

北海道北部のブロック境界で繰り返す浅いスロー
地震：GNSS と傾斜計データを用いた解析

Recurrent shallow slow slip events along the block
boundary in the Northern Hokkaido:
Joint analyses of GNSS and tiltmeter data

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

池田 将平

Shohei Ikeda

指導 教官 日置 幸介 教授

概要

全球航法衛星システム(Global Navigation Satellite System, GNSS)の連続観測局の稠密観測網である GEONET (GNSS Earth Observation NETwork)が我が国に展開され、地震計では捉えることが難しい、揺れを伴わない断層すべりであるスロー地震(Slow Slip Event, SSE)が捉えられるようになり、その発生に関する様々な研究が発展してきた。これまでに房総沖、豊後水道など、プレート収束境界である海溝でのスロー地震は数多く発見され、それらの多くが比較的均一な周期で再来していることが報告されている。

留萌以北の北海道北部では、アムールプレートと北アメリカプレートが約 1cm/yr の速度で収束するブロック境界が南北に走っていると考えられている(Loveless and Meade, 2010)。しかし、その境界を震源とする大きな地震はほとんど知られておらず、歪みがどのように解消されているかは謎であった。2012年の夏から2013年の初めにかけて、幌延と中頓別のGNSS局間の距離(約20km)が10mm程度短縮したことから、このブロック境界でスロー地震が発生したことが示唆された(Ohzono et al., 2015)。内陸部でのスロー地震の発生はあまり知られておらず、珍しい観測例である。

本研究では、この2012年のスロー地震の他に、道北部のブロック境界で同様のスロー地震が繰り返し発生しているのではないかと考え、調査研究を行なった。本研究で扱う地表の変動量が数mm程度と小さく、視覚的にスロー地震の有無を判断することは難しいため、AIC (Akaike's Information Criterion, 赤池情報量基準)を用いた客観的な検出を試みた。その結果、2012年のスロー地震の他にも、2mm程度の地表変動を伴うスロー地震がさまざまな地域で複数回見いだされた。これらのスロー地震の継続期間は数か月と短く、前述の海溝のスロー地震とは異なりその再来に規則性には乏しい。

これらのスロー地震は小規模であり、現在のGNSS観測点密度では単独の点でしか変位を検出できない例がほとんどであり、断層の大きさやすべり量を推定することは難しい。そこで防災科学技術研究所が展開しているHi-net (High Sensitivity Seismograph Network Japan)傾斜計のデータを入手し、補助的に使用した。その結果多くのスロー地震で傾斜変化を検出することができた。なかでも2012年のスロー地震についてはGNSSと傾斜計のデータを併用し、グリッドサーチ法と最小二乗法を用いることにより、より正確な断層パラメータを拘束することができた。他の、より小規模なスロー地震でも、GNSSデータと傾斜計データを比較することによって、GNSSデータでは同じように見えるスロー地震でも傾斜変化の符号が異なっており、異なるセグメントで発生したことが示唆される例も見出された。

目次

要 旨	2
第 1 章 導 入	5
1-1. スロ ー 地 震	5
1-2. G N S S	8
1-3. 北 海 道 の ブ ロ ッ ク 境 界 ・ 地 震 活 動	9
第 2 章 解 析 ・ 計 算 手 法	12
2-1. G N S S	12
2-2. A I C	14
第 3 章 小 規 模 スロ ー 地 震 の 検 出 と 地 震 活 動	18
3-1. 小 規 模 スロ ー 地 震 の 検 出	18
3-2. 地 震 活 動 と の 関 連 性	23
第 4 章 H i - n e t 傾 斜 計	26
4-1. H i - n e t 傾 斜 計 概 要	26
4-2. スロ ー 地 震 に 伴 う 傾 斜 変 化	28
第 5 章 断 層 パ ラ メ ー タ の 推 定	34
5-1. 推 定 方 法	34

5-2.小規模スロー地震の断層パラメータの推定	35
5-3.2012 年スロー地震の断層パラメータの推定	40
第 6 章 まとめ	45
第 7 章 謝辞	47
参考文献	47

第1章 はじめに

1-1. スロー地震

GNSS 観測網の発達により体感や地震計では捉えられない地殻変動も解析できるようになった。スロー地震はその中の一つの現象である。断層の破壊が長くても数分である通常の地震とは異なり、スロー地震(Slow Slip Event, SSE)は破壊期間が長く、ものによっては数か月単位にまで及ぶ。そして、スロー地震は今まで房総沖、豊後水道といった海溝で数多く報告があるものの、内陸部で発生した報告はほとんどなかった。しかし、内陸部である北海道北部で2012年夏から2013年初旬にかけて幌延-中頓別間の基線長(約20km程度、図1)が図2にも表れているように10mm強短縮しておりスロー地震が報告された(Ohzono et al., 2015)。これは内陸部でのスロー地震発生は、珍しい観測例である。

また、既知のスロー地震においてはその再来の周期性についても研究されている。Heki and Kataoka (2008)では南西諸島最西端のスロー地震について述べられている。こちらでは1997年から2008年にかけて21回のスロー地震がほぼ半年起きに発生している(図3)。また日置(2015)では豊後水道と房総沖のスロー地震について研究あり、概ね4~6年周期で発生していると述べられている(図4)。以上の例のように海溝で発生するスロー地震は、比較的一定の周期で発生しているとみられる。

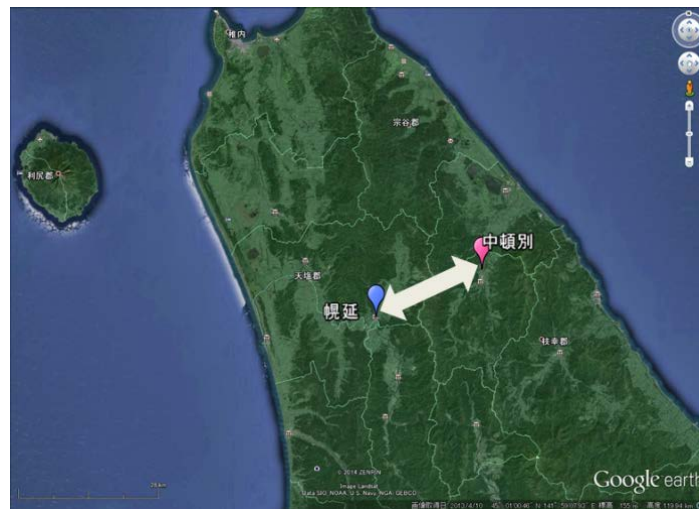


図1 道北で最初にスロー地震が見つかった幌延と中頓別の位置。白い矢印がその基線長を表す。

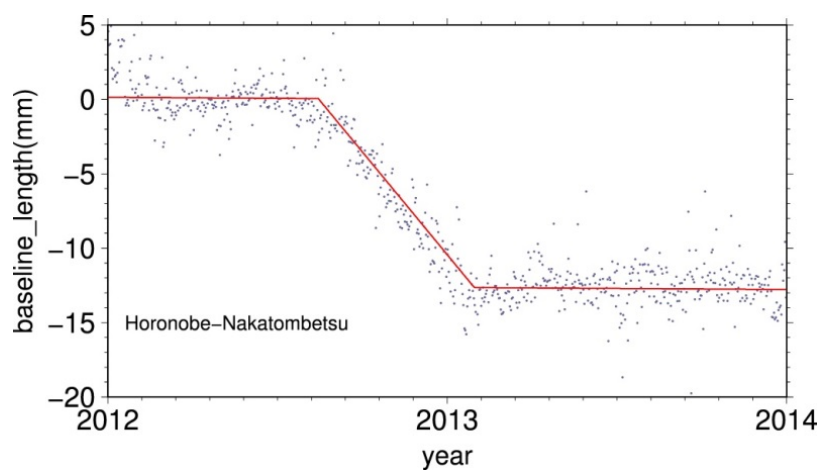


図 2 幌延-中頓別間の基線長変化. 2012 年後半から 2013 年初旬にかけて基線長が 10mm 強短くなっている.

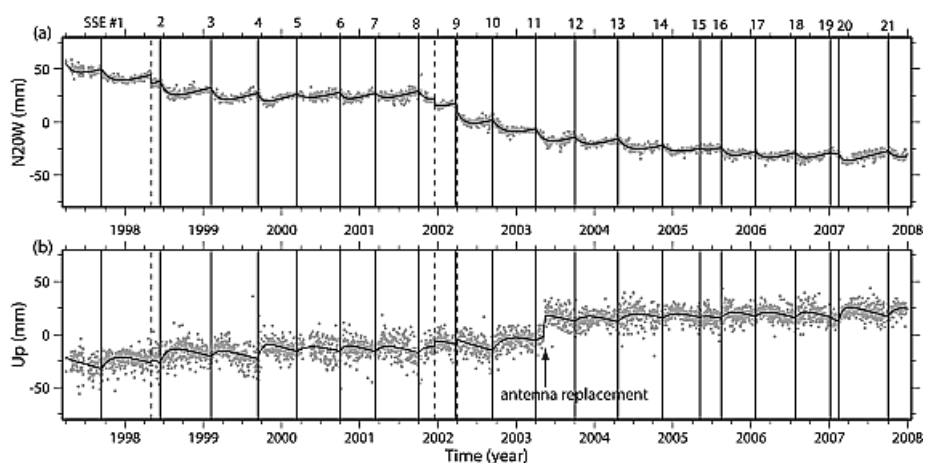


図 3 1997-2008 年の波照間 GNSS 局の, (a)N20W 方向, (b)鉛直方向の位置変化 (Heki and Kataoka, 2008). 点線は付近で発生した地震を表している. 2003 年半ばの不連続はアンテナ交換に起因する.

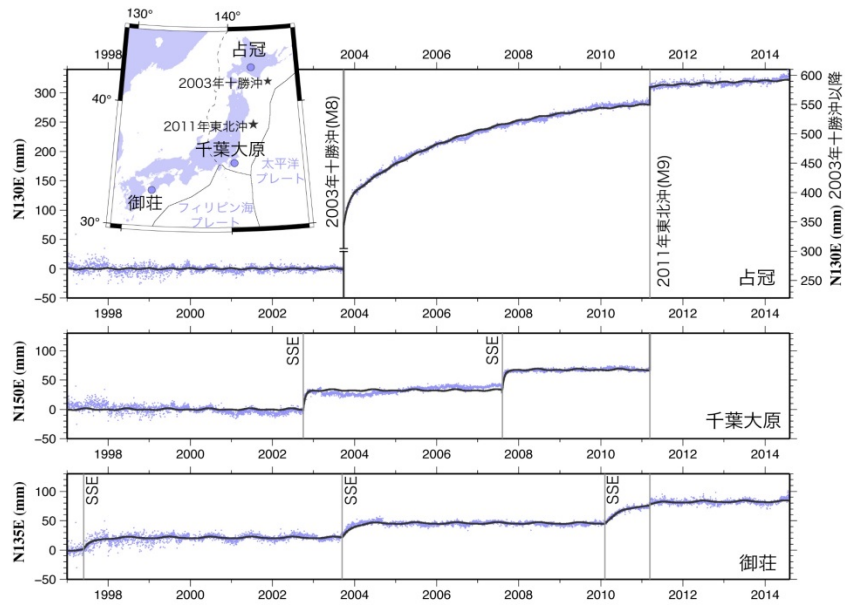


図4 日置(2015)による(上)占冠のN130E方向、(中)千葉大原のN150E方向、(下)御荘のN135E方向の位置変化、千葉大原が房総沖、御荘が豊後水道によるスロー地震に由来する。どちらも概ね周期的に発生している。

1-2.GNSS

前述のように GNSS による観測の発達によりスロー地震の研究が進んだ。ここでは GNSS について紹介する。最初に実用化された GNSS はアメリカ合衆国によって作られた測位システムであり全地球測位システム(Global Positioning System, GPS)と呼ばれている。現在ではロシアによる GLONASS(GLOBAL NAVIGATION SATELLITE SYSTEM),中国による北斗(Beidou), 日本による準天頂衛星システム(Quasi-Zenith Satellite System, QZSS)なども運用されており, これらは総称して GNSS と呼ばれる。例えば GPS 衛星は上空 20000km の 6 つの軌道面上に約 30 個打ち上げられ, 約 12 時間で地球を周回している。衛星からは軌道情報や時刻のデータが発せられ, コードを用いた単独測位では 3 次元座標と受信機と衛星の時間差を求めるため 4 つ以上の信号を受信する必要がある。

地殻変動を捉える際には国土地理院によって設置されている電子基準点のデータを使用する。電子基準点は日本に約 1300 点設置されており GEONET(GNSS Earth Observation Network)と呼ばれている。図 5 は北海道北部の電子基準点を表しており概ね 20km 間隔で設置されている。電子基準点では 30 秒おきに位相やコードのデータを記録しており, 1 日毎で得られる測位精度は水平方向で数 mm 程度, 鉛直方向で 1cm 程度である。なお, 国土地理院によって解析された座標値(測位解)には迅速性が高いものや精度が高いものなどさまざまである。本研究では最も精度が高い F3 解(Nakagawa et al., 2009)を使用した。なお, F3 解では 1 日毎の測位データが求められている。

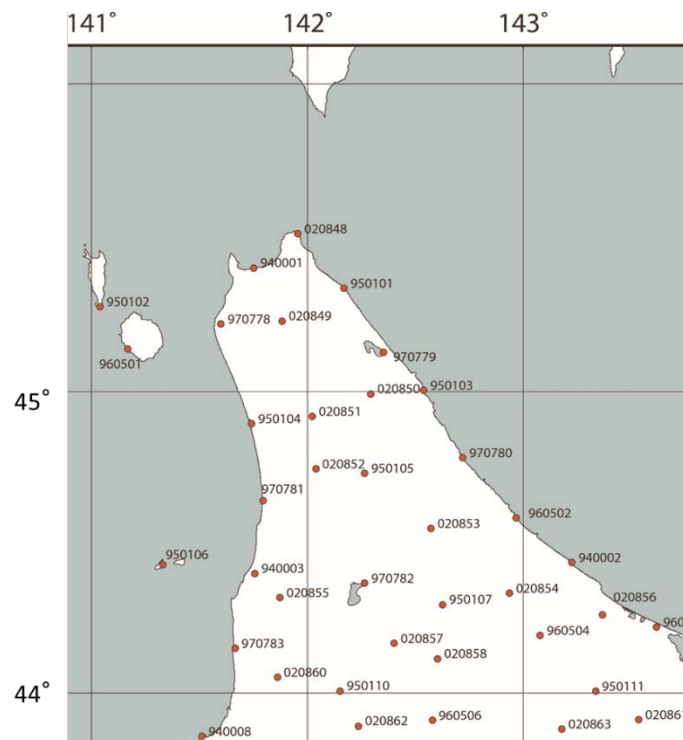


図 5 北海道北部の GEONET の配置図。

1-3.北海道北部のブロック境界・地震活動

一般的には北アメリカプレートとアムール(ユーラシア)プレートの境界が日本海東縁を走っていると考えられているが、北海道ではその境界が一部内陸に入り込んでいることが知られている。例えば Loveless and Meade (2010)の日本列島のブロック構造モデルによると北海道を南北に縦断するような境界が約 1cm/yr の速度で収束している(図 6)。Loveless and Meade(2010)のモデル(図 7)では、ブロック境界は北海道を貫いており、北海道北端部から夕張山地を通過して浦河沖へ走っている。しかし境界の北部と南部では収束速度が大きく異なっている。また道北部の境界は稚内から幌延、幌加内へと繋がっているが、地震活動(図 8)から、その先は留萌方面である西へと進み日本海へと抜けていくと思われる。北海道北東部での地震活動がほとんどない点、内陸部より北西部沿岸部の震源の方が内陸部より深い傾向がある点より、この境界は鉛直ではなく西落ちであると考えられる(図 9)。

一方、また、北海道北部を震源とする M5 以上の大地震はほとんど発生していない(深さ数百 km の沈み込み帯由来のものは除く)(図 10) 従ってこのブロック境界ではどのような形で東西短縮歪みが解消されているかは定かではない。2012 年のスロー地震は、明らかにこの境界で起こった東西方向の収束を示すものであるが、本研究ではこれ以外にも境界に沿ってスロー地震が起きており、歪みの解消は繰り返し発生するスロー地震によって行われるのではないかと考え、研究を進めた。この研究により、道北部では年間 1 cm に及ぶブロック収束運動が起こっているにも関わらず、歴史的に大きな地震が起こっていない理由が明らかになるのではないかと考えられる。

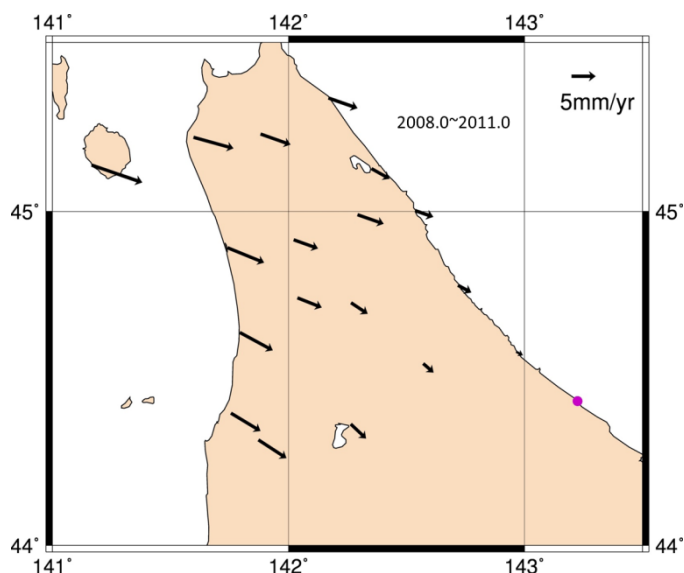


図 6 興部(東部沿岸部の紫の丸)を基準とした各 GNSS 点の 2008 年—2011 年の年間平均速度。西部の東向き速度が北海道北部を南北に縦断する境界を挟むブロック運動である。

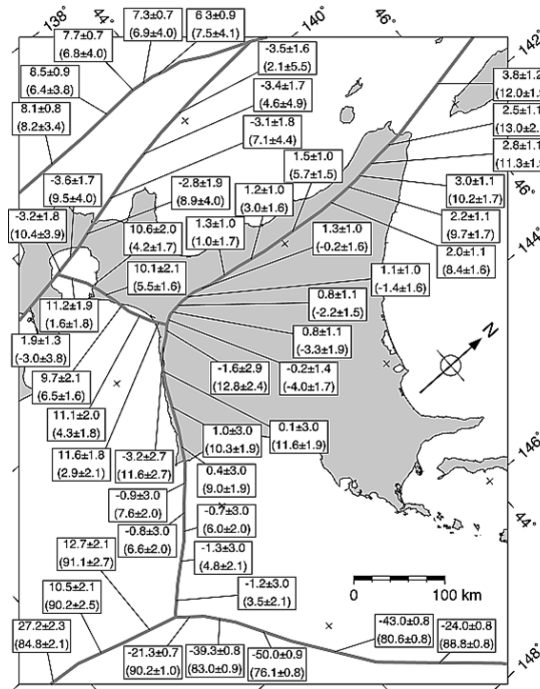


図 7 北海道のブロック境界間の速度関係. 上段が横ずれ方向(右ずれが正), 下段が縦ずれ方向(収束方向が正)の速度を表す(Loveless and Meade, 2010).

