

2016 年度修士論文

GNSS キネマティック解析でみた 2011 年 東北沖地震直前直後の地表の動き

Crustal movements immediately before and after the
2011 Tohoku-oki earthquake from kinematic solutions
of GNSS stations

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

三枝 優輝

SPACE GEODESY Laboratory
Earth and Planetary Dynamics,
Department of Natural History Sciences,
Graduate school of Science, Hokkaido University

Yuki Saegusa

指導教官 日置幸介教授

[Abstract]

The Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake occurred at 5:46 UT, March 11, 2011, and caused record-breaking amount of coseismic eastward displacement of NE Japan. I study high time-resolution (30 seconds) crustal movements immediately before and after this earthquake using the kinematic solutions of Global Navigation Satellite System (GNSS) stations in Japan. The solutions have been obtained by using two different software packages, i.e. the RT-net software, and the GSI-LIB software. The first set is based on the precise point positioning, and covers NE Japan. The latter set is derived by the baseline approach, and includes the stations in the whole Japanese Islands.

First I analyze the GNSS station movements over a few hours before the main shock. The stations showed highly systematic behaviors, e.g. stations over a large region move together during a certain short period. Such systematic positioning errors may come from orbital uncertainties, insufficient models of atmospheric delays, or deformation of the pillars due to differential thermal expansion. Some stations showed position errors repeating with the period of a sidereal day, suggesting multipath origin of the errors. In this study, I evaluate the influences of various sources of positioning errors and address whether we could identify real crustal movement immediately before the earthquake or not.

Secondly, I analyze the station movements shortly after the earthquake, say, during the first 30 minutes. In this period, signatures of a few large aftershocks and early afterslip dominate crustal movements. After that, until 5-6 hours after the earthquake, we recognized signatures of several different kinds of surface waves. They were caused by the passages of the Rayleigh waves (basic and higher modes) and the Love wave, traveled round the Earth once and twice. After these signatures, we found occasional noise enhancements in north and up components lasting for a few to ten minutes. They occurred throughout the country simultaneously. After exploring various mechanisms of noise enhancement, I found that they do not represent real crustal movements but are caused by enhanced positioning errors due to the increased DOP (dilution of precision).

概要

2011 年 3 月 11 日に発生した Mw9.0 の東北地方太平洋沖地震(以下、東北沖地震と呼ぶ)は、プレートの沈み込み境界である日本海溝における断層すべりによって生じ、全球航法衛星システム(Global Navigation Satellite System, GNSS)による観測で、東北沖地震と同時に日本列島は大きく東向きに変位したことが分かった。また、東北沖地震の 2 日前に発生した前震や本震後の余効滑りや地球自由振動による地殻変動の様子も数多く報告されている。

第一部では、東北沖地震本震前に GNSS 局が示した位置変化の様子を数十分から数時間という時間スケールで解析した。その結果、東北地方を中心に広範囲で同様な水平変位を示す系統的なシグナルが見られた。しかしこのような一日以下の時間スケールを扱う際には、様々な原因によって測位解がセンチメートル単位でゆらぐため、有意な変化であるかを見極めることが難しい。そこで様々な測位誤差、特に GNSS 局のアンテナが取り付けられた金属製ピラーの日向と日陰の温度差によって生じた熱膨張の影響や、大気遅延勾配・天頂遅延の影響、軌道誤差の影響等を吟味することで、観測された地殻変動が実際のものであるか否かを検証した。

一方東北沖地震後の GEONET, GNSS 局の動きについても解析の結果がいくつか論文として発表されている。第二部では、東北沖地震後の地殻変動、特に表面波の通過の様子に注目して時系列解析を行った。地震後 5-6 時間の間は、地球を 1 周および 2 周した様々な種類の表面波の通過が観測された。その後も比較的大きい振幅のシグナルが数十分にわたって確認されるイベントが数回あることが分かった。このような現象は日本全国で同時に起こっており、特に南北成分・上下成分に顕著であるが、東西成分ではほとんど見られないという奇妙な特徴を持つ。そこで我々はこの奇妙なシグナルにおいて、特に GNSS 衛星の空間分布が対称的でなくなるために生じる精度劣化(DOP)との関係性に着目した。

本研究で用いた測位解は、30 秒サンプリングのキネマティック解であるが、2 つの解析ソフトウェアによる解を比較してみた。1 つ目は東北沖地震後の地球自由振動の解析に使用された GNSS 局の精密単独測位解(解析ソフトウェア RTNet によるもの)であり、2 つ目は国土地理院(Geographical Information Authority of Japan, GSI)で開発されて最近提供されるようになった解析ソフトウェア GSI-LIB を用いて自ら得た相対測位解である。前者では、観測地域は震源近傍である東北地方のみ、観測期間は東北沖地震当日から 3 日間のみと時空間的に観測できる領域が狭い。そこで GSI-LIB を用いて、観測地域を日本全国に広げ、観測期間も無制限とすることで、東北沖地震直前直後や東北地方のみでの地殻変動の解析では不明だった点を明らかにすることを試みた。

目次

I Movement before 3.11

- 第一章 はじめに ー地震前地殻変動についてー
- 第二章 GNSS 測量における解析方法
- 第三章 先行研究との比較
- 第四章 注意すべき測位誤差の色々
- 第五章 結果・地震直前の速度場
- 第六章 第 I 編総括

II Movement after 3.11

- 第一章 はじめに
- 第二章 表面波の通過
- 第三章 GSI-LIB
- 第四章 黒い縦筋の性質
- 第五章 GDOP (Geometric Dilution Of Precision)
- 第六章 第二編総括

謝辞

参考文献

I Movement before 3.11

第一章 はじめに ー地震前地殻変動についてー

地震には地殻変動が伴うが、地震と共に起こる急な動きを地震時地殻変動、地震後に一時的にゆっくりおこる動きを地震後地殻変動と呼ぶ。また地震と地震の間の静穏期におけるゆっくりした動きが地震間地殻変動である。これらとは別に、地震の直前に前兆として起こる地殻変動を地震前地殻変動と呼ぶ。前兆すべりによる地震前地殻変動の観測例はほとんどなく、比較的確かな例と考えられているのは 1944 年東南海地震に先立って水準測量で見出された地震直前の上下変動である。木股・鷺谷（2005）は、当時の水準観測を再検討しており、これによると、測量チームが平均的な作業能率で測量を実施していたならば、水準儀不安定は地震の直前 10 数分以内に発生したと結論付けている。また最近の研究で鷺谷(2016)は地震直前の隆起の存在自体について疑問を呈している。

東北沖地震発生時には、多くの地震計や様々な種類の地殻変動の近代的なセンサーが日本列島を常時モニターしており、2 日前に宮城沖で発生した $M_w6.5$ の前震による大きな余効変動の様子が精度良く記録されている。前震から本震に至る間の地殻変動については、既にいくつかの重要な研究が論文として発表されている。以下に代表的なものを紹介する。

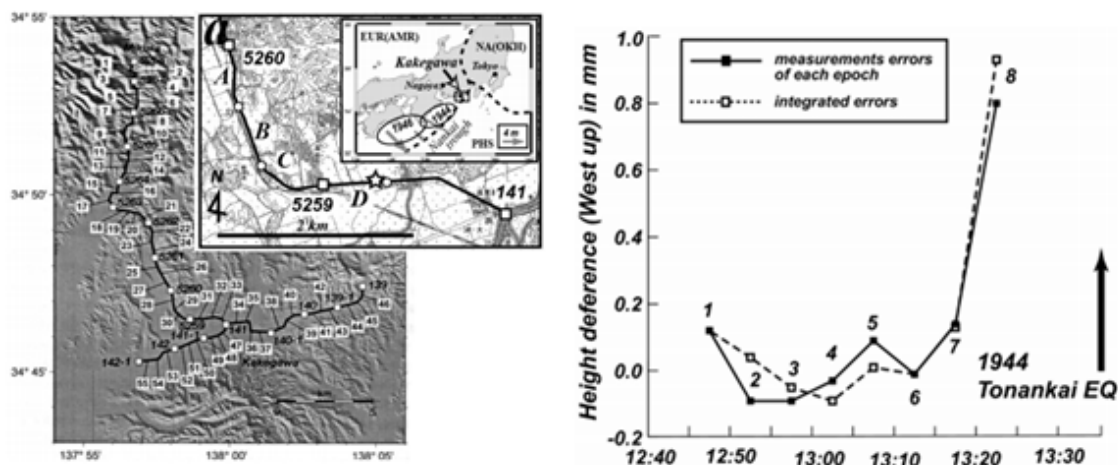
Hirose et al.(2011) では、防災科学技術研究所が日本各地に設置した高感度地震観測網 (Hi-net) に併設されている傾斜計が、短期(数日間)および中期(約 1 ヶ月間)に観測した地震前での地殻変動(前兆すべり)の様子を報告している。センサー直下深部のプレート境界においては $M_w6.2$ 以上、海溝に近い浅くて遠いプレート境界においては $M_w7.3$ を閾値として、これを超える前兆すべりを示す明確なシグナルは検出されなかったと結論付けている。 $M_w9.0$ の巨大地震において前兆すべりを示す明確なシグナルがないことは短期間で地震を予測するうえで非常に深刻な問題であり、予測戦術の変更が必要であるとも述べられている。

Ohta et al. (2012) では、東北沖地震の前震直後から本震直前までの地表の動きについて、GNSS 局の三時間間隔の解と体積ひずみ計の観測結果を比較しており、非線形最小二乗法を用いて互いの時系列データをフィッティングしている。

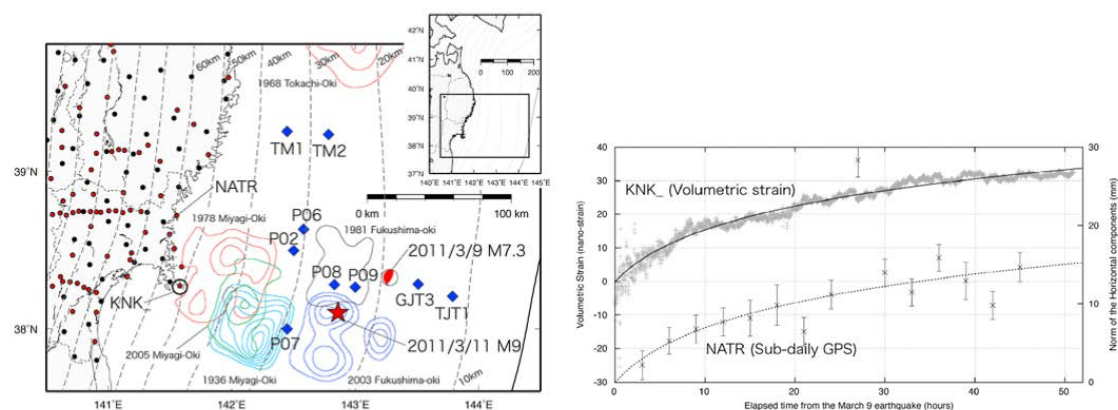
Hino et al. (2013) では、震源に近い海底の上下運動について海底圧力計を用いて本震直前の観測結果を報告している。海洋変動や非潮汐変動を除去した後でも 2–4cm の変形が確認され、陸上測地観測よりも高精度かつ高時間分解能で非地震性すべり（二日前に宮城沖で発生した前震の大きな余効変動）を検出することができたと結論付けている。しかしこれらのデータでは、本震直前の異常な動き（前震の余効すべりの急激な加速等）が見出されていない。また、GNSS の時間分解能が 3 時間間隔と低く、時間分解能が良い海底での上下変動は、断層が低角であるため水平変動にくらべて信号が小さいという弱みがある。

Kamiyama et al. (2014) では、GNSS の局のデータを高い時間分解能 (30 秒サンプリ

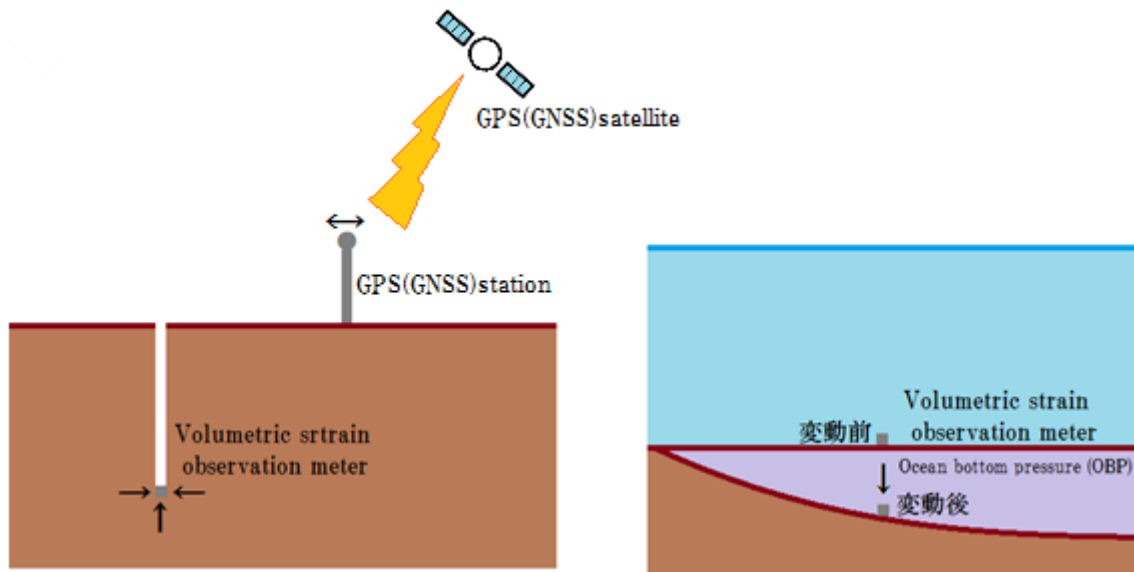
ング) で解析した結果を述べている. 本震約 3 時間前から西向きへの変動傾向が見られ, これが東北沖地震の予震的な現象の存在を示唆していると述べているが, ノイズの評価がされておらず, 図中に示した測位解のデータも仙台湾近傍の GEONET 局 (5 局) のデータと少ない. しかし [Fig.1-5] から, 確かに地震の約 1 時間前から沿岸部の局が一斉に西に動いているようにも見える. 本研究ではこのような東北沖地震の直前の数時間以内の時間スケールにおける異常な地殻変動が実際のものであるかを見極めることを目指した.



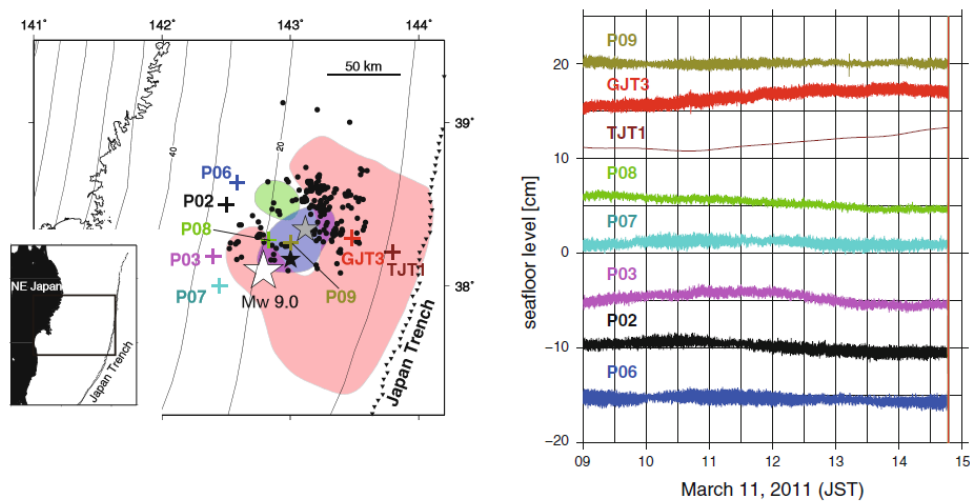
[Fig.1-1] 掛川周辺域の水準路線(左図)と, 水準作業区間 31(D)における測量ごとの誤差と水準儀不安定から推定される上下変動量(右図). ■が各回ごとの誤差, □が積算した誤差を示す. (木股・鷺谷,2005)



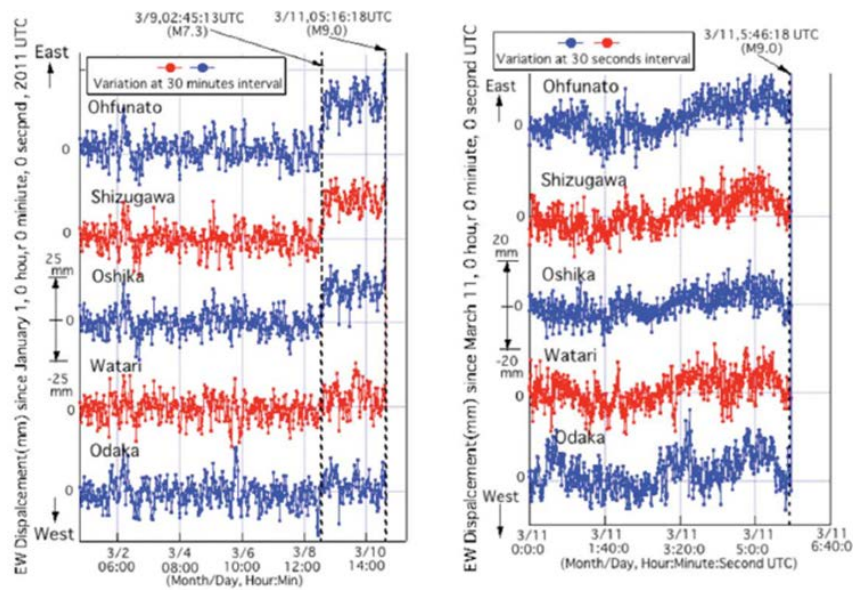
[Fig.1-2] 金華山(KNK)における体積ひずみの時系列データと, 名取(NATR)における GPS 時系列データ(3 時間ごとの水平成分の解, エラーバー付き). 時系列の横軸は前震からの経過時間を示す. 観測期間は M7.3 の前震から 3 月 11 日 05:46 (UTC)まで(Ohta et al., 2012) .



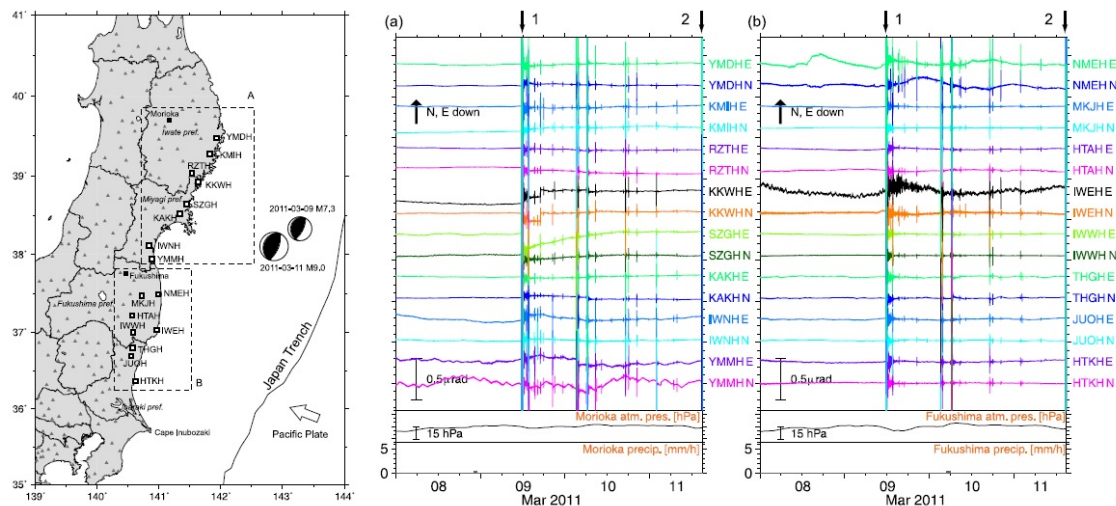
[Fig.1-3] 体積ひずみ計を用いた観測，GNSS を用いた地表変位の観測，OBP による海底の上下変動観測の概念図．OBP は水圧の変化によって地殻上下変動を測る．



[Fig.1-4] 本震 6 時間前からの海底の上下変動．最東端の TJT1 局は 60 秒サンプリング，その他は 1 秒サンプリング．TJT1 において本震約 4 時間前から見られる上昇変化は，ノイズによるものである．(Hino et al., 2013)



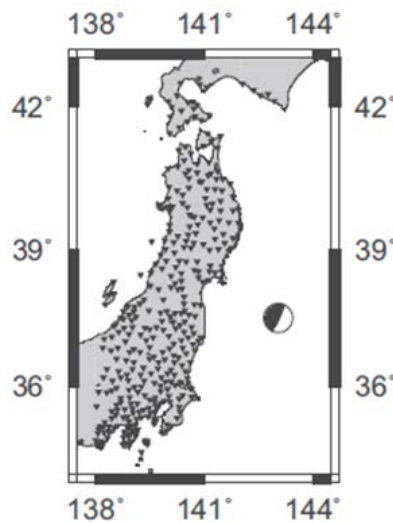
[Fig.1-5] GNSS のキネマティック解析でみた、30 秒ごとの東北地方の 5 点の GNSS 局における東西成分の動き。右図は 3 月 1 日－11 日の本震までの動きであり、3 月 9 日の前震を境に階段状変化がみられる。左図が 3 月 11 日 UT0.0 から本震までの動きであり、本震約 3 時間前から西向きへの変動傾向が見られる。(Kamiyama et al., 2014)



[Fig.1-6] 傾斜計の位置と 3 月 8 日からの傾斜記録。(a) は地図上の(A)地域の記録、(b) は(B)地域の様子。観測間隔は 1 分。盛岡と福島での大気変動の様子(それぞれ(A)と(B)に示されている)は気象庁によるもの。もし前兆すべりがあるなら、本震前に非線形で指数関数的な増加を示すが、前震、本震前ともに観測されなかった。(Hirose et al., 2013)

第二章 GNSS 測位における解析方法

地殻変動を高精度で捉えるために GNSS 衛星を用いた測位を行うが、測位の方法は用途により様々である。ここでは、東北沖地震の直前の地殻変動を検出するにあたり、国土地理院が日本全国に設置している電子基準点(GEONET : GNSS Earth Observation Network)の位置データを用いて、地震約 3 時間前から地震直前までの 3 次元的な地殻変動をより細かい短時間スケールで分析した。用いたソフトウェアは RTNet, 方式は精密単独測位(PPP), 使用暦は精密暦, 局のデータ数は 414, 時間分解能は 30 秒, 期間は 2011 年 3 月 11 日 9:00 から 3 月 13 日 9:00 までである。



[Fig.2-1] RTNet の解析で用いられた東日本の GEONET 局の分布 (Mitsui and Heki, 2012)

1. ソフトウェア

RTNet とは、高精度 GNSS 解析をリアルタイムで行うために開発されたソフトウェアの一つである。精密測地用途のみならず、対流圏遅延から可降水量を求めたり、電離圏遅延から全電子数の推定などにも利用される。また、軌道情報や測位の様々な手法が選択できる。本研究では、UNAVCO の岩淵哲也博士によって解析されたデータを用いている。
(http://www.gps-solutions.com/rtnet_software)

2. 時計と軌道暦

GNSS 衛星には原子時計が搭載されており、また地上の GNSS 受信機にも正確な時計が内蔵されており、衛星が電波を発信した時刻と地上の局が受信した時刻差を利用して衛星からの距離(時計のずれが補正されていないため擬似距離と呼ばれる)を求める。衛星から送られる電波(搬送波)には、衛星内の原子時計の基本周波数($f_0 = 10.23 \text{ MHz}$)を利用して L1 (1575 MHz)および L2 (1228 MHz)と呼ばれる 2 つの周波数がある。搬送波の波長は L1 が

約 19 cm, L2 が約 24 cm であり, 受信した搬送波の位相は、波長よりさらに高い精度で測定することができる。また同時に受信する複数の GNSS 衛星からの電波の混信を避けるために、搬送波を衛星ごとに割り当てられたコードで位相変調しており、それを復調して搬送波を再生する過程で上記の時刻差を決定する。L1 搬送波には軍事用の P コードと民生用の C/A コード, そして衛星の軌道情報等を含んだ航法メッセージ(M コード)が載せられており, L2 搬送波には P コードと航法メッセージのみが載せられている。現在の GEONET は複数の GNSS を受信しているが、本研究が対象としている 2011 年当時は GPS 衛星 (米国の GNSS) の電波のみを受信していたため、今後は GPS に限定して記述する。

また、天体や衛星の運行位置・軌道を含む情報のことを軌道暦という。そのうち GPS 衛星から送信されている電波にデジタル信号として乗っている GPS 衛星の軌道情報に基づくものが放送暦である。GPS 衛星の追跡と管制を行う管制局において最新のデータで計算された軌道位置で 2 時間ごとに素早く更新されるため、その軌道精度は低い。一方、国際 GPS サービス(IGS)では、別途 GPS 衛星の観測を行い、3 週間を費やして高精度の GPS 暦を作成して公開している。これを IGS 精密暦と呼ぶ。IGS 精密暦は国土地理院のデータベースにある次の URL からダウンロードできる(ftp://terras.gsi.go.jp/data/IGS_products/)。

