon} * (\mathbf{G} \cdot \mathbf{t}) = m(\varepsilon - \theta) * ZTD$$
(4.5)

の関係が成り立つ。なお、G, tはそれぞれ大気遅延勾配ベクトルと衛星の視線方向の方向ベクトルである。 $\theta \ll \epsilon$ と仮定すると、(4.5)式より

$$\theta = \frac{G \cdot t}{ZTD} \tag{4.6}$$

となり、大気遅延勾配ベクトル Gを天頂遅延 ZTD で割ったものは大気鉛直線の準拠楕円 体垂線からの傾きとなることがわかる (図 4.3)。



図 4.3:大気遅延勾配と ZTD の空間変化率の関係を表した模式図。

その傾きに局間の距離 dを掛けたものが遅延をもたらす層の厚さの差 Δh となる((4.7) 式)。

$$\Delta h = \frac{G}{ZTD} * d \tag{4.7}$$

一方、ZTD の空間的な変化率は、 Δh と水蒸気層の厚さすなわち水蒸気のスケールハイト hの比の値とZTD の積を dで割ったものである((4.8) 式)。

$$\frac{\partial ZTD}{\partial d} = \frac{\Delta h}{h} * \frac{ZTD}{d}$$
(4.8)

31

よって(4.7)、(4.8) 式より大気遅延勾配 *G*と天頂遅延量の水平方向の空間変化率(その 南北成分と東西成分を*∂ZTD/∂n、∂ZTD/∂e*とする)に次式(4.9)のような比例関係がある ことが導かれる(日置, 1999)。

$$\boldsymbol{G} = (G_N, G_E) = h * \left(\frac{\partial ZTD}{\partial n}, \frac{\partial ZTD}{\partial e}\right)$$
(4.9)

なお、静水圧遅延の地域差に起因する勾配も考えられるが、水蒸気によるものと比べて一般 に小さく変化もゆっくりであるため、無視できるものとしている。

4.4 パラメータの推定

GNSS の観測には、整数値バイアスを確定するのに十分な数のデータを取得するために、 1時間から数時間にわたって同時に複数の GNSS 測量機を用いて観測を行っており、この 一連の観測をセッションと呼ぶ。天頂遅延や大気遅延勾配は、セッション毎の観測データに 基づいて算出しているため、時間変化する大気関係のパラメータは数時間毎に時間で区切 って推定されている。国土地理院の GEONET によって平成 21 年に運用が開始された定常 解析第4版では、セッションの時間と IGS による GNSS 衛星の軌道情報(暦)の異なる組 み合わせで迅速解(Q3)、速報解(R3)、最終解(F3)の3種類の解を算出しており(中川 他, 2009)、一般的に解が算出されるまでの時間が長いものほど高精度になる。表 4.2 にこ れらの解の違いをまとめたものを示す。

	最終解 (F3)	速報解(R3)	迅速解(Q3)
暦	IGS 最終暦	IGS 速報暦	IGS 超速報暦
セッション	24 時間	24 時間	6 時間
頻度	1週間分を1週間毎	翌々日、1日毎	3時間毎
固定点座標	周辺の IGS 点より	あらかじめ与えられ	あらかじめ与えられ
	解析ごとに取付	た値	た値
電離層高次項の補正	2次の項を補正	行わない	行わない

表 4.2: 定常解析の種類(GEONET 解析戦略第 4 版)(中川他, 2009)

なお、一般に大気遅延勾配よりも天頂遅延の方が推定時間の区切りが細かく、GEONET の F3 解では天頂遅延は観測局ごとに 3 時間に 1 回、区分的線形関数として、大気遅延勾配は 1 日に 1 回、線形関数として推定している。

5. 解析手法

5.1 大気遅延勾配データ

大気遅延勾配データはマサチューセッツ工科大学で開発された解析ソフトウェア GAMIT を用いた IGS 超速報暦での解析解(以下、GAMIT 解)と、国土地理院の運用する GEONET の定常解析第 4 版においてスイス・ベルン大学で開発された解析ソフトウェア Bernese Ver 5.0 を用いて得た IGS 最終暦での最終解(以下、F3 解)を入手し、それらに含 まれている大気遅延勾配推定値をデータとして用いた。

F3 解では、大気遅延勾配を 1 日毎に線形関数として 1 つの値で推定している(中川他, 2009)。しかし、GEONET が一般へ公開している測位解は F3 解のみのため、一日の中での 変動等、より細かい時間スケールでの変動はわからない。そのため、より細かい大気遅延勾 配の動きを見るために東京大学の島田誠一博士より GAMIT 解を提供して頂いた。GAMIT 解は大気遅延勾配を 4 時間毎に 1 日 7 個 (00, 04, 08, 12, 16, 20, 24UTC)の値で区分線形 関数として推定している。

日本国内には現在約 1300 点の GNSS 固定観測点が存在するが、その内データ欠損等でデ ータが使用できない観測点を除き、F3 解は約 1000 点、GAMIT 解は約 1200 点の観測点に おける大気遅延勾配データを入手した。また、F3 解は日本国内で GNSS 観測を開始した 1996 年から 20 年以上のデータがあるが、各観測点における大気遅延勾配の南北成分、東西 成分をそれぞれ時系列にプロットしてみると、観測点毎に 2~3 回程度、南北・東西成分で 同じタイミングで不自然なデータのジャンプが見られた(図 5.1)。



図 5.1:北海道函館市 940022 局で推定した F3 解における大気遅延勾配の南北成分(上) と東西成分(下)。横軸は時間[年]、縦軸は遅延勾配の大きさ[mm]。
この時期を調べてみると、各観測点のアンテナ交換の時期と一致していることがわかっ た。よってこのデータのジャンプはアンテナ交換イベントによるものと判断した。このよう なジャンプは観測点のほぼ全ての局で見られるが、一般的にアンテナ交換を重ねるたびに 勾配の値が0に近づいているように見える。これは、アンテナが改良されて偽の勾配(たと えば位相中心に方位依存性があれば大気遅延勾配に漏れ込む)が出ないようになってきた ためであると考えられる。そのため、これ以降のF3 解による解析結果はそれぞれの局の最 近のアンテナ交換(2012年頃)以降のデータを用いている。また、GAMIT 解は 2008年4 月以降の解析解が存在するが、上記を踏まえて 2012年以降のデータを使用している。

また、大気遅延勾配推定の際に用いられたマッピング関数は、F3 解は式(5.1)に示す NMF (New Mapping Function) (Niell, 1996) が用いられている。

$$m_{F3}(\varepsilon) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\sin \varepsilon + \frac{a}{\sin \varepsilon + c}}$$
(5.1)

なお、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(ε)から評価した。よって、SPD における 大気遅延勾配による影響Δτは式(4.2)より、

$$\Delta \tau = m_{F3}(\varepsilon) \cdot \cot \varepsilon \cdot (G_N \cos \phi + G_E \sin \phi)$$
(5.2)