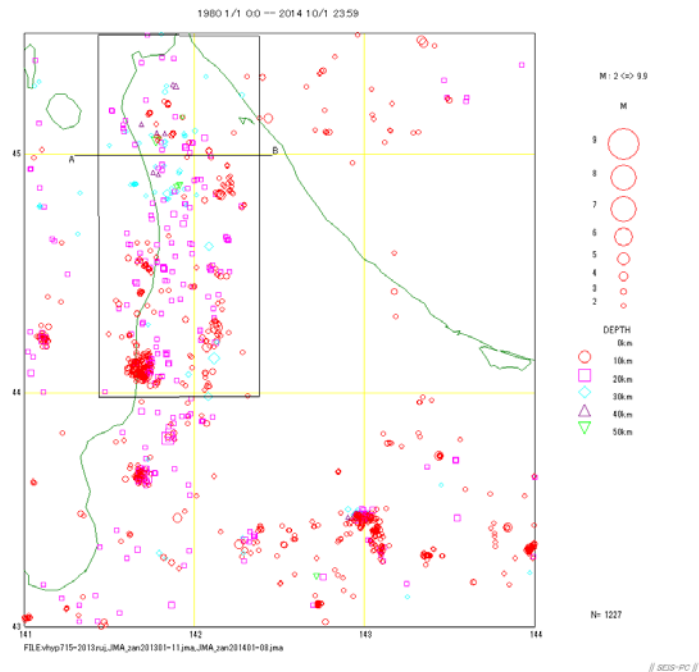


図 8 1980 年 4 月 1 日から 2014 年 10 月 1 日まで M2 以上, 深さ 50km 以下の地震の震央. 北海道北東部ではほとんど地震活動がなく, 北西部から内陸部にかけて比較的多い.

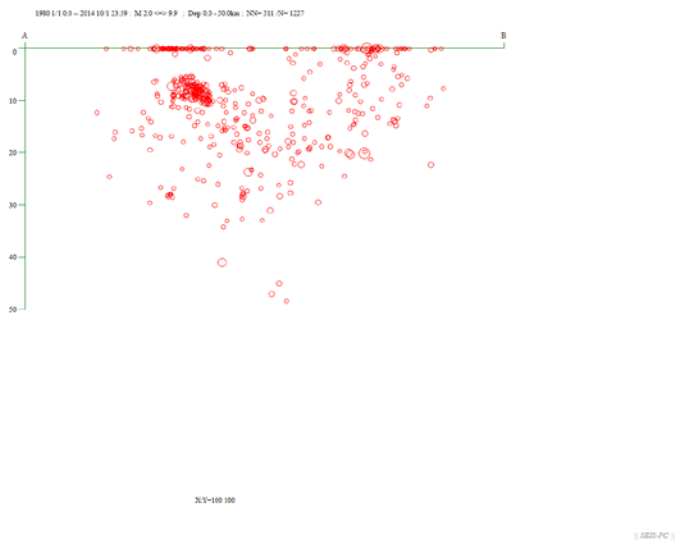


図9 図8の四角で囲った地域の経度と深さ。震源は東側(内陸部)では西側（日本海岸）にかけて深くなっており，収束境界は西落ちと考えられる。

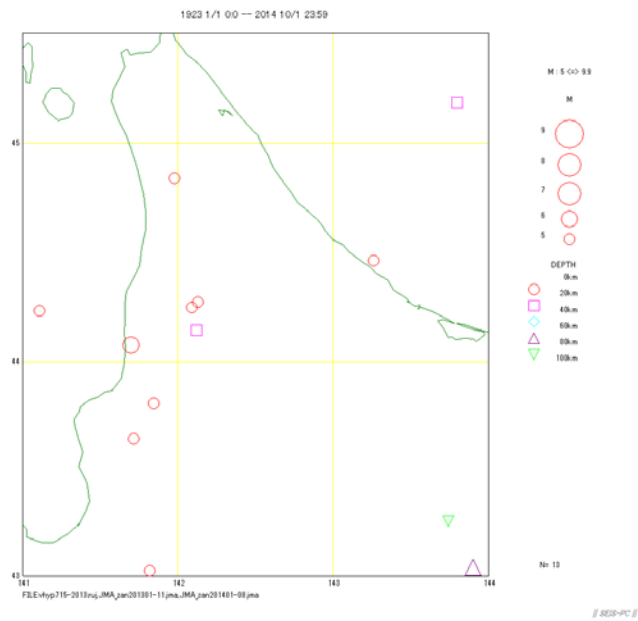


図10 1923年1月1日から2014年10月1日までM5以上，深さ100km以浅の地震の震央。過去約90年分を対象にしているが図の範囲内でも13個しか発生しておらず，年間1cmの収束運動に見合っていない。

第 2 章 解析・計算手法

2-1.GNSS

小規模のスロー地震を検出するにあたり、用いた GEONET の電子基準点は図 11 のように北から稚内 2(970778), 幌延(020851), 天塩(950104), 中川(020852), 遠別(970781), 羽幌(940003), 羽幌 2(020855)である。基準点にはブロック境界を挟んで東側にあると考えられる猿払(950101), 中頓別(020850), 枝幸(950103), 音威子府(950105), 幌加内 2(970782)を使用した(GNSS 点の 6 桁の数字のうち上 2 桁が設置された西暦下 2 桁を表す)。それぞれの点で東西方向の時系列変化をプロットした。また、日本列島の GNSS データには、雪に代表される季節的な荷重変化に起因する年周・半年周成分が乗っている (Heki, 2004)。本研究ではフィッティングする際、以下のように生データの時系列変化を最小二乗法を用いて一次関数, 三角関数, 大地震の影響を含む場合はコサインミックによる変動を定数, 余効変動を対数関数で近似して式(1,2)のような形でモデル化した。そこから各項の係数を, 最小二乗法を用いて推定した。データの期間は解析する 2 点間でより新しい点が設置されてから 2015 年 4 月までとした。

$$f(t) = a + b(t - t_m) + c \sin(\omega t + \theta_1) + d \cos(\omega t + \theta_2) + e \sin(2\omega t + \theta_3) + e \cos(2\omega t + \theta_4) + \sum_{i=0}^n e_i G_i(t) \quad (1)$$

t_m は解析期間の中央値, n は大地震による時系列変化への影響の回数とする。本研究の場合, データの期間内で発生した大地震は十勝沖地震と東北沖地震のみなので $n \leq 2$ である

$1 \leq i$ のとき,

$$G_i(t) = \begin{cases} 0 & (t < t_{i,e}) \\ \ln\left(-\frac{\Delta t_i}{\tau} + 1\right) + c_i & (t \geq t_{i,e}); \text{対数関数近似} + \text{coseismic の影響} \end{cases} \quad (2)$$

ただし $G_0(t) = 0$

ただし $t_{i,e}$ は i 回目の地震が発生した時とし,

$\Delta t_i = t - t_{i,e}$, τ は時定数とする

未知のスロー地震を探す場合は，式中で $g(t)$ に相当する部分は不明なので，それ以外の成分についてのみ最小二乗法で係数を推定し，その分を差し引いた時系列を求め，後で述べる AIC を用いた処理に回した．その場合，残った信号は SSE に伴う変位のみとなり，

$$f(t) = \sum_{i=0}^n e_i G_i(t) \quad (3)$$

と近似した．

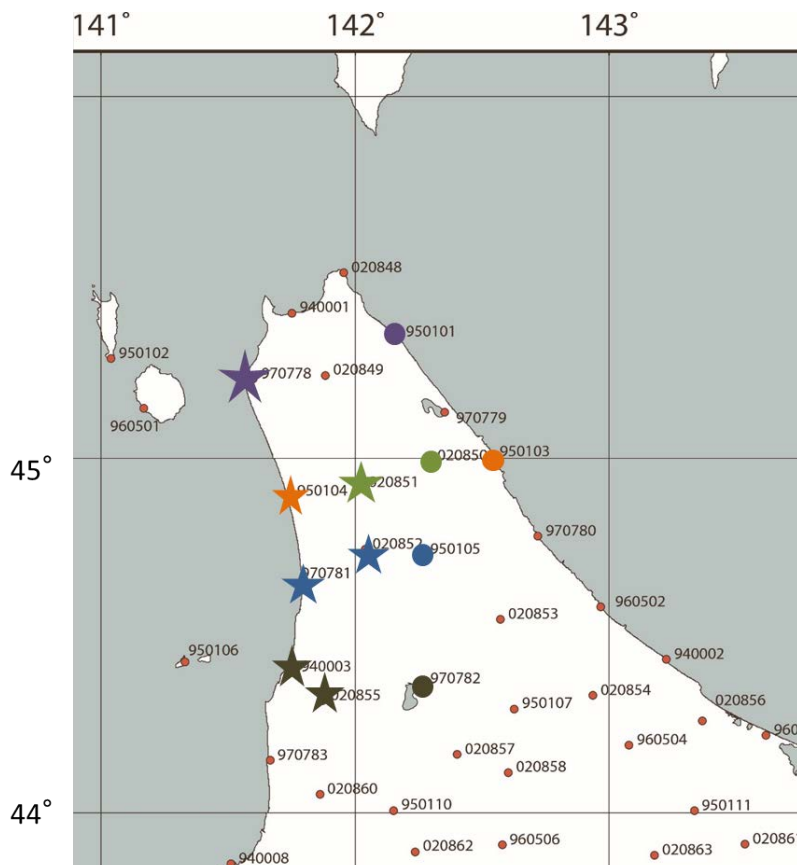


図 11 道北部の GNSS 観測点と本研究で使用した GNSS 点の配置．大きな丸印の点を基準点として，星印で示す点の位置変化を調べた．なお丸印と星印の色はそれぞれの基準点と調査対象とした点に対応している．

2-2.AIC

2012年のスロー地震は基線長変化が10mm程度あり視覚的にも変動は明白であった。しかし、本研究の対象とするスロー地震の変動量は高々数mm程度であり、視覚的にスロー地震の有無を判断するのは難しい。そのため、微小な変化を定量的に正しく検出するためにAIC(Akaike's Information Criterion, 赤池情報量基準)を使ってトレンドの変化を検出できる方法を用いた。この方法はNishimura et al.(2013)が小規模スロー地震を検出する目的で使用した方法を参考としたが、彼らは時系列の不連続を見出そうとしているのに対して、本研究では有限な時間幅で位置がゆっくり変化して、その後もとのトレンドに戻るような関数形(式4)を用いた点が異なっている。

$1 \leq j$ のとき、

$$H_j(t) = \begin{cases} 0 & (t < t_{j,begin}) \\ a_j(t - t_{j,begin})(t_{j,begin} \leq t < t_{j,end}) \\ a_j \cdot t_{j,s} & (t_{j,end} \leq t) \end{cases}$$

ただし $H_0(t) = 0$ (4)

$t_{j,begin}$ はj回目のスロー地震の開始時期、 $t_{j,end}$ はj回目のスロー地震の終了時期とする。

また、 $t_{j,s} = t_{j,end} - t_{j,begin}$ である。

図12のように境界を挟んだ東方向の成分の時系列変化の10年以上のデータのうち、1年と2年のタイムウィンドウを用意してその中のデータを取り出す。その中のデータを、直線のみでフィットしたモデル(直線なのでパラメータ数は2)と、中央に0.2年の時間幅を持ってゆっくり変化するスロー地震特有の波形を入れて、三本の直線で(最初と最後の直線の傾きは同じなのでパラメータ数は3)フィットしたモデルと二通りのフィットを行って残差を計算する。それを用いて式(5)でそれぞれの場合でのAICを算出する。残差はパラメータ数の多い後者のフィットの方が小さいが、パラメータ数が増えているので、残差の減少が有意な場合だけAICが減少するのである。本研究では、Nishimura et al. (2013)に倣って、スロー地震の有意性の指標としてAICの減少分を示す-dAIC(式6)を用いて議論する。-dAICの計算を、タイムウィンドウを0.05年ずつ後ろにずらしながら繰り返す。その結果-dAICが大きく出たところが、SSEが発生した時期と考える。大きな-dAICを示したイベントには、東向きの変位と西向きの変位の双方が含まれ、前者のみが対象としているブロック境界におけるスロー地震と考えられる。そのため、ここでは後者の場合-dAICをゼロとした。この方法を用いることで0.2年で2mm変化した疑似的なスロー地震を含む時系列を作成し、解析した結果、-dAICは鋭いピークを示し(図13)、微小な変化でも検出できることを確認した。

$$AIC \equiv n \ln(2\pi) + n \ln \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - C_i)^2}{n} + n + 2k \quad (5)$$

$$-dAIC = -\left\{ \left(AIC(\text{with SSE}) \right) - \left(AIC(\text{without SSE}) \right) \right\} \quad (6)$$

最後に、検出されたスロー地震による累積変位を求めるため、前の章の最小二乗法によるパラメータ推定に戻り、直線トレンド、大地震の影響と同時にスロー地震による変位を改めて推定する。推定された累積変位量が 2mm 以上のものについてスロー地震とみなし、それ未満のものについては”suspect SSE”とみなした。

n 回の大地震による影響、 m 回のスロー地震があった場合の最終的な近似式は式(2)と式(4)の和となり、

$$f(t) = \sum_{i=0}^n e_i G_i(t) + \sum_{j=0}^m H_j(t) \quad (7)$$

と表される。

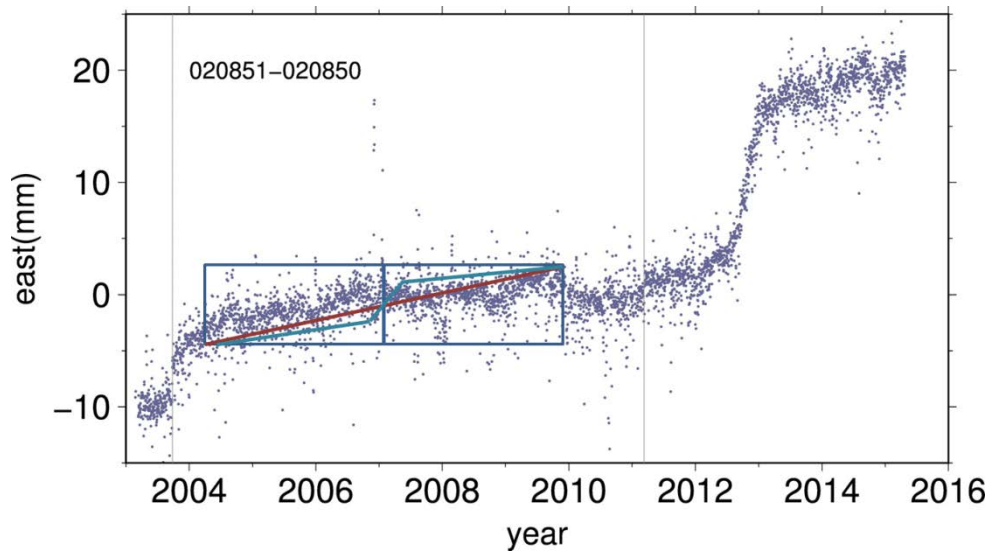


図 12 -dAIC 計算の概念図。あるタイムウィンドウ(青四角)をとり、二種類のモデルを仮定して最小二乗法でフィットする。時間窓の中央に継続時間 0.2 年の典型的なスロー地震を仮定したモデル(緑の折れ線)とスロー地震なしの最適化したモデル(赤線)の両方で残差を計算し、それをを用いて計算した AIC の差を求める。この差が大きいほど変位が有意であることを示し、スロー地震が発生した可能性が高いことを意味する。