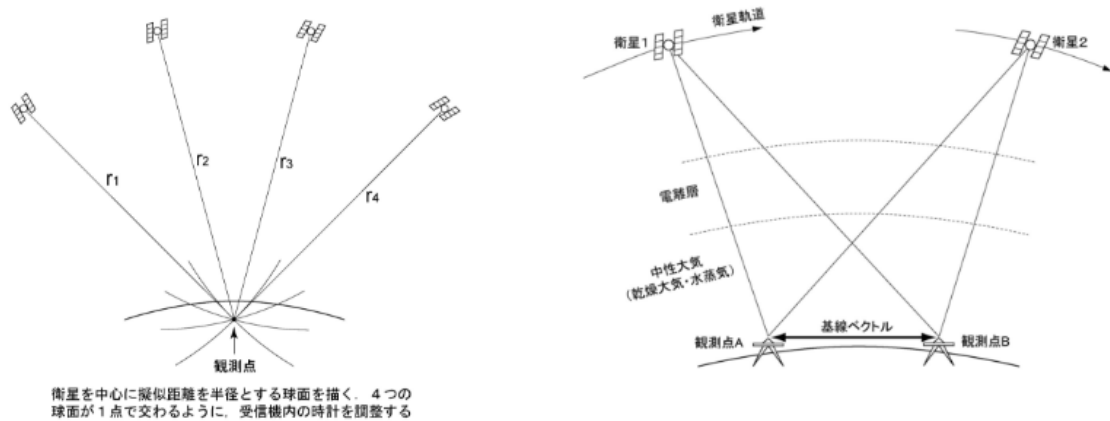
3. 観測方式

GNSS を用いた測位には、大きく分けて単独測位法と相対測位法がある。また、それとは別に Static 解と Kinematic 解というものがある。それらの違いについて説明する。

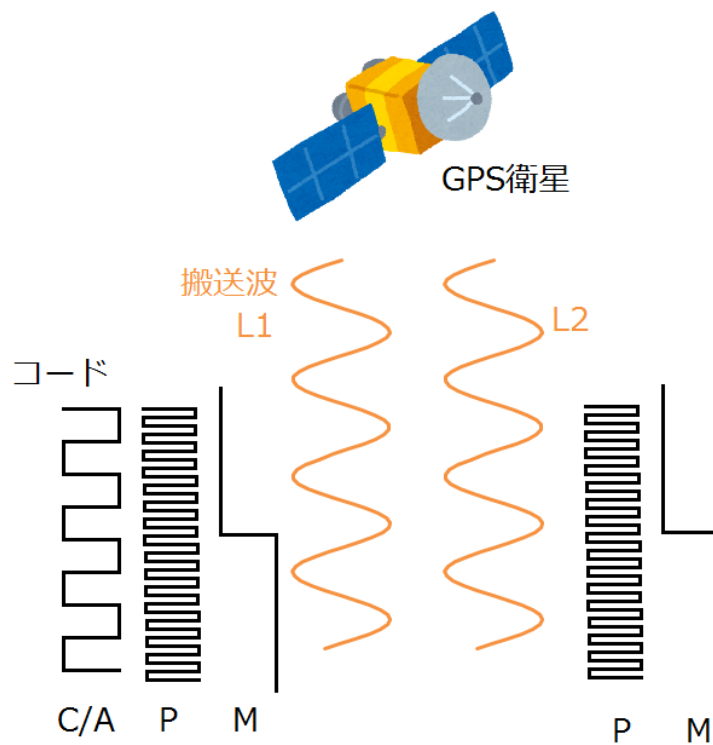
上空の 4 個以上の衛星からそれぞれ発信された電波が地上の 1 点の観測 GNSS 局までに到達するまでに要した時間を測り、距離を計算し位置を決定する方式を単独測位法という。地上に基準点を設ける必要はないが、波長の長いコード信号を用いた測位なので測位精度は地殻変動の計測に使えるほど高くできない。一方、上空の GNSS 衛星から発信された電波の搬送波位相を複数の地上 GNSS 局で測って、それらの間の相対的な位置関係を求める方式を相対測位法という。そもそも搬送波の波長が短いことから測位精度を高くすることができる。また 2 点の観測値の差を取るため、衛星の位置誤差や対流圏・電離圏を通過する際に生じる誤差が少なくなる。一方、位相を観測量とするため、 $2n\pi$ の位相の不確定性 ($n = 1, 2, 3 \dots$) が問題となる。この位相差による不確定性は、観測量を二重位相差とする解析ソフトウェアでは取り除くことができる。これを「整数値バイアスを決定する」と言う。

Static 解と Kinematic 解の違いは、一日毎にまとめて測位解を求めるのと 30 秒毎に測位解を求めることである。

本研究第 I 編では Kinematic 精密単独測位 (PPP: Precise Point Positioning)を用いる。GNSS 衛星の軌道・時計に関する情報は衛星搭載の原子時計によるものではなく IGS 精密暦を用いる。また単独測位であるため基準局が不要で、解析に要する計算が高速で済むというメリットがある。



[Fig.2-2] 単独測位と相対測位の概念図 (<http://www.geod.ipn.org/web-text/part2/2-4/>)



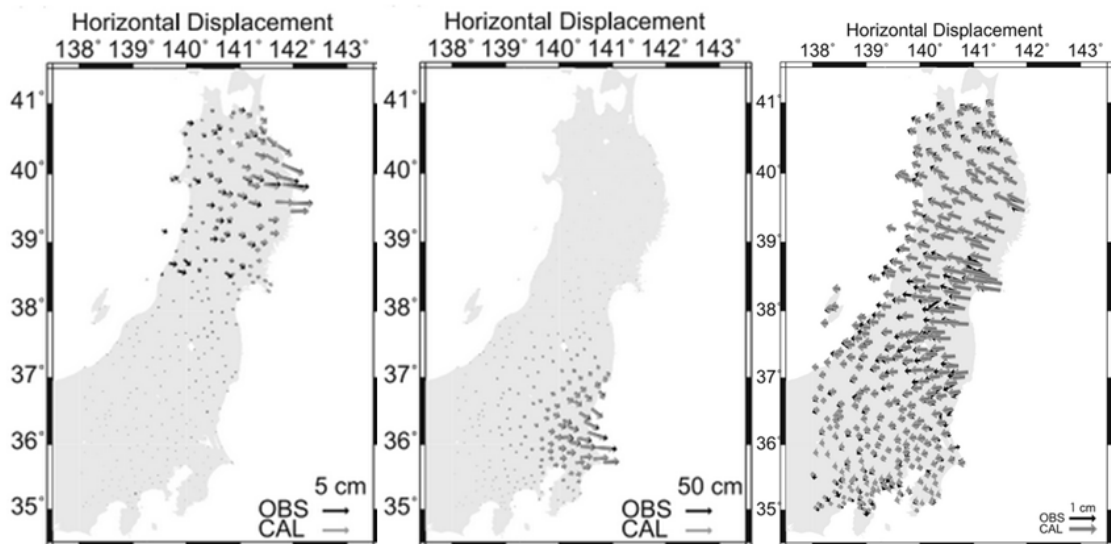
[Fig.2-3] GPS 衛星の信号の詳細を示す概念図.

第三章 先行研究との比較

地震「前」の変動を解析する前に、地震「後」のデータを解析することによって、この kinematic 解析データで既知の現象がきちんと観測されているかを検証する必要がある。そこで、Munekane(2012)で報告されている「三つの余震の地震時の地表の動き」、「本震直後の余効すべり」について確認する。この論文では、カリフォルニア工科大学(Caltech)のジェット推進研究所(JPL)が開発した GIPSY-OASIS II software (version 6.1)を用いて Kinematic 精密単独測位解析を行っている。時間分解能は 30 秒である。

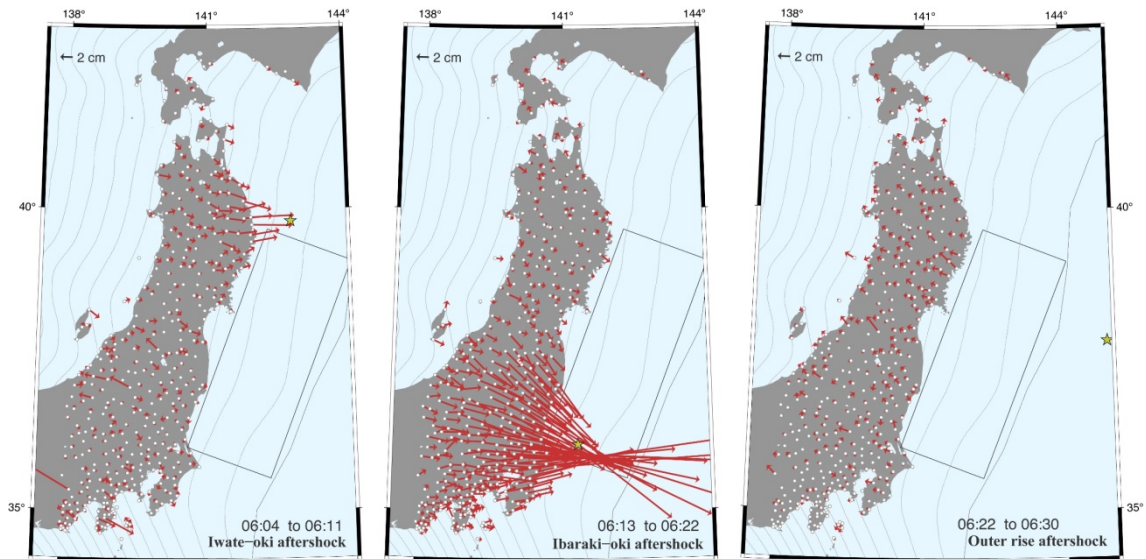
1. 三つの余震の地震時の地表の動き

東北沖地震の本震直後には、日本時間(JST)15:08 に三陸沖で発生した $M_w7.4$ の余震、JST15:15 に茨城沖で発生した $M_w7.8$ の余震、JST15:25 に宮城県のはるか沖で発生した $M_w7.4$ の Outer-rise 余震の 3 つがある。Munekane (2012)で示されたこれらの余震に伴う GEONET 局の地震時変位を [Fig.3-1] に示した。三陸沖の余震における変動は 6:02–6:07 における中央値と 6:09–6:14 における中央値との位置の差を、茨城沖余震は 6:10–6:15 と 6:20–6:25 との位置の差、Outer-rise 余震は 6:19–6:24 と 6:27–6:32 との位置の差を示している。ここでは、三陸沖余震では岩手県沿岸部が、茨城沖余震では茨城県沿岸部が東向きに、Outer-rise 余震では東日本全体が西向きに動いていると報告している。Outer-rise 地震は正断層地震のため、地震時の変位は他とは逆方向で陸向きになる。



[Fig.3-1] (左)15:08 に起きた三陸沖の余震、(中央)15:15 に起きた茨城沖の余震、(右)15:25 に起きた宮城県のはるか沖の Outer-rise 余震に伴う地震時変位を、GIPSY-OASIS II software による解析で Munekane (2012)が求めたもの。OBS は 2 時刻間での実際の動き、CAL はすべり分布から計算された動き。

また、我々が RTnet のキネマティック測位データを用いて推定した 3 つの余震による GEONET 局の地震時変位を [Fig.3-2] に示す．三陸沖の余震に伴う変動は 6:04 と 6:11 における位置の差を、茨城沖の余震は 6:13 と 6:22 における位置の差、Outer-rise で発生した余震は 6:22 と 6:30 における位置の差を示している．Munekane (2012)と同様に、三陸沖余震では岩手県沿岸部が、茨城沖余震では茨城県沿岸部が東向きに、Outer-rise 余震では正断層型地震による西向きの動きが確認できる．変位の大きさも Munekane (2012)と概ね一致している．



[Fig.3-2] (左)15:08 に起きた三陸沖余震，(中央)15:15 に起きた茨城沖余震，(右)15:25 に起きた Outer-rise 余震の，RTNet software の測位解を用いて我々が求めたもの。

2. 本震直後の余効すべり(afterslip)

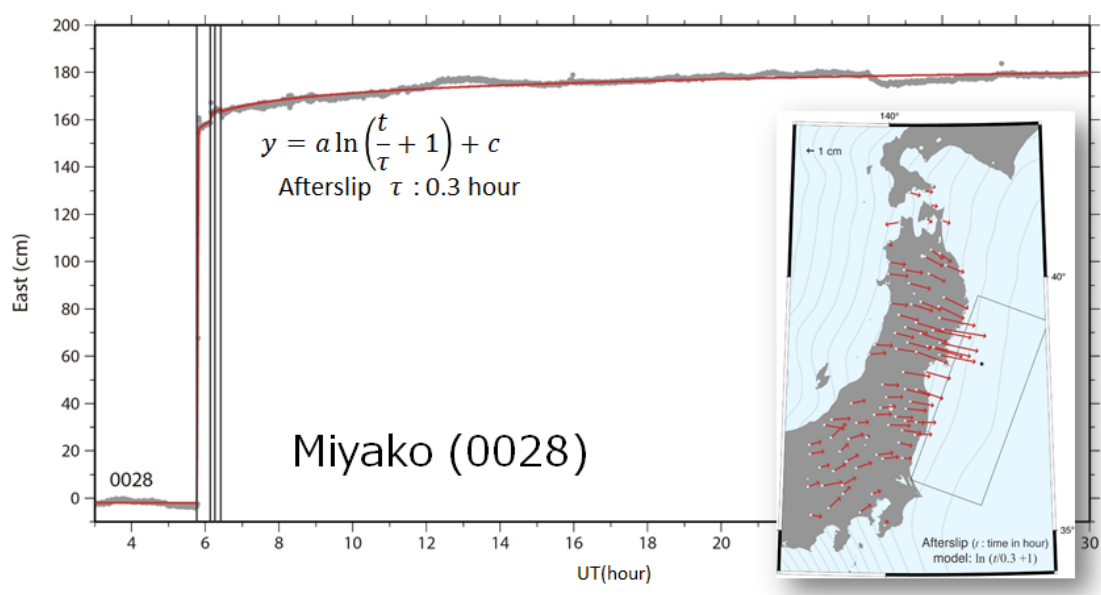
余効すべりに伴うゆっくりとした変位 y は、一般的に次式のように対数関数を用いて表されることが多い． t は地震後の経過時間であり， τ は時定数である． a が変位の大きさの指標で $t/\tau = e - 1$ となる時の変位の量に相当する (e は自然対数の底)． c は全体のオフセットである．

$$y = a \ln \left(\frac{t}{\tau} + 1 \right) + c$$

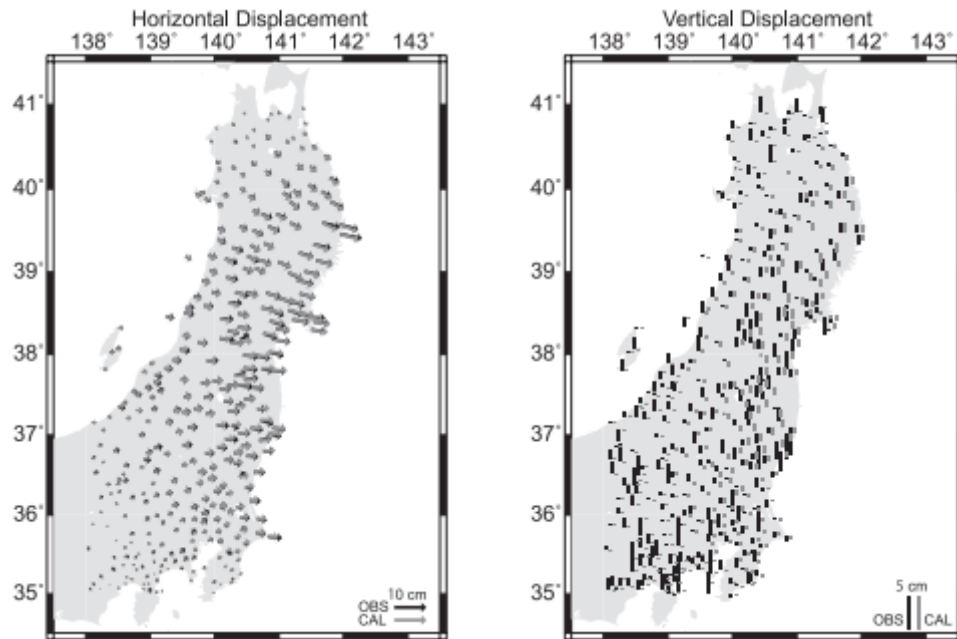
…(1)

[Fig.3-3] に、岩手県宮古市の GEONET 局(局番号 0028)の東西成分に地震後の変化であるが、3 つの余震に伴うステップに加えて afterslip に伴うゆっくりした変化がみえる．時系列図中の赤線が(1)式に沿ったモデルを、灰色部が RTnet による実測データを表す．同じ図の右下に、東日本地域の水平成分における afterslip の様子を 2 次元的に示したベクトル図を示す．ベクトル図中の矢印の長さは(1)式中の a の大きさに対応する．余効すべりに伴

うゆっくりした東向きの動きが東北地方全域で顕著であることが分かる。また、ここでは(1)式中の時定数 τ を 0.3 時間 (18 分) とすると観測データとモデルが最も良くフィットするということから、ベクトルの長さは、式(1)中の $(t/\tau) + 1 = e$ をみたす時間 t ，すなわち 0.51 時間 (約 30 分間) の動きを表していることも分かる。これは[Fig.3-4] に示した、6:30-6:35 の期間の中央値と 10:25-10:30 の期間の中央値の差をとった観測，計算された Munekane (2012)のベクトル図と，観測期間は違っているものの類似している。



[Fig.3-3] 岩手県の宮古にある GNSS 局(0028) での測位解の東西成分に、モデルを当てはめたもの。UT6.0 付近にある四つの縦線は、左から本震，三陸沖余震，茨城沖余震，Outer-rise 余震の時刻を示し，赤線は，4 回の地震(本震と三つの余震)に伴うジャンプ，本震直後から始まるゆっくりした余効すべりによる変動を仮定している。右下の地図には、GEONET 各点で得られた東西と南北の座標に同様な式をあてはめて推定した地震後変動(式(1)中の $t/0.3 + 1 = e$ を満たす t ，すなわち $t = 0.51$ における a の値)を用いて、東日本での地震後変位をベクトルとして描いたものを示す。観測期間は UT3.0-UT30.0。使用 software は RTNet。



[Fig.3-4] Munekane (2012)による、東日本での afterslip による地表変位の水平成分を示すベクトル図(左)と上下変動を示す図 (右) . 6:30–6:35 の期間の中央値と 10:25–10:30 の期間の中央値の差をとったもので、前の図のように最小二乗法で時系列にモデルを当てはめて求めたものではない. OBS は 2 時刻間での実際の動き, CAL はすべり分布から計算された動き. (Munekane 2012)

第四章 注意すべき測位誤差

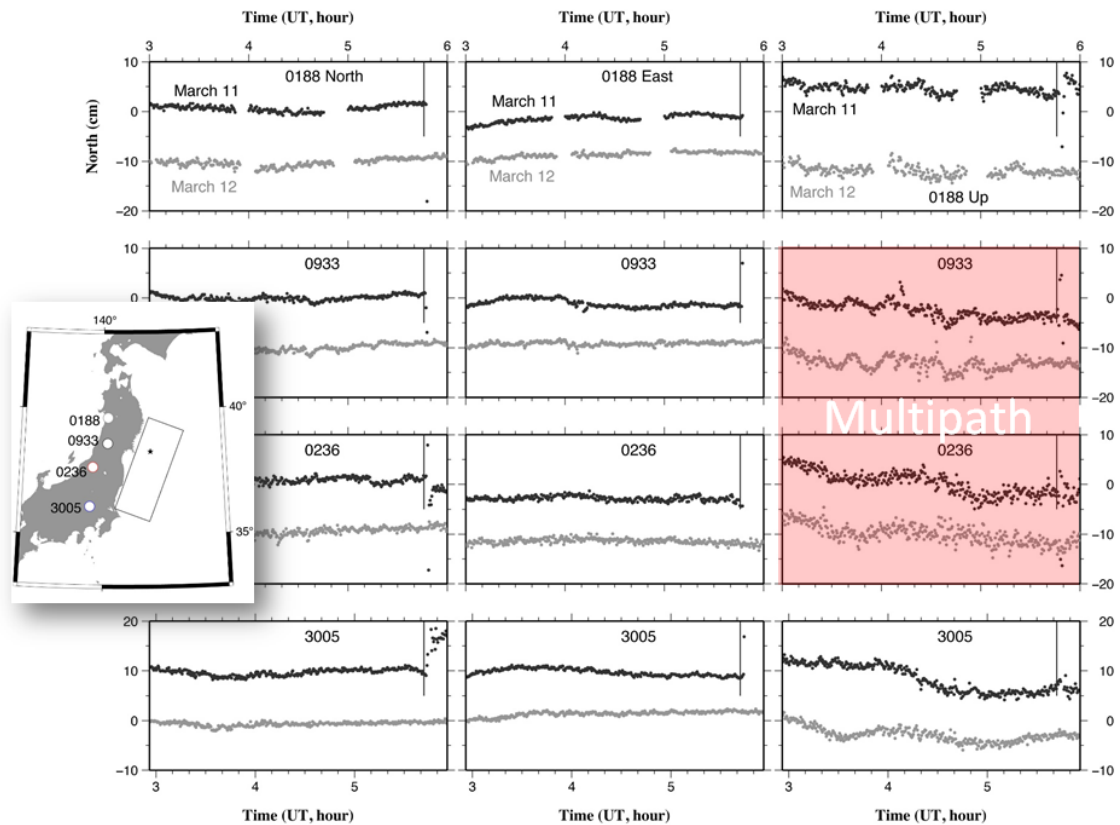
第三章より、RTNet によるキネマティック測位の結果は GIPSY-OASIS II software による結果とほぼ同等であることが分かる。しかし、数十分から数時間という比較的時間スケールにおける位置変化を議論する際には、スタティック測位に代表されるような一日毎の測位に比べて様々な種類の系統的な測位誤差が入り込みやすい。ここではそれらの代表的な誤差要因を挙げ、誤差がどのような原因で生じるか、また誤差の原因を判定する際の根拠となる特徴等を議論する。

1. マルチパス

GNSS 衛星は半日の軌道周期を持つものや静止軌道を持つものなどがあるが、本研究で用いた米国の GNSS である GPS 衛星は 0.5 恒星日を周期に地球上空を周回する。従って同じ観測局からみると、ちょうど 1 恒星日（およそ 23 時間 56 分 4.1 秒）毎に、衛星が同じ方向に見えることになる。

GNSS 局は様々な方向にある複数の衛星からの電波を同時に受信している。受信電波は主に衛星からくる直接波であるが、部分的に地面や建物によって反射された反射波も含まれる。直接波に反射波が干渉することによって搬送波位相が乱れ、それが原因で生じる誤差を総称してマルチパス(multipath)による誤差と呼ぶ。これによる誤差は、衛星から電波を受信する局ごとに異なるが、GPS 衛星では衛星の見かけの位置の繰り返し周期である恒星日で同じ測位誤差が繰り返すという特徴を持っている。

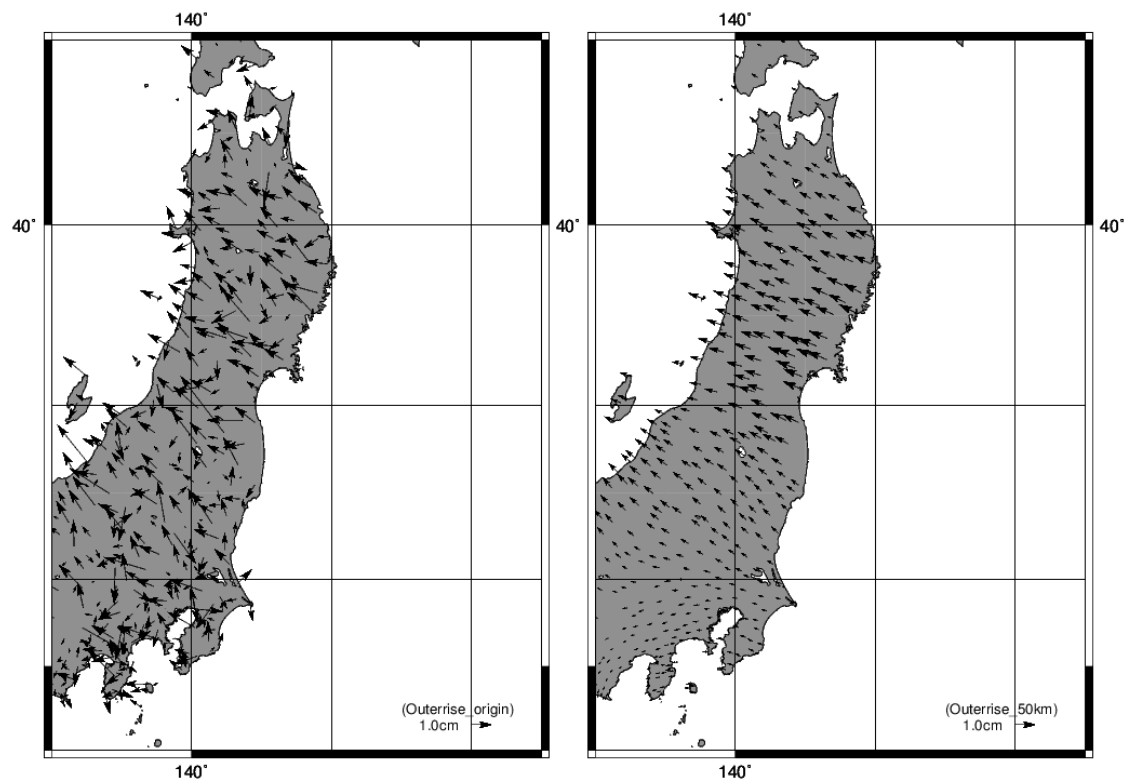
東日本内陸部にある 4 つの GNSS 局(河辺 0188, 大蔵 0933, 鹿瀬 0236, 江南 3005)で、東北沖地震直前(UT3.0–6.0)の動きの南北・東西・上下成分を、丁度 1 恒星日後のデータと比べたものを [Fig.4-1] に示す。短い時間スケールの一見不規則な変動（特に 0933 局と 0236 局の上下成分）が、1 恒星日後にも同じパターンを繰り返していることがわかる。このことから、それらの変動は実際の地殻の動きではなく、マルチパス起源の測位誤差であることがわかる。