となる。一方で、GAMIT 解における大気遅延勾配に関わるマッピング関数 $m_{GAMIT}(\varepsilon)$ と $\Delta \tau$ は GAMIT Reference Manual 10.6(Chen et al., 2015)において式(5.3)、(5.4)のように 定められている。

$$m_{GAMIT}(\varepsilon) = \frac{1}{\sin\varepsilon \cdot \tan\varepsilon + C}$$
(5.3)

$$\Delta \tau = m_{GAMIT}(\varepsilon) \cdot (G_N \cos \phi + G_E \sin \phi)$$
(5.4)

なお、C は定数で 0.003 と定められている (Chen and Herring, 1997)。なお、天頂付近の遅 延勾配の値は非常に小さいため、勾配の推定値としてファイルに格納されている大気遅延 勾配は、仰角 10°における南北(東西)方向の視線方向の遅延量の差として数値化されて いる (図 5.2)。



図 5.2:GAMIT 解における大気遅延勾配の算出方法を表した模式図。

本研究では、F3 解との比較をする上でわかりやすくするために、式(5.2)を用いて以下 のように F3 解の定義へ近似的に変換して用いている。

$$\boldsymbol{G}_{GAMIT} \approx \Delta \tau_{F3,\varepsilon=10^{\circ}} - \Delta \tau_{F3,\varepsilon=170^{\circ}}$$
$$= \left(m_{F3}(10^{\circ}) + m_{F3}(170^{\circ}) \right) \cdot \cot(10^{\circ}) \cdot \boldsymbol{G}_{F3}$$
(5.5)

 G_{GAMIT} 、 G_{F3} はそれぞれの解における大気遅延勾配ベクトルである。マッピング関数 $m_{F3}(\epsilon)$ を最も簡単な形である1/sin ϵ とすると、

$$\boldsymbol{G}_{GAMIT} \approx \frac{2}{\sin(10^\circ) \cdot \tan(10^\circ)} \boldsymbol{G}_{F3}$$
$$\simeq 65.3 \cdot \boldsymbol{G}_{F3} \tag{5.6}$$

以降の議論における GAMIT 解の大気遅延勾配は、この変換後のデータを用いている。

また、GAMIT 解を用いて大気遅延勾配の日変動を見るにあたり、台風など短時間で起こ る局地的な大気水蒸気への影響を避けるために適当な年と月を指定し、それぞれの時間の 平均値を求めて使っている。図 5.3 に、求めた平均値の大気遅延勾配ベクトルを地図上にプ ロットした例を示す。



図 5.3:2017 年 7 月の午後1時(日本時間)における東北地方の大気遅延勾配ベクトルの 平均値をプロットしたもの。

5.2 天頂遅延データ

第4章3節で述べたように、大気遅延勾配は局ごとに求めた天頂遅延量の水平方向の空 間変化率からも求めることができる。これを用いて全国的にほぼ一様に見られた大気遅延 勾配の恒常的な成分を解析した。天頂遅延データは ZTD 天頂全遅延量として、F3 解では 観測局ごとに3時間に1回、区分線形関数として推定されており(中川他,2009)、GAMIT 解では1時間毎に同様の推定がされている。なお、本研究において、F3 解では連続する8 個のデータを平均して1日毎の値として用い、GAMIT 解においては大気遅延勾配と同様に 適当な年と月を指定し、それぞれの時間の平均値を求めて使っている。図 5.4 に沿岸部の GNSS 点における、GAMIT 解による2017 年7月午後1時の ZTD の平均値を地図上にプ ロットした例を示す。



図 5.4:2017 年 7 月の午後 1 時(日本時間)における海岸付近の GNSS 観測点で推定した GAMIT 解 ZTD 平均値をプロットしたもの。

5.3 地形データ

大気遅延勾配と局地的な地形の勾配との相関関係を検証した。標高モデルは、フランス・ IPGP の Mark Wieczorek 博士がウェブで公開している、標高を球関数で展開した係数で与 えたモデルを用いている。そのモデルを日本測地学会のホームページで公開している斎藤 正徳博士による球関数プログラムを用いて緯度経度 1/80 度のグリッド毎に標高を求め、各 GNSS 観測点の座標における地形勾配を求めた(図 5.5)。なお、標高モデルの球関数の設定 可能な最大次数は 2160 次であるが、今回は 1440 次と 2160 次の二つで計算し、比較して いる。



図 5.5:最大次数 2160 次の球関数を用いて計算した日本周辺の標高モデルとそこから計算 した各 GNSS 観測点の座標における地形勾配ベクトル。

5.4 気象データ

地上気象データは気象庁のホームページより、アメダス(AMeDAS: Automated Meteorological Data Acquisition System)の観測データをダウンロードした。気象データから風データを利用して海岸付近における大気遅延勾配の風による作用を議論した。また海面気圧データを利用して ZHD を計算し、全国的に見える恒常的な南向き成分の成因を議論した。ただし、海面気圧の推定は国内に約 150 か所ある官署のみで行われている。なお、アメダスは各気象データを 1 時間毎に推定しているが、大気遅延勾配と同様に適当な年と月で特定の時刻における平均値を求めて使っている。図 5.6 に、そのようにして求めた平均的な風を、矢印の向きを風が吹いてゆく方向にとって地図上にプロットした例を示す。



図 5.6:2017 年 7 月午後 1 時(日本時間)における東北地方海岸付近にあるアメダス観測 点で観測した風データの平均値。矢印は風が吹いてくる方向ではなく吹いてゆく 向きに表示してある。

6. 解析ソフトウェアの違いによる推定結果の差異

大気遅延勾配の F3 解と GAMIT 解による推定結果にどのような違いが生まれているかを 検証するために、それぞれの解における 1 か月間 (F3 解:1日1つ×31日間、GAMIT 解: 1日7つ×31日間)の平均値を比較した。以下に示す図 6.1-6.4 は、東北地方と中国・四国 地方における 2013~2015年の 1月と7月の大気遅延勾配の平均値を F3 解、GAMIT 解で それぞれ年ごとにプロットしたものである。





図 6.1:各解析ソフトウェアによって推定された東北地方の大気遅延勾配の 2013~2015 年 1月の平均値を年ごとにプロットしたもの。左が F3 解で右が GAMIT 解。



図 6.2:各解析ソフトウェアによって推定された中国・四国地方の大気遅延勾配の 2013~ 2015年1月の平均値を年ごとにプロットしたもの。左が F3 解で右が GAMIT 解。





図 6.3:各解析ソフトウェアによって推定された東北地方の大気遅延勾配の 2013~2015 年 7月の平均値を年ごとにプロットしたもの。左が F3 解で右が GAMIT 解。





図 6.4:各解析ソフトウェアによって推定された中国・四国地方の大気遅延勾配の 2013~ 2015 年7月の平均値を年ごとにプロットしたもの。左が F3 解で右が GAMIT 解。

これらを比較してみると、推定された大気遅延勾配は F3 解と GAMIT 解でかなり異なっ ていることがわかる。まず勾配の大きさが F3 解の方が大きい傾向にある。観測点によるが、 GAMIT 解よりも2 倍以上の大きさになっているものが多い。また、勾配の方向もそれぞれ の解で大きく異なっている。特に顕著であるのが、2015 年 7 月の東北地方北部の大気遅延 勾配で、GAMIT 解では全体的に南方向の成分を持っているのに対し、F3 解では北方向の 成分が強く出ている。また、GAMIT 解は周囲の局の大気遅延勾配との相関が高い傾向にあ るが、F3 解ではほとんどの観測点で近接した点でも方向や大きさにばらつきが大きいよう に見える。