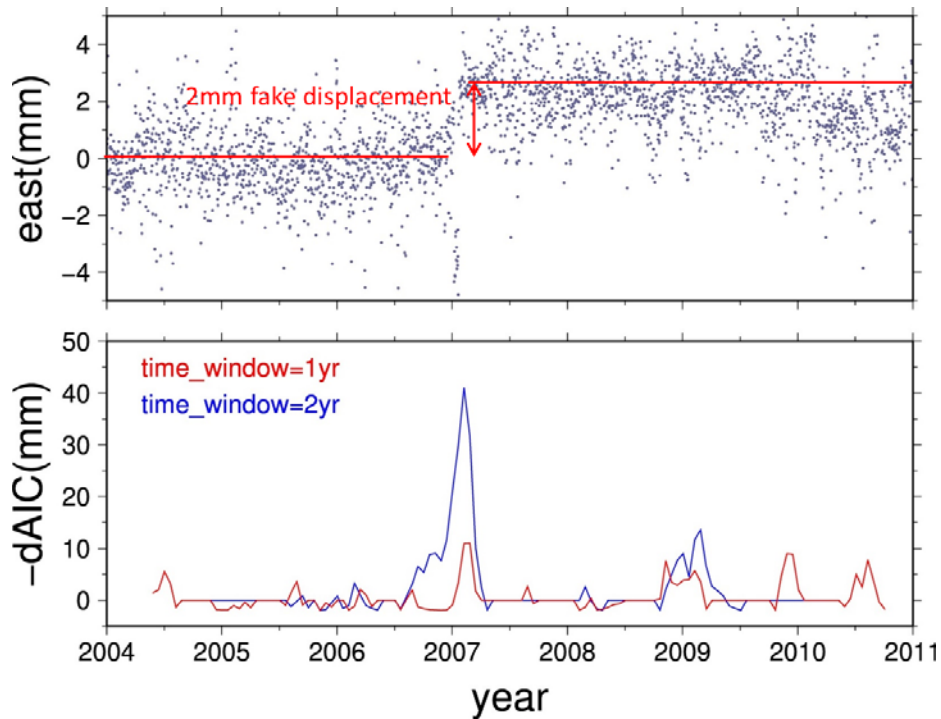


図 13 2007 年から 2007.2 年にかけての 0.2 年間かけて 2mm の変位がゆっくりと起こるといふ、疑似的なスロー地震を人為的に入れた時系列を作成し、それに対して本文で述べるような AIC を用いた SSE の検出を行った結果. 下図の赤線はタイムウィンドウ 1 年, 青線はタイムウィンドウ 2 年で設定したものである. $-dAIC$ は鋭いピークを示し, 2mm 程度の変化でも AIC を用いると明確に SSE のシグナルを捉えることができることがわかる.

次に実際の時系列変化での例を示す. 図 14 の上図は幌加内 2(970782)を基準とした羽幌(940003)の東成分の動きである. 下図は 2 種類のタイムウィンドウを用いた $-dAIC$ の変化である. 2002 年の後半と 2004 年の前半に鋭いピークがあるのでこの二つがスロー地震の候補となる. 詳細を調べた結果, 2002.8 年と 2004.3 年で極大値をとった. よって前後 0.1 年の 2002.7~2002.9 年と 2004.2~2004.4 年をスロー地震発生期間とした. この結果を用いて再度フィッティングを行なった結果が図 15 である. 近似した関数(赤線)には傾き 0 の関数の他に前述の 2002.7~2002.9 年と 2004.2~2004.4 年に別のトレンドを含め, 東北沖地震にコサイスマミックな変動によるステップと余効変動による対数関数を含めている. この二つのスロー地震の推定変動量はそれぞれ 1.3mm と 2.0mm だったため前者は”suspect SSE”, 後者はスロー地震という結果になった.

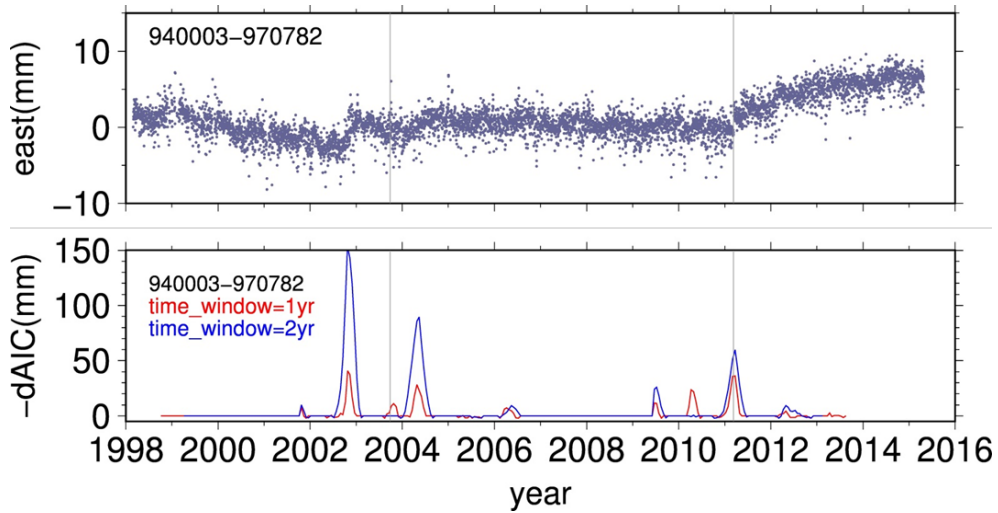


図 14 東西成分の変化とスロー地震の有意性を示す. 上: 実際に使用した観測点(羽幌, 940003)の東向きの変化を経年変化, 季節変動を取り除いた生データ 下: タイムウィンドウ 1 年(赤線)と 2 年(青線)で $-dAIC$ を計算した結果 2002 年後半と 2004 年前半に二つのタイムウィンドウでの $-dAIC$ のピークが見られ, スロー地震が発生していたと判断することができる.

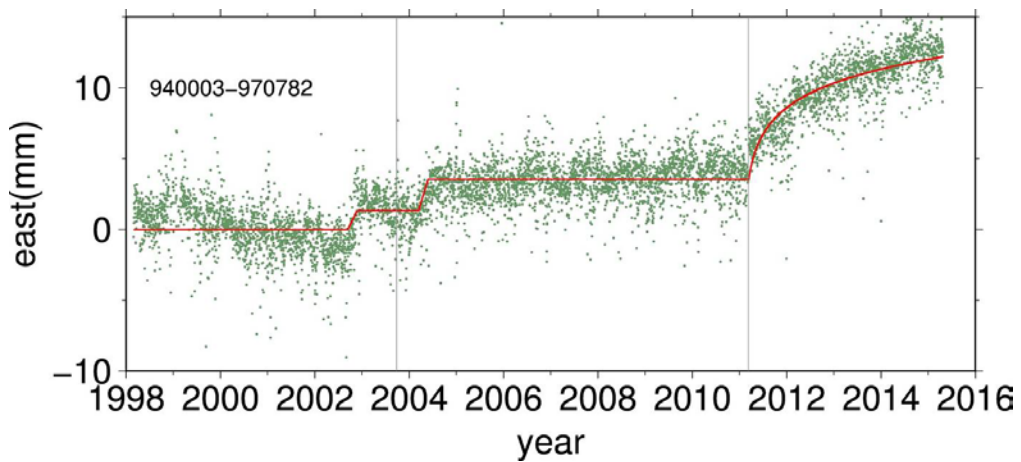


図 15 図 14 の上図の生データからスロー地震と東北沖地震の余効変動を含めてフィッティングしたグラフ. 赤線が近似した関数(式 7)を表す.

第3章 小規模スロー地震の検出と地震活動

3-1. 小規模スロー地震の検出

局位置の時系列生データとスロー地震および2003年十勝沖地震、2011年東北沖地震の影響を含めてモデルをフィットさせたもの、2種類のタイムウィンドウを用いて計算した $-dAIC$ 、および $-dAIC$ がピークを示した時期での推定変動量を図16から22と表1に示す。

2012年のスロー地震以外に、スロー地震と思われる $-dAIC$ のピークが5回見られた。北海道北部では小規模のスロー地震が繰り返し発生したことが確認できた。2013年初旬に970778-950101のペアと970781-950105のペアがほぼ同時にスロー地震と思われる信号を示している。しかし、その間の地域である950104-950103と020851-020850のペアには表れておらず、他の二つに地域が始まったと同時にこの地域での比較的大きなスロー地震は終了したようである。

また、本研究では4つの地域を対象にしたがいずれもsuspect SSEもしくはスロー地震のどちらかを1回以上検出することができた。しかし、020852-950105、940003-970782のように、2000年代に2年程度の間隔で発生したものの、それ以降発生していないようなケースもみられ、海溝のスロー地震にみられるような明白な周期性は見られない。また、1990年代にはスロー地震は一つも検出できなかった。

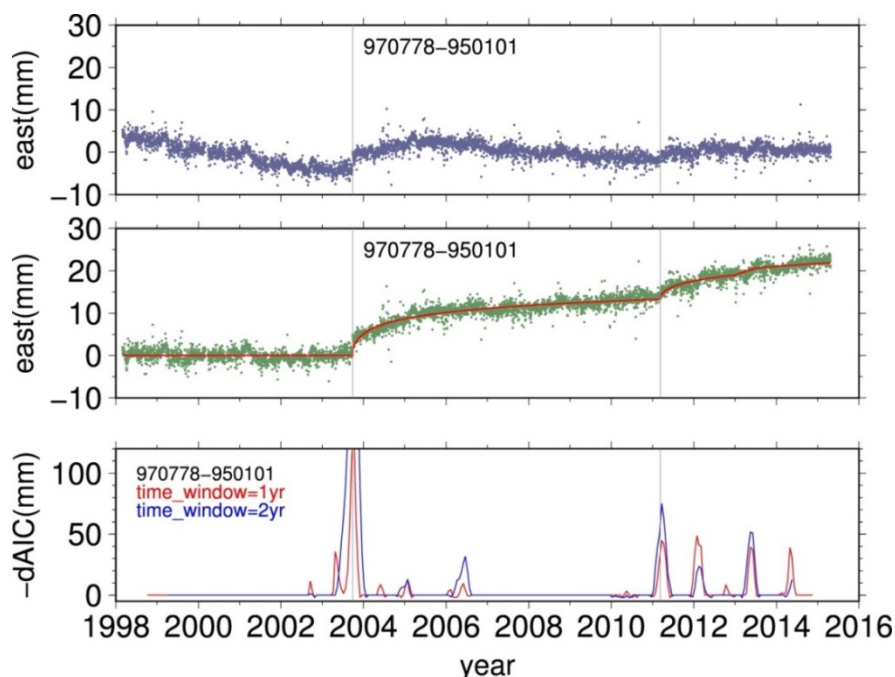


図16 稚内2(970778)での位置と $-dAIC$ の時系列。十勝沖地震と東北沖地震（縦線を入れて示す）の影響はステップと対数関数で表されるゆっくりした変動として考慮されている。上:GNSS時系列変化の生データ。経年変化成分と季節性変化成分は除去してある。中:生データをもとに大地震とスロー地震による影響を含めて時系列を再度モデルにフィットさせ

たもの (赤い曲線). 下:-dAIC の時系列(赤線:1年のタイムウィンドウ, 青線:2年のタイムウィンドウ)

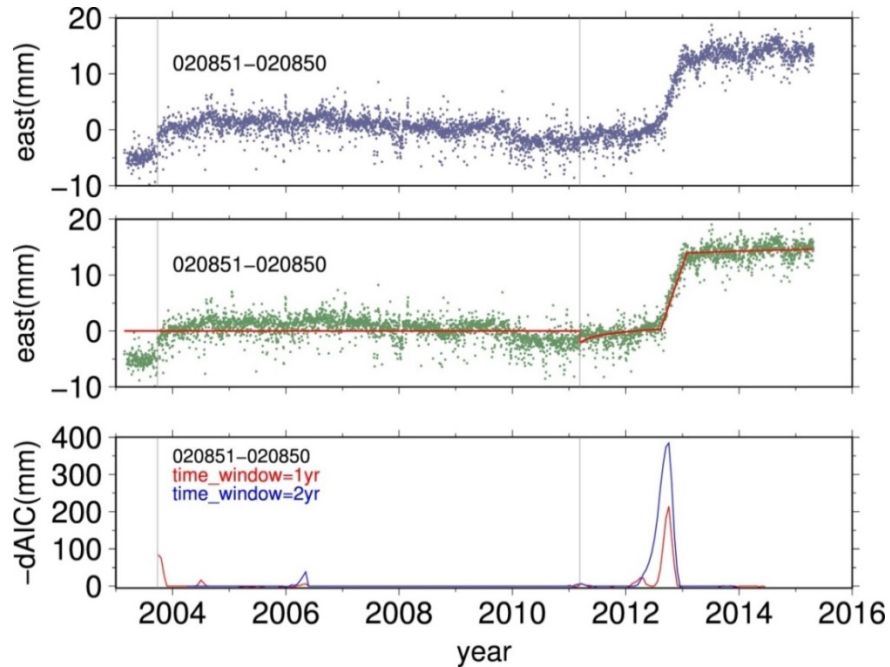


図 17 2012 年の比較的大きなスロー地震を含む, 幌延(020851)の位置変化と-dAIC. 東北沖地震の影響を含めている. 詳細は図 16 に同じ.

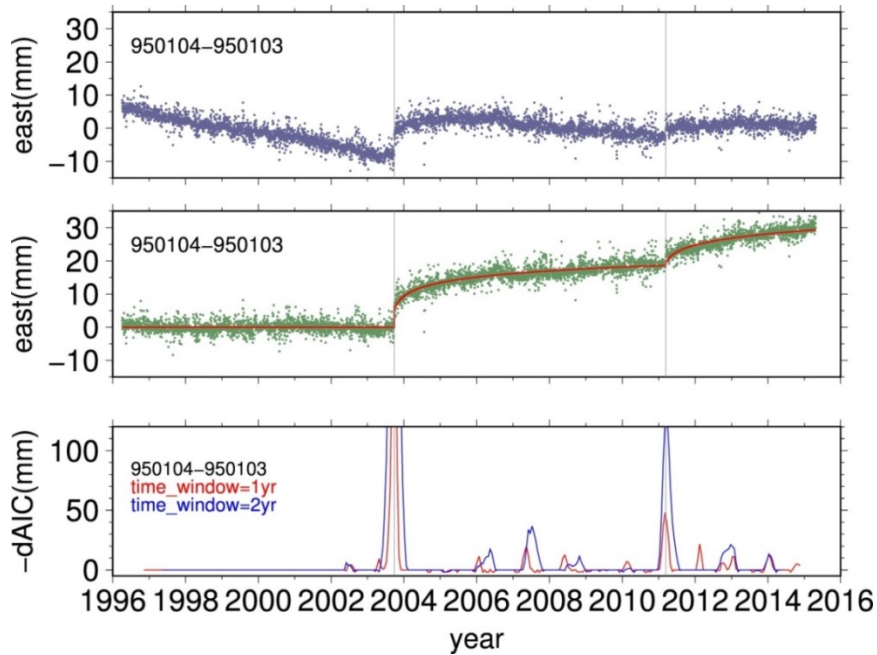


図 18 天塩(950104)における変化と-dAIC の時系列. 十勝沖地震, 東北沖地震の影響を含めている. 詳細は図 16 と同じ.