[Fig.4-1] 東北地方の内陸部にある4つのGNSS局における、2011年東北沖地震直前約三時間の動き(東西・南北・上下)を黒い点(30秒ごとの測位解)で、その1恒星日後の同じ局の同じ成分の測位解を灰色の点で示す。0933と0236の上下成分の変化は、黒と灰色で同じような挙動を示しており、マルチパス誤差による見かけの動きであることがわかる。

マルチパスの影響によって生ずる測位誤差は、局ごとにランダムで空間的な相関を持たない。したがって、測位解を空間的に平滑化(smoothing)することで低減することができる。ここでは適当な半径 R を仮定して、各局での変位 $\vec{a}$ を、中心からの距離 r の R に対する比の二乗に反比例させた重み w を用いて荷重平均することによって、空間平滑化を行った。

[Fig.4-2] では、Outer-ride 余震での地震時変位を、元の変位ベクトル、半径 R を50kmとして空間平滑化した変位ベクトルの間で比較したものを示す。マルチパス等の影響で、測位解は大きくばらついているが、平滑化することで綺麗に西北西向きの変位ベクトルを得ることができた。[Fig.3-1]に示したMunekane (2012)によるこの余震の地震時変位とも調和的である。

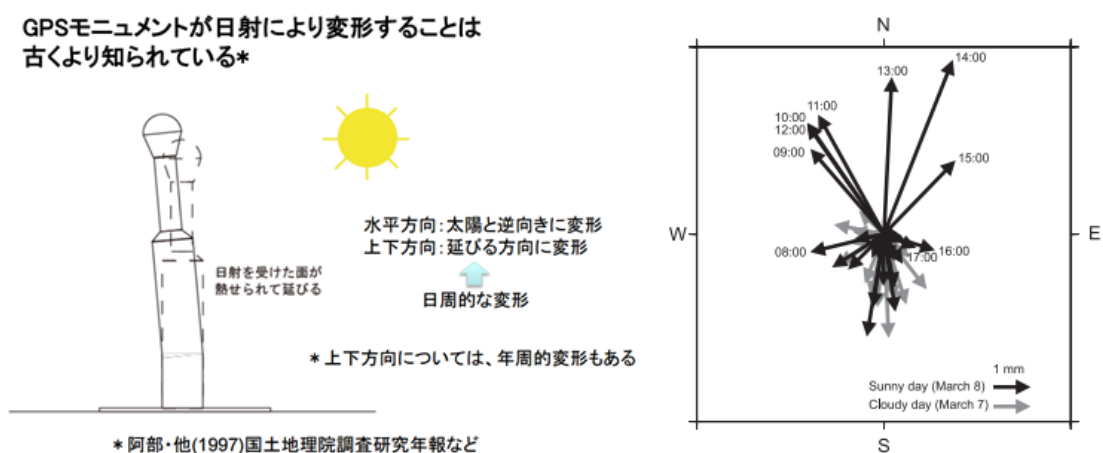


[Fig.4-2] 本震直後に発生した Outer-rise 余震における地震時変位の様子. 左が空間平滑化前の変位ベクトル. 右が対象半径 R を 50km として空間平滑化したあとの変位ベクトル。

2. 日照によるアンテナピラーの熱膨張

地震等による実際の地殻変動に加えて、ある時間帯にある程度広がりをもった領域で、均一に北向きや西向きの変位が見られる時刻があることが知られている。Munekane (2012)は、それらはアンテナが取り付けられた金属製ピラーの日向と日陰の温度差によって生じた熱膨張の影響によるものであることを指摘した。日照の影響で、ピラー頂部に取り付けされたアンテナは、水平面内では太陽と逆方向に数ミリの変位を示し、同時に上下方向にもわずかながら上向きに変位する傾向を持つ。

Munekane (2012)では、この原因による変位の有無が、晴天日(2011年3月8日)と曇天日(7日)でのピラーの熱変形による変位を広範囲で調べて議論している。



[Fig.4-3] GNSS 局のピラーの熱変形の概念図 (<http://www.gsi.go.jp/common/000081507.pdf>) (Munekane, 2012)。日照に伴ってピラー頂部のアンテナは太陽と反対方向、かつ上向きに変位する。右の図は晴れの日と曇りの日で、時間帯ごとの変位の推移を比較したもの。

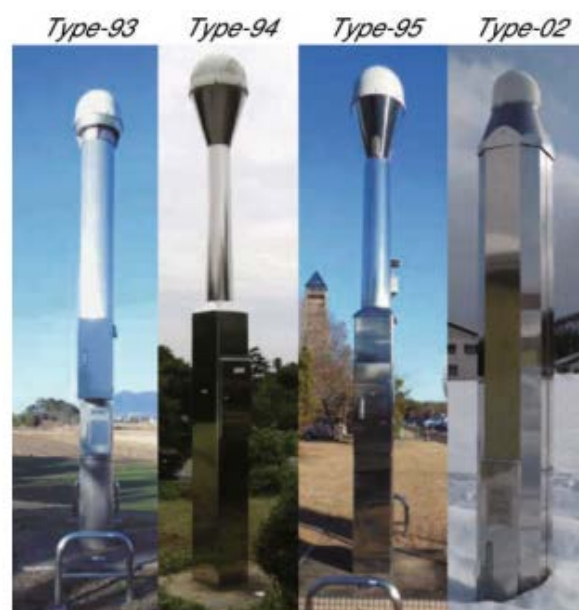


Fig. 8 Four typical monument types used in the GEONET

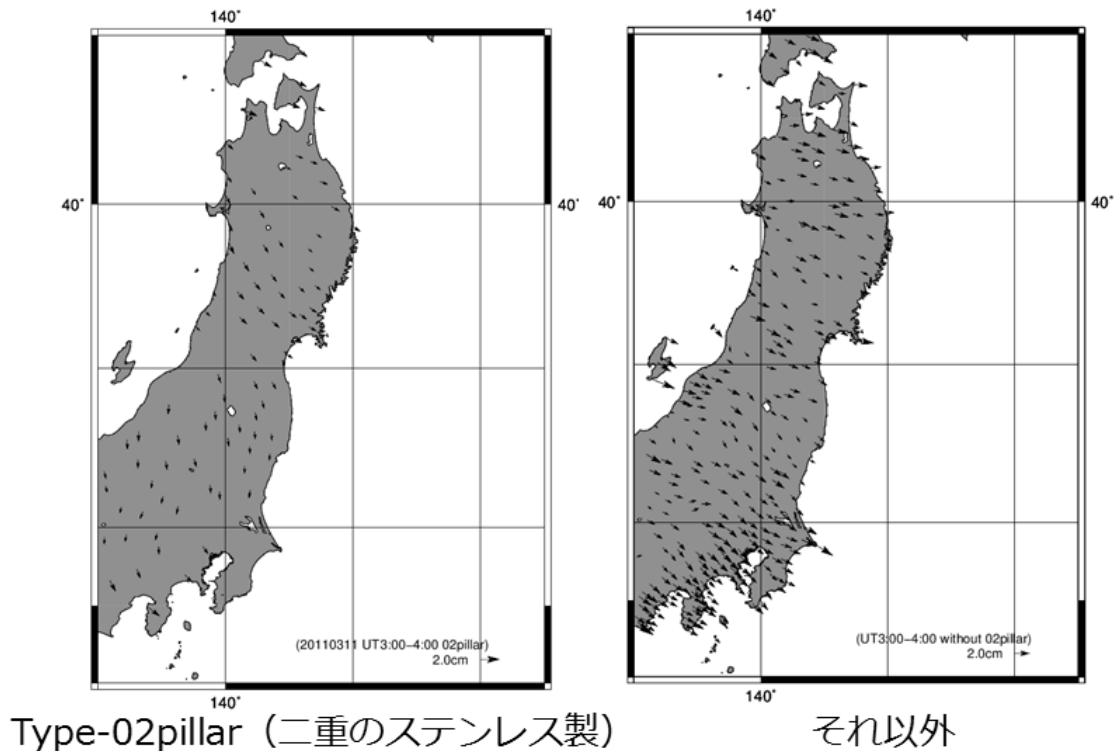
Table 1 Mean tilt radii for single-tube monument types

	Type-93	Type-94	Type-95
North-south (m)	2.46 ± 0.18	4.53 ± 0.20	4.62 ± 0.09
East-west (m)	3.73 ± 0.23	4.51 ± 0.19	5.35 ± 0.08

Error bars correspond to standard errors. The actual height of the GEONET monuments is approximately 5 m regardless of the monument types.

[Fig.4-4] GEONET 局のピラーは年式によって形態はさまざまである。

また、Munekane(2013)では、ピラーの日照による応答が GNSS 局の設置年によって異なるピラーの形態に依存することを見出し、2002 年に設置された Type-02 型では日照による影響が小さいことが述べられている。これは2002年式のピラーが二重構造となっており、日照による熱膨張変形がおもに外側の構造で起こり、アンテナを載せている内側の構造では日照の影響が抑えられるためである。



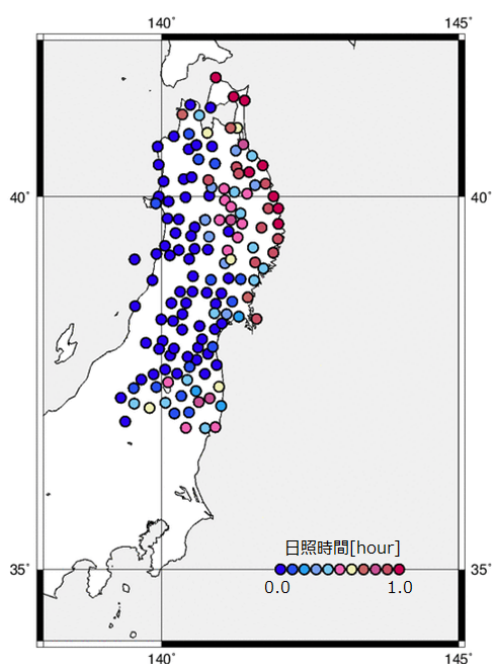
[Fig.4-5] GEONET 局が示す JST12 : 00 から JST13 : 00 までの変位の様子。

本研究でもこれらを踏まえて、対象とする観測期間からある時刻を取り出し、Kinematic 解が示した GNSS 局の位置変化を、二種類のピラーのグループに分けて調べてみた。ピラーが二重のステンレス製で出来ている Type-02 型の GNSS 局とそれ以外の古い GNSS 局の変位を比較したものを[Fig.4-5]に示す。観測時間は 3 月 11 日 JST12 : 00 から JST13 : 00 である。ピラーが二重のステンレス製で出来ている GNSS 局は、熱膨張が小さく出るため、変位も比較的小さく出ていることが分かる。

この時(3 月 11 日 JST12 : 00 から JST13 : 00)の日照の時空間分布を、気象庁の地域気象観測システム(AMeDAS)より取得した。[Fig.4-6]より、東北地方は全体的に日照時間が短く曇りがちであったことが分かる。よって晴天日(2011 年 3 月 8 日)の場合と異なり、太陽と逆方向(影の方向)に変位しにくいこともわかる。

この結果は Munekane(2012)の結果と異なっているが、それには、JST12 : 00(UT3.0)

から JST13 : 00(UT4.0)の間で晴れや曇りが繰り返されたことが考えられる。直射日光による膨張や曇りによる熱膨張の回復が数分スケールで小刻みに生じたことによる可能性もある。しかし、気象庁のホームページから取得できる AMeDAS による日照のデータは1時間ごとのものであり、数分スケールでのデータはない。他にも日照による誤差を上回る原因があることが考えられる。



[Fig.4-6] AMeDAS が示す JST12 : 00 から JST13 : 00 までの総日照時間の様子（赤い色は日照が多かったことを示す）。

3. 大気遅延・天頂遅延の方位依存性

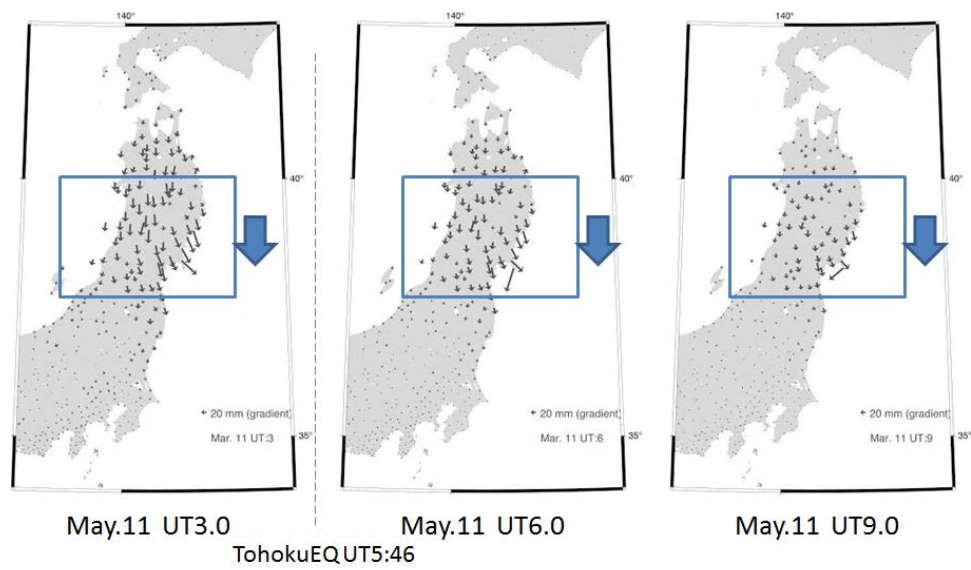
ここでは、前項に挙げた「日照による誤差を上回る原因」として、大気遅延・天頂遅延の方位依存性について考える。

大気中の水蒸気の分布によって、GNSS の電波は遅延を受ける。これは対流圏中に含まれる水蒸気量によって屈折率変動し、伝播する搬送波の速度や経路が変化するために生じる。これを大気遅延勾配(ZTD)と呼ぶ。大気遅延はマッピング関数（天頂遅延と視線方向の遅延の比を表す仰角 z の関数、基本形は $1/\cos z$ である）を用いてパラメータとして局位置と同時に推定されるが、モデルが正しくない場合、測位誤差が生じる。モデルの誤りとして代表的なものが大気遅延勾配、すなわち仰角だけでなく大気遅延が方位角の依存性を持つ場合である。Miyazaki et al. (2003) では、1mm の大気遅延勾配があれば 3-4mm の測位誤差が反対方向に生じることを報告している。

[Fig.4-8] に地震の直前直後の大気遅延勾配ベクトルをプロットしたものを示す。これには、国土地理院から提供されている「日々の座標値(F3 解)」を利用した。F3 解はキネマティック解とは異なり、IGS の基幹観測点(筑波)を基点とした相対測位を用いて全国 1240 局の電子基準点の座標値を一日ごとに計算しており、大気の不均質による座標値の誤差、固体地球潮汐による年周的な変動等をモデルより推定することができる。

矢印の方位の大気遅延が大きいことを意味している。図中青枠内のベクトルの通り、東北地方に大きな南向きの勾配が見える。しかし、地震が起こった UT5:46 に地上の GEONET 局の位置が何メートルもずれているにも関わらず、ここでは一日中同じ位置として仮定されている。そのしわ寄せは、時間を区切って推定されている大気遅延に吸収されるため、天頂遅延や大気遅延勾配ともに東北沖地震で起こった大きな変位が漏れ込んだために、東北沖地震直前直後における大気遅延を表す計算はできず、大気遅延の観測は有効な値でない可能性が極めて高いと考えられる。

しかし東北地方以外を見てみると、大きく遅延を示すベクトルは見られないことも確認できる。東北地方以外における地殻変動が小さいとするならば、「日照による誤差を上回る原因」としての大気遅延による誤差は小さいと考えられる。



[Fig.4-8] 地震の直前直後の大気遅延勾配ベクトル

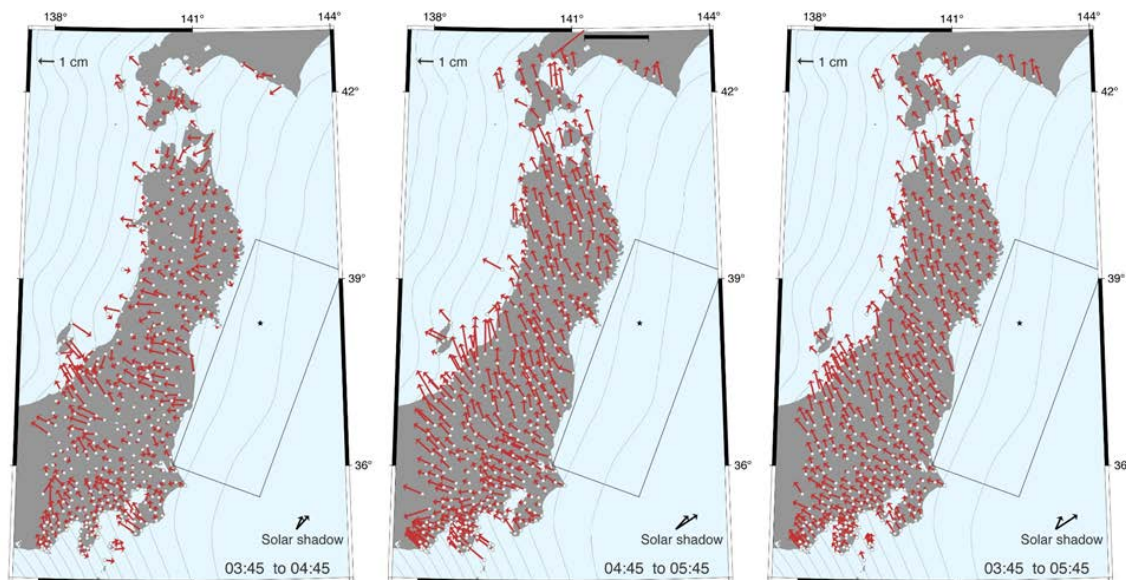
国土地理院から提供されている「日々の座標値(F3 解)」より

第五章 結果・地震直前の速度場

第四章で、測位結果にしばしば発生する誤差に関して議論したが、それを考慮した上で、[Fig.5-1] に東北沖地震直前の変位場を示す。左の2つの図は地震2時間前から1時間前(左)と、地震直前1時間(中央の図)に分けたもの、右の図が地震直前の2時間の間の平均的な変位であり、それぞれ東北地方全体の平均的な場を引き去ってある。

特に地震1時間前の動きは北北西向きで、広域にわたって系統的な変位を示している。これほど広域に表れるものは断層すべりによる実際の地面の動きとは考え難い。また系統的事象であることから、個々の局で異なる誤差を生むマルチパス誤差によるものでもなさそうである。

ここで最初に疑われる誤差源が日射によるピラーの変形である。このことを調べるために、太陽の影の方向（日照によるピラーの変形で動くべき方向）と大きさを図の下部に矢印で示した。曇りから急に日射が生じることによる変位はこの方向を向くであろう。また、継続的に日射があり太陽の方向が変わる場合は、観測時間帯の最初と最後の太陽の影の方向の差の向きの変位となるであろう。しかしここで見えている変位の方向はそれらのいずれとも一致しない。従って、この変位場に日射による変形の成分が入っていることは否定できないが、少なくともその成分だけを反映しているのではなく、軌道誤差や大気遅延勾配などを含む、広域で系統的に生じる測位誤差が複数重なりあった複雑なものであると思われる。

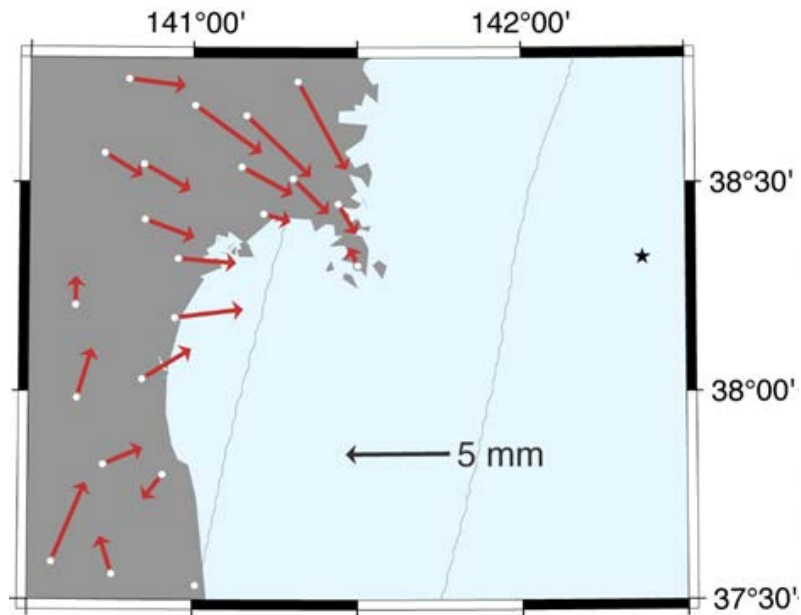


[Fig.5-1] RTNet による、地震2時間前から1時間前の変位場(左)、地震直前1時間の変位場(中央)、地震直前の2時間の間の平均的な変位(右)。各図の右下に日照によるピラーの変形で動くべき方向と大きさを示す。

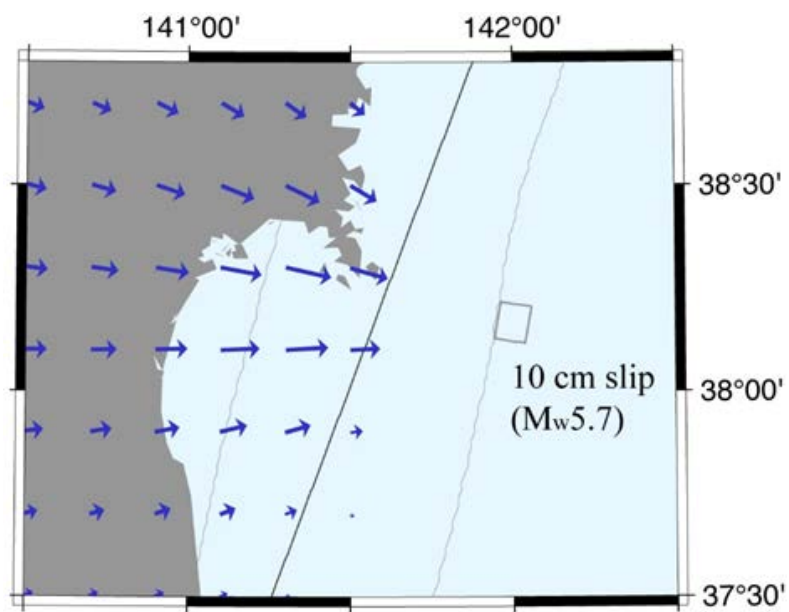
ここで、地震直前 1 時間の動き([Fig.5-1] 中の中央の図) に注目してみると、震源に近い宮城県沿岸部での北西向きの測位解が東北地方の他の地域に比べると小さく現れることが分かる。そこで、宮城県沿岸部での地震直前 1 時間の動きから、東北地方全体における平均的な動きを引き去り、測位解が小さく現れる原因を考えることとした。この様子を [Fig.5-2] に挙げる。

[Fig.5-2] に示すベクトルは、一見地震直前の断層が地震直前にゆっくりすべった時に生じるパターンを想起させる。[Fig.5-3]は、このような変位パターンをもたらす断層すべりをプレート境界上に仮定し、それによる地上変位を計算してプロットしたものである。ここで仮定したすべりは $M_w5.7$ という小さなもので済むことがわかる。この程度のプレスリップ (M_w6 以下)があったとしても、Hirose (2011)は Hi-net 傾斜計の地震直前のデータから、 M_w6 を超えるプレスリップは無かったことを報告している。したがって、この $M_w5.7$ のプレスリップが起こっていたとしても、Hi-net 傾斜計で検出できるレベルの傾斜変化は起こらないため、Hirose (2011)との矛盾は生じない。しかし、Fig.5-2 と Fig.5-3 の変位パターンはかなり異なる。プレート境界にある断層のすべりを仮定する限り、水平変位パターンは [Fig.5-3] のような地域的に均一なものとなり(断層がかなり深いため)、[Fig.5-2] で見るような牡鹿半島先端部に収束するような水平変位を再現することは難しい。これらを考慮すると、[Fig.5-2] のパターンは、おそらく大気遅延勾配や衛星軌道誤差等を起源とする、比較的狭い領域で系統的にあらわれる測位誤差である可能性が高いと思われる。