これらの違いが生まれる原因として考えることができるのは、

- (1) 解析ソフトウェアの違い(Bernese or GAMIT)
- (2) マッピング関数の違い(式(5.1)、(5.3)参照)

(3) 暦の違い(IGS 最終暦 or IGS 超速報暦)

(4) 推定方法の違い(線形関数 or 区分線形関数)

等複数挙げることができる。また、本研究において GAMIT 解を式(5.6)を用いて近似的 に変換して用いているのも原因の一つかもしれない。現時点では、これらのソフトウェアの 推定結果のどちらの方がより現実の値に近いと結論付けることはできない。なお、本研究で はより細かい時間間隔で推定されている GAMIT 解を主に使っていくこととし、以降の議 論では特に断りがない限り GAMIT 解を使っているものとする。

一方で、互いのソフトウェアによる計算結果に共通して言えることとして、

- (1) 冬季において全国的に見られる南向き勾配成分
- (2) 夏季において海岸沿いの局で見られる内陸向きの勾配成分

等がある。これらはソフトウェアによらず見られたため、大気遅延勾配の一般的な動態と考えることができ、本研究ではこれらに主に焦点をおいて解析を進めていく。

7. 大気遅延勾配の日変動

7.1 大気遅延勾配の季節による違い

大気遅延勾配の季節による動態の違いを見るために、GAMIT によって推定された季節ご との大気遅延勾配の時間変動を地図上にプロットし比較した。以下の図 7.1 で日本全体の 2017 年冬(1月)、夏(7月)の午前1時、午後1時の大気遅延勾配を、図 7.2-7.5 で東北 地方、中国四国地方における 2017 年冬、夏の各時間の大気遅延勾配を示す。



図 7.1:日本全国における 2017 年1月(上)と7月(下)の午前1時(左)と午後1時(右)

の大気遅延勾配。



図 7.2:東北地方における 2017 年1月の4時間毎の大気遅延勾配。



図 7.3:東北地方における 2017 年 7 月の 4 時間毎の大気遅延勾配。





図 7.4:中国・四国地方における 2017 年1月の4時間毎の大気遅延勾配。



図 7.5:中国・四国地方における 2017 年 7 月の 4 時間毎の大気遅延勾配。

季節によって大気遅延勾配の変動が異なるのは、気温が高い夏季の方が大気中の水蒸気 量が増加し、大規模な水蒸気量の変化が起こるためである。一方で冬季は大気中の水蒸気量 が少なく、水蒸気由来の遅延勾配は小さい。

日変動からわかることとして、冬季は一日を通して全国的に南向きの勾配成分が発達し ている。一方で夏季は地域によって大気遅延勾配の挙動が異なっており、北海道、東北、北 陸地方では一日を通して南向きの勾配があるのに加え、昼間の時間帯は海岸線沿いの大気 遅延勾配が内陸方向に向いていることがわかる。また、それよりも南の地方では、南向きの 成分はあまり見られず、一日を通して海岸線沿いの局では内陸方向の成分が発達している。 この内陸向き成分は夜から昼にかけて増加していき、午後1時にピークを迎え、夜になる につれ次第に減少していく。大気遅延勾配ベクトルの長さの変化は気温の日変動に非常に 似ており、大気遅延勾配の大きさが大気中の水蒸気量の変動をよく反映していることがわ かる。また、勾配の大きさ、方向共に内陸部よりも海岸沿いの方が日変動は大きいように見 える。

南向きの勾配成分に関しては、1日の中であまり大きく変動しないことから、日変動とは 別の成分として次章で取り扱うものとし、本章では大気遅延勾配の日変動を海岸線沿い、内 陸部に分けて解析していく。また、その過程で、大気遅延勾配の南向き成分を除去して日変 動の成分のみを抜き出すために、各時間の大気遅延勾配の値と内陸方向成分の最も少ない

(ほぼ全局で南向きの成分のみになっている)午前1時の値の差を取った。それにより、水 蒸気の日変動による大気遅延勾配のみを抜き出すことができた。図7.6-7.8にその例を示す。



51



図 7.7:東北地方における 2017 年 7 月の大気遅延勾配の午後1時と午前1時の差。



図 7.8:中国・四国地方における 2017 年 7 月の大気遅延勾配の午後1時と午前1時の差。

本章では以降の大気遅延勾配はこのように午後1時の値を午前1時の値からの差として 表したものを用いることとする。

7.2 海岸沿いの大気遅延勾配

海岸線付近の大気遅延勾配が内陸部よりも変動が大きいことから、この変動をもたらす 要素として、(a)海陸境界線の地形的影響、(b)海陸風等の気候的影響等が考えられる。本 節では、これらをそれぞれ海岸線方向との比較、実際の風データとの比較を行って考察して いく。

a) 海岸線との関係

まず、東北地方の海岸線を曲線でモデル化し、その曲線の経度±0.3度の範囲内にある局 の大気遅延勾配を海岸線(曲線モデル)平行方向と垂直方向に変換し、まとめてプロットす ることで海岸線と大気遅延勾配の方向との関係性をみた。なお、経度±0.3度という範囲は、 海風が届く範囲が海岸線から 30-50 km 程度であることから設定した値である。次の図 7.9, 7.10 は、東北地方の海岸線を、日本海側では緯度の二次多項式、太平洋側を五次多項式でモ デル化して1月、7月の大気遅延勾配を時間毎にみたものである。





図 7.9:東北地方における 2017 年 1 月の時間毎の大気遅延勾配と海岸線付近の局の大気遅 延勾配を、縦軸に海岸線(モデル曲線)平行方向、横軸を海岸線垂直方向に変換し てまとめてプロットしたもの。なお、グラフ内の赤いベクトルはそれらの平均値で ある。



図 7.10:東北地方における 2017 年 7 月の時間毎の大気遅延勾配と海岸線付近の局の大気遅

延勾配を、縦軸を海岸線(モデル曲線)平行方向、横軸を海岸線垂直方向に変換し てまとめてプロットしたもの。なお、グラフ内の赤いベクトルはそれらの平均値で ある。

これを見ると、冬季は一日を通してほとんどの大気遅延勾配ベクトルが非常に小さい値 をとっており、水蒸気由来の変動はほとんどないことがわかる。一方で夏季は、どの時間帯 においても多くの局で海岸線の垂直内陸方向へ向いていることがわかる。よって海岸沿い の大気遅延勾配は海岸線、すなわち海陸境界線に関係していることは明らかである。

b)