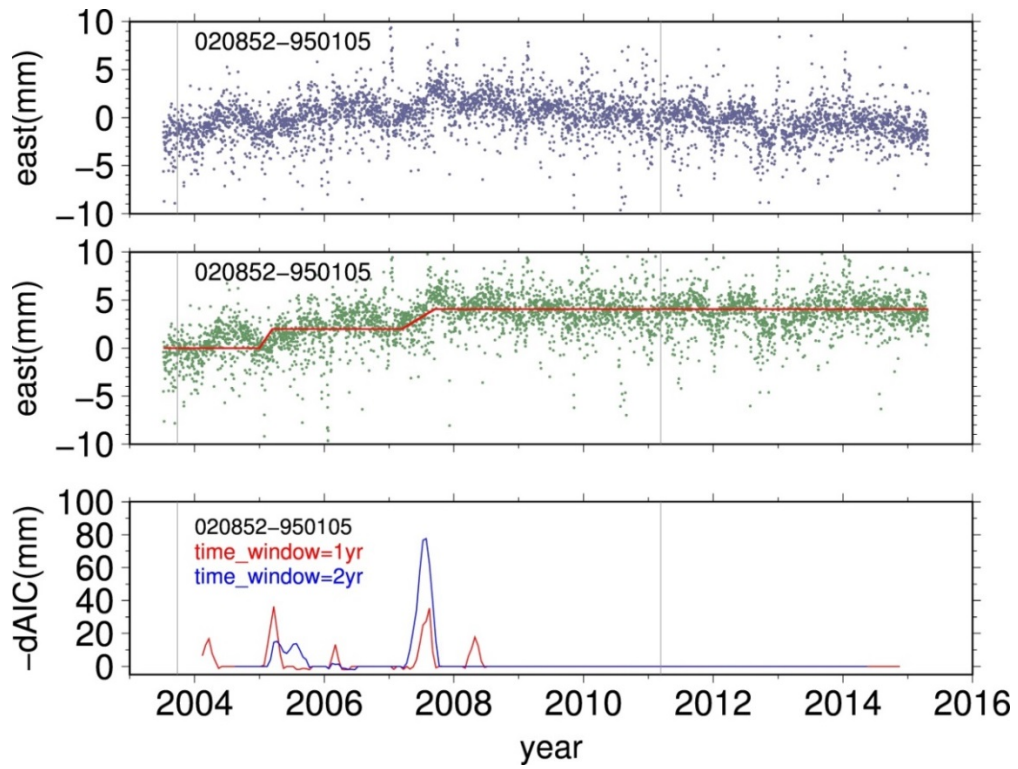


図 19 中川(020852)の位置と-dAIC の時系列. 詳細は図 16 と同じ.

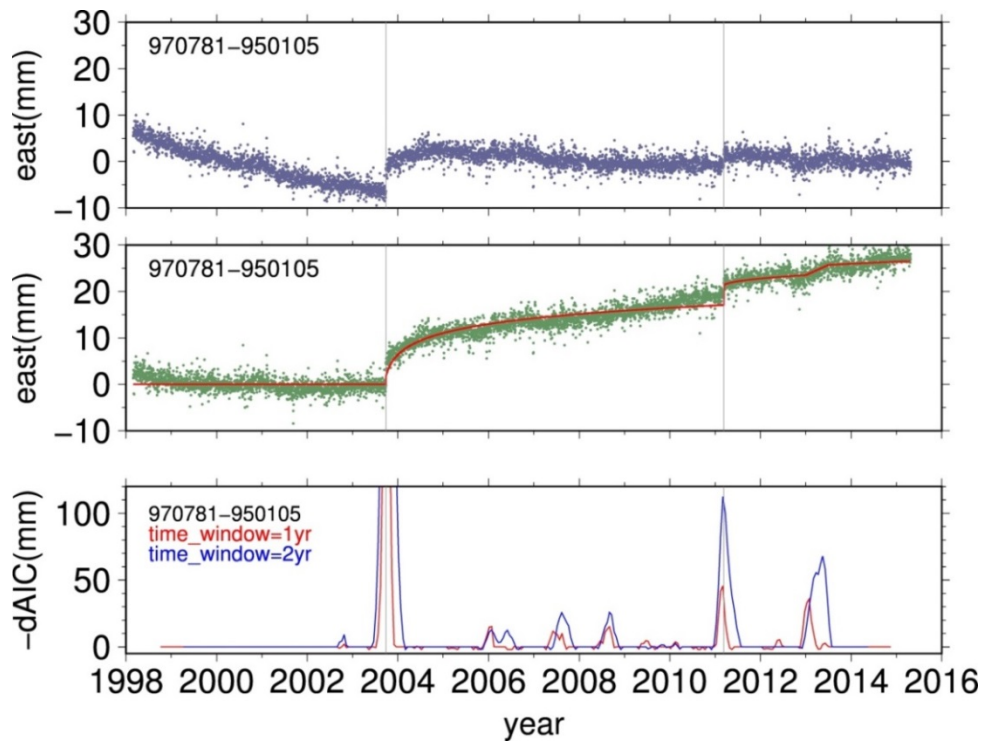


図 20 遠別(970781)における位置と-dAIC の時系列. 十勝沖地震, 東北沖地震の影響を含めている. 詳細は図 16 と同じ.

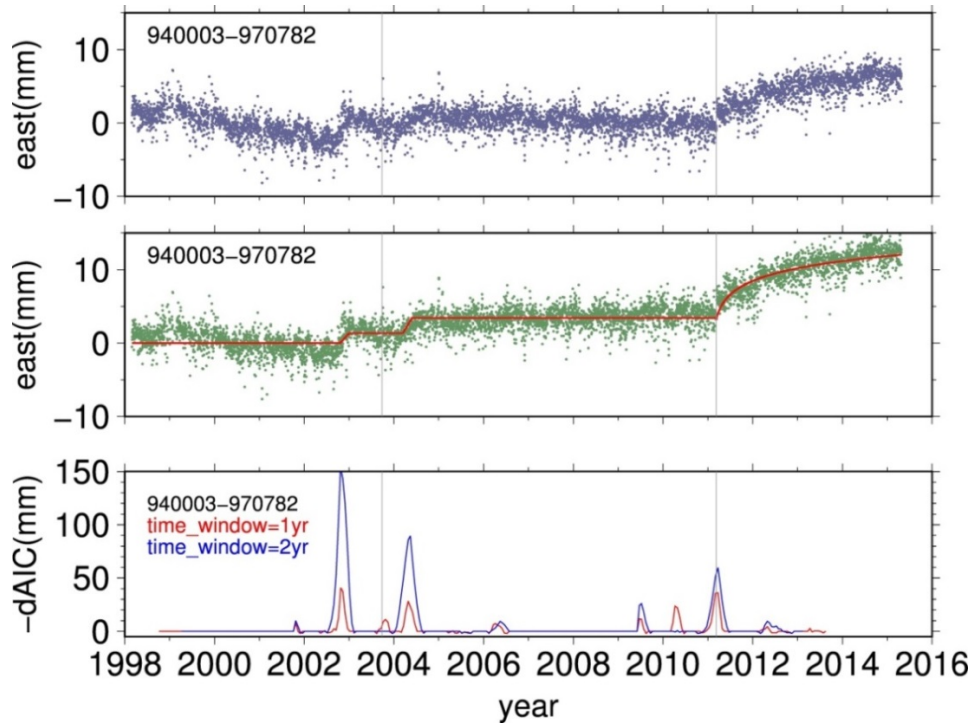


図 21 羽幌(940003) における位置と-dAIC の時系列. 東北沖地震の影響を含めている. 詳細は図 16 と同じ.

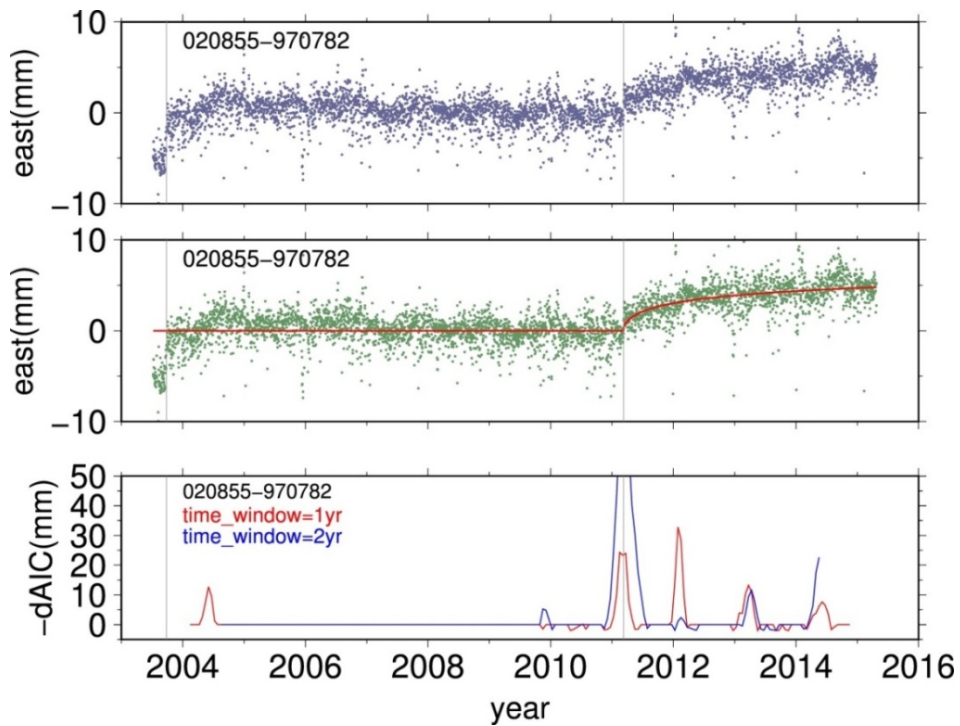


図 22 羽幌 2(020855) における位置と-dAIC の時系列. 東北沖地震の影響を含めている. 詳細は図 16 と同じ.

Place \ Period	~'05	'06~'10	'11~
970778-950101 (1998~2015)			13.0~13.5(1.2mm)
950104-950103 (1996~2015)			
020851-020850 (2003~2015)			12.62~13.08(13.3mm)
970781-950105 (1998~2015)			13.0~13.5(1.9mm)
020852-950105 (2003~2015)	05.0~05.2(2.0mm)	07.2~07.7(2.1mm)	
940003-970782 (1998~2015)	02.7~02.9(1.3mm) 04.2~04.4(2.0mm)		
020855-970782 (2003~2015)			

表 1 観測地域のペア(右側の観測点を基準として左側の観測点の東向き的位置変化を解析した, カッコ内は観測期間)と-dAICに明瞭なピークが見えた期間, および推定変位量(カッコ内). 2012年のスロー地震については池田(2014)に基づき, 2012.62~2013.08年とした. 020852-950105で2007年に見られたスロー地震と, 970778-950101, 970781-950105で2013年に見られたスロー地震については, 期間を通常の0.2年より長めの0.5年とした.

3-2.地震活動との関連性

通常の地震が、スロー地震が始まるきっかけとなることがこれまでの研究で知られている。本研究では地震によるトリガーを扱うが、トリガーの種類には大きく二つに分けられ、地下の応力変化による静的なトリガーと地震動による動的なトリガーがあるが、本研究では主に動的トリガーを対象に扱う。Rubinstein et al. (2009)では、周期的に発生するスロー地震の間隔と、地震発生時期と繰り返しスロー地震の時間関係について報告されている(図 23)。前回のスロー地震からの時間間隔が長い、すなわち比較的遅れて発生したスロー地震では、地震によるトリガーが起きやすい、逆に前のスロー地震からの時間間隔が短く、比較的早目に発生したスロー地震は、地震によってトリガーされにくい傾向があるらしい。

2012年の幌延のスロー地震では、2012年7月に上川地方北部(950105(音威子府)GNSS観測点付近)を震源としたM4クラスの地震が4回(図 24)、8月にオホーツク海南部で M_w 7.7の深発地震が発生しており(図 25)、これらの地震によって境界間の固着面が揺らされ、それがスロー地震の発生のきっかけになった可能性がある。2013年1月3日に留萌地方中北部深さ24kmを震源とするM4.8の地震があった(図 26)。この地震より中川で震度3、稚内で震度1が観測された。この地震は、970778-950101と970781-950105の2013年のスロー地震の開始時期とおおむね一致している。そのほかの時期ではスロー地震を引き起こすほどの震度、マグニチュードともに十分である地震は見られなかった。また、2008年10月4日は対象地域で最大震度4を観測した地震があったがスロー地震は発生しなかった。このことからスロー地震の規模と有感地震については、しばしば相関がみられるが必ずあるわけではないと言えよう。

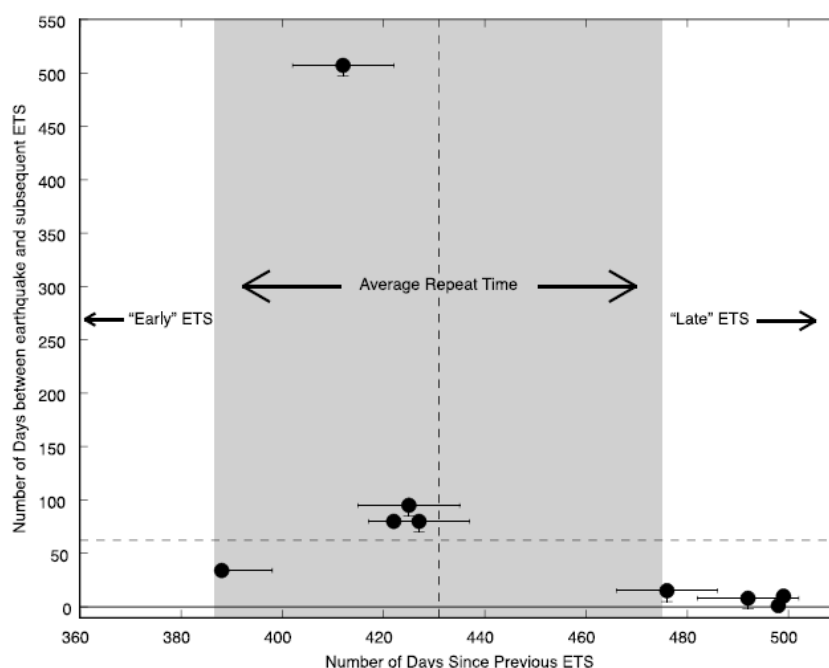


図 23 Rubinstein et al.(2009)によるスロー地震の間隔と遠地地震の関係。横軸が前のスロー地震からの日数，縦軸が地震発生からの日数を表す。縦断する黒色の破線が平均周期，灰色の部分が平均値からの標準偏差を表し，この範囲内は平均的な再発間隔として扱われた。横断する灰色の破線は地震発生後からスロー地震まで要する想定日数である。この日数より短い場合は地震後，スロー地震が早く発生し，長い場合はスロー地震が遅く発生したとみなす。平均的な間隔より長い，すなわち前回のスロー地震から遅く発生したスロー地震では，トリガーしたとみられる地震発生からスロー地震発生までの日数が短い（両者に因果関係がある）傾向があり，遅めに発生するスロー地震は地震にトリガーされやすいことがうかがえる。

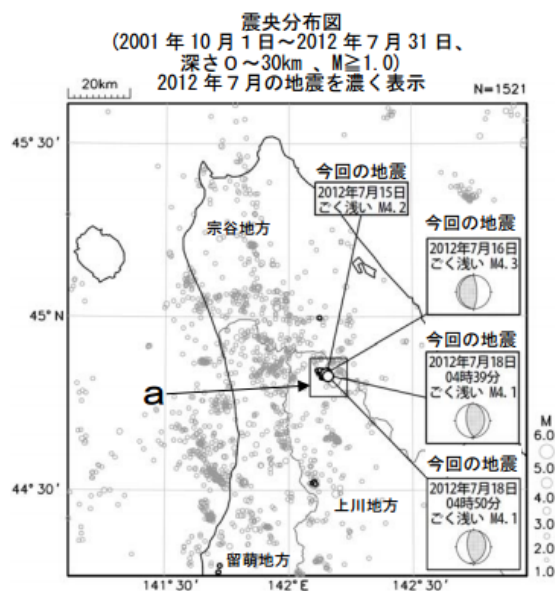


図 24 2012年7月に発生した群発地震の震央の図。7月15,16,18日にM4クラスの地震が4回発生し，震源近くでは最大震度4を観測した。平成24年7月 地震・火山月報(防災編)

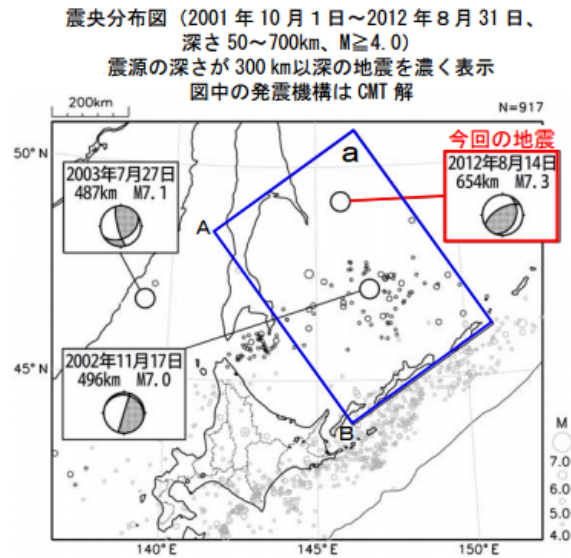


図 25 2012 年 8 月 14 日にオホーツク海南部で発生した深発地震の震央の図. 最大震度 2 を観測した. 前述の 7 月の地震によってブロック境界面の固着が緩み, この地震が最後の一押しとなって 2012 年のスロー地震が発生したと考えている (池田, 卒業論文). 平成 24 年 8 月 地震・火山月報(防災編)