本研究では、地震直前 1-2 時間の時間スケールの GNSS データには、未知の系統的な誤差が信号に重なっており、 M_w6 程度のプレスリップがプレート境界で起こっていても、それによる地殻水平変位を高い信頼性で検出することは極めて困難であることが明らかになった。同時に本研究の結果は、2011 年東北沖地震の直前の数時間以下の時間スケールにおけるプレスリップが「無かった」と主張する根拠もないことを示唆する。今回は RTNet の測位解を利用したが、このテーマの研究を前に進めるためには、自前の新たな解析戦術によって大気、軌道、ピラー変形などの系統誤差を低減する方策を真剣に考える必要があるだろう。



[Fig.5-2] 宮城県沿岸部での地震直前 1 時間の動きから，東北地方全体における平均的な動きを引き去った時に見られる測位解の拡大図．



[Fig.5-3] 図に四角で示した断層で 10 cm の滑りが生じたと仮定（Mw5.7 に相当）した時の水平地殻変動のパターン．矢印のスケールは [Fig.5-2] と同じ．

第六章 第 I 編総括

解析ソフトウェア RTNet を用いた 30 秒サンプリングの精密単独測位の解に基づいて、2011 年東北沖地震の本震直後に生じた 3 余震(三陸沖余震, 茨城沖余震, Outer-rise 余震)における地震時変動や初期の余効すべりによる変位(afterslip)の様子, さらに本震直前における地殻変動の様子を GNSS 局の動きに注目し, 数十分から数時間スケールで観測した。

RTNet による地震直後のキネマティック測位解は, Munekane(2012)で挙げられている GIPSY-OASIS II software による結果とほぼ同等であることが確認できたが, 1 時間未満での短い時間スケールでの解析では, 系統的な測定誤差が大きく目立つことも分かった。また, これらの誤差を生じる数多くの要因を特定し, 軽減させる必要があるが, 数十分から数時間といった細かい時間スケールで GNSS 測位解を吟味するうえで必要な誤差要因の取り除きが効果的に使用できない状況であることも分かった。現に, 直前における地殻変動の測位解に現れる広範囲で統一的な水平変位の原因としては, 実際の地殻変動による信号ではなく, 軌道誤差と大気遅延勾配などが考えられるが, 本震による実際の変動によって GNSS 局自体も大きく動いているため信用性に乏しい。これは, それぞれのデータによって時間分解能が異なり, 単純に比較することができないからである。

さらに, 東北沖地震の前兆すべりを想起されるシグナルも一部地域で見られたが, このすべりを仮定した場合の地殻変動の様子は, Hi-net 傾斜計で検出できるレベルを下回っていることがモデル計算によって明らかになった。そのため, 2011 年東北沖地震の直前の数時間以下の時間スケールにおけるプレスリップが無いとは限らない。しかし一方で, 短い時間スケールでは, 高い信頼性で測位解を検出することは極めて困難であるため, 実際の地殻変動を示すシグナルである可能性は低く, 局地的な測位誤差である可能性も高い。

以上のことを踏まえて Kamiyama et al. (2014) について考える。この論文では, GNSS の衛星軌道や局のピラーで生じる熱膨張などに見られるハード面の不具合による誤差の評価, 時間分解能に関するノイズの評価がされておらず, 地殻変動や大気・電離圏の様子といった自然現象のみの変化を鑑みて地震直前の予兆について議論している。この結果, 地震約 3 時間前から, 場所によっては約 30 分前から変動傾向が変わっていると述べられているが, より短時間スケールで地震直前直後の地殻変動を観察するためには, 単純な測位解(生データ)とは別に, 大気, 軌道, ピラー変形などの様子を, 統一された時間分解能によって分析し比較する必要もあると考える。

II Movement after 3.11

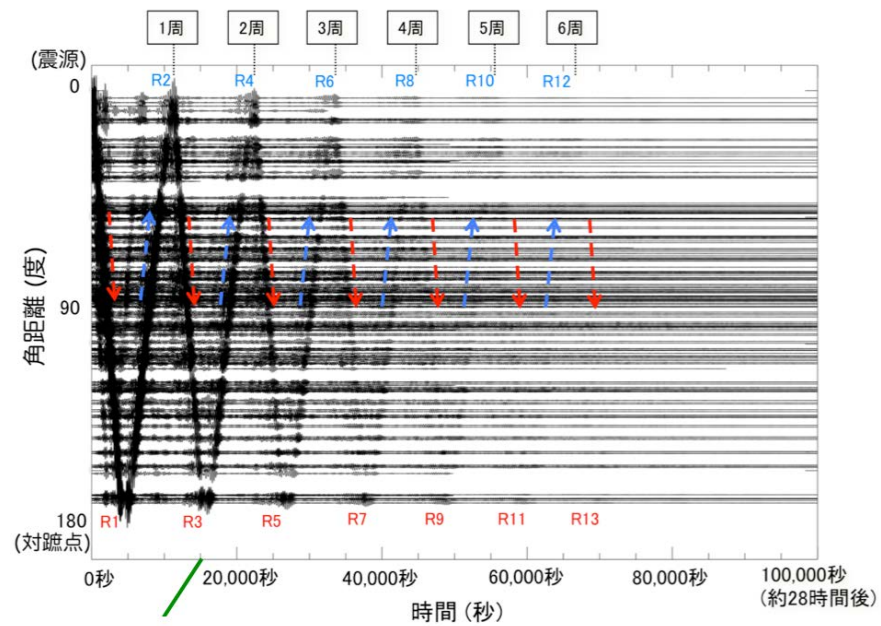
第一章 はじめに

地震波は P 波や S 波などの実体波と、レイリー波やラブ波などの表面波に分けられる。巨大な地震が発生すると、表面波が地球を何周も伝わり、それらどうしが干渉することによって特定の周期（波長）をもった成分だけが長い間継続する。そのため地球全体が数分から最長で一時間程度の様々な周期で振動し続ける。この現象を地球自由振動と呼ぶ。東北沖地震でも、日本のみならず、世界中に展開されている地震観測網によって地球を周回する表面波の様子が記録されている。また地球自由振動も様々なセンサーで観測されている。北海道大学の吉澤和範准教授は、世界各地に展開されているグローバル地震観測網 (Global Seismographic Network, GSN) を中心とした地震観測網によって観測された、東北沖地震由来の表面波（レイリー波の鉛直成分）の様子を、自身のホームページで報告している (<http://noreply.sci.hokudai.ac.jp/~seis/tohoku/>)。ここでは、表面波のうちの長距離を伝播する 3–5mHz の周波数帯域の長周期成分に着目すると、レイリー波は地球を 7 周以上したと述べられている。

ここで特筆すべきことは、従来重力計や長周期の地震計によって観測されてきた地球自由振動が、初めて GNSS によって変位として検出されたことである。Mitsui & Heki (2012) は、東北日本の GNSS 局位置の 30 秒ごとの時系列データをスペクトル解析し、それらの結果をスタックすることによって地球の固有振動周波数のスペクトルが卓越することを示した。同定されたスペクトルのピークには、基本伸び縮みモードと基本ねじれモードに対応するピークが確認されている。これは周波数領域における東北沖地震直後の地表の動きに注目した研究である。

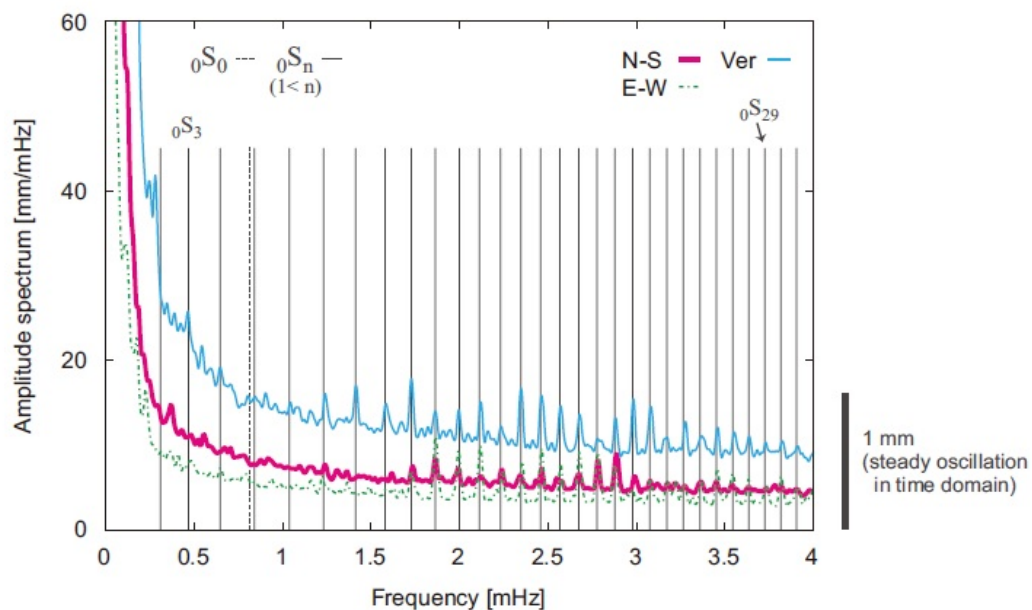
一方 Niu et al. (2016) は、GEONET データから得られた局位置の時系列解析によって、東北沖地震後 5~6 時間 に日本列島を通過する様々な表面波に伴う地殻変動の様子を検出している。これは時間領域での東北沖地震直後の地表の動きに関する代表的な研究である。しかし、そこでは観測対象が地球を 1 周した表面波による変位のみであり、2 周以上した表面波による変位については言及されていない。

そこで我々は、Niu et al. (2016) に倣って、時間領域で地表の動きをさらに詳しく解析してみた。観測期間は東北沖地震後 24 時間とし、サンプリング間隔は 30 秒とした。また地震前の地表の動きの解析で用いた RTNet の測位解だけでなく、国土地理院からリリースされた新しいマルチ GNSS 解析ソフトウェア GSI-LIB による解析結果も利用した。そこでは、観測地域を日本全国に広げ、各地域における地殻変動を研究対象とした。

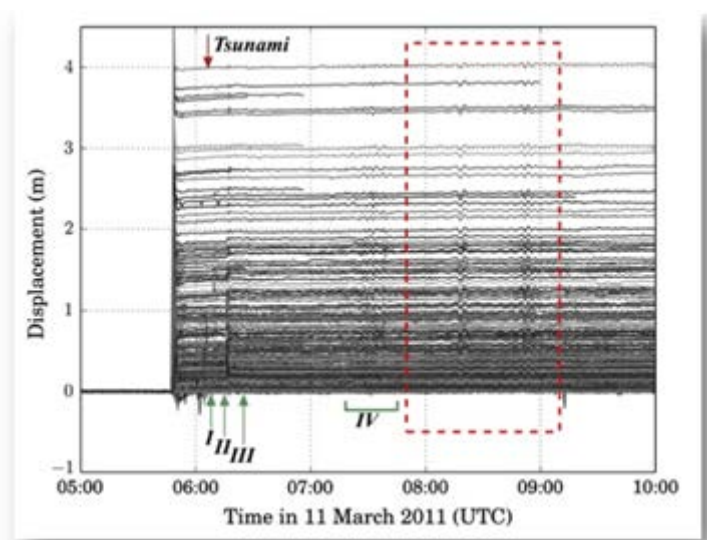


[Fig.1-1] 世界各地に展開されているグローバル地震観測網(Global Seismographic Network, GSN) を中心とした地震観測網によって観測された、東北沖地震由来の表面波（レイリー波の鉛直成分）が地球を周回する様子。データは Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)より。周波数 3-5mHz（周期 200～330 秒）のバンドパスフィルターを適用。

吉澤和範 「2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震地球を周回する長周期表面波の記録」 より



[Fig.1-2] 東北沖地震によって30秒ごとに観測される東北地方のGNSS局の位置から解析される振幅スペクトルの結果. 観測されたスペクトルが, Preliminary Reference Earth Model19 (PREM) に基づいて計算される基本伸び縮みモードが卓越する周波数の位置を示す黒い線に対応して卓越していることが確認でいる. 観測期間は3月11日 JST15:00 から12日 9:00. 右下には, この時間領域における安定した振幅1mmの大きさを示す. (Mitsui and Heki, 2012)



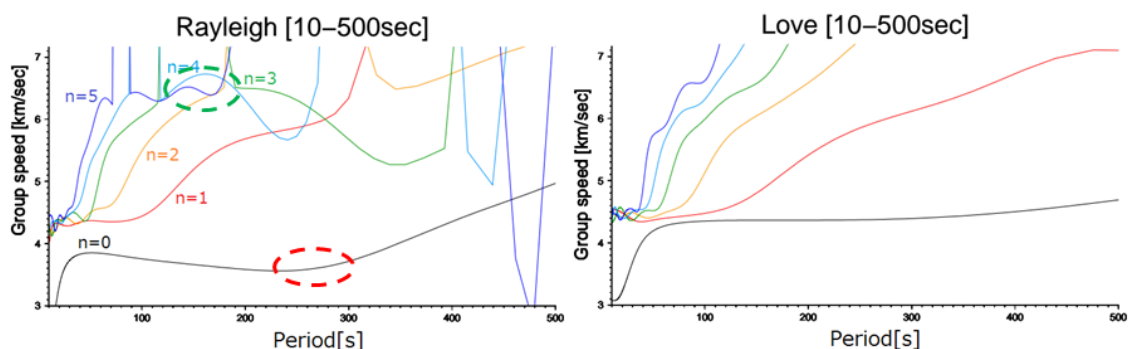
[Fig.1-3] 東北沖地震後に, GEONET が UT5 : 00–10 : 00 の間で記録した変位の東西成分. I ~ IIIは本震後の3つの余震の時間, IVならびに赤枠で囲まれた部分に見える測位解の凹凸は, 表面波の通過を意味する. (Niu et al., 2016)

第二章 表面波の通過

1. 表面波とは

表面波は地球の表面付近のみを伝播するので、地球内部を伝播する実体波よりも幾何学的な減衰が少ない。そのため遠くの観測点ほど実体波に対して表面波が卓越し、大きな地震では地球を幾周も周回した波も観測することができる。表面波にはレイリー波(Rayleigh wave)とラブ波(Love wave)がある。レイリー波はP波とSV波の干渉により生じ、ラブ波は地表付近の低速度層にSH波がトラップされるために生じる。それによりレイリー波では進行方向に向けて鉛直に立てた面内に楕円を描くように振動し、ラブ波は進行方向に対して垂直に水平面内で振動する。

表面波は様々な周期を持つが、その伝搬速度は周期の長い成分ほど深い地盤構造の影響を受けることが知られている。一般に地球の成層構造では、深いほど岩石の密度が高いため、地震波伝播速度も深部で速くなる。そのため長周期の表面波ほど速く伝搬する。逆に周期が短い表面波は、浅部の地震波伝搬速度を反映するため、伝播速度も遅い。こういった周期による伝搬速度の差によって、表面波の当初の波形は伝播とともに形を変えてゆく。このように、表面波の伝播速度が周期依存性を示すことを「分散」という。[Fig.2-1]に標準的な地球構造モデルであるPREM (Preliminary Reference Earth Model) から計算されたレイリー波とラブ波の群速度の周期依存性を示す。描画には、Computational Infrastructure for Geodynamics (CIG, <http://geodynamics.org/>) により開発された合成地震波形プログラム Mineos を用いた。地球構造モデルには、Mineos 付属の海なし PREM を使用した。図中の n は次数であり、表面波の振幅の深さに対する分布（「固有関数」と呼ぶ）に注目し、地表からの深さ方向における定常波と考えた時の節の数を意味する。



[Fig.2-1] PREM より計算されたレイリー波(左)とラブ波(右)の分散曲線。縦軸は群速度、横軸は各表面波によって振動する地表面の周期、 n は固有関数の次数(深さ方向における節の数)である。

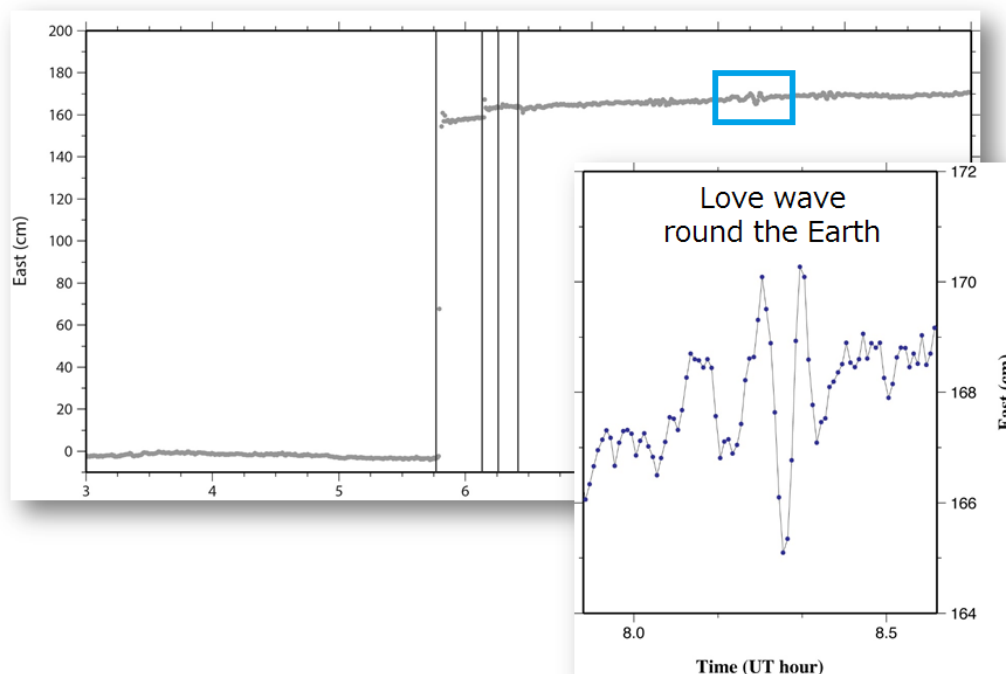
Computational Infrastructure for Geodynamics (CIG, <http://geodynamics.org/>) により開発された合成地震波形プログラム Mineos から、付属の海なし PREM から計算し作図した。

レイリー波の基本モード($n = 0$)の群速度の曲線を見ると、周期 50 秒、250 秒周辺で極値を取っていることが分かる。このうち 250 秒周辺で極値をとっている部分の周期付近の波群はエアリー相(赤破線で示した部分)と呼ばれ、これらの周期付近の波群はほぼ同時に到達し、振幅が大きく観測される。[Fig.2-1]より、エアリー相を形成するレイリー波の群速度は約 3.5 [km/s]だとわかり、地球を一周する道のりを 40,000 km とすると、一周にかかる時間は約 3 時間であることがわかる。また、高次成分($n \geq 1$)に極値が集中する部分(緑破線の部分)があり、これらの周期付近の波群も振幅が大きく観測される。それらの波の群速度は約 6.3 [km/s]であるので、2 時間弱で地球を一周することがわかる。

一方ラブ波の基本モード($n = 0$)では群速度の周期依存性が小さい(分散が小さい)ので、当初の波形がそのまま保存されて長距離を伝播する。[Fig.2-1]より、基本モードのラブ波の群速度は約 4.3 [km/s]であるので、地球を一周するのにかかる時間は約 2 時間半である。

2. 局位置の時系列に見る表面波の通過

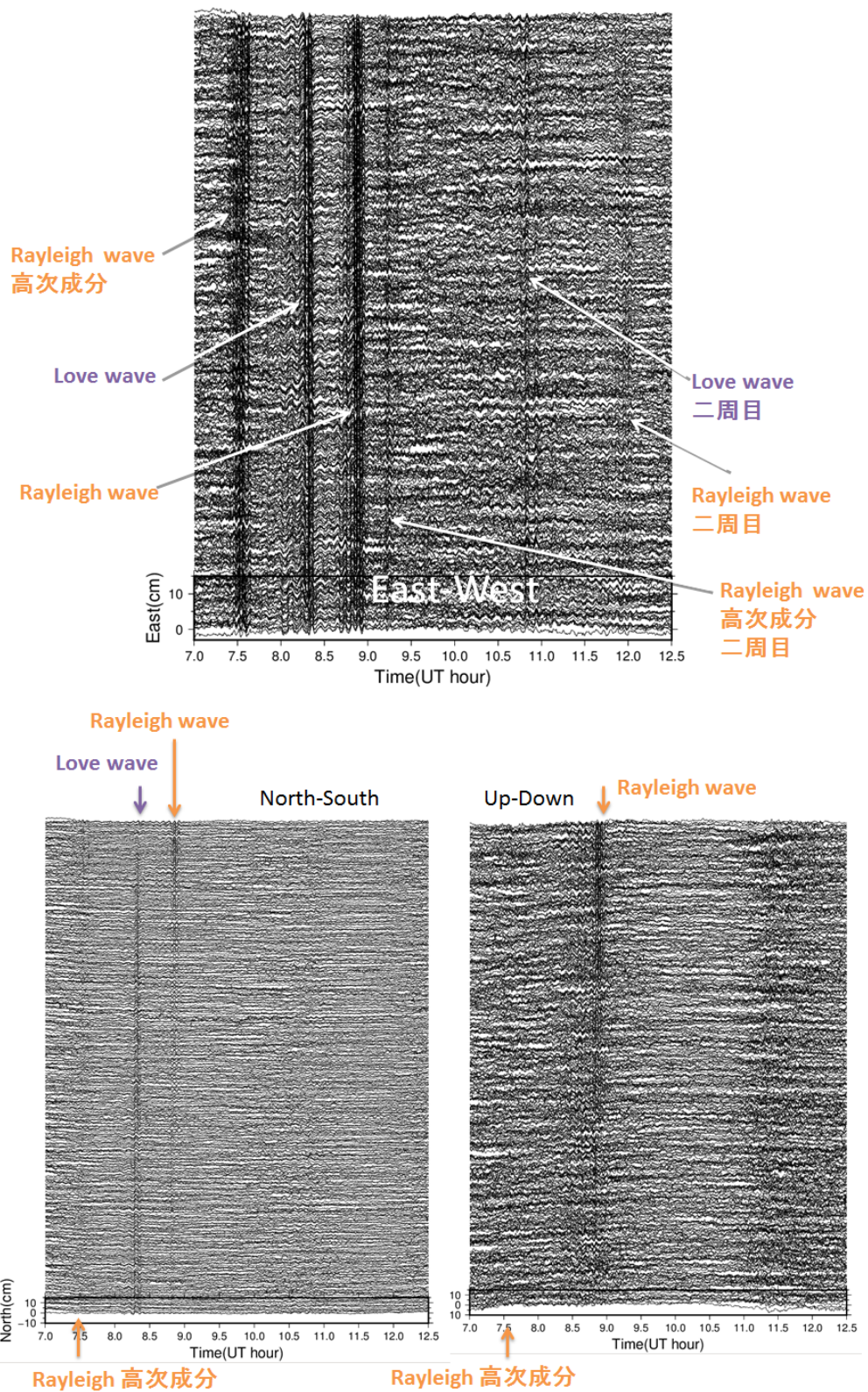
[Fig.2-2] に示す宮古(局番号 0028)での東西成分の RTNet に基づく測位解において、地震の 2 時間半後に見られる波形(図中の青枠内の波形)に注目する。その振幅は peak-to-peak で約 5 cm あることが確認できる。この波形は誤差やノイズによるものではなく、[Fig.2-1]の分散曲線の図より、地球を 1 周して震源近くに帰ってきた基本モードのラブ波によるものと推定できる。



[Fig.2-2] Miyako (No.0028) での測位解(東西成分). 観測期間は UT3.0–UT10.0. 使用 software は RTNet.

4 本の縦線は、本震、三陸沖余震、茨城沖地震、Outer-rise 余震の時刻を示す。曲線の拡大した図に見える点は 30 秒毎の測位解である。

次に、東北地域にある GEONET 点約 400 点の 3 成分(東西・南北・上下成分)の動きを、東の局から西の局へ(上から下へ)すべて並べたものを[Fig.2-3]に示す。まず地球を 1 周した表面波において、特に東西成分で UT7.5, UT8.3, UT8.9 周辺に黒い筋が明瞭に確認できる。これらは東北沖地震の約 2 時間後, 2 時間半後, 3 時間後であることから、それぞれレイリー波の高次成分, ラブ波, 基本モードのレイリー波が地球を一周して、再度震源近くを通過したことを意味している。東西成分が南北にくらべて振幅が大きいのは、基本的に 2011 年東北沖地震ではプレート境界断層上盤が東向きにずれたことを反映している。また上下成分にはラブ波は観測されないことも確認できる。少し後の時間帯を良く見ると、地球を 2 周して戻ってきた表面波が、東西成分で UT9.2, UT11.8, UT12.0 周辺にかすかな黒い筋として確認できる。これらはそれぞれ地球を二周したレイリー波の高次成分, ラブ波, 基本モードのレイリー波が通過したことを意味している。しかし南北成分, 上下成分では黒い筋がはっきりしない。これはそれらの成分の振幅が東西成分に比べて小さく、地球を周回する際の減衰によってノイズの中に埋もれてしまったからだろう。

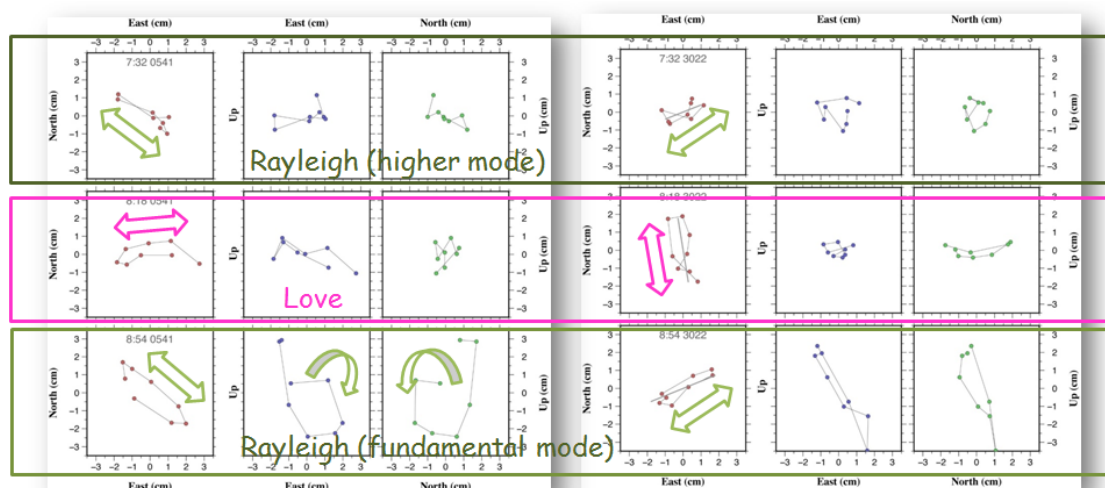


[Fig.2-3] RTNet による東北地方の測位解(UT7.0–UT12.5). 東の局から西の局へ (上から下へ)局ごとの解が並んでいる. それぞれの成分で確認できる測位解の凹凸は, 表面波の通過を意味している.