風との関係

一般的に海よりも陸域で比熱が小さく、気温の日変動が大きくなる。これにより、海陸間 で大気混合層の厚さに差が生じる。相対湿度が一定と仮定すると、気温が温かいほど大気は 水蒸気量を多く含むため、昼間は陸の方がより厚い水蒸気層が生じる。そのため陸向きの大 気遅延勾配が発生すると考えられる。また、これに伴って地表付近では、昼間は海から陸方 向へ海風が、夜間は陸から海方向へ陸風が吹く(図 7.11)。



図 7.11:比熱の違いによって水蒸気層の厚さに海陸で差が生じる。それによって大気遅延 勾配が発生する仕組みを模式的に表した図。

そこで、7月の AMeDAS 点における風向風速データを気象庁のホームページからダウン ロードし、大気遅延勾配と比較を行った。図 7.12 は 2017 年 7 月における海岸線付近の AMeDAS 観測点で観測した風とその範囲 5 km 以内にある直近の GNSS 観測点で観測され た大気遅延勾配を地図上にプロットし、風向きと大気遅延勾配ベクトルの方向を比較した ものである。





図 7.12:2017 年 7 月における海岸線付近の AMeDAS 観測点で観測した風と、その周囲 5 km 以内にある GNSS 観測点で観測された大気遅延勾配を、同じ地図上に時間毎に プロットしたもの。風のベクトルは風が吹いてゆく方向に矢印を表示する。日本海 に表示した赤矢印は風の向き(青矢印)を上にとったときの大気遅延勾配の向き。 緑の矢印はそれらの平均を示す。

これらをみると、やはり海風が強くなるに従って大気遅延勾配の内陸向き成分も強くな るように見える。また、特に海風が強くなる午後1時には、多少のばらつきがあるものの、 ほとんどの点で風の吹く方向の±90度の範囲内に大気遅延勾配ベクトルが向いている。さ らに条件を絞り、風速が2.0 m/s以上の点のみ抜き出すと(図7.13)、その傾向がより顕著 になる。よって、大気遅延勾配は風の吹く方向とその強さに依存することがわかる。



図 7.13:2017 年 7 月午後 1 時における海岸線付近の AMeDAS 観測点で、風速 2.0 m/s 以 上を観測した風とその範囲 5 km 以内にある GNSS 観測点で観測した大気遅延勾 配を比較したもの。風のベクトルの矢印は吹く方向に取る。日本海に表示したベク トルは図 7.12 と同じ。

ここで注目すべき点は、夜間には陸から海方向への陸風が吹いているにも関わらず、大気 遅延勾配は海へ向いていないことである。陸風が発達する午前1時、5時における午前1時 との差でないそのままの大気遅延勾配データと比較をしてみても(図7.14)、ほとんどの局 で陸風に伴って海に向く大気遅延勾配は見られない。



図 7.14:2017 年 7 月の午前 1 時、午前 5 時における海岸線付近の AMeDAS 観測点で観測 した風とその半径 5 km 以内にある GNSS 観測点で観測した大気遅延勾配を地図 上で比較したもの。なお、大気遅延勾配は午前 1 時との差ではなく観測された勾配 そのままである。

仮に海陸間での大気混合層の厚さの差のみによって大気遅延勾配が発生しているのであ れば、夜間には陸から海方向への大気遅延勾配が発生するはずである。この海方向への遅延 勾配が発生しない理由として、大気遅延勾配は地形勾配への依存もあるという点が推測さ れる。次はこれを検証してみた。以下の図 7.15-7.22 は上記の観測点から数点ピックアップ し、そこで観測した大気遅延勾配と風を横軸を時間にとって時系列にしたグラフと、観測点 の位置関係をグーグルマップ上に表した図である。



図 7.15:北海道浦幌町の大気遅延勾配と風の時系列と観測局の位置関係。時系列グラフは 上が大気遅延勾配で下が風データ。海風が強い時刻にも大気遅延勾配は小さいま まである。



図 7.16:青森県青森市の大気遅延勾配と風の時系列と観測局の位置関係。海風が強くなる に従って海岸線に垂直で陸向きの大気遅延勾配が成長する。



図 7.17:秋田県にかほ市の大気遅延勾配と風の時系列と観測局の位置関係。これも図 7.16 と同様に風の強さと陸向き大気遅延勾配の強さの相関が顕著であるが、両者の向 きは 40 度ほどずれている。



図 7.18:新潟県上越市大潟町の大気遅延勾配と風の時系列と観測局の位置関係。この例で は海風は顕著だがそれに伴う大気遅延勾配の発達は見られない。



図 7.19:静岡県静岡市清水区の大気遅延勾配と風の時系列と観測局の位置関係。海風に伴って大気遅延勾配も大きくなるがその方向は 45 度程度ずれている。



図 7.20:島根県松江市の大気遅延勾配と風の時系列と観測局の位置関係。昼間の海風は顕 著で、それに伴う大気遅延勾配の発達も顕著だが、それらの向きは 90 度近くず れている。



図 7.21:徳島県海陽町の大気遅延勾配と風の時系列と観測局の位置関係。海風と陸向き大 気遅延勾配は大きさの相関、向きの一致度ともに顕著である。



図 7.22:大分県佐伯市の大気遅延勾配と風の時系列と観測局の位置関係。この例も図 7.21 と同様である。

時系列は、どの図でも上が大気遅延勾配で下が風のデータになっており、それぞれその時 点でのベクトル(図上方を北にとっている)と、その大きさを示している。また、大気遅延 勾配は2種類のデータが重ねてプロットされているが、色の薄い方(灰色のベクトル、薄赤 の点)がそのままのデータ、濃い方(黒いベクトル、赤の点)が午前1時との差をとったも のである。観測局の位置関係を示す図には、午後1時時点の大気遅延勾配と風のベクトル をプロットしている。

青森市(図 7.16)、海陽町(図 7.21)、佐伯市(図 7.22)のデータを見ると、昼間に海風が 強くなるに従い、大気遅延勾配も同じ方向へ強くなっている様子が伺える。しかし、にかほ 市(図7.17)、清水区(図7.19)、松江市(図7.20)では、海風の方向とは異なった方向へ 大気遅延勾配が発達している。この違いは、風の吹く方向と地形勾配にある。前者は風が海 岸線に対して垂直な地形の最大勾配方向へ吹いている。一方で後者は、風が谷線に沿った方 向や山を避ける方向に吹いている。しかし、大気遅延勾配はどちらも地形最大勾配方向へ向 いているように見える。このことから、大気遅延勾配の大きさは風の強さに依存するが、そ の方向は風の方向そのものから地形最大勾配方向にひきずられる傾向にあることが言える。

次に、浦幌町(図 7.15)と大潟町(図 7.18)のデータを見てみると、昼間の海風はある 程度の強さを持って吹いているにも関わらず、大気遅延勾配はほとんど発生していないよ うに見える。この 2 地点は、観測局の周辺の地形が海岸平野となっている点が共通してお り、地形に大きな起伏がない場所では、風が強く吹いても大気遅延勾配はあまり大きくなら ないことを示唆している。また、前述した夜間の陸風によって陸から海方向への大気遅延勾 配が発生しない理由も、海域が平坦である点が重要だと思われる。地形勾配によって大気が 持ち上がる等、地形による大気の上向きの流れが発生しなければ、大気遅延勾配は発生しに くいということが言える。