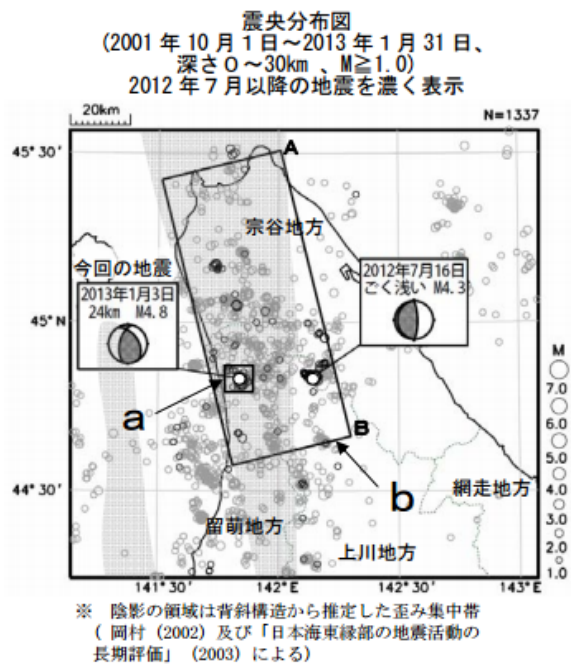


図 26 2013 年 1 月 3 日に留萌地方で発生した地震の震央の図. 最大震度 3 を観測した. 970778-950101, 970781-950105 の地域での 2013 年のスロー地震の開始時期とおおむね一致している. また, 因果関係は不明だが 2012 年のスロー地震の終了時期とも一致している. 平成 25 年 1 月 地震・火山月報(防災編)

第4章 傾斜計

4-1.Hi-net 傾斜計概要

AIC を使うことで微小なスロー地震を複数検出することができた。更に地学的な議論を深めるには、断層の位置、大きさや向き、すべりの角度やすべり量などのパラメータを決める必要がある。しかし、変動が見られた GNSS 局は通常一つしかないため、GNSS のデータのみで、このような様々の断層パラメータを拘束することは難しい。そこで防災科学技術研究所によって展開された高感度地震観測網(High Sensitivity Seismograph Network Japan, Hi-net)に併設されている傾斜計のデータを参考に用いることとした。

傾斜計は連続的な地震活動観測向上のために運用が開始された。気温の変化などの影響を受けないよう地下 100m のボーリング坑に設置されている。地殻変動だけでなく潮汐変化も捉えられ、東西、南北方向ともに 1nano-rad 単位の局所的な変化も捉えられる高感度が特徴である。その反面、広域を対象とした解析では GNSS に劣る。本研究では道北にある 17 点の傾斜計のデータを入手し(図 27)、GNSS でスロー地震が見いだされた時期を中心に傾斜変化の時系列を解析した。傾斜計のデータは 2002 年以降の、1 時間ごとの傾斜変化のデータを使用した。

傾斜計も GNSS 同様に多くの点で年周や半年周の周期からなる季節変化が見られることが知られている。解析した傾斜計 17 点でも、何点かは季節的な変化を示しており、特に冬から春にかけて大きな傾斜変化を示す観測点が多く見られた。しかし、その全てが同じ時期に変化を示しているわけではない(図 28)。傾斜の季節変化の原因としては、積雪、融雪による地表荷重の変化、融雪水の地下への浸透などが考えられる。こういった季節変化の様相は 17 の観測点でそれぞれ異なっており、季節変化がほとんど見られない点もあった。傾斜変化は局地的な地形、積雪量、地下水の帯水層との位置関係等に依存すると考えられるため、傾斜方向、開始と終了時期などの解釈は一般的に難しい。

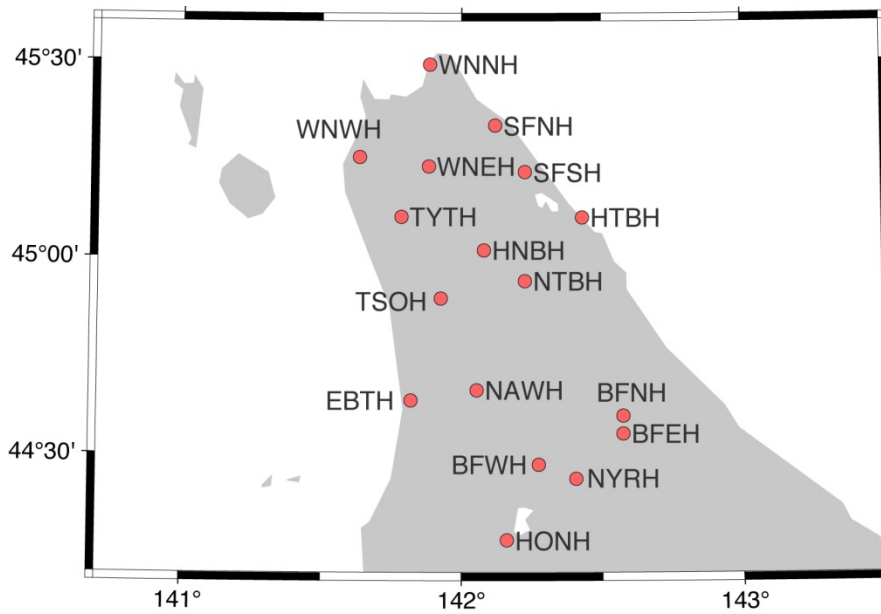


図 27 道北の Hi-net 傾斜計の配置図. 本研究を進めるにあたり上記の 17 点のデータを防災科学技術研究所より頂いた.

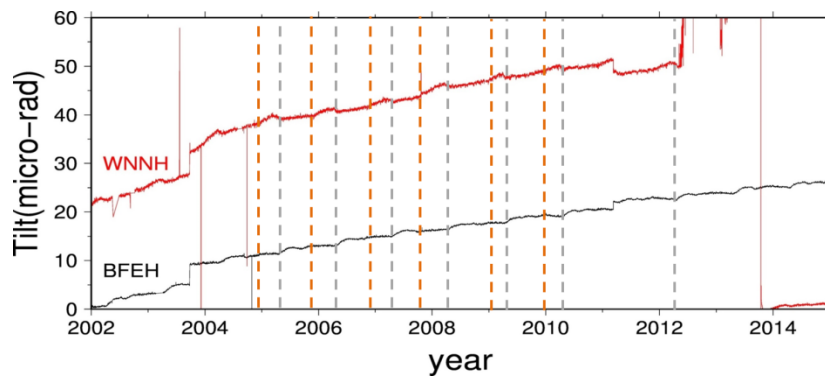


図 28 道北にある二つの Hi-net 点, WNNH(赤線)と BFEH(黒線)に設置された傾斜計の東西方向の傾斜変化(正の方向が東落ち)の時系列. データには経年変化, 季節変動成分の両方が含まれていることが分かる. 橙色の破線と灰色の破線は, それぞれ WNNH と BFEH の傾斜の季節変化において, 例年急速な変化が始まる時期を表す. どちらも冬から春にかけて起こっているが, 同時ではない.

4-2. スロー地震に伴う傾斜変化

傾斜計は短い時間スケールでは GNSS より高感度なので、スロー地震に伴う傾斜変化についても研究が行われている。例えば Hirose and Obara(2005)は、豊後水道でのスロー地震に伴って観測された傾斜変化について報告されている(図 29)。そこでは GNSS による観測で地表変位が 20mm 程度で、継続期間がおおよそ 3 か月のスロー地震について $1\mu\text{rad}$ 程度の傾斜変化が見られたとのことである。特にスロー地震の規模に比較して GNSS 局の密度が十分でない本研究のようなケースでも、傾斜変化が観測されれば GNSS を補完でき、断層推定のための重要な情報となりうる。

本研究ではスロー地震に伴う傾斜変化の推定は次のように行なった。傾斜変化の時系列にも、GNSS のデータと同様に季節変動の影響による年周半年周成分、さらに経年的な変化の成分が含まれている。本研究では経年変化成分、年周半年周成分と同時に、スロー地震による変化を最小二乗法で推定した。スロー地震のモデルは GNSS と同様に、ある継続期間やや異なるトレンドを持ち、スロー地震前後のトレンドは変わらないと仮定した。さらに 2003 年十勝沖、2011 年東北沖地震でのステップと余効変動を含め、その他に原因不明のデータの不連続が見られた際はステップを仮定してフィッティングを行なった(例:HNBH の 2014.15 年、図 32,33)。なお、傾斜変化の対象とする期間は表 1 のスロー地震発生期間とした。

地表変動量が小さかったこともあり、一番南の基線では、羽幌と幌加内の間に位置する HONH 点でのみスロー地震と同時期に傾斜変化が見られた。時系列のグラフおよび推定傾斜変化量は図 30,31 と表 2 にて示す。この地域では GNSS データからは、2002 年と 2004 年にスロー地震が発生したことが示唆されている。これら二つのスロー地震で、東西、南北方向ともに逆方向の傾斜変化が出ていることが分かる。これは東西成分の変化のみの解析だった GNSS では得られなかった新しい情報であるが、このことからこの二つのスロー地震は同じブロック境界上でも若干違うセグメントで起こっていた可能性が考えられる。

2012 年に幌延で発生した比較的大きなスロー地震については、傾斜変化を図 32 から 37 と表 3 にて示す。顕著にシグナルが出たのは TSOH の東西方向で $1\mu\text{rad}$ 程度の変化が見られた(図 36)。小規模ではあるが HNBH の南北方向でもシグナルが得られた(図 37)。

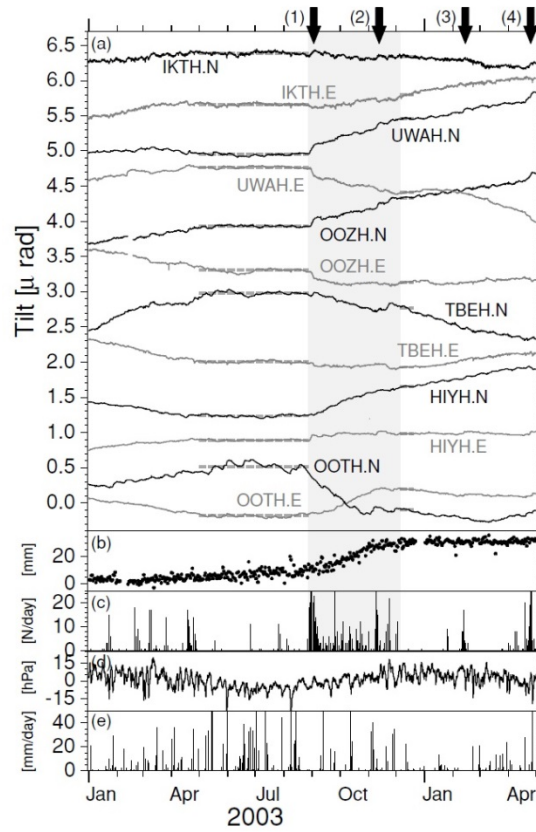


図 29 豊後水道のslow地震に伴って四国地方の Hi-net 傾斜計でみられた傾斜変化. 灰色の部分でslow地震発生期間である. 一部の点でslow地震の期間中, 傾斜変化が徐々に進行したことがわかる(Hirose and Obara, 2005).

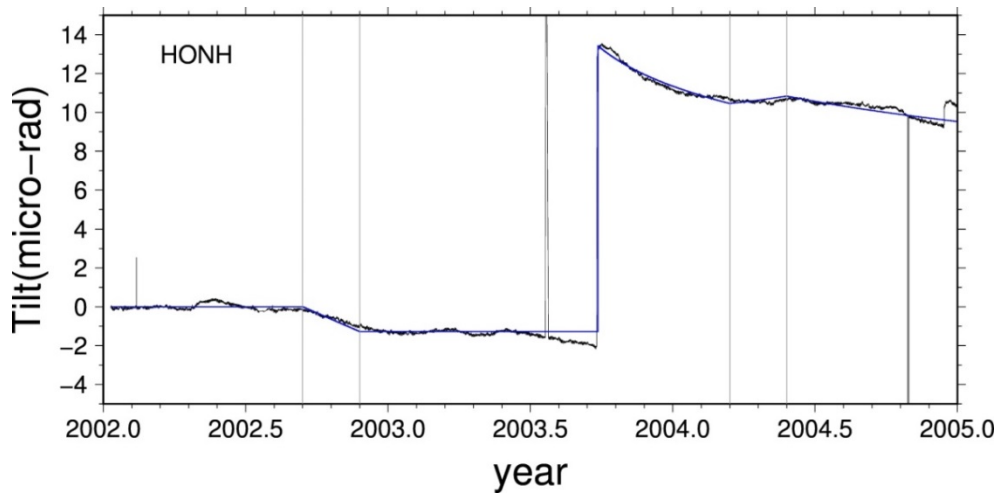


図 30 HONH の東西方向の傾斜変化. プラスが東落ちを示す(以下同じ). 2002年のslow地震では西落ち方向, 2004年のslow地震では東落ち方向に若干の傾斜変化があった. 十

勝沖地震の影響により 2003.737 年にステップ、また余効変動は時定数 0.2 年の対数関数を仮定している。

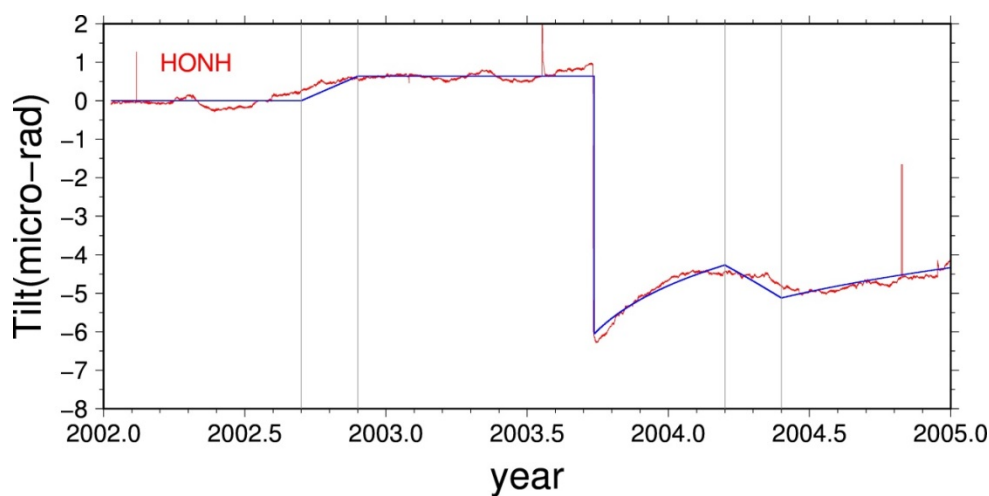


図 31 HONH の南北方向の傾斜変化. プラスが北落ち方向である(以下同じ). 2002 年のスロー地震では北落ち方向, 2004 年のスロー地震では南落ち方向に傾斜変化があった. モデルは図 30 で示した東西傾斜と同じである.

SSE 発生期間(HONH)	東方向±誤差(μ rad)	北方向±誤差(μ rad)
2002.7~2002.9	-1.277 ± 0.056	0.637 ± 0.017
2004.2~2004.4	1.032 ± 0.055	-1.248 ± 0.017

表 2 最も南のセグメントで見られた小規模スロー地震に伴って, HONH で観測された傾斜変化の, スロー地震継続期間全体での累積変化量 (図 30, 31).

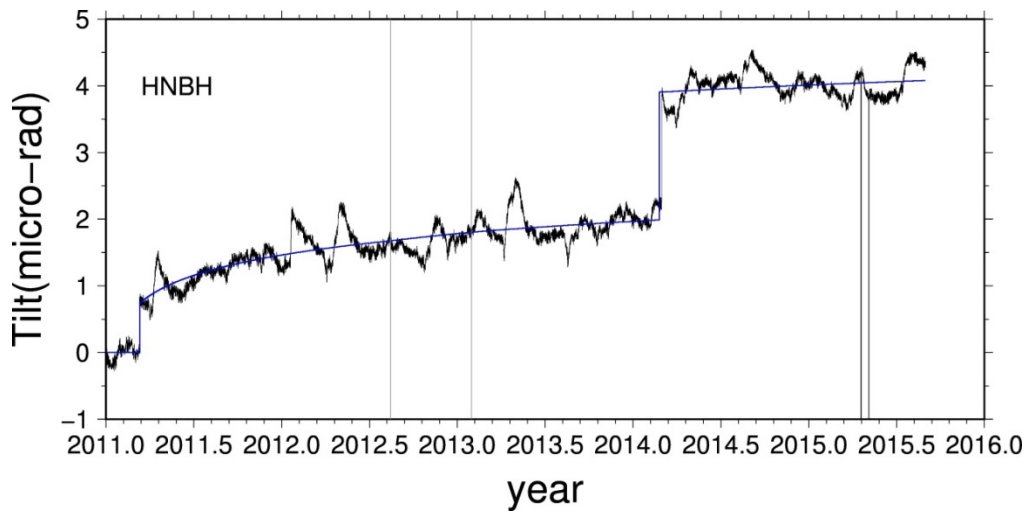


図 32 2012 年の比較的大きなスロー地震に伴って HNBH 点で東西方向に見られた傾斜変化. なお東北沖地震の余効変動により 2011.192 年にステップと時定数 0.2 年の対数関数で近似した余効変動, および 2014.15 年にステップを含めている (このステップの発生原因は不明). スロー地震に伴う傾斜変化はほとんど見られなかった.