3. Particle motion

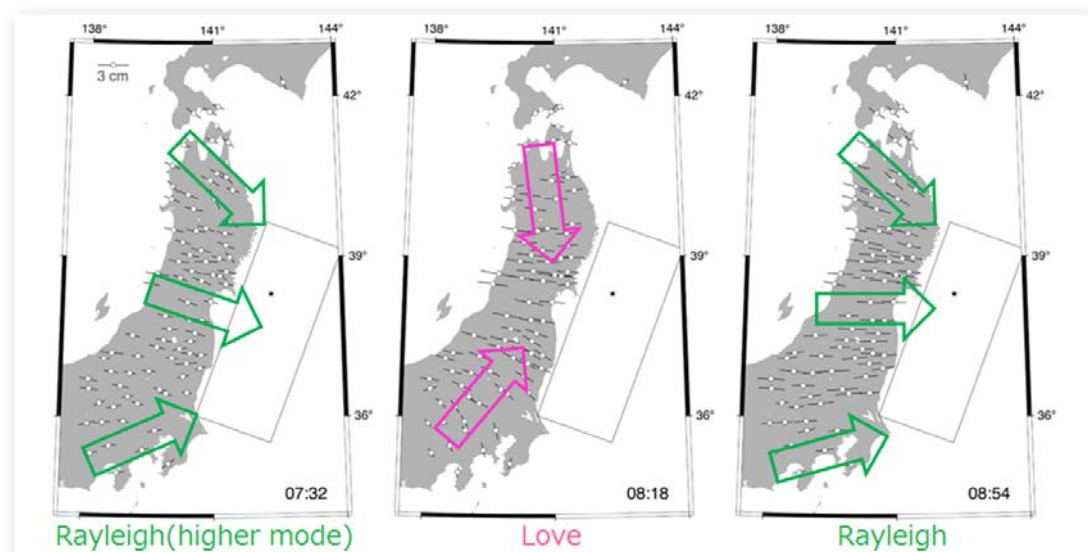
時系列で見える黒い縦筋が表面波によるものであることを明確にするために、3つの表面波が通過したとされる時の GNSS 局の動きを **particle motion** としてプロットしてみる。これにより、レイリー波やラブ波による地震動の 3 次元的な地面の振動の特徴や伝播方向を直観的に確認することができる。

[Fig.2-4] に青森(局番号 0541)と銚子(3022)での様子を示す。点は 30 秒ごとにプロットし、その間を直線で結んでいる。左は水平面内の動き、右二つは鉛直面内の動きであり、上からレイリー波高次項、ラブ波、基本モードのレイリー波の通過時の **particle motion** である（それぞれ UT7:32, UT8:18, UT8:54 の前後 2 分間）。青森において、ラブ波は水平面内の動きであり、**particle motion** でも上下方向の動きは小さい。基本モードのレイリー波では **particle motion** は鉛直な楕円を描いており、水平方向においては北西－南東方向へ振動していることがわかる。一方、銚子においても鉛直面内の動きは同様に楕円であることがわかるが、水平面内の振動の方位が、青森のものとほぼ直交（北東－南西方向へ振動）していることがわかる。



[Fig.2-4] 左が青森(局番号 0541)、右が銚子(3022)における **particle motion** の様子。それぞれの局において、左は南北－東西面内、中央は上下－東西面内、右は上下－南北面内の動き。上からレイリー波高次項、ラブ波、レイリー波の通過時における測位解の点を 30 秒ごとにプロットし、その間を直線で結んでいる。矢印は振動・回転方向を意味している。

次に、東日本でのレイリー波高次項、ラブ波、基本モードのレイリー波の通過時における水平 particle motion の振動方位（それぞれ UT7:32, UT8:18, UT8:54 の前後 3 分間の測位解より算出）をプロットしたものを [Fig.2-5] に比較する．図中の矢印は伝播方向を示している．前述のように断層のすべりの向きを反映して、東西の振動が主であることがわかる．しかし、地球を周回してきた表面波が震源に再び収束する際、断層の北側では北西から南東へ向けて、南側では南西から伝播するために、断層の北側と南側で振動方向が直交する．そのため、時系列データ [Fig.2-3] でも、南北に比べて東西に強くシグナルが現れたと考えられる．



[Fig.2-5] 東日本での水平 particle motion の様子。白い丸(○)はピラーが 02type である GNSS 局の位置、○から出ている棒は振動が大きかった方向を意味する．星印(★)は震源、その周辺の四角形で囲まれた領域はずれ動いた断層領域、矢印はそれぞれの表面波が震源に戻ってくる際の伝播方向を示す．

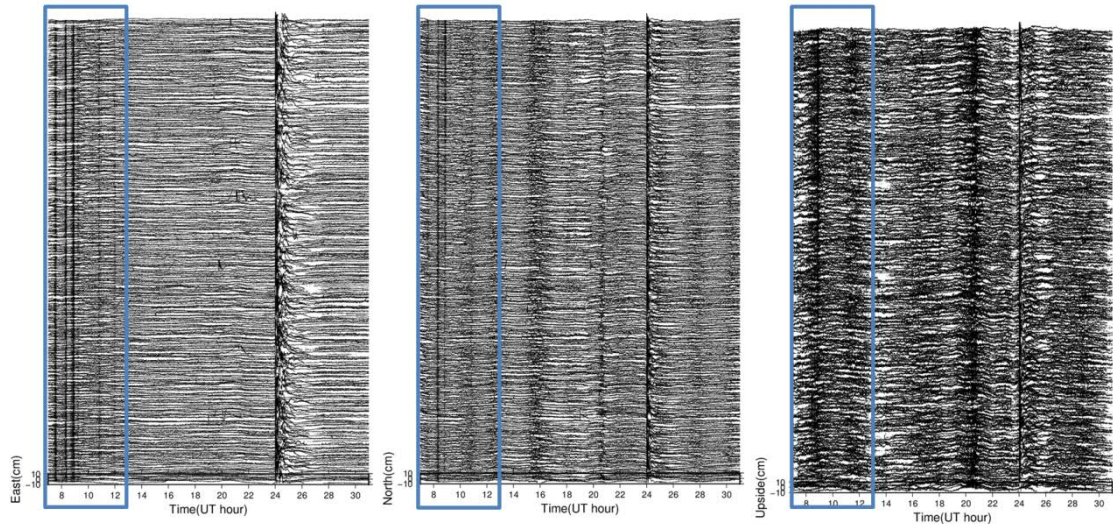
4. より長い観測期間でみた地表の動き

[Fig.2-3] に示した時系列データの観測期間を UT31.0（地震の翌日である 3/12 の UT7.0 に相当する）まで拡大してみる．すると、表面波による黒い筋とは明らかに特徴が異なる様々な黒い筋が確認できる．その様子を [Fig.2-6] に示す．

UT24 に見える筋は、日の境界で生じた人為的な乱れである．通常 GNSS の生データは RINEX (Receiver Independent Exchange) 形式で保存されるが、それらのファイルは日毎に別のファイルとなっており、キネマティック解析においても、もともとの二日におよぶ RINEX ファイルを結合させて一度に解析することは少なく、それぞれ別途解析した測位解を時系列の段階で結合させることが多い．ここで示した [Fig.2-6] の時系列でも、3/12 の様々な解（局位置や大気遅延）が初期化されてしまい、それらが収束して安定な挙動を示すようになるまでに多少の時間を要したことが測位解の乱れとなっているのだろう．

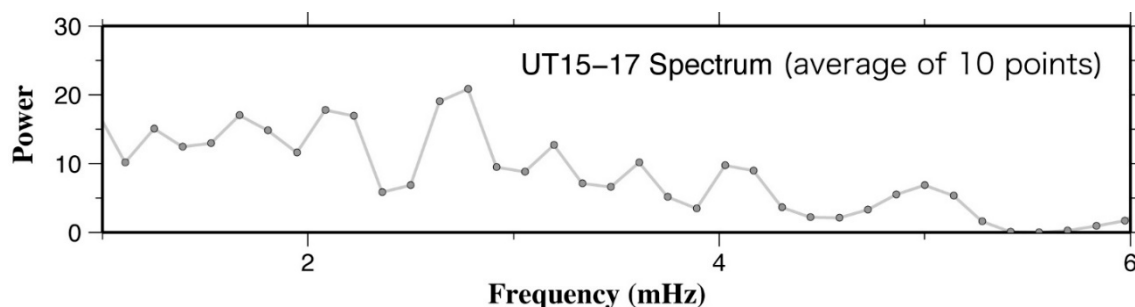
5.原因不明の縦筋

青い枠で示す地震直後の約三時間の間に生じた縦筋は表面波を示していると考えられる。その後の時間帯で、日の境界以外でも原因不明の黒い縦筋が何本か見えることがわかる。ここではそれらの原因について考察する。それらは特に南北成分と上下成分で顕著であり、約 1 時間の幅で継続していることが分かる。一方で、表面波の通過を示す信号が強く現れた東西成分ではそのような黒い筋は見当たらないという不思議な特徴を持つ。



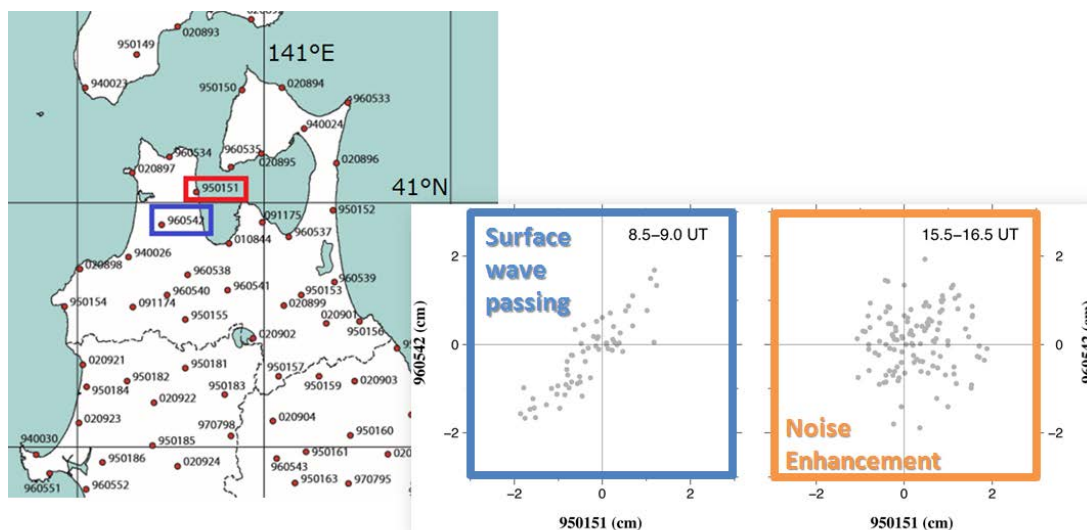
[Fig.2-6] RTNet による東北地方の測位解(UT7.0–UT31.0). 東から西に(上から下へ)局ごとの解が並んでいる。青枠内の測位解の凹凸は表面波の通過を意味し([Fig.2-3]参照), UT24 に見える測位解の凹凸は、2 日分の RINEX ファイルを結合させるために生じる人為的な乱れである。その後の時間帯では、原因不明の黒い縦筋が複数確認できる。

そこで、東北地方の GEONET 局から適当な 10 局を選び、その平均的な動きを求め、その時系列を用いて、典型的な謎の筋が現れている 16UT の前後 2 時間におけるスペクトル解析をした。それを Fig.2-7 に示すが、そこでは特定の周波数ピークが見られないことが確認された。これより、地球自由振動の振幅が一時的に高まるなどの、広域の範囲で一斉に地面が動くような現象はこの時間内に起きてはいないことが分かる。



[Fig.2-7] 典型的な縦筋が生じる 3/11 の UT15-17 の二時間における、東北地方の任意の 10 局の動きを平均して得られた時系列を解析して得られたスペクトル．特定の周波数成分が卓越するようなことは見られなかった．

ここでさらに近傍の局が同じような動きをしているかどうかを調べてみた．いずれも青森県にある蟹田（局番号 0151）と 金木(0542) の南北成分の動きの相関である．左が基本モードのレイリー波通過時の UT8.5－UT9.0，右の図が謎の乱れの時の UT15.5－UT16.5 における様子である．基本モードのレイリー波通過時では，両局が同じように動くため，高い相関がみられるが，UT16 の動きにおいては完全に無相関であることがわかる．このことから、この時間帯の座標解の乱れが実際の地表の動きを表しているのではないことが示唆される．



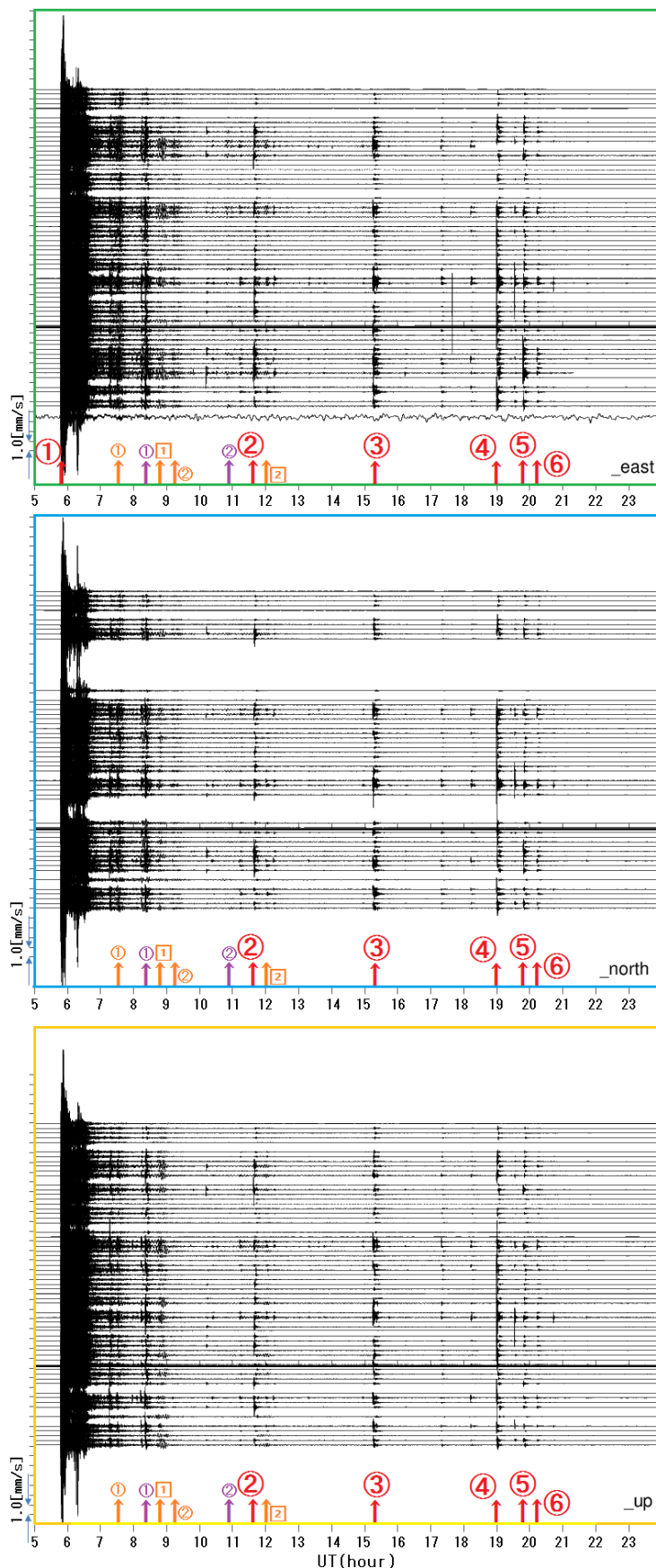
[Fig.2-8] 蟹田－金木間における測位解(南北成分)の相関の様子．横軸は蟹田(0151)，縦軸は金木(0542)の測位解．左が基本モードのレイリー波通過時の UT8.5－UT9.0，右の図が謎の乱れの時の UT15.5－UT16.5 における様子．

また、GNSS 測位解と同じ観測期間で、防災科学研究所 (NIED) が設置した広帯域地震計 (F-net) による地震動の動き (速度) も確認した。[Fig.2-10]の観測マップ中の青丸で示した、日本全国に設置されている 76 の観測点によって捉えられた速度型強震データのうち、5 秒ごとにプロットしたものを[Fig.2-9]に挙げる(上から下へ向かって、東から西の局が捉えた地震動(速度)の様子を並べている)。速度型強震データは、NIED が管轄する F-net ホームページ (<http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php>) 中の「データ取得」画面から、観測点、成分(サンプリング間隔)、観測期間を選択することで取得できる。我々は、観測点を「ALL」、成分を LHZ, LHN, LHE の 3 成分、観測期間を 3 月 11 日 UT5.0 から UT24.0 と設定し、データをダウンロードした。なお、データ取得の際に、住所、氏名、電話番号、メールアドレス等の個人情報を NIED に登録する必要がある(研究室の情報で構わない)。収集された情報は、NIED のプライバシーポリシーに基づき利用目的の範囲内で適切に取り扱う必要がある。

[Fig.2-9] より、当然余震で地震計は振れており、またそれ以外でも地面が揺れているもの多くは、地球を周回して帰ってきた表面波のものだと思われる。しかし、UT16 や UT21 などの GNSS キネマティック解にみられる乱れは、F-net の地震計には表れていないことがわかる。

ここで、図中の赤の矢印「↑」は、①東北沖地震 (Mw9.0, UT5:46)、②岩手県沖 (M6.7, UT11:36)、③茨城県沖 (M6.7, UT15:13)、④長野県北部 (M6.7, UT18:59)、⑤秋田県沖 (M6.4, UT19:46)、⑥三陸沖(M6.4, UT20 : 11) で発生した地震の発生時間を示している。これらの地震の情報は、第四章に記述している気象庁の「震度データベース検索」より引用した (<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>)。また、橙と紫の「↑」は、レイリー波とラブ波の通過時間を示す(橙①：レイリー波高次項成分 1 周目、紫①：ラブ波 1 周目、橙②：レイリー波基本項成分 1 周目、橙③：レイリー波高次項成分 2 周目、紫②：ラブ波 2 週目、橙④：レイリー波基本項成分 2 周目)。上下成分においては、ラブ波は観測されないはずであるが、[Fig.2-9]には、1 周目のラブ波の通過時間に筋が確認できる。これは UT8:12 に茨城県沖で(M6.4)、UT8:15 に福島県沖で(M6.6)、UT8:19 に茨城県沖で(M6.8)、UT8 : 27 に三陸沖で(M6.2)発生した地震などの、M6.0 以上の地震が多発している時間と重なっているためであると考ええる。

以上より、「スペクトル解析において、地球自由振動や表面波の通過を意味する顕著な周波数ピークが見られない。」「近傍の 2 局での動きに相関がない。」「地震計は揺れを捉えていない。」という 3 つの事実から、UT16, UT21 付近等で観測される GNSS キネマティック測位解の乱れは、実際の地面の動きとは無関係であることが分かる。



[Fig.2-9]

NIED によって日本全国に設置されている 76 の観測点によって捉えられた速度型強震データのうち、5 秒ごとにプロットしたもの。縦軸は速度(1 目盛りは 1.0[mm/s])、横軸の数字は 3 月 11 日における国際時間 UT を意味する。観測期間は 3 月 11 日 UT5.0 から UT24.0。データは F-net ホームページ よりダウンロード。

(<http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php>)

赤の「↑」は、以下の場所で発生した地震の発生時間を示す。

- ①：東北沖地震 (Mw9.0, UT5:46)
- ②：岩手県沖 (M6.7, UT11:36)
- ③：茨城県沖 (M6.7, UT15:13)
- ④：長野県北部 (M6.7, UT18:59)
- ⑤：秋田県沖 (M6.4, UT19:46)
- ⑥：三陸沖(M6.4, UT20 : 11)

震度データベース検索より引用

(<http://www.data.jma.go.jp/svd/>

[eqdb/data/shindo/index.php](http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php))

橙と紫の「↑」は、レイリー波とラブ波の通過時間を示す。

橙①：レイリー波高次項成分 1 周目

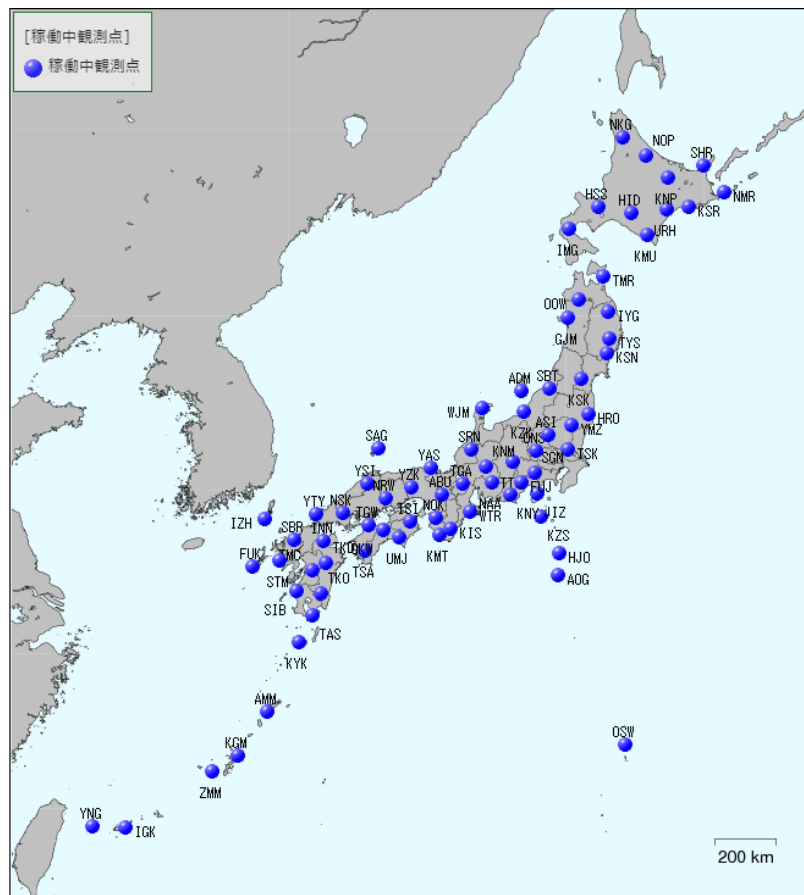
紫①：ラブ波 1 周目

橙②：レイリー波基本項成分 1 周目

橙②：レイリー波高次項成分 2 周目

紫②：ラブ波 2 週目

橙②：レイリー波基本項成分 2 周目



[Fig.2-10] F-net 観測点マップ (http://www.fnet.bosai.go.jp/st_info/station_map.php) .