7.3 内陸部の大気遅延勾配

海風は海岸線から 30-50 km 程度の距離までしか届かないため、それよりも内陸の地域で は海風の影響をほぼ受けない。そのため、内陸部に見られる大気遅延勾配には別の要素の影 響が考えられる。観測された内陸部の大気遅延勾配は、海岸付近ほど日変動は大きくなく、 また、近傍の局でも方向が大きく異なることも多い。内陸部の大気遅延勾配をもたらす要因 として、地形がまず考えられる。この章では、内陸部の大気遅延勾配と、球関数で表現され た地形モデル(M. Wieczorek, IPGP)を用いて計算したその局における地形勾配ベクトルを 比較し、その方向の相関を議論する。以下の図 7.23, 7.24 はそれぞれ標高モデルの最大次数 を球関数の 1440 次、2160 次に設定した 2017 年 7 月の時間毎のデータで、図の左上にまと めてプロットされたベクトルは、それぞれの局における地形の最大勾配方向に対する大気 遅延勾配の方向の関係を示したものである。



図 7.23:球関数で展開された数値標高モデル (provided by Dr. M. Wieczorek, IPGP, France)

の最大次数を1440次とした日本の内陸部における地形最大勾配方向と、四時間毎の大気遅 延勾配の方向の関係。地図の左上にある赤い矢印は地形勾配(上向き)を基準にとった時の 大気遅延勾配の向きで、緑の矢印がそれらの平均を表す。





図 7.24: 図 7.23 と同じだが標高モデルの最大次数を 2160 次とした。

ー見大気遅延勾配と地形勾配の方向には一貫した関係がないように見えるが、個々の地 図の左上に示す地形勾配に対する大気遅延勾配の方向をまとめた図を見ると、大気遅延勾 配の平均値を示す緑色のベクトルは、小さいながらも地形最大勾配方向とほぼ一致してい る。また、午後1時のデータにおいては、大多数の大気遅延勾配ベクトルが、地形最大勾配 方向の±90度の範囲内に存在している。これらから、やはり大気遅延勾配と地形勾配の間 には、弱いながらも確かな相関関係があることが示唆される。

また、標高モデルの次数は高いほど実際の地形に近くなるが、局によっては2160次より も1440次の方がより地形勾配ベクトルと大気遅延勾配ベクトルの方向の一致が良くなって いる。これは、大きな大気の流れは短波長の地形勾配よりも、より長い波長成分を反映して いることがあることを示唆する。

このような、内陸部における大気遅延勾配の地形との弱い相関関係は、山谷風によって生 じていると考えられる。山谷風は地形に依存した風で、谷線に沿って昼間は上昇風、夜間は 下降風となる。その原因は、海陸風と同様に山の斜面や頂上が平野や盆地よりも比熱が小さ いことである。また、山谷風に伴って谷線に垂直な方向に斜面上昇風(夜間は下降風)が吹 くことも多いため、海陸風よりも大気の流れが複雑になり、地形勾配との方位の相関が弱ま っていると考えられる。

8. 大気遅延勾配の恒常的成分

8.1 大気遅延勾配の南向き成分

大気遅延勾配のデータを解析していく過程で、勾配には全国的に南向きの成分が含まれていることが見いだされた。それらは冬季には全国的に1日を通して現れ、夏季には北陸、東北、北海道地方で明瞭に現れた(図 8.1)。これらの南向き勾配の平均値は1月で $G_N^{Average} \approx -0.29 \text{ mm}$ (37°N以北)だった。



図 8.1:2017 年 1 月(左)と7 月(右)の午前 1 時における日本全国の GNSS 局における 大気遅延勾配ベクトル。

気温が高くなるほど大気の飽和水蒸気量が増加し、かつ土壌水分の蒸発や植物の蒸散量 も増加するため、より厚い水蒸気層が発達する。気温には緯度依存性があり、大気遅延量は 一般的に緯度が低いほど大きくなる。よってこの南向き勾配は、温度に起因する ZTD の緯 度依存性によって生じているものと推測される。よって本章では、この南向き勾配を第4章 で示した天頂遅延と大気遅延勾配を関係づける(4.9)式(h は大気のスケールハイト)を用 いて ZTD の水平方向の空間変化率(∂ZTD/∂n および ∂ZTD/∂e)から計算し、実際の大気 遅延勾配の平均値と比較、その妥当性を検証する。

$$\boldsymbol{G} = (G_N, G_E) = h * \left(\frac{\partial ZTD}{\partial n}, \frac{\partial ZTD}{\partial e}\right)$$
(4.9)

大気天頂遅延量は乾燥大気による天頂遅延(ZHD)と水蒸気による天頂遅延(ZWD)の 和であるため、大気遅延勾配(G)も(8.1)式のように乾燥大気による勾配(G^{Dry})と水蒸 気による勾配(G^{Wet})の和で表されると考えられる。

$$\boldsymbol{G} = \boldsymbol{G}^{Dry} + \boldsymbol{G}^{Wet} \tag{8.1}$$

ZHD は (3.6) 式で示すように地上気圧に、ZWD は (3.7) 式で示すように可降水量 PWV に比例することから、(4.9)式に現れるスケールハイトも、それぞれ乾燥大気と水蒸気の値 を用いて計算する必要がある。そのため、(4.9)式を用いて ZTD の水平方向の変化率と単一 のスケールハイトの値のみから大気遅延勾配計算することはできず、ZHD、ZWD それぞれ についてそれぞれのスケールハイトを用いて大気遅延勾配への貢献を計算した上で(8.1)式 のように合計して観測された大気遅延勾配と比較しなければならない。ZHD は AMeDAS の海面気圧データと局の座標から算出できる。しかし (3.8) 式からもわかるように、ZWD を計算するには未知数が多く、容易ではない。そこで今回は ZTD の空間変化率と ZHD の 空間変化率の差を取ることで ZWD の空間変化率とした。

スケールハイトは伊藤(1987)において、乾燥大気については8kmとしている。水蒸気 については天候に依存し、晴天時では2km、高度3kmまでは、雨の場合は3.8kmでしゅ う雨では3km、高度3km以上では、雨としゅう雨の両方で2kmとしている(図8.2)。よ って本研究では乾燥大気(気圧)のスケールハイトを h_{dry} = 8.0km、水蒸気のスケールハイ トを、高度3kmまでの値を使い、しゅう雨を曇りと等価とし、日本の平均的な晴れ、雨、 曇りの割合(6:1:3)から、 h_{wet} = 2.5kmと仮定した。



図 8.2:衛星回線の大気吸収を計算するための大気モデル(伊藤,1987)。本研究ではこれら のデータをもとにして、天頂遅延の空間変化率から大気遅延勾配に換算する場合に用いる スケールハイトを求めた。

1) ZTD の水平方向変化率

GAMIT 解の ZTD データを用いて、緯度によって ZTD 値がどの程度変化するか、すな わち南北方向の ZTD 空間変化率を見た。図 8.3 は 2017 年 1 月と 7 月の午前 1 時に各 GNSS 観測点において観測した ZTD を、大きさによって色を付けて地図上にプロットしたもので ある。なお、ZTD は標高に依存し、標高が高くなるほど値が小さくなるため、その影響を あまり受けない海岸線沿いの局の値のみ用いている。