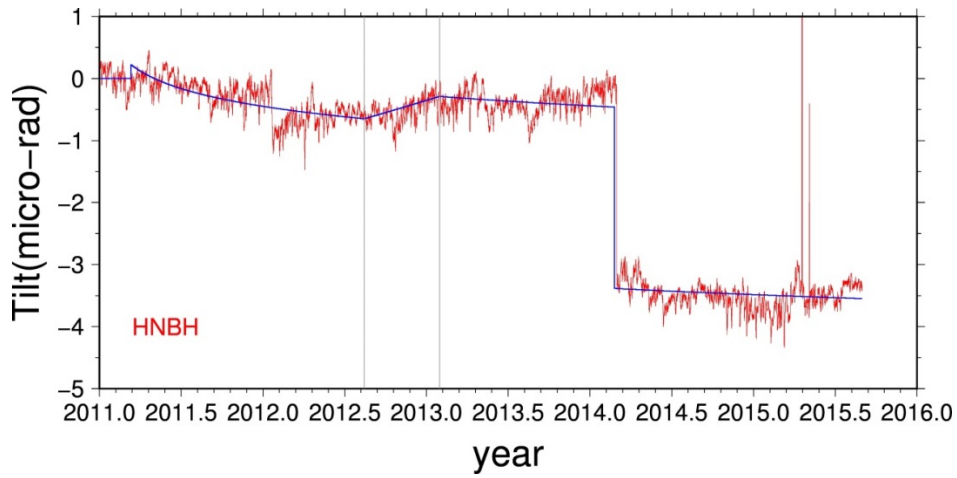


図 33 HNBH の南北方向の傾斜変化. 東西傾斜と異なり北落ちの傾斜変化があったことがわかる.

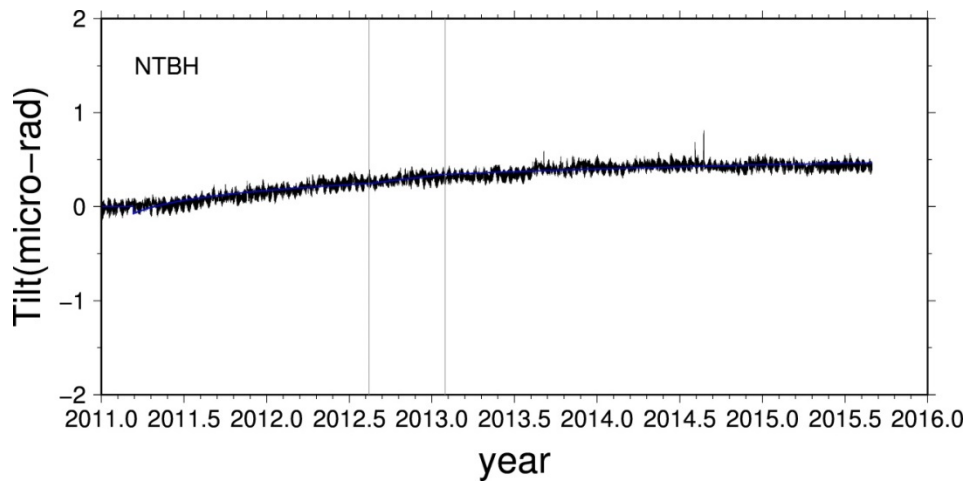


図 34 2012 年の比較的大きなスロー地震に伴って、NTBH の東西方向に生じた傾斜変化。スロー地震による傾斜変化はほとんどなかったことがわかる。

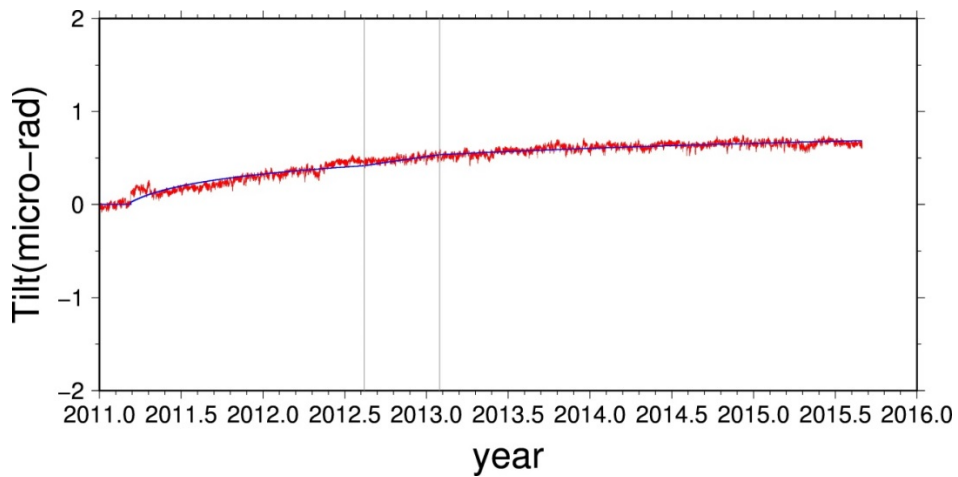


図 35 2012 年のスロー地震に伴う NTBH の南北方向の傾斜変化。有意な傾斜変化はみられなかった。

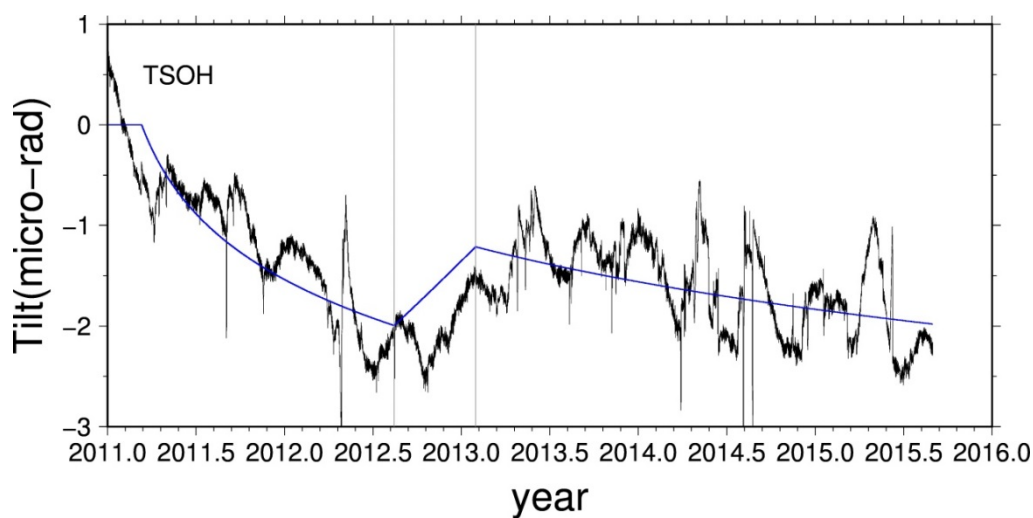


図 36 TSOH の東西方向の傾斜変化. 2012 年の比較的大きなスロー地震の発生に伴って $1 \mu \text{ rad}$ 程度の有意な東落ち傾斜変化が見られる.

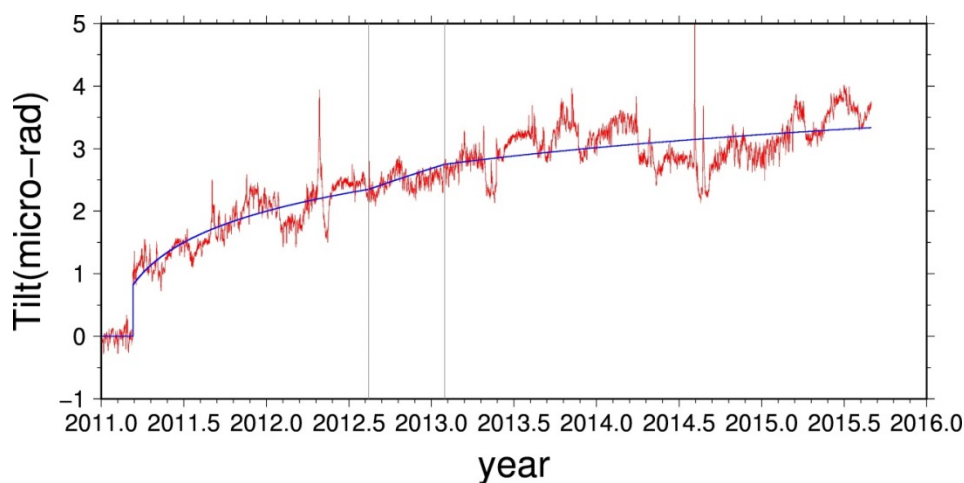


図 37 TSOH の南北傾斜変化. 2012 年のスロー地震に伴ってわずかな北落ち傾斜変化がみられる.

Hi-net 観測点	東傾斜±誤差($\mu \text{ rad}$)	北傾斜±誤差($\mu \text{ rad}$)
TSOH	1.019 ± 0.009	0.219 ± 0.007
HNBH	0.018 ± 0.008	0.464 ± 0.007
NTBH	0.061 ± 0.001	0.071 ± 0.001

表 3 2012 年に発生した比較的大きなスロー地震の期間内での, TSOH, HNBH, NTBH の三つの Hi-net 傾斜計で観測された東西, 南北方向の傾斜変化.

5 章 断層パラメータの推定

5-1.推定方法

地学的な理解を深めるため、以下のように道北で検出したスロー地震の断層パラメータの推定を行なった。

まず、先行研究である Ohzono et al. (2015) と本研究の使用データの違いが 2 点ある。1 点目は GNSS データである。先行研究では北海道大学地震火山研究センターが臨時で設置した観測点の結果を踏まえての解析である。本研究でも同様に地震火山研究センターからデータを入手し、解析を試みた。しかしノイズが大きかったため有用なものとして扱うことができないと判断し、使用しなかった。2 点目は前述のとおり Hi-net 傾斜計データの使用である。

求める断層パラメータは、断層中心の緯度、経度、深さ、断層の傾斜角、走向、長さ、幅、スロー地震における断層ずれのすべり角、すべり量の合計 9 個とした。断層パラメータ推定には GNSS の東西、南北、鉛直方向と傾斜変化の東西、南北方向の 5 成分を観測値として、すべり角とすべり量については最小二乗法を用いて推定した。その他のパラメータである緯度、経度、深さ、傾斜角、走向、長さ、幅については、非線形性が大きいので最小二乗法ではなく、手動でパラメータを変化させて、計算値と観測値が最も良く一致するように試行錯誤的に最適化した（グリッドサーチ法）。一つのパラメータを最適化した後は残りのパラメータも再度調整し、最終的にすべてのパラメータが計算値と観測値の残差の極小を示すようにした。

GNSS の観測値を求めるにあたり、基準点を礼文(950102)とした。変動量は対象期間として時系列を 5 年程度に制限し、スロー地震の発生に伴って GNSS 局位置の 3 成分と傾斜計の 2 成分の合計 5 成分のそれぞれがどの程度変化したかを最小二乗法で推定した。フィッティングには AIC を用いた計算同様、スロー地震期間内は直線トレンド、大地震による影響はステップ、余効変動は対数関数を組み合わせて変位を推定した。AIC を用いてスロー地震をサーチした際は対象期間を 10 年強としたが、最小二乗法による変動量の推定は 5 年の長さの時系列を用いたため、推定変動量も前者と後者でやや異なる。小規模のスロー地震については、一番南の基線で傾斜変化が表れた 2002 年(2002.7~2002.9 年)と 2004 年(2004.2~2004.4 年)のスロー地震を扱った。使用した観測点は GNSS が羽幌(940003)、幌加内 2(970782)、羽幌 2(020855, 2004 年のスロー地震のみ使用)、傾斜計が HONH とした。2012 年(2012.62~2013.08 年)の最も大きなスロー地震については、GNSS 4 点(天塩、幌延、中頓別、中川)、傾斜計 3 点(TSOH, NTBH, HNBH)のデータを用いた。なお、モーメントマグニチュードを求める際の剛性率は $4.0 \times 10^{10} \text{Pa}$ とし、断層すべりと地表変動の計算には半無限弾性体を仮定し Okada(1992)のプログラムを用いた。

5-2. 小規模スロー地震の断層パラメータの推定

GNSS の変動は 2002 年のスロー地震によるものを表 4, 2004 年によるものを表 5 に示す。それぞれの傾斜変化については表 2 のとおりである。どちらも境界を挟んで東側にある幌加内 2 の点で西向きの変化が大きく表れているほか, 鉛直変位も大きな値が出ている。しかし, GNSS による鉛直方向は水平方向よりも精度が劣り, かつデータのばらつきも大きいいため信頼性も水平方向ほど高くはない。

前節で述べた方法で最適化された断層パラメータと, それに基づく計算値と観測値の比較の詳細は図 38~43 と表 6 に示す。2002 年のスロー地震においては GNSS2 点と傾斜計 1 点, 2004 年のものは GNSS3 点と傾斜計 1 点のデータを使用した。どちらも誤差が大きい傾向にある鉛直成分を除けば比較的良好に再現できている。しかし, どちらもすべり方向とすべり量が地球物理学的観点から現実的とは言えない値であり, 少ない拘束条件を満たす複数ある解のうちの一つである可能性も考えられる。今回求めた断層パラメータが正しいかについては他に拘束条件を与えて検討しなおす必要がある。

GNSS 観測点	東方向±誤差(mm)	北方向±誤差(mm)	鉛直方向±誤差(mm)
羽幌(940003)	0.040±0.153	1.247±0.177	7.858±0.671
幌加内 2(970782)	-3.0174±0.180	-0.245±0.240	-8.056±1.123

表 4 2002 年のスロー地震内での近傍 GNSS 点の 3 成分の変動
羽幌と比べ幌加内 2 で東西方向に大きな変化が見られる。

GNSS 観測点	東方向±誤差(mm)	北方向±誤差(mm)	鉛直方向±誤差(mm)
羽幌(940003)	-0.432±0.298	0.519±0.335	-0.619±0.982
羽幌 2(020855)	-0.243±0.339	-0.027±0.389	-5.608±1.433
幌加内 2(970782)	-1.955±0.402	1.977±0.041	1.275±1.229

表 5 2004 年のスロー地震内での近傍 GNSS 点の 3 成分の変動
羽幌, 羽幌 2 と比べ幌加内 2 で東西方向に大きな変化が見られる

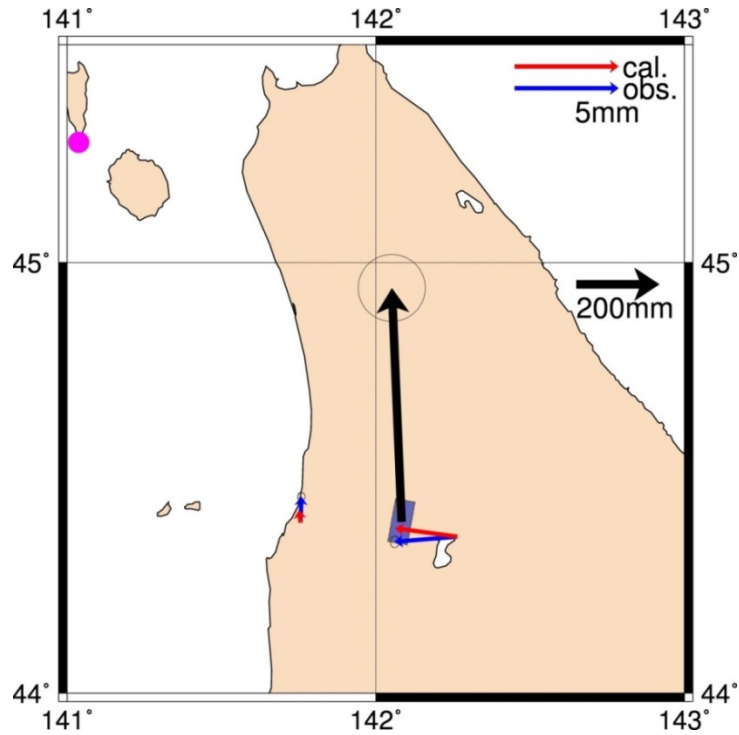


図 38 2002 年のスロー地震において最適と考えられる断層パラメータから計算された地表面の水平変位と観測された水平変位の比較。紫の丸は固定点として用いた礼文の位置，青い四角は断層の水平面への投影を示す。解析した GNSS 観測点は羽幌(940003)，幌加内 2(970782)である。赤の矢印が最適化された断層パラメータと Okada(1992)のモデルを用いた水平変動，黒の矢印がそのすべり量とすべり角を再現したもの，青の矢印が GNSS で観測された水平変動を表す。すべり量は 1 m に近い値となり，非現実的である。また滑った方向も北向きとなっており，ブロックの収束方向（東西）と合わない。

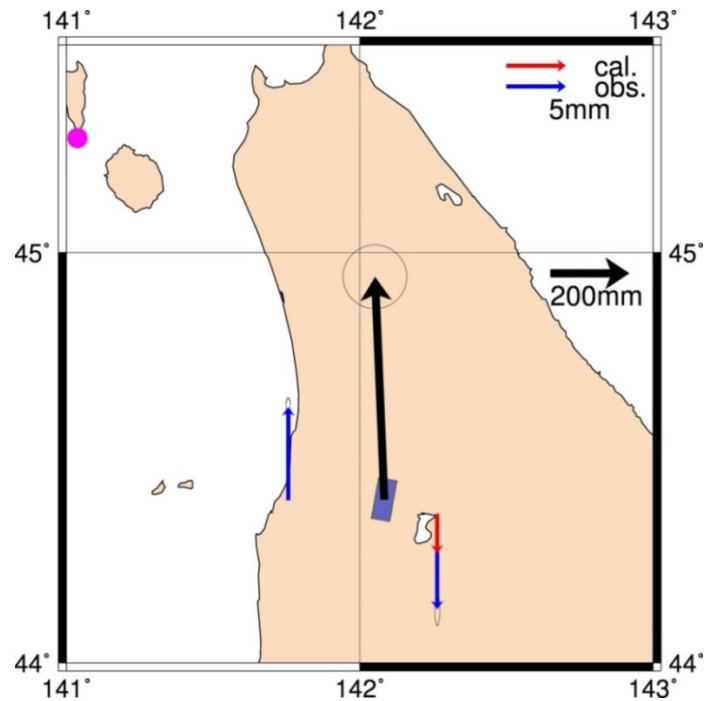


図 39 2002 年のスロー地震において最適と考えられる断層パラメータから計算された地表面の鉛直変位と観測された鉛直変位の比較. 凡例は図 38 に同じ.