第三章 GSI-LIB

東北沖地震が発生した 2011 年 3 月 11 日の RTNet によるキネマティック解析の結果、東北地表の局全体で UT16 等に見られる黒い筋（測位解の乱れ）の原因を明確にするべく、国土地理院が最近開発したマルチ GNSS 対応解析ソフトウェア GSI-LIB を用いることにした。解析に必要な GNSS 衛星の航法(衛星軌道情報)ファイルや観測生データのファイル(RINEX 形式ファイル)は国土地理院からダウンロードして用いた。GSI-LIB では、観測地域・期間等を自由に選択することができる。また、日本語版の図解付きマニュアルも整備されており(http://datahouse1.gsi.go.jp/gsilib/GSILIB_manual.pdf)、本ソフトウェアの使用経験のないユーザーでも、新たに講習等に参加することなく、マニュアルを参照しながら容易に解析を始めることができる。

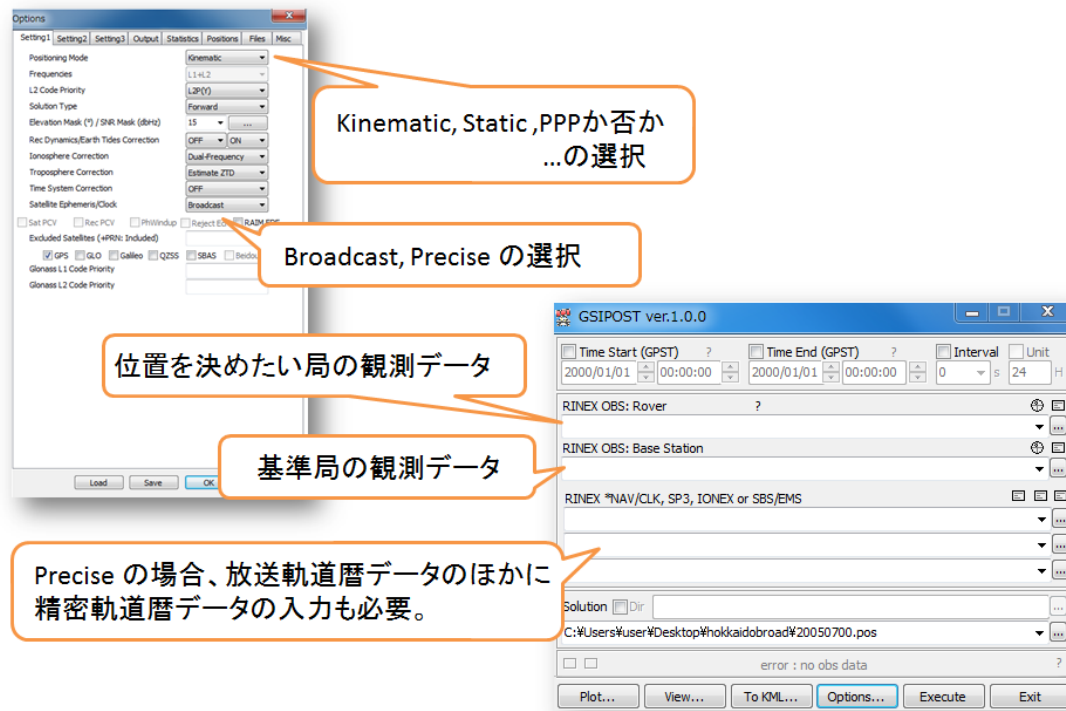


[Fig.3-1] GSIPOST_GUI のロゴ

1. ソフトウェアのダウンロード

マルチ GNSS 解析ソフトウェア GSILIB は、国土地理院内のホームページよりダウンロードができる(<http://datahouse1.gsi.go.jp/gsilib/gsilib.html>)。ただし、対応している OS は Windows に限定されており、MacOS や Linux 用のものは提供されていない。ダウンロード後、圧縮ファイル形式になっている GSILIB.zip を解凍し、gsilib¥bin¥gsipost_gui.exe を実行すると、[Fig.3-1] に示した GSIPOST_GUI のメインウィンドウが表示される。

ウィンドウの Option... ボタンにより測位オプションを設定することができ、setting1 では、測位解の種類、電離層や大気遅延の推定方法、暦の種類等を選択することができる。我々は測位解の種類(Positioning Mode)を Kinematic (30 秒ごとに測位解を計算)に、固体地球の潮汐補正(Earth Tides Correction)を ON、電離圏補正(Ionosphere Correction)を Dual-Frequency(今回の場合、GPS 衛星から送信される L1 と L2 の搬送波位相の線形結合をとることによって電離圏遅延を取り除いた位相をデータとして利用)に、対流圏のパラメータを Estimate ZTD(大気遅延を 7200 秒ごとに推定、この間隔は setting3 中の Est. Interval of ZTD(s)で調節可能)として以後の解析を行った。また、衛星の軌道(Satellite Ephemeris/Clock)においては、Broadcast(放送暦)と Precise(精密軌道暦)の双方を、用途によって使い分けた。



[Fig.3-2] GSIPOST_GUI のメインウィンドウとオプションウィンドウ (setting1) .

相対測位の場合、ウィンドウ中の RINEX OBS : ROVER 欄には、位置を決めたい局の観測データの RINEX ファイル名(.yyo が末尾であり、yy には観測した年が入る. 例えば 2011 年であれば .11o と表される)を入力し、RINEX OBS : Base Station 欄には、基準局の観測データの RINEX ファイルを入力する。単独測位の場合は Base Station のデータファイルは不要である。RINEX *NAV/CLK, SP3, IONEX or SBS/ EMS 欄には、Rover 局における.yyn (yy は観測年)の末尾をもつ GNSS 衛星の軌道情報データのファイル名を入力する。精密軌道暦を導入したい場合は、しかるべきファイルを適当な解析センターからダウンロードし、この欄 2 行目に IGS 精密暦が入ったファイル名を入力する（データの取得については後述参照）。

ウィンドウの Execute ボタンを押すと、実際の解析（パラメータの推定）が始まる。するとメインウィンドウの中央下部のステータスメッセージ枠に processing と表示される。処理状況は Q 値が 2 となれば正確に解析されていることになる。ちなみに Q は Q=1 : fix, 2 : float, 4 : dgps, 5 : single、を意味している。処理が終わると、plot...ボタンで解析結果を図として出力することができ、View...ボタンによりその内容がスクリーンに表示される。また、出力ファイルとして、観測データと衛星軌道情報データが収容されているフォルダ内に pos ファイルとして、新たに作成され、保存されている。

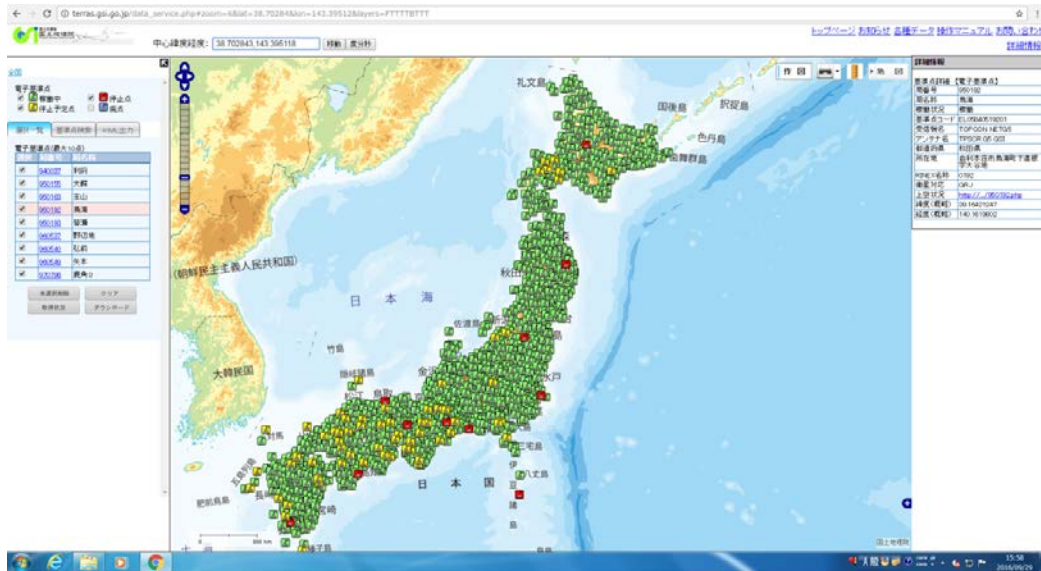
2. データの収集

GEONET の観測データや衛星軌道情報データは、国土地理院の「電子基準点データ提供サービス」より取得することができる(<http://terras.gsi.go.jp/>). メニューの「提供サービス入口」より電子基準点データが無料でダウンロードできるが、NIED と同様に、住所、氏名、電話番号、メールアドレス等の個人情報を登録する必要がある（研究室の情報で構わない）. 収集された情報は、国土地理院のプライバシーポリシーに基づき利用目的の範囲内で適切に取り扱う必要がある.

データ提供サービスにログインすると、日本全国の全電子基準点の分布が示された地図画面が現れる. ここから使用したい局データを選択または検索し、一日ごとの観測ファイルと衛星軌道情報ファイル（いずれも RINEX 形式）を一括ダウンロードする. ファイル名は、観測ファイルであれば「ssssddd0.yyo」と表される（衛星軌道情報ファイルであれば、最後は n）. ssss は観測局の番号、ddd は観測した日の通算日（3 月 11 日の場合は 070）を意味する.

IGS (International GNSS Service) の精密暦は、同じく国土地理院を通じて提供されているものを利用した(ftp://terras.gsi.go.jp/data/IGS_products/). このデータをダウンロードする際にも ID とパスワードが必要となるが、電子基準点のデータ取得の際に登録したものと同一である. この中のフォルダ名にある数字は GPS 週を意味し、1980 年 1 月 6 日 0 時に UTC(協定世界時)と同期して開始したときからの積算週である. うるう秒の補正は行われていないため、現在は国際原子時よりも 30 秒以上遅れていることに注意が必要である. 2011 年 3 月 11 日は 1626 週中の金曜日である. 我々は、1626/フォルダの中から `igs1626n.sp3.Z` (n=曜日を意味する数字, 0 は日曜, 1 は月曜, 5 は金曜...) をダウンロードして、IGS 精密暦のデータファイルとして解析に用いた.

いずれのファイルも圧縮されているため(ファイル名が.Z で終わる), コンピュータ上で `uncompress` コマンド等によって解凍する必要がある.



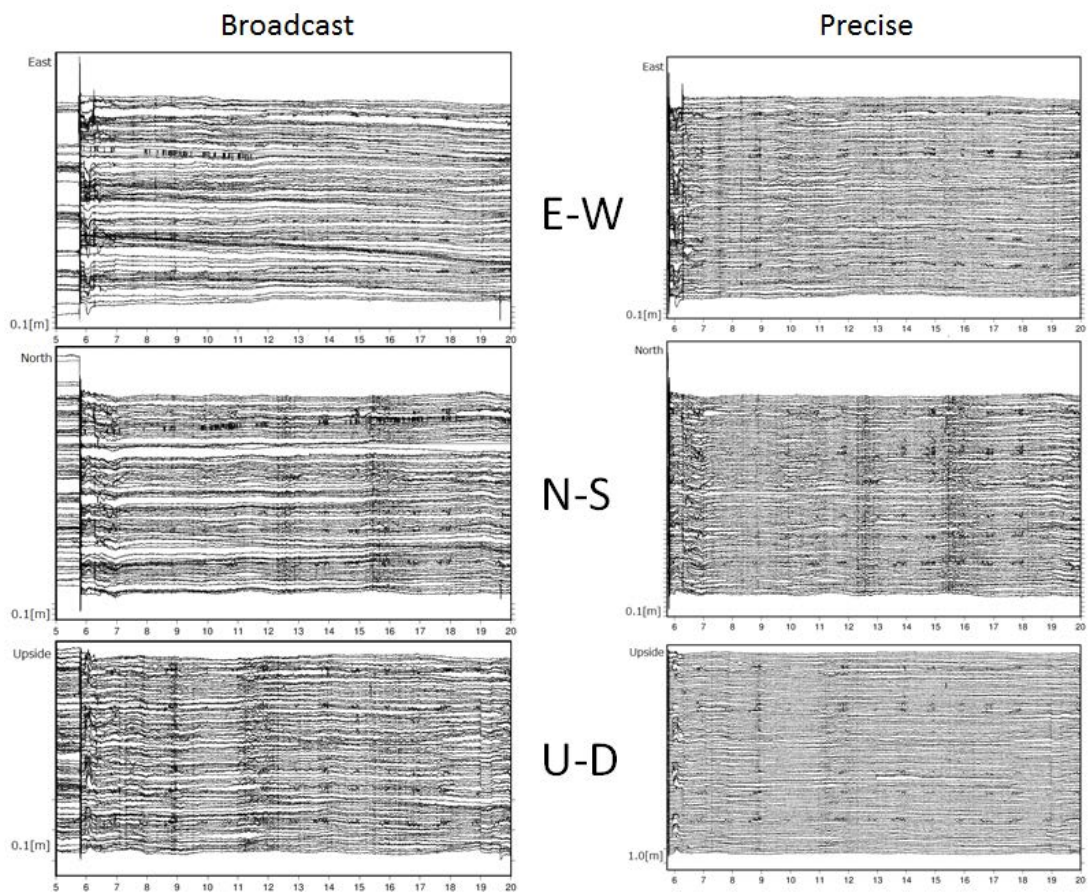
[Fig.3-3] 電子基準点のデータ提供サービス画面. 日本全国の全電子基準点の分布が示されている.

3. データの解析(黒い縦筋の再現性)

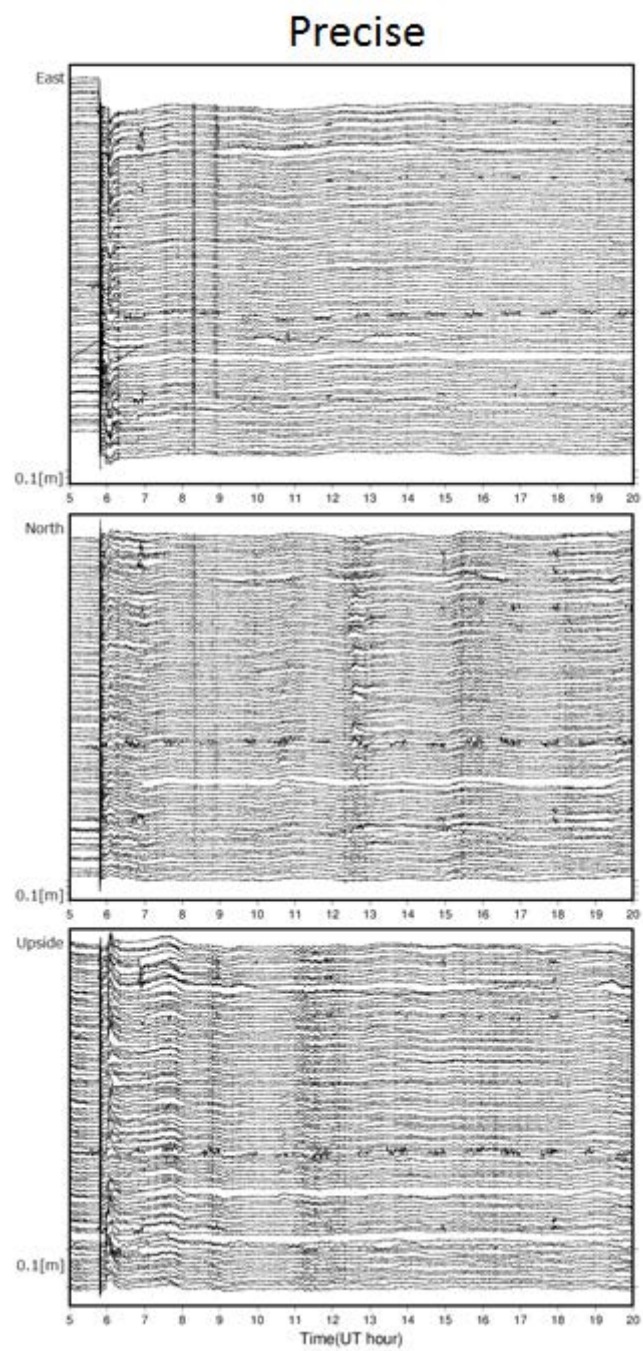
GSI-LIB を用いて得られたキネマティック相対測位解を用いて, RTNet と同様な時系列解析を行った. RTNet で見られた原因不明の縦の筋がどのように見えるかを概観する.

最初に, 精密暦と放送暦との違いに基づく測位解の違いを比較した. 基準局を両津(0232)に設定し, 東北地方の GEONET 局における測位解の様子を [Fig.3-4] に示す. 測位解が精密暦 (Precise) では安定することがわかるが, 安定性が向上するのは数十分以上の時間スケールの測位解であり, 短周期(数分程度)の細かい測位解の動きは, 放送暦, 精密暦に問わず明確に確認できる. また, [Fig.2-6] で示した RTNet による解析結果と同様に, 暦の種類にかかわらず, UT16 付近に南北成分において比較的強い振幅のシグナルが数十分続く現象(黒い縦筋)も確認された. しかし, 上述の結果より, この測位解の乱れによる黒い縦筋は, 軌道由来のものではないことがわかる. さらに, [Fig.3-5] に挙げた北海道の GEONET 局での精密暦による測位解の様子からも, UT16.0 付近に黒い縦筋が確認できる. これより, 黒い縦筋が現れる場所は東北地方だけでなくより広域にわたっていることが推測される.

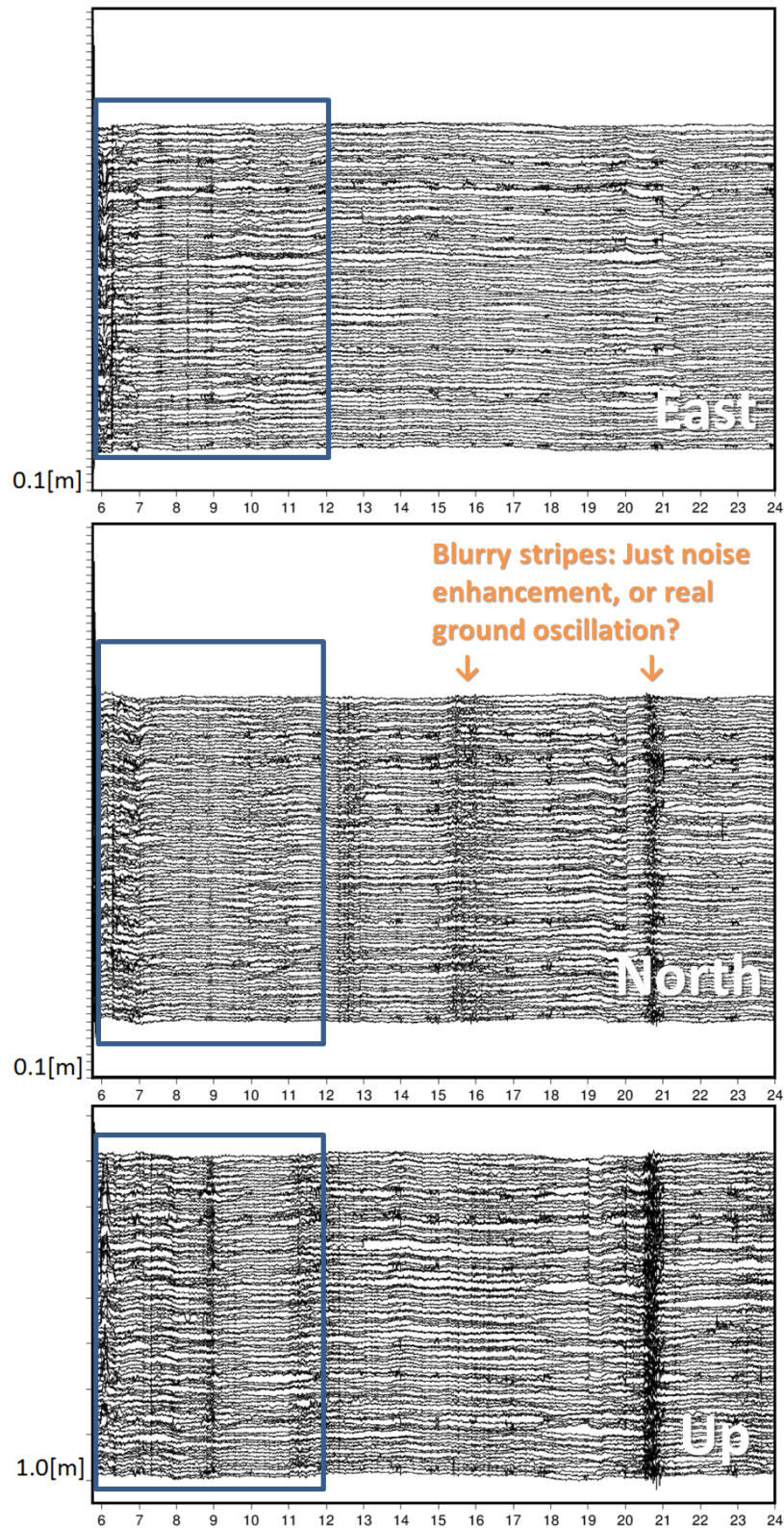
Fig.3-4, 3-5では解析は20時UTまでしか行っていないが, [Fig.3-6] では時間窓を広げ, 精密暦を用いて UT5.75 から UT24 までを解析した. 使用した局は東北地方の GNSS 局である. これより UT16 付近の縦筋だけでなく, UT21.0 付近で, より短い期間でひととき大きな振幅をもつ, はっきりした黒い縦筋が目立つことが確認される. これらの縦筋が生じる原因について次の章で議論する.



[Fig.3-4] 東北地方における GSI-LIB を用いたキネマティック解析で得られた測位解の様子(UT5.0ーUT20.0). 上から順に東西、南北、上下成分を示す。放送暦による解(左側)は、精密暦による解(右側)に比べて、数時間の時間スケールでのうねりやゆがみが目立つが、短い時間スケールでの測位解の乱れを示す黒い筋の様子は両者でほぼ同様である。



[Fig.3-5] 精密暦を用いた、北海道の GEONET 局の GSI-LIB のキネマティック解にもとづく測位解の様子 (UT5.0-UT20.0). 固定点は兵庫県大屋(0823). 東北地方と同じ時刻に縦筋が生じていることがわかる.



[Fig.3-6] 東北地方における測位解(精密暦)の様子(UT5.75－UT24.0). Fig.3-4 の時間窓を後ろに延長したもの。UT21 付近に一際目立つ黒い筋が確認できる。青枠内の縦筋は表面波によるものである。

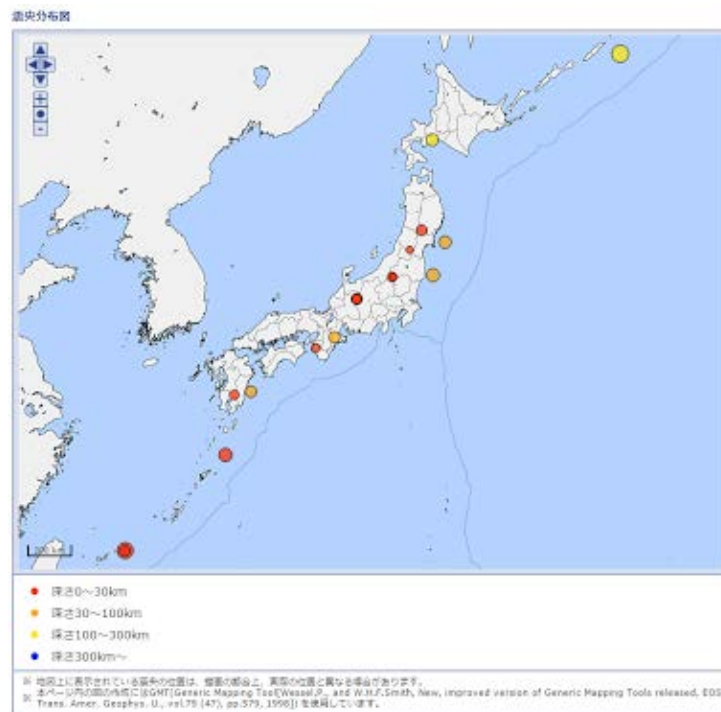
第四章 黒い縦筋の性質

RTNet の測位解を用いた研究で、2011 年東北沖地震が発生した 3/11 の東北地方の GNSS 局のキネマティック解の解析結果に、原因不明の黒い縦筋（同時発生的な測位解の乱れ）が時折見られることを報告した。そこでは、縦筋を作る測位解の乱れは実際の地面の動きではなさそうであるという中間的な結論を得たことを既に述べた。また前の章では、同様の縦筋が GSI-LIB を用いたキネマティック測位解でも見られることを述べた。本章では、縦筋の発生の原因は衛星の組み合わせであると仮定した。特にその原因を「衛星時計の不具合」と「衛星位置の幾何学的条件」に絞って検証を行った。