図 8.3:2017 年 1 月(左)と7 月(右)の午前 1 時に、海岸線付近の GNSS 観測点で観測 された ZTD を、大きさを示す色を付けて地図上にプロットしたものと、それらの ZTD[mm]を縦軸に、緯度[°N]を横軸にとってプロットしたもの。

これをみると、1月のZTDは緯度によらず全国的にほぼ一定の緯度に対する空間変化率 であるが、7月は30-37°N、37-40°N、40-45°Nでそれぞれ空間変化率が異なるように 見える。また、1月、7月に共通して30-37°Nの範囲ではZTD値にばらつきが多く見ら れる。これは、日本列島の走向が37°N付近を境に南側では東西方向へ伸びているため、 単純な緯度の関数として表しきれないためであろう。また、7月における40-45°Nの空間 変化率が小さくなっているのも同様に北海道が東西方向へ広がっているためであると考え
られる。

ここからそれぞれの月における ZTD の南北方向の空間変化を、図 8.3 のグラフを直線近 似してその傾きとして求めると、1 月は∂*ZTD/∂n* ≒ -70 *mm*/1300 *km*、7 月は∂*ZTD/∂n* ≒ -180 *mm*/1500 *km*となった。なお、1 月は日本全域(30-45°N)で、7 月は単純な緯度依 存性を示す北陸以北(37-45°N)の範囲で計算した値である。

2) 乾燥大気による南北勾配

AMeDAS による海面気圧データと(3.6) 式を用いて ZHD を算出し、ZTD 同様に南北 方向の空間変化率をみた。なお、AMeDAS 点のなかでも気圧が観測されている点は限られ ており、国内約 150 カ所の官署のみで行われている。ZHD の計算もそれらの点でのみ計算 した。

$$ZHD = (2.2779 \pm 0.0024) \frac{P_0}{f(\varphi, H)}$$
(3.6)
$$f(\varphi, H) = (1 - 0.00266 \cos 2\varphi - 0.00028H)$$

ここで、 P_0 は海面気圧、 φ は観測点の緯度、Hは観測点の楕円体高[km]であるが、今回は 楕円体高を一律で $H = 0.035 \ km$ として計算した。図 8.4 は 2017 年 1 月と 7 月の午前 1 時に おける各 AMeDAS 観測点(官署)で観測された気圧から計算した ZHD を、その大きさに 応じて色を付けて地図上にプロットしたものである。



図 8.4:2017 年 1 月(左)と7 月(右)の午前 1 時における AMeDAS 観測点(官署)の海

面気圧値から計算した ZHD を、色で示して地図上にプロットしたもの、および ZHD[mm]の値を縦軸、緯度[°N]を横軸にとったグラフ。

ZTD の南北空間変化率は 7 月の方が大きかったのに対し、ZHD の南北変化率は 1 月の 方が大きいことがわかる。すなわち、南北の気圧差は 1 月の方が大きい。また、1 月は ZTD と同様に 30-37°N の範囲で ZHD の値に多少のばらつきが認められるが、7 月の値にはば らつきが少なく、直線的な変化になっている。

ZTD と同様にそれぞれの月における ZHD の南北方向の変化を直線近似してその傾きを 求めると、1月は ∂ ZHD/ ∂ n = -25 mm/1300 km、7月は ∂ ZHD/ ∂ n = -10 mm/1500 kmとな った。そしてこれらと乾燥大気のスケールハイト h_{dry} = 8.0 kmから、乾燥大気によって生じ る大気遅延勾配の南北成分 G_N^{Dry} は、1月は-0.15 mm、7月は-0.05 mm となり、乾燥大気由 来の南向き空間勾配は、1月の方が大きくなる傾向にある。

3) 水蒸気による南北勾配

1) で求めた ZTD の南北空間変化率から、2) で求めた ZHD の南北空間変化率を引いて、 ZWD の南北変化率を間接的に求めてみた。すると、1 月の値は ∂ ZWD/ $\partial n = -45$ mm/1300 km、7 月の値は ∂ ZWD/ $\partial n = -170$ mm/1500 kmとなった。これらの ZWD 空間勾配と水蒸気のスケールハイト $h_{wet} = 2.5$ km をくみあわせると、水蒸気によって生じる 大気遅延勾配の南北成分 G_N^{Wet} は、1 月は-0.09 mm、7 月は-0.28 mm となる。水蒸気由来の 定常的な南向き勾配は7 月の方が1 月よりも3 倍ほど大きいことがわかる。以下の表 8.1 に ここまでの計算をまとめたものを示す。

		1月			7 月		
		ZTD	ZHD	ZWD	ZTD	ZHD	ZWD
スケールハイト (km)		-	8.0	2.5	-	8.0	2.5
南北方向 (N-S)	空間勾配 (mm/km)	-70/1300	-25/1300	-45/1300	-180/1500	-10/1500	-170/1500
	G_N (mm)	-	-0.15	-0.09	-	-0.05	-0.28

表 8.1:乾燥大気と水蒸気による天頂大気遅延量の南北方向の空間勾配と、それらの値と スケールハイトを組み合わせて算出した大気遅延勾配の値

4) 大気遅延勾配の南向き成分の成因

(8.1) 式より、ZTD の緯度依存性による南北空間変化に伴って生じる、大気遅延勾配の 定常的な南北成分 G_N は、1月は-0.24 mm、7月は-0.33 mm と推定され、実際の大気遅延勾 配の南北成分の平均値 $G_N^{Average}$ (1月:-0.26 mm (日本全体)、7月:-0.29 mm (37°N以 北))とほぼ一致した結果を得ることができた。これは大気遅延勾配の恒常的な南向き成分 がZTD の緯度依存性によって生じるという説を裏付ける結果となった。

また、ここで注目すべき点は、1月、7月それぞれにおける南向き勾配を構成する乾燥大 気、水蒸気成分の割合である。1月の勾配は乾燥大気成分と水蒸気成分が約5:3の割合で乾 燥大気成分の貢献が比較的多いが、7月は約1:6となっており、水蒸気成分による遅延勾配 が大部分を占める。よって、冬と夏で南向き成分は一見同じもののように見えるが、冬は乾 燥大気に、夏は水蒸気に主に支配されており、季節によってその主な原因は異なっていると 言うことができる。

8.2 天頂大気遅延量の東西方向の水平変化率

1月、7月の30-37°Nと7月の40-45°Nにおける天頂大気遅延の水平空間変化から、 それらの地域で日本の国土が東西に幅を持っており、天頂大気遅延の水平変化が単に緯度 方向の変化だけでなく経度依存性を含む複雑な地域性を持つ可能性を示した。ここでは、 ZTDの東西方向の空間変化から、恒常的な大気遅延勾配の東西成分がどれほどの大きさに なるか検証する。