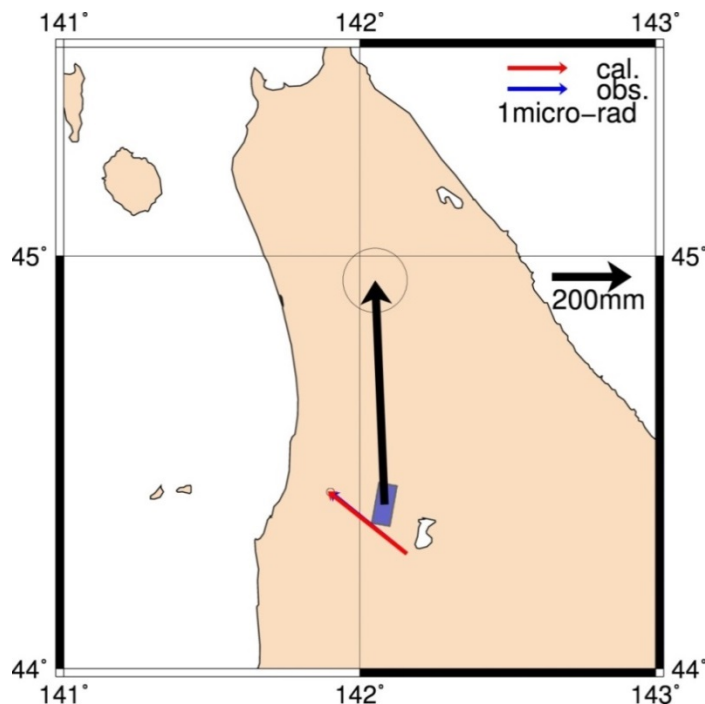


図 40 2002 年のスロー地震において最適と考えられる断層パラメータから計算された傾斜変化と観測された傾斜変化の比較. 使用した Hi-net 点は HONH である. 青の矢印が Hi-net 傾斜計を用いた傾斜変動であることを除き, 凡例は図 38 に同じ.

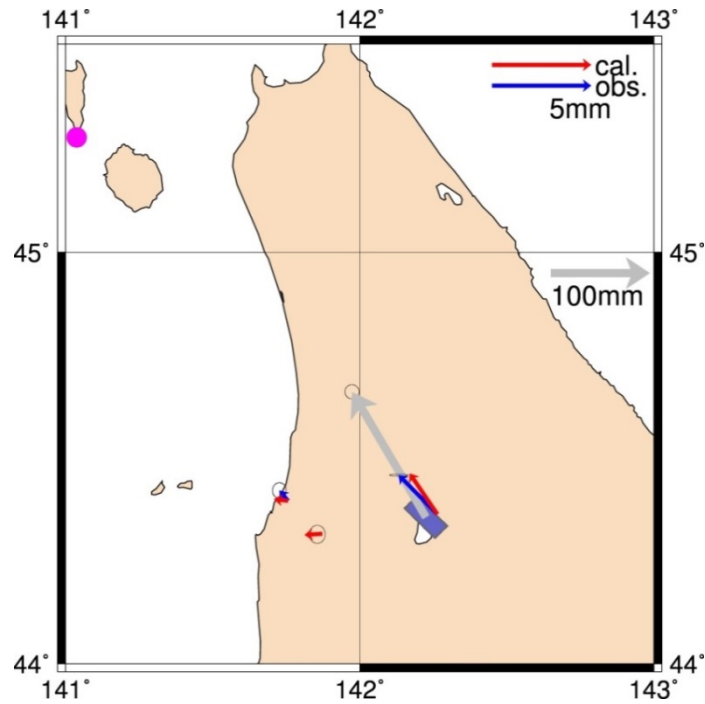


図 41 2004 年のスロー地震において最適と考えられる断層パラメータから計算された地表の傾斜変化と観測された傾斜変化の比較. 2004 年のスロー地震の断層パラメータ推定には羽幌 2(020855)のデータも用いた. 断層のすべり量, すべり角を灰色で表したことを除き, 凡例は図 38 に同じ. 2002 年の例と同様の理由で, 得られたすべりは非現実的と考えられる.

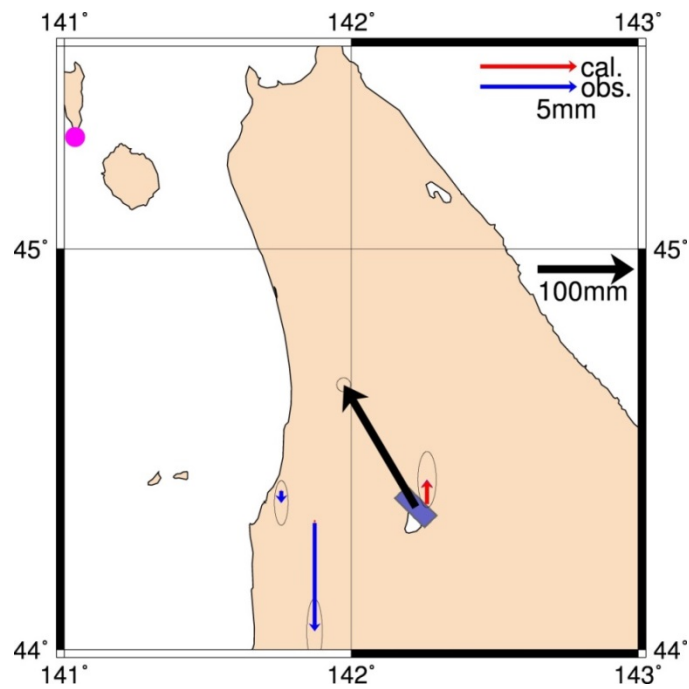


図 42 2004 年のスロー地震において最適と考えられる断層パラメータから計算された地表面の鉛直変位と観測された鉛直変位の比較. 凡例は図 38 に同じ.

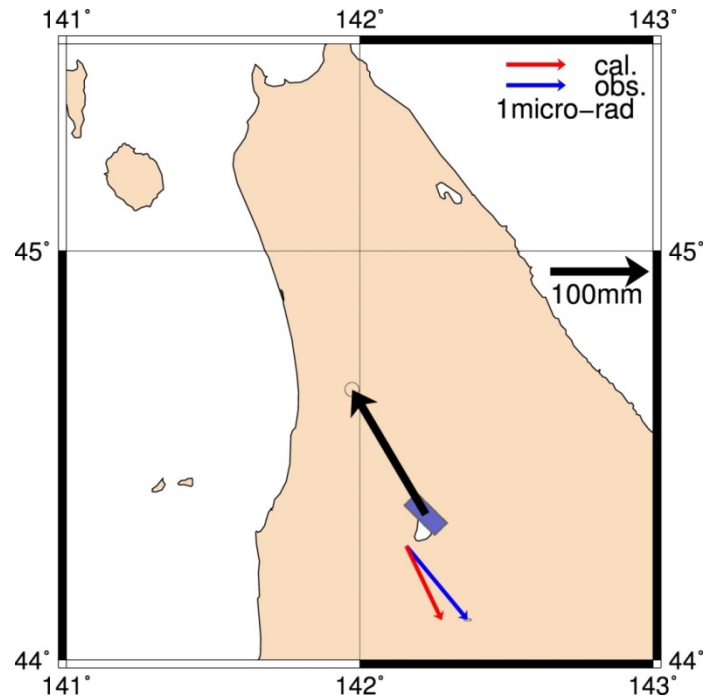


図 43 2004 年のスロー地震において最適と考えられる断層パラメータから計算された傾斜変化と観測された傾斜変化の比較. 凡例は図 40 に同じ.

SSE 発生期間(年)	北緯(°)	東経(°)	深さ(km)	長さ(km)	幅(km)
2002.7~2002.9	44.4	142.083	8	11	5
2004.2~2004.4	44.3583	142.225	9	11	5

走向(°)	すべり角(°)	傾き(°)	すべり量(mm)	Mw
190	167.4	20	165.19	5.64
135	167.4	15	563.78	6.00

表 6 2002 年スロー地震と 2004 年スロー地震での断層パラメータの詳細

5-3.2012年スロー地震の断層パラメータの推定

2012年に発生した比較的大きなスロー地震によるGNSSの変動を表7にて示す,境界に直近の幌延では10mm以上変化があったほか,中川とともに南北,鉛直方向にも変化が表れている.境界の西側である中頓別では想定通り西向きの変化が表れた.傾斜変化については表3のとおりである.

5.1節で述べた方法で最適化された断層パラメータの詳細と,最適化されたパラメータに基づく計算値と観測値の比較を図44~46と表8に示す.最適化された断層パラメータはGNSSの近傍観測点の水平成分と鉛直成分,傾斜変化もある程度再現できている.先行研究(Ohzono et al., 2015)で導出された断層パラメータに基づく計算値と観測値との比較は図47~49に示している.特に本研究では傾斜変化を考慮したことで先行研究と比べて傾斜変化を比較的再現できている.

傾斜計のデータも含めてパラメータを推定したため,傾斜データの観測値と計算値の比較で本研究と先行研究の差が大きい.TSOH点では今回推定した断層パラメータの方が東西,南北成分ともに観測値を再現できている.HNBH点においても,北落ちの変化をある程度再現できている.NTBH点では実際には東西,南北方向ともに傾斜変化はほとんどなかった.先行研究の断層パラメータでは傾斜変化が出るはずであるが,本研究のパラメータでは傾斜変化がほとんど出ないように調整されている.

今まではGNSS点の水平,鉛直方向の変化から断層パラメータを推定していたが,本研究では傾斜変化も含めて推定を行なった.データが増えた分すべてを完璧に満たせるようなパラメータの推定は難しくなった.しかし,新たなデータが拘束条件となり,より精度の高い断層パラメータを求めることが可能になったと言える.

GNSS 観測点	東方向±誤差(mm)	北方向±誤差(mm)	鉛直方向±誤差(mm)
幌延(020851)	11.030±0.160	-2.207±0.162	-4.101±0.844
天塩(950104)	1.173±0.120	-0.314±0.120	0.838±0.413
中頓別(020850)	-2.015±0.165	-0.704±0.158	1.345±0.695
中川(020852)	1.297±0.326	-2.492±0.340	-5.372±1.410

表7 GNSSによる2012年のスロー地震の期間内での3成分の変動.境界に近い幌延で特に大きな変化が表れている.

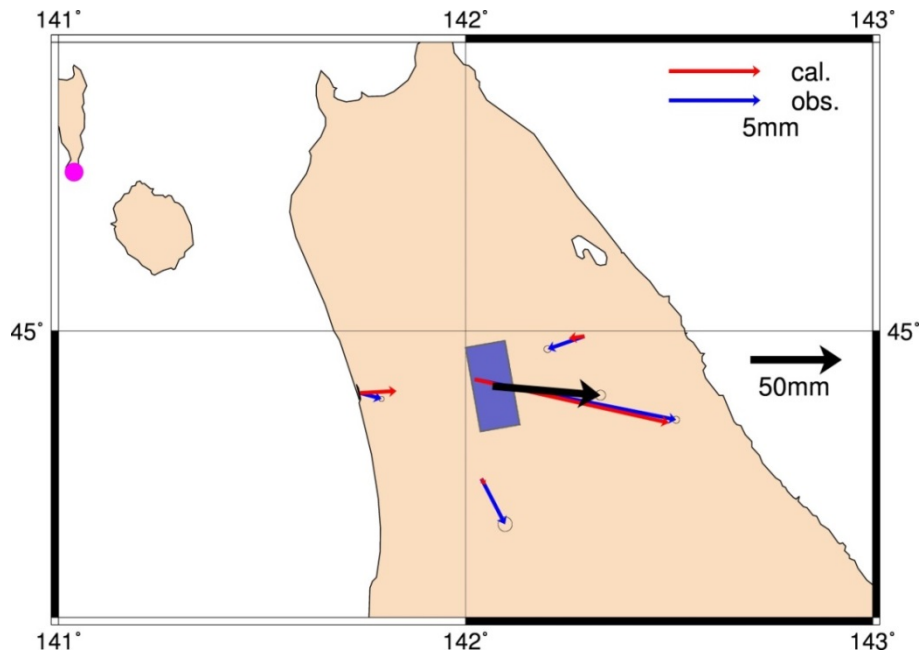


図 44 2012 年の比較的大きなスロー地震に関して、最適化された断層パラメータから計算された地表面の水平変位と観測された水平変位の比較。解析した GNSS 観測点は天塩 (950104)、幌延(020851)、中頓別(020850)、中川(020852)である。凡例は図 38 に同じ。

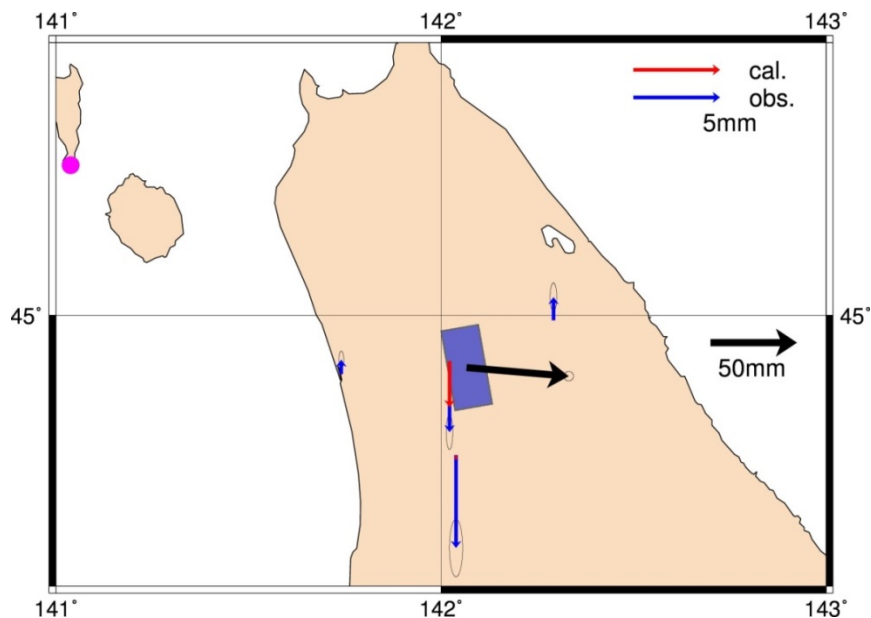


図 45 最適と考えられる断層パラメータから計算された地表面の鉛直変位と観測された鉛直変位の比較。凡例は図 38 に同じ。

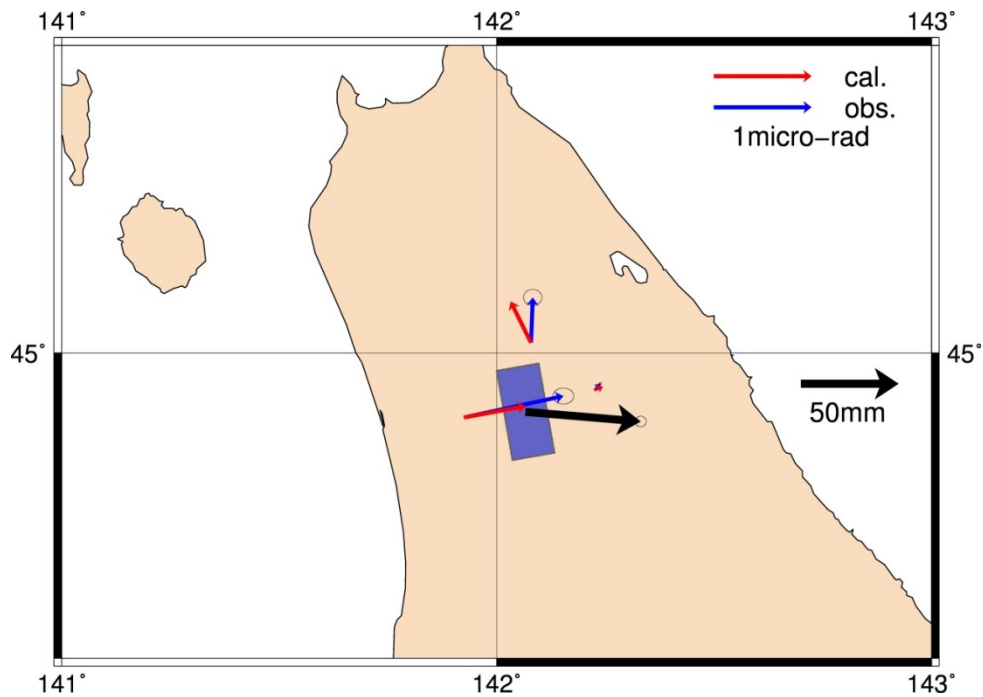


図 46 最適と考えられる断層パラメータから計算された地表面の傾斜変化と観測された傾斜変化の比較. 使用した Hi-net 点は TSOH, HNBH, NTBH である. 凡例は図 40 に同じ.