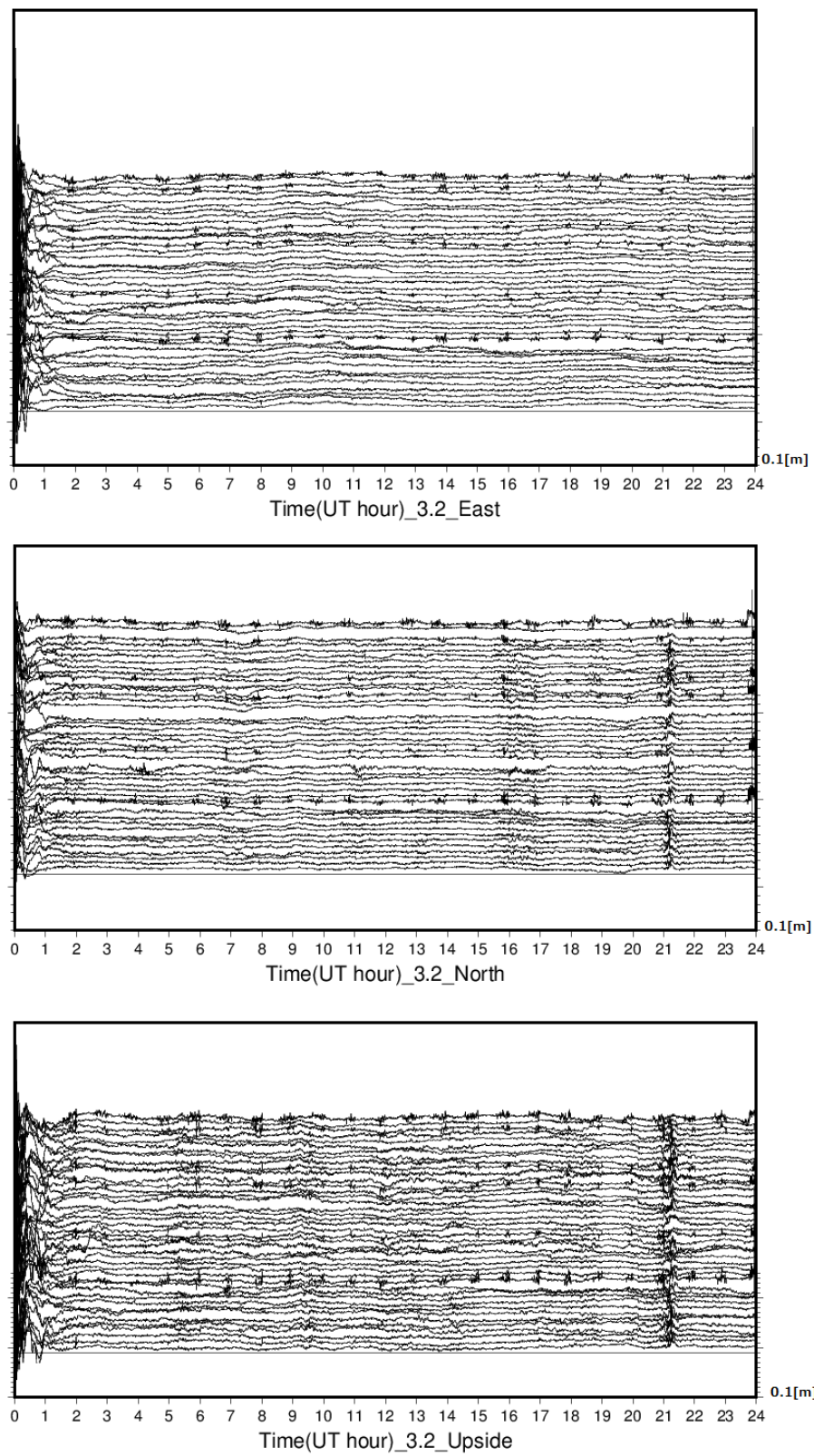
1. 黒い縦筋の周期性

縦筋の原因が衛星にあるならば、場所に依らず衛星が 1 恒星日毎に同じ位置にくるたびに同様な縦筋が現れるはずである。そこで我々は、GSILIB を用いて、東北沖地震が発生したのと異なる日時に東北地方から離れた場所で得られた測位解の時系列解析を行った。

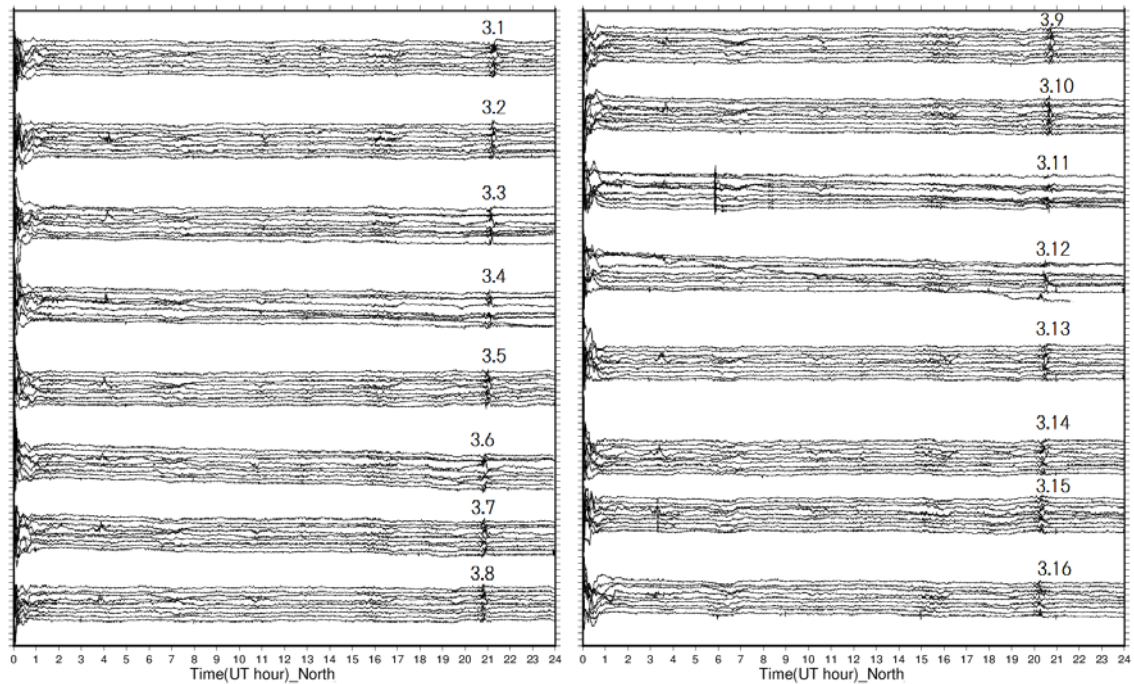
[Fig.4-2]には 2011 年 3 月 2 日における中国四国地方にある 80 局の測位解を、[Fig.4-3]には 3 月 1 日から 16 日(16 日間)における中国四国地方から選んだ 10 局の測位解をそれぞれ示す。固定点是对馬(0456)とした。[Fig.4-1]に見るように、3 月 1 日から 5 日の期間には、中国四国地方では大きな地震は発生していない。



[Fig.4-1] 3 月 1 日～5 日における震央分布図。中国四国地方には震源がないことが分かる。震度データベース検索より (<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>)。



[Fig.4-2] 2011 年 3 月 2 日における中国四国地方にある 80 局の測位解(精密暦). 地震が発生していないにも関わらず, 南北成分において, UT16 や UT21 付近に黒い縦筋が確認できる. 1 目盛りは 0.1[m].

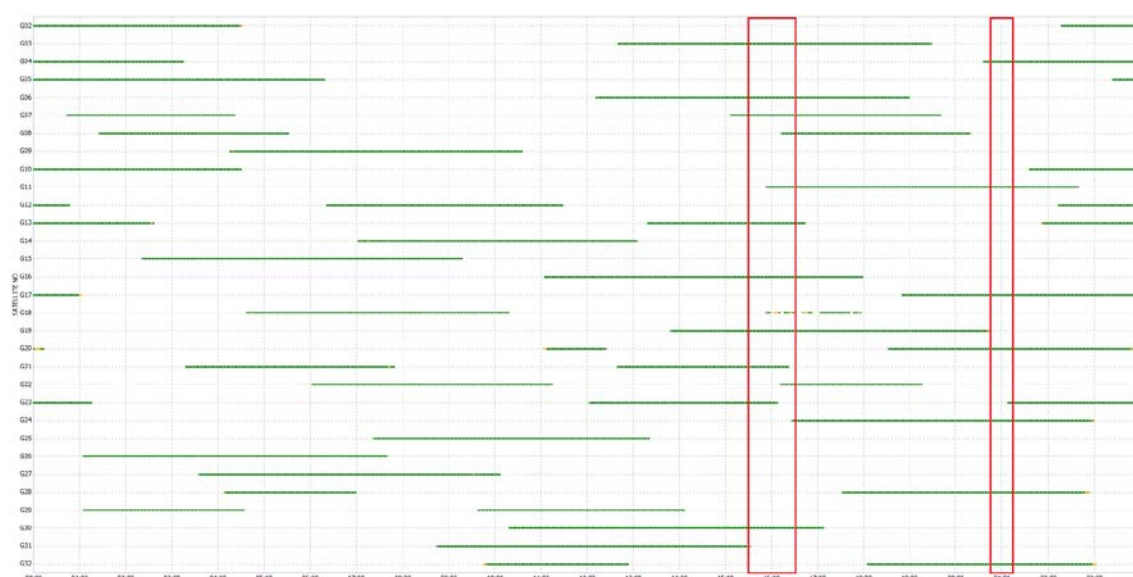


[Fig.4-3] 中国四国地方における測位解(精密暦)の南北成分の様子(3月1日－16日) 20UT 頃に現れる縦筋の出現時刻が 1 日ごとに約 4 分ずつ前にずれていることが分かる．1 目盛りは 0.1[m]．

[Fig.4-2] の通り, 地震が発生していないにも関わらず, 南北成分において, UT16 や UT21 付近に黒い縦筋が確認できる．また, この縦筋の動向を連続的に確認するために[Fig.4-3] を見ると, UT16 付近と UT20 付近に見える縦筋の時刻が, 日が経つにつれて少しずつ早まっていることがわかる．たとえば東北沖地震当日に見られる UT16 付近の縦筋が, 3 月 1 日には約 40 分遅い時刻に現れていることからわかる．これは縦筋の原因が特定の衛星の組み合わせによって生じる証拠となる．GPS 衛星の軌道周期が 1 恒星日の半分であるため, 同じ場所から見て同じ GPS 衛星が地平線から上がってくる時間は, 1 日ごとに 4 分ずつ早くなるためである．ちなみに UT0 付近で見られる測位解の乱れは, [Fig.2-6] の UT24 に見える筋と同じく, 日の境界で生じた人為的な乱れと同等である．

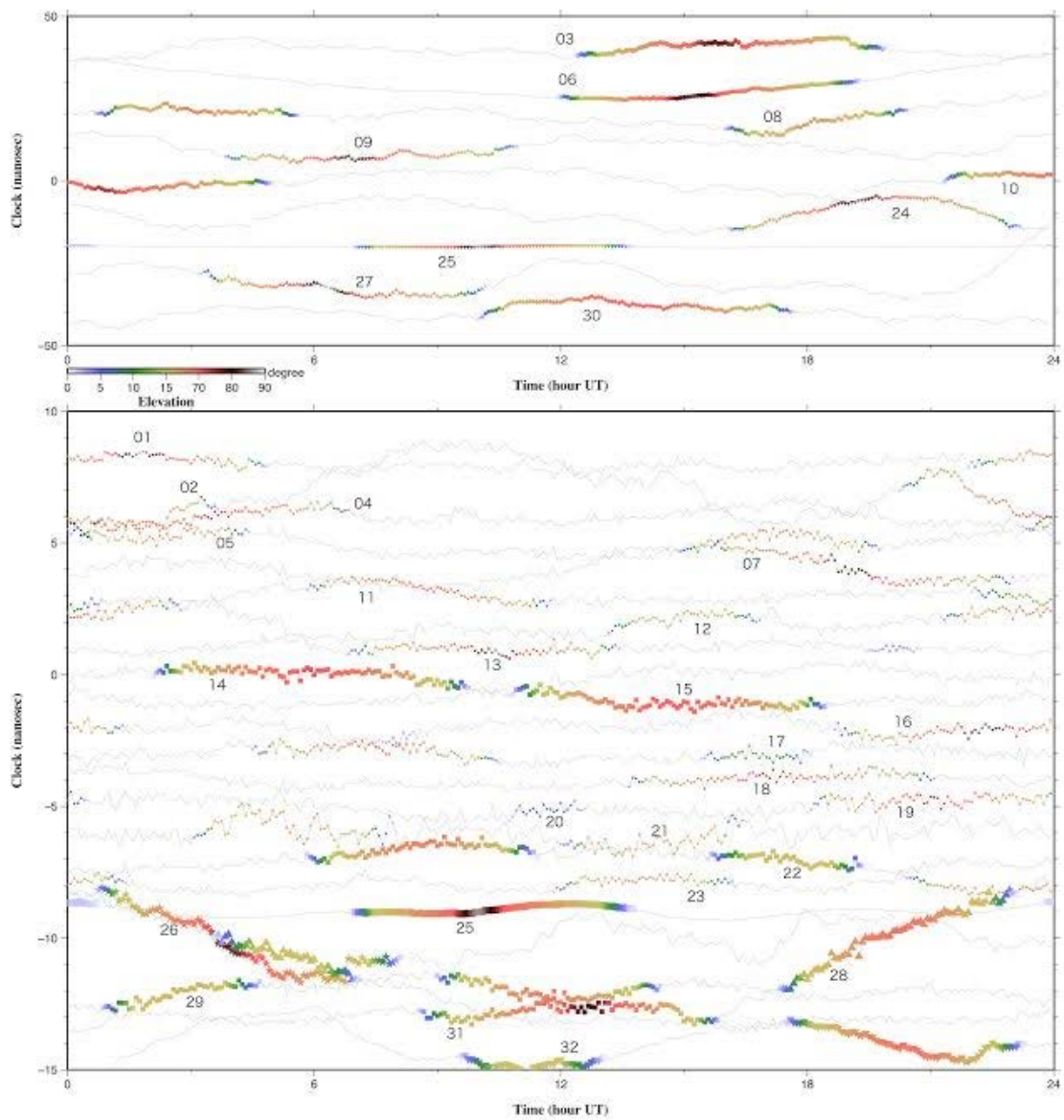
2. 時計のふらつき

GSILIBでは、各 GNSS 局上空に GPS 衛星が見えている時間を番号順にプロットする「可視解析機能」がついている。GSILOT（メインウィンドウの「plot...」ボタンから起動）のメニューで「File」－「Open Obs Data...」を実行し、確認したい GNSS 局における観測メッセージファイルを選択する。[Fig.4-3] は、青森（0541）における 3 月 11 日の上空に見えていた衛星の可視解析の様子である。縦筋が現れる 16UT の時刻で見えている衛星は、G03, G06, G07, G08, G11, G13, G16, G18, G19, G21, G22, G23, G30 であり、最もはっきりした縦筋が出る 21UT で見えている衛星は、G04, G11, G17, G20, G24, G28, G32 であることがわかる。



[Fig.4-3] 青森(0541)における 3 月 11 日の上空に見えていた衛星の可視解析の様子

精密単独測位では衛星の時計は IGS データセンターからダウンロードしたものを用いるが、特定の衛星の時計の歩度のずれが大きいと、測位解の精度に何らかの影響がある可能性がある。ここでは、東北地方から見えている衛星に、特に時計の乱れが大きい衛星が含まれていることが測位解の乱れの原因ではないかという作業仮説をたて、それを検証する。[Fig.4-4]は、3 月 11 日における、個々の GPS 衛星ごとの搭載時計のふらつきを描いたものである。色がついた部分が東北地方からその GPS 衛星が見える時間帯を示しており、その色は仰角を示している。[Fig.3-6]中の黒い縦筋が現れる UT16 や UT21 付近においては、顕著な時計のふらつきは確認できない。また、UT16－UT23 にかけて 10 ナノ秒程度のふらつきが 24 番衛星(G24)で見られるが、この時間帯でも目立つ縦筋は見られなかった。以上より、特定の衛星の時計が大きくふらつくことによって測位解が乱れるという可能性は低いことが示された。



[Fig.4-4] 3月11日におけるGPS衛星搭載時計のふらつきの様子（IGSからダウンロードした衛星時計のデータを二次式で近似し、残差をプロットしたもの）。番号は衛星番号を示す。赤い部分は仰角が高く、青い部分は仰角が低い。灰色の部分はその衛星が東北日本から見えていないことを示す。時計の変動の大きなものを上の図に、小さなものを下の図にプロットしてある。縦筋が生じる時刻(UT16, UT21)に、時計の乱れが大きな衛星が見えているという傾向は見られない。

3. 衛星を取り除く

GSILIB では特定の衛星を解析に際して使用しない（取り除く）機能がついている。メインウィンドウの「option...」から「setting1」に進み、「Excluded satellites」で、測位で除外する衛星番号を空白区切りで複数入力できる。この機能を使って、東北沖地震に関係ない中国四国地方の 3 月 2 日において、黒い縦筋に何らかの影響を与えていると考えられる衛星を取り除いた前と後で、縦筋の現れ方の変化を確認した。

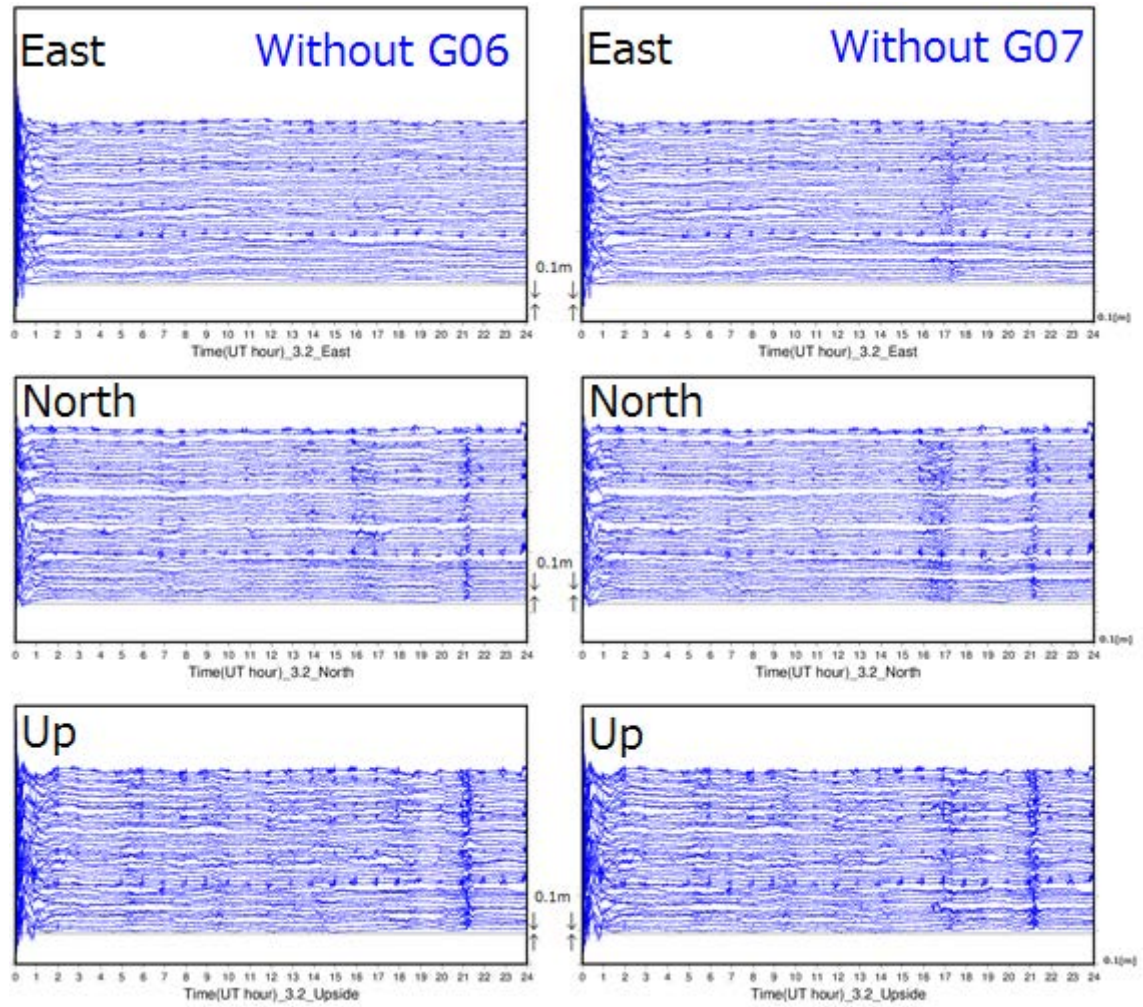
縦筋が顕著な UT16 付近に注目し、その頃から見え始めるという理由で GPS の 06 番衛星や 07 番衛星を取り除き、[Fig.4-2]と比較した。その結果、縦筋を取り除こうとしたはずが逆に増えることが確認された。また、今まで黒い縦筋が出てこなかった東西方向にも縦筋が出るだけでなく、UT17 付近で全方向に一斉に筋が現れることも確認できる。この手順で分かったことは、観測に使う衛星を減らすと縦筋がより強調されるという事実である。すなわち、縦筋の原因は、特定の何らかの問題を有した衛星が存在することではなく、縦筋が現れる時間帯における衛星の分布に原因があることが強く示唆される。

そこで我々は、GSIPLOT の skyplot 機能を用いて、縦筋が見られる 16.5UT 付近のある瞬間の衛星分布と、他の時間帯で測位解が安定している時刻、例えば 18.0UT 付近の瞬間的な衛星分布を、高知県北川(1053)の上空での衛星分布として比較した [Fig.4-6]。これは「可視解析機能」ウィンドウからツールバーのプルダウンメニューを選択し、「skyplot」に切り替えたのち、「Edit」－「Time Span/Interval...」によりプロットする時間帯を設定して表示することができる。

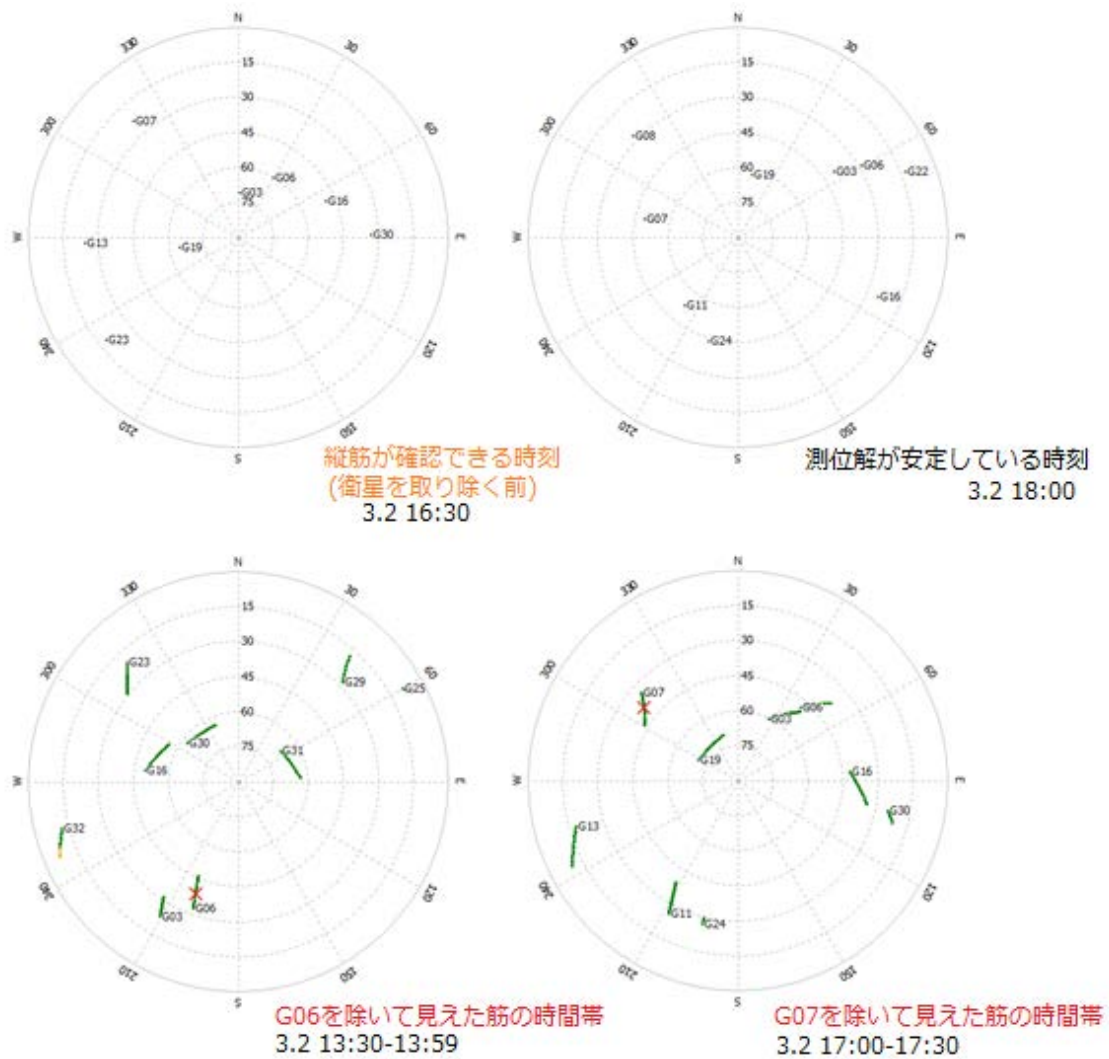
衛星の分布を二つの時刻で比べてみる。筋が見える時間帯では、東西には衛星の分布が広がっているが、南側に衛星は少なく(3 つあるが、南方向には広がっていない)、南北の分布範囲が狭いことが確認できる。例えば UT16.5 の衛星を見ると、方位角 90 度から 230 度くらいの広い範囲に一つも衛星が無いことが分かる。そうするとその方位角の中心、つまり 150 度方向の位置（座標）を決めにくくなる。他に縦筋が現れる UT7.0 や UT8.0 等の時刻でも同じ傾向がある。一方測位解が安定している例として挙げた UT18 付近には、そのような方位角の空白が存在しないことがわかる。

次に、G06 を除くことで観測される筋の時間帯(JST13:00-13:59)、G07 を除くことで観測される筋の時間帯(JST17:00-17:30)の skyplot を見てみる。やはり、筋が出る時は、広い方位角の範囲で衛星が無い時期に相当することが確認でき、特にこれらの例では、それらが方位角の空白を埋める重要な衛星だったことがわかる。

これより、黒い縦筋の原因は、上空にある GPS 衛星の分布非対称性、すなわち「精度劣化性 (Geometric Dilution Of Precision, GDOP)」の可能性が高いことが分かった。これについては次の章で詳しく議論する。



[Fig.4-5] 特定の衛星を除いて解析したときの、3月2日における中国四国地方の測位解。(左) G06を除いた場合の測位解, (右) G07を除いた場合の測位解。いずれも衛星を除かない[Fig.4-2]と比べて筋が強調されることがわかる。



[Fig.4-6] 3月2日のいくつかの異なる時間帯における高知県北川のGNSS局(1053)でのskyplotの様子.
縦筋が見える時間帯では、衛星の南北における分布範囲が狭く、方位角の空白が目立つことが確認できる。