なお、対象とする範囲は国土が東西に延びる 128-140°E で、2017年1月、7月の午前1時における東西勾配の平均値は1月で $G_E^{Average} \approx -0.05 \text{ mm}、7月で<math>G_E^{Average} \approx -0.08 \text{ mm}$ だった。図 8.5、8.6中の左上の部分に、それぞれ図 8.3、8.4 における左上の図の横軸を緯度から経度に変えてプロットした図に差し替えてある。



図 8.5:2017 年 1 月(左)と 7 月(右)の午前 1 時に海岸線付近の GNSS 観測点において 観測した ZTD を、その大きさによって色付けして地図上にプロットしたもの。左 上に示した図で、ZTD 値[mm]を縦軸に、経度[°E] を横軸にとって示した。



図 8.6: 2017 年 1 月(左)と7 月(右)の午前 1 時に海岸線付近の GNSS 観測点において 観測した ZHD を、その大きさによって色付けして地図上にプロットしたもの。左 上に示した図で、ZHD 値[mm]を縦軸に、経度[°E] を横軸にとって示した。

これらから、南北勾配と同様に ZTD と ZHD の東西方向変化率を求めると、1 月は ∂ ZTD/ $\partial e = -40 \text{ mm}/900 \text{ km}$ 、 ∂ ZHD/ $\partial e = -20 \text{ mm}/900 \text{ km}$ 、 7 月 は ∂ ZTD/ $\partial e =$ -30 mm/900 km、 ∂ ZHD/ $\partial e = -5$ mm/900 kmとなった。さらにそれぞれの月で ZTD と ZHD の変化率の差を取って ZWD の東西方向の空間変化率を求めると、1 月は ∂ ZWD/ $\partial e = -20$ mm/900 km、7 月は ∂ ZWD/ $\partial e = -25$ mm/900 kmとなった。これらをスケールハイト $h_{dry} = 8.0$ km、 $h_{wet} = 2.5$ kmと併せると、大気遅延勾配の東西成分 G_E^{Dry} 、 G_E^{Wet} は、1 月で $G_E^{Dry} = -0.18$ mm、 $G_E^{Wet} = -0.06$ mm、7 月で $G_E^{Dry} = -0.04$ mm、 $G_E^{Wet} = -0.07$ mmとなった。以下の表 8.2 にこれまでの計算をまとめたものを示す。

		1月			7 月		
		ZTD	ZHD	ZWD	ZTD	ZHD	ZWD
スケールハイト (km)		-	8.0	2.5	-	8.0	2.5
東西方向 (E-W)	空間勾配 (mm/km)	-40/900	-20/900	-20/900	-30/900	-5/900	-25/900
	G_E (mm)	-	-0.18	-0.06	-	-0.04	-0.07

表 8.2:各遅延量における東西方向の空間勾配とそこから算出した大気遅延勾配

(8.1) 式より、ZTD の緯度依存性によって生じる大気遅延勾配の東西成分 G_E は、1月は -0.24 mm、7月は-0.11 mm となり、実際の大気遅延勾配の南北成分の平均値 $G_E^{Average}$ (1 月:-0.05 mm、7月:-0.08 mm) よりも値が大きくなっていた。7月はある程度一致して いると言っても差し支えないほどの差であるが、1月は明らかに大きさが異なる。冬季の気 圧配置を示す西高東低という言葉があるように、日本周辺の冬季の気圧配置は東西方向に 勾配が出やすく、実際に ZHD の空間勾配から導いた東西の乾燥大気遅延勾配は $G_E^{Dry} =$ -0.18 mmと比較的大きくなっていることからも、理論上はもう少し西向きの勾配が出てい てもいいはずである。しかし実際の大気遅延勾配の平均値にみられる東西成分は予想外に 小さなものであった。この原因は最終的に良くわからなかった。

9. 結論

本研究は、おもに解析ソフトウェア GAMIT によって推定された大気遅延勾配データか ら、大気遅延勾配の時間変動の解析を行った。特に 2017 年 1 月と 7 月の時間毎(01,05,09, 13,17,21 JST)の平均値に注目し、大気遅延勾配の日変動を調べた。その結果、大気遅延 勾配は主に(1)1日の中で変動する成分と、(2)全国的に見られる恒常的な南向き成分で 構成されていることがわかった。

(1)は、特に夏季に明瞭に見ることができ、海岸線付近と内陸部で挙動が大きく異なっ ていた。海岸線付近では昼間に内陸方向の成分が発達し、夜はその成分が多くの観測点で消 えていた。また、内陸部では一日を通して大気遅延勾配の方向は大きく変わることはなく、 勾配の大きさが変化する局が多く見られた。一般的に海よりも陸の方で比熱が小さく、気温 の日変動が大きくなる。これにより、海陸間で大気混合層の厚さに差が生じ、地表付近では、 昼間は海から陸方向へ海風が、夜間は陸から海方向へ陸風が吹く。相対湿度が一定と仮定す ると、温かいほど大気は水蒸気量を多く含むため、昼間は陸の方がより厚い水蒸気層が生じ、 昼間は陸向きの大気遅延勾配が発生する。実際に大気遅延勾配と AMeDAS の風データを詳 しく比較をしてみると、勾配の強さと風速には比較的明瞭な相関がみられた。一方勾配の方 向は多くの局で海風が吹く向きに一致するが、90 度近く食い違う局もしばしば見られた。 海岸部における大気遅延勾配の大きさは風の強さに依存するが、大気遅延勾配の方向は地 形の最大勾配方向に引きずられる場合があるようである。

一方、内陸部の大気遅延勾配に関して、球関数展開した標高モデル(M. Wieczorek 博士 による)から計算した地形勾配との比較を行った。地形勾配と風の向きの一致度はそれほど 顕著ではないが、大多数の局における大気遅延勾配の向きは地形の最大勾配方向から±90 度の範囲内に入っており、地形勾配と弱いながらも有意な相関を持つことを確認できた。内 陸部では、海陸風の代わりに山谷風が一日周期で生じる。しかし、内陸部における山谷風は、 必ずしも最大勾配の方向に吹くわけではなく、谷線に沿って等高線に平行な方向に吹くこ とも多い。そのため、海岸付近ほど方向にはっきりした相関がみられないのだろうと考えら れる。内陸部の大気遅延勾配の変動は一見すると海岸部と異なって見えるが、本質的には両 地域での大気遅延勾配の発生原理は似ていると言えるだろう。