断層パラメータ	北緯(°)	東経(°)	深さ(km)	長さ(km)	幅(km)
本研究 *1	44.9042	142.0067	3.75	16.5	8.2
Ohzono et al. (2015) *2	44.9340	142.1345	3.1	12.8	7.6

走向(°)	すべり角(°)	傾き(°)	すべり量(mm)	Mw
170	73.6	20	59.3	5.60
190.4	87.0	7.8	60	5.51

表 8 2012 年の最大のスロー地震の断層パラメータの先行研究 (Ohzono et al., 2015) との比較. *1 断層中心部を断層の位置としている. *2 断層北部上端を断層の位置としている

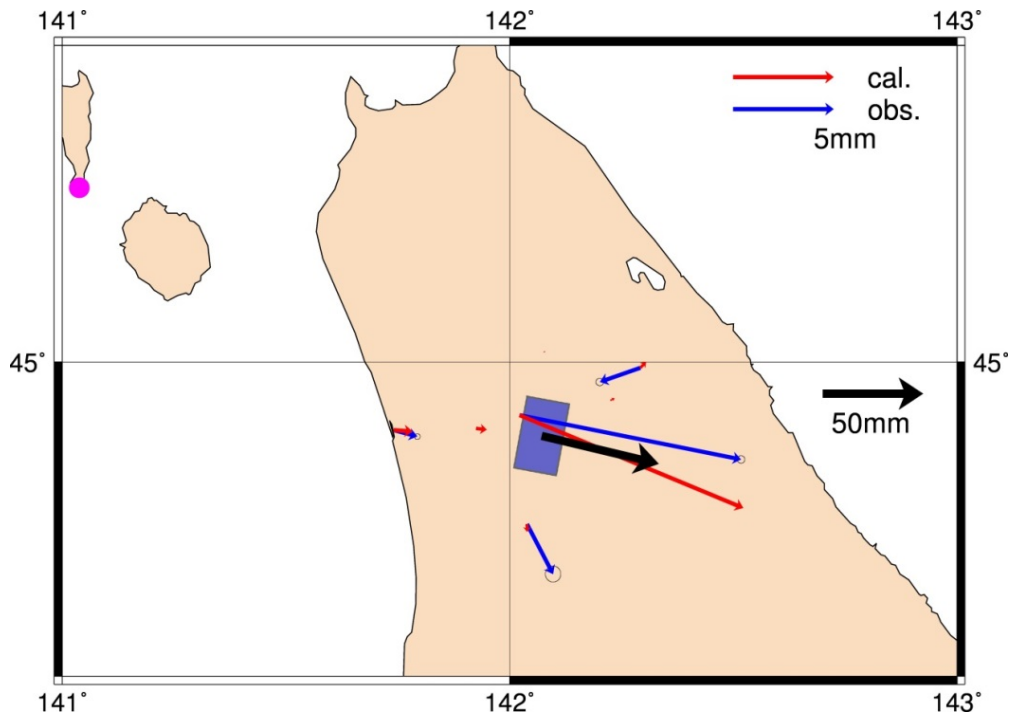


図 47 Ohzono et al. (2015)の断層パラメータから計算された地表面の水平変位と観測された水平変位の比較. 凡例は図 38 に同じ.

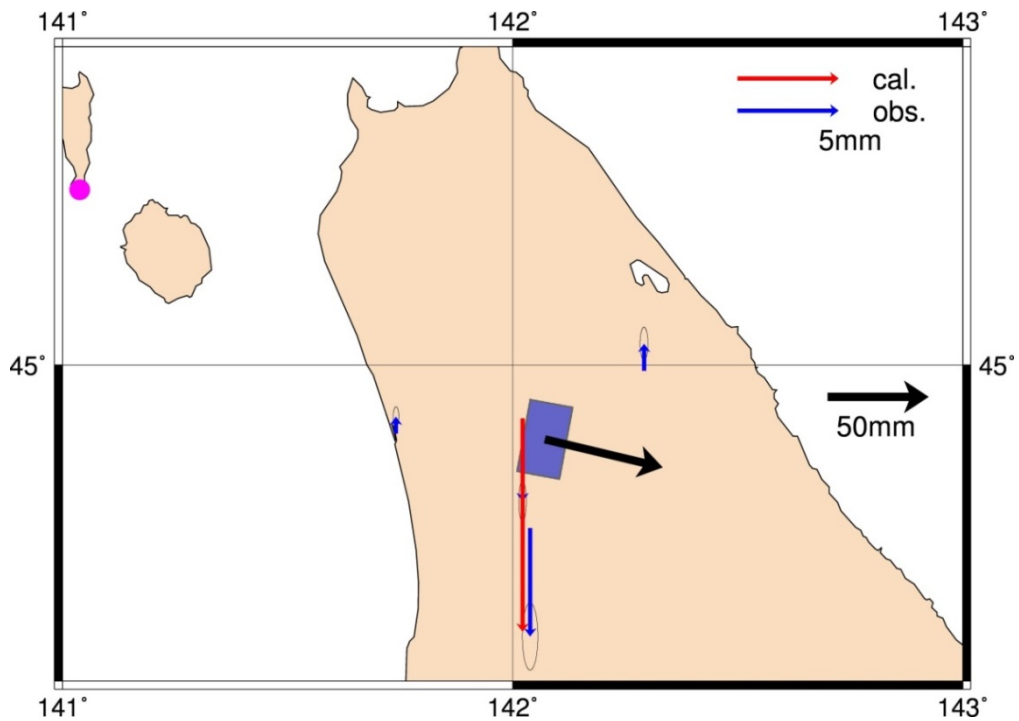


図 48 Ohzono et al. (2015)の断層パラメータから計算された地表面の鉛直変位と観測された鉛直変位の比較. 凡例は図 38 に同じ.

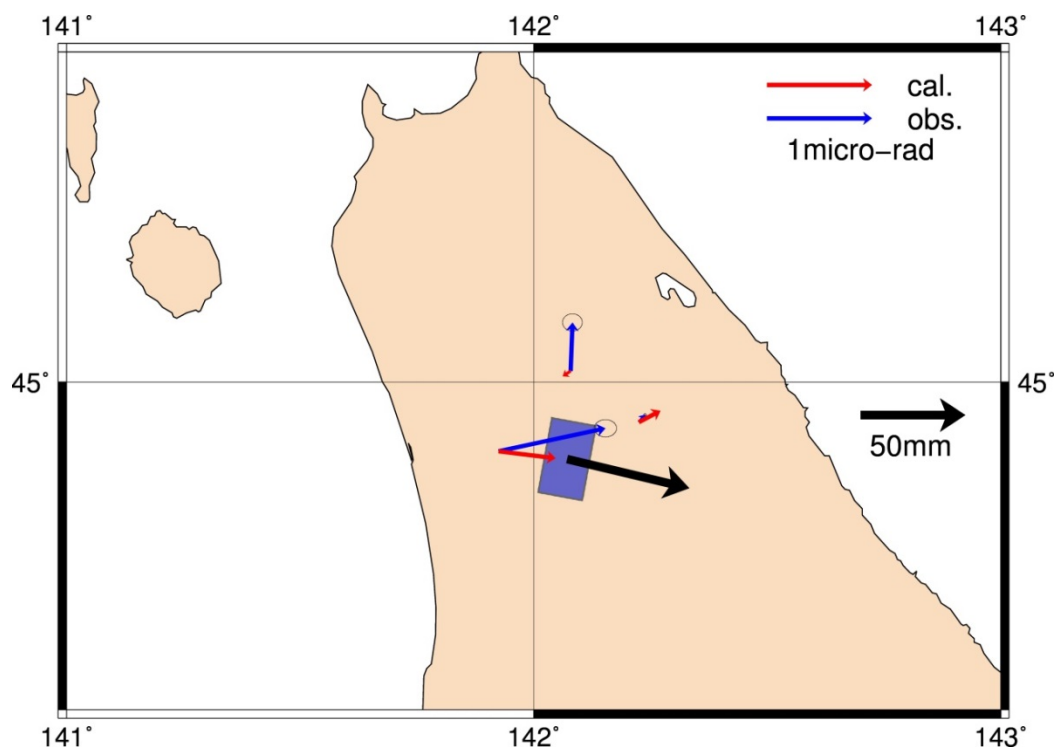


図 49 Ohzono et al. (2015)の断層パラメータから計算された地表面の傾斜変化と観測された傾斜変化の比較. 凡例は図 40 に同じ.

第6章 まとめ

北海道北部のブロック境界間の収束運動の様式を探るため、10年を超える期間のGNSSや傾斜計のデータを用いて研究を行なった。AICを用いることで、数mm程度の変位量しか示さない小規模のスロー地震を発生を検出することができた。中には10年程度の観測期間でも複数回スロー地震が見つかった地域もあった。しかし、間隔が1年程度のものもあれば数年経っても発生しないこともあり、海溝のスロー地震で見られるような再来の規則性は乏しかった。道北を縦断するブロック境界を震源とするM5以上の地震はほとんど観測されないことから、この地域では不規則ではあるがスロー地震によって逐次歪みが解放されていると考えられる。海溝でのスロー地震と内陸部のスロー地震では周期性の観点で性質が異なることが示唆された。その原因として水の有無等が考えられるが、なぜ水が少ないと発生が不規則になるのかの物理的な理由づけは、将来の研究が必要である。

傾斜計のデータそのものは季節変動もノイズもGNSSに比べて大きく、スロー地震に伴う変動量も小さかった。そのためスロー地震の検出はGNSSによる解析を先に行なって、その結果を踏まえて傾斜計のデータを解析する必要があった。よって、スロー地震の検出という点では傾斜計はあくまで補完的な情報にすぎなかった。しかし、一番南の基線で二つのスロー地震の傾斜変化が逆だったなどの情報から、これらのスロー地震で動いた断層の位置が異なる、すなわち二つは異なるセグメントで発生したことが示唆できた。このようにGNSSだけでは同じようにしか見えなかった変化も、時空間的に個性があることを発見することができた。その意味で傾斜計とGNSSの併用は有用であったと考えられる。

断層パラメータの推定については傾斜計のデータを併用してもなお拘束条件が少なすぎたためか、地学的にも整合的な断層パラメータを導出することは難しいことがわかった。導かれたパラメータが正しいかについては地震活動、ブロック間の相対運動、断層の大きさとすべり量等が適切な関係にあるかを確認する必要がある。小さめのスロー地震ではデータ数が少なく拘束条件が弱いために、観測値を説明する解が複数あるとも考えられる。今後、断層の解を絞るためには観測点の稠密化は必須である。

また、2012年の比較的大きなスロー地震の断層パラメータについては、傾斜計を用いたことで、より精度の高い断層パラメータを導出できた。傾斜計のデータが断層パラメータ推定に有用な情報になりえたことは、今後GNSSと傾斜計を併用することで、GNSSだけでは十分な拘束が難しい、断層パラメータの精度の高い推定が可能になると思われる。

今後の課題の一つとして、スロー地震が将来時空間的にどのように発生するかという点があげられる。先行研究(Ohzono et al., 2015)と本研究で、10mm以上変化が見られたスロー地震が1回、数mm程度の変化が見られたスロー地震が6回あった。この地域の収束速度は約10mm/yrと考えられており、今後も小刻みに小規模のものが発生するかしばらく起きずにある程度歪みがたまったら2012年のものと同規模の10mm程度の変化が起きるか、それはセグメントによって異なり性質の異なるスロー地震が起きているか、等は今後解析を続ける必要がある。また2016年1月12日に留萌沖の深発地震ではM6.2、1月14日に

浦河沖で M6.7 の地震があり，研究対象地域でも最大震度 2 を観測した．まだ地震後の測位データが蓄積されていないため現時点ではわからないが，これらの地震で道北のスロー地震がトリガーされたのかも興味深い．

第7章 謝辞

まずは学部4年時からの研究生活で多くの方からアドバイス、サポートをいただいたことに感謝の意を申し上げたいと思います。特に指導教官である日置幸介教授には約3年間もの間、論文の読み方や専門用語の意味から教えていただきました。また、学会発表の機会も多くいただきました。そこではゼミ発表にとどまらない部分から学ぶ機会を得られ、刺激の多い研究生活を過ごすことができました。また、修士2年次の1年間は就職活動により研究が怠まらない日も続きましたが温かく見守ってくださりこの修士論文を書くことができました。

また、研究発表の場の一つである固体系ゼミの先生方である小山順二名誉教授、古屋正人教授、蓬田清教授、勝俣啓准教授、高田陽一郎准教授、山田卓司茨城大准教授、吉澤和範准教授にもお世話になりました。私の研究内容が地震学とも大いに関連することもあり、基礎的な面から測地学、地震学といった専門的なことまで様々な角度からご指摘、ご指導を頂きました。研究内容について考えなければならない点を定期的に得られたことは研究を進めるうえで非常に実りのある機会でした。

傾斜計のデータの入手については防災科学技術研究所の木村武志様にご協力、助言をいただき本研究を進めることができました。

宇宙測地学研究室、地震学研究室に所属する方々にもお世話になりました。研究内容、プレゼンテーションのアドバイスから雑談まで様々なことにお付き合いいただき、充実した研究生活を過ごすことができました。

改めて日置教授をはじめとする研究に関わってくださった方々に感謝の意を申し上げます。ありがとうございました。

参考文献

- Heki, K. (2004), Dense GPS array as a sensor of for seasonal changes of surface loads, in *State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, edited by R. S. J. Sparks and C.J. Hawkesworth, *Geophysical Monograph Series 150*, 177-196, American Geophys. Union, Washington.
- Heki, K. and T. Kataoka(2008), On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, *113*, B11402, doi:10.1029/2008JB005739.
- Hirose, H. and K. Obara (2005), Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, *57*, 961-972
- Loveless, J. P., and B. J. Meade (2010), Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, *J. Geophys. Res.*, *115*, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- Nakagawa, H., Toyofuku, T., Kotani, K., Miyahara, B., Iwashita, C., Kawamoto, S., Hatanaka, Y., Munekane, H., Ishimoto, M., Yutsudo, T., Ishikura, N., Sugawara, Y.(2009), Development and

- validation of GEONET new analysis strategy (Version 4). *J. Geogr. Surv. Inst.* 118, 1–8.
- Nishimura, T., T. Matsuzawa, and K. Obara (2013), Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 3112-3125, doi:10.1002/jgrb.50222.
- Ohzono, M., H. Takahashi, and M. Ichiyanagi (2015), An intraplate slow earthquake observed by a dense GPS network in Hokkaido, northernmost Japan, *Geophys. J. Int.*, 200, 144–148, doi:10.1093/gji/ggu380.
- Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. of Am.*, 82, 1018– 1040.
- Rubinstein, J. L., J. Gomberg, J. E. Vidale, A. G. Wech, H. Kao, K. C. Creager, and G. Rogers (2009), Seismic wave triggering of nonvolcanic tremor, episodic tremor and slip, and earthquakes on Vancouver Island, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A01, doi:10.1029/2008JB005875.
- 池田将平 2012年後半から2013年前半にかけて発生したスロー地震 北海道大学理学部 卒業論文,2014
- 日置幸介, 測位衛星でみる地殻変動, *パリテイ*, 30(4), 2015.
- 気象庁・震度データベース検索
- http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/shindo_index.html
- 平成 24 年 7 月 地震・火山月報(防災編)
- <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/monthly/201207/monthly201207.pdf>
- 平成 24 年 8 月 地震・火山月報(防災編)
- <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/monthly/201208/monthly201208.pdf>
- 平成 25 年 1 月 地震・火山月報(防災編)
- <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/monthly/201301/monthly201301.pdf>
- Web テキスト 測地学 新装訂版
- Hi-net による微動とゆっくり地震 - NIED Hi-net の傾斜観測
- http://www.geod.jpn.org/web-text/part3_2005/hirose/hirose-1.html
- 地震の基礎知識とその観測 第 2 部地震に関する観測とその体制
- http://www.hinet.bosai.go.jp/about_earthquake/part2.html