第五章 GDOP (Geometric Dilution Of Precision)

1. 原理

GDOP は一般的に幾何学的な要因(Geometric)で本来の測位精度(precision)が悪化する(dilution)現象である。局位置の 3 成分を推定するには位置が既知の三衛星からの距離がわかれば良いが、それらの衛星はいろんな方向にあることが望ましい。極端な場合、三つの衛星がみな x 軸方向にあったとすると、x 軸方向の位置しか決められないことになる。

GDOP を求める計算式は小坂 (1987) に示されている。ここでは、その概要を説明する。GPS 測位システムにおいて相対測位を行う際、衛星の位置 (x_i, y_i, z_i) と、測位の対象になる受信局の位置 (x, y, z) との間の測距離 R_i を求めるとき、次の式が成り立つ。 n_i は観測点と i 番目の衛星の位置 $(i = 1, 2, 3 \dots n)$ との間に生じる観測誤差、 δ_i は i 番目の衛星における時計誤差、 δ は測位の対象になる受信局の時計誤差を示す。

$$\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2} + c(\delta - \delta_i) = R_i + n_i \quad (5-1)$$

(5-1) 式は非線形方程式であるが、多くの測位問題では直接 (x, y, z) を求める代わりに、事前に移動体の位置に関する大凡の位置情報 (x_a, y_a, z_a) を用いて、式 (5-2) のような線型方程式に近似し、線形推定問題を解くのが一般的である。ここで $\Delta x = x - x_a, \Delta y = y - y_a, \Delta z = z - z_a$ であり、 $\vec{x} = (\Delta x, \Delta y, \Delta z, \delta - \delta_i), \vec{n} = (n_1, n_2, n_3 \dots n_n)$ である。

$$\vec{y} = H \vec{x} + \vec{n} \quad (5-2)$$

また、行列 H は観測点から i 番目の衛星への単位方向ベクトル $\vec{h}_i$ (観測方向ベクトル) から成り立っており、以下の式(5-3)が成り立つ。

$$H = \begin{pmatrix} \vec{h}_1 \\ \vdots \\ \vec{h}_n \end{pmatrix} \quad \dots(5-3)$$

(5-2)式で与えた線型方程式に基づく最小二乗推定量 $\vec{x}_e$ に対する推定誤差共分散行列 P においては、次の式が成り立つ。

$$P = E\{(\vec{x} - \vec{x}_e)(\vec{x} - \vec{x}_e)^T\} = (H^T V^{-1} H)^{-1} = \begin{pmatrix} q_{xx} & q_{xy} & q_{xz} & q_{xt} \\ q_{yx} & q_{yy} & q_{yz} & q_{yt} \\ q_{zx} & q_{zy} & q_{zz} & q_{zt} \\ q_{tx} & q_{ty} & q_{tz} & q_{tt} \end{pmatrix} \quad \dots(5-4)$$

ここで、 V は観測誤差ベクトル n の共分散行列であり、次のように表される。

$$V = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & & 0 \\ & \ddots & \\ 0 & & \sigma_n^2 \end{pmatrix} \quad \dots(5-5)$$

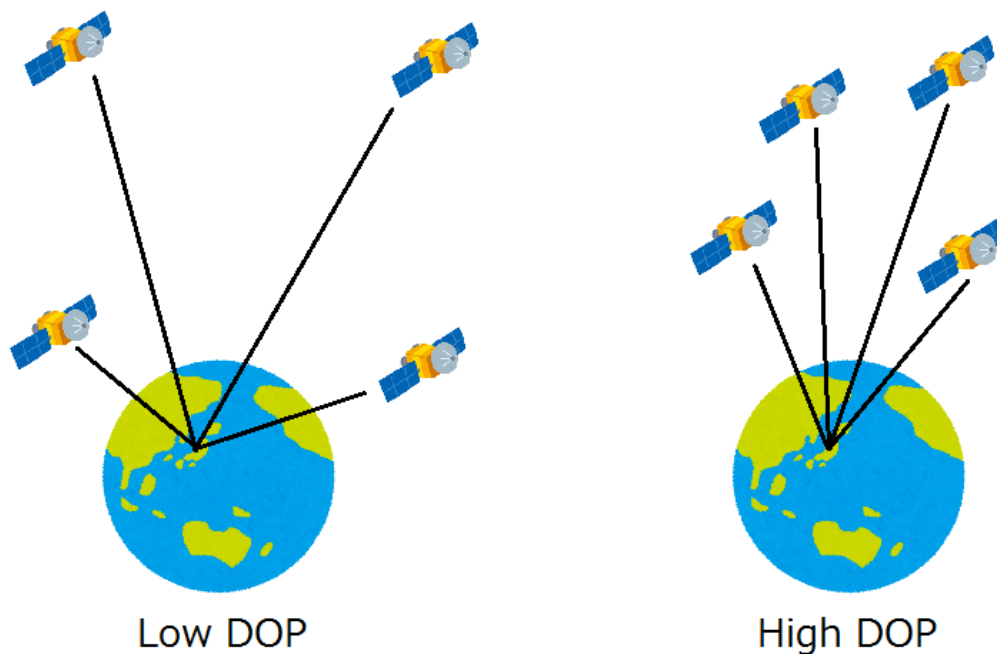
以上より、測位における推定誤差の大きさは、観測誤差の影響 V だけではなく、測位対象となる観測点と衛星との幾何学的な位置関係 H に大きく左右されることになる。そこで、推定誤差共分散行列 P のトレースの平方根を GDOP と定義し、式は以下の(5-6)式のように表される。

$$GDOP = \sqrt{\text{trace}(P)} = \sqrt{q_{xx}^2 + q_{yy}^2 + q_{zz}^2 + q_{tt}^2} \quad \dots(5-6)$$

GDOP は、受信機時計誤差の精度劣化を意味する TDOP (Time Dilution of Precision) と、位置誤差の精度劣化を意味する PDOP (Position Dilution of Precision) に分かれ、さらに PDOP の水平成分と鉛直成分だけを数値化した HDOP (Horizontal Dilution of Precision), VDOP (Vertical Dilution of Precision) もある。PDOP, HDOP, VDOP においては、以下の関係が成り立つ。

$$PDOP = \sqrt{q_{xx}^2 + q_{yy}^2 + q_{zz}^2} = \sqrt{HDOP^2 + VDOP^2} \quad \dots(5-7)$$

この値が小さいほど精度の高い位置座標を得られることになる。

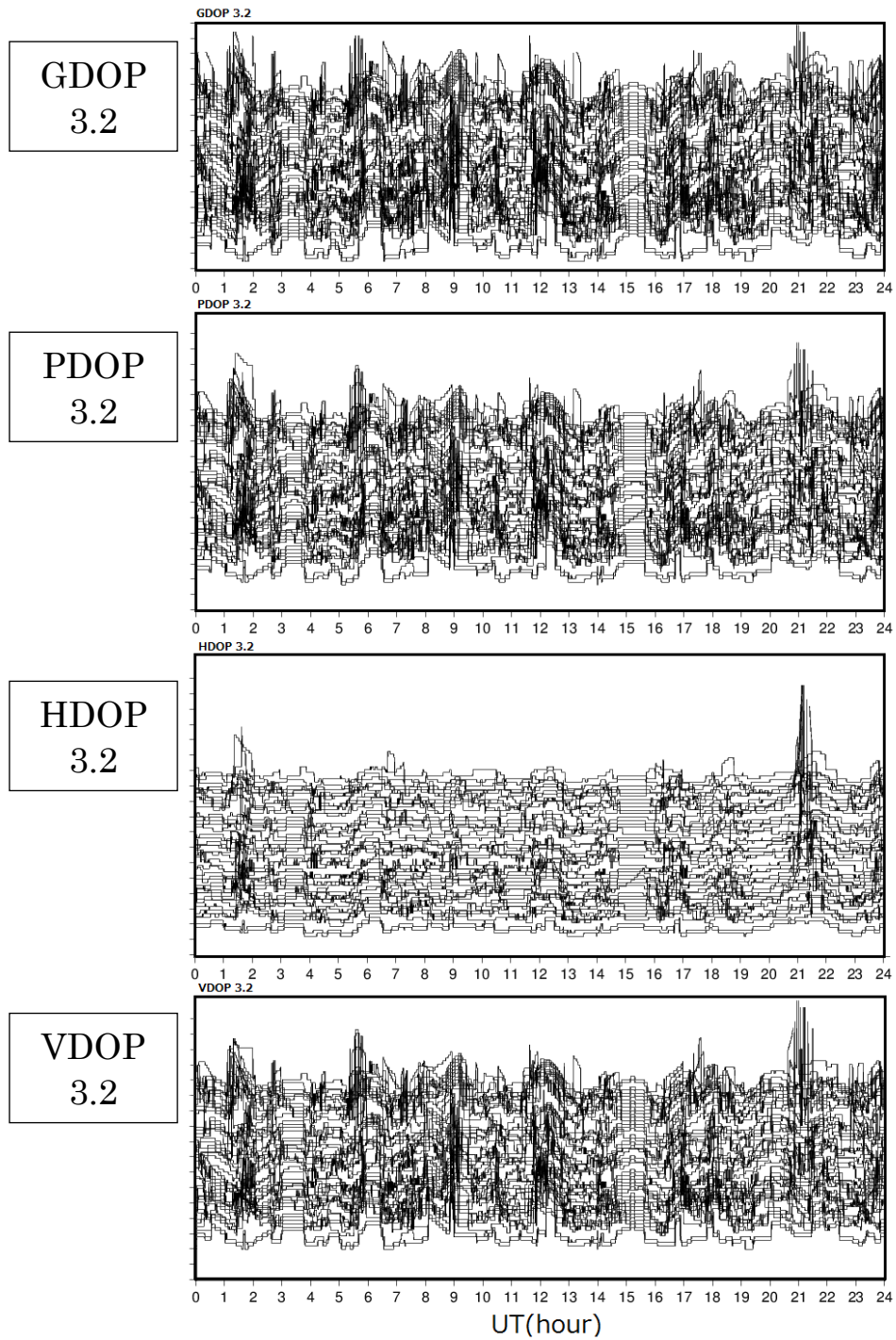


[Fig.5-1] DOP の概念図．衛星が満遍なく様々な方向に存ると，DOP は小さくなり，精度が上がる．逆に衛星がある方向に偏っていると DOP が大きくなり精度が下がる．

2. 結果

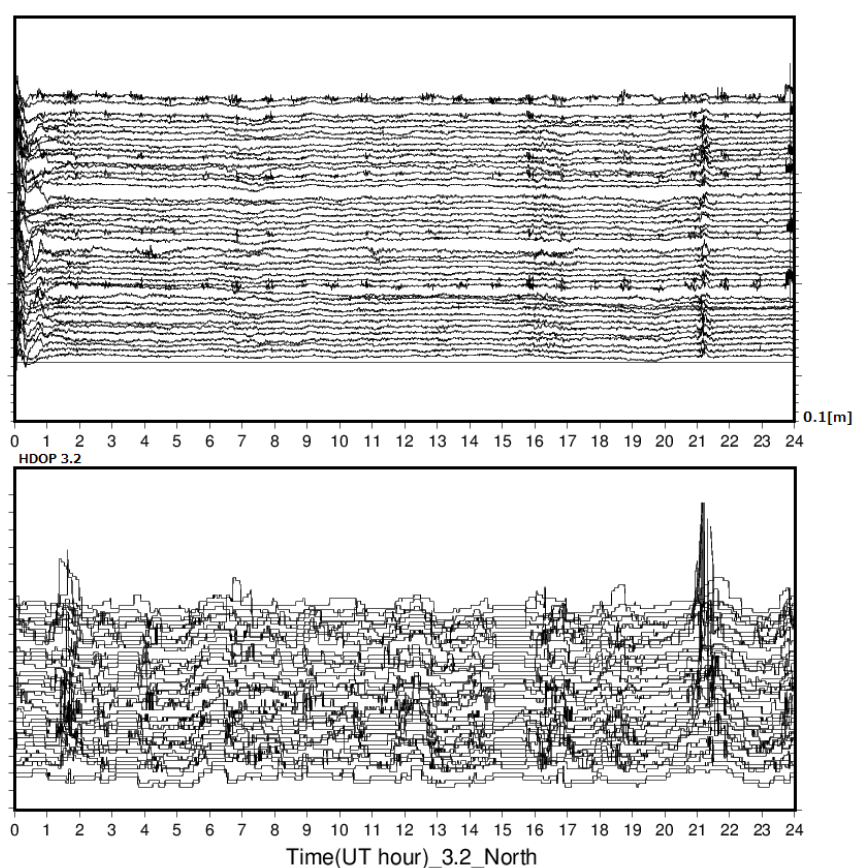
GSILIB では，DOP を計算してプロットする機能がある．「可視解析機能」ウィンドウからツールバーのプルダウンメニューを選択し，「skyplot」から「DOP/Nsat」に切り替えることでデータが得られる．

これを用いて，3 月 2 日における中国四国地方の GDOP, PDOP, HDOP, VDOP の様子を [Fig.5-2] に挙げる．特に水平位置の精度劣化の指標である HDOP は低い値で安定している時間帯と大きな値を示す時間帯のコントラストが大きい．例えば UT3.0–4.0, UT15.0–16.0 で HDOP は低い値で安定しており，UT2.0, UT21.0 付近では，HDOP の値が乱高下している様子が確認できる．ここでは HDOP に注目し、測位解の乱れとの対応をしてみる．



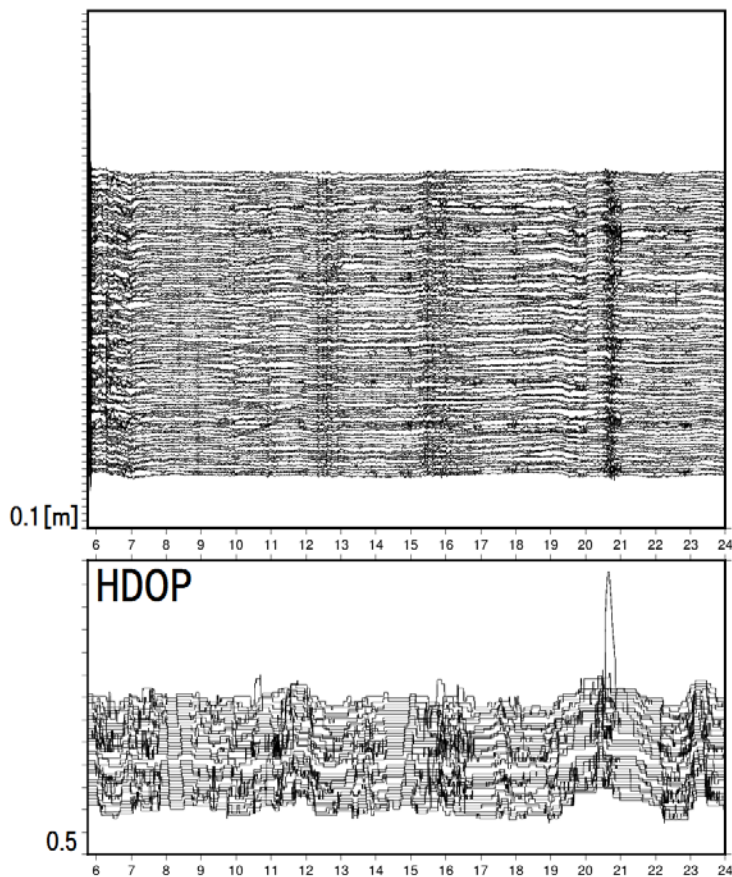
[Fig.5-2] 3月2日における中国四国地方のDOPを上からGDOP, PDOP, HDOP, VDOPの順にそれらの時系列を示す。横軸は時刻(UT, hour)である。

[Fig.5-3] に、3月2日における中国四国地方の測位解の南北成分と HDOP の時系列を並べて比較した。これより、HDOP の挙動と南北座標の時系列が大きく相関しており、HDOP が大きい時間帯に測位解の乱れが大きくてその結果縦筋が生じていることが推測できる。特にこの研究で注目している UT16.0 付近に現れる幅の広い縦筋(測位解の乱れ)は、その直前の約 1 時間の間(UT15-16)に測位解が特に安定していた時間帯とのコントラストによって顕著に見えていることがわかる。そしてそれらの測位解の乱れは HDOP の大きさと見事に対応していることがわかる。また短い時間幅で測位解の乱れが激しい(はっきりした細い筋がみえる) UT21.0 は、HDOP が極端に大きくなる時間帯と一致していることもわかる。



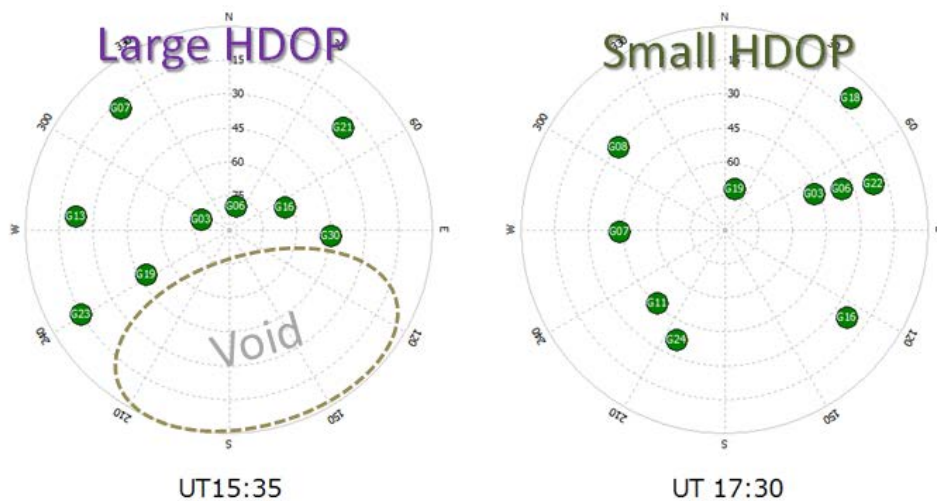
[Fig.5-3] 3月2日における中国四国地方の測位解の南北成分(上)と HDOP(下).

さらに、[Fig.5-4] に 3月11日における東北地方の測位解の南北成分と HDOP の様子を、[Fig.5-5] に青森(0541)での skyplot の様子を示す。[Fig.5-3] と同様に、HDOP が急激に大きな値を示したり、低い値から急に大きめの値に遷移する時に測位解が乱れて縦筋が生じたりすることが分かる。これより、場所と観測期間を変えても、HDOP と測位解の南北成分には相関がみられることが確認される。



[Fig.5-4]

3月11日における東北地方の測位解の南北成分(上)とHDOP(下). 測位解に乱れる縦筋(同時に発生する測位解の乱れ)とHDOPの大きい時間帯が見事に一致することがわかる.



[Fig.5-5] 3月11日における青森(0541)での衛星の分布の、HDOPが高い時間帯(左)と低い時間帯(右)での比較. 衛星の分布に偏りがある(この場合は南から南東にかけての方位角の衛星がほとんどない)時にHDOPが大きくなることがわかる.

第六章 第Ⅱ編総括

2011 年東北沖地震直後の地表の動きのキネマティック解析は、様々な手法で行われており、地震直後数十分の間に発生した比較的大きな余震に伴うステップ状の動き、初期の余効すべりにともなうゆっくりした動き、地球自由振動に伴う様々な周波数をもった振動、などが既に報告されている。本研究ではその中で Niu et al. (2016) の研究を発展させ、地震後の表面波の通過の様子を RTnet によって解析されたデータを使って時間領域でみてみた。その結果、レーリー波の基本モードと高次成分、およびラブ波という三種類の表面波が地球を一周または二周して日本列島を通過した際に、はっきりした縦筋（広域で同時に振幅の大きい動きを見せると、多くの局の測位解を縦に並べた図で筋状に見える）が見えることが確認できた。

RTnet のデータを用いて、表面波が通過する際の **particle motion** の様子を 3 次元的に把握できた。水平成分においては、断層のすべりの向きを反映して、東西の振動が主であるが、断層の北側と南側の振動方向はラブ波とレイリー波で異なっていた。これはラブ波とレイリー波で波の放射パターンが異なり、また伝播方向に対する水平振動の方位が異なることを反映している。鉛直成分においては、基本モードのレイリー波が通過した際に地表が 2-3 分かけて楕円を描くように動くことも確認できた。

UT12 以前の縦筋の正体は表面波によるものであるとわかったが、それ以降にもややぼんやりした縦筋が複数回現れることを見出した。それらが生じるメカニズムは分かっていなかったため、国土地理院で新たに開発されたソフトウェアである GSI-LIB を用いて、設定条件を変えながら解析を行い、その原因を追究した。その結果、軌道暦の種類にかかわらず、UT12 以降に現れるキネマティック解の縦筋は、地上局から空中に見える GNSS 衛星の方位分布が不均等であるために生じる測位誤差の一次的な高まりを示すことがわかった。その根拠は、場所や時期によらず、1 日ごとに縦筋の位置が約 4 分ずつ前にずれること、衛星分布の **skyplot** から縦筋発生時に南北方向の衛星分布の非対称が激しいこと、縦筋発生時に **HDOP** の値が顕著に上昇すること、の三つである。昨今はマルチ GNSS 化が進んでおり、衛星数の増加によってこのような一時的な **HDOP** の悪化という事態が 2011 年当時より起こりにくくなっていると考えられる。

謝辞

本研究を進めるにあたって、指導教官である宇宙測地学研究室の日置幸介教授には様々なアドバイスをいただきました。テーマの提供や研究の進め方、論文の紹介、解析方法や結果の解説などに関して逐一質問をしてくる私を、時間と労力を割いてご指導していただき、心より感謝いたします。また、日本地球惑星科学連合(JpGU)をはじめ、日本測地学会やアメリカ地球物理学連合(AGU)での学会発表の機会も多くいただき、日本中のみならず、世界中の研究者と研究に関する議論をすることができました。

表面波に関する研究に関しては、地震学研究室の吉澤和範准教授と同研究室院生の松澤仁志君より、地震計のデータ取得や解析などに関するアドバイスを数多くいただきました。固体系ゼミでお世話になった宇宙測地学研究室の古屋正人教授、高田陽一郎准教授、地震学研究室の蓬田清教授、地震火山センターの勝俣啓准教授にも、数多くの研究に関するアドバイスをいただきました。感謝申し上げます。

そして、研究室でお世話になった院生の学生の皆様にも大変お世話になりました。研究の話だけでなく、飲み会や野球観戦などのレクリエーションにも数多く誘っていただき、充実した学生生活を過ごすことができました。

改めて、研究に関わってくださったすべての方々に感謝の意を申し上げます。今後とも精進してまいります。ありがとうございました。

参考文献

- Hino, R., D. Inazu, Y. Ohta, Y. Ito, S. Suzuki, T. Iinuma, Y. Osada, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Kaneda, Was the 2011 Tohoku-Oki earthquake preceded by aseismic preslip? Examination of seafloor vertical deformation data near the epicenter, *Marine Geophysical Research*, 35, 181-190, 2013
- Hirose, H., Tilt records prior to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 655–658, 2011
- Kamiyama, M., M. Sugito, M. Kuse, A. Schekotov, M. Hayakawa, On the precursors to the 2011 Tohoku earthquake: crustal movements and electromagnetic signatures, *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 1, 1-22, 2014
- 木股文昭・鷺谷威, 水準測量データの再検討による 1944 年東南海地震プレスリップ, 2005 年 2 月地震予知集会トピックス, 1-6, 2005
- 小坂満隆, 測位システムにおける観測方向と推定精度に関する固有値的考察, 電気学会論文誌, 107 巻 2 号, 189-194, 1987
- Mitsui, Y. and K. Heki, Observation of Earth's free oscillation by dense GPS array: After the 2011 Tohoku megathrust earthquake, *Sci. Rep.*, 2, 931, doi:10.1038/srep00931, 2012.
- Miyazaki, S., T. Iwabuchi, K. Heki, I. Naito, An impact of estimating tropospheric gradient on precise positioning in summer using the Japanese nationwide GPS array, *J. Geophys. Res.*, 108, 2335, doi:10.1029/2000JB000113, 2003
- Munekane, H., Coseismic and early postseismic slips associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake sequence: EOF analysis of GPS kinematic time series, *Earth Planet Space*, 64: 3. doi:10.5047/eps.2012.07.009, 2012
- Niu, J., C. Xu, and L. Yi, Detecting multiple surface waves excited by the 2011

Tohoku-Oki earthquake from GEONET observations, Bull. Seism. Soc. Am., 106, No.2, 1-6, 2016.

Ohta, Y., R. Hino, D. Inazu, M. Ohzono, Y. Ito, M. Mishina, T. Iinuma, J. Nakajima, Y. Osada, K. Suzuki, H. Fujimoto, K. Tachibana, T. Demachi, S. Miura, Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, Japan, Geophysical Research Letters, 39, L16304, 2012

鷺谷威, 1944 年東南海地震発生時の掛川異常隆起は本当か?, 地震ジャーナル, 第 62 巻, 13-25, 2016

GSILIB Manual (日本語版)

http://datahouse1.gsi.go.jp/gsilib/GSILIB_manual.pdf

震度データベース検索

<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>

Web テキスト 測地学 新装訂版 2-4. 地球計測

<http://www.geod.jpn.org/web-text/part2/2-4/>

吉澤和範 「2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震地球を周回する長周期表面波の記録」

<http://noreply.sci.hokudai.ac.jp/~seis/tohoku/>