また、(2)の恒常的南向き大気遅延勾配は、冬季には日本全体で、夏季には北陸・東北・ 北海道で見ることができ、南方向へ~0.3 mm 程度の大きさを持っている。日置(1999)は、 大気遅延勾配 *G* と天頂遅延量の水平方向の空間変化率(その南北成分と東西成分を *∂ZTD/∂n、∂ZTD/∂eと*する)の間に大気のスケールハイト *h* を比例定数とした比例関係があ ることを示唆した。ZTD は乾燥大気による遅延(ZHD)と水蒸気による遅延(ZWD)の和 で表されるが、大気遅延勾配もその双方の影響の和で表される。それぞれの成分でスケール ハイトが異なるため、AMeDASの海面気圧データから ZHD の空間変化率を算出し、それ と ZTD の空間変化率との差をとることで ZWD の空間変化率を推定した。そして、それぞ れの成分にスケールハイトをかけて大気遅延勾配に換算して足し合わせると、GNSS で観 測された大気遅延勾配の恒常的南向き成分の平均値とほぼ一致することを確認できた。ま た、この南向き成分は、冬季は乾燥大気遅延に、夏季は水蒸気遅延に主に支配されているこ ともわかった。これは、冬季は主に気圧の地域性が大気遅延勾配をもたらすことを意味する。 一方夏季は気温の緯度依存性によって生じた大気中の水蒸気量の緯度依存性が恒常的な南 向きの勾配を作るようである。また、夏季の関東以南では南向きの勾配があまり発生してい ないのは、気温の緯度依存性が北日本ほど顕著でない(夏季の西日本は一様に暑い)ためで ある。また、南北勾配と同様に遅延量の東西方向の変化量から東西勾配も解析してみたが、 ZHD から推測した冬季の大気遅延勾配が実際に観測された大気遅延勾配東西成分よりも大 きくなった。現時点ではっきりとした結論を下すことはできないが、今後も検討の余地が残 される。

大気遅延勾配の変動及び発生原理に関する研究の歴史はまだ非常に浅い。しかし大気遅 延勾配の一日の中の変化とその原因が明らかになったことで、実際の測位目的の GNSS デ ータ解析に際してどの程度時間的に細かく大気遅延勾配を推定すべきかの議論が今後容易 になることが期待できる。また GNSS のキネマティック測位で大気遅延勾配を適切に推定 しないと水平成分にどの程度の測位誤差が一日の中で生じるかについても定量的に評価で きるようになった。本研究で得られた結果が少しでも将来の GNSS 測位精度の向上へ貢献 できることを期待する。

10. 謝辞

本研究を進めるにあたり、多くの方々にご指導と助言をいただいことをこの場をお借り して感謝の意を述べさせていただきます。まず、指導教官の日置幸介教授には、テーマ設定、 研究の方向性、解析結果の解釈の仕方など、あらゆる点でご助力いただきました。学部4年 次に研究室へ配属された当時は、GNSS気候学という分野を何も知らない私に基礎の基礎 から様々な知識を導いていただき、この研究の面白さに気づかせていただきました。また、 修士課程の2年間では、様々な学会に参加させていただき、多くの方と議論することがで き、より深い理解、研究への意欲を得ることができました。本当に感謝しております。

ゼミの発表等では、同研究室の古屋正人教授、高田陽一郎准教授をはじめ、固体系ゼミの 先生方には多くのご指摘と助言をいただいたことに心より感謝いたします。普段の学生生 活でも、同学生部屋の方々や宇宙測地学研究室の皆さんのみならず、地震学研究室の方々に も、研究はもちろん、様々な面でお世話になりました。皆様のおかげでモチベーションを下 げることなく研究を続けることができ、非常に有意義な学生生活を送ることができました。 本当にありがとうございました。

また、本研究で使用した GAMIT 解は、東京大学の島田誠一博士より提供して頂きました。このデータのおかげで、それまでに使っていた GEONET の F3 解では見ることのできなかった大気遅延勾配の日変動を見ることができるようになり、研究に大きな進歩を得ることができました。このデータがなければ、修士課程におけるここまでの進捗はなかったと思います。心よりお礼申し上げます。

最後に、本研究で使用したその他の GNSS データは、F3 解を国土地理院の GEONET よ り提供していただきました。また、風や気圧の気象データは気象庁より提供していただきま した。更に、地形勾配を計算するにあたり、標高モデルをフランス・IPGP の Mark Wieczorek 博士より、球関数プログラムを斎藤正徳博士より提供して頂きました。全て本研究を進める にあたり、欠かすことのできないデータです。重ねて感謝申し上げます。

11. 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.
- Beutler, 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.
- Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning, and H. Schuh (2006), Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data, Geophys. Res. Lett., 33, doi:10.1029/2005GL025546.
- Boudouris, G. (1963), On the index of refraction of air, the absorption and dispersion of centimeter waves by gasses., J. Rea. Natl. Bur. Stand., Sect., **67 D**, 631-684.
- 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.
- Davis, J. L., G. Elgered, A. E. Niell, and C. E. Kuehn (1993), Ground-based measurement of gradients in the "wet" radio refractivity of air, Radio Sci., **28**, 1003-1018.
- 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.
- Haas, R., G. Elgered, L. Gradinarsky, and J. Johansson (2003), Assessing Long Term Trends in the Atmospheric Water Vapor Content by Combining Data From VLBI, GPS, Radiosondes and Microwave Radiometry, Working Meeting on European VLBI for Geodesy and Astrometry, 16, 279-288.
- 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.
- MacMillan, D. S. (1995), Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations, Geophysical research letters, **22(9)**, 1041-1044.
- Marini, J. W. (1972), Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile, Radio Sci., **7**, 223-231.
- Niell, A. E. (1996), Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths, J. Geophys. Res., **101**, 3227-3246.
- Saastamoinen, I.I. (1973), Contribution to the theory of atmospheric refraction, Bulletin

Geodesique, 107, 13-34.

Shoji, Y. (2013), Retrieval of Water Vapor Inhomogeneity Using the Japanese Nationwide GPS Array and its Potential for Prediction of Convective Precipitation, Journal of the Meteorological Society of Japan. 91(1), 43-62.

Thayer, D. (1974), An improved equation for the radio refractive index of air, Radio Science, **9**, 803-807.

市川隆一,田中寅夫 (1998), 大気遅延とマッピング関数, 気象研究ノート, 192, 35-48.

伊藤士郎 (1987), 衛星回線における晴天および雨天時の大気吸収による減衰量の推定法, 電子情報通信学会論文誌 B, **J70-B(11)**, 1407-1414

大谷竜, 辻宏道, 萬納寺信崇, 瀬川爾朗, 内藤勲夫 (1997), 国土地理院 GPS 観測網から推 定された可降水量, 天気, **44(5)**, 317-325.

大谷竜,内藤勲夫(1998), GPS 可降水量の物理と評価,気象研究ノート, 192, 15-33.

大橋喜隆,川村隆一 (2006),中部日本の夏季静穏日における GPS 可降水量の日変化,天気, 53(4),277-291.

佐々木太一,木村富士男(2001),GPS 可降水量からみた関東付近における夏期静穏日の水 蒸気量の日変動,天気,48(2),65-74.

辻宏道 (1998), GPS の原理, 気象研究ノート, 192, 1-13.

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,118,1-8.

日本測地学会(1989), 改版 GPS-人工衛星による精密測位システム-, 日本測量協会

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

吉田清人, 日置幸介 (2012), GPS 気候学:日本列島の可降水量の長期変動, 測地学会誌, 58, 141-152.

参考にした Web ページの URL

気象庁ホームページ

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

Mark Wieczorek 博士による標高モデル

https://github.com/MarkWieczorek/web/tree/master/spherical-harmonic-models-topography

斎藤正徳博士による球関数プログラム

http://www.geod.jpn.org/contents/book/program.html